

Ένταση

- Κλιμακωτή παράμετρος σε γραμμικές σχέσεις;
- Αλλά: γραμμική συσχέτιση $I_{\max}$ και M
- Τί σημαίνει $I=7.8$;
- Διαφορές I_0 και $I_{\max}$
- $I_0 = I_{\max}^{n>1}$
- $I_0 = \max(I_{\max}, I_{\max}-1)$
- Ακρίβεια μισού βαθμού

Εξασθένηση της έντασης

Η διαφορά της επικεντρικής και τοπικής έντασης αυξάνει με την απόσταση

Η κλίση της καμπύλης μειώνεται

Εμπειρικές σχέσεις που περιέχουν λογάριθμο και ρίζα

Von Kovesligethy 1906

$$\Delta I = 3 \log_{10} \left(\frac{D_i}{h} \right) + B(D_i - h),$$

$$D_i = \sqrt{D^2 + h^2}$$

Blake 1941

$$\Delta I = C_1 + C_2 (k \Delta \log_{10} c + \log_{10} \Delta)$$

Nuttli & Gupta 1976

$$\Delta I = s \log_{10} \left(\frac{D_i}{h} \right)$$

Berardi et al. 1993

$$\Delta I = \alpha + \beta \sqrt[3]{D}$$

Πηγή – σεισμογόνος χώρος

- Περιοχή – εγγύς πεδίο – σημείο
- Μακροσεισμικό επίκεντρο (μέγιστα αποτελέσματα)
- Αριθμός $I_{\max}$

1. Μέγιστες εντάσεις
2. Εντάσεις ενδιάμεσου βαθμού
3. $n > 3$

Πλεονεκτήματα

- Ανεξάρτητες μέθοδοι υπολογισμού της κάθε παραμέτρου
- Βήματα που βασίζονται στα προηγούμενα αποτελέσματα
- Το M εξαρτάται από I_{MAX} και $I=f(\Delta)$

Περιορισμοί

- Σεισμοί στη θάλασσα
- Έλλειψη ικανού αριθμού δεδομένων μέγιστης έντασης
- Έλλειψη ικανού αριθμού δεδομένων υπολοίπων εντάσεων
- Συσσωρευτικά αποτελέσματα προ- κυρίως και μετασεισμών
- Το M εξαρτάται από I_{MAX} και $I=f(\Delta)$

Μικρός αριθμός I

Σύνθεση μεθόδων

- Επίκεντρο:

1. Θέση μέγιστης έντασης
2. Πλέον πιθανό επίκεντρο από σεισμοτεκτονικά δεδομένα

- Εξασθένηση I:

1. Κυκλική
2. Πλέον πιθανή ισόσειστη από ενόργανα δεδομένα
3. Πλέον πιθανή έλλειψη

- Μέγεθος:

Ανεξάρτητα M που αντιστοιχούν στον κύκλο ή την ισόσειστη ή την έλλειψη

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών παραμέτρων του σεισμού (επίκεντρο – μέγεθος – εστιακό βάθος) μπορεί να πραγματοποιηθεί αποκλειστικά με την βοήθεια μακροσεισμικών δεδομένων και συγκεκριμένα «σημείων με δεδομένα έντασης» (Intensity Data Points – IDPs).

ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ

Για το μακροσεισμικό επίκεντρο, παρότι ο ορισμός του στη βιβλιογραφία είναι σαφής, παραμένει ακόμα θέμα διαφωνιών.

Συνήθως αναφέρεται ότι αποτελεί **το κέντρο βάρους μιας περιοχής στην οποία υπάρχουν τα πιο έντονα αποτελέσματα.**

Για τον υπολογισμό της θέσης του επικέντρου παίζουν ρόλο:

- Η κατανομή των μέγιστων εντάσεων
- Το σχήμα και την έκταση των ισόσειστων καμπυλών
- Τα δεδομένα από προσεισμούς ή μετασεισμούς
- Η γνώση της τεκτονικής και γεωλογίας της περιοχής
- Αναλογικές συγκρίσεις με άλλους σεισμούς

ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ

Το μακροσεισμικό επίκεντρο δεν συμπίπτει απαραίτητα με τη περιοχή της επιφάνειας διάρρηξης. Για αυτό το λόγο, μερικές φορές προτιμάται μια άλλη έννοια που ονομάζεται **βαρύκεντρο**.

Έτσι, οι συντεταγμένες που χρησιμοποιούνται θα είναι αυτές του κεντρικού σημείου της επιφάνειας διάρρηξης, που είναι το σημείο όπου φαίνεται να ακτινοβολεί η σεισμική ενέργεια.

Μια συνηθισμένη προσέγγιση στο παρελθόν για τον υπολογισμό του επικέντρου ήταν οι ισόσειστες καμπύλες, όπου μέσω αυτών αντλούσαν τις σεισμικές παραμέτρους. Παρότι ο Richter (1958) ήταν εναντίον της πρακτικής υπολογισμού του επικέντρου θεωρώντας το στο κέντρο της υψηλότερης ισόσειστης, αυτή έχει παραμείνει ένας συνηθισμένος τρόπος προσέγγισης.

Επειδή οι ισόσειστες συνήθως σχεδιάζονται υποκειμενικά, στη σύγχρονη πρακτική χρησιμοποιούνται μέθοδοι που βασίζονται στην απευθείας κατανομή των μακροσεισμικών σημείων MDPs.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

Υπάρχουν αρκετοί τρόποι για να προσδιοριστεί το επίκεντρο ενός σεισμού μέσω μακροσεισμικών δεδομένων.

1. Μέγιστη ένταση: Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι ενδεχομένως η παλαιότερη, με το επίκεντρο να ταυτίζεται με το κέντρο της περιοχής μέγιστης έντασης. Το σημείο αυτό δύναται να αποτελεί:
 - Τον γεωμετρικό μέσο των IDPs που ισούνται με το $I_{\max}$.
 - Τον γεωμετρικό μέσο των IDPs που ισούνται με το $I_{\max}$ και $I_{\max-1}$.
 - Τον γεωμετρικό μέσο των IDPs που ισούνται με το $I_{\max}$ και $I_{\max-1}$ με συντελεστή βαρύτητας.
 - Το κεντροειδές της μέγιστης ισόσειστης.
 - Τον μέσο όρο των κεντροειδών των δύο μεγίστων ισόσειστων.
 - Τον μέσο όρο του κεντροειδούς της μέγιστης ισόσειστης σε συνδυασμό με τον μέσο όρο των IDPs που ισούνται με το $I_{\max}$.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER

Μέθοδος Boxer: Χρησιμοποιείται κυρίως για τον προσδιορισμό της προβολής της ρηγματικής επιφάνειας στο δάπεδο. Βασίζεται στην κατανομή των μεγίστων τιμών έντασης, ενώ δεν εφαρμόζεται για τον προσδιορισμό θαλάσσιων σεισμών. Αρχικά, υπολογίζουμε τα IDPs που ισούνται με το I_{max} . Αν αυτά είναι αριθμητικά μικρότερα από 4, προσθέτουμε τα IDPs μικρότερων εντάσεων μέχρι να φτάσουμε στον αριθμό 4. Εξ' αυτών, αφαιρούμε το 25% των πιο απόμακρων σημείων και παίρνουμε τον μέσο όρο των υπολειπόμενων.

ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ ΜΕΕΡ

- Έτσι το επίκεντρο μπορεί να υπολογιστεί σύμφωνα με δύο βασικές διαδικασίες:
- Η πρώτη περιλαμβάνει την ταξινόμηση του **κεντροειδούς** των υψηλότερων εντάσεων και σχετίζεται περισσότερο με το πρόγραμμα Boxer των Gasperini et al. (1999).
- Η δεύτερη περιλαμβάνει την εύρεση μιας σχέσης βάσει της οποίας θα προβλέπεται η απόσταση που οφείλουν να ακολουθούν τα MDPs και την εφαρμογή ενός **συστήματος καννάβου** στο οποίο τα σφάλματα θα ελαχιστοποιούνται.
- Ωστόσο, το λογισμικό ΜΕΕΡ περιλαμβάνει επιπλέον για σύγκριση, την εφαρμογή του κώδικα της απλοποιημένης μεθόδου.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΚΕΝΤΡΟΕΙΔΟΥΣ

