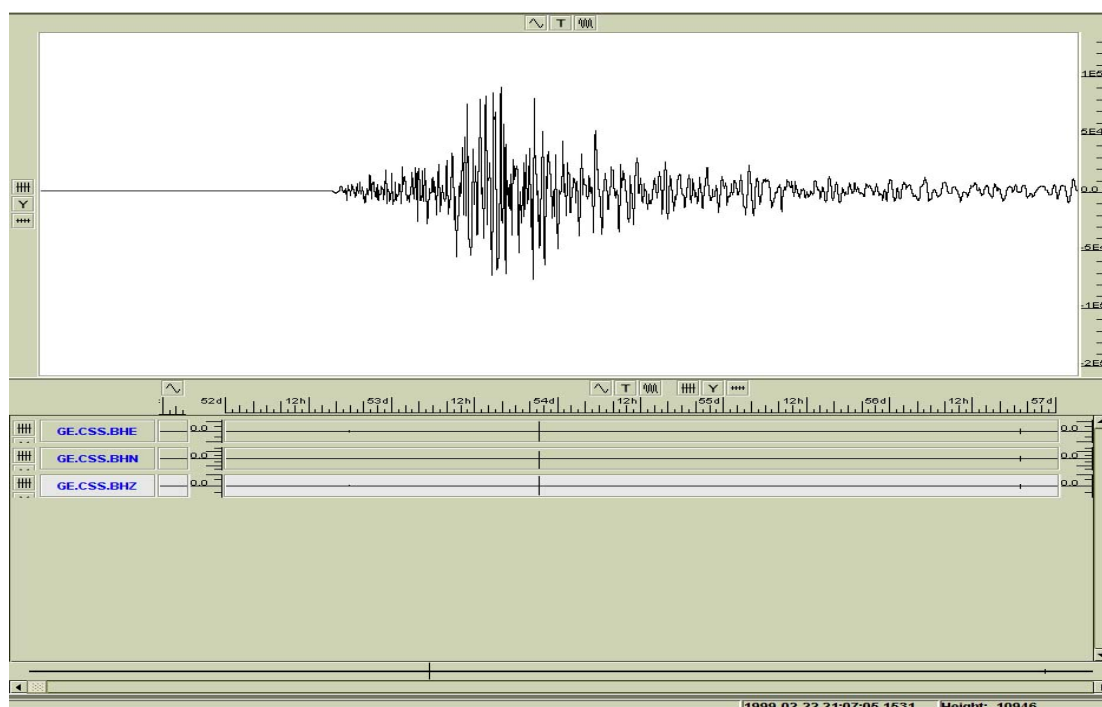


## ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΣΧΕΣΗΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΟΠΙΚΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ( $M_L$ ) ΑΠΟ ΤΙΣ ΨΗΦΙΑΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥ ΣΤΑΘΜΟΥ CSS (ΜΑΘΙΑΤΗ, ΚΥΠΡΟΥ)



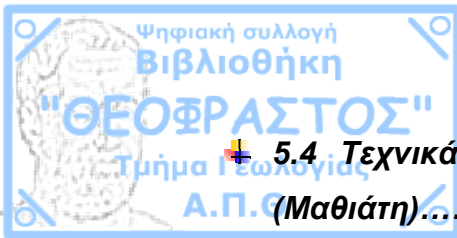
**ΧΕΙΜΑΡΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ A.E.M: 4082**

**Επιβλέποντες Καθηγητές: Εμμανουήλ Σκορδύλης  
Κεμεντζετζίδου Δέσποινα**

**Θεσσαλονίκη 2008**

## Περιεχόμενα

✚	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - Εισαγωγή</b>	
✚	1.1 Πρόλογος.....	1
✚	1.2 Γενικές Πληροφορίες.....	2
✚	1.3 Γεωλογία της Κύπρου.....	3
✚	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - Σεισμικότητα της Κύπρου.</b>	
✚	2.1 Γενικά για τη σεισμικότητα της Κύπρου.....	14
✚	2.2 Ιστορικοί σεισμοί.....	15
✚	2.3 Σεισμολογικό δίκτυο της Κύπρου.....	18
✚	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3- Εισαγωγικές έννοιες και ορισμοί.</b>	
✚	3.1 Σεισμικά κύματα.....	24
✚	3.2 Οι κλίμακες μεγεθών των σεισμών.....	26
✚	3.3 Ενέργεια που απελευθερώνεται σε έναν σεισμό.....	31
✚	3.4 Ένταση σεισμού.....	32
✚	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4- Καθορισμός σχέσεων μετατροπής άλλων μεγεθών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής <math>M_w</math></b>	
✚	4.1 Γενικά.....	34
✚	4.2 Δεδομένα παρατήρησης.....	34
✚	4.3 Υπολογισμός μεγεθών για τους σεισμούς του καταλόγου....	35
✚	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - Υπολογισμός τοπικού μεγέθους <math>M_w</math> από τις ψηφιακές καταγραφές του σεισμολογικού σταθμού CSS στο Μαθιάτη</b>	
✚	5.1 Περιγραφή εργασίας για τον καθορισμό των μεγεθών σεισμού από ψηφιακά δεδομένα.....	46
✚	5.2 Υπολογισμός $M_L$ κατά Hutton & Boore.....	47
✚	5.3 Υπολογισμός $M_L$ κατά IASPEI .....	47



✚ 5.4 Τεχνικά Χαρακτηριστικά του Σεισμολογικού σταθμού CSS (Μαθιάτη).....	48
✚ 5.5 Βαθμολόγηση του σεισμολογικού σταθμού CSS.....	49
✚ <b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 – Βιβλιογραφία και Ιστοσελίδες</b>	
✚ 6.1 Βιβλιογραφία.....	58
✚ 6.2 Ιστοσελίδες .....	59
✚ 6.3 Μηχανές αναζήτησης.....	60

# Κεφάλαιο 1

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### 1.1 Πρόλογος

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι ο καθορισμός σχέσης υπολογισμού τοπικού μεγέθους ( $M_L$ ) από τις ψηφιακές καταγραφές του σεισμολογικού σταθμού CSS (Μαθιάτη, Κύπρου).

Η γενική δομή της εργασίας χαρακτηρίζεται ουσιαστικά από πέντε τμήματα.

- το πρώτο τμήμα περιλαμβάνει κάποια λίγα γεωγραφικά στοιχεία ενώ γίνεται μια γενική περιγραφή της γεωλογίας της Κύπρου
- το δεύτερο τμήμα περιλαμβάνει μιά γενική περιγραφή της σεισμικότητας της Κύπρου και αναφορά στο σεισμολογικό δίκτυο της.
- το τρίτο τμήμα έχει τις εισαγωγικές έννοιες και τους ορισμούς που έχουν σχέση με την γένεση ενός σεισμού (σεισμικά κύματα, κλίμακες μεγεθών των σεισμών, ενέργεια που απελευθερώνεται σε ένα σεισμό και ένταση σεισμού).

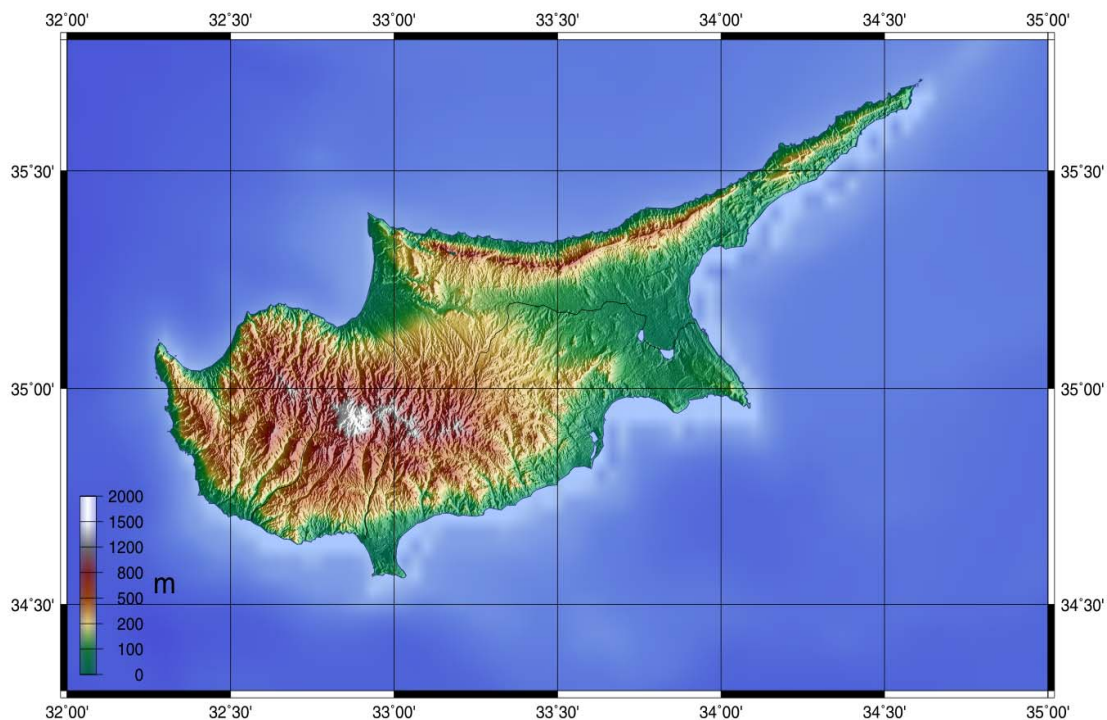
Το τέταρτο και πέμπτο τμήμα αποτελεί και το κύριο μέρος της εργασίας

- στο τέταρτο τμήμα έγινε καθορισμός σχέσεων μετατροπής άλλων μεγεθών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής
- στο τελευταίο πέμπτο τμήμα έγινε ο υπολογισμός του τοπικού μεγέθους ( $M_L$ ) από τις ψηφιακές καταγραφές του σεισμολογικού σταθμού CSS στο Μαθιατη, ακολουθώντας καθορισμένη διαδικασία που κατέληξε στον καθορισμό μιας πολυπαραμετρικής εξίσωσης αντίστοιχης μορφής με αυτήν των Hutton & Bore. Τέλος, έγινε έλεγχος των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή αυτής της νέας σχέσης που απέδειξε την εφαρμοσιμότητά της.

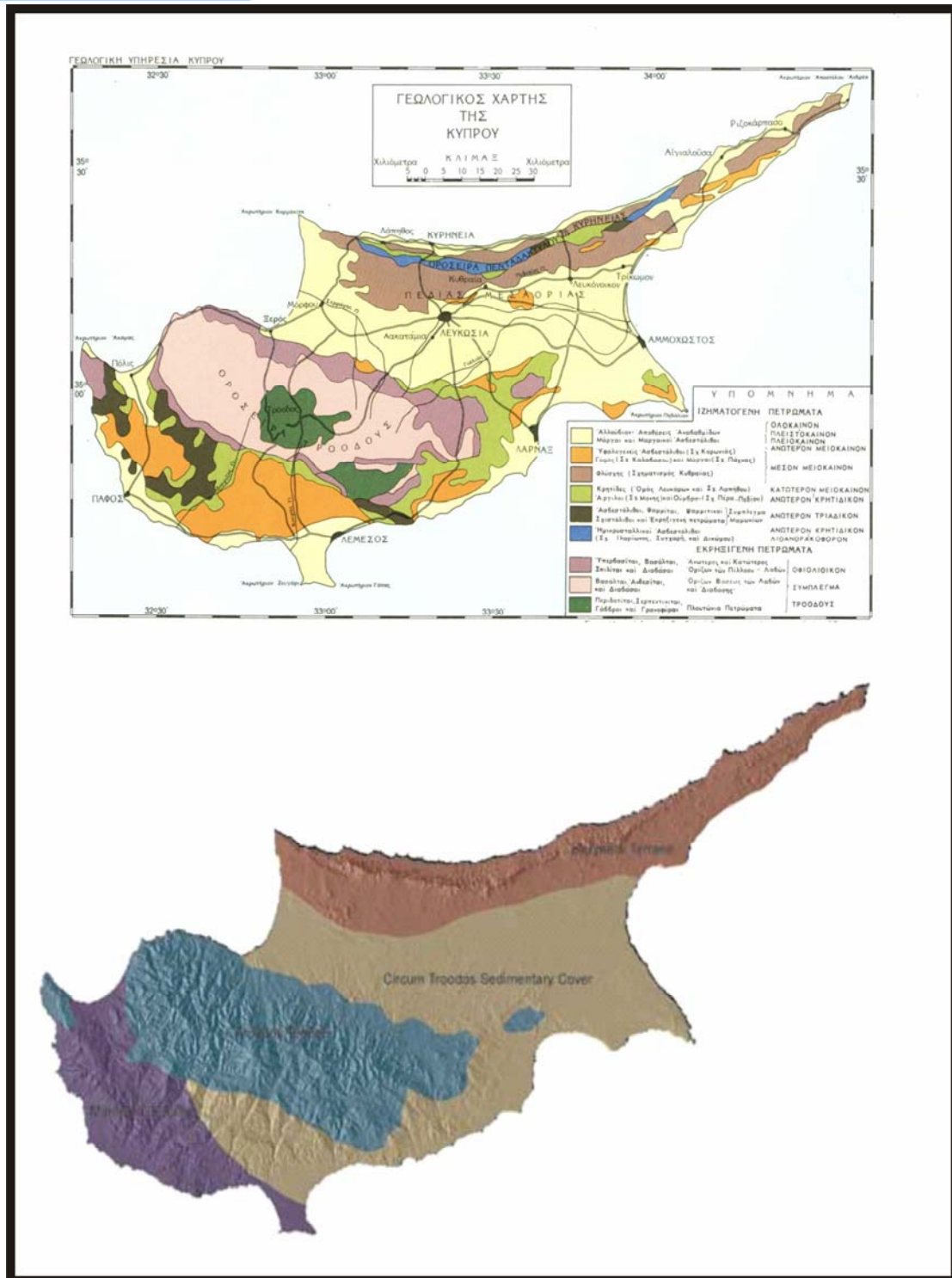
Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους επιβλέποντες καθηγητές κ. Εμμανουήλ Σκορδύλη και κ. Κεμεντζετζίδου Δέσποινα για την ουσιαστική και κατατοπιστική καθοδήγηση που μου πρόσφεραν αβίαστα όποτε τους ζητήθηκε, αλλά και για την προσφορά λογισμικού με την βοήθεια κατανόησης αυτού με το οποίο η εργασία ολοκληρώθηκε γρηγορότερα.

## 1.2 Γενικές Πληροφορίες

Η Κύπρος (σχήμα 1.1) είναι το τρίτο σε μέγεθος νησί της Μεσογείου μετά τη Σικελία και τη Σαρδηνία. Έχει έκταση 9251 τ.χλμ., μήκος 250 χλμ. και πλάτος 96 χλμ. Βρίσκεται στο ανατολικό άκρο της Μεσογείου με βόρειο γεωγραφικό πλάτος από 34°:33' έως 35°:34' και ανατολικό γεωγραφικό μήκος από 32°:15' μέχρι 34°:37'. Απέχει 70 χλμ. από την Τουρκία, 385 χλμ. από τη Ρόδο και 372 χλμ. από τη διώρυγα του Σουέζ. Το νησί έχει περίπου 700.000 κατοίκους. Από αυτούς το 1974 το 80% ήταν Έλληνες, το 18% ήταν Τούρκοι και 2% άλλες εθνικότητες. Επίσημη γλώσσα είναι η ελληνική κυπριακή διάλεκτος και δεύτερη γλώσσα τα αγγλικά.

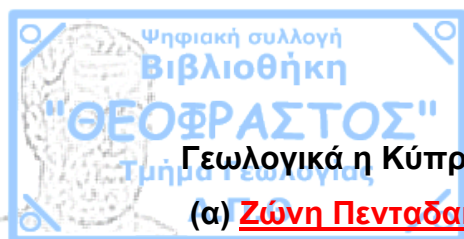


Σχήμα 1.1.- Τοπογραφικός χάρτης της Κύπρου (Από τη Wikipedia)



Σχήμα 1.2-Γεωλογικός χάρτης Κύπρου (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

Στο σχήμα (1.2) παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης καθώς και οι γεωλογικές ζώνες της Κύπρου (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).



Γεωλογικά η Κύπρος χωρίζεται σε τέσσερις ζώνες:

- (α) Ζώνη Πενταδακτύλου
- (β) Ζώνη Τροόδους
- (γ) Ζώνη Μαμωνιών
- (δ) Η Ζώνη των αυτόχθονων ιζηματογενών πετρωμάτων

### 1.2.1. Ζώνη Πενταδακτύλου

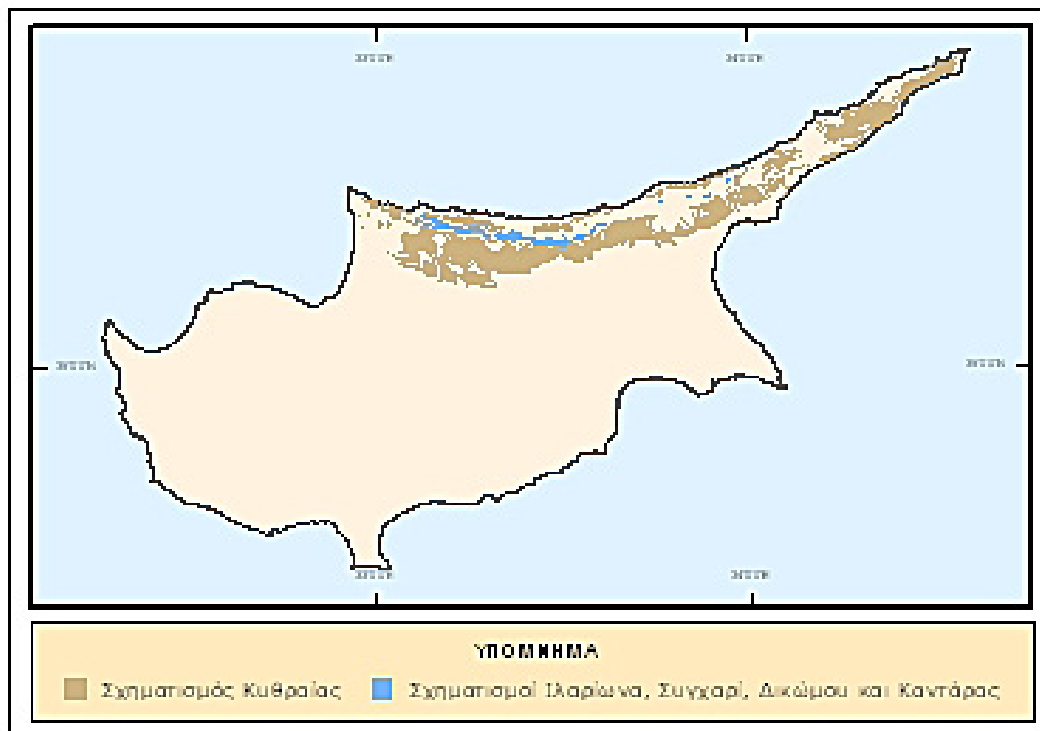
Η Ζώνη Πενταδακτύλου έχει τρεις κυρίους γεωλογικούς σχηματισμούς ηλικίας Τριαδικού - Κατώτερου Κρητιδικού (250-135 εκ.Χρόνια) που αποτελούν ένα τεκτονικά πολύπλοκο σύνολο από ιζηματογενή και σε περιορισμένο βαθμό μεταμορφωσιγενή και πυριγενή πετρώματα Περμίου μέχρι πρόσφατης ηλικίας.

**Οι Τρεις Γεωλογικοί Σχηματισμοί Ζώνης Πενταδακτύλου είναι:**

1. **Σχηματισμός Δικώμου:** αποτελείται από παραμορφωμένους λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με ενστρώσεις γκρίζων και πράσινων φυλλιτών.
2. **Σχηματισμός Συγχαρί:** δομείται από συμπαγείς έως παχυστρωματώδεις δολομιτικούς ασβεστόλιθους.
3. **Σχηματισμός Αγίου Ιλαρίωνα:** αποτελείται από μεσοστρωματώδεις έως συμπαγείς ασβεστόλιθους, οι οποίοι υπέστησαν πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Στο κεντρικό τμήμα της οροσειράς απαντώνται εντυπωσιακές και συνεχείς εμφανίσεις των ασβεστόλιθων ενώ στο ανατολικό τμήμα της οροσειράς εμφανίζονται υπό μορφή ολισθολίθων και αναφέρονται ως ασβεστόλιθοι Καντάρας (Πέρμιο-Λιθανθρακοφόρο, 350-250 εκ. χρόνια). Οι αλλόχθονες αυτοί σχηματισμοί απωθήθηκαν νοτιότερα πάνω στ' αυτόχθονα και νεότερα θαλάσσια ιζήματα που είναι γνωστά ως οι Σχηματισμοί Λαπήθου, Καλογραίας-Αρδάνων (Μπέλαπαίς) και Κυθραίας.

Στον σχηματισμό της Λαπήθου ηλικίας Καμπανίου έως Ηωκαίνου (85 - 40 εκ. χρόνια) υπάρχει ο αρχαιότερος αυτόχθονας γεωλογικός σχηματισμός

και αποτελείται από πελαγικές μάργες και κρητίδες με κερατόλιθους, που απαντώνται υπό μορφή έντονα διαρρηγμένων στρωμάτων μεταξύ των οποίων παρεμβάλλονται ηφαιστειακά πετρώματα βασαλτικής και ρυολιθικής σύστασης. Το Σχηματισμό της Λαπήθου διαδέχεται προς τα πάνω ο Φλύσχος Καλογραίας Αρδάνων (Σχηματισμός Μπέλλαπαίς) Ανώτερης Ηωκαινικής ηλικίας (35 εκ. χρόνια), και ακολουθεί με ασυμφωνία ο Φλύσχος της Κυθρέας, ως μια ακολουθία έντονα πτυχωμένων ψαμμιτών, ιλυολίθων και μαργών, μέσης Μειοκαινικής ηλικίας (15 εκατομμύρια χρόνια). Στην νότια πλευρά της οροσειράς, ο φλύσχος της Κυθρέας συμπλέκεται με τα πετρώματα του Σχηματισμού Πάχνας.



Σχήμα 1.3.-Οι κυριότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί της Ζώνης Πενταδακτύλου(από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

Στο χάρτη του σχήματος (1.3) παρουσιάζονται οι κυριότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί της Ζώνης Πενταδακτύλου που είναι οι αλλόχθονοι Σχηματισμοί Δικώμου, Συγχαρί και Αγίου Ιλαρίωνα .



Στην δημιουργία πολύ καλών υδροφορέων που εκφορτίζονται με μεγάλες και σημαντικές πηγές στους πρόποδες της οροσειράς συνέβαλε η διάρρηξη και τη καρστικοποίηση των αλλόχθονων ασβεστολίθων, κοντά στην επαφή των ασβεστολίθων με τα υποκείμενα αργιλικά πετρώματα.

### 1.2.2. Ζώνη Τροόδους

Στο κεντρικό τμήμα του νησιού δεσπόζει ο Οφειόλιθος Τροόδους ή Ζώνη Τροόδους και αποτελεί το γεωλογικό πυρήνα της Κύπρου. Εμφανίζεται βασικά σε δύο περιοχές σχήμα (1.4), 1) στην κύρια μάζα της οροσειράς Τροόδους και 2) στην περιοχή του Δάσους Λεμεσού και Ακαπνούς στα νότια της οροσειράς με χαρακτηριστικό επίμηκες και θολωτό σχήμα (δόμος). Στην χερσόνησο του Ακάμα και στην περιοχή του χωριού Τρούλλοι υπάρχουν επίσης μικρότερες εμφανίσεις του. Δημιουργήθηκε κατά το Ανώτερο Κρητιδικό (90 εκ. χρόνια) στο βυθό της Τηθύος θάλασσας, που τότε εκτεινόταν από τα σημερινά Πυρηναία (μέσω των Άλπεων) μέχρι τα Ιμαλάια. Θεωρείται ως ο πιό πλήρης και καλά μελετημένος οφειόλιθος στον κόσμο. Πρόκειται για κομμάτι του ωκεάνιου φλοιού, πλήρως αναπτυγμένο με σειρά από πλουτώνια, φλεβικά, ηφαιστειακά πετρώματα και χημικά ιζήματα, γεγονός που συνιστά και τη μοναδικότητά του. Δημιουργήθηκε κατά την πολύπλοκη διαδικασία της διεύρυνσης των ωκεανών και της δημιουργίας του ωκεάνιου φλοιού και στη συνέχεια αναδύθηκε και πήρε στη σημερινή του θέση μέσα από πολυσύνθετες τεκτονικές διεργασίες, που καθορίζονταν από τη σύγκλιση των δύο λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασιατικής στο βορρά και της Αφρικανικής στο νότο. Η στρωματογραφία του παρουσιάζει αναστροφή, δηλ. τα στρωματογραφικά παλαιότερα πετρώματα εμφανίζονται στην κορυφή του, ενώ τα στρωματογραφικά νεώτερα στις παρυφές του. Αυτή η φαινόμενη αναστροφή οφείλεται στον τρόπο ανύψωσης του (δημιουργία δόμου) αλλά και στη διαφορική του διάβρωση. Η ανοδική διαπειρική πορεία του πυρήνα του Τροόδους έγινε διαχρονικά κυρίως όμως με επεισόδια απότομης ανύψωσης μέχρι το Πλειστόκαινο (2 εκ. χρόνια).

