

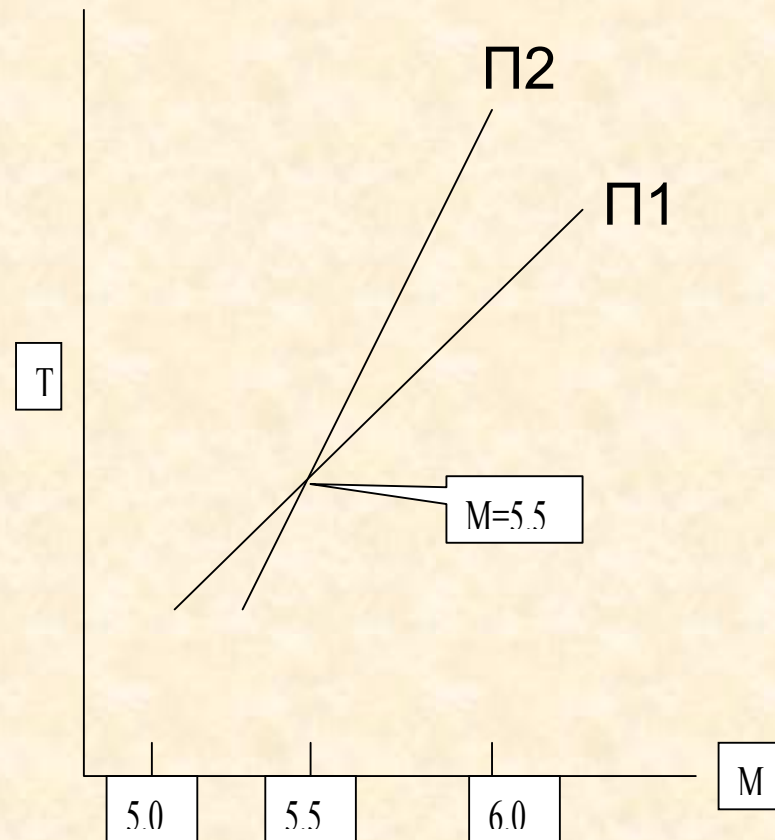
Κεφάλαιο 8

Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΓΗΣ ΚΑΙ Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ

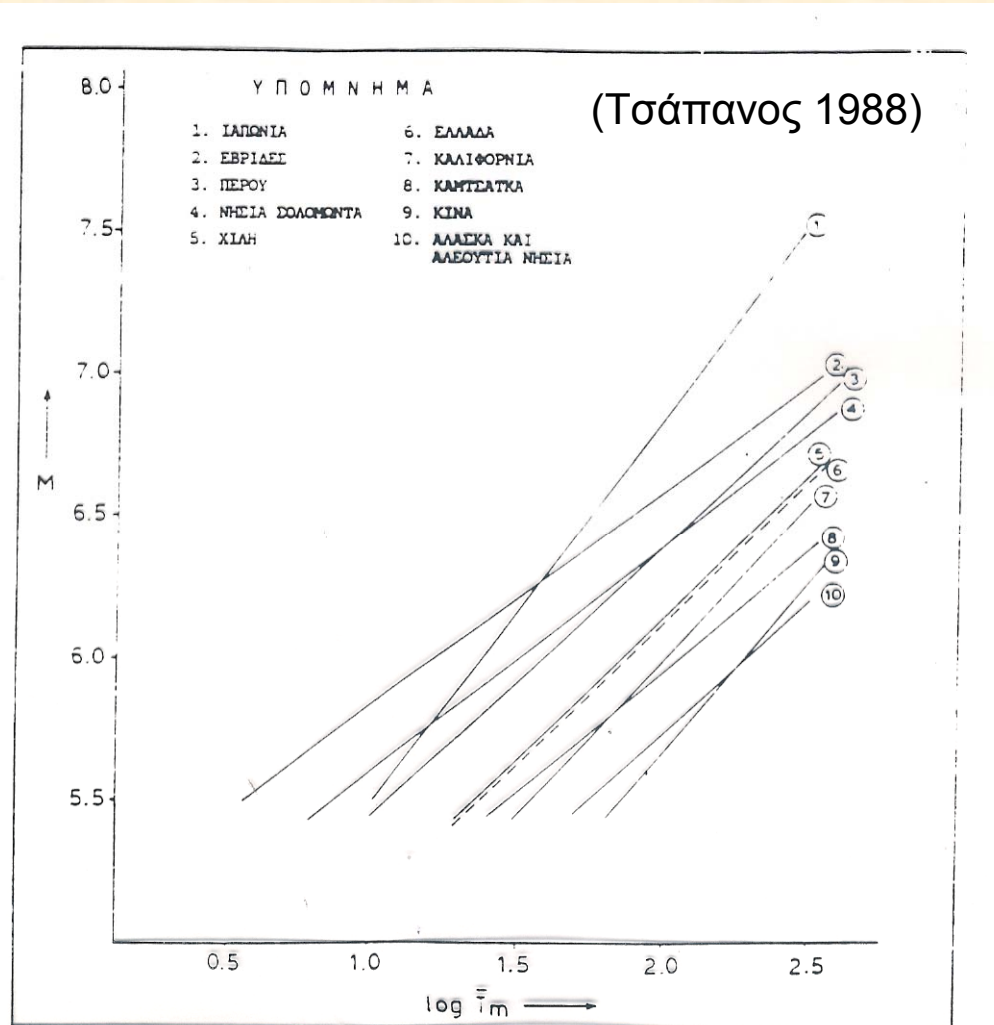
- Δεν υπάρχει συμφωνία μεταξύ των σεισμολόγων για τον όρο «σεισμική δράση».
- Μία ποιοτική εικόνα της σεισμικής δράσης μπορούμε να αποκτήσουμε με την χαρτογράφηση πάνω σε χάρτη των επικέντρων των σεισμών με διαφορετικά σύμβολα όσον αφορά τα μεγέθη και τα εστιακά τους βάθη.
- Κάποιοι επιστήμονες χρησιμοποιούν σαν μέτρο σεισμικής δράσης την ενέργεια E^* που εκλύεται στη μονάδα του χρόνου και της επιφάνειας (ή του όγκου).
- Η χαρτογράφηση της ποσότητας $\sqrt{E^*}$ χρησιμοποιείται για την γεωγραφική κατανομή της τεκτονικής δράσης σε μια περιοχή της Γης.

Σεισμικότητα

- Δεν υπάρχει ακόμα ένας συγκεκριμένος ορισμός της σεισμικότητας. Μπορούμε όμως να την φανταστούμε σαν μία αύξουσα συνάρτηση τόσο των μεγεθών όσο και της συχνότητας αυτών σε μία περιοχή κατά την διάρκεια μίας ορισμένης χρονικής περιόδου. Εξαρτάται όμως και από το διάστημα των μεγεθών για το οποίο εξετάζεται.



Κατάταξη της Ελλάδας με βάση τη
σεισμικότητά της. Βρίσκεται στην 6η θέση
που διακρίνεται με την εστιγμμένη γραμμή



ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

- Τα χρησιμοποιούμενα ευρέως μέτρα είναι:
- ΤΟ ΣΥΝΟΛΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ
- Ο ΑΡΙΘΜΟΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΟΡΙΣΜΕΝΟ ΜΕΓΕΘΟΣ
- Ο ΑΡΙΘΜΟΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΕ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΟ ΜΕΓΕΘΟΣ
- ΤΟ M_{max}
- Η ΜΕΣΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ
- Ο ΜΕΣΟΣ ΕΤΗΣΙΟΣ ΑΡΙΘΜΟΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΣΥΜΒΑΙΝΟΥΝ ΣΕ ΜΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΙ ΕΧΟΥΝ ΜΕΓΕΘΟΣ M η ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΟ
- ΤΟ ΣΥΧΝΟΤΕΡΑ ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕ t ΕΤΗ

(συνέχεια)

- Η σεισμικότητα μπορεί να είναι:
- **ΠΟΙΟΤΙΚΗ** (χάρτες επικέντρων, κτλ.)
- **ΠΟΣΟΤΙΚΗ** (μέτρα σεισμικότητας)
- Για μία μελέτη σεισμικότητας τα δεδομένα μας πρέπει να έχουν:
- **ακρίβεια** (δίνονται κατάλογοι από κέντρα)
- **ομοιογένεια** (ίδια κλίμακα μεγεθών)
- **πληρότητα** (να υπάρχουν όλοι οι σεισμοί πάνω από ορισμένο όριο μεγέθους)

(συνέχεια)

- Οι Gutenberg and Richter βρήκαν για διάφορες περιοχές της Γης σχέση μεταξύ των μεγεθών των σεισμών και του ρυθμού εμφάνισής τους

$$v = ae^{-\beta M} \quad (1)$$

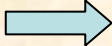
- Τα μέτρα σεισμικότητας που χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται στο νόμο της κατανομής των μεγεθών των Gutenberg and Richter (1944). Ο νόμος αυτός μας λέει ότι ο αριθμός των σεισμών είναι γραμμική συνάρτηση του μεγέθους των σεισμών.

$$\log n = a' - bM \quad (2)$$

- όπου a' και b παράμετροι.
- Αντί όμως για την απλή συχνότητα n χρησιμοποιούμε την αθροιστική συχνότητα N και έτσι η παραπάνω σχέση γίνεται

