

**ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΣΕΡΡΩΝ  
ΣΧΟΛΗ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΩΝ ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΙΑΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

# **ΣΥΓΧΡΟΝΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ**



**ΓΑΡΥΦΑΛΛΙΔΗΣ ΣΥΜΕΩΝ  
ΡΟΥΜΕΛΙΩΤΗΣ ΘΕΟΧΑΡΗΣ**

**ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ  
ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: ΚΛΕΙΔΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ**

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b>	<b>1</b>
<b>1. ΚΕΦΑΛΑΙΟ</b>	
<b>ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΣΥΓΧΡΟΝΗΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ</b>	
1.1. Η ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΓΗΣ	4
1.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ	6
1.3. ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΣΕΙΣΜΟΣ	11
1.4. ΕΙΔΗ ΣΕΙΣΜΩΝ	11
1.5. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ	14
1.6. ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ – ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	16
1.7. ΜΕΓΕΘΟΣ – ΕΝΤΑΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ	19
1.8. ΟΙ ΚΛΙΜΑΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	24
1.9. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	27
1.10. ΟΙ ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΤΗΝ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 30ΕΤΙΑ	31
<b>2. ΚΕΦΑΛΑΙΟ</b>	
<b>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ</b>	
2.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	32
2.2. ΜΑΚΡΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ	34
2.3. ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ	37
2.4. ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ – ΠΡΟΔΡΟΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ	39
2.5. ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ – ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ	44
2.6. ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑ	46
2.7. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΣΗΜΑΤΩΝ	52
2.8. ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΣΗΜΑΤΩΝ	57
<b>3. ΚΕΦΑΛΑΙΟ</b>	
<b>ΤΕΛΛΟΥΡΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ</b>	
3.1 ΤΕΛΛΟΥΡΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ	59
3.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΒΑΝ	63
3.3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ SES ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΑΠΕΡΧΟΜΕΝΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ	67

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο σεισμός είναι ένα φυσικό φαινόμενο άρρηκτα συνδεδεμένο με τη «ζωή» και την ιστορία της Γης που εκδηλώνεται, τις περισσότερες φορές, ξαφνικά και χωρίς προειδοποίηση, προκαλώντας υλικές ζημιές ακόμα και απώλειες ανθρώπινων ζωών, ενώ συνήθως δεν υπάρχουν πολλά περιθώρια για προφύλαξη και δράση. Ωστόσο υπάρχουν φαινόμενα που εμφανίζονται, είτε στην επιφάνεια της Γης είτε στην ατμόσφαιρα, πριν από τη σεισμική δραστηριότητα και σχετίζονται άμεσα με αυτή. Η μελέτη τους θα μπορούσε να οδηγήσει στην πρόγνωση σεισμών και στον περιορισμό των παραπάνω καταστροφών.

Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται οι πλέον ευρέως χρησιμοποιούμενες μέθοδοι πρόγνωσης σεισμών. Η εν λόγω εργασία αποτελείται από τρία μέρη.

Στο πρώτο μέρος, παρουσιάζεται η δομή της Γης και η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Παράλληλα, αναλύεται η έννοια του σεισμού, τα είδη του, καθώς και τα κυριότερα χαρακτηριστικά του. Τέλος, αναφέρονται κάποιοι από τους κυριότερους σεισμούς που έλαβαν χώρα στην Ελλάδα.

Στο δεύτερο μέρος, αναλύονται συνοπτικά οι διάφορες σύγχρονες μέθοδοι πρόγνωσης των σεισμών, καθώς επίσης και οι κοινωνικές επιπτώσεις που μπορεί να επιφέρει στον πληθυσμό η πρόγνωση ενός σεισμού.

Στο τρίτο μέρος, αναφερόμαστε στα τελλουρικά ρεύματα, τι είναι, πως έγινε αντιληπτή η εμφάνισή τους και πόσο έγκαιρα είναι τα αποτελέσματά του. Επίσης παρουσιάζεται η δημοφιλή μέθοδος BAN και η ανάλυση των SES.

## Κεφάλαιο 1

### **Στοιχεία Σύγχρονης Σεισμολογίας**

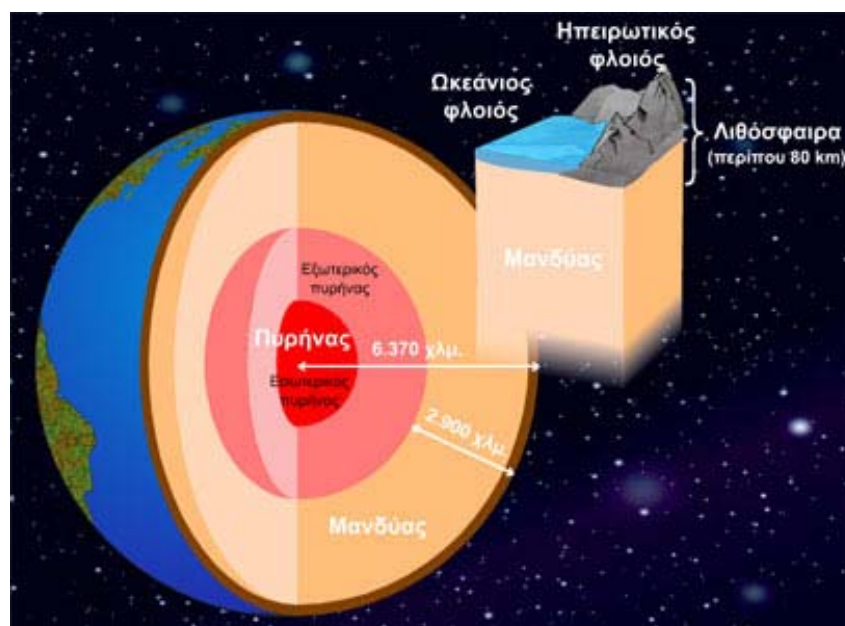
#### 1.1 Η ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΓΗΣ

Η Γη είναι ο μόνος πλανήτης του Ηλιακού Συστήματος που μπορεί να φιλοξενεί έμβια όντα αφού ο μοναδικός συνδυασμός νερού σε υγρή κατάσταση, ατμόσφαιρας πλούσιας σε οξυγόνο και άζωτο, και δυναμικών καιρικών φαινομένων, προσφέρει τη βάση για τη συντήρηση μιας ποικιλίας φυτικών και ζωικών οργανισμών. Το 29% της επιφάνειας της Γης αποτελείται από ξηρά και το υπόλοιπο 71% από θάλασσα. Η ξηρά στο μεγαλύτερο ποσοστό της δεν ξεπερνάει σε υψόμετρο τα 2000m από το επίπεδο της θάλασσας. Τι όμως βρίσκεται στο εσωτερικό της Γης; Οι πληροφορίες για το εσωτερικό της Γης προέρχονται από τις μελέτες μεταλλείων, ηφαιστειών, σεισμών, την πτώση μετεωριτών, τη μελέτη του γήινου μαγνητικού πεδίου και της περιστροφής της Γης. Το εσωτερικό της Γης γινόταν σταδιακά θερμότερο από την ραδιενέργεια, που προερχόταν από τη διάσπαση του πυρήνα των ατόμων των βαρέων στοιχείων, λόγω της αστάθειάς τους. Όταν θερμάνθηκε αρκετά τα ελαφρότερα υλικά μεταφέρθηκαν προς την επιφάνεια της Γης ενώ τα βαρύτερα υλικά μεταφέρθηκαν προς το κέντρο. Αυτή η μεταφορά οδήγησε στη διαφοροποίηση της Γης στο φλοιό, στον ανώτερο και τον κατώτερο μανδύα, και στον εξωτερικό και τον εσωτερικό πυρήνα.

Ο φλοιός είναι η εξωτερική και λεπτότερη από τις ζώνες της Γης και αποτελεί περίπου το 2% του όγκου του πλανήτη και το 1% της μάζας του. Αυτή η ζώνη είναι η πιο καλά μελετημένη γιατί προσφέρεται άμεσα για παρατήρηση. Οι κύριες μέθοδοι έρευνας του φλοιού της Γης είναι οι βαθιές γεωτρήσεις, η μελέτη των επιφανειακών σεισμών και οι τεχνητές εκρήξεις. Το μικρότερο πάχος του φλοιού στους ωκεανούς μπορεί να φτάσει τα 4 km ενώ το πάχος στις ηπείρους μπορεί να φτάσει και τα 70 km. Έτσι διακρίνονται 2 κατηγορίες φλοιού: ο φλοιός των ωκεανών και ο ηπειρωτικός φλοιός οι οποίοι διαφέρουν στη σύνθεση, την πυκνότητα και το πάχος τους. Ο μανδύας είναι το τμήμα εκείνο της Γης που υπόκειται του φλοιού και αντιπροσωπεύει το 83% του όγκου της Γης. Χωρίζεται στον εξωτερικό μανδύα, που φθάνει μέχρι το βάθος των 900 km, και στον εσωτερικό μανδύα που φθάνει μέχρι το βάθος των 2000 km. Η μελέτη των σεισμικών κυμάτων απέδειξε ότι σε βάθος

περίπου 200 km υπάρχει μία ζώνη στην οποία έχουμε μείωση της ταχύτητας, που καλείται ασθενόσφαιρα και στη συνέχεια έχουμε μια προοδευτική αύξηση της ταχύτητας των κυμάτων. Ο στερεός φλοιός και ο εξωτερικός μανδύας αποτελούν την εξωτερική ζώνη της στερεάς Γης και είναι γνωστά σαν λιθόσφαιρα. Η λιθόσφαιρα διαιρείται σε δύο ομάδες χαρακτηριστικών αναγλύφων:

α) Ηπειρωτικές μάζες, οι οποίες είναι τα μεγαλύτερα τμήματα της λιθόσφαιρας που βρίσκονται υψηλά και β) ωκεάνιες λεκάνες οι οποίες είναι τα χαμηλότερα τμήματα της λιθόσφαιρας που βρίσκονται μεταξύ των ηπειρωτικών μαζών και καλύπτονται από θαλάσσιο νερό. Ο πυρήνας χωρίζεται σε δύο κύρια μέρη: τον εξωτερικό (5000 km) και τον εσωτερικό ενώ μεταξύ τους υπάρχει ένα λεπτό στρώμα, μέχρι 300 km, που ονομάζεται ενδιάμεση ζώνη του πυρήνα (Σχ. 1). Τα εγκάρσια σεισμικά κύματα δε διέρχονται από τον πυρήνα, γι αυτό είναι γενικώς αποδεκτό ότι αυτός συμπεριφέρεται ως ρευστό.

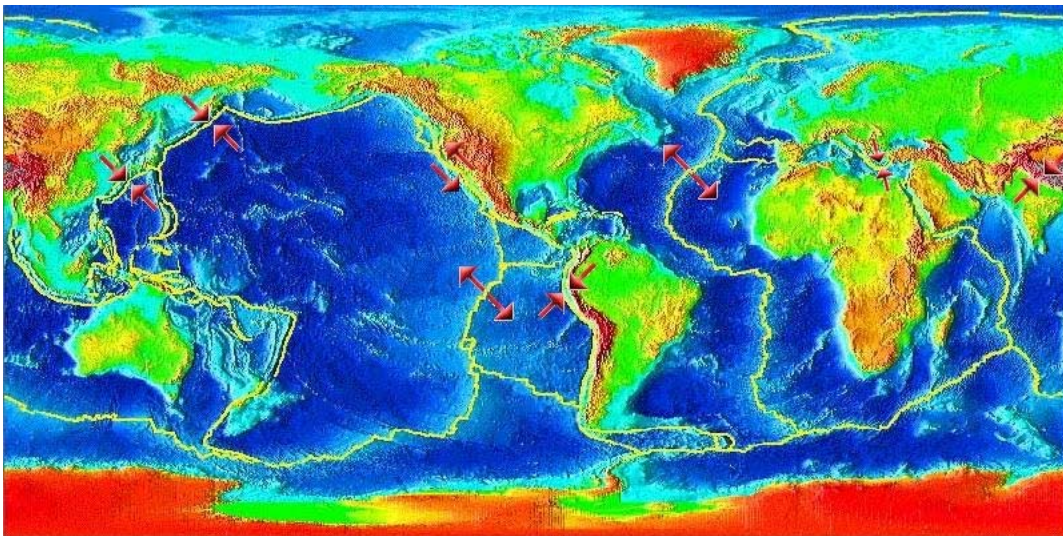


Σχ. 1 Σχηματική απεικόνιση του εσωτερικού της Γης.

Οι χερσαίες εκτάσεις και οι ωκεανοί του πλανήτη μας μεταμορφώνονται αδιάκοπα, ολόκληρα βουνά υψώνονται και εξαφανίζονται από τη διάβρωση, ενώ οι λιθοσφαιρικές πλάκες μετατοπίζονται.

## 1.2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ

Ο φλοιός της Γης, η λιθόσφαιρα, δεν πρέπει να περιγράφεται σαν ένα άθικτο κέλυφος, αλλά σαν ένα «μωσαϊκό» το οποίο αποτελείται από τουλάχιστον εικοσιτέσσερα κομμάτια που εφαρμόζουν μεταξύ τους το ένα με το άλλο (Tazieff 1996). Έτσι σύμφωνα με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών η επιφάνεια της Γης είναι χωρισμένη σε ένα μικρό αριθμό άκαμπτων κομματιών, τα οποία ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες. Λιθοσφαιρικές πλάκες ονομάζονται οι μη παραμορφώσιμοι σφαιρικοί τομείς της λιθόσφαιρας που αποτελούνται εξολοκλήρου από ωκεάνιο φλοιό ή από ωκεάνιο και ηπειρωτικό μαζί. Οι πλάκες αυτές βρίσκονται σε συνεχή κίνηση από την εποχή της δημιουργίας της Γης. Κάποιες πλάκες κινούνται γρηγορότερα από τις άλλες, αλλά η μέση ταχύτητά τους κυμαίνεται περίπου 3cm το χρόνο. Οι κυριότερες λιθοσφαιρικές πλάκες είναι η αμερικανική, η ευρασιατική, η αυστραλιανή, η πλάκα του Ειρηνικού, η ανταρκτική και η ινδική (Σχ. 2).



Σχ. 2 Οι κυριότερες λιθοσφαιρικές πλάκες.

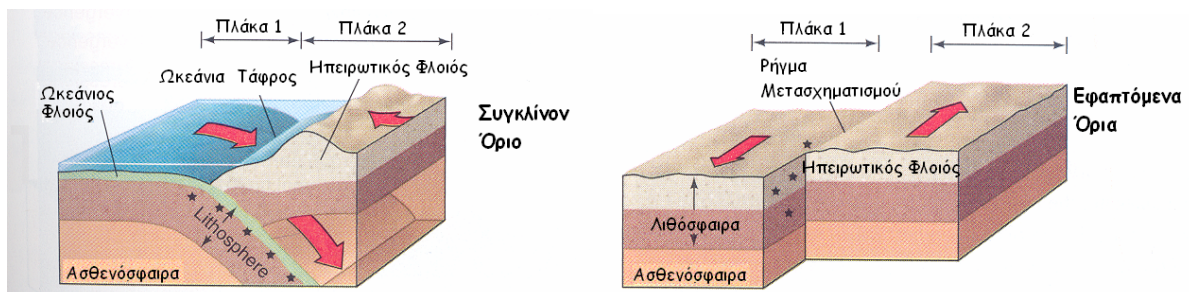
Λόγω της μεταξύ τους κίνησης δημιουργούν τα εξής τρία είδη ορίων (Σχ. 3 ):

**Αποκλίνον Όριο** (Μεσο-ωκεάνιες ράχες): κατά μήκος των ορίων αυτών οι πλάκες απομακρύνονται η μία από την άλλη και στο κενό που δημιουργείται μεταξύ τους σχηματίζεται νέος ωκεάνιος φλοιός, γι' αυτό τα όρια αυτά ονομάζονται και δημιουργικά όρια. Στα όρια αυτά παρατηρείται έκχυση λάβας κατά μήκος ενός άξονα διεύρυνσης και μια σχετική σεισμική



δραστηριότητα με μικρού μεγέθους σεισμούς. Κατά μήκος των αποκλινόντων ορίων δημιουργείται νέος φλοιός όπου σχηματίζονται υποθαλάσσιες οροσειρές που είναι γνωστές ως μεσο-ωκεάνιες ράχες.

**Εφαπτόμενα Όρια** (ρήγματα μετασχηματισμού): στα όρια αυτά οι 2 πλάκες κινούνται παράλληλα αλλά σε αντίθετη κατεύθυνση. Κατά την κίνηση των πλακών στα όρια αυτά ούτε δημιουργείται αλλά ούτε καταστρέφεται μέρος της λιθόσφαιρας. Σ' αυτά δεν παρατηρείται ηφαιστειακή δράση, παρατηρούνται όμως καταστρεπτικοί σεισμοί



Σχ. 3 Τα διάφορα είδη ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών οφείλονται πιθανώς σε οριζόντιες επαπτόμενες δυνάμεις οι οποίες ασκούνται στον πυθμένα κάθε λιθοσφαιρικής πλάκας από θερμικά ρεύματα μεταφοράς υλικού που δημιουργούνται στην ασθενόσφαιρα, αμέσως κάτω από τη λιθόσφαιρα. Κατά την κίνησή τους οι λιθοσφαιρικές πλάκες παραμορφώνονται έντονα στις παρυφές τους, δηλαδή κοντά στις επιφάνειες επαφής τους. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η ενεργός τεκτονική δράση και συνεπώς και η σεισμική δράση παρατηρούνται κατά κύριο λόγο σ' αυτές τις περιοχές.

### Γιατί η Γη έχει τεκτονικές πλάκες;

Χωρίς τις τεκτονικές πλάκες ο πλανήτης μας θα ήταν ένας πολύ διαφορετικός τόπος. Η σταθερή ανακύκλωση του φλοιού της Γης μας παρέχει ένα σταθερό κλίμα, ορυκτά και κοιτάσματα πετρελαίου, καθώς και ωκεανούς με μια ισορροπία χημικών ουσιών που στηρίζουν τη ζωή. Έτσι, δίνει στην εξέλιξη μια ώθηση κάθε μερικές εκατοντάδες εκατομμύρια χρόνια.

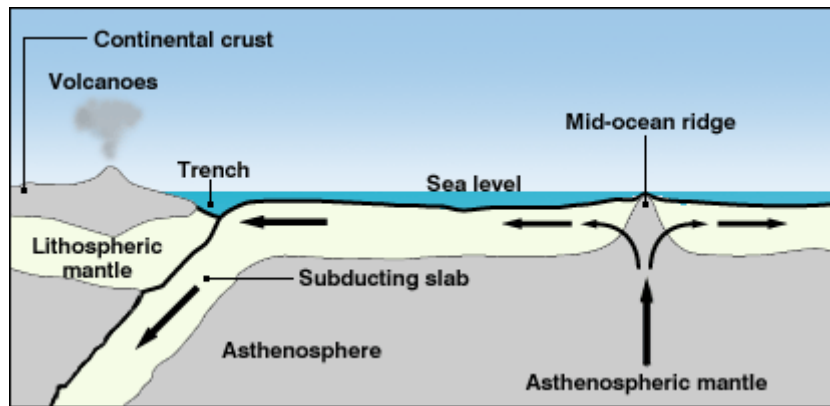
Η Γη, εξ όσων γνωρίζουμε, είναι ο μοναδικός πλανήτης που διαθέτει την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών. Πώς όμως έγινε αυτό; Οι προσομοιώσεις δείχνουν ότι για να δημιουργηθεί η τεκτονική των πλακών ο πλανήτης θα πρέπει να έχει το κατάλληλο μέγεθος: αν είναι πολύ μικρός η λιθόσφαιρά του - το στερεό τμήμα του φλοιού και του εξωτερικού μανδύα (πάνω μέρος) - θα είναι υπερβολικά πυκνή. Αν ο πλανήτης είναι υπερβολικά μεγάλος το ισχυρό βαρυτικό πεδίο του θα συμπιέζει τις όποιες πλάκες κρατώντας αυτές ακίνητες. Οι συνθήκες πρέπει επίσης να είναι οι κατάλληλες: τα πετρώματα που αποτελούν τον πλανήτη δεν πρέπει να είναι ούτε υπερβολικά θερμά, ούτε υπερβολικά ψυχρά, ούτε υπερβολικά υγρά, ούτε υπερβολικά ξηρά.

Ακόμη όμως κι όταν υπάρχουν όλες αυτές οι συνθήκες, απαιτείται ένας επιπλέον κρίσιμος παράγοντας που πρέπει να έχει η λιθόσφαιρα. Με κάποιον τρόπο η λιθόσφαιρα θα πρέπει να έχει υποστεί ρωγμές έτσι ώστε το ένα κομμάτι να εισχωρεί κάτω από το άλλο. Σήμερα βλέπουμε αυτή τη διαδικασία, η οποία είναι γνωστή ως «κατάδυση» στο χείλος πολλών ωκεάνιων λεκανών, καθώς ο ψυχρός, πυκνός ωκεάνιος πυθμένας εισχωρεί κάτω από τον πιο αραιό ηπειρωτικό φλοιό και κατευθύνεται προς τον μανδύα.

Ωστόσο, στα πρώτα στάδια της ζωής της, η Γη ήταν πολύ θερμότερη από ότι σήμερα και, αντί να έχει έναν εύθρυπτο εξωτερικό φλοιό, είχε μια κολλώδη σύσταση στην οποία θα πρέπει να εμφανίστηκαν οι πρώτες ρωγμές. Πολλές ηλεκτρονικές προσομοιώσεις έχουν προσπαθήσει να διερευνήσουν κάτω από ποιες συνθήκες θα μπορούσε να δημιουργηθεί ένα ρήγμα στον φλοιό που θα έσπαγε αυθόρμητα, ως τώρα όμως έχουν όλες αποτύχει.

Ένα καυτό λοφίο υλικού από τον μανδύα θα μπορούσε να έχει προκαλέσει την πρώτη οπή, αφήνοντας να ξεχυθεί υλικό προς τα πάνω από τα κατώτερα στρώματα. Ή ίσως η αιτία να ήταν κάποιος αστεροειδής ή κομήτης, που, όταν προσέκρουσε πάνω στη Γη, να τρύπησε την εξωτερική επιφάνεια πυροδοτώντας έτσι μια αλυσίδα γεγονότων, η οποία δημιούργησε τις πρώτες κινούμενες πλάκες.





Σχ. 4 Τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών.

1. Το μάγμα ανεβαίνει από την ασθενόσφαιρα στις μεσοωκεάνιες ράχες.
2. Ο νέος φλοιός ψύχεται και απομακρύνεται από την ράχη.
3. Ο πυκνότερος ωκεάνιος φλοιός (πιο ψυχρός τώρα) αρχίζει να βυθίζεται πάλι πίσω στο μανδύα
4. Η τήξη της πλάκας δημιουργεί ηφαίστεια στον υπερκείμενο φλοιό.

Ένας άλλος μεγάλος άγνωστος είναι το πότε μπορεί να έχει συμβεί αυτό. Υπάρχουν ελάχιστα στοιχεία στον ωκεάνιο φλοιό επειδή το μεγαλύτερο μέρος του δεν είναι αρκετά παλαιό - ο ωκεάνιος φλοιός συνήθως έχει καταστραφεί στις ζώνες της κατάδυσης, μόλις 200 εκατομμύρια χρόνια μετά τη δημιουργία του. Όσα στοιχεία του ωκεάνιου φλοιού έχουν γλιτώσει από την κατάδυση δίνουν ωστόσο κάποιες ενδείξεις. Οι οφιόλιθοι είναι σκλήθρες (μικρές λεπτές φέτες) παλαιού ωκεάνιου φλοιού οι οποίες αντί με την κατάδυση να κατευθυνθούν προς τα κάτω, σπρώχτηκαν στο επάνω μέρος του ηπειρωτικού φλοιού. Μια πρόσφατη μελέτη χρονολόγησε έναν τέτοιο οφιόλιθο στη Γροιλανδία βρίσκοντας τον ότι έχει ηλικία έως 3,8 δισ. ετών: πρόκειται για την παλαιότερη ένδειξη τεκτονικής των πλακών που έχει βρεθεί ως σήμερα.

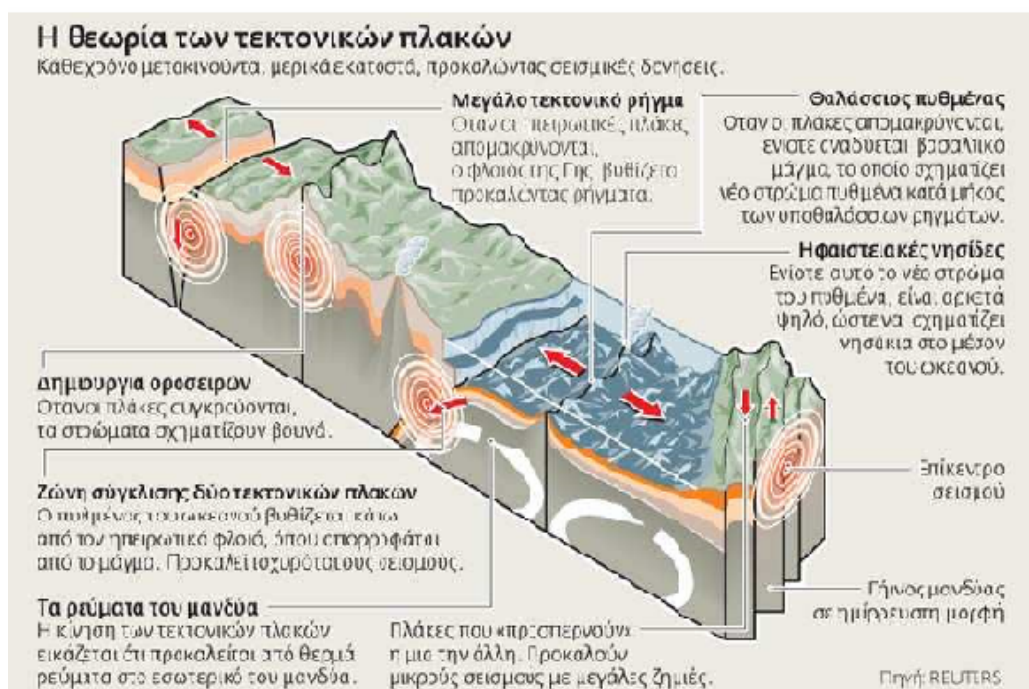
Όποια κι αν είναι η ακριβής χρονολογία της έναρξης της τεκτονικής των πλακών αυτή έχει διαμορφώσει και αναμορφώσει ξανά και ξανά έκτοτε την επιφάνεια του πλανήτη μας. Αυτή η διαδικασία ανακυκλώνει το νερό, τον άνθρακα και το άζωτο, δημιουργώντας με αυτό τον τρόπο ένα περιβάλλον που είναι τέλειο για τη ζωή. Έχει, επίσης, δημιουργήσει μεγάλο μέρος των αποθεμάτων πετρελαίου, φυσικού αερίου και ορυκτών που υπάρχουν στη Γη - συμπιέζοντας και «ψήνοντας» τα αποθέματα πετρωμάτων ακριβώς στο βαθμό που χρειαζόταν. Τα ηφαίστεια, που απελευθε-

ρώνουν διοξείδιο του άνθρακα στην ατμόσφαιρα και η τριβή των τεκτονικών πλακών λειτουργούν σε συνέργεια, διατηρώντας το κλίμα βιώσιμο.

