

Μάθημα 8^ο

Η Γένεση των Σεισμών και η Χωροχρονική Κατανομή τους

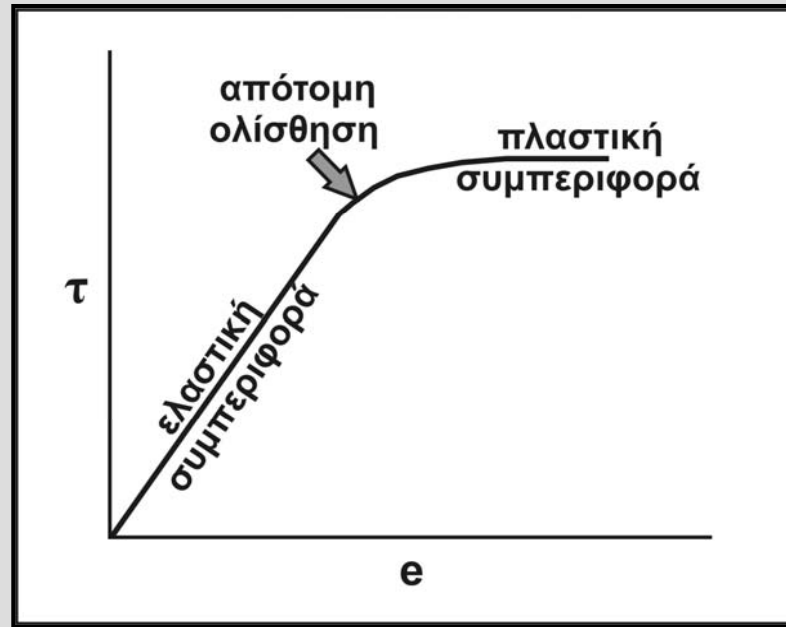
- **Τρόπος Γένεσης των Επιφανειακών και των Πλουτωνίων Σεισμών**
- **Χωρική Κατανομή των Σεισμών**
- **Λιθοσφαιρικές Πλάκες**
- **Χρονική Κατανομή των Σεισμών**
- **Χρονικώς Ανεξάρτητη και Χρονικώς Εξαρτώμενη Σεισμικότητα**
- **Ερμηνεία της Γένεσης των Σεισμών και της Χωροχρονικής Κατανομής τους σύμφωνα με τη Θεωρία του Χάους**

1. Εισαγωγή

🌍 Οι επιφανειακοί σεισμοί έχουν συνήθως τις εστίες τους μέχρι ένα βάθος 20 km αλλά σε ορισμένες περιοχές (κυρίως εκεί όπου η λιθόσφαιρα καταδύεται πλάγια) το βάθος τους μπορεί να φτάσει τα 60 km. Οι σεισμοί αυτοί γεννιούνται σε σεισμικά ρήγματα. Για να ερμηνευτεί η γένεση των επιφανειακών σεισμών και των μετασεισμών τους προτάθηκαν δύο μοντέλα, το μοντέλο των εμποδίων και το μοντέλο των φραγμάτων. Οι πλουτώνιοι σεισμοί γίνονται σε βάθη από 60 μέχρι 720 km και η φυσική διαδικασία γένεσής τους δεν είναι ακόμα πλήρως γνωστή.

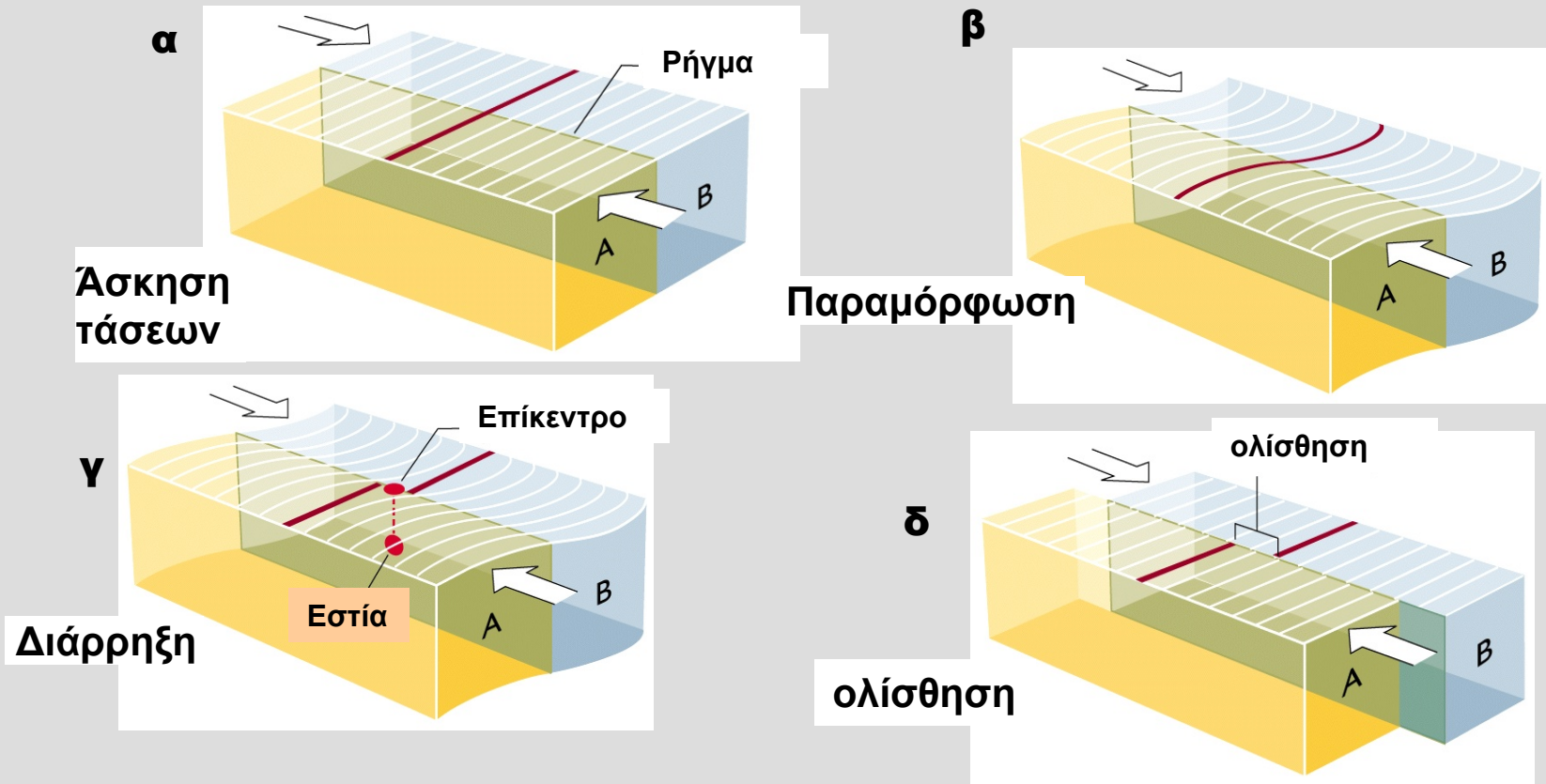
🌍 Η χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών καθορίζεται από το παγκόσμιο σύστημα ζωνών διάρρηξης, όπου παρατηρούνται και άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα (ηφαιστειακή δράση, ορογένεση, κλπ.). Οι ιδιότητες του συστήματος αυτού, μεταξύ των οποίων είναι η χωρική κατανομή των σεισμών, ερμηνεύονται με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Οι σεισμοί παρουσιάζουν και χρονική κατανομή (σεισμικός κύκλος, κλπ.). Η θεωρία του χάους, που έχει πρόσφατα αναπτυχθεί, δίνει ικανοποιητική ερμηνεία τόσο στη χωροχρονική κατανομή των σεισμών όσο και στη φυσική διαδικασία γένεσής τους στο σεισμογόνο ρήγμα.

2. Τρόπος Γένεσης των Επιφανειακών Σεισμών



Σχ. 1. Μεταβολή της τάσης, τ , με την ανηγμένη παραμόρφωση, e , του υλικού στην επιφάνεια ενός ρήγματος. Στο αρχικό στάδιο το υλικό συμπεριφέρεται ελαστικά. Όταν η τάση ξεπεράσει ορισμένο όριο, που εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού, τότε η αντοχή του υλικού ξεπερνιέται και έχουμε απότομη ολίσθηση (σεισμό) η οποία πραγματοποιείται κατά ορισμένη διεύθυνση μιας επιφάνειας (ρήγμα). Αμέσως μετά, το υλικό αυτό ακολουθεί πλαστική συμπεριφορά. Από τη στιγμή που θα σχηματιστεί το ρήγμα τότε οι τάσεις πρέπει, κάθε φορά, να ξεπερνούν την τριβή μεταξύ των δύο επιφανειών του ρήγματος ώστε να προκαλείται απότομη ολίσθηση. Οι ισχυροί σεισμοί οφείλονται στην απότομη υπερνίκηση της τριβής σε προϋπάρχοντα ρήγματα παρά σε σχηματισμό νέων ρηγμάτων. Ο χώρος που παραμορφώνεται έντονα πριν τη γένεση του σεισμού (σεισμογόνος χώρος) είναι αυτός στον οποίο συσσωρεύονται μεγάλα ποσά δυναμικής ενέργειας (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης).

Τρόπος Γένεσης των Επιφανειακών Σεισμών (συνέχεια)



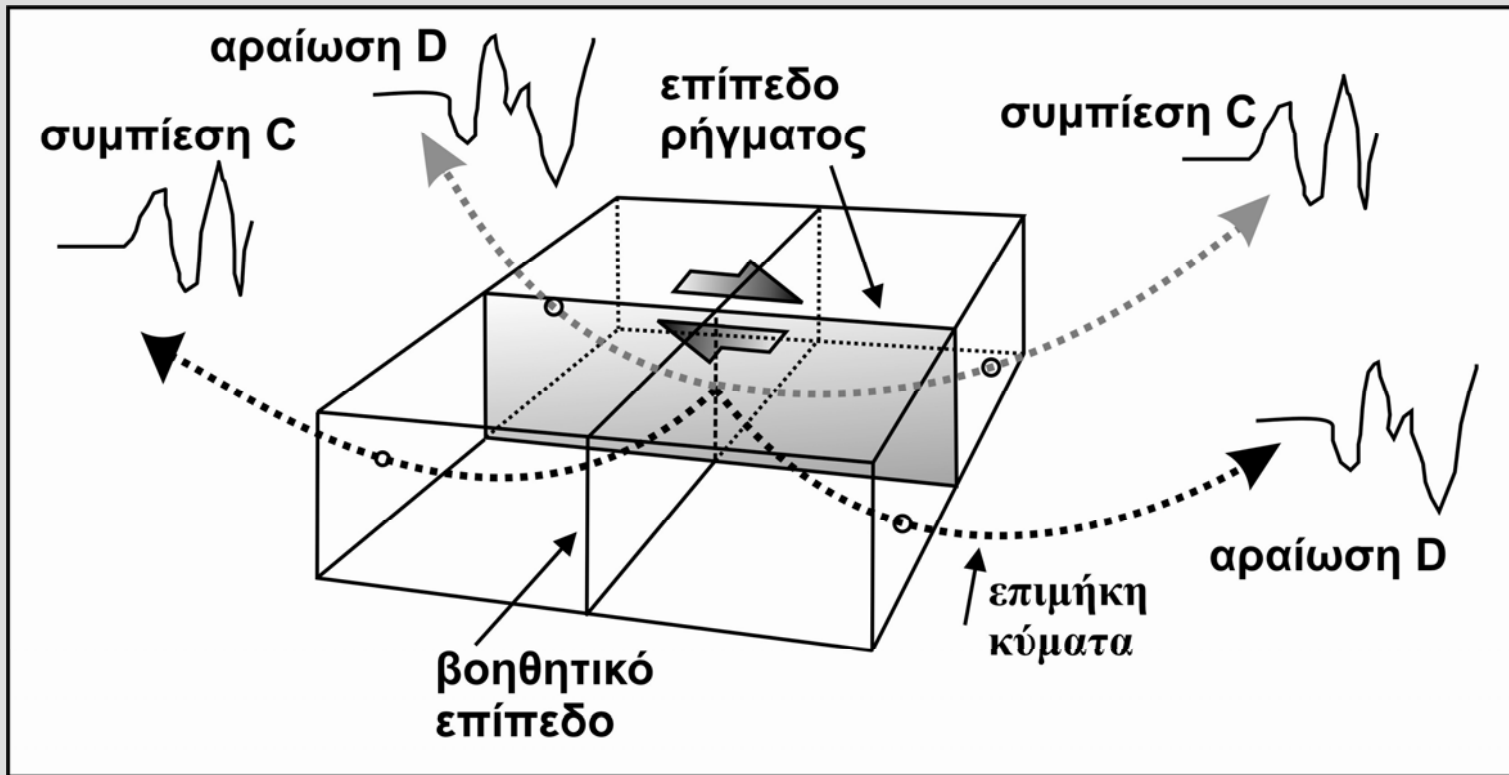
Σχ. 2. Αν, μετά από ένα μεγάλο σεισμό, χαράξουμε στον εστιακό χώρο ευθείες γραμμές κάθετες στη διεύθυνση διάρρηξης (σχ. 2α) θα παρατηρήσουμε ότι, μετά από ορισμένο χρόνο, οι γραμμές αυτές θα παραμορφωθούν (σχ. 2β). Το είδος της παραμόρφωσης δείχνει ότι αυτή οφείλεται σε διατμητικές τάσεις που τείνουν να προκαλέσουν σχετική κίνηση των δύο τεμαχών. Όταν η παραμόρφωση γίνει αρκετά μεγάλη, φθάνει στιγμή κατά την οποία η τριβή, που αντιστέκεται στη σχετική κίνηση των δύο τεμαχών, υπερνικιέται (σχ. 1) και πραγματοποιείται σχετική κίνηση των τεμαχών με ολίσθηση αυτών κατά τη διεύθυνση ευθείας που βρίσκεται πάνω στο ρήγμα (σχ. 2γ). Μετά την έκλυση όλης της ενέργειας του εστιακού χώρου, οι γραμμές γίνονται πάλι παράλληλες μεταξύ τους αλλά παρουσιάζουν μετατόπιση σε σχέση με τις αρχικές τους θέσεις (σχ. 2δ).

Τρόπος Γένεσης των Επιφανειακών Σεισμών (συνέχεια)



Το ρήγμα του ισχυρού σεισμού που έγινε στην περιοχή Dixie Valley της Νεβάδα των Η.Π.Α. στις 16 Δεκεμβρίου 1954 με μέγεθος $M=6.8$ (Steinbrugge Collection, E.E.R.C., University of California, Berkeley).

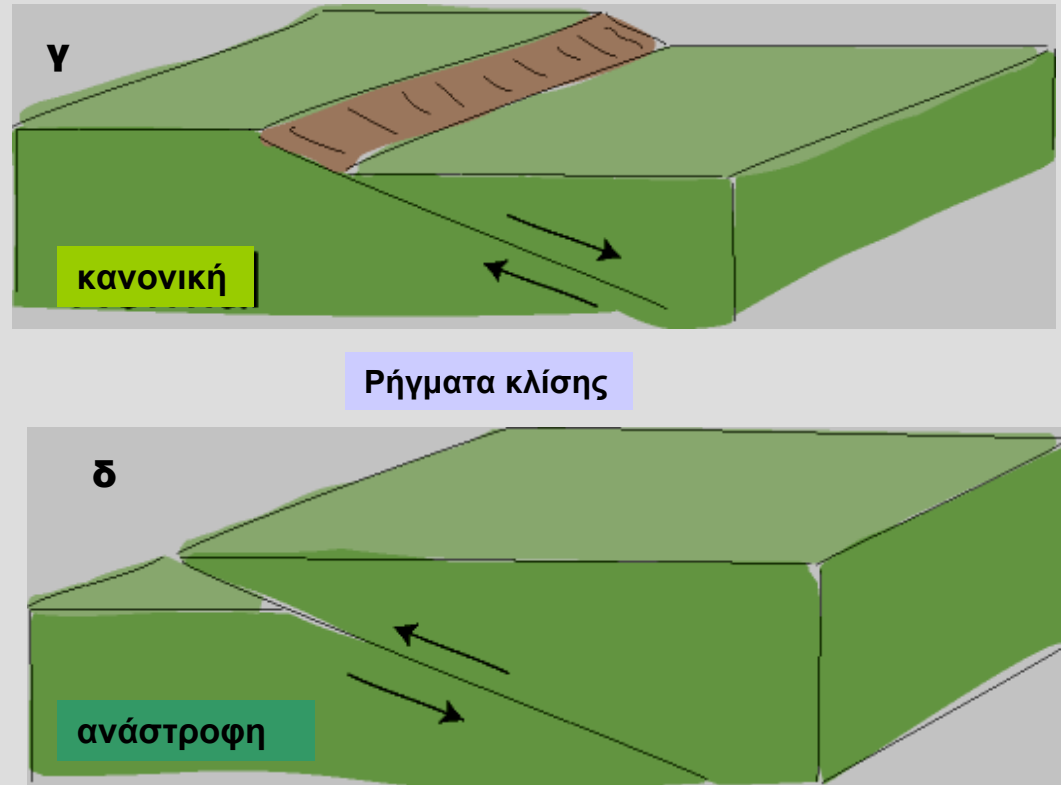
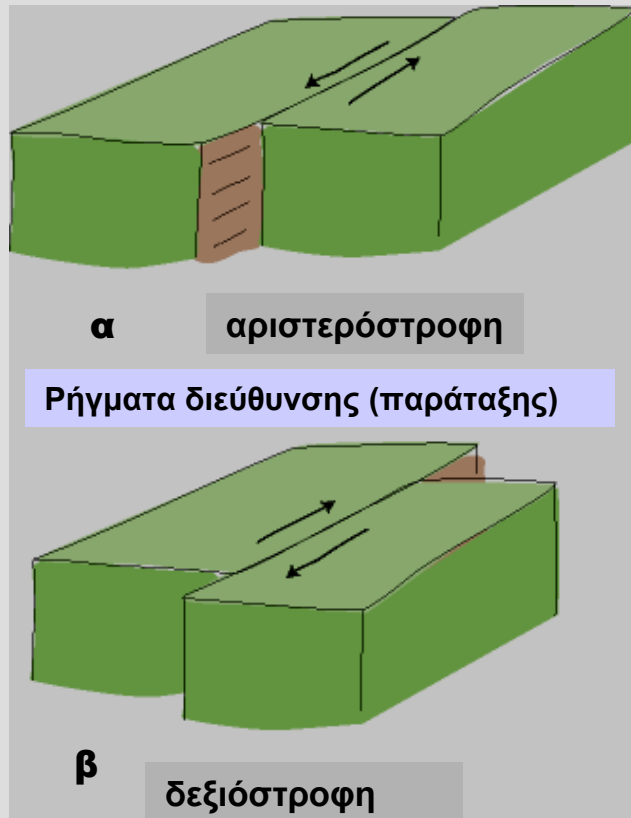
Σε λίγες μόνο περιπτώσεις ισχυρών επιφανειακών σεισμών τα σεισμικά ρήγματα φθάνουν μέχρι την επιφάνεια της Γης και μπορούν να μελετηθούν με απευθείας παρατήρηση. Έχουν, όμως, επινοηθεί και εφαρμοσθεί μέθοδοι με τις οποίες μπορούμε να προσδιορίσουμε τον προσανατολισμό των ρηγμάτων και τη διεύθυνση διάρρηξης, ανεξάρτητα αν το ρήγμα είναι ορατό ή όχι στην επιφάνεια της Γης.



