



ΤΕΙ ΣΕΡΡΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΩΝ ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ
ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ
ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ



ΜΑΡΙΝΟΣ ΓΕΡΑΣΙΜΟΣ – Α.Μ. 4494
ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
ΚΛΕΪΔΗΣ ΚΩΝ/ΝΟΣ

Περιεχόμενα :

Εισαγωγή

Α ενότητα

1.ΣΕΙΣΜΟΙ ΓΕΝΙΚΑ

2.ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

4.ΕΙΔΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

5α.ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΚΑΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

5β.ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

6.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

7.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΝΕΡΟ ΤΗΣ ΞΗΡΑΣ

8.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ

9.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΙΣ ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ

10.ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟΥΣ ΑΝΘΡΩΠΟΥΣ ΚΑΙ ΤΑ ΖΩΑ

11.ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

12.ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

13.ΜΑΚΡΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ

14.ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΒΛΕΨΗ

15.ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ – ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

16.ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ - ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

Ιονοσφαιρα

- 1.ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑ – ΣΤΡΩΜΑΤΩΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΔΟΣΗ**
- 2.ΚΥΜΑΤΑ ΧΑΜΗΛΗΣ ΚΑΙ ΠΟΛΥ ΧΑΜΗΛΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ**
(Low Frequency και Very Low Frequency)
- 3.ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑΣ-ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ**
ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ- ΤΟ ΦΥΣΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ
- 4.ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ**

B ενότητα

- 1.Η ΕΝΝΟΙΑ ΤΗΣ ΣΤΙΓΜΙΑΙΑΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ Ο**
ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ HILBERT
- 2.ΕΜΠΕΙΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕ ΕΝΔΟΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΙΚΕΣ**
ΣΥΝΙΣΤΩΣΕΣ
(EMPIRICAL VALUE DECOMPOSITION, EMD)

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το φαινόμενο του σεισμού είναι από αρχαιοτάτων χρόνων άμεσα συνδεδεμένο με την ανθρώπινη ζωή και συνιστά ένα φαινόμενο που εκδηλώνεται κατά κανόνα χωρίς να έχουν προηγηθεί ανάλογες ενδείξεις. Ως εκ τούτου, επανειλημμένα ο άνθρωπος στο παρελθόν αποπειράθηκε να δώσει λύσεις στο πρόβλημα αυτό αναζητώντας μεθόδους και θεωρίες υποσχόμενες έγκαιρη πρόγνωση με απώτερο, πάντα σκοπό την λήψη κατάλληλων μέτρων.

Παρόλα αυτά έχουν διαπιστωθεί φαινόμενα τα οποία σχετίζονται με τα σεισμικά φαινόμενα και θα μπορούσε κανείς να μελετήσει ώστε να οδηγηθεί στην πρόγνωση και στην πρόληψη.

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία θα εξετάσουμε τα πρόδρομα φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα στο ανώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας -αυτό που καλούμε ιονόσφαιρα- και την πρόγνωση των σεισμών μέσω της παρατήρησης της συμπεριφοράς των κυμάτων χαμηλής και πολύ χαμηλής συχνότητας.

Η κεντρική ιδέα στην οποία βασίστηκε η ακόλουθη εργασία έγκειται στην παρατήρηση πως πριν από κάθε εκδήλωση σεισμικού φαινομένου εκλύονται στην ατμόσφαιρα ποσότητες ραδονίου και άλλων αερίων, αδρανών και μη. Τα αέρια αυτά μέσα από σειρά γεωχημικών διεργασιών, διαταράσσουν βασικές ιδιότητες της ιονόσφαιρας η οποία συνιστά το μέσο διάδοσης των χαμηλής και πολύ χαμηλής συχνότητας, κυμάτων.

Στην εργασία αυτή θα προσεγγίσουμε και θα παρουσιάσουμε την μέθοδο πρόγνωσης σεισμού μέσω των LF και VLF κυμάτων μόνο θεωρητικά. Θα αναλύσουμε τη θεωρία πάνω στην οποία βασίστηκαν οι έρευνες ετών που ως σκοπό είχαν την

παραδοχή αυτής της μεθόδου ως αξιόπιστης και στη συνέχεια θα παραθέσουμε μια μέθοδο επεξεργασίας δεδομένων της ιονόσφαιρας η οποία είναι γνωστή και ως Hilbert Huang από τον ομώνυμο δημιουργό της. Οι δύο αυτές ενότητες θα διαδεχτούν μία πρώτη που καθίσταται απαραίτητη λόγω του εισαγωγικού της χαρακτήρα, στην οποία θα παρατεθούν διαδοχικά έννοιες βασικές για την κατανόηση και αφομοίωση του εξειδικευμένου υλικού που θα ακολουθήσει.

A ENOTHTA

ΣΕΙΣΜΟΙ

1.ΣΕΙΣΜΟΙ ΓΕΝΙΚΑ

Σεισμοί είναι οι εδαφικές κινήσεις που παράγονται όταν διαταραχτεί η Μηχανική ενέργεια των πετρωμάτων από εσωγήινα φυσικά αίτια οπότε η δυναμική ενέργεια μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια. Είναι ένα φαινόμενο το οποίο εκδηλώνεται χωρίς σαφή προειδοποίηση ,δεν μπορεί να ανατραπεί και παρά την μικρή του διάρκεια μπορεί να προκαλέσει τεράστιες υλικές ζημιές με επακόλουθα σοβαρού τραυματισμούς και απώλειες ανθρώπινων ζωών. Η Ελλάδα κατέχει την πρώτη θέση στην Ευρώπη από πλευράς σεισμικότητας και την έκτη παγκοσμίως.

2.ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Το **μέγεθος** ενός σεισμού , εκφράζεται σε βαθμούς της κλίμακας **Richter** και είναι η φυσική ποσότητα που χρησιμοποιείται από τους σεισμολόγους για τη μέτρηση της σεισμικής ενέργειας που απελευθερώνεται στο σημείο που εκδηλώνεται ο σεισμός .Έτσι ως σεισμός 1^{ου} μεγέθους χαρακτηρίζεται ο σεισμός κατά τον οποίο εκλύεται τόση ενέργεια, όση και κατά την κίνηση του εδάφους που προκαλείται από τον άνεμο, τα κύματα της θάλασσας, τα μέσα συγκοινωνίας. Ως σεισμός 2^{ου} μεγέθους χαρακτηρίζεται η δόνηση κατά την οποία η ενέργεια που εκλύεται είναι δέκα φορές περισσότερη από την ενέργεια 1^{ου} μεγέθους κ.ο.κ. Οι μεγαλύτεροι σεισμοί που πραγματοποιήθηκαν στον κόσμο μέχρι σήμερα δεν ξεπερνούν το 8.9 της κλίμακας Richter (Κολομβία-Ιαπωνία).

Η **ένταση** του σεισμού μπορεί να εκτιμηθεί από τα αποτελέσματα που προκαλούνται στο έδαφος. Για τον χαρακτηρισμό των σεισμών ανάλογα με την έντασή τους προτάθηκαν διάφορες κλίμακες. Η κλίμακα Richter που αναφέρθηκε και παραπάνω ,

είναι αυτή που χρησιμοποιείται πιο πολύ και διακρίνει τους σεισμούς σε δώδεκα βαθμούς. Οι εμπειρικές κλίμακες που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της έντασης είναι: η τροποποιημένη 12βάθμια κλίμακα Mercalli (**MM**, 1931), η επίσης 12βάθμια **MSK** (1964) που προτάθηκε από τους Medvedev, Sponheuer, Karnik και η 8βάθμια **JMA** (Japanese Meteorological Agency) που χρησιμοποιείται από τους Ιάπωνες.

Το αναμενόμενο τελικό αποτέλεσμα μιας σεισμικής κίνησης σε μια περιοχή(θάνατοι, υλικές ζημιές) και η αναγκαιότητα σύγκρισής του με εκείνο σε μια άλλη περιοχή οδήγησε τους επιστήμονες στην υιοθέτηση μιας ποσότητας που ονομάζεται **σεισμικός κίνδυνος**. Ο σεισμικός αυτός κίνδυνος εξαρτάται από την σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής και από την τρωτότητα των τεχνικών κατασκευών που βρίσκονται στην περιοχή.

3.ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Οι σεισμοί σε σχέση με το βάθος, την κατακόρυφη δηλαδή απόσταση του υποκέντρου από το επίκεντρο, στο οποίο εντοπίζεται η εστία του, διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες:

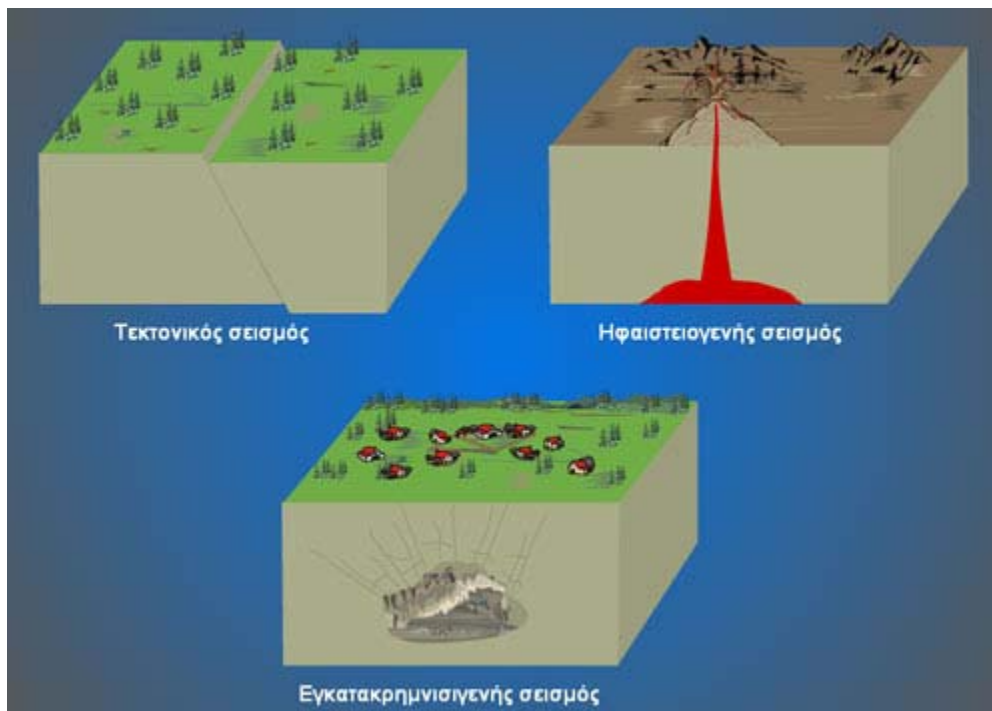
Επιφανειακοί ή αβαθείς: αν η εστία βρίσκεται σε βάθος μικρότερο από 60 χιλιόμετρα.

Πλουτώνειοι: αν η εστία τους βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο των 60 χιλιομέτρων. Οι πλουτώνειοι διακρίνονται στους **ενδιάμεσους** (βάθος 60-250 χιλιόμετρα) και στους **βαθείς** (250-720 χιλιόμετρα).

Οι στατιστικές αναφέρουν ότι το 95% των σεισμών πραγματοποιούνται σε βάθη μικρότερα από 60 χιλιόμετρα, ενώ το 5% έχουν τις εστίες τους πολύ βαθιά μέσα στη γη. Από την εκλυόμενη μέση ετήσια σεισμική ενέργεια της γης το 80% οφείλεται στους επιφανειακούς σεισμούς, ενώ το 20% στους πλουτώνειους.

4.ΕΙΔΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

Ανάλογα με τα αίτια που τους προκαλούν, οι σεισμοί χωρίζονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες:



Σχ. 3.1 Είδη σεισμών

Εγκατακρημνισιογενείς: Εκδηλώνονται όταν καταρρέουν οροφές σπηλαίων που έχουν δημιουργηθεί από την υπόγεια ροή του νερού και είναι σεισμοί με μικρή καταστρεπτική ενέργεια και μικρού μεγέθους. Διαρκούν τόσο χρονικό διάστημα όσο απαιτείται για την πτώση των πετρωμάτων. Επιπλέον είναι τοπικοί σεισμοί και καλύπτουν το 3% περίπου των σεισμών που πραγματοποιούνται πάνω στη γη.

Ηφαιστειογενείς: Εκδηλώνονται σε περιοχές που βρίσκονται κοντά σε ενεργά ηφαίστεια κυρίως πριν και μετά από ηφαιστειακές εκρήξεις. Η αιτία που τους προκαλεί πιστεύεται ότι είναι η απελευθέρωση των αερίων του μάγματος το οποίο τροφοδοτεί τα ηφαίστεια μέσα από τους πόρους ή τις ρωγμές που φτάνουν έως την επιφάνεια της γης. Οι ηφαιστειογενείς σεισμοί καλύπτουν το 7% περίπου του συνολικού αριθμού των σεισμών που πραγματοποιούνται στον πλανήτη μας.

Τεκτονικοί: Λέγονται έτσι επειδή έχουν σχέση με την τεκτονική κατασκευή της περιοχής. Προκαλούνται από δυνάμεις που ξεπερνούν τα όρια αντοχής των πετρωμάτων, με αποτέλεσμα την παραμόρφωση των στρωμάτων τους. Οι σεισμοί αυτοί έχουν συνήθως μεγάλο μέγεθος και η εστία τους μπορεί να βρίσκεται σε βάθος 700 χιλιομέτρων από την επιφάνεια της γης. Καλύπτουν περίπου το 90% των σεισμικών δονήσεων σε ολόκληρο τον κόσμο .

5α.ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΚΑΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

Διάρκεια ενός σεισμού είναι το χρονικό διάστημα κατά το οποίο ο σεισμός είναι αισθητός. Η διάρκεια των σεισμών είναι πολύ μικρή (λίγα δευτερόλεπτα, το πολύ ένα λεπτό) αλλά οι δονήσεις επαναλαμβάνονται με μεγάλη ταχύτητα έτσι ώστε να διατηρείται η εντύπωση μιας παρατεταμένης δόνησης και μόνο. Η διάρκεια του σεισμού εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού ,την απόσταση του παρατηρητή, το επίκεντρο κτλ.

Η διεύθυνση απ' όπου φαίνεται ότι έρχεται ο σεισμός είναι ανεξάρτητη από την θέση του επίκεντρου. Πολλές φορές συμπίπτει με τη διεύθυνση προς την οποία βρίσκεται το επίκεντρο, τις περισσότερες όμως όχι. Αυτό συμβαίνει γιατί τα πετρώματα, μέσα από τα οποία μεταδίδονται οι σεισμικές δονήσεις, παρουσιάζουν διαφορετική ελαστικότητα το ένα από το άλλο.