(συνέχεια)

$$\boxed{\text{Log}N = a_m - bM} \quad (3)$$

- όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M .
- a_m εξαρτάται από την σεισμικότητα της περιοχής
- από την έκταση που καλύπτουν τα επίκεντρα
- από το χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε σεισμούς
- b εξαρτάται από την ομοιογένεια του υλικού της εστίας, από την ηλικία των πετρωμάτων της περιοχής,
- από την τεκτονική της, και από τις τάσεις στη περιοχή
- ΜΙΚΡΟ b  ΜΕΓΑΛΕΣ ΤΑΣΕΙΣ

(συνέχεια)

- ΣΥΝΗΘΩΣ Η ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ a_m ΑΝΑΓΕΤΑΙ ΣΕ 1 ΕΤΟΣ ΑΠΌ ΤΗ ΣΧΕΣΗ

- $$a = a_m - \text{Log}m \quad (4)$$

- όπου m ο χρόνος σε έτη

- Έτσι η προηγούμενη σχέση γίνεται:

- $$\text{Log}N = a - bM \quad (5)$$

- όταν υπολογιστούν το a και το b υπολογίζονται εύκολα τα άλλα μέτρα σεισμικότητας π.χ. η μέση περίοδος επανάληψης T_m

- $$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (6)$$

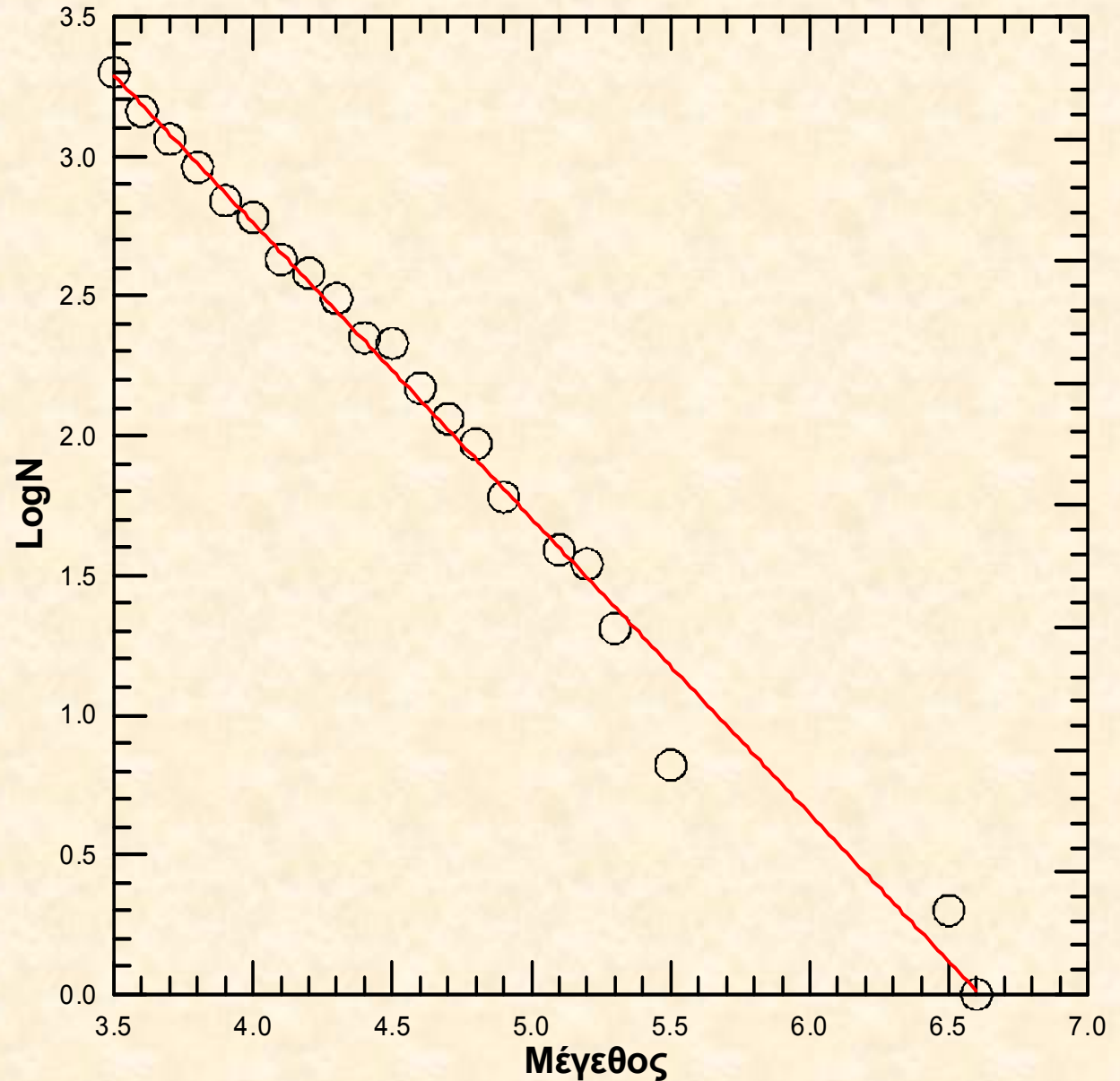
(συνέχεια)

$$\log N = a_m - bM \quad (7)$$

- όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M .
- a_m εξαρτάται από την σεισμικότητα της περιοχής
- από την έκταση που καλύπτουν τα επίκεντρα
- από το χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε σεισμούς
- b εξαρτάται από την ομοιογένεια του υλικού της εστίας,
- από την ηλικία των πετρωμάτων της περιοχής,
- από την τεκτονική της, και από τις τάσεις στη περιοχή
- ΜΙΚΡΟ b ΜΕΓΑΛΕΣ ΤΑΣΕΙΣ-ΜΙΚΡΟ b ΜΕΓΑΛΟ ΡΗΓΜΑ

(συνέχεια) – κατανομή μεγεθών στη Δ. Μακεδονία

σεισμικότητα



ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

- Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας μίας περιοχής χρησιμοποιούνται διάφορα μέτρα σεισμικότητας. Τέτοια είναι:
- Η μέση περίοδος επανάληψης T_m (σε έτη) των σεισμών που έχουν μέγεθος M μη μεγαλύτερο και δίνεται από την σχέση (6).
- Η πιθανότητα, P_t , να γίνει σεισμός μεγέθους M ή μεγαλύτερου κατά το χρονικό διάστημα t , υποθέτοντας χρονική κατανομή Poisson δίνεται από την σχέση:

$$P_t = 1 - e^{(-10^{(a-bM)}) \cdot t} \quad (8)$$

- Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού, M_t , σε χρόνο t , ετών δίνεται από την σχέση:

$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \quad (9)$$

- Η πιθανότητα P ώστε η περίοδος επανάληψης των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερου, να είναι μεγαλύτερη από ορισμένη τιμή T δίνεται από την σχέση:

$$P = \exp\left(-\frac{T}{T_m}\right) \quad (10)$$

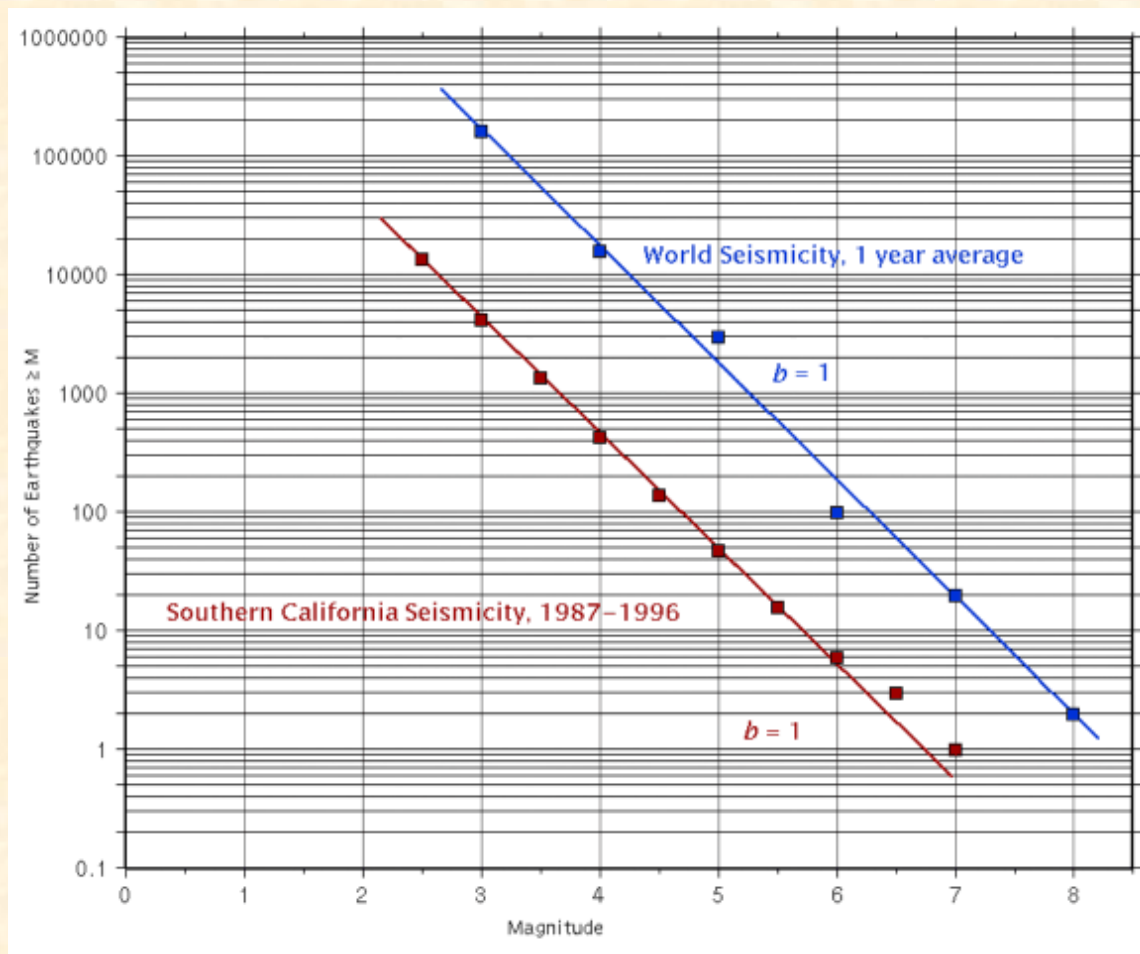
Εφαρμογή μέτρων σεισμικότητας στη Δ. Μακεδονία με χρήση των σχέσεων (6, 8 και 9)