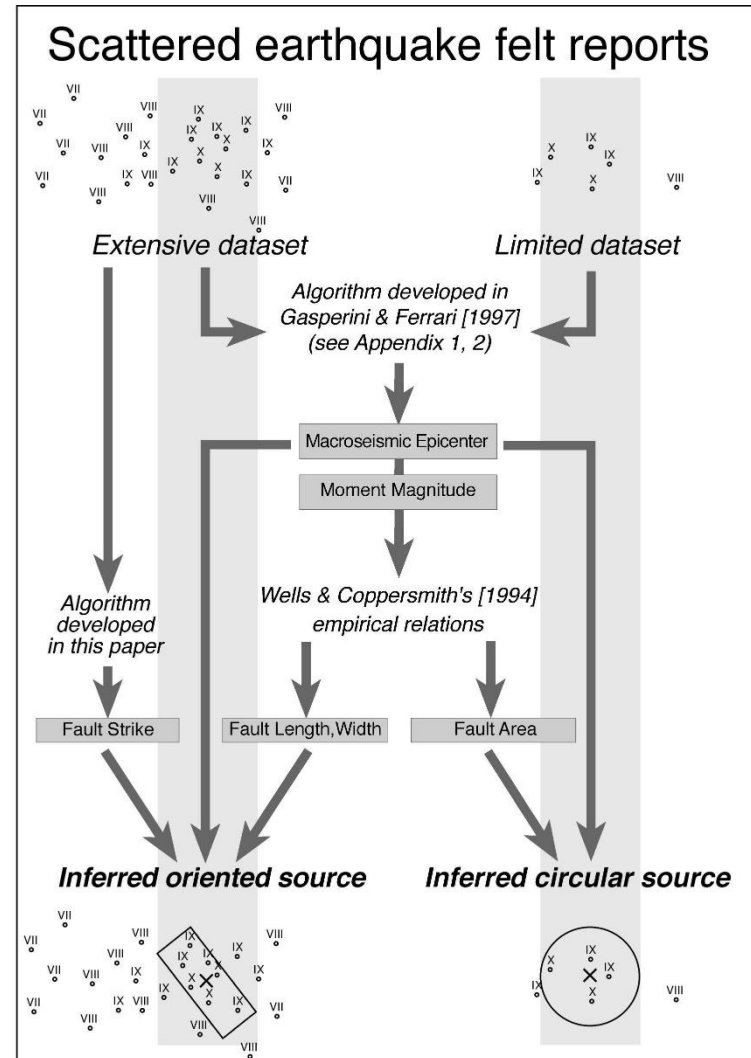
(CENTROID ή BOXER)

- Το πρώτο βήμα είναι ο υπολογισμός του κεντροειδούς των σημείων (IDPs) με τις υψηλότερες τιμές έντασης. Το κεντροειδές βασίζεται σε μια σειρά δεδομένων ακραίων τιμών. Κατά προσέγγιση, το 25% των μακροσεισμικών σημείων απαλείφεται. Ένα αρχικό κεντροειδές υπολογίζεται βασιζόμενο στα σημεία υψηλής έντασης, ξεκινώντας από τα σημεία με την υψηλότερη τιμή και προσθέτοντας προοδευτικά τις επόμενες υψηλότερες τιμές έως ότου είναι διαθέσιμος ένας επαρκής αριθμός σημείων. Τα σημεία που είναι τα πιο απομακρυσμένα από αυτό το αρχικό κεντροειδές περικόπτονται και έπειτα υπολογίζεται το κεντροειδές των υπόλοιπων σημείων (αυτών που δεν έχουν περικοπεί). Ο αριθμός των IDPs που χρησιμοποιούνται είναι ίδιος με τη μέθοδο Gasperini (1999).

ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER

Of course the quality of the results depends largely on the quality of the data (“garbage in - garbage out”!)

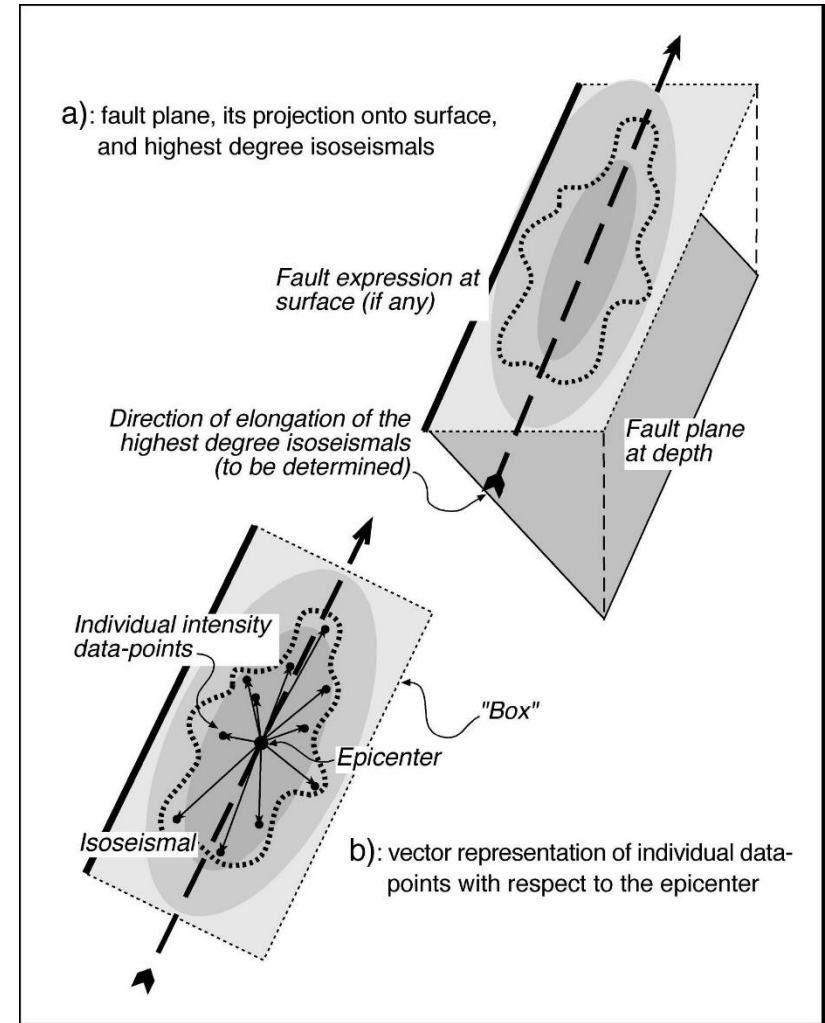
from Gasperini et al. [BSSA, 1999]



ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER

...The method essentially looks at the size & elongation of the highest degree isoseismals resulting from the size and physical elongation of the source. As such, it is only applicable to eqs having $M > 5.5$ and requires a fine distribution of datapoints.

The *radiation pattern* is not accounted for.



from Gasperini et al. [BSSA, 1999]

Διεύθυνση της σεισμογόνου πηγής

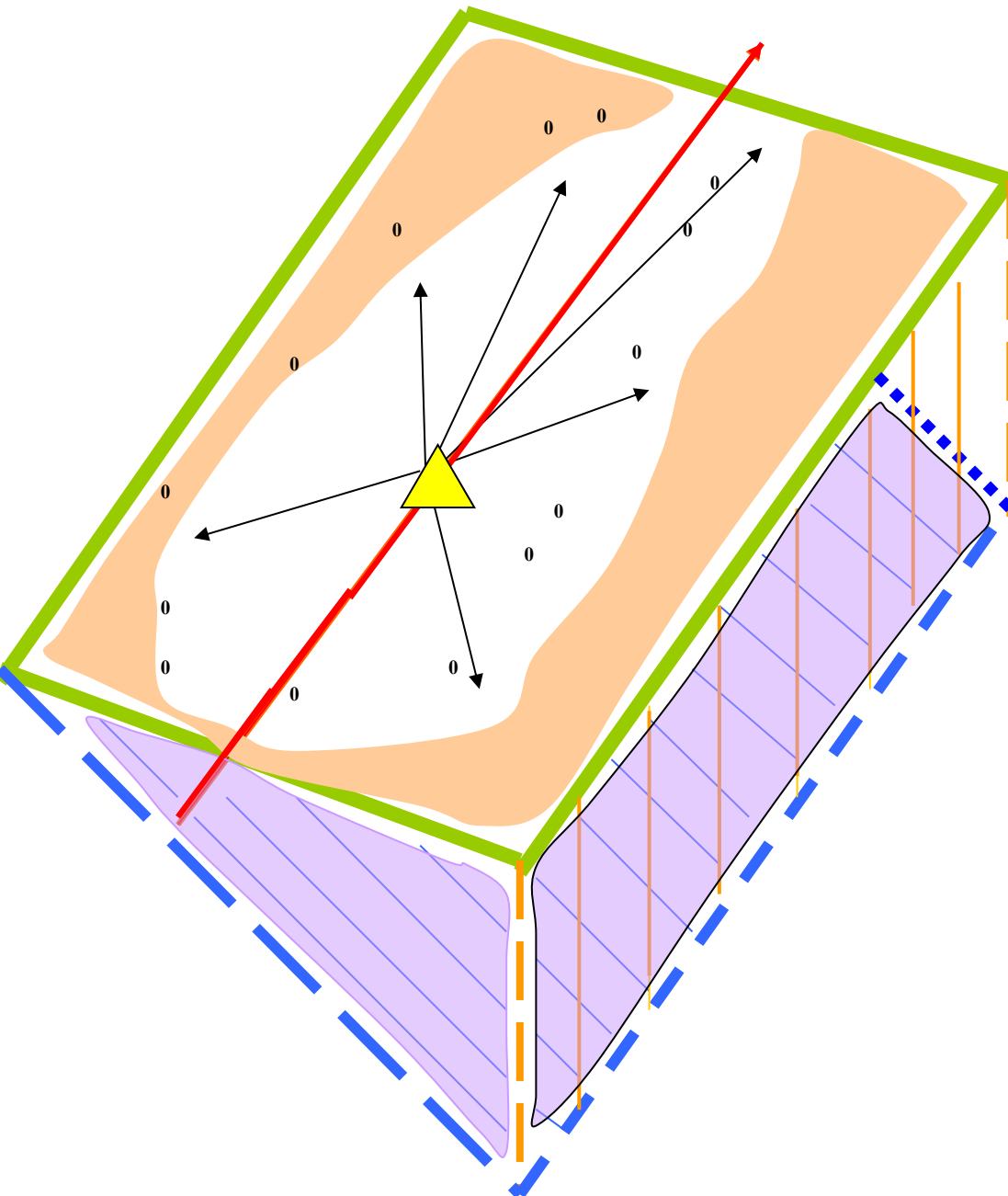
- Η διεύθυνση του μέγιστου άξονα κατανομής των $I_{\max}$ εξαρτάται από την γεωμετρία της πηγής
- Η κατανομή των $I_{\max}$ αντικατοπτρίζει την προβολή του ρήγματος στην επιφάνεια
- Υπάρχει φυσική σύνδεση πηγής και εδαφικής κίνησης στην επιφάνεια
- Σε κάθε τόπο έντασης I αντιστοιχεί άνυσμα ως προς το μακροσεισμικό επίκεντρο
- Το αζιμούθιο κάθε ανύσματος πρέπει να προσεγγίζει την πραγματική διεύθυνση του ρήγματος
- Όσο μακρύτερα ο τόπος, τόσο μεγαλύτερη η πιθανότητα