Η στρωματογραφική σειρά του Οφειόλιθου Τροόδους αποτελείται, ακολουθώντας τη σειρά από τα στρωματογραφικά κατώτερα προς τα ανώτερα, από τα εξής πετρώματα: Πλουτώνια (ακολουθία Μανδύα, Σωρειτικά), Φλεβικά, Ηφαιστειακά και Χημικά ιζήματα.

Η ακολουθία του Μανδύα ονομάζεται έτσι γιατί τα πετρώματα που την αποτελούν θεωρείται ότι προέρχονται από το δύστηκτο υλικό, που παρέμεινε μετά τη μερική τήξη του ανώτερου Μανδύα και το σχηματισμό μάγματος βασαλτικής σύστασης, από το οποίο προήλθαν τα υπόλοιπα πετρώματα του Οφειόλιθου. Αποτελούνται κυρίως από χαρτζβουργίτη και δουνίτη (με ποσοστό 50 - 80% των αρχικών ορυκτών να έχουν εξαλλοιωθεί σε σερπεντίνη), και τον σερπεντινίτη (με ή χωρίς συγκεντρώσεις αμιάντου), όπου η αλλοίωση είναι σχεδόν πλήρης.

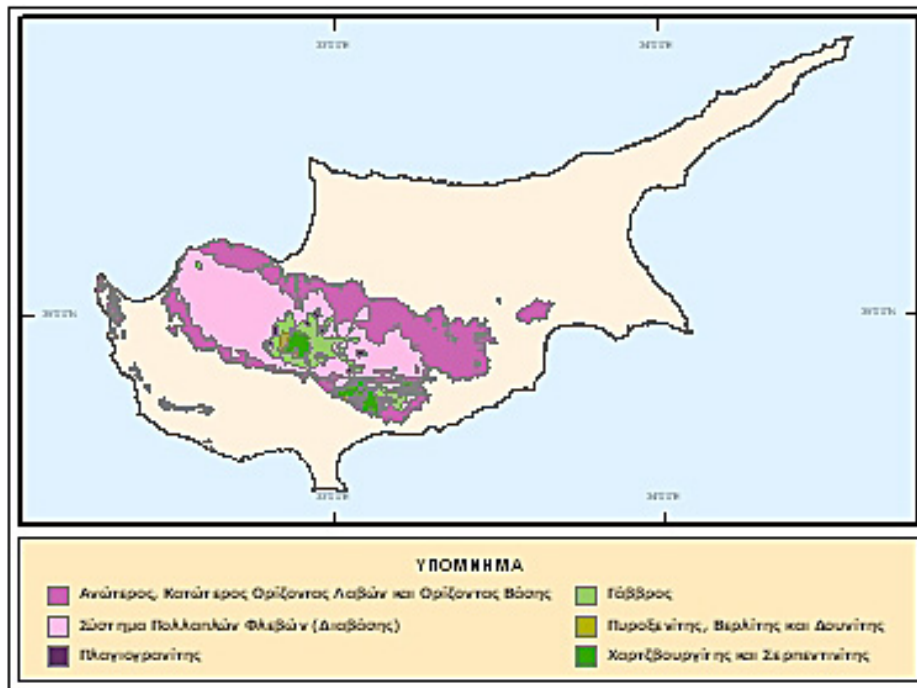
Τα σωρειτικά πετρώματα είναι τα προϊόντα της κρυστάλλωσης και της συγκέντρωσης των κρυστάλλων των ορυκτών στον πυθμένα των μαγματικών θαλάμων, κάτω από τις ζώνες διεύρυνσης των λιθοσφαιρικών πλακών. Τα κύρια σωρειτικά πετρώματα είναι ο δουνίτης (με ή χωρίς συγκεντρώσεις χρωμίτη), οβερλίτης, ο πυροξενίτης, ο γάββρος και ο πλαγιογρανίτης, που απαντάται σε μικρές και ασυνεχείς εμφανίσεις. Τα φλεβικά διαβασικά πετρώματα (Σύστημα Πολλαπλών Φλεβών) είναι βασαλτικής έως δολεριτικής σύστασης και προήλθαν από τη στερεοποίηση του μάγματος στις διόδους διείσδυσης και μεταφοράς του από τους μαγματικούς θαλάμους στη βάση του ωκεάνιου φλοιού, τροφοδοτώντας ταυτόχρονα τις υποθαλάσσιες εκχύσεις λαβών στον ωκεάνιο πυθμένα.

Στην συνέχεια ακολουθούν τα ηφαιστειακά πετρώματα, που αποτελούνται από δύο ορίζοντες λαβών και ροές λαβών, βασαλτικής κυρίως σύστασης. Οι λάβες αυτές έχουν χαρακτηριστικό προσκεφαλοειδές σχήμα με διάμετρο 30 έως 70 cm, που είναι αποτέλεσμα υποθαλάσσιας ηφαιστειακής έκχυσης. Μεταξύ των φλεβικών πετρωμάτων και των προσκεφαλοειδών λαβών υπάρχει μεταβατική ζώνη γνωστή ως Ορίζοντας Βάσης.

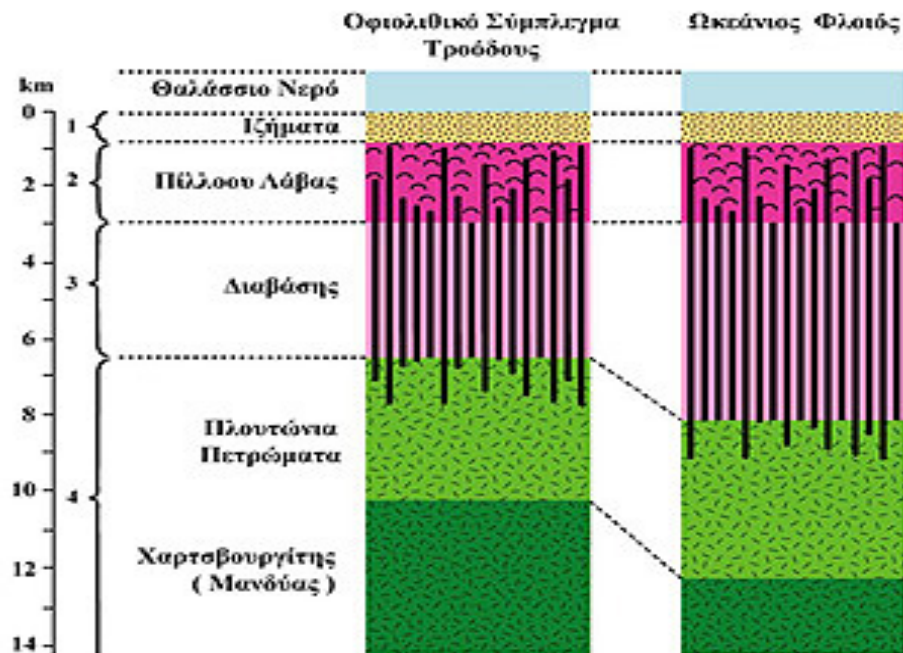
Τα Χημικά Ιζήματα (ή Σχηματισμός Πέρα Πέδι) αποτελούνται από φαιόχωμα (ούμπρα), ραδιολαρίτες και ραδιολαριτικούς πηλίτες, και είναι τα πρώτα χημικά και πελαγικά ιζήματα, που αποτέθηκαν πάνω στα οφειολιθικά πετρώματα, ως αποτέλεσμα υδροθερμικής δραστηριότητας (θερμά διαλύματα πλούσια σε Fe και Mn) και ιζηματογένεσης στο θαλάσσιο πυθμένα.

Άμεσα συνδεδεμένα με τον Οφειόλιθο Τροόδους είναι τα κοιτάσματα μεικτών θειούχων, χρωμίτη και αμιάντου. Τα κοιτάσματα αυτά σχηματίστηκαν σε διάφορες στρωματογραφικές ενότητες του Οφειόλιθου (λάβες, δουνίτη, σερπεντινίτη, αντίστοιχα) και ήλθαν στην επιφάνεια ως αποτέλεσμα της

ανύψωσής του. Η επιφανειακή αποκάλυψή τους, κυρίως του χαλκού, είχε ως αποτέλεσμα την ανακάλυψη και εκμετάλλευση του από τους αρχαίους κατοίκους του νησιού. Το ανάγλυφο και η τοπογραφία του Τροόδους είναι οι ρυθμιστές των κλιματολογικών συνθηκών και ειδικότερα της βροχόπτωσης. Συνεπώς μαζί με τις πιο πάνω γεωλογικές συνθήκες ρυθμίζουν άμεσα και τους υδατικούς πόρους, επιφανειακούς και υπόγειους του νησιού. Οι ποταμοί που ρέουν από την κορυφή του Τροόδους τροφοδοτούν τους υδροφορείς που αναπτύσσονται στην περιφέρειά του και τις πεδιάδες.



Σχήμα 1.4.-Η δομή του του Οφιόλιθου Τροόδους. (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).



Σχήμα 1.5.- Οφειολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

Η δομή του οφειολιθικού συμπλέγματος Τροόδους δίνεται στο χάρτη του σχήματος (1.5) .

### 1.2.3. Ζώνη Μαμωνιών

Η Ζώνη Μαμωνιών (ή το Σύμπλεγμα Μαμωνιών) είναι μια ξεχωριστή και τεκτονικά πολύπλοκη συγκέντρωση εκρηξιγενών, ιζηματογενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων, των οποίων η ηλικία κυμαίνεται από το Μέσο Τριανδικό μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό(230-75 εκ. χρόνια). Τα πετρώματα αυτά επωθήθηκαν κατά το Μαιστρίχτιο πάνω και δίπλα στον Οφειόλιθο Τροόδους και θεωρούνται αλλόχθονα σε σχέση με τα υπερκείμενα αυτόχθονα ανθρακικά πετρώματα και τα οφειολιθικά πετρώματα του Τροόδους. Απαντώνται μόνο στο νότιο τμήμα της Κύπρου και κυρίως στο νοτιοδυτικό τμήμα της επαρχίας Πάφου.



Σχήμα 1.6.-Στην πιο πάνω εικόνα φαίνεται ο έντονο τεκτονισμός των πετρωμάτων της Ζώνης Μαμωνιών (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

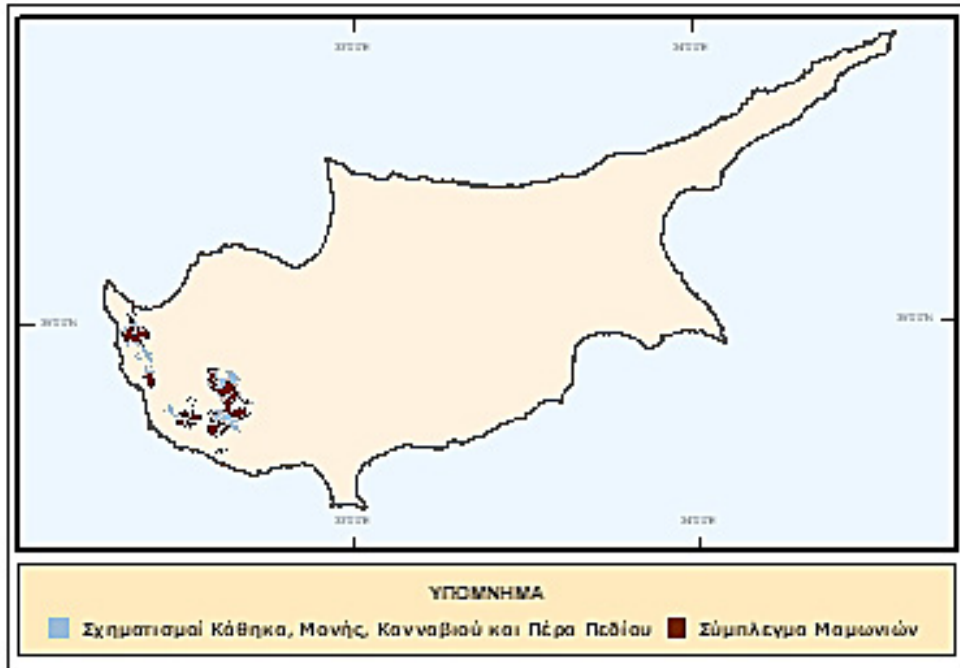
Ο έντονος τεκτονισμός των πετρωμάτων της Ζώνης Μαμωνιών όπως παρουσιάζεται στο σχήμα (1.6), δεν εμπόδισε την διάκριση των στρωματογραφικών σειρών που είναι οι ακόλουθες :

1. Η σειρά εκρηξιγενών (λάβες) και ιζηματογενών πετρωμάτων (ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι) της Ομάδας Διαρίζου.
2. Η σειρά πελαγικών ιζηματογενών πετρωμάτων (ασβεστόλιθοι, πηλίτες, χαλαζιακοί ψαμμίτες) της Ομάδας Αγίου Φωτίου.
3. Η σειρά μεταμορφωμένων πετρωμάτων (σχιστόλιθοι και μάρμαρα) της Ομάδας Αγίας Βαρβάρας. Τα πετρώματα αυτά προήλθαν από μεταμόρφωση πετρωμάτων της Ομάδας Διαρίζου.

Σε ορισμένες περιοχές της Ζώνης Μαμωνιών επικάθεται ο Σχηματισμός Κάθηκα όπως παρουσιάζεται στο σχήμα (1.7), που αποτελεί συνοθύλευμα

(melange), η δημιουργία του οποίου είναι άμεσα συνδεδεμένη με την εναπόθεση της εν λόγω Ζώνης.

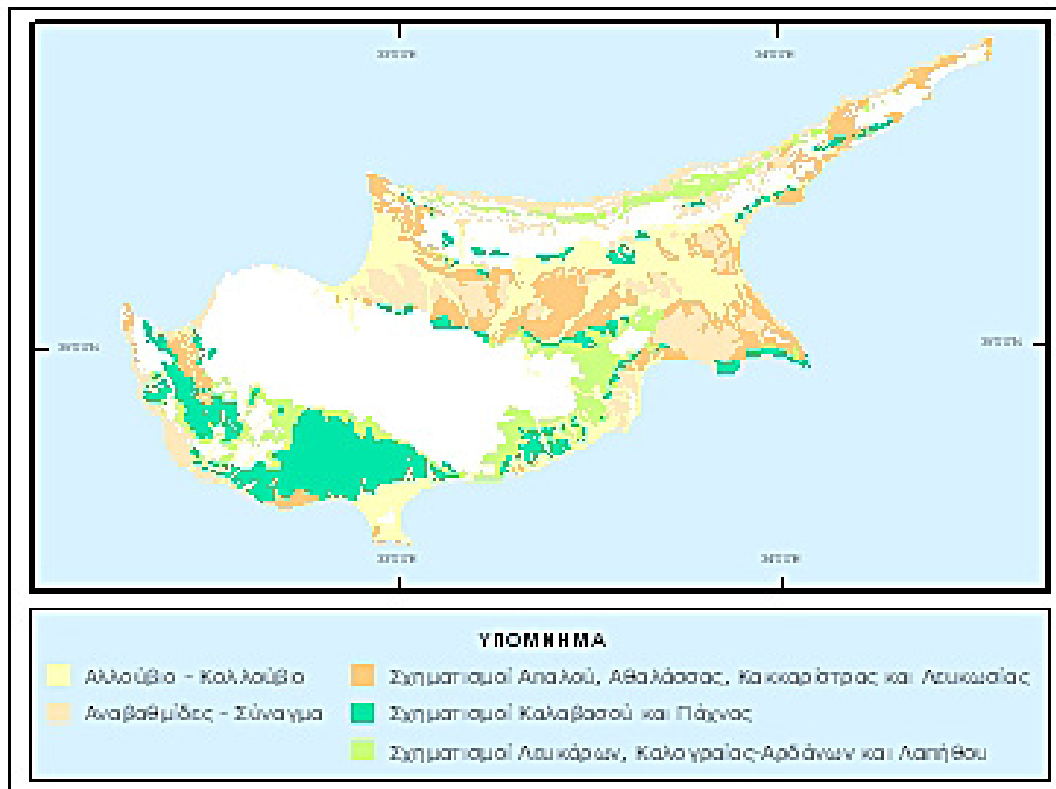
Ο μεγάλος βαθμός κατακερματισμού και εξαλλοίωσης των πετρωμάτων σε συνδυασμό με την ύπαρξη των υποκείμενων μπεντονιτικών αργίλων και την απότομη τοπογραφία δημιούργησαν συνθήκες αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της επαρχίας Πάφου.



Σχήμα 1.7.-Ο Σχηματισμός Κάθηκα και Σύμπλεγμα Μαμωνιτών (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

#### 1.2.4. Η Ζώνη των αυτόχθονων ιζηματογενών πετρωμάτων

Η Ζώνη των αυτόχθονων ιζηματογενών πετρωμάτων, ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού-Πλειστόκαινου (67εκ. χρόνια μέχρι πρόσφατα) όπως παρουσιάζεται στο σχήμα (1.8) ,καλύπτει κυρίως το χώρο μεταξύ των Ζωνών Πενταδακτύλου και Τροόδους (Μεσαορία) καθώς και το νότιο τμήμα του νησιού. Αποτελείται από μπεντονίτες, ηφαιστειοκλαστικά, συνοθύλευμα πετρωμάτων (melange), μάργες, κρητίδες, κερατόλιθους, ασβεστόλιθους, ασβεστολιθικούς ψαμμίτες, εβαπορίτες και κλαστικά ιζήματα.



Σχήμα 1.8.-Η κλασική ανάπτυξη του σχηματισμού των αυτόχθονων ιζηματογενών πετρωμάτων (από το Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

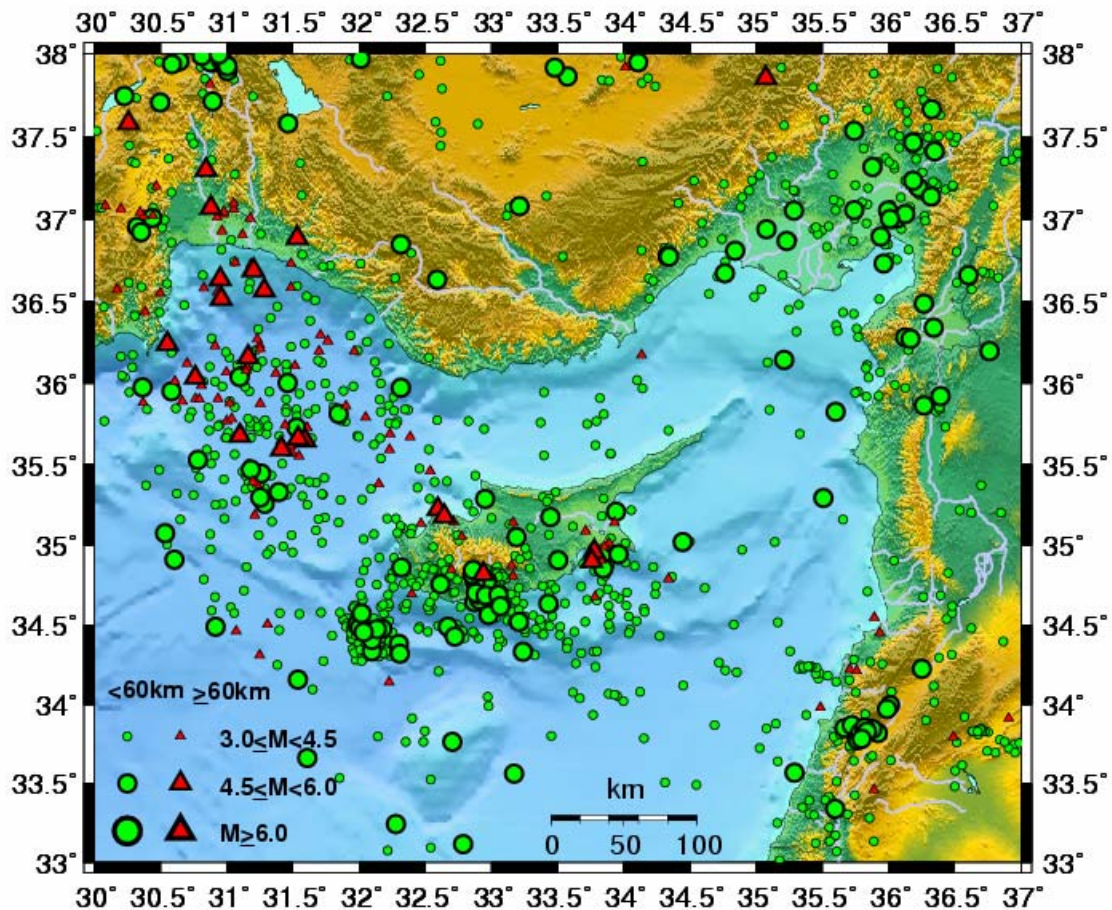
Η γεωλογική ιστορία της Κύπρου από το Ανώτερο Κρητιδικό (67 εκ. χρόνια) χαρακτηρίζεται από ιζηματογένεση σε μια θάλασσα, που συνεχώς γίνεται πιο αβαθής. Η ιζηματογένεση αυτή άρχισε με την απόθεση του Σχηματισμού Κανναβίου (μπεντονίτες, ηφαιστειοκλαστικά). Από το Παλαιόκαινο (65 εκ. χρόνια) η ιζηματογένεση έγινε ανθρακική με την απόθεση του Σχηματισμού Λευκάρων, που αποτελείται από πελαγικές μάργες και κρητίδες χαρακτηριστικού λευκού χρώματος με παρουσία ή μη κερατόλιθων. Η κλασική ανάπτυξη του εν λόγω Σχηματισμού αντιπροσωπεύεται με τέσσερα στρωματογραφικά μέλη:

- 1) τις Κατώτερες Μάργες
- 2) τις Κρητίδες με στρώσεις Κερατόλιθων
- 3) τις συμπαγείς Κρητίδες
- 4) τις Ανώτερες Μάργες

## Κεφάλαιο 2

### Σεισμικότητα της Κύπρου..

Στο σχήμα (2.1) παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών με γεωγραφικές συντεταγμένες το χώρο γύρω από την Κύπρο με γεωγραφικό πλάτος  $33^{\circ} - 38^{\circ}$  και γεωγραφικό μήκος  $30-37^{\circ}$  τα οποία χρησιμοποιήσαμε για τον καθορισμό σχέσης υπολογισμού τοπικού μεγέθους ( $M_L$ ).