Μέγεθος	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	6.6
Περίοδος Επανάληψης σε έτη	0.5	1.9	6.3	21.4	72.4	245. 5	313. 3

Έτη	1	10	25	50	75	100	300	500
Μέγεθος	4.2	5.2	5.6	5.8	6.0	6.1	6.6	6.8

Μέγεθος	P₁	P₁₀	P₂₅	P₅₀	P₇₅	P₁₀₀	P₃₀₀	P₅₀₀
4.0	0.838	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
4.5	0.416	0.995	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
5.0	0.147	0.795	0.958	0.981	1.000	1.000	1.000	1.000
5.5	0.046	0.374	0.608	0.689	0.904	0.970	0.991	1.000
6.0	0.014	0.129	0.241	0.292	0.499	0.645	0.749	0.984
6.5	0.004	0.040	0.078	0.097	0.184	0.263	0.335	0.705
6.6	0.003	0.031	0.062	0.077	0.147	0.213	0.273	0.616

Κατανομή των μεγεθών των σεισμών της Γης και της νότιας Καλιφόρνιας



Ασυμπτωτικές κατανομές των ακραίων τιμών (Gumbel)

Μία ιδιαίτερη κατηγορία επίλυσης του προβλήματος της σεισμικότητας που σχετίζεται με την εύρεση πιθανοτήτων τυχαίων μεταβλητών είναι αυτή που σχετίζεται με τις ακραίες τιμές (extreme values).

Αν και η θεωρία των ακραίων τιμών αναφέρεται τόσο στις μέγιστες όσο και στις ελάχιστες τιμές στη σεισμολογία ενδιαφερόμαστε πρωτίστως για τις μέγιστες τιμές. Αποδείχτηκε ότι οι ακραίες μέγιστες τιμές τείνουν προς κάποιο συγκεκριμένο όριο με ασυμπτωτική συμπεριφορά.

Η θεωρία περιέχει 3 κατανομές ακραίων τιμών. Στη σεισμολογία δεν ενδιαφερόμαστε για την 2^η που παρουσιάζει μόνο κάτω όριο, αλλά για την πρώτη και την τρίτη.

(συνέχεια)

- Οι εξισώσεις που περιγράφουν τις 3 ασύμπτωτες κατανομές των ακραίων τιμών είναι:

$$1\eta \quad G^I(x) = \exp(-\exp(-a(x-u))), \quad a > 0$$

$$2\eta \quad G^{II}(x) = \exp\left(-\left(\frac{u-\gamma}{x-\gamma}\right)^k\right), \quad k > 0, x \geq \gamma, u > \gamma \geq 0$$

$$3\eta \quad G^{III}(x) = \exp\left(-\left(\frac{\omega-x}{\omega-u}\right)^k\right), \quad k > 0, x \leq \omega, u < \omega$$

- Και στις 3 κατανομές η $G(x)$ είναι η πιθανότητα να είναι η μεταβλητή X το μέγιστο ετήσιο π.χ. μέγεθος, εφόσον εφαρμόζουμε την μέθοδο στην σεισμολογία, που σημαίνει ότι η $G(x)$ είναι η ετήσια πιθανότητα να μην γίνει υπέρβαση της τιμής του x . Η παράμετρος u και στις 3 κατανομές είναι η χαρακτηριστική τιμή της μεταβλητής X να έχει πιθανότητα $G(u)=1/e=0.36$ να είναι το μέγιστο ετήσιο μέγεθος.

(συνέχεια)

- Η κατανομή της 1^{ης} ασύμπτωτης δεν έχει άνω και κάτω όριο.
- Η κατανομή της 2^{ης} ασύμπτωτης έχει μόνο κάτω όριο ($x \geq y$) και δεν μας ενδιαφέρει στη σεισμολογία.
- Η κατανομή της 3^{ης} ασύμπτωτης έχει «άνω όριο» μεγέθους ($x \leq \omega$). Η παράμετρος ω είναι χαρακτηριστική κάθε περιοχής. Οι σεισμοί που συμβαίνουν σε μία περιοχή σε καμία περίπτωση δεν μπορούν να υπερβούν την παράμετρο αυτή δηλ. το «άνω όριο» είναι δε $G(\omega)=1$.

1^η ασυμπτωτική κατανομή

- Ο Gumbel διατύπωσε την θεωρία της 1^{ης} ασυμπτωτικής κατανομής θέτοντας ως προϋπόθεση ότι το μέγεθος x ενός σεισμού μπορεί να θεωρηθεί ως μία τυχαία μεταβλητή που έχει συσσωρευτική συνάρτηση συχνότητας της μορφής:

$$F(x) = 1 - e^{-x}, \quad x \geq 0 \quad (11)$$

Η συσσωρευτική συνάρτηση συχνότητας $G(M_j)$ του μέγιστου μεγέθους όπως προκύπτει από την θεωρία των πιθανοτήτων, είναι της μορφής:

$$G(M_j) = \exp(-ae^{-\beta M_j}), \quad M_j \geq 0 \quad (12)$$

(συνέχεια)

- Από έρευνες που έκαναν οι Epstein and Lomnitz (1966) πρόσθεσαν μία δεύτερη προϋπόθεση στην αρχική του Gumbel. Σύμφωνα με αυτήν ο αριθμός των σεισμών που συμβαίνουν σε ένα έτος είναι μεταβλητή με κατανομή Poisson που έχει μέση τιμή α .
- Προκύπτει όπως προαναφέρθηκε ότι η συσσωρευτική συνάρτηση συχνότητας $G(M_j)$ του μέγιστου ετήσιου μεγέθους δίνεται από τη σχέση (12), όπου το $G(M_j)$ είναι η πιθανότητα το μέγεθος του σεισμού να έχει τιμή M_j ή μικρότερη σε 1 έτος.
- Η ποσότητα $\alpha e^{-\beta M_j}$ εκφράζει τον αναμενόμενο αριθμό σεισμών $N(M_j)$ σε δεδομένο χρονικό διάστημα (π.χ. σε 1 έτος) που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο του M_j

(συνέχεια)

- Η σχέση (2) μπορεί να γραφεί και σε λογαριθμική μορφή:

$$\ln[-\ln G(M_j)] = \ln \alpha - \beta M_j \quad (13)$$

- που είναι της ίδιας μορφής με την σχέση των Gutenberg and Richter. Οι παράμετροι a και b της σχέσης (2 - Gutenberg and Richter) συνδέονται με τις αντίστοιχες α και β της σχέσης (1) όπως φαίνεται παρακάτω με τις σχέσεις:

- $a = \ln \alpha / \ln 10$ και $b = \beta / \ln 10$

- οπότε η σχέση (1) μπορεί να γραφεί σε λογαριθμική μορφή:

$$\log[-\ln G(M_j)] = a - bM_j \quad (14)$$

- Η σχέση αυτή εκφράζει μαθηματικά την 1^η ασύμπτωτη του Gumbel

(συνέχεια)

- Η παράμετρος β έχει φυσική σημασία καθότι η ποσότητα $1/\beta$ αντιπροσωπεύει το μέσο μέγεθος όλων των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο από M_j . Στην περίπτωση που έχουμε σεισμούς πάνω από ορισμένο μέγεθος m , τότε $m+1/\beta$ είναι το μέσο μέγεθος των σεισμών που βρίσκονται στο εύρος των τιμών που μελετάμε.
- ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΙΣ 2 ΑΣΥΜΠΤΩΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΠΟΥ ΜΕΛΕΤΑΜΕ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ ΑΚΟΛΟΥΘΟΥΜΕ ΤΗΝ ΙΔΙΑ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΣΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ.

Διαδικασία της μεθοδολογίας

- Κατά την εφαρμογή της μεθόδου το ολικό χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε δεδομένα διαιρείται σε ίσα μέρη των 2, 3, 4, κτλ. ετών. Αυτό γίνεται όταν δεν έχουμε δεδομένα για κάθε χρόνο. Στη συνέχεια κατατάσσουμε αυτά κατά αύξουσα σειρά, λαμβάνοντας το μέγιστο μέγεθος του σεισμού που συνέβει σε ένα από τα προκαθορισμένα χρονικά διαστήματα. Κατόπιν υπολογίζεται η πιθανότητα $G(M_j)=1/n+1$, κάποια τιμή j να είναι η μεγαλύτερη στο εξεταζόμενο χρονικό διάστημα. Στη συνέχεια με τη σχέση (14) υπολογίζουμε της παραμέτρους a και b αφού χαρτογραφήσουμε την ποσότητα $\log(-\ln G)$ σε συνάρτηση με το μέγεθος του σεισμού. **Πρέπει να έχουμε υπόψη ότι η σχέση (14) όπως είναι εδώ διατυπωμένη ισχύει στην περίπτωση που έχουμε 1 μέγιστο σεισμό ανά έτος. Αλλιώς για το a υπολογίζουμε την ποσότητα a_k , όπου k ο αριθμός των ετών κάθε ενός από τα ίσα διαστήματα στα οποία χωρίστηκε η συνολική χρονική περίοδος που μελετάται.**

(συνέχεια)

- Εδώ πρέπει επίσης να αναφέρουμε τη συνήθη περίπτωση, όπου κάποια από τα ίσα χρονικά μέρη στα οποία χωρίζεται το συνολικό χρονικό διάστημα δεν έχει σεισμούς. Τα διαστήματα αυτά ονομάζονται «κενά χρονικά διαστήματα» ή όπως διεθνώς αναφέρονται σαν «missing years». Ο Burton (1979) ανέφερε ότι για να πάρουμε αξιόπιστα αποτελέσματα πρέπει τα «κενά χρονικά διαστήματα» να είναι στην ακραία περίπτωση το 25% του συνολικού αριθμού των ίσων χρονικών διαστημάτων.

