

Κεφάλαιο 6

ΣΕΙΣΜΟΜΕΤΡΙΑ

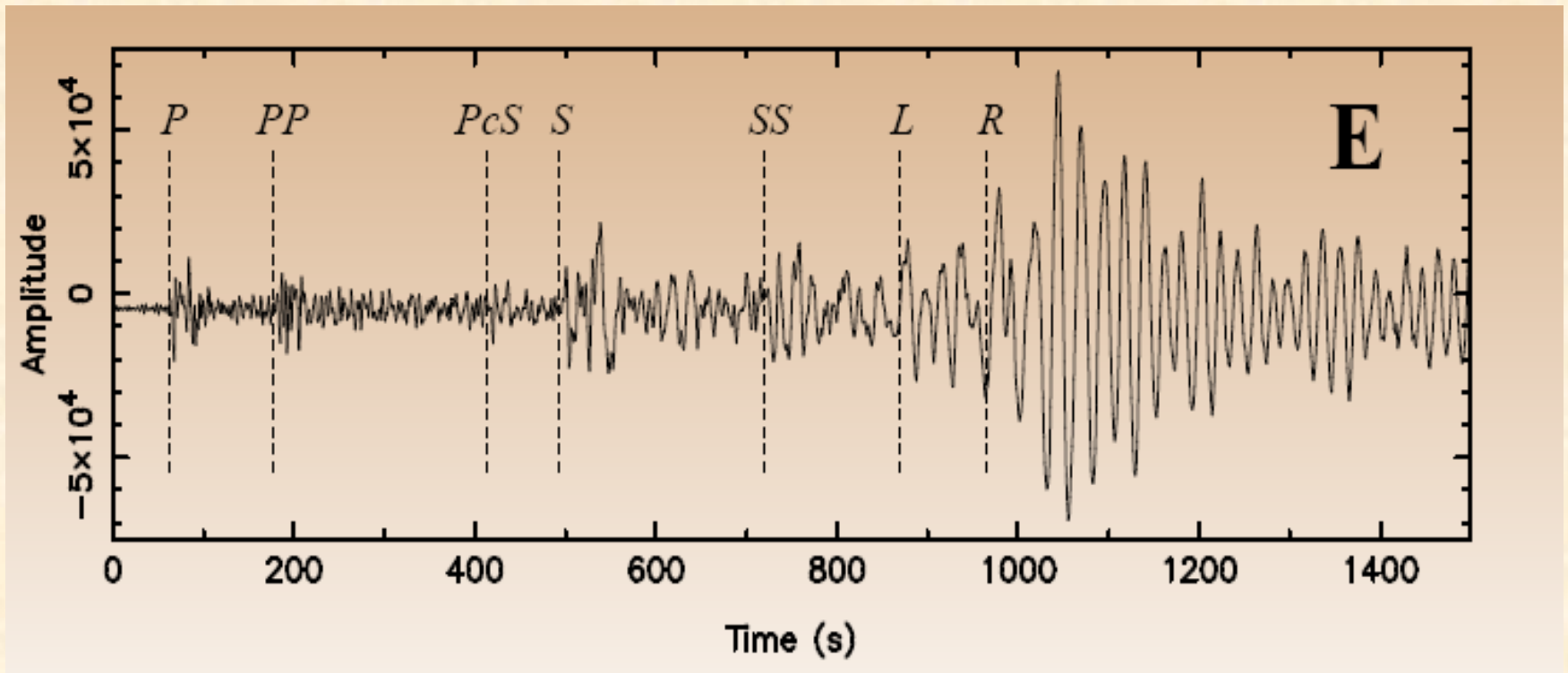
Στην σεισμολογία μετρούμε πάντα μήκος πάνω στα σειсмоγράμματα.

-Κατά την διεύθυνση του άξονα X μετρούμε χρόνο ή περίοδο

-Κατά την διεύθυνση του άξονα Y μετρούμε μετάθεση ή ταχύτητα ή επιτάχυνση και από αυτά την πραγματική σεισμική κίνηση του εδάφους.

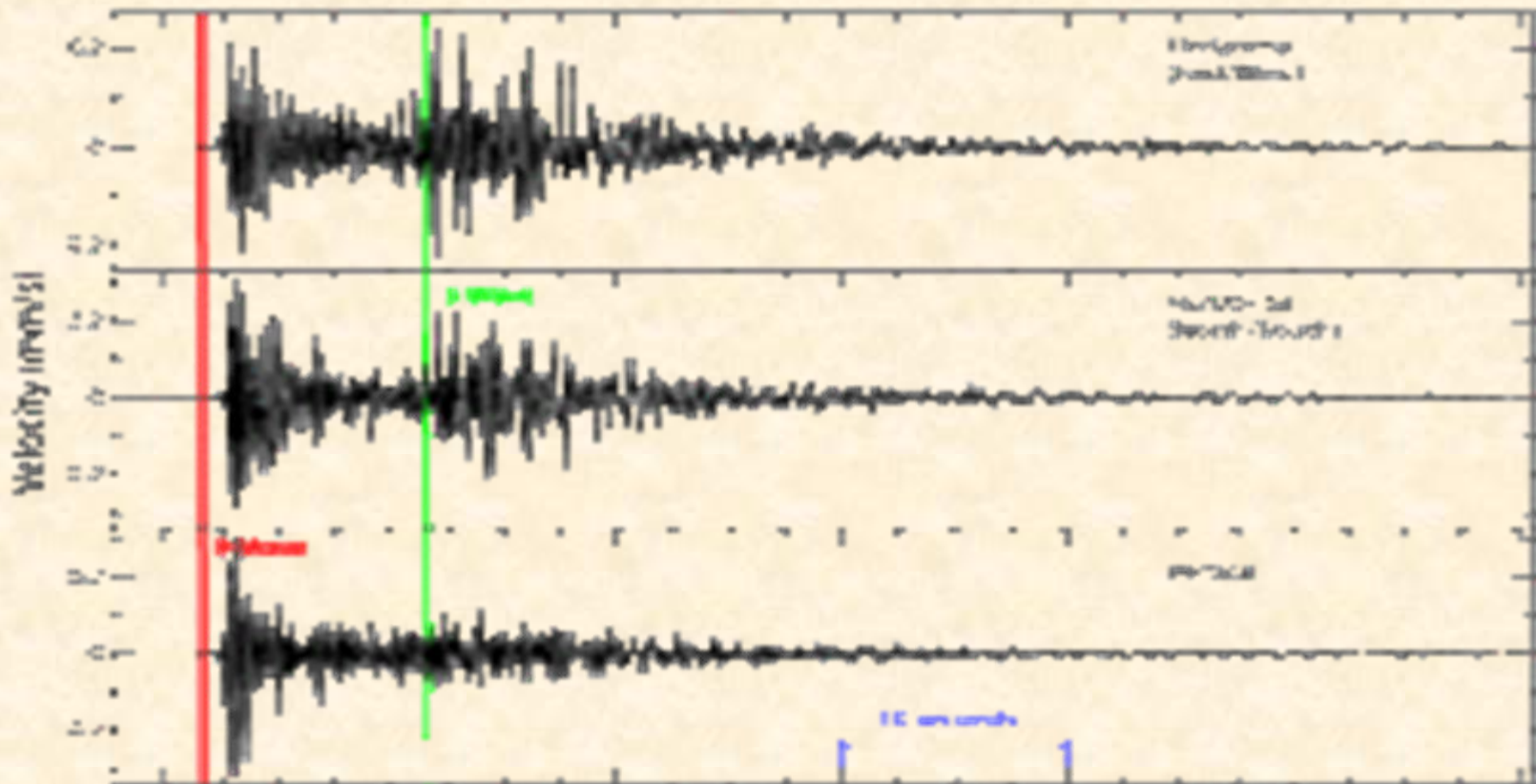
-Καθορίζουμε τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, το εστιακό βάθος και το μέγεθος. Άλλες παράμετροι είναι η ενέργεια και η σεισμική ροπή

Εύρεση χρόνου άφιξης σεισμικών κυμάτων

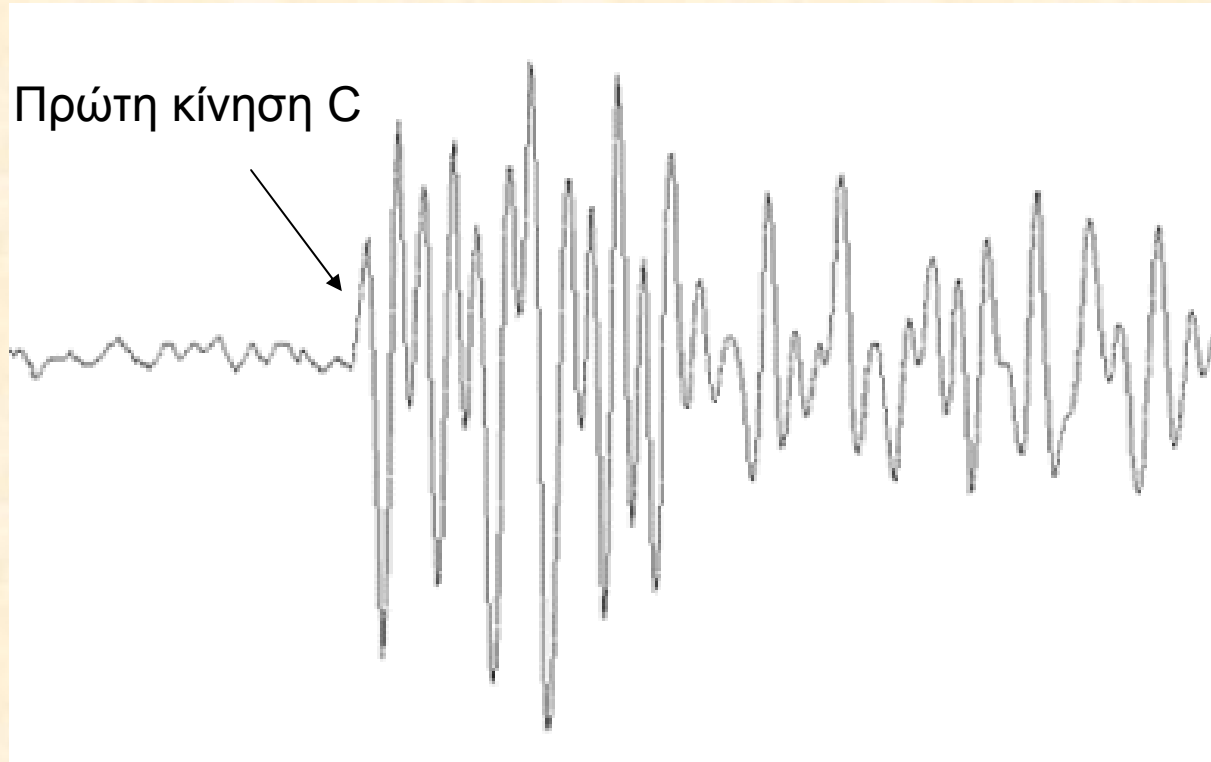


(συνέχεια)

