

Μάθημα 7^ο

Μέγεθος Σεισμών

- Μέγεθος Σεισμού
- Σεισμική Ροπή
- Ενέργεια Σεισμού

Μέγεθος Σεισμού

Ορισμός

Το **μέγεθος**, **M**, ενός σεισμού, με τη γενική σημασία του όρου, είναι ένα **μέτρο της ενέργειας του σεισμού**, το οποίο προσδιορίζεται με μετρήσεις παραμέτρων (πλάτων, περιόδων, διάρκειας) των σεισμικών κυμάτων που παράγονται κατά τη γένεση του σεισμού.

Υπάρχουν διάφορες **κλίμακες μεγεθών** που βασίζονται σε μετρήσεις κυμάτων διαφόρων περιόδων και ειδών.

Μέγεθος	Σύμβολο	Είδος κύματος (μέτρηση πλάτους)	Περίοδος κύματος (sec)
Τοπικό μέγεθος (Richter)	M_L	Εγκάρσια κύματα ή κύματα Rayleigh	0.8 sec
Χωρικό μέγεθος	m_b	Επιμήκη κύματα	1 sec
Επιφανειακό μέγεθος	M_s	Rayleigh	20 sec
Μέγεθος διάρκειας	M_t	Όλη η κυματομορφή	---
Μέγεθος σεισμικής ροπής	M_w	Επιφάνεια ρήγματος, ολίσθηση	> 100 sec

Τοπικό μέγεθος σεισμού

Έστω ότι υπάρχουν σειсмоγράφοι, οι οποίοι έχουν τις ίδιες σταθερές (π.χ. μεγέθυνση, ιδιοπερίοδο, κλπ.), που απέχουν διάφορες αποστάσεις από το επίκεντρο ενός σεισμού (σχήμα δεξιά πάνω).

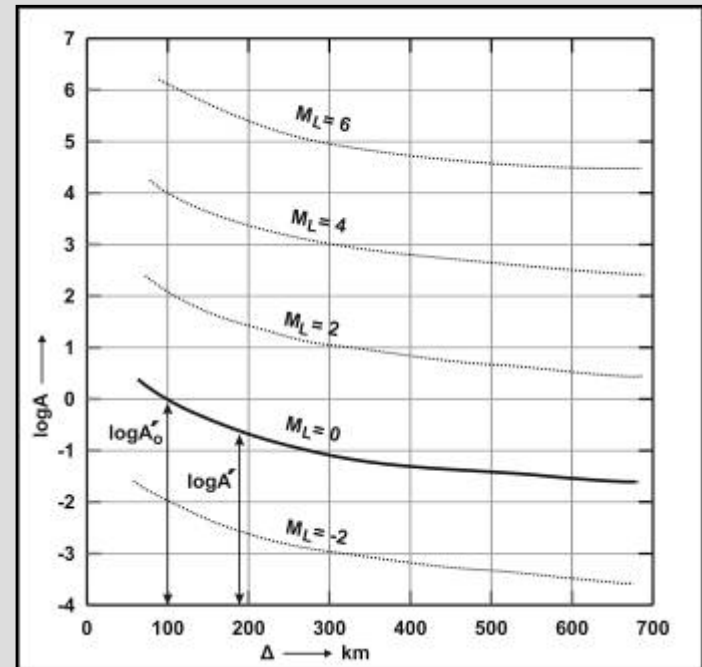
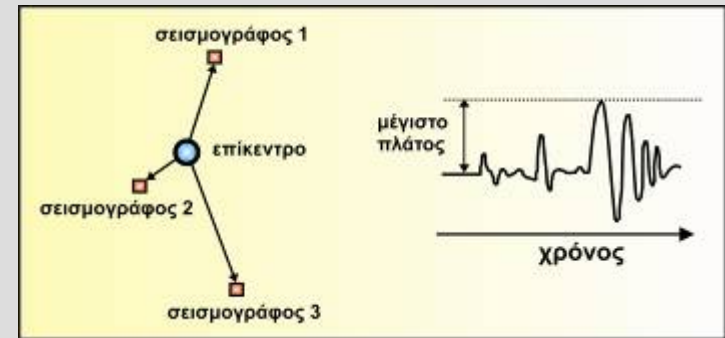
Όταν μετρηθούν, πάνω στα σεισμογράμματα (της ίδιας συνιστώσας της κίνησης, π.χ. οριζόντια), τα **μέγιστα πλάτη της ίδιας φάσης κυμάτων** (π.χ. S_n), τότε τα πλάτη που μετριοούνται αποτελούν συνάρτηση των αποστάσεων των σεισμογράφων από το επίκεντρο.

Από τη χαρτογράφηση των δεκαδικών λογαρίθμων των πλατών ($\log A$) σε συνάρτηση με τις επικεντρικές αποστάσεις, Δ , θα προκύψει ορισμένη καμπύλη της μορφής των καμπύλων του σχήματος δεξιά (κάτω), π.χ. η πάνω καμπύλη.

Αν η διαδικασία επαναληφθεί για **μικρότερο** σεισμό στην ίδια περιοχή (ίδιος νόμος απόσβεσης πλατών των κυμάτων), τότε θα προκύψει άλλη καμπύλη, παράλληλη με την προηγούμενη, η οποία θα βρίσκεται χαμηλότερα από αυτήν (μικρότερα πλάτη).

Επειδή οι καμπύλες είναι παράλληλες, οι **διαφορές των λογαρίθμων** των πλατών των δύο σεισμών θα είναι οι **ίδιες** για όλες τις επικεντρικές αποστάσεις. Η **διαφορά** αυτή ορίζεται ως **διαφορά των μεγεθών** των δύο σεισμών.

Μπορούμε, έτσι, να ορίσουμε αυθαίρετα ένα σεισμό σαν **πρότυπο** ή **μηδενικού μεγέθους** και να χαράξουμε την αντίστοιχη καμπύλη, όπως είναι η συνεχής καμπύλη του σχήματος οπότε η διαφορά του λογαρίθμου του μέγιστου πλάτους αναγραφής ενός σεισμού σε τυχούσα απόσταση και του λογαρίθμου του πλάτους του πρότυπου σεισμού στην ίδια απόσταση θα είναι το **τοπικό μέγεθος** του σεισμού (local magnitude).