Οι κινήσεις των τεκτονικών πλακών κάνουν επίσης τους ωκεανούς να ανοίγουν και να κλείνουν, τα βουνά να ανεβαίνουν και να κατεβαίνουν, τις ηπείρους να ενώνονται και να χωρίζονται. Κάθε 500 ως 700 εκατομμύρια χρόνια η τεκτονική των πλακών ενώνει τις ηπείρους σχηματίζοντας μια υπερήπειρο. Η τελευταία υπερήπειρος ή Παγγαία υπήρξε πριν από 250 εκατομμύρια χρόνια και σε περίπου 250 εκατομμύρια χρόνια οι ήπειροι θα συγκρουστούν ξανά μεταξύ τους.

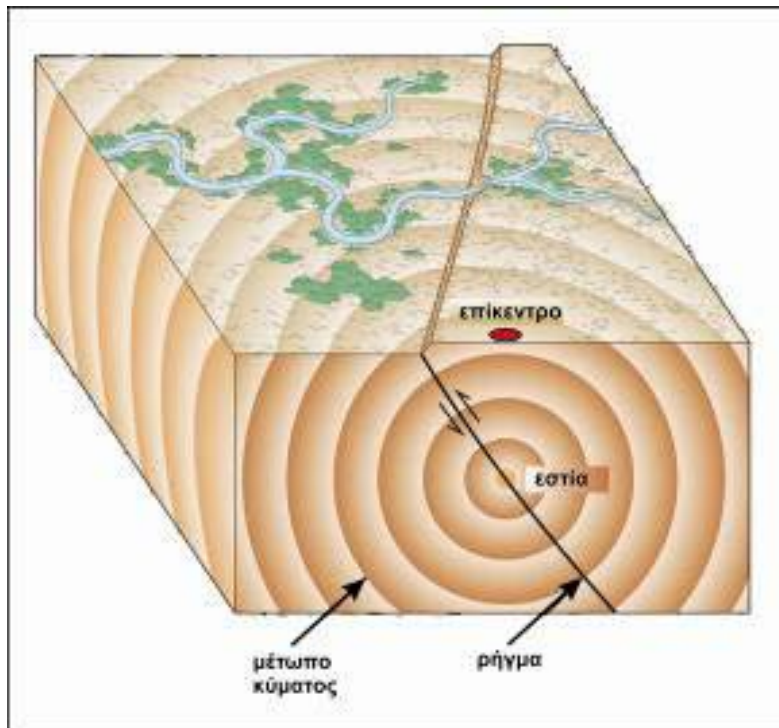
Όταν αυτοί οι υπερήπειροι σπάνε αργά-αργά, αποχωρίζοντας μάζες ξηράς και σχηματίζοντας ρηχές θάλασσες, η εξέλιξη κινείται με πολύ μεγάλες ταχύτητες, σχηματίζοντας αμέτρητα νέα είδη, τα οποία εποικίζουν τα νέα περιβάλλοντα που δημιουργούνται.

Τελικά, η λιθόσφαιρα θα σταματήσει να κινείται, καθώς η Γη θα ψυχρανθεί και τα ρεύματα μεταφοράς στον μανδύα θα είναι πολύ αδύναμα ώστε να δώσουν ώθηση στις πλάκες. Κανείς δε γνωρίζει για πόσο ακόμη θα συνεχιστεί η τεκτονική των πλακών ή αν θα σταματήσει προτού ο πλανήτης μας «φαγωθεί» από το διαστελλόμενο Ήλιο. Ας μην ανησυχούμε όμως ιδιαίτερα για αυτό: ώσπου να συμβεί οι άνθρωποι μάλλον θα αποτελούν μια μακρινή ανάμνηση στη ζωή της Γης.



### 1.3 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΣΕΙΣΜΟΣ

Σεισμός είναι η βίαιη κίνηση του εδάφους, μικρής διάρκειας που προκαλείται από διαρρήξεις στο εσωτερικό της Γης (απελευθέρωση ενέργειας υπό μορφή ελαστικών τάσεων). Η αρχή εκκίνησης των ελαστικών κυμάτων καλείται εστία ή υπόκεντρο και η κάθετη προβολή της στην επιφάνεια της Γης καλείται επίκεντρο (Σχ. 5). Στο επίκεντρο τα σεισμικά κύματα γίνονται πιο αισθητά. Έτσι η ένταση εξαρτάται από το μέγεθος αλλά και από την επικεντρική απόσταση, από το βάθος και την αντίδραση του εδάφους στις πολυάριθμες διαφορετικές τάσεις που προκαλούνται από τα σεισμικά κύματα (Tazieff 1996).



Σχ. 5 Εστία και επίκεντρο σεισμού. Οι ομόκεντροι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τα σεισμικά κύματα.

### 1.4 ΕΙΔΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

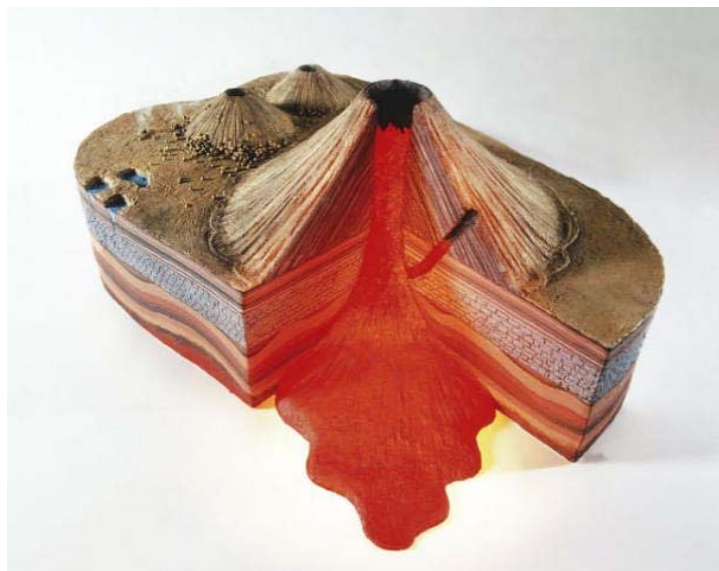
Οι σεισμοί μπορούν να χωριστούν σε διάφορους τύπους ανάλογα με τον **τρόπο γένεσής** τους αλλά και με το **βάθος** στο οποίο συμβαίνουν. Αν χρησιμοποιήσουμε ως κριτήριο τον τρόπο δημιουργίας τους, διακρίνουμε τους εξής (Σχ. 7):

- Ηφαιστειακούς σεισμούς οι οποίοι συμβαίνουν κοντά στην περιοχή του κρατήρα
- Εγκατακρημνησιγενείς από την πτώση των υπόγειων κοιλωμάτων και
- Τεκτονικούς όπου συμβαίνει κατά την διάρρηξη των πετρωμάτων.

Αναλυτικότερα :

### **Ηφαιστειακοί σεισμοί:**

Οι ηφαιστειογενείς σεισμοί προηγούνται των ηφαιστειακών εκρήξεων ή και τις συνοδεύουν. Η αιτία που τους προκαλεί πιστεύεται ότι είναι η απελευθέρωση των αερίων του μάγματος το οποίο τροφοδοτεί τα ηφαίστεια μέσα από τους πόρους ή τις ρωγμές που φτάνουν έως και την επιφάνεια της Γης. Οι ηφαιστειογενείς σεισμοί είναι και αυτοί κυρίως μικροί σεισμοί οι οποίοι έχουν την εστία τους σε μεγάλη απόσταση από το ηφαίστριο αλλά με την πάροδο του χρόνου πλησιάζει συνέχεια προς αυτό με όλο και μικρότερο βάθος, ενώ ταυτόχρονα γίνονται συχνότεροι. Το μέγεθός τους γενικά εξαρτάται από την αντίσταση που συναντάει το μάγμα κατά την ανύψωσή του προς την επιφάνεια της Γης. Οι ηφαιστειογενείς σεισμοί καλύπτουν το 7% περίπου του συνολικού αριθμού των σεισμών που πραγματοποιούνται στον πλανήτη μας.



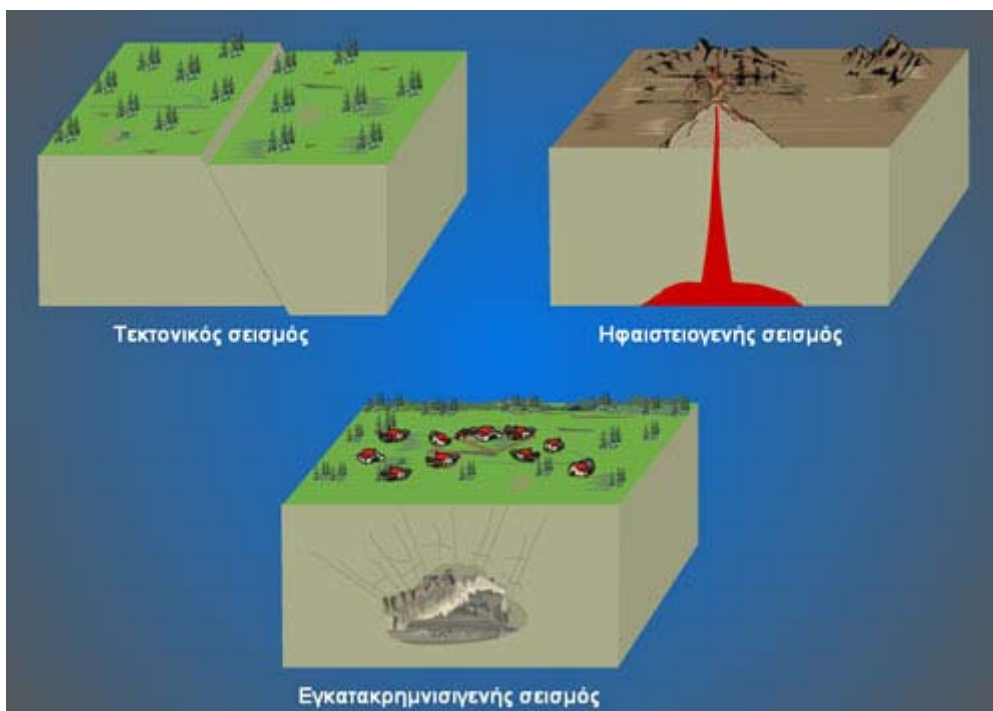
**Σχ. 6 Η διάχυση του μάγματος διαμέσου των πετρωμάτων του φλοιού είναι η αιτία των ηφαιστειογενών σεισμών.**

### **Τεκτονικοί σεισμοί :**

Οι Τεκτονικοί σεισμοί αποτελούν την πολυπληθέστερη κατηγορία σεισμικών δονήσεων, καλύπτοντας περίπου το 90% των σεισμικών δονήσεων σε ολόκληρο τον κόσμο. Οι σεισμοί αυτοί έχουν συνήθως μεγάλο μέγεθος και η εστία τους μπορεί να βρίσκεται σε βάθος 700 χιλιομέτρων από την επιφάνεια της Γης.

### **Εγκατακρημνισιογενείς σεισμοί :**

Εγκατακρημνισιογενείς είναι οι σεισμοί που πραγματοποιούνται από την πτώση της οροφής μεγάλων κοιλωμάτων στο εσωτερικό της Γης, λόγω βαρύτητας και αποσάθρωσης. Οι σεισμοί αυτοί έχουν μικρό μέγεθος και διαρκούν χρόνο ίσο με το διάστημα που απαιτείται για την πτώση των πετρωμάτων. Είναι τοπικοί σεισμοί και καλύπτουν το 3% περίπου των σεισμών που πραγματοποιούνται πάνω στη Γη.



**Σχ. 7: Σχηματική παράσταση των διαφόρων ειδών σεισμού.**

Η ακριβής θέση στην οποία συμβαίνει ένας σεισμός ονομάζεται **εστία**. Αν η εστία θεωρηθεί ως σημείο, αυτό ονομάζεται **υπόκεντρο**. Η προβολή του υποκέντρου στην επιφάνεια της Γης ονομάζεται **επίκεντρο**. Ανάλογα με την απόσταση του υποκέντρου από την επιφάνεια της Γης (εστιακό βάθος), οι σεισμοί χαρακτηρίζονται ως:

- Επιφανειακοί ή σεισμοί μικρού βάθους (0 - 30 km)
- Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (30 - 70 km)
- Σεισμοί μεγάλου βάθους (άνω των 70 km)

Το εστιακό βάθος είναι σημαντικό χαρακτηριστικό ενός σεισμού, ως προς το μέγεθος των καταστροφών που αυτός μπορεί να επιφέρει στις ανθρώπινες κατασκευές. Για παράδειγμα, ένας επιφανειακός σεισμός μεγέθους 6,5 Ρίχτερ είναι πολύ πιο καταστρεπτικός από ένα σεισμό ενδιάμεσου βάθους μεγέθους 6,9 Ρίχτερ.

Αυτό συμβαίνει για δύο κυρίως λόγους:

- Όσο αυξάνεται το βάθος, αυξάνεται και η απόσταση μεταξύ εστίας και επιφανείας της Γης, επιφέροντας έτσι εξασθένηση στα σεισμικά κύματα.
- Η διασπορά των σεισμικών κυμάτων είναι μεγαλύτερη.

Το μεγαλύτερο εστιακό βάθος που έχει καταγραφεί ποτέ είναι 750 km και συμπίπτει με το σημείο όπου ο γήινος φλοιός καταβυθίζεται στον ανώτερο μανδύα.

## **1.5 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ**

Τα σεισμικά κύματα είναι οι φορείς της ενέργειας που εκλύεται από τους σεισμούς ή από υπόγειες εκρήξεις. Διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης με διαφορετικές ταχύτητες, ανάλογα με τις ελαστικές ιδιότητες και την πυκνότητα των πετρωμάτων. Όσο μεγαλύτερη είναι η πυκνότητα των πετρωμάτων, τόσο μεγαλύτερη είναι και η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Τα σεισμικά κύματα διακρίνονται σε δύο είδη: Τα κύματα χώρου και τα κύματα επιφάνειας.

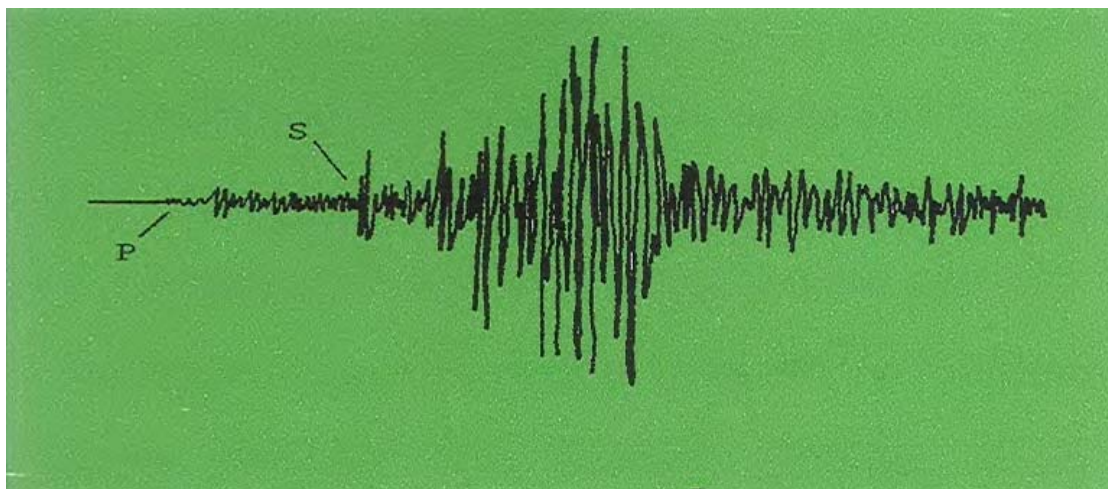
Τα κύματα χώρου ξεκινούν από την εστία και ανάλογα με την ταχύτητά τους χωρίζονται σε:

- **Διαμήκη** ή συμπύκνωσης (P), όπου τα μόρια της ύλης ταλαντώνονται παράλληλα προς τη διεύθυνση μετάδοσης του κύματος. Είναι αυτά που φθάνουν πρώτα στους σταθμούς. Κατά τη διάδοσή τους συμπιέζουν και διαστέλλουν το πέτρωμα. Τα κύματα P έχουν την ικανότητα να ταξιδεύουν και



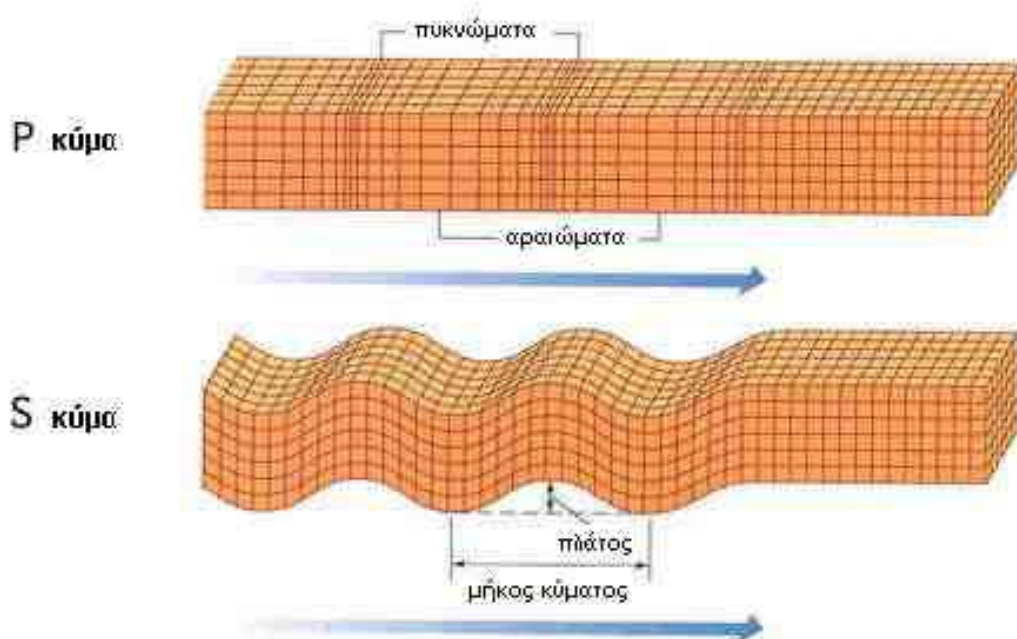
διαμέσου στερεών πετρωμάτων αλλά και διαμέσου υγρών υλικών όπως είναι το ηφαιστειακό μάγμα και το νερό των ωκεανών (Bolt 1991).

- **Εγκάρσια** ή διάτμησης (S), όπου η ταλάντωση των μορίων γίνεται κάθετα προς την διεύθυνση μετάδοσης του κύματος. Καθώς διαδίδονται διατέμνουν το πέτρωμα πλευρικά, δηλαδή σε ορθή γωνία προς τη διεύθυνση της διάδοσης του κύματος. Τα κύματα αυτά δε μπορούν να μεταδοθούν στα ρευστά τμήματα της Γης, όπως είναι οι ωκεανοί.



**Σχ. 8:** Τυπική καταγραφή σεισμού σε σεισμολογικό σταθμό. Σημειώνονται τα επιμήκη (P) και τα εγκάρσια (S) σεισμικά κύματα.

Η ακριβής ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων P και S εξαρτάται από την πυκνότητα και τις ελαστικές ιδιότητες των πετρωμάτων και του εδάφους, από τα οποία διέρχονται. Στους περισσότερους σεισμούς αισθανόμαστε πρώτα τα P κύματα. Η εντύπωση είναι παρόμοια με αυτή που δημιουργεί μία ηχητική έκρηξη. Λίγα δευτερόλεπτα αργότερα έρχονται τα S κύματα και με κινήσεις πάνω, κάτω και πλαγίως δονούν την επιφάνεια του εδάφους καθέτως και οριζοντίως (Bolt 1991). Τα κύματα επιφάνειας δημιουργούνται όταν τα κύματα χώρου φθάσουν στη γήινη επιφάνεια, έχουν μεγάλο πλάτος και μικρές συχνότητες. Από τις ταχύτητες των P και S κυμάτων και τον τρόπο μετάδοσής τους, κατέστη δυνατός και ο καθορισμός των οι διαφόρων ασυνεχειών στο εσωτερικό της Γης.



Σχ. 9: Σχηματική παράσταση των δύο ειδών σεισμικών κυμάτων χώρου.

## 1.6 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ – ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

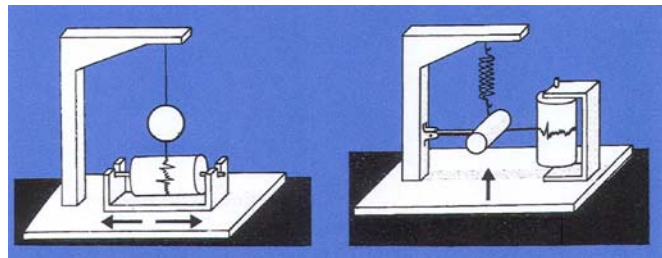
Στις παραπάνω ενότητες, είδαμε πως και που δημιουργούνται οι σεισμοί και αναφερθήκαμε στα σεισμικά κύματα. Αυτά μεταδίδονται στο εσωτερικό της Γης και φθάνουν στην επιφάνεια, όπου καταγράφονται στους σεισμολογικούς σταθμούς. Πως όμως προσδιορίζουμε το πόσο μεγάλος ή δυνατός είναι ένας σεισμός; Κατ' αρχήν θα πρέπει να εντοπίσουμε την περιοχή που συνέβη. Δηλαδή, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος (άρα το υπόκεντρο), και γενικότερα την εστιακή και την επικεντρική περιοχή, όπως αυτές τις ορίσαμε σε προηγούμενη ενότητα. Επίσης, για να προσδιορίσουμε πόσο μεγάλος ή πόσο δυνατός ήταν ο σεισμός, θα πρέπει να υπολογίσουμε το μέγεθος ή/και την έντασή του αντίστοιχα.

Η ιδέα για την κατασκευή μιας συσκευής που θα μπορούσε να καταγράψει τους σεισμούς είναι πολύ παλιά. Η πρώτη συσκευή αυτού του είδους για την οποία έχουμε πληροφορίες κατασκευάστηκε στην Κίνα γύρω στο 123 μ.Χ. (Σχ. 10). Το όργανο αυτό αποτελούνταν από κεφάλια δράκων που είχαν στο στόμα τους μία μπάλα. Κάθε φορά που γινόταν σεισμός οι μπάλες, όντας μη στερεωμένες, πέφτουν στο στόμα των (επίσης μεταλλικών) βατράχων που βρίσκονται ακριβώς κάτω από τα 39 κεφάλια των δράκων. Αυτό το όργανο ονομάστηκε **Σεισμοσκοπιο** και αρκείται στο να δείξει

ότι έγινε κάποιος σεισμός χωρίς να γίνεται η καταγραφή του. Τα όργανα που χρησιμοποιούμε σήμερα για την καταγραφή των σεισμών λέγονται **Σειсмоγράφοι** και καταγράφουν τον σεισμό σε ένα διάγραμμα που ονομάζεται Σεισογράφημα ή **Σεισογράμμα**. Οι πρώτοι σεισογράφοι βασίστηκαν στην ταλάντωση ενός εκκρεμούς, το οποίο αποτελούσε μέρος ενός συστήματος άμεσης απόκρισης, που παρακολουθούσε συνεχώς την εδαφική κίνηση. Στο Σχήμα 11 παρουσιάζονται δύο μοντέλα πρότυπου μηχανικού σεισογράφου.



**Σχ. 10 Σεισοσκόπιο**



**Σχ. 11: Πρότυπα σεισογράφου (α) οριζόντιας διεύθυνσης, (β) κατακόρυφης διεύθυνσης.**

Στην περίπτωση (α), παρουσιάζεται το μοντέλο του σεισογράφου καταγραφής της οριζόντιας κίνησης. Αυτό αποτελείται από μια μάζα τοποθετημένη σε στήριγμα, η οποία αιωρείται ελεύθερα και παρακολουθεί την εδαφική κίνηση. Στο άκρο της μάζας βρίσκεται μια ακίδα η οποία καταγράφει την κίνηση του εκκρεμούς πάνω σε ένα περιστρεφόμενο τύμπανο.