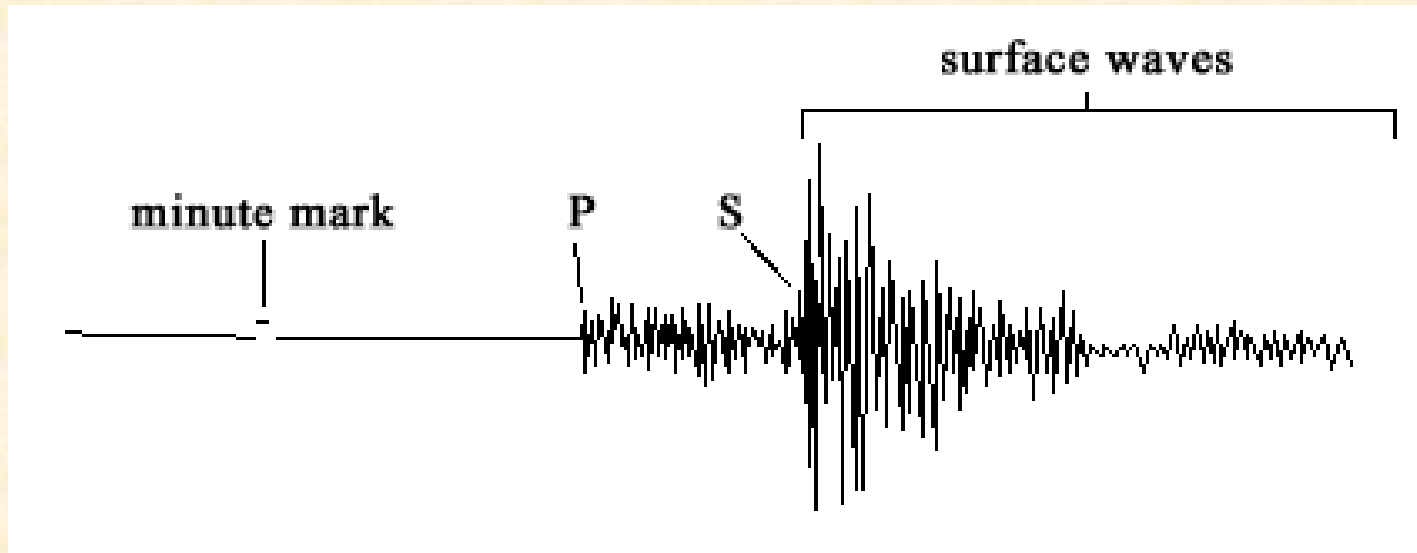
- Μέτρηση κυμάτων P και S πάνω σε σεισμόγραμμα. Στην κατακόρυφη συνιστώσα (πρώτη) μετράμε τα P κύματα και σε μία άλλη (από την δεύτερη ή την τρίτη) μετράμε τα κύματα S (σε όποια φαίνονται καλύτερα). Ταυτόχρονα με τον χρόνο άφιξης των P κυμάτων σημειώνουμε αν η πρώτη κίνηση είναι προς τα πάνω (οπότε την καταγράφουμε σαν C). Σε αντίθετη περίπτωση την σημειώνουμε σαν D.



Καθορισμός πρώτης κίνησης

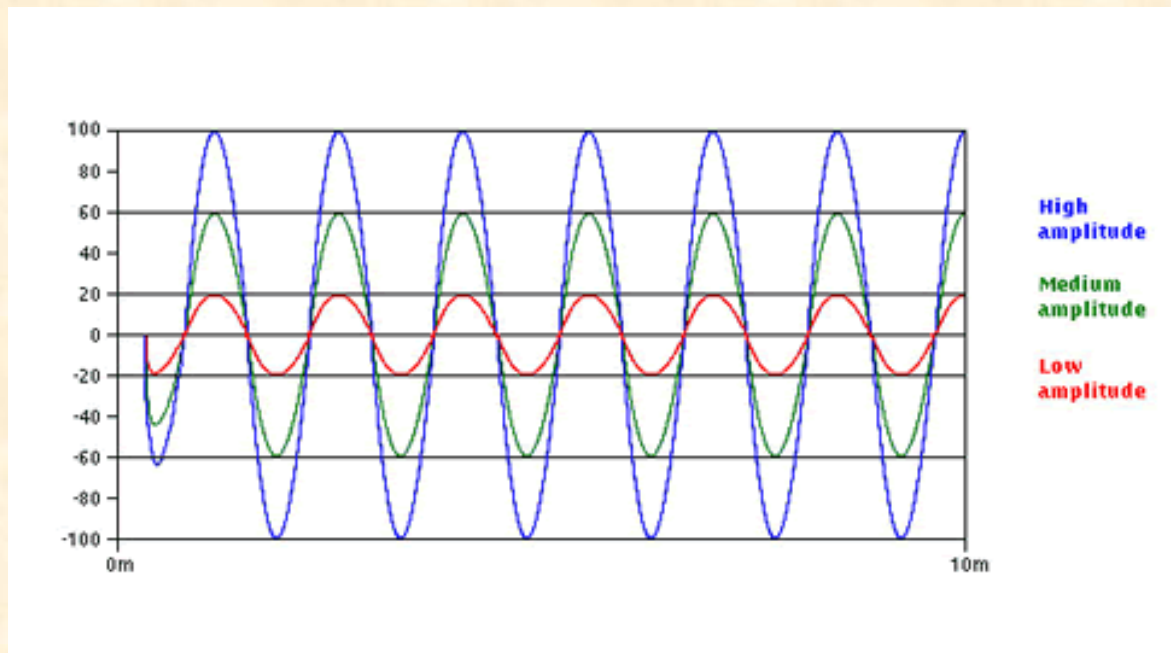


ΤΡΟΠΟΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΑΦΙΞΗΣ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΧΩΡΟΥ



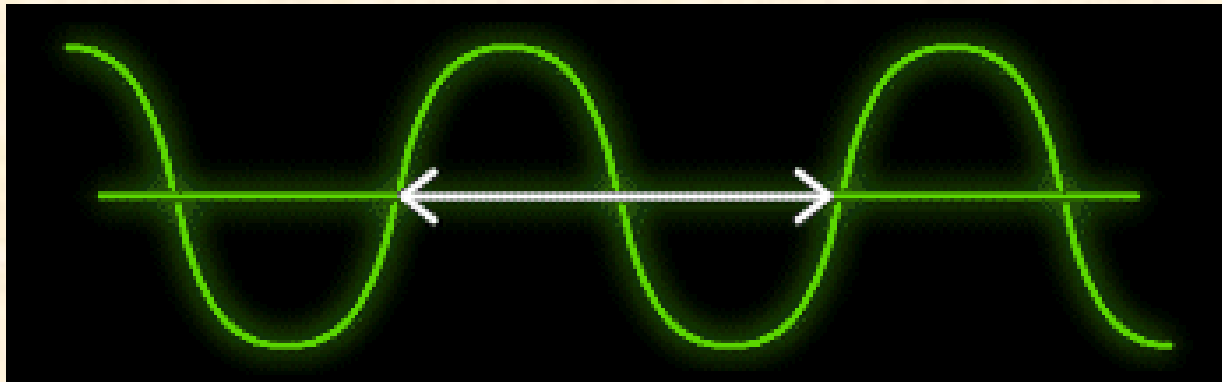
Εύρεση του πλάτους και της περιόδου

- Κατά την αναγραφή του ο σεισμός πραγματοποιεί ταλάντωση ενός ορισμένου πλάτους και μίας ορισμένης περιόδου.
- Σαν **πλάτος** μπορούμε να ορίσουμε το μέγεθος της ταλάντωσής του όπως φαίνεται και στο σχήμα παρακάτω. Μπορούμε να διακρίνουμε σε **μεγάλο – μεσαίο** και **μικρό** πλάτος.
-



(συνέχεια)

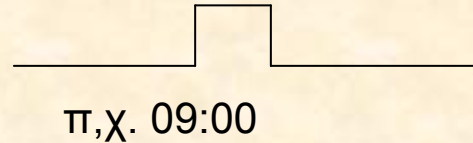
- Σαν **περίοδο** μπορούμε να ορίσουμε τον χρόνο που απαιτείται για να κάνει το κύμα έναν πλήρη κύκλο.