Τοπικό μέγεθος σεισμού (συνέχεια)

Ο Richter (1935) όρισε ως **πρότυπο** (μηδενικού μεγέθους) το σεισμό ο οποίος γράφεται με μέγιστο πλάτος ίσο με $A'_0=1 \mu\text{m}$ ($1\mu\text{m}=10^{-6}\text{m}$) από **βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης Wood-Anderson** ($T_0=0.8 \text{ sec}$, $V_0=2800$, $\zeta=0.7$) που βρίσκεται σε απόσταση 100 km από το επίκεντρο του σεισμού. Αν, επομένως, ένας σεισμός τοπικού μεγέθους M_L γράφεται με μέγιστο πλάτος A_0 (σε μm) από βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης, που βρίσκεται σε απόσταση 100 km θα είναι

$$M_L = \log A_0 - \log A'_0.$$

Όμως, αφού $\log A'_0 = 0$ θα έχουμε: $M_L = \log A_0$ και συνεπώς,

Τοπικό μέγεθος, M_L , σεισμού λέγεται ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους αναγραφής αυτού, σε μm , από πρότυπο βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση 100 km από το σεισμό.

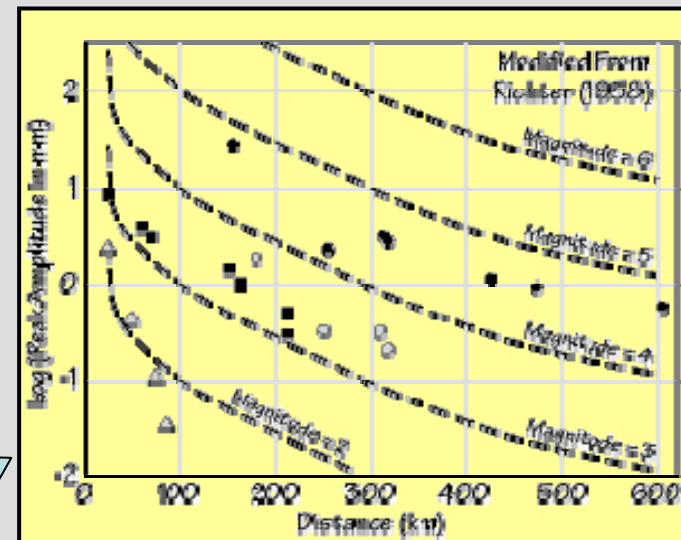
Για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους από τις καταγραφές σειсмоγράφων οποιουδήποτε τύπου προτάθηκε (Bullen and Bolt, 1985) η σχέση:

$$M_L = \log a + 2.56 \log \Delta - 1.67$$

όπου a είναι η μέγιστη μετάθεση σε μm και Δ είναι η επικεντρική απόσταση σε km ($\Delta < 600 \text{ km}$)



Charles Richter
(1900-1985)



Δεδομένα (μέγιστα πλάτη) από διάφορους σεισμούς της νότιας Καλιφόρνιας που έγιναν τον Ιανουάριο του 1932, τα οποία χρησιμοποίησε ο Richter για τον ορισμό της κλίμακας του τοπικού μεγέθους.

Επιφανειακό μέγεθος σεισμού

Η κλίμακα του **επιφανειακού μεγέθους, M_s** , (body wave magnitude) βασίζεται σε μετρήσεις του μέγιστου πλάτους πλάτους καταγραφής των **επιφανειακών κυμάτων**, με περίοδο 18-22 sec. Αφορά **επιφανειακούς σεισμούς ($h < 60$ km)** οποιασδήποτε επικεντρικής απόστασης οι οποίοι έχουν καταγραφεί με οποιουδήποτε τύπου σειсмоγράφους. οι Gutenberg and Richter (1942, 1956) χρησιμοποίησαν τη σχέση:

$$M_s = \log a - \log a' + c_1 + d_1$$

όπου a είναι το πραγματικό πλάτος της εδαφικής κίνησης (σε μm) που οφείλεται στα επιφανειακά κύματα περιόδου 18-22 sec, a' είναι το ίδιο πλάτος για τον πρότυπο σεισμό (που παρέχεται από πίνακες) και c_1 , d_1 είναι οι σταθερές του σταθμού και της εστίας.

Ο Gutenberg (1945) πρότεινε την ακόλουθη σχέση για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους ($T \sim 20\text{sec}$):

$$M_s = \log a + 1.66 \log \Delta + 1.82$$

Το 1962 προτάθηκε από τους Vanek et al. και υιοθετήθηκε από την IASPEI το 1964 η παρακάτω σχέση υπολογισμού του επιφανειακού μεγέθους ($T > 3$ sec):

$$M_s = \log \frac{a}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

όπου a είναι το μέγιστο εδαφικό πλάτος των επιφανειακών κυμάτων (σε μm), και Δ η επικεντρική απόσταση (σε μοίρες).

Οι **πλουτώνιοι σεισμοί** ($h > 60$ km) **δεν διεγείρουν ισχυρά επιφανειακά κύματα** και συνεπώς η χρησιμοποίηση των πλάτων αυτών για τον υπολογισμό των μεγεθών των σεισμών βάθους με τις παραπάνω σχέσεις δεν δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα.

Χωρικό μέγεθος και Μέγεθος διάρκειας σήματος

Για τον υπολογισμό του μεγέθους των σεισμών **οποιασδήποτε επικεντρικής απόστασης και οποιουδήποτε βάθους**, προτάθηκε από τον Gutenberg (1945b,c) και τους Gutenberg and Richter (1956) η κλίμακα του **χωρικού μεγέθους**, m_b . Αυτό ορίζεται από τη σχέση:

$$m_b = \log \frac{u}{T} + Q(\Delta, h) + c_2 + d_2$$

όπου u και T είναι το μέγιστο πλάτος (σε μm) και η αντίστοιχη περίοδος (σε sec) των επιμήκων (P ή PP) ή των εγκαρσίων (S) κυμάτων, $Q(\Delta, h)$ είναι συνάρτηση της επικεντρικής απόστασης και του εστιακού βάθους και c_2 , d_2 , είναι οι σταθερές του σταθμού και της περιοχής της εστίας.