Αντίστοιχα, στην περίπτωση (β) παρουσιάζεται το μοντέλο του σεισογράφου καταγραφής της κατακόρυφης κίνησης. Εδώ υπάρχει ένα ελατήριο και μία μάζα στο άκρο του, που μπορεί να μετακινείται μόνο κατακόρυφα. Η ακίδα στην άκρη της μάζας καταγράφει την κίνησή της σε περιστρεφόμενο τύμπανο. Σήμερα οι σεισογράφοι αποτελούνται από τα σεισοόμετρα και το σύστημα καταγραφής. Εάν αντιστοιχήσουμε τα δύο μοντέλα σεισογράφων, το σεισοόμετρο είναι το σύστημα του εκκρεμούς, και το καταγραφικό είναι η ακίδα και το τύμπανο.

Στις δύο παραπάνω περιπτώσεις, η κίνηση του εδάφους που προέρχεται από τη σεισμική δόνηση και τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων, καταγράφεται σε τρεις διευθύνσεις (Α – Δ, Β – Ν, κατακόρυφη). Συνήθως στους σεισμολογικούς σταθμούς υπάρχουν τουλάχιστον τρία σεισοόμετρα ένα για κάθε διεύθυνση (Σχ. 12), και αντίστοιχα καταγραφικά, που μπορεί να είναι είτε τύμπανα καταγραφής είτε

υπολογιστικά συστήματα παρακολούθησης της εδαφικής κίνησης. Στο Σχήμα 12 βλέπουμε τα τρία σεισμόμετρα ενός σειсмоγράφου στο Ύπαιθρο.



Σχ. 12 Τρία σεισμόμετρα τοποθετημένα, ένα για κάθε συνιστώσα σε σταθμό υπαίθρου.

Συνοψίζοντας:

- Τα **σειμοσκόπια** είναι όργανα που απλώς σημειώνουν τη γένεση των σεισμών ή αναγράφουν αυτούς πάνω σε ακίνητη πλάκα δίνοντας έτσι πληροφορίες για την ένταση της σεισμικής κίνησης.
- Οι **σειμογράφοι** είναι όργανα με τα οποία επιτυγχάνεται αυτόματη αλλά όχι πιστή αναγραφή της σεισμικής κίνησης. Η αναγραφή αυτή, που λέγεται σειμογράφημα, γίνεται με γραφίδα πάνω σε ταινία ή με φωτεινή κηλίδα πάνω σε φωτογραφική ταινία.
- Τα **σεισμόμετρα** είναι όργανα που καταγράφουν με σημαντική ακρίβεια τις σεισμικές κινήσεις. Η βασική διαφορά μεταξύ σειμομέτρου και σειμογράφου είναι ότι το σεισμόμετρο διαθέτει συσκευή με την οποία επιτυγχάνεται απόσβεση της αιώρησης του εκκρεμούς και έτσι είναι δυνατή η πιστότερη αναγραφή της σεισμικής κίνησης. Οι αναγραφές των σειμομέτρων λέγονται σειμογράμματα.



- Τέλος, οι **επιταχυνσιογράφοι** αποτελούν ειδική κατηγορία σεισμομέτρων. Τα σειсмоγράμματα των οργάνων αυτών δίνουν τη σεισμική επιτάχυνση σε συνάρτηση με τον χρόνο.



Σχ. 13 Σεισμογράφος σύγχρονου σεισμολογικού ινστιτούτου.

### **1.7 ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ**

Υπολογίζεται ότι χιλιάδες σεισμοί γίνονται κάθε μέρα στον κόσμο. Μόνο λίγοι όμως από αυτούς εκδηλώνονται σε κατοικημένες περιοχές και είναι αρκετά ισχυροί ώστε να γίνονται αισθητοί και μερικοί από αυτούς να προκαλούν βλάβες. Για παράδειγμα όταν γίνεται κάποιος σεισμός μεταδίδονται από τα ΜΜΕ μερικά στοιχεία όπως: «Σεισμική δόνηση μεγέθους 4,5 βαθμών της κλίμακας Richter 230 χλμ. ΝΔ της Αθήνας έγινε αισθητή από τους κατοίκους της περιοχής... κλπ.». Άλλες φορές ακούμε για σεισμό μεγάλης έντασης.

Το ερώτημα είναι πως μετράται ο σεισμός και ποιος είναι ο πλέον ακριβής τρόπος περιγραφής του;

Στην προηγούμενη ενότητα περιγράψαμε τον τρόπο προσδιορισμού του επικέντρου – υποκέντρου του σεισμού. Αυτό σημαίνει ότι πρώτα υπολογίζουμε την περιοχή εκδήλωσης του σεισμού. Στη συνέχεια πρέπει να υπολογίσουμε την ενέργεια του σεισμού ή να εκτιμήσουμε τα αποτελέσματά του. Πράγματι όταν υπολογίζουμε την ενέργεια του σεισμού μετράμε το μέγεθός του, ενώ όταν εκτιμούμε τις επιπτώσεις του υπολογίζουμε την έντασή του. Το μέγεθος του σεισμού καθορίστηκε για πρώτη

φορά από τον Charles Richter (1935). Η κλίμακα που πρότεινε και μέχρι σήμερα χρησιμοποιείται, βασιζόταν στη μέτρηση του πλάτους μέγιστης ταλάντωσης του σεισμομέτρου και την επικεντρική απόσταση (δηλαδή την απόσταση του σταθμού καταγραφής από το επίκεντρο). Ο πρότυπος σεισμός 1 βαθμού της κλίμακας Richter, προκαλούσε ένα μικρόμετρο μετακίνηση καταγραφής του σεισμομέτρου Wood – Anderson εφόσον αυτός λάμβανε χώρα σε επικεντρική απόσταση ίση με 100 χλμ. Το μέγεθος αναφέρεται σε μέτρηση της ενέργειας του σεισμού και μετράται πάντα το ίδιο σε όλη τη Γη.

### **ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ :**

Το μέγεθος (M) ενός σεισμού εκφράζει το μέτρο της συνολικής - δυναμικής κατ' αρχήν λόγω παραμόρφωσης των πετρωμάτων - εκλυόμενης ενέργειας, η οποία, μεταφερόμενη με τα σεισμικά κύματα, στη συνέχεια μετατρέπεται σε κινητική, δηλαδή σε δόνηση. Ο υπολογισμός του μεγέθους ενός σεισμού γίνεται με τη μέτρηση διαφόρων σεισμικών παραμέτρων των σεισμικών κυμάτων επί των σεισμογραφημάτων, όπως, π.χ., πλάτος, διάρκεια, περίοδος. Μάλιστα, επειδή χρησιμοποιούνται διαφόρων ειδών κύματα, αναπτύχθηκαν και διάφορες κλίμακες μεγεθών.

**Τοπικό μέγεθος  $M_L$**  είναι ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους αναγραφής του σεισμού σε  $\mu m$ , από πρότυπο βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης, που βρίσκεται σε απόσταση 100 km από το σεισμό.

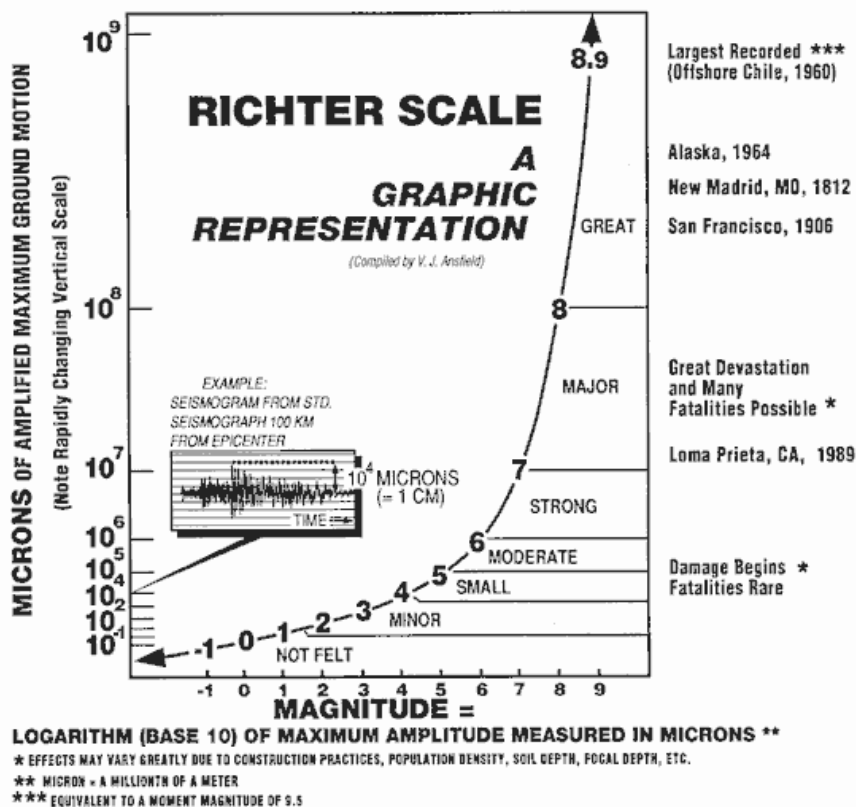
Επειδή λοιπόν πρόκειται για λογαριθμική κλίμακα μεγέθους, κάθε φορά που έχουμε αύξηση του μεγέθους κατά μία μονάδα θα έχουμε αύξηση της σεισμικής ενέργειας κατά 31 φορές και αύξηση του πλάτους των σεισμικών κυμάτων κατά 10 φορές. Δεδομένου δε ότι η δεσπόζουσα περίοδος του Wood – Anderson είναι 0,8 sec, το όργανο αυτό μεγεθύνει επιλεκτικά τα σεισμικά κύματα με περιόδους από 0,5 - 1,5 sec περίπου, οι οποίες συμπίπτουν με την περίοδο πολλών κατασκευών και συνεπώς έχουν ιδιαίτερη σημασία για τους μηχανικούς.

Όπως προκύπτει από τον ορισμό του τοπικού μεγέθους η κλίμακα Richter δεν έχει θεωρητικά ανώτατο ή κατώτατο όριο. Μπορούμε ωστόσο να πούμε ότι το μέγεθος περιορίζεται στο άνω όριο από την φυσική αντοχή των πετρωμάτων του φλοιού, γι'

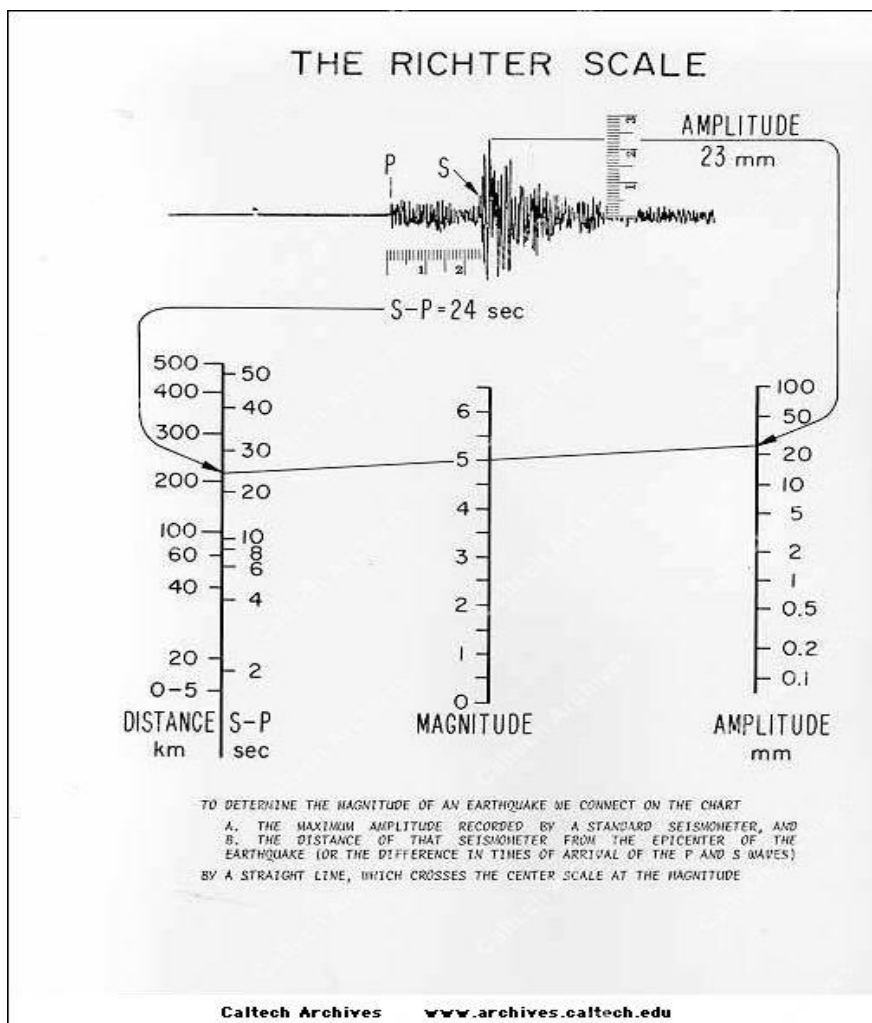


αυτό και από το 1935 ελάχιστοι σεισμοί μεγέθους πάνω από μέγεθος 9,0 έχουν καταγραφεί. Μία τυπική αναπαράσταση των μονάδων της κλίμακας σε φυσική γλώσσα είναι η εξής:

- Μικροί σεισμοί: < 3R. Είναι πολλές φορές ανεπαίσθητοι.
- Ασήμαντοι σεισμοί: 3 R – 3.9 R. Γίνονται αισθητοί χωρίς ζημιές.
- Ασθενείς σεισμοί: 4 R – 4.9 R. Γίνονται αισθητοί με ελαφρές συνήθως ζημιές γύρω από το επίκεντρο.
- Μέτριοι σεισμοί: 5 R – 5.9 R. Παρατηρούνται ζημιές συνήθως εντός 10 τετραγωνικών χλμ.
- Ισχυροί σεισμοί: 6 R – 6.9 R. Σημειώνονται σοβαρές ζημιές εντός 100 τετραγωνικών χλμ.
- Σημαντικοί σεισμοί: 7 R- 7.9 R. Γίνονται σοβαρότατες ζημιές και πέραν των 100 χλμ.
- Μεγάλοι σεισμοί: > 8 R. Συμβαίνουν μεγάλες απώλειες ανθρώπινων ζωών και μεγάλες καταστροφές.



Σχ. 14 Η κλίμακα Richter



**Σχ. 15 Υπολογισμός τοπικού μεγέθους με την κλίμακα Richter.**

**Επιφανειακό μέγεθος  $M_s$**  Η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους βασίζεται σε μετρήσεις του μέγιστου πλάτους αναγραφής των επιφανειακών κυμάτων, με περίοδο 18-22 sec. Αφορά σε επιφανειακούς σεισμούς με βάθος μικρότερο από 60 km, οι οποίοι αναγράφονται από σειсмоγράφους οποιουδήποτε τύπου και σε οποιαδήποτε απόσταση.

**Χωρικό μέγεθος  $M_b$**  Χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μεγέθους σεισμών οποιασδήποτε επικεντρικής απόστασης και οποιουδήποτε βάθους. Ο υπολογισμός του γίνεται με την μέτρηση πλατών των P κυμάτων. Μειονέκτημα των σεισμικών αυτών κλιμάκων αποτελεί το φαινόμενο του κορεσμού. Οι κλίμακες δηλαδή αυτές παρουσιάζουν κάποια ανώτατα όρια καταγραφής της σεισμικής ενέργειας, που ακτινοβολείται από τις σεισμικές εστίες. Έτσι, πάνω από τα όρια αυτά δεν αυξάνουν

οι τιμές των σεισμικών μεγεθών, παρά το ότι αυξάνει η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια. Ένα άλλο μειονέκτημα της έννοιας του σεισμικού μεγέθους ανάγεται στην δυσκολία της άμεσης συσχέτισής του με την διαδικασία της σεισμικής διάρρηξης. Λύση στα προβλήματα αυτά δίνει η εισαγωγή της έννοιας της σεισμικής ροπής (seismic moment) με την σχέση

$$M_o = \mu DS$$

όπου  $\mu$  είναι ο συντελεστής ακαμψίας (rigidity) των πετρωμάτων στο υπόκεντρο,  $D$  είναι η μέση σεισμική ολίσθηση του ρήγματος και  $S$  το συνολικό εμβαδόν της ρηξιγενούς επιφανείας. Το Μέγεθος Σεισμικής Ροπής  $M_w$  (Moment Magnitude) προτάθηκε από τον Ιάπωνα Hiroo Kanamori με την σχέση

$$M_w = \frac{\log M_o - 16.1}{1.5}$$

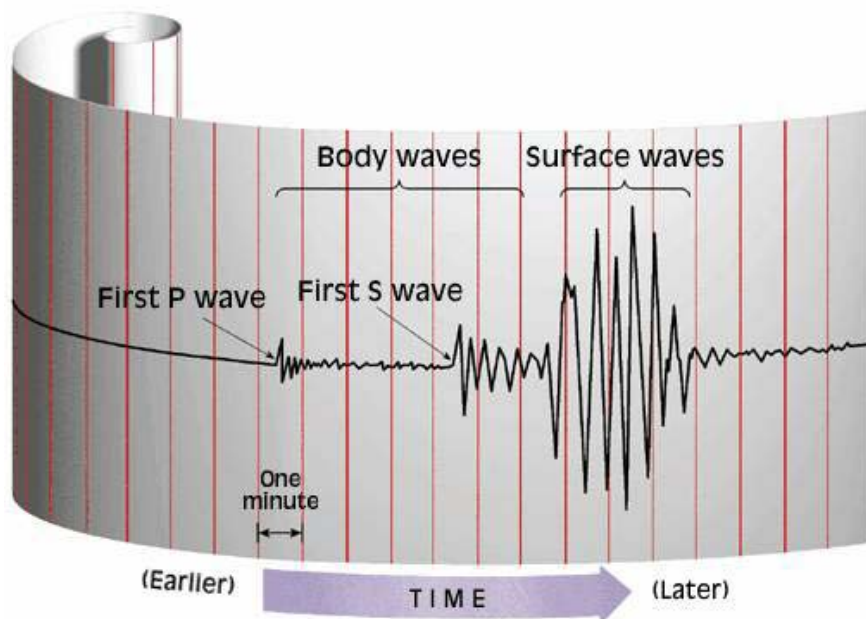
όπου  $M_o$  η σεισμική ροπή σε dyn.cm. Οι διάφορες κλίμακες σεισμικού μεγέθους συνδέονται μεταξύ τους με εμπειρικές σχέσεις, όπως αυτή που πρότειναν οι Gutenberg και Richter (1956)

$$M_s = 1,59M_b - 3,97$$

που συνδέει το επιφανειακό  $M_s$  με το χωρικό μέγεθος  $M_b$  ή η σχέση

$$M_b = 2,5 + 0,63M_L$$

που συνδέει το χωρικό μέγεθος με το τοπικό μέγεθος.



**Σχ. 16 Τμήμα σειсмоγραφήματος με τα διάφορα είδη κυμάτων, των οποίων τα πλάτη χρησιμεύουν για τον υπολογισμό του μεγέθους του σεισμού**

## **ΕΝΤΑΣΗ ΣΕΙΣΜΟΥ:**

Η ένταση του σεισμού είναι το μέγεθος το οποίο εκφράζει τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού, έχει δηλαδή σχέση με την επίδραση του σεισμού στο περιβάλλον, στους ανθρώπους, στα ζώα, στις τεχνικές κατασκευές. Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα διαφέρουν από τόπο σε τόπο επειδή εξαρτώνται από διάφορους παραμέτρους (όπως οι εδαφικές συνθήκες, ο τρόπος διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, η απόσταση από το επίκεντρο) και επομένως για τον ίδιο σεισμό έχουμε διαφορετικές τιμές έντασης για κάθε περιοχή, πράγμα το οποίο δεν συμβαίνει με το μέγεθος του σεισμού που είναι ένα και συγκεκριμένο, χωρίς τοπικές διαβαθμίσεις.

Η ένταση του σεισμού αναφέρεται στην ποσότητα επιπτώσεων του στις κατοικημένες περιοχές. Έτσι, όσο απομακρυνόμαστε από την επικεντρική περιοχή, τόσο η ένταση του σεισμού μειώνεται. Η ένταση αναφέρεται στα αποτελέσματα του σεισμού στα ανθρώπινα έργα και είναι διαφορετική από περιοχή σε περιοχή. Άρα, η ανακοίνωση που πολλές φορές επαναλαμβάνεται από τα ΜΜΕ για σεισμό π.χ., έντασης 5 Richter, είναι λάθος, μιας και η κλίμακα Richter υποδηλώνει το μέγεθος, ενώ η ένταση συνδέεται με τις επιπτώσεις του σεισμού.

### **1.8 ΟΙ ΚΛΙΜΑΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ**

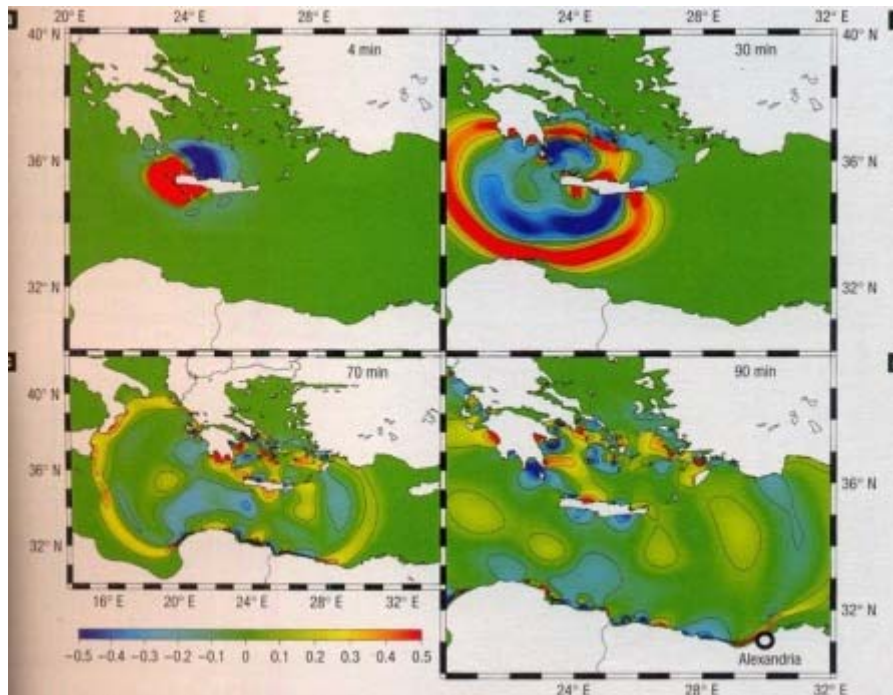
Η ένταση μετράται σε διάφορες κλίμακες που περιγράφουν τις επιπτώσεις του σεισμού και μεταβάλλεται ανάλογα με την ποσότητα καταστροφής που ο σεισμός έχει προκαλέσει. Η ένταση μετράται με την χρήση των μακροσεισμικών κλιμάκων, που δίνουν τους βαθμούς μακροσεισμικής έντασης σε λατινικούς αριθμούς. Η συνηθέστερα χρησιμοποιούμενη είναι η κλίμακα Mercalli-Sieberg (MKS) ή τροποποιημένη κλίμακα Mercalli (MM). Αυτή είναι δωδεκαβάθμια (Πίνακας 1) ξεκινώντας από την απλή καταγραφή του σεισμού στο σειсмоγράφο και φθάνει μέχρι την ολική καταστροφή των ανθρώπινων έργων.

I	Δεν γίνεται αισθητός.
II	Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε ανάπαυση στους ψηλότερους ορόφους κτιρίων.
III	Αισθητός μέσα στα σπίτια. Μπορεί να μην αναγνωριστεί ως σεισμός. Δονήσεις σαν να περνάει ελαφρύ φορτηγό.
IV	Τίθενται σε κίνηση κρεμασμένα αντικείμενα. Τζάμια τρίζουν. Σταματημένα αυτοκίνητα κλυδωνίζονται. Δονήσεις σαν να περνάει βαρύ φορτηγό. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
V	Αισθητός στην ύπαιθρο. Αυτοί που κοιμούνται ξυπνούν. Αιώρηση κρεμασμένων αντικειμένων. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων.
VI	Αισθητός από όλους. Πολλοί τρομοκρατούνται και τρέχουν έξω από τα κτίρια. Οι άνθρωποι περπατούν με αστάθεια. Μικρές καμπάνες ηχούν. Μετακίνηση ή ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων και επίπλων. Βλάβες σε σοβάδες, κεραμίδια, καπνοδόχους. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
VII	Μεγάλες καμπάνες ηχούν. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Σοβάδες και τοιχοποιία ρηγματώνονται στις συνηθισμένες κατασκευές. Στις κακές κατασκευές πέφτουν σοβάδες, αποκολλούνται τούβλα και πέτρες. Γίνεται αισθητός από οδηγούς αυτοκινήτων. Κυματισμός στις λίμνες, θόλωμα νερού από λάσπη.
VIII	Επηρεάζεται η οδήγηση των αυτοκινήτων. Αρκετές ζημιές και μερική κατάρρευση στις συνηθισμένες κατασκευές. Λίγες βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών, και μεγάλες στις κακές κατασκευές. Κλαδιά σπάνε από τα δένδρα. Αλλαγές στη ροή και στη θερμοκρασία του νερού σε πηγές και σε πηγάδια.
IX	Γενική καταστροφή στις κακές κατασκευές. Σοβαρές βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών. Υπόγειοι αγωγοί σπάζουν. Σε περιοχές με αλλούβια αναβλύζει από το έδαφος λεπτή άμμος, ιλύς και νερό.
X	Καταστροφή μερικών καλά κατασκευασμένων ξύλινων κτιρίων και γεφυρών. Οι περισσότερες κατασκευές τοιχοποιίας και τα προκατασκευασμένα κτίσματα καταστρέφονται μαζί με τα θεμέλια. Σοβαρές ζημιές σε φράγματα, υδροφράχτες και αναχώματα. Μεγάλες κατολισθήσεις. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται.
XI	Μεγάλες ρωγμές στο έδαφος. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται έντονα. Υπόγειοι αγωγοί καταστρέφονται εντελώς.
XII	Ολική καταστροφή. Αντικείμενα εκτινάσσονται στον αέρα. Μεταβάλλεται η επιφάνεια του εδάφους και η γραμμή του ορίζοντα.