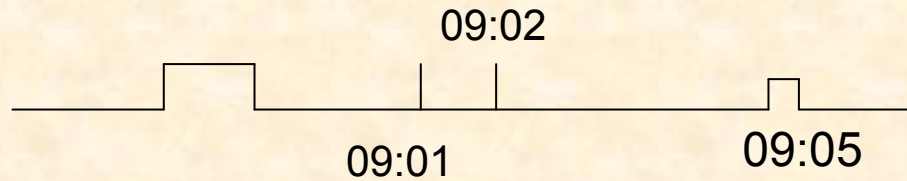
- Στην σεισμολογία (για την εύρεση του μεγέθους) μετρούμε το μέγιστο πλάτος από κορυφή σε κορυφή (pick-to-pick) και την περίοδο που αντιστοιχεί στο πλάτος αυτό

(συνέχεια)

Κάθε ακέραιη ώρα το χρονόμετρο του συστήματος αναγραφής κάνει μία μεγάλη παύση



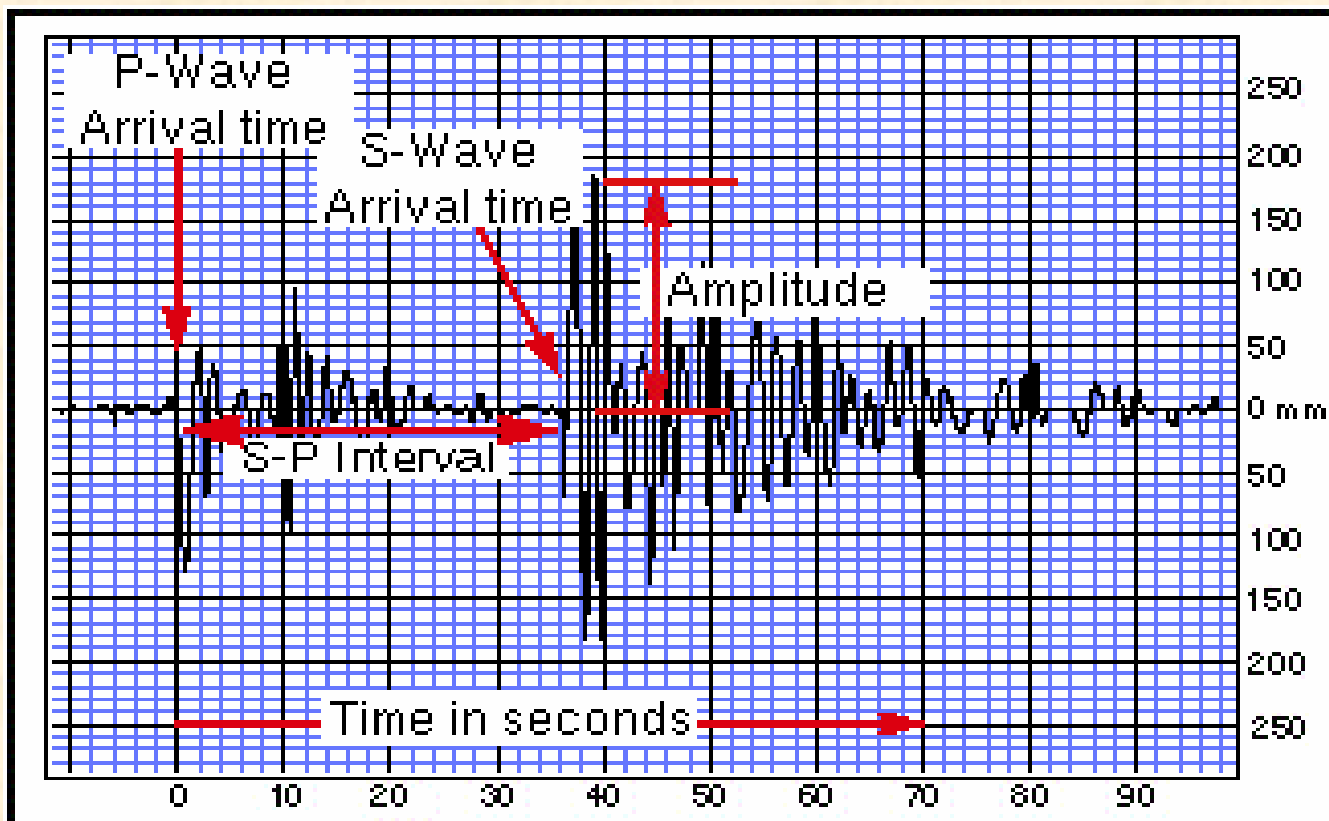
Ενώ κάθε λεπτό η γραφίδα κάνει μία εκτροπή (διακόπτεται η ευθεία γραμμή).



Και κάθε πέντε λεπτά η εκτροπή της γραφίδας είναι λίγο μεγαλύτερη από αυτήν των λεπτών και πάντως μικρότερη από αυτήν της ώρας. Έτσι γνωρίζουμε σε κάθε χρονική στιγμή τον χρόνο και μπορούμε εύκολα να μετρήσουμε τον χρόνο άφιξης των κυμάτων.

(συνέχεια)

- Μετρούμε το πλάτος σε mm από τη θέση ισορροπίας μέχρι την μέγιστη εκτροπή της γραφίδας. Σε ορισμένες περιπτώσεις εντοπίζουμε την μέγιστη εκτροπή και μετρούμε από κορυφή σε κορυφή της εκτροπής.



Φάσμα της σεισμικής κίνησης

- Το πλάτος της σεισμικής κίνησης εύκολα μετριέται άμεσα.
- Δεν μπορεί όμως να βρεθεί η περίοδος που αντιστοιχεί σε αυτό το πλάτος γιατί η σεισμική κίνηση δεν είναι περιοδική συνάρτηση του χρόνου.
- Πρέπει λοιπόν από το σεισμόγραμμα δηλαδή από μία γραφική παράσταση της μορφής $\psi = \psi(\tau)$ μεταξύ της μετάθεσης της γραφίδας και του χρόνου, να καταλήξουμε σε σχέση της μορφής $F = F(\omega)$ μεταξύ της μετάθεσης και της κυκλικής συχνότητας ή της περιόδου. Η σχέση λοιπόν αυτή ονομάζεται **ΦΑΣΜΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ**. Η σεισμική κίνηση δεν έχει διακριτές συχνότητες αλλά συνεχείς. Για να βρούμε το συνεχές φάσμα κάνουμε χρήση του ολοκληρώματος Fourier.

(συνέχεια)

Η συνάρτηση $\psi(t)$ (που εξ ορισμού έχει πραγματικές και φανταστικές τιμές) δίνεται από την σχέση:

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) \cdot \exp(i\omega t) dt$$

από την άλλη μεριά η συνάρτηση $F(\omega)$ γράφεται:

$$F(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) \cdot \exp(-i\omega t) dt$$

αν στην προηγούμενη σχέση αντικαταστήσω το $\exp(-i\omega t) = \cos\omega t - i\sin\omega t$ βρίσκουμε ότι

$$F(\omega) = R(\omega) - iI(\omega)$$

(συνέχεια)

- ΟΤΠΟΥ

$$R(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) \sigma\upsilon\nu\omega t \, dt$$

και

$$I(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) \eta\mu\omega t \, dt$$

- Η πρώτη σχέση χρησιμοποιείται για να υπολογίσουμε το πραγματικό και η δεύτερη το φανταστικό μέρος της $F(\omega)$ για συγκεκριμένη τιμή της ω ή της περιόδου $T=2\pi/\omega$.

(συνέχεια)

- Για να το κάνουμε αυτό μετρούμε τα πλάτη ψ ανά ίσα χρονικά διαστήματα (π.χ. ανά 2 sec) κάνουμε δηλαδή **ψηφιοποίηση** του σειсмоγράμματος.
- Στη συνέχεια με αριθμητική ολοκλήρωση υπολογίζουμε τις τιμές του $R(\omega)$ και του $I(\omega)$.
- Η φασματική τιμή δίνεται από την σχέση:

$$\Psi(\omega) = \sqrt{R^2 + I^2}$$

- και η διαφορά φάσης $\phi(\omega)$ μεταξύ των συχνοτήτων που μπαίνουν στο φάσμα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\epsilon\phi\phi(\omega) = \frac{I}{R}$$

ενώ η φάση είναι **$\phi = \text{τοξε}\phi\phi(\omega)$**

- Με την αναγραφόμενη μετάθεση (που αντιστοιχεί σε ορισμένη συχνότητα) γνωστή, υπολογίζουμε την πραγματική μετάθεση αν διαιρέσουμε το $\Psi(\omega)$ με την αντίστοιχη πραγματική μεγέθυνση.