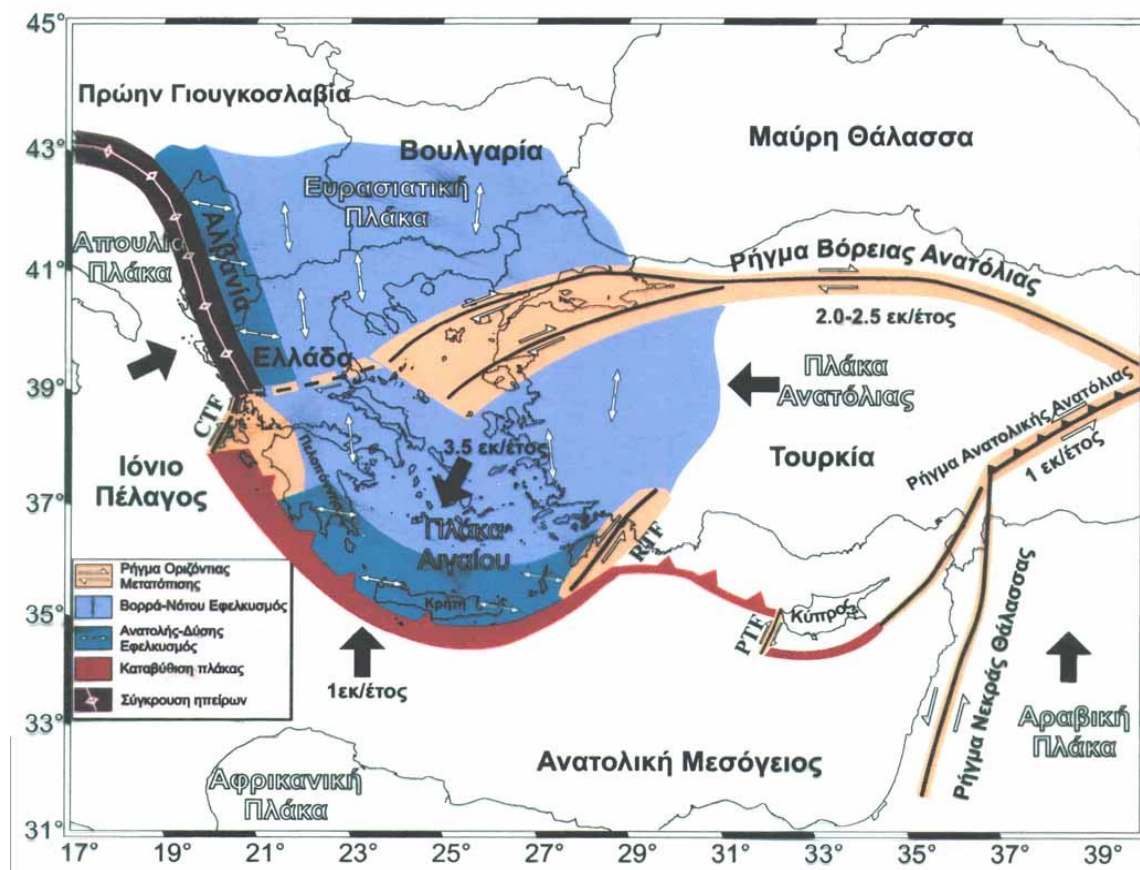
Σχήμα 2.1-Επίκεντρα σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό σχέσης υπολογισμού τοπικού μεγέθους ( $M_L$ ) από το σταθμό CSS.



## 2.1 Γενικά για τη σεισμικότητα της Κύπρου

Η Κύπρος βρίσκεται μέσα στη δεύτερη σε μέγεθος σεισμογενή ζώνη της Γης η οποία επεκτείνεται από τον Ατλαντικό Ωκεανό κατά μήκος της λεκάνης της Μεσογείου και περνά μέσα από την Ελλάδα, την Τουρκία, την Περσία, τις Ινδίες και φθάνει μέχρι τον Ειρηνικό Ωκεανό. Στη ζώνη αυτή συμβαίνουν σεισμοί που αντιπροσωπεύουν το 15% της παγκόσμιας σεισμικής ενέργειας.

Οι σεισμοί που γίνονται στη περιοχή της Κύπρου συσχετίζονται με το «Κυπριακό Τόξο» όπως παρουσιάζεται στο σχήμα (2.2), που είναι μια τεκτονική ζώνη η οποία έχει την αφετηρία της στο Καστελόριζο, προχωρεί και κινείται νοτίως των ακτών της Κύπρου και καταλήγει στην περιοχή των συνόρων της Τουρκίας με τη Συρία. Στο τόξο αυτό συγκρούονται η ευρασιατική πλάκα με την αφρικανική πλάκα προκαλώντας σεισμούς όπως αυτός που έπληξε πριν από δώδεκα χρόνια την περιοχή της Πάφου (M= 6.5).



Σχήμα 2.2.- Η ενεργή γεωδυναμική κατάσταση, οι κινήσεις των μικρο-πλακών στην περιοχή και η διαμόρφωση του Ελληνικού - Αιγαίου Τόξου και του Κυπριακού Τόξου στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου (Parazachos et al. 1998, τροποποιημένο).

Η σεισμική δραστηριότητα στη περιοχή της Κύπρου είναι πολύ μικρότερη από αυτή της Ελλάδας και της Τουρκίας, αλλά μεγαλύτερη από εκείνη της Συρίας και του Λιβάνου. Φαίνεται να είναι ισοδύναμη με εκείνη του Ισραήλ και της Αιγύπτου ( από το βιβλίο "Γεωλογίας της Κύπρου" ) .



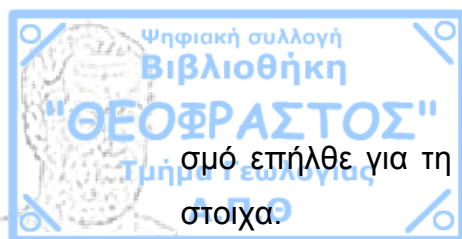
Σχήμα 2.3.-Σεισμικές Ζωνών της Κύπρου (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου) .

Στο σχήμα (3) παρουσιάζονται οι 3 σεισμικές ζώνες της Κύπρου.

## 2.2 Ιστορικοί σεισμοί

Η Κύπρος πλήγηκε πολλές φορές από μεγάλους σεισμούς και τέτοιοι σεισμοί ασφαλώς θα υπάρξουν και στο μέλλον. Στο πολύ μακρινό παρελθόν ισχυροί σεισμοί κατέστρεψαν ολόκληρες πόλεις της Κύπρου, όπως η Πάφος, η Σαλαμίνα, το Κίτιον, η Αμαθούντα και το Κούριον.

Ο μεγαλύτερος και πιο καταστροφικός σεισμός, όπως καταγράφεται σε ιστορικά κείμενα, συνέβη το 76 μ.Χ. και είχε σαν αποτέλεσμα την ισοπέδωση της Σαλαμίνας, του Κιτίου και της Πάφου. Μια πλήρης καταστροφή από σει-



σμός επήλθε για τη Σαλαμίνα και τη Πάφο το 332 μ.Χ. και το 342 μ.Χ. αντίστοιχα.

Στα παλαιότερα χρόνια οι αναφορές και περιγραφές κυρίως των πολύ μεγάλων σεισμών, γίνονται μόνο από ιστορικούς, ταξιδιώτες και μοναχούς. Τα δεδομένα μέχρι τα τέλη του 19ου αιώνα παρουσιάζουν πολλές αδυναμίες και κενά και ειδικότερα για τις περιόδους 80-320 μ.Χ., 400-1140 μ.Χ. και 1600-1718 μ.Χ. υπάρχει πλήρης έλλειψη στοιχείων. Αυτό οφείλεται κυρίως στις ασταθείς πολιτικές συνθήκες που επικρατούσαν τότε στην Κύπρο και ειδικότερα σε ό,τι αφορά την περίοδο των αραβικών επιδρομών και αργότερα τη τουρκική κατοχή της Κύπρου, οι πληροφορίες που έχουν στη διάθεσή τους οι επιστήμονες, για σκοπούς στατιστικής και συγκρίσεων, είναι σχεδόν ανύπαρκτες. Εκτός όμως από τα κενά που παρουσιάζει η ιστορική σεισμικότητα της Κύπρου ένα άλλο πρόβλημα είναι ότι τα υπάρχοντα στοιχεία είναι ανακριβή ή έχουν μεγαλοποιηθεί από τους ιστορικούς που τα περιγράφουν, γεγονός που δεν βοηθά στο να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα για τη συχνότητα των σεισμών στην Κύπρο.

Στατιστικά κάθε 120 χρόνια έχουμε ένα καταστρεπτικό σεισμό στην Κύπρο. Η γερμανική ασφαλιστική εταιρεία, στον παγκόσμιο χάρτη της φυσικών καταστροφών δίδει στην Κύπρο την πιθανότητα 20% σε 50 χρόνια για σεισμό έντασης 8 βαθμών και άνω στην κλίμακα Μερκάλι. Αυτό σημαίνει ότι στην Κύπρο στατιστικά μπορεί να συμβεί ένας καταστρεπτικός σεισμός κάθε 250 χρόνια.

- Σε δυο περιπτώσεις, σύμφωνα με τα ιστορικά στοιχεία που έχουν στη διάθεσή τους οι σεισμολόγοι, η Κύπρος και ειδικότερα η Πάφος, είχε εμπειρία από καταστροφικά τσουνάμι κατά τη διάρκεια των τελευταίων δυο χιλιετιών. Η πρώτη φορά ήταν το 332 και η δεύτερη το 1222. Την τελευταία φορά είχε πληγεί και η περιοχή της Λεμεσού, οι καταστροφές ήταν πολύ μεγαλύτερες και μεταξύ άλλων είχαν σαν αποτέλεσμα και την κατάρρευση του φρουρίου της Πάφου. Παλιρροϊκά κύματα εξάλλου που έφταναν σε ύψος το ένα μέτρο στον κόλπο της Αυδήμου και τα δυο μέτρα στον κόλπο της Πάφου, είχαν δημιουργηθεί και με το σεισμό του 1953 (Χρήστος Χαραλάμπους, "Πρέπει να μάθουμε να ζούμε με τους σεισμούς". Άρθρο Φιλελεύθερου, 23/01/2005).

Ο πίνακας (1) μας δίνει τους κυριότερους σεισμούς που έγιναν από το 180 π.Χ. μέχρι σήμερα και για τους οποίους είχαμε στοιχεία.

*Πίνακας 1.-Πληροφορίες για τους ισχυρότερους γνωστούς σεισμούς της ευρύτερης περιοχής της Κύπρου από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι και σήμερα (από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου)*

<b>Χρονολογία</b>	<b>Μέγιστη Ένταση - Περιοχή</b>	<b>Μέγεθος</b>	<b>Επίκεντρο</b>
180 π.Χ.	Κύπρος(VII), Καταστρεπτικός	-----	Δυτικά της Κύπρου
26 π.Χ.	Πάφος (VII), Αίγυπτος (IV), Καταστρεπτικός	ML 7,3	ΝΔ της Πάφου
15 π.Χ.	Πάφος (IX), Κούριον (IX), σε άλλες πόλεις της Κύπρου (VIII), Καταστρεπτικός	ML 6,8	ΝΔ της Πάφου
6 μ.Χ.	Πάφος (VII), Αμαθούντα (V), Ζημιογόνος	-----	ΒΔ της Κύπρου
76 μ.Χ.	Σαλαμίνα (X), Πάφος (IX), Λάρνακα (IX). Ισχυρό κύμα Τσουνάμι, Καταστροφικός	ML 7,0	ΝΑ της Κύπρου
332 μ.Χ.	Σαλαμίνα (VII), Καταστρεπτικός	ML 6,4	Ανατολ. της Κύπρου
342 μ.Χ.	Πάφος (X-), ΝΔ ακτές (VIII+). Ισχυρό κύμα Τσουνάμι, Καταστροφικός	ML 6,9	ΝΔ ακτή της Κύπρου
367 μ.Χ.	Κούριο (VII), Ακρωτήρι (VII), Νοτ.ακτές της Κύπρου (VIII), Καταστρεπτικός	ML 6,7	ΝΔ της Κύπρου
394 μ.Χ.	Πάφος (VII), Σαλαμίνα (VII), Ζημιογόνος	-----	Ανατολ. της Κύπρου
19 /5/ 1144	Πάφος (VII), Περιφερειακός σεισμός, Καταστρεπτικός	-----	Περιφερ. σεισμός
1183	Πάφος (VIII), ΒΒΑ της Πάφου (IX), τοπικός σεισμός, Καταστρεπτικός	ML 6,0	Πλησίον της Πάφου
1202-3	Κύπρος (VI), Ζημιογόνος	-----	ΝΔ της Κύπρου
3/5/1222	Πάφος(IX), Λεμεσός (VIII), Λευκωσία (VII). Ισχυρό κύμα Τσουνάμι, Καταστρεπτικός	ML 6,6	ΝΔ της Κύπρου
3/5/1481	Πάφος (VI), Λευκωσία (V), Ζημιογόνος	-----	ΒΔ της Κύπρου
1267	Λευκωσία (VI), Ζημιογόνος	-----	;
18/12/1481	Πάφος (V), Ζημιογόνος	-----	ΒΔ της Κύπρου
25/4/1491	Μεσαορία (IX), Λευκωσία (VIII), Λεμεσός (VII), Αμμόχωστος (VI), Πάφος (V), Καταστρεπτικός	ML 6,7	Κύπρος
1546	Λευκωσία, Αμμόχωστος (VI), Ζημιογόνος	-----	ΝΑ της Κύπρου
25/4/1567	Λεμεσός (VII), Λευκωσία, Αμμόχωστος (VI), Ζημιογόνος	-----	Νοτ. της Κύπρου
1567, Δεκ.	Πάφος, Επαρχία Πάφου (VI), Ζημιογόνος	-----	Τοπικός σεισμός
28/1/1577	Κούριο, Λεμεσός(VI), Λευκωσία, Σαλαμίνα (V), Ζημιογόνος	-----	Νοτ. της Κύπρου
10/12/1718	Μεσαορία (IX) , Λευκωσία (VIII), Καταστρεπτικός	ML 6,0	Τοπικός σεισμός
1735, Δεκ.	Αμμόχωστος (VIII), Καταστρεπτικός	ML 6,5	Θαλ. περιοχή Αμμοχώστου
1741	Αμμόχωστος (VI), Ζημιογόνος	-----	Τοπικός σεισμός
17/1/1756	Λευκωσία, Μεσαορία (V), Ζημιογόνος	-----	;
29/6/1896	Ακρωτήρι (VIII), Λεμεσός(VII), Κερύνεια (V), Καταστρεπτικός	MS 6,5	Θαλ.περιοχή 40χλμ Ν της Λεμεσού B34.30 A33.00
5/1/1900	Μεσαορία (V-VI), μικρές ζημιές	MS 5,7	Θαλ.περιοχή 138 χλμ ΝΑ της Λάρνακας B34.00 A34.50

<b>Χρονολογία</b>	<b>Μέγιστη Ένταση - Περιοχή</b>	<b>Μέγεθος</b>	<b>Επίκεντρο</b>
23/2/1906 Α.Π.Θ	Λεμεσός (VII), Κολόσσι μικρές ζημιές. Αισθητός σε όλο το νησί.	MS 5,3	Θαλ.περιοχή 80 χλμ ΝΑ της Λεμεσού B34.30 A33.50
18/2/1924	Αμμόχωστος (V-VI), μικρές ζημιές.	MS 6,0	Θαλ.περιοχή 55 χλμ ΝΑ της Αμμ/του B34.80 A34.30
13/12/1927	Μικρές ζημιές στη Λεμεσό (V), Κοιλάνι, Πέρα Πεδί, Μονάγρι	MS 5,0	Λεμεσός B34.80 A33.00
9/5/1930	Ζημιές στην πόλη της Πάφου (VII) και τη γύρω περιοχή.	MS 5,4	Θαλ.περιοχή 34 χλμ ΝΔ της Πάφου B34.64 A32.19
26/6/1937	Ζημιές στην ΝΔυτική Κύπρο (VII), Πάχνα, Όμοδος, Άρσος, Πλάτρες, Σαλαμιού).	MS 4,7	B34.88 A32.80
20/1/1941	Καταστρεπτικός σεισμός στην επαρχία Αμμ/στου, κυρίως στο Παραλίμνι (VIII), όπου 24 άτομα τραυματίστηκαν και πολλές οικοδομές κατέρρευσαν. Περιορισμένες ζημιές στις επαρχίες Λευκωσίας, Λάρνακας και Κερύνειας	MS 5,9	Αμμόχωστος B35.17 A33.65
10/9/1953	Σοβαρές καταστροφές στην επαρχία Πάφου (VIII) με 63 νεκρούς, 200 τραυματίες και 4000 άστεγους. Πολλά σπίτια κατέρρευσαν σε 158 χωριά. Τον κύριο σεισμό ακολούθησαν πολλοί μετασεισμοί, ορισμένοι από τους οποίους προκάλεσαν επιπρόσθετες ζημιές	MS 6,1	Πάφος B34.80 A32.78
15/9/1961	Πολλές ζημιές, κυρίως ρωγμές, σε οικίες στη Λάρνακα (VII) και τη γύρω περιοχή μέχρι το Παραλίμνι και την Αμμόχωστο	MS 5,7	Κόλπος της Λάρνακας B34.91 A33.83
28/3/1984	Μικρές ζημιές στην πόλη και επαρχία της Λάρνακας (VI), όπου έγινε ιδιαίτερα αισθητός	MS 4,5	B34.75 A33.58
23/2/1995	Καταστρεπτικός σεισμός στην επαρχία Πάφου με 2 νεκρούς. Αρκετά σπίτια κατέρρευσαν στα χωριά Πάνω Αρόδες και Μηλιού (VIII). Ζημιές προκλήθηκαν επίσης στα χωριά Περιστερώννα, Στενή, Γιαλιά, Αργάκα, Πωμός, Πύργος, Λεύκα, Νέο Χωριό, Λατσιά και Πόλη Χρυσοχούς	MS 5,7	Θαλ.περιοχή 30 χλμ ΒΔ της Πάφου B35.1 A32.3
9/10/1996	Πολύ ισχυρός σεισμός στο Νοτιοδυτικό τμήμα της Κύπρου. Προκάλεσε πανικό στους κατοίκους της Πάφου και της Λεμεσού (VIII), καθώς και σε ενοίκους πολυόροφων κτιρίων στη Λευκωσία, Λάρνακα και Παραλίμνι. Δύο άτομα έχασαν τη ζωή τους από δευτερογενή αίτια και είκοσι τραυματίστηκαν ελαφρά. Προκλήθηκαν περιορισμένες ζημιές, κυρίως στην Πάφο και Λεμεσό	MS 6,5	Θαλ.περιοχή 50χλμ ΝΔ της Πάφου και 75χλμ ΝΔ της Λεμεσού B34.42 A32.13
11/8/1999	Ισχυρός σεισμός με επίκεντρο κοντά στο χωριό Γεράσα (VII). Προκάλεσε ζημιές σε κτίρια στη Λεμεσό και σε χωριά βόρεια της πόλης. Έγινε αισθητός σε όλη την Κύπρο. Τραυματίστηκαν ελαφρά 40 άτομα, κυρίως από πανικό. Ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμών	MS 5,6	Γεράσα B34.75 A33.03

### 2.3 Σεισμολογικό δίκτυο της Κύπρου

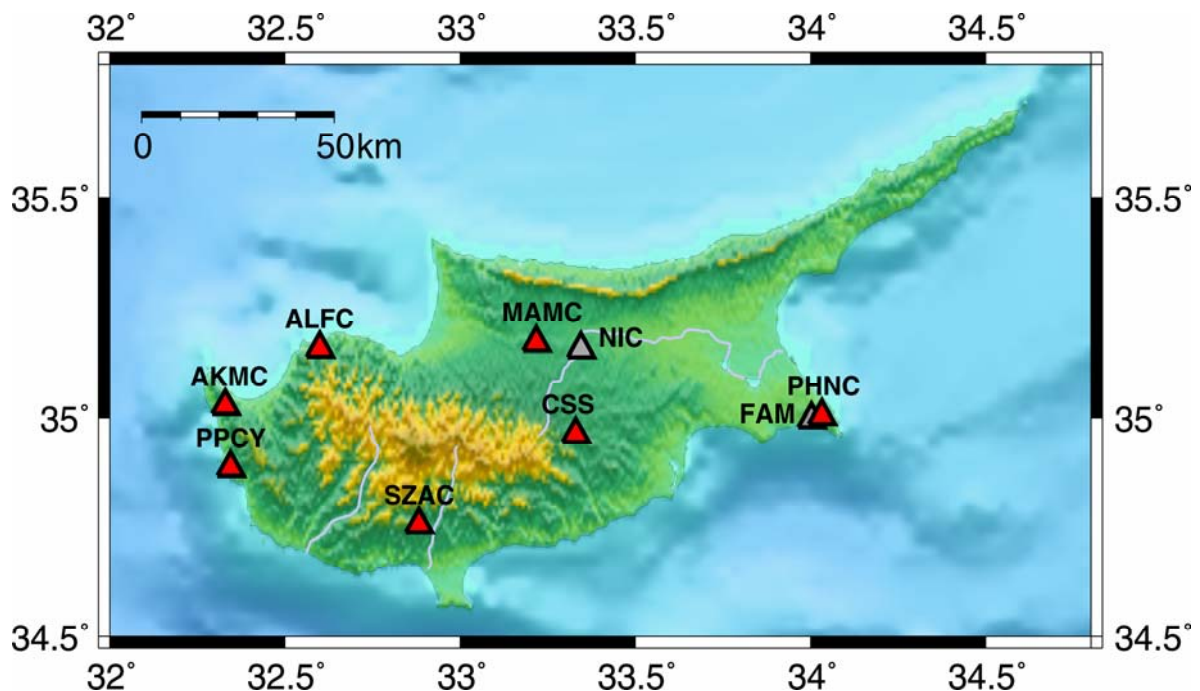
Το σεισμολογικό δίκτυο της Κύπρου αποτελείται από 7 σεισμολογικούς σταθμούς (2 εκ των οποίων τηλεμετρικούς) και 29 σταθμούς με

επιταχυνσιογράφους. Ο κεντρικός σταθμός καταγραφής βρίσκεται στο κτίριο του Τμήματος Γεωλογικής Επισκόπησης στη Λευκωσία.

Η εγκατάσταση του Σεισμικού Δικτύου που ξεκίνησε το 1984 και είχε ως στόχο την καταγραφή της σεισμικής δραστηριότητας για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή.

Το Κυπριακό Σεισμολογικό Δίκτυο παρέχει ακριβή στοιχεία για τον κυπριακό χώρο, ωστόσο, δεν είναι αρκετό να καλύψει ολόκληρο το φάσμα των απαραίτητων παραμέτρων και να ανταποκριθεί στις ανάγκες μελέτης της σεισμικότητας του κυπριακού χώρου, κυρίως εξαιτίας του μικρού αριθμού σεισμολογικών σταθμών και του ανεπαρκούς αριθμού επιταχυνσιογράφων σε όλες τις σειсмоγενείς περιοχές της Κύπρου.

Στο σχήμα (2.4) παρουσιάζονται οι σεισμολογικοί σταθμοί της Κύπρου όπου, με κόκκινο χρώμα είναι οι σταθμοί που λειτουργούν σήμερα και με γκρίζο χρώμα είναι οι σταθμοί της Λευκώσιας και Αμμοχώστου που έχει σταματήσει η λειτουργία τους.



Σχήμα 2.4.- Το Κυπριακό Σεισμολογικό Δίκτυο.

Ο σταθμός στην Λευκωσία λειτούργησε από 01/04/1997 μέχρι 16/11/1998 με σεισμόμετρο Wilmore μιας κατακόρυφης συνιστώσας με μεγέθυνση 12500 V/m/s στο 1 HZ. Το σεισμόμετρο αυτό μεταφέρθηκε στο Μάμμαρι-Κοκκινοτριμιθιά στις 16/11/1998 όπου λειτουργεί μέχρι σήμερα.

Επίσης ο σταθμός στην Αγία Νάπα λειτούργησε από 01/01/1987 και σταμάτησε στις 16/11/1998 όπου και μεταφέρθηκε στο Παραλίμνι με τύπο σεισμομέτρου SS-1. Η χρονική και χώρική εξέλιξη των σεισμολογικού δικτύου της Κύπρου παρουσιάζεται στο πίνακα (2).

**Πίνακας 2.-Χρονική και χώρική εξέλιξη του σεισμολογικού δικτύου της Κύπρου**

<b>ΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ</b>	<b>ΣΤΑΘΜΟΙ</b>
26/06/1984-01/01/1987	α) Μαθιάτης
01/01/1987-16/11/1998	α) Μαθιάτης(Z) β) Πάφος (Z) γ) Αγία Νάπα(Z)
16/11/1998 μέχρι σήμερα	α) Μαθιάτης β) Πάφος γ) Παραλίμνι δ) Μάμμαρι ε) Σούνι στ) Ακάμας ζ) Αλέφκα

Ο σεισμογράφος που χρησιμοποιείται μέχρι και σήμερα για την καταγραφή του σταθμού στο Μάμμαρι είναι της Teledyne Geotech. Στις άλλες θέσεις σεισμόμετρα χρησιμοποιούνται σεισμόμετρα της KINEMATRICS model VR2.

