Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΝΙΚΟΛΑΟΣ Π. ΚΟΪΔΗΣ

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΝΙΚΟΛΑΟΣ Π. ΚΟΪΔΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5427

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωφυσικής,
Εργαστήριο Γεωφυσικής

Επιβλέπων

Τσάπανος Μ. Θεόδωρος, Καθηγητής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

© Νικόλαος Π. Κοΐδης , Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2023
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ – *Διπλωματική Εργασία*

©Nikolaos P. Koidis, School of Geology, Dept. of Geophysics, 2023
All rights reserved.
DISTRIBUTION OF SEISMICITY PARAMETERS IN SEISMOGENIC AREAS – *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ ……..5

ΠΕΡΙΛΗΨΗ……..6

ABRSTACT……..7

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Βασικές έννοιες και ορισμοί ……8

1.2 Γεωγραφική κατανομή της σεισμικής δράσης και Νέα Παγκόσμια Τεκτονική……10

1.3 Το σεισμοτεκτονικό πεδίο της Νότιας Αμερικής……23

1.4 Σεισμική δράση και μέτρα σεισμικότητας……27

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΟΥΣ

2.1 Δεδομένα παρατήρησης……29

2.2 Μεθοδολογία για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b……30

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ

3.1 Κατανομή της συχνότητας των μεγεθών……33

3.2 Απόψεις για την κατανομή των μεγεθών……35

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ……37

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ……59

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ-ΑΝΑΦΟΡΕΣ……60

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Είναι γνωστό ότι οι επιπτώσεις των σεισμών και κυρίως των ισχυρών αποτελούν ιδιαίτερο πρόβλημα για την επιστημονική κοινότητα και αποτελούν πεδίο έρευνας για τους σεισμολόγους. Η εργασία αυτή αποσκοπεί στην εύρεση των παραμέτρων σεισμικότητας για σεισμούς που έγιναν στην περιοχή της Νότιας Αμερικής που αποτελεί ένα πρότυπο περιοχής μελέτης καθόσον και ισχυρούς σεισμούς ($M \geq 8.0$) έχει , αλλά και εμφανίζει πλήθος γεωτεκτονικών δομών.

Στην παρούσα εργασία θα αναφερθούν οι βασικές έννοιες και οι ορισμοί που σχετίζονται με το θέμα της σεισμικότητας και της κατανομής των σεισμικών παραμέτρων, καθώς και έννοιες που αφορούν στην τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών. Στη συνέχεια με την χρήση δύο μεθοδολογιών και χρησιμοποιώντας ως μέτρο σεισμικότητας την μέση περίοδο επανάληψης, θα προχωρήσουμε στην εύρεση των παραμέτρων σεισμικότητας για σεισμούς που έγιναν στην περιοχή της Νότιας Αμερικής.

Θα ήθελα να εκφράζω τις θερμές ευχαριστίες μου στον καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας κ. Θεόδωρο Τσάπανο που με καθοδήγησε και με βοήθησε στην διάρκεια αυτής της προσπάθειας. Τέλος στους γονείς μου που συμπαραστάθηκαν σε αυτή την περίοδο εκφράζω τις άπειρες ευχαριστίες μου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το θέμα της εργασία αυτής είναι η κατανομή των παραμέτρων σεισμικότητας σε σεισμογενείς περιοχές. Ως περιοχή μελέτης επιλέχθηκε η Νότια Αμερική, καθώς αποτελεί πρότυπο περιοχής μελέτης λόγω της σεισμικότητας που παρουσιάζει αλλά και γενικότερα της τεκτονικής της.

Στο πρώτο κεφάλαιο που αφορά την εισαγωγή δίνονται οι βασικές έννοιες και οι ορισμοί που σχετίζονται με το θέμα, παρουσιάζονται στοιχεία για την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών και την παγκόσμια τεκτονική, ενώ γίνεται εκτενής αναφορά στο σεισμοτεκτονικό πεδίο της Νότιας Αμερικής, καθώς και στην τεκτονική συμπεριφορά της πλάκας Ναζκα σε σχέση με την Νότια Αμερική. Τέλος, αναφέρονται ορισμένα από τα ευρέως χρησιμοποιούμενα μέτρα σεισμικότητας. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναφέρονται τα δεδομένα παρατήρησης (σεισμοί), περιγράφεται ο τρόπος επεξεργασίας τους και παρουσιάζονται οι δύο μεθοδολογίες οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας της περιοχής μελέτης. Το τρίτο κεφάλαιο αφορά την κατανομή της συχνότητας των μεγεθών, ενώ περιγράφεται και η σχέση Gutenberg-Richter. Επίσης παρουσιάζονται οι απόψεις διάφορων ερευνητών σχετικά με την κατανομή της συχνότητας των μεγεθών. Στο τέταρτο κεφάλαιο αρχικά, παρουσιάζονται οι χάρτες των ζωνών (κυψελών) στις οποίες χωρίσαμε την περιοχή μελέτης και δίνονται οι πίνακες που περιέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες για κάθε κυψέλη. Στην συνέχεια, θεωρώντας ως μέτρο σεισμικότητας την μέση περίοδο επανάληψης σεισμών, με την χρήση των μεθόδων μέσης τιμής και μέγιστης πιθανοφάνειας, υπολογίζονται οι παράμετροι a1 και b της σχέσης Gutenberg-Richter και δίνεται ο αντίστοιχος πίνακας τιμών κάθε κυψέλης, καθώς και τα αντίστοιχα διαγράμματα. Τέλος στο κεφάλαιο 5 συνοψίζονται τα γενικά συμπεράσματα που προέκυψαν από αυτήν την εργασία.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ABSTRACT

The aim of this paper is the distribution of seismicity parameters in seismogenic areas. South America was chosen as the study area, as it is a model study area due to the seismicity it presents and also its tectonics.

In the first chapter, the basic concepts and definitions related to the subject are given, elements of lithospheric plates tectonics and global tectonics are presented and an extensive reference to the seismotectonic field of South America is made, as well as to the tectonic behavior of Nazca plate in relation to South America. Finally some of the widely used measures of seismicity are listed. In the second chapter, the observational data (earthquakes) are mentioned, their processing method is described and the two methodologies used to calculate the seismicity parameters of the study area are presented. The third chapter refers to the distribution of the frequency of sizes, and Gutenberg-Richter law is presented. Also, opinions of various researchers on the above topic are presented. In the fourth chapter, the maps of the zones (cells) into which we divided the study area are presented and the tables containing the necessary information for each cell are given. Then, using as measure of seismicity the average recurrence period of earthquakes, and using the mean value and maximum likelihood methods, the parameters a1 and b of the Gutenberg-Richter relation are calculated and the corresponding table of values of each cell is given, as well as the corresponding diagrams. Finally, chapter five summarizes the general conclusions drawn from this paper.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Βασικές έννοιες και ορισμοί

Γενικά αποδεκτός ορισμός της έννοιας *«σεισμικότητα»* δεν υπάρχει ακόμα. Μπορούμε ωστόσο να θεωρήσουμε την σεισμικότητα ως μια αύξουσα συνάρτηση του μεγέθους και της συχνότητας των σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή κατά την διάρκεια ενός συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος. (**Papazachos, 1977).**

Ως μέτρα σεισμικότητας μπορούν να χρησιμοποιηθούν, μεταξύ άλλων, ο ετήσιος αριθμός, N(M), των σεισμών οι οποίοι έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M και η μέση περίοδος επανάληψης ,(T), των σεισμών αυτών, μετρούμενη σε έτη. Οι παραπάνω ποσότητες εξαρτώνται από το μέγεθος και την συχνότητα και για τον λόγο αυτό μπορούμε να τα θεωρήσουμε ως μέτρα της σεισμικότητας μιας ενός τόπου.

Η πιο απλή μέθοδος απεικόνισης της σεισμικότητας μιας περιοχής μπορεί να γίνει με την χαρτογράφηση των επικέντρων των σεισμών, χρησιμοποιώντας διαφορετικό συμβολισμό για τα διάφορα μεγέθη και εστιακά βάθη των σεισμών. Με την μέθοδο αυτή εκφράζεται ποιοτικά η σεισμικότητα της αντίστοιχης περιοχής.

Πέρα από τις μεθόδους ποιοτικής έκφρασης της σεισμικότητας, υπάρχουν και μέθοδοι ποσοτικής έκφρασής της. Οι ποσοτικές μέθοδοι έχουν το πλεονέκτημα ότι δίνουν την δυνατότητα σύγκρισης της σεισμικότητας μίας περιοχής για διάφορα χρονικά διαστήματα, αλλά επιτρέπουν και την σύγκριση της σεισμικότητας διαφορετικών περιοχών για το ίδιο χρονικό διάστημα **(Comninakis, 1975).**

Το θέμα της σεισμικότητας των διαφόρων περιοχών της γης έχει απασχολήσει πολλούς επιστήμονες και έχουν γίνει σημαντικές έρευνες πάνω σε αυτό. Μέσω των ερευνών αυτών έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι οι οποίες δίνουν την δυνατότητα να γίνει η μέτρηση της σεισμικότητας, με την χρήση των διαφόρων παραμέτρων που έχουν κάποια φυσική σημασία.

Από τις έρευνες που έχουν γίνει σε σχέση με την σεισμικότητα έχουν προκύψει ορισμένες σημαντικές απόψεις οι οποίες θα ήταν χρήσιμο να αναφερθούν στη συνέχεια. Ο **Riznichenko**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

(1958,1959) αναζητώντας κάποιον ορισμό για την σεισμικότητα, εισήγαγε τον όρο *«σεισμική περιοχή»,* ορίζοντάς τον ως το σύνολο των σεισμών που έχουν διαφορετικά μεγέθη και συνεπώς διαφορετική ενέργεια και που εξετάζονται στο χώρο και τον χρόνο.

Ο **Aki (1968)** θεωρεί ότι η «σεισμικότητα» εκφράζει την διαδικασία γένεσης των σεισμών και ότι αυτή εκφράζεται μέσω των αναγραφών των σεισμογράφων. Συνεπώς, μπορεί να θεωρηθεί ότι η μελέτη της σεισμικότητας γίνεται με την σύνθεση των αποτελεσμάτων των αναλύσεων των σεισμογραμμάτων.

Ο **Ranalli (1972)** ορίζει την σεισμικότητα ως μία συνάρτηση της συχνότητας, του μεγέθους και της ενέργειας που απελευθερώνεται με τον σεισμό.

Ο **Kaila και οι συνεργάτες του (1972)** διαχωρίζουν την σεισμικότητα που αφορά το σύνολο των σεισμών που συμβαίνουν σε μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο με αυτή που αφορά την σεισμική δραστηριότητα και μεγαλύτερα διαστήματα, αλλά και τον προβλέψεων για το μέλλον.

Σύμφωνα με τους **Purcaru** και **Maaz (1972)** ο όρος «σεισμικότητα» και ο όρος «σεισμική δραστηριότητα» έχουν την ίδια έννοια. Κατά τον **Purcaru (1975a)**ο όρος «σεισμικότητα» χρησιμοποιείται για να περιγράψει το σύνολο των σεισμών, διαφόρων μεγεθών, στο χώρο και τον χρόνο, οι οποίοι εκδηλώνονται σε μια συγκεκριμένη περιοχή, καθώς και τα αποτελέσματα αυτών.

Ωστόσο, υπάρχει διαφορά μεταξύ της σεισμικότητας ως έκφραση της γενικότερης διαδικασίας γένεσης σεισμών και τον παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν ποσοτικά την σεισμικότητα.

Οι **Arroyo και Espinosa(1978)** θεωρούν ότι πέρα από το μέγεθος ενός σεισμού, υπάρχουν και άλλες παράμετροι που μπορούν να χρησιμοποιηθούν, ώστε να μπορεί να περιγραφεί με μεγαλύτερη ακρίβεια το φαινόμενο. Πρότειναν ως παραμέτρους τις γεωγραφικές συντεταγμένες (φ και λ) του επίκεντρου, το εστιακό βάθος, το μήκος και την διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος, την συνολική μετατόπιση στην σεισμική εστία, την πτώση τάσης και την σεισμική ροπή. Δηλαδή, οι παραπάνω ερευνητές θεωρούν ότι με τον όρο σεισμικότητα εννοείται η κατανομή των παραμέτρων που αναφέρθηκαν προηγουμένως.

Ωστόσο υπάρχει μια τάση να συνδυάζεται ο όρος «σεισμικότητα» με την κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας στο χώρο και τον χρόνο. Έτσι, στο παρελθόν ένας κατάλογος σεισμών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

και μια χαρτογράφηση επικέντρων μπορούσε να αποτελέσει μια εργασία σεισμικότητας. Αργότερα, με την χρήση μαθηματικών και κυρίως στατιστικών μεθόδων στη Σεισμολογία, οι έρευνες της σεισμικότητας συμπληρώθηκαν με σχέσεις κατανομής της συχνότητας των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος (Μ) ή της κατανομής σεισμικής ενέργειας με το μέγεθος κτλ.

1.2 Γεωγραφική κατανομή της σεισμικής δράσης και Νέα Παγκόσμια Τεκτονική

Σύμφωνα με τον **Ballore de Montessus(1924)**, υπάρχει στενή σχέση μεταξύ των σεισμών, της γεωμορφολογίας και της γεωλογίας. Ο παραπάνω ερευνητής συσχέτισε την ηπειρωτική σεισμική δραστηριότητα με τα ψηλά βουνά και την θαλάσσια με τις μεγάλες ωκεάνιες τάφρους. Απέδειξε ότι η σεισμική δραστηριότητα συνδέεται με τις πρόσφατες γεωλογικές δομές.

Με βάση παλαιομαγνητικές και άλλες γεωφυσικές μεθόδους αποδείχθηκε ότι στον ανώτερο Παλαιοζωικό αιώνα υπήρχαν μόνο μία ήπειρος στο βορρά κα μία στο νότο, οι οποίες ονομάζονταν Λαυρασία και Γκοτβάνα αντίστοιχα. Η Λαυρασία περιλάμβανε τις σημερινές ηπείρους Βόρεια Αμερική Ευρώπη και Ασία (δίχως την Ινδία), ενώ η Γκοτβάνα αποτελούνταν από την Νότια Αμερική, την Αφρική, την Μαδαγασκάρη, την Αυστραλία, την Ανταρκτική και την Ινδία. Η διάσπαση των δυο υπέρ-ηπείρων συντελέστηκε κατά τα μέσα του Μεσοζωικού αιώνα. Τα τμήματα στα οποία διασπάστηκαν αποτελούν τις σημερινές ηπείρους.

Σήμερα γνωρίζουμε ότι στο κατώτερο Ιουρασικό ξεκίνησε η διάνοιξη του Βόρειου Ατλαντικού και ξεχώρισε αρχικά η Βόρεια Αμερική από την Αφρική και την Νότια Αμερική. Στο κατώτερο Κρητιδικό άρχισε η διαμόρφωση του Νότιου Ατλαντικού, ενώ στο ανώτερο Κρητιδικό ο Βόρειος Ατλαντικός ωκεανός επεκτάθηκε και διαμορφώθηκε η θάλασσα του Λαμπραντόρ και ο Βισκαϊκός κόλπος. Ακόμη σχηματίστηκε η πρώτη Ειρηνο-Ανταρκτική ράχη μεταξύ της Νέας Ζηλανδίας και της Δυτικής Ανταρκτικής.

Στις αρχές του Τριτογενούς σχηματίστηκε το Βορειότατο άκρο της Βόρειας Αμερικής και ο Αρκτικός ωκεανός. Στην ίδια περίοδο πραγματοποιήθηκε διαχωρισμός της Αυστραλίας από την Ανταρκτική και της Ινδίας από τις Σεϋχέλλες. Πολύ πιο μετά σχηματίστηκαν ο κόλπος του Αντέν, η Ερυθρά θάλασσα , ο κόλπος της Καλιφόρνια και η αρχική έξαρση της υποθαλάσσιας ράχης των νήσων Γκαλαπάγκος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Η κατανομή των διαφόρων γεωδυναμικών φαινομένων, όπως η σεισμική δράση, η ηφαιστειακή δράση κλπ., δεν είναι τυχαία. Με βάση την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών μπορούν να ερμηνευθούν σχεδόν όλα τα γεωδυναμικά φαινόμενα. Πάνω στη θεωρία τον λιθοσφαιρικών πλακών βασίστηκε και η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική.

Με την όρο «*Νέα Παγκόσμια Τεκτονική»* αναφερόμαστε στο σύνολο των θεωριών και των υποθέσεων που αφορούν τις οριζόντιες κυρίως κινήσεις των γιγαντιαίων επιφανειακών τεμαχών της Γης, καθώς και στις αιτίες που δημιουργούν αυτές τις κινήσεις, αλλά και στο πως αυτές οι κινήσεις συμβάλλουν στη διαμόρφωση της επιφάνειας της Γης.

Παλαιότερα, επικρατούσε οι άποψη ότι οι κατακόρυφες κινήσεις ήταν οι επικρατέστερες. Οι οριζόντιες κινήσεις θεωρούνταν αμελητέες έως ανύπαρκτες και αφορούσαν μόνο ορισμένα ρήγματα ή ότι γινόντουσαν κατά την πτύχωση ιζημάτων. Αυτή η άποψη ήταν λογικό να επικρατεί, αφού οι κατακόρυφες κινήσεις παρατηρούνταν και μπορούσαν να μετρηθούν απευθείας. Αντιθέτως, η οριζόντιες κινήσεις είναι δυνατό να μετρηθούν μόνο με έμμεσες μεθόδους.

Πλέον επικρατεί η άποψη ότι η κύρια αιτία για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων είναι οι οριζόντιες κινήσεις των γιγαντιαίων τεμαχών (λιθοσφαιρικές πλάκες) **(Papazachos, 1974).**

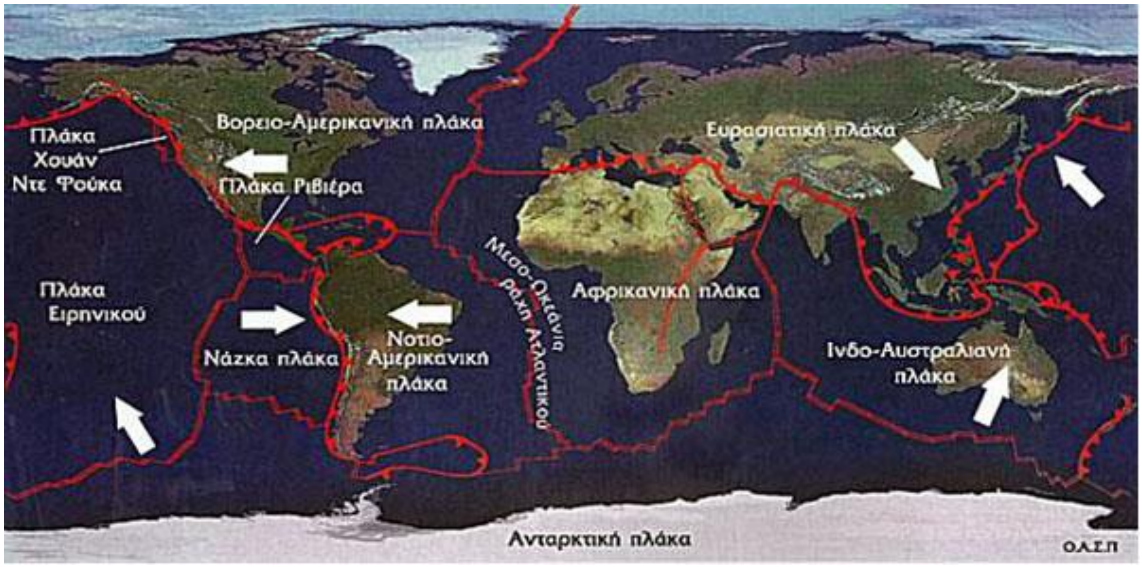
Ως «*λιθόσφαιρα***»** ορίζεται το δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα, πάχους περίπου 80 km το οποίο περιβάλλει ολόκληρη την γη. Η λιθόσφαιρα δεν είναι συνεχής, αλλά χωρίζεται από το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης και από το σύστημα μέσο-ωκεάνιων ραχών σε έναν αριθμό λιθοσφαιρικών πλακών. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες πραγματοποιούν σχετικές μεταξύ τους κινήσεις με ταχύτητες που μπορεί να φτάσουν μέχρι και 10 cm/yr.

Η δημιουργία των λιθοσφαιρικών πλακών συμβαίνει στις μέσο-ωκεάνιες ράχες από την άνοδο μαγματικού υλικού από το εσωτερικό της γης και την προσκόλληση αυτού στις παρυφές των πλακών. Αντίθετα, η καταστροφή των λιθοσφαιρικών πλακών πραγματοποιείται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης με την πλάγια βύθιση της πλάκας μέσα στην ασθενόσφαιρα, η οποία αποτελεί το τμήμα που βρίσκεται κάτω από την λιθόσφαιρα και πάνω στην οποία κινούνται οι λιθοσφαιρικές πλάκες. Τα παραπάνω αποτελούν την κινηματική θεωρία των λιθοσφαιρικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

πλακών, στην οποία στηρίζεται η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική. Στο παρακάτω σχήμα (1.1) απεικονίζονται οι λιθοσφαιρικές πλάκες και η διεύθυνση κίνησής τους.



Σχήμα 1.1- *Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και τα συστήματα διάρρηξης. (πηγή: http://www.oasp.gr/node/203*)

Προβάλλοντας την σεισμικότητα των περιοχών με σεισμούς βάθους και ενδιάμεσου βάθους παρατηρούμε ότι σχηματίζονται οι ζώνες βύθισης των τεμαχών της λιθόσφαιρας. Το σύνολο των γεωδυναμικών φαινομένων που συμβαίνουν στην επιφάνεια της γης εντοπίζονται στα δύο συστήματα διάρρηξης που αναφέραμε προηγουμένως. Παρακάτω θα περιγράψουμε συνοπτικά τα δυο αυτά συστήματα, καθώς και την γεωλογία και την τεκτονική τους.