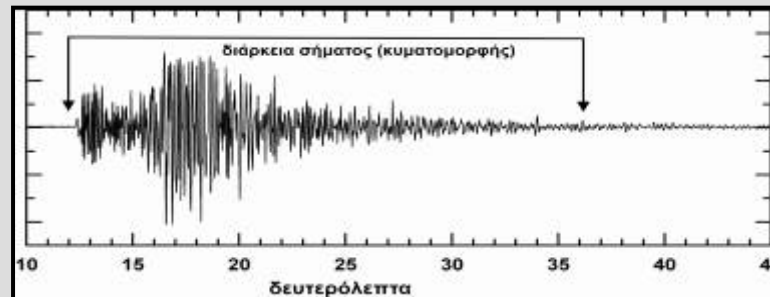
Σήμερα, ο υπολογισμός του χωρικού μεγέθους γίνεται από τα σεισμολογικά κέντρα (ISC, NEIC) με την ίδια διαδικασία που ακολούθησαν οι Gutenberg and Richter (1956) αλλά βασίζεται σε μετρήσεις πλατών των αναγραφών των **5 πρώτων sec των κυμάτων χώρου** (κυρίως των επιμήκων), τα οποία έχουν περίοδο 1 sec περίπου και γράφονται σε επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ 21° και 100° .

Μέγεθος διάρκειας σήματος

Μερικές φορές είναι αδύνατη η μέτρηση των πλατών αυτών και ο υπολογισμός των μεγεθών που έχουν ήδη αναφερθεί ενώ είναι σχεδόν πάντοτε δυνατή η μέτρηση της συνολικής διάρκειας αναγραφής του σεισμού ή της διάρκειας μέχρις ότου το πλάτος ελαττωθεί μέχρι ορισμένη τιμή (π.χ. 2 mm). Για το λόγο αυτό, ο Bisztricsany (1958) πρότεινε την κλίμακα **μεγέθους διάρκειας του σήματος** η οποία βασίζεται στη γενική σχέση:

$$M_\tau = \alpha_1 + \alpha_2 \log \tau + \alpha_3 (\log \tau)^2 + \alpha_4 \Delta$$

όπου τ είναι η διάρκεια του σήματος σε sec , Δ είναι η επικεντρική απόσταση σε km και α_1 , α_2 , α_3 , α_4 , είναι σταθερές. Συνήθως, είναι $\alpha_3=0$ ενώ το μέγεθος M_τ βαθμονομείται πάνω στο τοπικό μέγεθος M_L .



Μέγεθος σεισμικής ροπής

```

1999/08/17 00:01:38.59  0.09  1.23  40.7560  29.9550  17.0f
(#PARAM pP_DEPTH=19+1.76)

Magnitude  Err  Nsta  Author
Mb         6.8                NAO      MSZ      7.8      61  NEIC
mb         6.3                NEIC     Me       7.7      NEIC
Mb         6.4  0.3      39 LDG     Mw       7.4      NEIC
Ms         7.4  0.1       6 LDG     mb       6.3     148  NEIC
Ms         8.0                BJI     MD       6.7      ISK
Msz        7.3                BJI     Mw       7.6     CSEM
mB         7.0                BJI     Mw       7.3      MOS
mb         6.1                BJI     Mw       7.6     HRVD
mb         6.2                34 MDD     mb       7.3      23  ZUR
MS         7.5                20 MOS     ML       7.2      JSO
mb         6.4                18 MOS     MS       7.7      84  ISC
MD         6.7                ISK     mb       6.1     159  ISC
Mw         7.5                22 ZUR_RMT
    
```

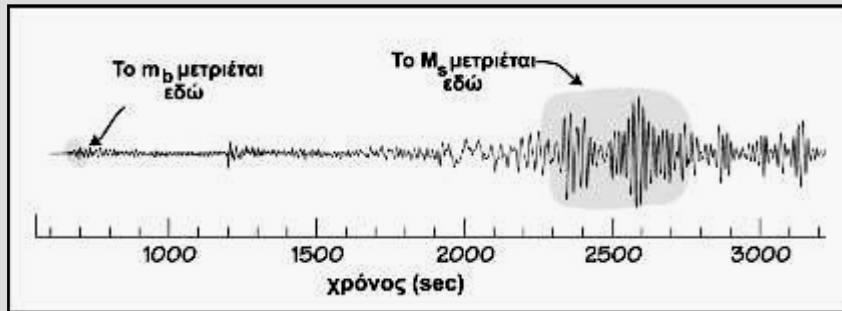
Στον πίνακα φαίνονται τα μεγέθη που υπολογίστηκαν για τον ισχυρό σεισμό που έγινε στο Izmit (Τουρκία, 17.8.1999) από διάφορα σεισμολογικά κέντρα.

Όπως προκύπτει από τον πίνακα, το **NEIC** (National Earthquake Information Center, USA) προσδιόρισε ότι το χωρικό μέγεθος του σεισμού ήταν $m_b=6.3$ και το επιφανειακό μέγεθος ήταν $M_s=7.8$, ενώ το **ISC** (International Seismological Center, UK) βρήκε ότι τα αντίστοιχα μεγέθη ήταν $m_b=6.1$ και $M_s=7.7$.

Οι διαφορές αυτές οφείλονται στο ότι **η ενέργεια που απελευθερώνεται** στην εστία ενός σεισμού, ακτινοβολείται με τη μορφή σεισμικών κυμάτων τα οποία έχουν **περιόδους που καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα** (από μικρό κλάσμα του δευτερολέπτου μέχρι πολλά δευτερόλεπτα).

Όμως, κάθε μια από τις κλίμακες που αναφέρθηκαν προηγούμενα, βασίζεται σε κύματα με περιόδους (ή συχνότητες) που καλύπτουν μόνο ένα μέρος του φάσματος αυτού και συνεπώς τα μεγέθη των κλιμάκων αυτών αποτελούν μέτρα της ενέργειας που ακτινοβολείται στα αντίστοιχα παράθυρα συχνοτήτων και όχι της ολικής ενέργειας του σεισμού.