Στο πίνακα (3) δίνονται οι πληροφορίες για τους σταθμούς της Κύπρου (κώδικες θέσης και συντέταγμενες)

Πίνακας 3.-Πληροφορίες σταθμών ,κώδικες θέσης και συντέταγμενες(από Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου).

NO	LOCATION AND FOUNDATION CONDITION	FINAL CODE	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVATION METRES	COMPONENT	REMARKS
1	NICOSIA Quaternary Alluvium	NIC	35.156 N	33.345 E	166.00	Z Short Period	OPER. 1/4/97 CLOSE DOWN 16/11/98
2	AYIA NAPA Reef Limestone	FAM	34.996 N	34.002 E	68.00	Z Short Period	OPER. 01/01/87 CLOSE DOWN 16/11/98
3	PARALIMNI Reef Limestone	PHNC	35.004 N	34.032 E	175.00	Z N E Short Period	NEW OPER. 16/11/98
4	MATHIATIS Pillow Lavas	CSS	34.962 N	33.331 E	396.00	Z N E Short Period  Z N E Broad Band St.	Z OPER. 26/06/84  N E OPER. 01/01/87  BROAD BAND ST. OPER. 08/12/98
5	MAMMARY KOKKINOTRI- MITHIA Calcarenite	MAMC	35.171 N	33.218 E	240.00	Z Short Period	NEW OPER. 16/11/98
6	SOUNI- ZANATZIA Calcarenite	SZAC	34.756 N	32.883 E	512.00	Z N E Short Period	NEW OPER. 16/11/98
7	PAFOS PEYIA Reef Limestone	PPCY	34.885 N	32.345 E	60.00	Z Short Period	OPER. 01/01/87
8	AKAMAS Limestone	AKMC	35.027 N	32.330 E	416.00	Z Short Period	NEW OPER. 16/11/98
9	ALEFKA TYLLIRIA Basalt	ALFC	35.157 N	32.599 E	520.00	Z N E Short Period	NEW OPER. 16/11/98

Σήμερα στο Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου το μέγεθος σεισμικής ροπής ( $M_w$ ) και το τοπικό μέγεθος ( $M_L$ ) υπολογίζονται από τις σχέσεις του πίνακα (4).



**Πίνακας 4.**-Υπολογισμός των μεγεθών σεισμικής ροπής ( $M_w$ ) και τοπικού μεγέθους ( $M_L$ ) στο Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου

**Approximate epicentral distance:  $R$  (degrees)= $0.07*(t_s - t_p)$  (sec)**

**Seismic Moment (dyne\*cm) :  $M_0 = K \frac{4\pi R \beta^3 \Omega}{CF}$**

**Stress Drop (bar):  $\Delta\sigma = 8.47 M_0 \left(\frac{f_0}{\beta}\right)^3$**

**$\rho = 2.7 \text{ gr / cm}^3$ ,  $\beta = 3.6 \text{ km/sec}$ ,  $C = 2$ ,  $F = 0.18$ ,  $K = 1.0$**

**$R$  =hypocentral distance (km)**

Από τον Μάρτη του 1997 για τον υπολογισμό μεγέθους χρησιμοποιούνται οι σχέσεις που δίνονται στον πίνακα (5) .

**Πίνακας 5.**-Τύποι μεγεθών που χρησιμοποιούνται από τον Μάρτιο του 1997

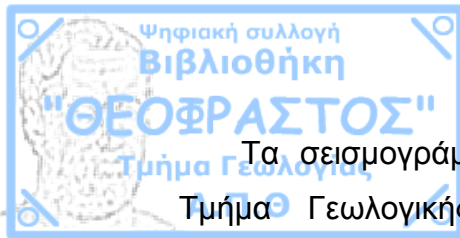
<b>Τύπος μεγέθους</b>	<b><math>R = \eta</math> επικεντρική απόσταση(Km)</b>
<b><math>M_L = -0.6 + 2 \cdot \log(t) + 0.1334 \cdot R</math> valid for <math>t(s) &gt; 5.0</math></b>	<b><math>0.01 &lt; R &lt; 10.0</math></b>
<b><math>m_b = 0.6 + 1.54 \cdot \log(t) + 0.1667 \cdot R</math> valid for <math>t(s) &gt; 5.0</math></b>	<b><math>0.9 &lt; R &lt; 10.0</math></b>
<b><math>Mm = -10.6 + 0.6667 \cdot R \log(M_0)</math> valid for <math>M_0 &gt; 10</math></b>	<b><math>. &lt; R &lt; 180</math></b>

Όταν οι κυματομορφές έχουν ψαλιδίσει τότε το μέγεθος υπολογίζεται από τις σχέσεις :

$$M_S = 2.27 \cdot \text{Log} T - 0.68 \quad (2.3.1)$$

$$M_L = M_S - 0.4 \quad (2.3.2)$$

όπου  $T$  είναι η διάρκεια της καταγραφής σε sec.



Τα σειсмоγράμματα των περασμένων ετών είναι αποθηκευμένα στο Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης της Κύπρου. Στα σειсмоγράμματα σημειώνεται ο ακριβής χρόνος Greenwich (GMT) ενώ ο συγχρονισμός γινόταν με ραδιοσυχνότητες με το σήμα από Μόσχα με συχνότητες 2.5 MHz – 15 MHz .Τώρα ο χρόνος εισάγεται μέσω GPS.

# Κεφάλαιο 3

## Εισαγωγικές έννοιες και ορισμοί.

### 3.1 Σεισμικά κύματα

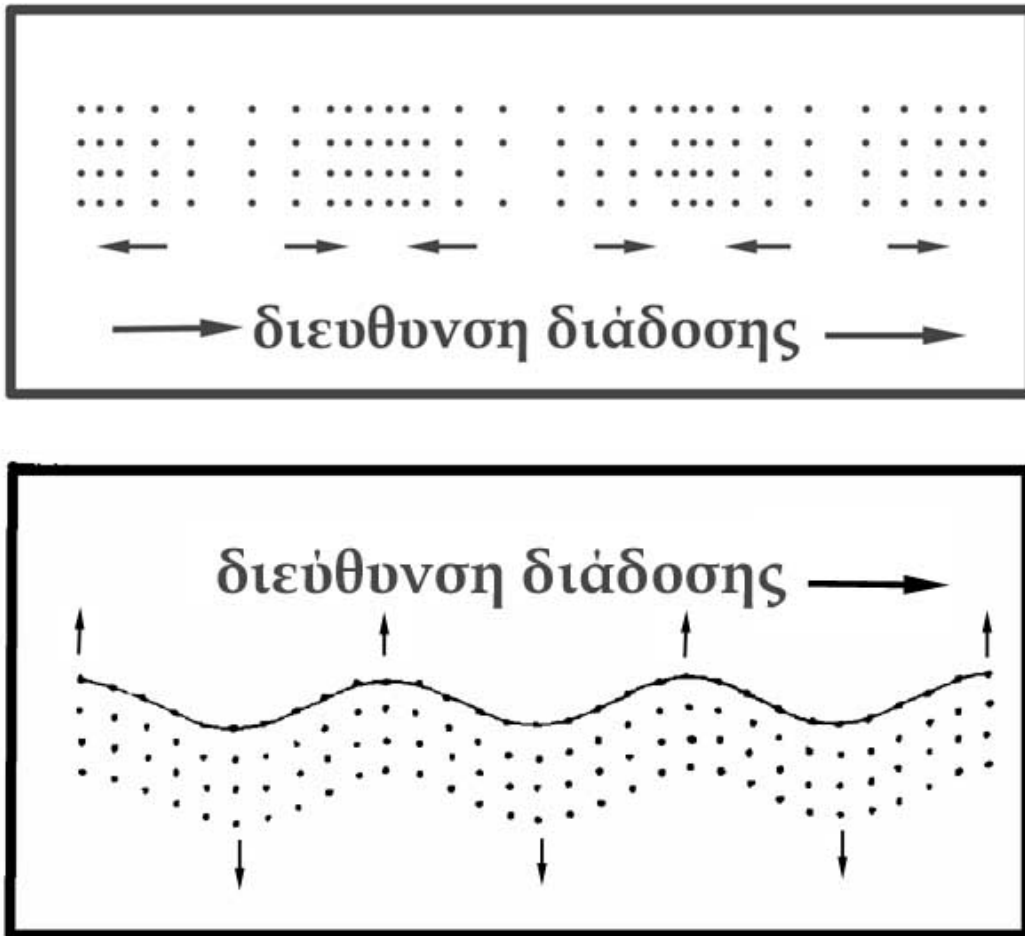
#### ❖ Κύματα χώρου

##### A) Επιμήκη κύματα P

Κατά την έναρξη ενός σεισμικού γεγονότος πρώτος ο παλμός της ενέργειας, που έρχεται από το σημείο της εστίας, περιλαμβάνει τα πρωτεύοντα ή επιμήκη (P - primary) (σχήμα 3.1). Είναι κύματα και διατρέχουν όλη τη Γη ενώ φτάνουν πρώτα σε ένα σεισμολογικό σταθμό. Κινούνται σε βραχώδη στρώματα με ταχύτητα περίπου 6 km/s ενώ στο νερό με το ένα τρίτο αυτής της ταχύτητας. Όταν φθάσουν στην επιφάνεια της Γης μπορούν να κινηθούν και στον αέρα σαν ηχητικά κύματα. Ανάλογα με τη συχνότητά τους μπορούν να ακουστούν από τον άνθρωπο ή μόνο από τα ζώα.

##### B) Εγκάρσια κύματα S

Είναι τα κύματα που φτάνουν σε ένα τόπο μετά τα επιμήκη και είναι τα δευτερεύοντα (S - secondary). Δεν διαδίδονται στα υγρά (π.χ. στη θάλασσα ή στον εξωτερικό πυρήνα της Γης). Κατά την διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία αυτού ταλαντώνονται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και με τέτοιο τρόπο, ώστε το μέσο να παθαίνει μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση (σχήμα 3.1). Συνήθως, για απλότητα, αναλύουμε το διάνυσμα της μετάθεσης, που οφείλεται στη διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων, σε δύο συνιστώσες. Η μία απ' αυτές παριστάνεται με το SH και έχει τη διεύθυνση τομής του οριζόντιου επιπέδου και του επιπέδου του κάθετου στη σεισμική ακτίνα ενώ η άλλη παριστάνεται με το SV και έχει τη διεύθυνση του κατακόρυφου επιπέδου που περιέχει τη σεισμική ακτίνα και του επιπέδου που είναι κάθετο στη σεισμική ακτίνα.



Σχήμα 3.1.-Διάδοση των επιμήκων κύματων  $P$  πάνω και των εγκάρσιων κύματων  $S$  κάτω (<http://www.geo.auth.gr/105/ch1.htm>).

Τα δύο παραπάνω κύματα διέπονται από όλες τις αρχές διάδοσης των κυμάτων (ανάκλαση, διάθλαση, αρχή του Fermat και του Huygens).

### ❖ Επιφανειακά Κύματα

#### Α)Κύματα Rayleigh

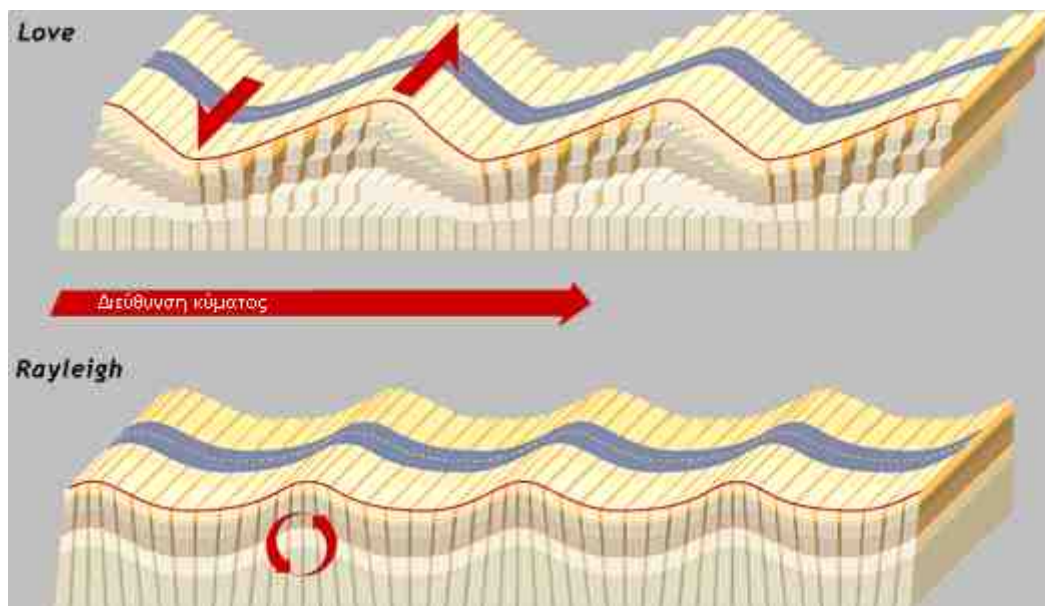
Όταν η ενέργεια ενός σεισμού φθάσει στην επιφάνεια της Γης, δημιουργούνται δύο τύποι επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, τα Rayleigh και τα Love που έπονται των κυμάτων χώρου.

Τα κύματα Rayleigh είναι κύματα μεγάλης περιόδου, δημιουργούνται στην ελεύθερη επιφάνεια του μέσου και κατά τη διάδοσή τους τα μόρια δονούνται σε ελλειπτικές τροχιές με το μεγάλο άξονα κάθετο προς την επιφάνεια και τη διεύθυνση διάδοσης και τον μικρό άξονα παράλληλο και ομόρροπο προς τη διεύθυνση διάδοσης. Διαδίδονται στα επιφανειακά

στρώματα της Γης και για το λόγο αυτό δεν εμφανίζονται σχεδόν καθόλου σε σεισμούς με βαθύτερες εστίες (σχήμα 3.2).

### Β)Κύματα Love

Τα κύματα δημιουργούνται όταν στρώμα μικρής ταχύτητας διάδοσης υπέρκειται στρώματος μεγαλύτερης ταχύτητας διάδοσης. Κατά τη διάδοσή τους τα μόρια της ύλης δονούνται παράλληλα προς την επιφάνεια και κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης, είναι δηλαδή εγκάρσια κύματα οριζοντίως πολωμένα(σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2.-Διάδοση κύματων Rayleigh και κύματων Love ( από <http://www.physics4u.gr/faq/measureearthquake.html>)

### 3.2 Οι Κλίμακες Μεγεθών των Σεισμών

Υπάρχουν διάφορες κλίμακες μεγεθών σεισμικά μεγέθη M. Ο λόγος είναι ότι υπάρχουν πολλοί διαφορετικοί τρόποι να μετρηθεί η "ισχύς" ενός σεισμού. Το μέγεθος M είναι το πιο κοινό μέτρο της ισχύος ενός σεισμού. Επειδή είναι μέτρο της ενέργειας που εκλύεται στην εστία του σεισμού κατά τη γένεση του θα πρέπει να υπολογίζεται παντού το ίδιο. Μια αύξηση του μεγέθους κατά μία μονάδα ( για παράδειγμα, από 4.6 σε 5.6 ) αντιστοιχεί σε αύξηση περίπου κατά 33 φορές της ελευθερούμενης ενέργειας. Με άλλα λόγια, ένας σεισμός μεγέθους 6.7 ελευθερώνει ενέργεια πάνω από 900 φορές

από την ενέργεια ενός σεισμού 4,7. Ο λογάριθμος της ενέργειας είναι γραμμική συνάρτηση του επιφανειακού μεγέθους του σεισμού. Δηλαδή,

$$\text{Log}E_s = A + B \cdot M_s \quad (3.1.1)$$

όπου οι παράμετροι τις σχέσεις αυτής έχουν τιμές  $A=4.8$ ,  $B=1.5$  όταν η ενέργεια μετριέται σε joules.

### Τα μεγέθη που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση ενός σεισμού

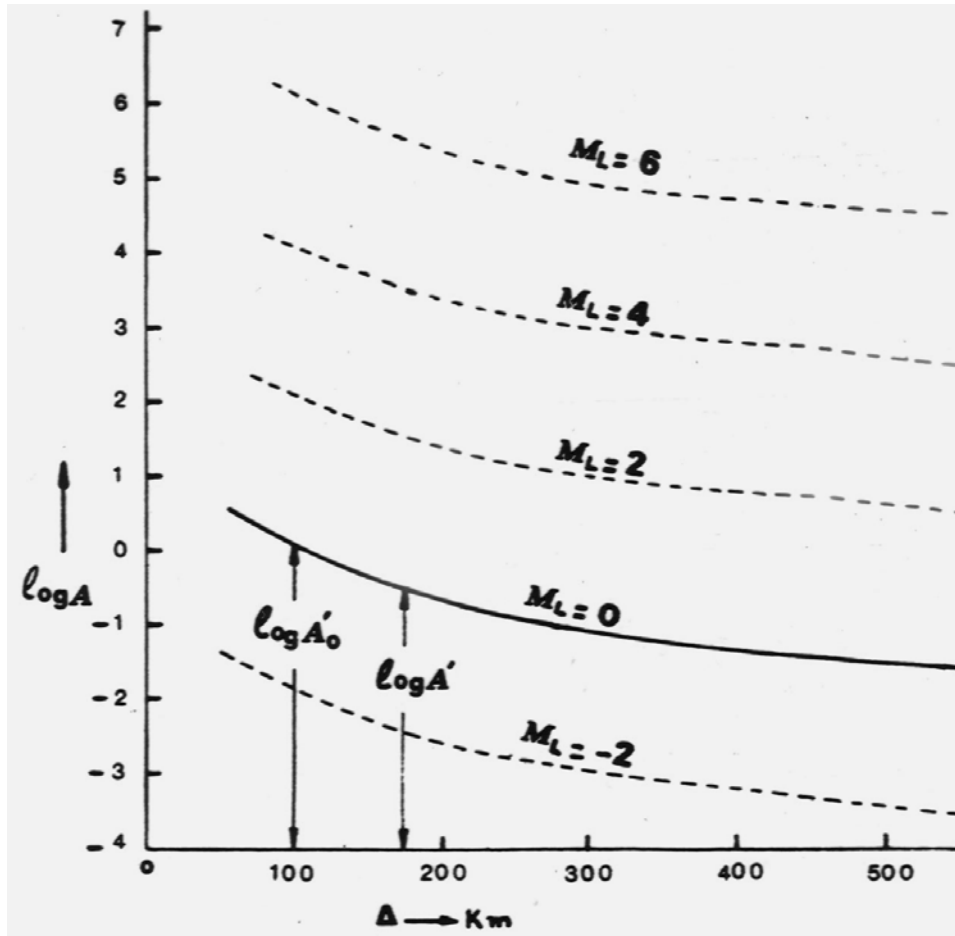
#### ➤ Κλίμακα τοπικού μεγέθους $M_L$

Η κλίμακα αυτή αποτελεί χρονικά την πρώτη κλίμακα μεγέθους και επινοήθηκε από το Richter(1935). Η παράμετρος στην οποία βασίζεται είναι το μέγιστο πλάτος αναγραφής των σεισμικών κυμάτων από το σειсмоγράφο Wood-Anderson (σχήμα 3.3). Για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους ο Richter όρισε ένα πρότυπο σεισμό μηδενικού μεγέθους με μέγιστο πλάτος καταγραφής  $A'_0 = 1 \mu\text{m}$  από σεισμόμετρο στρέψης βραχείας περιόδου ( $T_0=0,8 \text{ sec}$ ,  $V_0 = 2.800$ , παράγοντας απόσβεσης  $\zeta=0.7$ ) που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση  $\Delta=100\text{Km}$ . Έτσι, το τοπικό μέγεθος  $M_L$  ενός σεισμού που καταγράφεται με μέγιστο πλάτος  $A_0$  σε ένα σταθμό που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση  $\Delta=100 \text{ Km}$  θα δίνεται από τον τύπο  $M_L = \log A_0$ . Συνεπώς μπορούμε να πούμε ότι τοπικό μέγεθος  $M_L$  σεισμού λέγεται ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους αναγραφής αυτού από πρότυπο βραχείας περιόδου σεισμομέτρου στρέψης που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση  $100 \text{ Km}$ . Γενικά για κάθε επικεντρική απόσταση, το  $M_L$  υπολογίζεται με βάση την σχέση (3.1.) Richter 1935.

$$M_L = \log A - \log A' \quad (3.1)$$

Όπου  $A$  ο μέσος όρος των μέγιστων πλάτων καταγραφής του σεισμού από τα δύο οριζόντια σεισμόμετρα Wood – Anderson ενός σταθμού σε επικεντρική απόσταση  $\Delta$  και  $A'$  το αντίστοιχο πλάτος αναγραφής του πρότυπου σεισμού (μηδενικού μεγέθους) στην ίδια απόσταση.

Το  $M_L$  είναι αξιόπιστο, όταν υπολογίζεται από σειсмоγράφους που δεν απέχουν περισσότερο από 600 χιλιόμετρα από το επίκεντρο του σεισμού. Ισχύει μόνο για ορισμένο εύρος συχνοτήτων σεισμικών κυμάτων και για ορισμένες απόστασεις από το επίκεντρο. Έτσι για μεγαλύτερες επικεντρικές χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικά είδη σεισμικών κυμάτων για τον υπολογισμό του μεγέθους .



**Σχήμα 3.3**-Σχήμα που δίνει τον ορισμό του τοπικού μεγέθους.

➤ **Κλίμακα επιφανειακού μεγέθους  $M_s$**

Ο Gutenberg(1945a) πρότεινε την ακόλουθη σχέση για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους :

$$M_s = \log a + 1.66 \log \Delta + 1.8 \quad (3.2)$$

η οποία ισχύει για περίοδο επιφανειακών κυμάτων 20 sec περίπου. Το επιφανειακό μέγεθος υπολογίζεται σήμερα από τα σεισμολογικά κέντρα ISC και NEIC από τη σχέση (3.3) η οποία ισχύει για διάφορες περιόδους  $T > 3 \text{ sec}$  και είναι γνωστή ως σχέση της Πράγας (Vaneck et al., 1962),

$$M_s = \log(a/T) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (3.3)$$

όπου  $a$  το μέγιστο εδαφικό πλάτος των επιφανειακών κυμάτων (σε  $\mu\text{m}$ ),  $T$  είναι η περίοδος και  $\Delta$  η επικεντρική απόσταση (σε μοίρες). Η σχέση αυτή ισχύει για επιφανειακούς σεισμούς ( $h < 60 \text{ Km}$ ) και για επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ  $20^\circ$  και  $160^\circ$ .

➤ **Κλίμακα χωρικού μεγέθους  $m_B$**

Χρησιμοποιεί καταγραφές  $P$  κυμάτων από μέσης-μακράς περιόδου σεισμόμετρα. Είναι αξιόπιστο μέγεθος σεισμών με μεγαλύτερα εστιακά βάθη και για μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις. Η κλίμακα αυτή προτάθηκε από Gutenberg (1945b,c) και Gutenberg και Richter (1956) και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_B = \log(A/T) + q(\Delta, h) \quad (3.4)$$

όπου,  $A$  και  $T$  είναι το μέγιστο παρατηρημένο πλάτος και η αντίστοιχη περίοδος και  $q(\Delta, h)$  συνάρτηση βαθμολόγησης που δίνεται από πίνακες.