Διαστάσεις της πηγής

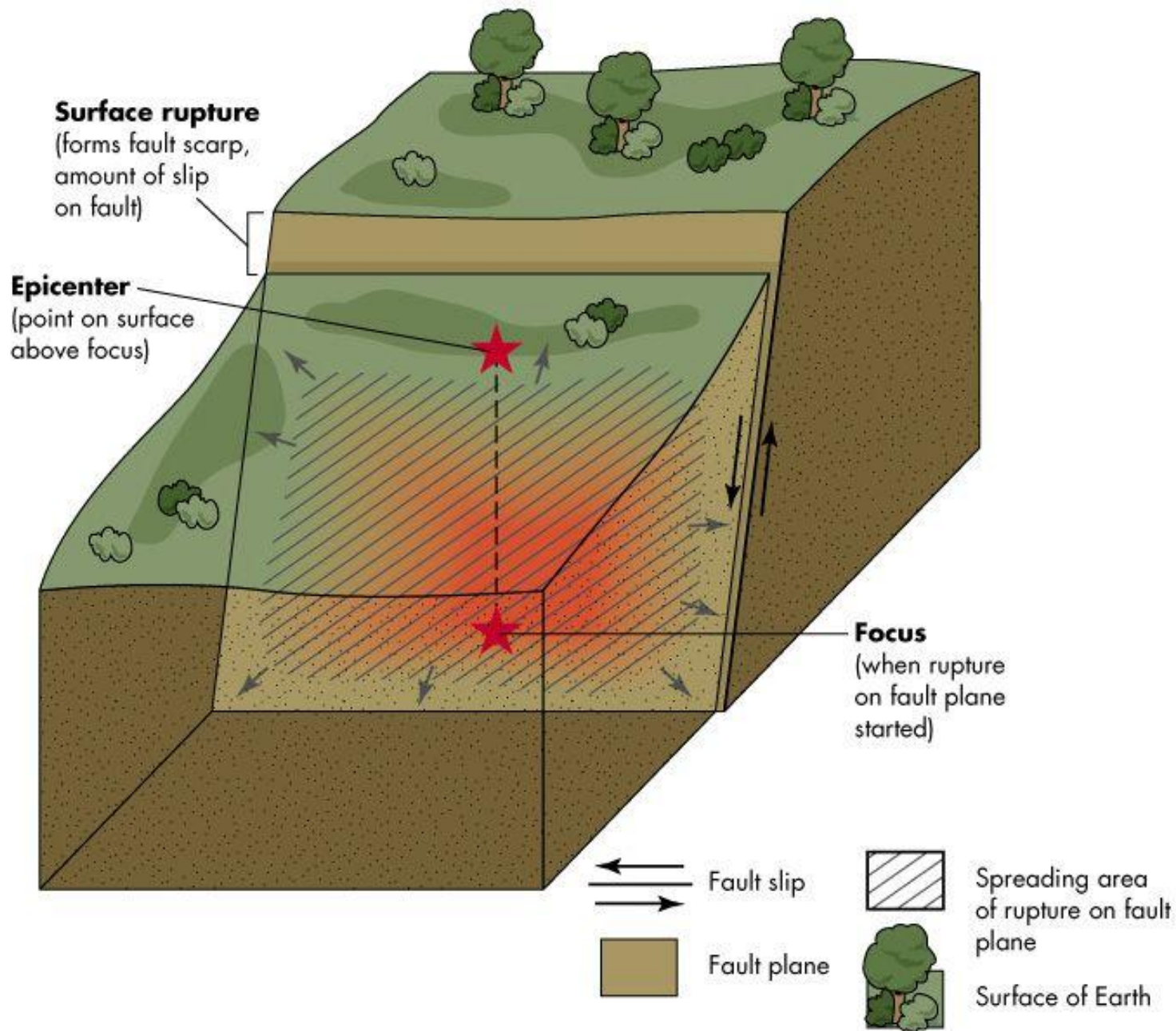
- Ο κάθε σεισμός αντιπροσωπεύει το μέγιστο δυναμικό της πηγής
- $\text{Log}_{10}(\text{RLD}) = 0.59(\pm 0.02)*M - 2.44(\pm 0.11)$
- $\text{Log}_{10}(\text{RW}) = 0.32(\pm 0.02)*M - 1.01(\pm 0.10)$
- Wells & Coppersmith 1994

Συνοπτικά-περιορισμοί

- Η σεισμογόνος πηγή αντιστοιχεί σε διαστάσεις σεισμογόνου ρήγματος
- Το υποψήφιο σεισμογόνο ρήγμα δίνει τις αρχικές διαστάσεις της πηγής (Wells & Coppersmith)
- Θεωρείται ότι ενεργοποιήθηκε όλο (μέγιστο μέγεθος)
- Η μέγιστη ένταση θεωρείται ότι είναι η μέγιστη πιθανή
- Ο παράγοντας έδαφος μπορεί να υπερεκτιμήσει το μέγεθος
- Ανεξάρτητη μέθοδος με σεισμοτεκτονικά αποτελέσματα

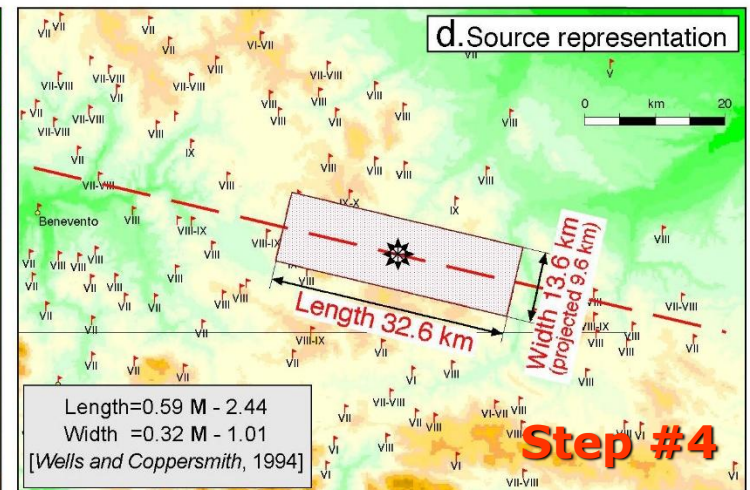
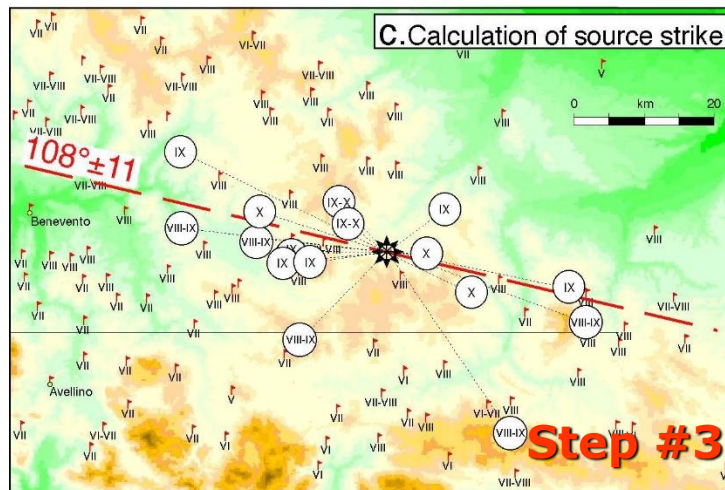
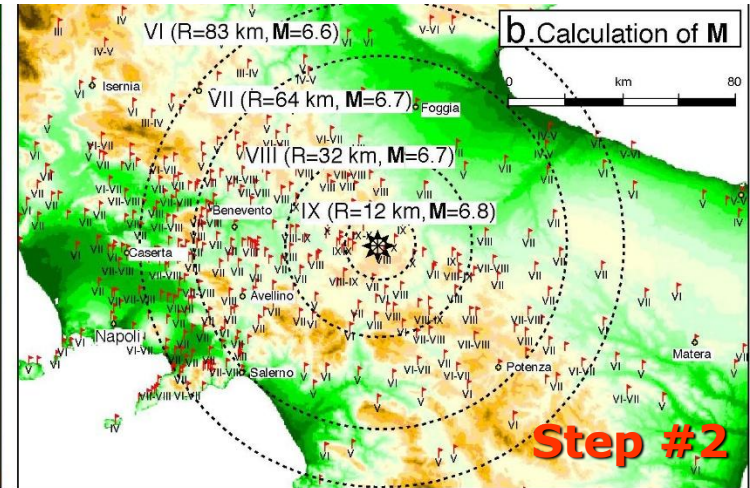
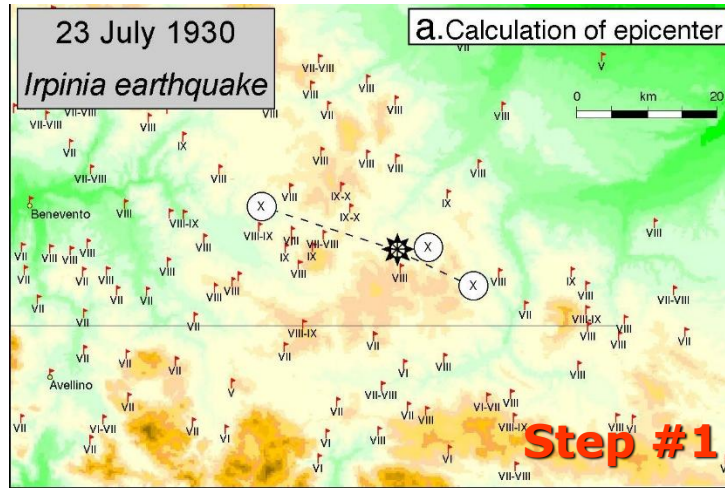