Μέγεθος σεισμικής ροπής (συνέχεια)

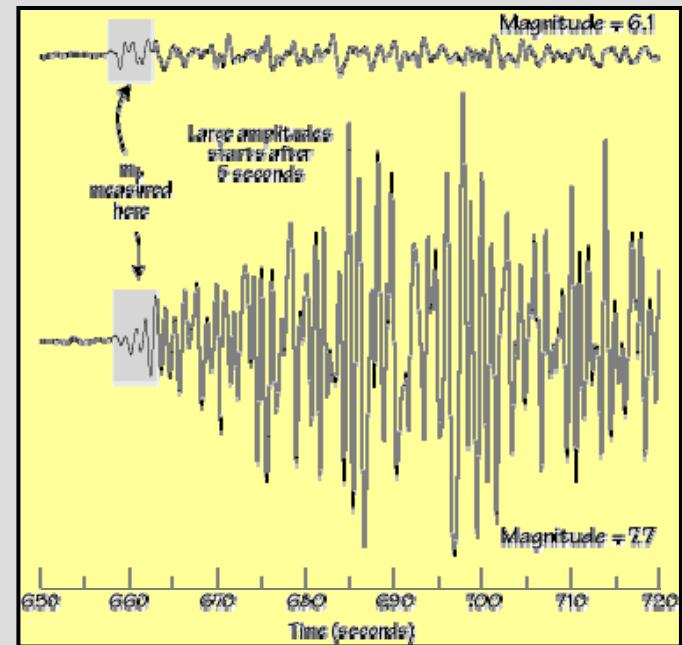


Τμήματα σειсмоγράμματος στα οποία οι μετρήσεις των μέγιστων πλατών χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του μεγέθους του σεισμού (Ammon, 1999).

Τα μεγέθη M_L και m_b αποτελούν μέτρα της σεισμικής ενέργειας που ακτινοβολείται σε περιόδους της τάξης του **1 sec**, ενώ το μέγεθος M_s αποτελεί μέτρο της ενέργειας που ακτινοβολείται σε περιόδους της τάξης των **20 sec** και όχι της ολικής ενέργειας του σεισμού.

Έπρεπε, συνεπώς, να βρεθεί μια κλίμακα μεγέθους η οποία να μη βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων.

Η κλίμακα αυτή βασίζεται στην έννοια της **σεισμικής ροπής**, τον τρόπο μέτρησης της οποίας πρότεινε ο Aki (1966).



Συνθετικές καταγραφές επιμήκων κυμάτων που θα αναγράφονταν σε βραχείας περιόδου σεισμόμετρο σε σεισμολογικό σταθμό στη Μοντάνα (ΗΠΑ), από δύο σεισμούς οι οποίοι έγιναν στην Καμτσιάκα. Η μέτρηση του μέγιστου πλάτους στα πρώτα 5 sec της δεύτερης καταγραφής (κάτω), προκειμένου να υπολογιστεί το μέγεθος m_b , θα οδηγήσει σε υποεκτίμηση του πραγματικού μεγέθους του σεισμού.

Μέγεθος σεισμικής ροπής (συνέχεια)

Ονομάζουμε **σεισμική ροπή**, M_o , την ποσότητα η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$M_o = \mu L w u$$

μ είναι το **μέτρο δυσκαμψίας του υλικού** στην εστία του σεισμού

L και w είναι το **μήκος** και το **πλάτος** του σεισμογόνου ρήγματος

u είναι η **μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος** κατά τη γένεση του σεισμού

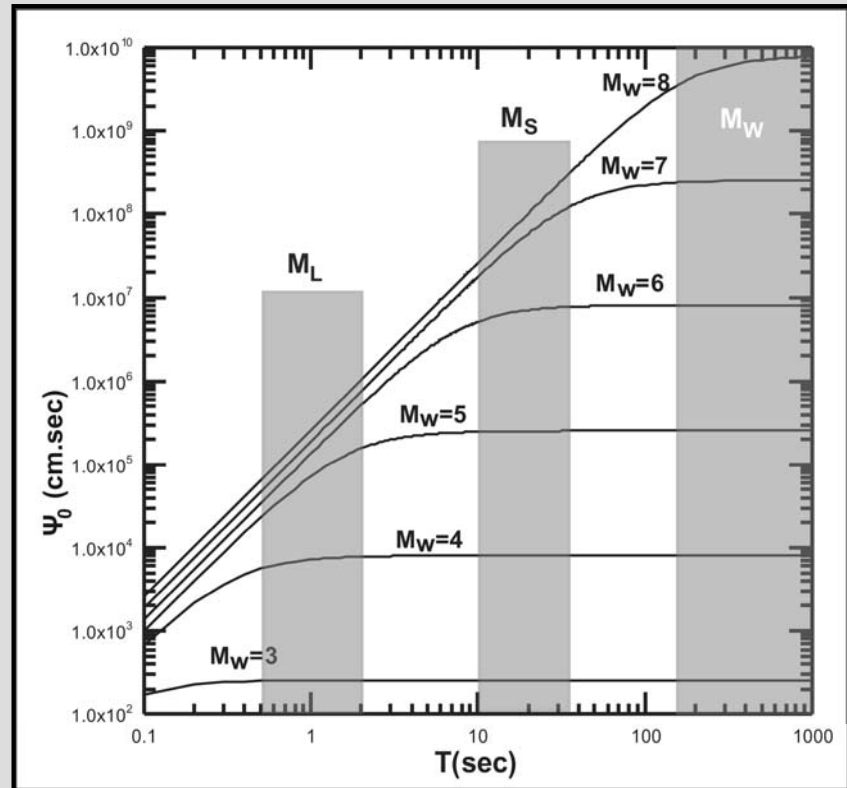
Η μέτρηση της σεισμικής ροπής βασίζεται στο **φάσμα** των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από τη **φασματική ανάλυση των σεισμογραμμάτων**.

Στο σχήμα φαίνονται τα φάσματα (εδafικά πλάτη Ψ_o σε συνάρτηση με την περίοδο) μακρινού πεδίου (σε μεγάλες αποστάσεις από την εστία) για έξι σεισμούς διαφόρων μεγεθών, τα οποία υπολογίσθηκαν σύμφωνα με το μοντέλο του Brune (1970, 1971).

Το φάσμα είναι οριζόντιο (παράλληλο προς τον άξονα των περιόδων) για περιόδους μεγαλύτερες ορισμένης τιμής, T_c , η οποία ονομάζεται **γωνιακή περίοδος** ενώ η αντίστοιχη συχνότητα f_c ($=1/T_c$) ονομάζεται **γωνιακή συχνότητα**.