➤ **Κλίμακα μέγεθους διάρκειας σήματος  $M_T$**

Η κλίμακα αυτή προτάθηκε από τον Bisztricsany (1958) γιατί μερικές φορές είναι αδύνατη η μέτρηση των μέγιστων πλατών 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 μέγεθους διάρκειας καταγραφής η οποία βασίζεται στη γενική σχέση :



$$M_T = \alpha_1 + \alpha_2 \log t + \alpha_3 (\log t)^2 + \alpha_4 \Delta \quad (3.5)$$

όπου  $t$  είναι η διάρκεια του σήματος σε sec,  $\Delta$  είναι η επικεντρική απόσταση σε km και  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ , είναι σταθερές. Συνήθως, είναι  $\alpha_3=0$  ενώ το μέγεθος  $M_T$  βαθμονομείται πάνω στο τοπικό μέγεθος  $M_L$

➤ **Κλίμακα ενιαίου μεγέθους  $m_b$**

Είναι το ενιαίο μέγεθος  $m_b$  που υπολογίζεται σήμερα από τα διεθνή σεισμολογικά κέντρα ISC και NEIC .Βασίζεται σε μετρήσεις πλατών των 5 πρώτων sec των κυμάτων χώρου (κυρίως των επιμήκων P) από τις κυματομορφές των βραχείας περιόδου όργανα. Η σχέση (3.6) έχει προτάθει για τον υπολογισμό του ενιαίου μεγέθους  $m_b$  από τους Gutenberg και Richter (1956) .

$$m_b = \frac{\sum_1^n [Q(\Delta_i, h_i) + \log(A_i / T_i)]}{n} - 3 \quad (3.6)$$

όπου  $Q(\Delta_i, h_i)$  είναι συνάρτηση της επικεντρικής απόστασης και του εστιακού βάθους ,  $n$  είναι ο αριθμός των σταθμών (αναγραφής) ,  $A_i$  είναι το μέγιστο πλάτος (σε  $\mu m$ ) και  $T_i$  η αντίστοιχη περίοδος (σε sec).

➤ **Κλίμακα μεγεθους ροπης  $M_w$**

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

$$M_o = \mu L w u \quad (3.7)$$

**όπου:**  $\mu$  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 σειсмоγραμμάτων.

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 :

$$M_w = (2/3) \log M_o - 10.7 \quad (3.8)$$

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  $M_L \leq 6$ .

Για τον υπολογισμό του μεγέθους ενός σεισμού επιλέγεται εκείνος ο τύπος μεγέθους που εκφράζει με τη μεγαλύτερη ακρίβεια την ισχύ του σεισμικού συμβάντος. Για παράδειγμα, εάν μια σεισμική εστία βρίσκεται σε μεγάλο βάθος, τότε δεν παράγονται επιφανειακά κύματα, όπως γίνεται στους πιο επιφανειακούς σεισμούς, και δεν ενδείκνυται ο υπολογισμός επιφανειακού μεγέθους  $M_s$ . Αν το επίκεντρο είναι μακριά (αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα), τότε αντί του  $M_L$  θα πρέπει να προτιμάται το  $m_B$  ή το  $M_s$ .

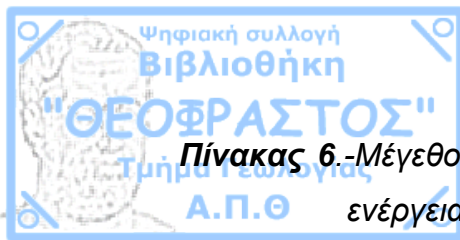
### 3.3 Ενέργεια που απελευθερώνεται σε έναν σεισμό

Οι σεισμοί αποδεσμεύουν ένα τεράστιο ποσό ενέργειας κι αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο μπορεί να είναι τόσο καταστρεπτικοί. Η ενέργεια που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού με τη μορφή κυμάτων χώρου δίνεται (Gutenberg and Richter, 1956) από τη σχέση :

$$E_s = 3\pi\rho h^2 U t (u/T)^2 \quad (3.9)$$

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

Ο πιο κάτω πίνακας (6) παρουσιάζει τα μεγέθη με το κατά προσέγγιση ποσό της ποσότητας TNT που απαιτείται για να αποδεσμεύσει το ίδιο ποσό ενέργειας.



**Πίνακας 6.**-Μέγεθος σεισμού με την κατά προσέγγιση αντίστοιχη ισοδύναμη ενέργεια σε TNT (απο <http://www.physics4u.gr/faq/measureearthquake.html>)

Μέγεθος	Κατά προσέγγιση ισοδύναμη ενέργεια TNT
4.0	1010 τόνοι
5.0	31800 τόνοι
6.0	1.010.000 τόνοι
7.0	31.800.000 τόνοι
8.0	1.010.000.000 τόνοι
9.0	31.800.000.000 τόνοι

Τα μεγέθη ταξινομούνται ως εξής:

Μεγάλος:  $M \geq 8$

Σημαντικός:  $7 \leq M < 7.9$

Ισχυρός:  $6 \leq M < 6.9$

Μέτριος:  $5 \leq M < 5.9$

Ασθενής:  $4 \leq M < 4.9$

Ασήμαντος:  $3 \leq M < 3.9$

Μικρός:  $M < 3$

### 3.4 Ένταση σεισμού

Η ένταση είναι ένα μέτρο των επιπτώσεων που προκαλεί ένας σεισμός και το μέτρο αυτό μεταβάλλεται από θέση σε θέση. Μερικές φορές οι σεισμοί χαρακτηρίζονται από τη μέγιστη ένταση που προκαλούν.

Το πόσο καταστροφικός είναι ένας σεισμός περιγράφεται από την ένταση και όχι από το μέγεθος του. Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα ενός σεισμού εξαρτώνται από διάφορες φυσικές αλλά και τεχνητές συνθήκες, μεταξύ των οποίων είναι και οι παρακάτω:

- Το βάθος της σεισμικής εστίας. Όσο μικρότερο εστιακό βάθος τόσο μεγαλύτερη ένταση στην επικεντρική περιοχή.
- Η σεισμική επιτάχυνση. Αυτή επηρεάζει καθοριστικά την ένταση ενός σεισμού και ως μονάδα χρησιμοποιούμε την επιτάχυνση της βαρύτητας  $g$  ( $10\text{m/sec}^2$ ). Η τιμή της επιτάχυνσης εξαρτάται από το έδαφος και για αυτό σε κάθε σεισμό έχουμε διαφορετικές επιταχύνσεις της εδαφικής κίνησης, ανάλογα με την περιοχή.
- Η χρονική διάρκεια ενός σεισμού. Γενικά, οι μεγαλύτεροι σεισμοί διαρκούν περισσότερο.

➤ Το έδαφος θεμελίωσης. Στα αμμώδη (χαλαρά) εδάφη έχουμε μεγαλύτερες ζημιές στα κτίρια.

➤ Οι επιπτώσεις ενός σεισμού σε μια πυκνοκατοικημένη περιοχή θα είναι δραματικά μεγαλύτερες από αυτές σε ένα αραιοκατοικημένο χωριό

Η μέτρηση της έντασης γίνεται με τη δωδεκάβαθμη κλίμακα Mercalli, (πίνακας 7), της οποίας οι διαβαθμίσεις στηρίζονται στην εκτίμηση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων ενός σεισμού.

*Πίνακας 7.- Μακροσεισμική κλίμακα Mercalli ( από τη Wikipedia )*

<b>ΒΑΘΜΟΙ</b>	<b>ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</b>
Βαθμός 1	Δεν γίνεται αισθητός.
Βαθμός 2	Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε ανάπαυση στους ψηλότερους ορόφους κτιρίων.
Βαθμός 3	Αισθητός μέσα στα σπίτια. Μπορεί να μην αναγνωριστεί ως σεισμός. Δονήσεις σαν να περνάει ελαφρύ φορτηγό.
Βαθμός 4	Τίθενται σε κίνηση κρεμασμένα αντικείμενα. Τζάμια τρίζουν. Σταματημένα αυτοκίνητα κλυδωνίζονται. Δονήσεις σαν να περνάει βαρύ φορτηγό. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
Βαθμός 5	Αισθητός στην ύπαιθρο. Αυτοί που κοιμούνται ξυπνούν. Αιώρηση κρεμασμένων αντικειμένων. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων
Βαθμός 6	Αισθητός από όλους. Πολλοί τρομοκρατούνται και τρέχουν έξω από τα κτίρια. Οι άνθρωποι περπατούν με αστάθεια. Μικρές καμπάνες ηχούν. Μετακίνηση ή ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων και επίπλων. Βλάβες σε σοβάδες, κεραμίδια, καπνοδόχους. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
Βαθμός 7	Μεγάλες καμπάνες ηχούν. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Σοβάδες και τοιχοποιία ρηγματώνονται στις συνηθισμένες κατασκευές. Στις κακές κατασκευές πέφτουν σοβάδες, αποκολλούνται τούβλα και πέτρες. Γίνεται αισθητός από οδηγούς αυτοκινήτων. Κυματισμός στις λίμνες, θόλωμα νερού από λάσπη.
Βαθμός 8	Επιηρεάζεται η οδήγηση των αυτοκινήτων. Αρκετές ζημιές και μερική κατάρρευση στις συνηθισμένες κατασκευές. Λίγες βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών, και μεγάλες στις κακές κατασκευές. Κλαδιά σπάνε από τα δένδρα. Αλλαγές στη ροή και στη θερμοκρασία του νερού σε πηγές και σε πηγάδια.
Βαθμός 9	Γενική καταστροφή στις κακές κατασκευές. Σοβαρές βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών. Υπόγειοι αγωγοί σπάζουν. Σε περιοχές με αλλούβια αναβλύζει από το έδαφος λεπτή άμμος, ιλύς και νερό.
Βαθμός 10:	Καταστροφή μερικών καλά κατασκευασμένων ξύλινων κτιρίων και γεφυρών. Οι περισσότερες κατασκευές τοιχοποιίας και τα προκατασκευασμένα κτίσματα καταστρέφονται μαζί με τα θεμέλια. Σοβαρές ζημιές σε φράγματα, υδροφράχτες και αναχώματα. Μεγάλες κατολισθήσεις. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται.
Βαθμός 11	Μεγάλες ρωγμές στο έδαφος. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται έντονα. Υπόγειοι αγωγοί καταστρέφονται εντελώς.
Βαθμός 12	Ολική καταστροφή. Αντικείμενα εκτινάσσονται στον αέρα. Μεταβάλλεται η επιφάνεια του εδάφους και η γραμμή του ορίζοντα.

## Κεφάλαιο 4

### Καθορισμός σχέσεων μετατροπής άλλων μεγεθών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής $M_w$

#### 4.1 Γενικά

Στο κεφάλαιο αυτό καθορίζονται σχέσεις για τον υπολογισμό μεγέθους σεισμικής ροπής σεισμών για τους οποίους υπάρχουν ψηφιακές καταγραφές του σταθμού CSS. Ο υπολογισμός του μεγέθους γίνεται από μετατροπή μεγεθών διαφόρων τύπων και διαφόρων σεισμολογικών σταθμών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής .

#### 4.2 Δεδομένα παρατήρησης:

##### **Συλλογή στοιχείων – δεδομένων**

Τα δεδομένα για σεισμούς που έγιναν στην περιοχή της Κύπρου προέρχονται από το Παγκόσμιο Σεισμολογικό Κέντρο, ISC (International Seismological Centre). Ως χώρος ενδιαφέροντος οριοθετείται από τις γεωγραφικές συντεταγμένες  $33^{\circ}$ – $38^{\circ}$ N και  $30$ - $37^{\circ}$ E (<http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/circular.html>). Εώς χρονικό διάστημα ορίστηκε το 01/01/1999 - 29/10/2007 οπότε και υπάρχουν διαθέσιμα ψηφιακά δεδομένα του CSS στο Geofon .

Βάση αυτών των δεδομένων δημιουργήσαμε έναν κατάλογο με τους καταγεγραμμένους σεισμούς από διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς του κόσμου.

Σε αυτές τις καταγραφές – μετρήσεις δίνονται τα εξής στοιχεία:

- Έτος – μήνας – ημέρα (Year – Month – Day) του σεισμού
- Ώρα –λεπτά-δευτερόλεπτα (Hour – Minutes – Seconds) του χρόνου γένεσης του σεισμού.
- Το εστιακό βάθος (Depth) του σεισμού σε km.
- Η επικεντρική απόσταση (Distance), δηλαδή η απόσταση μεταξύ του επίκεντρου του σεισμού και του σταθμού του CSS στο Μαθιάτη.
- Τα μεγέθη των σεισμών από τους σταθμούς στους οποίους είχαμε καταγραφές.

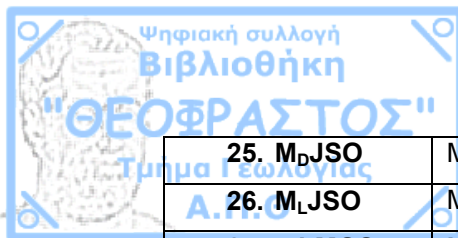
Οι σεισμοί που καταγράφηκαν ήταν 6264

### 4.3 Υπολογισμός μεγεθών για τους σεισμούς του καταλόγου.

Για τους σεισμούς του κατάλογου που μπορούσαν να υπολογισθούν ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής χρησιμοποιώντας γνωστές σχέσεις από άλλες μελέτες μετατροπής φαίνονται στον πίνακα (8) .

*Πινάκας 8.-Σχέσεις μετατροπής σε  $M_w$  μεγεθών διαφόρων τύπων και σταθμών.*

Τύπος μεγέ- θους	Σχέση γραμμικής παλινδρόμησης	Διάστημα τιμών	Μέσο σφάλμα ( $\sigma$ )
1. $M_D$ ATH	$M_w = M_D$ ATH+0.5 (1)	$2.7 \leq M_D$ ATH $\leq 7.1$	0.23
2. $M_L$ ATH	$M_w = M_L$ ATH+0.5 (1)	$2.7 \leq M_L$ ATH $\leq 7.1$	0.23
3. $m$ BBJI	$M_w = 0.58m$ BBJI+2.16 (3)	$4.4 \leq m$ BBJI $\leq 7.0$	0.36
4. $m$ BJI	$M_w = 0.85m$ BJI+0.91 (3)	$4.2 \leq m$ BJI $\leq 6.3$	0.36
5. $M_s$ BJI	$M_w = 0.77M_s$ BJI+1.51 (3)	$3.6 \leq M_s$ BJI $\leq 6.0$	0.33
6. $m$ EMSC	$M_w = 0.81m$ EMSC+1.27 (4) $M_w = 0.57m$ EMSC+2.35 (4)	$3.4 \leq m$ EMSC $\leq 4.6$ $4.7 \leq m$ EMSC $\leq 6.2$	0.42 0.34
7. $M_s$ EMSC	$M_w = 0.69M_s$ EMSC+1.70 (4)	$4.2 \leq M_s$ EMSC $\leq 5.7$	0.50
8. $m$ EIDC	$M_w = 0.94m$ EIDC+0.71 (3)	$3.7 \leq m$ EIDC $\leq 5.5$	0.40
9. $M_L$ EIDC	$M_w = 0.94M_L$ EIDC+0.95 (3)	$3.2 \leq M_L$ EIDC $\leq 4.7$	0.48
10. $M_s$ EIDC	$M_w = 0.67M_s$ EIDC+2.15 (3)	$3.0 \leq M_s$ EIDC $\leq 6.0$	0.35
11. $M_D$ GBTZ	$M_w = 0.76M_D$ GBTZ+1.42 (3)	$3.8 \leq M_D$ GBTZ $\leq 5.2$	0.49
12. $M_L$ GBTZ	$M_w = 1.39M_L$ GBTZ-1.15 (3)	$3.8 \leq M_L$ GBTZ $\leq 4.9$	0.38
13. $M_L$ GII	$M_w = 0.58M_L$ GII+2.31 (3)	$2.9 \leq M_L$ GII $\leq 4.2$	0.36
14. $M_w$ GII	$M_w = 0.63M_w$ GII+2.11 (3)	$3.1 \leq M_w$ GII $\leq 4.2$	0.40
15. $M_D$ GRAL	$M_w = 0.84M_D$ GRAL+1.13 (3)	$3.4 \leq M_D$ GRAL $\leq 4.3$	0.52
16. $m_b$ IDC	$M_w = 0.88m_b$ IDC+1.03 (3)	$3.4 \leq m_b$ IDC $\leq 5.3$	0.36
17. $M_s$ IDC	$M_w = 0.67M_s$ IDC+2.12 (3)	$2.9 \leq M_s$ IDC $\leq 6.0$	0.35
18. $m_b$ IPRG	$M_w = 0.94m_b$ IPRG+0.48 (3)	$4.0 \leq m_b$ IPRG $\leq 5.6$	0.40
19. $M_L$ IPRG	$M_w = 0.64M_L$ IPRG+1.97 (3)	$3.5 \leq M_L$ IPRG $\leq 5.5$	0.35
20. $M_w$ IPRG	$M_w = 0.85M_w$ IPRG+1.21 (3)	$3.2 \leq M_w$ IPRG $\leq 5.0$	0.38
21. $m_b$ ISC	$M_w = 0.85m_b$ ISC+1.03 (2)	$3.5 \leq m_b$ ISC $\leq 6.2$	0.29
22. $M_s$ ISC	$M_w = 0.67M_s$ ISC+2.07 (2) $M_w = 0.99M_s$ ISC+0.08 (2)	$3.0 \leq M_s$ ISC $\leq 6.1$ $6.2 \leq M_s$ ISC $\leq 8.2$	0.17 0.20
23. $M_D$ ISK	$M_w = 0.74M_D$ ISK+1.51 (3)	$3.5 \leq M_D$ ISK $\leq 6.5$	0.40
24. $M_L$ ISK	$M_w = 0.85M_L$ ISK+1.05 (3)	$4.1 \leq M_L$ ISK $\leq 5.1$	0.31



<b>25. <math>M_D</math>JSO</b>	$M_W=0.74M_D$ JSO+1.21 (3)	$4.1 \leq M_D$ JSO $\leq 6.0$	0.28
<b>26. <math>M_L</math>JSO</b>	$M_W=0.40M_L$ JSO+2.63 (3)	$4.2 \leq M_L$ JSO $\leq 7.4$	0.51
<b>27. <math>m_b</math>MOS</b>	$M_W=0.85m_b$ MOS+0.69 (3)	$4.5 \leq m_b$ MOS $\leq 6.5$	0.35
<b>28. <math>M_S</math>MOS</b>	$M_W=0.67M_S$ MOS+2.16 (3)	$3.8 \leq M_S$ MOS $\leq 6.0$	0.25
<b>29. <math>m_b</math>NAO</b>	$M_W=0.50m_b$ NAO+2.79 (3)	$3.1 \leq m_b$ NAO $\leq 6.8$	0.42
<b>30. <math>m_b</math>NEIC</b>	$M_W=0.85m_b$ NEIC+1.03 (2)	$3.5 \leq m_b$ NEIC $\leq 6.2$	0.29
<b>31. <math>M_S</math>NEIC</b>	$M_W=0.67M_S$ NEIC+2.07 (2)	$3.0 \leq M_S$ NEIC $\leq 6.1$	0.17
<b><math>M_S</math>NEIC</b>	$M_W=0.99M_S$ NEIC+0.08 (2)	$6.2 \leq M_S$ NEIC $\leq 8.2$	0.20
<b>32. <math>m_b</math>NIC</b>	$M_W=0.85m_b$ NIC+0.86 (3)	$4.0 \leq m_b$ NIC $\leq 5.6$	0.38
<b>33. <math>M_L</math>NIC</b>	$M_W=0.74M_L$ NIC+1.58 (3)	$3.3 \leq M_L$ NIC $\leq 5.6$	0.40
<b>34. <math>M_W</math>NIC</b>	$M_W=0.85M_W$ NIC+1.43 (3)	$3.1 \leq M_W$ NIC $\leq 4.6$	0.42
<b>35. <math>M_C</math>NSSC</b>	$M_W=0.44M_C$ NSSC+3.18 (3)	$2.5 \leq M_C$ NSSC $\leq 5.3$	0.42
<b>36. <math>M_L</math>THE</b>	$M_W=M_L$ THE+0.5 (1)	$2.7 \leq M_L$ THE $\leq 7.1$	0.23

(1) Papazachos et al. 1997

(2) Scordilis (2006)

(3) Σκορδύλης (προσωπική επικοινωνία)

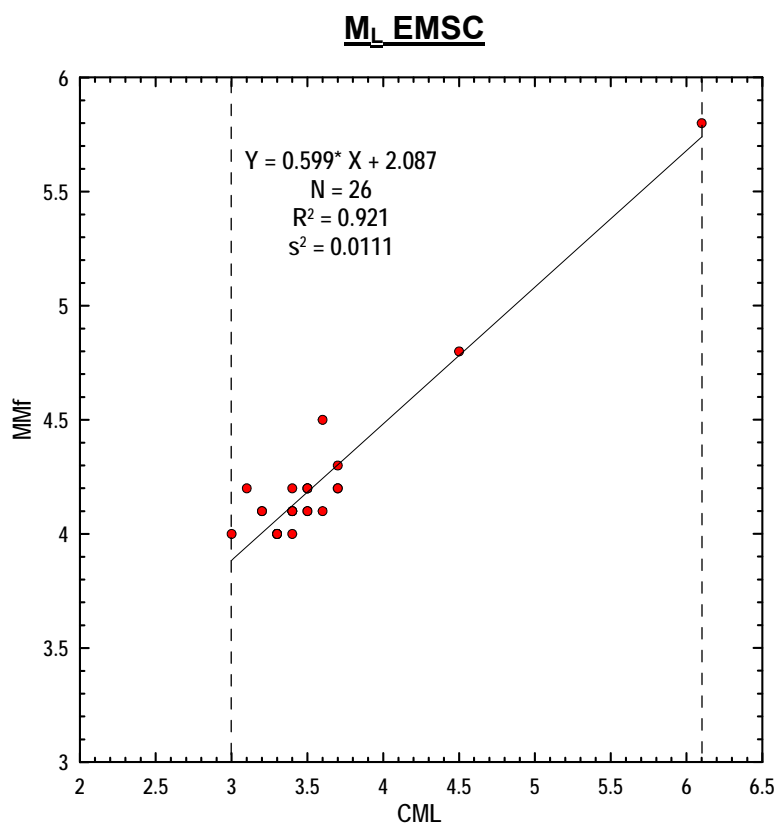
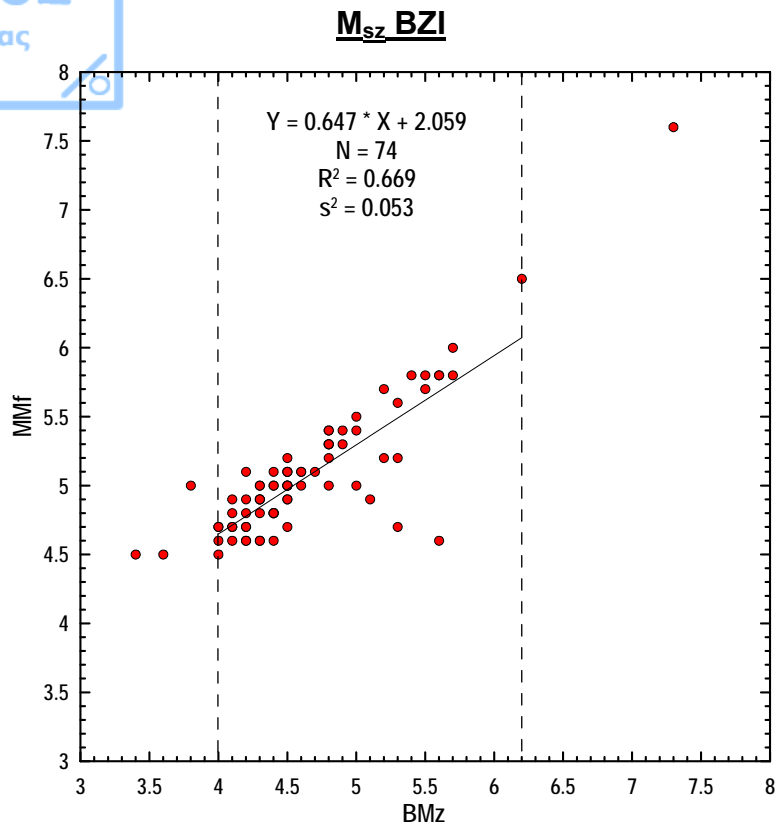
(4) Τσαμπάς (2006)

Οι πιο πάνω εξισώσεις χρησιμοποιούνται σε ένα πρόγραμμα fortran για τον υπολογισμό ενός πρώτου τελικού μεγέθους κάθε σεισμού.

Επειδή όμως υπήρχαν πολλοί σεισμοί με μεγέθη για τα οποία δεν υπήρχαν σχέσεις βαθμολόγησης, έπρεπε να καθοριστούν και γι'αυτούς νέες σχέσεις μετατροπής σε μεγέθη σεισμικής ροπής  $M_W$ .