(συνέχεια)

- Φάσματα

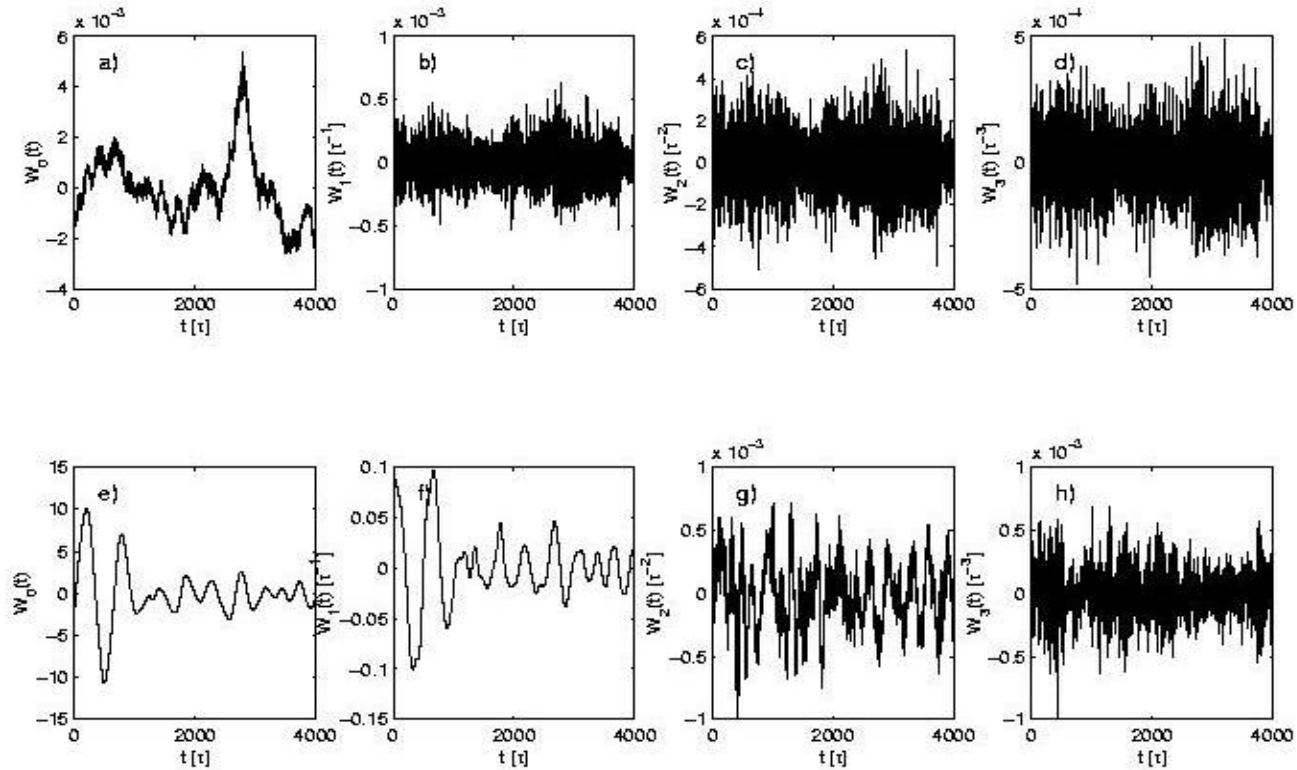


Figure 1

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΚΙΝΗΣΗΣ ΥΛΙΚΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ

- Το είδος του κύματος που φθάνει σε έναν σταθμό καθορίζει την τροχιά που διαγράφουν τα υλικά σημεία.
- Αν έχουμε 1 κατακόρυφο και 2 οριζόντια σεισμόμετρα (γνωστών μεγεθύνσεων), εύκολα προσδιορίζουμε το διάνυσμα της εδαφικής κίνησης για κάθε χρονική στιγμή και χαράζουμε με τον τρόπο αυτό την τροχιά του.
- Η τροχιά αυτή λέγεται **διάγραμμα κίνησης υλικού σημείου**. Προσδιορίζουμε έτσι το διάνυσμα της σεισμικής κίνησης κάθε χρονική στιγμή.

Για να το βρούμε εργαζόμαστε ως εξής:

- κάνουμε ψηφιοποίηση στα 2 σεισμόγραμμα που πήραμε από τα 2 οριζόντια σεισμόμετρα, κανονίζοντας έτσι ώστε να μετράμε ίδια χρονικά διαστήματα (π.χ. ανά 2 sec σε κάθε σεισμόγραμμα)

(συνέχεια)

Κατασκευάζουμε σύστημα αξόνων καθέτων μεταξύ τους, που το ένα παριστάνει την διεύθυνση Βοράς-Νότος και το άλλο Ανατολή-Δύση (όπως είναι δηλαδή προσανατολισμένα τα 2 οριζόντια σεισμόμετρα).

Στη συνέχεια μετρούμε τα πλάτη των αναγραφών των «οριζοντίων» σειсмоγραμμάτων και ανά ζεύγη τιμών (χ, ψ) τα περνάμε στην ανάλογη θέση στο σύστημα των αξόνων.