**Πίνακας 1: Η δωδεκαβάθμια κλίμακα Mercalli**

Από την αρχαιότητα ο άνθρωπος περιέγραψε τα αποτελέσματα των σεισμών, όπως π.χ., καταρρεύσεις κτιρίων, παραμορφώσεις του εδάφους (ρήγματα, κατολισθήσεις κ.λ.π.), θαλάσσια παλιρροϊκά κύματα, καταβυθίσεις, καθιζήσεις, και τον πανικό που καταλαμβάνει τον πληθυσμό. Η παρατήρηση αυτών των φαινομένων ονομάζεται μακροσεισμική εκτίμηση και βασίζεται στη συστηματική συλλογή στοιχείων, που

περιγράφουν τις επιπτώσεις του σεισμού στα ανθρώπινα έργα καθώς και στο φυσικό περιβάλλον. Οι περιοχές με την ίδια σεισμική ένταση πάνω σε ένα χάρτη αποτύπωσης των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων του σεισμού, αποτελούν μία ζώνη που περικλείεται από μία γραμμή, η οποία ονομάζεται ισόσειστη (Σχ. 17). Οι ισόσειστες περικλείουν την περιοχή που έπληξε ο σεισμός και το κέντρο τους αντιστοιχεί στην επικεντρική περιοχή (δηλαδή την περιοχή γύρω από το επίκεντρο).



**Σχ. 17 Ισόσειστες καμπύλες και μακροσεισμικό επίκεντρο**

Η γεωγραφική αποτύπωση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων γίνεται με τις ισόσειστες καμπύλες, οι οποίες ενώνουν τόπους της ίδιας έντασης, η δε μορφή τους εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το εστιακό βάθος, ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, το βάθος θεμελίωσης, ο τρόπος δόμησης των κτιρίων κ.α.. Η περιοχή όπου παρατηρείται η μέγιστη τιμή της σεισμικής έντασης ονομάζεται πλειόσειστη περιοχή και το –κατά προσέγγιση- κέντρο της μακροσεισμικό επίκεντρο. Το μακροσεισμικό επίκεντρο δε συμπίπτει πάντα με το μικροσεισμικό επίκεντρο, το οποίο ορίζεται ως η προβολή της θέσης της εστίας του σεισμού στην επιφάνεια της Γης.



Το αναμενόμενο αποτέλεσμα της σεισμικής κίνησης σε μια περιοχή και η ανάγκη σύγκρισής του με εκείνο άλλων περιοχών εκφράζεται με την έννοια του σεισμικού κινδύνου.

Ο σεισμικός κίνδυνος εξαρτάται από την σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής, από την αναμενόμενη δηλαδή ένταση της σεισμικής κίνησης στην περιοχή αυτή, και από την τρωτότητα των κατασκευών, που εκφράζεται με το μέτρο των ιδιοτήτων των κατασκευών (π.χ., ποιότητα των κατασκευών, ιδιοπερίοδος, τοπικές γεωτεχνικές συνθήκες κ.α.).

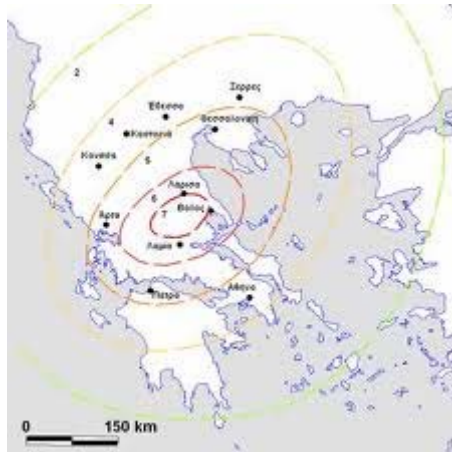


**Σχ. 18 Η ένταση σχετίζεται με την καταστρεπτικότητα του σεισμού**

### **1.9 Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ**

Η Ελλάδα αποτελεί μια από τις πιο σεισμογενείς χώρες παγκοσμίως. Συγκεκριμένα κατέχει την **έκτη θέση** στη παγκόσμια κατάταξη, μετά την Ιαπωνία, τις Νέες Εβρίδες, το Περού, τα νησιά Σολομώντα και τη Χιλή, και τη πρώτη στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Το χαρακτηριστικό αυτό τεκτονικό γνώρισμα της χώρας μας είναι αποτέλεσμα των ιδιαίτερων γεωλογικών χαρακτηριστικών, τα οποία οφείλονται στη κίνηση των τεκτονικών πλακών στην ανατολική πλευρά της Μεσογείου. Η Ελλάδα βρίσκεται στο όριο σύγκλισης δύο λιθοσφαιρικών πλακών, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής.

Συγκεκριμένα η αφρικανική βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Ως αποτέλεσμα της κίνησης αυτής, ο τεκτονισμός στη περιοχή είναι έντονος όπως μπορεί να παρατηρηθεί και μέσω των ηφαιστειακών φαινομένων, της έντονης σεισμικότητας και της παραμόρφωσης των γεωλογικών ζωνών. Τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου είναι τα εξής:



**Σχ. 19 Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελλαδικού χώρου.**

- το ελληνικό τόξο,
- η ελληνική τάφρος στο νότιο Αιγαίο και
- η λεκάνη του βορείου Αιγαίου.

### **Το ελληνικό τόξο**

Το Ελληνικό τόξο αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας–τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο-, και της Αφρικανικής πλάκας–τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου. Οι δύο λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν στην περιοχή αυτή με σχετική ταχύτητα 2,5 εκατοστά το χρόνο, με συνέπεια την καταβύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου, λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας, κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου.

Το ελληνικό τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο συνδέει τις Δειναρικές Άλπεις με τις Τουρκικές Ταυρίδες διαμέσου των Ελληνίδων οροσειρών, των Ιονίων νήσων, της Κρήτης και της Ρόδου, και από το εσωτερικό

ηφαιστειακό τόξο, το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές τόξο και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 120 km απ' αυτό. Το τόξο που δημιουργείται αποτελείται από την οπισθοτάφρο, το νησιωτικό τόξο και το ηφαιστειακό τόξο.



**Σχ. 20 Το ελληνικό τόξο**

Το νησιωτικό τόξο αποτελείται από τη Πελοπόννησο και από μια σειρά διαδοχικών νησιών - Κύθηρα, Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος. Το νησιωτικό τόξο έχει δημιουργηθεί από την παραμόρφωση και ανύψωση ιζηματογενών κυρίως πετρωμάτων του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας και περιλαμβάνει πολύ παραμορφωμένα πετρώματα της αλπικής πύκνωσης (ενεργό ελληνικό ορογενετικό τόξο). Η οπισθοτάφρος αποτελεί μια θαλάσσια λεκάνη βόρεια της Κρήτης - κρητικό πέλαγος - με βάθος 2000 m. Η οπισθοτάφρος βρίσκεται πάνω στην Ευρασιατική πλάκα και μπροστά από το νησιωτικό τόξο. Το ηφαιστειακό τόξο βρίσκεται βόρεια της οπισθοτάφρου και αποτελείται από τα εξής ηφαίστεια, ανενεργά και ενεργά: Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη και Νίσυρος. Η δημιουργία τους οφείλεται σε ανάτηξη υλικού της βυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας. Κατά την άνοδό του το υλικό αυτό διαπερνά την Ευρασιατική πλάκα και σχηματίζει τα ηφαίστεια.

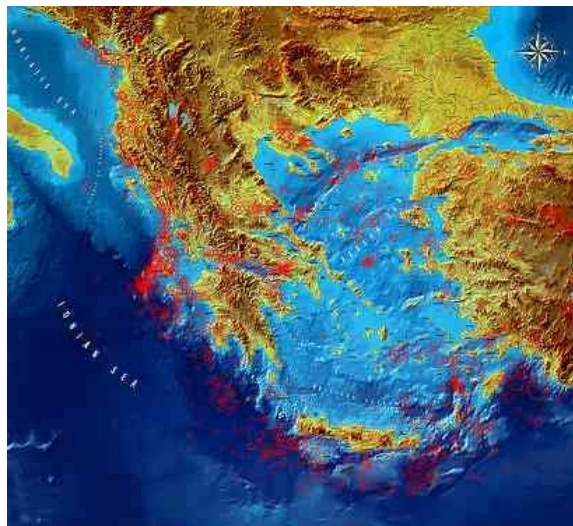
### **Η ελληνική Τάφρος**

Η ελληνική τάφρος δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των 2 πλακών και αποτελεί ένα σύστημα τάφρων. Συγκεκριμένα αποτελείται από μια σειρά βαθιών θαλάσσιων λεκανών από τη Κεφαλονιά ως τη Ρόδο. Το μέγιστο βάθος της τάφρου είναι 4500 m, νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο Πέλαγος και αποτελεί το

βαθύτερο σημείο της Μεσογείου. Η ελληνική τάφρος είναι παράλληλη προς το ελληνικό τόξο και περιλαμβάνει μικρότερες γραμμικές τάφρους όπως η τάφρος του Ιονίου πελάγους.

### **Η τάφρος Βορείου Αιγαίου**

Η τάφρος του βορείου Αιγαίου αποτελεί τη πιο ενδιαφέρουσα γεωτεκτονική δομή στην Ελλάδα ([www.conceptum.gr/seismopolis/elliniko\\_toxo\\_seism.html](http://www.conceptum.gr/seismopolis/elliniko_toxo_seism.html)). Το βάθος της είναι περίπου 1500 m . Οι μικρές λεκάνες στη θάλασσα του Μαρμαρά στη Τουρκία αποτελούν πιθανή επέκταση της τάφρου βορειοανατολικά. Κατά καιρούς έχουν συμβεί σημαντικοί σεισμοί στην χώρα μας. Τα Richter χτυπούν με μεγέθη που φθάνουν ακόμη και τους 7,5 βαθμούς. Το 1953 ο σεισμός που σημειώθηκε σε Κεφαλονιά και Ζάκυνθο είχε μέγεθος 7,3 βαθμούς της κλίμακας Richter και είχε σαν αποτέλεσμα την καταστροφή χιλιάδων σπιτιών. Εξίσου, σημαντικοί ήταν και οι σεισμοί στην Θεσσαλονίκη το 1978 (6,5 βαθμοί), στην Αθήνα το 1981 (6,8 βαθμοί) αλλά και το 1999 (5,9 βαθμοί) καθώς και στα Γρεβενά (6,6 βαθμοί) και το Αίγιο το 1995 (6,1 βαθμοί). Οι μεγάλοι αυτοί σεισμοί αλλά και τα καταστροφικά αποτελέσματά τους ανάγκασαν την Πολιτεία να θεσπίσει διάφορους αντισεισμικούς κανονισμούς για την δημιουργία ανθεκτικότερων κτιρίων με σκοπό την προστασία των Ελλήνων πολιτών.



**Σχ. 21 Κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στον ελλαδικό χώρο.**

## 1.10 ΟΙ ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΤΗΝ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 30ΕΤΙΑ

Πληγείσα περιοχή	Ημερ/νία	Μέγεθος	Επιπτώσεις
Άγιος Ευστράτιος	19-2-1968	7,1	20 νεκροί, 39 τραυματίες, 175 καταρρεύσεις κτιρίων
<a href="#">Στίβος Θεσσαλονίκης</a>	20-6-1978	6,5	45 νεκροί κυρίως από την κατάρρευση οκταώροφης πολυκατοικίας στη Θεσσαλονίκη, 220 τραυματίες, 9.480 κτίρια με μη επισκευάσιμες βλάβες. Σημαντικές ζημιές στις περιοχές Θεσσαλονίκης, Βόλβης – Λαγκαδά, Κιλκίς, Σερρών, Χαλκιδικής.
<a href="#">Αλμυρός Βόλου</a>	9-7-1980	6,5	24 τραυματίες, 5.222 κτίρια κατεστραμμένα. Ζημιές σε Μαγνησία, Φθιώτιδα, Λάρισα.
<a href="#">Περαχώρα-Αλκυονίδες</a>	24-2-1981	6,7	20 νεκροί, 500 τραυματίες, 22.554 κτίρια με μη επισκευάσιμες βλάβες. Πολλές υλικές ζημιές σε: Κορινθία, Βοιωτία, Αττική, Φωκίδα, Εύβοια.
<a href="#">Καλαμάτα</a>	13-9-1986	6,0	20 νεκροί, 80 τραυματίες, κατάρρευση 4 πολυκατοικιών στην πόλη της Καλαμάτας. Ολοκληρωτική καταστροφή του Ελαιοχωρίου. Από τα 9.124 κτίρια της Καλαμάτας το 20% κρίθηκαν κατεδαφιστέα. Σημαντικές ζημιές και σε χωριά.
<a href="#">Κοζάνη- Γρεβενά</a>	13-5-1995	6,6	Εκτεταμένες ζημιές. Καταρρεύσεις πολλών κτιρίων σε χωριά της ευρύτερης περιοχής.
<a href="#">Αίγιο</a>	15-6-1995	6,1	26 νεκροί, κατάρρευση ενός ξενοδοχείου και μιας πολυκατοικίας. Εκτεταμένες ζημιές.
<a href="#">Κόνιτσα</a>	26-7-1996	5,2	Εκτεταμένες ζημιές. Βλάβες σε κτίρια κυρίως στην πόλη της Κόνιτσας και σε γύρω χωριά.
<a href="#">Πάρνηθα- Αθήνα</a>	7-9-1999	5,9	143 νεκροί, 400 περίπου τραυματίες, 37 καταρρεύσεις κτιρίων. Εκτεταμένες βλάβες σε κτίρια των δυτικών, βορειοδυτικών και νοτιοδυτικών περιοχών της Αττικής. 85 άνθρωποι απεγκλωβίστηκαν ζωντανοί μέσα από τα ερείπια.

## ΠΙΝΑΚΑΣ 2: ΟΙ ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΤΗΝ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 30ΕΤΙΑ



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2**

### **ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ**

#### **2.1 ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ**

Το πρόβλημα στην πρόγνωση των σεισμών συζητήθηκε το 1962 από μία ομάδα σεισμολόγων στην Ιαπωνία με την ευκαιρία δημοσίευσης μιας μελέτης με τίτλο: «*Πρόγνωση σεισμών – σημερινή κατάσταση και προγράμματα για περαιτέρω εξέλιξη*», η οποία μπορεί να θεωρηθεί η πρώτη συστηματική μελέτη του θέματος πρόγνωσης. Στη συνέχεια ο καταστροφικός σεισμός της Niigata το 1964 ανάγκασε τους υπευθύνους να επιταχύνουν τους χρόνους μελέτης και έτσι το 1965 παρουσιάστηκε ένα πενταετές πρόγραμμα για σεισμικές προβλέψεις. Τα πεδία έρευνας αφορούσαν από τις παρατηρήσεις σχετικά με τις αλλαγές της ταχύτητας μετάδοσης των σεισμικών κυμάτων, μέχρι τις αλλαγές των ηλεκτρομαγνητικών πεδίων, καθώς επίσης και πειράματα σχετικά με τη θραύση των πετρωμάτων. Έτσι, η Ιαπωνία εξοπλίστηκε με ένα μεγάλο δίκτυο παρατηρήσεων, και μάλιστα εξαιρετικά εξειδικευμένο.

Στις Η.Π.Α. το 1964, ένας ισχυρός σεισμός μεγέθους  $M = 8.4$  έπληξε την Αλάσκα προκαλώντας 136 θύματα και ζημιές δις. δολλαρίων. Τον επόμενο χρόνο, μία ομάδα επιστημόνων με επικεφαλής τον σεισμολόγο F. Press, ασχολήθηκε με ένα ευρύ φάσμα θεμάτων έρευνας όπως: ο αντισεισμικός σχεδιασμός, η μικροζωνική μελέτη, που αφορούν όμως περισσότερο την πρόληψη παρά την πρόγνωση των σεισμών.

Απ' την άλλη μεριά, στην πρώην Σοβιετική Ένωση, οι πρώτες έρευνες ξεκίνησαν τα πρώτα χρόνια της δεκαετίας του '50, ύστερα από δύο καταστροφικούς σεισμούς, το 1948 στο Turkmenistan και το 1949 στο Khait. Ουσιαστικά όμως το πρόγραμμα έρευνας σχετικά με την πρόγνωση ξεκίνησε από την ακαδημία ερευνών το 1962, στην αρχή στην Κεντρική Ασία και μέσα στην δεκαετία του '70, στην Άπω Ανατολή. Στην δεκαετία του '80 το πρόγραμμα συμπεριέλαβε και τις υπόλοιπες σεισμικές ζώνες του Καυκάσου και της Σιβηρίας. Πέρα από μερικές επιτυχείς προγνώσεις (η τελευταία χρονολογικά είναι εκείνη του σεισμού του Taskent στο Usbekistan το 1980) οι σοβιετικοί επιστήμονες πέτυχαν σημαντικά θεωρητικά αποτελέσματα.

Στη Κίνα η σεισμολογία έζησε την ένδοξη στιγμή της το 1975, όταν η πόλη Haicheng, παρόλο που επλήγη από ισχυρό σεισμό, δε θρήνησε θύματα λόγω της πρόγνωσης



που είχε ξεκινήσει πριν από πέντε χρόνια. Με τη μορφωτική επανάσταση, το 1970, δόθηκε προτεραιότητα στις σεισμολογικές μελέτες χάρη στον Πρωθυπουργό Chou – En – Lai ύστερα από τον καταστροφικό σεισμό στο Hoheí το 1966. Όμως, παρόλη την επιτυχή πρόγνωση του σεισμού του Haicheng, δε συνέβη το ίδιο με το φοβερό σεισμό του Tanshang, το 1976, που προκάλεσε δεκάδες χιλιάδες νεκρούς.

Στην Ελλάδα, στην αρχή της δεκαετίας του '80, μία ομάδα ερευνητών με την επωνομασία BAN, με εμπνευστή τον Καθηγητή Π. Βαρώτσο, ξεκίνησε συστηματική έρευνα, βασισμένη στην αλλαγή του γήινου ηλεκτρικού δυναμικού ως το κύριο πρόδρομο φαινόμενο. Αρχικά, με χρηματοδότηση από την Ελληνική Πολιτεία, κατόρθωσε να αναπτύξει ένα δίκτυο ανιχνευτών BAN στον Ελλαδικό χώρο και να παρακολουθεί τις μεταβολές του γήινου ηλεκτρικού δυναμικού τις οποίες τις ονόμασε SES (Σεισμικά Ηλεκτρικά Σήματα). Η μέθοδος βασίζεται στη μέτρηση με δίπολα του γήινου ηλεκτρικού δυναμικού: Στις άκρες ενός δίπολου που έχει τοποθετηθεί στο έδαφος, μετράται συνεχώς η αλλαγή της τάσης που προέρχεται από τη φόρτιση των πετρωμάτων λόγω των τάσεων παραμόρφωσής τους. Σήμερα, η μέθοδος BAN αποτελεί μία από τις πλέον ελπιδοφόρες μεθόδους για την πρόγνωση και συνεχίζεται η προσπάθεια ανάδειξής της.

Παρόλη όμως την έρευνα που έγινε στη διάρκεια του τελευταίου αιώνα, η πρόβλεψη των σεισμών παραμένει ακόμα τόσο μια τέχνη όσο και μια επιστήμη. Μερικές μέθοδοι είναι βασισμένοι σε πολλές, καλά τεκμηριωμένες μετρήσεις με έναν υψηλό βαθμό δυνατότητας αναπαραγωγής. Άλλες βασίζονται στις μετρήσεις από ένα μόνο όργανο για ένα συγκεκριμένο σεισμό.

Εντούτοις, με τις αβεβαιότητες που συνδέονται με την πρόβλεψη σεισμού, καμία εύλογη τεχνική δεν έχει απορριφθεί, αλλά, αντ' αυτού, παρουσιάζεται μαζί με κάποια ιδέα της ποιότητας στην οποία η εργασία είναι βασισμένη.

Με τον όρο **πρόγνωση** συγκεκριμένου σεισμού εννοούμε :

- Τη γνώση του χώρου γένεσης,
- του χρόνου γένεσης και
- του μεγέθους του.

Υπάρχει όμως δυσκολία στην πρόγνωση σεισμών. Η δυσκολία πρόγνωσης συγκεκριμένου σεισμού οφείλεται στο γεγονός ότι ο φλοιός της Γης όπου γεννιούνται οι σεισμοί είναι ένα μη γραμμικό σύστημα, δηλαδή ένα σύστημα το οποίο έχει χαοτική συμπεριφορά. Αυτό σημαίνει ότι οι βασικές παράμετροι ενός μελλοντικού σεισμού (χώρος, μέγεθος) και ιδιαίτερα ο χρόνος γένεσής του είναι εξαιρετικά ευαίσθητες σε μεταβολές της φυσικής εξέλιξης του φλοιού της Γης. Αυτό δε σημαίνει, όμως, ότι δεν υπάρχει καμιά δυνατότητα πρόγνωσης των σεισμών αφού τα χαοτικά συστήματα, συνεπώς και ο φλοιός της Γης, είναι πολύπλοκα αλλά προβλέψιμα σε κάποιο βαθμό (σε κάποια κλίμακα χρόνου, κλπ.).

Για να θεωρηθεί μια πρόγνωση επιτυχής πρέπει ο σεισμός να γίνει μέσα στα τρία παράθυρα (χρόνου, χώρου, μεγέθους) που έχουν προκαθοριστεί. Επιστημονικά έγκυρη πρόγνωση είναι μια επιτυχής πρόγνωση που είναι αποτέλεσμα εφαρμογής συγκεκριμένης επιστημονικής μεθοδολογίας η οποία περιλαμβάνει την επιστημονική μέθοδο και τα δεδομένα παρατήρησης,

Όταν ο χρόνος γένεσης του αναμενόμενου σεισμού υπολογίζεται με ακρίβεια :

- Λίγων δεκαετιών (π.χ., 30 ετών), η πρόγνωση θεωρείται **μακροπρόθεσμη** (long term).
- Αρκετών μηνών ή λίγων ετών (π.χ., 3 ετών), η πρόγνωση θεωρείται **μεσοπρόθεσμη** (intermediate term).
- Λίγων ημερών ή εβδομάδων (π.χ., 10 ημερών), η πρόγνωση θεωρείται **βραχυπρόθεσμη** (short term) .

## **2.2 ΜΑΚΡΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ**

Οι κύριες επιστημονικές προσπάθειες μακροπρόθεσμης πρόγνωσης των σεισμών βασίζονται ουσιαστικά στην αρχή, ότι σε κάθε μεγάλο σεισμικό, ενεργό ρήγμα γίνονται κατ' επανάληψη ισχυροί σεισμοί, σύμφωνα τόσο με την θεωρία του Reid όσο και σε άλλες σχετικές θεωρίες και έννοιες (σεισμικός κύκλος, χαρακτηριστικός σεισμός).

Οι περισσότερες προσπάθειες βασίζονται επιπλέον στην αρχή, ότι η γένεση του επόμενου κύριου σεισμού σε ένα ενεργό ρήγμα καθορίζεται σε ορισμένο βαθμό (π.χ., ο χρόνος γένεσής του) και από την πρόσφατη δράση γειτονικών ρηγμάτων.

Παρουσιάζονται αρχικά δύο μοντέλα που βασίζονται στην υπόθεση ότι ο επόμενος κύριος σεισμός σε ένα ρήγμα εξαρτάται μόνο από τις τεκτονικές τάσεις που ενεργούν στο ρήγμα και από τον προηγούμενο κύριο σεισμό που έγινε στο ρήγμα. Το ένα από αυτά ονομάζεται «**Μοντέλο πρόγνωσης χρόνου**» (*time predictable model*) και το άλλο «**Μοντέλο πρόγνωσης ολισθησης**» (*slip predictable model*).

Οι σημαντικότερες από τις επιστημονικές μεθόδους που χρησιμοποιούνται στη μακροπρόθεσμη πρόγνωση είναι η μέθοδος των σεισμικών κενών (*seismic gaps*) και της μεταβολής της στατικής τάσης.

Αν εξετάσουμε προσεκτικά τις σεισμικές ζώνες, σε έναν χάρτη επίκεντρων σεισμών, οι οποίοι έγιναν σε ορισμένο χρονικό διάστημα, θα παρατηρήσουμε ότι σε ορισμένες περιοχές οι ζώνες αυτές παρουσιάζουν ασυνέχειες. Παλιότερα πίστευαν ότι σε αυτές τις σεισμικές ασυνέχειες δεν γίνονταν σεισμοί. Δείχθηκε όμως ότι σε τέτοιες ασυνέχειες έγιναν σεισμοί στο παρελθόν. Προκύπτει λοιπόν, ότι η πιθανότητα εμφάνισης ενός σεισμού σε αυτές τις ασυνέχειες είναι αυξημένη. Αυτές οι ασυνέχειες είναι τα **προσωρινά σεισμικά κενά**. Για να θεωρηθεί μια περιοχή σεισμικής ζώνης ως προσωρινό σεισμικό κενό εφαρμόζονται ορισμένα κριτήρια. Τα σημαντικότερα από αυτά είναι ότι στην περιοχή αυτή δεν έγινε σεισμός κατά τα τελευταία τριάντα χρόνια τουλάχιστον και ότι οι διαρρήξεις στη σεισμική ζώνη όπου βρίσκεται η περιοχή είναι ανάστροφες ή οριζόντιες. Όταν λοιπόν, γίνει αναγνώριση ενός προσωρινού σεισμικού κενού ο κατά προσέγγιση καθορισμός του χρόνου γένεσης επιδιώκεται με τις παρακάτω μεθόδους.