ο ηπειρωτικό περιθώριο των Άνδεων είναι ένα συνήθως αναφερόμενο περιθώριο τεκτονικού τύπου που δείχνει τα περισσότερα από τα τεκτονικά χαρακτηριστικά του, σύγκλιση μεταξύ μιας βυθιζόμενης ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω την Νότια Αμερική .

Η Νότια Αμερική είναι μια από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές του κόσμου. Ειδικότερα, η Χιλή και το Περού κατατάχθηκαν στη δεύτερη και την τέταρτη θέση, αντίστοιχα, μεταξύ πενήντα σεισμογενών χωρών του κόσμου ως προς τη σεισμικότητά τους **(Tsapanos and Burton 1991).**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Ως παράδειγμα της εργασίας αυτής εξετάζεται η σεισμικότητα της Νότιας Αμερικής. Στη Νότια Αμερική οι σεισμοί συμβαίνουν κατά μήκος της ζώνης καταβύθισης της πλάκας Nazca κάτω από την αμερικανική πλάκα. Η περιοχή παρουσιάζει ένα μεγάλο αριθμό διάφορων τεκτονικών χαρακτηριστικών (π.χ. ζώνη κατάδυσης, ηφαιστειότητα, κτλ.). Ένα πλήθος μεγάλων και καταστροφικών σεισμών με μεγέθη που σε πολλές περιπτώσεις ξεπερνούν το μέγεθος 8.0 έχει συμβεί σε όλη την ήπειρο και είναι γνωστοί από τους ιστορικούς χρόνους.

Ο μεγάλος σεισμός της Χιλής με μέγεθος M=9.6 έγινε στις 22 Μαΐου 1960. Είναι ο μεγαλύτερος σεισμός που έχει καταγραφεί μέχρι σήμερα. Ο σεισμός προκάλεσε ,όπως ήταν φυσικό τσουνάμι, που διέσχισε σχεδόν όλο τον Ειρηνικό και έπληξε χώρες , όπως η Ιαπωνία (έφτασε με ύψος 5m περίπου και προκάλεσε στα νησιά Χονσού και Χοκάιντο δηλαδή σε απόσταση 17.000 Km τον θάνατο σε 180 κατοίκους. Η περιοχή είναι μία ευρύτατα μελετημένη περιοχή και ένα πλήθος επιστημόνων έχει ασχοληθεί με την σεισμικότητα, αλλά και τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής **(Τσάπανος, 1985; Tsapanos and Burton 1991; Tsapanos and Christova 2000; Galanis et al. 2001; Tsapanos 2001; Bilek 2010; Karagrigoriou et al. 2016; Koravos et al. 2016)**.

1) **<u>Ηπειρωτικο σύστημα διάρρηξης:</u>** αποτελείται από δύο τμήματα, την Περιειρηνική ζώνη και την Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη. Στην Περιειρηνική ζώνη περιλαμβάνονται σχεδόν όλες οι ακτές που περιβάλλουν τον Ειρηνικό ωκεανο. Η ζώνη αυτή ξεκινάει από τα Αλεούτια νησιά και την Αλάσκα και στη συνέχεια ακολουθεί τις δυτικές ακτές της Βόρειας, Κεντρικής και Νότιας Αμερικής και εν συνεχεία περνάει απέναντι στις ανατολικές ακτές της Ασίας. Αρχίζοντας από την Βόρεια Νέα Ζηλανδία και διασχίζοντας τις τάφρους των νησιών Νέες Εβρίδες και Νέα Βρεττάνη, φτάνει στην Νέα Γουινέα και στις τάφρους της Ιάβας. Από εκεί στη συνέχεια κατευθύνεται προς Βορρά και διασχίζοντας την τάφρο των Φιλιππίνων φτάνει στην Ιαπωνία, όπου και χωρίζεται σε δυο κλάδους. Ο πρώτος κλάδος συνεχίζει με κατεύθυνση προς Βορρά και φτάνει μέχρι τη Χερσόνησο Καμτσάτκα της Ρωσίας και λίγο πιο βορειοανατολικά ενώνεται με το τόξο των Αλεούτιων. Ο άλλος κλάδος κατευθύνεται προς τον Νότο και ακολουθεί τις τάφρους των νήσων Μπονίν και Μαριάνων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Ο Ειρηνικός ωκεανός αποτελείται από δύο λεκάνες, τη Βόρεια και την Νότια. Το βάθος της βόρειας λεκάνης ξεπερνάει τα 5000m. Την λεκάνη αυτή διασχίζουν οι αυχένες πολλών από τα νησιά που αναφέρθηκαν παραπάνω. Καταλήγει προς Βορρά και Δυτικά και μερικώς προς Νότο σε μεγάλες τάφρους με βάθος 5000-10900 m. Προς τα ανατολικά ο πυθμένας της λεκάνης παρουσιάζει, σε μεγάλη έκταση, ελαφριά κλίση προς το πάνω. Η Νότια λεκάνη είναι αρκετά πιο μικρή από την Βόρεια και εμφανίζουν παρόμοιες ιδιότητες μεταξύ τους. Στα ανατολικά η Νότια λεκάνη ανυψώνεται ελαφρώς και καταλήγει στο οροπέδιο του εξάρματος του Πάσχα. **(Γαλανόπουλος, 1960)**. Η σεισμική ενέργεια που ελκύεται στις περιοχές γύρω από τον Ειρηνικό ωκεανό αποτελεί το 77 % του συνόλου της σεισμικής ενέργειας της Γης.

Η αμερικανική ήπειρος περιλαμβάνει την Βόρεια, την Κεντρική και την Νότια Αμερική και περιλαμβάνει επίσης τις μεγάλες και μικρές Αντίλλες. Στην Βόρεια Αμερική περιλαμβάνονται ο Καναδάς, το Μεξικό και η Αλάσκα. Συνδέεται υποθαλάσσια με την Ασία κοντά στον Αρκτικό κύκλο. Τον πυρήνα της Βόρειας Αμερικής αποτελεί η Καναδική Ασπίδα. Στη Δυτική πλευρά της βρίσκεται η Τριτογενής οροσειρά Κορδιλλιέρα που εκτείνεται σε όλο το μήκος των Ειρηνικών ακτών της. Η Κεντρική Αμερική , όπως επίσης και το σύμπλεγμα των νησιών της Καραϊβικής αποτελούν υπολείμματα της ξηράς που κάποτε ένωνε τη Βόρεια και την Νότια Αμερική και η οποία βυθίστηκε στις αρχές του Τριτογενούς. Έτσι, σχηματίστηκαν οι εγκατακρημνισιγενείς λεκάνες του Μεξικού και της Καραϊβικής. Στην Ειρηνική πλευρά της Νότιας Αμερικής εντοπίζεται, σε όλο το μήκος της, η Τριτογενής οροσειρά των Άνδεων. Στο Νεογενές πραγματοποιήθηκε η τελική πτύχωση της οροσειράς και ακολούθησε σε μεγάλο βαθμό κατακερματισμός με συνέπεια τη βύθιση της εσωτερικής πλευράς της οροσειράς των Άνδεων. Στην ηπειρωτική μάζα της Ασίας συμπεριλαμβάνονται και όλα τα νησιά του Ανατολικοασιατικού και Μαλαϊκού αρχιπελάγους. Η Βόρειο-ασιατική μάζα, η οποία αποτελεί τον πυρήνα της ηπείρου, ήταν κατά το Παλαιογενές ενωμένη με το νησιωτικό κόσμο. Κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ασίας έχουν παρατηρηθεί φαινόμενα κατακερματισμού της Τριτογενούς ορογένεσης και τα κατακερματισμένα τμήματα έχουν βυθιστεί στον Ειρηνικό ωκεανό. Τα μοναδικά τμήματα της ξηράς που έχουν απομείνει μετά τον διαμελισμό και την βύθιση των Τριτογενών πτυχώσεων, είναι οι αλυσίδες των νησιών της ανατολικής Ασίας. Η Ιαπωνία αποτελεί την κύρια σεισμική περιοχή της Γης, τόσο ως προς την ένταση, όσο και ως προς την συχνότητα των σεισμών. Από το νησί Χονσού μέχρι και την χερσόνησο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

της Καμτσάτκα η σεισμική δράση αγγίζει περίπου το 12 % του ετήσιου συνόλου των επιφανειακών σεισμών της Γης και στο 15% του συνόλου των επιφανειακών σεισμών που συμβαίνουν σε ολόκληρη τη ζώνη του Ειρηνικού **(Γαλανόπουλος, 1960).**

Η Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη αρχίζει από τα δυτικά του Γιβραλτάρ και ακολουθεί τις αλπικές πτυχώσεις. Περνάει από τα Βαλκάνια και εν συνεχεία από Περσία, Ιμαλάια Βιρμανία και ενώνεται με την Περιειρηνική ζώνη κοντά στη Νέα Γουινέα. Μοναδική εξαίρεση στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αποτελεί ένα τμήμα της Βόρειας Αμερικής, όπου τμήμα του ωκεάνιου φλοιού του Ειρηνικού ωκεανού παρεμβάλλεται σαν σφήνα ανάμεσα στα ηπειρωτικά συστήματα διάρρηξης που υπάρχουν εκατέρωθεν αυτής της «σφήνας».

Η Ευρώπη, με βάση την γεωλογική ηλικία, είναι η νεότερη από όλες τις ηπείρους. Η εξέλιξη της Ευρώπης πραγματοποιήθηκε σε 4 στάδια και τα διάφορα τμήματά της ονομάστηκαν από τους ερευνητές ως Αρχαιοευρώπη, Παλαιοευρώπη, Μεσοευρώπη και Νεοευρώπη, ανάλογα με το χρόνο της κάθε φάσης εξέλιξης. Στις περιοχές της Ευρώπης με έντονη σεισμικότητα κυριαρχούν οι Αλπικές πτυχώσεις.

Η Αφρική είναι μια παλαιά τεκτονική περιοχή. Τα περιφερειακά ρήγματα της Αφρικής δημιουργήθηκαν σε διάφορες γεωλογικές περιόδους. Στα βορειοδυτικά της ηπείρου βρίσκεται η οροσειρά του Άτλαντα, με Τριτογενή ηλικία. Η ρηξιγενής αυτή περιοχή ανήκει στην Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη.

Στην Νότια Ασία, εκτός των περιοχών των χερσονήσων της Αραβίας και του Δεκάν κυριαρχούν οροσειρές Τριτογενούς ηλικίας, οι οποίες ανήκουν στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης.

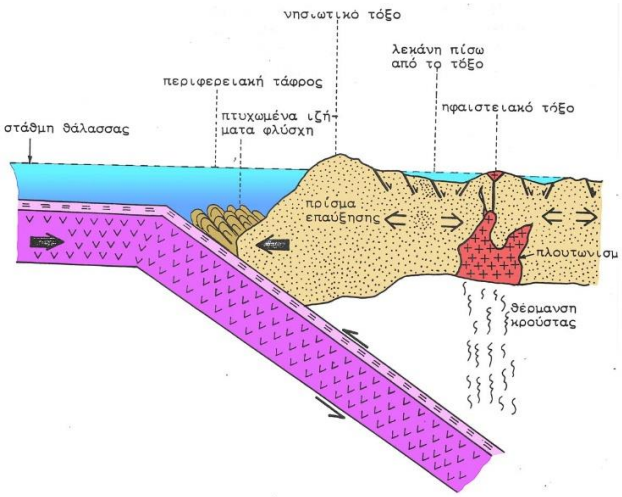
Στις δύο ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης εντοπίζονται οι όλες οι εστίες των σεισμών βάθους, το μεγαλύτερο μέρος των επιφανειακών σεισμών, οι νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα και το σύνολο των ανδεσιτικών ηφαιστείων.

Τα νησιωτικά τόξα αποτελούν ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης και παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον από τεκτονική άποψη. Το σχήμα τους είναι τοξοειδές και αποτελούνται από δύο κύρια μέρη. Το εξωτερικό τμήμα του τόξου ονομάζεται ιζηματογενές τόξο και πρόκειται για μία σειρά από ιζηματογενή νησιά και βουνά. Στο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

κοίλο τμήμα του τόξου υπάρχει μια ρηχή θαλάσσια λεκάνη. Στο κυρτό τμήμα του υπάρχει μια ωκεάνια τάφρος με μεγάλο βάθος. Το εσωτερικό τμήμα του τόξου ονομάζεται ηφαιστειακό τόξο και αποτελείται από μια σειρά ηφαιστείων ανδεσιτικής σύστασης και από νησιά ή βουνά ηφαιστειακής προέλευσης.



Σχήμα 1.2 – *Αναπαράσταση νησιωτικού τόξου και των κύριων χαρακτηριστικών του. (πηγή: http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg871y/ch1/sxima_9a.jpg)*

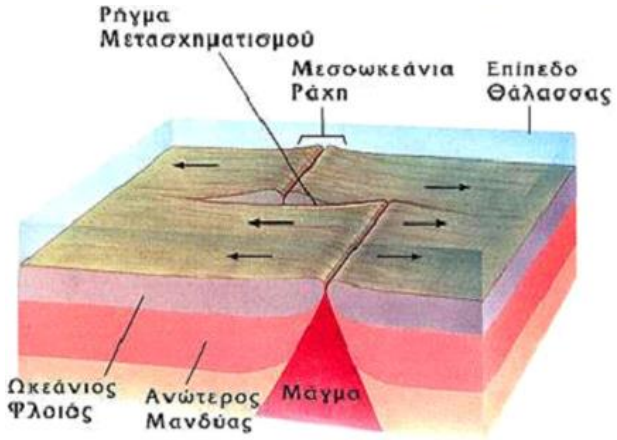
Η κατανομή των εστιών των σεισμών βάθους γίνεται πάνω σε ένα τμήμα μιας περίπου κωνικής επιφάνειας , η κορυφή της οποίας βρίσκεται κάτω από το εσωτερικό τμήμα του τόξου και η επιφάνεια αυτή εμφανίζεται με κλίση από το κυρτό προς το κοίλο τμήμα του τόξου. Στο μέρος της ωκεάνιας τάφρου η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης είναι γενικά μικρή (1 μcal/cm^2 .sec). Αντιθέτως, πάνω στο τόξο η ροή θερμότητας είναι σχετικά μεγάλη (2-3 μcal/cm^2 .sec). Οι ανωμαλίες βαρύτητας γενικά θετικές στο εσωτερικό και αρνητικές στο εξωτερικό τμήμα του τόξου. Στο σχήμα (1.2) βλέπουμε την δομή ενός νησιωτικού τόξου, καθώς και τα κύρια χαρακτηριστικά του.

2) Οι μέσο-ωκεάνιες ράχες : Πρόκειται για ένα σύστημα υποθαλάσσιων εξάρσεων του ωκεάνιου φλοιού που αποτελεί τη ζώνη διάρρηξης των μέσο-ωκεάνιων ραχών (σχ. 1.3). Με βάση γεωφυσικές μελέτες εκτιμάται ότι το ύψος αυτών των εξάρσεων μπορεί να φτάνει μέχρι και τα 3000m. Αυτό το σύστημα ζωνών διάρρηξης , το οποίο καλείται «μέσο-ατλαντική ράχη», διασχίζει

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

τον Ατλαντικό ωκεανό με κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο και εμφανίζει μορφή “S”. Στα Νότια το σύστημα αλλάζει κατεύθυνση προς τα Νοτιοανατολικά και περνώντας ανάμεσα από την Αφρική και την Ανταρκτική εισέρχεται στον Ινδικό ωκεανό, όπου ανατολικά της Μαδαγασκάρης διαχωρίζεται σε δύο κλάδους. Ο πρώτος κλάδος κατευθυνόμενος Βόρεια καταλήγει στην Αραβική θάλασσα και ενώνεται με το σύστημα διάρρηξης του βυθίσματος της Ανατολικής Αφρικής στον κόλπο του Άντεν. Ο δεύτερος κλάδος κατευθύνεται προς τα Νοτιοανατολικά, περνάει μεταξύ Αυστραλίας και Ανταρκτικής και αφού εισέλθει στον Ειρηνικό ωκεανό, αλλάζει διεύθυνση προς Βορρά, όπου και καταλήγει στα δυτικά της Βόρειας Αμερικής. Παρά του ότι οι μέσο-ωκεάνιες ράχες είναι τμήματα του ωκεάνιου πυθμένα, οι επεκτάσεις τους είναι δυνατό να εντοπίζονται και ορισμένα σημεία της ξηράς. Οι περιοχές των ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα στις ΗΠΑ και της Ανατολικής Αφρικής αποτελούν τέτοιες επεκτάσεις. Τις μέσο-ωκεάνιες ράχες τέμνουν σε, διάφορα σημεία, ρήγματα κάθετα στις διευθύνσεις των κυρίων αξόνων των ραχών, τα οποία λέγονται ρήγματα μετασχηματισμού.



Σχήμα 1.3- *Αναπαράσταση ρήγματος μετασχηματισμού σε μέσο-ωκεάνια ράχη (πηγή: http://www.oasp.gr/node/203)*

Ο Ατλαντικός ωκεανός χωρίζεται από την μέσο-ατλαντική ράχη σε δύο λεκάνες, την Ανατολική και την Δυτική. Η Ανατολική χωρίζεται σε δύο λεκάνες, την Βόρεια και Νότια Αφρικανική λεκάνη και την λεκάνη του ακρωτηρίου της Καλής Ελπίδας. Η Δυτική λεκάνη, όπου έχει και το μεγαλύτερο βάθος, αποτελείται από τις λεκάνες της Αργεντινής, της Βραζιλίας και της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Βόρειας Αμερικανικής λεκάνης. Ο Ατλαντικός διασχίζεται από τον Ισλανδικό αυχένα. Ο αυχένας αυτός αποτελεί υπολειμματικό τμήμα ξηράς, η οποία κατά το Τριτογενές προεκτεινόταν από τη Σκωτία έως την Ανατολική Γροιλανδία.

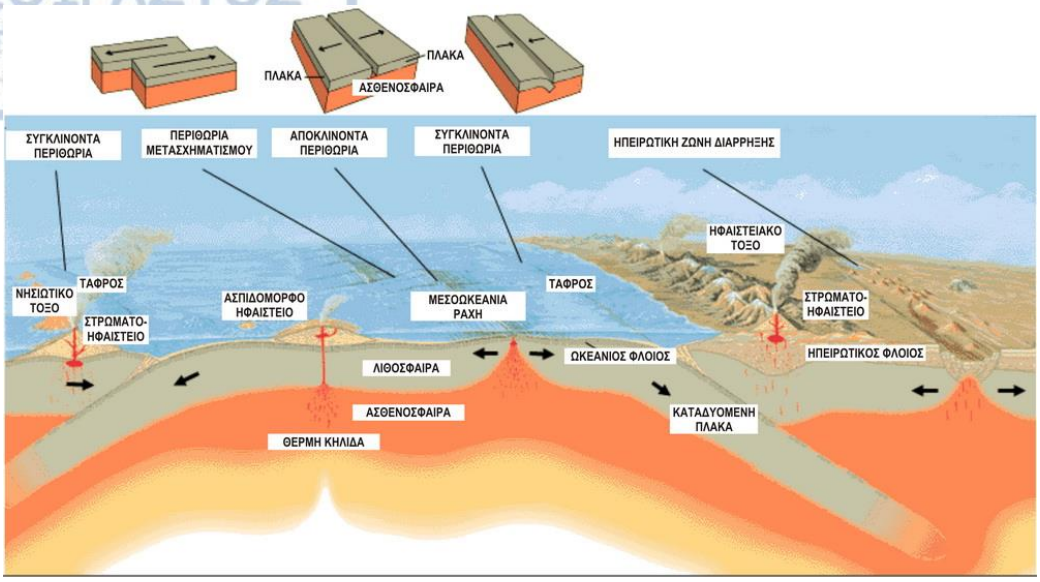
Η λεκάνη του Ινδικού ωκεανού πήρε την σημερινή μορφή σε κάποιο χρονικό διάστημα ανάμεσα στο Μεσοζωικό αιώνα και στις αρχές του Τριτογενούς. Ωστόσο, το Ανατολικό μισό τμήμα της είχε ήδη σχηματιστεί στο Ιουρασικό, όταν κατακρημνίστηκε η Γκοτβάνα. Προς τα βόρεια η λεκάνη του Ινδικού ανυψώνεται ελαφρώς και καταλήγει στον Αραβικό κόλπο και στον κόλπο της Βεγγάλης, ενώ προς τον Νότο καταλήγει με μικρή κλίση στον κόλπο της Νότιας Αυστραλίας.

Στις μέσο-ωκεάνιες ράχες συναντώνται πετρώματα Ολιβίνη και Βασάλτη, με τα περισσότερα να αποτελούνται από λάβες. Στις κορυφές των ραχών δεν παρατηρούνται ιζήματα, και χαρακτηρίζονται κυρίως από ηφαιστειακή δράση. Το μαγνητικό πεδίο στις ράχες έχει ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, ενώ το πεδίο βαρύτητας δεν εμφανίζει κάποια ιδιαίτερη διαταραχή. Η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της γης εμφανίζεται πολύ έντονη στις ράχες, ενώ με την απομάκρυνση από την ράχη μειώνεται και η ροή θερμότητας. Όσον αφορά την σεισμικότητα στις περιοχές των μέσο-ωκεάνιων ραχών, παρατηρούμε ότι συμβαίνουν αποκλειστικά επιφανειακοί σεισμοί. Τα επίκεντρα των σεισμών, τοποθετούνται πάνω στους κύριους άξονες των ραχών και στα ρήγματα μετασχηματισμού.