- ▶ Υπολογισμός του κυκλικού μέσου των αζιμουθίων
- ▶ Το αζιμούθιο κυμαίνεται $0^\circ - 180^\circ$
- ▶ Εξαρτάται από την ομοιομορφία κατανομής δεδομένων



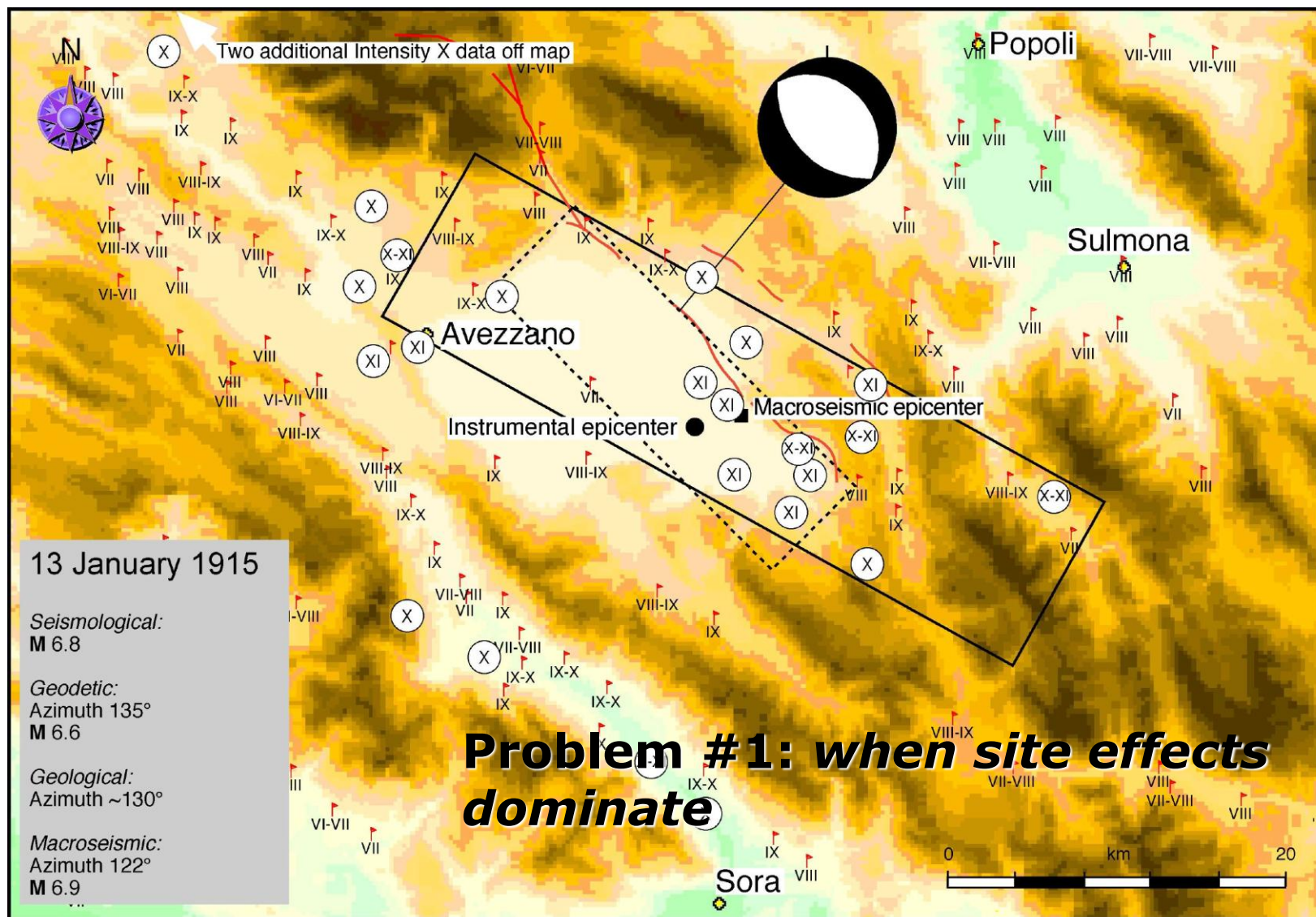
(also
hypocenter)

ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER



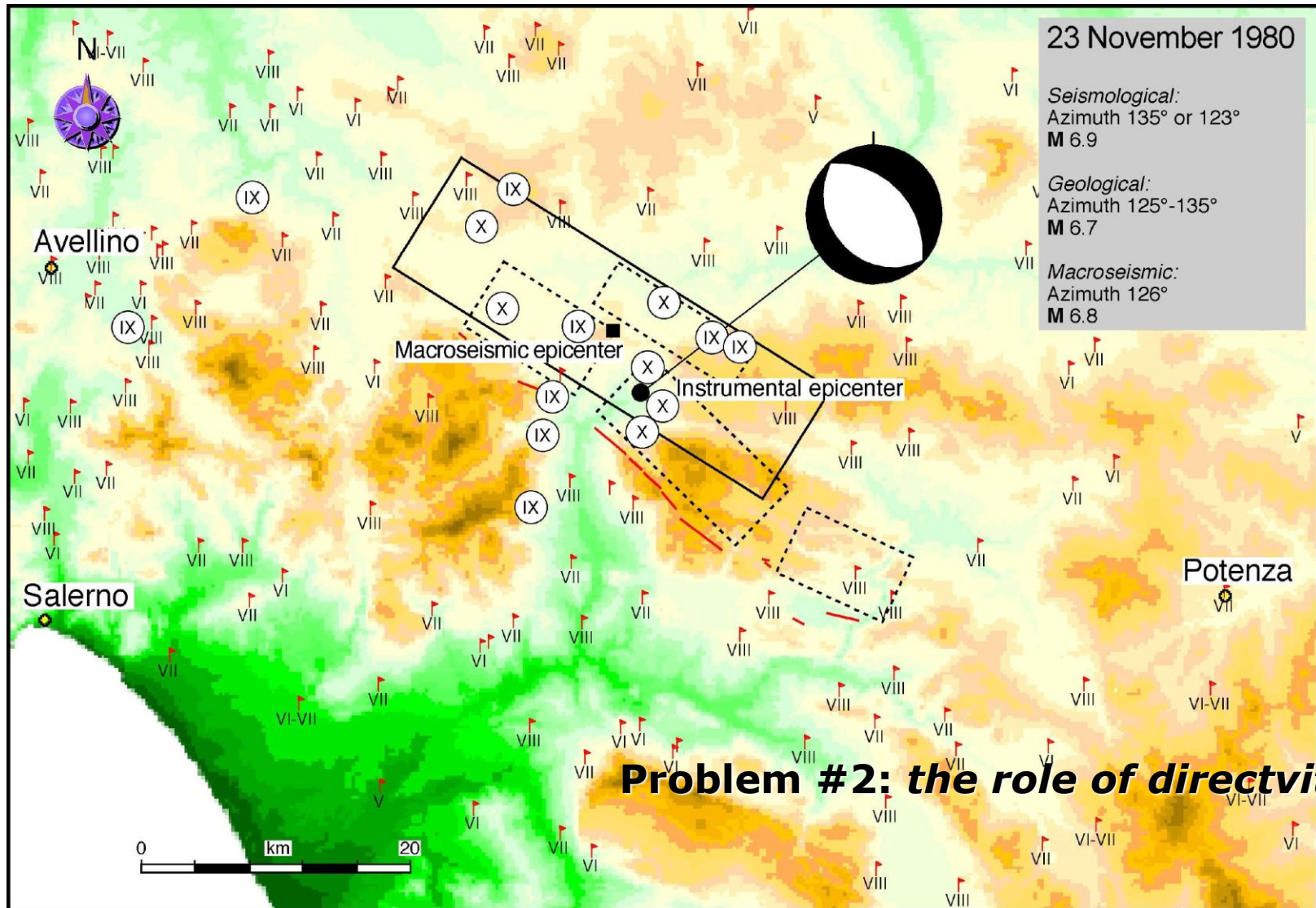
from Gasperini et al. [BSSA, 1992]

ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER



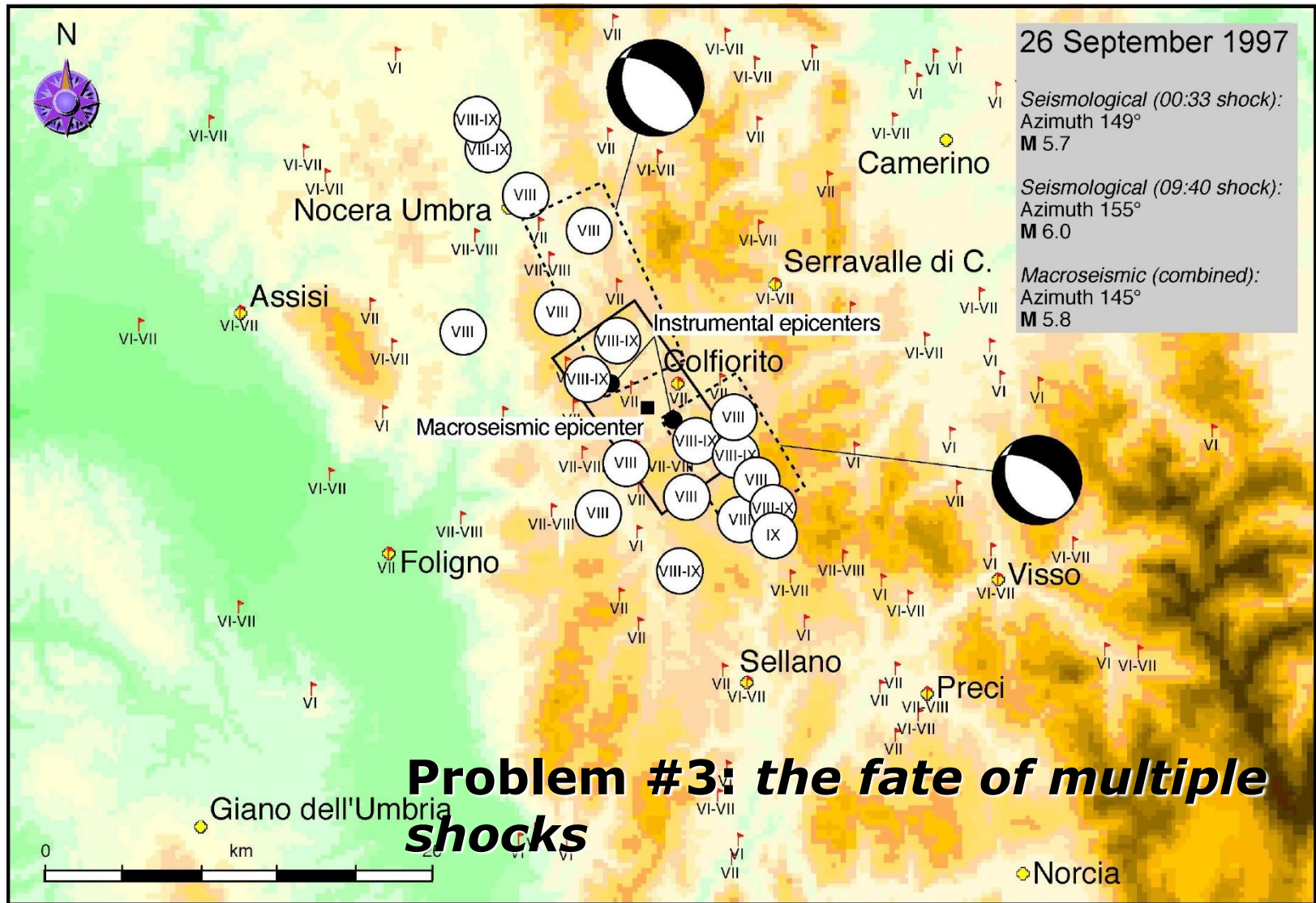
from Gasperini et al. [BSSA, 1999]

ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER



from Gasperini et al. [BSSA, 1999]

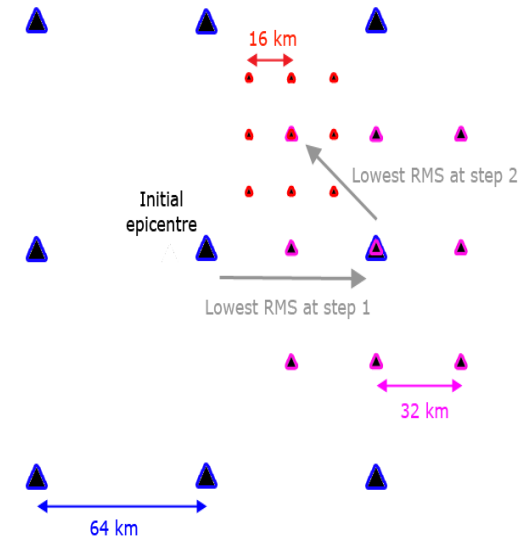
ΜΕΘΟΔΟΣ BOXER



from Gasperini et al. [BSSA, 1999]

ΜΕΘΟΔΟΣ ΜΕΕΡ

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη δημιουργία μεγάλου καννάβου (grid). Ο κάνναβος λειτουργεί ως εξής: Αρχικά τοποθετείται ένα αρχικό επίκεντρο στη θέση της μέγιστης έντασης. Αν θεωρηθεί αρχική θέση 0,0 σε ένα σύστημα καννάβου (σε χιλιόμετρα), τα σημεία που λαμβάνονται υπόψη σε κάθε βήμα θα είναι $-R, -R$, $-R, 0$, $-R, R$, $0, -R$, $0, 0$, $0, R$, $R, -R$, $R, 0$ και R, R . Η αρχική τιμή του R θεωρείται 64 Km. Υπολογίζεται το rms για κάθε ένα από τα 9 σημεία. Το σημείο με το μικρότερο δυνατό σφάλμα θα θεωρηθεί το αρχικό 0,0 για το επόμενο βήμα με την τιμή του R να μειώνεται στο μισό. Αυτή η διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου το R θα φτάσει από 64, 32, 16, 8, 4, 2, 1, στα 0,5Km. Δηλαδή εφαρμόζοντας το μοντέλο Kovesligethy (1906) για κάθε σημείο έντασης, το σημείο του καννάβου με το ελάχιστο σφάλμα θα είναι το κέντρο του επόμενου, μικρότερου καννάβου. Το σημείο με τη χαμηλότερη τιμή σφάλματος κατά την τελευταία επανάληψη θεωρείται το τελικό επίκεντρο. Στη τελευταία επανάληψη το βάθος λαμβάνεται επίσης υπ' όψιν μετακινώντας τη πιθανή θέση του υποκέντρου από 0 Km στα 30 km.



Η βασική αρχή καθορισμού του επικέντρου από το ΜΕΕΡ

Η χρήση του καννάβου χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στη μέθοδο ΜΕΕΡ. Η μέθοδος αυτή λαμβάνει υπ' όψιν το μοντέλο του Kovesligethy (1906), προσπαθώντας να το συνδυάσει με τα δεδομένα των IDPs. Το μοντέλο αυτό βασίζεται στη παρακάτω σχέση:

$$I = I_0 - (k \log(r/h) + \alpha \log_e(r-h))$$

Σε αυτή τη σχέση r είναι η μακροσεισμική ακτίνα, I_0 η επικεντρική ένταση, h το εστιακό βάθος, e είναι μια σταθερά του Euler, το k είναι μια σταθερά που αντιστοιχεί στο διάστημα μεταξύ των ισοσειστών και συνήθως θεωρείται γύρω στο 3. Τέλος, το α είναι ο παράγοντας ανελαστικής εξασθένησης. Το βάθος αρχικώς εφαρμόζεται ως μια δοθείσα τιμή από τον χρήστη και στη συνέχεια η τιμή του υπολογίζεται από την βελτιστοποίηση (ελαχιστοποίηση σφαλμάτων) στο τέλος της διαδικασίας.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