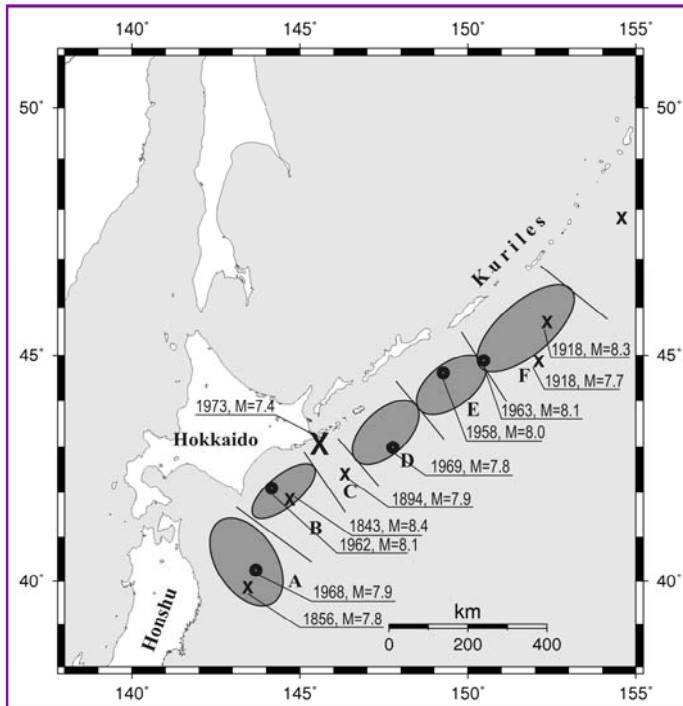
Μια από τις μεθόδους βασίζεται στο γεγονός ότι σε ορισμένες ζώνες παρατηρήθηκε **μετανάστευση επίκεντρων**, δηλαδή, συστηματική μετάθεση του σημείου διάρρηξης πάνω στη σεισμική ζώνη κατά ορισμένη κατεύθυνση. Αν λοιπόν, παρατηρηθεί τέτοια μετάθεση πάνω στη σεισμική ζώνη με κατεύθυνση προς το σεισμικό κενό, μπορεί να βγει το συμπέρασμα ότι ο σεισμός θα γίνει σύντομα στο κενό, χωρίς να είναι ακριβής ο καθορισμός του χρόνου γένεσης.

Μια άλλη μέθοδος βασίζεται στον καθορισμό της **περιόδου επανάληψης** των ισχυρών σεισμών στο προσωρινό σεισμικό κενό που παρουσιάστηκε παραπάνω. Η μέθοδος αυτή είναι βασικά εφαρμοζόμενη στην τεχνική σεισμολογία για την εκπόνηση χαρτών κατανομής της σεισμικής επικινδυνότητας.

Μια τρίτη μέθοδος καθορισμού του χρόνου γένεσης ενός μεγάλου σεισμού σε σεισμικό κενό, βασίζεται στις γνώσεις που αφορούν την **ταχύτητα** της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και την **αντοχή** των πετρωμάτων. Γνωρίζουμε σήμερα ότι η ταχύτητα των σχετικών κινήσεων στις περιοχές επαφής των λιθοσφαιρών πλακών κυμαίνεται μεταξύ 0 και 20cm τον χρόνο και ότι η ανοιγμένη παραμόρφωση θραύσης των πετρωμάτων είναι της τάξης  $5 \cdot 10^{-5}$ . Συνεπώς γνωρίζοντας την ταχύτητα σύγκλισης δυο λιθοσφαιρικών πλακών, μπορούμε να υπολογίσουμε τον ρυθμό μεταβολής της ανοιγμένης παραμόρφωσης των πετρωμάτων και επειδή γνωρίζουμε και την κρίσιμη τιμή, την οποία όταν αποκτήσει η παραμόρφωση αυτή το πέτρωμα σπάει, δηλαδή γίνεται σεισμός, οπότε μπορούμε να καθορίσουμε τον χρόνο μεταξύ δυο μεγάλων σεισμών.

Η μεθοδολογία των σεισμικών κενών προέκυψε από ορισμένες παρατηρήσεις που δείχνουν ότι σειсмоγόνοι χώροι των μεγάλων επιφανειακών σεισμών οι οποίοι έγιναν κατά τις τελευταίες δεκαετίες σε περιοχές επαφής λιθοσφαιρικών πλακών (σύγκληση ή εφαπτομένης επαφής) δεν συμπίπτουν, αλλά κατανέμονται ο ένας δίπλα στον άλλο κατά μήκος της ζώνης επαφής των δυο πλακών. Σε ορισμένες περιοχές οι ζώνες αυτές παρουσιάζουν ασυνέχειες, δηλαδή δεν έγιναν σεισμοί κατά τις τελευταίες δεκαετίες στις περιοχές αυτές. Αυτές οι περιοχές αποτελούν τα προσωρινά σεισμικά κενά και θεωρούνται επικίνδυνες για την γένεση μελλοντικών μεγάλων σεισμών, αν και βέβαια, από ιστορικά στοιχεία προκύπτει ότι στο παρελθόν έγιναν σε αυτές τις περιοχές μεγάλοι σεισμοί.

Από έρευνες προκύπτει ότι η γένεση ενός ισχυρού σεισμού έχει ως αποτέλεσμα την μεταβολή της διατμητικής και της κάθετης τάσης στα γειτονικά ρήγματα. Η μεταβολή αυτή εκτιμάται από τη μεταβολή της συνάρτησης Coulomb ( $\Delta CFF$ ) η οποία έχει ορισμένη κατανομή στο χώρο γύρω από την εστία ενός σεισμού που εξαρτάται από την ολίσθηση στην εστία του σεισμού και από τις διαστάσεις και τον προσανατολισμό του ρήγματός του και υπολογίζεται από τις σχετικές παραμέτρους



της εστίας σεισμού. Η ποσότητα  $\Delta CFF$  δίνεται σε συνάρτηση με την μεταβολή της διατμητικής τάσης,  $\Delta\tau$ , και της κάθετης τάσης  $\Delta\sigma$  από την σχέση  $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu\Delta\sigma$  όπου  $\mu$  είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής. Η τιμή της μεταβολής Coulomb χρησιμοποιείται για να εκτιμήσουμε εάν η γένεση ενός σεισμού επισπεύδει ή επιβραδύνει τη γένεση ενός άλλου σεισμού. Αν λοιπόν,  $\Delta CFF > 0$  ο πρώτος σεισμός επισπεύδει το χρόνο γένεσης του επόμενου, ενώ

αν  $\Delta CFF < 0$  την επιβραδύνει.

Σχ. 22 Το σχήμα παριστάνει σειρά σειсмоγόνων χώρων μεγάλων σεισμών στην περιοχή των νησιών έντονη παραμόρφωση των πετρωμάτων του φλοιού. Ενώ, όμως, οι περιοχές A, B, D, E, F αποτέλεσαν εστιακούς χώρους μεγάλων σεισμών οι οποίοι έγιναν μεταξύ 1958 και Hokkaido και νότιες Kuriles (βορειοανατολικά της Ιαπωνίας). Η σεισμική αυτή ζώνη βρίσκεται στο όριο μεταξύ της Ειρηνικής και της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και γι' αυτό αναμένεται 1969, στην περιοχή C δεν είχε γίνει μεγάλος σεισμός από το 1894. Για το λόγο αυτό, η περιοχή C θεωρήθηκε από Ιάπωνες σεισμολόγους ως προσωρινό σεισμικό κενό (Utsu, 1972). Η πρόβλεψη αποδείχθηκε σωστή, γιατί ένας σεισμός μεγέθους 7.4 έγινε στην περιοχή αυτή το 1973.

### 2.3 ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ

Η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση στηρίζεται στις προγνωστικές ιδιότητες ορισμένων τύπων σεισμικότητας, που προκύπτουν από πλήθος αξιόπιστων σεισμολογικών παρατηρήσεων και από την φυσική ερμηνεία αυτών των τύπων σεισμικότητας με βάση τη θεωρία του χάους. Δύο από του σημαντικότερους τύπους σεισμικότητας είναι η **επιταχυνόμενη σεισμικότητα** και η **επιβραδυνόμενη σεισμικότητα**. Σε αυτούς τους δύο τύπους βασίζεται η μέθοδος της μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης που ονομάζεται **Επιβραδυνόμενη εντός-Επιταχυνόμενη εκτός παραμόρφωσης**.

Από έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί έχει διαπιστωθεί ότι τόσο η συχνότητα των σεισμών ενδιάμεσου μεγέθους όσο και το μέγεθος των σεισμών αυτών σε μια ευρεία περιοχή (κρίσιμη). Γύρω από την εστία ενός επερχόμενου μεγάλου σεισμού αυξάνει όσο πλησιάζει ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού.

Επίσης διαπιστώθηκε ότι στην περιοχή του ρήγματος του αναμενόμενου κύριου σεισμού (σειсмоγόνοσ περιοχή) η συχνότητα γένεσης των προτεροσεισμών και συνεπώς η σεισμική παραμόρφωση επιβραδύνονται όσο πλησιάζει η γένεση του κύριου σεισμού.

Η μέθοδος της «Επιβραδυνόμενης-εντός Επιταχυνόμενης-εκτός» παραμόρφωσης είναι η περισσότερο υποσχόμενη μέθοδος μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης σεισμών για τους ακόλουθους λόγους:

Έχει αποδειχτεί ότι οι δύο τύποι σεισμικότητας, δηλαδή, **επιταχυνόμενη** σεισμική παραμόρφωση στον ευρύτερο (κρίσιμο) χώρο και η **επιβραδυνόμενη** σεισμική παραμόρφωση στο στενότερο (σειсмоγόνο) χώρο, προηγούνται ενός πολύ μεγάλου ποσοστού, αν όχι όλων, των ισχυρών κύριων σεισμών.

Τόσο οι τρεις παράμετροι του επερχόμενου κύριου σεισμού (επίκεντρο, χρόνος γένεσης, μέγεθος) όσο και τα σφάλματά τους υπολογίζονται αριθμητικά και για το λόγο αυτό είναι δυνατός ο έλεγχος της εγκυρότητας της μεθόδου. Απαιτεί δε δεδομένα σχετικά ισχυρών σεισμών ( $M > 4.0$ ) που είναι διαθέσιμα και οι παράμετροί τους έχουν καθοριστεί με ικανοποιητική ακρίβεια.

Προκύπτει συνεπώς ότι σε μία περιοχή που παρακολουθείται συστηματικά, είναι πολύ λίγο πιθανό να γίνει ισχυρός κύριος σεισμός χωρίς να γίνει προηγουμένως αναγνώριση αυτών των δύο τύπων σεισμικότητας. Όμως μέχρι τώρα σχετικές παρατηρήσεις έδειξαν ότι υπάρχει σημαντική πιθανότητα να παρατηρηθούν σε μια περιοχή αυτοί οι δύο τύποι σεισμικότητας χωρίς να ακολουθήσει κύριος σεισμός (*false alarm*).

## **2.4 ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ – ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ**

Οι μέχρι τώρα προσπάθειες βραχείας διάρκειας πρόγνωσης των σεισμών βασίζονται στην αντίληψη ότι κατά την διαδικασία γένεσης ενός σεισμού, του σταδίου διάρρηξης των πετρωμάτων, προηγείται προκατασκευαστικό στάδιο στον εστιακό (σεισμογόνο) χώρο του σεισμού. Συνέπεια των φυσικών διαδικασιών κατά το προκατασκευαστικό στάδιο είναι η εμφάνιση των **πρόδρομων φαινομένων**, τα οποία όχι μόνο προηγούνται του σεισμού αλλά έχουν και αιτιακή σχέση με αυτόν.

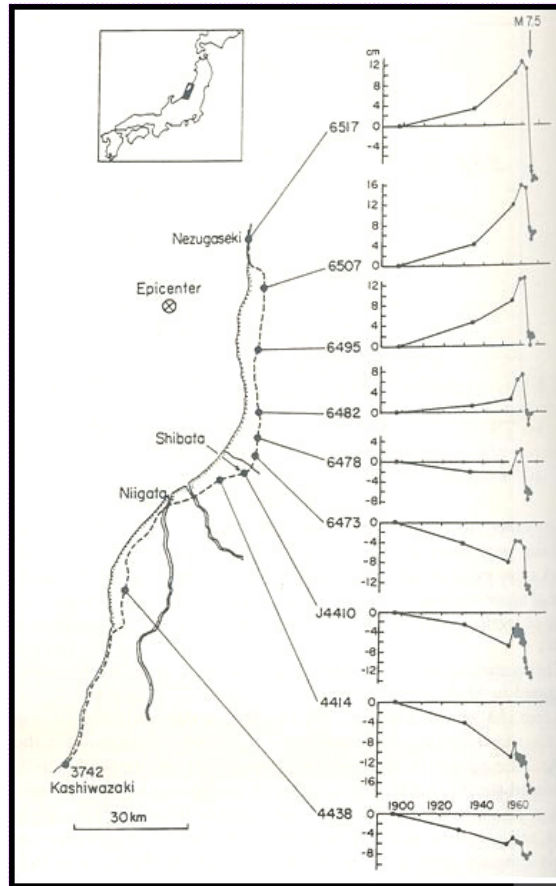
Η κύρια επιστημονική προσπάθεια ασφαλούς και ακριβούς βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης των σεισμών βασίζεται στη συνεχή και όσο το δυνατόν ακριβέστερη μέτρηση διάφορων φυσικών παραμέτρων, ώστε να καθοριστούν οι κανονικές τιμές των παραμέτρων αυτών και οι μεταβολές εκείνες που είναι αποτέλεσμα διαδικασιών που συμβαίνουν στους εστιακούς χώρους μεγάλων σεισμών πριν τη γένεσή τους.

Παραδείγματα πρόδρομων φαινομένων είναι οι παραμορφώσεις του φλοιού της Γης, οι μεταβολές της σεισμικής δράσης, οι μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων, οι εκπομπές νετρονίων, οι μεταβολές των παραμέτρων της ιονόσφαιρας και οι μεταβολές των VLF-VHF ηλεκτρομαγνητικών εκπομπών.

Οι **παραμορφώσεις του φλοιού** της Γης που έχουν παρατηρηθεί πριν από σεισμούς είναι:

1. Επιμηκύνσεις (επιβραχύνσεις) του εδάφους της τάξης του  $10^{-6}$  που μετρούνται συνεχώς με επιμηκυνσιόμετρα ή ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα με γεωδαιτικές μεθόδους.
2. Κατακόρυφες μεταβολές του εδάφους (ανυψώσεις ,καθιζήσεις) της τάξης μερικών εκατοστών που έχουν προσδιοριστεί στη ξηρά με την ανάγνωση κατακόρυφου κανόνα με τηλεσκόπιο και στις ακτές με μέτρηση μεταβολών της μέσης στάθμης της θάλασσας.
3. Μεταβολές της κλίσης του εδάφους της τάξης  $10^{-5}$ - $10^{-6}$  rad/yr που μετρούνται σε κλισιόμετρα





**Σχ. 23** Στο σχήμα φαίνονται οι κατακόρυφες μεταβολές του εδάφους πριν από το σεισμό της Niigata στην Ιαπωνία το 1964, όπως μετρήθηκαν σε διάφορες θέσεις της περιοχής αυτής (Mogi, 1985).

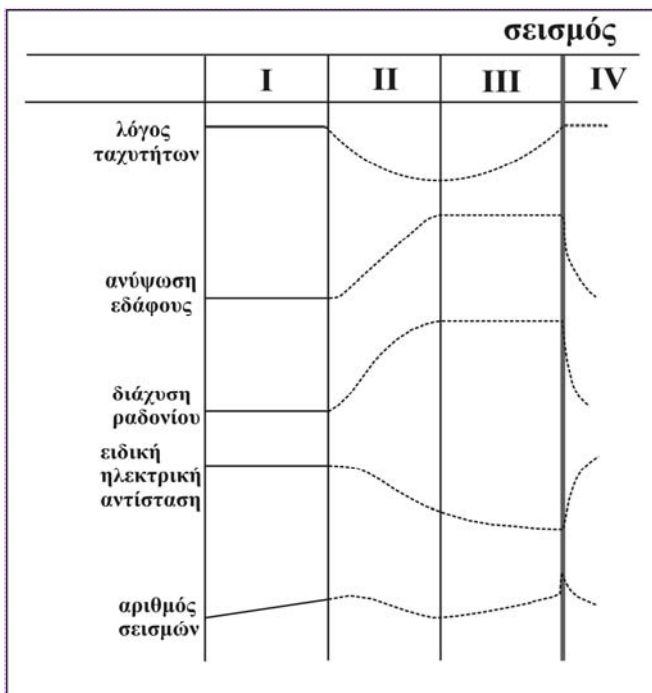
Άλλες μεταβολές της σεισμικής δράσης που έχουν παρατηρηθεί πριν από σειμούς είναι οι εξής:

1. Ελάττωση του ρυθμού γένεσης των μικρών σειμών στον εστιακό χώρο των μεγάλων σειμών οι οποίοι αρχίζει ορισμένα χρόνια πριν και διαρκεί μέχρι την γένεση του σειμού. Τέτοια ελάττωση εμφανίστηκε πριν από τον σεισμό (M=7,2) των ιονίων νησιών τις 12 Αυγούστου 1953 καθώς και πριν τον σεισμό (M=7) της Μεσσηνίας στις 6 Οκτωβρίου του 1947.
2. Αύξηση της συχνότητας των μικρών σειμών (προσειμων) ορισμένες μέρες ή εβδομάδες από την γένεση του κύριου σειμού κοντά στην εστία.

3. Αύξηση της σεισμικής δράσης βάθους πριν από την γένεση επιφανειακών σεισμών.

Τέλος υπάρχουν και μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων που παρατηρηθήκαν πριν από σεισμούς. Αυτές είναι:

1. Ελάττωση του λόγου  $V_p/V_s$  , της ταχύτητας των επιμηκών κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μέχρι 15% της κανονικής τιμής.
2. Μεταβολή στο μηχανισμό γένεσης μικρών σεισμών (αλλαγή της διεύθυνσης της συνιστώσας θλίψης).
3. Μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των πετρωμάτων του εστιακού χώρου.
4. Μεταβολή της περιεκτικότητας του ραδονίου στο μεταλλικό νερό και της έκλυσής του από το έδαφος κυρίως σε ρήγματα
5. Μεταβολές της έντασης των διαφόρων γεωφυσικών πεδίων (μαγνητικού, ηλεκτρικού, βαρύτητας).
6. Πρόδρομα ηλεκτρικά και ηλεκτρομαγνητικά σήματα που διαδίδονται στη γη.



Σχ. 24 Συμπεριφορά των πρόδρομων φαινομένων συναρτήσει του χρόνου

**Στάδιο I:** Συσσώρευση ελαστικών τάσεων

**Στάδιο II:** Έναρξη της ρηγμάτωσης των πετρωμάτων

**Στάδιο III:** Είσοδος νερού στα πετρώματα

**Στάδιο IV:** Απότομη ελάττωση ελαστικών τάσεων

Πριν από έναν μεγάλο σεισμό παρατηρούνται ασυνήθιστες μεταβολές. Έχουμε αύξηση της ισχύς των σημάτων με το χρόνο πριν από τον σεισμό. Μετά την πτώση της σεισμικής δραστηριότητας, τα πεδία επιστρέφουν στο κανονικό.

Οι μεταβολές των περισσότερων φυσικών παραμέτρων ακολουθούν κοινό στατιστικό νόμο όσον αφορά στο χρόνο εμφάνισης τους πριν από τους σεισμούς. Για τις παραμέτρους αυτές ο χρόνος  $T_{\alpha}$  (σε μέρες), μεταξύ της εμφάνισης και της γένεσης του σεισμού εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού  $M$  και δίνεται από την σχέση

$$\log T_{\alpha} = 0,76M - 1,83$$

Έτσι για έναν σεισμό μεγέθους 5, ο χρόνος αυτός είναι 3 μήνες, ενώ για σεισμούς μεγέθους 8 είναι 49 χρόνια. Υπάρχουν και φαινόμενα των οποίων ο χρόνος εμφάνισης είναι λίγο πριν από τους σεισμούς και δεν εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού (απόσυρση της θάλασσας) καθώς και άλλα φαινόμενα των οποίων ο χρόνος εμφάνισης είναι εντελώς τυχαίος (προσεισμοί, ορισμένες παραμορφώσεις του εδάφους).

Παρότι τόσο η πειραματική (παρατηρήσεις στη φύση και στο εργαστήριο) όσο και η θεωρητική (φυσικά και στατικά μοντέλα) έρευνα πάνω στο πρόβλημα των σεισμών έχει προχωρήσει σημαντικά, δε φαίνεται πως είναι δυνατή η ασφαλής ακριβής πρόγνωση.

**Μακροσκοπικά πρόδρομα φαινόμενα είναι:**

- μεταβολές στο θαλάσσιο νερό που παρατηρούνται από μερικές ώρες μέχρι μερικές μέρες πριν από τους σεισμούς και οφείλονται σε προσεισμική παραμόρφωση του υποθαλάσσιου σεισμογόνου χώρου.
- Πρόδρομες μεταβολές στο υπόγειο νερό (μεταβολή της στάθμης, της θερμοκρασίας).
- Πρόδρομα ακουστικά φαινόμενα (υποχθόνιος θόρυβος) που οφείλονται σε μικρούς σεισμούς (οι οποίοι δε γίνονται αισθητοί ως εδαφικές ταλαντώσεις) και γίνονται αισθητά μερικές μέρες πριν από τον σεισμό. Πολλές φορές ακούγονται τέτοιοι θόρυβοι χωρίς να ακολουθεί σεισμός.

- Πρόδρομα οπτικά φαινόμενα που οφείλονται, πιθανώς, σε μεταβολή του ηλεκτρικού πεδίου της Γης πριν από έναν ισχυρό σεισμό.
- Ασυνήθιστη συμπεριφορά ζώων, που παρατηρείται 12 ώρες πριν τον σεισμό κατά μέσο όρο και πιθανώς οφείλονται σε μικρούς σεισμούς, σε ερεθισμό των ζώων από τοξικά αέρια που απελευθερώνονται στο σειсмоγόνο χώρο κατά τη διάρκεια της φυσικής διαδικασίας προετοιμασίας γένεσης των σεισμών, κτλ.

Οι σεισμοί μπορούν επίσης να προβλεφθούν από τις **εκπομπές των νετρονίων** από τη γήινη επιφάνεια και θα μπορούσαν ακόμα να συνδεθούν με τον σεληνιακό κύκλο, σύμφωνα με Ρώσους φυσικούς. Ο *Nikolaj Volodichev* και *Mikhail Panasjuk* του ερευνητικού ιδρύματος πυρηνικής φυσικής *Skobeltsyn* στη Μόσχα παρατήρησαν ότι η ροή των νετρονίων από τη γήινη κρούστα αυξήθηκε αισθητά κατά τη διάρκεια της νέας Σελήνης και της πανσέληνου. Τότε είναι που οι παλιρροιακές δυνάμεις που επιδρούν στη Γη είναι στην ισχυρότερη φάση τους, η οποία θα μπορούσε να προκαλέσει σεισμική δραστηριότητα. Οι ερευνητές είναι αισιόδοξοι ότι η ανακάλυψή τους θα μπορούσε να αποτελέσει τη βάση ενός νέου συστήματος πρόβλεψης για τους σεισμούς. Για να υποστηρίξουν τη θεωρία τους, οι ερευνητές ανέλυσαν τα στοιχεία που συλλέχθηκαν πάνω από 28 έτη από το «δακτύλιο της φωτιάς» του Ειρηνικού ωκεανού - μια περιοχή έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Διαπίστωσαν ότι οι κυριότεροι σεισμοί πραγματοποιήθηκαν γύρω από το χρόνο μιας νέας Σελήνης ή μιας πανσέληνου.

Πολλές μεταβολές πριν από την εκδήλωση μιας σεισμικής δραστηριότητας σημειώνονται και στην ιονόσφαιρα (η ανάλυσή της αλλά και των πρόδρομων φαινομένων σε αυτή, δίνονται με περισσότερες λεπτομέρειες στην επόμενη ενότητα).

Τέτοιες μεταβολές είναι:

1. Μεταβολή της θερμοκρασίας των ιόντων και της πυκνότητας.
2. Μεταβολή των κρίσιμων συχνοτήτων στα επίπεδα E,F της ιονόσφαιρας,  $f_oF_2$  και  $f_oE$ .
3. Μεταβολές των παραμέτρων TEC (total electron content).
4. Μεταβολές ηλεκτρομαγνητικού πεδίου.

## **2.5 ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ - ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ**

Από μεγάλο αριθμό μελετών σεισμικών ακολουθιών, προέκυψε το συμπέρασμα ότι υπάρχει δυνατότητα ελέγχου της εξέλιξης μιας σεισμικής ακολουθίας. Η διαδικασία αυτή βασίζεται στη μελέτη της χρονικής, χωρικής, χωροχρονικής και κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών μιας σεισμικής ακολουθίας και έχει ως στόχο την προεκτίμηση των ισχυρών σεισμών της ακολουθίας.