Η χρησιμότητα των αρχών της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής είναι πολύ σημαντική για την επιστήμη της σεισμολογίας, καθώς με βάση αυτές τις αρχές μπορεί να δοθεί ερμηνεία σε πολλά σεισμολογικά φαινόμενα (σχ. 1.4) που μελετώνται από τους ερευνητές. Ωστόσο, υπάρχουν και κάποιες παρατηρήσεις που δεν μπορούν εξηγηθούν με βάση την Νέα Παγκόσμια Τεκτονική (πχ Σεισμική δράση Καναδά και Βαλτική ασπίδα).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1.4- *Αναπαράσταση της δημιουργίας και καταστροφής των λιθοσφαιρικών πλακών στις μέσο-ωκεάνιες ράχες και στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αντίστοιχα.*
(πηγή:http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/1_dynamics/images/12/12_tect_usgs.jpg)

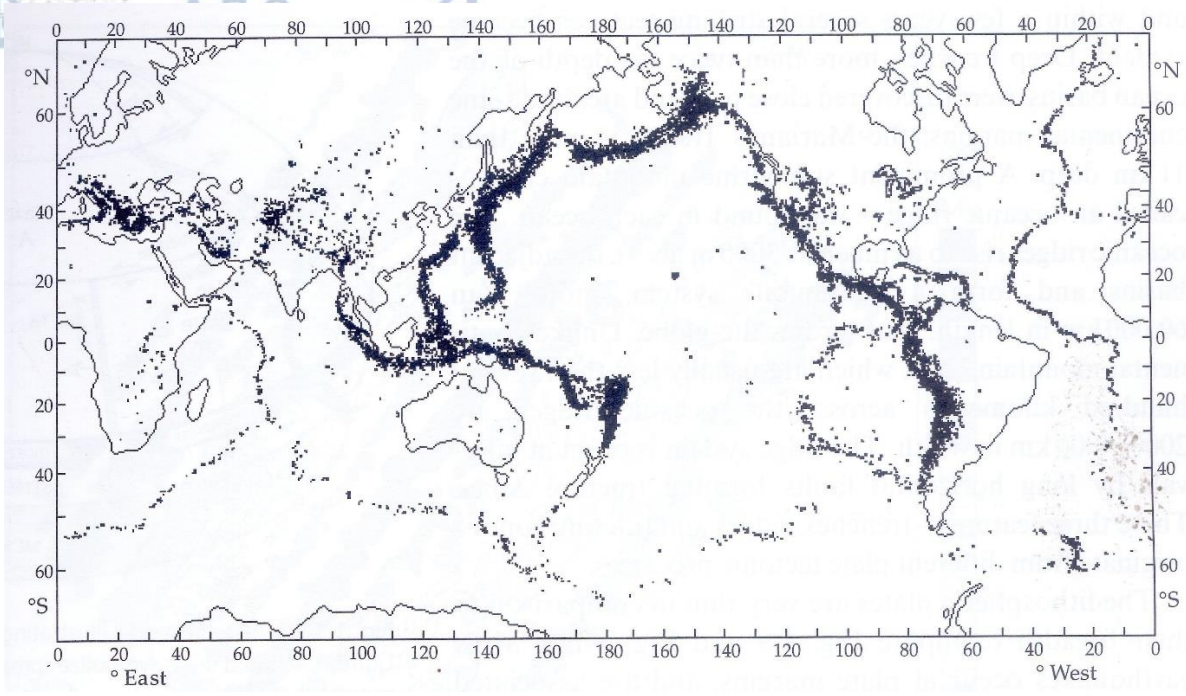
Το **1969 οι Barazangi και Dorman** προχώρησαν σε χαρτογράφηση των επικέντρων επιφανειακών, ενδιάμεσων και πλουτώνιων σεισμών (σχ. 1.5) με μέγεθος M≥4 οι οποίοι συνέβησαν το διάστημα 1961-1967. Στο παρακάτω σχήμα απεικονίζεται αυτή η χαρτογράφηση. Συγκρίνοντας τα σχήματα (1.1) και (1.5) μπορεί εύκολα να προκύψει το συμπέρασμα ότι η κατανομή των επικέντρων των σεισμών σχεδόν ταυτίζεται με τα δύο παγκόσμια συστήματα διάρρηξης, πάνω στα οποία βλέπουμε ότι πραγματοποιούνται σχεδόν όλα τα σύγχρονα γεωδυναμικά φαινόμενα.

Στις μέσο-ωκεάνιες ράχες η σεισμική δράση παρατηρούμε ότι εντοπίζεται σχεδόν αποκλειστικά πάνω στους άξονες των ραχών ή πάνω στα ρήγματα μετασχηματισμού. Αντιθέτως, η σεισμική δράση στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης εμφανίζεται διάσπαρτη.

Στις περιοχές των τάφρων οι επιφανειακοί σεισμοί προκύπτουν ως αποτέλεσμα οριζόντιων συμπιεστικών δυνάμεων , οι οποίες είναι κάθετες στον άξονα της τάφρου και έτσι δημιουργούνται ανάστροφα ρήγματα. (**Isacks et al.1968).**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



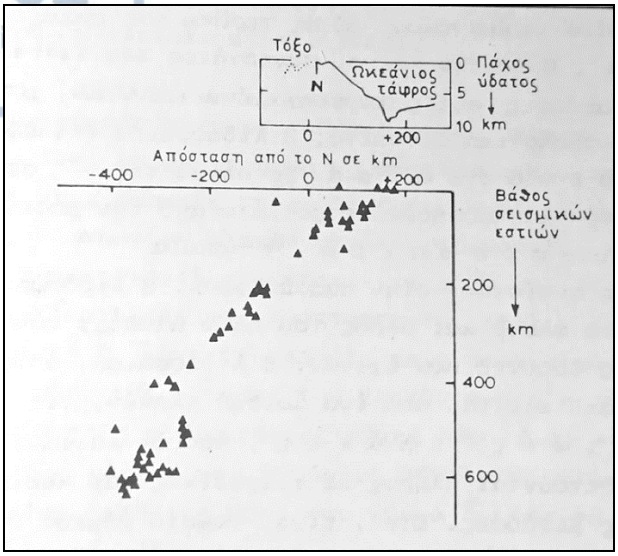
Σχήμα 1.5- *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών M≥4 περιόδου 1961-1967 (Barazangi and Dorman 1969).*

Η κατανομή των σεισμών ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους δεν γίνεται τυχαία στο χώρο στα νησιωτικά τόξα και σε άλλες παρόμοιες περιοχές. Η κατανομή αυτών των εστιών γίνεται πάνω στις ζώνες Benioff. Η ζώνη Benioff (σχ. 1.6) είναι μια κεκλιμένη επιφάνεια με κλίση από το εξωτερικό προς το εσωτερικό μέρος ενός τόξου, δηλαδή από την ωκεάνια τάφρο προς την ήπειρο. Στο σχήμα (1.6) παρατηρούμε πως η σχηματίζεται η ζώνη Benioff σε ένα διάγραμμα κατανομής του βάθους των εστιών και της οριζόντιας απόστασης τους από ένα σημείο Ν του τόξου.

Σε μικρά βάθη οι κλίσεις των ζωνών Benioff είναι γύρω στις 30^{o} ,ενώ στα πιο μεγάλα βάθη αγγίζουν τις 60^{o}. **Ο Wadati (1935**) ήταν ο πρώτος που παρατήρησε τις ζώνες αυτές, ενώ πιο μετά ο Benioff ήταν αυτός που επιβεβαίωσε την ύπαρξη τους και ασχολήθηκε με την μελέτη και τον καθορισμό των ιδιοτήτων τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογ
Α.Π.Θ



Σχήμα 1.6-– *Η κλίση της σεισμικής ζώνης Benioff από το εξωτερικό προς το εσωτερικό μέρος του τόξου Tonga (Isacks et al. 1968).*

Με βάση αυτά που αναφέρθηκαν προηγουμένως, καταλαβαίνουμε ότι η σεισμική δράση στα συστήματα μέσο-ωκεάνιων ραχών είναι γενικά μικρή, με τα εστιακά βάθη των σεισμών που συμβαίνουν να μην ξεπερνούν τα 70 km. Ως επί το πλείστον η δημιουργία αυτών των σεισμών είναι αποτέλεσμα της επέκτασης του ωκεάνιου φλοιού κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού, τα οποία συνδέουν τα τμήματα των ραχών μεταξύ τους. **(Sykes, 1967).**

Το **1971** οι **Papazachos και Comninakis** διαπίστωσαν ότι ο χώρος του Νοτίου Αιγαίου παρουσιάζει ιδιότητες νησιωτικού τόξου και υποστήριξαν την θεωρία ότι η Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική, νοτίως της Κρήτης. Με βάση το τεκτονικό μοντέλο που πρότειναν, έδωσαν μια ικανοποιητική ερμηνεία για τα διάφορα γεωδυναμικά φαινόμενα της περιοχής.

Όπως έχει προαναφερθεί, το εξωτερικό τμήμα της γης είναι ένα δύσκαμπτο ελαστικό στρώμα με πάχος περίπου 80 Km το οποίο ονομάζεται *Λιθόσφαιρα.* Αυτό έχει διαπιστωθεί με βάση τις γεωφυσικές μελέτες που έχουν γίνει σε σχέση με το πεδίο βαρύτητας της γης, αλλά και με μελέτες πάνω στην επέκταση του ωκεάνιου φλοιού. Η επέκταση του ωκεάνιου φλοιού έχει επιβεβαιωθεί, τόσο από τοπογραφικές , όσο και από μαγνητικές παρατηρήσεις (**McKenzie και Parker, 1967; LePichon, 1968).** Εν συνεχεία το **1968 ο Isacks και οι συνεργάτες του**, με την χρήση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

σεισμολογικών δεδομένων, επιβεβαίωσαν τις θεωρίες των παραπάνω ερευνητών. Κάτω από την λιθόσφαιρα υπάρχει η *Ασθενόσφαιρα*, η οποία αποτελείται από ένα εύκολα παραμορφώσιμο υλικό. Κάτω από την Ασθενόσφαιρα βρίσκεται η *Μεσόσφαιρα,* η οποία αποτελεί ένα υλικό πιο ανθεκτικό στις παραμορφώσεις. Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, η Λιθόσφαιρα χωρίζεται στις λιθοσφαιρικές πλάκες. Τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, δηλαδή οι επιφάνειες επαφής τους, μπορούν να καθοριστούν με την χρήση γεωφυσικών και σεισμολογικών μεθόδων. Από τις έρευνες αυτές προκύπτει το συμπέρασμα ότι τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών ταυτίζονται με τις σεισμικές ζώνες. Οι πλάκες κινούνται με οριζόντια διεύθυνση από τις μέσο-ωκεάνιες ράχες προς την ηπειρωτική ζώνη διάρρηξης, όπως απεικονίζεται και στο σχήμα (1.4)

Με την κίνηση τους οι λιθοσφαιρικές πλάκες συγκρούονται μεταξύ τους και αυτό έχει ως αποτέλεσμα να αναπτύσσονται πολύ ισχυρές τάσεις στα όρια τους. Κατά τη σύγκρουση αυτή οι πλάκες με μεγαλύτερη πυκνότητα καταλήγουν να βυθίζονται κάτω από τις πλάκες μικρότερης πυκνότητας, κοντά στα νησιωτικά τόξα. Τάσεις αναπτύσσονται και εντός των λιθοσφαιρικών πλακών, παρόλα αυτά μόνο στις παρυφές τους παρατηρούνται παραμορφώσεις. Στις μέσο-ωκεάνιες ράχες αναπτύσσονται εφελκυστικές δυνάμεις, κάθετες στους άξονες των ραχών , ενώ στα νησιωτικά τόξα αναπτύσσονται συμπιεστικές δυνάμεις κάθετα στην κύρια διεύθυνσή τους. Η δυνάμεις αυτές οφείλονται στην διεύθυνση κίνησης των πλακών. Η παρουσία των σεισμών βάθους στις περιοχές των νησιωτικών τόξων οφείλεται στο γεγονός ότι το τμήμα της πλάκας που βυθίζεται φτάνει σε βάθος έως και 700 km. Αντίθετα, στις μέσο-ωκεάνιες ράχες απουσιάζουν οι σεισμοί βάθους.

Πέρα από τις συμπιεστικές δυνάμεις που δημιουργούνται στα νησιωτικά τόξα, στο άνω τμήμα της πλάκας που βυθίζεται παρατηρούνται και δυνάμεις εφελκυσμού, οι οποίες προκύπτουν λόγω της κάμψης του τμήματος αυτού.

Στο εσωτερικό μέρος των νησιωτικών τόξων παρατηρούνται φαινόμενα ηφαιστειακής δράσης. Αυτό οφείλεται στο ότι κατά την βύθιση της πλάκας υπάρχει πολύ μεγάλη τριβή ανάμεσα στην πλάκα και το υλικό που βρίσκεται πάνω από αυτή, με αποτέλεσμα να παράγονται μεγάλα ποσά θερμότητας στην άνω επιφάνεια του βυθιζόμενου τμήματος. Έτσι στην περιοχή εκείνη, λόγω της μεγάλης θερμότητας, προκαλείται τήξη του υλικού που βρίσκεται εκεί και αυτό ανέρχεται στη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

συνέχεια προς την επιφάνεια, δημιουργώντας με τον τρόπο αυτό φαινόμενα ηφαιστειακής δραστηριότητας.

1.3 Το σεισμοτεκτονικό πεδίο της Νότιας Αμερικής

Η τεκτονική δομή της ηπείρου της Νότιας Αμερικής είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη. Η σεισμική δράση συγκεντρώνεται κυρίως κατά μήκος των ακτών του Ειρηνικού ωκεανού. Οφείλεται κατά κύριο λόγο στα ανάστροφα ρήγματα που δημιουργούνται εξαιτίας της υποβύθισης της πλάκας Νάζκα κάτω από την πλάκα της Νότιας Αμερικής.**(Suarez et al. 1990)** Οι δύο πλάκες παρουσιάζουν μία σχετική ταχύτητα 9,3 cm/yr (**Casaverde and Vargas,1984)** . Η ταχύτητα αυτή αποτελεί μία ενδιάμεση τιμή, ενώ από μετρήσεις έχουν βρεθεί και άλλες τιμές, όπως 8,5 cm/yr και 9cm/yr **(Dewey and Lamp, 1992**; **Ruiz, 1993)** ,καθώς και 10 cm/yr **(West et al. 1989)**. Βασικό χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η ιδιαίτερα υψηλή σεισμικότητα, η οποία εκδηλώνεται με την γένεση μεγάλων σεισμών, όπως για παράδειγμα ο σεισμός της Χιλής το 1960 με Ms=8.5 και Mw=9.5. Ο σεισμός αυτός ήταν, σύμφωνα με τον **Kanamori (1977)** , ο μεγαλύτερος του αιώνα. Επίσης, ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτής της περιοχής είναι το ηφαιστειακό τόξο που διατρέχει την ενδοχώρα κατά μήκος των Άνδεων. Υπάρχουν ορισμένες περιοχές όπου δεν παρατηρείται αυτή η ηφαιστειότητα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι σε εκείνες τις περιοχές η υποβύθιση γίνεται με πολύ μικρή γωνία κλίσης με αποτέλεσμα η καταδυόμενη πλάκα να μην τήκεται και να απουσιάζουν τα φαινόμενα ηφαιστειακής δραστηριότητας.**(Barazangi and Isacks, 1979).**

Αν παρατηρήσουμε τα μεγέθη και την περίοδο επανάληψης των μεγάλων σεισμών (100-150 χρόνια), θα δούμε ότι τουλάχιστον το 90% της σχετικής κίνησης της πλάκας κάθετα στην τάφρο ελκύεται σεισμικά **(Kelleher,1972**; **Prince and Scheweller,1978**; **Stein et al.,1986**; **Tsapanos and Cristova,2000)**, ενώ ένα τμήμα της ηπειρωτικής παραμόρφωσης , κυρίως κατά μήκος του τόξου, μπορεί να είναι ασεισμική. **(Dewey and Lamb,1992)** .

Η κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας στη Χιλή εντοπίζεται σε κάθε σημείο της ζώνης βύθισης, από την επιφάνεια μέχρι και σε βάθος 180 km. Η ζώνη βύθισης αποτελεί μία σύνθετη ζώνη ρηγμάτων. Η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας δεν είναι σταθερή, αλλά μεταβάλλεται

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

(Shedlock,1993). Η κλίση της ζώνης Benioff εμφανίζεται από σχεδόν οριζόντια, μέχρι και 45^{O}, **(Dewey and Lamb,1992).**

Ηυπο-οριζόντια βύθιση της καταδυόμενης πλάκας ($\leq 15^{O}$), έχει σχέση με την ισχυρότερη σύζευξη του συστήματος σύγκλισης των πλακών Νάζκα-Ν. Αμερικής. Δηλαδή, η τάση που συσσωρεύεται δεν απελευθερώνεται μόνο με την εκδήλωση σεισμών, αλλά και με την συνεχή παραμόρφωση **(Fuenzalida και συνεργάτες, 1992).**

Οι **Barazangi και Isacks (1979),** βασιζόμενοι στη χωρική κατανομή των επιφανειακών και των ενδιάμεσου βάθους σεισμών, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η κλίση της πλάκας Νάζκα έχει τιμή περίπου 10^{O} κάτω από το κεντρικό και βόρειο Περού, ενώ στο νότιο Περού η τιμή της εκτιμάται στις 30^{O} περίπου. Η μετάβαση αυτή από την πιο μικρή γωνία κλίσης σε μεγαλύτερη, γίνεται κατά μήκος της διείσδυσης μέσα στην ήπειρο της ράχης Νάζκα. Ο λόγος που παρατηρείται αυτή η μικρή γωνία κλίσης είναι, σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές, η μικρή ηλικία της πλάκας (μικρότερη από 50 εκατομμύρια χρόνια), η οποία κατ' επέκταση είναι λεπτότερη και πιο ελαφριά σε σχέση με αυτή του δυτικού Ειρηνικού ωκεανού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι βαρυτικές δυνάμεις να μην μπορούν να παρασύρουν την καταδυόμενη πλάκα σε πιο μεγάλο βάθος και με πιο μεγάλη γωνία βύθισης σε σχέση με τις πλάκες πιο μεγάλης ηλικίας. Έτσι η υπό-βυθιζόμενη πλάκα καταλήγει να ακολουθεί την κάτω επιφάνεια της υπερκείμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

Η μεταβολή αυτή της γωνίας κατάδυσης μπορεί να οφείλεται στην παρουσία ενός τεμάχους ανάμεσα στις ράχες Νάζκα και Χουάν Φερνάντεθ. Οι **Nur και Ben-Avraham (1981)**, θεωρούν ότι η πλάγια καταβύθιση των υποθαλάσσιων ασεισμικών ραχών, οι οποίες τέμνουν την τάφρο κοντά στο τέλος της μικρής γωνίας κλίσης της ζώνης Benioff, παίζει σημαντικό ρόλο στη δημιουργία των τεμαχών. Ο **Von Huene και οι συνεργάτες του (1977) ,** αφού μελέτησαν την τεκτονική επίδραση της καταδυόμενης ράχης Χουάν Φερνάντεθ, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η ράχη αυτή προκαλεί παραμόρφωση του λεπτού φλοιού του ηπειρωτικού περιθωρίου. Όμως, αυτή η παραμόρφωση δεν επηρεάζει τεκτονικά την δομή της ενδοχώρας. Βόρεια της ράχης παρατηρήθηκε ελλιπής τεκτονισμός. Αυτός, σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές, φαίνεται να είναι παρόμοιος με τον τεκτονισμό του ηπειρωτικού περιθωρίου του Περού, που εντοπίζεται βόρεια της ράχης Νάζκα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Ο Spence και οι συνεργάτες του (1999) αμφισβητούν την ασεισμικότητα των ράχεων. Μετά τον σεισμό του 1996 στη Νάζκα με Ms=7.3, θεώρησαν ότι πρέπει να εξεταστούν πιο προσεκτικά οι ράχες αυτές, ώστε να διαπιστωθεί το ενδεχόμενο γένεσης μεγάλων σεισμών. Τα παραπάνω ισχύουν όχι μόνο για την ράχη της Νάζκα, αλλά και για άλλες παρόμοιες ράχες της περί-Ειρηνικής ζώνης.

Υπάρχουν και ερευνητές, όπως οι **Sacks (1977), James (1978), Hasegawa and Sacks (1981),** οι οποίοι υποστηρίζουν ότι ένα χαρακτηριστικό της καταδυόμενης πλάκας είναι η ομοιόμορφη και απλή δομή της, κατά μήκος της παράταξης του τόξου. Δεν παρατηρείται κατάτμηση της πλάκας σε μικρότερα τεμάχη, ενώ η γωνία της βυθιζόμενης πλάκας εκτιμάται στις 10^{O} περίπου. Τα παραπάνω επιβεβαιώνουν οι **Giardini και Lundgren (1995)** και οι **Wiens και McGuire (1995),** οι οποίοι βασίστηκαν σε δύο σεισμούς μεγάλου βάθους με μέγεθος Mw=8.2 οι οποίοι συνέβησαν το 1972 στην Κολομβία σε βάθος 651 km και το 1994 στην Βολιβία στα 636 km.

Ο **Lindo και οι συνεργάτες του (1992)** μελετώντας την γωνία βύθισης της πλάκας Νάζκα στο κεντρικό Περού, μπόρεσαν να προσδιορίσουν ότι στην συγκεκριμένη περιοχή η ζώνη Benioff είναι συνεχόμενη και ομοιόμορφη, καθώς και ότι αυτή παρουσιάζει γωνία κλίσης περίπου 30^{O} έως το βάθος των 100 km, ενώ σε μεγαλύτερο βάθος η κλίση της εκτιμάται περίπου στις 15^{O} (υπό-οριζόντια).