Όπως προκύπτει από τις σεισμικές αναγραφές οι φορές των πρώτων κινήσεων, που οφείλονται στα επιμήκη σεισμικά κύματα, παρουσιάζουν αζιμουθιακή κατανομή γύρω από την εστία. Η κατανομή αυτή εξαρτάται από τον προσανατολισμό του ρήγματος και τη διεύθυνση της διάρρηξης.

Στις δύο κατακορυφή στερεές γωνίες που σχηματίζει το επίπεδο του ρήγματος και το επίπεδο το κάθετο στη διεύθυνση ολίσθησης (βοηθητικό επίπεδο) η πρώτη κίνηση, που οφείλεται στα P κύματα, είναι συμπίεση (C) ενώ στις άλλες δύο κατακορυφή στερεές γωνίες η πρώτη κίνηση είναι αραίωση (D). Συνεπώς, με τον προσδιορισμό της φοράς των πρώτων αποκλίσεων των P κυμάτων σε σημαντικό αριθμό σεισμολογικών σταθμών, που παρουσιάζουν αζιμουθιακή κατανομή σε σχέση με το επίκεντρο, μπορούμε να ορίσουμε δύο κάθετα μεταξύ τους επίπεδα, από τα οποία το ένα παριστάνει το επίπεδο του σεισμικού ρήγματος.

Τρόπος Γένεσης των Επιφανειακών Σεισμών (συνέχεια)



Βασικά είδη διάρρηξης: α) οριζόντια αριστερόστροφη, β) οριζόντια δεξιόστροφη, γ) κανονική, δ) ανάστροφη.

Τα σχήματα (α) και (β) παριστάνουν οριζόντια **αριστερόστροφη** και **δεξιόστροφη** διάρρηξη, αντίστοιχα. Δεξιόστροφη είναι η οριζόντια διάρρηξη κατά την οποία η μια πλευρά του ρήγματος φαίνεται κινούμενη από αριστερά προς τα δεξιά, όταν παρατηρείται από την άλλη πλευρά του ρήγματος ενώ αριστερόστροφη είναι η αντίθετης φοράς διάρρηξη. Το σχήμα (γ) παριστάνει **κανονική** διάρρηξη ή διάρρηξη βαρύτητας (διάρρηξη κατά την οποία η πάνω πλευρά ενός κεκλιμένου ρήγματος κινείται προς τα κάτω) ενώ το σχήμα (δ) παριστάνει **ανάστροφη** διάρρηξη (διάρρηξη κατά την οποία η πάνω πλευρά του ρήγματος κινείται προς τα πάνω). Κάθε μια από τις διαρρήξεις που γίνονται στη φύση αποτελεί, ορισμένες φορές, συνδυασμό μιας από τις διαρρήξεις (α) και (β) και μιας από τις διαρρήξεις (γ) και (δ).

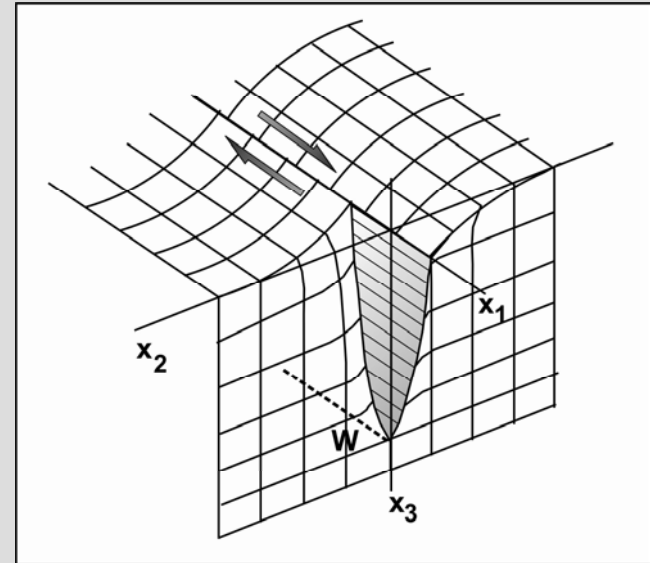
Ένας από τους τρόπους υπολογισμού των παραμέτρων ενός σεισμικού ρήγματος βασίζεται στη θεωρία του Reid για τον καθορισμό του πλάτους, w , και της μετάθεσης, u , στην επιφάνεια ενός κατακόρυφου ρήγματος παράταξης (διεύθυνσης) με τη χρησιμοποίηση μετρήσεων αυτής της μετάθεσης στην επιφάνεια της Γης, οι οποίες πραγματοποιούνται συνήθως με γεωδαιτικές μεθόδους σε μικρή απόσταση από το ρήγμα.

Σε κατακόρυφο ρήγμα με άπειρο μήκος και οριζόντια σχετική κίνηση των δύο τεμαχίων του (παράλληλη προς τη διεύθυνση, x_1 , του ρήγματος), το πλάτος του ρήγματος, το οποίο μετριέται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, x_3 , είναι w . Επίσης, διαθέτουμε μετρήσεις της μετάθεσης, της παράλληλης προς τη μετάθεση, u , στην επιφάνεια του ρήγματος, σε διάφορες αποστάσεις κατά μήκος του οριζοντίου άξονα, x_2 , του κάθετου στη διεύθυνση του ρήγματος.

Έχει δειχθεί ότι σε οριζόντια απόσταση, x_2 , από τη διεύθυνση του ρήγματος η παράλληλη προς τη μετάθεση μετατόπιση, u_1 , στην επιφάνεια του ρήγματος έχει τιμή:

$$u_1 = U \left[\sqrt{\left(\frac{x_2}{w}\right)^2 + 1} - \frac{x_2}{w} \right]$$

όπου $U=u/2$. Στο επιφανειακό ίχνος του ρήγματος η μετάθεση, u_1 , που μετριέται γεωδαιτικά, είναι ίση με το μισό της μετάθεσης, u , στην επιφάνεια του ρήγματος ($u_1=U=u/2$). Σε απόσταση ίση με δύο φορές το πλάτος του ρήγματος ($x_2=2w$), η τιμή της u_1 γίνεται ίση περίπου με το ένα όγδοο της μετάθεσης, u , στην επιφάνεια του ρήγματος ($u_1=U/4=u/8$).

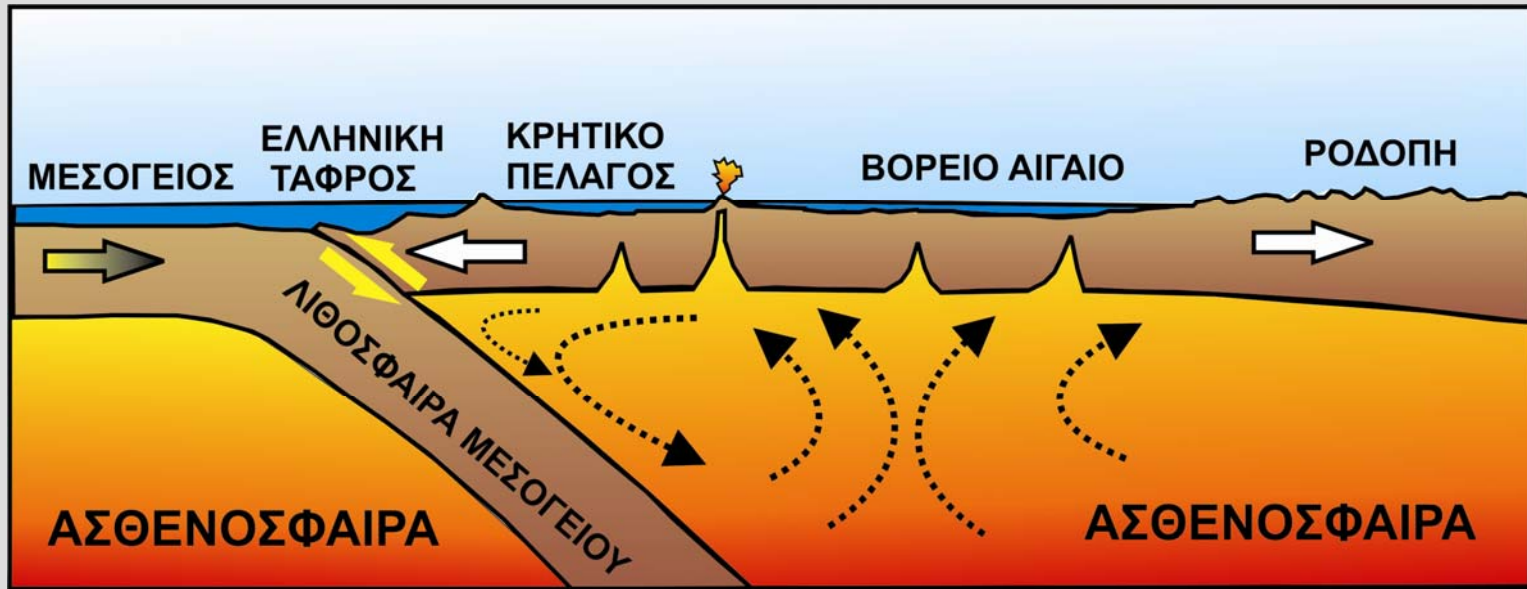


3. Τρόπος Γένεσης των Πλουτωνίων Σεισμών

Δεν υπάρχει ομοφωνία μεταξύ των επιστημόνων σχετικά με τον τρόπο γένεσης των πλουτωνίων σεισμών.

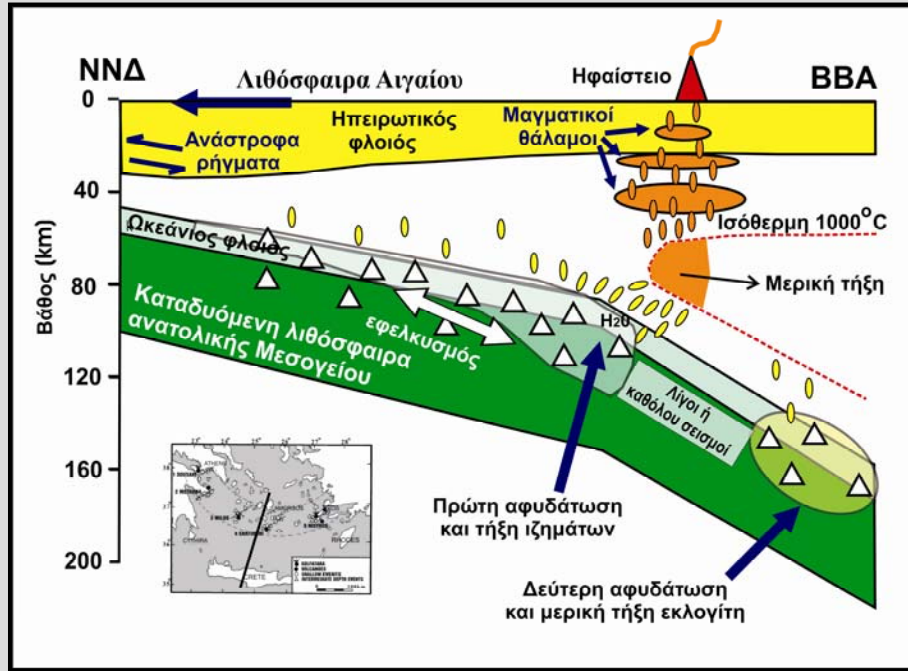
- Κατά μία άποψη, σε ορισμένες διαχωριστικές επιφάνειες υπάρχει υλικό σε υγρή κατάσταση και γι' αυτό η τάση που χρειάζεται για να προκληθεί ολίσθηση είναι μικρή.
- Σύμφωνα με άλλη άποψη, προκαλείται απότομη ελάττωση του όγκου των πετρωμάτων, λόγω μεταβολής φάσης του υλικού αυτού, με συνέπεια την κίνηση του υλικού για να γεμίσει το κενό και τη γένεση του σεισμού.
- Άλλοι ερευνητές έχουν την άποψη ότι σε ορισμένο βάθος συμβαίνει σχετικώς ταχεία αφυδάτωση του σερπεντινίτη κατά μήκος προϋπαρχόντων ρηγμάτων που βρίσκονται μέσα στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα. Επειδή αυτή η διαδικασία είναι πιθανόν να είναι λιγότερο έντονη σε μεγαλύτερα βάθη και επειδή η μετατροπή του ολιβίνη σε σπινέλιο με συνακόλουθη ρηγμάτωση πρέπει να αρχίζει σε βάθος μεγαλύτερο από τα 350 km, έχει προταθεί ότι ο πρώτος μηχανισμός (αφυδάτωση σερπεντίνη) αφορά τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους και ο δεύτερος (μετατροπή ολιβίνη σε σπινέλιο) τους σεισμούς βάθους των οποίων ο αριθμός αρχίζει να αυξάνει μετά το βάθος των 350 km.

Τρόπος Γένεσης των Πλουτωνίων Σεισμών (συνέχεια)



Το γεωδυναμικό μοντέλο που έχει προταθεί από τους Παπαζάχο και Κομνηνάκη το 1971 για να ερμηνευτούν οι σεισμοί που παράγονται με εφελκυστικές δυνάμεις στο Αιγαίο πέλαγος και τις γύρω περιοχές καθώς και άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στο χώρο αυτό (ηφαιστειακή δράση, αυξημένη ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης, κλπ.)

Τρόπος Γένεσης των Πλουτωνίων Σεισμών (συνέχεια)

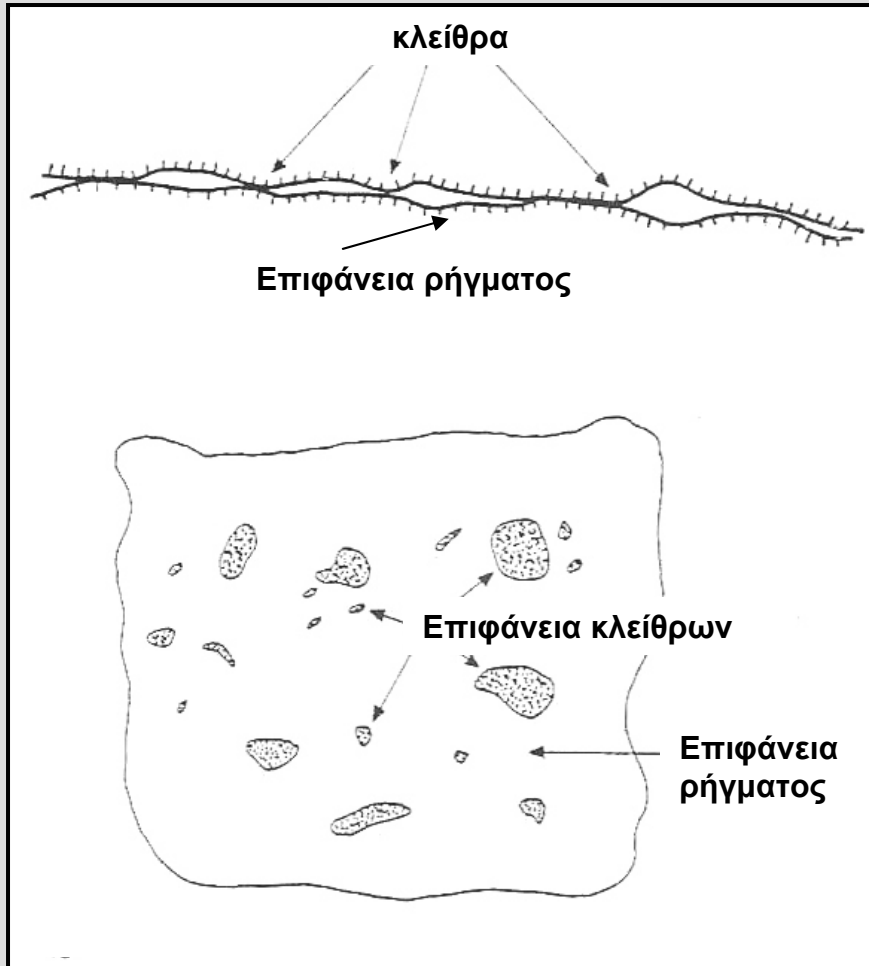


Στο σχήμα φαίνεται κατακόρυφη τομή με διεύθυνση NNA-BBA (σχεδόν κάθετη στο Ελληνικό τόξο, όπως φαίνεται στον ένθετο χάρτη) που παριστάνει σχηματικά ένα μοντέλο που έχει προταθεί για τη γένεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους και της ηφαιστειακής δράσης στο νότιο Αιγαίο (Parazachos et al., 2005). Το πάχος της καταδυόμενης με ταχύτητα $\sim 4\text{cm/yr}$ λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου, που αποτελεί τμήμα της λιθόσφαιρικής πλάκας της Αφρικής, είναι περίπου 70-90 km ενώ το πάχος του ωκεάνιου φλοιού που είναι στο πάνω μέρος της είναι περίπου 7 km. Το πάχος του φλοιού του Αιγαίου ποικίλει κατά μήκος της τομής.

Η γένεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους μέχρι το βάθος περίπου των 100-110 km συνδέεται με τη σταδιακή αφυδάτωση των ιζημάτων και άλλων πετρωμάτων (γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι, κλπ.) της καταδυόμενης λιθόσφαιρας. Το νερό που χάνεται σε σχετικά μικρά βάθη (60-90 km) εισέρχεται στο μανδύα και τον εμπλουτίζει σε νερό, χωρίς να δημιουργεί τήγμα, συμβάλλοντας όμως σε άλλα φαινόμενα π.χ. σερπεντινίωση του τμήματος του μανδύα πάνω από την καταδυόμενη λιθόσφαιρα. Στο βάθος περίπου των 100-110 km (πίεση $\sim 28\text{kbar}$) το νερό που απελευθερώνεται εισέρχεται στην ισόθερμη των 1000°C (περίπου το σημείο τήξης του ένυδρου λερζολιθικού μανδύα) και προκαλεί τη μερική τήξη του, δίνοντας το μάγμα το οποίο τελικά εμφανίζεται στο ηφαιστειακό τόξο. Σε μεγαλύτερα βάθη ορισμένα ένυδρα ορυκτά (π.χ. φλογοπίτης) τα οποία περιέχουν μέχρι και 1% νερό διατηρούνται μέχρι το βάθος των 140-160 km, οπότε χάνουν εκ νέου το υπόλοιπο κλάσμα νερού μετατρέπόμενα σε άνυδρο εκλογίτη και προκαλώντας εκ νέου μία αύξηση της σεισμικότητας ενδιάμεσου βάθους. Σύμφωνα με διάφορα θεωρητικά και πειραματικά στοιχεία, το νερό που απελευθερώνεται σε αυτά τα βάθη δεν δημιουργεί νέο θύλακα μάγματος αλλά ανέρχεται μέσω της ισόθερμης των 1000°C σε μικρότερα βάθη και ενσωματώνεται με το μάγμα το οποίο τροφοδοτεί το ηφαιστειακό τόξο του Ν. Αιγαίου (Σαντορίνη, Μήλος, κλπ.).