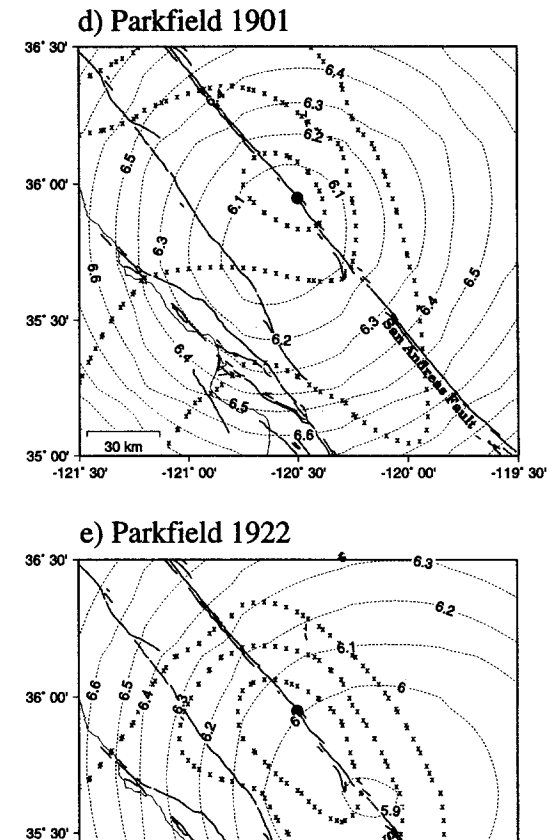
Μέθοδος ελαχιστοποίησης υπολοίπου: Βασίζεται σε μια σχέση απόσβεσης της μορφής (Bakun and Wentworth 1997):

$$M_i = (MMI_i + a + b * \Delta_i)/c$$

με τον όρο Δ_i να αντιστοιχεί στην επικεντρική απόσταση

Ουσιαστικά, πραγματοποιούνται δοκιμές για διάφορα επίκεντρα (θεωρητικά) και προσπαθούμε να μειώσουμε την διαφορά μεταξύ των θεωρητικών – πραγματικών δεδομένων, με βάση την ελαχιστοποίηση των υπολοίπων (rms).

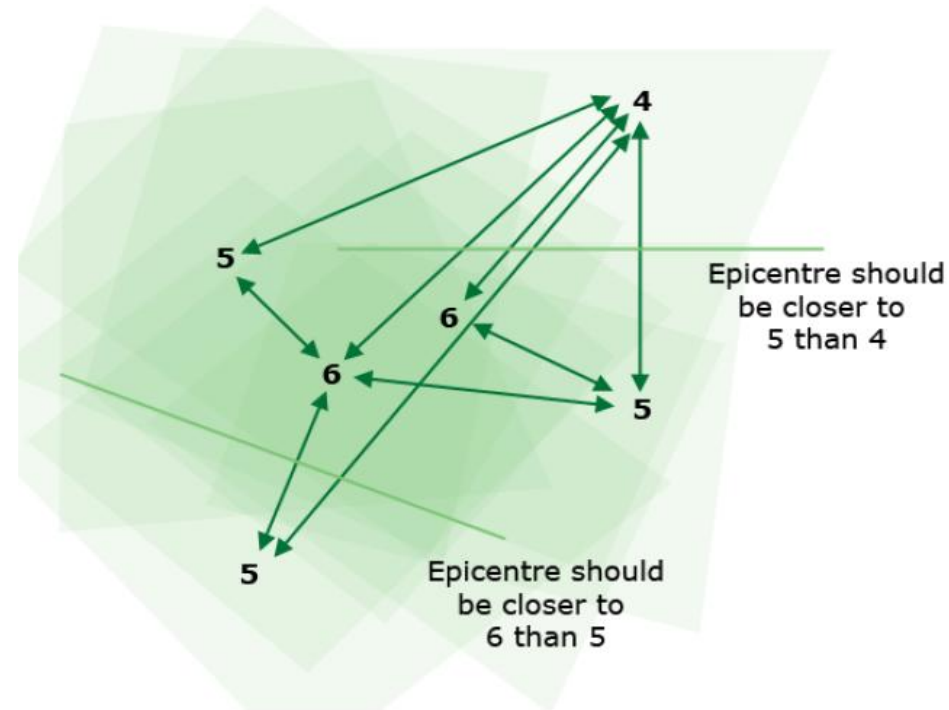
ty Data



ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

Σύγκριση Pairwise: Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην θεώρηση ότι σε δύο σημεία διαφορετικών εντάσεων, το επίκεντρο θα κείται πιο κοντά στην περιοχή με την μεγαλύτερη ένταση παρά σε αυτήν με την μικρότερη. Η μέθοδος προϋποθέτει πολλά IDPs για να είναι τα αποτελέσματα ρεαλιστικά.

Η συγκεκριμένη μέθοδος βασίζεται στην τεχνική Shumila (1994). Η βασική αρχή είναι απλή. Ανάμεσα σε δύο σημεία διαφορετικής έντασης, το επίκεντρο θα ευρίσκεται πιο κοντά σε αυτό με τη μεγαλύτερη ένταση. Έτσι για οποιαδήποτε επαναληπτική δοκιμή εξετάζονται όλα τα πιθανά ζευγάρια σημείων διαφορετικής έντασης. Η διαδικασία αυτή βασίζεται πάλι σε κάνναβο (grid search) και χρησιμοποιείται ώστε να βρεθεί το βέλτιστο επίκεντρο. Με μικρή βάση δεδομένων αυτή η μέθοδος είναι πολύ αναξιόπιστη. Αντιθέτως, για πολλά δεδομένα είναι συχνά πολύ ακριβής.



ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

- Κρίση του σεισμολόγου: Εδώ, το επίκεντρο προσδιορίζεται με βάση έμμεσα και όχι άμεσα δεδομένα, τα οποία προκύπτουν ως λογικό αποτέλεσμα των γνώσεων του σεισμολόγου. Μειονέκτημα αποτελεί η υποκειμενικότητα της μεθόδου.

Ισοδύναμο μέγεθος ροπής

- $M=f(I_0)$

Μεγάλη διασπορά, εστιακό βάθος, υπερεκτίμηση επιφανειακών, υποεκτίμηση σεισμών βάθους

- $M=f(IA) \quad M=f(FA)$

Ομαλοποίηση επίδρασης μηχανισμού γένεσης και τοπικών ανωμαλιών. Εστιακό βάθος

- $M=f(I_0, IA/FA)$

Εστιακό βάθος

$$M = \alpha + bI_0^2 + c \log^2(A_l) \quad n_l \geq 4$$

Ισοδύναμο μέγεθος ροπής

- Διαφορετική βαρύτητα δίνεται:
Στην αβεβαιότητα μεγέθους
Στην καλή γνώση του σεισμού
Στον αριθμό των τιμών έντασης
- Υπολογίζεται ανεξάρτητα ένα μέγεθος για κάθε βαθμό έντασης
- Το τελικό M είναι ο σταθμισμένος μέσος όλων των M_i
- $M \geq 5.5$

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ

Χρησιμοποιούνται δύο κυρίως μέθοδοι για τον προσδιορισμό του μεγέθους.

- Μέγιστη ένταση : Χρησιμοποιούμε μια σχέση της μορφής:

$$M = a + bI_{max} + c \ln h$$

με a, b, c συντελεστές και h βάθος. Ο όρος του βάθους εισάγεται στην εξίσωση, καθώς το I_{max} επηρεάζεται εντόνως από εστιακό βάθος. Τέλος, το I_{max} επηρεάζεται και από τις εδαφικές συνθήκες.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ

- Περιοχή αισθητότητας: Θεωρούμε ότι το μέγεθος είναι ανάλογο του λογαρίθμου της περιοχής αισθητότητας A , δηλαδή:

$$M = \log A$$

Χρησιμοποιώντας για παράδειγμα, την περιοχή που περικλείεται στην ένταση 3 ή 4 (για μεγάλους σεισμούς), μπορούμε να προσδιορίσουμε το μέγεθος με σχετική ακρίβεια, χωρίς την επίδραση του εστιακού βάθους h , των εδαφικών συνθηκών και της κατανομής του πληθυσμού. Επειδή η όλη προσέγγιση εξαρτάται από το $\log A$, ενδεχόμενο λάθος στον υπολογισμό του A , δεν θα επηρεάζει σημαντικά το αποτέλεσμα.