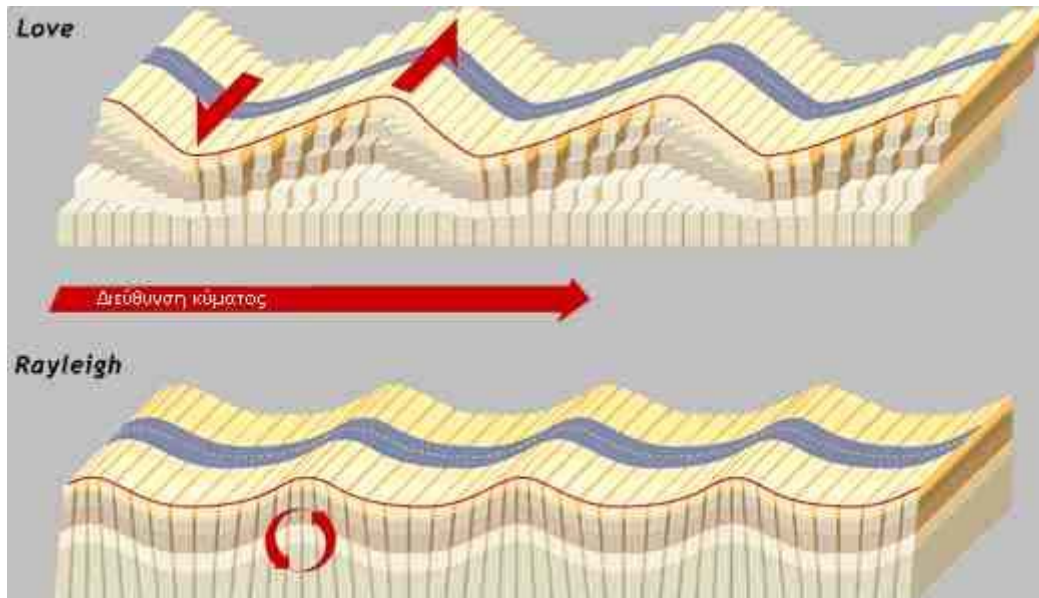
Έχουν παρατηρηθεί σεισμοί όλων των βαθμών έντασης που γίνονται αντιληπτοί από πολύ ευαίσθητους σεισμογράφους σε ειδικούς σταθμούς. Για να καθοριστούν και να εκτιμηθούν τα αποτελέσματα των σεισμών πρέπει να καθοριστούν τα διάφορα στοιχεία , που χρησιμεύουν σαν βάση εκτίμησης. Πρώτο στοιχείο είναι η **εστία** ή το **υπόκεντρο** του σεισμού. Το σημείο, δηλαδή, της λιθόσφαιρας που ξεκινά η διάρρηξη των πετρωμάτων. Δεύτερο στοιχείο είναι το **επίκεντρο** του σεισμού, δηλαδή, η περιοχή της επιφάνειας της γης που βρίσκεται κάθετα πάνω από την εστία.

Από την εστία διαδίδονται **σεισμικά κύματα**, μεγάλες δηλ. ποσότητες ενέργειας σε μορφή ταλαντώσεων που απελευθερώνονται από το βίαιο σπάσιμο των πετρωμάτων λόγω του σεισμού, προς όλες τις κατευθύνσεις και ασθενούν σταδιακά. Έτσι εξηγείται γιατί όσο πιο μακριά είναι μια περιοχή από την εστία του σεισμού τόσο λιγότερο επηρεάζεται.

Τα σεισμικά κύματα ανάλογα με τον τρόπο μεταφοράς τους μέσα στη γη τα χωρίζουμε σε τρεις μεγάλες κατηγορίες. Τα επιμήκη, τα εγκάρσια και τα επιφανειακά. Τα **επιμήκη** όπως και τα εγκάρσια κύματα χαρακτηρίζονται ως κύματα χώρου και διαδίδονται προς κάθε κατεύθυνση τόσο στα επιφανειακά στρώματα όσο και στον πυρήνα. Κατά την διάδοση των επιμήκων κυμάτων , τα υλικά σημεία των πετρωμάτων ταλαντώνονται κατά διεύθυνση παράλληλη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος, δημιουργώντας διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών είναι μεγαλύτερη από των εγκαρσίων, οπότε φτάνουν πρώτα σε ένα σημείο της επιφάνειας της γης και καταγράφονται πρώτα από τους σεισμογράφους. Γι' αυτό τον λόγο χαρακτηρίζονται και ως πρωτεύοντα κύματα (P-πρωτεύοντα).

Τα **εγκάρσια** χαρακτηρίζονται ως κύματα χώρου Κατά την διάδοση τους, τα υλικά σημεία των πετρωμάτων ταλαντώνονται κάθετα κατά την διεύθυνση διάδοσης του κύματος, προκαλώντας μεταβολή στο σχήμα του πετρώματος. Το πλάτος τους είναι μεγάλο, για το λόγο αυτό προκαλούν τις περισσότερες βλάβες στις κατασκευές.

Τα **επιφανειακά** κύματα κατά την διάδοσή τους ακολουθούν συγκεκριμένα στρώματα του επιφανειακού τμήματος της γης, δεν διαδίδονται ,δηλ. προς όλες τις κατευθύνσεις όπως τα κύματα χώρου. Υπάρχουν διάφορα είδη επιφανειακών κυμάτων όπως: Love,Rayleigh και Stonley.



Σχ. 3.2 Επιφανειακά κύματα

5β.ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Μακροσεισμικά αποτελέσματα λέγονται οι μεταβολές που προκαλούνται από τους σεισμούς στο έδαφος, στο επιφανειακό και υπόγειο νερό, στις τεχνικές κατασκευές κτλ καθώς και η επίδρασή τους στους ανθρώπους και στα ζώα.

Πρωταρχικά λέγονται ορισμένα από τα μακροσεισμικά αποτελέσματα τα οποία είναι άμεσες συνέπειες των αιτιών στα οποία οφείλονται η γένεση των σεισμικών κυμάτων, όπως είναι η σχετική κίνηση των πλευρών του σεισμικού ρήγματος.

Επακόλουθα λέγονται τα υπόλοιπα αποτελέσματα τα οποία προκαλούνται από σεισμικά κύματα κατά τη διέλευσή τους από τον τόπο παρατήρησης.

Μόνιμα χαρακτηρίζονται τα πρωταρχικά και μερικά από τα επακόλουθα αποτελέσματα που μπορούμε να τα παρατηρήσουμε και μετά από το σεισμό.

Παροδικά χαρακτηρίζονται ορισμένα επακόλουθα αποτελέσματα που παρατηρούνται μόνο κατά τη διάρκεια του σεισμού.

6.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

Εδαφικές διαρρήξεις: Οι μικρές εδαφικές διαρρήξεις λέγονται **εδαφικές ρωγμές** που οφείλονται συνήθως, σε ολισθήσεις ή σε μικρές κατακόρυφες κινήσεις μικρών τεμαχίων του εδάφους. Οι μεγάλες εδαφικές διαρρήξεις ονομάζονται **εδαφικά χάσματα** με μήκος δεκάδων ή και εκατοντάδων χιλιομέτρων και είναι **συνήθως τα επιφανειακά ίχνη των σεισμικών ρηγμάτων που παρατηρούνται σε περιπτώσεις ισχυρών σεισμών ($M > 6.5$)**

Εδαφικές κατολισθήσεις: Οι εδαφικές κατολισθήσεις παράγονται κατά την **γένεση των σεισμών και οφείλονται στην προκαλούμενη**, από τη σεισμική κίνηση, ελάττωση της τριβής που συγκρατεί σε επαφή τα διάφορα εδαφικά στρώματα.

Εδαφικές βαθύνσεις: Έχουν συνήθως σχήμα σκάφης ή χωνιού και σχηματίζονται πάνω από ρήγματα που δεν φαίνονται στην επιφάνεια ή πάνω από υπόγειες καταπτώσεις.

Ρευστοποίηση εδάφους: Η ρευστοποίηση του εδάφους παρατηρείται αρκετές φορές, κυρίως σε αμμώδη εδάφη, τα οποία είναι κορεσμένα με νερό, και οφείλονται στην αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων λόγω του σεισμού. Το γεγονός αυτό έχει ως συνέπεια τη μείωση της τριβής μεταξύ των κόκκων των υλικών, έτσι ώστε αυτά να συμπεριφέρονται ως ρευστά. Έτσι οι κατασκευές σε τέτοιες περιοχές υφίστανται σημαντικές βλάβες λόγω μερικής βύθισης, κλίσης κτλ.

Υψομετρικές μεταβολές: Οι υψομετρικές μεταβολές δημιουργούνται κατά τη γένεση μεγάλων σεισμών και οφείλονται σε έξαρση ή σε καθίζηση τεμαχίων σημαντικών

διαστάσεων. Στις παράκτιες περιοχές , οι εξάρσεις αυτές παρατηρούνται εύκολα λόγω της μόνιμης μετάθεσης των ακτών πάνω από την στάθμη της θάλασσας και της ύπαρξης μιας λευκής γραμμής που σχηματίζουν στην ακτή τα λείψανα οστράκων και φυκιών, τα οποία ζούσαν πριν από την έξαρση κάτω από τη θάλασσα.

7.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΝΕΡΟ ΤΗΣ ΞΗΡΑΣ

Οι μεγάλοι σεισμοί προκαλούν στα νερά της ξηράς έμμεσες και άμεσες μεταβολές. **Άμεσες μεταβολές** είναι οι διάφορες ταλαντώσεις του επιφανειακού νερού λόγω της διέλευσης από αυτό σεισμικών κυμάτων, ενώ οι **έμμεσες μεταβολές** οφείλονται σε διαταράξεις του επιφανειακού ή εδαφικού νερού λόγω παραμορφώσεων ή μεταθέσεων των γήινων πετρωμάτων που βρίσκονται κοντά στο νερό.

Μια από τις σημαντικότερες άμεσες μεταβολές είναι η γένεση κυμάτων Seiches, δηλαδή η διάδοση στην επιφάνεια του νερού, που βρίσκεται σε κλειστούς ή σε σχεδόν κλειστούς χώρους(λίμνες, λιμάνια, κανάλια, χαντάκια, ποτάμια), στάσιμων κυμάτων μεγάλης περιόδου τα οποία βάζουν το νερό σε ελεύθερη ταλάντωση.

Το σημαντικότερο έμμεσο αποτέλεσμα των σεισμών στο εδαφικό νερό είναι η μεταβολή της παροχής πηγών. Σε πολλές περιπτώσεις επέρχεται πλήρης στείρευση πηγών και σε άλλες δημιουργία νέων πηγών.

8.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ

Θαλάσσιοι σεισμοί. Αυτοί είναι δονήσεις μικρής περιόδου που οφείλονται στη διάδοση επιμήκων κυμάτων μέσα στο θαλάσσιο νερό. Τα κύματα αυτά οφείλονται κυρίως σε υποθαλάσσιους σεισμούς. Οι θαλάσσιοι σεισμοί γίνονται αισθητοί σε πλοία και σε βάρκες ως ωθήσεις προερχόμενες από κάτω. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα επιμήκη κύματα, που προσπίπτουν από κάτω στον πυθμένα της θάλασσας, διαθλώνται και υφίστανται ισχυρή απόκλιση προς την κατακόρυφο λόγω

του ότι η ταχύτητα αυτών είναι πολύ μικρότερη στο νερό απ' ότι στο πέτρωμα κάτω από τη θάλασσα.

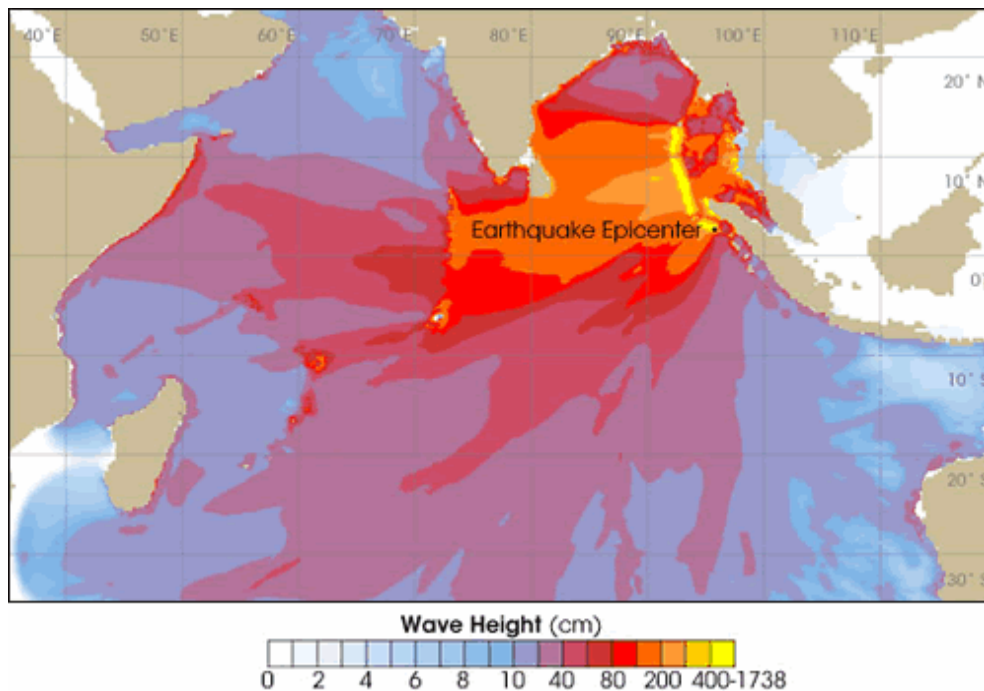
Θαλάσσια κύματα βαρύτητας (*tsunami*): Αυτά έχουν σχετικώς μεγάλο μήκος κύματος(μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα) και διαδίδονται στην επιφάνεια της θάλασσας. Κατά τη διάδοσή τους μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες νερού από το χώρο γένεσης σε άλλους χώρους.

Τα τσουνάμι συμπεριφέρονται διαφορετικά από τα ελαστικά κύματα γιατί η δύναμη επαναφοράς των τσουνάμι είναι η βαρύτητα ενώ τα ελαστικά κύματα οφείλονται στην αλληλεπίδραση μεταξύ γειτονικών υλικών σημείων. Έτσι το 95% της ενέργειας των τσουνάμι οφείλεται στη βαρύτητα και μόνο το 5% της ενέργειας αυτής οφείλεται στη μικρή συμπίεση του νερού καθώς και στη συμπίεση και διατμητική παραμόρφωση των πετρωμάτων του θαλάσσιου πυθμένα.