4. Η θεωρία των Εμποδίων και Φραγμάτων

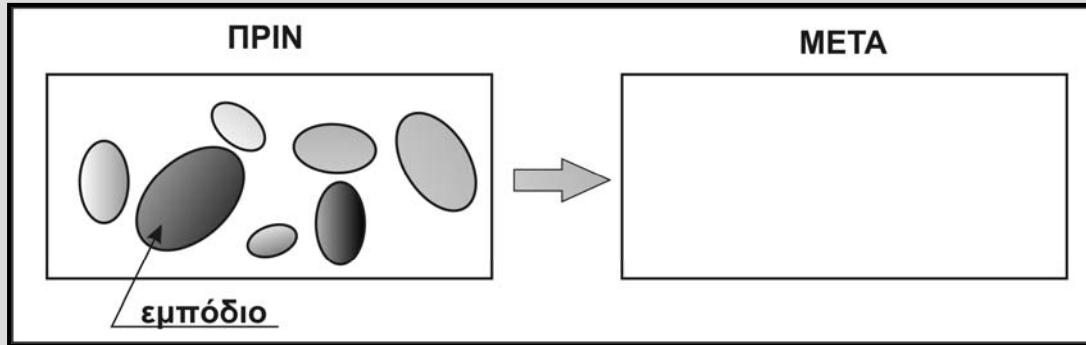
Ως **κλείθρα** χαρακτηρίζονται ορισμένα τμήματα του ρήγματος (κάμψεις του ρήγματος, φυσικές εξογκώσεις, τμήματα μεγάλης τραχύτητας, κλπ.) τα οποία παρουσιάζουν ισχυρή αντίσταση στη θραύση τους ενώ στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος η διάρρηξη γίνεται σχετικώς εύκολα. Αυτά τα κλείθρα, τα οποία είναι φυσικές ή γεωμετρικές ανωμαλίες του ρήγματος, μπορούν να προσδιοριστούν τόσο με γεωλογικές όσο και με σεισμολογικές μεθόδους (κατανομή μετασεισμών, κλπ.).



Η υπόθεση της ύπαρξης των κλείθρων χρησιμοποιήθηκε για να εξηγήσει τα αποτελέσματα πρόσφατων ερευνών οι οποίες έδειξαν ότι η μετάθεση μεταβάλλεται έντονα πάνω στο ρήγμα κατά τη διάρκεια γένεσης του σεισμού επειδή η επιφάνειά του είναι ανώμαλη.

Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί για να ερμηνευτούν ποικίλες σεισμολογικές παρατηρήσεις (φάσματα σεισμών, κλπ.).

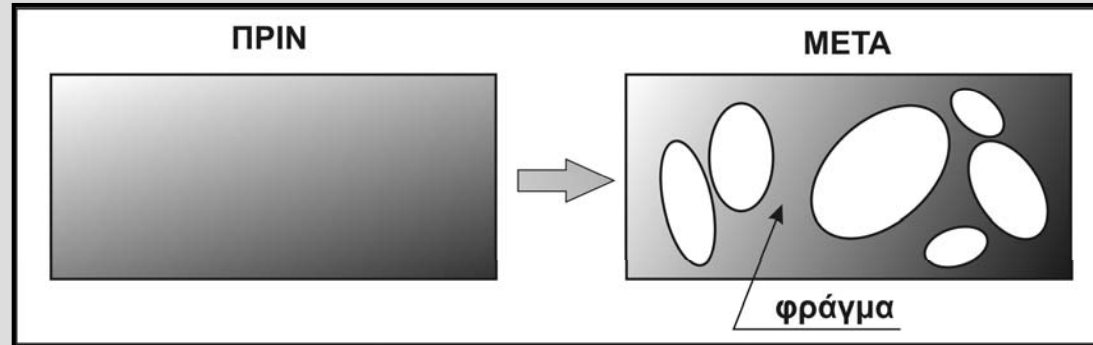
Τα επικρατέστερα από αυτά είναι το «**μοντέλο εμποδίου**», το οποίο ερμηνεύει με ικανοποιητικό τρόπο τη γένεση των προσεισμών και το «**μοντέλο φράγματος**», το οποίο ερμηνεύει με ικανοποιητικό τρόπο τη γένεση των μετασεισμών.



Σύμφωνα με το **μοντέλο εμπόδιου** (asperity model), υπάρχει ανομοιογενής κατανομή τάσεων στο επίπεδο του ρήγματος πριν τη γένεση του κύριου σεισμού (αριστερά), γιατί οι τάσεις αυτές είναι συγκεντρωμένες αποκλειστικά σχεδόν στα κλείθρα (**εμπόδια**, asperities). Η συγκέντρωση των τάσεων αυτών στα εμπόδια αποδίδεται στο συνεχή ερπυσμό που πραγματοποιείται ή στους προσεισμούς που συμβαίνουν στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος, όπου η ολίσθηση (μετακίνηση) είναι εύκολη και η συγκέντρωση τάσεων ασήμαντη. Όσο οι τάσεις αυξάνονται στις θέσεις των εμποδίων και πλησιάζουν την αντοχή των εμποδίων αυτών (τάση θραύσης του εμπόδιου), τόσο πλησιάζει ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού.

Κατά το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, σπάνε αρχικά τα εμπόδια, δηλαδή, πραγματοποιείται ολίσθηση πρώτα στις θέσεις των εμποδίων και στη συνέχεια πραγματοποιείται ολίσθηση και στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος. Δηλαδή, σύμφωνα με το μοντέλο εμπόδιου, στην αρχή της διαδικασίας γένεσης του κύριου σεισμού (διαδικασία διάρρηξης) η πτώση τάσης είναι μεγάλη, γιατί οφείλεται στη θραύση των εμποδίων ενώ στη συνέχεια η πτώση τάσης είναι μικρή, γιατί οφείλεται σε ολίσθηση στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος όπου δεν υπήρχαν συγκεντρωμένες ισχυρές τάσεις.

Μετά τη διαδικασία γένεσης του κύριου σεισμού είναι σπασμένα όλα τα εμπόδια με συνέπεια να υπάρχει ομοιόμορφη κατανομή, σε όλο το επίπεδο του ρήγματος, της τάσης που έχει απομείνει μετά τη διάρρηξη (δεξιά). Δηλαδή, σύμφωνα με το μοντέλο του εμπόδιου, η γένεση του κύριου σεισμού έχει ως συνέπεια την **εξομάλυνση των τάσεων** στο επίπεδο του ρήγματος.



Σύμφωνα με το **μοντέλο φράγματος** (barrier model), υπάρχει ομογενής κατανομή των τάσεων σε όλο το επίπεδο του ρήγματος πριν από τη γένεση του κύριου σεισμού. Δηλαδή, τόσο στα κλείθρα (**φράγματα**, barriers), όσο και στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος η συγκέντρωση τάσεων είναι αρχικά η ίδια (αριστερά). Όσο η τάση αυξάνει και πλησιάζει την αντοχή του ρήγματος στα υπόλοιπα μέρη του (τάση τριβής) τόσο πλησιάζει η γένεση του κύριου σεισμού.

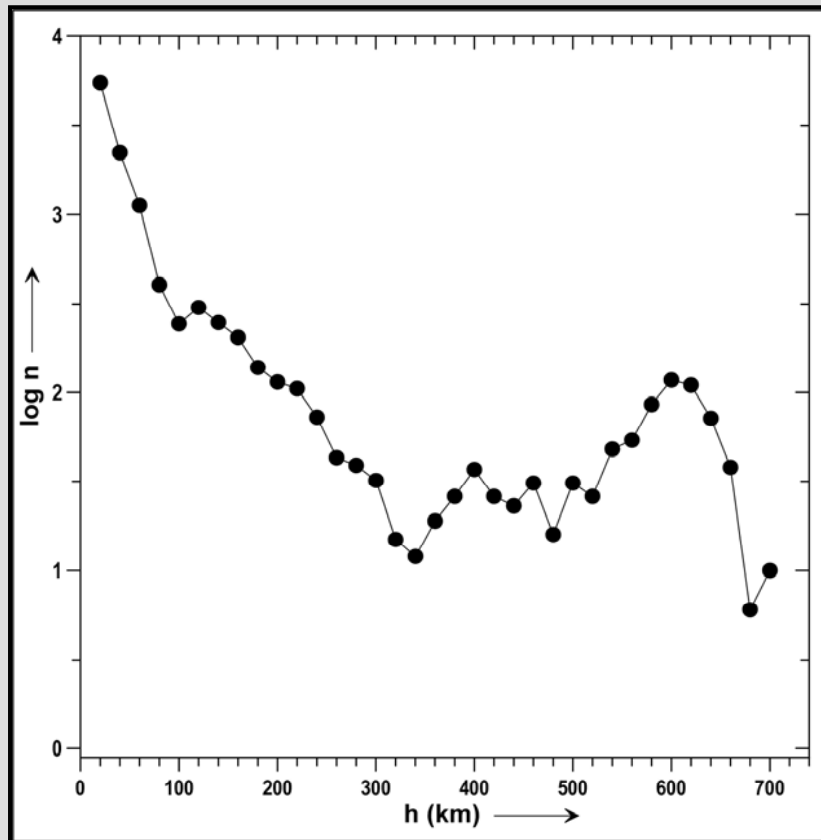
Κατά τη γένεση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, πραγματοποιείται αρχικά διάρρηξη (ολίσθηση) στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος, όπου η αντίσταση θραύσης είναι μικρή, και διαδίδεται στη συνέχεια η διάρρηξη αυτή σε όλο το επίπεδο του ρήγματος, σπάζοντας ορισμένα από τα ασθενέστερα φράγματα αλλά αφήνοντας πίσω της άθραυστα τα ισχυρότερα από τα φράγματα. Δηλαδή, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, στην αρχή της διαδικασίας γένεσης του σεισμού (διαδικασία διάρρηξης) η πτώση τάσης είναι μικρή, γιατί η διάρρηξη πραγματοποιείται σε ομαλές περιοχές του ρήγματος ενώ στη συνέχεια η πτώση τάσης αυξάνει και αυτό οφείλεται στη θραύση φραγμάτων. Συνέπεια αυτής της διαδικασίας γένεσης του κύριου σεισμού είναι η ανακατανομή των τάσεων.

Μετά τη γένεση του κύριου σεισμού παραμένουν άθραυστα τα κύρια φράγματα με συνέπεια την ανομοιόμορφη κατανομή των τάσεων οι οποίες συγκεντρώνονται κατά κύριο λόγο στις περιοχές των ισχυρών φραγμάτων (δεξιά). Επομένως, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, η γένεση του κύριου σεισμού έχει ως συνέπεια τη **σκλήρυνση των τάσεων**, δηλαδή, την αύξηση των τάσεων στις περιοχές των άθραυστων φραγμάτων. Πολλά από τα ασθενέστερα φράγματα, τα οποία μένουν άθραυστα μετά τη γένεση του κύριου σεισμού, σπάνε αργότερα λόγω των τάσεων που έχουν συσσωρευτεί σ' αυτά και στις θέσεις τους γεννιούνται μετασεισμοί.

Οι σεισμοί **τύπου εμποδίου** οφείλονται σε σχετικά ομογενή ρήγματα στα οποία υπάρχουν σταθερά ισχυρά εμπόδια τα οποία σπάνε κατά τη διάρκεια γένεσης των μεγάλων σεισμών. Στις περιπτώσεις των σεισμών αυτών δεν αναμένεται έντονη μετασεισμική δράση αφού κατά τη γένεση του κύριου σεισμού σπάνε τα εμπόδια. Τέτοιοι σεισμοί είναι συνήθως οι **οριοπλακικοί σεισμοί** (interplate earthquakes), δηλαδή, αυτοί που έχουν τις εστίες τους στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι σεισμοί **τύπου φράγματος** οφείλονται σε εξαιρετικώς ανομοιογενή ρήγματα στα οποία υπάρχουν ασθενή φράγματα κατανεμημένα μεταξύ ισχυρών φραγμάτων, τα οποία μένουν συνεχώς άθραυστα. Στην περίπτωση αυτή, αναμένεται έντονη μετασεισμική δράση η οποία διαρκεί επί μεγάλο χρονικό διάστημα (πολλούς μήνες ή έτη). Τέτοιοι είναι συνήθως οι **ενδοπλακικοί σεισμοί** (intraplate earthquakes), δηλαδή, αυτοί που γεννιούνται μέσα στις λιθοσφαιρικές πλάκες.

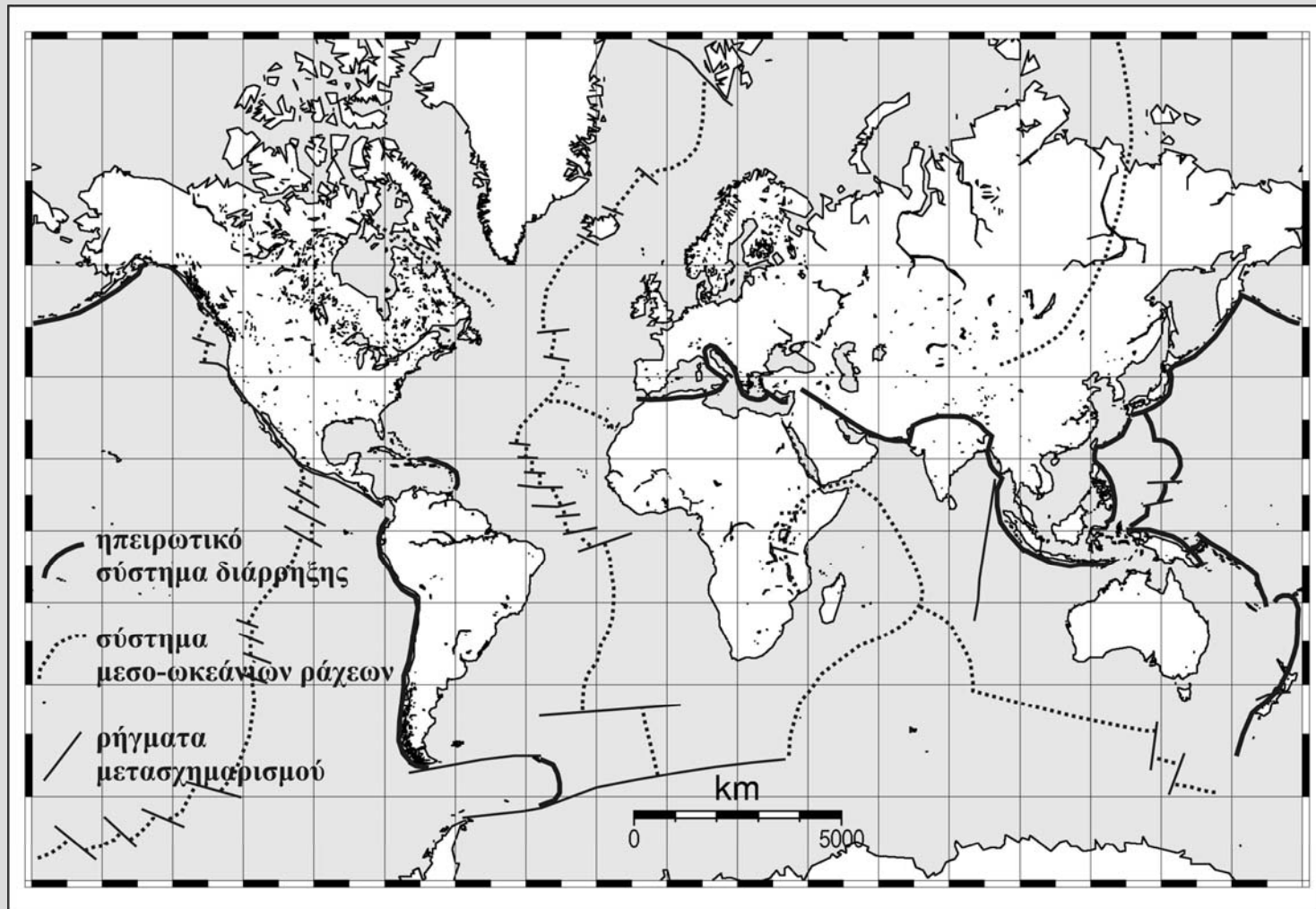
5. Χωρική Κατανομή των Σεισμών



Με βάση την **κατακόρυφη κατανομή** της σεισμικής δράσης οι σεισμοί διακρίνονται σε **επιφανειακούς**, που τα βάθη τους είναι $h \leq 60$ km, σε σεισμούς **ενδιαμέσου βάθους**, που τα βάθη τους είναι $60 \text{ km} < h \leq 300$ km και σε σεισμούς **βάθους**, που έχουν βάθη $h > 300$ km. Οι ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους σεισμοί ($h \geq 60$ km) λέγονται και **πλουτώνιοι σεισμοί**.

Το σχήμα δίνει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών, n , ανά 20 km βάθος, που έγιναν σ' όλη τη Γη μεταξύ 1977 και 2004 και είχαν μεγέθη $M \geq 5.5$, σε συνάρτηση με το βάθος h (κατάλογος CMT του Πανεπιστημίου του Harvard). Φαίνεται ότι ο λογάριθμος της συχνότητας των σεισμών ελαττώνεται σχεδόν γραμμικά με το βάθος μέχρι τα 350 km. Στη συνέχεια αρχίζει να αυξάνεται για να αποκτήσει ένα ισχυρό μέγιστο στα 600 km όπου αρχίζει πάλι να ελαττώνεται για να μηδενιστεί μετά την ασυνέχεια Lehmann, γύρω στα 720 km.

Χωρική Κατανομή των Σεισμών (συνέχεια)



Οι σεισμοί όπως και τα άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα (ορογένεση, ηφαιστειότητα, κλπ.) γίνονται, κατά κύριο λόγο, σε δύο παγκόσμια συστήματα ζωνών διάρρηξης, στο **ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης** (παχιές γραμμές στο χάρτη) και στο **σύστημα μεσο-ωκεάνιων ράχων** και παριστάνεται με στιγμένες γραμμές στον ίδιο χάρτη.

Χωρική Κατανομή των Σεισμών (συνέχεια)

Επίκεντρα σεισμών που έγιναν στο διάστημα 1977-2004 με μεγέθη $M \geq 5.5$:

- επιφανειακοί σεισμοί (κίτρινοι κύκλοι, $h < 60$ km),
- σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (κόκκινα τρίγωνα, $60 \text{ km} \leq h \leq 300$ km),
- σεισμοί βάθους (μωβ τρίγωνα, $300 \text{ km} < h \leq 720$ km).

Σύγκριση αυτού του χάρτη με το χάρτη του προηγούμενου σχήματος δείχνει καθαρά ότι η επιφανειακή σεισμική δράση είναι κατανεμημένη κυρίως κατά μήκος των ζωνών των δύο συστημάτων διάρρηξης.

Η σεισμική δράση στο ωκεάνιο σύστημα διάρρηξης σχηματίζει στενές σεισμικές ζώνες οι οποίες συμπίπτουν με τις ωκεάνιες ράχες.

Αντίθετα, η σεισμική δράση στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης είναι διάσπαρτη, ιδιαίτερα στην Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη διάρρηξης.

Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους δεν γίνονται στις ωκεάνιες ράχες αλλά μόνο στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης ενώ σεισμοί βάθους γίνονται σχεδόν μόνο στο δυτικό Ειρηνικό ωκεανό και στη Νότια Αμερική.

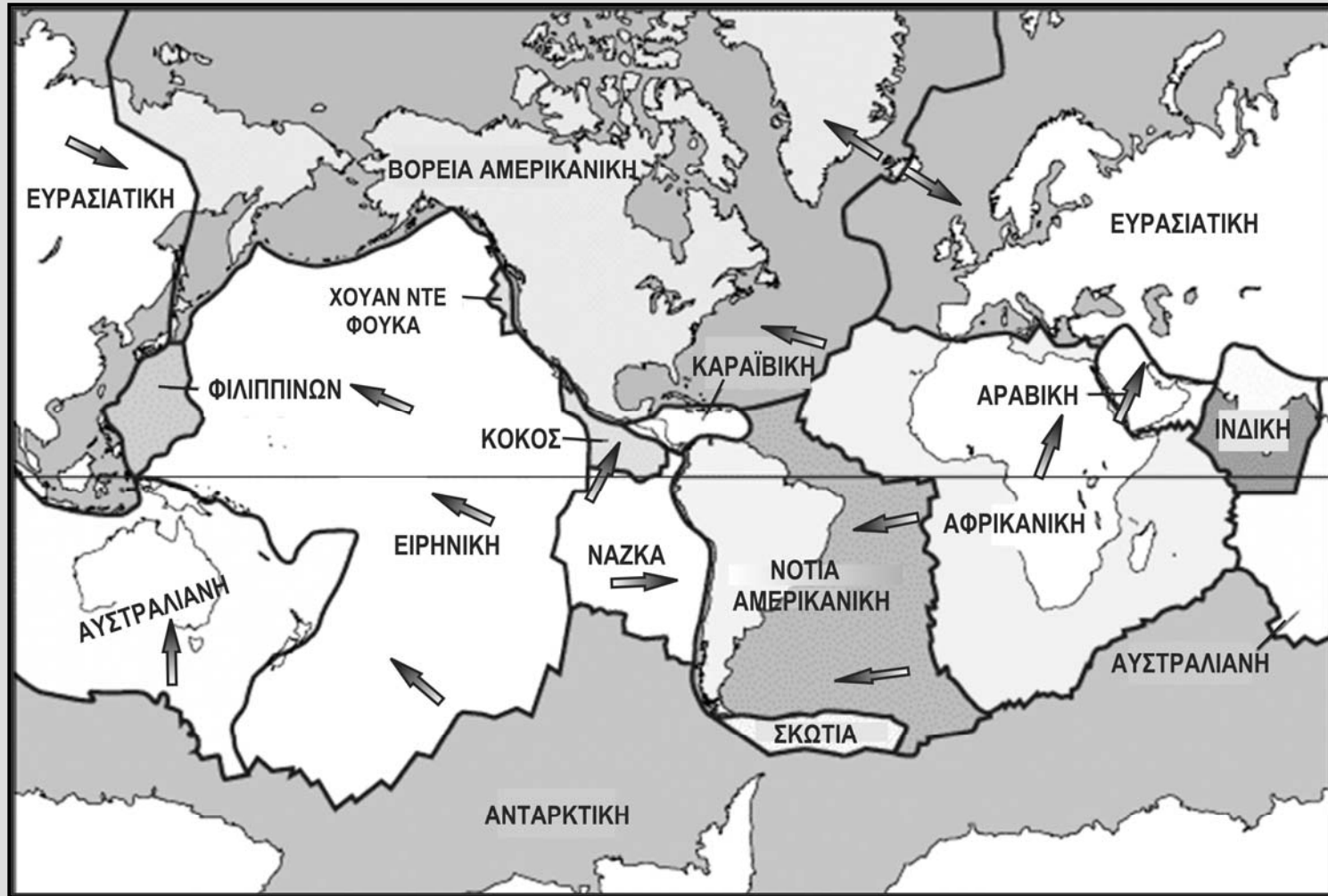
6. Η Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών

Η **λιθόσφαιρα** είναι ένα δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα, πάχους 80 km περίπου που καλύπτει όλη τη Γη. Η λιθόσφαιρα δεν είναι συνεχής, αλλά χωρίζεται από τα δύο παγκόσμια συστήματα ζωνών διάρρηξης σε ορισμένο αριθμό **λιθοσφαιρικών πλακών**, που πραγματοποιούν σχετικές μεταξύ τους κινήσεις.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες **δημιουργούνται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες** από υλικό που βγαίνει από το εσωτερικό της Γης και απομακρύνονται από αυτές με σχετικές ολισθήσεις πάνω στα ρήγματα μετασχηματισμού και τελικά **καταστρέφονται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης** (νησιωτικά τόξα, ωκεάνιες τάφροι, κλπ.) με πλάγια κατάδυση αυτών μέσα στην ασθενόσφαιρα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα. Συνεπώς, οι λιθοσφαιρικές πλάκες αποκλίνουν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες και συγκλίνουν στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης. Κατά την κίνησή τους οι λιθοσφαιρικές πλάκες παραμορφώνονται στις παρυφές τους.

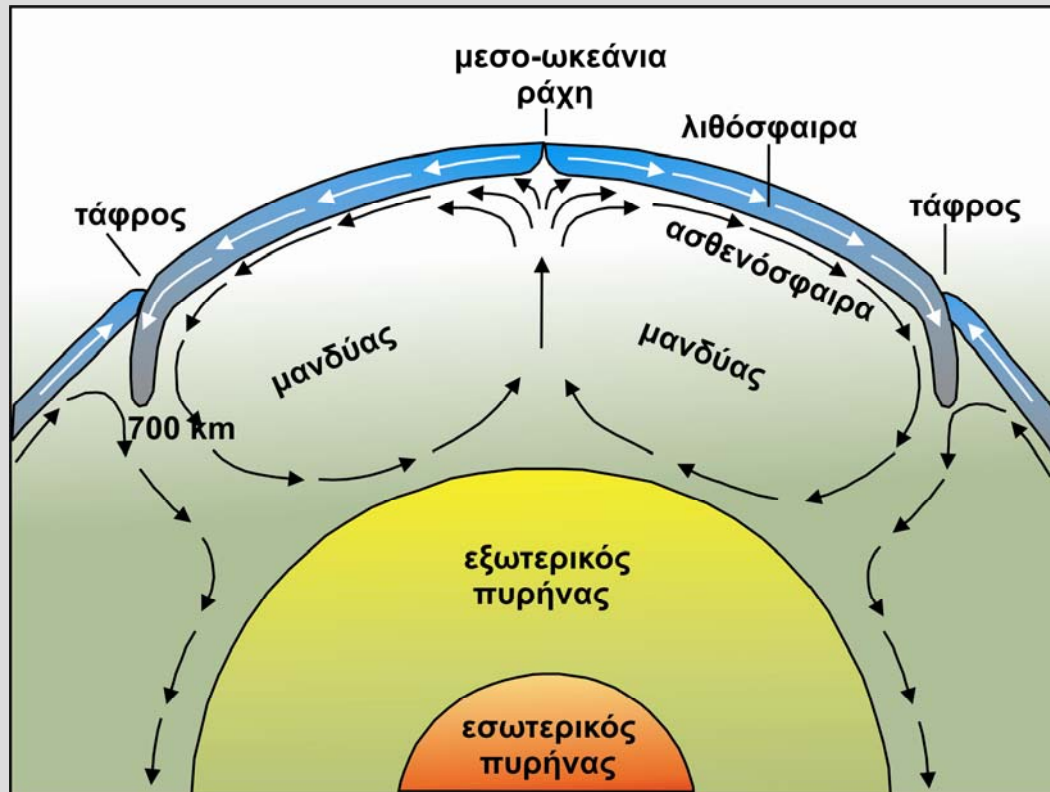
Οι οριζόντιες κινήσεις των **λιθοσφαιρικών πλακών** είναι βασικά υπεύθυνες για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων και συνεπώς και των σεισμών. Η μετάθεση των ηπείρων και η γένεση των ωκεάνιων τάφρων, που παλιότερα θεωρούνταν ως πιθανά αίτια γένεσης των σεισμών, θεωρούνται σήμερα ως συνέπεια της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών.

Η Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών (συνέχεια)



Οι κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες και οι διευθύνσεις κίνησης αυτών.

Η Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών (συνέχεια)

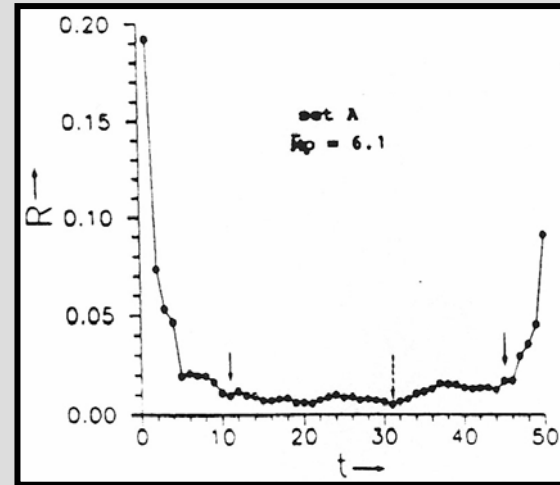
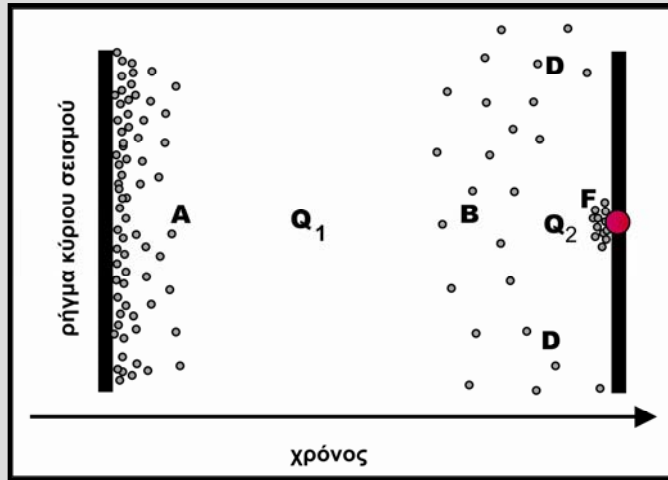


Πολλοί επιστήμονες πιστεύουν ότι **ρεύματα μεταφοράς** στην ασθενόσφαιρα κάτω από τη λιθόσφαιρα ασκούν δυνάμεις στον πυθμένα της λιθόσφαιρας και την αναγκάζουν να κινείται. Άλλοι επιστήμονες έχουν τη γνώμη ότι το μπροστινό μέρος μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας **βυθίζεται** κάτω από μια ηπειρωτική πλάκα, στις περιοχές σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, **λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητας της ωκεάνιας πλάκας**. Συνέπεια αυτού είναι να **έλκει** και το υπόλοιπο μέρος της ωκεάνιας πλάκας και να το αναγκάζει και αυτό να κινείται προς την ίδια κατεύθυνση. Είναι πιθανό, ο **συνδυασμός των δύο αυτών μηχανισμών να είναι η πραγματική αιτία κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών**.

7. Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης

- Η **συχνότητα** και το **μέγιστο μέγεθος** των σεισμών σε μια περιοχή δεν παραμένουν σταθερά αλλά **μεταβάλλονται με το χρόνο**.
- Οι μεταβολές αυτές μπορεί να πραγματοποιούνται στο σεισμικό ρήγμα και στην κοντινή σ' αυτό περιοχή, όπως είναι οι χρονικές μεταβολές της σεισμικής δράσης που σχετίζονται: με το **σεισμικό κύκλο**, τις **σεισμικές ακολουθίες** και την **επιβραδυνόμενη σεισμική δράση**.
- Μπορεί, όμως, οι χρονικές μεταβολές να πραγματοποιούνται σε ευρύτερη περιοχή η οποία περιλαμβάνει περισσότερα ρήγματα, όπως είναι η **επιταχυνόμενη σεισμική δράση** και η **επαγόμενη σεισμική δράση**.

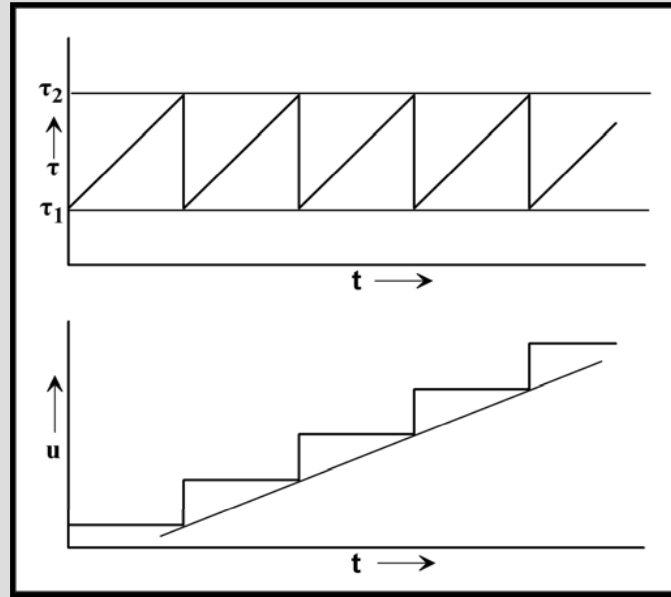
Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης (συνέχεια)



Ως **σεισμικό κύκλο** ορίζουμε την επαναληπτική διαδικασία σώρευσης ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης στο σειсмоγόνο ρήγμα και απελευθέρωσής της με τη γένεση ισχυρών σεισμών στο ίδιο ρήγμα. Η διάρκεια του κύκλου αυτού ονομάζεται χρονικό διάστημα επανάληψης.

Στο αριστερό σχήμα παριστάνεται σχηματικά ο σεισμικός κύκλος (Scholz, 1988). Μετά τον κύριο σεισμό ακολουθεί μετασεισμική δράση (A) την οποία διαδέχεται διάστημα σχετικής σεισμικής ησυχίας (Q_1). Έπειτα, παρατηρείται αύξηση της σεισμικής δράσης (B) σε μια ευρεία περιοχή ενώ κοντά στο ρήγμα μπορεί να υπάρχει σεισμική ησυχία (Q_2) (φαινόμενο “doughnut”, D). Σε ορισμένες περιπτώσεις γίνονται προσεισμοί (F) κοντά στην εστία του επικείμενου κύριου σεισμού (κόκκινος κύκλος) που γίνεται στο ρήγμα αυτό. Στο δεξιό σχήμα φαίνεται ο σεισμικός κύκλος με βάση παρατηρήσεις από σεισμούς της περιοχής του Αιγαίου (Karakaisis et al., 1991).

Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης (συνέχεια)



Σύμφωνα με το μοντέλο του σεισμικού κύκλου, η τάση, τ , στο ρήγμα αυξάνει με σταθερό ρυθμό (από τ_1 μέχρι τ_2) κατά τη διάρκεια κάθε ενός κύκλου και κατά τη γένεση κάθε σεισμού η τάση ελαττώνεται απότομα κατά σταθερή ποσότητα ($\tau_2 - \tau_1$, πάνω σχήμα). Η ολίσθηση, u , στο ρήγμα είναι σταθερή κατά τη διάρκεια κάθε ενός κύκλου και κατά τη γένεση του σεισμού η ολίσθηση αυξάνεται απότομα κατά σταθερή ποσότητα (κάτω σχήμα).

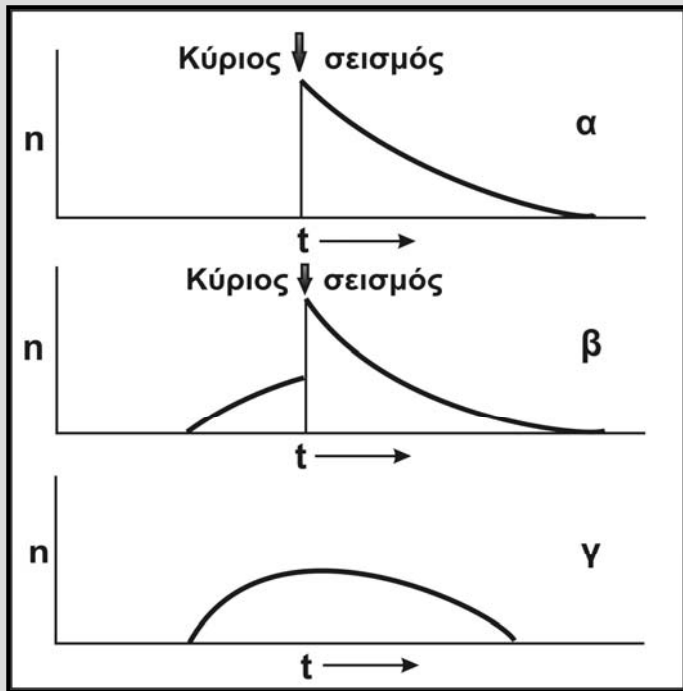
Το μοντέλο αυτό, κατά το οποίο σεισμοί του ίδιου μεγέθους επαναλαμβάνονται ανά ίσα χρονικά διαστήματα, **δεν μπορεί να ελεγχθεί εύκολα με σχετικές επιστημονικές παρατηρήσεις**, γιατί το χρονικό διάστημα επανάληψης των ισχυρών σεισμών σε ένα ρήγμα είναι συνήθως μεγάλο συγκρινόμενο με το χρόνο κατά τον οποίο διαθέτουμε αξιόπιστα σεισμολογικά στοιχεία (καταγραφές σειсмоγράφων, κλπ.).

Για να ξεπεραστεί το πρόβλημα αυτό εφαρμόζονται **παλαιοσεισμολογικές μέθοδοι** με τις οποίες καθορίζονται γεωλογικά ίχνη ισχυρών σεισμών (**χαρακτηριστικών σεισμών**), οι οποίοι έγιναν κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς-Τεταρτογενούς ή ακόμα και παλαιότερα.



Παλαιοσεισμολογικές μελέτες σε τάφρο βάθους 2 m κάθετη σε άθραυστο τμήμα του ρήγματος Denali στην Αλάσκα, στο οποίο έγινε σεισμός με μέγεθος $M=7.9$ στις 3 Νοεμβρίου 2003. Στη φωτογραφία φαίνονται οι ηλικίες σχηματισμού ορισμένων στρωμάτων που έγιναν με χρονολόγηση άνθρακα (b02: πριν από το 2002). Φαίνεται, επίσης, η ζώνη παραμόρφωσης και η διάρρηξη σε βάθος (πορτοκαλί σύμβολα) ενώ το πλέον πρόσφατο γεγονός, που φτάνει ως την επιφάνεια του εδάφους, δείχνεται με κόκκινα σύμβολα (Schwartz et al., 2005).

Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης (συνέχεια)



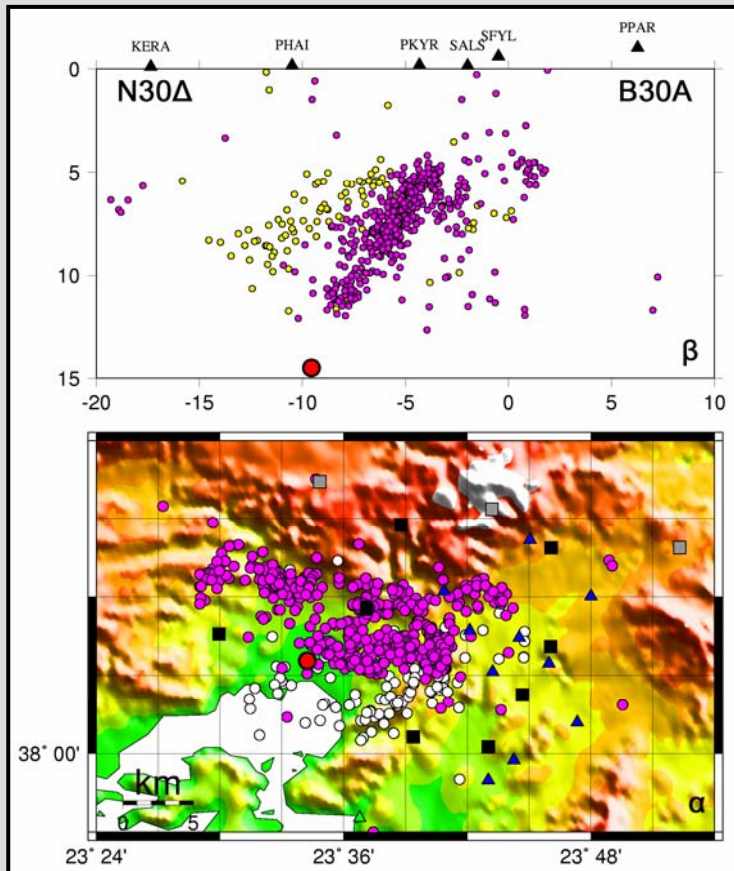
Σεισμική ακολουθία λέγεται το σύνολο των σεισμών που γεννιούνται σε έναν τόπο κατά τη διάρκεια ενός σχετικώς μικρού χρονικού διαστήματος, συνήθως της τάξης μερικών εβδομάδων, κατά το οποίο η συχνότητα των σεισμών στο τόπο αυτό είναι σημαντικά αυξημένη. Στις περισσότερες περιπτώσεις, ένας σεισμός διακρίνεται από τους άλλους σεισμούς της ακολουθίας, γιατί το μέγεθός του είναι αρκετά μεγαλύτερο από το μέγεθος κάθε άλλου σεισμού αυτής. Ο σεισμός αυτός λέγεται **κύριος σεισμός**. Οι σεισμοί της ακολουθίας που προηγούνται ή ακολουθούν χρονικά τον κύριο σεισμό λέγονται **προσεισμοί** ή **μετασεισμοί**, αντίστοιχα.

Οι προσεισμοί ενός κύριου σεισμού αποτελούν μια **προσεισμική ακολουθία** και οι μετασεισμοί αυτού μια **μετασεισμική ακολουθία** (σχ. β). Στις περιπτώσεις που δεν υπάρχει ένας σεισμός μιας σεισμικής ακολουθίας που να έχει σαφώς μεγαλύτερο μέγεθος από κάθε άλλο σεισμό αυτής, λέμε ότι η σεισμική ακολουθία αποτελεί **σμήνος σεισμών** (σχ. γ) και τα μέλη αυτής λέγονται **σμηνοσεισμοί**.

Η διαφορά μεταξύ του μεγέθους, M , του κύριου σεισμού και του μεγέθους, M_1 , του μεγαλύτερου μετασεισμού του είναι, κατά μέσο όρο, ίση με 1.2. Δηλαδή: $M - M_1 = 1.2$.

Η συχνότητα, n , των μετασεισμών, δηλαδή, ο αριθμός των μετασεισμών στη μονάδα του χρόνου (π.χ. σε μια μέρα), ελαττώνεται με το χρόνο, t , που μετριέται από τη στιγμή γένεσης του κύριου σεισμού σύμφωνα με τον τροποποιημένο **νόμο του Omori** : $n = k (t + c)^{-p}$.

Χωρική Κατανομή Σεισμών Σεισμικής Ακολουθίας



Σεισμός της Πάρνηθας (M=5.9, 7.9.1999)

Κατανομή των εστιών του κάτω σχήματος σε κατακόρυφο επίπεδο με διεύθυνση B30°A, θεωρώντας σημείο αναφοράς με συντεταγμένες 38.1°N, 23.7°E.

Επίκεντρα των μετασεισμών (μωβ κύκλοι) και του κύριου σεισμού της 7ης Σεπτεμβρίου 1999 (κόκκινος κύκλος) (Parazachos et al. 2000).

Οι εστίες των προσεισμών και των μετασεισμών βρίσκονται πάνω ή κοντά στο **ενεργό μέρος του σεισμικού ρήγματος**. Σε πολλές περιπτώσεις οι περισσότεροι μετασεισμοί γεννιούνται κοντά στα δύο άκρα του ρήγματος. Συχνά, ο κύριος σεισμός γεννιέται στο ένα άκρο του ρήγματος. Οι διαστάσεις του **μετασεισμικού χώρου**, δηλαδή του χώρου όπου βρίσκονται οι σεισμικές εστίες των μετασεισμών ενός κυρίου σεισμού, εξαρτώνται από το μέγεθος του κυρίου σεισμού. Οι μετασεισμοί που γίνονται αμέσως μετά τον κύριο σεισμό (π.χ. την πρώτη μέρα) έχουν τις εστίες τους κατά κύριο λόγο κοντά στην επιφάνεια του ρήγματος του κυρίου σεισμού.

Από έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες έχει διαπιστωθεί ότι τόσο η **συχνότητα των σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους** όσο και το **μέγεθος** των σεισμών αυτών σε μια **ευρεία περιοχή** γύρω από την εστία ενός επερχόμενου μεγάλου σεισμού (κυρίου σεισμού), **αυξάνεται** (επιταχύνεται) όσο πλησιάζει η γένεση του κυρίου σεισμού. Η **επιταχυνόμενη** αυτή προσεισμική διαδικασία αποδίδεται καλύτερα με τη χρονική μεταβολή της τετραγωνικής ρίζας της σεισμικής ενέργειας (\sqrt{E} Benioff ανηγμένη σεισμική παραμόρφωση) που απελευθερώνεται με τη γένεση των σεισμών αυτών που λέγονται **προτεροσεισμοί** (preshocks). Η διαδικασία αυτή εκφράζεται με την ακόλουθη σχέση (νόμο δύναμης):

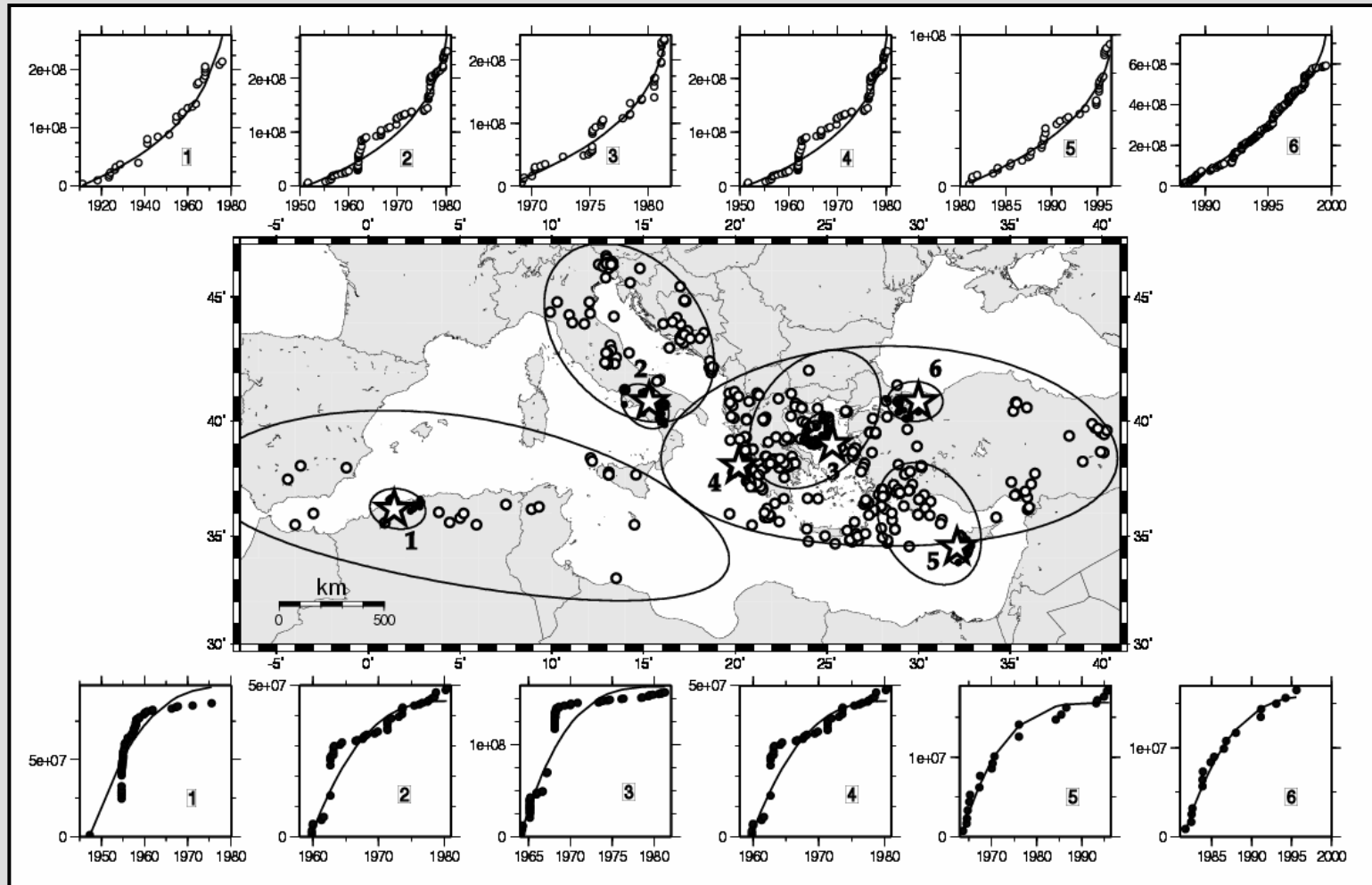
$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \quad (1)$$

όπου t είναι ο χρόνος προς τον κύριο σεισμό, t_c είναι ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, S είναι η αθροιστική (σωρευτική) σεισμική παραμόρφωση, η οποία υπολογίζεται από το μέγεθος των προτεροσεισμών και του κύριου σεισμού και A , B , m είναι παράμετροι που υπολογίζονται από τις παρατηρήσεις (συνήθως $m=0.3$).

Η **διάσταση** του χώρου (κρίσιμη περιοχή) όπου γεννιούνται οι επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί **αυξάνεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού** και **ελαττώνεται με τη σεισμικότητα της περιοχής** ενώ η **διάρκεια** της προτεροσεισμικής ακολουθίας **ελαττώνεται** επίσης με τη σεισμικότητα της περιοχής.

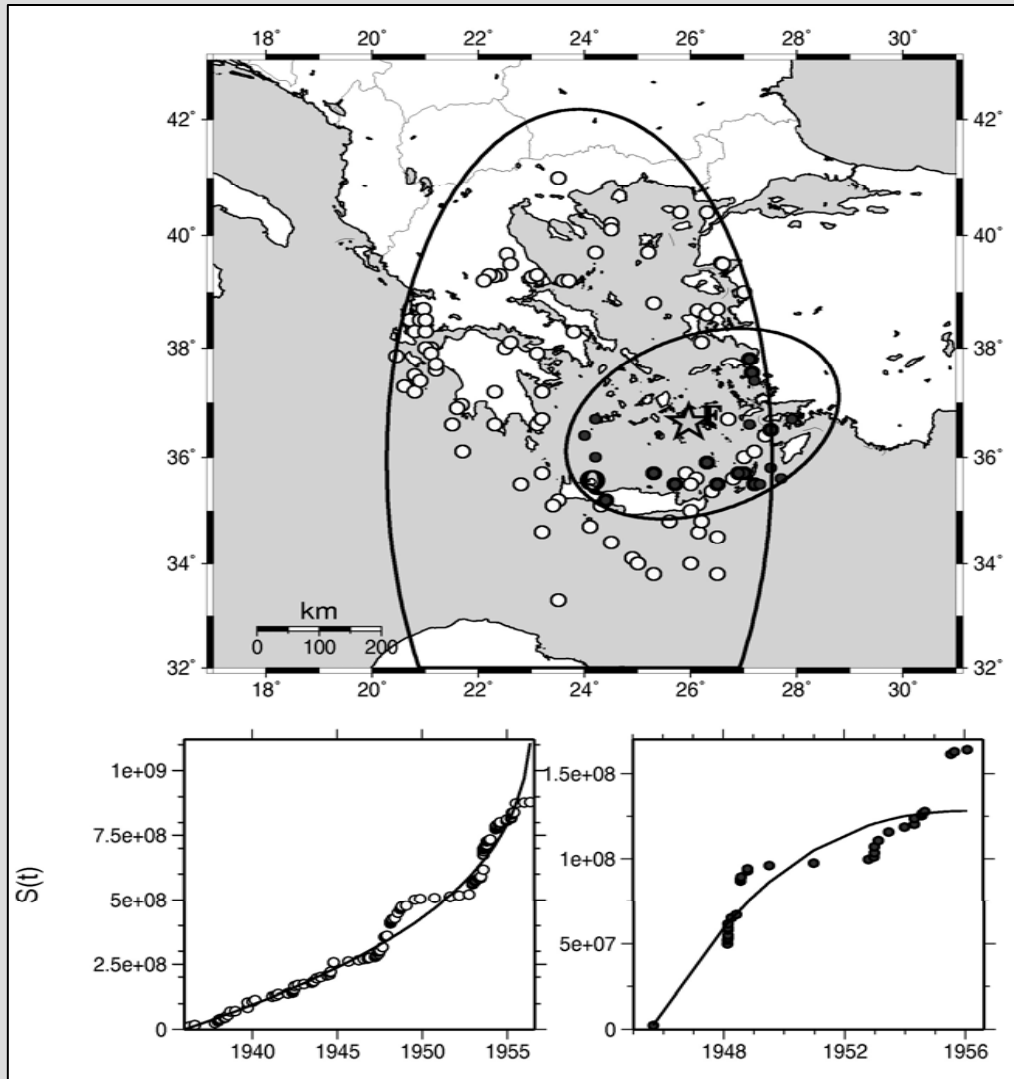
Κατά τη χρονική διάρκεια που στην ευρύτερη περιοχή (κρίσιμη περιοχή) η δράση των ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών είναι επιταχυνόμενη, στο **ρήγμα** του αναμενόμενου κυρίου σεισμού και στην κοντινή περιοχή του ρήγματος (σεισμογόνος περιοχή) η δράση αυτή είναι **επιβραδυνόμενη** (Parazachos et al., 2004). Οι επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί που γίνονται στη στενότερη αυτή περιοχή (περιοχή ρήγματος) ακολουθούν επίσης το νόμο δύναμης που εκφράζεται με την προηγούμενη σχέση αλλά στην περίπτωση αυτή (επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση) η παράμετρος m έχει τιμή μεγαλύτερη της μονάδας ($m=3.0$).

Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης (συνέχεια)



Οι κρίσιμες περιοχές (μεγάλες ελλείψεις) και οι σεισμογόνες περιοχές (μικρές ελλείψεις) μερικών ισχυρών σεισμών (αστέρια) που έγιναν στην περιοχή της Μεσογείου (1: 10.10.1980, $M=7.1$, 2: 23.11.1980, $M=6.9$, 3: 19.12.1981, $M=7.2$, 4: 17.1.1983, $M=7.0$, 5: 9.10.1996, $M=6.8$, 6: 17.8.1999, $M=7.4$). Οι μεταβολές με το χρόνο της επιταχυνόμενης και της επιβραδυνόμενης σεισμικής δράσης των προτεροσεισμών σε κάθε μια από τις περιπτώσεις φαίνονται στις γραφικές παραστάσεις πάνω και κάτω από το χάρτη, αντίστοιχα (Parazachos et al., 2005).

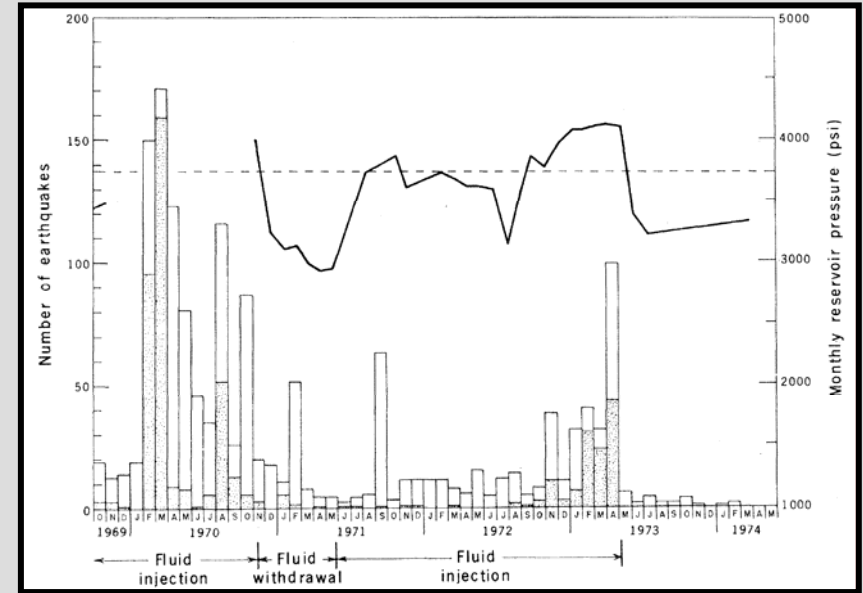
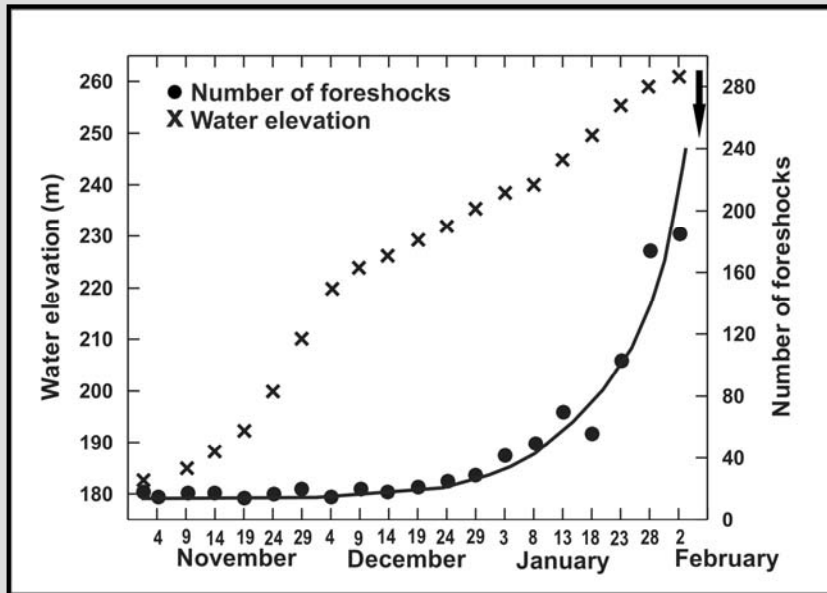
Χρονική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης (συνέχεια)



Στο σχήμα παρουσιάζεται τόσο η ευρύτερη (κρίσιμη) προτεροσεισμική περιοχή (μεγάλη έλλειψη) όσο και η στενότερη περιοχή του ρήγματος (μικρή έλλειψη) για τον κύριο σεισμό που έγινε στην Αμοργό στις 9 Ιουλίου 1956 ($M=7.5$). Με μικρούς ανοικτούς κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών και με μαύρους κύκλους τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών. Στο κάτω μέρος του σχήματος παριστάνεται η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης, S , στην ευρύτερη περιοχή (επιταχυνόμενη παραμόρφωση) και στη στενότερη περιοχή (επιβραδυνόμενη παραμόρφωση). Οι δύο καμπύλες στα σχήματα αυτά αποτελούν προσαρμογή στα αντίστοιχα δεδομένα του νόμου δύναμης (σχέση 1) με τιμή $m=0.3$ για την επιταχυνόμενη παραμόρφωση και $m=3.0$ για την επιβραδυνόμενη παραμόρφωση. (Parazachos et al., 2004).