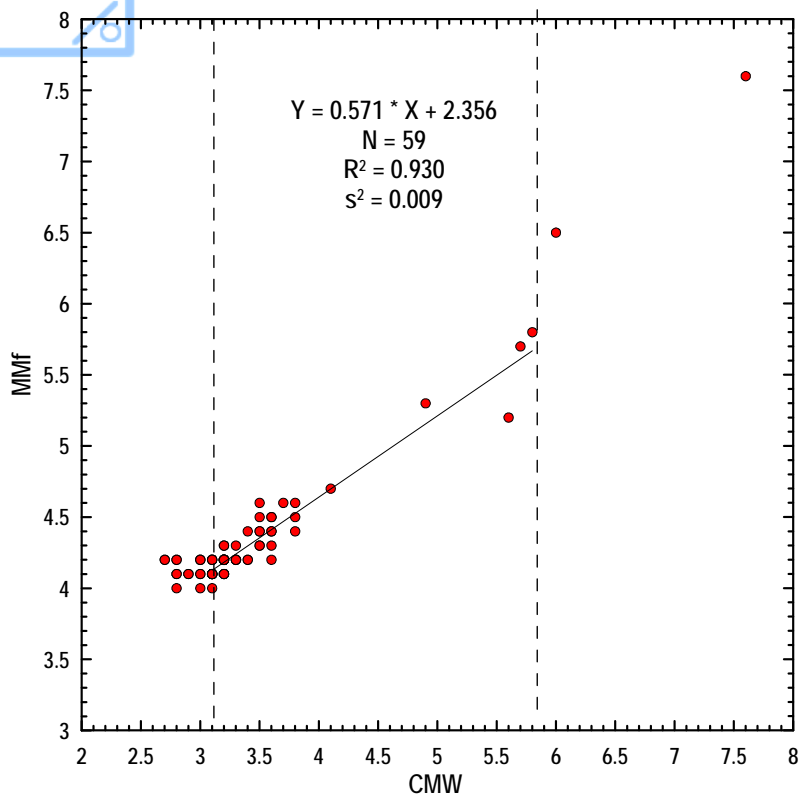
Αρχικά επιλέξαμε για βαθμολόγηση τα μεγέθη των σταθμών που εμφανίζονται σε τουλάχιστο 50 σεισμούς. Χρησιμοποιώντας ένα δεύτερο πρόγραμμα Fortran με δεδομένα τα τελικά  $M_W$  που υπολογίσθηκαν με την προηγούμενη διαδικασία έγινε καθορισμός επιπλέον 15 νέων εξισώσεων για την μετατροπή σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής μεγεθών άλλων αβαθμολόγητων σταθμών.

Παρακάτω παρατίθενται τα διαγράμματα που μας οδήγησαν στον καθορισμό νέων σχέσεων που μετατρέπουν τα διάφορα μεγέθη  $M$  σε μεγέθη σεισμικής ροπής  $M_w$ :

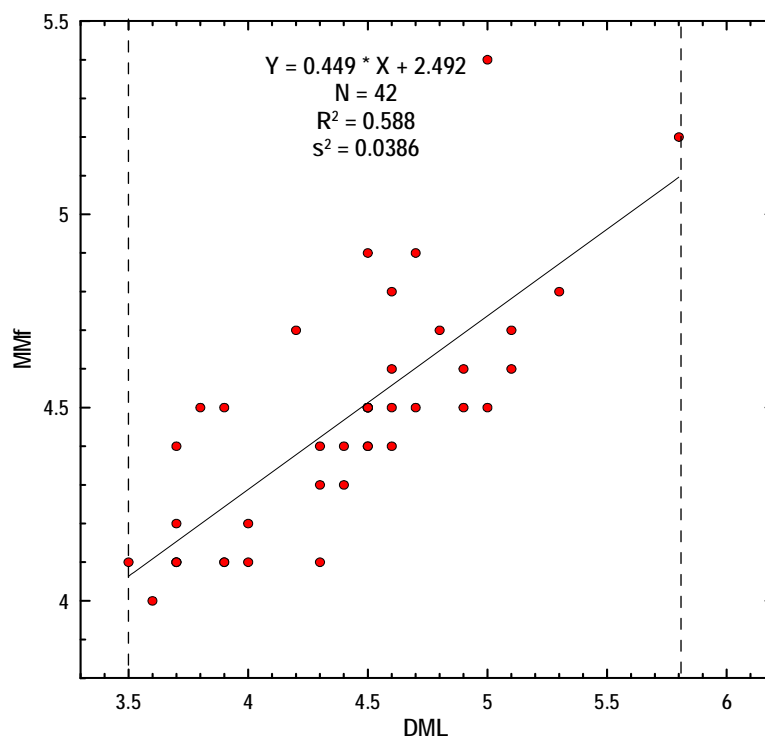




### M<sub>w</sub> EMSC

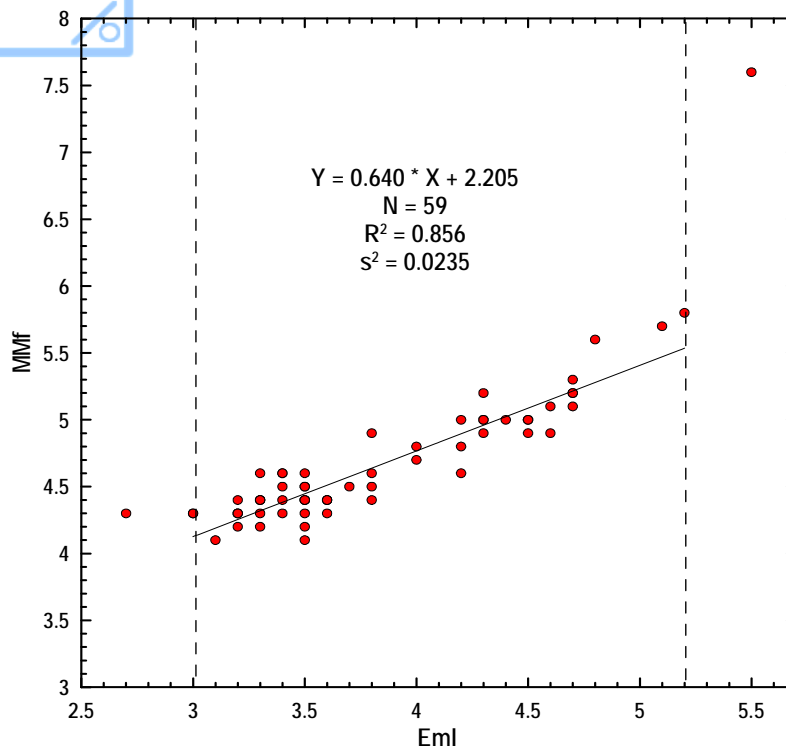


### M<sub>L</sub> DUSS

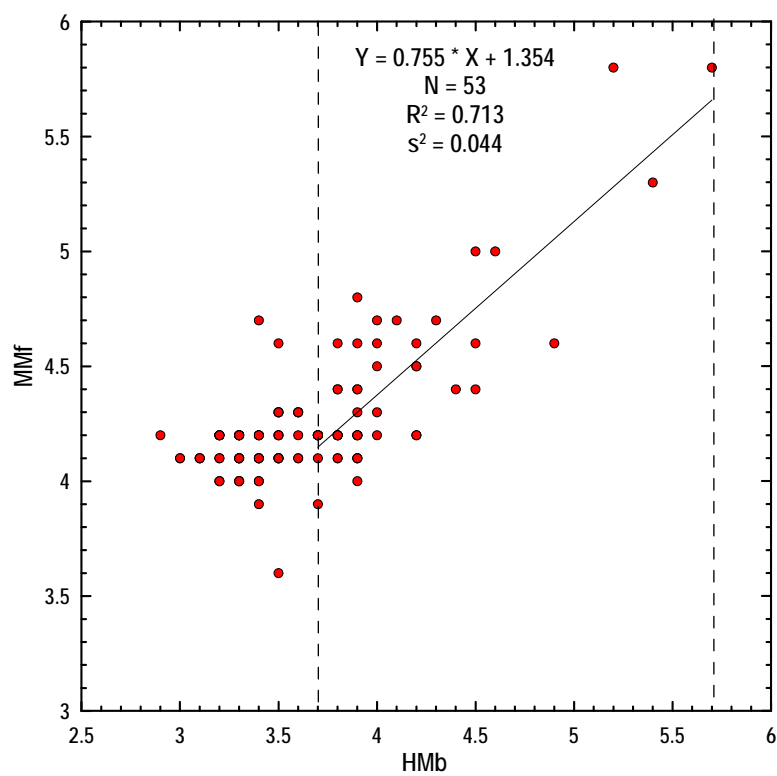


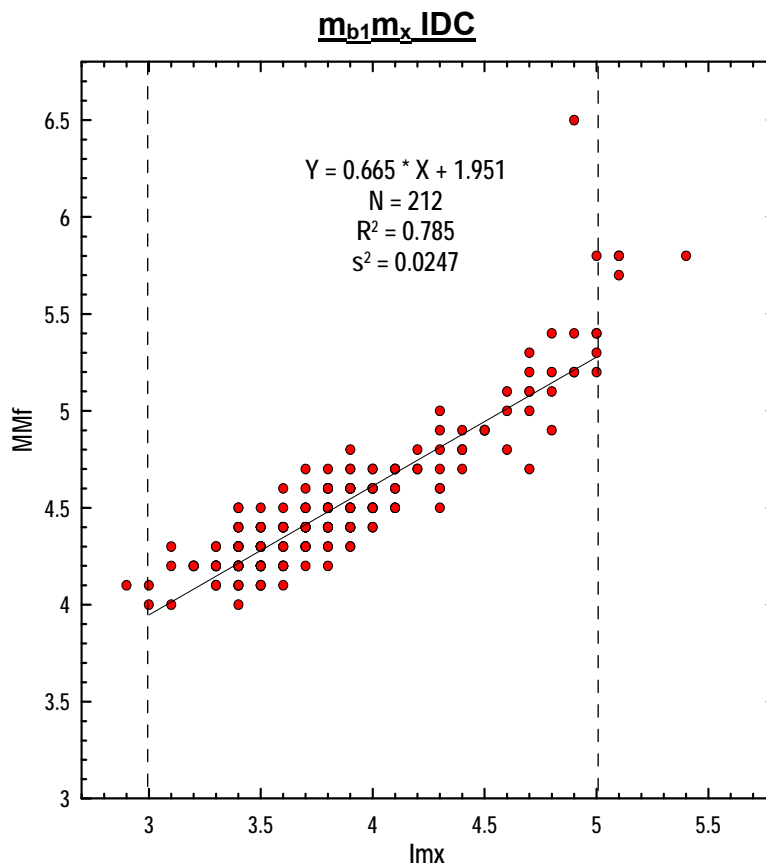
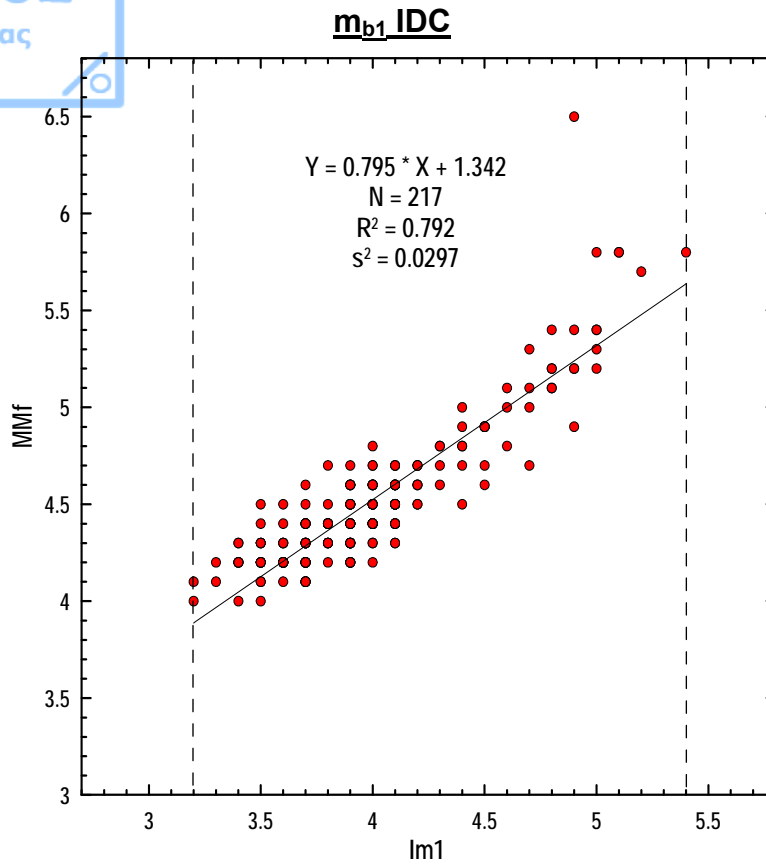


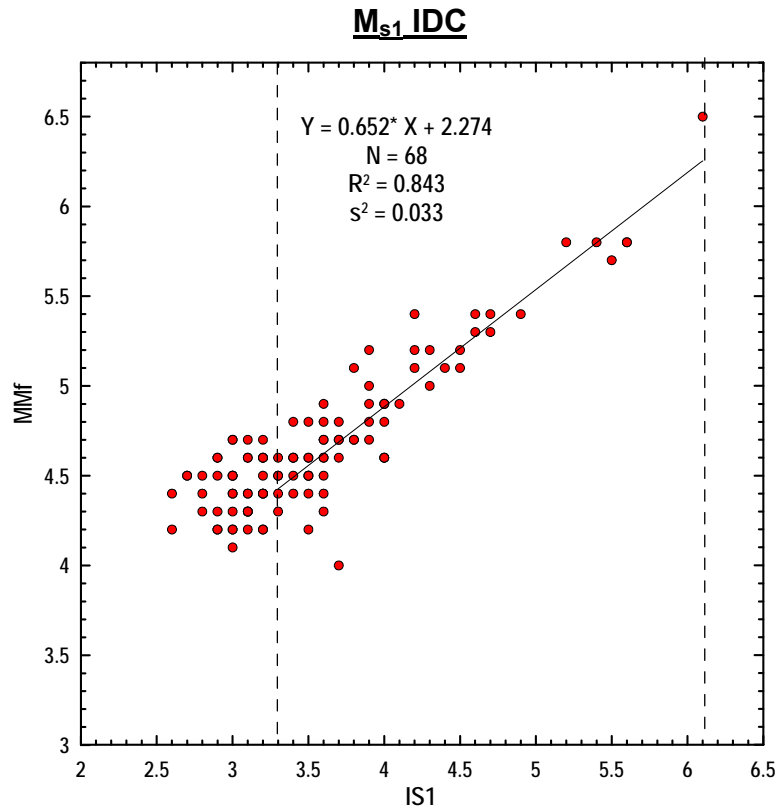
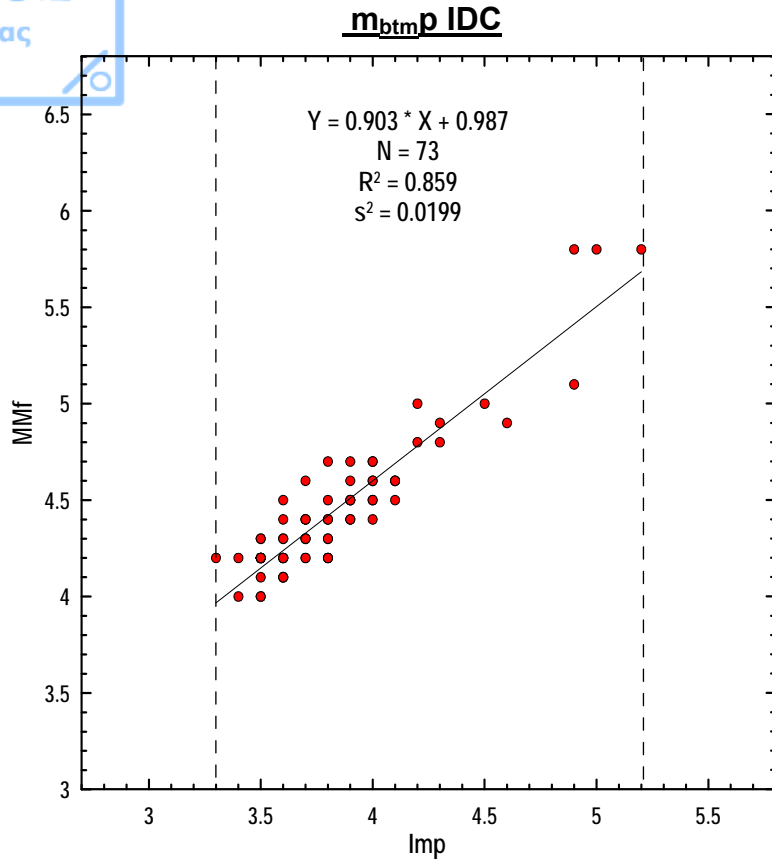
### $m_b m_{le}$ EIDC

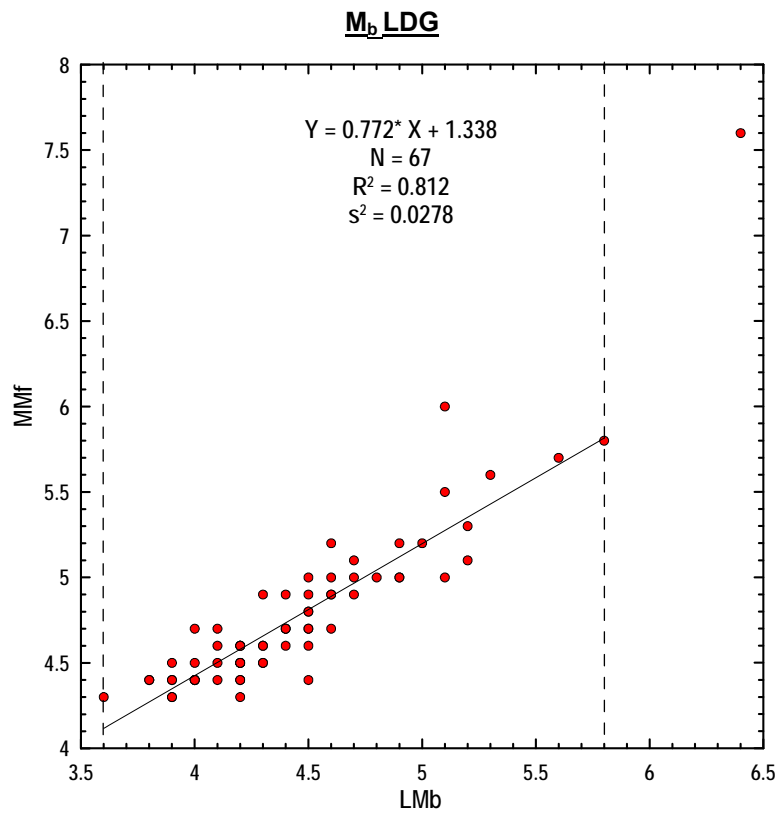
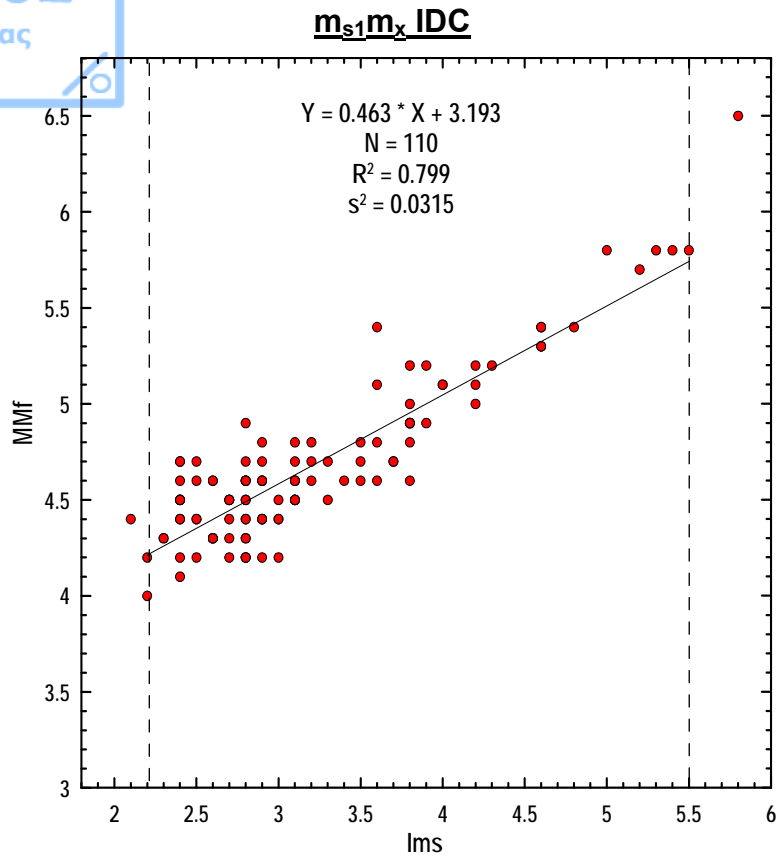


### $M_b$ HLW



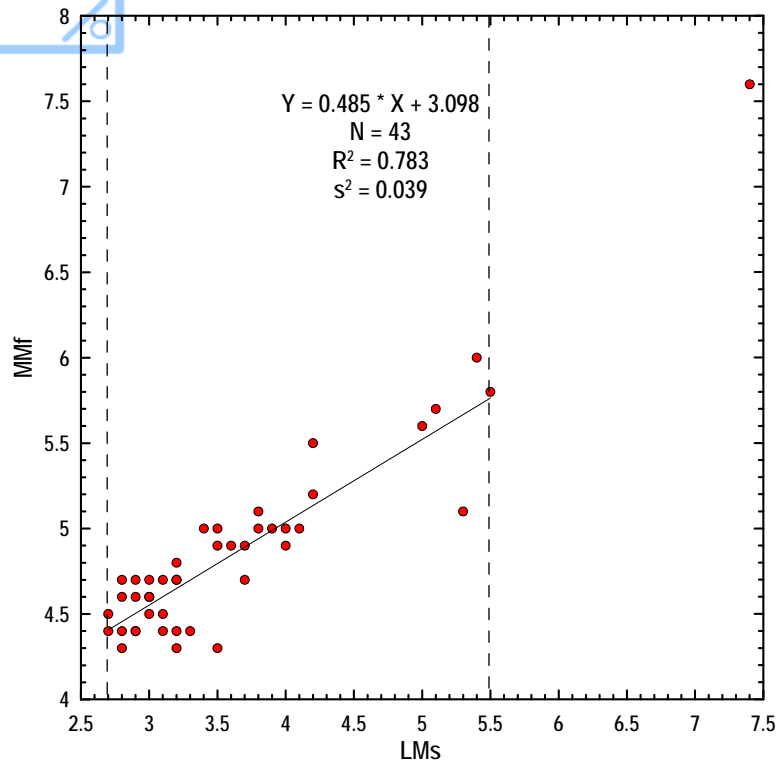




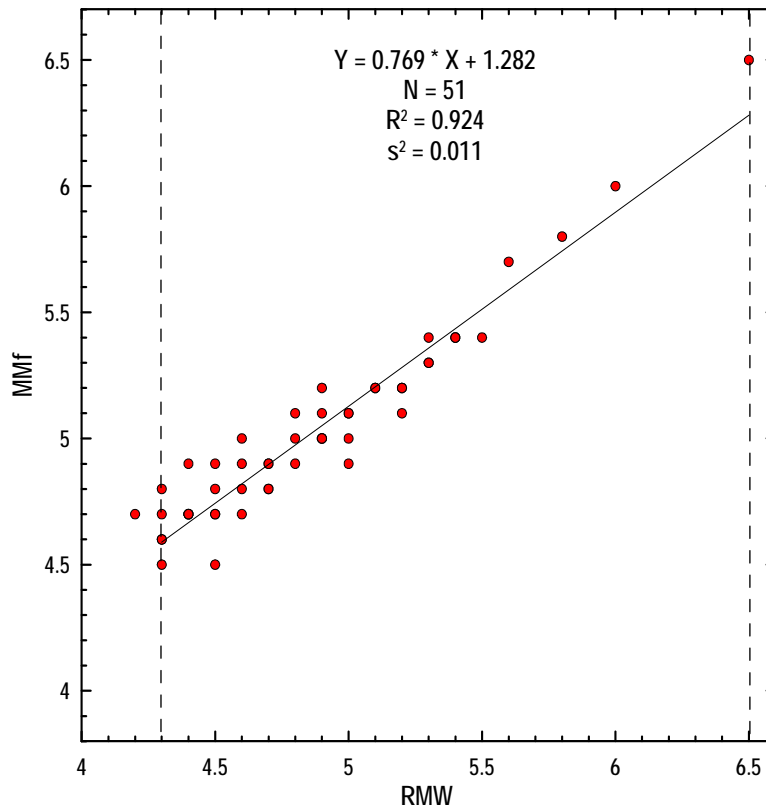


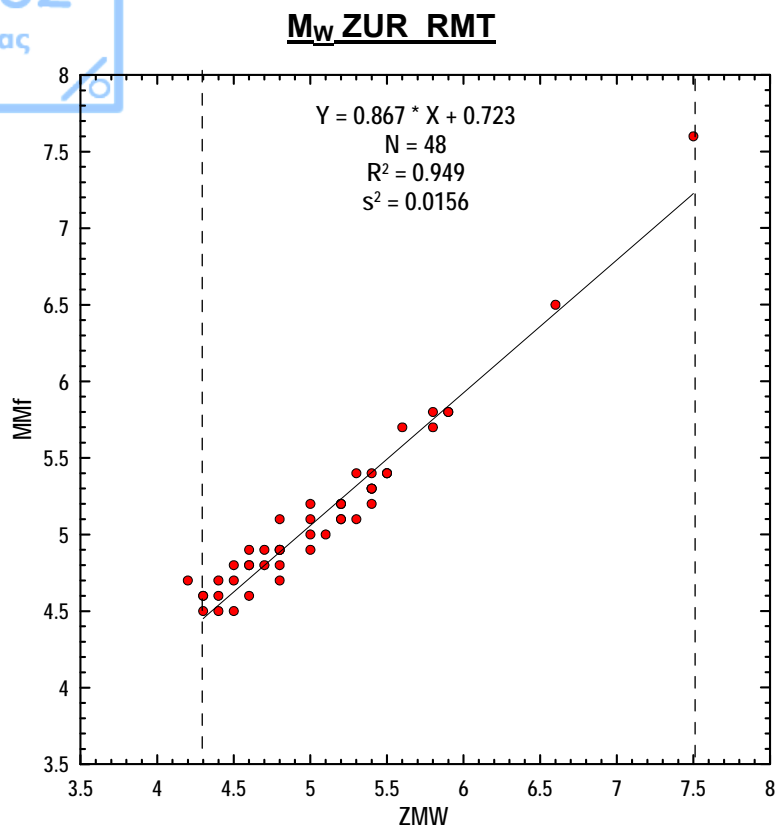


### $M_s$ LDG



### $M_W$ MET RCMT





Στις πιο πάνω γραφικές παραστάσεις έγινε συσχετισμός των μεγεθών των διαφόρων σταθμών με το μέσο μέγεθος MMf που προέκυψε από διαθέσιμες σχέσεις μετατροπής άλλων μεγεθών M σε μεγέθη σεισμικής ροπής Mw. Με διακεκομμένες γραμμές οριοθετείται σε κάθε γράφημα το εύρος τιμών μεγεθών για το οποίο προέκυψε η αντίστοιχη σχέση μετατροπής.