Τα συμπεράσματα των **Lindo και των συνεργατών του (1992)** επαληθεύουν τις έρευνες των **Suarez και των συνεργατών του (1990)** και των παλαιότερων ερευνών, σύμφωνα με τις οποίες θεωρείται ότι η πλάκα Νάζκα βυθίζεται κάτω από το Περού , με εκτιμώμενη γωνία βύθισης 30^{O} έως το βάθος των 100-150 km, ακολούθως εμφανίζεται με οριζόντια τροχιά 500 km από την τάφρο έως το εσωτερικό της ηπείρου, ενώ στη συνέχεια κάμπτεται και καταβυθίζεται με μεγαλύτερη γωνία σε πιο μεγάλα βάθη. Η βύθιση της πλάκας με μεγαλύτερη γωνία και σε μεγαλύτερο βάθος θεωρείται ότι ίσως να αποτελεί μια παλαιό-κατάδυση της πλάκας Φάραλλον. Σύμφωνα με τον **Fuenzalida και τους συνεργάτες του (1992),** στην περιοχή της κεντρικής Χιλής δεν εντοπίζεται σεισμική δραστηριότητα σε βάθος μεγαλύτερο των 150 km. Αυτό θεωρούν ότι οφείλεται στην ύπαρξη μιας νεότερης και κατ' επέκταση λεπτότερης πλάκας, ή στην ασεισμική κατάδυση, λόγω της ρεολογίας της περιοχής. Η ασεισμική κατάδυση σε βάθος πέραν των 150 km οφείλεται πιθανώς στην μερική τήξη της καταδυόμενης πλάκας **(Hanus and Vanek,1984).**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Με βάση όσα αναφέρθηκαν παραπάνω καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι το βάθος των σεισμών ενδιάμεσου στην περιοχή Χιλής-Περού είναι περίπου 150 km, ενώ η σεισμική αυτή δραστηριότητα εντοπίζεται κυρίως πλησίον και κατά μήκος της τάφρου.

Στο βορειότερο τμήμα της Νότιας Αμερικανικής πλάκας βρίσκεται η Κολομβία, πλησίον του σημείου στο οποίο γίνεται η σύγκλιση των τριών πλακών, Νότιας Αμερικανικής, Νάζκα και Καραϊβικής πλάκας. Οι πιο πολλοί σεισμοί συμβαίνουν σε μία ζώνη που ακολουθεί σχεδόν την συνοριογραμμή Παναμά-Κολομβίας. Οι σεισμοί βάθους εντοπίζονται κυρίως στην περιοχή των συνόρων Βραζιλίας-Περού-Κολομβίας, **(Lomnitz,1974).** Στον βόρειο Ισημερινό παρατηρείται απουσία σεισμών ενδιάμεσου βάθους, η οποία εκτιμάται ότι οφείλεται στην υπό-οριζόντια γωνία κλίσης της βυθιζόμενης πλάκας. Αντιθέτως, η γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή της Κολομβίας και της δυτικής Βενεζουέλα συμβαίνει εξαιτίας της βύθισης της Νάζκααπό την πλευρά του Ειρηνικού ωκεανού και στην βύθιση της πλάκας της Καραϊβικής στα ανατολικά **(Malave and Suarez,1995).**

Στην περιοχή Κολομβίας-Παναμά η τεκτονική δομή εμφανίζεται ιδιαίτερα πολύπλοκη **(Gutierrex,1993).** Για την περιοχή αυτή έχουν διατυπωθεί διάφορα τεκτονικά μοντέλα από πολλούς επιστήμονες. **(Pennington,1981**; **Adamek et al.,1988**; **Kellog et al.,1985,1989).** Σύμφωνα με τους **Jordan (1975)** και τους **Wadge and Burke (1983),** στον Παναμά και την βορειοδυτική Νότια Αμερική παρατηρείται μείωση της σεισμικότητας.

Με μετρήσεις που έγιναν με την χρήση GPS, οι **Kellogg και Vega (1995),** υπολόγισαν ότι οι ταχύτητες βύθισης στην περιοχή του Ισημερινού είναι κατ' εκτίμηση 7 cm/yr , ενώ στην περιοχή της Κολομβίας οι ταχύτητες είναι περίπου 5 cm/yr. Με βάση τους **Galvis (1980) και Pennington (1981)** στην Κολομβία η ζώνη Benioff έχει κλίση περίπου 30^{O}. Η διαφορά που υπάρχει ανάμεσα σε αυτές τις δύο ταχύτητες είναι, κατά πάσα πιθανότητα, αποτέλεσμα της αριστερόστροφης οριζόντιας κίνησης, διεύθυνσης ανατολής-δύσης, στο βόρειο τμήμα της πλάκας Νάζκα. Σύμφωνα με τους **Kellogg και Vega (1995),** η διαφορά αυτή μεταξύ των ταχυτήτων, πιθανώς να οφείλεται στην ύπαρξη μιας χωριστής Βόρειας πλάκας Νάζκα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

1.4 Σεισμική δράση και μέτρα σεισμικότητας

Για τον όρο *σεισμική δράση* δεν υπάρχει συμφωνία μεταξύ των σεισμολόγων. Μια εικόνα της σεισμικής δράσης μπορεί να προκύψει με την χαρτογράφηση των επικέντρων των σεισμών πάνω στον χάρτη, με την χρήση διαφορετικών συμβόλων για τα εστιακά βάθη και τα μεγέθη τους. Ορισμένοι επιστήμονες χρησιμοποιούν ως μέτρο για την σεισμική δράση την ενέργεια $\mathbf{E}^*$ που ελκύεται στη μονάδα του χρόνου και της επιφάνειας. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί η χαρτογράφηση της ποσότητας $\mathbf{\nu}\ \mathbf{E}^*$ για την γεωγραφική κατανομή της τεκτονικής δράσης μιας περιοχής της Γης.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην εισαγωγή, ούτε για τον όρο *σεισμικότητα* υπάρχει ένας σαφής ορισμός. Ωστόσο, μπορούμε να φανταστούμε την σεισμικότητα ως μια αύξουσα συνάρτηση τόσο των μεγεθών, όσο και της συχνότητας τους σε μία περιοχή και για μια ορισμένη χρονική περίοδο. Επίσης, εξαρτάται και από το διάστημα των μεγεθών για το οποίο εξετάζεται.

Η σεισμικότητα μπορεί να είναι είτε ποιοτική, όπως πχ οι χάρτες επικέντρων, είτε ποσοτική, χρησιμοποιώντας τα μέτρα σεισμικότητας. Παρακάτω θα αναφέρουμε τα πιο διαδεδομένα μέτρα σεισμικότητας τα οποία είναι:

- Το σύνολο της σεισμικής ενέργειας
- Ο αριθμός των σεισμών πάνω από ένα μέγεθος
- Ο αριθμός των σεισμών ενός συγκεκριμένου μεγέθους
- Το μέγιστο μέγεθος σεισμών μιας περιοχής
- Η μέση περίοδος επανάληψης
- Ο μέσος ετήσιος αριθμός σεισμών που πραγματοποιούνται σε μια περιοχή και που έχουν μέγεθος ≥M
- Το συχνότερο μέγεθος σεισμού που παρατηρείται σε μια ορισμένη περίοδο ετών.

Σήμερα, τα μέτρα σεισμικότητας που χρησιμοποιούνται από τους επιστήμονες βασίζονται στο νόμο της κατανομής των μεγεθών που πρότειναν οι **Gutenberg και Richter (1944)**. Ο νόμος κατανομής των μεγεθών ορίζει ότι ο αριθμός των σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

γραμμική συνάρτηση του μεγέθους των σεισμών. Στο επόμενο κεφάλαιο θα αναλύσουμε περισσότερο τον νόμο αυτό.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΟΥΣ

2.1 Δεδομένα Παρατήρησης

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήσαμε καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1900-2020. Είναι επιφανειακοί σεισμοί με εστιακό βάθος μέχρι τα 60 χιλιόμετρα. Η Νότια Αμερική λόγω της κατάδυσης της λιθοσφαιρικής πλάκας της Νάζκα έχει και σεισμούς ενδιαμέσου βάθους δηλαδή σεισμούς με εστιακό βάθος από 61 μέχρι 300 χιλιόμετρα, και πλουτώνιους σεισμούς δηλαδή αυτούς που έχουν εστιακό βάθος πάνω από 300 χιλιόμετρα.

- Τα δεδομένα τα πήραμε από τα αρχεία του διεθνούς κέντρου NEIC (https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/national-earthquake-information-center-neic)

Πρόκειται για έναν κατάλογο που στηρίζεται σε ενόργανα δεδομένα. Ο κατάλογος απαιτούσε την εφαρμογή της τεχνικής της πληρότητας γιατί στο αρχικό του μέρος παρατηρήθηκε ότι έλλειπαν δεδομένα. Η διαδικασία της εύρεσης της πληρότητας. Η πληρότητα υπολογίστηκε με βάση την συσωρευτική κατανομή συχνότητας του αριθμού των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα από μια ορισμένη τιμή. Της μεθόδου αυτής έχει γίνει περιγραφή με λεπτομέρεια και εφαρμοσθεί σε μελέτες από τους **Τσάπανος (1985), Tsapanos (1990)** και **Tsapanos and Papazachos (1998).** Έτσι, ο τελικός κατάλογος περιλαμβάνει το χρονικό διάστημα μεταξύ 1900-2000. Οι χρονικές περίοδοι για τις οποίες ο κατάλογός μας είναι πλήρης και τα αντίστοιχα κατώτερα όρια μεγεθών είναι τα ακόλουθα:

1900-1929, $M \geq 7.0$

1930-1952, $M \geq 6.5$

1953-1965, $M \geq 6.0$

1966-2020, $M \geq 5.0$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Επιπρόσθετα η τυπική απόκλιση θεωρήθηκε ενιαία που περιγράφει την αβεβαιότητα των μεγεθών είναι η ίδια για τους σεισμούς που ανήκουν σε καθένα από τους επί μέρους καταλόγους (υποκατάλογος) και είναι διαφορετική για τον κάθε υποκατάλογο. Έγινε η υπόθεση ότι όσο «παλαιότερος» είναι ο κατάλογος τόσο μεγαλύτερη είναι η τυπική απόκλιση.

2.2 Μεθοδολογία για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b

Για να υπολογιστούν οι παράμετροι a1 και b, χρησιμοποιούμε 2 μεθοδολογίες. Παρακάτω θα περιγραφούν οι μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων a1 και b, του νόμου Gutenberg-Richter. Οι μεθοδολογίες αυτές ονομάζονται (1) *Μέθοδος μέσης τιμής* και (2) *Μέθοδος μέγιστης πιθανοφάνειας,* οι οποίες περιγράφονται παρακάτω.

α) Η *Μέθοδος των Ελαχίστων Τετραγώνων ή Μεθοδος Gutenberg-Richter*

Είναι η μέθοδος που χρησιμοποιείται πιο συχνά. Με βάση την μέθοδο αυτή, οι παράμετροι a1 και b υπολογίζονται με τέτοιο τρόπο, ώστε το άθροισμα των τετραγώνων των κατακόρυφων αποστάσεων των σημείων από την ευθεία γραμμή να είναι το ελάχιστο δυνατό. Κατά την εφαρμογή αυτής της μεθόδου δεν θα πρέπει κάποιο σημείο να αποκλίνει σημαντικά σε σχέση με τα υπόλοιπα, διότι σε αυτή την περίπτωση η ευθεία που χαράζεται δεν θα προσφέρει την καλύτερη προσαρμογή για όλα τα σημεία. Επομένως, προκειμένου να μην παραμορφώνεται το αποτέλεσμα, θα πρέπει να απομακρύνουμε αυτά τα σημεία. Την λύση σε αυτό δίνει ο υπολογισμός της *μέσης τυπικής απόκλισης*, με την οποία απομακρύνουμε τα σημεία για τα οποία η μέση τιμή της απόκλισης είναι μεγαλύτερη από μία ορισμένη τιμή **(Prochazkova, 1970)** . Αφού απομακρυνθούν τα αποκλίνοντα σημεία, χαράσσεται στη συνέχεια η ευθεία και υπολογίζονται οι παράμετροι a1 και b. Όσο περισσότερα δεδομένα χρησιμοποιούνται στη μέθοδο αυτή, τόσο πιο μεγάλη ακρίβεια θα έχουμε στα αποτελέσματα **(Prochazkova, 1970 ; Duda and Rashidi, 1972).** Το συμπέρασμα που προκύπτει για την ποσότητα logN από την ανάλυση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων είναι ότι αυτή πρέπει να είναι συνεχής και να ακολουθεί την κατανομή του Poisson.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

β) *<u>Η Μέθοδος Μέγιστης Πιθανοφάνειας</u>*

Η εκτίμηση μίας παραμέτρου ενός πληθυσμού μπορεί να δοθεί με έναν αριθμό. Έχουμε τότε μία σημειακή εκτίμηση της παραμέτρου. Η εκτίμηση της παραμέτρου μπορεί να δοθεί και μέσα σε ένα διάστημα, μέσα στο οποίο θεωρούμε ότι περιέχεται η παράμετρος του πληθυσμού. Τότε έχουμε μια εκτίμηση διαστήματος της παραμέτρου. Η ακρίβεια με την οποία γίνεται η εκτίμηση περιγράφει την αξιοπιστία της εκτίμησης και δίνεται συνήθως από τα διαστήματα εμπιστοσύνης. Αν και τα διαστήματα εμπιστοσύνης είναι χρήσιμα στην εκτίμηση μίας παραμέτρου κάποιου πληθυσμού, συνήθως είναι ευκολότερη η σημειακή εκτίμηση. Για να πάρουμε «την καλύτερη εκτίμηση» χρησιμοποιούμε την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας, που είναι μία γενική μέθοδος εκτίμησης με πολλές εφαρμογές.

Έχουμε μια τυχαία μεταβλητή X με συνάρτηση πυκνότητας f(x,θ) και ζητάμε να εκτιμήσουμε την ϑ σε συνάρτηση με μια μοναδική παρατήρηση της τυχαίας μεταβλητής X. Για την εκτίμηση αυτή απεικονίζουμε την συνάρτηση πυκνότητας f(x,θ) ως συνάρτηση της ϑ, αντικαθιστώντας το x με την παρατηρούμενη τιμή της X και προσδιορίζουμε την τιμή θ^= θmax της ϑ για την οποία η f(x,θ) γίνεται μέγιστη. Όποια καμπύλη f(x,θ) απεικονίζεται με αυτόν τον τρόπο ονομάζεται **πιθανοφανής συνάρτηση** της X και ο αριθμός ϑ καλείται η **μέγιστη πιθανοφανής** εκτίμηση της ϑ. Οδηγούμαστε έτσι στην εύρεση της τιμής ϑ για την οποία η πυκνότητα f(x,θ)dx, η τυχαία μεταβλητή X να βρίσκεται στο διάστημα (x,x+dx), είναι μέγιστη.

Αν έχουμε *n* παρατηρήσεις x_iτης X (x_1 ,x_2…..x_n), η κοινή συνάρτηση πυκνότητας για αυτές είναι :

$$L=f(x_1,\theta)*f(x_2,\theta)\ldots*f(x_n,\theta) \quad (1)$$

Η συνάρτηση πυκνότητας θεωρούμενη ως μία συνάρτηση της ϑ καλείται πιθανοφανής συνάρτηση της X. Παρακάτω δίνεται ως παράδειγμα ο υπολογισμός της παραμέτρου b με την μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας.

Η μέθοδος για τον υπολογισμό της παραμέτρου b προτάθηκε από τον **Utsu (1966).** Σύμφωνα με αυτήν ο υπολογισμός της παραμέτρου b δίνεται από την σχέση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$\mathbf{b} = \frac{\boldsymbol{s}\mathbf{loge}}{\boldsymbol{\Sigma Mi}-\mathbf{sM}\boldsymbol{s}} \textbf{ (2)}$$

όπου loge=0,4343, s ο συνολικός αριθμός των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του Ms και ΣMi είναι το άθροισμα των μεγεθών των s σεισμών. Ο **Utsu (1966)** απέδειξε ότι η παράμετρος b, όπως αυτή υπολογίζεται από την παραπάνω σχέση, εξαρτάται από το βήμα ταξινόμησης των μεγεθών. Αν το βήμα ταξινόμησης, ΔM, είναι μικρότερο από 1/4 τότε ο υπολογισμός της παραμέτρου b γίνεται με ακρίβεια.

Ο **Aki (1965)** πρότεινε για τον υπολογισμό της παραμέτρου b την σχέση :

$$\mathbf{b} = \frac{\mathbf{loge}}{\bar{\mathbf{M}}-\mathbf{Mmin}} \textbf{ (3)}$$

όπου $\overline{M}$ είναι το μέσο μέγεθος και *Mmin*είναι τα μικρότερο μέγεθος των δεδομένων που χρησιμοποιούμε.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΜΕΓΕΘΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.1 Κατανομή της συχνότητας των μεγεθών.

Η συνάρτηση κατανομής των μεγεθών των σεισμών αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους νόμους για την Σεισμολογία, καθώς έχει ευρεία χρήση στην μελέτη των σεισμών.

Οι Gutenberg και Richter (1941) έδειξαν για πρώτη φορά, ότι παρατηρείται εκθετική ελάττωση του αριθμού, n, των σεισμών με την αύξηση του μεγέθους τους. Οι παραπάνω ερευνητές, μελετώντας τους σεισμούς της Καλιφόρνια το 1944 συμπέραναν, ότι ο αριθμός των σεισμών,n(M), μεγέθους M ± ΔM, οι οποίοι έχουν τις εστίες τους σε συγκεκριμένο χώρο και γίνονται σε συγκεκριμένη χρονική περίοδο, εκφράζεται από την σχέση:

$$\mathbf{Logn(M)= a' – bM} \quad \mathbf{(4)}$$

Όπου a' και b παράμετροι **(Gutenberg and Richter, 1944)**

Ο **Utsu (1961)** έδειξε ότι είναι καλύτερο να χρησιμοποιείται, αντί της απλής, η αθροιστική (συσσωρευτική) συχνότητα των σεισμών, δηλαδή ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M. Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$\mathbf{LogN(M) = a_k – bM} \quad \mathbf{(5)}$$

Όπου N(M) η αθροιστική συχνότητα των μεγεθών.

Η σχέση (5) είναι αποτελεί την προτιμότερη μορφή κατανομής συχνότητας των μεγεθών, όχι μόνο για τους κύριους σεισμούς, αλλά και για τους προσεισμούς και μετασεισμούς μιας σεισμικής ακολουθίας, όπως επίσης και για τους μικροσεισμούς διαφόρων περιοχών **(Suzuki, 1959; Utsu, 1961 ; Page, 1968 ; Ranalli, 1969).**

Η συσσωρευτική συχνότητα δίνεται από την σχέση:

$$\int_M^{\infty} \mathbf{n(M)\, dm} \quad \mathbf{(6)}$$

Χρησιμοποιώντας την συσσωρευτική συχνότητα εξομαλύνονται οι μεμονωμένες διακυμάνσεις των τιμών, που προκύπτουν από την χαρτογράφηση του logN(M), συναρτήσει των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

μεγεθών Μ. Με τον τρόπο αυτό εξασφαλίζουμε μεγαλύτερη ακρίβεια στα αποτελέσματα **(Karnik, 1969 ; Ranalli, 1969 ; Papazachos, 1974b)**.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στη σχέση (5), αφορούν συνήθως χρονικό διάστημα μεγαλύτερο του ενός έτους. Για τον λόγο αυτό, κάνουμε αναγωγή της παραμέτρου a_kσε ένα έτος, χρησιμοποιώντας την σχέση:

$$\mathbf{a_1 = a_k – logk \quad (7)}$$

όπου k ο αριθμός των ετών από τα οποία αποτελείται το συνολικό χρονικό διάστημα. Επομένως, για χρονικό διάστημα ενός έτους καταλήγουμε τελικά στη σχέση:

$$\mathbf{logN(M) = a1 – bM \quad (8)}$$

Σύμφωνα με τους **Duda (1965a) και Karnik (1969)**, η παράμετρος είναι εξαρτώμενη από την χρονική περίοδο των παρατηρήσεων, από την έκταση της περιοχής που μελετάται και από την σεισμικότητα της.

Αξίζει να σημειώσουμε ότι η παράμετρος b αποτελεί μία από τις σημαντικότερες για την επιστήμη της Σεισμολογίας.

Οι παράμετροι a_k και b δεν μπορούν ξεχωριστά η κάθε μία να θεωρηθούν σαν ποσοτικά μέτρα της σεισμικότητας **(Curtis,1973 ; Purcaru, 1975b; Comninakis,1975)**. Συνεπώς, πρέπει να υπάρξει μία σχέση, η οποία θα εκφράζει την σεισμικότητα σε συνάρτηση με αυτές τις δύο παραμέτρους.

Για N=1 η σχέση (8) γίνεται

$$\mathbf{M^* = a/b \quad (9)}$$

Αυτός ο λόγος εκφράζει το μέγιστο ετήσιο, συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος. Για t αριθμό ετών, το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{Mt} = \frac{\mathbf{a}}{\mathbf{b}} + \frac{\mathbf{logt}}{\mathbf{b}} \quad \mathbf{(10)}$$

Οι δύο παραπάνω σχέσεις χρησιμοποιούνται σαν μέτρα σεισμικότητας και εκφράζουν το συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος σε 1 έτος (σχέση 9) και σε t έτη (σχέση 10).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Θεωρητικά, θα έπρεπε η σχέση (4) να είναι γραμμική για όλο το εξεταζόμενο διάστημα των μεγεθών. Όμως, έχει βρεθεί ότι η καμπύλη της συσσωρευτικής συχνότητας μεγεθών κυρτώνεται πολλές φορές προς τα πάνω και στην περιοχή των μικρών, αλλά και στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών.