3^η ασυμπτωτική κατανομή

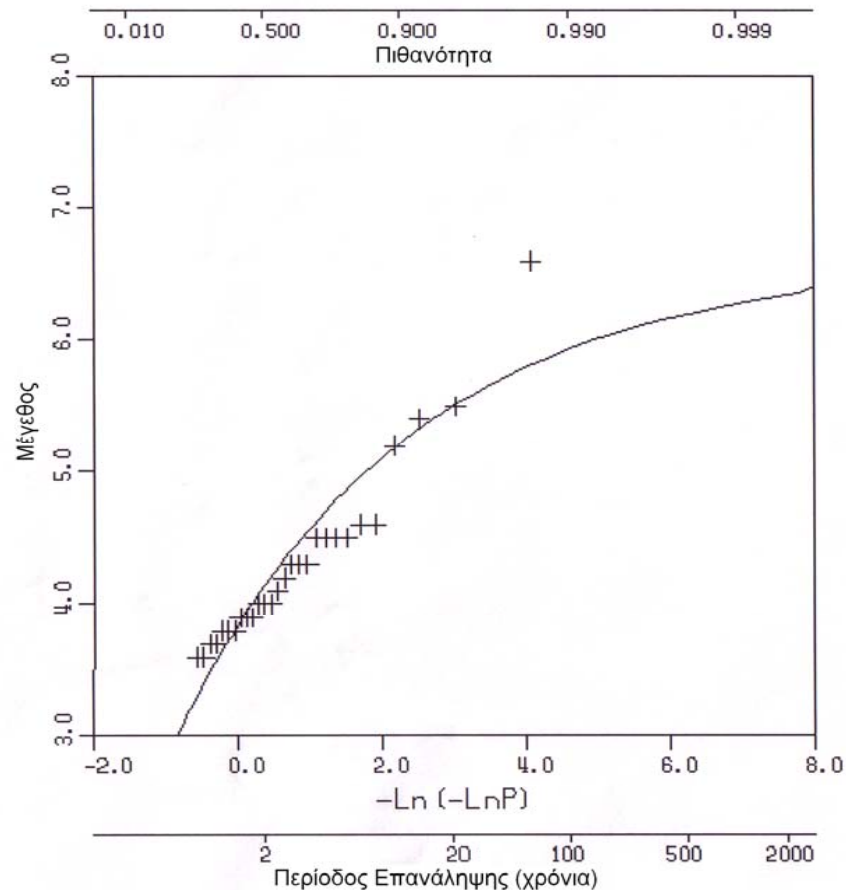
- Αν στη εξίσωση της 3^{ης} ασυμπτωτικής κατανομής αντικαταστήσουμε την μεταβλητή x με το M_j τότε η κατανομή των ακραίων τιμών δίνεται από τη σχέση:

$$G^{III}(M_j) = \exp \left[- \left(\frac{(\omega - M_j)}{(\omega - u)} \right)^\kappa \right] \quad (15)$$

- όπου $G(M_j)$ είναι η πιθανότητα ένα μέγεθος M_j να έχει ακραία τιμή ω , όπου ω είναι (όπως προαναφέραμε) το ανώτατο όριο μεγέθους. Κανένας σεισμός σε μία περιοχή που μελετάμε δεν μπορεί να υπερβεί το ω . Επίσης έχουμε προαναφέρει για την χαρακτηριστική παράμετρο u και για την ιδιότητά της. Η παράμετρος $\kappa=1/\lambda$ ονομάζεται «παράμετρος μορφής» και είναι σημαντική για τον καθορισμό της σεισμικότητας μίας περιοχής. Η παράμετρος αυτή σχετίζεται άμεσα με την καμπυλότητα της κατανομής των μεγεθών. Μας δείχνει τον ρυθμό με τον οποίο η κατανομή πλησιάζει το άνω όριο ω .

(συνέχεια)

- Όσο η τιμή της $1/\lambda$ αυξάνει τόσο η κατανομή πλησιάζει την κατανομή της 1^{ης} ασύμπτωτης των ακραίων τιμών.



(συνέχεια)

- Κατά την εφαρμογή της μεθόδου λαμβάνουμε υπόψη μας ότι ισχύουν 2 βασικές προϋποθέσεις:
- 1) Τα μεγάλα μεγέθη των σεισμών να εμφανίζονται ως τυχαία και να είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους και
- 2) Η συμπεριφορά της σεισμικότητας μίας περιοχής στο μέλλον, πρέπει να είναι παρόμοια με αυτήν του παρόντος ή του παρελθόντος.
- Για την πρώτη προϋπόθεση ο Lomnitz (1964) απέδειξε ότι οι σεισμοί είναι τυχαία και ανεξάρτητα γεγονότα. Επομένως ισχύει η πρώτη προϋπόθεση.
- Όσον αφορά την δεύτερη προϋπόθεση, αν λάβουμε υπόψη ότι οι γεωτεκτονικές ιδιότητες (από τις οποίες εξαρτάται η σεισμικότητα) μιας περιοχής μεταβάλλονται ασήμαντα σχεδόν, σε σχέση με την μέση περίοδο επανάληψης των μεγάλων σεισμών, τότε θεωρούμε ότι ισχύει και η δεύτερη προϋπόθεση.

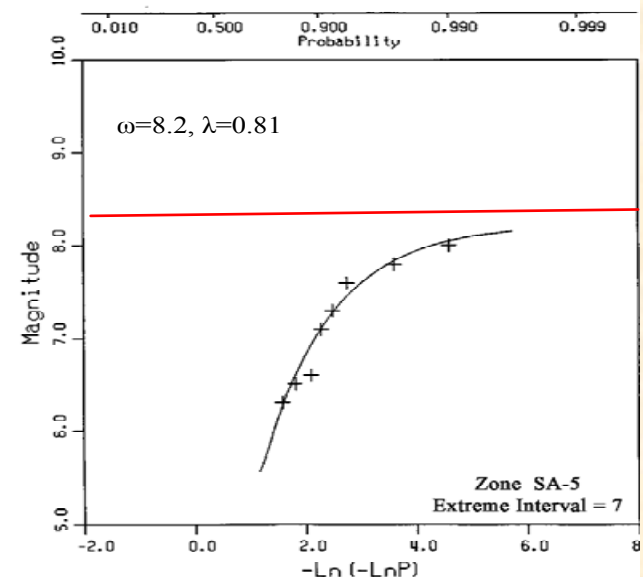
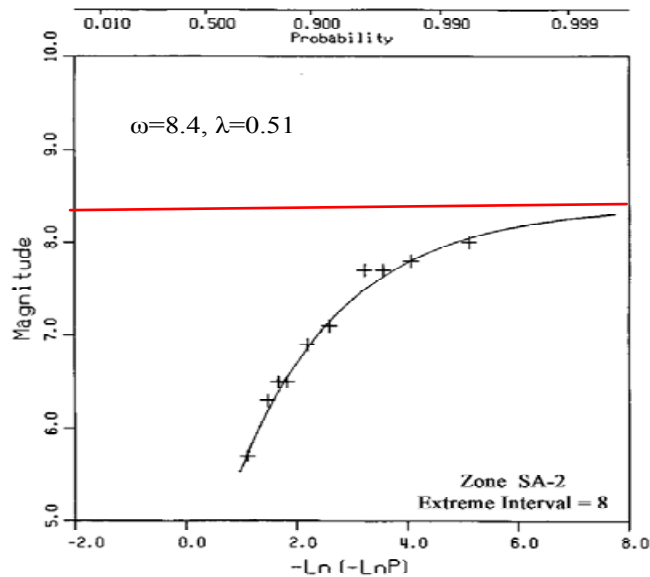
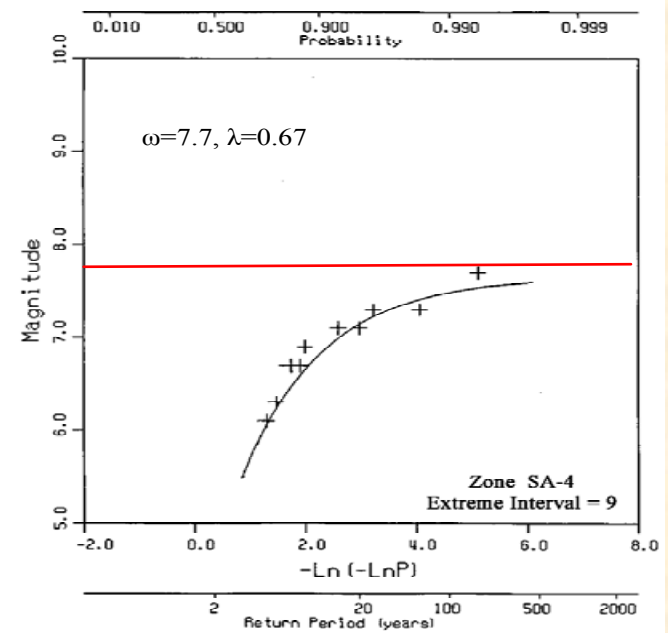
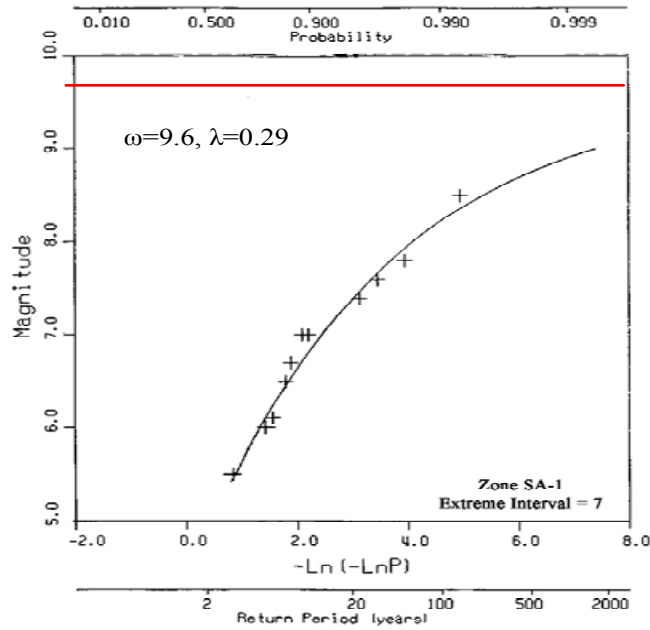
(συνέχεια)