- Μέθοδοι που βασίζονται σε εξισώσεις απόσβεσης: Σχέσεις της μορφής :

$$I_0 - I = fn(r)$$

$$I = a + bM + c \ln R$$

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΒΑΘΟΥΣ

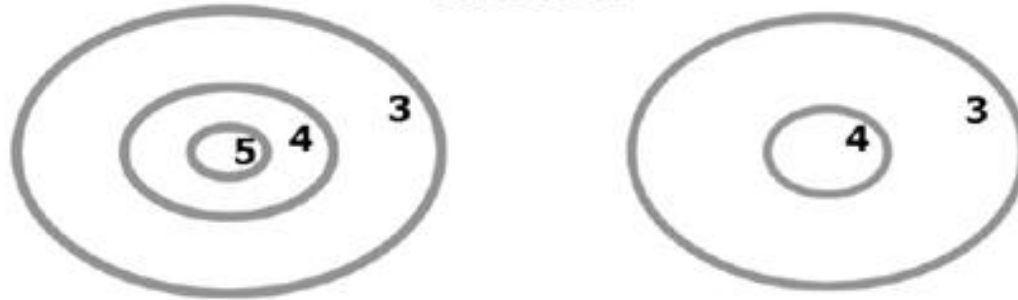
- Ο προσδιορισμός του βάθους βασίζεται στο ότι για σεισμούς ιδίου μεγέθους, αυτός που εκδηλώνεται σε μικρό βάθος θα παράγει στενές ισότιμες καμπύλες μεγάλης επικεντρικής έντασης, ενώ ένα βαθύτερο γεγονός προκαλεί μικρότερη επικεντρική ένταση και πιο πλατιές ισότιμες καμπύλες.
- Η λογική αυτή εφαρμόζεται για μικρούς σεισμούς όπου το μέγεθος της σεισμικής πηγής θεωρείται αμελητέο. Το μοντέλο δύναται να περιγραφεί από την ακόλουθη εξίσωση:

$$I_o - I_i = 3 \log (r_i/h) + 3 a \log e (r_i - h)$$

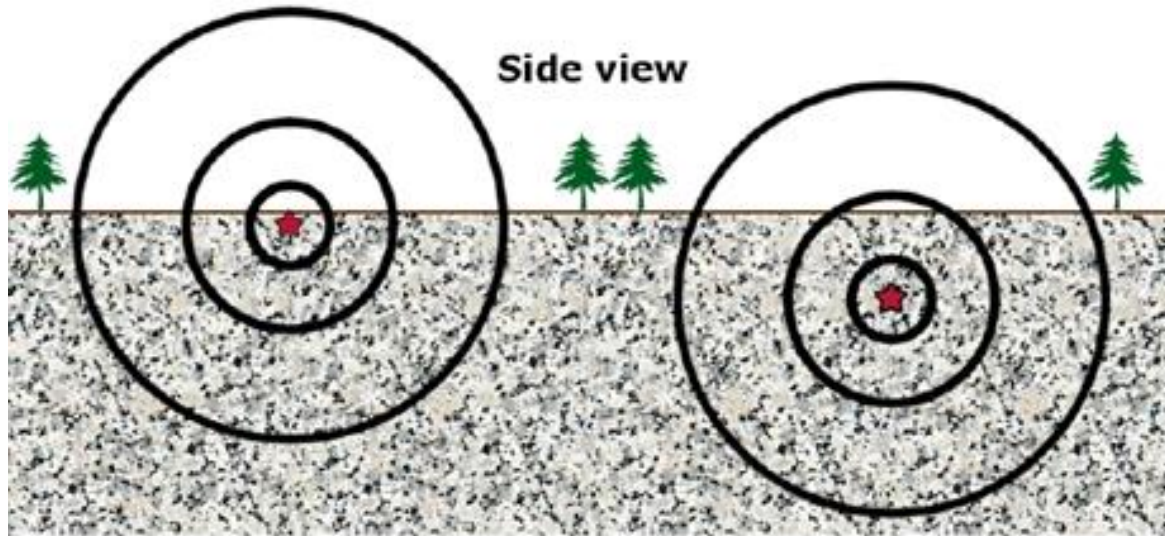
με r ακτίνα μιας ισόσειστης i , h το βάθος, e σταθερά του Euler και a ένας συντελεστής ανελαστικής απόσβεσης. Ουσιαστικά, υπολογίζουμε το υπόλοιπο για μια ζεύγη τιμών $I_o - h$ και τα προβάλλουμε ως μια επιφάνεια.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΒΑΘΟΥΣ

Plan view



Side view





Macroseismic depth determination



Isoseismal areas

2	
3	82361
4	42905
5	13870
6	4036
7	1273
8	395

Calculate

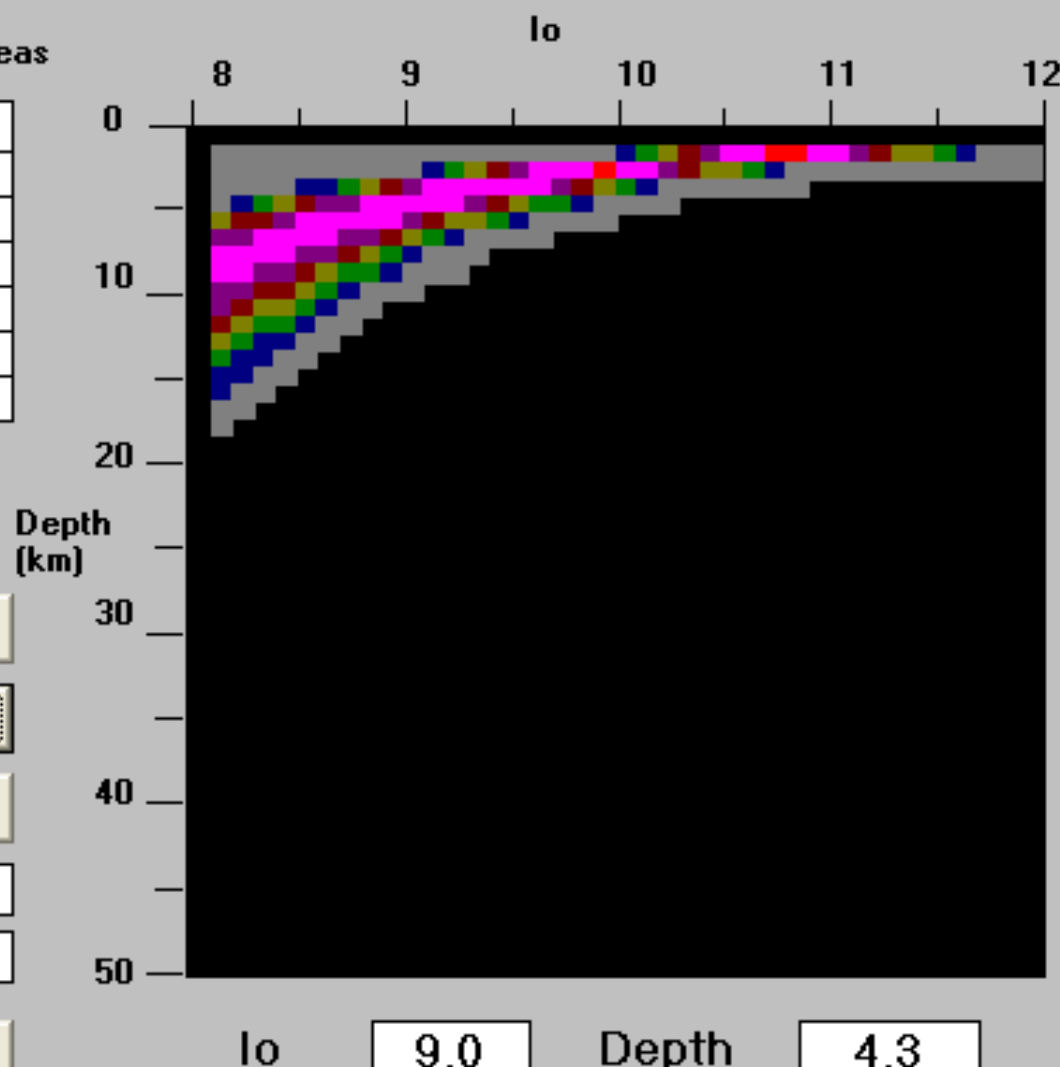
Pick

Clear

γ 3.0

α 0.003

Exit



Key (RMS)

	< 0.1
	0.1-0.2
	0.2-0.3
	0.3-0.4
	0.4-0.5
	0.5-0.6
	0.6-0.7
	0.7-0.8
	0.8-0.9
	≥ 0.9

Event date:

19950513

Print

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ

Set #	Date	Location	Lat	Lon	Mw	# IDPs
1	1915/07/08	Ionian Islands	38.50	20.62	6.7	16
2	1915/07/08	Ionian Islands	38.50	20.62	6.7	10
3	1981/03/04	Attica	38.18	23.23	6.3	19
4	1984/10/25	Northern Greece	40.20	21.75	5.5	7
5	2001/10/28	Eastern England	52.84	-0.85	3.4	77
6	2001/10/28	Eastern England	52.84	-0.85	3.4	11
7	1999/03/04	Western Scotland	55.40	-5.24	3.2	31

ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΛΥΣΗΣ

Η συγκεκριμένη προσέγγιση, μαθηματικά λαμβάνει την μορφή:

$$M = n \log (A/\pi) + (2m / (2.3 \pi^{0.5})) A^{0.5} + C$$

με n , γεωμετρικός παράγοντας εξάπλωσης (συνήθως 0.5) και:

$$m = (\pi f) / (Q\beta)$$

Με f , η επικρατούσα συχνότητα της εδαφικής κίνησης, Q , παράγοντας εξασθένισης διατμητικών κυμάτων, β , ταχύτητα διατμητικών κυμάτων, A , περιοχή της αισθητότητας και C , μια σταθερά κλίμακας (συνήθως 1.74).