Το πλάτος ενός τσουνάμι ελαττώνεται με την απόσταση, r , από την πηγή του περίπου αντιστρόφως ανάλογα της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης αυτής. Στην ανοιχτή θάλασσα τα κύματα αυτά δεν είναι επικίνδυνα. Όταν όμως προσβάλλουν τις ακτές προκαλούν μεγάλες ζημιές σε λιμάνια και παράκτιους χώρους. Τα μεγαλύτερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας προκαλούν σημαντικές καταστροφές σε πολύ μεγάλες αποστάσεις. Η ταχύτητα των τσουνάμι καθορίζεται από το πεδίο βαρύτητας και δίνεται από τη σχέση $u=(gh)^{1/2}$ όπου h είναι το πάχος του νερού. Η ενέργεια, E_t , ενός τσουνάμι εξαρτάται από το μέγεθος M του σεισμού που το προκάλεσε και είναι, κατά μέσο όρο, το 1/10 της ενέργειας του σεισμού αυτού. Η μέση περίοδος, T_m (sec), του θαλάσσιου κύματος εξαρτάται επίσης από το μέγεθος του σεισμού που το προκάλεσε.

Αίτια γένεσης των κυμάτων τσουνάμι μπορεί να είναι: α) Εγκατακρημνίσεις τεμαχών του θαλάσσιου πυθμένα οι οποίες παράγονται από υποθαλάσσιους σεισμούς. β) Κατολισθήσεις μεγάλων μαζών χαλαρών υλικών στις μεγάλες ωκεάνιες τάφρους. γ) Εκσφενδόνιση νερού λόγω υποθαλάσσιων εκρήξεων.

Σε αβαθή νερά, οι ταχύτητες των κυμάτων αυτών γίνονται πολύ μικρότερες και γι' αυτό τα πλάτη αυξάνονται για να διατηρηθεί η κινητική ενέργεια σταθερή. Για το λόγο αυτό στο ανοιχτό πέλαγος τα πλάτη των κυμάτων αυτών φτάνουν να είναι μικρότερα από 1m, ενώ αναφέρθηκαν περιπτώσεις κατά τις οποίες τέτοια κύματα στις ακτές απόκτησαν ύψη αρκετών δεκάδων μέτρων.



Σχ. 3.3 Ύψος κυμάτων ασιατικού τσουνάμι (2004)

9.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΙΣ ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ

Οι σεισμικές βλάβες διακρίνονται σε:

Άμεσες βλάβες, οι οποίες οφείλονται στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων από το έδαφος στα θεμέλια, τους τοίχους και τη στέγη κτιρίων.

Έμμεσες βλάβες, οι οποίες προκαλούνται από πυρκαγιές που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια μεγάλων σεισμών. Αυτές οφείλονται σε εστίες που υπάρχουν πριν από τους σεισμούς, σε γένεση ηλεκτρικών βραχυκυκλωμάτων κτλ.

10.ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟΥΣ ΑΝΘΡΩΠΟΥΣ ΚΑΙ ΤΑ ΖΩΑ

Η επίδραση των σεισμών στα κτίρια και στο έδαφος έχει, προφανώς, έμμεσες συνέπειες και στους ανθρώπους. Επιπρόσθετα οι σεισμοί προκαλούν διάφορες άμεσες αντιδράσεις στους ανθρώπους, Οι άνθρωποι αρχίζουν να αισθάνονται τους σεισμούς όταν η σεισμική επιτάχυνση έχει τιμή μεγαλύτερη από $1\text{gal}(\sim 1\text{cm}/\text{sec}^2)$.

Συχνά παράγονται από τους σεισμούς σεισμικές βοές που βρίσκονται στο κατώτερο όριο της ακουστότητας των ανθρώπων. Αυτές μοιάζουν με κεραυνούς, με εκπυρσοκροτήσεις πυροβόλων όπλων, με θορύβους που παράγονται από τα μέσα συγκοινωνίας.

Συχνά μετά από μεγάλους σεισμούς, στις κατοικημένες περιοχές παρατηρούνται φωτεινά φαινόμενα τα οποία οφείλονται σε ηλεκτρικά βραχυκυκλώματα, σε ανταύγεια πυρκαγιών, σε νέφη σκόνης που συνήθως δεν έχουν άμεση σχέση με τους σεισμούς. Υπάρχει πιθανότητα ορισμένα φωτεινά φαινόμενα να οφείλονται στη δημιουργία ηλεκτρικού πεδίου που σχετίζεται με το σεισμό ή να παράγονται λάμπεις λόγω τριβής μεταξύ των πετρωμάτων κατά τη σχετική κίνηση των πλευρών των ρηγμάτων.

Οι σεισμοί προκαλούν φόβο στα κατοικίδια ζώα. Αυτά βγάζουν φωνές κατά τη γένεση σεισμών. Ορισμένα μάλιστα ζώα, όπως τα σκυλιά και τα άλογα, παρουσιάζουν ασυνήθιστες αντιδράσεις ορισμένα λεπτά οι λίγες ώρες πριν από το σεισμό. Είναι πιθανό ότι ορισμένα πρόδρομα φαινόμενα των σεισμών επηρεάζουν αυτά τα ζώα. Είναι δυνατό ορισμένες πολύ μικρές δονήσεις που προηγούνται του κύριου σεισμού να μη γίνονται αντιληπτές από τον άνθρωπο, αλλά να γίνονται αισθητές από τα ζώα, επειδή αυτά έχουν πολύ ευαίσθητα αισθητήρια όργανα.

11.ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Τα όργανα καταγραφής των σεισμικών δονήσεων είναι τα **σεισμοσκόπια**, οι **σεισμογράφοι**, και τα **σεισμόμετρα**. Την καταγραφή την ονομάζουμε σεισμόγραμμα ή σεισμογράφημα.

12.ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Λόγω της καταστροφικής φύσης του σεισμού ο άνθρωπος έχει προσπαθήσει από την αρχαιότητα ακόμα να προβλέψει την εκδήλωση ενός σεισμού ώστε να πάρει τα κατάλληλα μέτρα για να προστατευθεί. Παρά το ποσό έρευνας που αναλαμβάνεται κατά τη διάρκεια του τελευταίου αιώνα, η πρόβλεψη των σεισμών παραμένει ακόμα τόσο μια τέχνη όσο και μια επιστήμη. Μερικές μέθοδοι είναι βασισμένες σε πολλές καλά τεκμηριωμένες μετρήσεις με έναν υψηλό βαθμό δυνατότητας αναπαραγωγής. Άλλες βασίζονται στις μετρήσεις από ένα μόνο όργανο για ένα συγκεκριμένο σεισμό. Εντούτοις, με τις αβεβαιότητες που συνδέονται με την πρόβλεψη σεισμού, καμία εύλογη τεχνική δεν έχει απορριφθεί, αλλά παρουσιάζεται αντί αυτού μαζί με κάποια ιδέα της ποιότητας στην οποία η εργασία είναι βασισμένη.

Με τον όρο **πρόγνωση** συγκεκριμένου σεισμού εννοούμε : Τη γνώση του χώρου γένεσης, του χρόνου γένεσης και του μεγέθους του. Με άλλα λόγια **πρόγνωση σεισμού** είναι η πρόβλεψη, με σιγουριά, ότι συγκεκριμένου μεγέθους **σεισμός** πρόκειται να συμβεί σε συγκεκριμένο τόπο και σε συγκεκριμένο χρονικό πλαίσιο . Γενικά ο όρος "πρόγνωση σεισμών" σημαίνει ότι ο χώρος, ο χρόνος αλλά και το μέγεθος θα υπολογισθούν με κάποια μέθοδο σε κάποιο χρονικό διάστημα πριν από την εκδήλωσή του.

Η **πρόγνωση** διακρίνεται σε:

- μακροπρόθεση όταν ο χρόνος γένεσης του σεισμού ορίζεται σε δεκάδες έτη,
- μεσοπρόθεση όταν ο χρόνος γένεσης του σεισμού ορίζεται σε λίγα χρόνια και σε
- βραχείας διάρκειας όταν ο χρόνος γένεσης ορίζεται μέσα στις επόμενες ημέρες, εβδομάδες ή μήνες

Υπάρχει όμως δυσκολία στην πρόγνωση σεισμών. Η δυσκολία πρόγνωσης συγκεκριμένου σεισμού οφείλεται στο γεγονός ότι ο φλοιός της Γης όπου γεννιούνται

οι σεισμοί είναι ένα μη γραμμικό σύστημα, δηλαδή ένα σύστημα το οποίο έχει χαοτική συμπεριφορά. Αυτό σημαίνει ότι οι βασικές παράμετροι ενός μελλοντικού σεισμού (χρόνος, χώρος, μέγεθος) και ιδιαίτερα ο χρόνος γένεσής του είναι εξαιρετικά ευαίσθητες σε μεταβολές της φυσικής εξέλιξης του φλοιού της Γης. Αυτό δε σημαίνει, όμως, ότι δεν υπάρχει καμιά δυνατότητα πρόγνωσης των σεισμών αφού τα χαοτικά συστήματα, συνεπώς και ο φλοιός της Γης, είναι πολύπλοκα αλλά προβλέψιμα σε κάποιο βαθμό (σε κάποια κλίμακα χρόνου, κλπ).

Για να θεωρηθεί μια πρόγνωση επιτυχής πρέπει ο σεισμός να γίνει μέσα στα τρία παράθυρα (χρόνου, χώρου, μεγέθους) που έχουν προκαθοριστεί. Επιστημονικά έγκυρη πρόγνωση είναι μια επιτυχής πρόγνωση που είναι αποτέλεσμα εφαρμογής συγκεκριμένης επιστημονικής μεθοδολογίας η οποία περιλαμβάνει την επιστημονική μέθοδο και τα δεδομένα παρατήρησης. Όταν ο χρόνος γένεσης του αναμενόμενου σεισμού υπολογίζεται με ακρίβεια :

Λίγων δεκαετιών (π.χ. 30 ετών), η πρόγνωση θεωρείται **μακροπρόθεσμη** (*long term*).

Αρκετών μηνών ή λίγων ετών (π.χ. 3 ετών), η πρόγνωση θεωρείται **μεσοπρόθεσμη** (*intermediate term*).

Λίγων ημερών ή εβδομάδων(π.χ. 10 ημερών), η πρόγνωση θεωρείται **βραχυπρόθεσμη** (*short term*) .

13.ΜΑΚΡΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ

Οι κύριες επιστημονικές προσπάθειες μακροπρόθεσμης πρόγνωσης των σεισμών βασίζονται ουσιαστικά στην αρχή, ότι σε κάθε μεγάλο σεισμικό, ενεργό ρήγμα γίνονται κατ' επανάληψη ισχυροί σεισμοί, σύμφωνα τόσο με την θεωρία του Reid όσο και σε άλλες σχετικές θεωρίες και έννοιες(σεισμικός κύκλος, χαρακτηριστικός σεισμός).

Οι περισσότερες προσπάθειες βασίζονται επιπλέον στην αρχή, ότι η γένεση του επόμενου κύριου σεισμού σε ένα ενεργό ρήγμα καθορίζεται σε ορισμένο βαθμό (π.χ, ο χρόνος γένεσής του) και από την πρόσφατη δράση γειτονικών ρηγμάτων.

Παρουσιάζονται αρχικά δύο μοντέλα που βασίζονται στην υπόθεση ότι ο επόμενος κύριος σεισμός σε ένα ρήγμα εξαρτάται μόνο από τις τεκτονικές τάσεις που ενεργούν στο ρήγμα και από τον προηγούμενο κύριο σεισμό που έγινε στο ρήγμα. Το ένα από αυτά ονομάζεται 'Μοντέλο πρόγνωσης χρόνου' (*time predictable model*) και το άλλο 'Μοντέλο πρόγνωσης ολίσθησης' (*slip predictable model*).

Οι σημαντικότερες από τις επιστημονικές μεθόδους που χρησιμοποιούνται στη μακροπρόθεσμη πρόγνωση είναι η μέθοδος των σεισμικών κενών (*seismic gaps*) και της μεταβολής της στατικής τάσης.

Αν εξετάσουμε προσεκτικά τις σεισμικές ζώνες, σε έναν χάρτη επίκεντρων σεισμών, οι οποίοι έγιναν σε ορισμένο, θα παρατηρήσουμε ότι σε ορισμένες περιοχές οι ζώνες αυτές παρουσιάζουν ασυνέχειες. Παλιότερα πίστευαν ότι σε αυτές τις σεισμικές ασυνέχειες δεν γίνονταν σεισμοί. Δείχθηκε όμως ότι σε τέτοιες ασυνέχειες έγιναν σεισμοί στο παρελθόν. Προκύπτει λοιπόν, ότι η πιθανότητα εμφάνισης ενός σεισμού σε αυτές τις ασυνέχειες είναι αυξημένη. Αυτές οι ασυνέχειες είναι τα **προσωρινά σεισμικά κενά**. Για να θεωρηθεί μια περιοχή σεισμικής ζώνης ως προσωρινό σεισμικό κενό εφαρμόζονται ορισμένα κριτήρια. Τα σημαντικότερα από αυτά είναι ότι στην περιοχή αυτή δεν έγινε σεισμός κατά τα τελευταία τριάντα χρόνια τουλάχιστον και ότι οι διαρρήξεις στη σεισμική ζώνη όπου βρίσκεται η περιοχή είναι ανάστροφες ή οριζόντιες. Όταν λοιπόν, γίνει αναγνώριση ενός προσωρινού σεισμικού κενού ο κατά προσέγγιση καθορισμός του χρόνου γένεσης επιδιώκεται με τις παρακάτω μεθόδους. Μια από τις μεθόδους βασίζεται στο γεγονός ότι σε ορισμένες ζώνες παρατηρήθηκε **μετανάστευση επίκεντρων**, δηλαδή, συστηματική μετάθεση του σημείου διάρρηξης πάνω στη σεισμική ζώνη κατά ορισμένη κατεύθυνση. Αν λοιπόν, παρατηρηθεί τέτοια μετάθεση πάνω στη σεισμική ζώνη με κατεύθυνση προς το σεισμικό κενό, μπορεί να βγει το συμπέρασμα ότι ο σεισμός θα γίνει σύντομα στο κενό, χωρίς να είναι ακριβής ο καθορισμός του χρόνου γένεσης. Μια άλλη μέθοδος βασίζεται στον καθορισμό της **περιόδου επανάληψης** των ισχυρών σεισμών στο προσωρινό σεισμικό κενό που παρουσιάστηκε παραπάνω. Αφορά τον ορισμό μέτρων σεισμικότητας που

καθορίζουν την χρονική μεταβολή της σεισμικότητας των κύριων σεισμών με διάφορες μεθόδους

Μια τρίτη μέθοδος καθορισμού του χρόνου γένεσης ενός μεγάλου σεισμού σε σεισμικό κενό ,βασίζεται στις γνώσεις που αφορούν την **ταχύτητα** της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και την **αντοχή** των πετρωμάτων. γνωρίζοντας την ταχύτητα σύγκλισης δύο λιθοσφαιρικών πλακών μπορούμε να υπολογίσουμε το ρυθμό μεταβολής της ανηγμένης παραμόρφωσης των πετρωμάτων. Και επειδή γνωρίζουμε και την κρίσιμη τιμή την οποία όταν αποκτήσει η παραμόρφωση ,το πέτρωμα σπάει, δηλ. γίνεται σεισμός, μπορούμε να καθορίσουμε το χρόνο μεταξύ δύο μεγάλων σεισμών.