- Η ύπαρξη του «άνω ορίου» μεγέθους στη κατανομή της 3^{ης} ασύμπτωτης φανερώνει ότι αυτή εκφράζει καλύτερα την φυσική διεργασία των σεισμών. Η στατιστική συμπεριφορά των μεγάλων σεισμών εκφράζεται καλύτερα με αυτήν. Η θεωρητική καμπύλη που περνάει από όλα τα σημεία εκφράζεται από την σχέση (15). Στην πράξη όμως για κάθε τριάδα (ω , u , $1/\lambda$) η καμπύλη απέχει σε μικρότερο ή σε μεγαλύτερο βαθμό από κάθε σημείο παρατήρησης και εκφράζεται από την σχέση:

$$M_j = \omega - (\omega - u) \left[-\ln G(M_j) \right]^{1/\lambda} \quad (16)$$

- για $j=1,2,3,\dots,v$

Εφαρμογή της GIII σε περιοχές της νότιας Αμερικής- Τιμές ω και λ



(συνέχεια)

- Τα όσα αναφέρθηκαν παραπάνω ισχύουν όταν έχουμε δεδομένα σε ετήσια βάση. Όταν όμως ο αριθμός των ετών από τα οποία αποτελούνται τα ίσα χρονικά διαστήματα που διαιρούν την ολική εξεταζόμενη χρονική περίοδο, είναι μεγαλύτερος του ενός έτους τότε οι τιμές G_m ανάγονται σύμφωνα με τον Burton (1977) σε ένα έτος με βάση την σχέση:

$$G_1 = \sqrt{G_m} \quad (17)$$

- Η πιθανότητα υπέρβασης, δηλαδή ένα μέγεθος σεισμού να μην είναι το μέγιστο ετήσιο αλλά μεγαλύτερο είναι $1-G(M_j)$ και η μέση περίοδος επανάληψης είναι:

$$T(M_j) = \frac{1}{1-G(M_j)} \quad (18)$$

(συνέχεια)

- Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος, M_t των επόμενων t ετών (mode) δίνεται από τη σχέση:

$$M_t = \omega - (\omega - u) \left[\left(\frac{1 - \lambda}{t} \right) \right]^\lambda \quad (19)$$

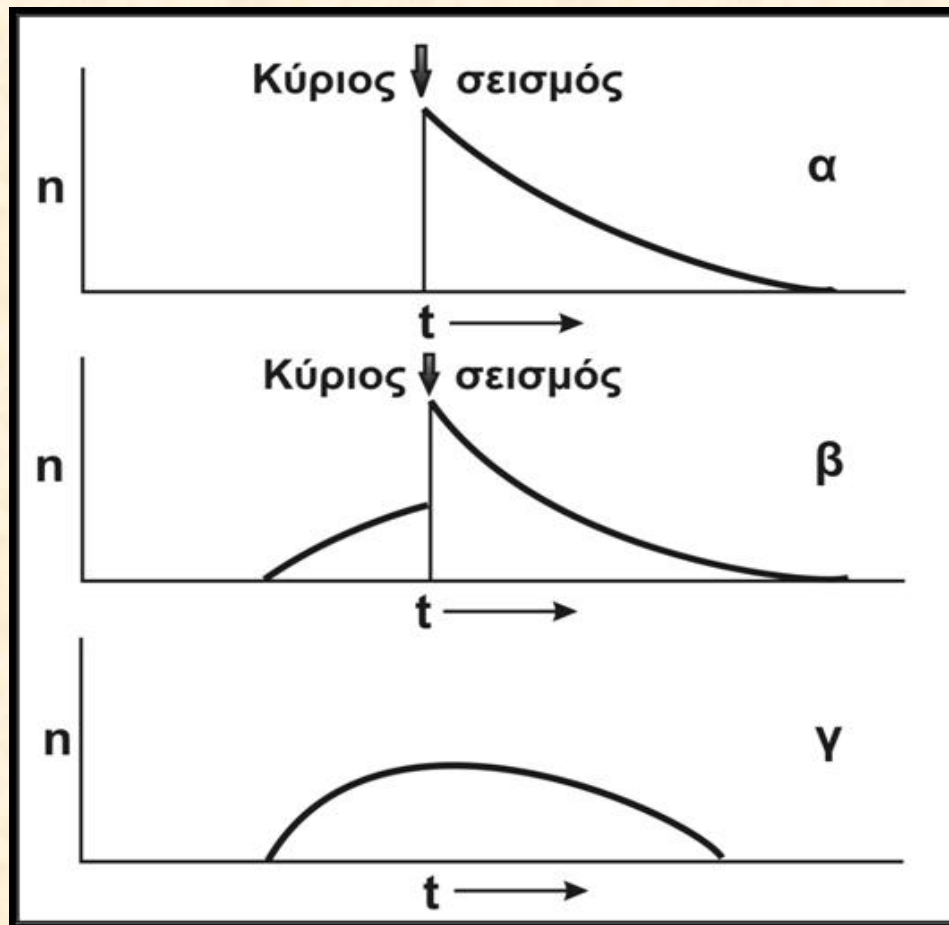
- Η παράμετρος M_t της σχέσης (19) χρησιμοποιήθηκε από τους Tsapanos and Burton (1991) για να καταταχθούν κατά αύξουσα σειρά σεισμικότητας οι 50 περισσότερο σεισμογενείς περιοχές. Με βάση την μελέτη αυτή **η χώρα μας καταλαμβάνει την 6^η θέση** από άποψη σεισμικότητας στο παγκόσμιο χώρο.

Σεισμικές Ακολουθίες

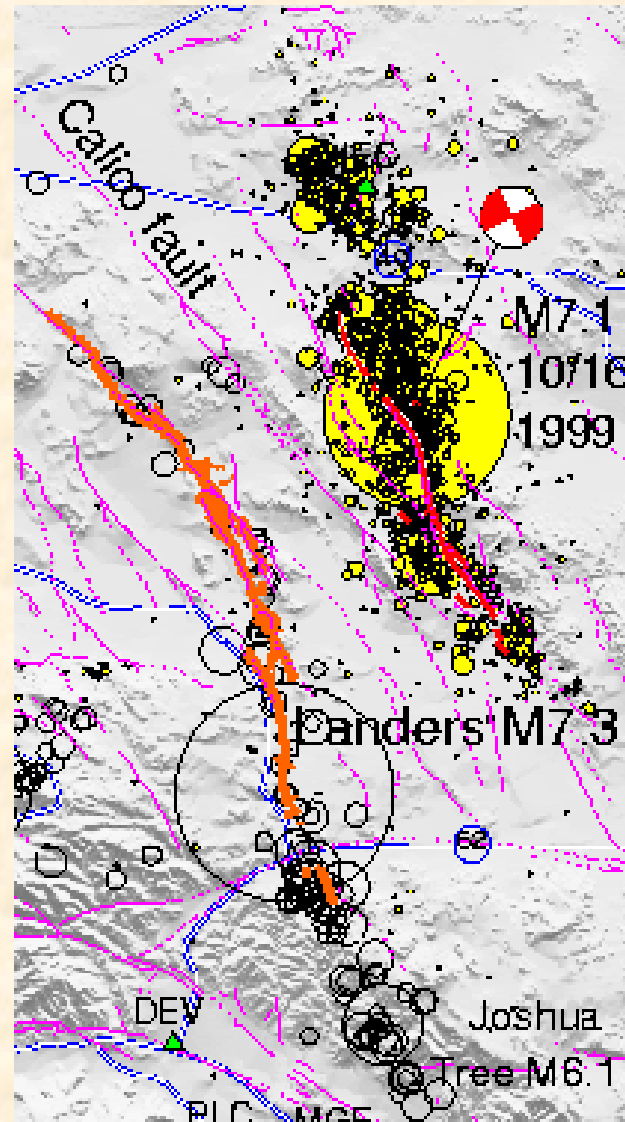
- Σεισμική ακολουθία ονομάζεται το σύνολο των σεισμών που γεννιούνται σε ένα τόπο κατά την διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος και η συχνότητά τους είναι αυξημένη σε σχέση με την συνήθη σεισμικότητα της περιοχής.
- Στην περίπτωση των ακολουθιών αν ένας σεισμός έχει μέγεθος σαφώς μεγαλύτερο από κάθε άλλο της ακολουθίας αυτός λέγεται **ΚΥΡΙΟΣ ΣΕΙΣΜΟΣ**.
- Οι σεισμοί που προηγούνται από αυτόν με μικρότερα μεγέθη λέγονται **ΠΡΟΣΕΙΣΜΟΙ**
- Οι σεισμοί που έπονται του κύριου σεισμού με μικρότερα μεγέθη λέγονται **ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΟΙ**
- Γενικά ο αριθμός των μετασεισμών μίας σεισμικής ακολουθίας είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των προσεισμών οι οποίοι μπορεί και να ελλείπουν από μία σεισμική ακολουθία.