Έστω έχω τα ζεύγη τιμών

$$1) \quad 1 \quad 4$$

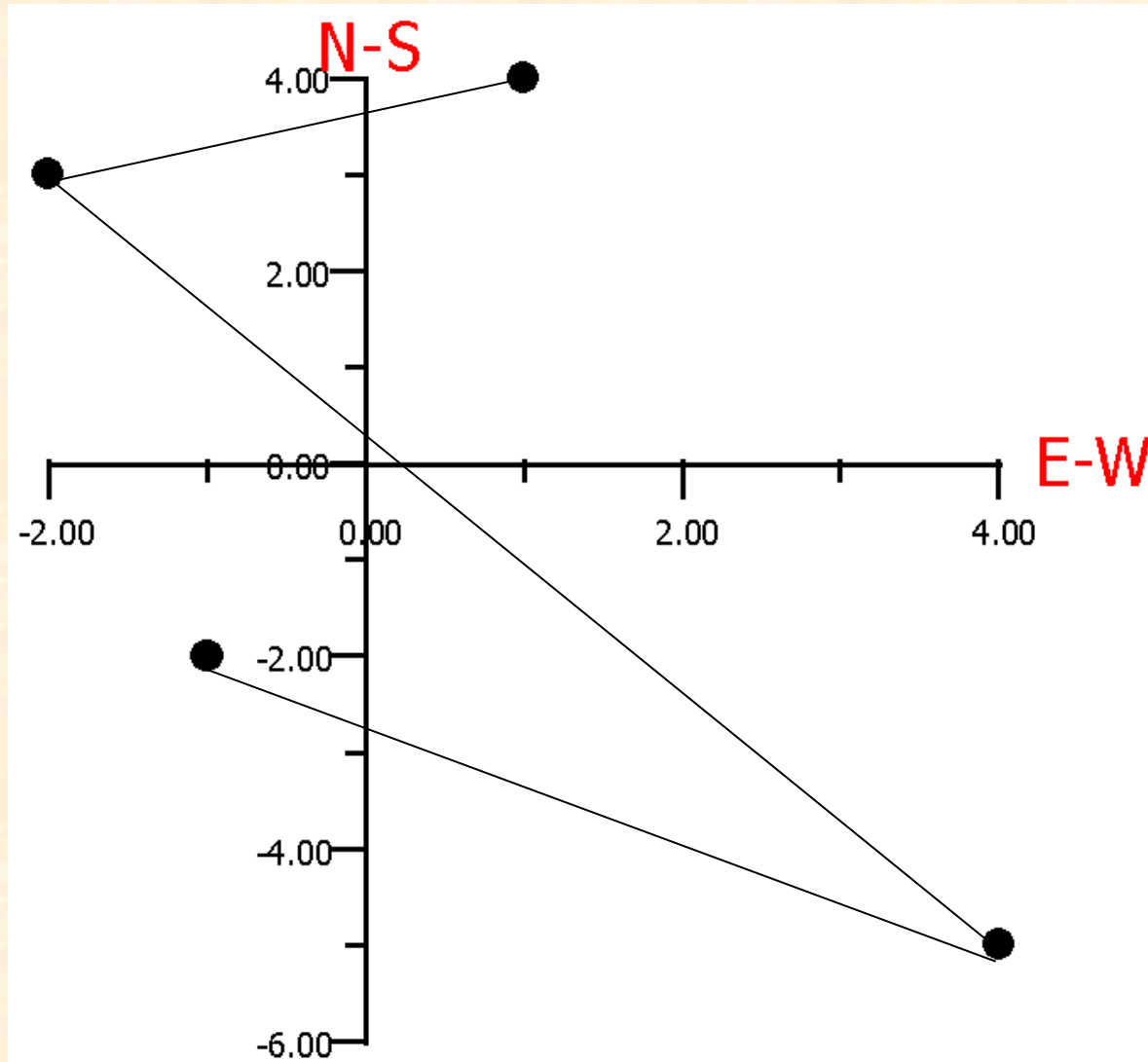
$$2) \quad -2 \quad 3$$

$$3) \quad 4 \quad -5$$

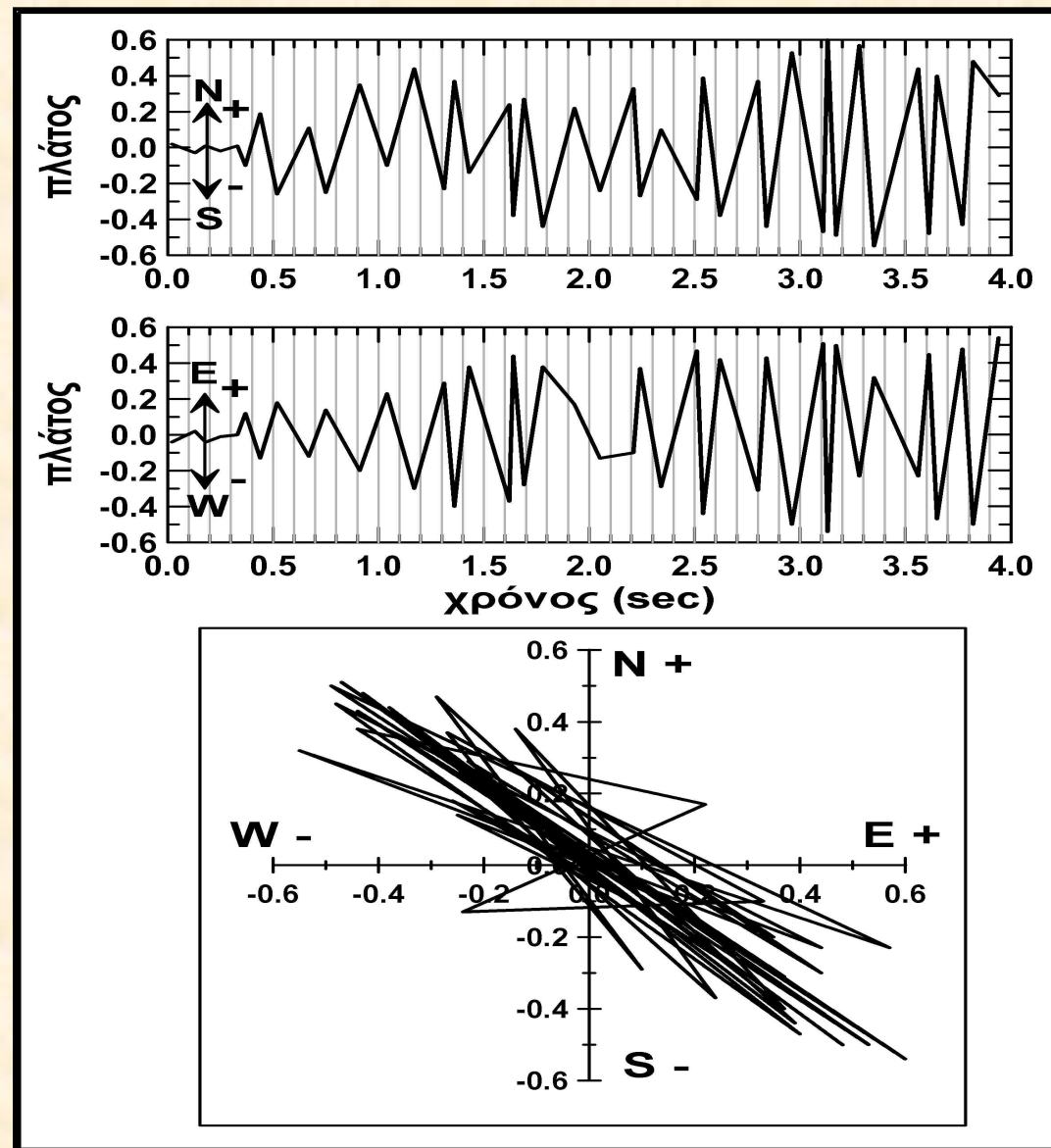
$$4) \quad -1 \quad -2$$

τα οποία περνάω πάνω στο σύστημα αξόνων και ενώνω τα σημεία 1, 2, 3, 4, κτλ. μεταξύ τους.

Σημεία πάνω στο σύστημα αξόνων της κίνησης του υλικού σημείου



(συνέχεια)



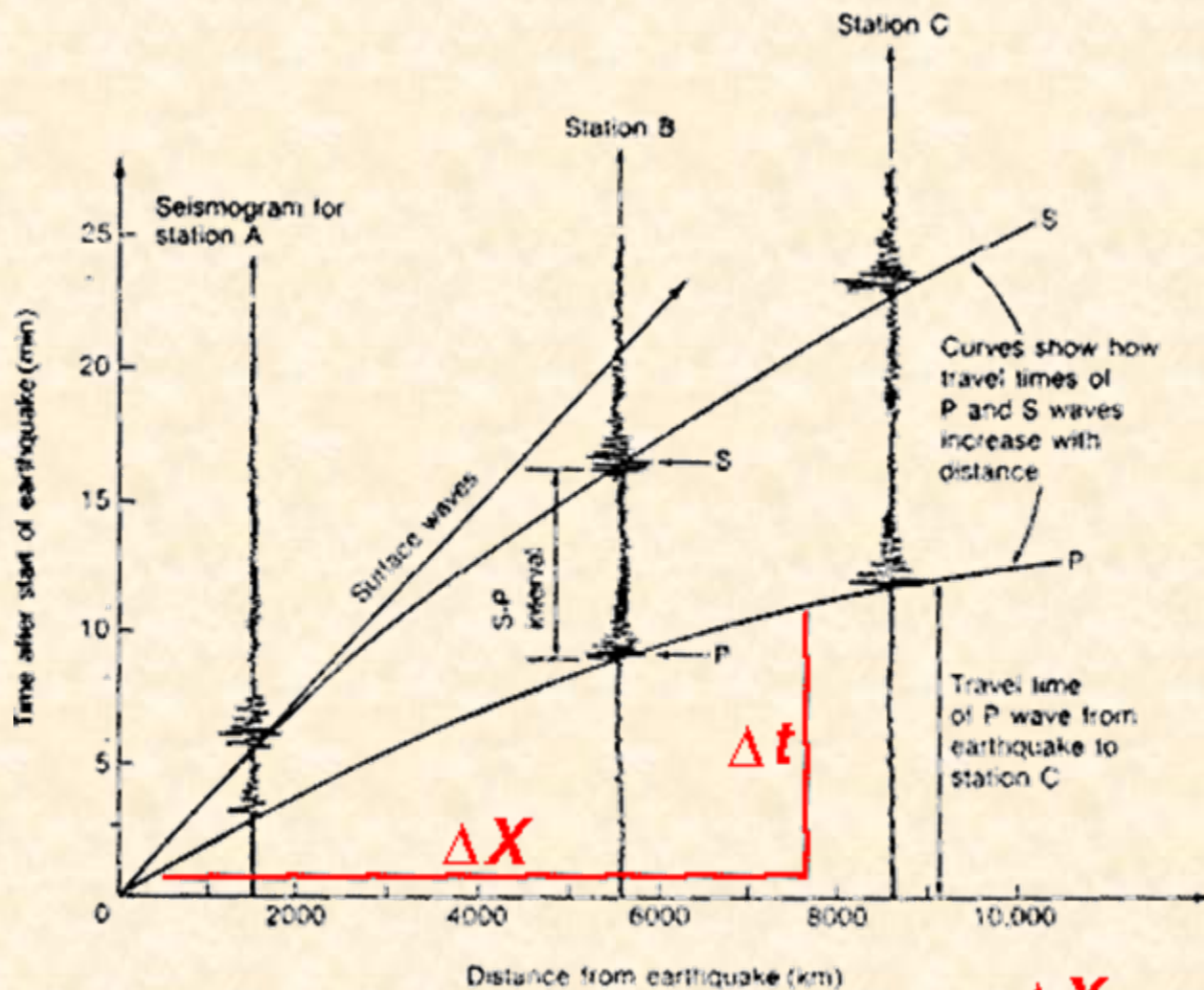
Χρήση πινάκων και καμπύλων χρόνων διαδρομής κυμάτων χώρου

- Είδαμε σε προηγούμενο μάθημα την δυσκολία της κατασκευής πινάκων ή καμπύλων χρόνων διαδρομής.
- Οι καμπύλες που χρησιμοποιούνται σήμερα έχουν ικανοποιητική ακρίβεια αφού είναι προϊόν εκρήξεων (γνωστά- ο χρόνος γένεσης και η εστία).
- Με την χρησιμοποίηση αυτών μπορούμε εύκολα σήμερα να υπολογίσουμε τον **χρόνο γένεσης** ενός σεισμού καθώς και την **επικεντρική απόσταση**.
- **!!!!ΠΡΟΣΟΧΗ!!!! Ο ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΕΙΝΑΙ ΕΝΑΣ ΚΑΙ ΜΟΝΑΔΙΚΟΣ. ΓΙΑ ΕΝΑΝ ΣΕΙΣΜΟ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΙ ΜΟΝΟ ΕΝΑΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ.**

ΕΥΡΕΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΑΠΟΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΓΕΝΕΣΗΣ

- Για να βρούμε την επικεντρική απόσταση δουλεύουμε ως εξής:
- -Σημειώνουμε σε ένα χαρτί τους χρόνους άφιξης των κυμάτων P και S όλων των σταθμών που κατέγραψαν το συγκεκριμένο σεισμό.
- -Μεταφέρουμε το χαρτί πάνω στις καμπύλες χρόνων διαδρομής και προσπαθούμε για κάθε έναν σταθμό ξεχωριστά, να ταυτίσουμε τον χρόνο άφιξης των κυμάτων P με καμπύλη χρόνου διαδρομής των κυμάτων αυτών, ενώ ταυτόχρονα πρέπει να γίνεται ταύτιση των κυμάτων S με καμπύλη χρόνου διαδρομής των κυμάτων αυτών.
- -Την στιγμή εκείνη που έχει γίνει ταύτιση και των 2 κυμάτων πάνω στις καμπύλες χρόνων διαδρομής, σημειώνουμε από τον **X άξονα την επικεντρική απόσταση**. Και αυτό γίνεται για κάθε σταθμό. Εννοείται ότι ο κοντινότερος σταθμός προς το επίκεντρο έχει και την μικρότερη επικεντρική απόσταση.
- Στη συνέχεια βρίσκουμε τον χρόνο διαδρομής μία φάσης (P ή S) από την αντίστοιχη καμπύλη χρόνων διαδρομής. Αφαιρώντας τον χρόνο διαδρομής από τον χρόνο άφιξης που μετρείται πάνω στο σειсмоγράμμα βρίσκουμε τον χρόνο γένεσης του σεισμού.