Με αυτήν την εξίσωση, το όριο αισθητότητας δηλαδή η ένταση $I = 3$, δύναται να συνδεθεί με το μέγεθος σεισμικής ροπής χρησιμοποιώντας φυσικές παραμέτρους

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕΕΡ

- Ως μία αρχική προσέγγιση, θεωρούμε ότι το επίκεντρο ταυτίζεται με το κεντροειδές των IDPs με την μεγαλύτερη ένταση. Έπειτα, τα σημεία που βρίσκονται μακριά από το αρχικό επίκεντρο εξαλείφονται και το επίκεντρο επαναπροσδιορίζεται με βάση τα εναπομείναντα IDPs. Το συγκεκριμένο σημείο, αποτελεί το αρχικό σημείο για την διαδικασία εύρεσης του πραγματικού επικέντρου.
- Θεωρώντας το σημείο αυτό ως (0,0), τα σημεία που ελέγχονται σε κάθε βήμα είναι τα εξής: -R,-R -R,0 -R,R 0,-R 0,0 0,R R,-R R,0 και R,R με $R = 64 \text{ km}$. Το σφάλμα RMS υπολογίζεται για τα 9 σημεία και το σημείο με το μικρότερο σφάλμα αποτελεί το νέο σημείο (0,0). Η ίδια διαδικασία συνεχίζεται με τον όρο R να μειώνεται κατά 50% σε σχέση με το αρχικό (64,32,16,8,4,2,1,0.5 km). Τέλος, το σημείο με το μικρότερο RMS αποτελεί το ζητούμενο επίκεντρο.
- Το επόμενο βήμα αποτελεί ο προσδιορισμός του μεγέθους του σεισμικού γεγονότος. Ουσιαστικά, υπολογίζονται οι θεωρητικές ακτίνες για διάφορες τιμές έντασης I_i για μεγέθη 3 – 8.5. Οι προκύπτουσες θεωρητικές ακτίνες συγκρίνονται με τις παρατηρηθείσες και το μέγεθος με το μικρότερο σφάλμα αποτελεί και το ζητούμενο. Μέσω των ακτίνων των εντάσεων I_i δύναται να υπολογιστεί και το βάθος του σεισμικού γεγονότος.
- Η όλη προσέγγιση που περιγράφεται προηγουμένως, κωδικοποιείται ψηφιακά σε ένα πρόγραμμα με την ονομασία ΜΕΕΡ (Macroseismic Estimation of Earthquake Parameters).

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΜΕΕΡ

Τα δεδομένα που εισάγονται στο πρόγραμμα παρουσιάζουν την εξής μορφή (δεδομένα από τον σεισμό του Montefortino, 26/11/1972):

UUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUU	PPPPPP	LLLLLL	VVVV	TTTTTTTTTTTTTTTTTTTQQQ
Monte San Pietrangeli	43.192	13.578	8	
Montefortino	42.942	13.342	8	
Acquaviva Picena	42.944	13.814	7-8	
Ascoli Piceno	42.853	13.578	7-8	
Fiordimonte (Valle e Castello)	43.036	13.088	7-8	
Gualdo	43.066	13.338	7-8	
Monte San Martino	43.031	13.439	7-8	
Sant'Omero	42.786	13.803	7-8	
Belforte del Chienti	43.163	13.238	7	
Castelsantangelo sul Nera	42.895	13.153	7	

Επιπλέον, εισάγονται και κάποιοι συντελεστές της μορφής:

```
Margin for 1 $\sigma$  above observed value.....:0.5
Regional Q value.....:300.0
Scaling factor C.....:2.09
Default depth value.....:10.0
Regional alpha.....:0.005
Isosismal K factor.....:3.9
Intensity file quality factor threshold.:1
Frequency of human perception (Hz).....:3.0
Geometric spreading (N).....:0.5
```

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΜΕΕΡ

Ύστερα από την επεξεργασία, τα αποτελέσματα εξάγονται στην κάτωθι μορφή:

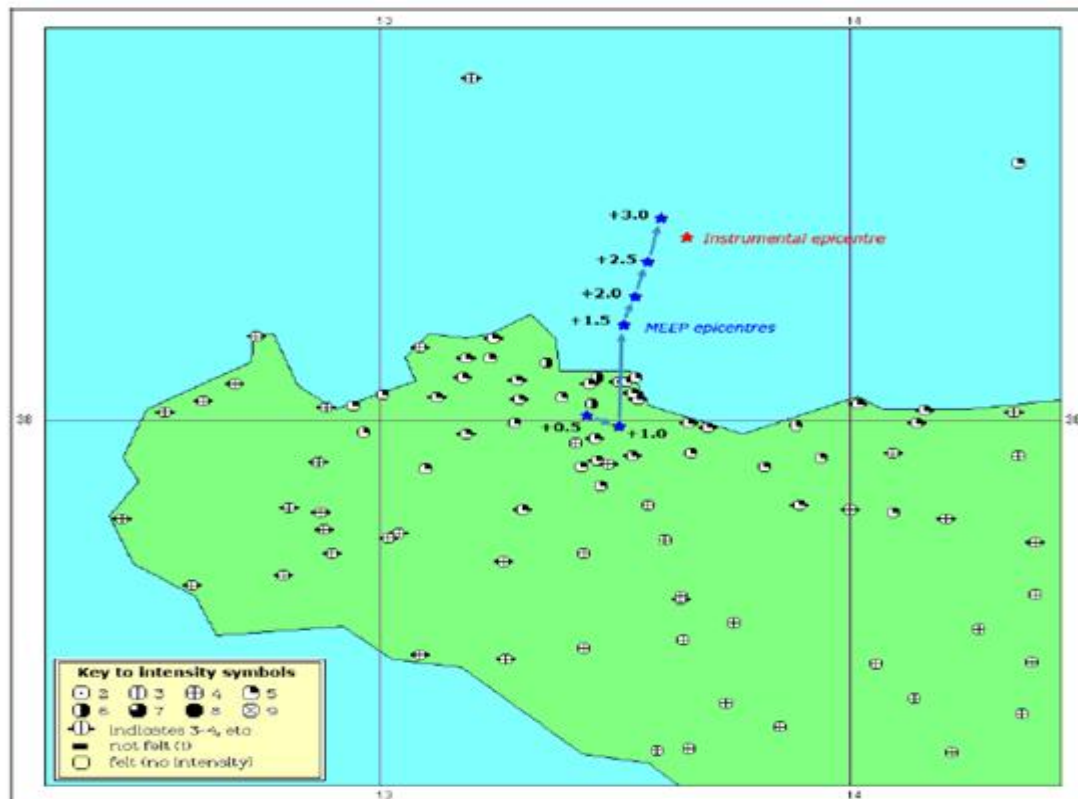
```
----- RESULTS -----  
Centroid:  
Epicentre at    42.980   13.533 M = 5.3 (+- 0.4) h =  7 km (Imax =  8.4)  
Attenuation:  
Epicentre at    42.982   13.470 M = 5.2 (+- 0.4) h =  7 km (Imax =  8.4)  
  
Locational uncertainty +/-  4.1 km  
Stop - Program terminated.
```

- Στην περίπτωση που υπάρχει μόνο ένα IDP, τότε υποχρεωτικά (αν και λανθασμένα) το επίκεντρο ταυτίζεται με το σημείο IDP, με την επικεντρική ένταση να καλύπτει μια περιοχή ακτίνας 3 Km.
- Στην περίπτωση που δεν υπάρχουν δεδομένα IDPs αλλά μόνο πληροφορίες για την αισθητότητα του σεισμού (F – Felt) ή πιθανές βλάβες (D – Damage) τότε η ένταση λαμβάνει τις τιμές 4 και 6 αντιστοίχως

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΜΕΕΡ

Τέλος, στην περίπτωση που το επίκεντρο του σεισμού είναι υποθαλάσσιο, εμφανίζεται το πρόβλημα της μέγιστης δυνατής έντασης σε σχέση με το πλησιέστερα παρατηρούμενο σημείο IDP. Ουσιαστικά, όσο αυξάνουμε την μέγιστη ένταση, τόσο το υποτιθέμενο επίκεντρο του σεισμού απομακρύνεται από το παραθαλάσσιο IDP.

Το φαινόμενο αυτό, παρουσιάζεται σχηματικά, για τον σεισμό του Palermo (6/9/2002), όπου η σταδιακή αύξηση της μέγιστης έντασης (+0.5,+1,+1.5,+2,+2.5,+3) μετατοπίζει το υποτιθέμενο επίκεντρο προς την θάλασσα.



ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- Όπως προκύπτει από τα ανωτέρω, το λογισμικό ΜΕΕΡ εξάγει αξιόλογα αποτελέσματα (M_w – επίκεντρα), άμεσα συγκρίσιμα με αυτά που προκύπτουν από την επεξεργασία των κυματομορφών και την εύρεση του τανυστή σεισμικής ροπής.
- Το λογισμικό κατασκευάστηκε με τέτοιο τρόπο ώστε να δίνει ποιοτικά αποτελέσματα τόσο για τους ηπειρωτικούς όσο και για τους θαλάσσιους σεισμούς, συχνά χρησιμοποιώντας πολύ λίγα IDPs ή ακόμη και 1 (με τα προαναφερθέντα προβλήματα που προκύπτουν). Κατά συνέπεια, αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών των ιστορικών σεισμών.
- Μολοταύτα, ο εκάστοτε ερευνητής, όπως σε όλα τα λογισμικά, έτσι και στο συγκεκριμένο, οφείλει να το διαχειριστεί έξυπνα ούτως ώστε τα αποτελέσματα που θα προκύψουν να είναι ρεαλιστικά.