Οι νέες σχέσεις που καθορίστηκαν και μετατρέπουν τα διάφορα μεγέθη M σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής Mw παρουσιάζονται στο πίνακα( 9).

**Πίνακας 9.-**Σχέσεις που υπολογίστηκαν, οι οποίες μετατρέπουν τα διάφορα μεγέθη  $M$  σε μεγέθη σεισμικής ροπής  $M_w$ .

Τύπος μεγέθους	Σχέση γραμμικής παλιν-δρόμησης	Διάστημα τιμών	Μέσο σφάλμα ( $\sigma$ )
37. $M_{sz}$ BZI	$M_w = 0.647M_{sz} \text{ BZI} + 2.059$	$4.0 \leq M_{sz} \text{ BZI} \leq 6.2$	0.230
38. $M_L$ EMSC	$M_w = 0.599M_L \text{ EMSC} + 2.087$	$3.0 \leq M_L \text{ EMSC} \leq 6.1$	0.105
39. $M_w$ EMSC	$M_w = 0.571M_w \text{ EMSC} + 2.356$	$3.1 \leq M_w \text{ EMSC} \leq 5.8$	0.095
40. $M_L$ DUSS	$M_w = 0.449M_L \text{ DUSS} + 2.492$	$3.5 \leq M_L \text{ DUSS} \leq 5.8$	0.197
41. $m_b m_{le}$ EIDC	$M_w = 0.640m_b m_{le} \text{ EIDC} + 2.205$	$3.0 \leq m_b m_{le} \text{ EIDC} \leq 5.2$	0.153
42. $M_b$ HLW	$M_w = 0.775M_b \text{ HLW} + 1.354$	$3.7 \leq M_b \text{ HLW} \leq 5.7$	0.210
43. $m_{b1}$ IDC	$M_w = 0.795m_{b1} \text{ IDC} + 1.342$	$3.2 \leq m_{b1} \text{ IDC} \leq 5.4$	0.172
44. $m_{b1} m_x$ IDC	$M_w = 0.665m_{b1} m_x \text{ IDC} + 1.951$	$3.0 \leq m_{b1} m_x \text{ IDC} \leq 5.0$	0.158
45. $m_{btm} p$ IDC	$M_w = 0.903m_{btm} p \text{ IDC} + 0.987$	$3.3 \leq m_{btm} p \text{ IDC} \leq 5.2$	0.141
46. $M_{s1}$ IDC	$M_w = 0.652M_{s1} \text{ IDC} + 2.274$	$3.3 \leq M_{s1} \text{ IDC} \leq 6.1$	0.182
47. $m_{s1} m_x$ IDC	$M_w = 0.463m_{s1} m_x \text{ IDC} + 3.193$	$2.2 \leq m_{s1} m_x \text{ IDC} \leq 5.5$	0.179
48. $M_b$ LDG	$M_w = 0.772 M_b \text{ LDG} + 1.338$	$3.6 \leq M_b \text{ LDG} \leq 5.8$	0.167
49. $M_s$ LDG	$M_w = 0.485 M_s \text{ LDG} + 3.098$	$2.7 \leq M_s \text{ LDG} \leq 5.5$	0.197
50. $M_w$ MET_RCMT	$M_w = 0.769M_w \text{ MET\_RCMT} + 1.282$	$4.3 \leq M_w \text{ MET\_RCMT} \leq 6.5$	0.105
51. $M_w$ ZUR_RMT	$M_w = 0.867M_w \text{ ZUR\_RMT} + 0.723$	$4.3 \leq M_w \text{ ZUR\_RMT} \leq 7.5$	0.126

Στη συνέχεια έχοντας στην διάθεσή μας 37+15(νέες) εξισώσεις εφαρμόσαμε ένα τρίτο πρόγραμμα Fortran μέσω του οποίου υπολογίστηκαν τα τελικά μεγέθη  $MM_f$  των σεισμών.



## Κεφάλαιο 5

### Υπολογισμός τοπικού μεγέθους $M_L$ από τις ψηφιακές καταγραφές του σεισμολογικού σταθμού CSS στο Μαθιάτη

#### 5.1 Περιγραφή εργασίας για τον καθορισμό των μεγεθών σεισμού από ψηφιακά δεδομένα.

Η ομάδα εργασίας σχετικά με τα μεγέθη της Διεθνούς Ένωσης της Σεισμολογίας και της Φυσικής του εσωτέρικου της Γης (IASPEI) δημιουργήθηκε για να μελετήσει το πρόβλημα των μεγεθών και να προτείνει τυποποιημένες διαδικασίες για τον τρόπο χρήσης ψηφιακών μετρήσεων στον υπολογισμό διαφόρων γνωστών τύπων μεγεθών σεισμού. Οι συνιστώμενες διαδικασίες από την ομάδα εργασίας έχουν εγκριθεί από την αντίστοιχη επιτροπή του IASPEI και αναμένεται να εφαρμοστούν από όλα τα σεισμολογικά κέντρα. Αναφερόμαστε εφεξής στις προτεινόμενες διαδικασίες ως τυποποιημένες διαδικασίες IASPEI για τον προσδιορισμό μεγέθους. Οι τυποποιημένες διαδικασίες IASPEI εξετάζουν τη μέτρηση των ευρών και των περιόδων από τα ψηφιακά στοιχεία για τη χρήση στον υπολογισμό των τύπων μεγέθους  $M_L$ . Ειδικότερα για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους  $M_L$  το MG του IASPEI προτείνει για περιοχές με χαρακτηριστικά παρόμοια με αυτά της Νοτιάς Καλιφόρνια, την τροποποιημένη σχέση του Hutton & Boore. Η προτεινόμενη σχέση είναι της μορφής που δίνεται στη σχέση (5.1).

$$M_L = \log_{10}(A) + 1.11 \log R + 0.00189 * R - 2.09 \quad (5.1)$$

**οπού :** R = η υποκεντρική απόσταση σε χιλιόμετρα.

A = το μέγιστο πλάτος καταγραφής (σε nm) των οριζόντιων συνιστώσων σε συνθετικό σεισμόγραμμα Wood Anderson για το οποίο θεωρείται μεγένθυση=1.

## 5.2 Υπολογισμός $M_L$ κατά Hutton & Boore:

Η αρχική προτεινόμενη σχέση των Hutton & Boore για την Ν. Καλιφόρνια προέκυψε από μετρήσεις (9.941) των μέγιστων πλατών καταγραφής σε σειсмоγράφο Wood-Anderson για 972 σεισμούς στην Νότια Καλιφόρνια. Η σχέση που προέκυψε για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους  $M_L$  είναι:

$$M_L = \log A_0 - \log A' = 1.110 \log(r/100) + 0.00189(r - 100) + 3.0 \quad (5.2)$$

**όπου:** το  $r$  είναι η υποκεντρική απόσταση σε χιλιόμετρα.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της σχέσης  $M_L$  είχαν υποκεντρική αποστάσεων από περίπου 10 έως 700 χιλιόμετρα και εστιακό βάθος μέχρι και 20 Km (με τα περισσότερα βάθη λιγότερο από 10 Km). Οι τιμές λογάριθμου του  $A_0$  από αυτήν την εξίσωση είναι παρόμοιες με σταθερές τιμές που αναφέρονται από τον Richter (1958) για  $50 < r < 200$  Km (σύμφωνα με τον ορισμό του  $M$ , η τιμή του  $\log A_0$  για  $r = 100$  km περιορίστηκε για να είναι ίσο με τη δική του αξία).

Ακολουθήσαμε παρόμοια διαδικασία με τους Hutton & Boore με στόχο τον επαναπροσδιορισμό των παραμέτρων στην σχέση υπολογισμού του  $M_L$  ειδικά για το σταθμό CSS. Για τον λόγο αυτό έπρεπε να υπάρχει ένας ικανός αριθμός ψηφιακών δεδομένων του σταθμού, τα οποία στην συνέχεια θα μπορούσαμε να μετατρέψουμε σε συνθετικές καταγράφες Wood-Anderson και να τα συσχετίσουμε με τα αντίστοιχα μεγέθη.

## 5.3 Υπολογισμός $M_L$ κατά IASPEI

Για περιοχές με ιδιότητες φλοιού παρόμοιες με αυτές της νότιας Καλιφόρνια, η εξίσωση είναι:

$$M_L = \log_{10}(A) + 1.11 \log_{10} R + 0.00189 * R - 2.09 \quad (5.3)$$

όπου:  $M_L$  το τοπικό μέγεθος σύμφωνα με το μέγεθος Richter (1935),  $R$  η υποκέντρική απόσταση σε km, ( $R < 1000$  km).

Η εξίσωση (5.3) είναι μια επέκταση των Hutton και Boore (1987). Ο σταθερός όρος στην εξίσωση (5.3),  $-2.09$ , είναι βασισμένος στην πειραματικά καθορισμένη στατική ενίσχυση τον Wood-Anderson 2080, παρά τη θεωρητική ενίσχυση 2800 που διευκρινίστηκε από τον κατασκευαστή του σειсмоγράφου. Η διατύπωση της εξίσωσης (5.3) απεικονίζει την πρόθεση της ομάδας εργασίας, το μέγεθος  $M_L$  να μην επηρεάζεται από την αβεβαιότητα στη στατική ενίσχυση του σειсмоγράφου Wood-Anderson. Χρησιμοποιήσαμε αυτή την εξίσωση (5.3), με συντελεστές που έχουν παρόμοιες συνθήκες με αυτές της Καλιφόρνια για να επανακαθορίσουμε τους δύο συντελεστές της απόστασης έχοντας το μέγεθος  $M_{Mf}$  για κάθε σεισμό.

#### 5.4 Τεχνικά Χαρακτηριστικά του Σεισμολογικού σταθμού CSS (Μαθιάτη).

**Πίνακας 10.-Τεχνικά Χαρακτηριστικά του Σεισμολογικού σταθμού CSS (Μαθιάτη), (<http://www.gfz-potsdam.de/geofon>).**

(50) Station Identifier Blockettte 163000001	
Station call letters	CSS
Latitude (degrees)	+34.961102
Longitude (degrees)	+033.331001
Elevation (m)	+0396.0
Number of channels	0003
Number of station comments	000
Site name	GEOFON/GII Station Mathiatis, Cyprus
Network identifier code	GEOFON Program, GFZ Potsdam, Germany
32 bit word order	3210
16 bit word order	10
Start effective date	1998,343,00:00:00.0000
End effective date	1999,202,00:00:00.0000
Update flag	N
Network Code	GE

Τα τεχνικά Χαρακτηριστικά του Σεισμολογικού σταθμού CSS φαίνονται στο πίνακα (10). Ο σεισμολογικός σταθμός CSS στον Μαθιάτη είναι ένας σύγχρονος ψηφιακός σεισμολογικός σταθμός με σεισμόμετρο (STRECKEISEN STS-2N) ενώ οι ψηφιακές καταγραφές του όπως και τα στοιχεία του σταθμού είναι διαθέσιμα στην ιστοσελίδα του GEOFON ([http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon//www\\_req/gfn\\_data.html](http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon//www_req/gfn_data.html))

Τεχνικά χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου ευρέως φάσματος STRECKEISEN STS-2N φαίνονται στον πίνακα (11).

**Πίνακας 11.-Τεχνικά χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου STRECKEISEN STS-2N**

<b>InputUnits</b>	M/S
<b>OutputUnits</b>	V
<b>NormFactor</b>	6.00770E+07
<b>NormFreq</b>	1
<b>GainOrSensitivity</b>	1500.000000
<b>Zeros (2)</b>	0.000000e+000, 0.000000e+000, 0.000000e+000, 0.000000e+000
<b>Poles (5)</b>	-3.701000e-002, 3.701000e-002, -3.701000e-002, -3.701000e-002, -2.513000e+002, 0.000000e+000, -1.310000e+002, 4.673000e+002, -1.310000e+002, -4.673000e+002

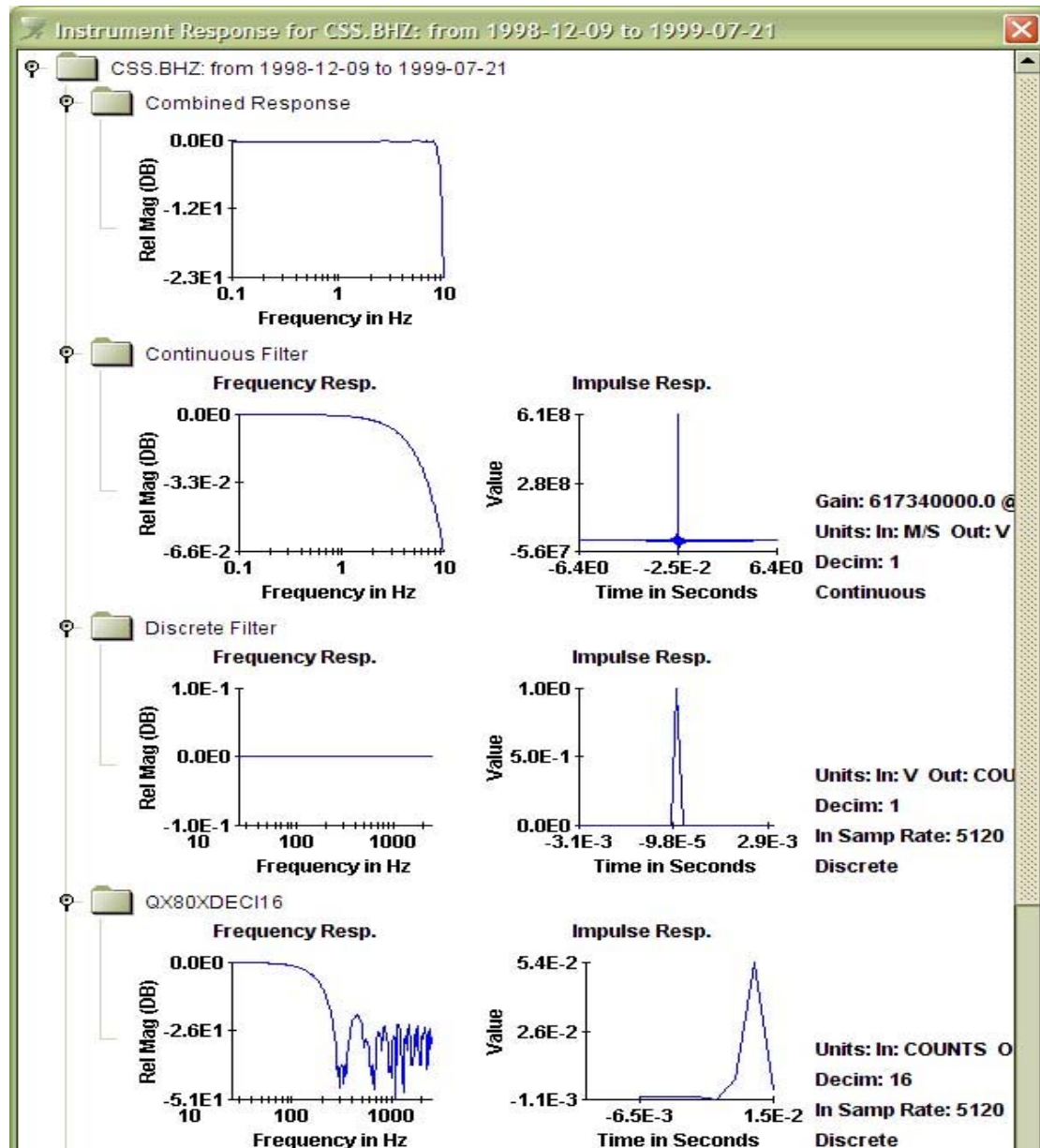
### 5.5 Βαθμολόγηση του σεισμολογικού σταθμού CSS

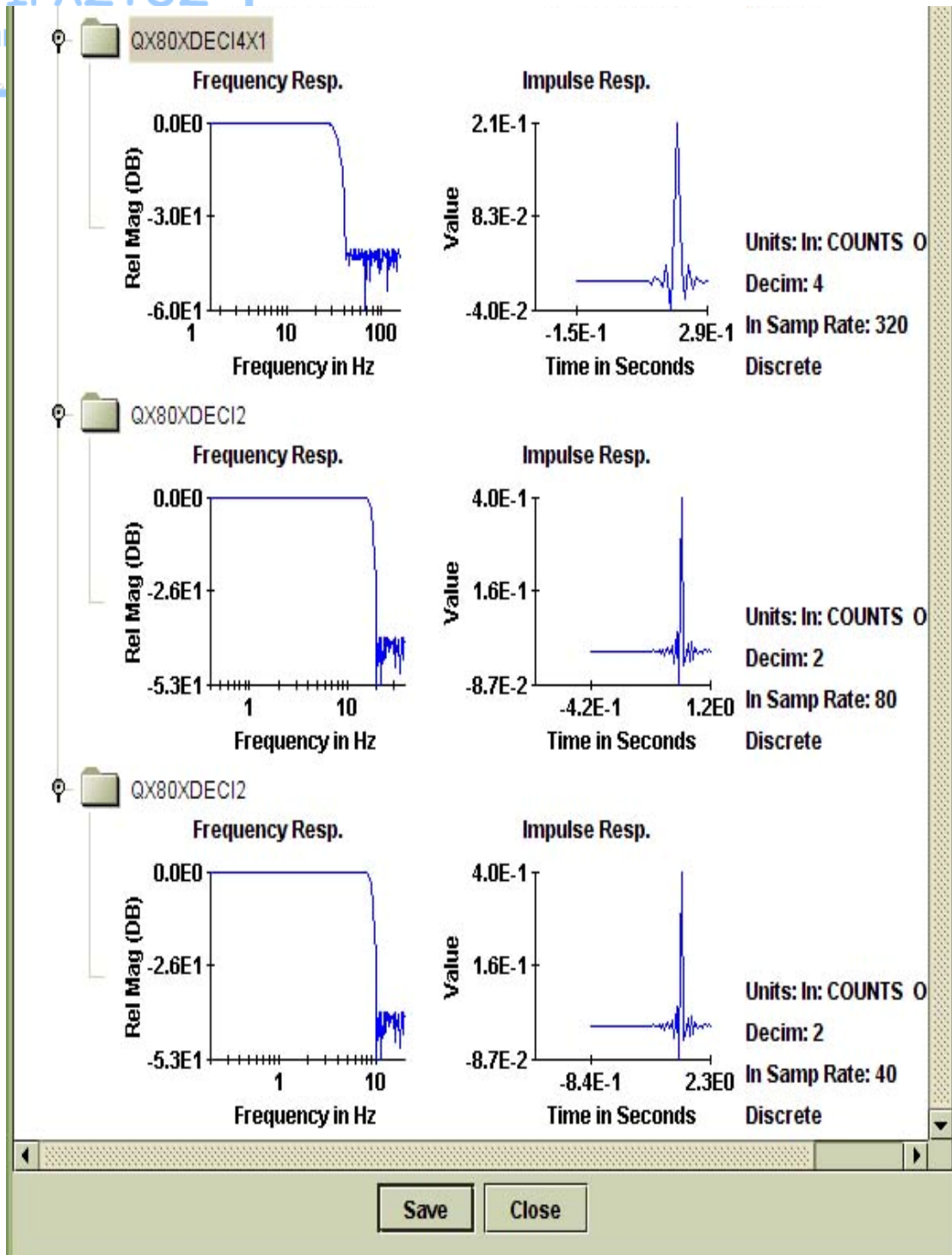
Για την βαθμολόγηση του σταθμού ακολουθήσαμε την προκαθορισμένη διαδικασία καθορισμού σχέσεων τοπικού μεγέθους.