Προσδιορισμός επικεντρική απόστασης με χρήση των πρώτων αφίξεων των επιμήκων και των εγκάρσιων κυμάτων



x_A

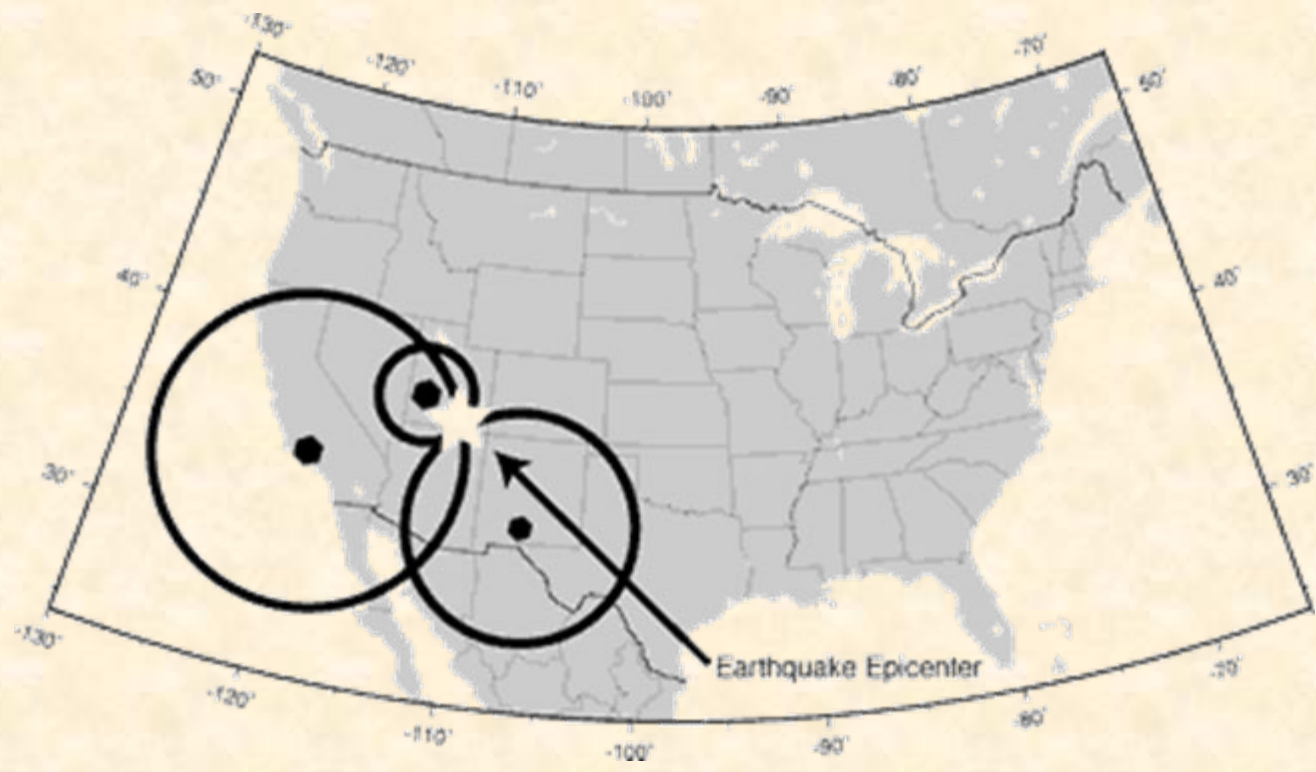
x_B

x_C

$$V = \frac{\Delta X}{\Delta t}$$

Εύρεση επικέντρου με τους τρεις προηγούμενους σταθμούς τρεις σταθμούς

- Το σημείο τομής των τριών κύκλων μας δείχνει το επίκεντρο (αστέρι)



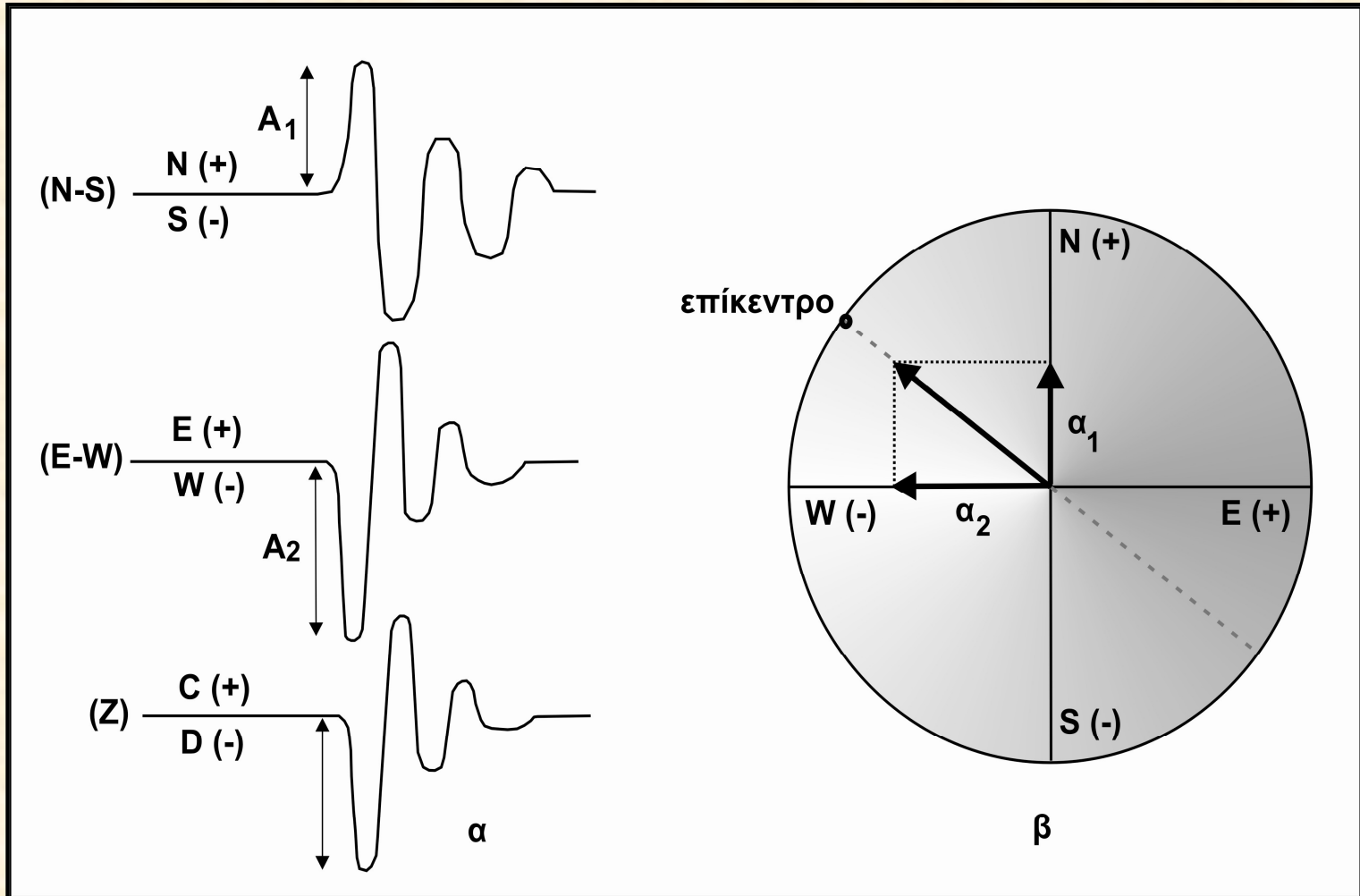
ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ ΜΕ ΕΝΑ ΣΤΑΘΜΟ

- Για να προσδιορίσουμε το επίκεντρο με ένα σταθμό πρέπει ο σταθμός να διαθέτει 3 σεισμόμετρα. Το ένα κατακόρυφο και τα άλλα δύο οριζόντια. Επίσης πρέπει να γνωρίζουμε την επικεντρική απόσταση και το αζιμούθιο του επικέντρου σε σχέση με τον σταθμό. (Σαν αζιμούθιο θεωρούμε την γωνία που σχηματίζει ο μεσημβρινός του σταθμού με τον μέγιστο κύκλο της Γης που περνάει από το επίκεντρο και τον σταθμό). Επίσης είναι γνωστό ότι η ταλάντωση των υλικών σημείων κατά την διάδοση των P κυμάτων είναι παράλληλη προς την σεισμική ακτίνα. Πρέπει επίσης να υποθέσουμε το γεγονός ότι η σεισμική ακτίνα των κυμάτων P που περνάει από τον σταθμό και το επίκεντρο βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο που περνάει από τα 2 αυτά σημεία της επιφάνειας της Γης.
- Εργαζόμαστε ως εξής:
- Μετρώ τα μήκη των πρώτων αποκλίσεων (P κύματα) στα οριζόντια σεισμόμετρα (A_1 και A_2). Διαιρώ αυτά με την πραγματική μεγέθυνση και βρίσκω τα πραγματικά πλάτη (a_1 και a_2).

(συνέχεια)

- Μετά καθορίζουμε ένα σύστημα αξόνων με διεύθυνση Β-Ν και Α-Δ καθέτων μεταξύ τους (όπως δηλ. είναι προσανατολισμένα τα οριζόντια σεισμόμετρα). Γνωρίζοντας το μέτρο των διανυσμάτων α_1 και α_2 τα τοποθετούμε πάνω στους άξονες, με αρχή την τομή των αξόνων. Η φορές των διανυσμάτων τοποθετούνται κατά τέτοιο ώστε να συμπίπτουν με τις φορές των πρώτων αποκλίσεων. Η διεύθυνση της διαγωνίου του ορθογωνίου παραλληλογράμμου (με πλευρές τα α_1 και α_2) συμπίπτει με την διεύθυνση του επικέντρου.
- Στη συνέχεια γράφουμε κύκλο με ακτίνα ίση με την επικεντρική απόσταση που τέμνει την διαγώνιο σε 2 σημεία. Για το που βρίσκεται το επίκεντρο ανατρέχουμε στην πρώτη απόκλιση του κατακορύφου σεισμόμετρου. Αν η πρώτη ώθηση είναι D, δηλαδή προς τα κάτω, το επίκεντρο βρίσκεται προς την μεριά που βρίσκεται η συνισταμένη των 2 διανυσμάτων. Αν είναι C βρίσκεται στη αντίθετη πλευρά.