Επαγόμενη Σεισμική Δράση

Υπάρχουν σοβαρές ενδείξεις ότι ορισμένα εξωγενή αίτια (εισαγωγή στο φλοιό της Γης ρευστών υπό πίεση, εξαγωγή υδρογονανθράκων, τήξη παγετώνων, παλίρροιες, μετεωρολογικές μεταβολές, τεχνητές λίμνες, κλπ.) μπορούν να επιδράσουν στα επιφανειακά στρώματα της Γης κατά τέτοιο τρόπο ώστε να επιφέρουν διατάραξη της ισορροπίας των πετρωμάτων, όταν η ισορροπία αυτή είναι ευαίσθητη, και τη γένεση σεισμών. Η γένεση αυτών των σεισμών ονομάζεται **επαγόμενη σεισμική δράση**.



Χρονική μεταβολή της συχνότητας των προσεισμών (μαύροι κύκλοι) και της στάθμης του νερού στην τεχνητή λίμνη των Κρεμαστών (x). Το βέλος αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού που έγινε στις 5 Φεβρουαρίου 1966 και είχε μέγεθος $M=6.2$ (Comninakis et al., 1968, τροποποιημένο).

Πείραμα επαγόμενης σεισμικής δράσης λόγω εισπίεσεων ύδατος σε περιοχή κοιτάσματος πετρελαίου. Η μεταβολή της πίεσης του εισπιεζόμενου ύδατος (μαύρη γραμμή) επηρεάζει τη συχνότητα γένεσης μικρών σεισμών (ιστόγραμμα). Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στην τιμή της κρίσιμης πίεσης (Raleigh et al., 1976).

8. Σεισμικότητα

Η σεισμικότητα μιας περιοχής μπορεί να θεωρηθεί ως μια ποσότητα της οποίας η τιμή είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που συμβαίνουν σ' αυτή και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών αυτών.

«Χρονικώς ανεξάρτητη» ορίζεται η σεισμικότητα η οποία θεωρείται ότι μεταβάλλεται μόνο χωρικά και ότι η χρονική μεταβολή της σε έναν τόπο είναι τυχαία. Αυτού του είδους η σεισμικότητα υπολογίζεται με μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση ότι αυτή σε έναν τόπο εξαρτάται από τις τεκτονικές δυνάμεις που ασκούνται στον τόπο (ταχύτητα λιθοσφαιρικής κίνησης, κλπ.) αλλά η **αναμενόμενη σεισμικότητα δεν εξαρτάται από το μέγεθος και το χρόνο γένεσης των προηγούμενων σεισμών στον τόπο αυτόν** (μοντέλο χωρίς μνήμη). Έτσι, με τα μοντέλα αυτά υπολογίζεται μόνο η μέση σεισμικότητα σε κάθε τόπο και συνεπώς η χωρική κατανομή της μέσης σεισμικότητας.

«Χρονικώς εξαρτώμενη» σεισμικότητα είναι αυτή που καθορίζεται με μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση ότι υπάρχει χρονική μεταβολή της σεισμικότητας σ' έναν τόπο σύμφωνα με ορισμένο νόμο και συνεπώς η **αναμενόμενη μελλοντική σεισμικότητα εξαρτάται και από το μέγεθος και το χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών** (μοντέλα με μνήμη).

Τα μέτρα σεισμικότητας τα οποία χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται:

- στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg and Richter (1944)
- στην υπόθεση ότι η χρονική κατανομή των σεισμών είναι τυχαία (κατανομή Poisson).

Νόμος των Gutenberg-Richter: ο αριθμός, n , των σεισμών μεγέθους $M \pm \Delta M$, που έχουν τις εστίες τους σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα συνδέεται με το μέγεθος με τη σχέση $\log n = a' - bM$, όπου a' , b , είναι παράμετροι. Συνήθως, από τη συχνότητα, n , υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα, N , και ο νόμος εκφράζεται με τη σχέση :

$$\log N = a_t - bM$$

Η παράμετρος a_t εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν, S , της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί. Συνήθως χρησιμοποιείται η ανηγμένη, σε χρονικό διάστημα ενός έτους, τιμή a της παραμέτρου αυτής: $a = a_t - \log t$.

Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο.

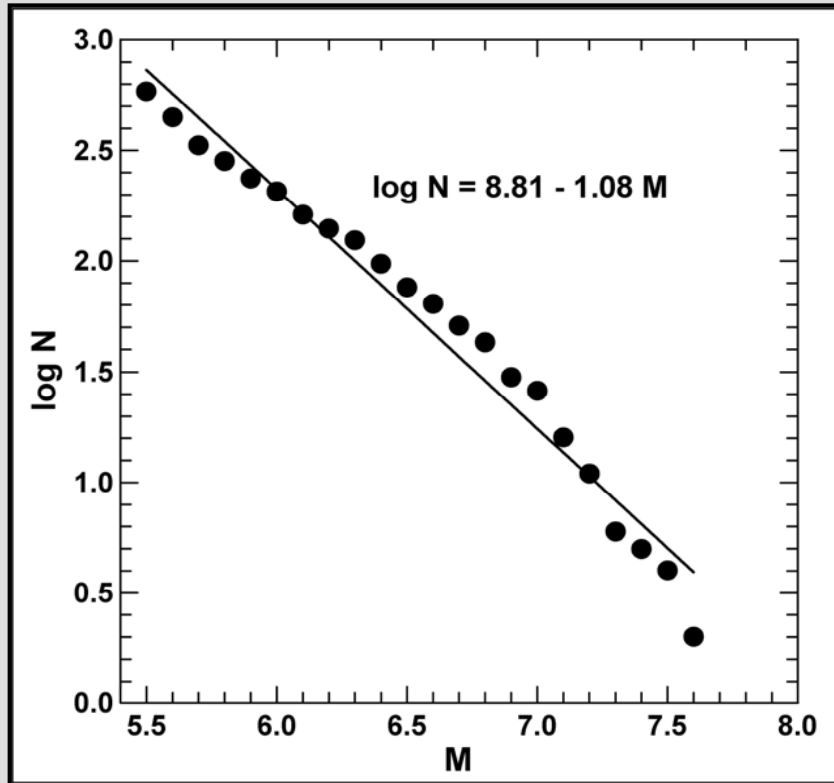
Συνεπώς, για χρονικό διάστημα ενός έτους η σχέση γίνεται:

$$\log N = a - bM$$

Δηλαδή, η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθός τους.

Τρόποι υπολογισμού των παραμέτρων a_t , a και b

Οι παράμετροι a_t και b υπολογίζονται από τη γραφική παράσταση του $\log N$ σε συνάρτηση με το M .



Το σχήμα παριστάνει τη γραφική παράσταση του $\log N$ σε συνάρτηση με το μέγεθος M για τους σεισμούς που έγιναν στον ελληνικό χώρο και τις γειτονικές περιοχές ($34^\circ\text{B} - 43^\circ\text{B}$, $19^\circ\text{A} - 29^\circ\text{A}$) μεταξύ 1901-2004 ($t=104$ έτη) και είχαν μεγέθη $M \geq 5.5$. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρίσκουμε ότι στην περίπτωση αυτή είναι $a_t=8.81$, $b=1.08$.

Συνεπώς, $a = a_t - \log(104) = 6.79$

Η μέθοδος αυτή προϋποθέτει πληρότητα των δεδομένων, δηλαδή, γνώση όλων των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από ορισμένο ελάχιστο μέγεθος.

Άλλη μέθοδος υπολογισμού των παραμέτρων a και b είναι η **μέθοδος των ακραίων τιμών**, κατά την εφαρμογή της οποίας δεν χρειάζεται η γνώση όλων των μεγεθών των σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή σε ορισμένη χρονική περίοδο αλλά μόνο του μεγέθους, M_j , του μεγαλύτερου σεισμού που συμβαίνει σε κάθε ένα από τα ίσα χρονικά διαστήματα στα οποία διαιρείται η χρονική περίοδος για την οποία υπάρχουν σεισμολογικά στοιχεία (π.χ. θεωρία της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel, 1958).

Μέτρα σεισμικότητας

Από τη σχέση $\log N = a - bM$ προκύπτει ότι ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών, $N (=N_m)$, που γίνονται σε ορισμένη περιοχή με μέγεθος M ή μεγαλύτερο και η μέση περίοδος επανάληψης, T_m (σε έτη), των σεισμών αυτών, είναι :

$$N_m = \frac{10^a}{10^{bM}} \quad T_m = \frac{10^{bM}}{10^a}$$

Άλλα μέτρα σεισμικότητας είναι:

$$P = \exp\left(-\frac{T}{T_m}\right)$$

Η πιθανότητα, P , ώστε η περίοδος επανάληψης των σεισμών μεγέθους M ή μεγαλύτερου να είναι μεγαλύτερη από ορισμένη τιμή, T .

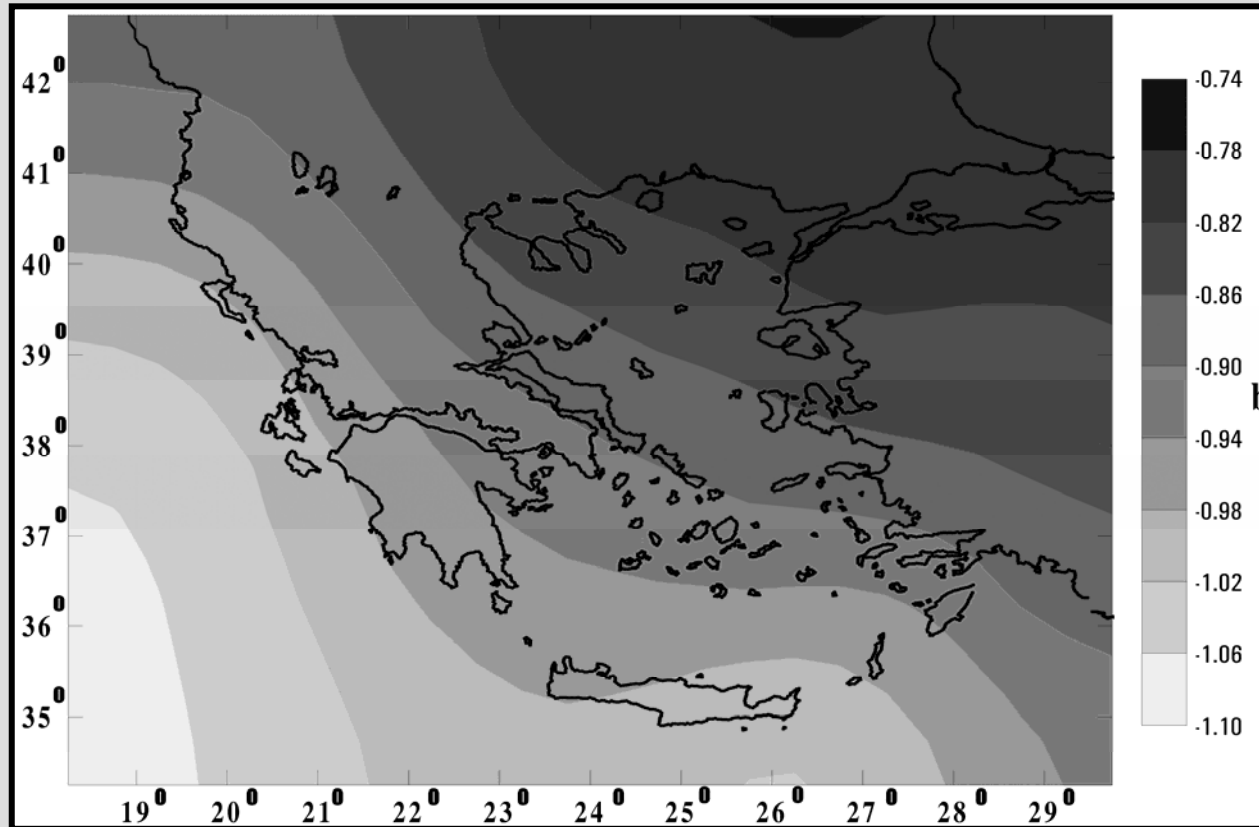
$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b}$$

Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος, M_t , σε χρονικό διάστημα t ετών. Για ένα έτος είναι: $M_1 = a/b$.

$$P_t = 1 - \exp[-10^a t \exp(-bM \ln 10)]$$

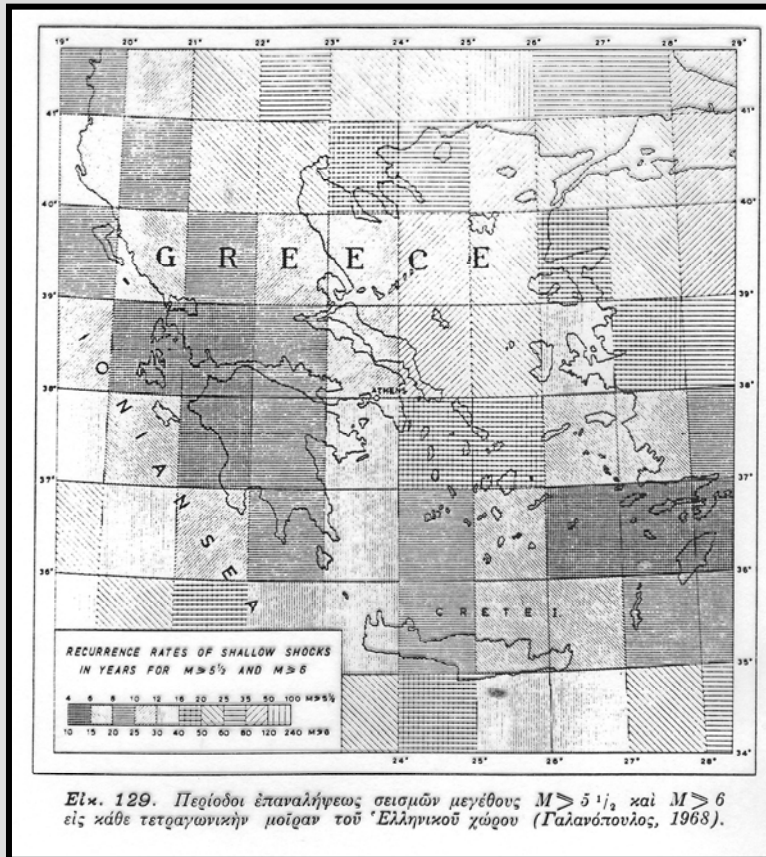
Η πιθανότητα, P_t , να γίνει σεισμός μεγέθους μεγαλύτερου του M σε χρόνο t ετών.

Σεισμικότητα (συνέχεια)

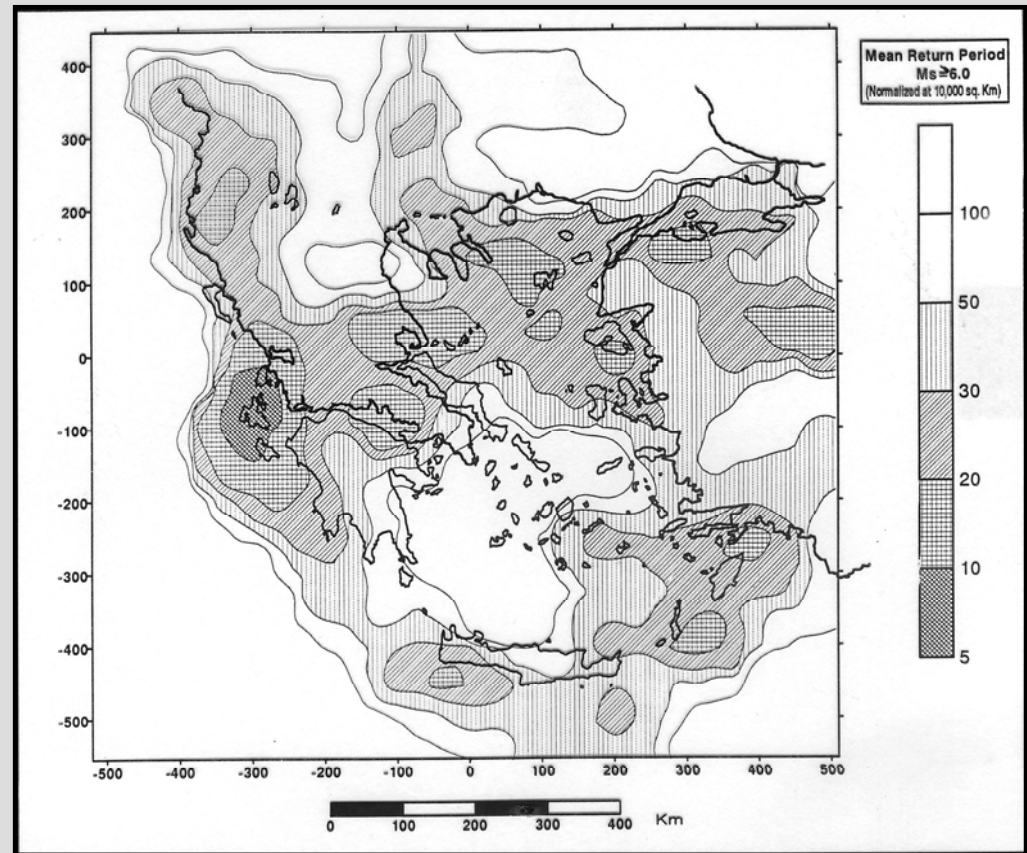


Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού. Στο σχήμα φαίνεται η γεωγραφική κατανομή της παραμέτρου b στην περιοχή του Αιγαίου (Parazachos, 1999). Έχει δειχθεί, επίσης, ότι η παράμετρος b για τους προσεισμούς έχει μικρότερη τιμή από αυτήν για τους μετασεισμούς.

Σεισμικότητα (συνέχεια)



Μέσες περίοδοι επανάληψης σεισμών με μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του 5.5 και 6.0 ανά τετραγωνική μοίρα (Γαλανόπουλος, 1968)



Μέση περίοδος επανάληψης σεισμών με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του 6.0 (Hatzidimitriou et al., 1994).