Από έρευνες προκύπτει ότι η γένεση ενός ισχυρού σεισμού έχει ως αποτέλεσμα την μεταβολή της διαμητρικής και της κάθετης τάσης στα γειτονικά ρήγματα. Η μεταβολή αυτή εκτιμάται από τη μεταβολή της συνάρτησης Coulomb (ΔCFF) η οποία έχει ορισμένη κατανομή στο χώρο γύρω από την εστία ενός σεισμού που εξαρτάται από την ολίσθηση στην εστία του σεισμού και από τις διαστάσεις και τον προσανατολισμό του ρήγματός του και υπολογίζεται από τις σχετικές παραμέτρους της εστίας σεισμού .Η ποσότητα ΔCFF δίνεται σε συνάρτηση με την μεταβολή της διαμητρικής τάσης, $\Delta \tau$, και της κάθετης τάσης $\Delta \sigma$ από την σχέση **$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu \Delta \sigma$** όπου μ είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής .Η τιμή της μεταβολής Coulomb χρησιμοποιείται για να εκτιμήσουμε εάν η γένεση ενός σεισμού επισπεύδει ή επιβραδύνει τη γένεση ενός άλλου σεισμού. Αν λοιπόν, $\Delta CFF > 0$ ο πρώτος σεισμός επισπεύδει το χρόνο γένεσης του επόμενου, ενώ αν $\Delta CFF < 0$ την επιβραδύνει.

14.ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΒΛΕΨΗ

Η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση στηρίζεται στις προγνωστικές ιδιότητες ορισμένων τύπων σεισμικότητας, που προκύπτουν από πλήθος αξιόπιστων σεισμολογικών παρατηρήσεων και από την φυσική ερμηνεία αυτών των τύπων σεισμικότητας με βάση τη θεωρία του χάους .Δύο από του σημαντικότερους τύπους σεισμικότητας είναι η επιταχυνόμενη σεισμικότητα και η επιβραδυνόμενη σεισμικότητα. Σε αυτούς τους

δύο τύπους βασίζεται η μέθοδος της μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης που ονομάζεται Επιβραδυνόμενη εντός-Επιταχυνόμενη εκτός παραμόρφωσης.

Από έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί έχει διαπιστωθεί ότι τόσο η συχνότητα των σεισμών ενδιάμεσου μεγέθους όσο και το μέγεθος των σεισμών αυτών σε μια ευρεία περιοχή (κρίσιμη). Γύρω από την εστία ενός επερχόμενου μεγάλου σεισμού αυξάνει όσο πλησιάζει ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού.

Επίσης διαπιστώθηκε ότι στην περιοχή του ρήγματος του αναμενόμενου κύριου σεισμού(σεισμογόνος περιοχή) η συχνότητα γένεσης των προτεροσεισμών και συνεπώς η σεισμική παραμόρφωση επιβραδύνονται όσο πλησιάζει η γένεση του κύριου σεισμού.

Η μέθοδος της Επιβραδυνόμενης εντός-Επιταχυνόμενης εκτός παραμόρφωσης είναι η περισσότερο υποσχόμενη μέθοδος μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης σεισμών για τους ακόλουθους λόγους:

Έχει δείξει ότι οι δύο τύποι σεισμικότητας , δηλαδή, επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση στον ευρύτερο(κρίσιμο) χώρο και η επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση στο στενότερο (σεισμογόνο) χώρο, προηγούνται ενός πολύ μεγάλου ποσοστού, αν όχι όλων, των ισχυρών κύριων σεισμών.

Τόσο οι τρεις παράμετροι του επερχόμενου κύριου σεισμού (επίκεντρο, χρόνος γένεσης, μέγεθος) όσο και τα σφάλματά τους υπολογίζονται αριθμητικά και για το λόγο αυτό είναι δυνατός ο έλεγχος της εγκυρότητας της μεθόδου.

Απαιτεί δε δεδομένα σχετικώς ισχυρών σεισμών ($M > 4.0$) που είναι διαθέσιμα και οι παράμετροί τους έχουν καθοριστεί με ικανοποιητική ακρίβεια.

Προκύπτει συνεπώς ότι σε μία περιοχή που παρακολουθείται συστηματικά, είναι πολύ λίγο πιθανό να γίνει ισχυρός κύριος σεισμός χωρίς να γίνει προηγουμένως αναγνώριση αυτών των δύο τύπων σεισμικότητας. Όμως μέχρι τώρα σχετικές παρατηρήσεις έδειξαν ότι υπάρχει σημαντική πιθανότητα να παρατηρηθούν σε μια περιοχή αυτοί οι δύο τύποι σεισμικότητας χωρίς να ακολουθήσει κύριος σεισμός(*false alarm*).

15.ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ – ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

Οι μέχρι τώρα προσπάθειες βραχείας διάρκειας πρόγνωσης των σεισμών βασίζονται στην αντίληψη ότι κατά την διαδικασία γένεσης ενός σεισμού, του σταδίου διάρρηξης των πετρωμάτων, προηγείται προκατασκευαστικό στάδιο στον εστιακό(σεισμογόνο) χώρο του σεισμού. Συνέπεια των φυσικών διαδικασιών κατά το προκατασκευαστικό στάδιο είναι η εμφάνιση των **πρόδρομων φαινομένων**, τα οποία όχι μόνο προηγούνται του σεισμού αλλά έχουν και αιτιακή σχέση με αυτόν.

Η κύρια επιστημονική προσπάθεια ασφαλούς και ακριβούς βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης των σεισμών βασίζεται στη συνεχή και όσο το δυνατόν ακριβέστερη μέτρηση διάφορων φυσικών παραμέτρων, ώστε να καθοριστούν οι κανονικές τιμές των παραμέτρων αυτών και οι μεταβολές εκείνες που είναι αποτέλεσμα διαδικασιών που συμβαίνουν στους εστιακούς χώρους μεγάλων σεισμών πριν την γένεσή τους.

Παραδείγματα πρόδρομων φαινομένων είναι οι παραμορφώσεις του φλοιού της γης, οι μεταβολές της σεισμικής δράσης, οι μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων, οι εκπομπές νετρονίων, οι μεταβολές των παραμέτρων της ιονόσφαιρας και οι μεταβολές των VLF-VHF ηλεκτρομαγνητικών εκπομπών.Οι **παραμορφώσεις του φλοιού** της γης που έχουν παρατηρηθεί πριν από σεισμούς είναι α) Επιμηκύνσεις (επιβραχύνσεις) του εδάφους της τάξης του 10^{-6} που μετρούνται συνεχώς με επιμηκυνσιόμετρα ή ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα με γεωδαιτικές μεθόδους. β)κατακόρυφες μεταβολές του εδάφους (ανυψώσεις ,καθιζήσεις) της τάξης μερικών εκατοστών που έχουν προσδιοριστεί στη ξηρά με την ανάγνωση κατακόρυφου κανόνα με τηλεσκόπιο και στις ακτές με μέτρηση μεταβολών της μέσης στάθμης της θάλασσας. γ)Μεταβολές της κλίσης του εδάφους της τάξης 10^{-5} - 10^{-6} rad/yr που μετρούνται σε κλισιόμετρα.

Οι κύριες μεταβολές της σεισμικής δράσης η οποία έχει ενδιαφέρον για τη βραχυπρόθεσμη πρόγνωση των ισχυρών σεισμών είναι η γένεση των προσεισμών. Όμως ο αριθμός και τα μεγέθη των προσεισμών είναι μικρά, γι'αυτό είναι δύσκολη η

διάκριση των προσεισμών από την συνηθισμένη σεισμική δράση και η αναγνώρισή τους. **Οι μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων** που έχουν παρατηρηθεί πριν από ένα σεισμό είναι: α)Ελάττωση του λόγου α/β , της ταχύτητας των επιμηκών κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μέχρι 15% της κανονικής τιμής. β)Μεταβολή στο μηχανισμό γένεσης μικρών σεισμών (αλλαγή της διεύθυνσης της συνιστώσας θλίψης). γ)Μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των πετρωμάτων του εστιακού χώρου. δ)Μεταβολή της περιεκτικότητας του ραδονίου στο μεταλλικό νερό και της έκλυσής του από το έδαφος κυρίως σε ρήγματα ε)Μεταβολές της έντασης των διαφόρων γεωφυσικών πεδίων(μαγνητικού, ηλεκτρικού, βαρύτητας). στ)πρόδρομα ηλεκτρικά και ηλεκτρομαγνητικά σήματα που διαδίδονται στη γη. Πριν από έναν μεγάλο σεισμό παρατηρούνται ασυνήθιστες μεταβολές. Έχουμε αύξηση της ισχύς των σημάτων με το χρόνο πριν από τον σεισμό. Μετά την πτώση της σεισμικής δραστηριότητας ,τα πεδία επιστρέφουν στο κανονικό.

Μακροσκοπικά πρόδρομα φαινόμενα είναι: α)μεταβολές στο θαλάσσιο νερό που παρατηρούνται από μερικές ώρες μέχρι μερικές μέρες πριν από τους σεισμούς και οφείλονται σε προσεισμική παραμόρφωση του υποθαλάσσιου σεισμογόνου χώρου.

β) Πρόδρομες μεταβολές στο υπόγειο νερό(μεταβολή της στάθμης, της θερμοκρασίας). γ) Πρόδρομα ακουστικά φαινόμενα(υποχθόνιος θόρυβος) που οφείλονται σε μικρούς σεισμούς (οι οποίοι δεν γίνονται αισθητοί ως εδαφικές ταλαντώσεις) και γίνονται αισθητά μερικές μέρες πριν από τον σεισμό. Πολλές φορές ακούγονται τέτοιοι θόρυβοι χωρίς να ακολουθεί σεισμός. δ) Πρόδρομα οπτικά φαινόμενα που οφείλονται ,πιθανώς, σε μεταβολή του ηλεκτρικού πεδίου της γης πριν από έναν ισχυρό σεισμό. ε) Ασυνήθιστη συμπεριφορά ζώων , που παρατηρείται 12 ώρες πριν τον σεισμό κατά μέσο όρο και πιθανώς οφείλονται σε μικρούς σεισμούς, σε ερεθισμό των ζώων από τοξικά αέρια που απελευθερώνονται στο σεισμογόνο χώρο κατά τη διάρκεια της φυσικής διαδικασίας προετοιμασίας γένεσης των σεισμών κτλ.

Οι σεισμοί μπορούν επίσης να προβλεφθούν από τις **εκπομπές των νετρονίων** από τη γήινη επιφάνεια και θα μπορούσαν ακόμα να συνδεθούν με τον σεληνιακό κύκλο,

σύμφωνα με Ρώσους φυσικούς. Ο *Nikolaj Volodichev* και *Mikhail Panasjuk* του ερευνητικού ιδρύματος πυρηνικής φυσικής *Skobeltsyn* στη Μόσχα παρατήρησαν ότι η ροή των νετρονίων από τη γήινη κρούστα αυξήθηκε αισθητά κατά τη διάρκεια της νέας Σελήνης και της πανσέληνου. Τότε είναι που οι παλιρροιακές δυνάμεις που επιδρούν στη Γη είναι στην ισχυρότερη φάση τους, η οποία θα μπορούσε να προκαλέσει σεισμική δραστηριότητα. Οι ερευνητές είναι αισιόδοξοι ότι η ανακάλυψή τους θα μπορούσε να αποτελέσει τη βάση ενός νέου συστήματος πρόβλεψης για τους σεισμούς. Για να υποστηρίξουν τη θεωρία τους, οι ερευνητές ανέλυσαν τα στοιχεία που συλλέχθηκαν πάνω από 28 έτη από το "δακτύλιο της φωτιάς" του Ειρηνικού ωκεανού - μια περιοχή έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Διαπίστωσαν ότι οι κυριότεροι σεισμοί πραγματοποιήθηκαν γύρω από το χρόνο μιας νέας Σελήνης ή μιας πανσέληνου.

Πολλές μεταβολές πριν από την εκδήλωση μιας σεισμικής δραστηριότητας σημειώνονται και στην ιονόσφαιρα(η ανάλυσή της αλλά και των πρόδρομων φαινομένων σε αυτή, δίνονται με περισσότερες λεπτομέρειες στην επόμενη ενότητα).Τέτοιες μεταβολές είναι: α) Μεταβολή της θερμοκρασίας των ιόντων και της πυκνότητας. β) Μεταβολή των κρίσιμων συχνοτήτων στα επίπεδα E, F της ιονόσφαιρας,foF2 και foE. γ) Μεταβολές των παραμέτρων TEC(total electron content) .δ) Μεταβολές ηλεκτρομαγνητικού πεδίου.

16.ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ - ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

Από μεγάλο αριθμό μελετών σεισμικών ακολουθιών, προέκυψε το συμπέρασμα ότι υπάρχει δυνατότητα ελέγχου της εξέλιξης μιας σεισμικής ακολουθίας. Η διαδικασία αυτή βασίζεται στη μελέτη της χρονικής , χωρικής, χωροχρονικής και κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών μιας σεισμικής ακολουθίας και έχει ως στόχο την προεκτίμηση των ισχυρών σεισμών της ακολουθίας.

Με την διαδικασία αυτή μπορεί να ελεγχθεί αν μια ακολουθία εξελίσσεται ομαλά, αν δηλαδή πρόκειται για μια κανονική **μετασεισμική ακολουθία**, οπότε δεν αναμένεται η

γένεση άλλου σεισμού με ανάλογο ή μεγαλύτερο μέγεθος από τον κύριο σεισμό που ήδη έγινε, ή αν η ακολουθία δεν εξελίσσεται ομαλά, οπότε αναμένεται σεισμός ανάλογου ή και μεγαλύτερου μεγέθους από όλους τους σεισμούς που ήδη έγιναν.

Ακόμα και στην περίπτωση ομαλής εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας η μέθοδος παρέχει την δυνατότητα εντοπισμού των εστιών του μεγαλύτερων μετασεισμών, οι οποίοι πολλές φορές προκαλούν σημαντικές πρόσθετες βλάβες στα ήδη καταπονημένα, από τον κύριο σεισμό, κτίρια οι καταρρεύσεις τέτοιων κτιρίων.

Τα κυριότερα χαρακτηριστικά των μετασεισμών είναι

Μέγεθος μεγαλύτερου μετασεισμού: Από μελέτες πολλών μετασεισμικών ακολουθιών έχει βρεθεί ότι το μέγεθος M_1 του μεγαλύτερου μετασεισμού είναι κατά μέσο όρο, μικρότερο κατά 1.1 μονάδες μεγέθους από το M_0 του κύριου σεισμού (*Bath 1971, Papazachos 1974*).