Σχηματική παράσταση της εύρεσης του επίκεντρου με ένα σταθμό



Προσδιορισμός επικέντρου με πολλούς σταθμούς

- Η απλούστερη μέθοδος είναι η γραφική. Σήμερα η ευρέως διαδεδομένη είναι η μέθοδος Geiger, ενώ η μέθοδος Galitzin εφαρμόζεται σε περιπτώσεις πολύ κοντινών σεισμών.
- Θα περιγράψουμε την γραφική μέθοδο:
- -Μετράμε πάνω στα σειсмоγράμματα τους χρόνους άφιξης των κυμάτων P και S.
- -Στη συνέχεια αυτοί οι χρόνοι γράφονται σε μία ταινία χαρτιού από το διάγραμμα των χρόνων διαδρομής.
- -Μεταφέρουμε την ταινία στις καμπύλες χρόνων διαδρομής και μετακινώντας την ταινία του χαρτιού προσπαθούμε να συμπίσουν οι αναγραφόμενοι (μετρημένοι) χρόνοι των κυμάτων P και S με τις ομάδες των καμπύλων των κυμάτων P και S που υπάρχουν στο διάγραμμα.
- -Με κάθε σύμπτωση σημειώνω τον επικεντρική απόσταση που υπάρχει στο άξονα X .

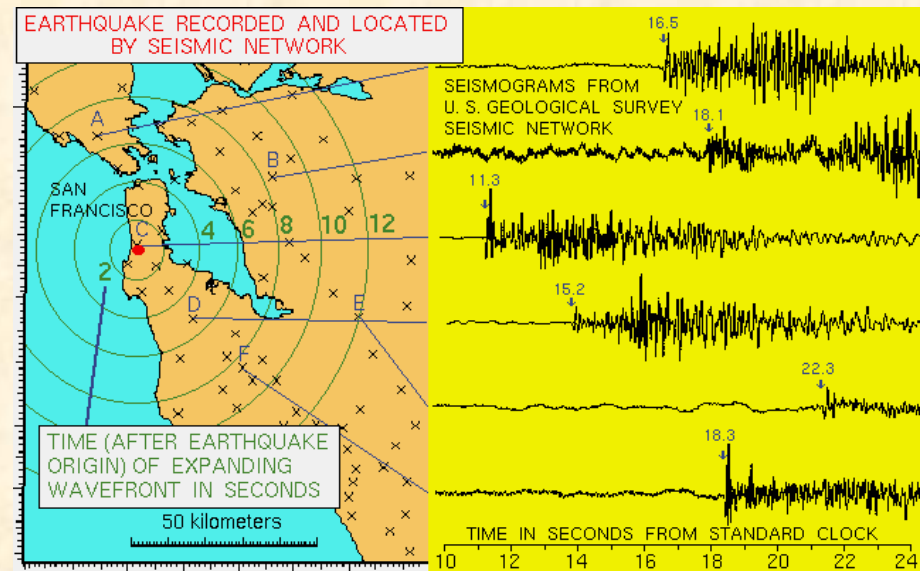
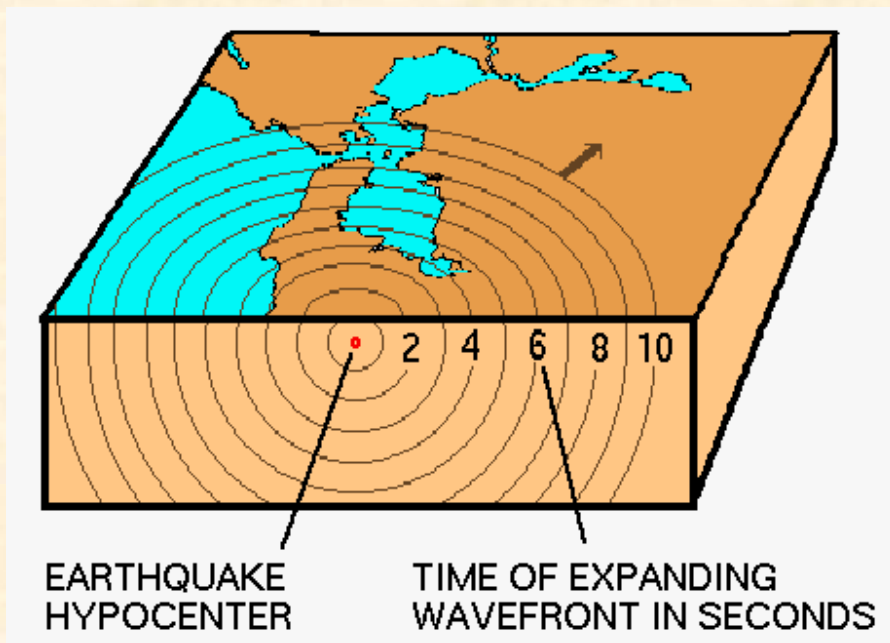
(συνέχεια)

- **ΠΡΟΣΟΧΗ!!!!!!**
- Διαλέγουμε τον καλύτερο σταθμό με πολύ καθαρές αναγραφές, και για τον οποίο είμαστε απολύτως σίγουροι για τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων που μετρήσαμε. Την στιγμή που υπάρχει, για τον σταθμό αυτόν, σύμπτωση των P και S κυμάτων με μία από τις αντίστοιχες ομάδες των καμπύλων χρόνων διαδρομής, «προεκτείνω τον άξονα X στην ταινία χαρτιού». **Αυτός είναι ο χρόνος γένεσης.**
- **ΥΠΑΡΧΕΙ ΜΟΝΟ ΕΝΑΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ.**
- Για τον λόγο αυτό κρατούμε σταθερό τον χρόνο γένεσης πάνω στον X άξονα και προσπαθούμε να προσαρμόσουμε κατάλληλα τα κύματα P και S με τις αντίστοιχες ομάδες κυμάτων.
- -Στη συνέχεια επιστρέφουμε την ταινία χαρτιού πίσω στον άξονα (Ψ) των χρόνων (διάγραμμα των χρόνων διαδρομής) και επανατοποθετούμε τους μετρημένους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων στην αρχική τους θέση.

(συνέχεια)

- -Μόλις γίνει η επανατοποθέτηση, βλέπουμε σε ποιο σημείο του άξονα των χρόνων αντιστοιχεί «η προέκταση του Χ άξονα» διαβάζω πάνω στον άξονα τον χρόνο γένεσης.
- -Στη συνέχεια σε ένα χάρτη της περιοχής που υπάρχουν σημειωμένοι οι σταθμοί που κατέγραψαν τον σεισμό, χαράσσω περιφέρειες με κέντρο τον σταθμό και ακτίνα ίση με την επικεντρική του απόσταση.
- -Το σημείο τομής των περιφερειών αυτών είναι το επίκεντρο του σεισμού (δίνομε πάντα τις γεωγραφικές συντεταγμένες). Αυτό είναι το ιδανικό. Όμως πρακτικά οι περιφέρειες δεν τέμνονται πάντα σε ένα σημείο. Η μία από τις 2 τομές κάθε περιφέρειας με κάθε μία από τις άλλες περιφέρειες βρίσκεται κοντά στο επίκεντρο. Το κέντρο βάρους αυτών των σημείων θεωρείται τελικά σαν επίκεντρο του σεισμού.

Προσδιορισμός επικέντρου με πολλούς σταθμούς

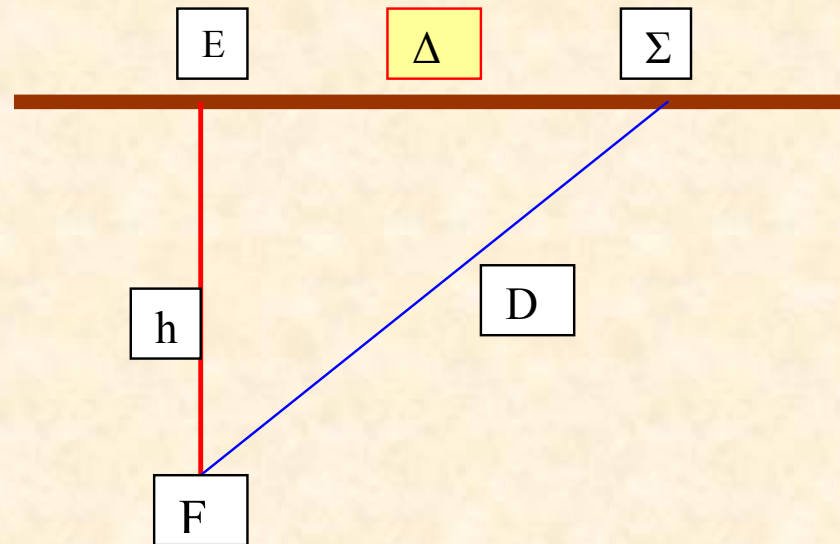


Μέθοδος Geiger

- Αρχικά θεωρούμε ένα προκαταρκτικό μοντέλο με τις παραμέτρους της εστίας των σεισμών (δηλ. **γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, χρόνος γένεσης εστιακό βάθος**). Αφού απαλλάξουμε τα δεδομένα μας από σφάλματα και στηριζόμενοι στα δεδομένα μας που είναι: α) οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων P και S και β) τους πίνακες των χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών καθορίζουμε ένα τελικό μοντέλο για να βρούμε τις παραμέτρου της εστίας.