(συνέχεια)

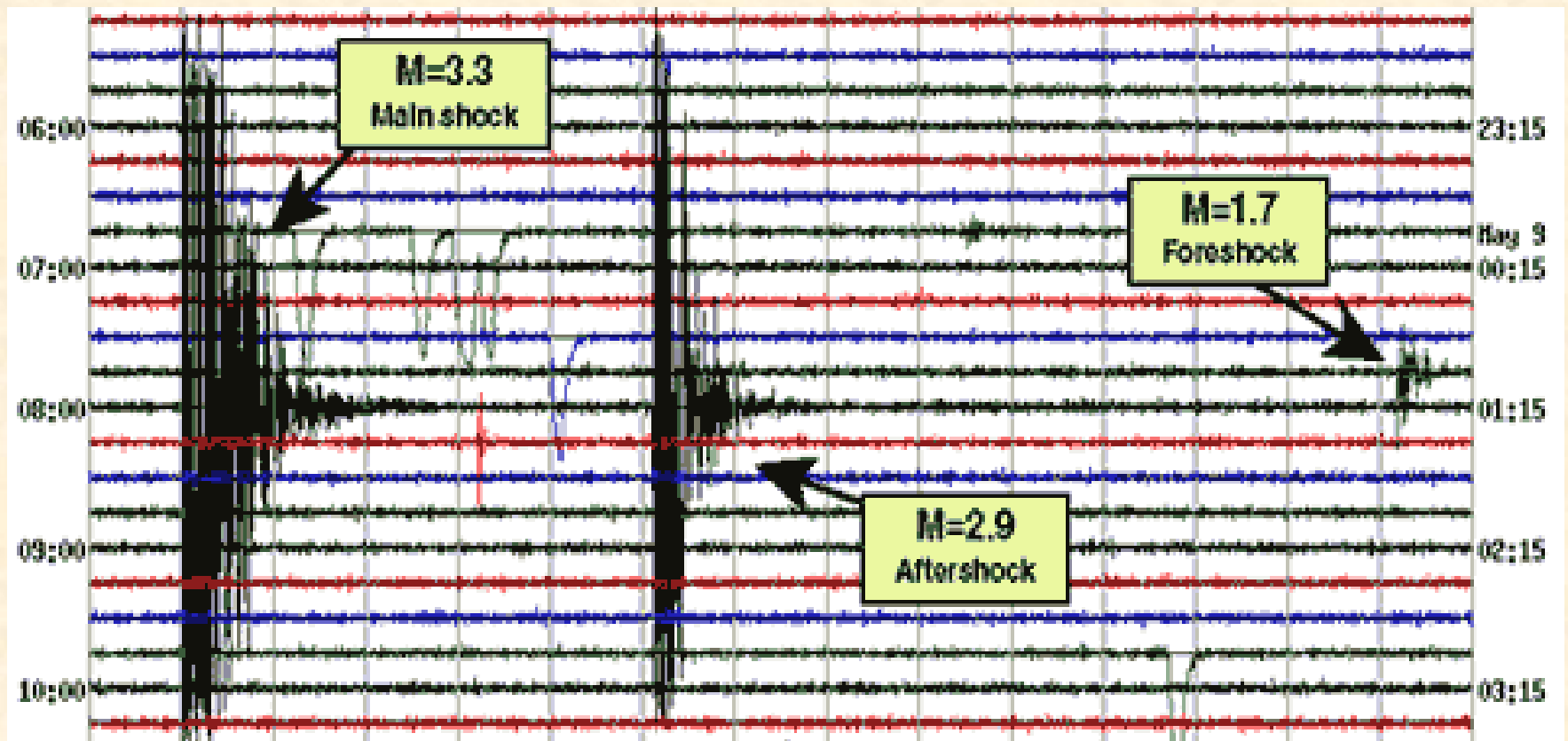
- Όταν υπάρχει μία σεισμική ακολουθία που τα μεγέθη της είναι κοντά στις τιμές τους, δηλ. δεν ξεχωρίζει κανένας σεισμός τότε λέμε ότι έχουμε **σμήνος σεισμών** ή ότι έχουμε **σμηνοσειρά**.



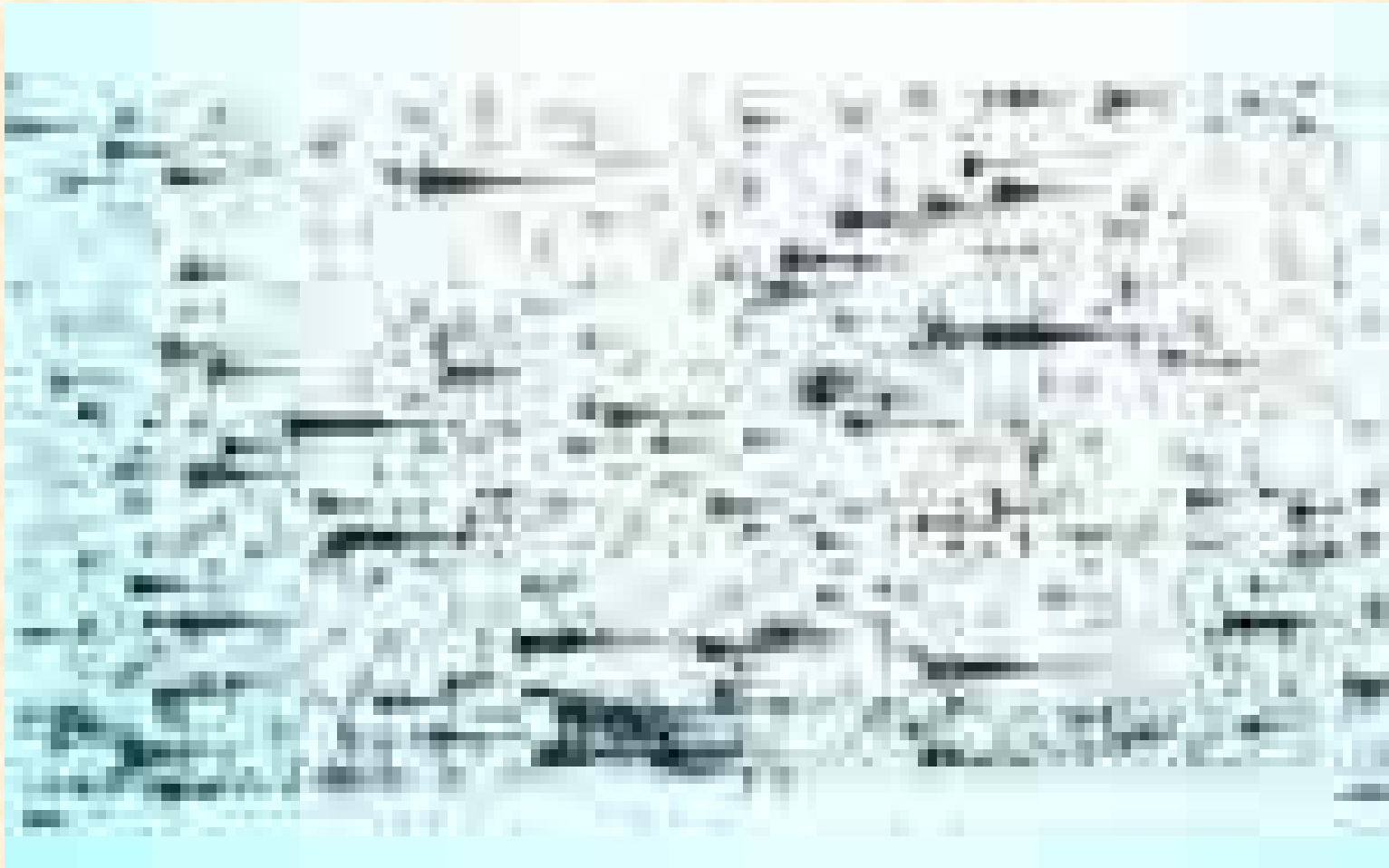
Οι μετασεισμοί συμβαίνουν πάνω στο ενεργό ρήγμα



Καταγραφή: προσεισμού-κύριου σεισμού-μετασεισμού



Καταγραφή σηματοσειράς



Χρονική Μεταβολή Μετασεισμικής Ακολουθίας

- **ΓΙΑ ΠΟΣΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ ΔΙΑΡΚΕΙ ΜΙΑ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ:**

- Η διάρκεια μίας μετασεισμικής ακολουθίας εξαρτάται από το μέγεθος του κύριου σεισμού και ακολουθεί φθίνουσα πορεία.
- Για παράδειγμα σε έναν κύριο σεισμό με $M=6.0$ η μετασεισμική του ακολουθία διαρκεί περίπου 100 μέρες.
- Η μετασεισμικές ακολουθίες υπακούν στον νόμο του Omori

$$n(t) = \frac{K}{c + t}$$

- όπου K είναι μέτρο της μετασεισμικής δράσης (αριθμός σεισμών ανά χρονική μονάδα και
- c παράμετρος με τιμή περίπου 0.03 μέρες.