Με την διαδικασία αυτή μπορεί να ελεγχθεί αν μια ακολουθία εξελίσσεται ομαλά, αν δηλαδή πρόκειται για μια κανονική **μετασεισμική ακολουθία**, οπότε δεν αναμένεται η γένεση άλλου σεισμού με ανάλογο ή μεγαλύτερο μέγεθος από τον κύριο σεισμό που ήδη έγινε, ή αν η ακολουθία δεν εξελίσσεται ομαλά, οπότε αναμένεται σεισμός ανάλογου ή και μεγαλύτερου μεγέθους από όλους τους σεισμούς που ήδη έγιναν.

Ακόμα και στην περίπτωση ομαλής εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας η μέθοδος παρέχει την δυνατότητα εντοπισμού των εστιών του μεγαλύτερων μετασεισμών, οι οποίοι πολλές φορές προκαλούν σημαντικές πρόσθετες βλάβες στα ήδη καταπονημένα, από τον κύριο σεισμό, κτίρια οι καταρρεύσεις τέτοιων κτιρίων.

Τα κυριότερα χαρακτηριστικά των μετασεισμών είναι:

**Μέγεθος μεγαλύτερου μετασεισμού:** Από μελέτες πολλών μετασεισμικών ακολουθιών έχει βρεθεί ότι το μέγεθος  $M_1$  του μεγαλύτερου μετασεισμού είναι κατά μέσο όρο, μικρότερο κατά 1.1 μονάδες μεγέθους από το  $M_0$  του κύριου σεισμού (*Bath 1971, Papazachos 1974*).

Έχει δειχθεί ότι υπάρχει πιθανότητα 42% περίπου, ένας ή περισσότεροι προσεισμοί με μέγεθος  $M > 4.4$  να προηγηθούν ενός κύριου σεισμού με μέγεθος  $M = 6.0$  ή μεγαλύτερο (*Papazachos 1975*). Η **πιθανότητα γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού** στο πρώτο εικοσιτετράωρο μετά τον κύριο σεισμό είναι περίπου 53% (*Papazachos 1974, Kourouzidis 2003*).

Καθορίστηκε η **διάρκεια**  $T$  (σε μέρες) και ο αριθμός των μετασεισμών με μέγεθος  $M > 4.0$  σε συνάρτηση με το μέγεθος  $M$  του κύριου σεισμού (Papazachos & Papazachou 1989, Kourouzidis 2003)  $\log T = -2.08 + 0.66M$  ,  $\log N = -3.22 + 0.77M$ . Τέλος, έχει βρεθεί ότι η τιμή της παραμέτρου  $b$  των προσεισμών είναι μικρότερη από αυτή των μετασεισμών (Papazachos et al 1967, Scholz 1968).

Έχει δειχθεί ότι τόσο η παράμετρος  $b$  όσο και το μέσο μέγεθος  $M_{\mu}$  των μετασεισμών μιας μετασεισμικής ακολουθίας παραμένουν σταθερά κατά την διάρκεια της χρονικής εξέλιξής της. Η ιδιότητα αυτή είναι εξαιρετικά χρήσιμη για τον έλεγχο της ομαλής εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας, γιατί σημαντική απόκλιση των παραμέτρων αυτών (ελάττωση της  $b$  και αύξηση του μέσου μεγέθους  $M_{\mu}$ ) σημαίνει ανώμαλη εξέλιξη και τη γένεση πιθανώς, προσεισμών (για τις οποίες η  $b$  έχει μικρές τιμές και το  $M_{\mu}$  μεγάλες) οι οποίοι προμηνύουν τη γένεση ισχυρών σεισμών (Papazachos & Papazachou 2003).

Η πρόγνωση των σεισμών είναι ένα επιστημονικό πρόβλημα με κοινωνικές επιπτώσεις. Η κοινωνική απόκριση διαφέρει ανάλογα με το είδος της πρόγνωσης. Έτσι, η μακροπρόθεσμη και η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση μπορεί να επηρεάσουν προγράμματα μετριασμού των συνεπειών ενός ισχυρού σεισμού, όπως είναι η αφαίρεση επικινδυνότητων, η ενίσχυση ασθενών τεχνικών κατασκευών και η ετοιμότητα αντιμετώπισης εκτάκτων αναγκών. Η υπάρχουσα ήδη σχετική γνώση, κυρίως όσον αφορά τη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση, επιτρέπει τον εστιασμό αυτών των μέτρων σε υποψήφιας περιοχές, με παράλληλη πλήρη διατήρηση των κλασικών μέτρων ετοιμότητας (πιστή εφαρμογή του αντισεισμικού κανονισμού).

Η βραχυπρόθεσμη πρόγνωση θα μπορούσε να οδηγήσει στην εκκένωση κατοικημένων περιοχών και τη διακοπή λειτουργίας βιομηχανικών ή άλλων εγκαταστάσεων των οποίων η λειτουργία μπορεί να συμβάλλει στην αύξηση των καταστροφών. Σήμερα όμως δεν υπάρχει δυνατότητα βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης και γι' αυτό προς το παρόν δε λαμβάνονται τέτοια μέτρα.

## **2.6 ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑ**

Πρόσφατα αποδείχθηκε από την επιστημονική κοινότητα, ότι υφίσταται ηλεκτρομαγνητική ζεύξη μεταξύ του γήινου φλοιού και της τροπόσφαιρας στα επίπεδα σεισμικής δραστηριότητας και παρατηρούνται ανώμαλες αποκλίσεις στην ιονόσφαιρα λίγες μέρες πριν τον ισχυρό σεισμό. Τα πρώτα φυσικά μοντέλα που παρουσιάστηκαν εξηγούν το φαινόμενο αυτό. Το πιο πιθανό από αυτά βασίζεται στη χημική σύσταση του φλοιού της γης (ράδιο, αέρια ) στο συνοριακό επίπεδο της ατμόσφαιρας. Αυτή η πηγή αλλάζει τη μεταβίβαση του επιπέδου και ως συνέπεια τροποποιεί την τιμή του ηλεκτρικού πεδίου στην έκταση δράσης. Οι ανωμαλίες του ηλεκτρικού πεδίου, που εισχωρούν στην ιονόσφαιρα, προκαλούν διαφορετικούς τύπους αποκλίσεων (ενώσεις ιόντων, συγκέντρωση ηλεκτρονίων, θερμοκρασία ηλεκτρονίων) που μπορούν να μετρηθούν τόσο στο έδαφος όσο και με δορυφόρους. Αυτές οι αποκλίσεις ονομάζονται ιονοσφαιρικά πρόδρομα των σεισμών.

Ένα από τα πλεονεκτήματα των πρόδρομων φαινομένων στην ιονόσφαιρα είναι ότι η ιονόσφαιρα βλέπει όλη την περιοχή δράσης και όχι μόνο το σημείο μέτρησης όπως συμβαίνει στο έδαφος. Έτσι αντιμετωπίζονται τα λάθη των εδαφικών μετρήσεων στα φυσικά και γεωχημικά πρόδρομα. Το δεύτερο πλεονέκτημα είναι ότι τα πρόδρομα στην ιονόσφαιρα εμφανίζουν σταθερή χρονική κλίμακα εμφάνισης σε σύγκριση με άλλους τύπους πρόδρομων. Σύμφωνα λοιπόν με όλα τα παραπάνω, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν τα πρόδρομα ιονοσφαιρικά φαινόμενα στη βραχυπρόθεσμη πρόγνωση σεισμών.

Το επίκεντρο μπορεί να εκτιμηθεί από τη σχεδίαση των ιονοσφαιρικών προδρόμων κατά μήκος του γεωμετρικού πεδίου των γραμμών του εδάφους. Το μέγεθος του μελλοντικού σεισμού μπορεί να εκτιμηθεί από το μέγεθος της τροποποιημένης έκτασης στην ιονόσφαιρα. Ο χρόνος που θα συμβεί ένας σεισμός μπορεί να εκτιμηθεί από τη στιγμή εμφάνισης του πρόδρομου. Αρχικά όλες οι παραπάνω παράμετροι μπορούν να υπολογιστούν θεωρητικά.



## **α) Αποτελέσματα της σεισμικής δραστηριότητας στην θερμοκρασία ιόντων στο F<sub>2</sub> επίπεδο της ιονόσφαιρας**

Η ιονοσφαιρική θερμοκρασία και η πυκνότητα επηρεάζονται από φαινόμενα που συμβαίνουν πάνω και κάτω από αυτήν (ηλιακή αναλαμπή, γεωμαγνητική καταιγίδα, καταιγίδες με κεραυνούς). Παρακάτω γίνεται ανάλυση δεδομένων ιονοσφαιρικής θερμοκρασίας για την κατανόηση της ανώμαλης συμπεριφοράς της θερμοκρασίας των ιόντων στο F<sub>2</sub> επίπεδο της ιονόσφαιρας για σεισμικό συμβάν στην Ινδία. Τα δεδομένα αναλύονται προσεκτικά για να αποφευχθεί η κάλυψή τους από άλλες πιθανές ανωμαλίες. Είναι πολύ δύσκολο να μελετήσει κανείς τα δεδομένα αυτά σε σχέση με το σεισμικό συμβάν γιατί ο δορυφόρος πολύ σπάνια βρίσκει το επίκεντρο.

Η λαμβανόμενη μέση θερμοκρασία ιόντων κατά τη διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας συγκρίνεται με τη μέση θερμοκρασία σε μέρες ηρεμίας. Επίσης λαμβάνονται και εποχιακά δεδομένα και αναλύονται για να αποδειχθεί ότι δεν παίζουν ρόλο.

Ο πιθανός μηχανισμός της αύξησης της ιονοσφαιρικής θερμοκρασίας συζητήθηκε από τον *Pullinets* και την υποστήριξε με πειραματικές αποδείξεις.

## **β) Αποτελέσματα στο D-επίπεδο της ιονόσφαιρας**

Ο συνδυασμός των διαδικασιών που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα, την ιονόσφαιρα και την μαγνητόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή ιονισμού στο κατώτερο επίπεδο της ιονόσφαιρας. Ο ιονισμός αυτός, οδηγεί στην αύξηση της συγκέντρωσης ηλεκτρονίων στο D-επίπεδο της ιονόσφαιρας. Έτσι αλλάζει η διάδοση των ραδιοκυμάτων σε διαφορετικές συχνотικές ζώνες από VLH μέχρι VHF. Οι ανωμαλίες στη διάδοση των ραδιοκυμάτων πριν από έναν ισχυρό σεισμό αποδείχθηκαν και πειραματικά.

## **γ) Μεταβολές ηλεκτρικού πεδίου**

Εκτός από τις σεισμικές ταλαντεύσεις που δίνονται στα σεισμό-διαγράμματα υπάρχουν και πολλοί γεωφυσικοί παράμετροι που οι αποκλίσεις τους συνδέονται με

σεισμική δραστηριότητα. Μια από αυτές είναι το ράδιο και άλλες γεωχημικές παράμετροι που μετρούνται στην περιοχή δράσης και χρησιμοποιήθηκαν από ερευνητές ως πρόδρομα σεισμικών συμβάντων. Πρόσφατα αποδείχθηκε η σχέση μεταξύ της γεωχημικής διαδικασίας μέσα στο συνοριακό επίπεδο της ατμόσφαιρας, στην περιοχή της σεισμικής δραστηριότητας, και των αποκλίσεων μέσα στη ιονόσφαιρα πάνω από αυτήν την περιοχή.

Η συγκέντρωση ραδίου αυξάνεται (με απότομα μέγιστα λίγες μέρες πριν από το σεισμό), ενώ η συγκέντρωση τις πρωινές όσο και τις απογευματινές ώρες παρουσιάζει απότομες ταλαντώσεις (ελάχιστα πριν από τον σεισμό και μέγιστα μετά, κοντά στη στιγμή του σεισμού).

Λόγω της διαφορετικής κίνησης αρνητικών και θετικών ιόντων κάτω από την επίδραση ελκτικής δύναμης λαμβάνει χώρα σαφής διαχωρισμός μεταξύ τους, κάτι που οδηγεί σε τροποποίηση του ατμοσφαιρικού ηλεκτρικού πεδίου.

Το πρόβλημα αυτό λύθηκε (*Boyarchuk et al 1997*). Όπως είναι γνωστό η παρουσία αεροσολών αυξάνει την τιμή του ηλεκτρικού πεδίου (*Roble and Tzur 1998*). Υπολογισμοί έδειξαν (*Pulinets et al 1999*) ότι η παρουσία μεταλλικών αεροσολών αυξάνει την τιμή του ηλεκτρικού πεδίου. Είναι λοιπόν αποδεκτό ότι υπάρχει αύξηση του ηλεκτρικού πεδίου λόγω αύξησης της ροής του ραδίου και των αεροσολών πριν από τον σεισμό μέσα στη σεισμική περιοχή. Δύο παραδείγματα τέτοιων ανωμαλιών φαίνονται και στο Σχ. 23. Μπορούμε να δούμε τις ανωμαλίες του ηλεκτρικού πεδίου που περνούν την αντίθετη διεύθυνση από ότι το φυσικό ατμοσφαιρικό ηλεκτρικό πεδίο, και η διαφορά μεταξύ του θετικού και αρνητικού άκρου είναι 1 kV/m.

Παρόμοιο πρόβλημα ηλεκτρικού πεδίου παρατηρείται και από αποτελέσματα ίδιου πεδίου μέσα στην ιονόσφαιρα. Αυτό το πρόβλημα λύθηκε από τον *Pulinets et al (1998, 2000)*.

Έχει αποδειχθεί ότι λαμβάνει χώρα μεταβολή της ιονόσφαιρας σε διαφορετικά επίπεδα ύψους, ξεκινώντας από το χαμηλότερο επίπεδο της ιονόσφαιρας το D-επίπεδο (*Kim et al 2002*), μέσω του E και F επιπέδων (*Pulinets et al 1998, 2000a*),

στο ψηλότερο επίπεδο της ιονόσφαιρας και την τροπόσφαιρα (Kim and Hegai, 1997).

### δ) Περιοχή προετοιμασίας της σεισμικής δραστηριότητας

Μελέτες από την εποχή της Σοβιετικής Ένωσης (Tajikistan), το 1970-1980, καθώς και μελέτες δυτικών επιστημόνων, έδειξαν ότι αλλαγές στη γήινη επιφάνεια, παραμορφώσεις, αποκλίσεις στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, αλλαγές στην ηλεκτρική αγωγιμότητα του φλοιού, κ.ο.κ., δεν παρατηρήθηκαν μόνο κατά το ξεκίνημα της σεισμικής δραστηριότητας, αλλά εξαρτώνταν και από το μέγεθος του σεισμού. Αυτό έκανε δυνατή την ανάπτυξη μιας διευρυμένης θεωρίας-παραμόρφωση της γήινης επιφάνειας στη ζώνη προετοιμασίας ενός σεισμού. Η διάσταση αυτής της ζώνης υπολογίστηκε από τον *Dobrovolsky et al. (1979)*, βασισμένος στον υπολογισμό της ελαστικής παραμόρφωσης της γήινης επιφάνειας σε μία κλίμακα 10<sup>-8</sup> και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho = 100.43M \text{ km},$$

όπου  $\rho$  είναι η ακτίνα της ζώνης προετοιμασίας και  $M$  το μέγεθος του σεισμού. Οι τιμές της ακτίνας της ζώνης προετοιμασίας δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

Magnitude	3	4	5	6	7	8	9
$\rho$ (km)	19.5	52.5	141	380	1022	2754	7413

Η αξιοπιστία της παραπάνω σχέσης, για το μέγεθος της περιοχής προετοιμασίας πριν από ένα σεισμό, που χρησιμοποιήθηκε και από τον *Poulinets et al. (2000)*, (2002a), πρέπει να συζητηθεί. Το ράδιο είναι ένα από τα γεωφυσικά πρόδρομα για τα πρόβλεψη των σεισμών. Την ίδια στιγμή το ράδιο είναι και μία από τις συνιστώσες του φυσικού μηχανισμού του σεισμογενή ηλεκτρικού πεδίου. Αυτό σημαίνει ότι η περιοχή που καλύπτεται από την ανώμαλη ροή του ραδίου πρέπει να είναι ίδια σε μέγεθος με την περιοχή που καλύπτεται από σεισμογενή ηλεκτρικό πεδίο.

Γίνεται ξεκάθαρο ότι η εμφάνιση ενός σεισμού μεγέθους 5 μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση πρόδρομων σεισμικών φαινομένων στην ιονόσφαιρα. Σε συνδυασμό με τους υπολογισμούς του *Poulinets (2000)* ένα ανώμαλο ηλεκτρικό

πεδίο μπορεί να εισχωρήσει αποτελεσματικά στην ιονόσφαιρα, όταν το μέγεθος της ζώνης όπου παρουσιάζονται σεισμογενή πεδία, δεν είναι μικρότερο από 200 km, που αντιστοιχεί σε μέγεθος 4.65.

Από τα παραπάνω παρατηρούμε, ότι τρεις διαφορετικές μηχανικές υλοποιήσεις για την σεισμική προετοιμασία, όπως μηχανική παραμόρφωση, ιονοσφαιρικά φαινόμενα και γεωχημικές πηγές της επιφάνειας εξαρτώνται από το μέγεθος του μελλοντικού σεισμού. Τα ιονοσφαιρικά φαινόμενα λοιπόν είναι στενά συνδεδεμένα με τις χημικές και φυσικές διαδικασίες.

Συνοψίζοντας, ξεκινώντας από το έδαφος και καταλήγοντας στη μαγνητόσφαιρα είναι πιθανό να δημιουργηθεί το **φυσικό μοντέλο του ζεύγους σεισμός-ιονόσφαιρας** υπολογίζοντας βήμα προς βήμα τις συνέπειες των ανωμαλιών του ηλεκτρικού πεδίου. Το έτος 2002 δημιουργήθηκε και δημοσιεύτηκε ένα τέτοιο μοντέλο (*Pulinets et al 2000 a, 2002*).

Τα αποτελέσματα μέσα στη ιονόσφαιρα, τα οποία συνδέονται με τον προβλεπόμενο σεισμό, καταγράφονται πειραματικά τόσο από επίγειες τεχνικές όσο και από τεχνητούς δορυφόρους. Η πρώτη δημοσίευση των ιονοσφαιρικών αποτελεσμάτων, που καταγράφηκαν από δορυφόρο, εμφανίστηκαν το 1991 (*Pulinets et al. 1991*) και μετά έλαβε χώρα η πιθανότητα της βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης από δορυφόρο (*Pulinets 1998*). Το σημαντικότερο αποτέλεσμα στην ιονόσφαιρα, που συνδέεται με το σεισμό που πρόκειται να συμβεί, περιγράφεται στη μελέτη του *Pulinets et al (1994)*.

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα των διαφορετικών παρατηρήσεων, που γίνονται τα τελευταία χρόνια, μπορούμε να παραθέσουμε τα σημαντικότερα φαινομενολογικά χαρακτηριστικά των πρόδρομων σεισμικών φαινομένων στην ιονόσφαιρα (*Pulinets et al. 2000b*):

- Τα ιονοσφαιρικά πρόδρομα παριστάνουν τις μεταβολές της πυκνότητας στο πλάσμα της ιονόσφαιρας και παρατηρούνται για πέντε ημέρες.
- Οι αποκλίσεις μπορεί να είναι είτε θετικές είτε αρνητικές.

- Η διάρκεια της απόκλισης του σήματος είναι μικρή, 4-6 ώρες. Μόνο σε περίπτωση ισχυρού σεισμού μπορεί να φτάσει τις 12 ώρες.
- Το κατώφλι για την επιλογή των σεισμιοινοσφαιρικών μεταβολών στην ιονόσφαιρα, που προσδιορίζεται εμπειρικά, αντιστοιχεί σε μέγεθος 5-5.5 R, στο οποίο αρχίζουν να εμφανίζονται οι αποκλίσεις.
- Κατά μέσο όρο οι σεισμιοινοσφαιρικές μεταβολές έχουν το ίδιο εύρος. Η μεταβλητότητα στην ιονόσφαιρα είναι 15-25% αλλά μερικές στιγμές της τοπικής ώρας φτάνει το 100%.
- Το σημείο και η μορφή των μεταβολών εξαρτώνται από την τοπική ώρα. Αυτή η εξάρτηση ποικίλει στα διάφορα μέρη του πλανήτη και χρειάζεται επιπλέον έρευνα.
- Η θέση του μέγιστου της μεταβαλλόμενης έκτασης στην ιονόσφαιρα δε συμπίπτει με την κάθετη σχεδίαση του επίκεντρου του μελλοντικού σεισμού επί της ιονόσφαιρας.
- Οι μεταβολές στην ιονόσφαιρα οδηγούν στην αλλαγή της κάθετης διανομής του πλάσματος, τα αποτελέσματα της οποίας είναι η αύξηση του ύψους της κλίμακας της ιονόσφαιρας.
- Επιπλέον μελέτες δείχνανε ότι το ύψος της κλίμακας αλλάζει σημαντικά λόγω της μαζικής ροής των ιόντων και όχι των αλλαγών θερμοκρασίας του πλάσματος.
- Οι GPS TEC μεταβολές πρακτικά συμπίπτουν σε μορφή με τις αποκλίσεις της κρίσιμης συχνότητας.
- Μερικές φορές παρόμοιες μεταβολές μπορούν να παρατηρηθούν και στη μαγνητική περιοχή.

Τα ιονοσφαιρικά πρόδρομα δεν αναλύθηκαν μόνο κατά περίπτωση αλλά και στατιστικά. Επιβεβαιώθηκε στατιστικά ότι το μέγεθος θα πρέπει να είναι  $>5$  για να έχουμε μεταβολές και αυτές παρατηρούνται 5 μέρες πριν από τον σεισμό. Η στατιστική ανάλυση απέδειξε ότι οι ιονοσφαιρικές ανωμαλίες, που συνδέονται με το σεισμό, υφίστανται και η πιθανότητα αναγνώρισης των πρόδρομων αυξάνεται με την αύξηση του μεγέθους του σεισμού.

## **2.7 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΣΗΜΑΤΩΝ**

Μία από τις ερωτήσεις που πρέπει να απαντηθούν σε οποιαδήποτε εφαρμογή πρόγνωσης σεισμών είναι «η περιοχή» όπου θα εκδηλωθεί ένας μεγάλος σεισμός. Μία αναλυτική απάντηση στο προηγούμενο ερώτημα μπορεί να δοθεί από οποιοδήποτε πρόδρομο πεδίο μεταβολής φυσικής παραμέτρου που έχει κατευθυντικές ιδιότητες σχετικές με την θέση του επικεντρικού χώρου του σεισμού που πρόκειται να προβλεφθεί. Το πρόδρομο ηλεκτρικό πεδίο που παράγεται στον εστιακό χώρο ενός επικείμενου σεισμού έχει αυτές τις ιδιότητες.

Η παραγωγή προδρόμων ηλεκτρικών σημάτων έχει αμφισβητηθεί από πολλούς σεισμολόγους, αν και υπάρχουν πολλοί φυσικοί μηχανισμοί σχετικοί με το θέμα αυτό που έχουν παρουσιασθεί στην σχετική βιβλιογραφία.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται μερικοί από τους κυριότερους τέτοιους μηχανισμούς:

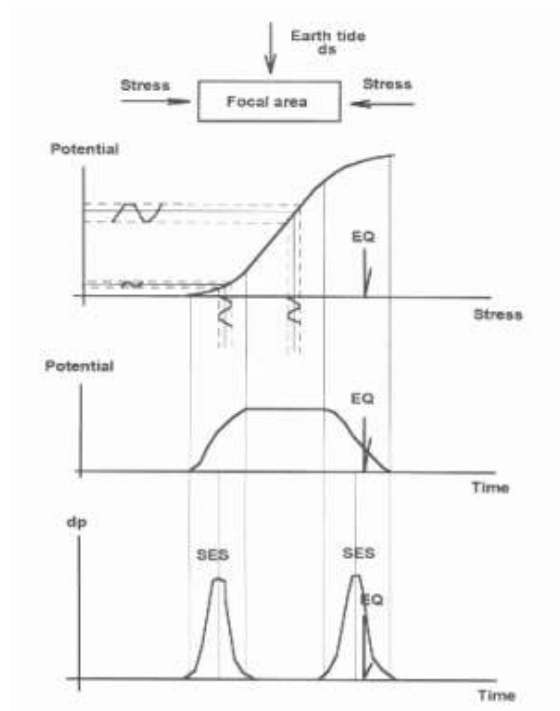
- **Πιεζοηλεκτρικό μοντέλο** (Thanassoulas C. & Tselentis G. A. 1986)

Στο μοντέλο αυτό, η μεταβολή του τασικού φορτίου της λιθόσφαιρας ενεργοποιεί την γέννηση πιεζοηλεκτρικών φαινομένων. Σε συνδυασμό με την επίδραση της ηλιοσεληνιακής έλξης (tidal waves) παράγονται ηλεκτρικά σήματα διαφόρων κατηγοριών (ηλεκτροστατικό πεδίο πρώτης παραγωγού μεγάλης περιόδου VLP, ταλαντούμενο ( $T = 24$  ώρες) ηλεκτρικό πεδίο, καθώς και πεδία δευτέρας παραγωγού που δημιουργούνται από τα μη γραμμικά τμήματα της καμπύλης παραμόρφωσης του πετρώματος κάτω από συνθήκες μεγάλου και υπερβολικού τασικού πεδίου. Ο μηχανισμός του πιεζοηλεκτρικού μοντέλου παρουσιάζεται στο Σχ. 25 από τους Thanassoulas C. και Tselentis G. A. 1986.



### - Πιεζοδιεγερόμενο φυσικό μοντέλο (Varotsos P. & Alexopoulos K. 1984a)

Στο μοντέλο αυτό, είναι δυνατόν να διεγερθούν ηλεκτρικά ρεύματα σε συνθήκες φορτίου τάσεως της λιθόσφαιρας κάτω από το όριο θραύσεώς της. Στο επόμενο σχήμα 10 παρουσιάζεται σχηματικά ο μηχανισμός αυτός από τους Varotsos, P., και Alexopoulos, K., (1984a).