Προσδιορισμός εστιακού βάθους των επιφανειακών σεισμών

- Έστω έχουμε το παρακάτω σχήμα:



- όπου E = το επίκεντρο του σεισμού
- Δ = η επικεντρική απόσταση
- Σ = ο σταθμός αναγραφής
- F = η εστία του σεισμού
- h = εστιακό βάθος
- D = η απόσταση (υποκεντρική) της εστίας από τον σταθμό

(συνέχεια)

- Για τοπικούς σεισμούς το εστιακό βάθος μπορεί να βρεθεί από το ορθογώνιο τρίγωνο FEΣ χρησιμοποιώντας το

$$D^2 = h^2 + \Delta^2 \Rightarrow h^2 = \Delta^2 - D^2$$

- Το επίκεντρο είναι γνωστό άρα είναι γνωστή και η επικεντρική απόσταση. Για τον υπολογισμό της υποκεντρικής απόστασης πρέπει να γνωρίζουμε τις ταχύτητες α και β των κυμάτων P (t_p) και S (t_s) αντίστοιχα στο χώρο μεταξύ εστίας και του σταθμού και την διαφορά των χρόνων άφιξης στο σταθμό των κυμάτων που διαδίδονται απ' ευθείας. Επομένως έχω $D = \alpha t_p$ και $D = \beta t_s$. Προκύπτει ότι:

$$D = \frac{\alpha\beta}{\alpha - \beta} (t_s - t_p)$$

(συνέχεια)

- Η διαφορά των χρόνων διαδρομής είναι ίση με την διαφορά των χρόνων άφιξης που μετριοούνται εύκολα πάνω στα σειсмоγράμματα.
- Η μέθοδος δεν παρέχει μεγάλη ακρίβεια στο καθορισμό του εστιακού βάθους των τοπικών σεισμών γιατί πρέπει να ξέρουμε το επίκεντρο επακριβώς. Εξάλλου τα κύματα δεν ακολουθούν την ευθεία $F\Sigma$ αλλά επειδή μεταβάλλετε η ταχύτητά τους, αλλά ακολουθούν άλλη γραμμή.
- Σε κάθε περίπτωση πάντως αποτελεί ένα γρήγορο εργαλείο για τον καθορισμό του εστιακού βάθους

Προσδιορισμός εστιακού βάθους των σεισμών βάθους-Μέθοδος Wadati

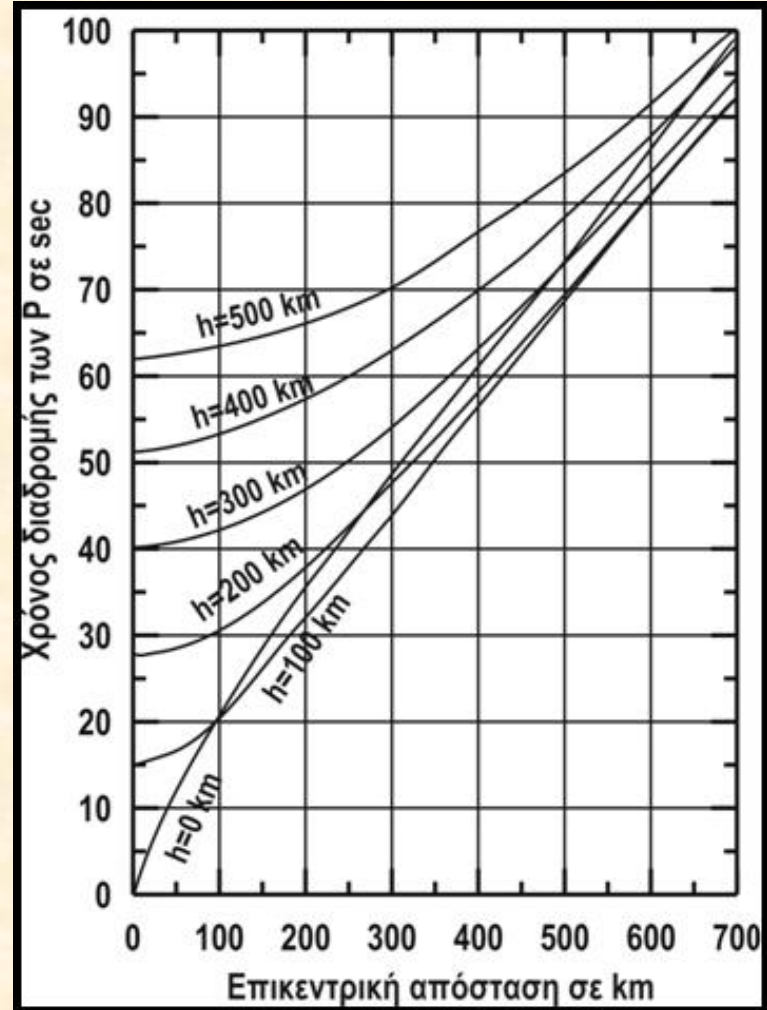
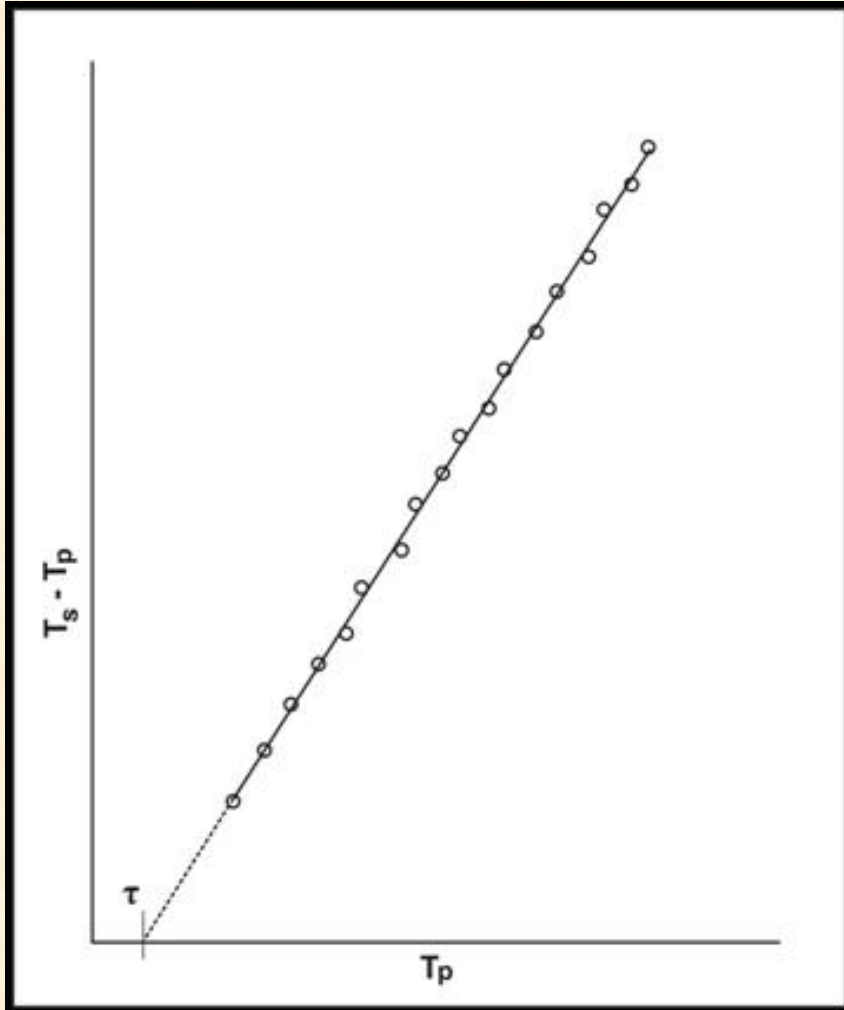
- Για την εφαρμογή της μεθόδου βρίσκουμε τις διαφορές των χρόνων άφιξης των P (t_p) και S (t_s) κυμάτων σε διάφορους γειτονικούς σταθμούς. Χαρτογραφούμε τις διαφορές αυτές σε συνάρτηση με τους χρόνους άφιξης των κυμάτων P (t_p). Τα σημεία της χαρτογράφησης βρίσκονται πάνω σε μία θεωρούμενη ευθεία (επόμενο σχήμα) με εξίσωση:

$$t_s - t_p = (\kappa - 1)(t_p - H)$$

- Όπου $\kappa = \alpha/\beta$ (λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς τα εγκάρσια κύματα) και H είναι ο χρόνος γένεσης του σεισμού.
- Η τομή της ευθείας με τον άξονα X προσδιορίζει τον χρόνο γένεσης του σεισμού. Η κλίση της ευθείας είναι

$$\kappa - 1 = \left(\frac{\alpha}{\beta} \right) - 1$$

(συνέχεια)



(συνέχεια)

- Ύστερα αφαιρούμε τον χρόνο γένεσης από τους χρόνους άφιξης των κυμάτων P και βρίσκουμε τον δρόμο διαδρομής.
- Στη συνέχεια χαρτογραφούμε τη διαφορά σε συνάρτηση με τις επικεντρικές αποστάσεις.
- Ορίζεται έτσι γραμμή που καμπυλώνεται σε μικρές αποστάσεις και τέμνει τον άξονα Ψ σε ένα σημείο έστω Z.
- Ο χρόνος που κάνει το κύμα να διατρέξει την απόσταση μεταξύ εστίας και επικέντρου είναι $T=OZ$. Αν η μέση ταχύτητα των κυμάτων P μεταξύ εστία και επικέντρου είναι v τότε το εστιακό βάθος δίνεται με βάση την σχέση της ταχύτητας (από την Φυσική) $u=s/t$. Στην περίπτωση μας $v=u$ και $s=h$. Επομένως το βάθος δίνεται από τη σχέση

$$h = vt$$

Υπάρχουν άλλες 2 μέθοδοι προσδιορισμού του εστιακού βάθους των σεισμών βάθους: η μέθοδος Peterschmitt και η μέθοδος Brunner