Έχει δειχθεί ότι υπάρχει πιθανότητα 42% περίπου ,ένας ή περισσότεροι προσεισμοί με μέγεθος $M > 4.4$ να προηγηθούν ενός κύριου σεισμού με μέγεθος $M = 6.0$ ή μεγαλύτερο (*Papazachos, 1975*). Η **πιθανότητα γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού** στο πρώτο εικοσιτετράωρο μετά τον κύριο σεισμό είναι περίπου 53% (*Papazachos 1974, Kourouzidis 2003*).

Καθορίστηκε η **διάρκεια** T (σε μέρες) και ο αριθμός των μετασεισμών με μέγεθος $M > 4.0$ σε συνάρτηση με το μέγεθος M του κύριου σεισμού (*Papazachos & Papazachou 1989, Kourouzidis 2003*) $\log T = -2.08 + 0.66M$, $\log N = -3.22 + 0.77$.

Έχει βρεθεί ότι η τιμή b των προσεισμών είναι μικρότερη από αυτή των μετασεισμών (*Papazachos et..al , 1967, Scholz, 1968*).

Έχει δειχθεί ότι τόσο η παράμετρος b όσο και το μέσο μέγεθος M_μ των μετασεισμών μιας μετασεισμικής ακολουθίας παραμένουν σταθερά κατά την διάρκεια της χρονικής εξέλιξής της. Η ιδιότητα αυτή είναι εξαιρετικά χρήσιμη για τον έλεγχο της ομαλής εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας, γιατί σημαντική απόκλιση των παραμέτρων αυτών (ελάττωση της b και αύξηση του μέσου μεγέθους M_μ) σημαίνει ανώμαλη εξέλιξη και τη γένεση πιθανώς, προσεισμών (για τις οποίες η b έχει μικρές τιμές και

το M_{μ} μεγάλες) οι οποίοι προμηνύουν τη γένεση ισχυρών σεισμών (Papazachos & Papazachou, 2003).

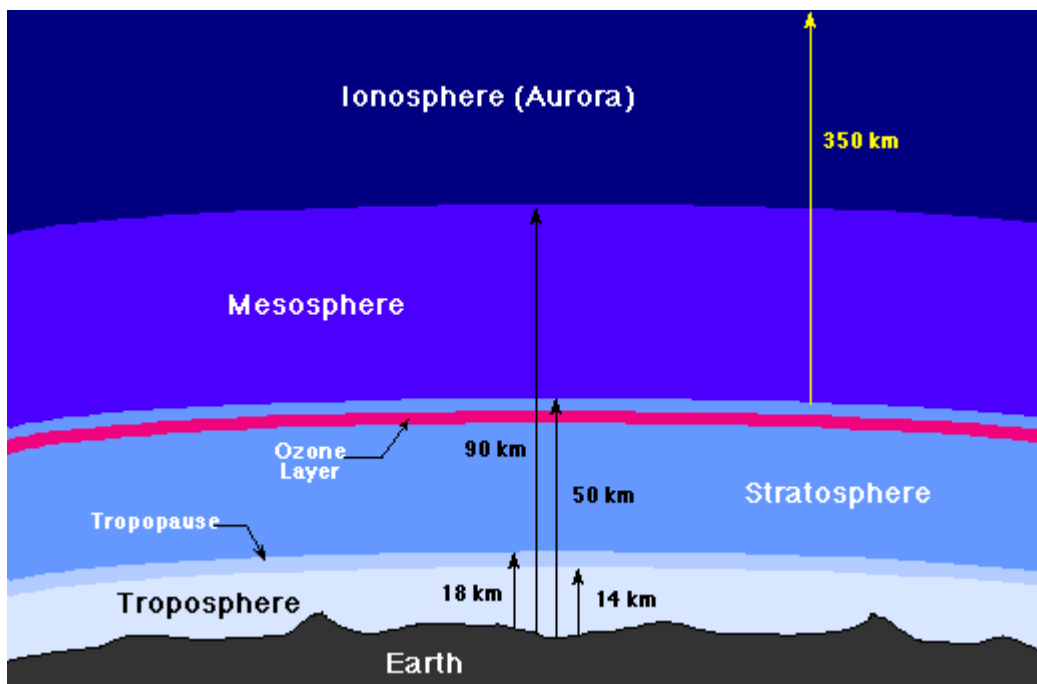
Η πρόγνωση των σεισμών είναι ένα επιστημονικό πρόβλημα με κοινωνικές επιπτώσεις. Η κοινωνική απόκριση διαφέρει ανάλογα με το είδος της πρόγνωσης. Έτσι, η μακροπρόθεσμη και η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση μπορεί να επηρεάσουν προγράμματα μετριασμού των συνεπειών ενός ισχυρού σεισμού, όπως είναι η αφαίρεση επικινδυνότητων, η ενίσχυση ασθενών τεχνικών κατασκευών και η ετοιμότητα αντιμετώπισης εκτάκτων αναγκών. Η υπάρχουσα ήδη σχετική γνώση, κυρίως όσον αφορά τη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση, επιτρέπει τον εστιασμό αυτών των μέτρων σε υποψήφιες περιοχές, με παράλληλη πλήρη διατήρηση των κλασικών μέτρων ετοιμότητας (πιστή εφαρμογή του αντισεισμικού κανονισμού).

Η βραχυπρόθεσμη πρόγνωση θα μπορούσε να οδηγήσει στην εκκένωση κατοικημένων περιοχών και τη διακοπή λειτουργίας βιομηχανικών ή άλλων εγκαταστάσεων των οποίων η λειτουργία μπορεί να συμβάλλει στην αύξηση των καταστροφών. Σήμερα όμως δεν υπάρχει δυνατότητα βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης και γι' αυτό προς το παρόν δε λαμβάνονται τέτοια μέτρα.

Η συσχέτιση μεταξύ ιονόσφαιρας και λιθόσφαιρας και ειδικότερα η αντιμετώπιση διαταραχών σε χαρακτηριστικά της ιονόσφαιρας ως προάγγελος σεισμικών δονήσεων, θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως βραχυπρόθεσμη πρόγνωση σεισμών. Όπως θα φανεί παρακάτω γενικώς όταν αναφερόμαστε σε πρόδρομα σεισμικά φαινόμενα που σχετίζονται με την ιονόσφαιρα το χρονικό παράθυρο πρόγνωσης είναι της τάξης μερικών ημερών.

ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑ

Ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται, ο προστατευτικός αέριος μανδύας που περιβάλλει τη Γη. Πρόκειται για ένα μείγμα αερίων που όπως και το στερεό γήινο σώμα, είναι ένα ελλειψοειδές εκ περιστροφής. Το μείγμα αυτό συγκρατείται κοντά στην επιφάνεια της γης λόγω της βαρύτητας, φτάνει σε ύψος περίπου 3.500 km και συνιστά το φυσικό όριο της γης με το διαστρικό κενό.



Η σύσταση της ατμόσφαιρας μέχρι τα 80 με 100 km δεν διαφοροποιείται. Μεταβολές, αντίθετα, παρουσιάζει η θερμοκρασία στη μάζα της δημιουργώντας έτσι τα εξής στρώματα:

- Τροπόσφαιρα
- Στρατόσφαιρα
- Μεσόσφαιρα
- Θερμόσφαιρα ή Ιονόσφαιρα
- Εξώσφαιρα

1.ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑ – ΣΤΡΩΜΑΤΩΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΔΟΣΗ

Η ιονόσφαιρα είναι το ανώτατο μέρος της ατμόσφαιρας, μεταξύ 80 και 1000 km πάνω από την επιφάνεια της γης. Χαρακτηρίζεται από την αυξημένη παρουσία ιόντων που προκαλούνται από τον ιονισμό των μορίων του αέρα λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας (υπεριώδους και σωματιδιακής). Στο τμήμα αυτό της ατμόσφαιρας ο αέρας παρουσιάζει τόσο χαμηλή πυκνότητα ώστε να συναντάται εκεί πλήθος ελεύθερων ηλεκτρονίων κ θετικά φορτισμένων ιόντων. Έτσι προκύπτει ένας δείκτης διάθλασης που λαμβάνει τιμές εξαιρετικά χαμηλές, με αποτέλεσμα τα στρώματα της ιονόσφαιρας να αποκτούν την ανακλαστική ικανότητα που απαιτείται για τη διάδοση των ραδιοκυμάτων.

Η ιονόσφαιρα σχηματίζεται μέσω του ιονισμού της ανώτερης ατμόσφαιρας από την ηλιακή ακτινοβολία. Απαρτίζεται από 4 επιμέρους περιοχές γνωστές και με την ονομασία «στρώματα». Ο διαχωρισμός αυτός της ιονόσφαιρας σε στρώματα αναφέρεται στο βαθμό ιονισμού της κάθε περιοχής. Τα υφιστάμενα ιονοσφαιρικά, αυτά στρώματα ή περιοχές D, E, F1 και F2 έχουν τις εξής ιδιότητες :

- Η D είναι η χαμηλότερη περιοχή. Εκτείνεται από τα 60 ως τα 90km. Μελέτες έχουν δείξει ότι λειτουργεί περισσότερο σαν μηχανή απορρόφησης των ηλεκτρομαγνητικών παρά σαν επιφάνεια ανάκλασης ιδίως στις περιπτώσεις έντονων ηλιακών διαταραχών ή ισχυρών διαταραχών του μαγνητικού πεδίου της γης. Το στρώμα D ανακλά κύματα χαμηλών και πολύ χαμηλών συχνοτήτων(VLF και LF)
- Η E είναι η δεύτερη σε ύψος μετρώντας από το έδαφος, περιοχή. Εκτείνεται από τα 100 ως τα 150 km και ονομάζεται και περιοχή Kennely – Heaviside. Είναι στρώμα πολύ ιονισμένο το οποίο είναι βασικά υπεύθυνο για τη διάδοση των ραδιοφωνικών κυμάτων.

- Οι F1 και F2 κατά τις νυχτερινές ώρες συνδυάζονται και σχηματίζουν ένα ενιαίο στρώμα, το F. Σε ύψος 140km και 300km αντίστοιχα συγκεντρώνουν τη μέγιστη πυκνότητα ηλεκτρονίων και είναι αυτά που είναι ουσιαστικά υπεύθυνα για την διάθλαση, ανάκλαση και διάδοση των ραδιοκυμάτων μέσα στην ιονόσφαιρα. Ειδικά στο F2 οι συγκεντρώσεις ηλεκτρονίων φτάνουν τις υψηλότερες τιμές τους.

Υψηλές συγκεντρώσεις ηλεκτρονίων συναντάμε κάποιες φορές στην χαμηλότερη περιοχή του στρώματος D στο ύψος των 60 περίπου χιλιομέτρων, περιοχή γνωστή και ως στρώμα C. Στη διάρκεια της ημέρας η περιοχή D που ευθύνεται για την απορρόφηση μέρους των ραδιοκυμάτων καταλαμβάνει το τμήμα από τα 60 ως τα 90 χιλιόμετρα ενώ η E από τα 100 ως τα 140, το στρώμα F1 μεταξύ 180 και 200 χιλιομέτρων και το F2 μεταξύ 230 και 400 χιλιομέτρων. Άξιο αναφοράς είναι ότι τις ίδιες ώρες και ιδίως τις μεσημεριανές σημειώνονται φαινόμενα έντονου ιονισμού και κατά συνέπεια αυξημένες τιμές στους δείκτες διάθλασης - ανάκλασης.

Και τα τρία παραπάνω στρώματα περιοχές D, E και F χωρίζονται πολλές φορές σε επιμέρους δύο ή και περισσότερα μικρότερα στρώματα. Επίσης και το ύψος που βρίσκονται δεν είναι σταθερό αλλά μπορεί να μεταβάλλεται εντός χρονικού διαστήματος από λίγων λεπτών μέχρι μερικών ωρών.

Η ύπαρξη των ιονισμένων στρωμάτων εξηγείται ως εξής. Σε μεγάλα ύψη συναντάται τόσο χαμηλή ατμοσφαιρική πυκνότητα, ώστε η πυκνότητα N των ηλεκτρονίων να λαμβάνει μικρές τιμές. Τα υπάρχοντα προς ιονισμό μόρια είναι λίγα, αν και η ένταση της ακτινοβολίας ιονισμού είναι μέγιστη. Σε χαμηλότερα ύψη η ατμοσφαιρική πίεση και πυκνότητα αυξάνουν και συνεπώς ο αριθμός των μορίων, τα οποία δύνανται να ιονισθούν είναι μεγαλύτερος και η N αυξάνει. Σε ακόμα χαμηλότερα ύψη η πυκνότητα N μειώνεται, παρά την αύξηση της ατμοσφαιρικής πυκνότητας, διότι η ένταση της ακτινοβολίας ιονισμού είναι μειωμένη λόγω της απορρόφησης της από τα υπερκείμενα ιονισμένα στρώματα. Είναι προφανές πως ο διαχωρισμός της

ιονόσφαιρας σε στρώματα οφείλεται στη διαφορετική σύσταση της ατμόσφαιρας σε όλη της τη μάζα , της οποίας τα συστατικά αέρια ιονίζονται κατά διάφορους τρόπους από την υπεριώδη ακτινοβολία και τις ακτίνες X και προκαλούνται έτσι μέγιστα ιονισμού σε διάφορα ύψη.

Τα ιονοσφαιρικά στρώματα μετακινούνται κατά τη διάρκεια της μέρας και της νύχτας. Γενικότερα μεταβάλλονται με τις ιονοσφαιρικές συνθήκες, οι οποίες εξαρτώνται από την ώρα της ημέρας ,από την εποχή του έτους και από την ηλιακή δραστηριότητα. Επιπλέον , φαίνεται να εξαρτώνται από τις γεωγραφικές συντεταγμένες. Ωστόσο είναι δυνατή η πρόβλεψη των ιονοσφαιρικών συνθηκών και συνεπώς η εκλογή κατάλληλης συχνότητας για την πραγματοποίηση τηλεπικοινωνιακής ζεύξεως μεταξύ σημείων επί της γης που βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις.

2.ΚΥΜΑΤΑ ΧΑΜΗΛΗΣ ΚΑΙ ΠΟΛΥ ΧΑΜΗΛΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ (Low Frequency και Very Low Frequency)

Τα κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας (Very Low Frequency, από εδώ και εξής θα αναφέρονται VLF) αναφέρονται στις ραδιοσυχνότητες από 3 ως 30 kHz,και παρουσιάζουν μήκη κύματος με τιμές μεταξύ 10 ως 100 km. Αντίστοιχα τα κύματα χαμηλής συχνότητας (Low Frequency,στο εξής θα αναφέρονται LF) ανήκουν στην περιοχή των 30 ως 300 kHz και το μήκος κύματος τους λαμβάνει τιμές μεταξύ 1 -10 km.

Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας VLF

Τα VLF ανακλώνται από την κάτω πλευρά του στρώματος D της ιονόσφαιρας, που εκτείνεται μεταξύ 70-90 km και το μήκος κύματος τους κυμαίνεται από 10 ως 100 km. Έτσι επηρεάζονται λιγότερο από τις διαταραχές του στρώματος αυτού απ' ό, τι τα σήματα μεγαλύτερης συχνότητας τα οποία εισχωρούν στο στρώμα και

Συμπερασματικά, τα VLF κύματα είναι κατάλληλα για μετάδοση μεγάλων αποστάσεων όπου η αξιοπιστία και η σταθερότητα είναι κρίσιμες. Το επίπεδο ατμοσφαιρικού θορύβου είναι υψηλό στα κύματα αυτά και άρα απαιτείται μεγάλη ισχύς εκπομπής και κεραίες μεγάλου μήκους.

Τα βασικά μειονεκτήματα είναι το μικρό εύρος ζώνης και η απαίτηση για μεγάλους και άρα ακριβούς πομπούς. Επίσης η χρήση των VLF και LF κυμάτων για τηλεκατεύθυνση μεγάλων αποστάσεων ακολουθεί την αρχή των Austin-Cohen: Όσο μεγαλύτερο το μήκος κύματος, τόσο ισχυρότερο το σήμα.

3.ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΙΟΝΟΣΦΑΙΡΑΣ-ΠΡΟΔΡΟΜΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ- ΤΟ ΦΥΣΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Στα πλαίσια της προσπάθειας της επιστημονικής κοινότητας να περιγραφεί η συσχέτιση λιθόσφαιρας-ιονόσφαιρας έχουν διατυπωθεί διάφορα φυσικά μοντέλα. Το επικρατέστερο από όλα είναι το σενάριο που βασίζεται στη χημική επίδραση των εκκρίσεων του φλοιού της γης στο σημείο συνάντησής του με την ατμόσφαιρα. Οι εκκρίσεις αυτές συνιστούν αποτέλεσμα ανωμαλιών της λιθόσφαιρας, οι οποίες μεταβάλλουν την αγωγιμότητα της ατμόσφαιρας με αποτέλεσμα να τροποποιούν το

Αναλυτικότερα, η διαταραχή της ατμόσφαιρας εντοπίζεται σε πρώτη φάση στην περιοχή του σεισμικού φαινομένου ως απόρροια των γεωχημικών και μηχανικών διεργασιών που πραγματοποιούνται στο υπέδαφος στην κατακόρυφη προβολή του σημείου εκτόνωσης του σεισμού. Οι διεργασίες αυτές συνοδεύονται από την έκλυση διαφόρων αδρανών αερίων όπως ραδονίου και άλλων. Τα τελευταία, στη συνέχεια, προκαλούν τη δημιουργία μιας νεφελώδους μάζας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, αποτελούμενης πρωτίστως από ιόντα ραδονίου και δευτερευόντως ιονισμένα μόρια νερού. Τα δύο είδη των μορίων και η ανάμιξή τους συνοψίζεται, τελικά, σε ένα νέφος ουδέτερο ηλεκτρικά, λόγω των δυνάμεων που αναπτύσσονται μεταξύ των θετικών και των αρνητικών ιόντων σε συνδυασμό.

Η αμέσως επόμενη φάση είναι η απελευθέρωση διοξειδίου του άνθρακα από το φλοιό της Γης πριν από την εκδήλωση του σεισμού και ως εκ τούτου η δημιουργία ανώμαλου ηλεκτρικού πεδίου στην ατμόσφαιρα. Η εκπομπή του διοξειδίου του άνθρακα συνεπάγεται τη δημιουργία ακουστικών κυμάτων βαρύτητας (acoustic gravity waves) λόγω των διαταραχών που προκαλούν στον αέρα της ατμόσφαιρας και οι οποίες τελικά διαλύουν το ουδέτερο φορτισμένο νέφος, αφού οι δυνάμεις που συγκρατούν τα ιόντα είναι ασθενείς. Αυτό συνεπάγεται μεγάλη συγκέντρωση ιόντων στην ατμόσφαιρα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (100.000-1.000.000 ιόντα ανά κυβικό εκατοστό) και κατ' επέκταση τη δημιουργία τελικά ενός ισχυρού κατακόρυφου ηλεκτρικού πεδίου ασυγκρίτως ισχυρότερου από τα ηλεκτρικά πεδία που συχνότερα συναντώνται στην ατμόσφαιρα. Αξίζει να σημειωθεί πως η ένταση του ηλεκτρικού, αυτού πεδίου λαμβάνει και ακόμα μεγαλύτερες τιμές αν ληφθεί υπόψιν η μειωμένη αγωγιμότητα του αέρα που προκύπτει από την αύξηση των μικροσωματιδίων που εκλύθηκαν μαζί με τα αέρια από το φλοιό της γης στην περιοχή του σεισμού.

Το ανώμαλο ηλεκτρικό πεδίο με τη σειρά του, προκαλεί διακυμάνσεις στο στρώμα E της ιονόσφαιρας που εκδηλώνονται ως αυξομειώσεις του συνολικού αριθμού ηλεκτρονίων. Επιπλέον, το σχήμα της περιοχής στην οποία εμφανίζεται το ανώμαλο

Τα παραπάνω έχουν στο παρελθόν γίνει αντικείμενο μελέτης και έχουν εμπειριστατωμένα αναλυθεί σε πληθώρα επιστημονικών δημοσιεύσεων και εργασιών. Μέσα από τις μελέτες αυτές εκτός των άλλων, είναι κοινώς αποδεκτό πλέον, το γεγονός ότι η παρατήρηση των ηλεκτρομαγνητικών πεδίων και των ανώμαλων ηλεκτρικών πεδίων στις σεισμικά ενεργές περιοχές δεν είναι και τόσο αποτελεσματική. Παράλληλα, ενώ έχουν καταγραφεί διεισδύσεις ακουστικών κυμάτων του σεισμικού «παλμού», η διάρκειά τους ήταν μικρή για να προκαλέσει την αλληλουχία των προαναφερθέντων φαινομένων. Συμπερασματικά μετά από όλα αυτά, καταλήγει κανείς στο ότι είναι πιο ελπιδοφόρο να ψάξουμε δεδομένα που σχετίζονται έμμεσα με το φαινόμενο της σεισμο-ιονοσφαιρικής σύζευξης, απ' ότι να εστιάσουμε στη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών ή ακουστικών κυμάτων. Μόνο τα ατμοσφαιρικά κύματα βαρύτητας είναι κοινώς αποδεκτό πως μπορούν να είναι υπεύθυνα για την έμμεση σύζευξη.

Οι επιδράσεις του ανώμαλου ηλεκτρικού πεδίου είναι εμφανείς και στα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας και εμφανίζονται με τη μορφή κυματοδηγών που σχηματίζονται στην μαγνητόσφαιρα και που προκαλούν μεταβολές στις συνθήκες διάδοσης των VLF εκπομπών. Η μέθοδος αυτή, είναι μία ευρέως γνωστή ραδιοφυσική μέθοδος ελέγχου, από αναμεταδότες πλοήγησης, της φάσης και του πλάτους των σημάτων ακτινοβολίας που διαδίδονται στο εσωτερικό της ιονόσφαιρας μέσω των κυματοδηγών. Εάν ένας πομπός συχνότητας και ο δέκτης είναι σταθεροί, τότε οι παρατηρούμενες παράμετροι των VLF σημάτων εξαρτώνται κυρίως από το ύψος αντανάκλασης που καθορίζεται από το μέγεθος και την κλίση της πυκνότητας ηλεκτρονίων κοντά στο όριο ατμόσφαιρας-ιονόσφαιρας. Επομένως η VLF μέθοδος σημάτων έχει γίνει η πρότυπη για την καταγραφή βραχυπρόθεσμων μεταβολών της

Πλήθος ομάδων επιστημόνων αποπειράθηκαν κατά καιρούς να χρησιμοποιήσουν τη μέθοδο των VLF σημάτων για συνδέσουν τις ιονοσφαιρικές μεταβολές με τη σεισμική δραστηριότητα. Οι Ρώσοι και οι Ιάπωνες επιστήμονες ήταν εκείνοι που έκαναν την πιο εύστοχη προσέγγιση. Αφού συγκέντρωσαν τα πληρέστερα και επαρκή στοιχεία ιονοσφαιρικών μεταβολών σχετιζόμενων με σεισμούς, ανέλυσαν το σύνολο των μέσων όρων των τιμών που λάμβαναν οι φάσεις του σήματος που εκπέμπεται κατά τη διάρκεια της νύχτας και υποστήριξαν ότι οι τυχόν διαφορές παρουσίασαν αύξηση στη διάρκεια του ενός μήνα πριν τον εκάστοτε σεισμό. Ωστόσο οι έρευνες τους αυτές καθώς και τα συμπεράσματά τους δεν έγιναν κοινώς αποδεκτά καθώς δεν κρίθηκαν στατιστικά αποδεδειγμένα.

4. ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ

Ο δείκτης B_z

Ένας από τους πιο σημαντικούς παράγοντες που μεταβάλλει σημαντικά τις παραμέτρους της ιονόσφαιρας, είναι το **Διαπλανητικό Μαγνητικό Πεδίο**. Το ΔΜΠ είναι ένα διάνυσμα με τρεις συνιστώσες, τις **B_x , B_y , B_z** . Οι δύο πρώτες είναι παράλληλες προς την εκλειπτική και η τρίτη και σημαντικότερη συνιστώσα είναι κάθετος σε αυτήν. Είναι κοινώς αποδεκτό ότι η B_z είναι ουσιαστικά η πιο σημαντική από τις τρεις, καθώς παίζει το σημαντικότερο ρόλο στην επίδραση του ΔΜΠ πάνω στη **μαγνητόσφαιρα** και στην ιονόσφαιρα καθώς ελέγχει το μέρος της ενέργειας που μεταφέρεται στη μαγνητόσφαιρα από τον ηλιακό άνεμο. Όταν η B_z είναι ισχυρά αρνητική, κατάσταση γνωστή ως μαγνητική επανασύνδεση, δημιουργεί ανοιχτές γραμμές που επιτρέπουν τη μεταφορά της γης, γεγονός το οποίο για πρώτη φορά διαπιστώθηκε από τον **Dungey** το 1961. Αξίζει να σημειωθεί στο σημείο αυτό, ότι η μαγνητόσφαιρα οφείλει πολλά από τα χαρακτηριστικά της στη συνιστώσα B_z .

Σε υψηλά επίπεδα συναντάμε φαινόμενα όπως είναι τα ακόλουθα: Μικρής κλίμακας ανωμαλίες εξαπλώνονται κατά μήκος των γεωμαγνητικών δυναμικών γραμμών δημιουργώντας ένα πεδίο ευθυγραμμισμένων αγωγών όπου οι εκπομπές VLF διαφορετικής προέλευσης θα διασκορπιστούν. Αυτό συνεπάγεται την αύξηση των επιπέδων εκπομπής VLF μέσα στους μαγνητικούς σωλήνες κατά μήκος των περιοχών όπου παράγονται ανώμαλα ηλεκτρικά πεδία. Αυτή η ενισχυμένη εκπομπή VLF έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή στο σχήμα του μαγνητικού σωλήνα καθώς και την επιτάχυνση των σωματιδίων.

Τέλος, η αλληλουχία διαδικασιών και διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα, την ιονόσφαιρα και τη μαγνητόσφαιρα συνεπάγεται την επιτάχυνση των σωματιδίων και ακολούθως τον ιονισμό της κατώτερης Ιονόσφαιρας. Ο ιονισμός με τη σειρά του οδηγεί στην αύξηση της συγκέντρωσης των ηλεκτρονίων στην περιοχή D της Ιονόσφαιρας. Τελικά, μεταβάλλεται ο τρόπος διάδοσης των ραδιοκυμάτων σε ζώνες συχνοτήτων από VLF σε VHF.

Ο δείκτης DST

Ο δείκτης Dst που δανείζεται τη ονομασία του από τα αρχικά **Disturbance Storm Time** (με άλλα λόγια Χρόνος Διαταραχής Καταιγίδας), είναι μία μέτρηση της γεωμαγνητικής δραστηριότητας η οποία πρακτικά είναι απαραίτητη για να περιγράψουμε το βαθμό της σφοδρότητας των μαγνητικών καταιγίδων. Η μονάδα μέτρησής του έχει οριστεί και είναι το NanoTesla (nT) και βασίζεται **στη μέση τιμή της οριζόντιας συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου της γης, μετρημένο ανά ώρα σε τέσσερα γεωμαγνητικά παρατηρητήρια τα οποία βρίσκονται σε σημεία κοντά στον Ισημερινό**. Η χρήση του DST ως δείκτη της σφοδρότητας της καταιγίδας είναι δυνατή επειδή το μέτρο του επιφανειακού μαγνητικού πεδίου σε μικρά γεωγραφικά πλάτη είναι αντιστρόφως ανάλογο με το ενεργειακό περιεχόμενο του μαγνητοσφαιρικού δακτυλιοειδούς ρεύματος, το οποίο αυξάνεται κατά τη διάρκεια των μαγνητικών καταιγίδων. Στην περίπτωση μιας κλασικής μαγνητικής καταιγίδας ο δείκτης DST δείχνει μια ξαφνική αύξηση που είναι ανάλογη με το απότομο ξεκίνημα

Ο δείκτης DST αναπαριστά την αξονικά συμμετρική διαταραχή μαγνητικού πεδίου στον ισημερινό στην επιφάνεια της γης. Οι μέγιστες διαταραχές στο δείκτη αυτό είναι αρνητικές, δηλαδή σημαίνουν μειώσεις στο γεωμαγνητικό πεδίο. Αυτές οι πεδιακές μειώσεις παράγονται κυρίως από το σύστημα ρεύματος του ισημερινού στη μαγνητόσφαιρα. Το ουδέτερο στρώμα ρεύματος που ρέει κατά μήκος της μαγνητόσφαιρας συνεισφέρει ελάχιστα στις μειώσεις του πεδίου κοντά στη γη. Οι θετικές μεταβολές στο δείκτη προκαλούνται από τη συμπίεση της μαγνητόσφαιρας που προκαλείται από αυξήσεις της πίεσης του ηλιακού ανέμου.

Ο δείκτης Kp

Ο γεωμαγνητικός παγκόσμιος δείκτης Kp προήλθε από τον J. Bartels και έχει τις ρίζες του στον τυποποιημένο πίνακα K από τα 13 γεωμαγνητικά αστεροσκοπεία του βόρειου ημισφαιρίου. Το όνομα αυτό προέρχεται από τα αρχικά της φράσης "Planetarische Kennziffer" που στα ελληνικά μεταφράζεται ως «πλανητικός δείκτης». Δημιουργήθηκε για να μετρά την εκπομπή ακτινοβολίας των ηλιακών σωματιδίων από τη μαγνητική τους συμπεριφορά και χρησιμοποιήθηκε για να δημιουργηθεί ο δείκτης ap.