Σχ. 25 Το πιεζοηλεκτρικό μοντέλο

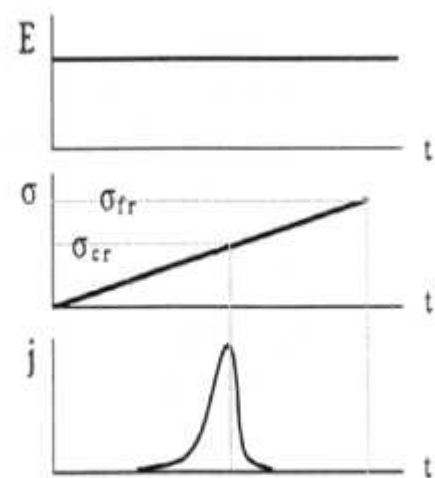


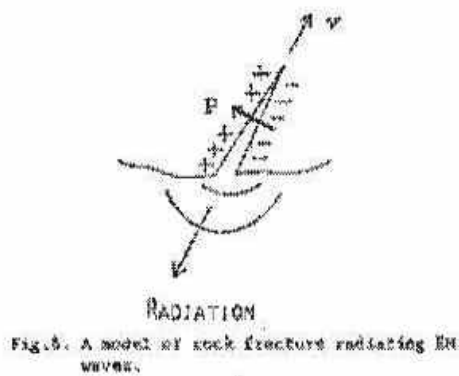
Fig. 2. The piezo-stimulated current,  $j$ , flows during a stress accumulation stage at a critical stress level  $\sigma_{cr}$ , which is smaller than the fracture stress of rocks  $\sigma_{fr}$ , while the external electric field,  $E$ , is kept constant (after Varotsos and Alexopoulos, 1986).

Σχ. 26 Μηχανισμός πιεζοδιεγερόμενων ρευμάτων

### - Μοντέλα κατάρρευσης πετρωμάτων

#### **α) απλή διάρρηξη πετρώματος** (Ogawa T. et al. 1985):

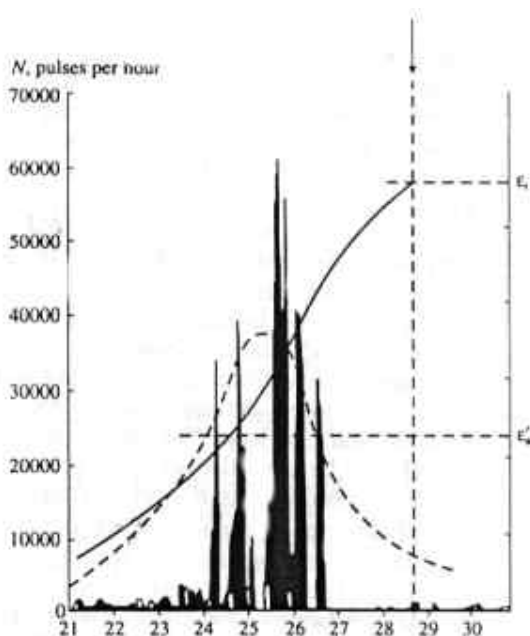
Στο μοντέλο αυτό, η απότομη διάρρηξη του κρυσταλλικού πλέγματος του πετρώματος του γεωλογικού σχηματισμού της λιθόσφαιρας δημιουργεί στιγμιαία μετακίνηση φορτίων στο χώρο. Αυτό αντιστοιχεί σε στιγμιαία παραγωγή ηλεκτρικού παλμού ρεύματος και κατά συνέπεια γέννηση ηλεκτρικού σήματος. Στο επόμενο Σχ. 27 παρουσιάζεται σχηματικά ο μηχανισμός αυτός από τον Ogawa T. et al. (1985)



**Σχ.27 Μηχανισμός γένεσης ηλεκτρικού σήματος από τη διάρρηξη του κρυσταλλικού πλέγματος**

**(β) μηχανισμός πολλαπλών διαρρήξεων (Morgounov V. 2001)**

Ένα αθροιστικό αποτέλεσμα του προηγούμενου μοντέλου παρουσιάζεται στο επόμενο σχήμα. Πολλαπλές μικροδιαρρήξεις του πετρώματος, που δημιουργούνται κατά την τελική φάση της προετοιμασίας ενός μεγάλου σεισμού και κατά την περίοδο της εντόνου παραμόρφωσης του εστιακού χώρου, παράγουν ηλεκτρικούς παλμούς ρεύματος όπως παρουσιάζεται στο επόμενο Σχ. 28.



**Σχ. 28 Μηχανισμός πολλαπλών διαρρήξεων (Morgounov V. 2001)**

**- Μοντέλο επιλεκτικής ροής** (Corwin R. F. & Morrison H. F. 1977)

Στο μοντέλο αυτό ο φυσικός μηχανισμός που παράγει το αντίστοιχο ηλεκτρικό πεδίο είναι η κίνηση ηλεκτρολυτών μέσα στο δίκτυο των μικροδιαρρήξεων που δημιουργείται στον εστιακό χώρο πριν από την εκδήλωση ενός σεισμού.

**Δείγματα καταγεγραμμένων ηλεκτρικών σημάτων:**

Στα επόμενα σχήματα παρουσιάζονται διάφοροι τύποι ηλεκτρικών σημάτων. Αυτά είναι ταξινομημένα σε τρεις ειδικές κατηγορίες :

α) υψίσυχνα σήματα παλμικού τύπου μικρής διάρκειας. Η περιόδός τους (των παλμών) είναι της τάξεως ορισμένων λεπτών.

β) ταλαντούμενο ηλεκτρικό πεδίο περιόδου 24 ωρών.

γ) σήματα μεγάλης περιόδου της τάξεως ορισμένων ημερών.



**Σχ. 29 Υψίσυχνα παλμικά σήματα (περιόδου μερικών λεπτών) - Σεισμικό ηλεκτρικό σήμα (SES) καταγεγραμμένο από το δίκτυο VAN ( 29η Σεπτ. 1988, IOA)**

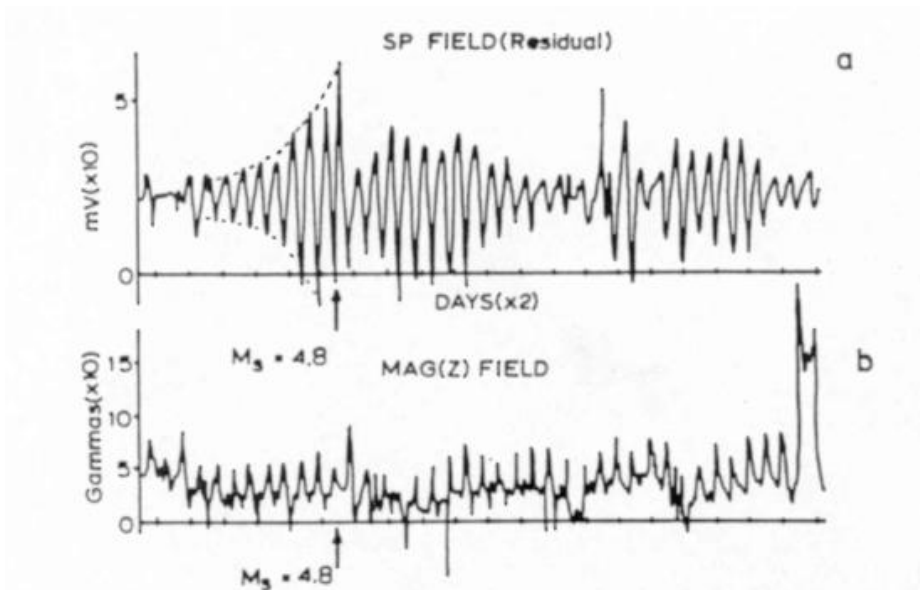


Fig. 3. Variations in the Earth's residual electric and magnetic field between 29/1/1982 and 10/3/1982.

Σχ. 30 Ταλαντούμενα ηλεκτρικά σήματα (περίοδος 24 ωρών) - Ταλαντούμενο ηλεκτρικό πεδίο που καταγράφηκε στη ΛΕΣΒΟ από τον Thanassoulas

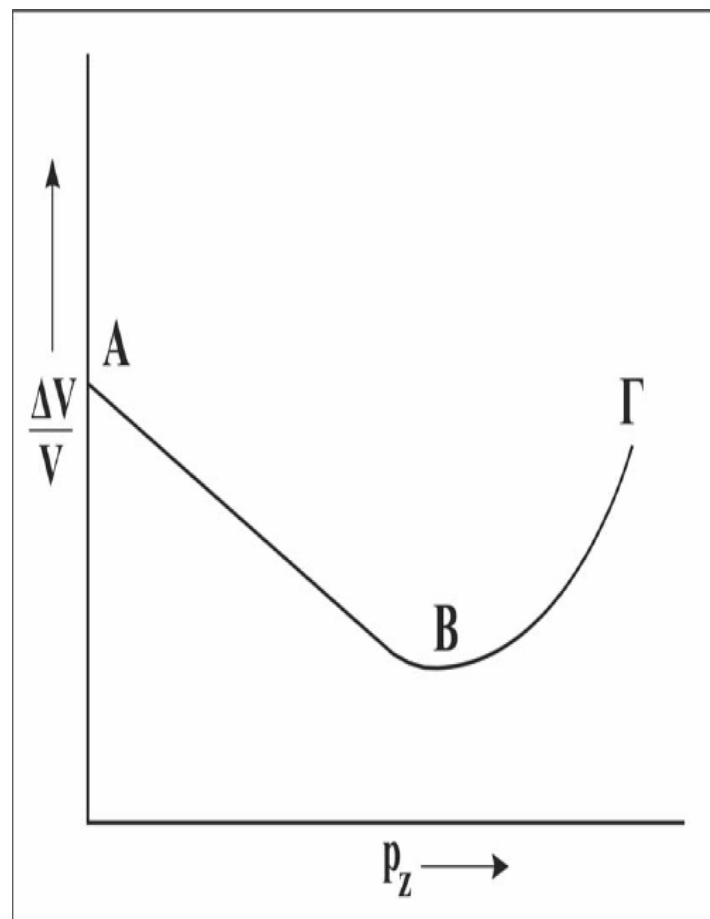


(1982)

Σχ. 31 Ηλεκτρικά σήματα πολύ μεγάλης περιόδου - Οι πράσινες γραμμές δείχνουν τον χρόνο εκδήλωσης των σεισμών των οποίων προηγήθηκε το VLP

## 2.8 ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ

Οι προσπάθειες που έγιναν για την κατανόηση των προδρόμων φαινόμενων κατέληξαν στην διατύπωση της «θεωρίας της διασταλτικότητας» (Σχ.32) Σύμφωνα με αυτήν αν ασκήσουμε σε ένα πέτρωμα τάσεις συμπίεσης κατά την διεύθυνση ενός τρισσορθογωνίου συστήματος αξόνων και χαρτογραφήσουμε την ανηγμένη παραμόρφωση με την τάση  $P_z$  κατά την διεύθυνση της μέγιστης συμπίεσης παρατηρούμε το εξής: στην αρχή αυξανόμενης της τάσης ο όγκος του πετρώματος συστέλλεται και η  $\frac{\Delta V}{V}$  ακολουθεί μία σχεδόν γραμμική σχέση με την τάση (ΑΒ). Στη συνέχεια η γραμμική σχέση παύει να υπάρχει και παρά την αύξηση της τάσης το πέτρωμα διαστέλλεται (ΒΓ) μέχρι που το πέτρωμα υφίσταται θραύση (Γ).



**Σχ. 32**

**Μεταβολή της ανηγμένης παραμόρφωσης πετρώματος σε συνάρτηση με την ασκούμενη σε αυτό μέγιστη τάση συμπίεσης. ΑΒ=κανονική συστολή, ΒΓ=διασταλτικότητα (Παπαζάχος 1990)**

- Το φαινόμενο εξηγείται αν δεχθούμε ότι ενώ το πέτρωμα υφίσταται διαστολή δημιουργούνται κενά από τη δημιουργία μικρορωγμών μέσα του. Ο μεγάλος άξονας των μικρορωγμών είναι παράλληλος με τη διεύθυνση της μέγιστης συμπίεσης ενώ αυτές διογκώνονται κατά τη διεύθυνση της ελάχιστης συμπίεσης.
- Αν μεταφέρουμε το φαινόμενο αυτό στον εστιακό χώρο πριν τον σεισμό τότε οι μικρορωγμές που δημιουργούνται είναι οι εστίες των προσεισμών. Οι μικρορωγμές στη συνέχεια γεμίζουν με νερό και έτσι εξηγείται η ελάττωση του λόγου της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων προς την παχύτητα των αντίστοιχων εγκάρσιων, που παρατηρείται πριν την γένεση σεισμού.
- Οι προσπάθειες να εξηγηθούν και τα άλλα πρόδρομα φαινόμενα με τη θεωρία αυτή συνεχίζονται.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3**

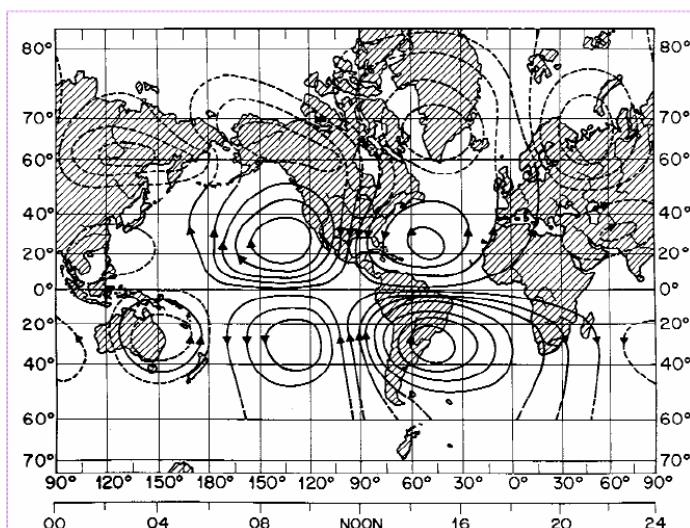
### **ΤΕΛΛΟΥΡΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ**

#### **3.1 ΤΕΛΛΟΥΡΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ**

Τα τελλουρικά ρεύματα είναι αυτά που έχουν χρησιμοποιηθεί ευρύτατα για την πρόγνωση σεισμών. Ως τελλουρικά ή γήινα ρεύματα ορίζονται τα φυσικά, ηλεκτρικά ρεύματα που ρέουν σε οριζόντιες επιφάνειες σε μικρά βάθη στη Γη ή κοντά στην επιφάνεια της. Δημιουργούνται με απαγωγή από ιονοσφαιρικά ρεύματα. Δηλαδή, ο επαγωγικός μηχανισμός είναι ένα ηλεκτρομαγνητικό πεδίο που διαδίδεται με ασθενή απόσβεση σε μεγάλες αποστάσεις ανάμεσα στη γήινη επιφάνεια και την ιονόσφαιρα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, διείσδυση του πεδίου αυτού στην στερεά Γη και κατά συνέπεια, τη δημιουργία των τελλουρικών ρευμάτων.

Η εμφάνιση των φυσικών, γήινων ρευμάτων έγινε αντιληπτή για πρώτη φορά από τον Άγγλο μηχανικό Barlow το 1847, καθώς γινόταν προσπάθεια για την εγκατάσταση του πρώτου Βρετανικού τηλεγραφικού συστήματος. Στις δύο τελευταίες δεκαετίες, του προηγούμενου αιώνα, έγιναν μακροχρόνιες καταγραφές τελλουρικών ρευμάτων σε πόλεις, όπως το Παρίσι, το Βερολίνο και το Greenwich. Σήμερα καταγράφονται συστηματικά σ'ολο τον κόσμο σε διάφορα παρατηρητήρια.

Το σύστημα των τελλουρικών ρευμάτων αποτελείται από οκτώ σπειροειδείς ομάδες. Τα ρεύματα κάθε ομάδας έχουν ίδια φορά ροής που είναι ίδια ή αντίθετη απ'τη φορά περιστροφής των δεικτών του ρολογιού. Όταν τα ρεύματα ανήκουν σε δυο διαδοχικές σπείρες, τότε η φορά ροής τους είναι πάντα αντίθετη.



**Σχ. 33 Το παγκόσμιο σύστημα των τελλουρικών ρευμάτων σε Μερκατορική προβολή**

Η έκταση που καλύπτει κάθε σπείρα είναι πολλών τετραγωνικών χιλιομέτρων και η θέση της είναι σταθερή ως προς τον ήλιο. Κάθε 24ωρο, ρεύματα εμφανίζουν δύο μέγιστα και δύο ελάχιστα, μέσα γεωγραφικά πλάτη και η μέση διεύθυνση τους συμπίπτει περίπου με το μαγνητικό μεσημβρινό. Στη φωτισμένη πλευρά της Γης, η ένταση του ρεύματος είναι μεγαλύτερη, ενώ οι βαθμίδες δυναμικού είναι της τάξης των 10 mV ανά χιλιόμετρο.

Οι πρώτες παρατηρήσεις μεταβολών του τελλουρικού ρεύματος έγινε στην Ιαπωνία, το 1934, το 1944 και το 1947 απ' τους γεωφυσικούς Fucutomi, Nagata και Rikitake και Yamada, αντίστοιχα. Πιο συγκεκριμένα, ο καθηγητής Rikitake, του Τμήματος Εφαρμοσμένης Φυσικής της Σχολής Επιστημών του Τεχνολογικού Ινστιτούτου του Τόκιο, στο βιβλίο του "Earthquake Forecasting and Warning" (Πρόβλεψη και Προειδοποίηση Σεισμών) αναφέρει: «Διαφορές ηλεκτρικού δυναμικού ανάμεσα σε δυο ηλεκτρόδια βυθισμένα στο έδαφος μπορούν εύκολα να μετρηθούν με ένα απλό όργανο. Γι' αυτό οι μετρήσεις γήινου δυναμικού είναι πολύ κοινές σε ερασιτεχνικούς σταθμούς στην Κίνα.». Όντως, η συλλογή παρατηρήσεων των τελλουρικών ρευμάτων έγινε υπόθεση ρουτίνας, ιδίως στη δεκαετία του '70. Η συλλογή γίνεται τόσο σε επιστημονικούς σταθμούς όσο και σε χώρους όπως στα σχολεία Μέσης Εκπαίδευσης.

Παρακάτω, αναφέρονται οι δράσεις των τελλουρικών ρευμάτων και η έγκαιρη ή μη πρόβλεψη τους, σε κάθε μια από τις προαναφερθείσες χώρες, σε σχέση με τους σεισμούς που τις έπληξαν.

#### • Η πρόγνωση σεισμών στην Κίνα

Στην Κίνα, παρατηρήθηκε ανώμαλη μείωση του τελλουρικού ρεύματος σ' ένα σταθμό παρατηρήσεων 20 Km μακριά από το επίκεντρο του επερχόμενου σεισμού που πραγματοποιήθηκε λίγες μέρες αργότερα, στην επαρχία Yunnan, στις 17 Ιουλίου 1972, μεγέθους 4,8 Richter.

Το 1975 στο Haicheng, ένας ακόμη μεγάλος σεισμός μεγέθους 7,3 Richter έλαβε χώρα. Λόγο όμως, της έγκαιρης πρόβλεψης του απ' τις μεταβολές των τελλουρικών ρευμάτων που καταγράφηκαν λίγες μέρες πριν, οι κάτοικοι σώθηκαν εκκενώνοντας την πόλη, ύστερα από έγκαιρη ενημέρωση των αρχών.

Στις 29 Μαΐου του 1967 έγιναν δύο μεγάλοι σεισμοί στο Lungling της επαρχίας Yunnan μεγέθους 7,5 και 7,6 Richter αντίστοιχα, με εστιακό βάθος 22 Km. Οι δύο αυτοί σεισμοί προβλέφθηκαν μεν με επιτυχία από τα διάφορα είδη πρόδρομων ανωμαλιών, ωστόσο δεν ήταν ικανοποιητικές οι παρατηρήσεις των τελλουρικών ρευμάτων, οι οποίες έγιναν εμφανείς λίγες ώρες πριν το σεισμό.

Στις 28 Ιουλίου του 1976, η πόλη του Tangshan καταστράφηκε ολοσχερώς απ' το σεισμό μεγέθους 7,8 Richter ο οποίος δεν προβλέφθηκε έγκαιρα. Ο σεισμός είχε περάσει απ' όλα τα προγνωστικά στάδια αλλά αυτό δεν ήταν αρκετό για την άμεση πρόγνωση του, η οποία όντως πραγματοποιήθηκε λίγες μέρες πριν. Πράγματι, μετά το σεισμό, παρατηρήθηκε ότι 18 απ' τα 51 συνολικά καταγραφικά όργανα εντόπισαν τελλουρικές ανωμαλίες.

#### • Η πρόγνωση σεισμών από τους Σοβιετικούς επιστήμονες

Στην πρώην Σοβιετική Ένωση, οι παρατηρήσεις των τελλουρικών ρευμάτων έλαβαν χώρα κυρίως στη Χερσόνησο της Kamchatka, όπου εκδηλώνονται σεισμοί μεγέθους μεγαλύτεροι των 5,0 Richter. Με τις παρατηρήσεις αυτές, ασχολήθηκαν πολλές ερευνητικές ομάδες με επικεφαλείς τους γεωφυσικούς Fedoton και Sobolen.

Η πρώτη διαταραχή του τελλουρικού πεδίου αρχίζει να εμφανίζεται 5-15 μέρες πριν το σεισμό. Το πλάτος της είναι 50 mV ανά 200 μέτρα και η χρονική της εξάρτηση δείχνει πόσο γρήγορα μεταβάλλεται και πόσο αργά επανέρχεται στην κανονική τιμή. Υπάρχουν πέντε συνολικά σταθμοί ανά περιοχή. Όπου σε κάθε έναν, χρησιμοποιούνται 4-10 ανεξάρτητα ζευγη ηλεκτροδίων. Ανάλογα με το σχήμα τους, τον χρόνο και τη διάρκεια τους, οι Σοβιετικοί επιστήμονες ήταν σε θέση να αντιληφθούν εάν επρόκειτο για μια ανώμαλη ή όχι μεταβολή. Τα παραπάνω δεδομένα χρησιμοποιούνται ακόμη για τη χρονική πρόγνωση επερχόμενων σεισμών. Με τη βοήθεια των περιφερειακών σταθμών γίνεται η αναγνώριση του επικέντρου. Δώδεκα σεισμοί έλαβαν χώρα με μέγεθος άνω των 5,5 Richter, απ' τους οποίους οι οχτώ έγιναν εγκαίρως αντιληπτοί με τη βοήθεια του ηλεκτρικού πεδίου.

Από τα παραπάνω, θεωρήθηκε ότι η πιθανότητα πρόγνωσης κυμαίνεται γύρω στο 0,65, που πρακτικά όμως δεν ισχύει διότι το στάδιο προειδοποιήσεων είναι αρκετά μεγάλο και επιπλέον υπάρχει μεγάλη ανακρίβεια στον υπολογισμό του επικέντρου.

- **Οι αμφιβολίες των Ιαπώνων επιστημόνων σε σχέση με τις παραπάνω θεωρίες**

Στην Ιαπωνία, αντίθετα, τα αποτελέσματα δεν ήταν το ίδιο ενθαρρυντικά, παρόλο που από εκεί ξεκίνησαν οι πρώτες παρατηρήσεις. Για το λόγο αυτό, οι Ιάπωνες επιστήμονες είναι περισσότερο δύσπιστοι σε σχέση με τους Σοβιετικούς και τους Κινέζους συναδέλφους τους, των οποίων όμως τις επιτυχίες δεν αμφισβητούν. Απεναντίας, ομάδα επιστημόνων με επικεφαλής τον Rikitake, επισκέφτηκαν την Κίνα και ενημέρωσαν για τις προόδους της χώρας στον τομέα της σεισμικής πρόβλεψης.

Οι Ιάπωνες επιστήμονες αναγνώρισαν μεν την ύπαρξη ανώμαλων τελλουρικών μεταβολών, παρατήρησαν όμως ότι υπάρχουν και περιπτώσεις κατά τις οποίες δεν παρατηρούνται μεταβολές πριν από κάθε σεισμό.

Βασικοί παράγοντες που συντελούν στα απαισιόδοξα αποτελέσματα στην Ιαπωνία είναι το γεγονός ότι τόσο ο βιομηχανικός θόρυβος, όπως ηλεκτρικά καλώδια, τηλεφωνικές γραμμές, κλπ., όσο και ο φυσικός θόρυβος των παρατηρήσεων του γήινου ρεύματος, εμποδίζουν την αξιόπιστη ερμηνεία των όποιων αποτελεσμάτων.

- **Το ενδιαφέρον των Αμερικανών επιστημόνων για τα τελλουρικά ρεύματα**

Στις Ηνωμένες Πολιτείες, δεν παρατηρήθηκαν αρκετά τελλουρικά ρεύματα γιατί ο βαθμός σεισμικότητας είναι σχεδόν αμελητέος, με εξαίρεση κάποιες περιοχές της Καλιφόρνιας, και σε κάποιες σχεδόν έρημες εκτάσεις της Αλάσκας. Συγκεκριμένα, στην Καλιφόρνια, κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα, σημειώθηκαν ανωμαλίες του τελλουρικού ρεύματος πριν από μικρούς σεισμούς.

Παρά τους σχεδόν ανύπαρκτους σεισμούς, οι Αμερικανοί επιστήμονες εκδηλώνουν ενεργά το ενδιαφέρον τους για την πρόοδο που γίνεται πάνω στην ερμηνεία των τελλουρικών ρευμάτων, συμβάλλοντας με θεωρητικές μελέτες. Παρ' όλα αυτά, δεν έχουν αποδοθεί ικανοποιητικές ερμηνείες σε διεθνές επίπεδο.