Το φάσμα Ψ ελαττώνεται με την ελάττωση της περιόδου για περιόδους μικρότερες της γωνιακής περιόδου.

Η γωνιακή περίοδος ελαττώνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος του σεισμού.



Φάσματα μακρινού πεδίου για διάφορα μεγέθη σεισμών.

Μέγεθος σεισμικής ροπής (συνέχεια)

Η γωνιακή περίοδος, T_c , ή η γωνιακή συχνότητα, f_c , υπολογίζονται εύκολα από τη φασματική ανάλυση των σειсмоγραμμάτων.

Η **σεισμική ροπή**, M_o , υπολογίζεται από την τιμή, Ψ , του φάσματος μακρινού πεδίου των εγκαρσίων κυμάτων, η οποία αντιστοιχεί στη γωνιακή συχνότητα f_c , από τη σχέση:

$$M_o = \frac{4\pi\rho\beta^3\Psi R}{0.85}$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του υλικού στην περιοχή του σεισμογόνου ρήγματος και R η υποκεντρική απόσταση.

Η σεισμική ροπή υπολογίζεται από την τιμή Ψ του φάσματος, η οποία διατηρείται σταθερή για όλο το φάσμα μεγάλων περιόδων, όπως φαίνεται στο προηγούμενο σχήμα (οριζόντιο μέρος του φάσματος), δηλαδή, ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής δεν επηρεάζεται από την ελάττωση του πλάτους του φάσματος με την ελάττωση της περιόδου που παρατηρείται στις μικρές περιόδους.

Αυτή η ανεξαρτησία της μέτρησης της σεισμικής ροπής από την περίοδο, πράγμα που δε συμβαίνει με τη μέτρηση των μεγεθών M_L , m_b , M_s , είναι ο βασικός λόγος για τον οποίο η σεισμική ροπή θεωρείται αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας του σεισμού.

Οι Hanks and Kanamori (1979) πρότειναν την **κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής**, M_w , το οποίο εξαρτάται από το φάσμα μεγάλης περιόδου και υπολογίζεται από τη σχέση:

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

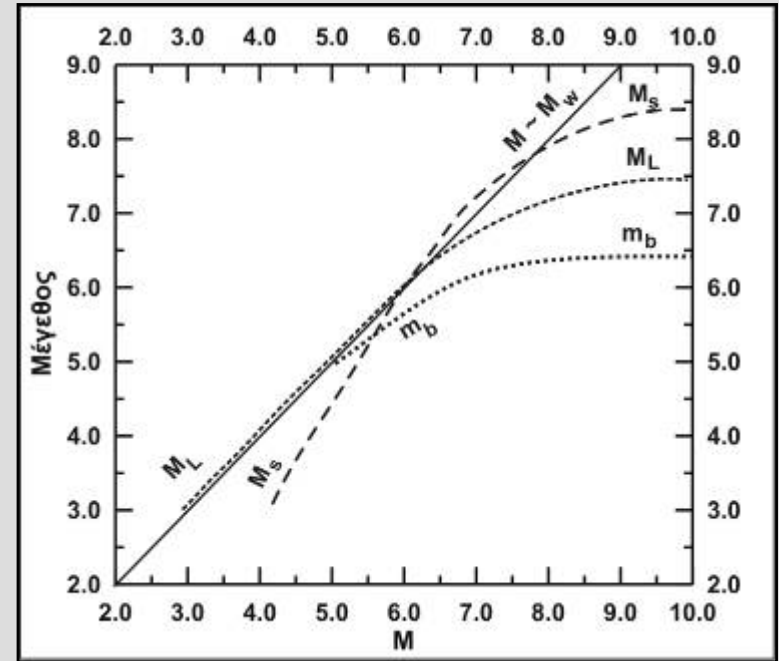
όπου M_o είναι η σεισμική ροπή (σε dyn·cm). **Αυτό το μέγεθος συμφωνεί με το M_s για $6 < M_s < 8$ και με το M_L για $M_L \leq 6$.**

Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους

Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους M_L , m_b , M_s , ονομάζεται το φαινόμενο να έχουν οι τρεις αυτές κλίμακες κάποιο **ανώτερο όριο**.

Το φαινόμενο αυτό παρατηρήθηκε όταν βρέθηκε από παρατηρήσεις ότι τα μεγέθη, M_L , m_b , M_s , αυξάνουν όσο αυξάνει η ενέργεια που ακτινοβολείται από τις εστίες των σεισμών μέχρι ορισμένου **ορίου**, το οποίο είναι σχετικώς μικρό (**~6.0-6.5**) για τα μεγέθη M_L και m_b , που υπολογίζονται από τα **βραχείας περιόδου σεισμικά κύματα** (~1 sec), και αρκετά μεγαλύτερο (**~8.0**) για το μέγεθος M_s , που υπολογίζεται από τα **μακράς περιόδου κύματα** (~20 sec). **Όμως, δεν αυξάνουν οι τιμές των μεγεθών αυτών πάνω από τα όρια αυτά παρ' ότι η ενέργεια των σεισμών αυξάνει.**

Η ιδιότητα να παθαίνουν κορεσμό κατά κύριο λόγο οι κλίμακες που βασίζονται σε κύματα μικρών περιόδων (μεγάλων συχνοτήτων) μπορεί να εξηγηθεί με βάση το φάσμα μακρινού πεδίου, όπως φαίνεται στο προηγούμενο σχήμα.



Γραφικές παραστάσεις των μεγεθών m_b , M_L , M_s , σε συνάρτηση με το μέγεθος, M , της σεισμικής ροπής. Η συνεχής γραμμή αντιστοιχεί σε ισότητα των μεγεθών των δύο αξόνων (Heaton et al., 1986). Φαίνεται ότι η τάση για κορεσμό αρχίζει από μικρές τιμές μεγεθών για τα m_b και M_L και από σχετικά μεγάλες τιμές για το M_s .

Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους (συνέχεια)

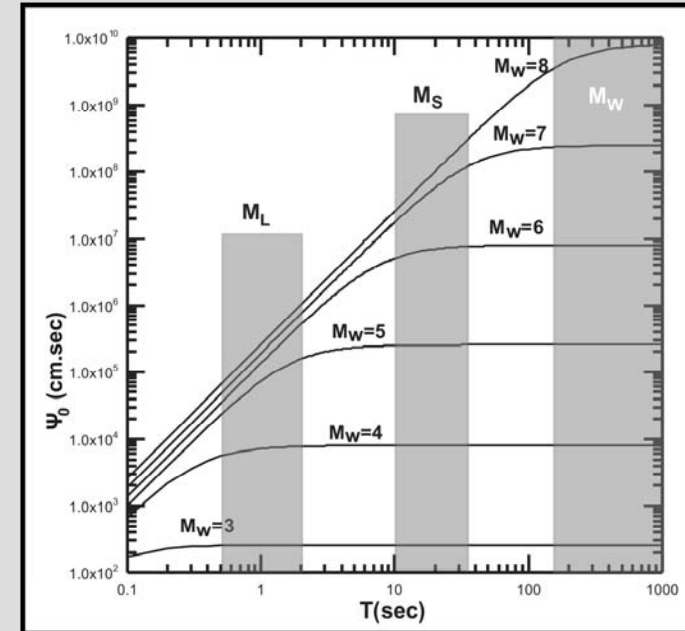
Για τους μεγάλους σεισμούς, η περίοδος των βραχείας περιόδου κυμάτων είναι μικρότερη από τη γωνιακή περίοδο T_c και τα πλάτη τους είναι ελαττωμένα (κεκλιμένα τμήματα καμπύλων), με συνέπεια η μέτρηση των πλατών αυτών να δίνει **μεγέθη μικρότερα από τα κανονικά που προκύπτουν από τα κύματα μεγάλης περιόδου** (οριζόντια τμήματα των καμπύλων).

Για τους μικρούς σεισμούς η περίοδος των βραχείας περιόδου κυμάτων αντιστοιχεί στα οριζόντια τμήματα των φασμάτων και **δεν υπάρχει πρόβλημα κορεσμού των μεγεθών**.

Ο **κορεσμός** των μεγεθών m_b και M_L , που υπολογίζονται από κύματα βραχείας περιόδου, **οφείλεται** στο ότι τα **μήκη κύματος των κυμάτων αυτών (~6 km)** είναι μικρά σε σχέση με τις διαστάσεις των ρηγμάτων (>15 km) των σεισμών με $M_w > 6$, με συνέπεια τον μη επηρεασμό του πλάτους των κυμάτων αυτών από την αύξηση των διαστάσεων του ρήγματος, δηλαδή, από την αύξηση της σεισμικής ροπής ή της σεισμικής ενέργειας.

Τα **μεγέθη M_s** υπολογίζονται από κύματα των οποίων τα **μήκη κύματος είναι της τάξης των 70 km**. Συνεπώς, τα μεγέθη αυτά **παθαίνουν κορεσμό** όταν οι διαστάσεις των ρηγμάτων είναι αρκετά μεγάλες (>300 km), δηλαδή, όταν τα μεγέθη είναι αρκετά μεγάλα.

Τα **μεγέθη ροπής, M_w** , υπολογίζονται από κύματα των οποίων τα μήκη κύματος είναι πάντα της ίδιας τάξης με τις διαστάσεις των ρηγμάτων, όσο μεγάλα και αν είναι τα ρήγματα αυτά, και για το λόγο αυτό τα μεγέθη σεισμικής ροπής **δεν παθαίνουν κορεσμό**.



Σχέσεις μεταξύ των μεγεθών διαφόρων κλιμάκων

Κάθε κατάλογος σεισμός που χρησιμοποιείται σε επιστημονική μελέτη πρέπει να έχει τις παρακάτω ιδιότητες:

- να είναι **ακριβής**, δηλαδή οι εστιακές παράμετροι των σεισμών να είναι όσο το δυνατόν ακριβέστερες,
- να είναι **πλήρης**, δηλαδή να περιέχονται στον κατάλογο όλοι οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από ορισμένο ελάχιστο μέγεθος, για ορισμένη χρονική περίοδο,
- να είναι **ομογενής**, δηλαδή όλα τα μεγέθη των σεισμών πρέπει να είναι στην ίδια κλίμακα.

Ως τέτοια κλίμακα επιλέγεται συνήθως η κλίμακα του μεγέθους ροπής, M_w , λόγω των πλεονεκτημάτων που παρουσιάζει η κλίμακα αυτή και που αναλύθηκαν προηγούμενα. Για το λόγο αυτό, οι σχέσεις που αναφέρονται παρακάτω δίνουν το μέγεθος ροπής, M_w , σε συνάρτηση με το M_L , m_b και M_s . Οι σχέσεις αυτές έχουν προκύψει από σημαντικό αριθμό παρατηρήσεων (Scordilis, 2005).

- Το M_L , όπως ορίσθηκε από τον Richter (1935) και υπολογίζεται σήμερα από τα σεισμολογικά κέντρα της Καλιφόρνιας (Berkeley, Pasadena), συνδέεται με το μέγεθος ροπής, M_w , με τη σχέση:

$$M_w = 0.94M_L + 0.09, \quad 3.6 \leq M_L \leq 7.0, \quad \sigma = 0.19$$

Δηλαδή, το M_L είναι ελαφρώς μεγαλύτερο από το M_w .

- Το μέγεθος επιφανειακών κυμάτων, M_s , όπως αυτό υπολογίζεται από τα διεθνή σεισμολογικά κέντρα (ISC, NEIC), συνδέεται με το M_w , με τις σχέσεις:

$$M_w = 0.65M_s + 2.20, \quad 3.0 \leq M_s \leq 6.1, \quad \sigma = 0.17$$

$$M_w = 1.00M_s - 0.02, \quad 6.2 \leq M_s \leq 8.0, \quad \sigma = 0.21$$

Δηλαδή, το M_s είναι ίσο με το M_w για $6.2 \leq M_s \leq 8.0$ και μικρότερο για $3.0 \leq M_s \leq 6.1$.