Ο δείκτης Kp, ή αλλιώς γνωστός και ως πλανητικός δείκτης K είναι κοινώς αποδεκτό πως είναι ο σημαντικότερος γεωμαγνητικός δείκτης στη μελέτη του Διαπλανητικού

Ο δείκτης K του κάθε σταθμού έχει υπολογιστεί ανα μία περίοδο τριών ωρών. Είναι κατά προσέγγιση λογαριθμικός και παίρνει τιμές από το 0 ως το 9. Η τιμή του μηδενός αντιστοιχεί σε απόλυτη απουσία γεωμαγνητικής δραστηριότητας, ενώ η τιμή 9 περιγράφει τη μέγιστη δυνατή διαταραχή. Το όριο σύμφωνα με τον επιστήμονα Bartels, ο οποίος ήταν και εκείνος που μελέτησε πιο εμπειριστατωμένα με οποιονδήποτε το αντικείμενο αυτό, μεταξύ γεωμαγνητικής ηρεμίας και διαταραχής είναι η τιμή 4.

B ENOTHTA

Μετασχηματισμός Hilbert-Huang

Ο μετασχηματισμός Hilbert-Huang είναι μια σχετικά νέα μέθοδος ανάλυσης η οποία μάλιστα ακόμη εξελίσσεται. Ακολούθως περιγράφεται εν συντομία η μέθοδος της Singular Value Decomposition, καθώς επίσης και η έννοιες της Προσεγγιστικής Εντροπίας, της Εντροπίας δείγματος και της Intrinsic Mode Entropy.

Ο μετασχηματισμός Hilbert-Huang είναι μία μέθοδος επεξεργασίας σημάτων που περιλαμβάνει ουσιαστικά δύο φάσεις. Στην πρώτη φάση αναλύεται το πραγματικό σήμα στα δομικά του στοιχεία, τις Intrinsic Mode Functions (IMF), για τις οποίες και χρησιμοποιείται ο όρος Ενδογενείς Δομικές Συνιστώσες. Στη δεύτερη φάση πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός Hilbert για κάθε μία από τις IMF, οπότε και προκύπτει για κάθε χρονική στιγμή μία τιμή συχνότητας και μία τιμή πλάτους. Τα αποτελέσματα απεικονίζονται σε δύο διαστάσεις (χρόνος- συχνότητα), με το πλάτος να σημειώνεται με χρωματική διαφορά (σπεκτρόγραμμα). Η απεικόνιση αυτή ονομάζεται φάσμα Hilbert, ενώ αθροίζοντας όλα τα πλάτη των σημάτων για τα οποία αντιστοιχεί στην ίδια χρονική στιγμή η ίδια τιμή συχνότητας, προκύπτει το οριακό φάσμα Hilbert (Marginal Hilbert Spectrum). Αν και όπως αναφέρθηκε η διαδικασία της Εμπειρικής ανάλυσης με την οποία προκύπτουν οι IMF πραγματοποιείται πρώτη, για λόγους καλύτερης επεξήγησης παρακάτω αναλύεται πρώτα ο μετασχηματισμός Hilbert

1.Η ΕΝΝΟΙΑ ΤΗΣ ΣΤΙΓΜΙΑΙΑΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ Ο ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ HILBERT

Ένα περιοδικό ημιτονοειδές σήμα περιγράφεται στην γενική του μορφή ως

$$x(t) = a * \cos(2\pi f_0 t + \varphi)$$

όπου a το πλάτος του σήματος, f_0 η θεμελιώδης συχνότητα και φ η μετατόπιση της φάσης του σήματος που περιγράφει τη αρχική θέση του σήματος ως προς το χρόνο. Το αντίστροφο της θεμελιώδους συχνότητας του σήματος $1/f_0$ χαρακτηρίζει την περίοδο T του σήματος, την χρονική δηλαδή διάρκεια μετά από την οποία το σήμα απλώς επαναλαμβάνεται. Η θεμελιώδης συχνότητα του σήματος επίσης σχετίζεται με την κυκλική συχνότητα αυτού, με τη σχέση $\omega = 2\pi f_0$. Η παράμετρος $\omega * t + \varphi$, είναι γνωστή ως γωνιακή φάση του σήματος. Έτσι λοιπόν αν θεωρήσουμε ως $\theta(t) = \omega * t + \varphi$, τότε η πρώτη παράγωγος της γωνιακής φάσης ως προς το χρόνο γίνεται $\theta'(t) = \omega$. Κατά συνέπεια στην πιο απλή μορφή ενός σήματος που είναι το περιοδικό ημιτονοειδές σήμα, η κυκλική συχνότητα ω , προκύπτει από το ρυθμό μεταβολής της γωνιακής φάσης του σήματος. Υπό την ίδια λογική η μετατόπιση της φάσης του σήματος δίνεται από τη σχέση

$$\varphi = \theta(t) - t * \theta'(t)$$

Οι προηγούμενες σχέσεις περιγράφουν μαθηματικά το προφανές συμπέρασμα που προκύπτει από το συσχετισμό της γωνιακής φάσης με την ταλάντωση του πλάτους του σήματος. Πράγματι όσο μεγαλύτερος είναι ο ρυθμός μεταβολής της φάσης του σήματος, σε συνδυασμό με την συνολική εμφάνιση του σήματος ως προς το χρόνο που εκφράζεται με τη γωνιακή φάση αυτού, τόσο μεγαλύτερος είναι ο ρυθμός ταλάντωσης του πλάτους αυτού, μεταξύ τοπικών μεγίστων και ελαχίστων.

Έχοντας λοιπόν περιγράψει τη συχνότητα ενός περιοδικού ημιτονοειδούς σήματος ως συνάρτηση της γωνιακής φάσης αυτού, το άμεσο ερώτημα που ανακύπτει είναι το κατά πόσο αυτό μπορεί να γίνει για μία κυματομορφή που δεν εμφανίζει σταθερή

μετατόπιση φάσης, αλλά αντίθετα η μετατόπιση της φάσης φ , εκφράζεται ως συνάρτηση του χρόνου $\varphi(t)$. Έτσι αν θεωρήσουμε και πάλι την γωνιακή φάση του σήματος $\theta(t)$, ο ρυθμός μεταβολής της γωνιακής φάσης μεταξύ δύο χρονικών στιγμών t_1 και t_2 , δίνεται από την σχέση

$$\frac{\theta(t_2) - \theta(t_1)}{t_2 - t_1}$$

Στην περίπτωση τώρα που το χρονικό διάστημα $\Delta t = [t_2 - t_1]$, τείνει στο 0, η παραπάνω σχέση γίνεται ίση με $\theta'(t)$, ή αλλιώς ισούται με την στιγμιαία συχνότητα του σήματος, κατ' αναλογία με τον ορισμό της στιγμιαίας συχνότητας που δόθηκε και για το περιοδικό ημιτονοειδές σήμα. Πρέπει να σημειωθεί ότι ο ορισμός της στιγμιαίας συχνότητας ως η παράγωγος της γωνιακής φάσης, ουσιαστικά αποδεικνύει την ακαταλληλότητα μετασχηματισμού Fourier να περιγράψει το συχνοτικό περιεχόμενο ενός μη στάσιμου σήματος. Πράγματι κατά το μετασχηματισμό Fourier, η συχνότητα εκφράζεται από συναρτήσεις ημίτονων ή συνημίτονων σταθερού πλάτους που καλύπτουν όλο το εύρος του σήματος. Επομένως για να περιγραφεί τοπικά το συχνοτικό περιεχόμενο του σήματος απαιτείται τουλάχιστο ένα πλήρες ημίτονο ή συνημίτονο από 0 έως 2π , το οποίο σημαίνει ότι για ένα μη στάσιμο σήμα που η συχνότητα του σήματος μπορεί θεωρητικά να αλλάζει κάθε χρονική στιγμή, δεν είναι δυνατό να περιγραφεί επακριβώς το φάσμα των συχνοτήτων χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό Fourier.

Η τυχαία κυματομορφή όπου το πλάτος αλλά και γωνιακή φάση είναι συναρτήσεις του χρόνου, μπορεί να γραφεί σε καρτεσιανές συντεταγμένες ως:

$$z(t) = x(t) + jy(t)$$

Τότε το πλάτος αυτής δίνεται από τη σχέση

$$a(t) = \sqrt{x(t)^2 + y(t)^2}$$

και η γωνιακή φάση ως

$$\theta(t) = \tan^{-1} \frac{y(t)}{x(t)}$$

Θεωρητικά υπάρχουν πάρα πολλοί τρόποι για να εκφραστεί μία τυχαία κυματομορφή σε αναλυτική μορφή. Ένας πολύ καλός τρόπος είναι ο μετασχηματισμός Hilbert που είναι ένας ολοκληρωτικός μετασχηματισμός (integral transform) και προκύπτει από τη συνέλιξη του αρχικού σήματος $x(t)$, με το $1/t$ και επομένως δίνει έμφαση στις «τοπικές» ιδιότητες του σήματος. Συγκεκριμένα ο μετασχηματισμός Hilbert ορίζεται για ένα οποιοδήποτε σήμα $x(t)$, ως ακολούθως:

$$y(t) = \frac{1}{\pi} P \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(\tau)}{t-\tau} d\tau$$

όπου το P συμβολίζει την πρωτεύουσα τιμή του Cauchy. Έτσι σε πολικές συντεταγμένες το αναλυτικό σήμα γράφεται

$$z(t) = a(t)e^{j\theta(t)} = x(t) + jy(t)$$

Η στιγμιαία συχνότητα προκύπτει παραγωγίζοντας την ανηγμένη φάση (unwrapped phase) του σήματος $\theta(t)$,

$$[\text{unwrapped}\theta(t)]' = \frac{d\theta}{dt} = IF(t)$$

Ωστόσο για να προκύψουν σωστά αποτελέσματα για την στιγμιαία συχνότητα του σήματος, με τη χρήση του μετασχηματισμού Hilbert, θα πρέπει αφ' ενός μεν το φάσμα του σήματος να είναι πολύ στενό και αφ' ετέρου το σήμα να είναι απαλλαγμένο από DC συνιστώσες και να εμφανίζει συμμετρία ως προς τον άξονα του χρόνου. Ο αριθμός δηλαδή των μηδενισμών του σήματος να είναι ίσος με τον αριθμό των τοπικών ακρότατων (μεγίστων και ελαχίστων) του σήματος ή το πολύ να διαφέρει κατά ένα. Επιπλέον το πραγματικό μέρος του μετασχηματισμού Fourier του σήματος θα πρέπει να εμφανίζει μόνο θετικές συχνότητες (Boadhash 1992, Titchmarsh 1948). Για παράδειγμα στην περίπτωση ενός απλού ημιτονοειδούς σήματος $x(t) = \cos(t)$, ο

μετασχηματισμός Hilbert δίνει $H[x(t)] = \sin(t)$. Η απεικόνιση του αναλυτικού σήματος (x, y) , είναι ένας κύκλος. Η στιγμιαία συχνότητα του σήματος είναι όπως είναι αναμενόμενο σταθερή. Σε περίπτωση όμως που το αρχικό ημιτονοειδές σήμα έχει και μια DC συνιστώσα, δηλαδή $x(t) = a + \cos(t)$, τότε αφ' ενός μεν η απεικόνιση του μετασχηματισμού Hilbert αυτού δίνει έναν κύκλο μετατοπισμένο κατά a και αφετέρου η στιγμιαία συχνότητα αυτού δεν είναι πλέον ευθεία γραμμή, ενώ εμφανίζει και αρνητικές τιμές (όταν $a < 1$), που δεν έχουν φυσική σημασία. Κατά συνέπεια ακόμη και στην πιο απλή μορφή ενός ημιτονοειδούς σήματος, η μη ύπαρξη συμμετρίας δίνει ανεπιθύμητα αποτελέσματα όσον αφορά τον υπολογισμό της στιγμιαίας συχνότητας.

2. ΕΜΠΕΙΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕ ΕΝΔΟΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΙΚΕΣ ΣΥΝΙΣΤΩΣΕΣ (EMPIRICAL VALUE DECOMPOSITION, EMD)

Η διαδικασία της ανάλυσης του σήματος σε ενδογενείς δομικές συνιστώσες (IMF), αποτελεί την βάση του μετασχηματισμού Hilbert-Huang. Η λογική της μεθόδου βασίζεται στην αρχή ότι σε κάθε τυχαίο σήμα συνυπάρχουν συνιστώσες υψηλής συχνότητας, που επιτίθενται σε συνιστώσες χαμηλής συχνότητας. Η μέθοδος δίνει την δυνατότητα ανάλυσης του σήματος σε επί μέρους συνιστώσες χωρίς ωστόσο να προκαθορίζεται εκ των προτέρων ο τρόπος με τον οποίο θα γίνει ο διαχωρισμός αυτός. Είναι προφανές ότι οι IMF του σήματος που είναι το τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας, πρέπει να πληρούν τα κριτήρια που προαναφέρθηκαν, έτσι ώστε οι τιμές στιγμιαίας συχνότητας που προκύπτουν δια μέσου του μετασχηματισμού Hilbert να είναι φυσικά αποδεκτές. Υπό το πρίσμα αυτό ένα σήμα χαρακτηρίζεται ως IMF όταν ισχύουν τα παρακάτω:

- Ο αριθμός των μεγίστων και ελαχίστων του σήματος είναι ίσος με τον αριθμό των μηδενισμών αυτού, ή διαφέρει το πολύ κατά ένα
- Σε οποιοδήποτε σημείο η μέση τιμή που καθορίζεται από τον περιβάλλοντα των μεγίστων και τον περιβάλλοντα των ελαχίστων του σήματος, είναι με το μηδέν.

Το αρχικό σήμα υποβάλλεται σε μία επαναλαμβανόμενη διαδικασία γνωστή ως «κοσκίνισμα» (sifting), η οποία ξεκινά με τον εντοπισμό όλων τα τοπικών ακρότατων του σήματος και το διαχωρισμό τους σε μέγιστα και ελάχιστα. Στη συνέχεια με τη χρησιμοποίηση κάποιας τεχνικής παρεμβολής (συνήθως cubic splines), καθορίζεται ο περιβάλλοντας των ελαχίστων, καθώς και ο περιβάλλοντας των μεγίστων του σήματος, χρησιμοποιώντας ως σημεία τα ελάχιστα και τα μέγιστα του σήματος αντίστοιχα . Έτσι αν για ένα οποιοδήποτε τυχαίο σήμα $x(t)$, ορίσουμε το περιβάλλοντα των μεγίστων του σήματος μετά την παρεμβολή $E_{\max}(t)$ και το περιβάλλοντα των ελαχίστων $E_{\min}(t)$, το άθροισμα

$$m_1(t) = \frac{E_{\max}(t) + E_{\min}(t)}{2}$$

δίνει τη μέση τιμή των δύο περιβαλλόντων. Η μέση αυτή τιμή αφαιρείται από το αρχικό

$$h_1(t) = x(t) - m_1(t)$$

και το υπόλοιπο εξετάζεται στη συνέχεια ως προς το αν μπορεί να χαρακτηριστεί ως IMF. Σε περίπτωση που αυτό δεν ισχύει, το $h_1(t)$ υπόκεινται και αυτό στην διαδικασία εντοπισμού των ακρότατων και αφαίρεσης της μέσης τιμής που προκύπτει από τους δύο περιβάλλοντες, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Έτσι το νέο υπόλοιπο προκύπτει ως

$$h_{11}(t) = h_1(t) - m_{11}(t)$$

Όπου $m_{11}(t)$ (ή m_2 όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3) είναι η μέση τιμή των περιβαλλόντων που ορίζονται από τα ακρότατα του $h_1(t)$. Η διαδικασία συνεχίζεται συνεχώς, έως ότου το υπόλοιπο που θα προκύψει να μπορεί να χαρακτηριστεί ως IMF, δηλαδή

$$h_{1k}(t) = h_{1(k-1)}(t) - m_{1k}(t)$$

όπου k είναι ο αριθμός των επαναλήψεων έως ότου να προκύψει η πρώτη IMF $h_{ik}(t) = IMF_1$. Πρέπει να σημειωθεί ότι σε κάθε επανάληψη η μέση τιμή των περιβαλλόντων των ακρότατων, πλησιάζει όλο και περισσότερο το μηδέν, αυξάνοντας τη συμμετρία του σήματος προκειμένου αυτό να πληρεί τα κριτήρια της IMF.

Η πρώτη ενδογενής δομική συνιστώσα αφαιρείται κατόπιν από το αρχικό σήμα και το υπόλοιπο r_1 που προκύπτει υποβάλλεται εκ νέου στη διαδικασία του «κοσκινίσματος». Πρέπει να σημειωθεί ότι η πρώτη IMF του σήματος αποτελεί την συνιστώσα που περιέχει τις υψηλότερες συχνότητες, καθότι έχει προκύψει από τα αρχικά ακρότατα του σήματος, των οποίων η ενδιάμεση απόσταση καθορίζει και τις τιμές των μεγαλύτερων συχνοτήτων στο σήμα. Επομένως είναι αντιληπτό ότι όσο η διαδικασία συνεχίζεται και προκύπτουν νέες IMF, τα ακρότατα του σήματος ελαττώνονται, έως ότου ο αριθμός των ακρότατων στο εναπομένον σήμα γίνει μικρότερος του τρία, οπότε και πλέον ο αλγόριθμος διακόπτεται. Μετά από την ολοκλήρωση της διαδικασίας του sifting το αρχικό σήμα μπορεί να γραφεί ως

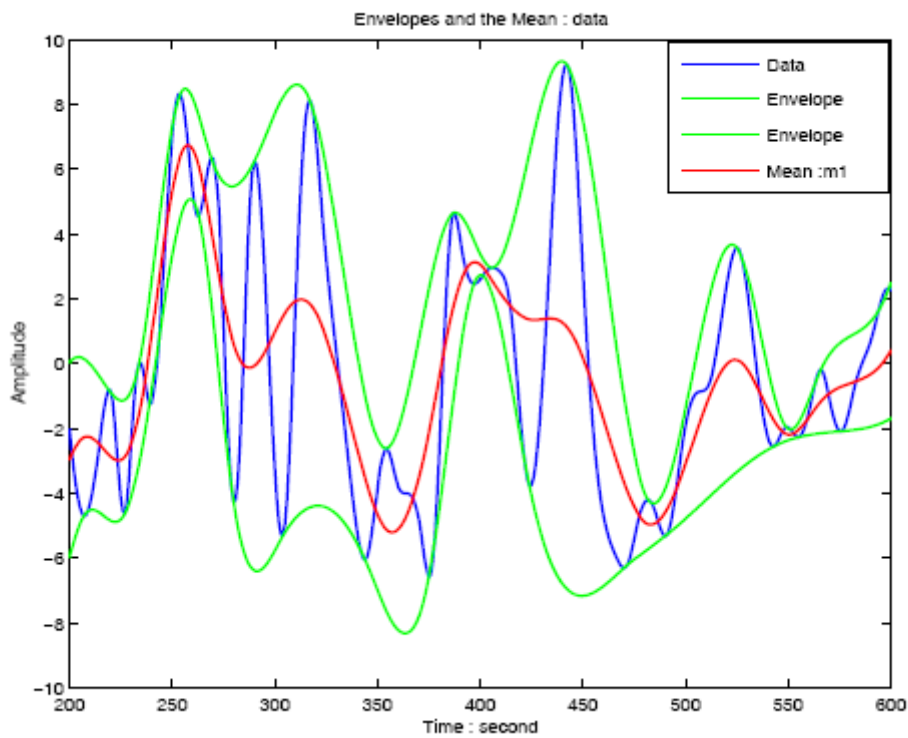
$$x(t) = \sum_{i=1}^n IMF_i + r_n,$$

όπου το m αποτελεί το τελικό υπόλοιπο που είτε είναι σταθερά, είτε απλώς ένα μονοτονικό σήμα χωρίς ακρότατα. Ο αριθμός των IMF που προκύπτουν από το μετασχηματισμό Hilbert-Huang είναι περίπου ίσος με $\log_2 N$, όπου N είναι το

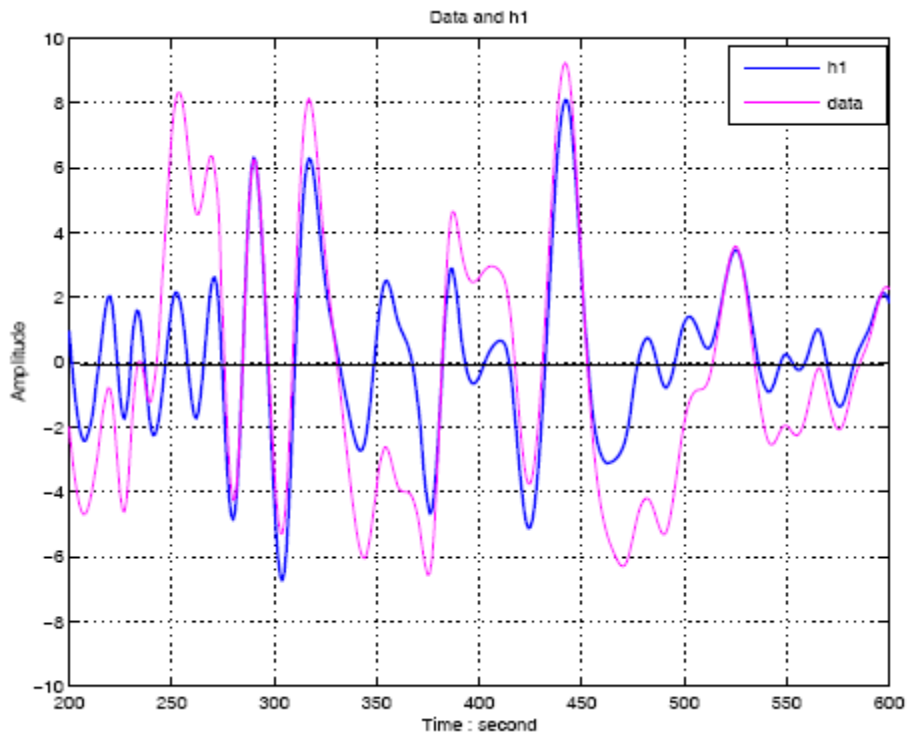
πλήθος των τιμών του ψηφιοποιημένου σήματος. Η πληρότητα της διαδικασίας αποδεικνύεται μαθηματικά από την εξίσωση (2-13), μπορεί όμως εύκολα να διαπιστωθεί και πειραματικά, καθότι το αλγεβρικό άθροισμα των IMF ενός σήματος δίνει με πολύ μικρό σφάλμα. Η πολύ μικρή απόκλιση που παρατηρείται οφείλεται στην διαδικασία της παρεμβολής με τις cubic splines. Ομοίως η ορθογωνικότητα της διαδικασίας υπολογίζεται με βάση την παρακάτω εξίσωση:

$$IO = \sum_0^T \frac{\sum_{j=1}^{n+1} \sum_{k=1}^{n+1} IMF_j IMF_k}{x^2(t)}$$

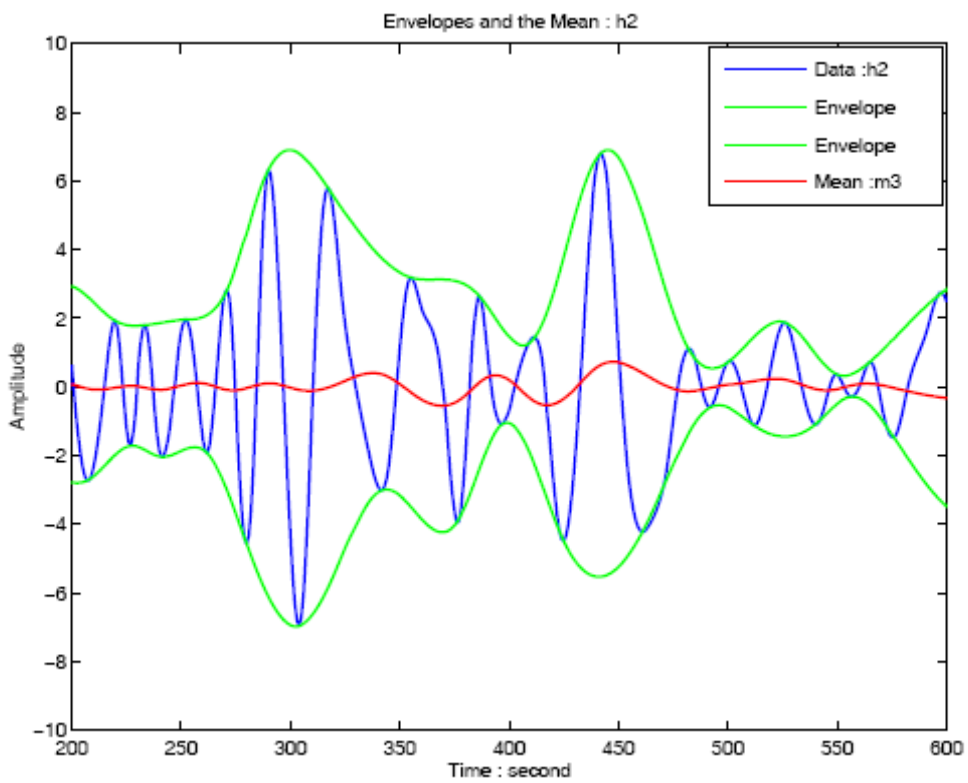
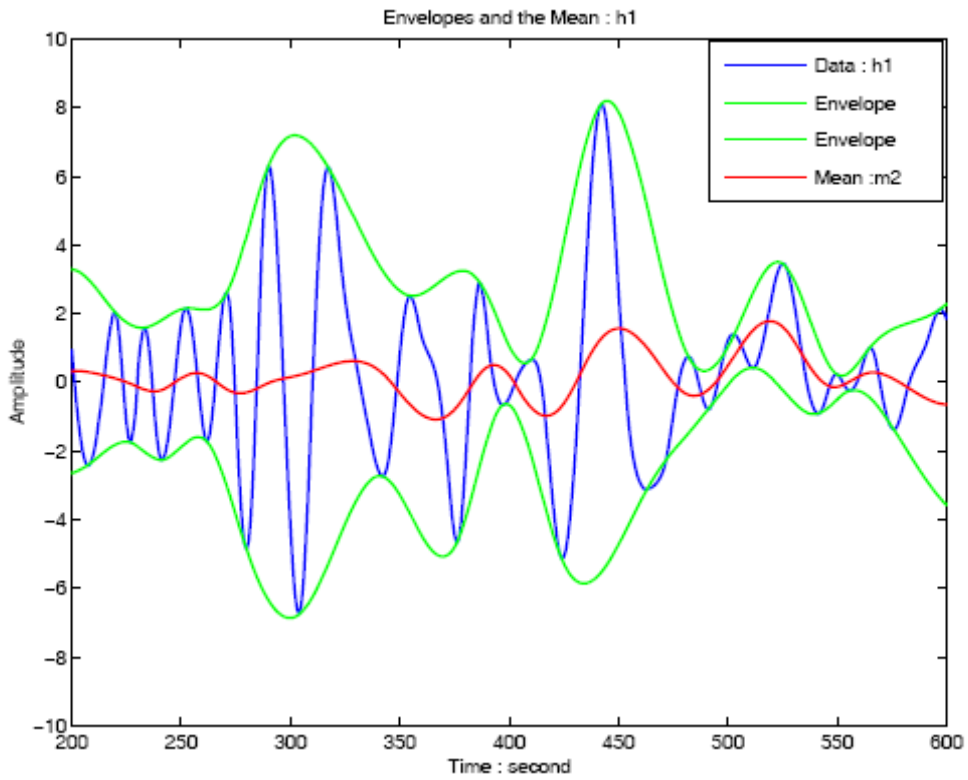
Όπου j και k υποδηλώνουν δύο οποιοσδήποτε IMF του σήματος και n είναι το πλήθος των IMF χωρίς να υπολογίζεται το υπόλοιπο (residual).



Σχ 2.1 Τα δεδομένα (μπλε), οι άνω και κάτω περιβάλλοντες (πράσινο) όπως ορίζονται από τα τοπικά μέγιστα και ελάχιστα αντίστοιχα και η μέση τιμή τους (κόκκινο)



Σχ. 2.2 Τα δεδομένα (μοβ) και το υπόλοιπο h_1 (μπλε)



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Kenneth Davies, “ionospheric radio”, Institution of Electrical Engineers Peregrinus on behalf of the Institution of Electrical Engineers, 1990
2. Τσόλης Γιώργος “Ο μετασχηματισμός Hilbert Huang”, Διδακτορική Διατριβή.
3. John M. Goodman, J A Klobucar, R G Joiner, H Soicher, “the effect of the ionosphere on communication, navigation and surveillance systems”, 1987
4. <http://maps.google.com/>
5. http://en.wikipedia.org/wiki/Low_frequency
6. http://en.wikipedia.org/wiki/Very_Low_frequency
7. <http://www.noa.gr/>
8. http://elenizeri.files.wordpress.com/2009/06/5o_kefalaio.pdf
9. <http://el.wikipedia.org/wiki/Θερμόσφαιρα>
10. <http://eclass.di.uoa.gr/courses/D235/>
11. [http:// www.ceid.upatras.gr/faculty/alexiou/ahts/notes/kef08.pdf](http://www.ceid.upatras.gr/faculty/alexiou/ahts/notes/kef08.pdf)