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα

Ο μεγάλος αριθμός παρατηρήσεων που αναφέρουν ότι **υπάρχει χρονική μεταβολή της σεισμικής δράσης** που εκφράζεται με διάφορους τρόπους, όπως είναι:

- ο σεισμικός κύκλος,
- οι σεισμικές ακολουθίες,
- η επιταχυνόμενη και επιβραδυνόμενη σεισμική δράση και
- η διέγερση σεισμών σε γειτονικά ρήγματα από τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού σε ένα ρήγμα,

δείχνει την **αναγκαιότητα για ποσοτικό καθορισμό της χρονικώς μεταβαλλόμενης σεισμικότητας.**

Για να γίνει αυτό απαιτείται η υιοθέτηση συγκεκριμένου μοντέλου, με βάση το οποίο να μπορούν να καθοριστούν κατάλληλες σχέσεις με τις οποίες να υπολογιστούν μέτρα χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας.

Οι κύριοι σεισμοί ακολουθούν ημιπεριοδική μεταβολή με το χρόνο ενώ οι υπόλοιποι μικρότεροι σεισμοί ακολουθούν το νόμο των Gutenberg-Richter.

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα – Σεισμικότητα κυρίων σεισμών

Για τον ορισμό μέτρων που καθορίζουν τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας των κυρίων σεισμών (πιθανότητα γένεσης σε ορισμένο χρόνο, χρόνος γένεσης με ορισμένη πιθανότητα) ακολουθούνται τρεις διαφορετικές μέθοδοι.

Με την **πρώτη μέθοδο** υπολογίζεται η πιθανότητα, $P(\Delta t)$, **σε ένα ρήγμα** να γίνει σε χρόνο Δt ο επόμενος κύριος σεισμός (χαρακτηριστικός σεισμός). Η μέθοδος αυτή προϋποθέτει τη γνώση αρκετών χρονικών διαστημάτων μεταξύ διαδοχικών χαρακτηριστικών σεισμών ώστε να καθοριστεί η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών στο ρήγμα, T . Αν t είναι ο χρόνος που παρήλθε από τη γένεση του προηγούμενου κύριου σεισμού τότε, κατά την εφαρμογή της διαδικασίας αυτής υποτίθεται ότι η ποσότητα $\log(t/T)$ ακολουθεί **κανονική κατανομή** (λογαριθμοκανονική κατανομή του t/T) με μέσο όρο ίσο με μηδέν και τυπική απόκλιση, σ , η οποία υπολογίζεται από τις παρατηρήσεις. Η πιθανότητα, $P(\Delta t)$, να γίνει ο επόμενος χαρακτηριστικός σεισμός στο ρήγμα δίνεται, σύμφωνα με τις ιδιότητες της κανονικής κατανομής (κατανομή Gauss), από τη σχέση:

$$P(\Delta t) = \frac{F\left(\frac{L_2}{\sigma}\right) - F\left(\frac{L_1}{\sigma}\right)}{1 - F\left(\frac{L_1}{\sigma}\right)} \quad L_1 = \log \frac{t}{T}, \quad L_2 = \log \frac{t + \Delta t}{T}$$

όπου F είναι η αθροιστική σωρευτική τυπική κανονική κατανομή (με μέσο ίσο με το μηδέν και τυπική απόκλιση σ) η οποία υπολογίζεται εύκολα από πίνακες. Ο **χώρος γένεσης** του αναμενόμενου κύριου σεισμού είναι το **ρήγμα** που έγιναν οι προηγούμενοι κύριοι σεισμοί των οποίων οι χρόνοι γένεσης χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης περιόδου, T , και το **μέγεθος του αναμενόμενου κύριου σεισμού** είναι ο **μέσος όρος των μεγεθών** των γνωστών κυρίων σεισμών οι οποίοι έχουν ήδη γίνει στο ίδιο ρήγμα.

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα – Σεισμικότητα κυρίων σεισμών

Με τη **δεύτερη μέθοδο** θεωρούμε ορισμένη **σεισμική ζώνη** η οποία περιλαμβάνει δίκτυο σημαντικών ρηγμάτων διαφόρων διαστάσεων, κάθε ένα από τα οποία μπορεί να προκαλέσει κύριους σεισμούς. Έτσι, οι κύριοι σεισμοί μιας σεισμικής ζώνης έχουν διάφορα μεγέθη και η χρονική περίοδος, T_t (σε έτη), μεταξύ δύο διαδοχικών κυρίων σεισμών της ζώνης δίνεται από τη σχέση:

$$\log T_t = 0.19M_{\min} + 0.33M_p + q$$

όπου M_{\min} είναι το μέγεθος του μικρότερου κύριου σεισμού της ζώνης, M_p είναι το μέγεθος του προηγούμενου κύριου σεισμού της ζώνης και q είναι παράμετρος που εξαρτάται από το επίπεδο της σεισμικότητας της ζώνης (Parazachos et al. 1997). Η σχέση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του χρόνου γένεσης του επόμενου κύριου σεισμού ο οποίος θα έχει μέγεθος $M \geq M_{\min}$. Η πιθανότητα γένεσης του σεισμού αυτού κατά το επόμενο χρονικό διάστημα, Δt , δίνεται από την προηγούμενη σχέση αν η περίοδος, T , αντικατασταθεί με το χρόνο επανάληψης, T_t , που υπολογίζεται από την παραπάνω σχέση.

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα – Σεισμικότητα κυρίων σεισμών

Με την **τρίτη μέθοδο** εκτίμησης της σεισμικότητας των κύριων σεισμών καθορίζεται ο **χρόνος γένεσης**, t_c , ενός κύριου σεισμού σε ένα ρήγμα όταν η μελλοντική γένεση του σεισμού αυτού προκύπτει από **επιβραδυνόμενη σεισμικότητα** στην περιοχή του ρήγματος και **επιταχυνόμενη σεισμικότητα** στην ευρύτερη (κρίσιμη) περιοχή.

Η εστία του αναμενόμενου κύριου σεισμού βρίσκεται στο χώρο όπου ανιχνεύθηκε η επιβραδυνόμενη σεισμικότητα, το μέγεθος του, M , καθορίζεται από τις σχέσεις:

$$\log R \text{ (km)} = 0.42M - 0.30 \log s_r + 1.23, \quad \log a \text{ (km)} = 0.23M - 0.14 \log s_d + 1.40$$

όπου R και a το μήκος των ακτίνων της κρίσιμης και της επιβραδυνόμενης περιοχής και s_r και s_d (σε $\text{Joule}^{1/2}/\text{yr} \cdot 10^4 \text{ km}^2$) είναι ο μακράς διάρκειας ρυθμός σεισμικής παραμόρφωσης στην κρίσιμη περιοχή και στην περιοχή του ρήγματος.

Ο χρόνος γένεσης του αναμενόμενου κύριου σεισμού t_c υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\log (t_c - t_{sd}) = 3.00 - 0.32 \log s_d$$

όπου t_{sd} είναι ο χρόνος έναρξης της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας. Η πιθανότητα γένεσης είναι $P=0.75$ περιπτώσεων.

Η διαδικασία αυτή, σε σχέση με την προηγούμενη, έχει το πλεονέκτημα ότι δεν είναι απαραίτητη η γνώση των μεγεθών και χρόνων γένεσης των προηγούμενων κύριων σεισμών.

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα – Σεισμικότητα μικρότερων σεισμών

Εκτός από τους κύριους σεισμούς, των οποίων η χρονική μεταβολή εκτιμάται με τις μεθόδους που αναφέρθηκαν παραπάνω, γεννιούνται στη Γη και άλλοι μικρότεροι αλλά πολυπληθέστεροι σεισμοί των οποίων η χρονική μεταβολή δεν μπορεί να εκτιμηθεί με αυτές τις μεθόδους.

Οι **μικροσεισμοί** ($M < 3.0$) εμφανίζονται βραχυπρόθεσμα υπό μορφή σμηνοσεισμών σε ορισμένες περιοχές (ηφαιστειακές, κλπ.). Γενικά, όμως, και μακροπρόθεσμα η συχνότητά τους σε μια περιοχή δε μεταβάλλεται με το χρόνο. Αυτό αποδίδεται στο ότι οι μικροί αυτοί σεισμοί είναι αποτέλεσμα του σταθερού υπολείμματος μικρών τεκτονικών τάσεων που παραμένουν στο φλοιό της Γης και δεν επηρεάζονται από τη γένεση των ισχυρών και ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών.

Οι **συνοδοί σεισμοί** είναι ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί οι οποίοι σχετίζονται με αντίστοιχους κύριους σεισμούς και, όσον αφορά τη χωροχρονική μεταβολή τους, διακρίνονται σε:

- επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς,
- σε επιβραδυνόμενους προτεροσεισμούς,
- σε προσεισμούς,
- σε μετασεισμούς,
- σε υστεροσεισμούς.

Η χρονική μεταβολή των συνοδών σεισμών μελετάται μόνο στατιστικώς αλλά, επειδή η μεταβολή αυτή δεν είναι τυχαία, κατά τη μελέτη αυτή γίνεται χρήση στατιστικών μεθόδων με μνήμη.

Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα – Σεισμικότητα μικρότερων σεισμών

- Οι **επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί** (accelerating preshocks) γίνονται στην κρίσιμη περιοχή επερχόμενου κύριου σεισμού. Οι χρόνοι γένεσής τους ακολουθούν το νόμο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας $S(t)=A+B(t_c-t)^m$ ($m<1$) και τα μεγέθη τους το νόμο των Gutenberg-Richter.
- Οι **επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί** (decelerating preshocks) γίνονται στην περιοχή του ρήγματος επερχόμενου κύριου σεισμού. Οι χρόνοι γένεσής τους ακολουθούν το νόμο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας $S(t)=A+B(t_c-t)^m$ ($m>1$) και τα μεγέθη τους το νόμο των Gutenberg-Richter.
- Οι **προσεισμοί** (foreshocks) έχουν τις εστίες τους στο σεισμογόνο ρήγμα και τα μεγέθη τους ακολουθούν τον νόμο των Gutenberg-Richter. Γίνονται πολύ κοντά χρονικά στον κύριο σεισμό (συνήθως πριν από μερικές μέρες) και η συχνότητά τους συνήθως αυξάνει όσο πλησιάζει ο κύριος σεισμός.
- Οι **μετασεισμοί** (aftershocks) γίνονται στο ρήγμα του κύριου σεισμού ή κοντά σ' αυτό, η χρονική τους μεταβολή ακολουθεί το νόμο του Omori και τα μεγέθη τους ακολουθούν τον νόμο των Gutenberg-Richter.
- Οι **υστεροσεισμοί** (postshocks) προκαλούνται από τους κύριους σεισμούς εντός σχετικώς μικρού χρονικού διαστήματος (μέχρι μερικά έτη), οι εστίες τους βρίσκονται εκτός του ρήγματος του διεγείροντος σεισμού και είναι μικρότεροι από τον κύριο σεισμό.

Η γνώση της χρονικής μεταβολής των κύριων σεισμών στις σεισμικές τους περιοχές (ρήγμα, σεισμογόνος περιοχή, σεισμική ζώνη) και της χρονικής μεταβολής της σεισμικότητας των συνοδών σεισμών στις αντίστοιχες περιοχές (ρήγμα, σεισμογόνος περιοχή, κρίσιμη περιοχή), επιτρέπει τον υπολογισμό της χρονικής μεταβολής ενός μέτρου της σεισμικής κίνησης (π.χ. η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση) σε οποιαδήποτε τοποθεσία (πόλη, χωριό, κλπ.), δηλαδή, τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε συνάρτηση με το χρόνο σε κάθε τοποθεσία.

9. Ερμηνεία της Γένεσης και της Χωροχρονικής Κατανομής των Σεισμών με τη Θεωρία του Χάους

Η λιθόσφαιρα της Γης όπου γεννιούνται οι σεισμοί αποτελεί μη **γραμμικό** πολύπλοκο σύστημα.

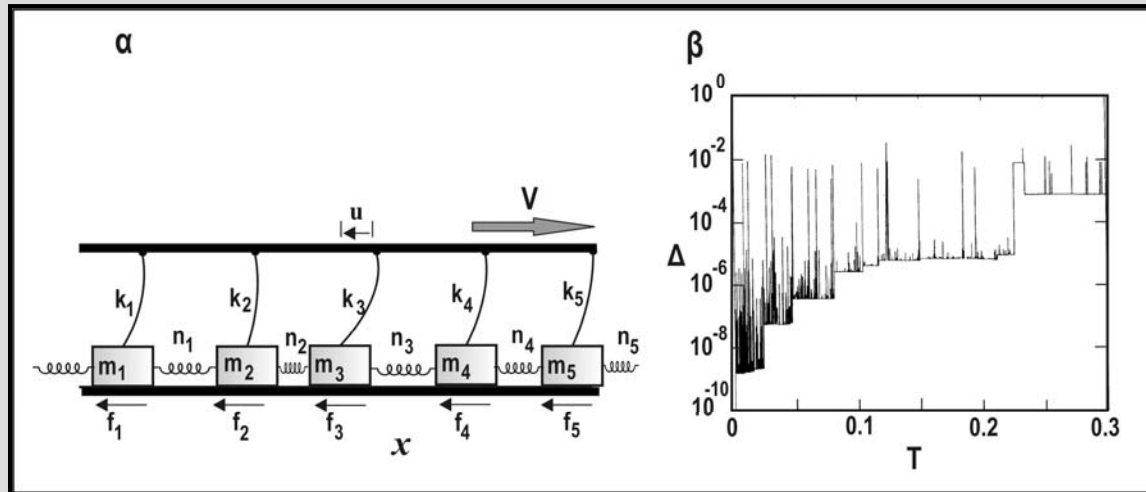
Η **θεωρία του χάους** αποτελεί νέο τρόπο μελέτης μη γραμμικών συστημάτων.

Η θεωρία του χάους επηρέασε σημαντικά τη σεισμολογική έρευνα με την εισαγωγή στη Σεισμολογία διαφόρων νέων εννοιών (νόμος δύναμης, κλασματική διάσταση, αυτο-ομοιότητα, κλπ.), φυσικών μοντέλων (ολισθαινόντων σωμάτων, αμμοστοιβάδας, κλπ.), μοντέλων προσομοίωσης (κυψελικά αυτόματα, κλπ.) και κυρίως νέων επιστημονικών υποθέσεων.

Οι υποθέσεις αυτές είναι:

- Η **υπόθεση του αιτιοκρατικού χάους** (deterministic chaos) η οποία εξηγεί ιδιότητες της σεισμογόνου διάρρηξης στο ρήγμα
- Η **υπόθεση της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας** (self-organized criticality, SOC) η οποία εξηγεί τη σεισμικότητα σε μια περιοχή και την επαγόμενη σεισμικότητα
- Η **υπόθεση του κρίσιμου σημείου** (critical point) η οποία εξηγεί την κατάληξη της επιταχυνόμενης και της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας στη γένεση του κύριου σεισμού.

Ένα σύστημα χαρακτηρίζεται από **αιτιοκρατικό χάος** όταν οι σχέσεις που το χαρακτηρίζουν (π.χ. λύσεις διαφορικών εξισώσεων) είναι πλήρως γνωστές αλλά μη γραμμικές και η συμπεριφορά του συστήματος κατά τη φυσική του εξέλιξη παρουσιάζει **ευαίσθητη εξάρτηση από τις αρχικές συνθήκες**. Δηλαδή, μικρές διαφορές στις αρχικές συνθήκες μεγεθύνονται εκθετικά από το σύστημα.



Μοντέλο ολισθαινόντων σωμάτων. **α)** Το μοντέλο αποτελείται από μεγάλο αριθμό σωμάτων (κιβωτίων) με ίσες μάζες, συνδεδεμένων μεταξύ τους με ελατήρια. Τα σώματα συνδέονται, επίσης με ελατήρια, με οδηγό ο οποίος κινείται με σταθερή ταχύτητα, V , που τα αναγκάζει να ολισθαίνουν πάνω στο υπόβαθρο από το οποίο ασκούνται δυνάμεις τριβής f_1, f_2, \dots κλπ. Το σύστημα είναι πλήρως αιτιοκρατικό αφού οι διαφορικές εξισώσεις της ολίσθησης των σωμάτων και οι λύσεις τους είναι γνωστές. **β)** Χαοτική συμπεριφορά δύο ίδιων συστημάτων ολισθαινόντων σωμάτων με σχεδόν ίδιες αρχικές συνθήκες. Τη χρονική στιγμή $T=0$ υπάρχει μια τυχαία, ελάχιστη διαφορά αρχικών συνθηκών (π.χ. η σταθερά ελατηρίου k_3 έχει λίγο διαφορετικές τιμές στα δύο συστήματα). Οι οδηγοί των δύο συστημάτων κινούνται με την ίδια σταθερή ταχύτητα V . Ο άξονας των τεταγμένων παριστάνει τις απόλυτες μέσες τιμές των διαφορών, Δ , των ολισθήσεων, u , μεταξύ των σωμάτων των δύο συστημάτων. Παρατηρούμε ότι λογάριθμος των διαφορών των ολισθήσεων αυξάνεται έντονα και σχεδόν εκθετικά με το χρόνο, T (Sykes et al., 1999, τροποποιημένο).

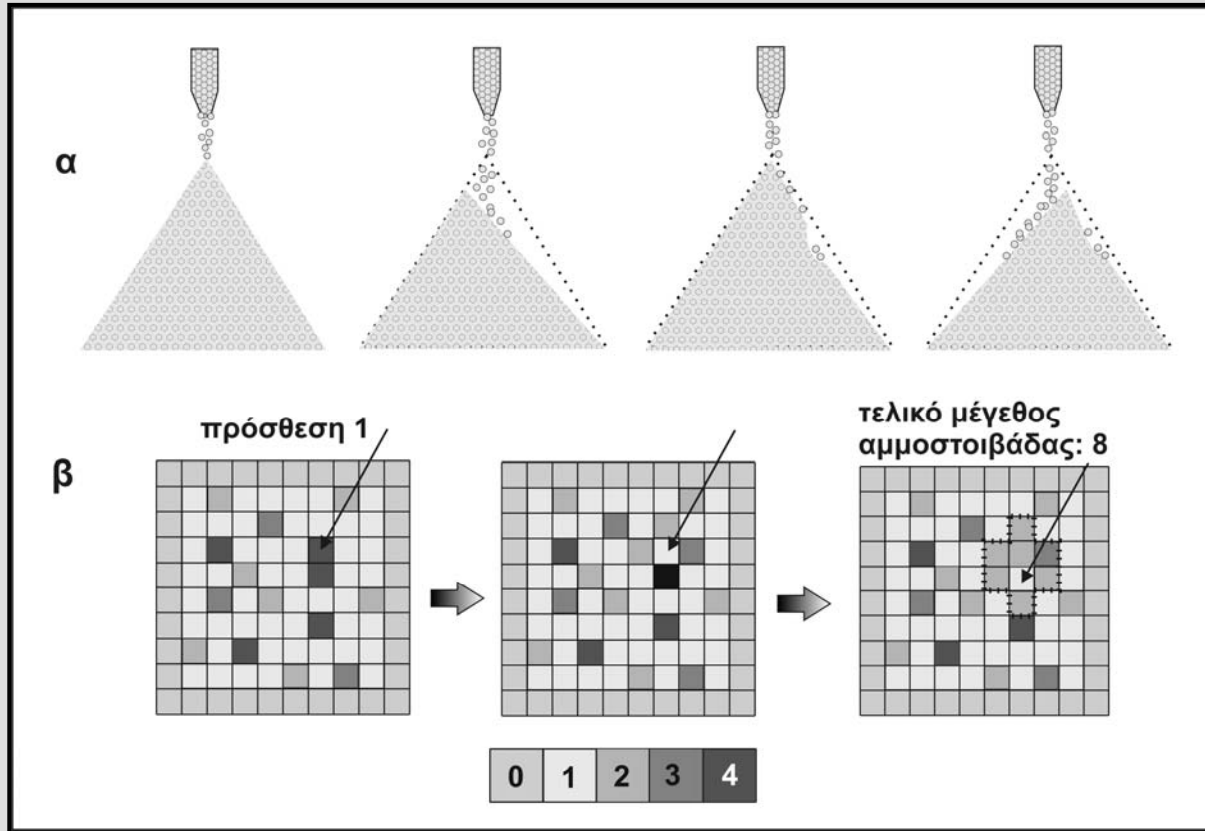
Αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα είναι η αυθόρμητη οργάνωση ενός συστήματος υπό την αργή επίδραση εξωτερικών αιτίων, σε μια κατάσταση οριακής σταθερότητας όπου μικρές διαταράξεις κάνουν το σύστημα ασταθές αλλά το σύστημα επανέρχεται στην κατάσταση οριακής σταθερότητας (Bak et al., 1988).