Οι **Duda (1965) και Utsu (1967)** θεώρησαν ότι η αιτία για την καμπυλότητα της συσσωρευτικής καμπύλη στα μικρά μεγέθη είναι η έλλειψη πληρότητας στο υλικό παρατήρησης, για αυτά τα μεγέθη.

Μετατροπές στη σχέση (4) έχουν προταθεί από διάφορους επιστήμονες, προκειμένου να δοθεί εξήγηση στην έλλειψη γραμμικότητας, για όλο το διάστημα μεγεθών της σχέσης αυτής, κυρίως στα μεγάλα μεγέθη **(Utsu, 1974; Purcaru, 1975a).** Η κύρτωση, πιθανώς να είναι αποτέλεσμα του κορεσμού της κλίμακας των μεγεθών **(Chinnery and North, 1975)** και στο ότι το μέγιστο μέγεθος της περιοχής και το χρονικό διάστημα που καλύπτουν οι κατάλογοι των σεισμών μίας περιοχής είναι μικρό.

3.2 Απόψεις για την κατανομή των μεγεθών

Για το πως μπορεί να εκφραστεί καλύτερα η κατανομή των μεγεθών των σεισμών, υπάρχουν δύο απόψεις. Η πρώτη άποψη είναι ότι η κατανομή εκφράζεται καλύτερα με μία καμπύλη που κυρτώνεται στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών **(Sykes,1965 ;Page, 1968 ; Shlien and Toksoz, 1970 ; Utsu, 1971 ; Duda and Rashidi, 1972 ; Bath, 1978 ; Bloom and Erdmann, 1980).** Η δεύτερη άποψη υποστηρίζει ότι η κατανομή εκφράζεται καλύτερα από δύο ευθύγραμμους κλάδους, από τους οποίους ο ένας αντιστοιχεί στα μεγάλα μεγέθη και έχει μεγάλη κλίση, ενώ ο άλλος αντιστοιχεί στα μικρά μεγέθη και έχει μικρότερη κλίση **(Duda, 1965; Papazachos et al. 1967; Karnik, 1969; Papazachos and Comninakis, 1971)**

Σύμφωνα με τους **Gutenberg and Richter (1954)** η κυρτότητα στα μεγάλα μεγέθη οφείλεται στην ύπαρξη του «ανώτερου» ορίου μεγέθους. Αυτό συμβαίνει, διότι το ανώτερο όριο δεν μπορεί να ξεπεραστεί, αφού οι μέγιστες τάσεις που συσσωρεύονται στα πετρώματα, χωρίς αυτά να σπάσουν, είναι πεπερασμένες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Η γένεση των σεισμών συμβαίνει μέσα στον φλοιό και στον άνω μανδύα. Το μέγιστο εστιακό βάθος σεισμού που έχει υπολογιστεί είναι στα 720 km βάθος. Η μεγαλύτερη σεισμική δράση εντοπίζεται στα επιφανειακά στρώματα της Γης και φτάνει μέχρι το βάθος των 75 km περίπου. Οι σεισμοί, σύμφωνα με την κατανομή της σεισμικής δράσης με το βάθος, χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες, τους επιφανειακούς σεισμούς με εστιακό βάθος $h \leq 60$ km, τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους με εστιακό βάθος $60\text{km} < h \leq 300\text{km}$ και στους σεισμούς βάθους με $h > 300$ km.

Ο αθροιστικός αριθμός, N(M), των σεισμών, από τους οποίους θα χρησιμοποιήσουμε τα στοιχεία, προκειμένου να γίνουν οι χαρτογραφήσεις, έχουν υπολογιστεί με βάση την πληρότητα τεσσάρων χρονικών διαστημάτων και τα αντίστοιχα διαστήματα μεγεθών σεισμών, τα οποία θα αναφέρουμε σε επόμενο κεφάλαιο.

Αν θεωρήσουμε ότι τα μεγέθη ακολουθούν κανονική κατανομή στο χρόνο, τότε καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι ο αριθμός , n, των σεισμών ορισμένου μεγέθους M που συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα, είναι ανάλογος της διάρκειας της χρονικής περιόδου. Επομένως, ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος M, οι οποίοι παρατηρήθηκαν στη διάρκεια της χρονικής περιόδου για την οποία έχουν οι σεισμοί αυτοί πληρότητα για το συγκεκριμένο μέγεθος, ανάγεται σε όλη την χρονική περίοδο που καλύπτουν τα δεδομένα παρατήρησης **(Comninakis and Papazachos, 1977)**.

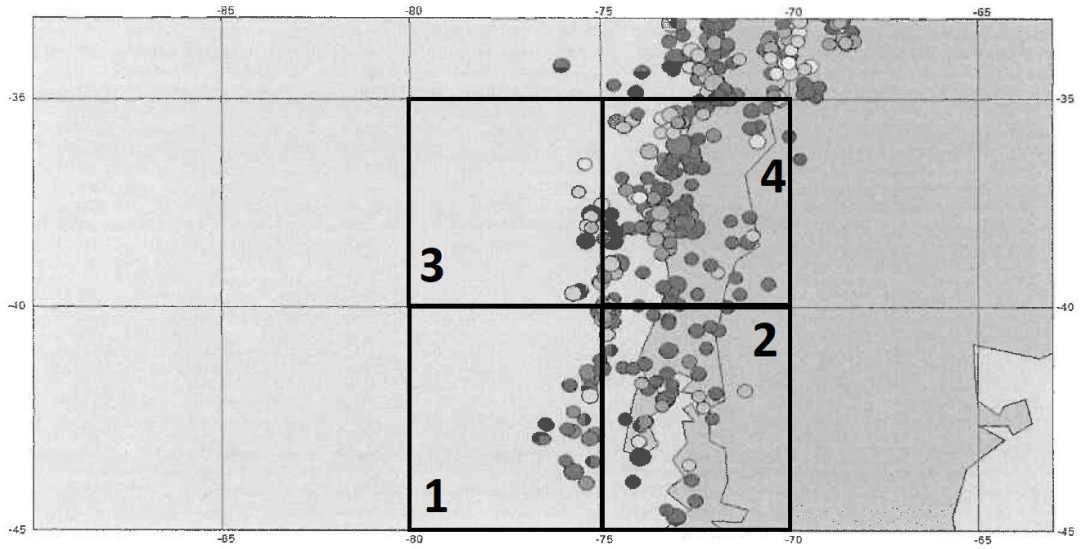
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

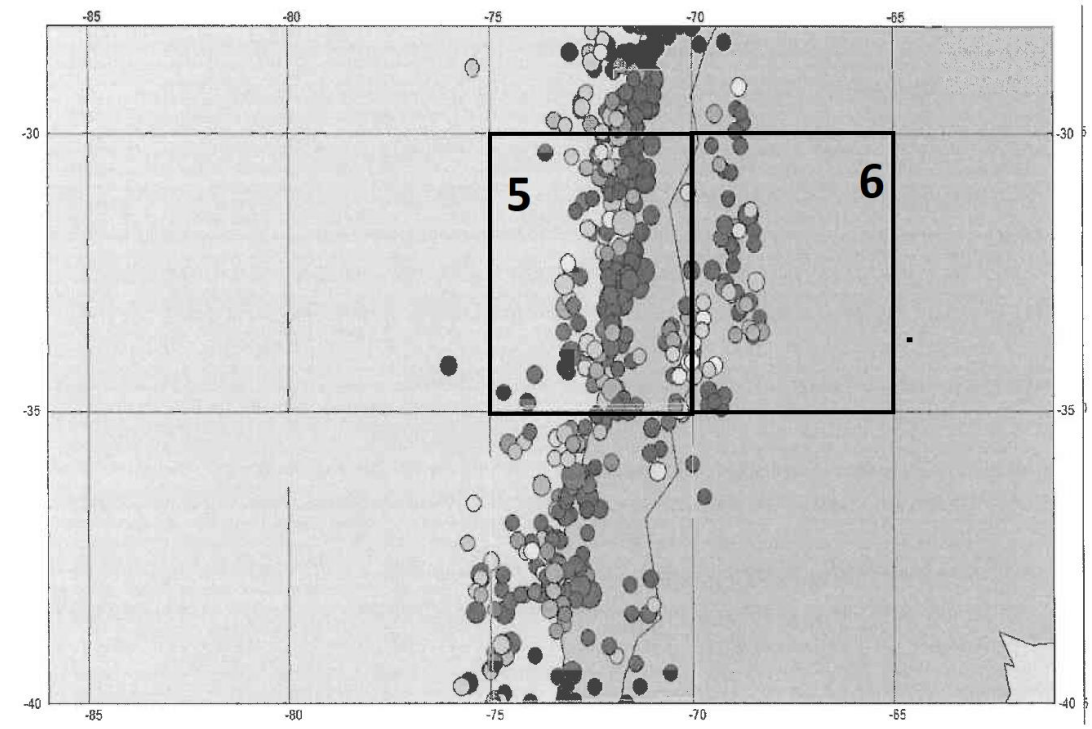
Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως στο παρόν, η περιοχή που εξετάζεται θεωρείται από τις πιο σεισμογενείς περιοχές της Γης. Εδώ έχει γίνει και ο μεγαλύτερος μέχρι σήμερα σεισμός στον κόσμο με μέγεθος Mw=9.5. Οι χώρες που περιλαμβάνονται στην περιοχή που εξετάσθηκε είναι: η Χιλή, το Περού, η Δυτική Βολιβία, ο Ισημερινός, η Κολομβία , η Βενεζουέλα και ο Παναμάς. Ο σεισμός με μέγεθος Mw=9.5 έγινε τον Μάϊο του 1960 στην Χιλή. Για την λεπτομερέστερη εξέταση της σεισμικότητας όλης αυτής της περιοχής, αυτή χωρίσθηκε σε τετράγωνες κυψέλες με διαστάσεις 5^o X 5^o .Το μέτρημα άρχισε από το νότιο μέρος της περιοχής. Η κάθε κυψέλη ορίζονταν από τις συντεταγμένες της κάτω αριστερής γωνίας, με κυψέλη 1 αυτή με συντεταγμένες -45.0/ -80.0. σχήματα (4.1.1, 4.1.2…, 4.1.6**).** Από αυτές μόνο οι 22 έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα, ενώ τρεις από αυτές βγήκαν έξω από το σύνολο γιατί τα αποτελέσματα ήταν πολύ άσχημα.



Σχήμα- 4.1.1 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 1-4*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

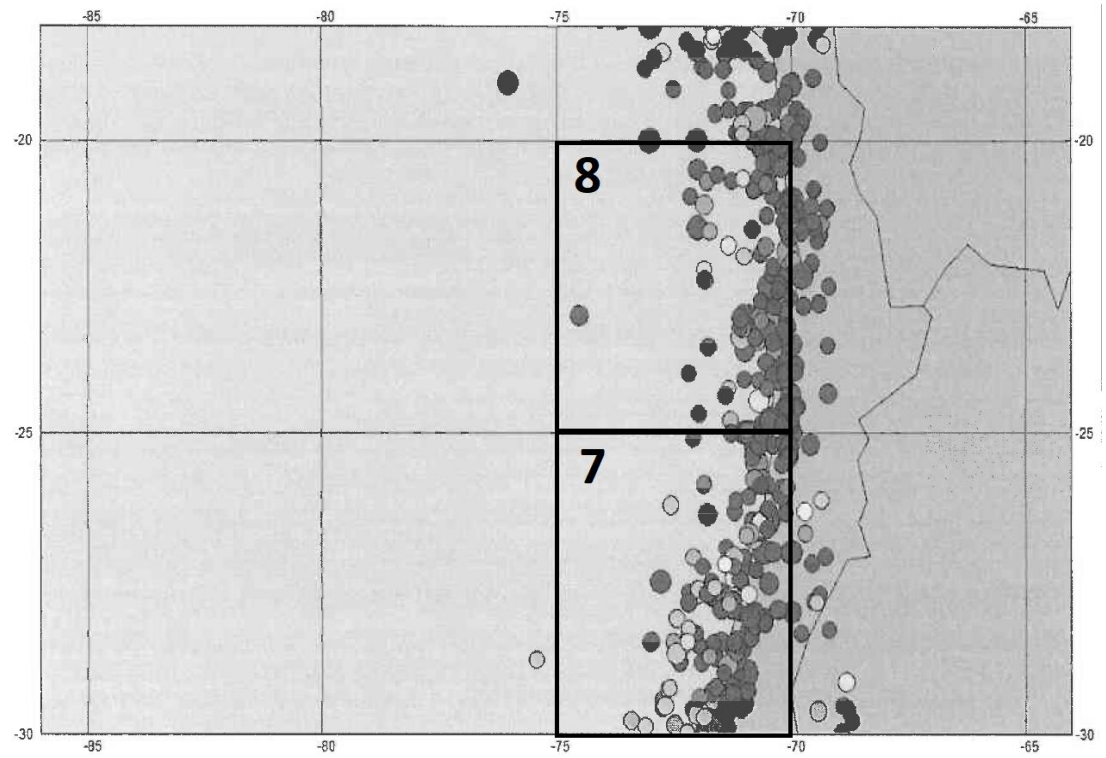
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



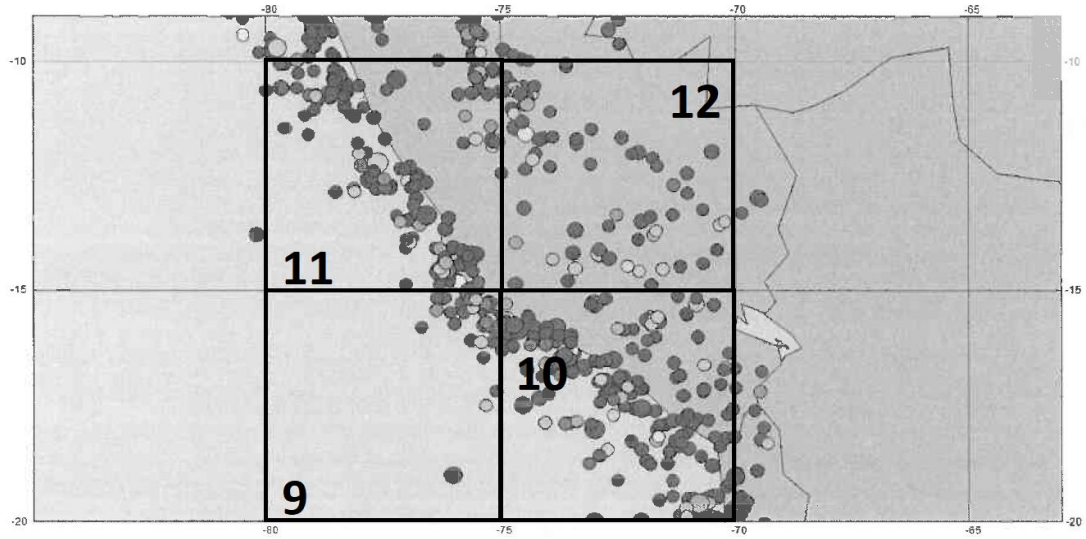
Σχήμα- 4.1.2 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 5-6*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



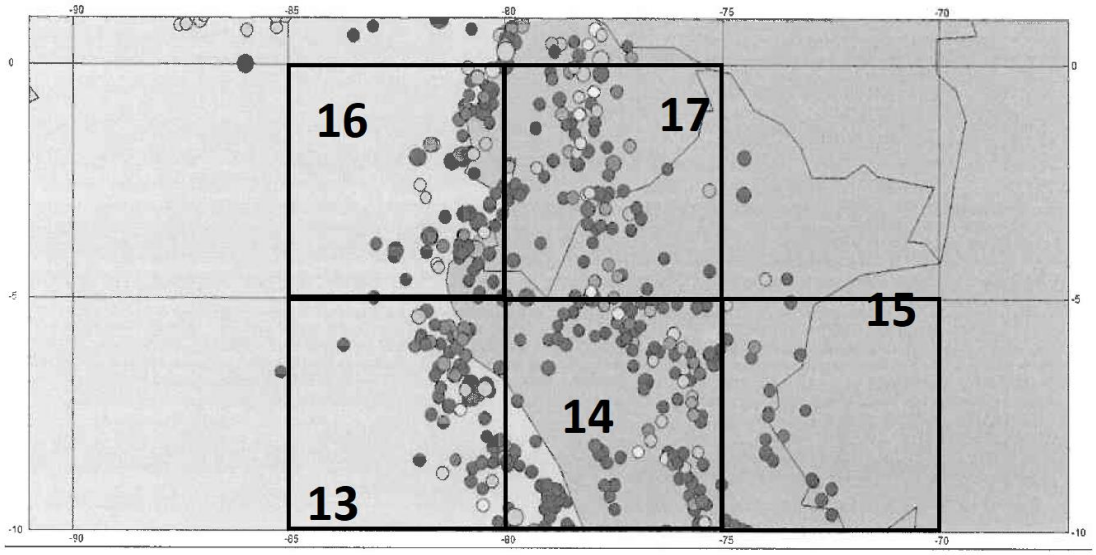
Σχήμα- 4.1.3 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 7-8*



Σχήμα- 4.1.4 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 9-12*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

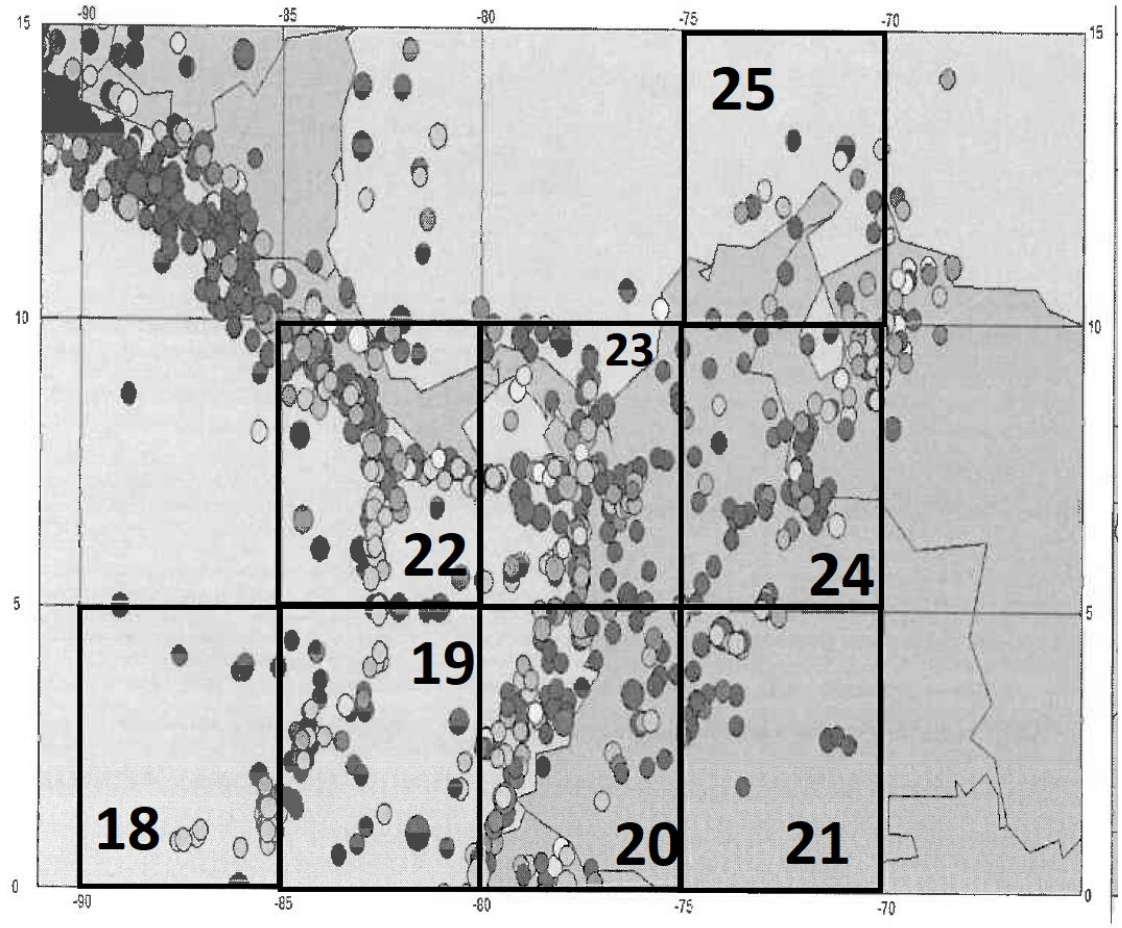
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα- 4.1.5 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 13-17*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα- 4.1.6 *Χαρτογράφηση επικέντρων σεισμών κυψελών 18-25*

Με τον τρόπο αυτόν όλη η περιοχή χωρίσθηκε σε 25 τετράγωνες κυψέλες. Η ονομασία κάθε κυψέλης δίνεται με βάση τις συντεταγμένες της κάτω αριστερής γωνίας του κάθε τετραγώνου, π.χ. για την κυψέλη 1 -45.0 /-80.0, για την κυψέλη 2 -45.0 /-75.0, κτλ. (Σημ. τα σύμβολα (-) μπροστά από τους αριθμούς μας λένε ότι η περιοχή βρίσκεται στο Νότιο και Δυτικό μέρος της Γης).

Για κάθε κυψέλη υπολογίσθηκαν: 1) ο αριθμός των σεισμών. 2) ο μεγαλύτερος σεισμός (Mmax), 3) το χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε σεισμούς, 4) το μεγαλύτερο εστιακό βάθος (hmax), 5) το μέσο εστιακό βάθος ($\bar{h}$), 6) ο αριθμός των σεισμών ανά διαστήματα βάθους, π.χ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

10-14 km βάθους, 15-24 km βάθους, κτλ. Επίσης υπολογίσθηκαν οι παράμετροι του νόμου Gutenberg-Richter τόσο με την μέθοδο α) της μέσης τιμής , όσο και β) με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας. Τα αποτελέσματα φαίνονται στους Πίνακες (1, 2, 3, 4 και 5).

ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ ΚΥΨΕΛΩΝ		
ΚΥΨΕΛΗ	**ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ (φ)**	**ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ (λ)**
1	-45,0	-80,0
2	-45,0	-75,0
3	-40,0	-80,0
4	-40,0	-75,0
5	-35,0	-75,0
6	-35,0	-70,0
7	-30,0	-75,0
8	-25,0	-75,0
9	-20,0	-80,0
10	-20,0	-75,0
11	-15,0	-80,0
12	-15,0	-75,0
13	-10,0	-85,0
14	-10,0	-80,0
15	-10,0	-75,0
16	-5,0	-85,0
17	-5,0	-80,0
18	0,0	-90,0
19	0,0	-85,0
20	0,0	-80,0
21	0,0	-75,0
22	5,0	-85,0
23	5,0	-80,0
24	5,0	-75,0
25	10,0	-75,0

Πίνακας-1 *Αρίθμηση κυψελών που εξετάστηκαν με βάση τις συντεταγμένες της κάτω αριστερής γωνίας της κάθε τετραγωνικής κυψέλης.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΥΨΕΛΗ	ΑΡΙΘΜΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	Mmax	ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ (ΕΤΗ)
1	21	6.8	58
2	51	7.6	92
3	12	7.4	59
4	138	9.5	112
5	162	8.3	113
6	52	7.2	99
7	175	8.5	116
8	159	8.0	113
9	40	7.6	97
10	218	8.3	106
11	137	8.0	88
12	76	6.9	106
13	70	7.5	92
14	145	7.8	107
15	21	6.2	88
16	74	7.7	118
17	81	7.8	105
18	40	6.6	84
19	82	8.5	113
20	97	8.1	113
21	29	7.9	119
22	131	7.5	115
23	124	7.3	115
24	82	6.8	100
25	36	6.5	98

Πίνακας-2 *Υπολογισμός διαφόρων εστιακών παραμέτρων για κάθε κυψέλη*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΥΨΕΛΗ	hmax(km)	(km)
1	54	31
2	49	31
3	35	20
4	58	27
5	58	32
6	59	28
7	59	31
8	59	38
9	57	29
10	59	37
11	59	37
12	59	32
13	59	30
14	59	35
15	55	37
16	59	34
17	59	31
18	55	21
19	58	28
20	58	27
21	56	32
22	59	26
23	59	26
24	58	30
25	58	23

Πίνακας 3- *Κατάλογος με τον μεγαλύτερο (hmax) , καθώς και το μέσο εστιακό βάθος των σεισμών στην περιοχή μελέτης.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ΚΥΨΕΛΕΣ	ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΒΑΘΩΝ				
	h≤9	h(10-14)	h (15-24)	h (25-33)	h (34-60)
1	1	0	1	14	2
2	2	4	5	16	19
3	1	4	2	1	3
4	12	15	22	47	3
5	15	13	17	31	75
6	7	6	9	5	21
7	10	18	22	39	66
8	6	4	10	35	84
9	3	5	2	13	12
10	6	15	16	53	114
11	5	8	11	33	74
12	4	11	4	14	37
13	3	4	7	31	21
14	7	7	14	36	69
15*	0	1	1	5	9
16	4	6	7	19	31
17	8	8	10	14	35
18	3	15	6	7	6
19	4	14	9	25	23
20	6	17	15	19	32
21	1	4	2	3	12
22	11	21	24	19	31
23	17	16	21	25	23
24	9	7	11	32	28
25	8	5	6	4	9

Πίνακας 4- *Αριθμός σεισμών για τα διάφορα διαστήματα εστιακών βαθών.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΥΨΕΛΕΣ	ΜΕΘΟΔΟΣ ΜΕΣΗΣ ΤΙΜΗΣ		ΜΕΘΟΔΟΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΦΑΝΕΙΑΣ	
	a1	b	a1	b
1	2,73	-0,67	3,15	-0,73
2	4,01	-0,81	3,32	-0,73
3				
4	3,28	-0,67	3,54	-0,69
5	2,70	-0,54	2,95	-0,57
6	3,47	-0,76	3,70	-0,80
7	3,58	-0,67	3,63	-0,69
8	3,63	-0,72	3,85	-0,74
9	3,52	-0,78	3,62	-0,80
10	5,19	-0,98	5,39	-1,01
11	4,66	-0,89	4,31	-0,83
12	4,08	0,88	4,43	-0,92
13	5,02	-0,96	4,47	-0,92
14	4,04	-0,87	4,01	-0,86
15				
16	3,47	-0,77	3,86	-0,81
17	4,15	-0,88	4,09	-0,85
18	2,70	-0,65	2,82	-0,64
19	3,91	-0,82	3,84	-0,81
20	2,66	-0,59	2,62	-0,57
21	1,67	-0,46	1,79	-0,49
22	3,36	-0,61	3,23	-0,59
23	3,19	-0,64	3,14	-0,63
24				
25	4,62	-1,01	4,74	-1,04

Πίνακας-5 *Τιμές παραμέτρων Gutenberg-Richter υπολογισμένες από τις μεθοδολογίες: Α) ΜΕΣΗΣ ΤΙΜΗΣ και Β) ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΦΑΝΕΙΑΣ. Η τιμή της παραμέτρου α έχει αναχθεί σε ένα έτος και στον πίνακα αναγράφεται αυτή η τιμή (α1).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

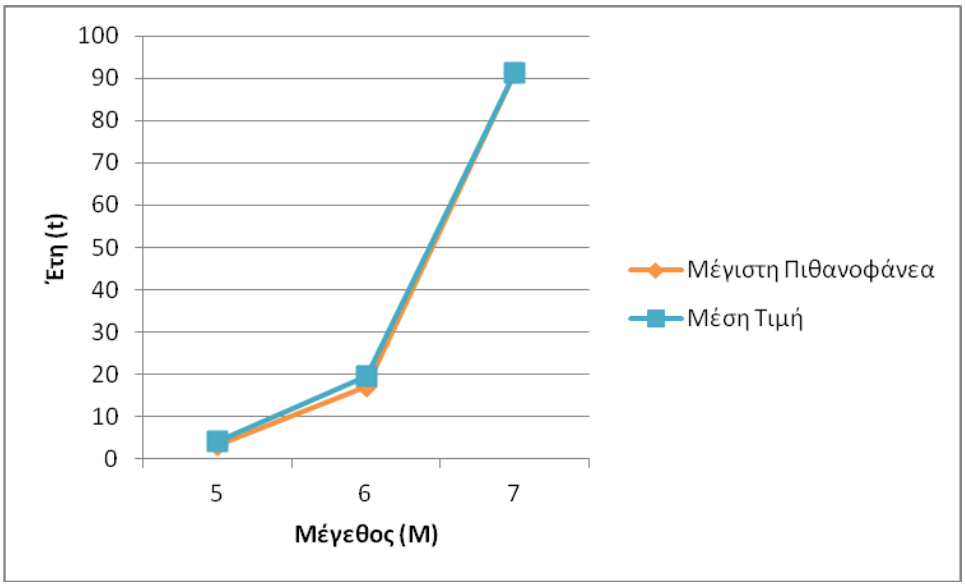
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Με βάση τις τιμές αυτές υπολογίσθηκε το μέτρο σεισμικότητας που αναφέρεται στην μέση περίοδο επανάληψης :

$$T_M = \frac{10^{|b|M}}{10^{a1}}$$

όπου b και a1 οι παράμετροι του νόμου Gutenberg-Richter.

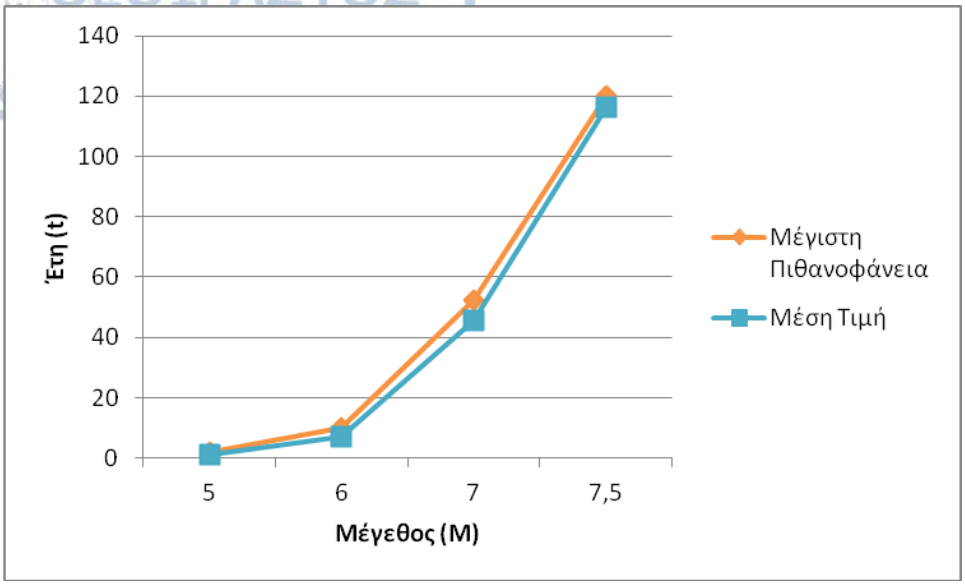
Όλη η περιοχή χωρίστηκε σε είκοσι πέντε κυψέλες. και έγινε επεξεργασία των σεισμών κάθε κυψέλης Για την εύρεση των τιμών της μέσης περιόδου επανάληψης υπολογίσθηκαν πρώτα οι τιμές των παραμέτρων *a1* και *b*. Στη επεξεργασία έγινε χρήση των δύο μεθόδων, τόσο της μέσης τιμής **(Gutenberg and Richter, 1944),** όσο και της μέγιστη πιθανοφάνειας. Για τις κυψέλες No 3,No 15 και No 24 οι τιμές των α1 και b ήταν μη ικανοποιητικές και για αυτόν τον λόγο έμειναν έξω από κάθε περαιτέρω ανάλυση. Στη συνέχεια με τις τιμές αυτές έγιναν διαγράμματα της μέσης περιόδου επανάληψης σε συνάρτηση με το μέγεθος των σεισμών σε κάθε κυψέλη. άξονας y αντιστοιχεί στον χρόνο σε έτη, ενώ ο άξονας x αντιστοιχεί στα μεγέθη (M) σεισμών. Τα διαγράμματα αυτά φαίνονται στα σχήματα (4.2.1, 4.2.2.,…4.2.22).



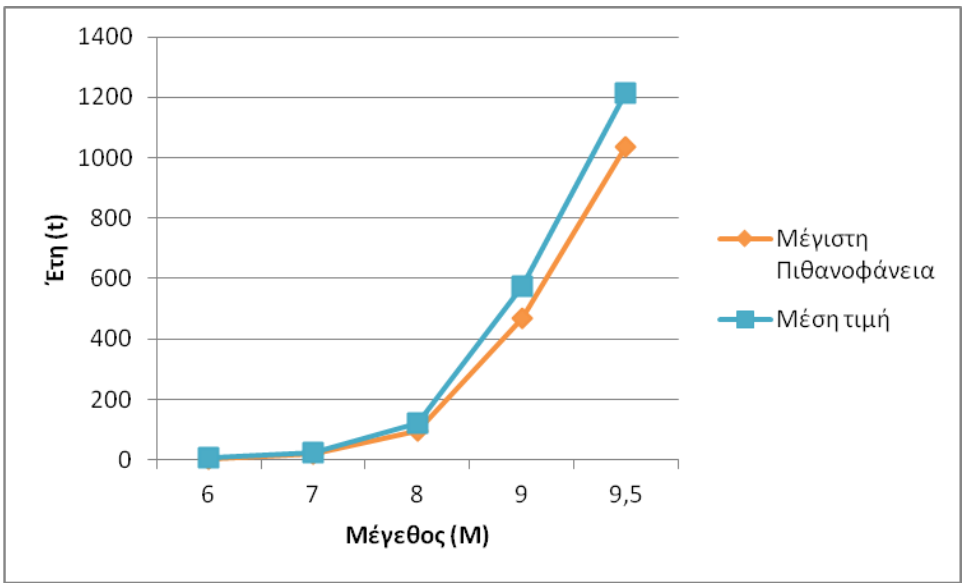
Σχήμα 4.2.1 *Διάγραμμα κυψέλης 1*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



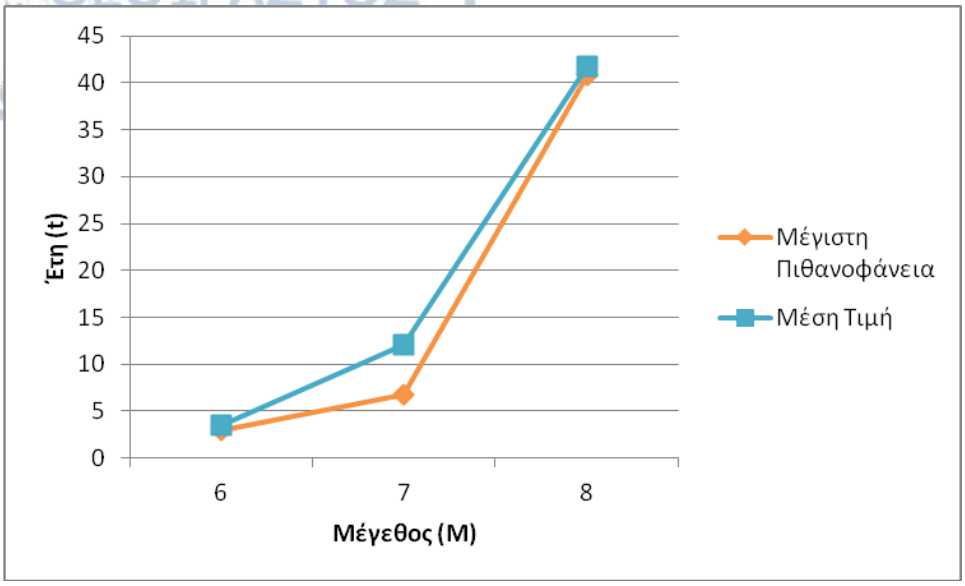
Σχήμα 4.2.2 *Διάγραμμα κυψέλης 2*



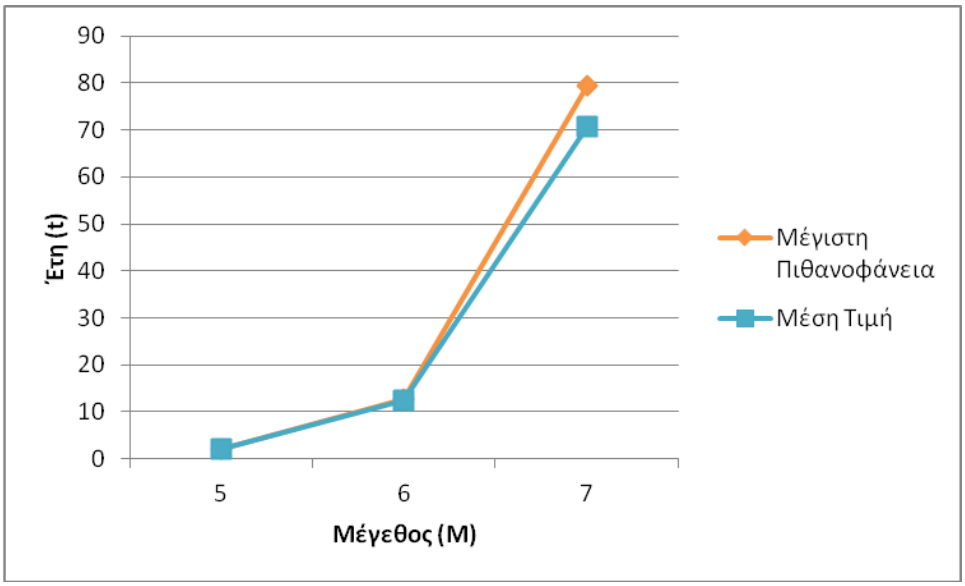
Σχήμα 4.2.3 *Διάγραμμα κυψέλης 4*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



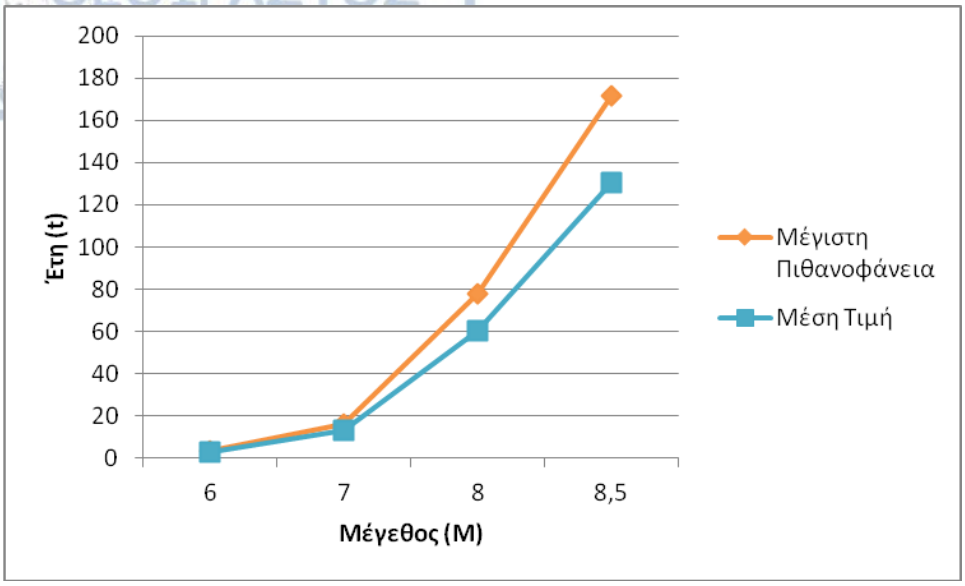
Σχήμα 4.2.4 *Διάγραμμα κυψέλης 5*



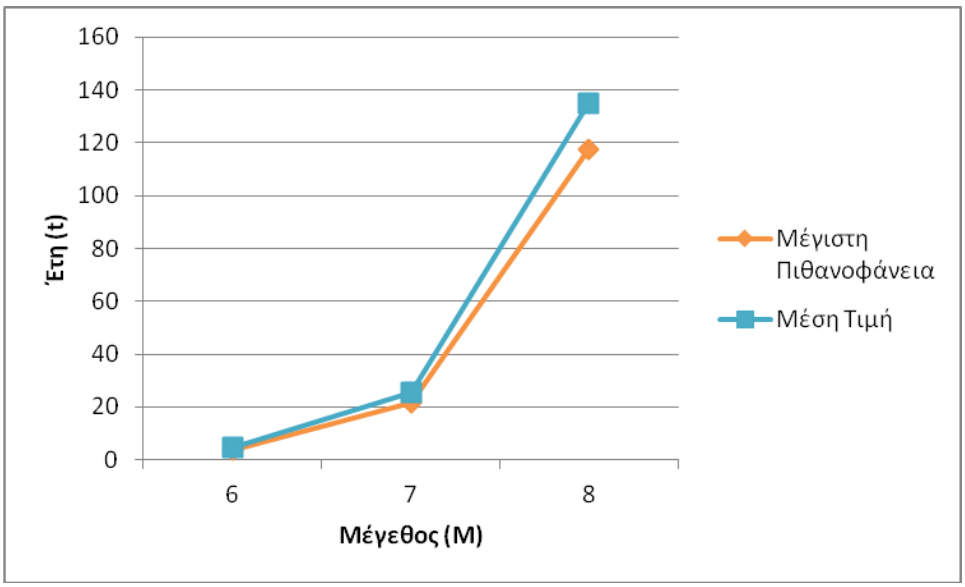
Σχήμα 4.2.5 *Διάγραμμα κυψέλης 6*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