- Το μέγεθος των κυμάτων χώρου, m_b , όπως αυτό υπολογίζεται από τα διεθνή σεισμολογικά κέντρα (ISC, NEIC), συνδέεται με το M_w με τη σχέση:

$$M_w = 0.85m_b + 1.02, \quad 3.5 \leq m_b \leq 6.2, \quad \sigma = 0.29$$

Τρόπος υπολογισμού μεγεθών στον ελληνικό χώρο

Στην Ελλάδα έχουν υπολογιστεί τα ακόλουθα μεγέθη σεισμών από καταγραφές διαφόρων τύπων σειсмоγράφων:

- Μεγέθη, **M**, από σειсмоγράφους Mainka και Wiechert που λειτουργούν στην Αθήνα από το 1911 και το 1926,
- Μεγέθη **M_{LGR}**, από τον σειсмоγράφο Wood-Anderson που λειτουργεί στην Αθήνα από το 1964,
- Μεγέθη από βραχείας περιόδου σειсмоγράφους που λειτουργούν στη Θεσσαλονίκη από το 1981.

🌍 Για τον υπολογισμό του **μεγέθους, M**, επιφανειακών σεισμών ($h < 60$ km) στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές, εφαρμόζεται ο τύπος:

$$M = \log a + 1.42 \log \Delta + 0.20$$

όπου a είναι το μέσο εδαφικό πλάτος σε μm (μικρά), όπως υπολογίζεται από τις αναγραφές των δύο οριζοντίων συνιστωσών του σεισομέτρου Mainka ή του σεισομέτρου Wiechert και Δ είναι η επικεντρική απόσταση σε km, για $\Delta < 600$ km (Parazachos and Vasilikou, 1966). Για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους ($60 \text{ km} \leq h \leq 180 \text{ km}$) εφαρμόζεται η σχέση (Parazachos and Comninakis, 1971):

$$M = \log a + 0.18R/100 + 3.20 \quad (R \text{ είναι η υποκεντρική απόσταση})$$

Έχει αποδειχθεί (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) ότι το μέγεθος M είναι ισοδύναμο με το μέγεθος ροπής, M_w :

$$M_w = M \quad 3.6 \leq M \leq 8.0$$

🌍 Το μέγεθος **M_{LGR}** υπολογίζεται από το σεισογράφο Wood-Anderson του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Το ίδιο μέγεθος υπολογίζεται από τις καταγραφές των βραχείας περιόδου σεισογράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. με τη σχέση:

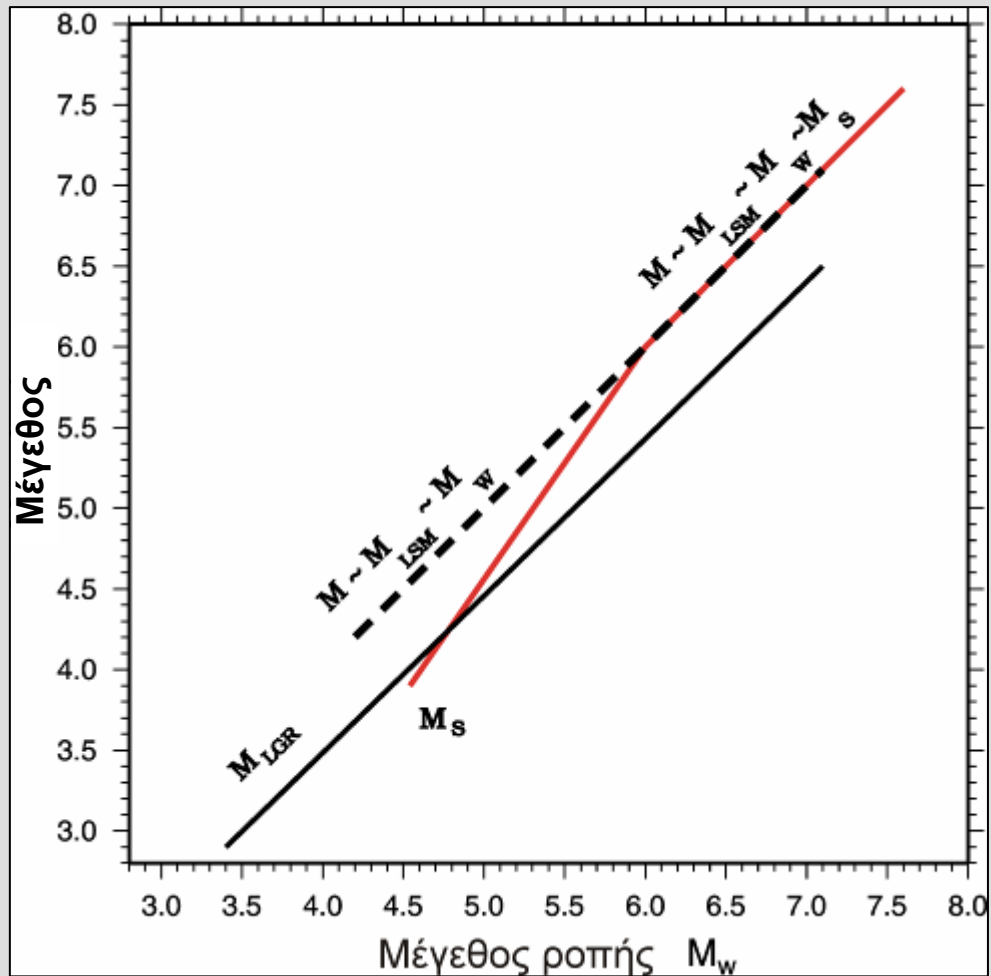
$$M_{LGR} = \log a + 2.32 \log R - 1.1$$

όπου a είναι το πραγματικό πλάτος (σε μm) της εδαφικής κίνησης και R (σε km) είναι η υποκεντρική απόσταση (Κυρατζή, 1984). Το μέγεθος M_{LGR} συνδέεται με το μέγεθος ροπής με την ακόλουθη απλή σχέση:

$$M_w = M_{LGR} + 0.5 \quad 3.6 \leq M_{LGR} \leq 6.5$$

Η μικρότερη τιμή του M_{LGR} κατά 0.5 από το $M_L (=M_w)$ οφείλεται στο γεγονός ότι ο σεισογράφος Wood-Anderson που είναι εγκατεστημένος στην Αθήνα, έχει σχετικώς μικρή μεγέθυνση (~ 1000).

Τρόπος υπολογισμού μεγεθών στον ελληνικό χώρο (συνέχεια)



Γραφική παράσταση μεταξύ των σχέσεων μεταξύ των μεγεθών M , M_{LGR} , M_{LSM} , M_s και του μεγέθους M_w , για σεισμούς του Ελληνικού χώρου (Parazachos et al. 2002).