Στην κατάσταση αυτή το σύστημα διέπουν νόμοι δύναμης για τη χωρική, χρονική και κατά μέγεθος κατανομή σχετικών ποσοτήτων σεισμικότητας, δηλαδή, η συχνότητα εμφάνισης μιας τέτοιας ποσότητας είναι ανάλογη μιας άλλης ποσότητας υψωμένης σε ορισμένη δύναμη (οπότε ο λογάριθμος της συχνότητας είναι γραμμική συνάρτηση του λογαρίθμου της ποσότητας). Η κατανομή αυτή μιας ποσότητας ονομάζεται **κλασματική** (fractal). Έτσι, η κατανομή της διάστασης ενός αντικειμένου (π.χ. των ακτών της Ελλάδας) είναι κλασματική όταν ο αριθμός, N , των αντικειμένων με γραμμική διάσταση μεγαλύτερη από r δίνεται από τη σχέση:

$$N = C r^{-D}$$

όπου C , D είναι σταθερές. Η σταθερά D ονομάζεται **χωρική κλασματική διάσταση**.

Η αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα βασίζεται σε παρατηρήσεις και μοντέλα, το σημαντικότερο από τα οποία είναι το **μοντέλο της αμμοστοιβάδας**.



α) Μοντέλο της αμμοστοιβάδας. Η συνεχής ρίψη κόκκων άμμου στο σωρό έχει ως συνέπεια τη διέγερση καταλισθήσεων αμμοστοιβάδων με διάφορα μεγέθη τα οποία παρουσιάζουν κλασματική κατανομή. **β)** Το αντίστοιχο κυβελικό αυτόματο (cellular automaton, αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης) στο οποίο ο κρίσιμος αριθμός σφαιριδίων σε κάθε τετράγωνο είναι 4, δηλαδή, όταν υπάρξουν 4 σφαιρίδια σε ένα τετράγωνο τότε αυτό αδειάζει και τα σφαιρίδια μετακινούνται στα τέσσερα γειτονικά τετράγωνα. Η τυχαία ρίψη σφαιριδίων στα τετράγωνα προκαλεί μετακινήσεις σφαιριδίων και κλασματική κατανομή τους στα τετράγωνα.

Ο φλοιός της Γης σε ευρεία κλίμακα (περιοχική, παγκόσμια) ή τμήματα του σε τοπική κλίμακα θεωρείται ότι βρίσκεται σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρίσιμότητας και οι σεισμοί ως μέρος του συστήματος είναι, σ' αυτές τις κλίμακες, αυτο-οργανωμένα κρίσιμα φαινόμενα (Bak et al., 1988, Sornette, 1991).

Αυτό αποδίδεται στο ότι:

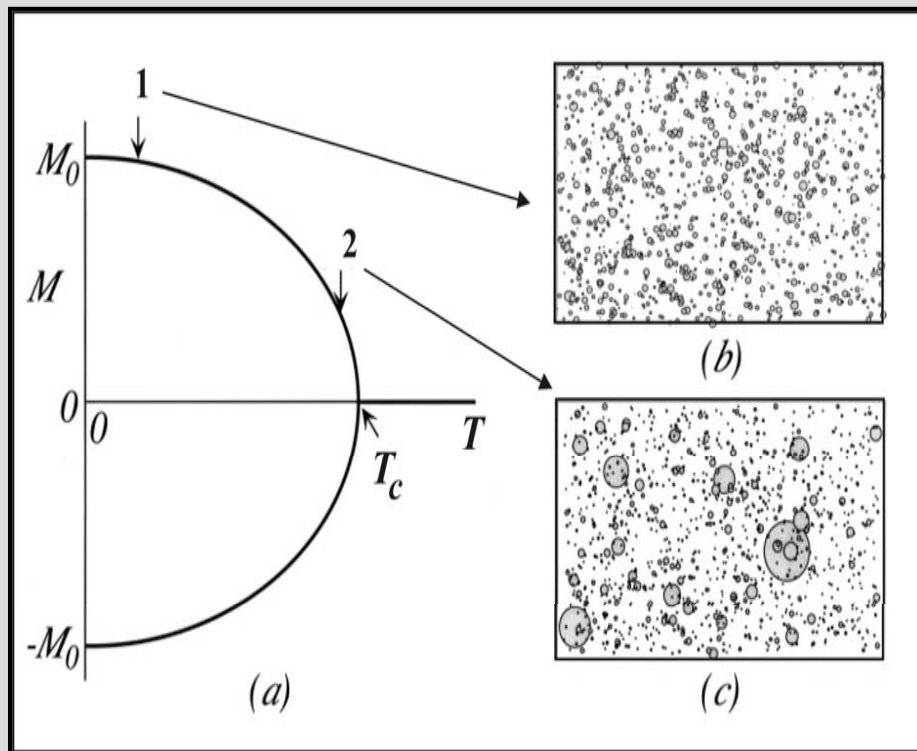
α) βραδείες κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών (~cm/yr) ασκούν εξωτερικές δυνάμεις σε τμήματα του φλοιού με συνέπεια τη γρήγορη ολίσθηση (~cm/sec) σε σεισμικά ρήγματα,

β) η συχνότητα της διάστασης των ρηγμάτων ακολουθεί νόμο δύναμης (κλασματική κατανομή) με συνέπεια να παρουσιάζουν **αυτο-ομοιότητα** (self-similarity), δηλαδή, να συμπεριφέρονται με τον ίδιο τρόπο σε διάφορες κλίμακες,

γ) ο νόμος των Gutenberg-Richter ο οποίος εκφράζει τη σεισμικότητα μιας περιοχής, αποτελεί ουσιαστικά ένα νόμο δύναμης.

Η αυτο-οργάνωση του φλοιού της Γης δεν είναι αποτέλεσμα διάχυσης από ένα κέντρο (πυρήνα) αλλά το αποτέλεσμα επαναληπτικής δράσης αλληπάλληλων σεισμικών διαρρήξεων του φλοιού. Δηλαδή, διάφορα τμήματα του φλοιού συσχετίζονται σε μεγάλες αποστάσεις με τη δράση των σεισμών (long range correlation), οι οποίοι μεταφέρουν μεταβολές του πεδίου των τάσεων σε διάφορα μέρη του φλοιού πολλές φορές (πέρα-δώθε) μέχρις ότου το σύστημα οργανωθεί.

Η υπόθεση του κρίσιμου σημείου διαμορφώθηκε με βάση παρατηρήσεις μεταβολής διαφόρων ιδιοτήτων ορισμένων συστημάτων. Υπάρχουν συστήματα των οποίων οι ιδιότητες μεταβάλλονται με το χρόνο λόγω μεταβολής (τεχνητής ή φυσικής) μιας φυσικής ποσότητας η οποία ονομάζεται «μεταβλητή κατάστασης» και υπάρχει ένα σημείο που οι ιδιότητες του συστήματος μεταβάλλονται ριζικά και απότομα. Το σημείο αυτό ονομάζεται **κρίσιμο σημείο**. Τα σημεία όπου τα υλικά μεταβάλλουν φάση είναι κρίσιμα σημεία, π.χ. το νερό με την αύξηση της θερμοκρασίας, που αποτελεί τη μεταβλητή κατάστασης, θερμαίνεται και σε ορισμένο σημείο μετατρέπεται σε ατμό. Το σημείο αυτό είναι το κρίσιμο σημείο.



Μοντέλο φυσικής διαδικασίας απομαγνήτισης σώματος με την αύξηση της θερμοκρασίας, T (Ising model). Στη θερμοκρασία $T=0$ το σώμα έχει τη μέγιστη μαγνήτιση. Με την αύξηση της θερμοκρασίας δημιουργούνται χώροι με αρνητική μαγνήτιση σε δύο φάσεις. Κατά την πρώτη φάση (σημείο 1, μεταβολή φάσης 1ης τάξης) η συχνότητα των διαστάσεων των χώρων αυτών έχει εκθετική κατανομή (ο λογάριθμος της συχνότητας είναι γραμμική συνάρτηση της διάστασης). Κατά τη δεύτερη φάση (σημείο 2, μεταβολή φάσης 2ης τάξης, μετασταθής φάση) η συχνότητα των διαστάσεων των αρνητικώς μαγνητισμένων χώρων ακολουθεί νόμο δύναμης (ο λογάριθμος της συχνότητας είναι γραμμική συνάρτηση του λογαρίθμου της διάστασης), δηλαδή, αυξάνει ο αριθμός των χώρων μεγάλων διαστάσεων. Όταν η θερμοκρασία γίνει ίση με την κρίσιμη θερμοκρασία, T_c (σημείο Curie) το σώμα χάνει τη μαγνήτιση του και για $T>T_c$ είναι απομαγνητισμένο (Rundle et al., 1999).

Με βάση την υπόθεση του κρίσιμου σημείου διαμορφώθηκε το **μοντέλο του κρίσιμου σεισμού**.

Στο μοντέλο αυτό η τάση αποτελεί τη μεταβλητή κατάστασης.

Η προτεροσεισμική περίοδος, κατά τη διάρκεια της οποίας η γένεση των ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών επιταχύνεται στην ευρύτερη περιοχή (κρίσιμη περιοχή) και επιβραδύνεται στη στενότερη περιοχή (σεισμογόνος περιοχή) σύμφωνα με το νόμο δύναμης $S(t)=A+B(t_c-t)^m$, είναι η **μετασταθής ή κρίσιμη περίοδος** κατά τη διάρκεια της οποίας ο προτεροσεισμικός χώρος βρίσκεται σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας.

Αναπτύσσονται βαθμιαία **μεγάλης εμβέλειας συσχετίσεις τάσεων** σε ένα συνεχώς αυξανόμενο τμήμα της περιοχής, η οποία καθίσταται κρίσιμη όταν οι συσχετίσεις των τάσεων καλύψουν ολόκληρη την έκταση της. Στην κρίσιμη αυτή κατάσταση η γένεση ενός ισχυρού σεισμού (κύριος σεισμός) είναι πιθανή.

Η γένεση του κύριου σεισμού συνοδεύεται με τη διάρρηξη ενός σημαντικού τμήματος της κρίσιμης περιοχής με συνέπεια την **καταστροφή των μακράς εμβέλειας συσχετίσεων της τάσης**, δηλαδή, την καταστροφή όλου του δικτύου της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας και την **επιστροφή** της περιοχής σε κατάσταση μακριά από την πρόδρομη κατάσταση της σεισμικής διάρρηξης. Στη συνέχεια αρχίζει πάλι η αυτο-οργάνωση του χώρου για να καταλήξει και πάλι σε κρίσιμο σημείο. Η φυσική αυτή διαδικασία λέγεται «επαναλαμβανόμενη σεισμική κρισιμότητα» (seismic recurrent criticality).

Τρόπος έναρξης της διάρρηξης στην εστία του σεισμού

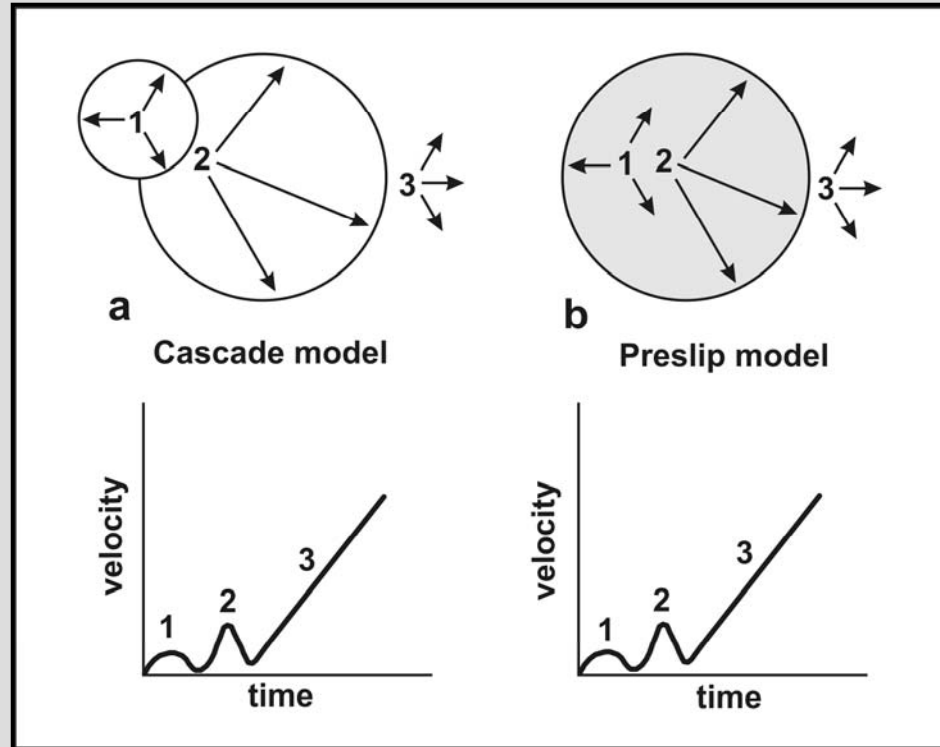
Θεωρητικές και πειραματικές έρευνες (Dieterich, 1992, Scholz, 2002) έδειξαν ότι του κυρίου σταδίου της σεισμικής διάρρηξης, κατά το οποίο επικρατεί **αστάθεια** (instability) στο σεισμογόνο ρήγμα προηγείται **προπαρασκευαστικό στάδιο** (nucleation phase), κατά το οποίο πραγματοποιείται σταθερή ολίσθηση σε ένα *πολύ μικρών διαστάσεων* (της τάξης των μερικών km) τμήμα του ρήγματος. Το κύριο στάδιο της ασταθούς διάρρηξης δεν αρχίζει πριν το τμήμα αυτό της σταθερής ολίσθησης αυξηθεί και αποκτήσει ορισμένη κρίσιμη διάσταση, η οποία εξαρτάται από την αντοχή του ρήγματος, τις τάσεις που επικρατούν και τις ελαστικές σταθερές των πετρωμάτων που περιβάλλουν το ρήγμα.

Ένα μοντέλο που συνήθως χρησιμοποιείται είναι αυτό της **εξασθένησης της ολίσθησης** (slip weakening), σύμφωνα με το οποίο απαιτείται μια ελάχιστη (κρίσιμη) επιφάνεια έναρξης της διάρρηξης, ΔS , η οποία αποτελεί τμήμα της επιφάνειας του ρήγματος. Αρχικώς πρέπει να πραγματοποιηθεί στη μικρή αυτή επιφάνεια μια ελάχιστη (κρίσιμη) ολίσθηση μερικών χιλιοστών, με σταθερή ταχύτητα μερικών μέτρων ανά δευτερόλεπτο ώστε η διάρρηξη να διαδοθεί, στη συνέχεια, στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος με ταχύτητα μερικών χιλιομέτρων ανά δευτερόλεπτο. Στον Πίνακα δίνονται ορισμένες χαρακτηριστικές τιμές της κρίσιμης ολίσθησης, D_c (σε mm), της ελάχιστης διάστασης της επιφάνειας έναρξης της διάρρηξης, ΔS (σε km), της εκλυόμενης σεισμικής ροπής, M_0 (σε N m), του αντίστοιχου μεγέθους, M , του σεισμού και της τελικής τιμής της ολίσθησης, u (σε mm), στην επιφάνεια του ρήγματος (Scholz, 2002).

D_c (mm)	ΔS (km)	M_0 (N m)	M	u (mm)
50	5.3	$5.5 \cdot 10^{17}$	5.8	250
5	0.53	$5.5 \cdot 10^{14}$	3.8	25
0.5	0.053	$5.5 \cdot 10^{11}$	1.8	2.5

Για παράδειγμα, για ένα ρήγμα μήκους 15 km, που αντιστοιχεί σε σεισμό μεγέθους 5.8, σε ένα τμήμα του διάστασης 5 km πρέπει να πραγματοποιηθεί σταθερή ολίσθηση 5 cm ώστε να διαδοθεί η διάρρηξη σε όλη την επιφάνεια του ρήγματος όπου θα πραγματοποιηθεί ολική ολίσθηση 25 cm περίπου.

Τρόπος έναρξης της διάρρηξης στην εστία του σεισμού



Δύο μοντέλα που έχουν προταθεί για να εξηγήσουν την έναρξη της διάρρηξης (πάνω) και οι αντίστοιχες καταγραφές τους στο μακρινό πεδίο (κάτω). Οι αριθμοί αντιστοιχούν στην ολίσθηση του ρήγματος σε τρία διαφορετικά επεισόδια κατά το στάδιο της αρχικής ανάπτυξης της διάρρηξης. Στο χρονικό διάστημα 3 και τα δύο μοντέλα έχουν εξελιχθεί σε δυναμικές διαρρήξεις που διαδίδονται σε όλη την επιφάνεια του ρήγματος. **(a)** Μοντέλο διαδοχικών διαρρήξεων (cascade model), στο οποίο η αυθόρμητη γένεση του σεισμού 1 οδηγεί σε καθυστερημένη διάρρηξη της επιφάνειας 2 που με τη σειρά της προκαλεί καθυστερημένη διάρρηξη της υπόλοιπης επιφάνειας του ρήγματος στο χρόνο 3. **(b)** Στο μοντέλο της προδιάρρηξης (preslip model) προηγείται της έναρξης του σεισμού ασεισμική ολίσθηση (γκρίζα περιοχή). Οι διαρρήξεις 1 και 2 περιορίζονται μέσα σ' αυτήν ως τη χρονική στιγμή 3, όταν η διάρρηξη επεκτείνεται στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος (Ellsworth and Beroza, 1995).