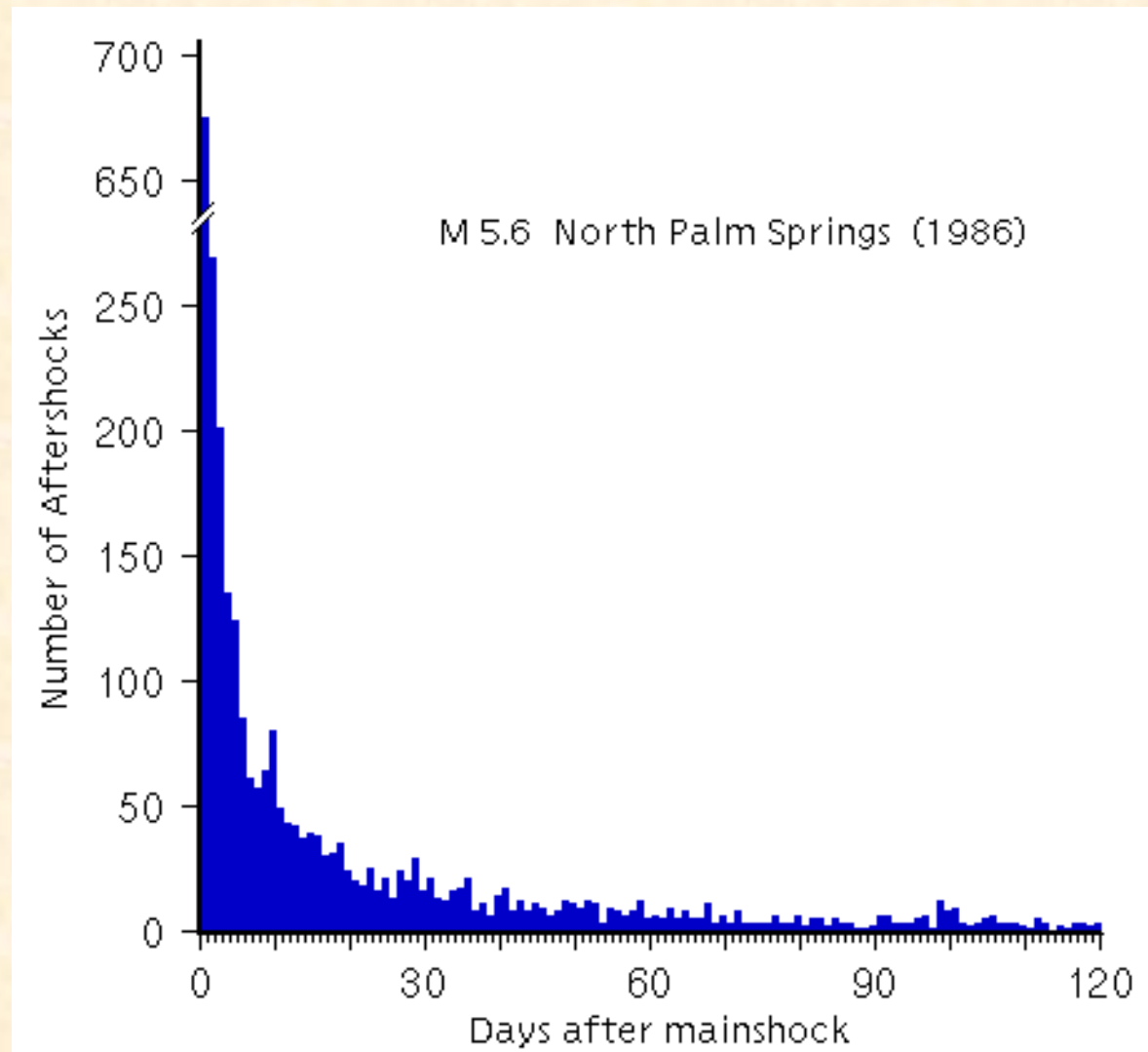
(συνέχεια)

- Η φθίνουσα πορεία των μετασεισμών ακολουθούν τον μετασχηματισμένο τύπο του Omori

$$n(t) = \frac{K}{(c + t)^p}$$

- όπου p είναι ο δείκτης του ρυθμού ελάττωσης της μετασεισμικής ακολουθίας, εξαρτάται από τις ιδιότητες του σειсмоγόνου χώρου και έχει τιμές μεταξύ 0.7-2.0 με μέση τιμή την μονάδα.
- Η τιμή της παραμέτρου b των Gutenberg and Richter έχει μικρότερες τιμές για τους προσεισμούς και μεγαλύτερες για τους μετασεισμούς.
- Οι διαστάσεις του μετασεισμικού χώρου, εκεί δηλ. που βρίσκονται τα επίκεντρα των μετασεισμών ονομάζεται **μετασεισμικός χώρος**

Η φθίνουσα πορεία μετασεισμικής ακολουθίας



(συνέχεια)

Η διαφορά μεταξύ του μεγέθους του μεγαλύτερου προσεισμού και του κύριου σεισμού είναι μεγαλύτερη και πιθανότερο είναι να έχει τιμή 2 μονάδων μεγέθους.

Ο Bath διατύπωσε την άποψη ότι η διαφορά μεταξύ του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού έχουν στατιστικά διαφορά

$$M - M_1 = 1.2$$

Η σχέση αυτή είναι γνωστή σαν **Νόμος του Bath** και έχει γίνει αντικείμενο πολλών συζητήσεων μεταξύ των επιστημόνων γιατί ο Bath απλώς διατύπωσε την άποψη και ούτε καν δημοσίευσε κάποια εργασία που να την αποδεικνύει.

(συνέχεια)

- Ο Tsaranos (1990) μελέτησε 145 σεισμικές ακολουθίες επιφανειακών σεισμών από όλο τον κόσμο που είχαν μέγεθος κύριου σεισμού $M \geq 7.0$. Βρήκε ότι η διαφορά μεταξύ του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού κυμαίνονται από 0.1 μέχρι 2.6. Ο μέσος όρος τους ήταν 1.4 μονάδες μεγέθους.
- Βρήκε επίσης ότι η διαφορά αυτή δεν είναι μονοσήμαντη σε μία τιμή αλλά έχει δύο τιμές. Η μία ανήκει στις μικρές διαφορές (0.1-1.4) και έχει επικρατούσα τιμή 1.2 (όσο δηλαδή αυτή που διατύπωσε και ο Bath) και η άλλη ανήκει στις μεγάλες διαφορές (1.5-2.6) με επικρατούσα τιμή 1.8. Οι διαφορές αυτές πιστοποιήθηκαν με διάφορα στατιστικά tests.
- Στη συνέχεια ερμήνευσε τις διαφορές αυτές χρησιμοποιώντας την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών.

SPATIAL DISTRIBUTION OF THE DIFFERENCE BETWEEN THE MAGNITUDES OF THE MAIN SHOCK AND THE LARGEST AFTERSHOCK IN THE CIRCUM-PACIFIC BELT

BY THEODOROS M. TSAPANOS*

ABSTRACT

The distribution of the magnitude difference D_1 between the main shock and the largest aftershock for large circum-Pacific earthquakes is observed to be peaked at 1.2 magnitude units, in accord with Bath's law, but also at 1.8 magnitude units. The peak at 1.8 has been not noted before and is shown here with the 7-test to be statistically valid. The observed spatial distribution of the sequences is the basis to suggest that, along circum-Pacific convergent plate boundaries, values of D_1 tend to be larger for earthquake sequences within back-arc areas as compared to sequences closer to the plate interface, although admittedly a good number of exceptions to this generalization are also observed to exist.