Ενέργεια σεισμού

Η **ενέργεια** που απελευθερώνεται κατά τη γένεση ενός σεισμού υπολογίζεται με **γεωδαιτικές μετρήσεις** στην επικεντρική περιοχή προ και μετά τη γένεση του σεισμού ή **από τις σεισμικές αναγραφές** με τη χρησιμοποίηση ολόκληρου του τμήματος του σειсмоγράμματος, που αφορά ορισμένο είδος κύματος. Η πρώτη μέθοδος έχει εφαρμοστεί σε λίγες μόνο περιπτώσεις ενώ η δεύτερη μέθοδος εφαρμόστηκε για πολλούς σεισμούς.

Η ενέργεια που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού με τη μορφή κυμάτων χώρου δίνεται (Gutenberg and Richter, 1956) από τη σχέση:

$$E_s = 3\pi\rho h^2 vt \left(\frac{u}{T}\right)^2$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του υλικού, h είναι το βάθος της εστίας του σεισμού, v η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων, t η διάρκεια αναγραφής του κύματος, u το μέγιστο πλάτος του κύματος και T η περίοδος.

Έχει δειχθεί ότι ο λογάριθμος της σεισμικής ενέργειας, E_s , είναι γραμμική συνάρτηση του επιφανειακού μεγέθους του σεισμού. Οι Kanamori and Anderson (1975) πρότειναν τη σχέση:

$$\log E_s = 4.8 + 1.5M_s \quad (E \text{ σε Joules})$$

Αύξηση του μεγέθους κατά μια μονάδα αντιστοιχεί αύξηση της σεισμικής ενέργειας κατά 31 φορές περίπου.

Η **συνολική ενέργεια**, E , που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού είναι το **άθροισμα** της **σεισμικής** ενέργειας, E_s , και της ενέργειας, E_R , που μετατρέπεται σε **θερμότητα** στην εστία του σεισμού κατά τη γένεσή του ή κατά τη διάδοση του κύματος σε μέσο το οποίο δεν είναι τελείως ελαστικό:

$$E = E_s + E_R$$

Συντελεστής απόδοσης, η , είναι ο **λόγος της σεισμικής ενέργειας** την οποία μετράμε, **προς την ολική ενέργεια**:

$$\eta = E_s/E$$

Πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, είναι η διαφορά της διατμητικής τάσης, σ_0 , που δρά στο επίπεδο του ρήγματος πριν τη γένεση του σεισμού και της διατμητικής τάσης, σ_1 , μετά το σεισμό:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$$

Μέση τάση, $\bar{\sigma}$, είναι το ημιάθροισμα των δύο αυτών διατμητικών τάσεων: $\bar{\sigma} = \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2}$

Η μέση τάση δεν μπορεί να υπολογιστεί από τα σειсмоγράμματα αλλά η πτώση τάσης μπορεί να υπολογιστεί ως συνάρτηση με τη σεισμική ροπή, M_0 , η οποία υπολογίζεται εύκολα από τις καταγραφές. Για κυκλικό ρήγμα με ακτίνα R η πτώση τάσης είναι:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16R^3} M_0$$

Μια αντιπροσωπευτική τιμή της πτώσης τάσης είναι **60 bar** ενώ η ενδεικτική τιμή της για τους οριοπλακικούς σεισμούς είναι **30 bar** και για τους ενδοπλακικούς **100 bar**.

Ένας άλλος τρόπος υπολογισμού της πτώσης τάσης έχει προταθεί από τον Kostrov (1974), ο οποίος έδειξε ότι ισχύει η σχέση:

$$E_s \approx \frac{1}{2} \Delta\sigma \bar{u} S = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0$$

όπου η σεισμική ενέργεια, E_s , και η σεισμική ροπή, M_0 , μπορούν να βρεθούν από τα σειсмоγράμματα.

Η συνολική ενέργεια, E , που παράγεται στο ρήγμα είναι ίση με τη μέση δύναμη που ασκείται στο ρήγμα, $F=S \bar{\sigma}$, επί τη μέση μετατόπιση, \bar{u} , δηλαδή, $E = \bar{\sigma} \cdot S \cdot \bar{u}$

Συνδυάζοντας τη σχέση αυτή με τη σχέση ορισμού της σεισμικής ροπής, $M_0 = \mu L w u$, προκύπτει ότι: $E = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0$

Από την τελευταία σχέση και τις σχέσεις του συντελεστή απόδοσης και του Kostrov, προκύπτει ότι:

$$\eta = \frac{\Delta\sigma}{2\sigma}$$

Παράδοξο ροής θερμότητας

Η προηγούμενη σχέση δείχνει ότι για να βρεθεί ο συντελεστής απόδοσης πρέπει να είναι γνωστή η μέση τάση. Επειδή η μέση τάση δεν μπορεί να βρεθεί από τα σειсмоγράμματα, καταβλήθηκε προσπάθεια να υπολογιστεί με εργαστηριακά πειράματα. Έτσι, υπολογίστηκε μια ελάχιστη τιμή 500 bar για τη μέση διατμητική τάση σε βάθος 10 km μέσα στη Γη και συνεπώς ο συντελεστής απόδοσης πρέπει να είναι μικρός (~ 0.06). Αυτό με τη σειρά του σημαίνει ότι περίπου το 94% της ολικής ενέργειας μετατρέπεται σε θερμότητα στο ρήγμα.

Όμως, μετρήσεις ροής θερμότητας σε ρήγματα έδειξαν παραγωγή θερμότητας 10 φορές μικρότερη από την προβλεφθείσα (**παράδοξο ροής θερμότητας**). Η πιθανότερη ερμηνεία του φαινομένου είναι ότι η μέση τάση στα ρήγματα είναι πολύ μικρότερη από αυτήν που υπολογίζεται στο εργαστήριο.



Διάγραμμα της συχνότητας γένεσης σεισμών με διάφορα μεγέθη σε όλο τον κόσμο ανά έτος, καθώς επίσης και η ισοδύναμη ποσότητα σε kg εκρηκτικών υλών που εκλύει την ίδια ενέργεια για κάθε τιμή μεγέθους.