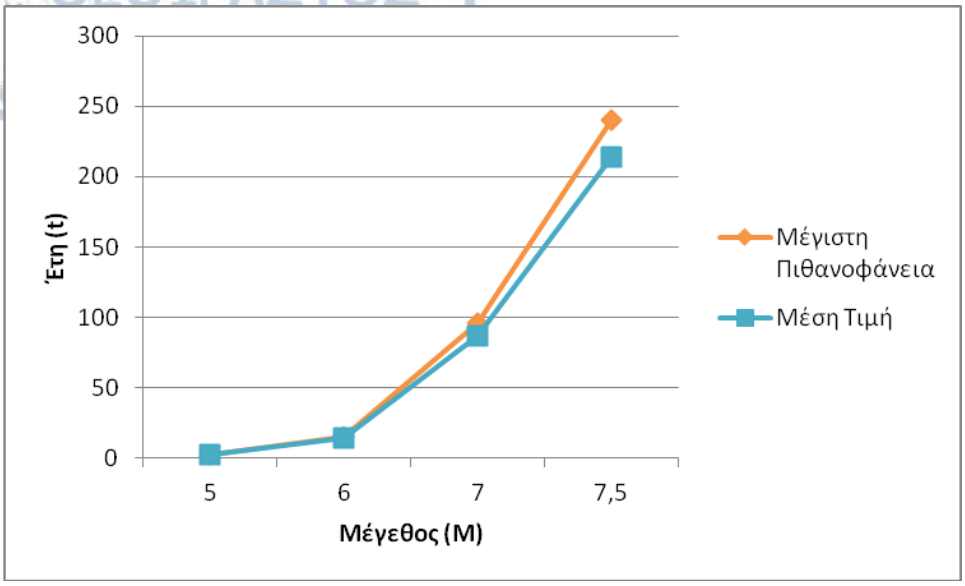
Σχήμα 4.2.6 *Διάγραμμα κυψέλης 7*



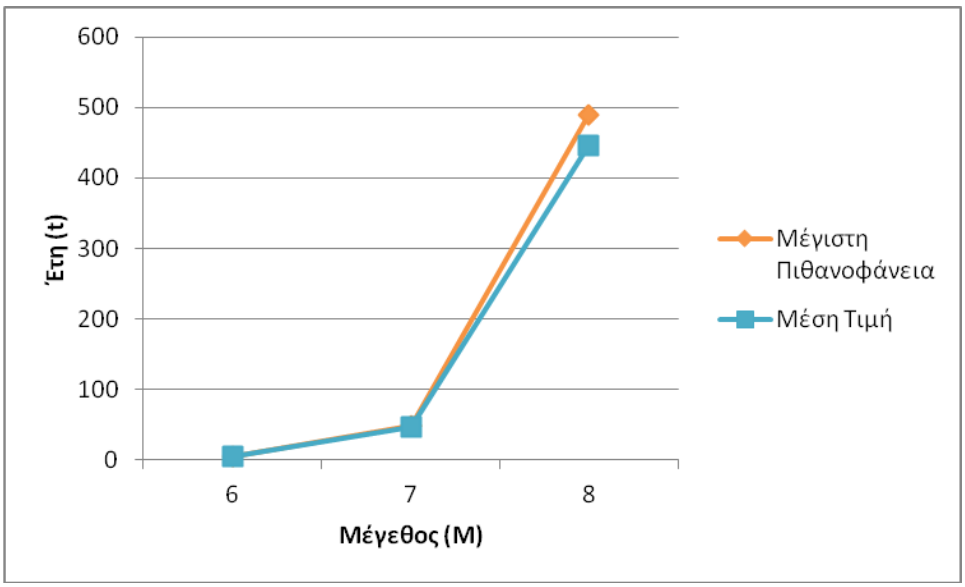
Σχήμα 4.2.7 *Διάγραμμα κυψέλης 8*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



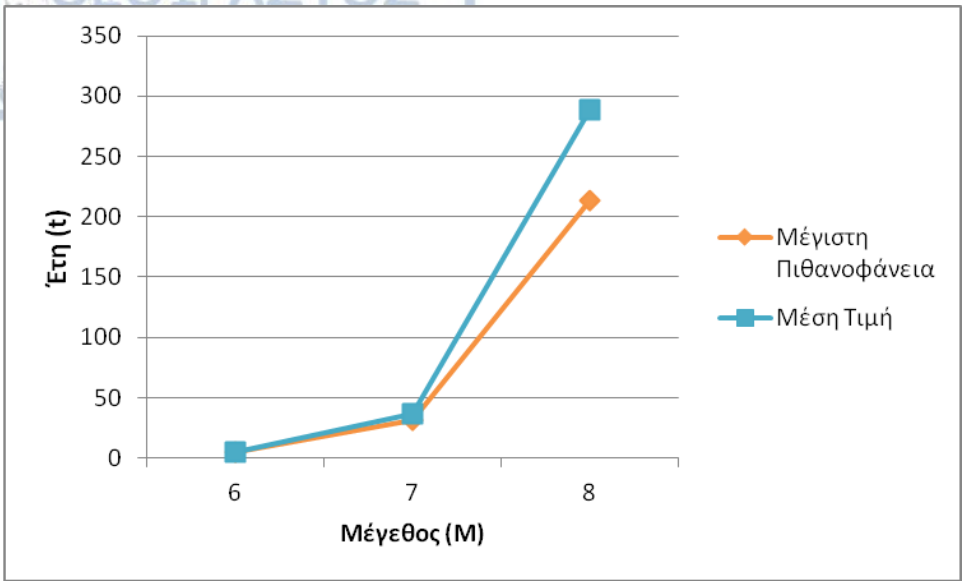
Σχήμα 4.2.8 *Διάγραμμα κυψέλης 9*



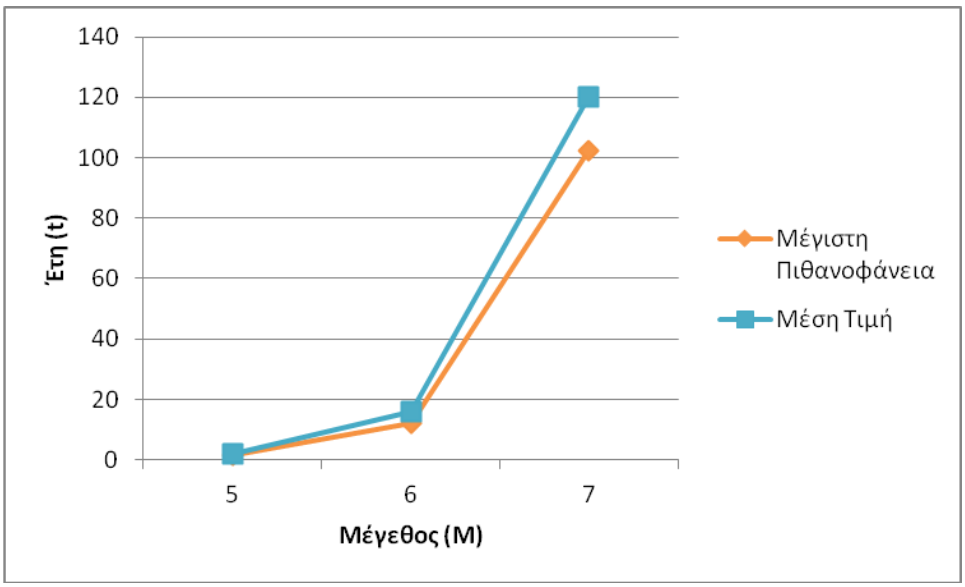
Σχήμα 4.2.9 *Διάγραμμα κυψέλης 10*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



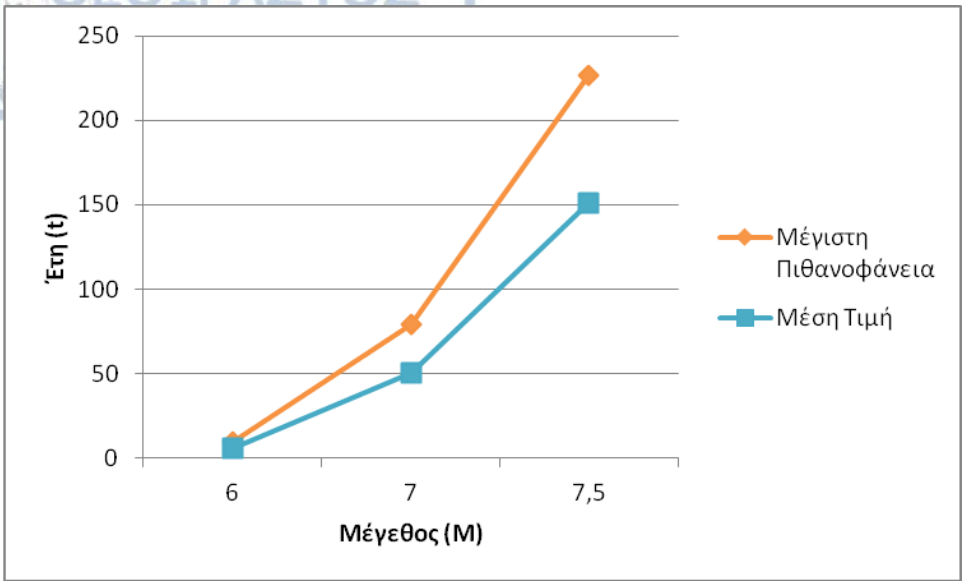
Σχήμα 4.2.10 *Διάγραμμα κυψέλης 11*



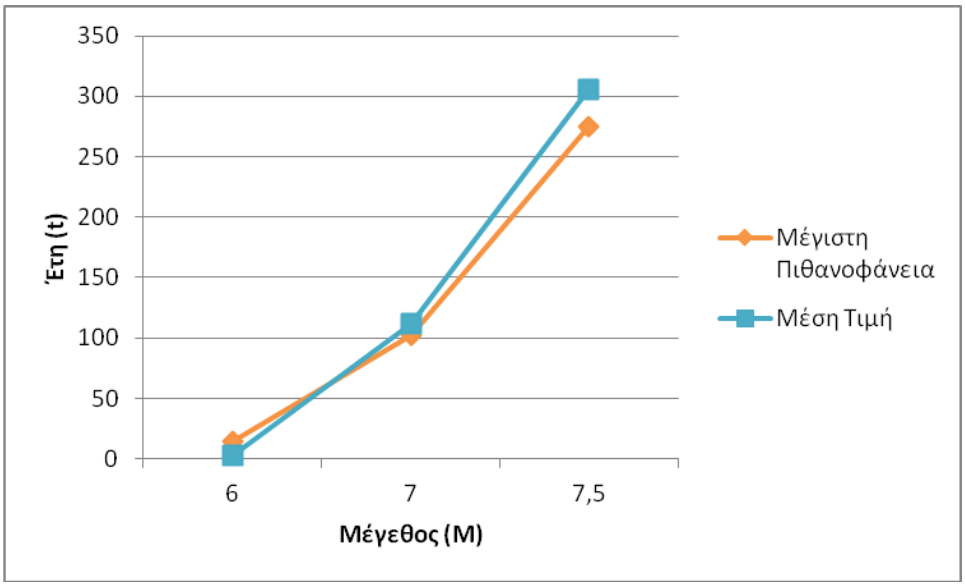
Σχήμα 4.2.11 *Διάγραμμα κυψέλης 12*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



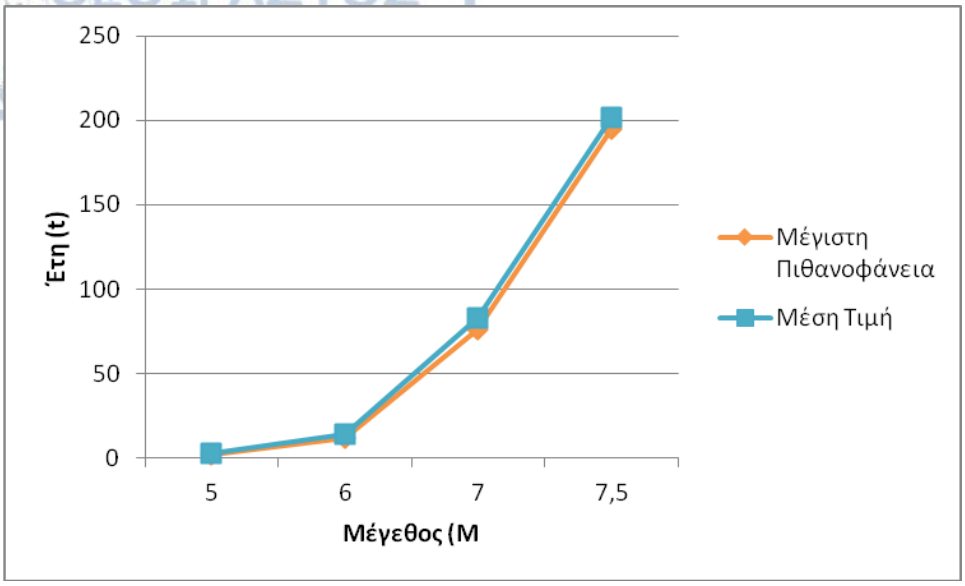
Σχήμα 4.2.12 *Διάγραμμα κυψέλης 13*



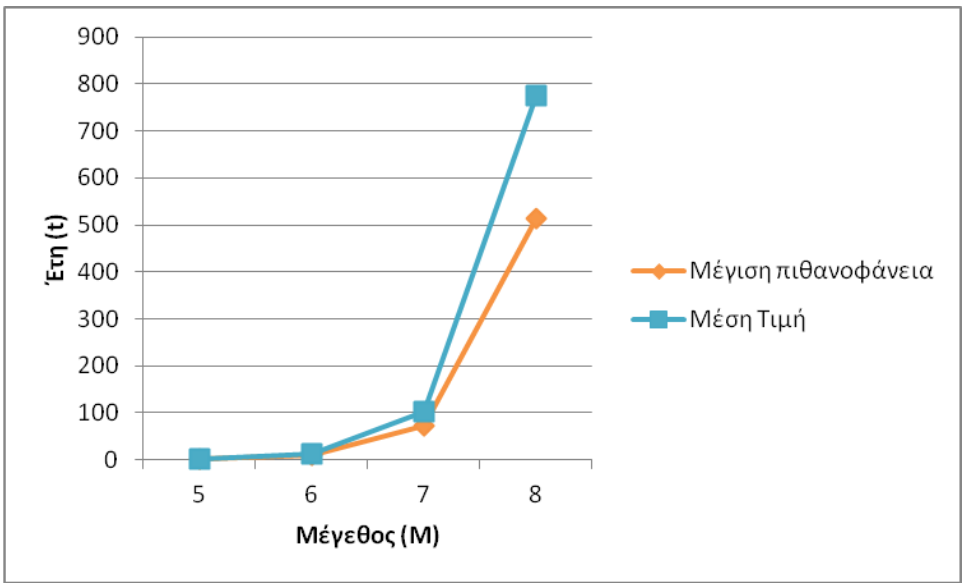
Σχήμα 4.2.13 *Διάγραμμα κυψέλης 14*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



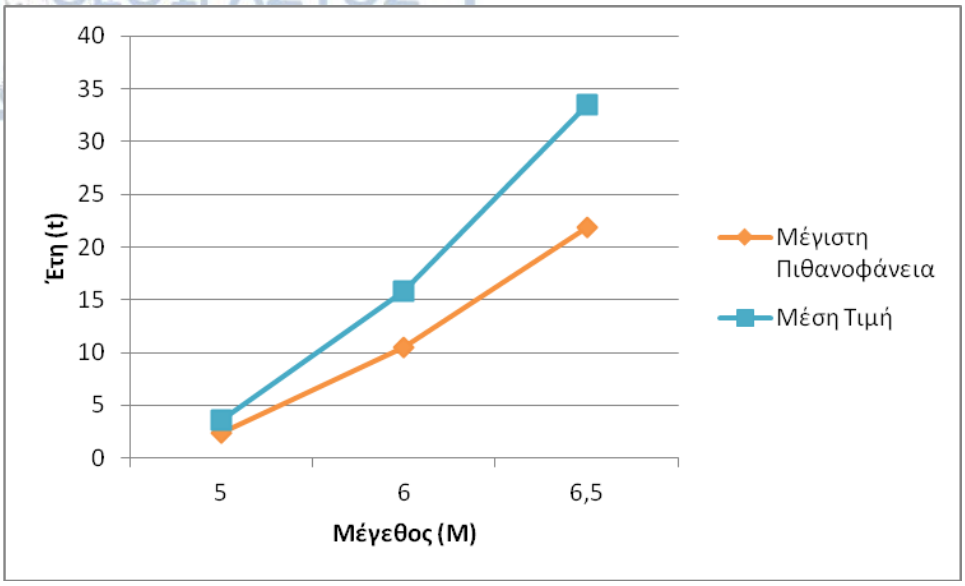
Σχήμα 4.2.14 *Διάγραμμα κυψέλης 16*



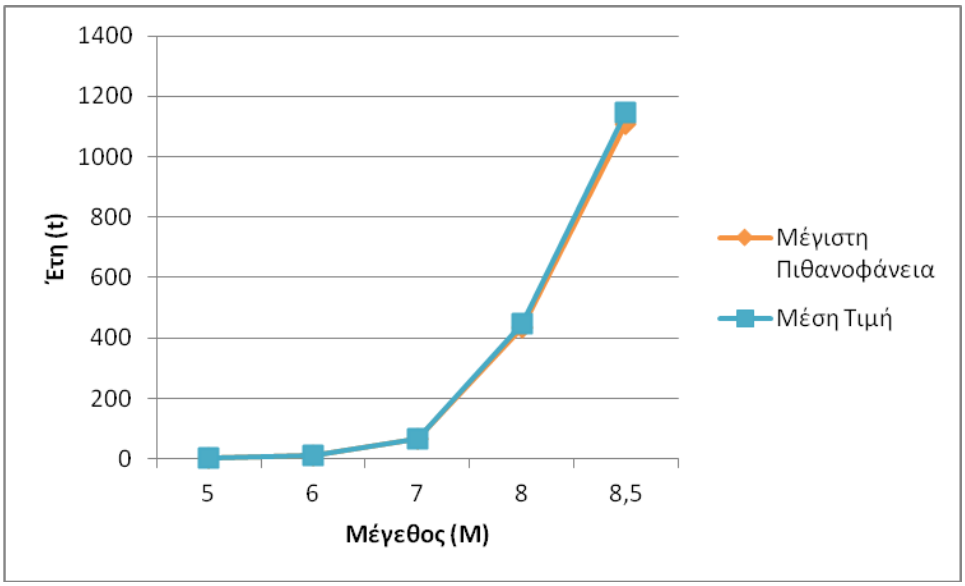
Σχήμα 4.2.15 *Διάγραμμα κυψέλης 17*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



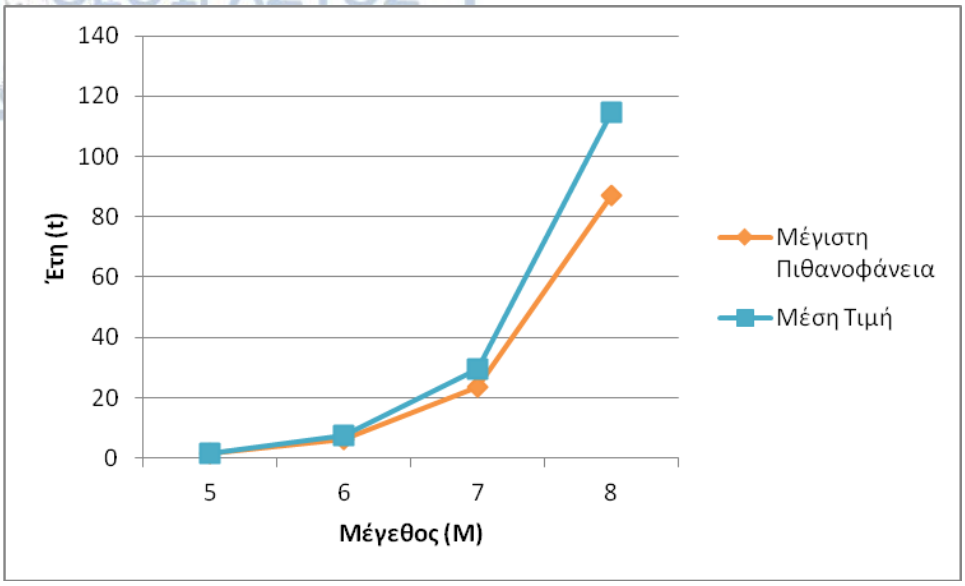
Σχήμα 4.2.16 *Διάγραμμα κυψέλης 18*



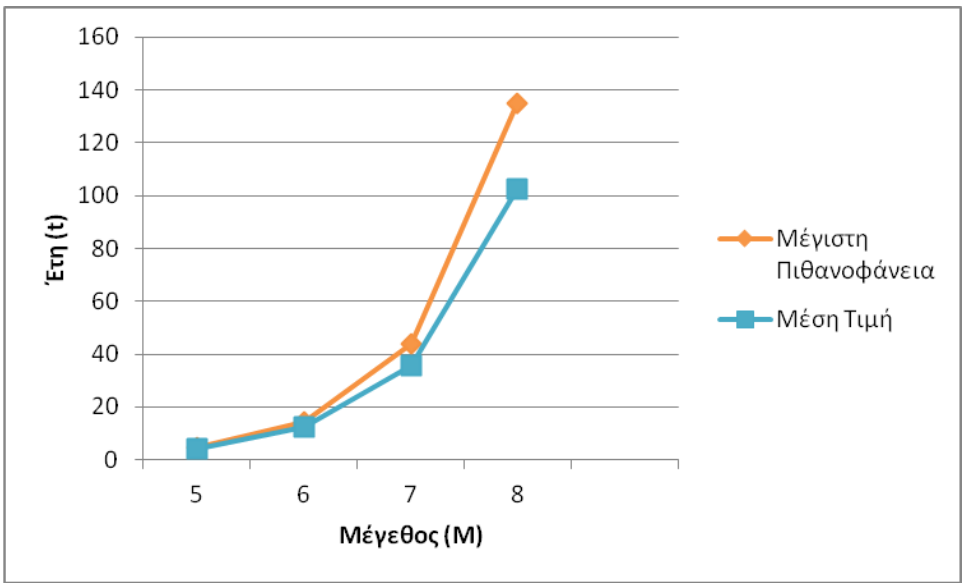
Σχήμα 4.2.17 *Διάγραμμα κυψέλης 19*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