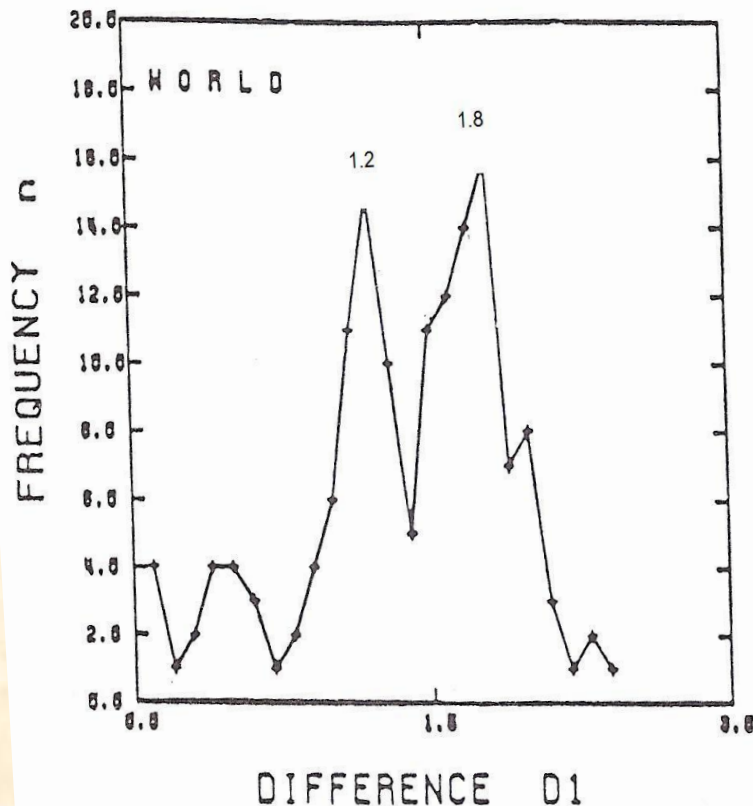
INTRODUCTION

The main properties of aftershock sequences have been described by many seismologists (e.g., Utsu, 1961; Page, 1968; Ranalli, 1969). Aftershock occurrence is usually attributed to the strain energy not released by the main shock or its foreshocks. It is well known that aftershock sequences follow statistical laws. The most well known of these is that referred to by seismologists as "Bath's law." According to this law, the difference D_1 between the magnitude of the main shock M and the largest aftershock M_1 of an earthquake sequence has a statistical mean value of 1.2 (Richter, 1958) and is apparently independent of the magnitude of the earthquakes (Papazachos, 1974; Purcaru, 1974). In this paper, I show that the statistical distribution of D_1 for earthquake sequences located along the convergent plate boundaries of the circum-Pacific is actually characterized by not one but rather two well defined peaks. One corresponds to the range of smaller values (0.10 to 1.40) and has a mean of 1.2 in agreement with Bath's law. The second peak corresponds to the range of larger values (1.50 to 2.60), with a mean D_1 equal to 1.8. Further, I will present a map as a basis to suggest that values of D_1 tend to be larger for earthquake sequences within back-arc areas as compared to sequences closer to the plate interface.

DATA ANALYSIS

The sources of data for this study are earthquake sequences between 1964 and 1986, with main shocks of $M_s \geq 7.0$ and focal depths h less than 65 km listed in: (a) the catalog of earthquakes compiled by Abe (1981), (b) the catalog of Rothe (1969), (c) the unpublished catalog of Tsapanos *et al.* (1988), (d) the monthly bulletins of the International Seismological Center (ISC) since 1964, and (e) the bulletins of Uppsala and the bulletins of the *Preliminary Determination of Epicenters* (PDE) service of the National Earthquake Information Service (NEIS), for all earthquake sequences in 1986. Attention is limited to shallow ($h < 65$ km) sequences because intermediate and deep focus earthquakes rarely have aftershocks (Ranalli, 1969; Olsson, 1979). Also, where necessary, I have converted body-wave magnitudes to surface-wave magnitudes using the formula proposed by Carter and Berg (1981).

T. M. TSAPANOS



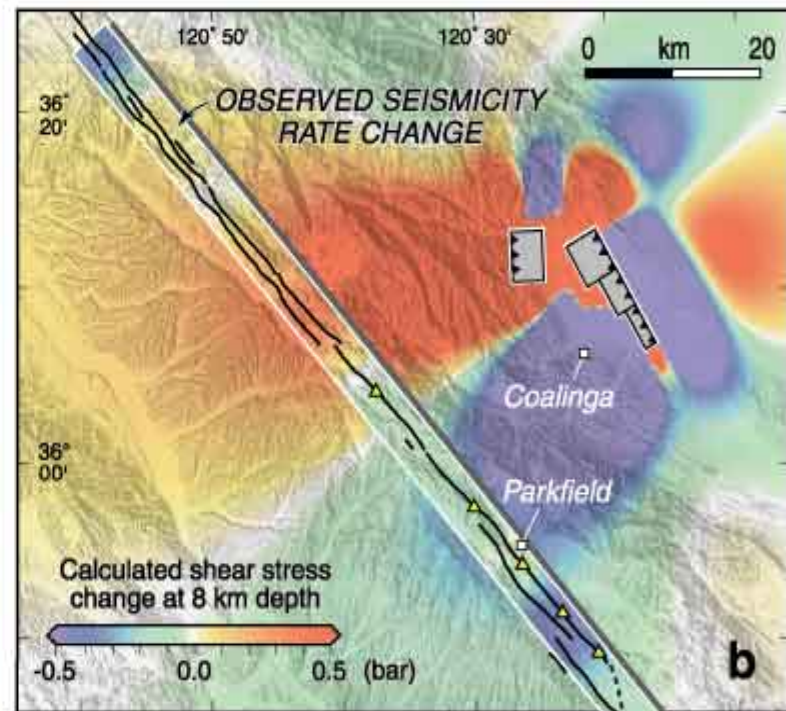
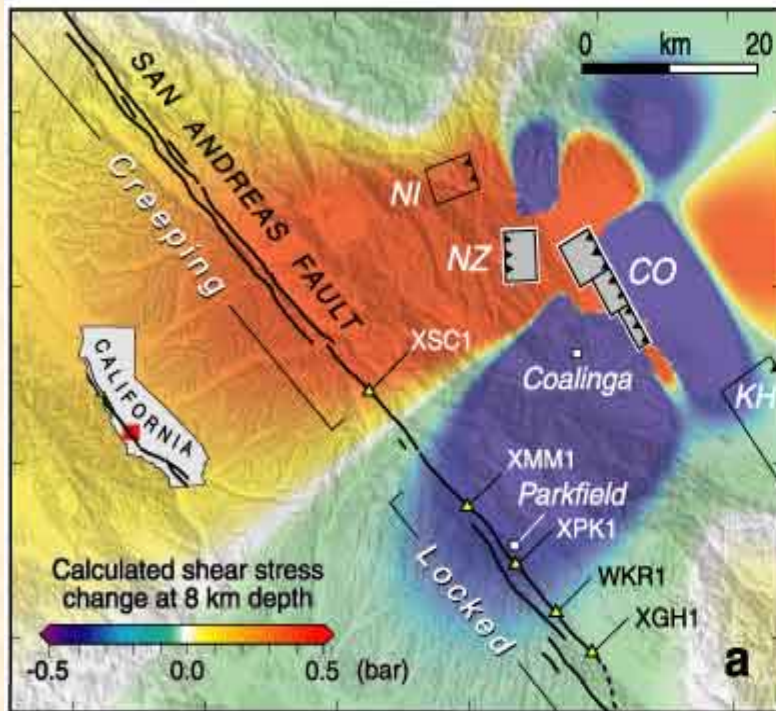
(συνέχεια)

- Μελετώντας μετασεισμικές ακολουθίες από όλη τη Γη ο Tsapanos και οι συνεργάτες του (1988) βρήκαν ότι η πιθανότητα να εκδηλωθεί ο μεγαλύτερος μετασεισμός μέσα στις επόμενες 24 ώρες μετά τον κύριο σεισμό είναι 50%. Η ίδια επίσης πιθανότητα βρέθηκε να εκδηλωθεί ο κύριος σεισμός μέσα στις επόμενες 24 ώρες μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.
- Ο Parazachos (1974) βρήκε πιθανότητα 53% να γίνει ο μεγαλύτερος μετασεισμός τις επόμενες 24 ώρες μετά τον κύριο σεισμό, μελετώντας τις σεισμικές ακολουθίες της χώρας μας.
- Με νεώτερα στοιχεία από την Ελλάδα ο Κουρουζίδης (2003) βρήκε πιθανότητα 47% εκδήλωσης του μεγαλύτερου μετασεισμού μετά τον κύριο σεισμό ενώ το ποσοστό αυτό ανεβαίνει στο 65% για την εκδήλωσή του μία εβδομάδα μετά τον κύριο σεισμό.

Φυσική Ερμηνεία για τον Τρόπο Γένεσης των σεισμικών ακολουθιών

- Για το θέμα αυτό έχουν διατυπωθεί βασικά 3 απόψεις.

Ο Benioff (1951) διατύπωσε ότι οι μετασεισμοί οφείλονται σε ερπυσμό (creeping) του υλικού του σεισμικού χώρου μετά την γένεση του κυρίως σεισμού.



Modeled	Not included
CO 1983 M=6.5 Coalinga	NI 1982 M=4.8 New Idria
NZ 1983 M=6.0 Nuñez	KT 1985 M=6.0 Kettleman

Observed seismicity rate change at 8 km depth
 Decrease 30 50 100% 200 300 Increase
 -0.5 0.0 0.5
 log rate change

(συνέχεια)

- Σύμφωνα με τον Mogi (1962) προσεισμοί συμβαίνουν σε ανώμαλα σημεία ανομοιογενούς μέσου όπου συμβαίνουν τοπικές αυξήσεις τάσεων. Ο κύριος σεισμός δεν εκλύει όλη την σεισμική ενέργεια και η υπόλοιπη ενέργεια εκλύεται με μορφή μετασεισμών. Ο αριθμός των μετασεισμών είναι μεγαλύτερος γιατί ο κύριος σεισμός προκαλεί νέες ρωγμές δηλ. νέες εστίες μετασεισμών.
- Όταν το υλικό του σεισμικού χώρου είναι **ομογενές** δε συμβαίνουν προσεισμοί αλλά **μόνο μετασεισμοί**.
- Όταν το υλικό είναι **ανομοιογενές** συμβαίνουν και **προσεισμοί**.
- Όταν το υλικό παρουσιάζει **μεγάλη ανομοιογένεια** συμβαίνουν **σμηνοσεισμοί**.
- Η τρίτη άποψη που διατυπώθηκε τελευταία, λέει ότι η ανομοιογενής κατανομή των τάσεων στο σεισμογόνο ρήγμα είναι η βασική αιτία γένεσης προσεισμών και μετασεισμών, Αυτό σχετίζεται με την διαδικασία της διάρρηξης στον σεισμογόνο χώρο.