Αναλυτικότερα:

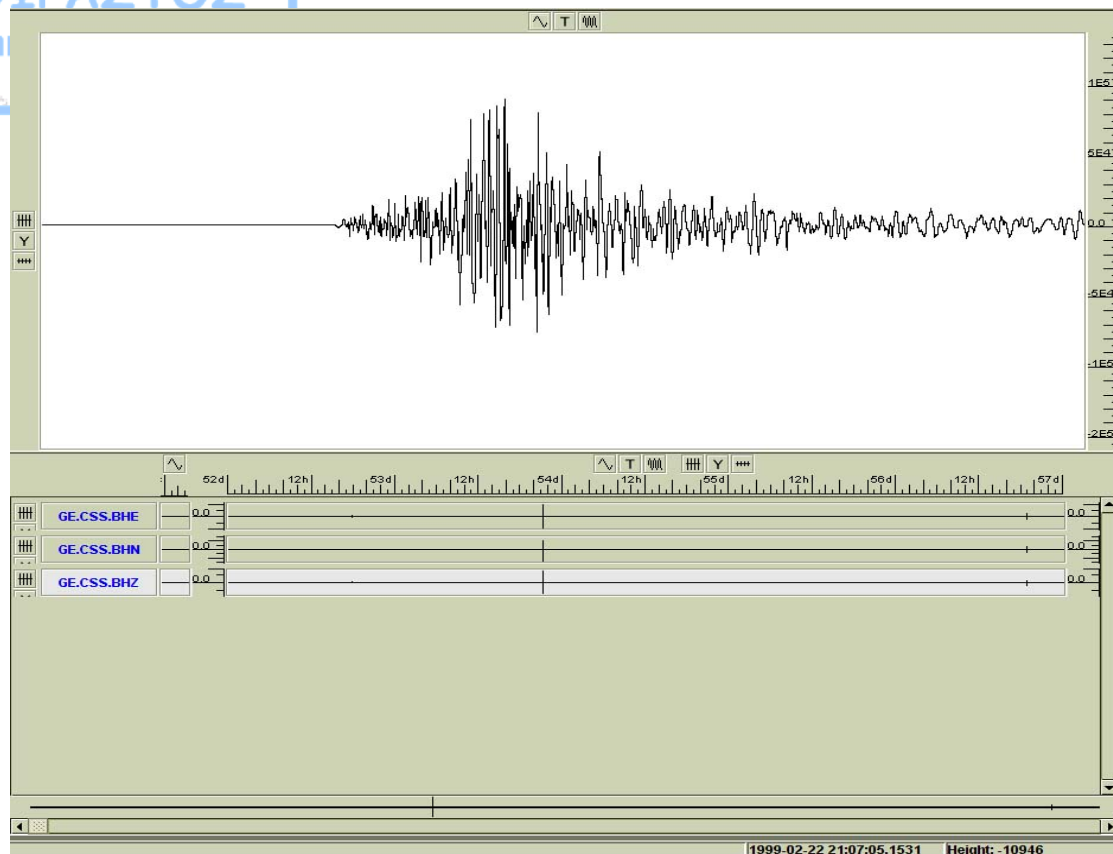
Η συλλογή των ψηφιακών καταγραφών του CSS έγινε από την ιστοσελίδα του οργανισμού GEOFON και αφορούσε το χρονικό διάστημα από 01/01/99 (έναρξη λειτουργίας του σταθμού), μέχρι 29/10/2007 (ημερομηνία έναρξης της παρούσας εργασίας). Στη συνέχεια, αναζητήσαμε στις καταγραφές αυτές, τους σεισμούς για τους οποίους είχαμε διαθέσιμο μέγεθος.

Οι ψηφιακές καταγραφές του CSS περιέχουν το πλήρες instrumental response του σταθμού (σχ. 5.2) οπότε και είναι εύκολο να μετατραπούν με ένα απλό φίλτρο προσομοίωσης (instrument simulation, σχ. 5.3) σε συνθετική καταγραφή σεισμομέτρου Wood-Anderson (σχ. 5.4). Τα τεχνικά χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου Wood-Anderson παρουσιάζονται στον πίνακα (12).





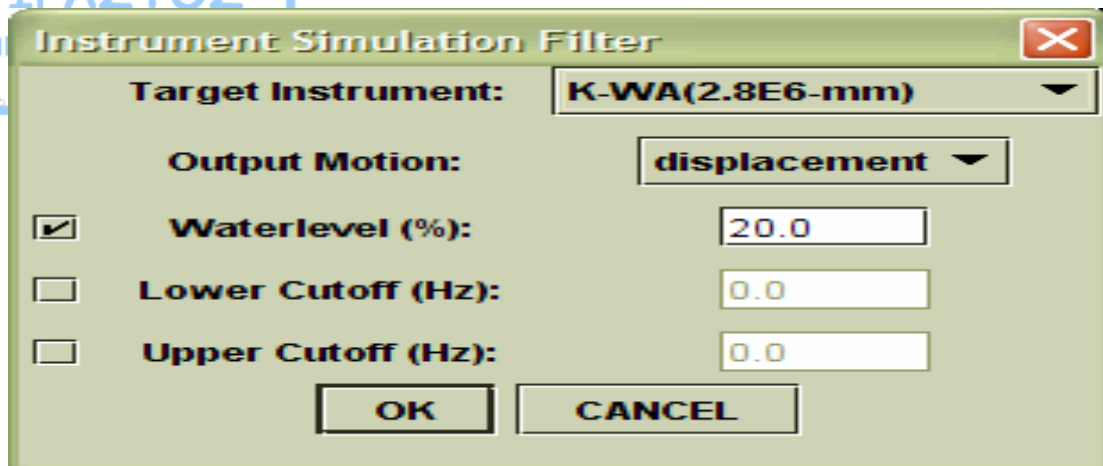
Σχήμα 5.1.-Αναλυτική περιγραφή του απόκρισης του σταθμού.



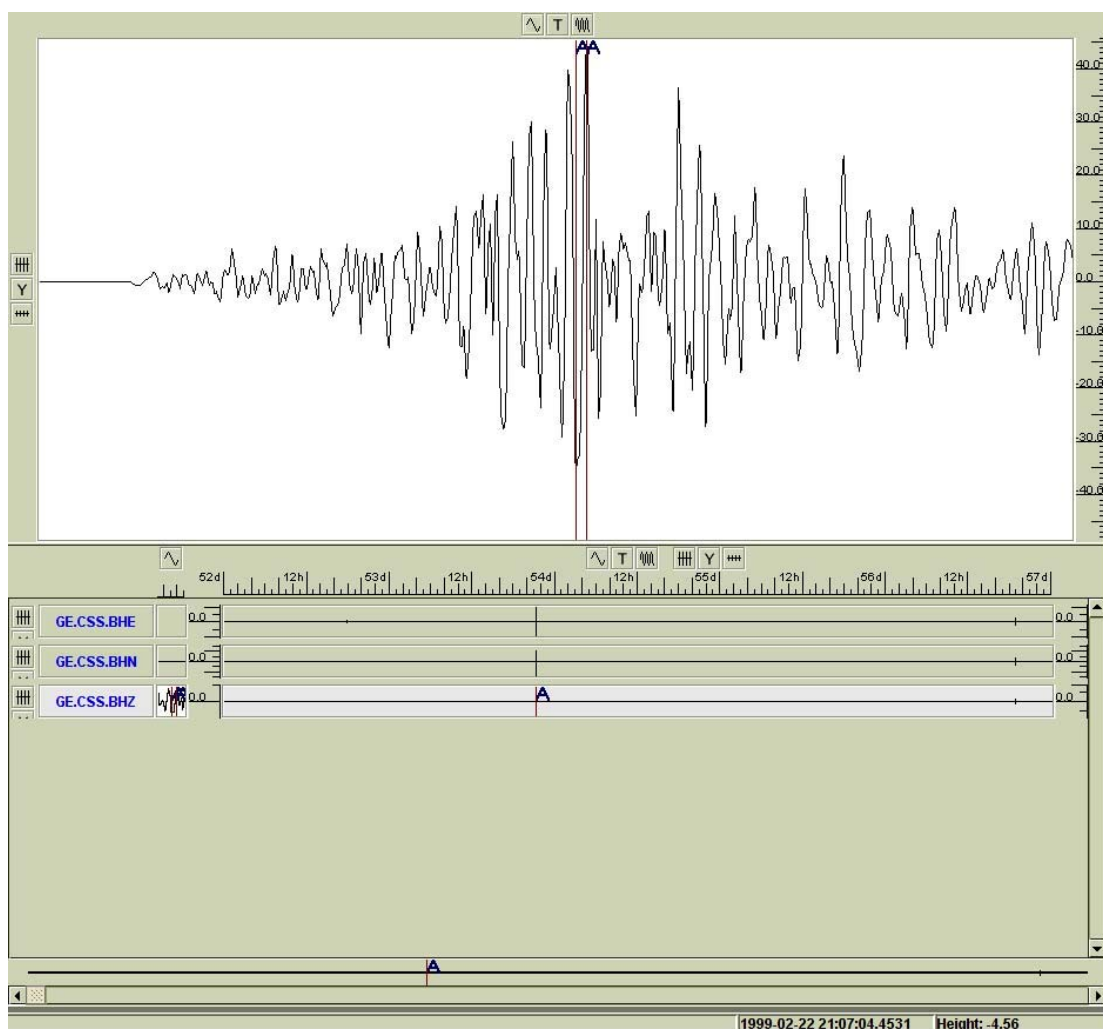
Σχήμα 5.2.-Χαρακτηριστική κυματομορφή του σταθμού CSS για τον σεισμό της 22/02/1999 21:07:05,  $M=4.7$

Πίνακας 12.- Τεχνικά χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου Wood-Anderson

response list stage number	1
43/4.4 Unique identifying name	Wood Anderson
43/4.6 input units description	M/S
43/4.7 output units description	Mm
47.5 input sampling rate	0
47.6 Sampling decimation factor	1
47.7 decimation offset	0
48.5 stage sensitivity or gain	2800000
48.6 frequency of stage gain	1,25
number of zeros or numerators	2
number of poles or denominators	2
Coefficients	0.000000,0.000000, 0.000000,0.000000, -6.28318,4.7123, -6.28318,-4.7123



Σχήμα 5.3.-Φίλτρο μετατροπής σε συνθετική Wood-Anderson καταγραφή.



Σχήμα 5.4-Τελική συνθετική καταγραφή Wood Anderson(mm)



Από αυτές τις ψηφιακές καταγραφές για κάθε σεισμό είχαμε τρεις συνιστώσες, δύο οριζόντιες και μία κατακόρυφη. Από τις δύο οριζόντιες πήραμε τα τον μέσο όρο των μέγιστων πλατών για κάθε σεισμό.

Στην αρχή μετρήθηκαν 1389 μέγιστα πλάτη από τις ψηφιακές καταγραφές για κάθε σεισμό . Ακολούθως αφαιρέθηκαν πλάτη που ήταν πολύ μικρά (<0.2mm) και οι αποστάσεις ήταν μεγαλύτερες από 700 Km για να γίνουν τα δεδομένα πιο αξιόπιστα. Μετά από αυτές τις αφαιρέσεις απέμειναν 215 (μέσος όρος οριζόντιων) μέγιστα πλάτη τα όποια στην συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν για να επανακαθορίσουμε τους δύο συντελεστές της απόστασης έχοντας το μέγεθος MMf για κάθε σεισμό.

Στη συνέχεια υπολογίσαμε για κάθε σεισμό την επικεντρική απόσταση του από τον σταθμό CSS χρησιμοποιώντας την σχέση (5.4)

$$dist=111.12*τοξσυν(ημlat1*ημlat2+συνlat1*συνlat2*συν(lat2-lat1)) \quad (5.4)$$

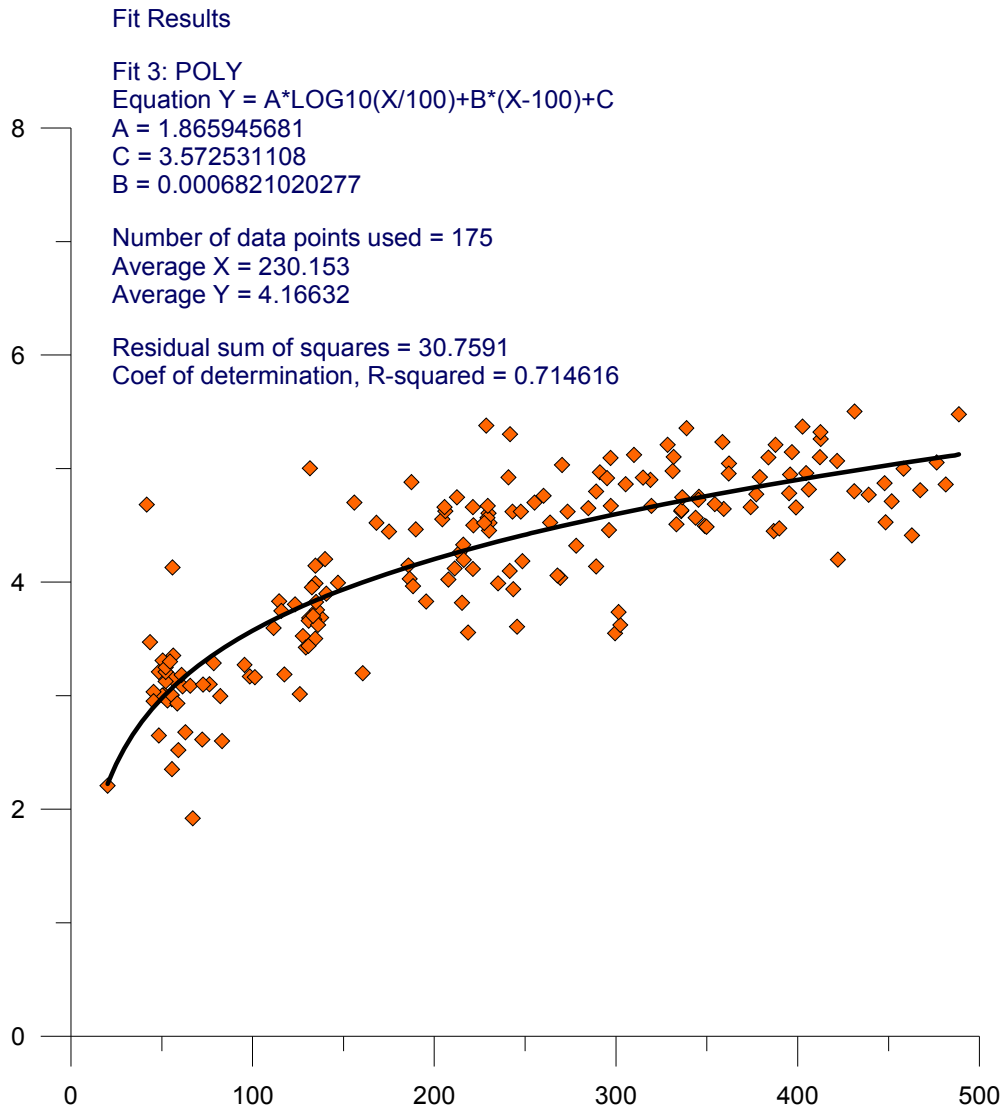
και στην συνέχεια υπολογίσαμε την υποκεντρική απόσταση R από την σχέση:

$$R=\sqrt{(dist^2+depth^2)} \quad (5.5)$$

Χαρτογραφήσαμε λοιπόν την υποκεντρική απόσταση R του σταθμού, σε σχέση με τη διαφορά MMf-LogA σχήμα (5.5) και χρησιμοποιήσαμε ειδικό λογισμικό για να υπολογίσουμε τις μεταβλητές a, b και c που θα μας έδιναν τον καλύτερο συσχετισμό των 2 αυτών παραμέτρων σε μια εξίσωση (5.6) της μορφής:

$$M_L - \log A = -A_0 = a * \log R + b * R + c \quad (5.6)$$

**MMF-logA / dist  
(MMf > 4.3)**



Σχήμα 5.5.-Συσχετισμός των μεγεθών διαφορά MMf-LogA με την απόσταση R

Εφαρμόζοντας λοιπόν την παραπάνω διαδικασία καταλήξαμε σε μια πολυπαραμετρική εξίσωση αντίστοιχης μορφής με αυτήν των Hutton & Boore ( 5.2 ) με τιμές συντελεστών:

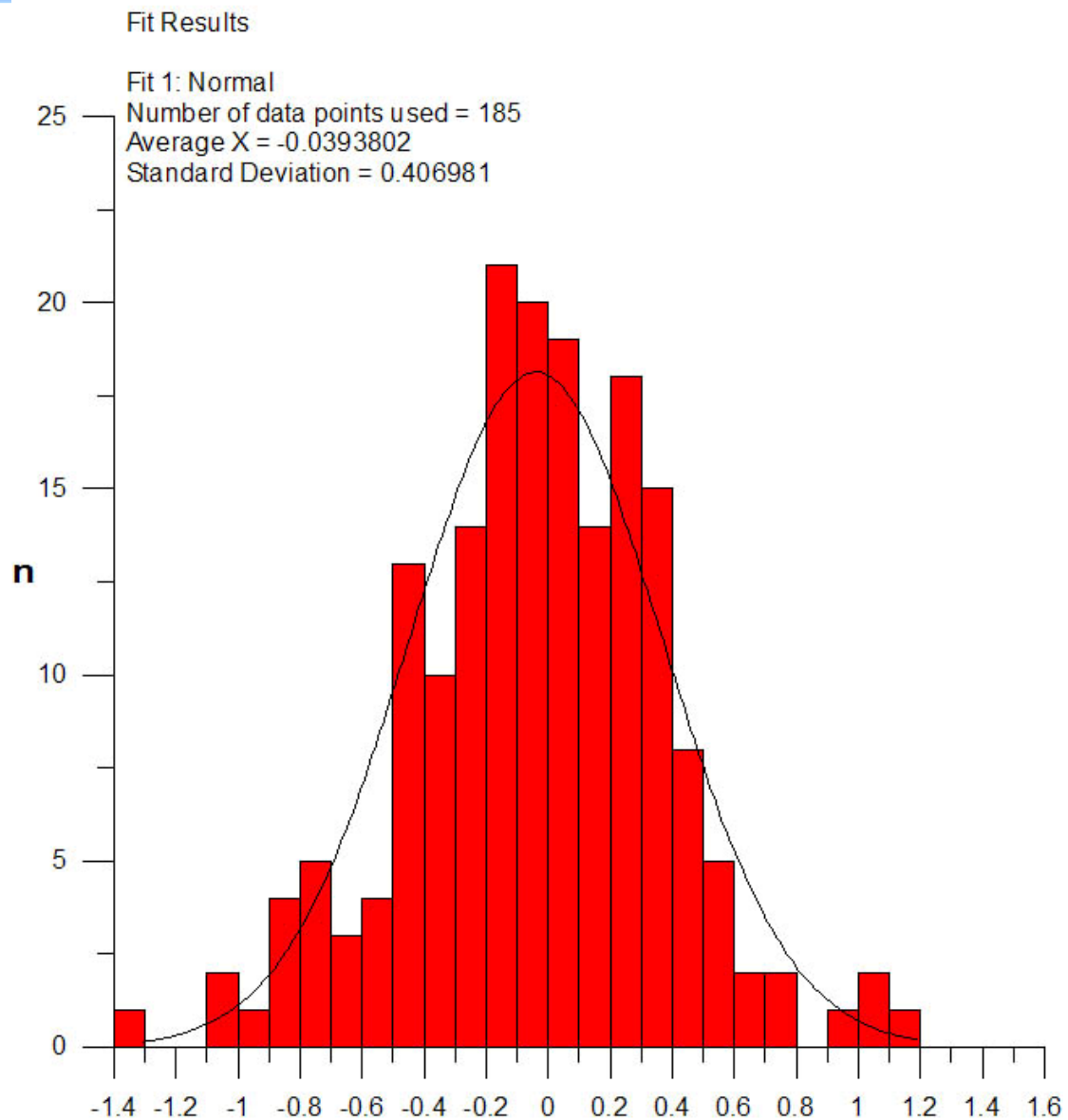
**A=1.8659**  
**B= 0.00068**  
**C=3.573**

Η σχέση (5.7) μας δίνει καλά αποτελέσματα για μεγέθη  $MMf > 4.3$  ενώ σε χαμηλότερα μεγέθη φαίνεται να έχουμε πολύ μεγάλη διασπορά.

$$M_L = \log A + 1.8659 \cdot \log(R/100) + 0.00068 \cdot (R - 100) + 3.573 \quad (5.7)$$

Στη συνέχεια επαναπροσδιορίσαμε τα μεγέθη των διαθέσιμων σεισμών χρησιμοποιώντας αποκλειστικά τη νέα αυτή σχέση και υπολογίσαμε την διαφορά των μεγεθών από το μέγεθος αναφοράς ( $MMf$ ). Η κατανομή της συχνότητας των διαφορών φαίνεται στο σχήμα (5.6). Από το γράφημα αυτό διαπιστώνεται ότι η μέση τιμή της διαφοράς είναι 0.039. Η τιμή αυτή θεωρείται σχεδόν μηδενική γεγονός που αποδεικνύει ότι το νέο μέγεθος που προκύπτει από τις ψηφιακές καταγραφές του σταθμού CSS με την εφαρμογή της σχέσης είναι πρακτικά ισοδύναμο με το  $MMf$ . Επειδή όμως το  $MMf$  θεωρείται ισοδύναμο με το μέγεθος σεισμικής ροπής συνάγεται πως και το μέγεθος που προκύπτει από τις ψηφιακές καταγραφές του CSS είναι και αυτό ισοδύναμο με το μέγεθος της σεισμικής ροπής. Δεν έγινε απ'ευθείας σύγκριση με το μέγεθος σεισμικής ροπής γιατί τα διαθέσιμα δεδομένα ήταν ελάχιστα και δεν επέτρεπαν την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων.

## MMf - ML CSS



## MMf - ML CSS

Σχήμα 5.6.- Διαφορά των μεγεθών από το μέγεθος αναφοράς (MMf).

## Κεφάλαιο 6

### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ

#### 6.1 Βιβλιογραφία

- Bisztricsany, E. (1958). A new method for the determination of the magnitude of earthquakes., *Geof. Kozl.*, 1, 69-96.
- Gutenberg, B. (1945a). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 3-12.
- Gutenberg, B. (1945b). Amplitude of P, PP, and S and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 57-69.
- Gutenberg, B. (1945c). Magnitude determination for deep focus earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 117-130
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Hutton, L.K. and Boore, D.M. (1987). The  $M_L$  scale in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 6, 2074-2094.
- Μουτράκης, Δ.Μ. (1988) Συνοπτική Γεωτεκτονική Εξέλιξη του Ελληνικού Χώρου, Τμήμα εκδόσεων 2006-2007, Α.Π.Θ, σελ 93.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A and Karakostas, B.G. (1997). Towards a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and surrounding area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 474-483
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. and Louvari, E.K. (1998). Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geof. Teorica Applicata*, 39, 199-218.
- Παπαζάχος, Β.Κ., Γ.Φ. Καρακαΐσης, Π.Μ. Χατζηδημητρίου (2005). Εισαγωγή στη Σεισμολογία, *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη*, σελ 517.



- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- Scordilis, E.M. (2006). Empirical global relations converting  $M_S$  and  $m_b$  to moment magnitude, *J. Seismology*, 10, 225-236.
- Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης (2002) Η Γεωλογία της Κύπρου, Αρ. Δελτ. 10, σελ 142.
- Τσαμπάς, Α. (2006). Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης, *Διατριβή ειδίκευσης, Τομέας Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη*, σελ. 135.
- Vanek, J.A., Zatopek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N.V., Riznichenko, Y.V., Savarensky, E.F., Soloviev, S.J. and Shebalin, N.V. (1962). Standardization of magnitude scales. *Bull. Acad.Sci.USSR, Geophys. Ser.*, 108-111(English translation).
- Χαραλάμπους, Χ. "Πρέπει να μάθουμε να ζούμε με τους σεισμούς". *Άρθρο Φιλελεύθερου*, 23/01/2005.

## 6.2 Ιστοσελίδες

- [http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%95%CE%B9%CE%BA%CF%8C%CE%BD%CE%B1:Cyprus\\_topo.png](http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%95%CE%B9%CE%BA%CF%8C%CE%BD%CE%B1:Cyprus_topo.png)
- [http://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/dmlHistEarthquakes\\_gr/dmlHistEarthquakes\\_gr?OpenDocument](http://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/dmlHistEarthquakes_gr/dmlHistEarthquakes_gr?OpenDocument)
- [http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%9A%CE%BB%CE%AF%CE%BC%CE%B1%CE%BA%CE%B1\\_%CE%9C%CE%B5%CF%81%CE%BA%CE%AC%CE%BB%CE%B9](http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%9A%CE%BB%CE%AF%CE%BC%CE%B1%CE%BA%CE%B1_%CE%9C%CE%B5%CF%81%CE%BA%CE%AC%CE%BB%CE%B9)
- [http://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/dmlIndex\\_gr/dmlIndex\\_gr?OpenDocument](http://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/dmlIndex_gr/dmlIndex_gr?OpenDocument)
- <http://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/All/ABD7F7D82712A014C22572AB002C92F1?OpenDocument>
- <http://www.geo.auth.gr/105/ch1.htm>
- <http://www.physics4u.gr/faq/measureearthquake.html>
- <http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/circular.html>
- <http://www.gfz-potsdam.de/geofon>
- [http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon//www\\_req/gfn\\_data.html](http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon//www_req/gfn_data.html)



➤ <http://www.iaspei.org/commissions/CSOI.html>

### 5.3 Μηχανές αναζήτησης

➤ <http://www.google.com>

➤ <http://www.yahoo.com>