### 3.2 Η μέθοδος BAN

Λόγω της μεγάλης δημοσιότητας που έχει δοθεί τα τελευταία χρόνια στη μέθοδο αυτή και της αυξανόμενης αναγνώρισης της από τη διεθνή επιστημονική κοινότητα, ως μια από τις πλέον αξιόπιστες μεθόδους προς την κατεύθυνση της επίλυσης του δύσκολου προβλήματος της σεισμικής πρόγνωσης, θα προσπαθήσουμε να περιγράψουμε τις μέχρι τώρα γνώσεις μας για τις φυσικές ιδιότητες των σημάτων BAN.

Το 1981 οι Έλληνες φυσικοί Βαρώτσος, Αλεξόπουλος και Νομικός διαπίστωσαν για πρώτη φορά την ύπαρξη μεταβολών του γεωηλεκτρικού πεδίου πριν από τους σεισμούς των Αλκυονιδων. Από τον Ιανουάριο του 1983, έθεσαν σε συνεχή λειτουργία ένα δίκτυο 18 σταθμών για τη συνεχή τροφοδοσία, μέσω ανοικτών τηλεφωνικών γραμμών, μιας βάσης δεδομένων σε ένα κεντρικό σταθμό συλλογής και επεξεργασίας στην Αθήνα.

Η ποσότητα που μετράται πειραματικά είναι η μεταβολή  $\Delta V$  της διαφοράς δυναμικού μεταξύ δύο ηλεκτροδίων που βρίσκονται σε απόσταση  $L$ , η οποία κυμαίνεται από μερικά μέτρα έως μερικά χιλιόμετρα. Η ποσότητα  $\Delta V/L$ , παριστάνει το μέτρο της μεταβολής  $E$  του ηλεκτρικού πεδίου στη συγκεκριμένη διεύθυνση που ορίζει το δίπολο των δύο ηλεκτροδίων (τα οποία συνήθως τοποθετούνται σε βάθος  $2m$  από την επιφάνεια της Γης). Συνήθως η μέτρηση γίνεται σε δύο διευθύνσεις ( $E-W$ ) και ( $N-S$ ), έτσι ώστε να προσδιορίζονται πειραματικά οι μεταβολές  $\Delta V/L_{EW}$  και  $\Delta V/L_{NS}$  των δύο συνιστωσών του ηλεκτρικού πεδίου.

Στις πιο πολλές περιπτώσεις τα σήματα BAN, τα οποία ονομάζονται και σήματα SES (Seismic Electric Signals), καταγράφονται και στις δύο διευθύνσεις με διαφορετικά πλάτη, έτσι ώστε

$$\Delta V/L_{EW} = \Delta V/L_{NS}$$

Η ύπαρξη των SES πριν από σεισμούς έχει σήμερα επιβεβαιωθεί από διάφορες ερευνητικές ομάδες σε πολλές χώρες.

Όπως προαναφέραμε, οι μέχρι τώρα έρευνες έχουν δείξει ότι, για δεδομένο σταθμό BAN και για δεδομένη σεισμική περιοχή, ο λόγος  $(\Delta V/L_{EW})=(\Delta V/L_{NS})$  είναι σταθερός και δεν εξαρτάται από το μέγεθος. Οι τιμές όμως κάθε συνιστώσας αυξάνουν όταν το μέγεθος του σεισμού μεγαλώνει, έτσι ώστε ο λογάριθμος της αντίστοιχης τιμής να μεταβάλλεται συναρτήσει του μεγέθους  $M$ .

Σημειώσατε ότι δύο ευθείες του σχήματος είναι παράλληλες και η κλίση τους πειραματικά βρίσκεται ότι είναι μεταξύ 0.32 και 0.37 οι τιμές αυτές έχουν μεγάλη φυσική σημασία γιατί δείχνουν ότι ο «σεισμικός όγκος» από τον οποίο εκπέμπονται τα SES δεν είναι σφαιρικός.

Το γεγονός ότι οι δύο ευθείες του δε συμπίπτουν, οφείλεται κυρίως σε δύο παράγοντες:

1. Οι ειδικές αντιστάσεις στο σταθμό καταγραφής κατά τη διεύθυνση NS είναι εν γένει πολύ διαφορετικές (είναι δυνατόν να διαφέρουν κατά μια τάξη μεγέθους). Ενδεικτικά αναφέρουμε ότι οι σταθμοί BAN κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Ελλάδας δείχνουν συστηματικά ότι  $P_{EW} > P_{NS}$  ενώ οι σταθμοί της Κεντρικής Ελλάδας δείχνουν  $P_{NS} > P_{EW}$ .
2. Η πηγή που εκπέμπει τα SES δεν είναι ισότροπη αλλά εμφανίζει έντονη κατευθυντικότητα.

Όσον αφορά στη διάρκεια του σήματος, έχουν παρατηρηθεί τιμές που κυμαίνονται από μισό λεπτό έως μερικές ώρες. Διευκρινίζεται ότι δεν έχει παρατηρηθεί καμία συσχέτιση μεταξύ της διάρκειας του σήματος και του μεγέθους του επερχόμενου σεισμού.

Ενδιαφέρον επίσης παρουσιάζει και η μορφή του σήματος. Τα SES μπορούν να έχουν ομαλή ή απότομη (δηλ. μέσα σε 20 sec) έναρξη και ομαλό ή απότομο τέλος. Ο συνδυασμός όμως ομαλή έναρξη με απότομο τέλος δεν έχει παρατηρηθεί ποτέ. Επίσης τα SES που εκπέμπονται από την ίδια σεισμική περιοχή και καταγράφονται στον ίδιο σταθμό BAN, έχουν συνήθως την ίδια κυματομορφή (με διαφορετικά φυσικά πλάτη ανάλογα με το μέγεθος του σεισμού).

Όσον αφορά στο χρονικό παράθυρο μεταξύ εμφάνισης των SES και του χρόνου γένεσης του σεισμού, έχει βρεθεί ότι η χρονική αυτή διαφορά δεν είναι σταθερή και δεν εξαρτάται από το μέγεθος του επερχόμενου σεισμού. Σε περιπτώσεις μεμονωμένων γεγονότων (δηλαδή να ανιχνευτεί ένα μόνο SES και να επακολουθήσει ένα μόνο σεισμό) οι τιμές των  $\Delta t$  ποικίλουν μεταξύ 7 ωρών και 40 ημερών. Τονίζουμε όμως ότι σε περιπτώσεις μετασεισμών (δηλ. όταν η περιοχή είναι διεγερμένη) παρατηρούνται διαφορές της τάξης των 10 ωρών.

Ενδιαφέρον επίσης παρουσιάζει και η περίπτωση της ηλεκτρικής δραστηριότητας, δηλαδή όταν καταγράφεται σε δεδομένο σταθμό σειρά προσεισμικών σημάτων SES σε χρονικό παράθυρο. Στην περίπτωση αυτή αναμένεται σειρά γεγονότων (όπως για παράδειγμα η περίπτωση του σεισμού της Κυλλήνης).

Πολύ σημαντικό είναι το φαινόμενο της επιλεκτικότητας (selectivity). Ονομάζουμε έτσι την ιδιότητα ενός σταθμού να δέχεται σήματα SES μόνον από έναν περιορισμένο αριθμό σεισμικών περιοχών, ενώ δε μπορεί να δέχεται σήματα από άλλες περιοχές, που μερικές φορές είναι πιθανόν να ευρίσκονται πιο κοντά στο σταθμό. Από τα μέχρι τώρα πειράματα έχουν κατασκευαστεί χάρτες επιλεκτικότητας κάθε σταθμού BAN.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν οι σεισμοί οι οποίοι προέρχονται από την περιοχή της Κεφαλονιάς και οι οποίοι δεν ανιχνεύονται από το σταθμό του Ριγανόκαμπου Πατρών, ενώ καταγράφονται από το σταθμό του Πύργου, ο οποίος ευρίσκεται στην ίδια περίπου απόσταση από τη σεισμική περιοχή. Είναι χαρακτηριστικό να αναφέρουμε ότι σήματα για τους παραπάνω σεισμούς καταγράφονται από τους σταθμούς Γοργοποτάμου και Ιωαννίνων, αν και οι αποστάσεις τους είναι σημαντικά μεγαλύτερες.

Με άλλα λόγια η παρουσία ενός σήματος SES σε ένα σταθμό αλλά και η ταυτόχρονη απουσία του από άλλους σταθμούς, είναι πολύ σημαντικές πληροφορίες για τον προσδιορισμό του επίκεντρου του επικείμενου σεισμού.

Η περιοχή παρατήρησης των σημάτων SES «συνδέεται» με την εστιακή περιοχή (η οποία θεωρούμε ότι αποτελεί και την πηγή της γένεσης των ηλεκτρικών σημάτων) με



μια ζώνη μεγάλης ηλεκτρικής αγωγιμότητας μέσω της οποίας τα ηλεκτρικά σήματα διαδίδονται με μικρή εξασθένιση. Προφανώς υποθέτουμε ότι μεταξύ των ηλεκτροδίων μέτρησης περιοχής εκφράζει μια περιοχή μικρής ηλεκτρικής αγωγιμότητας, ώστε βάση του νόμου του Ohm οι προκαλούμενες διαφορές δυναμικού να είναι μετρήσιμες.

Για τον εντοπισμό ευαίσθητων θέσεων εγκατάστασης σταθμών BAN ακολουθείται ειδική μεθοδολογία, σύμφωνα με την οποία εγκαθίσταται στην περιοχή συστοιχία δίπολων για αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα και επιλέγονται τα ζεύγη εκείνα τα οποία έχουν καταγράψει SES .

Στη συνέχεια θα περιγράψουμε τη μέθοδο που ακολουθεί η ομάδα BAN για να προσδιορίσει το επίκεντρο. Στις περιπτώσεις που ένα SES έχει καταγραφεί ταυτόχρονα σε ένα περιορισμένο αριθμό από σταθμούς, ο προσδιορισμός του επικέντρου επιτυγχάνεται σχετικά εύκολα, ως εξής: από τις τιμές των εντάσεων του ηλεκτρικού πεδίου  $E_{EW}$  και  $E_{NS}$  υπολογίζουμε την αντίστοιχη πυκνότητα  $j$  του ρεύματος.

$$\mathbf{j}_{EW} = \mathbf{E}_{EW} / \rho_{EW}, \quad \mathbf{j}_{NS} = \mathbf{E}_{NS} / \rho_{NS}$$

καθώς και την ολική πυκνότητα ρεύματος σε κάθε σταθμό από τη σχέση

$$\mathbf{J} = (\mathbf{J}_{EW}^2 + \mathbf{J}_{NS}^2)^{1/2}$$

Στην συνέχεια, με εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης

$$\mathbf{J} = \sigma \theta / r$$

όπου  $r$  είναι η επικεντρική απόσταση, κατασκευάζουμε Απολλώνιες περιφέρειες ανά ζεύγος σταθμών. Τα σημεία τομής μας υποδεικνύουν τη μελλοντική επίκεντρο περιοχή. Το μέγεθος  $M$  υπολογίζεται από την τιμή του  $\log(jr)$  ανατρέχοντας στο αντίστοιχο εμπειρικό διάγραμμα  $\log(jr)$  συναρτήσεως του  $M$ .

Στις περιπτώσεις όμως (που είναι και οι συνηθέστερες) που το σήμα καταγράφεται από ένα μόνο σταθμό, ο προσδιορισμός του επικέντρου και μεγέθους είναι πολύ δύσκολος και στηρίζεται σε διαδοχική εφαρμογή των ιδιοτήτων των SES και κυρίως στην αρχή της επιλεκτικότητας.

Το νεοσύστατο Σεισμολογικό Κέντρο του Επιστημονικού Παν/μιου της Πάτρας συνεργάζεται με την ομάδα BAN με στόχο την όσο δυνατόν καλύτερη αξιοποίηση της μεθόδου και την περαιτέρω βελτίωση της.

### **3.3 Ανάλυση των SES και εκτίμηση της στιγμής του επερχόμενου σεισμού**

Στη διάρκεια της δεκαετίας του '80, ο καθηγητής κ. Βαρώτσος σε συνεργασία με τον ακαδημαϊκό κ. Αλεξόπουλο, δημοσίευσαν μια σειρά εργασιών, όπου αναπτύσσουν την μεθοδολογία εκτίμησης του επίκεντρου και του μεγέθους ενός σεισμού, με βάση το μετρούμενο SES. Συγκεκριμένα, μετά από ανάλυση ενός μεγάλου όγκου δεδομένων, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η μεταβολή στην ένταση του πεδίου που μετρά ένας σταθμός, κατά την λήψη ενός SES, είναι αντιστρόφως ανάλογη με την απόσταση του επίκεντρου του σεισμού και ότι ο λογάριθμος της μεταβολής του πεδίου επί την απόσταση είναι ανάλογος του μεγέθους του σεισμού. Αυτό το αποτέλεσμα εκφράζεται ως

$$\Delta E \propto \frac{1}{r}, \quad \log(\Delta E \cdot r) = a \cdot M + b$$

Έτσι, αν έχουμε ένα σταθμό του BAN στον οποίο υπάρχει ένα δίπολο μήκους  $L$  τοποθετημένο στο έδαφος ώστε να μετράει διαφορές δυναμικού, για μία μετρούμενη μεταβολή της τάσης στα άκρα του διπόλου ίση με  $\Delta V$ , το μέγεθος του σεισμού μπορεί να βρεθεί από τη σχέση

$$\log\left(\frac{\Delta V}{L} \cdot r\right) = a \cdot M + b,$$

όπου οι σταθερές  $a$  και  $b$  προκύπτουν από τη βαθμονόμηση του συγκεκριμένου δίπολου.

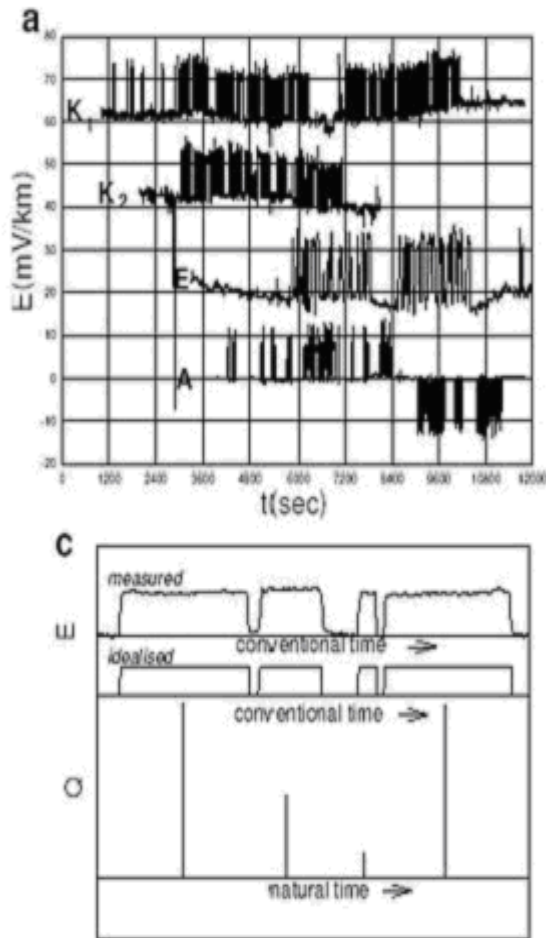
Όπως φαίνεται, ουσιαστικά έχουμε μία σχέση και δύο άγνωστες ποσότητες που πρέπει να εκτιμηθούν. Εδώ παίζει ρόλο η **επιλεκτικότητα**. Από τη λειτουργία του

κάθε σταθμού, συγκεντρώνεται εμπειρία για το πώς αλλάζουν τα χαρακτηριστικά του καταγραφόμενου σήματος ανάλογα με την περιοχή από την οποία προέρχεται. Για παράδειγμα, κάθε κεραία αποτελείται από δύο δίπολα σε ορθογώνιες διευθύνσεις μεταξύ τους (βοράς-νότος και ανατολή-δύση). Έτσι, ανάλογα με την περιοχή από την οποία έρχεται το σήμα, διαφέρει για παράδειγμα ο λόγος της μεταβολής της τάσης στην μια διεύθυνση ως προς την μεταβολή στην άλλη διεύθυνση. Έτσι αν ένας σταθμός έχει λειτουργήσει αρκετό καιρό ώστε να έχει εμπειρία καταγραφών, μπορεί να δώσει (σε συνδυασμό με σήματα ή απουσία σημάτων και από άλλους σταθμούς) την περιοχή που είναι υποψήφια για το σεισμό. Από εκεί και πέρα, δεδομένης της απόστασης, με την βοήθεια της βαθμονομημένης παραπάνω σχέσης γίνεται εκτίμηση και του μεγέθους. Από τα παραπάνω γίνεται προφανές ότι το σύστημα BAN θα μπορούσε να ευνοηθεί δραματικά από την καταγραφή των καναλιών αγωγιμότητας στο έδαφος και το στήσιμο ενός εκτεταμένου δικτύου κεραιών, αφού έτσι θα υπήρχε η δυνατότητα για πιο ακριβή προσδιορισμό του επίκεντρου του σεισμού.

Η παραπάνω επεξεργασία του SES είναι το πρώτο στάδιο επεξεργασίας από το οποίο παίρνουμε τις δύο βασικές πρωτογενείς πληροφορίες του μεγέθους και της περιοχής. Το SES έχει μέσα του όμως και άλλη πληροφορία. Από μια στατιστική και αρκετά τεχνική ανάλυση της χρονοσειράς του σήματος, έχει διαπιστωθεί ότι μπορεί να εξαχθεί μια στατιστική κατανομή για το σήμα, της οποίας το φάσμα, όπως ορίζεται από τη σχέση

$$P(\omega) = \left| \sum_{k=1}^N p_k \exp\left(i\omega \frac{k}{N}\right) \right|^2,$$

παρουσιάζει συμπεριφορά όμοια με αυτή των κρίσιμων φαινομένων (βλέπε πάγος παραπάνω). Μία εικόνα θα μας δώσει μια εποπτεία της ανάλυσης που γίνεται στο σήμα και θα μας οδηγήσει στη σύνδεση με το σεισμό. Ας πάρουμε, λοιπόν, ως παράδειγμα την παρακάτω εικόνα (Σχ. 34):



Σχ. 34 Στο αριστερό γράφημα φαίνεται μία πραγματική κατάγραφή ενός SES. Στο κάτω σχήμα βλέπουμε στο πάνω μέρος ένα μικρό κομμάτι του σήματος όπου έχουμε τη χρονική εξέλιξη της έντασης, όπου ο χρόνος είναι ο πραγματικός χρόνος σε δευτερόλεπτα και η ένταση είναι σε mV/km.

Προκειμένου να μελετηθεί, το σήμα μετασχηματίζεται στο φυσικό χρόνο, δηλαδή αναθέτουμε σε κάθε παλμό έναν αύξοντα αριθμό  $k$ , ενώ ως ένταση του κάθε παλμού παίρνουμε το πλάτος του επί τη χρονική του διάρκεια. Η απεικόνιση των ζευγών φαίνεται στο κάτω μέρος του διαγράμματος  $c$ . Για το παραπάνω σήμα, αφού του κάνουμε τον παραπάνω μετασχηματισμό, είπαμε ότι μπορούμε να εξάγουμε ένα φάσμα που το χαρακτηρίζει. Την ίδια δουλειά που κάναμε με το SES μπορούμε να την κάνουμε και με άλλα σήματα, ακόμα και διακριτά όπως για παράδειγμα μία σεισμική ακολουθία.

Έτσι, αν αρχίσουμε να παρακολουθούμε την εξέλιξη της σεισμικής δραστηριότητας μετά από την καταγραφή ενός SES στην ενεργή περιοχή που μας υποδεικνύει η προϊστορία του σταθμού BAN και με κάθε νέο σεισμό κάνουμε την ίδια ανάλυση με παραπάνω, τότε θα έχουμε ένα χρονικά εξελισσόμενο φάσμα, αλλά, αυτή τη φορά, για την σεισμική δραστηριότητα.

Αυτό που βρήκε η ομάδα του καθηγητή Βαρώτσου είναι ότι καθώς εξελίσσεται η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή ενδιαφέροντος και όσο πλησιάζουμε στον επερχόμενο σεισμό, το φάσμα που υπολογίζουμε μετά από κάθε νέο γεγονός πλησιάζει το φάσμα του SES που υπολογίσαμε αρχικά, μέχρι που τελικά συμπίπτει (σύμφωνα με κάποια κριτήρια σύμπτωσης).

Τότε ο αναμενόμενος σεισμός βρίσκεται λίγες μέρες μακριά. Δηλαδή, οι διάφοροι μικροί σεισμοί που προηγούνται εμφανίζουν την ίδια κρίσιμη συμπεριφορά με το αρχικό σήμα και αυτή η εικόνα συμπληρώνεται με κάθε νέο σεισμό, μέχρι που, όταν ολοκληρωθεί, γίνεται η τελική θραύση του πετρώματος που δίνει τον κύριο σεισμό.

Για να συνοψίσουμε λοιπόν τον τρόπο που λειτουργεί η μέθοδος, έχουμε και λέμε: Αρχικά καταγράφεται ένα SES από κάποιο σταθμό του BAN. Από την ιστορία και την βαθμονόμηση του σταθμού εξάγεται το επίκεντρο και το μέγεθος του σεισμού με κάποια σχετική αβεβαιότητα. Η ανάλυση της χρονοσειράς του σήματος στο πεδίο του φυσικού χρόνου οδηγεί στον υπολογισμό ενός φάσματος για το SES. Από τη στιγμή της καταγραφής του SES και μετά, παρακολουθείται η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής που μας ενδιαφέρει. Μία ανάλυση της σεισμικής ακολουθίας (που αποτελείται από μικρότερους σεισμούς), αντίστοιχη με την ανάλυση του SES, μας δίνει το φάσμα της σεισμικής ακολουθίας. Καθώς η ακολουθία εξελίσσεται, το φάσμα αλλάζει μέχρι που κάποια στιγμή συμπίπτει με το φάσμα του SES. Όταν συμβεί αυτό ξέρουμε ότι τα πετρώματα έχουν φτάσει σε μία κρίσιμη κατάσταση και ο τελικός σεισμός θα γίνει σε λίγες ημέρες.

Υπάρχει μια σημαντική διαφορά ανάμεσα στις προγνώσεις του BAN πριν από 10-15 χρόνια και σήμερα. Το εργαλείο του φυσικού χρόνου που έχει αναπτυχθεί τα τελευταία χρόνια δίνει την δυνατότητα του εντοπισμού (και με παράθυρο μερικών ημερών) της ακριβούς, σχεδόν, χρονικής στιγμής της εκδήλωσης του σεισμού. Αντιθέτως οι παλαιότερες προγνώσεις γινόντουσαν με βάση εμπειρική γνώση που έδινε μεγάλα χρονικά παράθυρα και αβεβαιότητα. Η κατάσταση νομίζουμε ότι έχει αλλάξει δραματικά και θα λέγαμε ότι έχει γίνει πολύ ενδιαφέρουσα.

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**

### **ΑΡΘΡΑ - ΠΕΡΙΟΔΙΚΑ**

- ❖ S. Pulinetz, Ionospheric Precursors of Earthquakes; Recent Advances in Theory and practical applications, 2004
- ❖ Sornette, D. and Sammis, C.G (1995). Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions. J. Phys. I. France 5,pp. 607 – 619.
- ❖ A. Levitin, L. Dremukhna, L. Gromova, I. Kostuchenko, The problem of the geomagnetic activity assessment, 2006

### **ΒΙΒΛΙΑ**

- ❖ Λέκκας Ε. (2000), Φυσικές και Τεχνολογικές Καταστροφές, Αθήνα: Access PrePress
- ❖ Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ. (1989), Οι σεισμοί της Ελλάδας, Θεσσαλονίκη: Ζήτη
- ❖ Τσελέντης Α. (1997), Σύγχρονη Σεισμολογία, τόμος 1ος, Αθήνα, Εκδόσεις Παπασωτηρίου
- ❖ «Εισαγωγή στη Σεισμολογία», Β. Παπαζάχος, Γ. Καρακαίσης, Π. Χατζηδημητρίου
- ❖ «Στοιχεία Σεισμολογίας και Φυσικής του Εσωτερικού της Γης», Α. Γαλανόπουλος

### **ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ**

- ❖ [www.oasp.gr](http://www.oasp.gr) (Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας)
- ❖ <http://www.geo.auth.gr>
- ❖ [www.seismos.gr](http://www.seismos.gr)
- ❖ [www.civilprotection.gr](http://www.civilprotection.gr) (Γενική Γραμματεία Πολιτικής Προστασίας)
- ❖ [www.earthquakenet.gr](http://www.earthquakenet.gr)
- ❖ <http://en.wikipedia.org>
- ❖ [www.gein.noa.gr](http://www.gein.noa.gr) (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών)
- ❖ <http://www.itsak.gr> (Ινστ. Τεχν. Σεισμολογίας & Αντισεισμικών Κατασκευών)
- ❖ [www.physics4u.gr](http://www.physics4u.gr)

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Με το τέλος της πτυχιακής μας εργασίας θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον καθηγητή και καθοδηγητή της πτυχιακής μας εργασίας κ.ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟ ΚΛΕΙΔΗ για την πολύτιμη βοήθειά του σε όλα τα στάδια εκτέλεσης και ολοκλήρωσης της εργασίας όσο και για την υπομονή αλλά και κατανόηση που έδειξε.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες προς το τμήμα Μηχανολογίας του Τεχνολογικού Εκπαιδευτικού Ιδρύματος Σερρών καθώς και τους εκπαιδευτικούς για τις γνώσεις που μας προσέφεραν και την πολύτιμη βοήθειά τους.

Γαρυφαλλίδης Συμεών

Ρουμελιώτης Θεοχάρης