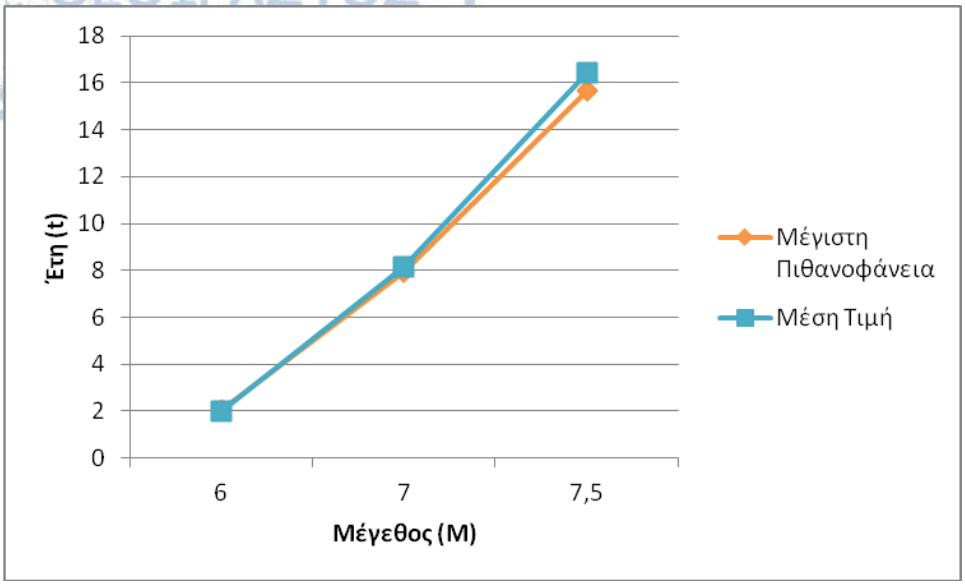
Σχήμα 4.2.18 *Διάγραμμα κυψέλης 20*



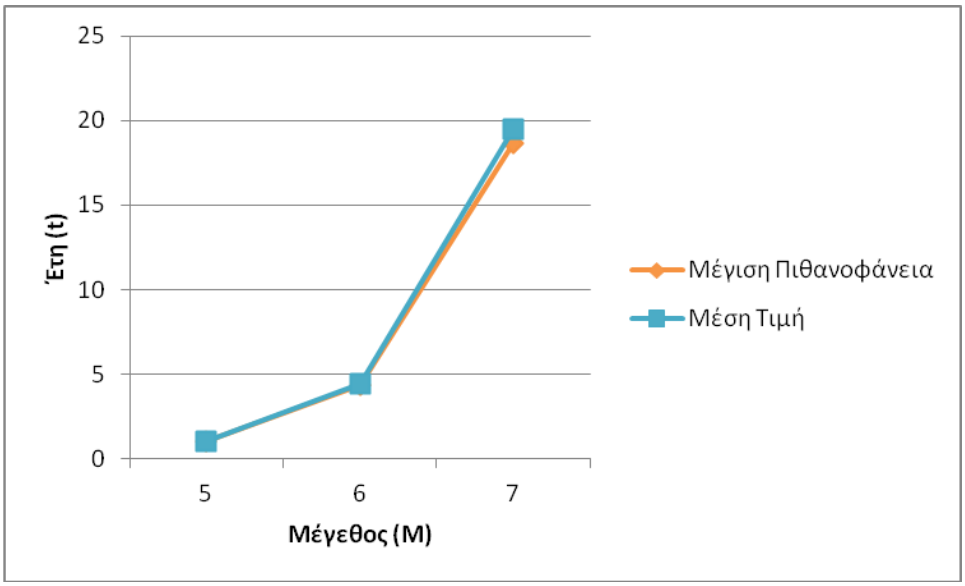
Σχήμα 4.2.19 *Διάγραμμα κυψέλης 21*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



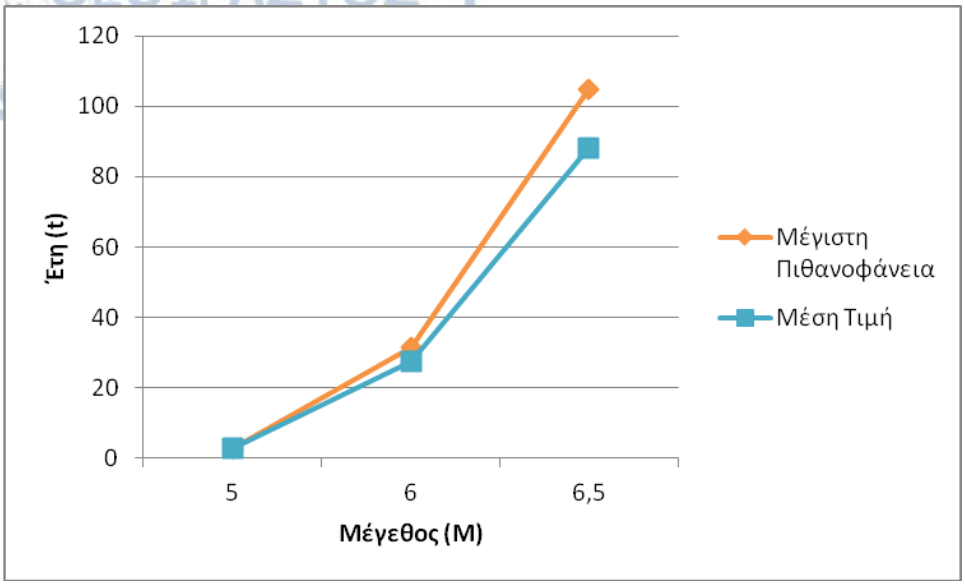
Σχήμα 4.2.20 *Διάγραμμα κυψέλης 22*



Σχήμα 4.2.21 *Διάγραμμα κυψέλης 23*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.2.22 *Διάγραμμα κυψέλης 25*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία γίνεται αναφορά στην κατανομή παραμέτρων σεισμικότητας σε σεισμογενείς περιοχές της Γης. Στην αρχή έγινε μία εκτενής αναφορά στην θεωρία των λιθοσφαρικών πλακών και στην σεισμικότητα τους. Στην συνέχεια από όλες τις παραμέτρους σεισμικότητας αποφασίστηκε να υπολογισθεί η μέση περίοδος επανάληψης. Η περιοχή χωρίστηκε σε κυψέλες με διαστάσεις 5^o Χ 5^o που είναι ένα ικανοποιητικό εύρος διαστάσεων γιατί και μεγάλοι σεισμοί γίνονται στην περιοχή και για να υπάρχει ένα ικανός αριθμός σεισμών σε κάθε κυψέλη. Το μικρότερο μέγεθος σεισμού που πήραμε ήταν 5.0.

Οι κυψέλες με τους πιο πολλούς σεισμούς $\geq$ 100, βρέθηκαν οι εξής: 4, 5, 7, 8, 10, 12, 14, 16, 17. 19, 20, 21, 22 και 23.

Έγινε χωρισμός του συνολικού βάθους σε υποδιαστήματα ως εξής: $\leq$ 9 χιλ., 10-14, 15-24, 25-33, 34-60 χιλιόμετρα. Βρέθηκε ο αριθμός των σεισμών σε κάθε διάστημα. Παρατηρήθηκε ότι οι δύο τελευταίες υποδιαιρέσεις 25-33 και 34-60 χιλιόμετρα συγκεντρώνουν το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών. Αυτό φυσικά έχει να κάνει με την τεκτονική της περιοχής και την βύθιση της Νάζκα κάτω από την Νότια Αμερική. Η κυψέλη 10 εμφανίζει τον μεγαλύτερο αριθμό σεισμών σε αυτές της δυο υποδιαιρέσεις 25-33,και 34-60 χιλ. με 53 και 114 , αντίστοιχα. Τα μέσο βάθος τον σεισμών στ 14 από τις κυψέλες είναι μεγαλύτερο από 30 χιλιόμετρα.

Τέλος να αναφέρουμε ότι οι μέσες περίοδοι επανάληψης που βρέθηκαν οι 14 έχουν μεγαλύτερες τιμές όταν εξετάζονται με τις παραμέτρους*a1* και *b* που υπολογίστηκαν από την μέθοδο της μέσης τιμής ενώ 9 από αυτές έχουν μεγαλύτερες τιμές όταν οι παραμέτρους*a1* και *b* που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας.(Πίνακας 5).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Διεθνής βιβλιογραφία

- **Adamek S., Frohlich C. andPennington W. D.** SeismicityoftheCaribbean-Nazcaboundary: Constrains on microplate tectonics of the Panama Region. “J. Geophys. Res.”, 93, 2053-2075. 1988
- **Aki K.**Seimiciy and Seismological Methods. “Tectonophysics”, 6, 41-48. 1968
- **Arroyo A.K. and Espinosa A.F.** Determination and Probabilistic Approaches to Seismic Risk Determinations. “Proc. Of the Symp. on the Analysis of Seismicity and on the Seismic Risk, Liblice 1977” 487-496. 1978
- **Ballore de Montessus** La Geologie Seismolosique. “Armand Colin, Paris” 488pp. 1924
- **Barazangi M. and Dorman J.** World Seimicity Maps Compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. “Bull. Seism. Soc. Am.”, 59, 369-380. 1969
- **Barazangi M. and Isacks B.L.** Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. “Geophys. J.R. Astron. Soc.”, 57, 537-555. 1979
- **Bath M.** A Note on Recurrence Relations for Earthquakes. “Tectonophysics”, 51, T23-T30. 1978
- **Bilek S.L.** Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis and subduction zone complexity. “Tectonophysics”, 209. 2010
- **Bloom E. D. and Erdmann R. C.** The Observation of a Universal Shape Regularity in Earthquake Frequency Magnitude Distributions. “Bull. Seism. Soc. Am.”,70, 349-362. 1980
- **Casaverde L.A. and Vargas J.N.** Seismic Risk in Peru. Proceedings of the 8th world conference on earthquake engineering, vol. I,93-100, July 21-28, San Francisco California U.S.A.. 1984
- **Chinery M. and North R. G.** The Frequency of Very Large Earthquakes. “Science”, 190, 483-514. 1975
- **Comninakis P. E. and Papazachos B. C.** Compleeness, Accuracy and Homogeneity of the Data for Seismicity Studies in the Mediterranean and the Surrounding Area for Period 1901-1975. “Proc. Of the Symp. Analysisof Seismicity and on Seismic Risk, Liblice 1977”, 139-149. 1977
- **Curtis J.W.** A Magnitude Domain Study of the Seismicity of Papua New Guinea and the Solomon Islands. “ Bull. Seism. Soc. Am.”, 63, 787-806 1973

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Dewey J.F. and Lamb S. H.** Active tectonics of the Andes. "Tectonophysics", 205, 79-95. 1992
- **Duda S. J. and Rashidi A. S.** On the Recurrence Relation of Earthquakes. " ActaGeoph. Pol.",20, 247-271. 1972
- **Duda S. J.** Secular Seismic Energy Release in Circum-Pacific Belt. "Tectonophysics", 2, 409-452. 1965a
- **Fuenzalida A., Pardo M., Cisternas A., Dorbath L., Dorbath C., Comte D. and Kausel E.** On the geometry of the Nazca plate subducted under the Central Chile (32-34,5^{o} S) as inferred from microseismic data. "Tectonophysics", 205, 1-11. 1992
- **Galanis O.**, **Tsapanos T.M., Papadopoulos G.A., Kiratzi A. A.** An alternative Bayesian statistics for probabilistic earthquake prediction in Mexico, Central and South America. "Bull. Geol. Soc. Greece" 34(4), 1485. 2001
- **Galvis Vergara J.** Un arco de islas Terciaro en el occidente Colombiano. "GeologiaColombiana", 11 , 7-43. 1980
- **Giardini D. and Lundgen P.** The June 9 Bolivia and March 9 Fiji deep earthquakes of 1994: Geodynamic implications. "Geophys. Res. Lett.", 22, 2281-2284. 1995
- **Gutenber B. and Richter C. F.** Seismicity of the Earth and Associated Phenomea. "Princeton Univ. Press, Princeton N.Y.", 310pp. 1954
- **Gutenberg B. and Richter C. F.** Frequency of the earthquake of California. "Bull. Seism. Soc. Am.", 34, 185-188. 1944
- **Gutenberg B. and Richter C. F.** Seismicity of the Earth. "Bull. Geol. Soc. Am.", 34, 1-131. 1941
- **Gutierrex C. I.** Seismic risk assessment in Colombia. "Bull. IISEE", 27, 73-84. 1993
- **Hanus V. and Vanek J.** Structure of Wadati- Benioff zones and volcanism produced by the process of subduction. "Tectonophysics", 112, 51-67. 1984
- **Hasegawa A. and Sacks I. S.** Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. "J. Geophys. Res.",86, 4971-4980. 1981
- **Isacks B. , Oliver J. and Sykes L.R.** Seismology and the New Global Tectonics. "J. Geophys. Res.",73, 5855-5899. 1968
- **James D.** Subduction of the Nazca plate beneath Central Peru. "Geology", 7, 174-178. 1978

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Jordan T.** The present-day motions of the Caribbean Plate. “J. Geophys. Res.”, 80, 4433-4439. 1975

- **Kaila K. L. , Gaur V. K. and Narain H.** Quatitative Seismicity Maps of India. “Bull. Seism. Soc. Am”, 62, 1119-1132. 1972

- **Kanamori H.** The energy released in great earthquakes. “J. Geophys. Res.”,82, 2981-2987. 1977

- **Karagrigoriou A., Makrides A., Tsapanos T. M., Vougiouka G.** Earthquake Forecasting Based on Multi-State System Methodology. “Methodology and Computing in Applied Probability”,18(2). 2016

- **Karnik V.** Seismicity of the European Area Part 1. “D. Reindel Publishing Company, Dordrecht, Holland”, 364pp. 1969

- **Kelleher J.A.** Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. “J. Geophys. Res.”, 77, 2087-2103,. 1972

- **Kellog J. N. and Vega V.** Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constrains from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in Mann. P., ed. Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America: Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, special paper 295, 75-90. 1995

- **Kellog J. N., Dixon T. and Neilan R.** Central and South America GPS Geodesy-CASA: EOS (American Geophysical Union Transactions), 70, 649-656. 1989

- **Kellog J. N., Ogujiofor I. J. and Kansakar D. R.** Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks, in Memoirs, Latin American Congress on Geology, 6th, 1, Bogota, ConsejoConsultivo de Directores de ServiciosGeologicos de Latinoamericael Caribe, 40-59. 1985

- **Koravos G.Ch., Vougiouka G.E., Tsapanos T. M., Drakatos G., Olasoglo E.M.,** Earthquake Hazard Along the Western Coast of South America Inferred from Conditional Probabilities. “ Bull. Geol. Soc. Greece”,50(3), 1184. 2016

- **Le Pichon X.** Sea – Floor spreading and Continental Drift. “J. Geophys. Res.”,73, 3611-3697. 1968

- **Lindo R., Dorbath C., Cisternas A., Dorbath L., Ocola L., and Morales M.** Subduction geometry in central Peru from a microseismicity survey: first results. “Tectonophysics”, 205, 23-29. 1992

- **Lomnitz C.** Global Tectonics and Earthquake Risk. “Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam”, 320pp.. 1974

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Malave G. and Suarez G.** Intermediate-depth seismicity in northen Colombia and Western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. "Tectonics", 14, 617-628. 1995

- **Mckenzie D. and Parker R.L.** The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. "Nature", 216, 1276-1280. 1967

- **Nur A. and Ben-Avraham Z.** Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. "Geol. Soc. Am. Mem.", 154, 729-740. 1981

- **Page R.** Aftershocks and Microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964. "Bull. Seism. Soc. Am.", 58, 1131-1168. 1968

- **Papazachos B. C.** On the certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece. "Ann. Geof." , 27, 497-515. 1974

- **Papazachos B. C. and Comninakis P.E.** Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc. "Geophys. Res.", 76,8517-8533. 1971

- **Papazachos B.C., Delibasis N., Liapis N., Moumoulidis G. and Purcaru G.** Aftershock Sequences of Some Large Earthquakes in the Region of Greece. "Ann. Di Geof.", 20, 1-93. 1967

- **Pennington W. D.** Distribution of the eastern Panama basin and seismotectonics of north-western South America. "J. Geophys. Res.", 86, 10753-10770. 1981

- **Prince R.A. and Schweller W.J.** Dates, rates and angles of faulting in the Peru-Chile trench. "Nature", 271, 743-745. 1978

- **Prochazkova D.** Analysis of Methods of Calculating the Magnitude-Frequecy Relation. "Trav. Inst. Geoph. Acad. Tchecols. Sci.", 325, 229-256. 1970

- **Purcaru G.** A New Quantitative Measure of Seismicity and some Related Aspects. "Inter. Symp. Seism. Pys. Sol. Earth. Int. Jena 1974", 1, 185-204. 1975b

- **Purcaru G.** A New Magnitude – Frequency Relation for Earthquakes and a Classification of Relation Types. "Geophys. J.R. Astr. Soc.", 42,61-79. 1975a

- **Purcaru G. and Maaz R.** On the Magnitude Distrubution and Prediction of Earthquakes. In Statistical and Tectonophysical Aspects of Seismicity. Ed. By Maaz, "Veroff. Zentralinst. Physik d. Erde Nr" ,18, 42-50. Potsdam, 1972

- **Ranalli G. A.** On the Estimation of Earthquake Risk. "Die Naturwissen schaften",11, 510-511. 1972

- **Ranalli G. A.** Statistical Study of Aftershock Sequences. "Ann. Di Geof.",22, 359-397. 1969

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Riznichenko J. V.** On the Quantitative Determination and Mapping of Seismic Activity . "Ann. Di Geof." 12, 227-237. 1959
- **Riznichenko Yu. V.** On the Study of Seismic Regime (in Russian) "Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser.Geofiz" ,9, 1057-1074 .1958.
- **Ruiz G.V.M.** On the seismic risk in the northern part of Peru. "Bull. IISEE",29, 11-120. Individual studies by participants. 1993
- **Ruiz S. and Madariaga R.** Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. "Tectonophysics", 733, 37-56. 2018
- **Sacks I. S.** Interrelationships between volcanism seismicity and anelasticity in Western South America. "J. Geophys. Res.", 86, 10753-10770. 1977
- **Shedlock K.M.** Status of seismic hazard assessment around the globe: North and South America. "Ann. Di Geofis",36, 103-129. 1993
- **Shlien S. and Toksoz M. N.** Frequency –Magnitude Statistics of Earthquake Ocurrences. "Earthq. Notes", 41, 5-18. 1970
- **Spence W., Mendoza C., Engdahl E. R., Choy G. L. and Norabuena E.** Seismic subduction of the Nazca Ridge as shown by the 1996-97 Peru earthquakes. "Pafeoph.", 753-776. 1999
- **Stein S., EngelnJ.e., De Meto C., Gordan R.G., Woods D.R., Lundgren P., Argus D., Quibble D., Stein C., Weistein S. and Wiens D.A.** The Nazca- South America convergence rate and the recurrence of the grate 1960 Chilean earthquake. "Geophys. Res. Lett",13, 713-716. 1986
- **Suarez G., Gagnepain J., Cisternas A., Hatzfeld D., Molnar P., Ocola L., Roecker S.W. and Viode J.P.** Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in centra Peru: results from a microseismic experiment. " Geohys. J. Int.", 103, 1-12. 1990
- **Suzuki Z.** A Statistical study of the Occurrence of Small Earthquakes. "Sci. Reb. Tohoku Univ. Ser. 5 Geoph.", 11, 10-54. 1959
- **Sykes L. R.** The Seismicity of the Arctic. "Bull. Seism. Soc. Am.", 55, 519-536. 1965
- **Sykes L.R.** Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges. "J. Geophys. Res.",72, 2131-5153. 1967
- **Tsapanos T. and Burton P.** , Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world, 153-169, 1991

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Tsapanos T.M. and Cristova, C. V.**, Some preliminary results of the worldwide seismicity estimation: a case study of seismic hazard evaluation in South America. Ann. Di Geof., 43, 11-22. 2000.

- **Tsapanos T.M.** The Markov model as a pattern for earthquakes recurrence in South America. "Bull. Geol. Soc. Greece", 34(4), 1611. 2001

- **Utsu T.** A Three Parameter Formula for Magnitude Distribution of Earthquakes. "J. Phys. Earth", 22, 71-85. 1974

- **Utsu T.** Aftershocks and Earthquake statistics (III). "J. Facult. Sci. Hokkaido Univ.",5, 379-441. 1971

- **Utsu T.** Problems of the Frequence Distribution of Earthquakes in Respect to Magnitude (in Japanese with English abstract). "Geoph. Bull. Univ.",17, 110-112. 1967

- **Utsu T.** Statical study on the occurrence of aftershocks. "Geoph. Magaz.", 30, 521-605. 1961

- **Von Huene R., Corcalan J., Fluch E. R., Hinz K., Korstgard J., Ranero C. R. ,Weinrebe W. and the CONDOR Scientists** "Tectonics",16, 474-488. 1997

- **Wadati K.** On the Activity of Deep-Focus Earthquakes in the Japan Islands and Neighborhoods. "Geophys.Mag." , 91,421-432. 1935

- **Wadge G. and Burke K.** Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. "Tectonics", 2 , 633-643. 1983

- **West D.O. ,Senthivel A., Linard J.R. and Bariola J.** Feasibility evaluation of potential earthquake hazards, Chaglla Fam, Central Peru. In: R. J. Watters (Editor), Proc., Symp. Eng. Geology and Geotechnical Eng., 25th Reno, Nev., Balkema, Rotterdam, 197-201. 1989

- **Wiens D. A.and McGuire J. J.** The 1994 Bolivia and Tonga events: Fundamentally different types of deep earthquakes. "Geophys. Res. Lett",22, 2245-2248. 1995

Ελληνική βιβλιογραφία

- **Γαλανόπουλος Α. Γ.** Παγκόσμια Σεισμική Γεωγραφία. Αθήνα, 1-32. 1960

- **Κομνηνάκης Π.Ε.** Συμβολή εις την Έρευνα της Σεισμικότητας του Ελληνικού Χώρου. «Διδακτορική Διατριβή Παν. Αθηνών», σελ. 110. 1975

- **Παπαζάχος Β. Κ.** , Εισαγωγή στη Σεισμολογία , «Θεσ/νίκη», σελ.273, 1977

- **Παπαζάχος Β.Κ.** Η Νέα Παγκόσμιος Τεκτονική. «Δελτίο Επιστημονικού Ομίλου Ερευνών Διαστήματος», 2, 1-19. 1973

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Τσάπανος, Τ.**Μ. Συμβολή στη μελέτη τη σεισμικότητας της Γης. «Διδακτορική Διατριβή Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης», σελ. 147, 1985

Ιστολόγιο

- **U.S. GEOLOGICAL SURVEY,** https://www.usgs.gov/
- **ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ,** https://www.oasp.gr/
- **ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΑΠΘ,** http://www.geo.auth.gr/

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης