ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΕΖΑ ΕΛΕΝΗ

Γεωλόγος – MSc Γεωφυσικός

Χωρο-χρονική Μεταβολή της Σεισμικότητας στις Μεσο-Ωκεάνιες Ράχες

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2020

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

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

ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
FACULTY OF SCIENCES
SCHOOL OF GEOLOGY
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

ΤΕΖΑ ΕΛΕΝΗ
Geologist– MSc Geophysicist

Space-Time Variation of Seismicity At Mid-Ocean Ridges

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI
2020

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

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

ΕΛΕΝΗ Ν. ΤΕΖΑ
Γεωλόγος - MSc Γεωφυσικός

ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΙΣ ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Ιούλιο του 2020

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης : 20-07-2020

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N°: 210

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Εμμανουήλ Σκορδύλης – *Καθηγητής Α.Π.Θ.,* Επιβλέπων

Γεώργιος Καρακαΐσης – *Καθηγητής Α.Π.Θ.,* Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Κωνσταντίνος Παπαζάχος – *Καθηγητής Α.Π.Θ.,* Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Σκορδύλης Εμμανουήλ – Καθηγητής Α.Π.Θ.

Καρακαΐσης Γεώργιος – Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παπαζάχος Κωνσταντίνος – Καθηγητής Α.Π.Θ.

Τσάπανος Θεόδωρος – Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παπαϊωάννου Χρήστος – Διευθυντής Ερευνών Ι.Τ.Σ.Α.Κ. - Ο.Α.Σ.Π

Χατζηδημητρίου Παναγιώτης – Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παπαδημητρίου Ελευθερία – Καθηγήτρια Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

© Ελένη Ν. Τέζα, 2020
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΙΣ ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ. – ***Διδακτορική Διατριβή***

© Eleni N. Teza, 2020
All rights reserved.

SPACE-TIME VARIATION OF SEISMICITY AT MID-OCEAN RIDGES. – ***Ph.D. Thesis***

Citation:
Τέζα Ε. Ν., 2020. – Χωρο-χρονική Μεταβολή Της Σεισμικότητας Στις Μεσο-ωκεάνιες Ράχες. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας Νο 210, 564 σελ.
Teza E. N., 2020. – Space-Time Variations Of seismicity In Mid-Ocean Ridges. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 210, 564 pp.

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
Α.Π.Θ

Στους γονείς μου,

Νίκο & Βάσω

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του δεύτερου κύκλου του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με στόχο τη μελέτη της χωροχρονικής μεταβολής της σεισμικότητας στις μεσο-ωκεάνιες ράχες.

Στο **πρώτο Κεφάλαιο**, που αποτελεί και την εισαγωγή, δίνονται οι βασικές έννοιες της θεωρίας που σχετίζεται με τη γεωδυναμική και τις τεκτονικές κινήσεις που αφορούν τις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Επιπλέον, δίνονται βασικές πληροφορίες που αφορούν τη γεωγραφική θέση, τη γεωμορφολογία, την ηφαιστειότητα, την πετρολογία, την τεκτονική και τη σεισμικότητα των περιοχών που αποτελούν αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής.

Στο **δεύτερο Κεφάλαιο** αναπτύσσεται ο τρόπος συλλογής των δεδομένων και διαμόρφωσης του καταλόγου σεισμών, καθώς και οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν για την ομογενοποίησή του. Γίνεται σύντομη αναφορά στην έννοια του μηχανισμού γένεσης και της σημασίας του στην κατανόηση και επικύρωση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών. Παράλληλα γίνεται περιγραφή στη διαδικασία συγκέντρωσης και μελέτης διαθέσιμων λύσεων μηχανισμών γένεσης για σεισμούς στις περιοχές μελέτης της παρούσας διατριβής, καθώς και το πώς συμβάλλουν στην οριστικοποίηση των καταλόγων σεισμικότητας που χρησιμοποιήθηκαν στη διατριβή. Παρουσιάζονται, τέλος, οι μεθοδολογίες που ακολουθήθηκαν για την ποιοτική ανάλυση των τελικών αυτών καταλόγων (έλεγχος εστιακών βαθών, διαδικασία από-ομαδοποίησης, σχέση αθροιστικής συχνότητας-μεγέθους, χωρική κατανομή του μεγέθους πληρότητας και ρυθμοί σεισμικότητας).

Η ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας των υπό μελέτη περιοχών, στο πλαίσιο μελέτης της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας, παρουσιάζεται στο **τρίτο Κεφάλαιο**. Γίνεται αναφορά στην έννοια και την χρησιμότητα της κατανομής Poisson, καθώς επίσης και στις σχέσεις των παραμέτρων σεισμικότητας (a_t, b, M_t, P_t) που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή με βάση το μοντέλο σεισμικότητας «χωρίς μνήμη» (time-independent model).

Πρόσθετα στοιχεία που συμπληρώνουν τις παρατηρήσεις των προηγούμενων κεφαλαίων δίνονται στο **τέταρτο Κεφάλαιο** με την συνδυαστική μελέτη σεισμικότητας και γεωδαιτικών παρατηρήσεων. Μετά από μια σύντομη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

αναφορά στις έννοιες της υδροθερμίας, των ταχυτήτων επέκτασης, της ροής θερμότητας, αλλά και του ηλικιακού καθεστώτος που επικρατεί σε περιβάλλοντα αποκλινόντων ορίων λιθοσφαιρικών πλακών, παρουσιάζονται οι υπολογισμοί των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης σε επιλεγμένες, χωρικά περιορισμένες («κλειστές»), περιοχές. Παράλληλα γίνεται εκτίμηση των ρυθμών παραμόρφωσης (λόγοι σεισμικής παραμόρφωσης προς ολική παραμόρφωση, «seismic/total strain rate ratios»), εκφρασμένων με την μορφή ταχυτήτων, με ταυτόχρονη προσπάθεια συσχέτισής τους με τις τιμές των ηλικιών και τις ροές θερμότητας. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι όσο απομακρυνόμαστε από το ίχνος των ράχεων, η αύξηση της ηλικίας και η μείωση της θερμικής ροής σχετίζονται με αύξηση της σεισμικότητας, μείωση των τιμών της παραμέτρου σεισμικότητας b, αύξηση του μεγέθους του μέγιστου σεισμού και αύξηση των λόγων παραμόρφωσης.

Στο **πέμπτο Κεφάλαιο** γίνεται προσπάθεια αξιόπιστου υπολογισμού της παραμέτρου σεισμικότητας b. Με τη χρήση συνθετικών καταλόγων επανυπολογίζονται οι παράμετροι σεισμικότητας με διάφορες μεθοδολογίες, και συγκρίνονται με τα αρχικά συνθετικά δεδομένα. Η απόκλιση μεταξύ των συνθετικών και πραγματικών (αρχικών) παραμέτρων σεισμικότητας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι υπάρχει άμεση εξάρτηση της παραμέτρου b με βασικούς συντελεστές (εύρος μεγεθών, ΔM, πλήθος σεισμών, N, μέγιστο μέγεθος, M_{max}). Με σκοπό τον υπολογισμό διορθώσεων στις παραμέτρους σεισμικότητας, ορίζονται κατάλληλες πολυωνυμικές συναρτήσεις $2^{ου}$ και $3^{ου}$ βαθμού. Η εφαρμογή των διορθώσεων αυτών στα πραγματικά μας δεδομένα οδηγεί στην παρατήρηση μιας κοινής διορθωμένης μέσης τιμής του b, της τάξης ~1.3, κάτι που από την μια πλευρά μαρτυρά την αποτελεσματικότητα της προσέγγισης που χρησιμοποιήθηκε, και από την άλλη, αμφισβητεί τη φυσική ερμηνεία της παραμέτρου b.

Με το πέρας τόσο της ποσοτικής όσο και της ποιοτικής μελέτης της σεισμικότητας, και την ολοκλήρωση της εξέτασης της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας, ακολουθεί η μελέτη της χρονικά εξαρτημένης σεισμικότητας στο **έκτο Κεφάλαιο**. Αρχικά γίνεται αναφορά σε βασικούς ορισμούς και θεωρίες (θεωρία σεισμικής ανάπαλσης και σεισμικός κύκλος, επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση κλπ.), καθώς επίσης και μια σύντομη αναδρομή σε προηγούμενες μελέτες. Περιγράφονται τα μοντέλα πρόγνωσης χρόνου και μεγέθους (TIMAPR), επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (AMR) και επιβραδυνόμενης-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (D-AS). Στη παρούσα διατριβή επιλέχθηκε η εφαρμογή των μοντέλων TIMAPR & D-AS σε ισχυρούς σεισμούς των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Παρουσιάζονται αναλυτικά οι περιοχές που επιλέχθηκαν να μελετηθούν καθώς και τα αποτελέσματα που προέκυψαν κατόπιν της εφαρμογής των μοντέλων. Στόχος είναι η διερεύνηση της δυνατότητας πρόγνωσης μακράς και ενδιάμεσης διάρκειας ισχυρών σεισμών σε περιβάλλοντα αποκλινόντων ορίων. Η εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR κρίνεται αξιόπιστη σε σεισμούς μεσο-ωκένιων ράχεων με ικανοποιητικά αποτελέσματα ενώ η αναδρομική πρόγνωση σεισμών με το μοντέλο D-AS οδηγεί σε αποδεκτή εκτίμηση του χρόνου και του μεγέθους των σεισμών-στόχων με υπέρβαση όμως των σφαλμάτων που αφορούν την εκτίμηση του επικέντρου τους.

Τέλος, στο **έβδομο Κεφάλαιο,** παρουσιάζεται η σύνοψη των αποτελεσμάτων της διατριβής. Παρατίθενται τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν από την χωρο-χρονική μελέτη της σεισμικότητας σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων ενώ παράλληλα γίνεται αναφορά στις δυνατότητες και προοπτικές για μελλοντική έρευνα.

ABSTRACT

The present PhD thesis was realized in the framework of the second cycle of the graduate program of the school of Geology of the Aristotle University of Thessaloniki, contributing to the study of the spatial and temporal variation of seismicity in Mid-Ocean Ridges.

In the **first chapter**, the main definitions and theories related to the geodynamics, tectonic plate motion, and mid-ocean ridges are presented. The main regions of interest are described, together with their basic characteristics (i.e. location, morphology, volcanism, petrology, tectonics and seismicity).

Chapter two discusses the data collection to form an earthquake catalog for the regions of interest and the procedures that were followed in order to homogenize it. A brief reference is made to the significance of focal mechanisms and their importance in understanding and validating the theory of tectonic plates. Moreover, we describe processes for assembling and studying the available focal mechanisms of

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

the study areas, as well as how they contribute in finalizing the earthquake catalogues. Finally, the methods that were used for the qualitative analysis (e.g. review of focal depths, declustering, relationship between earthquake magnitude-total number of earthquakes, space distribution of completeness magnitudes, seismicity rates) of these final catalogues are presented.

In the context of studying the time-independent seismicity, a quantitative evaluation of seismicity is presented in **Chapter three**. A reference is made to the usage of the Poisson distribution, as well as to the studied seismicity parameters (a_t, b, M_t, P_t), based on memoryless statistics (time-independent model).

Chapter four examines the joint evaluation of seismicity and geodesy. Following a brief description of the main concepts of hydrothermal activity, spreading rates and age status in divergent boundaries, we performed calculations of seismic strain rates. Deformation rates (seismic/total strain) expressed in terms of velocity tensors were estimated, while a correlation of them with ages of lithospheric plates and heat flow values was attempted. The results indicate that as the distance from the ridges increases, increasing age and decreasing heat flow are observed, associated with an increase in seismicity, a decrease in b values, an increase in the maximum earthquake magnitude and an increase in deformation rates.

In **Chapter five** a robust estimation of seismic parameter b is performed. Based on synthetic catalogs, seismicity parameters were recalculated applying several methodologies and their values were compared with the input ones. The discrepancy between the retrieved and the original b values used for the synthetic catalogue generation leads to the conclusion that there is a direct dependence between b values and some key coefficients (magnitude range, ΔM, number of earthquakes, N, maximum magnitude, M_{max}). In order to calculate some indispensable corrections to seismic parameters, polynomial functions of 2^{nd} and 3^{rd} degree were proposed. After applying these corrections to the real data, a corrected average value of parameter b~1.3 is estimated. On the one hand, this observation testifies the effectiveness of the approach that was used, and on the other hand, is questioning the physical significance of parameter b.

After completing both the quantitative and qualitative study of the seismicity, i.e. after the finalization of time-independent seismicity study, the examination of time-dependent seismicity is performed in **Chapter 6**. Initially, basic definitions and theories (i.e. elastic rebound theory, seismic cycle, accelerating seismic strain release

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

etc.), as well as a brief review of previous studies, are presented. The main features of the TIme and Magnitude Predictable Regional model (TIMAPR), the Accelerating Moment Release model (AMR) and the Decelerating-Accelerating Seismicity model (D-AS) are described. In the present thesis TIMAPR and D-AS models were applied to strong earthquakes that occurred at mid-ocean ridges. The examined regions and the corresponding results obtained after the application of both models are presented in detail. The aim of the applied procedure was to investigate if the above models of long-term and the intermediate-term earthquake prediction are applicable in divergent lithospheric boundary environments. The TIMAPR application in mid-ocean ridges is considered reliable with satisfactory results, while the retrospective prediction of strong mainshocks with the D-AS model leads to acceptable estimate of the origin time and magnitude of the target events, but exceeding the model's errors related to epicenter estimation.

Finally, **Chapter seven** summarizes the results of this thesis. The main conclusions concerning the spatial and temporal variation of seismicity at mid-ocean ridges are presented, while possible perspectives/ improvements for future work are discussed.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Στο συγκεκριμένο σημείο, και με το πέρας της διατριβής αυτής θα ήθελα να εκφράσω τις θερμότερες ευχαριστίες μου στον καθηγητή Μανώλη Σκορδύλη για την καθοδήγησή του, τις πολύτιμες επιστημονικές συμβουλές, τη συμπαράσταση, την υπομονή του και την άψογη συνεργασία μας από τα προπτυχιακά μου ακόμα χρόνια. Τον ευχαριστώ τόσο για την ηθική, όσο και την οικονομική υποστήριξή του στην ως τώρα σταδιοδρομία μου.
Τις ιδιαίτερες ευχαριστίες μου εκφράζω στον καθηγητή Κωνσταντίνο Παπαζάχο για την πολύτιμη βοήθειά του και τις επιστημονικές του υποδείξεις σε όλη την διάρκεια της παρούσας διατριβής, καθώς και για την κριτική ανάγνωση του κειμένου.

Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή Γεώργιο Καρακαΐση για την κριτική ανάγνωση του κειμένου, αλλά και για την έμπρακτη υποστήριξη, την καθοδήγηση σε σημαντικά μέρη της έρευνάς μου και την πολύτιμη συμβολή του στην ολοκλήρωση της συγκεκριμένης διατριβής.

Ευχαριστώ όλα τα μέλη του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., αλλά και τους μεταπτυχιακούς φοιτητές και υποψηφίους διδάκτορες του Τομέα Γεωφυσικής για την βοήθεια και τη στήριξη που μου παρείχαν σε όλα τα χρόνια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου Μάριο Ανθυμίδη, Χρύσα Βεντούζη και Χάρη Κκαλλά για την ηθική τους συμπαράσταση, για τη βοήθεια που μου παρείχαν απλόχερα όποτε τη χρειαζόμουν, για τους προβληματισμούς (επιστημονικούς και μη) που μοιραστήκαμε όλα αυτά τα χρόνια, και πάνω από όλα για το άψογο και ταυτόχρονα ευχάριστο κλίμα συνεργασίας και συμπόρευσης που δημιούργησαν στο υπόγειο του Σεισμολογικού Σταθμού.

Τέλος, την αγάπη μου και ένα τεράστιο ευχαριστώ εκφράζω στους γονείς μου Νίκο και Βάσω για την αμέριστη στήριξή τους όλα τα χρόνια της ζωής μου, σε όλους τους τομείς, καθώς και για την συνεχή συμπαράσταση και παρακίνησή τους στο να συνεχίζω να κυνηγώ τα όνειρά μου.

Ελένη Τέζα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας Περιεχομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....1

1.1 Γεωδυναμικη Και Θεωρια Τεκτονικων Πλακων 1

- 1.1.1 Γενικά.....1
- 1.1.2 Μετακίνηση των ηπείρων.....1
- 1.1.3 Θεωρία Λιθοσφαιρικών πλακών.....3

1.2 Μεσο-ωκεανιες Ραχες 6

- 1.2.1 Η έννοια της μεσο-ωκεάνιας ράχης.....6
- 1.2.2 Τοπογραφία και γεωμορφολογία των μεσο-ωκεάνιων ράχεων.....8
- 1.2.3 «Γρήγορα» και «Αργά» επεκτεινόμενες ράχες.....9
- 1.2.4 Σεισμικότητα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες.....13

1.3 Περιοχες Μελετης..... 17

- 1.3.1 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού (Mid-Atlantic Ridge, M-AR).....19
  - 1.3.1.1 Αζόρες.....21
  - 1.3.1.2 Ισλανδία.....25
- 1.3.2 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού.....29
  - 1.3.2.1 Ειρηνικός - Nazca.....34
  - 1.3.2.2 Ειρηνικός – Ανταρκτική.....39
- 1.3.3 Μεσο-ωκεάνια ράχη του ΝΑ Ινδικού (SE Indian Ridge, SEIR).....42
- 1.3.4 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού (Central Indian Ridge, CIR)..47
- 1.3.5 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού (Southwest Indian Ridge, SWIR).....50

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ..57

2.1 Συνθεση Και Ομογενοποιηση Καταλογου Σεισμων 57

- 2.1.1 Εισαγωγικά.....57
- 2.1.2 Συλλογή δεδομένων και σύνταξη καταλόγων.....58

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.1.3 Ομογενοποίηση των μεγεθών των καταλόγων 59

2.2 Μηχανισμοι Γενεσης Και Οριστικοι Καταλογοι Σεισμων 62

2.2.1 Έννοια μηχανισμού γένεσης και σημασία του στις μεσο-ωκεάνιες ράχες… 62

2.2.2 Συλλογή διαθέσιμων μηχανισμών και οριστικοποίηση καταλόγων στο ίχνος κάθε ράχης 63

2.3 Ποιοτικη Αναλυση Τελικων Καταλογων 72

2.3.1 Έλεγχος των εστιακών βαθών των καταλόγων 72

2.3.2 Διαδικασία από-ομαδοποίησης (declustering) 82

- 2.3.2.1 Η έννοια της από-ομαδοποίησης και αλγόριθμοι εφαρμογής της 82
- 2.3.2.2 Εφαρμογή διαδικασίας απο-ομαδοποίησης στις υπό μελέτη ράχες 84

2.3.3 Έλεγχος μεγέθους πληρότητας των καταλόγων 87

- 2.3.3.1 Χρονική μεταβολή των μεγεθών πληρότητας 89
- 2.3.3.2 Επιπλέον μεθοδολογίες καθορισμού πληροτήτων (Zmap) 102

2.3.4 Ρυθμοί σεισμικότητας (rates) 141

2.3.5 Χωρική κατανομή του M_c 155

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ 165

3.1 Μοντελο Χρονικα Ανεξαρτητης Σεισμικοτητας 165

3.2 Ποσοστικη Εκτιμηση Σεισμικοτητας Για Τις Περιοχες Ενδιαφεροντος 167

3.2.1 Παράμετροι που μελετήθηκαν 167

3.2.2 Αναγωγή συχνοτήτων μεγεθών 167

3.2.3 Κατανομή παραμέτρων a, b & M_t 169

3.2.4 Μελέτη πιθανότητας εκδήλωσης ισχυρών σεισμών 198

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΙΣ ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....231

4.1 Μεθοδοι Υπολογισμου Ενεργου Παραμορφωσης.....231

- 4.1.1 Μαγνητικές γραμμές.....232
- 4.1.2 GPS μετρήσεις.....234
- 4.1.3 Σεισμικά δεδομένα.....235
- 4.1.4 Μοντέλο MORVEL.....236

4.2 Ροη Θερμοτητας – Ηλικιες – Ρυθμοι Επεκτασης Στους Ωκεανους.....239

- 4.2.1 Ροή θερμότητας και υδροθερμική δραστηριότητα στους ωκεανούς.....239
- 4.2.2 Ηλικία ωκεάνιας λιθόσφαιρας.....244
- 4.2.3 Ρυθμοί επέκτασης στους ωκεανούς.....246

4.3 Σεισμικες Ταχυτητες Και Ενεργος Παραμορφωση Του Ωκεανιου Φλοιου.....247

- 4.3.1 Ενεργός παραμόρφωση του φλοιού.....247
- 4.3.2 Εφαρμογή μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων παραμόρφωσης στις περιοχές ενδιαφέροντος.....252
- 4.3.3 Υπολογισμός ρυθμών επέκτασης και ρυθμών παραμόρφωσης για τις «κλειστές» υπό μελέτη ζώνες.....262
- 4.3.4 Συσχετισμός υπολογισμένων λόγων παραμόρφωσης με ροές θερμότητας και ηλικίες.....267

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5ο

ΕΥΡΩΣΤΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΟΚΙΜΩΝ ΣΕ ΤΥΧΑΙΟΥΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥΣ.....279

5.1 Μεταβλητοτητα Της Παραμετρου b.....280

5.2 Συμβολη Συνθετικων Καταλογων Σεισμων Στη Μελετη Της Χρονικα Ανεξαρτητης Σεισμικοτητας.....288

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- 5.2.1 Προσομοίωση Monte Carlo 288
- 5.2.2 Διαδικασία παραγωγής συνθετικών καταλόγων 290
  - 5.2.2.1 Υπολογισμός πλήθους σεισμών κάθε συνθετικού καταλόγου..... 291
  - 5.2.2.2 Χρονική κατανομή σεισμών των συνθετικών καταλόγων..... 293
  - 5.2.2.3 Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών των συνθετικών καταλόγων 294
- 5.2.3 Συνθετικοί κατάλογοι και υπολογισμός νέων παραμέτρων σεισμικότητας για τις «κλειστές» ζώνες..... 296

5.3 ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΩΝ ΤΙΜΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΠΟΛΥΩΝΥΜΟΥ.....310

- 5.3.1 Υπολογισμός της φαινόμενης μεταβολής του b ως συνάρτηση του εύρους μεγεθών και του επιπέδου σεισμικότητας..... 311
- 5.3.2 Υπολογισμός διορθώσεων παραμέτρου b σε πραγματικά δεδομένα 327

5.4 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΔΙΟΡΘΩΣΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b ΣΤΟΥΣ ΡΥΘΜΟΥΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΙΣ ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ.....340

- 5.4.1 Τροποποίηση της σχέσης απελευθέρωσης της ετήσιας σεισμικής ροπής.. 341
- 5.4.2 Εφαρμογή μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων παραμόρφωσης με βάση τις διορθωμένες τιμές της παραμέτρου b 345
  - 5.4.2.1 M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος..... 351
  - 5.4.2.2 M_{min}=2.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος..... 358
  - 5.4.2.3 M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος αυξημένο κατά μισή μονάδα..... 364
  - 5.4.2.4 M_{min}=3.0, $6.8 \leq M_{max} \leq 8.0$..... 370
  - 5.4.2.5 Συνόψιση αποτελεσμάτων εφαρμογής μοντέλου ταχυτήτων παραμόρφωσης για τις διορθωμένες τιμές b..... 376

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΕΞΑΡΤΩΜΕΝΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ.....381

6.1 ΓΕΝΙΚΑ 381

6.2 ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΑΛΣΗΣ – ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ 383

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

6.3 Μοντελο Προγνωσης Χρονου Και Μεγεθους.....385

6.4 Επιταχυνομενη Σεισμικη Παραμορφωση 391

6.5 Το Μοντελο Της Επιταχυνομενης Σεισμικης Παραμορφωσης 393

6.6 Το Μοντελο της Επιβραδυνομενης-Επιταχυνομενης Σεισμικης Παραμορφωσης (D-AS).....396

6.7 Εφαρμογη Των Μοντελων Χρονικως Εξαρτωμενης Σεισμικοτητας Timapr Και D-AS Σε Ισχυρους Σεισμους Μεσο-ωκεανιων Ραχεων.....400

- **6.7.1 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες 403**
  - **6.7.1.1 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-Ατλαντική ράχη 403**
  - **6.7.1.2 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στις μεσο-ωκεάνιες ράχες στον Ινδικό Ωκεανό 426**
  - **6.7.1.3 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Ειρηνικού-Nazca.....441**
  - **6.7.1.4 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Αυστραλίας-Ανταρκτικής.....448**
  - **6.7.1.5 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού Ωκεανού και της Ανταρκτικής 458**
- **6.7.2 Εφαρμογή του μοντέλου D-AS στις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες.....466**

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7ο

ΣΥΝΟΨΙΣΗ -ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ– ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ.....497

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....505

ABSTRACT.....508

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....511

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γεωδυναμικη Και Θεωρια Τεκτονικων Πλακων

1.1.1 Γενικά

Η γεωδυναμική αποτελεί έναν κλάδο της Γεωφυσικής ο οποίος μελετά τις σχετικές κινήσεις μεγάλων τεμαχών της στερεάς Γης και ταυτόχρονα τα αίτια που τις προκαλούν. Οι κινήσεις είναι γνωστές με τον ευρύτερο όρο τεκτονικές κινήσεις και χωρίζονται σε οριζόντιες και κατακόρυφες. Σήμερα η πλειονότητα των επιστημόνων παραδέχεται ότι οι οριζόντιες κινήσεις είναι υπεύθυνες για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων. Στο πέρασμα των ετών έγιναν διάφορες μελέτες σχετικά με την ερμηνεία πολλών γεωδυναμικών φαινομένων καθώς και των φυσικών διαδικασιών που θεωρήθηκαν υπεύθυνες για αυτά. Οι ιδέες που διατυπώθηκαν αφορούν: την αναστροφή της πολικότητας του γεωμαγνητικού πεδίου, τη φαινόμενη μετάθεση των πόλων της Γης, τα ρεύματα μεταφοράς, τη μετάθεση των ηπείρων, την ηφαιστειότητα και την επέκταση του θαλάσσιου πυθμένα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, τα ρήγματα μετασχηματισμού και την βύθιση επιφανειακού υλικού στο μανδύα της Γης. Όλες αυτές οι ιδέες κατέληξαν στην κινηματική θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών η οποία ισχύει μέχρι και σήμερα.

1.1.2 Μετακίνηση των ηπείρων

Ο Hutton (1726-1797) υποστήριξε ότι τα βουνά σχηματίζονται εξαιτίας δυνάμεων που ασκούνται από το ρευστό υλικό του εσωτερικού της Γης (Hutton, 1788) ενώ οι Hopkins (1839) και Fisher (1881) ήταν από τους πρώτους επιστήμονες που διατύπωσαν την θεωρία των ρευμάτων μεταφοράς θερμότητας. Κατά τον 20ο αιώνα ακολούθησε πλήθος επιστημόνων (μεταξύ των οποίων Jeffreys, 1930, Holmes, 1933, Haskell, 1937, Griggs, 1939, κ.ά) που με διάφορες μελέτες, πρότειναν την ύπαρξη ενός μηχανισμού για τα ρεύματα μεταφοράς τα οποία και ευθύνονται για την μετακίνηση των ηπείρων.

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

Οι πρώτες θεωρίες σχετικά με την μετακίνηση των ηπείρων δόθηκαν από τους Taylor (1910) και Wegener (1915). Συγκεκριμένα ο Wegener υποστήριξε ότι οι ήπειροι, έτσι όπως τις γνωρίζουμε σήμερα, ήταν κάποτε ενωμένες και αποτελούσαν μια ενιαία ήπειρο, την Πανγαία, η οποία πριν από 180-200 m.y. διασπάστηκε. Ο Wegener, για την επικύρωση της θεωρίας του βασίστηκε στην σχηματική ομοιότητα – συνέχεια που παρατήρησε μεταξύ των ακτών εκατέρωθεν του Ατλαντικού ωκεανού καθώς επίσης και σε στοιχεία παλαιοχλωρίδας και παλαιοπανίδας τα οποία υποδείκνυαν την ύπαρξη απολιθωμάτων φυτών και ζωών στη νότια Αμερική που απαντώνται και στην Αφρικανική ήπειρο. Οι διαφορετικές φυγόκεντρες δυνάμεις θεωρήθηκαν από τον ίδιο ως κύρια αιτία της μετάθεσης των ηπείρων (Wegener, 1915, 1924), μια θεωρία που βρήκε τόσο υποστηρικτές (Du Toit, 1937) όσο και πολέμιους (π.χ. Jeffreys, 1930) με αποτέλεσμα ο ίδιος ο Wegener (1929) να αναγνωρίσει ότι ο μηχανισμός που είχε προτείνει αδυνατούσε να ερμηνεύσει την μετάθεση των ηπείρων.

Κατά τη δεκαετία του 1960 έγιναν πολλές μελέτες που αφορούσαν την μετάθεση των ηπείρων και την συσχέτισή της με τα θερμά ρεύματα μεταφοράς του μανδύα. Ο Hess (1962) ήταν ο πρώτος ερευνητής που πρότεινε την ιδέα της επέκτασης του θαλάσσιου πυθμένα ενώ συνέβαλαν σημαντικά με εκτεταμένες έρευνες ο Dietz (1961) και με μαγνητικές μετρήσεις οι Vine and Mathews (1963). Ένας από τους σημαντικότερους υποστηρικτές της συσχέτισης αυτής ήταν ο Wilson, ο οποίος χρησιμοποίησε πλήθος γεωφυσικών επιχειρημάτων (Wilson, 1963, 1965a) για να υποστηρίξει ότι η γενικότερη κίνηση του ωκεάνιου πυθμένα συσχετίζεται με την επέκταση αυτού. Συγκεκριμένα, υποστήριξε ότι η ηλικία των νήσων της Χαβάης υποδείκνυε κίνηση της πλάκας του Ειρηνικού. Εκτός από τον Wilson υπήρξαν και άλλοι γεωφυσικοί, οι οποίοι επίσης υποστήριξαν την θεωρία της άμεσης σύνδεσης της μετάθεσης των ηπείρων με τα ρεύματα μεταφοράς (Orowan, 1964, Tozer, 1965, Turcotte and Oxburg, 1967).

Σύμφωνα με την θεωρία της επέκτασης του θαλάσσιου πυθμένα η μετακίνηση των ηπείρων οφείλεται στην επέκταση του πυθμένα των ωκεανών εξαιτίας μάγματος που εκλύεται από τον μανδύα. Το μάγμα αυτό, δια μέσου των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (αλυσίδες υποθαλάσσιων ηφαιστείων που συναντώνται στη μέση των ωκεανών), φτάνει στην επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα και επικάθεται στις παρυφές αυτών με αποτέλεσμα την συνεχή δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού. Λόγω του ότι οι ποσότητες του λιθοσφαιρικού αυτού υλικού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

που παράγονται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες είναι τεράστιες, η μη καταστροφή του θα είχε ως αποτέλεσμα την αέναη επέκταση ολόκληρης της Γης. Ο Hess (1962) (όπως αναφέρθηκε και παραπάνω) απέδειξε ότι το υλικό αυτό καταστρέφεται στις ωκεάνιες τάφρους (μεγάλες βαθυμετρικές καταπτώσεις) με βύθισή του (κατάδυση λιθοσφαιρικών πλακών) μέσα στον μανδύα. Η κατάδυση αυτή επιβεβαιώνεται από την ύπαρξη έντονης σεισμικής και ηφαιστειακής δράσης καθώς και μεγάλων βαρυτομετρικών ανωμαλιών στις ωκεάνιες τάφρους.

Όλες αυτές οι θεωρίες σχετικά με τα ρεύματα μεταφοράς, την μετάθεση των ηπείρων, την επέκταση του ωκεάνιου πυθμένα και την κατάδυση επιφανειακού υλικού συνέβαλαν στη διαμόρφωση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών, όπως είναι γνωστή σήμερα, η οποία όμως αναπτύχθηκε και έγινε αποδεκτή μόλις στα τέλη του 1960 (McKenzie and Parker, 1967, Morgan, 1968, Le Pichon, 1968, Isacks et al., 1968, McKenzie and Morgan, 1969), και πλέον ερμηνεύει με εντυπωσιακό τρόπο τα σημαντικότερα από τα γεωδυναμικά φαινόμενα.

1.1.3 Θεωρία Λιθοσφαιρικών πλακών

Η τεκτονική των πλακών είναι η μελέτη των δυνάμεων που δρουν στη Γη, οι οποίες είναι υπεύθυνες για την δημιουργία των ηπείρων, των ωκεανών και συνολικά όλων των γεωμορφολογικών και τεκτονικών χαρακτηριστικών μεγάλης κλίμακας στη Γη. Σύμφωνα με την θεωρία των τεκτονικών πλακών η λιθόσφαιρα, το εξωτερικό δηλαδή κέλυφος της Γης με μέσο πάχος 80km που αποτελείται από τον φλοιό και τμήμα του άνω μανδύα, έχει σπάσει σε έναν αριθμό λεπτών άκαμπτων πλακών οι οποίες βρίσκονται σε σχετική αέναη κίνηση μεταξύ τους στη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου. Η λιθόσφαιρα χωρίζεται από τα τρία παγκόσμια συστήματα διάρρηξης (το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης, το σύστημα των μεσο-ωκεάνιων ράχεων και τις θερμές κηλίδες) και απαρτίζεται από επτά μεγάλες πλάκες (Αφρικανική, Ευρασιατική, Ινδο-Αυστραλιανή, Ανταρκτική, του Ειρηνικού, Βορειο-Αμερικανική, Νότιο-Αμερικανική) και πολλές άλλες μικρότερες. Οι πλάκες αυτές ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες και ανάλογα από το είδος και το πάχος του φλοιού διακρίνονται σε ωκεάνιες και ηπειρωτικές. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες «επιπλέουν» επάνω στον μανδύα και βρίσκονται σε αέναη κίνηση στη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου, ενώ τα όριά τους χαρακτηρίζονται από έντονη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα. Τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, ανάλογα

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

με την σχετική κίνησή τους (*Σχήμα 1.1*), διακρίνονται συνοπτικά σε τρεις κατηγορίες:

Συγκλίνοντα όρια (*Σχήμα 1.1 α*): στην περίπτωση αυτή γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες πλησιάζουν η μία την άλλη με αποτέλεσμα να βυθίζεται η μία κάτω από την άλλη (καταστροφή φλοιού και δημιουργία αναγλύφου)

Αποκλίνοντα όρια (*Σχήμα 1.1 β*): εδώ οι γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες απομακρύνονται η μία από τη άλλη με αποτέλεσμα να αναδύεται ανάμεσά τους ρευστό υλικό από το μανδύα και να ψύχεται (δημιουργία φλοιού)

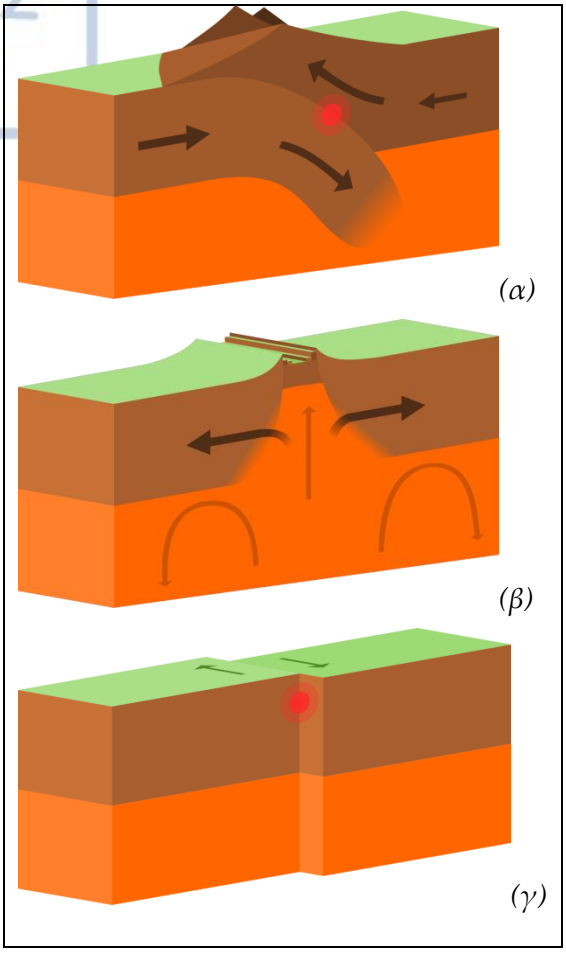
Πλευρικώς ολισθαίνοντα όρια (*Σχήμα 1.1 γ*): στην περίπτωση αυτή υπάρχει πλευρική (οριζόντια) κίνηση μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών (χωρίς δημιουργία ή καταστροφή φλοιού).

Τα τρία αυτά όρια (που συνοδεύονται από τις αντίστοιχες κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών) χαρακτηρίζονται από ζώνες σύγκλισης-κατάδυσης, από τις μεσο-ωκεάνιες ράχες και τα ρήγματα μετασχηματισμού αντίστοιχα.

Στην περίπτωση που κατά την κίνησή τους οι λιθοσφαιρικές πλάκες συγκρούονται μεταξύ τους (συγκλίνοντα όρια) αναπτύσσονται παραμορφωτικές τάσεις στις παρυφές τους. Συγκεκριμένα, στην περίπτωση σύγκρουσης ωκεάνιας πλάκας με ηπειρωτική, η ωκεάνια πλάκα που χαρακτηρίζεται από μικρότερο πάχος φλοιού και λιθόσφαιρας αλλά και μεγαλύτερη πυκνότητα, βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική μέσα στο μανδύα, στις περιοχές δηλαδή του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης (ωκεάνιες τάφροι, νησιωτικά τόξα). Αντίθετα, στην περίπτωση που έχουμε σύγκρουση δύο ωκεάνιων λιθοσφαιρικών πλακών βυθίζεται αυτή που «ευνοείται» λόγω γεωφυσικών και γεωλογικών ιδιοτήτων που επικρατούν στην περιοχή κατάδυσης. Έχει παρατηρηθεί μάλιστα ότι κατά μήκος μιας επαφής ωκεάνιας-ωκεάνιας πλάκας μπορεί να υπάρχουν εναλλαγές στο ποιά πλάκα βυθίζεται κάτω από την άλλη. Στην περίπτωση που ο φλοιός της εφιππεύουσας ή της υποβυθιζόμενης πλάκας είναι ηπειρωτικός τότε αναπτύσσεται μια ζώνη σύγκρουσης (collision zone). Εξαιτίας της αδυναμίας του ηπειρωτικού φλοιού (λόγω της μικρής του πυκνότητας σε σχέση με τον ωκεάνιο) να βυθιστεί μέσα στον μανδύα έχουμε θραύση και πτύχωση των πετρωμάτων και ανύψωση μεγάλων οροσειρών (π.χ. Ιμαλάϊα, που είναι αποτέλεσμα σύγκλισης μεταξύ Ινδοαυστραλιανής και Ευρασιατικής πλάκας).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 1.1 *Σχηματική απεικόνιση του είδους των ορίων μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών ανάλογα με την κίνησή τους: (α) συγκλίνουσες, (β) αποκλίνουσες, (γ) πλευρικώς ολισθαίνουσες πλάκες (https://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics, Continental-continental constructive plate boundary.svg, Continental-continental destructive plate boundary.svg, Continental-continental conservative plate boundary opposite directions.svg, domdomegg /CC BY (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0)*

Στην περίπτωση που δύο λιθοσφαιρικές πλάκες απομακρύνονται η μία σε σχέση με την άλλη (αποκλίνοντα όρια) θερμό υλικό ανεβαίνει από την ασθενόσφαιρα και «γεμίζει» το κενό που δημιουργείται από αυτές τις δύο αποκλίνουσες ωκεάνιες πλάκες (μεσο-ωκεάνιες ράχες). Συγκεκριμένα, το υλικό αυτό που ανέρχεται έχει υποστεί μερική τήξη, προσκολλάται στις παρυφές της ράχης, προσανατολίζεται παράλληλα προς το μαγνητικό πεδίο της Γης που επικρατεί την δεδομένη εποχή και ψύχεται, με αποτέλεσμα την γένεση λιθοσφαιρικής

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

πλάκας (δημιουργία φλοιού). Συνεπώς οι μεσο-ωκεάνιες ράχες, όπως προκύπτει και από το όνομά τους, είναι ανυψωμένες δομές και αποτελούν περιοχές επαύξησης των ωκεάνιων λιθοσφαιρικών πλακών.

Στην περίπτωση που δύο λιθοσφαιρικές πλάκες κινούνται οριζόντια η μία σε σχέση με την άλλη (ολισθαίνουν) δεν παρατηρείται ούτε γένεση ούτε καταστροφή φλοιού. Τα όρια αυτά των λιθοσφαιρικών πλακών είναι στην ουσία τα ρήγματα μετασχηματισμού. Τέτοια ρήγματα υπάρχουν και στη ξηρά αλλά τα σημαντικότερα από αυτά απαντώνται στους ωκεανούς, όπου συνήθως συνδέουν δύο τμήματα ράχεων. Τα ρήγματα αυτά, που πρόκειται κατά κάποιον τρόπο για μεγάλων διαστάσεων ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, αποτελούν μεγάλης κλίμακας τεκτονικές δομές που τέμνουν εγκάρσια τις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Αυτές οι μεγάλης κλίμακας διαρρήξεις του ωκεάνιου φλοιού συχνά περιγράφονται και από τον όρο ζώνες διάρρηξης. Οι ζώνες αυτές περιλαμβάνουν τόσο το ρήγμα μετασχηματισμού (ενεργό τμήμα) όσο και την ανενεργή προέκτασή του προς το εσωτερικό τμήμα των πλακών που συνδέει.

1.2 ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ

1.2.1 Η έννοια της μεσο-ωκεάνιας ράχης

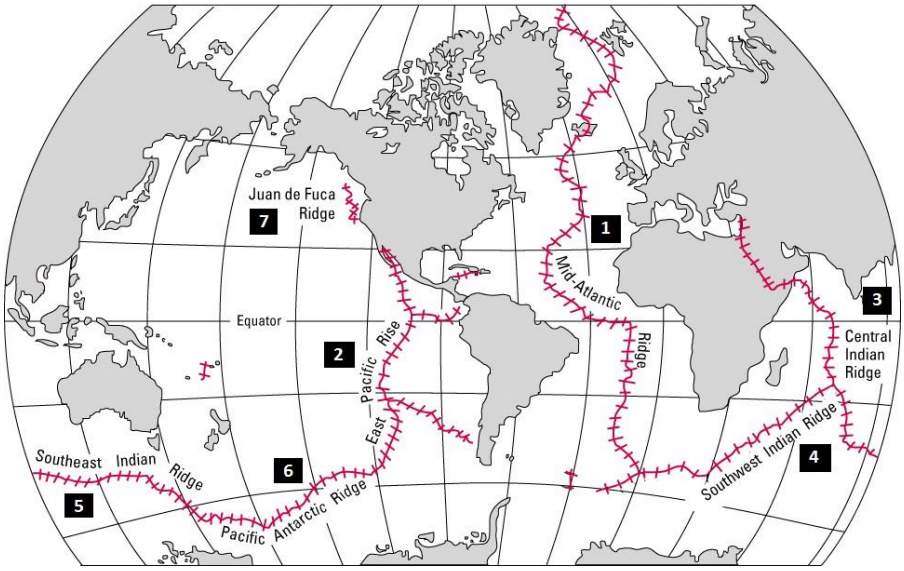
Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες αποτελούν μία από τις τρεις κύριες μορφολογικές κατηγορίες του ωκεάνιου πυθμένα (μαζί με τα ηπειρωτικά περιθώρια και το βαθύ ωκεάνιο πυθμένα) και συναντώνται σε αποκλίνουσες τεκτονικές πλάκες. Όπως προδίδει και το όνομά τους, είναι στην ουσία εξάρσεις του ωκεάνιου φλοιού (σχεδόν πάντα υποθαλάσσιες) οι οποίες αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος ενός συστήματος ζωνών με ίδια τεκτονικά χαρακτηριστικά. Το ευρύτερο αυτό σύστημα μπορεί να διασχίζει είτε τμήματα ξηράς, είτε νησιά, είτε τμήματα ηπειρωτικού φλοιού. Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες ακολουθούν ασθενείς ταφρογενείς ζώνες διάρρηξης του ωκεάνιου φλοιού, όπου αναπτύσσονται εφελκυστικές τάσεις, με αποτέλεσμα να παρατηρείται μια απόκλιση του φλοιού κατά μήκος αυτών των ζωνών. Από τις διαρρήξεις αυτές ανέρχεται βασαλτικό υλικό από τον άνω μανδύα το οποίο ψύχεται και παραμορφώνεται (δημιουργία νέου φλοιού) με αποτέλεσμα να εναποτίθεται και να συμπληρώνει τον ήδη υπάρχοντα ωκεάνιο φλοιό. Κατά την δημιουργία του νέου ωκεάνιου φλοιού ο παλαιότερος «σπρώχνεται» μακριά από την ράχη και συγκλίνει προς τις περιοχές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ηπειρωτικών συστημάτων διάρρηξης. Η διαδικασία αυτή ερμηνεύει με εξαιρετικό τρόπο την θεωρία της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα. Χαρακτηριστικό των μεσο-ωκεάνιων ράχεων αποτελούν οι εγκάρσιες προς την παράταξή τους μετατοπίσεις από ρήγματα κάθετα σε αυτές, τα γνωστά ρήγματα μετασχηματισμού. Οι κύριες μεσο-ωκεάνιες ράχες απεικονίζονται στο *Σχήμα 1.2* και είναι οι ακόλουθες:

1. Ράχη του Ατλαντικού (Mid-Atlantic Ridge)
2. Ράχη του Ειρηνικού (East Pacific Rise)
3. Κεντρική ράχη του Ινδικού (Central Indian Ridge)
4. Νοτιοδυτική ράχη του Ινδικού (SW Indian Ridge)
5. Νοτιοανατολική ράχη του Ινδικού (SE Indian Ridge)
6. Η ράχη της Ανταρκτικής (Pacific Antarctic Ridge)
7. Η ράχη Juan de Fuca (Juan de Fuca Ridge)



Σχήμα 1.2 *Παγκόσμια διάταξη μεσο-ωκεάνιων ράχεων (τροποποιημένο από Watson, 1999).*

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

1.2.2 Τοπογραφία και γεωμορφολογία των μεσο-ωκεάνιων ράχεων

Τα μεσο-ωκεάνια συστήματα διάρρηξης αποτελούν μια από τις μεγαλύτερες γεωτεκτονικές μεγα-δομές της γήινης σφαίρας και χαρακτηρίζονται από ανώμαλη επιφάνεια πλάτους από 1000 έως 4000 km (Frisch et al., 2011). Στη θεωρία των τεκτονικών πλακών οι ράχες αναπτύσσονται σε όλους τους ωκεανούς και βρίσκονται ανάμεσα στις πλάκες του εξωτερικού άκαμπτου κελύφους της γης, οι οποίες απομακρύνονται με ταχύτητες ~10-170mm/yr (Macdonald, 2010). Σε ότι αφορά την τοπογραφία, η νεοσχηματισμένη λιθόσφαιρα (ωκεάνιος φλοιός), που παράγεται στις ενεργές ράχες εξαιτίας του αναδυόμενου λιωμένου υλικού από τα βάθη της γης, βρίσκεται σε ένα βάθος περί τα 2.500 m, ενώ η παλαιότερη λιθόσφαιρα που αποτελεί το θαλάσσιο πυθμένα στις αβυσικές πεδιάδες βρίσκεται σε ένα μέσο βάθος 5.000 m.

Πρόσφατες έρευνες έδειξαν ότι η μορφολογία της νεοσχηματισμένης λιθόσφαιρας στα κέντρα επέκτασης ποικίλει ανάλογα με τον ρυθμό που απομακρύνονται οι πλάκες μεταξύ τους. Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε ότι όταν επικρατούν χαμηλοί ρυθμοί επέκτασης (10-40 mm/yr) ο άξονας της ράχης χαρακτηρίζεται από μια κοιλάδα τεκτονικής τάφρου βάθους 1-3 km ενώ όταν επικρατούν υψηλοί ρυθμοί (~90 mm/yr) χαρακτηρίζεται από μια ανύψωση του ωκεάνιου πυθμένα αρκετών εκατοντάδων μέτρων που ονομάζεται αξονική ανύψωση (Macdonald, 2001). Ένας ακόμα παράγοντας που μπορεί να επηρεάσει την μορφολογία των μεσο-ωκεάνιων ράχεων είναι ο ρυθμός παραγωγής (και «εφοδιασμού») μάγματος. Για παράδειγμα, αν ο ρυθμός παραγωγής μάγματος είναι μεγάλος μπορεί να προκαλέσει αξονική ανύψωση, ακόμα και σε περιπτώσεις όπου επικρατούν χαμηλοί ρυθμοί επέκτασης. Συγκεκριμένα, η άνοδος τηγμένων βασαλτικών πετρωμάτων σχηματίζει έναν μαγματικό θάλαμο σε βάθος λίγων χιλιομέτρων, πυκνότητας περίπου 15% μικρότερης από την πυκνότητα του περιδοτίτη του μανδύα από τον οποίο και προέκυψαν. Ο τηγμένος αυτός βασάλτης είναι 6% λιγότερο πυκνός από ότι το στερεό ισοδύναμό του (βασάλτης ή γάββρος) στον ωκεάνιο φλοιό (Frisch et al., 2011). Ως εκ τούτου η λιγότερο πυκνή ράχη έχει υψηλότερο ανάγλυφο από ότι οι ωκεάνιες λεκάνες με την σχετικά παχιά, κρύα και πυκνή λιθόσφαιρά τους.

Πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με την γεωμορφολογία των μεσο-ωκεάνιων ράχεων μπορούν να αντληθούν επίσης από συνδυαστική μελέτη διαφορετικών θεματικών πεδίων. Η συνεχής χαρτογράφηση του ωκεάνιου πυθμένα από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ηφαιστειολόγους, σεισμολόγους, πετρολόγους, γεωχημικούς, θαλάσσιους οικολόγους κ.ά επιστήμονες διαφόρων ειδικοτήτων δίνει συνεχώς νέα στοιχεία και πληροφορίες σχετικά με το μορφολογικό και τοπογραφικό χαρακτήρα των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Ένα τέτοιο παράδειγμα αποτελούν και οι θαλάσσιοι γεωλόγοι οι οποίοι ύστερα από μελέτες κατά μήκος των ενεργών ράχεων αποκάλυψαν χρήσιμα στοιχεία σχετικά με την αρχιτεκτονική δομή του παγκόσμιου συστήματος διάρρηξης. Συγκεκριμένα, παρατήρησαν μια συστηματική κατακερμάτιση της ράχης σε τεμάχη τα οποία οριοθετούνται από ασυνέχειες. Τα τμήματα αυτά συμπεριφέρονται ως τεράστιες ρωγμές του ωκεάνιου πυθμένα οι οποίες εμφανίζουν έντονη τεκτονική και ηφαιστειακή δραστηριότητα (Macdonald, 2010).

1.2.3 «Γρήγορα» και «Αργά» επεκτεινόμενες ράχες

Τοπογραφικά οι μεσο-ωκεάνιες ράχες ποικίλουν και εμφανίζουν διαφορετικούς σχηματισμούς και μορφολογία. Αυτή η μορφολογική διαφοροποίηση των μεσο-ωκεάνιων ράχεων, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, μπορεί εύκολα να συσχετιστεί με τον ρυθμό επέκτασης (π.χ. Macdonald, 1982), με το πόσο ενεργές χαρακτηρίζονται σε σχέση με τον μαγματισμό και την ηφαιστειακή δραστηριότητα καθώς επίσης και με το πλήθος των τεκτονικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα. Συγκεκριμένα, η τοπογραφία των μεσο-ωκεάνιων ράχεων καθώς επίσης και ένα πλήθος άλλων παραγόντων εξαρτώνται και προσδιορίζονται από την αλληλεπίδραση του μαγματισμού και της τεκτονικής. Οι ράχες που έχουν γρήγορο ρυθμό επέκτασης εμφανίζουν συνήθως ομαλά προφίλ και μοιάζουν περισσότερο με θόλους σε αντίθεση με τις αργά-επεκτεινόμενες ράχες που χαρακτηρίζονται από ακανόνιστα προφίλ και μεγάλες και ευρείες κοιλάδες τεκτονικής τάφρου. Ένα από τα χαρακτηριστικότερα παραδείγματα γρήγορα-επεκτεινόμενων ράχεων αποτελεί η μεσο-ωκεάνια ράχη του Ειρηνικού με ταχύτητες επέκτασης αρκετών εκατοστών ανά έτος (8-9 cm/year, Wilson, 1989). Οι γρήγορα-επεκτεινόμενες ράχες κυριαρχούνται από υψηλές τιμές ροής θερμότητας και έντονο μαγματισμό (περίπου 95% της ποσότητας που απαιτείται για να γεμίσει ο χώρος που δημιουργείται από τον διαχωρισμό των πλακών). Ο μαγματισμός αυτός σχεδόν αντισταθμίζει την μετατόπιση των πλακών με αποτέλεσμα η τεκτονική επέκταση των ηπείρων να παίζει μικρό ρόλο. Πιο αναλυτικά, μάγμα, που

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

παράγεται με υψηλούς ρυθμούς, γεμίζει γρήγορα τις κοιλάδες με αποτέλεσμα να εξισορροπείται το ανάγλυφο κατά μήκος της ζώνης επέκτασης. Η ασθενής και λεπτή (πάχους μόνο λίγων χιλιομέτρων) λιθόσφαιρα που δημιουργείται είναι σχετικά ασταθής και κάνει τα όρια της πλάκας ευαίσθητα ακόμα και σε μικρές αλλαγές στις κινητήριες δυνάμεις. Λεπτομερείς μελέτες της τοπογραφίας του θαλάσσιου πυθμένα με πλήθος οργάνων αποκάλυψαν ένα μοτίβο κανονικής ρηγμάτωσης (π.χ, Lonsdale, 1977, Searle, 1984, Alexander and Macdonald, 1996, Crowder and Macdonald, 2000, Bohnenstiehl and Carbotte, 2001). Ο άξονας των ράχεων αυτών κυριαρχείται από έναν λίγο-πολύ συνεχή αξονικό μαγματικό θάλαμο σε βάθος περίπου 1 km κάτω από τον θαλάσσιο πυθμένα. Αυτός προσδιορίζεται από έναν υποκείμενο, κυρίως γαββρικό, κατώτερο φλοιό και επικαλύπτεται από ένα στρώμα φλεβικού πετρώματος το οποίο τροφοδοτεί με μάγμα την νεο-ηφαιστειακή αξονική ζώνη έκτασης 500-1000 m (Macdonald et al., 1984), η οποία περιλαμβάνει μια μικρή αξονική αύλακα, γνωστή ως «axial summit trough» (Perfit and Chadwick, 1998, Fornari et al., 2004). Η λάβα μπορεί να ρέει προς τα κάτω στις πλευρές της ράχης για αρκετά χιλιόμετρα (συχνά σε αυλακώσεις), ενώ μπορεί να εμφανιστούν και μικρές εκρήξεις. Πλήθος μελετών σεισμικής διάθλασης έχει οδηγήσει στη διαπίστωση ύπαρξης τριών στρωμάτων στον ωκεάνιο φλοιό (Hill, 1957, Raitt, 1963), πάχους περίπου 6 km. Τα τρία αυτά στρώματα είναι: το στρώμα γάββρου, το ηφαιστειογενές και «φλεβοειδούς διείσδυσης» στρώμα και το επιφανειακό ιζηματογενές στρώμα. Αυτή η στρωματογραφία εμφανίζεται σχετικά ομοιόμορφη κατά μήκος του άξονα.

Αντίθετα, στις αργά-επεκτεινόμενες ράχες, με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτό της ράχης του Ατλαντικού ωκεανού, τα τεκτονικά φαινόμενα παίζουν καθοριστικό ρόλο. Καθώς ο ρυθμός επέκτασης αγγίζει τιμές μικρότερες των 60-70 km/m.y., η παροχή μάγματος πέφτει κατά 80-90% κάτω από την απαιτούμενη ποσότητα για τον διαχωρισμό των πλακών με αποτέλεσμα τη δημιουργία μικρών υποαξονικών μαγματικών θαλάμων (Frisch et al., 2011). Χαρακτηριστικό των αργά-επεκτεινόμενων ράχεων είναι η δημιουργία τάφρων εγκατακρημνίσεων (τεκτονικές τάφροι-κοιλάδες) με βάθη 1-2 km και πλάτος 15-30 km το οποίο όμως μεταβάλλεται κατά μήκος του άξονα της ράχης (Searle, 2013). Συνήθως το εύρος αυτής της τεκτονικής κοιλάδας συνδέεται άμεσα με το ρυθμό παραγωγής μάγματος και τις υψηλές θερμοκρασίες που επικρατούν στην περιοχή. Για το λόγο αυτό το πλάτος της τάφρου εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές στα άκρα των τμημάτων εξάπλωσης, εκφράζοντας έτσι την μικρότερη ποσότητα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

μαγματικού υλικού καθώς και την έντονη διάρρηξη στο σημείο εκείνο. Η εστιασμένη παροχή μάγματος στα κέντρα των τμημάτων επέκτασης αντικατοπτρίζεται στο μεταβαλλόμενο πάχος του φλοιού κατά μήκος του άξονα της ράχης. Μπορεί, όπως και στις γρήγορα επεκτεινόμενες ράχες, το μέσο πάχος του φλοιού να παραμένει περίπου 6-7 km αλλά μπορεί να φτάσει μέχρι και τα 8 km στα κέντρα των τμημάτων επέκτασης και να λεπταίνει μέχρι τα 3-4 km στα άκρα τους (Searle, 2013**)**. Η τεκτονική επέκταση αρχίζει στον άξονα της ράχης με την εμφάνιση μικρών ρωγμών-σχισμών (fissures), οι οποίες εντοπίζονται στις αξονικές ηφαιστειακές ράχες, και γίνονται πολυάριθμες στον περιβάλλοντα θαλάσσιο πυθμένα. Τα μικρά ρήγματα και οι ρωγμές αναπτύσσονται σε μήκος και ταυτόχρονα μετατοπίζονται με τάση να συνδεθούν μεταξύ τους για να σχηματίσουν μεγαλύτερα ρήγματα. Οι σεισμοί τείνουν να συγκεντρώνονται κυρίως σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από ασύμμετρη επαύξηση η οποία συνδέεται με «ρήγματα αποκόλλησης» («detachment faults», ρήγματα που μπορεί να ολισθαίνουν για εκατομμύρια χρόνια επιτυγχάνοντας μετατόπιση πολλών χιλιομέτρων) που μπορεί να φτάσει μέχρι και 20 km μακριά από τον άξονα της ράχης (Smith et al., 2003, Escartin et al., 2008)**.** Στις αργά επεκτεινόμενες ράχες τα ρήγματα μετασχηματισμού εμφανίζονται συχνότερα από ότι στις ράχες με μεγαλύτερες ταχύτητες επέκτασης, με μέση μεταξύ τους απόσταση αυτή των 500 km. Οι ράχες με αργούς ρυθμούς επέκτασης κυριαρχούνται από αξονικές ηφαιστειακές ράχες οι οποίες αποτελούνται σχεδόν εξ ολοκλήρου από μικρούς προσχωματικούς κώνους τους λεγόμενους «hummocks» (Smith and Cann, 1990, Yeo et al., 2012) .

Τέλος, μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στη δεκαετία 1990-2000 έδειξαν ότι υπάρχουν ράχες με ρυθμούς εξάπλωσης μικρότερους από 2 cm/yr, και που εκτείνονται για ~ 20000 km (περίπου το 20% του συνολικού συστήματος μεσο-ωκεάνιων ράχεων της Γης) (Solomon, 1989). Οι ράχες αυτές διαφέρουν από όλες τις άλλες, ακόμα και από εκείνες με αργούς ρυθμούς επέκτασης (Crane et al., 2001, Michael et al., 2003, Pushcharovsky, 2003, Peyve and Chamov, 2008, Zaionchek et al., 2010, μεταξύ άλλων), ως προς τη δομή του φλοιού, τη μαγματική δραστηριότητα, τους μηχανισμούς επαύξησης του φλοιού αλλά και την τοπογραφία του πυθμένα. Οι «ανωμαλίες» αυτές που παρατηρήθηκαν από μελέτες τα τελευταία σχεδόν 30 χρόνια δε μπορούσαν να εξηγηθούν από το πρότυπο μοντέλο σχηματισμού νέου ωκεάνιου φλοιού που είχε ήδη καθιερωθεί. Τα «ανώμαλα» αυτά χαρακτηριστικά επί της ουσίας παρέχουν βασικές και

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

πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με τις υποκείμενες διεργασίες που διέπουν την εξάπλωση του ωκεάνιου φλοιού για κάθε ρυθμό επέκτασης. Τα περιβάλλοντα με πολύ αργούς ρυθμούς επέκτασης χαρακτηρίζονται γενικά από «διακοπτόμενη» ηφαιστειότητα (ηφαιστειακή δραστηριότητα κατά διαστήματα), μεγάλες εκτάσεις «εκτεθειμένων» περιδοτιτών μανδυακής προέλευσης στον θαλάσσιο πυθμένα και απουσία ρηγμάτων μετασχηματισμού. Οι διαφορές τους σε σχέση με τις αργές ράχες είναι τόσο μεγάλες όσο και εκείνες που παρατηρούνται μεταξύ γρήγορων-αργών κέντρων επέκτασης με αποτέλεσμα να δημιουργούνται θεμελιώδη ερωτήματα σχετικά με τη φύση του ωκεάνιου φλοιού σε αυτά τα περιβάλλοντα. Για το λόγο αυτό, σχετικά πρόσφατα, αποφασίστηκε οι ράχες αυτές να ταξινομηθούν σε μια νέα ειδική κατηγορία ράχεων, γνωστές στη διεθνή βιβλιογραφία ως «ultra-slow ridges», δηλαδή ως υπερ-αργές ράχες (Dubinin and Ushakov, 2001, Dick et al., 2003, Cannat et al., 2006). Στην κατηγορία αυτή εντάσσονται οι ράχες που εντοπίζονται στο βόρειο Ατλαντικό (Reykjanes, Kolbeinsey, Mohns, Knipovich, και Gakkel) ως φυσική συνέχεια της εκεί μεσο-ωκεάνιας ράχης, σχηματίζοντας ένα αποκλίνον όριο μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Ευρασίας και Βόρειας Αμερικής, η ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού και η ράχη μεταξύ Αμερικής-Ανταρκτικής ενώ μπορούν να ταξινομηθούν εδώ και οι επεκτεινόμενες περιοχές της Ερυθράς θάλασσας και του Κόλπου του Aden.

Οι πολύ αργές ράχες συνήθως παρουσιάζουν ρυθμούς επέκτασης μικρότερους από περίπου 12mm/yr, ενώ οι μετρήσεις του βάθους τους και του πάχους του φλοιού υποδηλώνουν ότι η προσφορά σε λιωμένο υλικό (τήγμα) είναι σημαντικά μειωμένη (Reid and Jackson, 1981, Jackson et al., 1982, Bown and White, 1994). Επιπλέον, η απομάκρυνση των πλακών αυτών σχετίζεται κυρίως με την αύξηση της τεκτονικής δραστηριότητας παρά με την ηφαιστειακή δραστηριότητα και την προσφορά μάγματος. Ερευνητές έχουν τεκμηριώσει ότι οι πολύ αργές ράχες αποτελούνται από μαγματικά και μη μαγματικά (αμαγματικά) τμήματα επαύξησης (Dick et al., 2003). Τα μη-μαγματικά τμήματα αποτελούν μια μη αναγνωρισμένη κατηγορία οριοπλακικής εξάπλωσης και μπορούν να πάρουν οποιονδήποτε προσανατολισμό, με γωνίες σχετικές με την κατεύθυνση της επέκτασης (από οξείες έως ορθές) ενώ παρουσιάζουν μανδυακούς περιδοτίτες τοποθετημένους απευθείας στον ωκεάνιο πυθμένα (Dick et al., 2003, Michael et al., 2003, Sauter et al., 2004, Standish et al., 2008) καθώς και τεμάχη με ασυνήθιστα ομαλό θαλάσσιο πυθμένα (Cannat et al., 2006). Αυτά τα μη-μαγματικά τμήματα μερικές φορές συνυπάρχουν με τα μαγματικά τμήματα της ράχης για

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

εκατομμύρια χρόνια και σχηματίζουν σταθερά όρια πλακών ή μπορεί να μετακινηθούν από μετασχηματισμούς και μαγματικά τμήματα της ράχης καθώς ο ρυθμός επέκτασης, η θερμική δομή του μανδύα και η γεωμετρία της ράχης αλλάζουν. Επιπλέον, αυτά τα τεκτονικώς κυριαρχούμενα περιβάλλοντα των υπερ-αργών ράχεων παρουσιάζουν μηχανισμούς δημιουργίας και ανάπτυξης ρηγμάτων ανόμοιους με εκείνους που παρατηρούνται στις ταχύτερες ράχες (Buck et. al., 2005, Behn et al., 2006). Η συνδυαστική μελέτη των γεωχρονολογικών πληροφοριών και της απεικόνισης της γεωλογίας των ράχεων με την χρήση συστημάτων σάρωσης-σόναρ υψηλής ανάλυσης μπορεί να οδηγήσει στην κατανόηση της ιδιαίτερης διαδικασίας εξάπλωσης του φλοιού σε αυτά τα μη συνήθη περιβάλλοντα (Goldstein et al., 1994, Sturm et al., 2000, Sims et al., 2003).

1.2.4 Σεισμικότητα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες

Οι τεκτονικές πλάκες στην ουσία οριοθετούνται από τις ζώνες σεισμικότητας, ενώ από την λύση των μηχανισμών γένεσης εξάγονται αξιόπιστα συμπεράσματα σχετικά με τις κινήσεις των πλακών. Οι σεισμοί, η καταγραφή των οποίων στις μεσο-ωκεάνιες ράχες γίνεται με την συνδυαστική χρήση υδροακουστικών τεχνολογιών (OBS) και παραδοσιακών επίγειων σεισμικών αισθητήρων, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον εντοπισμό και ορισμό πλήθους φυσικών διεργασιών όπως για παράδειγμα των τεκτονικών διαρρήξεων, των υδροθερμικών ρωγμών, των εκρήξεων στον θαλάσσιο πυθμένα κ.ά. Ως εκ τούτου γίνεται άμεσα αντιληπτό ότι η μελέτη της σεισμικότητας και η κατανομή αυτής στον χώρο και στον χρόνο παίζει θεμελιώδη ρόλο στην κατανόηση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα κατά την επέκταση του θαλάσσιου πυθμένα. Από επιστημονικής άποψης αποτελεί μεγάλο μειονέκτημα, και ταυτόχρονα εμπόδιο για την εκπόνηση άμεσων μελετών, το γεγονός ότι το μεγαλύτερο τμήμα των ορίων των τεκτονικών πλακών καλύπτεται από ωκεανούς. Το πρόβλημα αυτό μεγεθύνεται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες καθώς η μελέτη της σεισμικότητας περιορίζεται κατά πολύ εξαιτίας των μεγάλων αποστάσεων μεταξύ των επικέντρων των σεισμών και των πλησιέστερων σεισμολογικών σταθμών. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μην είναι δυνατός ο ακριβής προσδιορισμός των επικέντρων ασθενέστερων σεισμών. Συγκεκριμένα, μπορούν να προσδιοριστούν επίκεντρα σεισμών με μεγέθη 4-4.5 με ένα μέσο τυπικό σφάλμα στον υπολογισμό αυτό της τάξης των 10-20 km (Einarsson, 1979).

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

Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και ο Lillwall (1982) ο οποίος υποστήριξε ότι ο προσδιορισμός των επικέντρων των σεισμών στους ωκεανούς του νότιου ημισφαιρίου είναι προβληματικός λόγω της κακής κάλυψης από σταθμούς ενώ ακόμα δυσκολότερος είναι ο προσδιορισμός των εστιακών βαθών τους. Όλες αυτές οι δυσκολίες οδηγούν σε αρκετά περιορισμένο αριθμό αξιόπιστων εστιακών παραμέτρων σεισμών με την πλειονότητα αυτών να παρουσιάζουν ρηχά βάθη, μικρότερα των 10 km (Rundquist and Sobolev, 2002). Πληροφορίες σχετικά με το μέγεθος πληρότητας των σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες δόθηκαν από τους Drumya et al. (1990). Σύμφωνα με αυτούς το μέγεθος πληρότητας φαίνεται να ποικίλλει μεταξύ των ωκεανών της Γης με τον μέσο όρο να υπολογίζεται μεταξύ του 4.5 με 5. Αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης μπορούν να προκύψουν επίσης μόνο για ισχυρούς σεισμούς οι οποίοι όμως σπανίζουν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες.

Παρά το γεγονός ότι η μελέτη της σεισμικότητας στους ωκεανούς ξεκίνησε μετέπειτα αυτής στις ηπείρους, ήδη οι Gutenberg και Richter (1954) είχαν καταλήξει στο συμπέρασμα ότι η σεισμική δραστηριότητα εμφάνιζε σε αυτούς μια επιμήκη κατανομή (linear distribution). Μια από τις πρώτες εμπεριστατωμένες μελέτες σχετικά με την ερμηνεία της σεισμικότητας στις μεσο-ωκεάνιες ράχες έγινε από τον Sykes (1969), σύμφωνα με την οποία τα επίκεντρα των σεισμών κατανέμονται σε στενή ζώνη κατά μήκος αυτών. Επίσης οι κορυφές (crests) των ράχεων κυριαρχούνται από κανονικά ρήγματα και από μηχανισμούς οριζόντιας μετατόπισης στα ρήγματα μετασχηματισμού, ενώ γενικά απουσιάζουν σεισμοί ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους. Σε μελέτες σεισμών που έχουν καταγραφεί από παγκόσμια σεισμολογικά κέντρα παρατηρείται ότι τα επίκεντρά τους συγκεντρώνονται κυρίως κατά μήκος του άξονα της ράχης καθώς και σε τμήματα που βρίσκονται πλησίον αυτού, συνήθως εντός ελάχιστων χιλιομέτρων και σπανιότερα σε αποστάσεις που φτάνουν 10-15 km (Wolfe et al., 1995). Εξαίρεση αποτελούν ορισμένες σπάνιες περιπτώσεις όπου τα όρια των πλακών είναι δυσδιάκριτα. Μικρού εστιακού βάθους σεισμοί συγκεντρώνονται επίσης κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού και εμφανίζουν μηχανισμούς γένεσης οριζόντιας μετατόπισης (Wilson, 1965b). Όλα αυτά τα χαρακτηριστικά είναι απόρροια της ίδιας της μορφολογίας και φυσιολογίας των μεσο-ωκεάνιων ράχεων καθώς η κατανομή των επικέντρων των σεισμών αλλά και η κανονική ρηγμάτωση που υποδεικνύουν οι μηχανισμοί γένεσης έρχονται σε απόλυτη συμβατότητα με την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

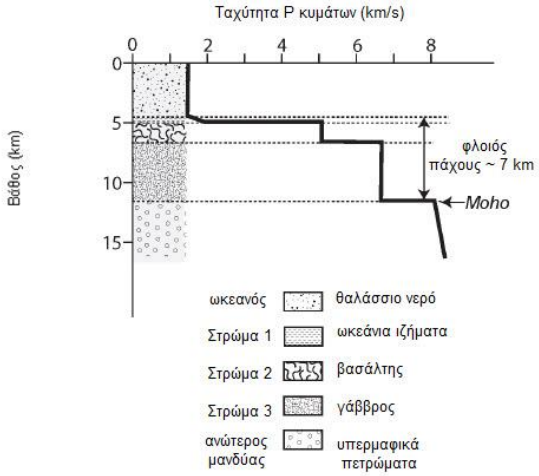
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

θεωρία της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα, ενώ η ρηχή σεισμικότητα εξηγείται από το λεπτό και ελαστικό στρώμα στην ωκεάνια λιθόσφαιρα.

Πολλές έρευνες έχουν γίνει και σχετικά με την χρονική κατανομή-χαρακτήρα των σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες με πρώτο τον Sykes (1970) ο οποίος διαπίστωσε ότι η πλειοψηφία των σεισμών που προσδιορίστηκαν τελεσεισμικά στον Ατλαντικό ωκεανό μπορούν να χαρακτηριστούν ως σμήνη σεισμών χωρίς την παρουσία κάποιου ισχυρού κύριου σεισμού. Μία από τις λεπτομερέστερες μελέτες σχετικά με την θεωρία των σμηνοσεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες έγινε από τους Bergman and Solomon (1990). Συγκεκριμένα μελέτησαν 34 σμήνη σεισμών (σμηνοσειρές) στην μεσο-Ατλαντική ράχη αναλύοντας τις χρονικές και χωρικές διακυμάνσεις τους. Κατέληξαν στη διαπίστωση ότι τα περισσότερα από αυτά τα σμήνη σεισμών εκτείνονται κατά μήκος της διεύθυνσης της τάφρου χωρίς να παρατηρούνται σαφή στοιχεία μετατόπισης. Σύγκριση των χαρακτηριστικών αυτών με καλά μελετημένες σμηνοσειρές σε χερσαίες ρηξιγενείς ζώνες έδειξαν ότι κανένα ωκεάνιο σμήνος σεισμών δεν μπορεί να συνδεθεί με την εκρηκτική δραστηριότητα αλλά αντιθέτως ερμηνεύονται εύκολα με το απλό μοντέλο της τεκτονικής επέκτασης. Ως εκ τούτου προκύπτει το συμπέρασμα ότι σεισμοί που συνδέονται άμεσα με την ηφαιστειακή δραστηριότητα κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ράχεων θα είναι μικρού μεγέθους που πιθανόν η καταγραφή τους από τα παγκόσμια σεισμολογικά δίκτυα να μην είναι δυνατή. Οι Fox et al. (1995) διεξήγαγαν μια τοπικής κλίμακας μελέτη της μικροσεισμικότητας. Συγκεκριμένα μπόρεσαν για πρώτη φορά μέσω της υδροακουστικής μεθόδου να ανιχνεύσουν άμεσα την ηφαιστειακή έκρηξη στον ωκεάνιο πυθμένα στον βορειοανατολικό Ειρηνικό με την εγκατάσταση συστοιχιών ευαίσθητων υδροφώνων τα οποία επέτρεψαν τη συνεχή παρακολούθηση της μικροσεισμικότητας.

Ο ωκεάνιος φλοιός χαρακτηρίζεται από μια πολυεπίπεδη δομή διαφορετικών στρωμάτων. Τα στρώματα αυτά, τα οποία είναι όμοια με αυτά που συναντούμε στους οφιόλιθους, παρουσιάζουν διαφορετικές και χαρακτηριστικές ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων χώρου, P. Πλήθος μελετών έχει διενεργηθεί με σκοπό την συσχέτιση των λιθολογικών στρωμάτων που παρατηρούνται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες με την δομή που εμφανίζει η σεισμική ταχύτητα. Από τους πρώτους που διαπίστωσαν την ύπαρξη ομοιόμορφων στρωμάτων με την χρήση της σεισμικής διάθλασης ήταν ο Hill (1957) και ο Raitt (1963). Το ρηχότερο στρώμα (στρώμα 1) αποτελείται από ιζήματα που εναποτίθενται πάνω στον

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



Σχήμα 1.3 *Μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος για μια γενικευμένη στρωμάτωση του ωκεάνιου φλοιού (τροποποιημένο από Yeo, 2012).*

φλοιό και γίνεται πυκνότερο όσο απομακρυνόμαστε από τον άξονα της ράχης. Χαρακτηρίζεται από μικρές ταχύτητες επιμήκων κυμάτων (~1.5 km/s) οι οποίες μπορεί να αυξηθούν λίγο με το βάθος. Το δεύτερο σεισμικό στρώμα εμφανίζει πάχος περίπου 2 km και συνδέεται με τους ανώτερους βασαλτικούς σχηματισμούς. Το δεύτερο αυτό σεισμικό στρώμα χωρίζεται σε τρεις υποκατηγορίες: το 2A με ταχύτητες ~3.5 km/s το οποίο χαρακτηρίζεται από κατακερματισμένους πορώδεις βασάλτες, το 2B στρώμα, που αναδεικνύει το «γέμισμα» των πορωδών περιοχών όσο μεγαλώνει η ηλικία των βασαλτών, με ταχύτητες 4.8-5.5 km/s και τέλος το αμφιλεγόμενης ύπαρξης στρώμα 2C με ταχύτητες 5.8-6.2 km/s το οποίο συσχετίζεται περίπου με το φυλλόμορφο στρώμα φλεβών λάβας. Η μεταβολή αυτή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων στο στρώμα 2 αποτέλεσε αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών στο πέρασμα των ετών και δόθηκαν διάφορες ερμηνείες (π.χ. Herron, 1982, Bratt and Purdy, 1984, Toomey et al., 1990, Christeson et al., 1992, Harding et al., 1993, Christeson et al., 2010). Ωστόσο, έπειτα από δειγματοληψίες σε διάφορες θέσεις βρέθηκε ότι το όριο μεταξύ των στρωμάτων 2 και 3 βρίσκεται είτε εντός των φυλλόμορφων φλεβών λάβας είτε εντός των γάββρων υποδηλώνοντας ότι τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την μεταβολή της ηλικίας των σχηματισμών μπορούν να επισκιάσουν την αρχική λιθολογική δομή. Το τρίτο στρώμα, το οποίο εμφανίζει μια ομοιομορφία και συχνά αναφέρεται και ως ωκεάνιο στρώμα, χαρακτηρίζεται από σεισμικές ταχύτητες ~6.8 km/s (*Σχήμα 1.3*). Τέλος, στη βάση του τρίτου αυτού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

στρώματος παρατηρείται μια αρκετά έντονη αύξηση της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων (~ 8 km/s) η οποία μπορεί να συνδεθεί με την ύπαρξη των περιδοτιτών του άνω μανδύα (πιθανό 4ο στρώμα).

Συνοψίζοντας, μπορούμε να πούμε ότι οι μεσο-ωκεάνιες ράχες χαρακτηρίζονται ως μια από τις μεγαλύτερες ενεργές ζώνες σεισμικότητας. Τα μεγέθη των σεισμών στις ράχες είναι σχετικά μικρότερα από αυτά που συναντώνται στις χερσαίες περιοχές και στις ζώνες κατάδυσης, ενώ τα επίκεντρά τους συγκεντρώνονται εντός μιας στενής αξονικής ζώνης. Γενικά, τα κέντρα επέκτασης χαρακτηρίζονται από μηχανισμούς κανονικής ρηγμάτωσης ενώ τα μετασχηματισμού από μηχανισμούς οριζόντιας μετατόπισης. Τα κανονικά ρήγματα εμφανίζουν γωνία βύθισης (κλίσης) περίπου 45° ενώ η διεύθυνσή τους (αζιμούθιο) ορίζεται παράλληλα με τον άξονα της ράχης (Huang and Solomon, 1988).

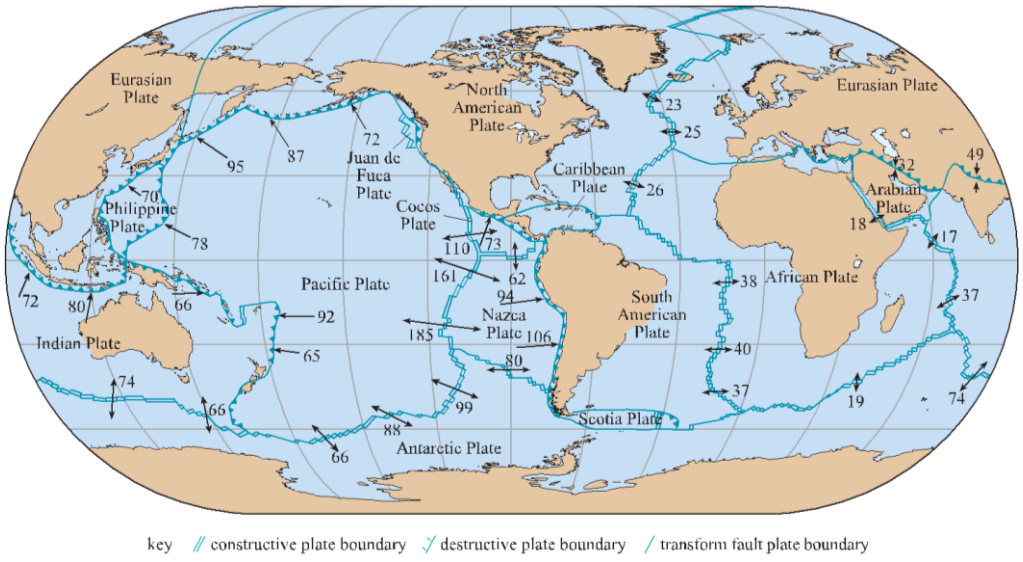
1.3 ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, η ωκεάνια λιθόσφαιρα δημιουργείται από τις συνδυαστικές διεργασίες της παραγωγής μάγματος και της τεκτονικής επέκτασης. Οι δύο αυτές αλληλεπιδρούσες διαδικασίες έχουν ως αποτέλεσμα την δημιουργία ενός σχεδόν συνεχούς και γραμμικού συστήματος, αυτό των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες, με εξαίρεση αύτη του ανατολικού τμήματος του Ειρηνικού, καταλαμβάνουν τα μεσαία τμήματα όλων των ωκεανών.

Οι ταχέως επεκτεινόμενες ράχες είναι : η ράχη στο όριο επαφής Ειρηνικού-Ανταρκτικής, η Νοτιοανατολική Ινδική Ράχη, η Ράχη Juan de Fuca, η ράχη στο όριο επαφής του Ειρηνικού ωκεανού με την πλάκα της Nazca, η επαφή της Ανταρκτικής με την πλάκα της Nazca και οι ράχες Αυστραλίας-Ανταρκτικής, οι οποίες παρουσιάζουν ταχύτητες μεταξύ 6.0 και ~18 cm/yr. Οι βραδέως επεκτεινόμενες-«μεταναστευτικές» ράχες είναι η μεσο-Ατλαντική και η ράχη του Κεντρικού Ινδικού με ταχύτητες μεταξύ ~1.7 και 4.0 cm/yr (Bott, 1982). Τα τελευταία χρόνια, όπως ήδη αναφέρθηκε, δημιουργήθηκε μια νέα κατηγορία ράχεων που παρουσιάζουν ρυθμούς εξάπλωσης μικρότερους από 2 cm/yr. Στην ιδιαίτερη αυτή νεοσύστατη κατηγορία ανήκουν η ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού, η ράχη μεταξύ Αμερικής-Ανταρκτικής καθώς και άλλες μικρότερες ράχες. Στο

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

Σχήμα 1.4 παρουσιάζονται οι τεκτονικές πλάκες (και τα όρια αυτών) ενώ με μαύρα βέλη και αριθμούς απεικονίζονται οι κατευθύνσεις και οι ταχύτητες μεταξύ των πλακών σε mm/yr.



Σχήμα 1.4 *Ταχύτητες μεταξύ των εν κινήσει λιθοσφαιρικών πλακών σε mm/yr (Bott, 1982).*

Στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκαν να μελετηθούν έξι μεσο-ωκεάνιες ράχες που ανήκουν και στις τρεις κατηγορίες ρυθμού επέκτασης. Συγκεκριμένα οι ράχες που θα μελετηθούν αναλυτικά τόσο ως προς την χρονικά ανεξάρτητη και ως προς την χρονικά εξαρτημένη σεισμικότητα είναι οι ακόλουθες:

1. Η ράχη του Ατλαντικού σε όλη την έκτασή της
2. Η ράχη του Ειρηνικού:

   (α) στο όριο επαφής της με την τεκτονική πλάκα της Nazca

   (β) στο όριο επαφής της με την Ανταρκτική

3. Η Νοτιοανατολική ράχη του Ινδικού στο όριο επαφής της με την Ανταρκτική
4. Η ράχη του Κεντρικού Ινδικού
5. Η ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού στο όριο επαφής της με την Ανταρκτική

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Στις παραγράφους που ακολουθούν γίνεται αναφορά σε γενικότερα βασικά χαρακτηριστικά των ανωτέρω ράχεων.

1.3.1 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού (Mid-Atlantic Ridge, M-AR)

Η μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού (Mid – Atlantic Ridge, M-AR) αποτελεί μέρος του παγκόσμιου συστήματος ωκεάνιων ράχεων. Ανακαλύφθηκε την δεκαετία του 1950 ενώ ο προσδιορισμός της οδήγησε στην αποδοχή της θεωρίας του Wegener σχετικά με την μετατόπιση των ηπείρων καθώς επίσης και της ανάπτυξης της θεωρίας της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα. Εκτείνεται από τις 87 ° Β του Αρκτικού Ωκεανού μέχρι το νησί Bouvet στις 54 ° Ν (*Σχήμα 1.2*). Κοντά στον ισημερινό, η M-AR χωρίζεται από μια στενή υποθαλάσσια τάφρο σε δύο τμήματα: την Βόρειο Ατλαντική Ράχη , η οποία στην ουσία χωρίζει την Βόρεια Αμερικανική Πλάκα από την Πλάκα της Ευρασίας, και την Νότια Ατλαντική Ράχη η οποία χωρίζει την Νότια Αμερικάνικη Πλάκα από την Αφρικανική. Στο νότιο τμήμα και κοντά στο νησί Bouvet, η M-AR μετατρέπεται σε Ατλαντική-Ινδική Ράχη και συνεχίζει περαιτέρω ανατολικά μέσω του Crozet Plateau προς την Νοτιοδυτική Ινδική Ράχη, ενώ στα δυτικά ακολουθείται από την Scotia Ridge. Τμήματα αυτής της τεράστιας οροσειράς (της ράχης του Ατλαντικού) αποτελούν διάφορα ηφαιστειογενή νησιά όπως η Ισλανδία, οι Αζόρες και η Νήσος Αναλήψεως (Ascension Island).

Η βραδέως επεκτεινόμενη μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού αποτελείται από διακριτά, μεμονωμένα, κατακερματισμένα τμήματα επέκτασης μήκους δεκάδων χιλιομέτρων. Μπορεί το μεγαλύτερο τμήμα της M-AR να βρίσκεται κάτω από το νερό αλλά, όπως και σε άλλες ωκεάνιες ράχες, υπάρχουν σημεία της που ανυψώνονται σε τέτοιο βαθμό που εκτείνονται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Ο άξονας της M-AR χαρακτηρίζεται από μια μεγάλη κοιλάδα τεκτονικής τάφρου με βάθος 1 έως 1.5 km. Η τάφρος αυτή αποτελείται από ένα κεντρικό δάπεδο (4-15 km) και ζώνες ραχιαίων βουνών σε κάθε πλευρά της σε αποστάσεις των 20-40 km (Smith and Cann, 1998). Τα τοιχώματα της κοιλάδας αυτής αποτελούνται από μεγάλα ρήγματα που μετατοπίζουν τον φλοιό προς τα πάνω για να σχηματίσουν τα ραχιαία αυτά βουνά. Το κεντρικό δάπεδο της τάφρου αποτελεί τον πρωταρχικό χώρο της κατασκευής του ωκεάνιου φλοιού, ενώ τα περισσότερα τμήματα περιέχουν μεγάλες αξονικές ηφαιστειακές ράχες

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

(γνωστές ως Axial Volcanic Ridges, AVRs). Οι αξονικές αυτές ηφαιστειακές ράχες φτάνουν σε ύψος μέχρι και αρκετών εκατοντάδων μέτρων, πλάτος 1-5 km και μήκος αρκετών έως δεκάδων χιλιομέτρων (Smith et al., 1997). Δημιουργούνται από μικρότερες ράχες, στρογγυλούς θόλους και μια ποικιλία τοπογραφικών χαρακτηριστικών που συγχωνεύονται όλα σε μια ενιαία μεγαλύτερη ράχη ενώ ταυτόχρονα αποτελούν τις κύριες θέσεις από τις οποίες εξωθείται η λάβα (Ballard and van Andel, 1977). Τέτοια τοπογραφικά χαρακτηριστικά αποτελούν τα υποθαλάσσια βουνά τα οποία στην ουσία αποτελούν μικρά σχεδόν κυκλικά ηφαίστεια, καθώς και οι υδροθερμικές οπές-αγωγοί που αποτελούν σχισμές στο θαλάσσιο πυθμένα από τις οποίες ρέει νερό (έως και 400° C) που έχει θερμανθεί από το υποκείμενο μάγμα και συνήθως περιέχει διαλυμένα ορυκτά που καθιζάνουν όταν έρθουν σε επαφή με το ψυχρότερο θαλασσινό νερό δημιουργώντας μια στοίβα ορυκτών (Molenaar and Dotinga, 2008).

Βαθυμετρικές μελέτες σε διάφορα μεγάλα τμήματα κατά μήκος της M-AR έδειξαν ότι η τεκτονική αυτή τάφρος ποικίλλει σημαντικά ως προς το πλάτος, το βάθος και την τραχύτητα. Η τοπογραφική αυτή ποικιλομορφία αποτελεί ένδειξη ότι τα διάφορα αυτά τμήματα κατά μήκος της ράχης βρίσκονται σε διαφορετικά στάδια τεκτονικής αλλά και ηφαιστειακής εξέλιξης. Συγκεκριμένα η M-AR βαθαίνει βαθμιαία προς τα νότια από την περιοχή των Αζορών κοντά στις 40° Β (μέσο αξονικό βάθος 1800 m) έως περίπου τις 26° Β (μέσο αξονικό βάθος 3850 m). Αυτή η μακρά βαθυμετρική ανομοιογένεια συνοδεύεται με παρόμοιες μεγάλες διαβαθμίσεις όσο αφορά την βαρυτική ανωμαλία αλλά και τη γεωχημεία. Όλα αυτά τα χαρακτηριστικά, σύμφωνα με τους Cannat et. al. (1999a), υποδηλώνουν ότι το τοπικό πάχος του φλοιού, η άνωση του ανώτερου μανδύα κάτω από την ράχη αλλά και η περιεκτικότητά του σε μη ανταγωνιστικά χημικά στοιχεία, μειώνονται όλα με αργούς ρυθμούς όσο απομακρυνόμαστε από τις Αζόρες. Πρέπει να σημειωθεί ότι ως μη ανταγωνιστικά (incompatible) χαρακτηρίζονται τα στοιχεία, με σημαντικά διαφορετικό φορτίο ή ιοντική ακτίνα από αυτά που πρόκειται να υποκαταστήσουν, τα οποία τείνουν να συμμετέχουν στο τήγμα (υλικό του μανδύα) κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης (π.χ. K, Rb, Sr κλπ). Από την άλλη μεριά, τα στοιχεία που εύκολα εισέρχονται στην κρυσταλλική δομή των ορυκτών του μανδύα και θα παραμείνουν στη στερεά φάση κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης λέγονται ανταγωνιστικά (compatible, π.χ. Ni, Cr, Co Os) (Στουραΐτη, 2015). Γίνεται, συνεπώς αντιληπτό ότι λόγω της τοπογραφικής αυτής ποικιλομορφίας, η εξαγωγή βάσιμων συμπερασμάτων σχετικά με τις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην M-AR (αλλά και σε άλλες αργά επεκτεινόμενες ράχες) μπορεί να γίνει μόνο με την ταυτόχρονη μελέτη διαφορετικών τμημάτων της ράχης, κάθε ένα από τα οποία θα καταλαμβάνει ένα ξεχωριστό στάδιο στην ευρύτερη διαδικασία μετασχηματισμού του μάγματος σε ωκεάνιο φλοιό. Ο προσδιορισμός των επικέντρων και των εστιακών βαθών των σεισμών καθώς επίσης και το είδος της ρηγμάτωσης κατά μήκος αντιθετικών τμημάτων της M-AR μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες σε ότι αφορά τις μεταβολές της θερμικής και μηχανικής δομής του φλοιού και της λιθόσφαιρας κατά μήκος του άξονα (Kong et al, 1992).

Από τις χαρακτηριστικότερες δομές της M-AR με έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα, που αποτέλεσαν και αποτελούν έως και σήμερα αντικείμενο έρευνας για πλήθος επιστημόνων, αποτελούν οι Αζόρες και η Ισλανδία. Η συστάδα των νήσων των Αζορών (αποτελούμενη από εννέα νησιά) βρίσκεται στο σημείο σύνδεσης τριών τεκτονικών πλακών και ο σχηματισμός της υπολογίζεται ότι ξεκίνησε κατά το Τριτογενές. Η Ισλανδία, η οποία θεωρείται μια νεαρή γεωλογικά περιοχή, αποτελεί ένα από τα δύο μέρη παγκοσμίως όπου η μεσο-ωκεάνια ράχη ανέρχεται πάνω από το επίπεδο της θάλασσας με αποτέλεσμα να παρέχει στους επιστήμονες την δυνατότητα άμεσης έρευνας των σχηματισμών της. Ακολούθως γίνεται μια αναφορά στα γενικά χαρακτηριστικά και τις ιδιαιτερότητες αυτών των νησιών καθώς συντελούν καταλυτικά στην καλύτερη κατανόηση των διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στην M-AR.

1.3.1.1 Αζόρες

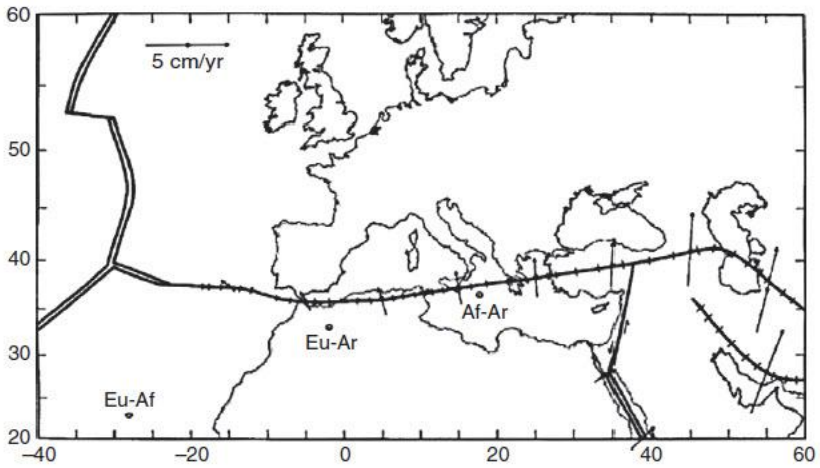
Η σεισμικά ενεργή περιοχή που εκτείνεται από την Τυνησία μέχρι τα Νησιά των Αζορών θεωρήθηκε αρχικά ως προέκταση των βουνών Atlas, Betics, και Rif της ζώνης των Άλπεων κατά μήκος του Ατλαντικού ωκεανού. Μετά την καθιέρωση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών η περιοχή αυτή αναγνωρίστηκε ως το δυτικότερο μέρος του ορίου μεταξύ των πλακών της Ευρασίας, και της Αφρικής με την Αμερική. Η περιοχή όπου συναντώνται οποιεσδήποτε τρεις τεκτονικές πλάκες προσδιορίζεται σε ένα συγκεκριμένο γεωμετρικό σημείο το οποίο ονομάζεται «τριπλή διασταύρωση» (ή τριπλός κόμβος) γνωστό ως «triple junction». Ως ένα τέτοιο γεωμετρικό σημείο θεωρήθηκε και η περιοχή των Αζορών στην οποία συναντώνται τρεις λιθοσφαιρικές πλάκες: της Ευρασίας, Αφρικής και της Αμερικής (Le Pichon, 1968). Η περιοχή των Αζορών παρουσιάζει

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

δομή ράχης με πλάγια εξάπλωση στους τρεις κλάδους της. Η περιοχή του Ατλαντικού από τις Αζόρες έως το Γιβραλτάρ χωρίζεται σε δύο μέρη, δυτικά και ανατολικά του μεσημβρινού των 20° Δ. Στην πρώτη εργασία συσχετισμού της σεισμικότητας με την θεωρία των τεκτονικών πλακών, οι Isacks et al. (1968) χρησιμοποίησαν τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών της 4ης Ιουλίου 1966 στις Αζόρες και στις 15 Μαρτίου 1964 στον Κόλπο του Cadiz για να προσδιορίσουν την κίνηση στα δυτικά και ανατολικά άκρα αυτού του τμήματος του ορίου μεταξύ των πλακών Ευρασίας-Αφρικής, το οποίο ονόμαζαν ράχη Αζορών-Γιβραλτάρ. Το δυτικό μέρος του ορίου μεταξύ των πλακών της Ευρασίας και της Αφρικής εκτείνεται από την Τυνησία μέχρι τις Αζόρες (*Σχήμα 1.5*) με διεύθυνση ανατολής-δύσης με μήκος περίπου 4500 km από 10° Α έως 30° Δ (Buforn and Udias, 2010). Στο δυτικότερο τμήμα του το όριο διαχωρίζει την ωκεάνια λιθόσφαιρα και από τις δύο πλευρές, ενώ στο ανατολικότερο τμήμα του (από τις 20° Δ έως περίπου στην Τυνησία) η αλληλεπίδραση του Ιβηρικού τεμάχους με την Αφρική αλλάζει τη φύση των ορίων από ωκεάνια σε ηπειρωτική. Κατά μήκος του ορίου η κίνηση μεταξύ των δύο πλακών εμφανίζει μια διαφορετικότητα. Συγκεκριμένα, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, η κίνηση μεταβάλλεται από την ΒΑ-ΝΔ επέκταση στις Αζόρες σε οριζόντια μετατόπιση με διεύθυνση Α-Δ στον Ατλαντικό και σε ΒΒΔ-ΝΝΑ συμπίεση κοντά στο ανατολικό τμήμα του Γιβραλτάρ. Ο de Ballore (1906) ήταν ένας από τους πρώτους που μελέτησαν τη σεισμικότητα των Αζορών εστιάζοντας στο γεγονός ότι οι σεισμοί δείχνουν συνέχεια κατά μήκος του Ατλαντικού από την Ισπανία έως τις Αζόρες και ακόμη πιο δυτικά προς τα Κανάρια Νησιά και την Καραϊβική. Τη σεισμική αυτή δραστηριότητα την ερμήνευσε ως συνέχιση των τριτογενών δομών, που υπάρχουν στην Ευρώπη και την Αφρική, σε ολόκληρο τον Ατλαντικό. Αναγνώρισε ότι ορισμένοι σεισμοί έχουν τεκτονική προέλευση και ορισμένοι σχετίζονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Οι Krause and Watkins (1970) με την χρήση βαθυμετρικών και μαγνητικών προφίλ παρουσίασαν το πρώτο συγκεκριμένο μοντέλο δομής και τεκτονικής των Νήσων των Αζορών. Συγκεκριμένα, παρουσίασαν ένα μοντέλο γένεσης του φλοιού στις Αζόρες, το οποίο ονόμασαν "διαπερατό μοντέλο μετασχηματισμού" (leaky transform model), με τρία στάδια επέκτασης του φλοιού: 1) μια ράχη Β-Ν (Μ-ΑR) με διάρρηξη διεύθυνσης Α-Δ, 2) αλλαγή της κατεύθυνσης της επέκτασης του φλοιού νότια της διάρρηξης από Α-Δ σε ΒΔ-ΝΑ, και 3) την παρουσία ενός "διαπερατού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεω
Α.Π.

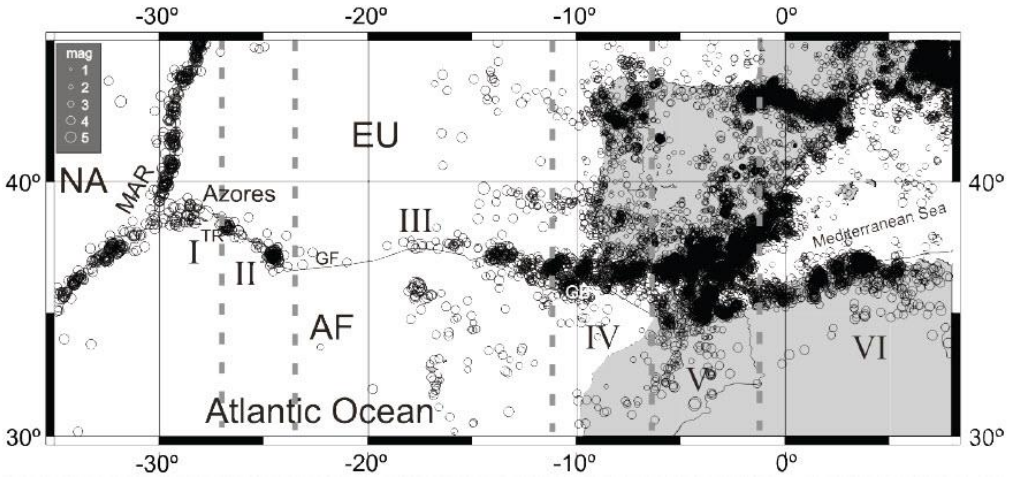


Σχήμα 1.5 *Όρια μεταξύ των πλακών Ευρασίας και Αφρικής και κίνηση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας (Buforn and Udias, 2010).*

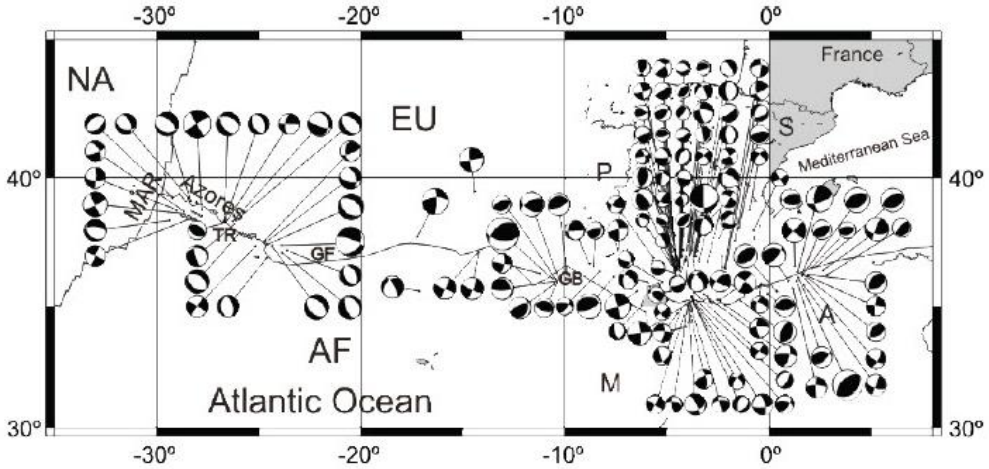
μετασχηματισμού" και το σχηματισμό της ράχης Terceira (TR). Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται στη ζώνη διάρρηξης των βόρειων Αζορών που συνεχίζει στην περιοχή της TR και συνδέεται στενά με την εξάπλωση του θαλάσσιου πυθμένα (Buforn et al., 2004), ενώ η ζώνη διάρρηξης των Ανατολικών Αζορών είναι πρακτικά ανενεργή. Παρατηρείται ότι η σεισμικότητα (*Σχήμα 1.6*) ακολουθεί την ίδια τάση με τα νησιά: περίπου Α-ΒΑ από την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού έως την νήσο Terceira (όπου εντοπίζονται τα επίκεντρα των σεισμών του 1980 και του 1998 με μεγέθη M_S=7.2 και M_w=6.1 αντίστοιχα) και ΝΑ από το νησί Terceira έως το νησί San Miguel (το επίκεντρο του σεισμού του 1997 με μέγεθος M_w=5.9 ήταν ΝΑ της νήσου Terceira). Η διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης που προέκυψε από τους σεισμούς του 1980 και του 1998 και η κανονική ρηγμάτωση κατά τον σεισμό του 1997 βρίσκονται σε συμφωνία με το χαρακτηριστικό πεδίο τάσεων που ισχύει στην περιοχή των Αζορών. Από τον τριπλό κόμβο έως την νήσο Terceira (*Σχήμα 1.7*), μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι οι περισσότεροι από τους σεισμούς παρουσιάζουν μηχανισμούς γένεσης οριζόντιας μετατόπισης με διευθύνσεις των ορικών επιπέδων ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΒΒΑ-ΝΝΔ, με εξαίρεση έναν σεισμό με κανονικό μηχανισμό. Οι άλλοι σεισμοί κανονικής διάρρηξης βρίσκονται στα βόρεια του ορίου της TR, μακριά από εκείνους οριζόντιας μετατόπισης (Bezzeghoud et al., 2008).

Η περιοχή των Αζορών μορφολογικά μπορεί να χαρακτηριστεί ως μια ζώνη «ανώμαλης» τοπογραφίας που περιορίζεται βαθυμετρικά στα 2000 m, γνωστή ως οροπέδιο των Αζορών (Lourenço et al., 1998). Η βαρυτική ανωμαλία και

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμή



Σχήμα 1.6 *Σεισμικότητα του δυτικού τμήματος του ορίου μεταξύ των πλακών Ευρασίας και Nubia για το χρονικό διάστημα 1973-2008 (M≥ 1.0). MAR = μεσο-ωκεάνια ράχη Ατλαντικού, TR = ράχη Terceira, GF = ρήγμα Gloria, GB = Gorringe Bank; NA = πλάκα της βόρειας Αμερικής, EU = Ευρασιατική πλάκα, AF = Αφρικανική πλάκα. Με λατινική αρίθμηση παρουσιάζονται οι περιοχές που μελετήθηκαν από τους Bezzeghoud et al. (2008) (Bezzeghoud et al., 2008).*



Σχήμα 1.7 *Μηχανισμοί γένεσης του δυτικού τμήματος του ορίου μεταξύ των πλακών Ευρασίας και Nubia για σεισμούς με βάθη h<40 km και μεγέθη mb≥5.0 πριν το 1975, και με βάθη h>40 km και μεγέθη mb≥4.0 μετά το 1975. P= Πορτογαλία, S= Ισπανία, M= Μαρόκο, A= Αλγερία, MAR= μεσο-ωκεάνια ράχη Ατλαντικού, TR= ράχη Terceira, GF= ρήγμα Gloria, GB= Gorringe Bank, NA= πλάκα της βόρειας Αμερικής, EU= Ευρασιατική πλάκα, AF= Αφρικανική πλάκα (Bezzeghoud et al., 2008).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

βαθυμετρία καθώς επίσης και η κλασματική κρυστάλλωση μη ανταγωνιστικών στοιχείων που παρουσιάζονται στις Αζόρες επιβεβαιώνονται και από την θερμή κηλίδα (hot spot) των Αζορών. Η θερμή αυτή κηλίδα (ενδοπλακική περιοχή με εκτεταμένη ηφαιστειακή δράση προερχόμενη από τον κατώτερο μανδύα), η οποία σύμφωνα με τους Searle (1980) και Feraud et al. (1980) είναι ηλικίας μικρότερης των 10 m.y., αντιστοιχεί σε μία περιοχή με διάμετρο μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων και κυριαρχείται από ανωμάλως χαμηλές ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων σε βάθος μεταξύ 100-200 km που επικεντρώνονται κατά κάποιο τρόπο ανατολικά της M-AR (Cannat et al., 1999a). Ο ηφαιστειακός χαρακτήρας των Αζορών μελετήθηκε από τους Feraud et al. (1980) με την χρήση K/Ar χρονολόγησης των πετρωμάτων και διαπίστωσαν ότι είναι πολύ πρόσφατος (μικρότερος των 5.5 m.y.) και ότι δεν έχει σαφή σχέση με την M-AR.

Η συνδυαστική μελέτη της κατανομής των επικέντρων και των μηχανισμών γένεσης των σεισμών (Udías et al., 1976, Hirn et al., 1980, Buforn et al., 1988, κ.ά), μαζί με τις παρατηρήσεις GPS (π.χ Navarro et al., 2003, Fernandes, 2004), τις βαρυτικές και μαγνητικές ανωμαλίες (Searle, 1980, Madeira and Ribeiro, 1990, Luis et al., 1998, μεταξύ άλλων) συνέβαλαν στην κατανόηση της δομής της περιοχής των Αζορών. Αν και η τεκτονική της περιοχής είναι επαρκώς κατανοητή, οι λεπτομέρειες ορισμένων πτυχών της είναι ακόμη αμφιλεγόμενες με ορισμένα χαρακτηριστικά της να μην έχουν εξηγηθεί πλήρως.

1.3.1.2 Ισλανδία

Η Ισλανδία είναι ένα μεγάλο τμήμα της M-AR διαστάσεων 300 επί 500 km, με το ανατολικό της τμήμα να είναι στην πλάκα της Ευρασίας και το δυτικό της στην πλάκα της Βόρειας Αμερικής, ενώ παρουσιάζει υψηλή ηφαιστειότητα λόγω της μοναδικής γεωλογικής της προέλευσης. Είναι τοποθετημένη πάνω από μια θερμή κηλίδα (σύμφωνα με τον Einarsson, 1991, 2001) η οποία τροφοδοτείται από ένα βαθύ «θύλακα μανδύα» (γνωστή ως θεωρία mantle plume, π.χ. White and McKenzie, 1989). Η δυναμική αυτή θερμή κηλίδα της Ισλανδίας (Tryggvason et al., 1983, Wolfe et al., 1997, Allen et al., 2002, Bjarnason, 2008) είναι στο σημείο απόκλισης των πλακών το οποίο είναι εκτεθειμένο στον παρατηρητή αφού η κορυφή του δεν καλύπτεται ούτε από ωκεανό αλλά ούτε και από χλωρίδα.

Η περιοχή της Ισλανδίας έχει μια σύνθετη ιστορία, διαφορετική από τις περισσότερες περιοχές του Ατλαντικού. Η ιδιαιτερότητα που παρουσιάζει

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

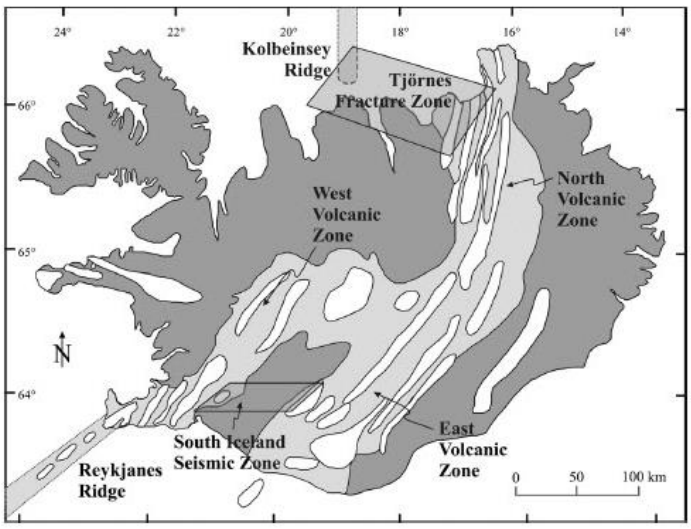
οφείλεται στον ίδιο λόγο με αυτόν που δικαιολογεί και την ύπαρξή της: μια επιπλέον πηγή τήξης του υλικού του μανδύα. Η Ισλανδία θεωρείται προϊόν της διαρκούσας επί μακρόν ηφαιστειότητας των θερμών κηλίδων (πριν 20 m.y.) στη περιοχή του βόρειου Ατλαντικού η οποία ξεκίνησε ταυτόχρονα με τη διάλυση του βόρειου Ατλαντικού ωκεανού πριν από περίπου 56 m.y. (White and McKenzie, 1989). Η παραγωγή τήγματος (μάγματος) υπερβαίνει κατά πολύ αυτής που παρατηρείται στις κανονικές ράχες (τόσο αργής όσο και γρήγορης επέκτασης) ανυψώνοντας την επιφάνεια πάνω από τη στάθμη της θάλασσας και συνεισφέροντας στη δυναμική τοπογραφία που δημιουργείται από την ανοδική ροή του υλικού του μανδύα. Η ράχη Γροιλανδίας-Ισλανδίας-Φαρόε, που αποτελεί μια ζώνη παχέος ωκεάνιου φλοιού, καταγράφει αυτή την ενισχυμένη παραγωγή τήγματος (μάγματος) από την πρώιμη Τριτογενή περίοδο έως και σήμερα (White and McKenzie, 1989). Συχνά θεωρείται ότι οι άξονες επέκτασης τροφοδοτούνται με τήγμα από τον ανώτερο μανδύα ενώ οι θερμές κηλίδες από τον βαθύτερο εμπλουτισμένο μανδύα. Παρόλα αυτά, η ροή υλικού του μανδύα μπορεί να επεκταθεί πέρα από μια θερμή κηλίδα κατά μήκος του άξονα επέκτασης με αποτέλεσμα την μεταξύ τους αλληλεπίδραση. Η αλληλεπίδραση αυτή μεταξύ της μεσο-ωκεάνιας ράχης και της θερμής κηλίδας, κάτι που είναι ιδιαίτερα εμφανές στην Ισλανδία λόγω της θέσης της κοντά στον άξονα επέκτασης, εκφράζεται συνήθως με θερμικές-γεωχημικές-βαθυμετρικές και πετρολογικές ανωμαλίες, καθώς επίσης και με αύξηση του πάχους του φλοιού.

Ο άξονας επέκτασης που διασχίζει το Ισλανδικό οροπέδιο, από τα νοτιοδυτικά προς τα βόρεια, χαρακτηρίζεται ως πολύπλοκος εξαιτίας της ύπαρξης δύο ενεργών κλάδων που συνδέονται με μετατοπίσεις. Συγκεκριμένα, το όριο της πλάκας μετατοπίζεται προς τα ανατολικά λόγω δύο μεγάλων ζωνών διάρρηξης (*Σχήμα 1.8*): της σεισμικής ζώνης της Νότιας Ισλανδίας (South Iceland Seismic Zone, SISZ) στις ορεινές περιοχές του νότου και της ζώνης διάρρηξης Tjörnes στη βόρεια σεισμική ζώνη της Ισλανδίας (North Iceland Seismic Zone, NISZ). Οι μεγαλύτεροι σεισμοί, μεγέθους έως και 7.2 (Stefánsson and Halldórsson, 1988), εμφανίζονται στη σεισμική ζώνη της Νότιας Ισλανδίας (SISZ), μεταξύ της δυτικής ηφαιστειακής ζώνης (West Volcanic Zone,WVZ) και της ανατολικής ηφαιστειακής ζώνης (East Volcanic Zone, EVZ) και στη ζώνη διάρρηξης Tjörnes (Tjörnes Fracture Zone, TFZ), που συνδέει τη Βόρεια ηφαιστειακή ζώνη (North Volcanic Zone, NVZ) με την ράχη Kolbeinsey (Kolbeinsey Ridge, KR). Η

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

δεξιόστροφη TFZ αποτελεί μια περιοχή έντονης σεισμικότητας με την δραστηριότητα να περιορίζεται σε τρεις



Σχήμα 1.8 *Χάρτης απεικόνισης των δύο μεγάλων ζωνών διάρρηξης της Ισλανδίας: της σεισμικής ζώνης της Νότιας Ισλανδίας (South Iceland Seismic Zone, SISZ) και της ζώνης διάρρηξης Tjornes (Tjornes Fracture Zone) στη βόρεια σεισμική ζώνη της Ισλανδίας (North Iceland Seismic Zone, NISZ) (Gudmundsson, 2000).*

παράλληλες σεισμικές ζώνες (Sæmundsson, 1974, Einarsson, 1991, Rögnvaldsson et al., 1998): την βόρεια ζώνη Grímsey με εμφάνιση σμηνοσεισμών που μπορεί να διαρκέσουν μερικές μέρες έως και βδομάδες, την μεσαία ζώνη Húsavik όπου το δεξιόστροφο ρήγμα συνδέεται με κανονικά ρήγματα και πλήθος ρωγμών και την τρίτη νοτιότερη ζώνη Dalvík, η δραστηριότητα της οποίας περιορίζεται στο δυτικό της τμήμα και είναι λιγότερο ενεργή από τις τρεις. Η σεισμική ζώνη της Νότιας Ισλανδίας (SISZ) εκτείνεται περίπου 70 km σε διεύθυνση Α-Δ με το τοπικό πεδίο τάσεων να είναι αριστερόστροφο (Sólnes et al., 2004.). Οι σεισμοί ευθυγραμμίζονται σχεδόν τέλεια σε μια ζώνη 5-10 km με τους ισχυρούς σεισμούς να εμφανίζουν μια μέση περίοδο επανάληψης της τάξης των 80-100 ετών (Trønnes, 2002). Οι σεισμοί συμβαίνουν κατά μήκος δεξιόστροφων ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν με σημαντικά ρήγματα παράταξης Α-Δ να απουσιάζουν. Η χερσόνησος Reykjanes είναι μια περιοχή ενεργού ηφαιστειότητας η οποία συνδέεται με μεγάλα μετα-παγετώδη πεδία λάβας. Το όριο των πλακών στη M-AR εισέρχεται στην Ισλανδία στην άκρη της χερσονήσου Reykjanes και εκτείνεται κατά μήκος αυτής προς τα ανατολικά με αποτέλεσμα να οριοθετείται μια ζώνη υψηλής σεισμικότητας (Reykjanes Seismic Zone, RSZ) πλάτους

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

μικρότερης των 2 km με τους σεισμούς να εμφανίζουν μικρά εστιακά βάθη (1-5 km). Η περιοχή εμφανίζει μια εξαιρετικά περίπλοκη γεωφυσική δομή λόγω αλληλεπίδρασης ηφαιστειακής και τεκτονικής δραστηριότητας με τους σεισμούς της να τείνουν να χαρακτηριστούν ηφαιστειακοί. Η σεισμική ζώνη της βόρειας Ισλανδίας (NISZ) έχει πλάτος περίπου 80 km και μήκος 150 km και αποτελεί μια ευρεία περιοχή ρηγμάτωσης και σεισμικής δραστηριότητας που συνδέει την υποθαλάσσια ράχη Kolbeinsey και την ηφαιστειακή ζώνη στη Βόρεια Ισλανδία.

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως η Ισλανδία χαρακτηρίζεται από την υψηλή συγκέντρωση ηφαιστείων (υπάρχουν περίπου 130 βουνά ηφαιστειακής προέλευσης) και υπολογίζεται ότι τα τελευταία 500 χρόνια τα ηφαίστειά της έχουν εκτινάξει το ένα τρίτο της παγκόσμιας εκτοξευμένης λάβας (Kozák and Čermák, 2010). Ένα μεγάλο μέρος της ηφαιστειακής δραστηριότητας είναι συγκεντρωμένο κατά μήκος του ορίου των πλακών της Ευρασίας και της Βόρειας Αμερικής το οποίο διασχίζει το νησί από νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά. Η ηφαιστειότητα περιλαμβάνει υποθαλάσσια ηφαίστεια και νεοσχηματισθέντα ηφαιστειακά νησιά όπως το νησί Jólnir. Ένα από τα ενεργά ηφαίστεια της Ισλανδίας είναι το στρωματοηφαίστειο Hekla ύψους 1.491 m που βρίσκεται στο νότιο τμήμα της χώρας (Kozák and Čermák, 2010).

Τα υψηλά ποσοστά παραγωγής μάγματος στην Ισλανδία, σε σύγκριση με αυτά των μεσο-ωκεάνιων ράχεων, έχουν οδηγήσει στο σχηματισμό πυκνού φλοιού και σε περισσότερες ποικιλομορφίες γεωχημικών και πετρολογικών χαρακτηριστικών από ότι σε άλλες περιοχές στις ράχες (Thordarson and Larsen, 2007).

Τις τελευταίες δύο δεκαετίες έχουν γίνει πολλές έρευνες σχετικά με τη δομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα της Ισλανδίας με σκοπό να προκύψει μια χαρακτηριστική εικόνα για το πάχος του φλοιού αλλά και τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα και οδηγούν στο σχηματισμό των «θυλάκων μανδύα-mantle plumes" που πρώτη φορά αναφέρθηκε ως όρος από τον Morgan (1971). Οι μεταβολές εξ άλλου στην παραγωγή μάγματος και στην πάχυνση του φλοιού, όπως αναφέρθηκε, είναι έννοιες αλληλένδετες με την υπόθεση της ύπαρξης τέτοιων «θυλάκων μανδύα». Η πλειονότητα των επιστημόνων υποστήριξε την θεωρία αυτή (Bjarnason et al., 1993, Staples et al., 1997, Wolfe et al., 1997, Darbyshire et al., 2000, Allen et al., 2002, Ito et al., 2003 μεταξύ άλλων) ενώ ένα σχετικά μικρό ποσοστό βρέθηκε να την αμφισβητεί (Anderson, 2000, Foulger et al., 2000, Foulger

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

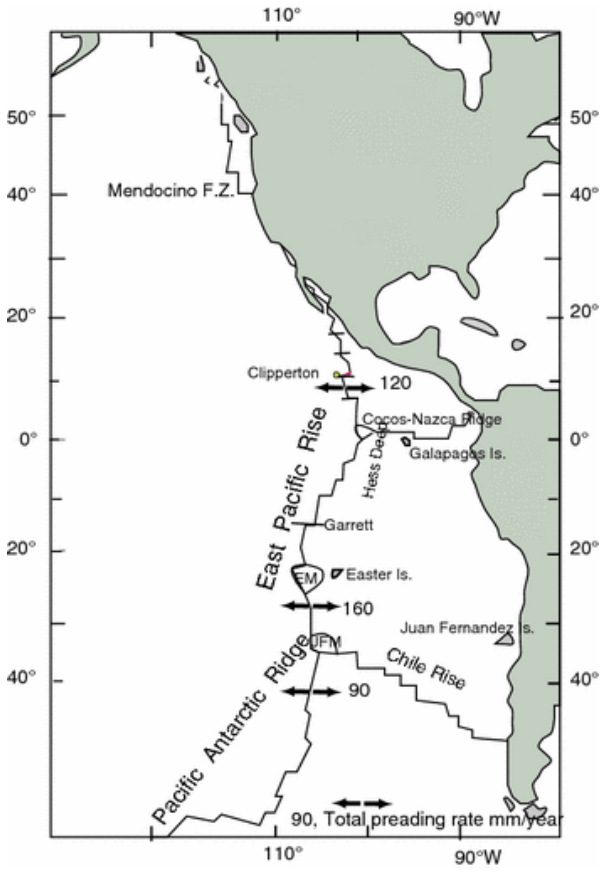
and Anderson, 2005). Σημαντική συνεισφορά στην καλύτερη γνώση της διαδικασίας διάρρηξης του φλοιού, της γεωδαισίας των ηφαιστείων και της ισοστασίας έφερε η δορυφορική γεωδαισία (π.χ Foulger et al., 1992, Sigmundsson et al., 1995, Sturkell et al., 2006) ενώ πλήθος σεισμολογικών μελετών για την Ισλανδία συνηγορούν στην ύπαρξη ενός στενού κυλινδρικού σχηματισμού με χαμηλές ταχύτητες που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει ένα θερμό ανυψωμένο αγωγό (Wolfe et al., 1997, Foulger et al., 2000, 2001, Rickers et al., 2013). Παρόλο όμως που ακόμα και τα αποτελέσματα εξελιγμένων τομογραφικών μελετών υπαινίσσονται την ύπαρξη μιας μάζας μανδύα σε σχήμα «ουράς» κάτω από την Ισλανδία (Montelli et al., 2006, Rickers et al., 2013, French and Romanowicz, 2015), εξακολουθούν να υπάρχουν ασάφειες σχετικά με την ύπαρξη μιας βαθύτερης δομής με χαμηλές ταχύτητες, με αποτέλεσμα το θέμα αυτό να διερευνάται και να αποτελεί αντικείμενο μελέτης έως και σήμερα.

1.3.2 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού

Η ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού (γνωστή ως East Pacific Rise, EPR) αποτελεί μια τεράστια, χαμηλού ύψους, προεξοχή του θαλάσσιου πυθμένα συγκρίσιμη σε μέγεθος με τη βόρεια και νότια Αμερική. Αποτελεί δηλαδή στην ουσία μια μεσο-ωκεάνια ράχη και πιο συγκεκριμένα το όριο μεταξύ των αποκλινόντων τεκτονικών πλακών που βρίσκονται κατά μήκος που πυθμένα του Ειρηνικού ωκεανού. Ένα μεγάλο μέρος της ανάδυσης αυτής (rise) υπολογίζεται ότι βρίσκεται περίπου 3.200 km μακριά από τις ακτές της Νότιας Αμερικής και αναδύεται περίπου 1.800-2.700 m, ενώ το εύρος της κυμαίνεται μεταξύ 2.000 και 4.000 km με το μήκος της να φτάνει τα 13.000 km από το Μεξικό έως την Νέα Ζηλανδία (Menard, 1960). Γεωγραφικά, κινούμενοι από βορρά προς νότο, η EPR διαχωρίζει στα δυτικά την πλάκα του Ειρηνικού από την πλάκα της Βόρειας Αμερικής, την πλάκα Rivera, την πλάκα Cocos, την πλάκα Nazca και την Ανταρκτική πλάκα. Στα νότια εκτείνεται από τον κόλπο της Καλιφόρνια στη λεκάνη Salton Sea έως κοντά στο σημείο 55° N - 130° Δ όπου ενώνεται με την ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής, η οποία έχει διεύθυνση δυτική-νοτιοδυτική, και συγχωνεύεται με την Νοτιοανατολική ράχη του Ινδικού ωκεανού στο τριπλό κόμβο Macquarie νότια της Νέας Ζηλανδίας. Στο ανατολικό τμήμα της, οι

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

πλάκες Cocos και Nazca κινούνται προς τα ανατολικά όπου συναντούν τις προς τα δυτικά κινούμενες πλάκες της Βόρειας και Νότιας Αμερικής και βυθίζονται κάτω από αυτές (*Σχήμα 1.9*). Κοντά στα Νησιά του Πάσχα η ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού συναντά τη χερσόνησο της Χιλής και τη μικροπλάκα Juan Fernandez, που κατευθύνεται προς τα ανατολικά και καταδύεται κάτω από τη Νοτιοαμερικανική πλάκα στη τάφρο Περού-Χιλής κατά μήκος της νότιας ακτής της Χιλής.



Σχήμα 1.9 *Χάρτης της μεσο-ωκεάνιας ράχης του Ανατολικού ειρηνικού. Ταυτόχρονα απεικονίζονται οι πλάκες Cocos & Nazca και οι μικροπλάκες των Νησιών του Πάσχα (Easter Microplate, EM) και Juan Fernandez (JFM), ενώ τα βέλη και οι τιμές αναφέρονται στις διευθύνσεις και τους ρυθμούς επέκτασης (Hekinian, 2014).*

Ο ωκεάνιος φλοιός απομακρύνεται εκατέρωθεν της ανάδυσης (ράχης επί της ουσίας) αυτής. Σε σύγκριση με την M-AR η EPR είναι λιγότερο ρηγματωμένη στη κορυφή της και έχει ηπιότερες τοπογραφικά πλαγιές. Οι διαφορές αυτές είναι πιθανόν απόρροια του διαφορετικού ρυθμού επέκτασης. Συγκεκριμένα, κοντά στα Νησιά του Πάσχα ο ρυθμός επέκτασης ξεπερνά τα 16 cm/yr (Rea, 1981),

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

αποτελώντας παγκοσμίως τον ταχύτερο ρυθμό εξάπλωσης, ενώ στο βόρειο άκρο ο ρυθμός αυτός πέφτει στα ~6cm/yr. Πλήθος μελετών σχετικά με τα χαρακτηριστικά αυτού του κέντρου επέκτασης του Ανατολικού Ειρηνικού έχουν αναδείξει σημαντικές διαφορές κατά μήκος του άξονα ως προς την βασαλτική γεωχημεία (Langmuir et al, 1986, Sinton et al., 1991, Mahoney et al., 1994), την υδροθερμική δραστηριότητα (Haymon et al., 1991, Baker, 1996), την βαρυτική ανωμαλία (Madsen et al., 1990, Magde et al., 1995) αλλά και ως προς τις διαστάσεις του μαγματικού θαλάμου (Detrick et al., 1987, Kent et al., 1990, Detrick et al, 1993). Οι μεταβολές αυτές κατά μήκος του άξονα συνδέονται άμεσα με τις διαφορές στο ρυθμό παραγωγής μάγματος εντός της ράχης (Macdonald et al., 1984, Macdonald and Fox, 1988, Macdonald et al., 1992). Ανωμαλίες παρουσιάζονται επίσης και στη ροή θερμότητας, οι οποίες, σύμφωνα με πλήθος παρατηρήσεων (Von Herzen, 1959) συνδέονται άμεσα με την τοπογραφία.

Σύμφωνα με πλήθος μελετών (Hall and Sinton, 1996, White et al., 2002, Sims et al., 2003, Geshi et al., 2007) η EPR χαρακτηρίζεται από εκρήξεις μακριά από τον άξονα της ράχης συμπεριλαμβάνοντας μικρούς ηφαιστειακούς κώνους και υποθαλάσσια βουνά. Η ηφαιστειότητα στον άξονα της EPR εστιάζεται σε μια ζώνη περίπου 1000 m πλάτους, στο κέντρο της οποίας υπάρχει μια πολύ στενή συστάδα υδροθερμικών αγωγών. Οι υδροθερμικοί αυτοί αγωγοί (τουλάχιστον 25 σε μια έκταση πλάτους 7 km), στο νοτιοδυτικό τμήμα περιέχουν κυρίως αιωρούμενα σωματίδια (μείγμα στερεών και υγρών σταγονιδίων που βρίσκονται στο αέρα, particulate matter) σκοτεινού χρώματος, ο ρυθμός ροής είναι της τάξης των μερικών μέτρων ανά δευτερόλεπτο ενώ οι θερμοκρασίες εξόδου φτάνουν περίπου τους 3.800°C. Αντιθέτως, στα βορειοανατολικά οι αγωγοί αυτοί χαρακτηρίζονται από χαμηλές θερμοκρασίες και ρυθμούς ροής της τάξης μερικών cm/sec (RISE Team: Spiess et al., 1980).

Η ανάδυση του Ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού, αντίθετα από όλες τις ωκεάνιες λεκάνες οι οποίες εμφανίζουν μια ενδιάμεση ανύψωση, χαρακτηρίζεται σε ορισμένα σημεία από ατόλλες και υποθαλάσσια ηφαιστειακά βουνά (τα οποία πριν από περίπου 100 m.y. αποτελούσαν νησιά), με διευθύνσεις παράλληλες με αυτή της ανάδυσης ενώ εγκάρσια σε αυτή συναντάται μια σειρά από ζώνες διάρρηξης (Menard, 1955). Οι πιο ενεργές από αυτές τις ζώνες διάρρηξης σύμφωνα με τον Stover (1973) είναι: η Eltanin (σύστημα 6-7 δεξιόστροφων ρηγμάτων μετασχηματισμού που τέμνουν την ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής στις 55°N), της Χιλής (με διεύθυνση ανατολής – δύσης σχεδόν παράλληλα με την

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

ράχη Juan Fernandez), των νησιών του Πάσχα (συνδέεται με ρήγμα μετασχηματισμού και εκτείνεται από το αρχιπέλαγος Tuamotu στα δυτικά έως την τάφρο Περού-Χιλής στα ανατολικά), του Παναμά (ανενεργή ζώνη διάρρηξης που αποτελεί τμήμα του τεκτονικού ορίου μεταξύ των πλακών Cocos and Nazca), του Juan Fernandez (στην ουσία αποτελεί κομβικό σημείο μεταξύ των πλακών Ειρηνικού-Ανταρκτικής-Nazca), και της Rivera (δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού κοντά στις δυτικές ακτές του Μεξικό νότια του κόλπου της Καλιφόρνια). Στα σημεία αυτά που η EPR διασταυρώνεται με τις ζώνες διάρρηξης εμφανίζεται μετατοπισμένη ή αλλάζει κατεύθυνση με αποτέλεσμα να φαίνεται αυτή η τεράστια έκταση της ανάδυσης «τεμαχισμένη» σε διάφορα τμήματα. Πιο απλά μπορούμε να φανταστούμε αυτές τις ζώνες διάρρηξης ως ευρείες ζώνες παρυφών με χαρακτηριστικό ανάγλυφο κάποιων χιλιομέτρων. Οι ασυνέχειες αυτές σχετίζονται άμεσα με τις τεκτονικές και μαγματικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κοντά στη ράχη καθώς επίσης και με την χρονική τους διαφοροποίηση.

Λεπτομερείς μελέτες της τοπογραφίας του θαλάσσιου πυθμένα, τόσο με όργανα «deep towed» (σύστημα βαθιάς ωκεάνιας έρευνας που μπορεί να αποτελείται από σόναρ ή κάμερες που διασχίζουν το νερό με χαμηλές ταχύτητες με σκοπό την λεπτομερή ανάλυση του πυθμένα), όσο και με πλευρικής σάρωσης σόναρ (σύστημα που χρησιμοποιείται για την αποτελεσματική απεικόνιση μεγάλων επιφανειών του θαλάσσιου πυθμένα), ανέδειξαν ότι στις γρήγορα επεκτεινόμενες ράχες υπάρχει ένα σύστημα μικρών, παράλληλων με την ράχη, κανονικών ρηγμάτων (π.χ., Lonsdale, 1977, Searle, 1984, Alexander and Macdonald, 1996, Crowder and Macdonald, 2000, Bohnenstiehl and Carbotte, 2001). Σχετικά με το «υπερταχείας» επέκτασης τμήμα του νότιου Ειρηνικού, οι Carbotte and Macdonald (1994) και οι Bohnenstiehl and Carbotte (2001) έδειξαν ότι περιγράφεται καλύτερα από δύο σειρές ρηγμάτων: η πρώτη σειρά περιλαμβάνει μεγάλα και ευρύτερης έκτασης ρήγματα, τα οποία βυθίζονται προς τον άξονα της ράχης, ενώ η δεύτερη σειρά αποτελείται από μικρότερα αλλά πιο συχνά τα οποία βυθίζονται σε αντίθετη κατεύθυνση από τον άξονα της ράχης. Οι σεισμοί στη ράχη αυτή είναι συχνοί και σε μικρά εστιακά βάθη ενώ μεγάλο πρόβλημα αποτελεί η αβεβαιότητα ως προς τον προσδιορισμό των επικέντρων τους στο νοτιοανατολικό της τμήμα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να είναι αδύνατη η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την ευθυγράμμιση ή όχι αυτών κατά μήκος του άξονα της ράχης. Μελέτες (Stover, 1973) έχουν δείξει ότι μεταξύ των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

συντεταγμένων 22° N - 26° N και 32° N - 34° N η σεισμικότητα διασκορπίζεται περισσότερο από ότι κατά μήκος των άλλων τμημάτων της EPR ενώ οι σεισμοί φαίνεται ότι κατά κάποιο τρόπο περιβάλλουν μικρές ασεισμικές περιοχές. Επιπρόσθετα, λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών σε αυτές τις περιοχές (Mammerickx et al., 1974) έχουν δείξει ότι διαφέρουν επίσης κατά πολύ σε σχέση με άλλους στην υπόλοιπη ράχη του Ειρηνικού. Αποτέλεσμα αυτών των διαφοροποιήσεων ήταν η πρόταση από τον Forsyth (1972) της ύπαρξης επιπλέον μικρότερων πλακών σε αυτές τις περιοχές κάτι που επιβεβαιώθηκε και από βαθυμετρικές και μαγνητικές μετρήσεις (Herron, 1972a). Επομένως, μπορούμε να πούμε ότι στον Ανατολικό Ειρηνικό υπάρχουν συνολικά τέσσερις ενεργές ζώνες επέκτασης (ράχη Ειρηνικού – Ανταρκτικής, επέκταση Ειρηνικού προς βορρά στη ζώνη διάρρηξης Rivera, ράχη Χιλής και ο τριπλός κόμβος στα νησιά Γκαλαπάγκος), και τέσσερις σχεδόν ασεισμικές ζώνες (δύο στην πλάκα της Nazca και δύο στην Coco) (Stover, 1973).

Συνοπτικά, το Ανατολικό τμήμα του Ειρηνικού ωκεανού χαρακτηρίζεται ως μια περιοχή που περιλαμβάνει όρια μεταξύ τεσσάρων μεγάλων τεκτονικών πλακών: (1) το όριο της πλάκας του Ειρηνικού η οποία οριοθετείται από την ράχη Ειρηνικού – Ανταρκτικής, από την ζώνη διάρρηξης Rivera και την ανάδυση του Ανατολικού Ειρηνικού, (2) το όριο της πλάκας Coco η οποία οριοθετείται από τις ζώνες διάρρηξης των νησιών Γκαλαπάγκος και Παναμά και από την ανύψωση του ανατολικού Ειρηνικού, (3) το όριο της πλάκας Nazca η οποία συνορεύει με την ράχη της Χιλής, την ζώνη διάρρηξης των νησιών Γκαλαπάγκος και την ανάδυση του Ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού, και (4) το όριο της πλάκας της Ανταρκτικής η οποία συνορεύει με τις ράχες της Χιλής και Ειρηνικού – Ανταρκτικής.

Ανάμεσα στα τεκτονικά όρια που αναφέρθηκαν παραπάνω και χαρακτηρίζουν την ανάδυση του Ανατολικού Ειρηνικού, επιλέχθηκαν στην παρούσα διατριβή να μελετηθούν δύο από αυτά:

- το όριο επαφής της πλάκας του Ειρηνικού με την πλάκα της Nazca
- το όριο επαφής της πλάκας του Ειρηνικού με την πλάκα της Ανταρκτικής

Η επιλογή των παραπάνω περιοχών έγινε γιατί χαρακτηρίζονται ως αποκλίνοντα όρια στα οποία, όπως είναι ήδη γνωστό, έχουμε την δημιουργία φλοιού και κατ' επέκταση την παρουσία μεσο-ωκέανιων ράχεων, που αποτελούν αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

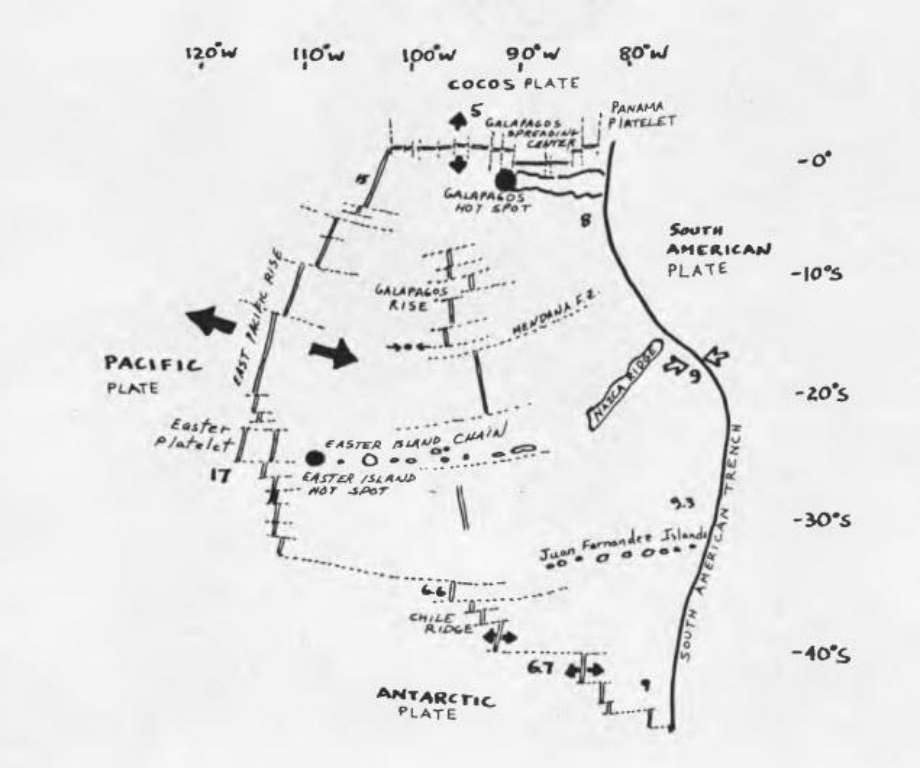
1.3.2.1 Ειρηνικός - Nazca

Η πλάκα Nazca (περιοχή στο νότιο Περού) αποτελεί μια νεαρή ωκεάνια πλάκα μεταξύ του νοτιοανατολικού Ειρηνικού ωκεανού και των δυτικών ακτών της Νότιας Αμερικής και εκτείνεται προς τα νότια από το γεωγραφικό πλάτος 5° Β έως 40° Ν και προς τα δυτικά από το γεωγραφικό μήκος 75° Δ έως 115° Δ . Η πλάκα Nazca, με την συνολική της επιφάνεια να υπολογίζεται περίπου στα 1.6 x 10^7 km^2 (Cox, 1983), οριοθετείται τοπογραφικά από το κέντρο επέκτασης των νησιών Γκαλαπάγκος στα βόρεια (Galapagos Spreading Center, GSC), την τάφρο Περού-Χιλής στα ανατολικά, την ανάδυση της Χιλής στα νότια και την EPR στα δυτικά (*Σχήμα 1.10*). Παρουσιάζει σχήμα τετραγώνου με μια συμπίεση στο βόρειο άκρο της και μια επιμήκυνση στα νοτιοανατολικά ενώ συνορεύει με τις πλάκες Coco, Ειρηνικού, Ανταρκτικής και Νότιας Αμερικής. Περιλαμβάνει και τα τρία είδη ορίων που χαρακτηρίζουν τις λιθοσφαιρικές πλάκες: μια ζώνη υποβύθισης (ή συγκλίνοντα όρια) δίπλα στη Νότια Αμερική και κέντρα επέκτασης (αποκλίνοντα όρια) καθώς και ρήγματα μετασχηματισμού (οριζόντια ολίσθηση) κατά μήκος της επαφής της με τις πλάκες Coco, Ειρηνικού και Ανταρκτικής. Η συνεχής υποβύθιση της πλάκας Nazca κάτω από την πλάκα της Νότιας Αμερικής κατά μήκος της τάφρου Περού-Χιλής αποτελεί κατά κύριο λόγο την αιτία για την ορογένεση των Άνδεων. Η έκτασή της κατά μήκος της επαφής της με την πλάκα του Ειρηνικού είναι συγκρίσιμη σε μήκος με την τάφρο της Νότιας Αμερικής, καθιστώντας έτσι εφικτή τη μελέτη τόσο των συμπιεστικών όσο και των εφελκυστικών δυνάμεων. Στα πρώτα στάδια της θεωρίας των τεκτονικών πλακών η εξέλιξη της πλάκας της Nazca συμπεριλήφθηκε ως μέρος ενός απλουστευμένου μοντέλου (Isacks et al., 1968) σύμφωνα με το οποίο αποτελεί μια εξ ολοκλήρου ωκεάνια πλάκα η οποία σχηματίστηκε στην ράχη της ανάδυσης του Ανατολικού Ειρηνικού και απλά μετατοπίστηκε προς τα ανατολικά στη Νότια Αμερική και προς τα κάτω, μέσα στην ασθενόσφαιρα, κατά μήκος της τάφρου Περού – Χιλής. Στην πραγματικότητα η εξέλιξή της είναι γνωστή μόνο κατά προσέγγιση, με ελάχιστες λεπτομέρειες, με αποτέλεσμα το όριο μεταξύ των πλακών Nazca-Ειρηνικού να χαρακτηρίζεται ως μια γεωφυσική αβεβαιότητα. Το σύνθετο ιστορικό της πλάκας Nazca χαρακτηρίζεται από: (α) ένα μεγάλο αναπροσανατολισμό των ορίων της πλάκας εξαιτίας ενός «άλματος-μετατόπισης» της ράχης από τα Γκαλαπάγκος προς τον Ειρηνικό (Herron 1972a, Anderson and Sclater 1972), (β) μια πολύπλοκης μορφής εξέλιξη τόσο του «τριπλού κόμβου» μεταξύ των πλακών Nazca – Ειρηνικού –Ανταρκτικής όσο και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

του παλαιού κέντρου εξάπλωσης μεταξύ των πλακών Nazca και Ανταρκτικής (Herron and Hayes 1969, Herron 1972a, Molnar et al., 1975), και (γ) από τον σχηματισμό του κέντρου επέκτασης των νησιών Γκαλαπάγκος τα τελευταία 5–20 m.y. (Herron and Heirtzler, 1967, Raff, 1968, Sclater and Klitgord 1973).



Σχήμα 1.10 *Χάρτης απεικόνισης των ορίων της πλάκας Nazca και των ενδοπλακικών της χαρακτηριστικών (Cox, 1983).*

Η ιστορία εξάπλωσης του θαλάσσιου πυθμένα στη περιοχή του νοτιοανατολικού Ειρηνικού ωκεανού, που αντιστοιχεί στο αποκλίνον όριο μεταξύ των πλακών Ειρηνικού – Nazca, ξεκινά από τα τέλη του Ολιγόκαινου με τρεις απότομες μετατοπίσεις-ανυψώσεις προς τα δυτικά της σημερινής ανάδυσης (rise) των νησιών Γκαλαπάγκος. Τα «άλματα» αυτά κάλυψαν, μέσα σε ένα χρονικό διάστημα των 2.5 m.y., μια απόσταση 900 km και συνέπεσαν με παρόμοιες διεργασίες που αφορούσαν την ράχη Mathematician και το άνοιγμα του κόλπου της Καλιφόρνιας (Anderson and Sclater, 1972). Η περιοχή του ορίου επέκτασης μεταξύ Nazca – Ειρηνικού χαρακτηρίζεται, μέσα στο χρόνο, από πλήθος διεργασιών όπως σχηματισμό μικροπλακών και γεγονότα καταστροφής (Herron, 1972a, 1972b, Anderson et al., 1974, Handschumacher et al., 1981, Engeln and Stein,

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

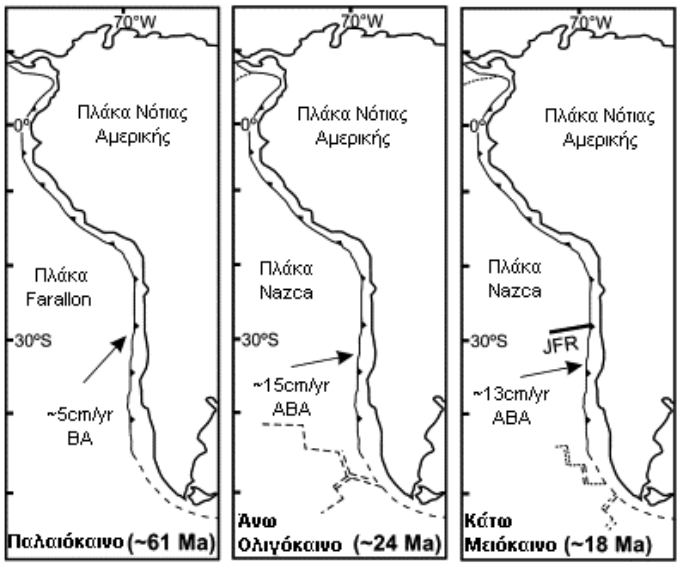
1984, Hey et al., 1985), αρκετές αναδιοργανώσεις των ορίων (Handschumacher, 1976, Okal and Cazenave, 1985, Tebbens and Cande, 1997), πολλαπλές διαρρήξεις (Hey et al., 1985, Naar and Hey, 1986, Searle et al., 1989, Naar and Hey, 1991, Rusby, 1992, Hey et al., 1995) ενώ εμφανίζει και τον ταχύτερο καταγεγραμμένο ρυθμό επέκτασης ωκεάνιου πυθμένα στην ιστορία της Γης (Rea, 1981, Naar and Hey, 1989, DeMets et al., 1994a, Martinez et al., 1997). Η απουσία βαθυμετρικών και μαγνητικών δεδομένων καθώς και η τεκτονική πολυπλοκότητα που εμφανίζει η περιοχή, παρά το πλήθος μελετών που έχουν γίνει, αποτρέπουν την σαφή κατανόηση της χρονικής εξέλιξης της πλάκας. Παρόλα αυτά, όλα τα διαθέσιμα στοιχεία οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η πλάκα Farallon (*Σχήμα 1.11*), η οποία αποτελεί μια ωκεάνια πλάκα που ξεκίνησε να υποβυθίζεται κάτω από τις δυτικές ακτές της Νότιας Αμερικανικής πλάκας κατά την Ιουρασική περίοδο, χωρίστηκε κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης Galapagos-Grijalva (Hey, 1977, Hey et al., 1977) πριν από περίπου 24 m.y. (Okal and Cazenave, 1985, Lonsdale, 1989, Searle et al., 1995), ενώ, σύντομα μετά την διάσπαση, έγινε επαναπροσανατολισμός της διεύθυνσης επέκτασης Ειρηνικού – Farallon από ΒΑ-ΝΔ σε ΔΒΔ-ΑΝΑ (Wilder and Douglas, 2003). Η αλλαγή αυτή στη διεύθυνση οδήγησε στη δεξιόστροφη περιστροφή 20°-30° των ορθογώνιων αξόνων επέκτασης κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου, η οποία καταγράφεται και χρονολογείται με βάση τα μεταβαλλόμενα αζιμούθια που παρατηρούνται στις μαγνητικές γραμμώσεις (magnetic lineations) και τους αβυσσικούς λόφους (Lonsdale, 1989). Περαιτέρω αναδιοργάνωση των αποκλινόντων ορίων μεταξύ των πλακών Ειρηνικού – Farallon έγινε περίπου πριν 5 m.y. (Okal and Cazenave, 1985, Klaus et al., 1991, Naar and Hey, 1991, Rusby, 1992, Bird and Naar, 1994, Searle et al., 1995, μεταξύ άλλων), όταν θεωρήθηκε ότι οι μικροπλάκες Juan Fernandez και των νησιών του Πάσχα ήταν απόρροια των διαρρήξεων που διαδόθηκαν μέσα από τις ζώνες ρηγμάτων μετασχηματισμού (Naar and Hey, 1991, Bird and Naar, 1994).

Η πλάκα Nazca, που όπως είπαμε αποτελεί «υπόλειμμα» της διάσπασης της πλάκας Farallon, εκτός από τα χαρακτηριστικά όρια μεταξύ των πλακών με τις οποίες συνορεύει, διακρίνεται και από άλλους σημαντικούς τεκτονικούς και γεωλογικούς σχηματισμούς. Συγκεκριμένα, συναντώνται αρκετές ασεισμικές ράχες, σειρές από υποθαλάσσια ηφαιστειακά βουνά, θερμές κηλίδες και κάποιες μικροπλάκες. Ασεισμική είναι η ράχη Nazca και Cocos η οποία έχει δημιουργηθεί ταυτόχρονα με τα γειτονικά κέντρα επέκτασης των μεσο-ωκεάνιων ράχεων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

(Pilger, 1981). Καθώς οι ωκεάνιες πλάκες κινούνται πάνω από τις θερμές κηλίδες, και εξαιτίας της βασαλτικής ηφαιστειότητας που παρατηρείται, σχηματίζονται αυτές οι γραμμικές ασεισμικές ράχες (Johnson and Lowrie, 1972). Σύμφωνα με τους Johnson and Lowrie (1972) και Pilger and Handschumacher (1981) στην πλάκα της Nazca υπάρχουν δύο θερμές κηλίδες ή στήλες μανδύα (mantle plumes), μία στα νησιά Γκαλαπάγκος και μία στα νησιά του Πάσχα. Οι σειρές των υποθαλάσσιων βουνών Juan Fernandez και νησιών του Πάσχα αποτελούν ασυνεχείς σχηματισμούς οι οποίοι μπορεί να οφείλουν την δημιουργία τους σε θερμικές ανωμαλίες (Pilger, 1981).



Σχήμα 1.11 *Κινήσεις των υποβυθιζόμενων πλακών Farallon & Nazca για τρία χρονικά διαστήματα: (αριστερά) πριν 61 m.y., (κέντρο) πριν 24 m.y. και (δεξιά) πριν 18 m.y. (τροποποιημένο από Jones et al., 2014).*

Όπως ήδη γνωρίζουμε, κατά μήκος των γρήγορα αποκλινόντων ορίων, οι σεισμοί τείνουν να εμφανίζονται κυρίως κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού (Isacks et al., 1968). Μελέτες στην περιοχή της Nazca έδειξαν σμήνη σεισμών (στις 4° έως 6° N, 12.5° N και 21° N) τα οποία και υποδηλώνουν την ύπαρξη ζωνών διάρρηξης (Stover, 1973) ενώ οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών αυτών ανέδειξαν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση 105° κάτι που βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την διεύθυνση της σχετικής κίνησης της περιοχής (Anderson and Sclater, 1972, Forsyth, 1972, Minster et al., 1974). Πείραμα με OBS στη δυτική πλευρά του νότιου τμήματος της ανάδυσης του

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

ανατολικού Ειρηνικού έδειξε επίσης ένα σμήνος σεισμών (15.3°N, 114.5°Δ) το οποίο διήρκεσε περίπου δύο μήνες (Shen, 2002). Παρατηρήθηκε ότι, σε αντίθεση με τα χαρακτηριστικά των σμηνοσεισμών στη δυτική πλευρά του άξονα της ράχης προς την πλευρά του Ειρηνικού, οι σεισμοί στη πλευρά της Nazca είχαν τυχαία χρονική και χωρική κατανομή. Οι ελάχιστοι σεισμοί που βρέθηκαν επάνω στον άξονα της ράχης ήταν πολύ μικρού μεγέθους, κάτι που αντικατοπτρίζει την παρουσία ρηχών μαγματικών θαλάμων.

Η μικροπλάκα Juan Fernandez και η θερμή κηλίδα των Γκαλαπάγκος αποτελούν τις χαρακτηριστικότερες δομές στην ευρύτερη περιοχή της Nazca. Η μικροπλάκα Juan Fernandez ανακαλύφθηκε το 1972, βρίσκεται μεταξύ 32° - 35°N και 109° - 112°Δ (Francheteau et al., 1987) και έχει έκταση περίπου 10^5 km^2. Στην ουσία αποτελεί σημείο συνάντησης των πλακών του Ειρηνικού, της Ανταρκτικής και της Nazca, αποτελεί δηλαδή έναν «τριπλό κόμβο». Οι Craig et al. (1983) τόνισαν την παρουσία δύο κέντρων επέκτασης που συνδέονται με τη ζώνη διάρρηξης της Χιλής στο νότο και τη ζώνη θραύσης Bullard στο βορρά. Στα δυτικά και ανατολικά της όρια με τις πλάκες Ανταρκτικής – Ειρηνικού συναντώνται δυο δεξιόστροφα ρήγματα μετασχηματισμού (Francheteau et al., 1987). Όσο αφορά το νοτιοανατολικό όριο της μικροπλάκας (όριο επαφής της με την Ανταρκτική) υπάρχει δεξιόστροφη οριζόντια κίνηση με συνιστώσα συμπίεσης διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ.

Η μικροπλάκα Γκαλαπάγκος τοποθετείται μαζί με τον «τριπλό κόμβο Γκαλαπάγκος» που αποτελεί πρακτικά το σημείο σύζευξης μεταξύ τριών ράχεων. Στο σημείο αυτό συναντώνται οι πλάκες του Ειρηνικού, η Nazca και η Coco, σχηματίζοντας τις ράχες Ειρηνικού – Nazca και δύο μικροπλάκες (Galapagos Microplate και Northern Galapagos Microplate) αριστερόστροφης περιστροφής (Klein et al., 2005). Υπεύθυνη για τον σχηματισμό των ίδιων των νησιών Γκαλαπάγκος αλλά και για τρεις ασεισμικές ράχες (Carnegie, Cocos και Malpelso) είναι η θερμή κηλίδα Γκαλαπάγκος. Η θερμή αυτή κηλίδα, ηλικίας άνω των 20 m.y., βρίσκεται στην πλάκα της Nazca κοντά στον Ισημερινό και χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη τεκτονική διάρθρωση αφού αλληλεπιδρά τόσο με τις δύο πλάκες (Nazca και Coco) όσο και με το αποκλίνον όριο μεταξύ αυτών. Μελέτες έδειξαν ότι οι λάβες από την θερμή αυτή κηλίδα δεν παρουσιάζουν ομοιογένεια. Αντιθέτως, ανάλυση ραδιενεργών ισοτόπων από τις λάβες στα νησιά Γκαλαπάγκος (White et al., 1993, Harpp, 1995) έδειξε ότι υπάρχουν τρεις «ταμιευτήρες» μάγματος (γεωγραφικά ετερογενείς). Αυτοί

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

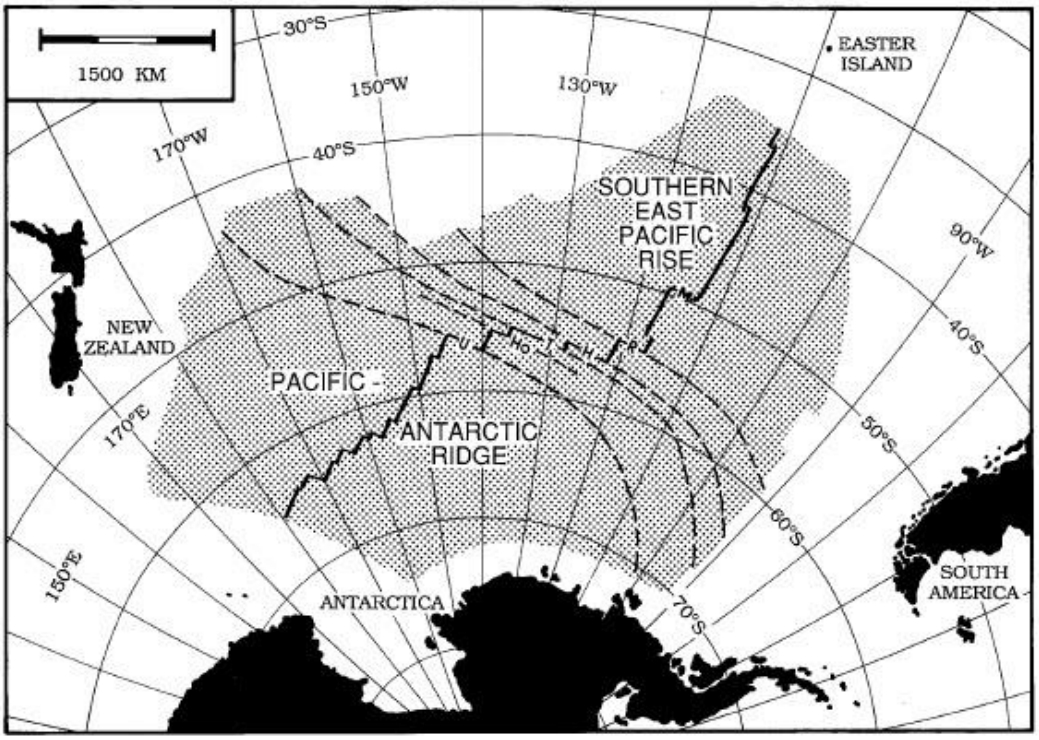
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αναμειγνύονται μεταξύ τους με ποικίλους συνδυασμούς και σχηματίζουν το ηφαιστειακό καθεστώς της περιοχής.

1.3.2.2 Ειρηνικός – Ανταρκτική

Το όριο μεταξύ των πλακών Ειρηνικού-Ανταρκτικής (*Σχήμα 1.12*) είναι ένα αποκλίνον τεκτονικό όριο με πολύπλοκη τεκτονική ιστορία (Herron, 1972a, Weissel et al., 1977, Stock and Molnar, 1987, Mayes et al., 1990, Hayes, 1991). Η ράχη Ειρηνικού–Ανταρκτικής (Pacific-Antarctic Ridge, PAR) αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους κλάδους του παγκόσμιου συστήματος ράχεων ο οποίος συνδέει τις λεκάνες του Ειρηνικού με τις άλλες τεκτονικές πλάκες της Γης (Pitman et al., 1968). Εκτείνεται μεταξύ του τριπλού κόμβου της Χιλής (75.5°Δ, 46.5°N) στη μικροπλάκα Juan Fernandez και του τριπλού κόμβου Macquarie (160°Α, 62°N) (π.χ., Molnar et al., 1975, Mayes et al., 1990). Πρόκειται για μια ενδιάμεσα έως γρήγορα επεκτεινόμενη ράχη με μέσο ρυθμό εξάπλωσης 3-5 cm/yr (Hayes and Kane, 1994). Αυτό το κέντρο επέκτασης θεωρείται ενεργό από την ύστερη Κρητιδική περίοδο, όταν η εξάπλωση του ωκεάνιου πυθμένα προκάλεσε την μετατόπιση του οροπέδιου Campbell (νοτιοανατολικά της Νέας Ζηλανδίας) και την ανάδυση (rise) του Chatham (Ειρηνικός) μακριά από την Made Byrd Land (Ανταρκτική) (Marks and Stock, 1994) ενώ διαχωρίζει την ταχέως επεκτεινόμενη πλάκα του Ειρηνικού από την σχεδόν στατική πλάκα της Ανταρκτικής σε μια έκταση μήκους 5000 km (Lonsdale, 1994a). Παρόλο που ακόμα από το Μεσοζωικό το κέντρο αυτό ήταν ενεργό, σημαντική εξέλιξη στα τμήματα της ράχης, στα ρήγματα μετασχηματισμού και στους ρυθμούς εξάπλωσης παρατηρήθηκε τα τελευταία 84 m.y., την εποχή δηλαδή των πρώτων καταγεγραμμένων μαγνητικών ανωμαλιών στην περιοχή αυτή (Kent and Gradstein, 1985). Από την πρώτη ακόμα απόκλιση μεταξύ των πλακών Ειρηνικού – Ανταρκτικής, ο πόλος περιστροφής του Euler βρισκόταν πολύ κοντά στον άξονα της ράχης με αποτέλεσμα, ακόμα και ανεπαίσθητες μεταβολές στις κινηματικές παραμέτρους (π.χ. η σχετική ταχύτητα με την οποία κινείται η πλάκα, η θέση του πόλου), να έχουν σημαντικές συνέπειες στη μορφολογία και την γεωμετρία του ορίου μεταξύ των αποκλινουσών αυτών πλακών (Cande et al., 1995, Géli et al., 1997, Ondréas et al., 2001, Briais et al., 2002).

Το όριο των πλακών Ειρηνικού-Ανταρκτικής χωρίζεται σε δύο ισοδύναμα μισά από μια πλευρική μετατόπιση 1000 km, τη ζώνη διάρρηξης Eltanin. Στην ουσία,



Σχήμα 1.12 *Χάρτης της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής και του συστήματος ανάστροφων ρηγμάτων Menard (M) - Udintsev (U) - Heezen (H) – Tharp (T) – Hollister (Ho) (Lonsdale, 1994b).*

το σύστημα ρηγμάτων Eltanin είναι μια σειρά από έξι με επτά δεξιόστροφα ρήγματα μετασχηματισμού που διαρρηγνύουν 800 km της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής, μεταξύ των 56° Ν, 145° Δ και 54.5° Ν, 118.5° Δ, χωρίζοντάς την στο βόρειο και το νότιο τμήμα, τα οποία παρουσιάζουν διαφορετικούς ρυθμούς επέκτασης. Συγκεκριμένα, στο βόρειο τμήμα ο ρυθμός εξάπλωσης δείχνει ανοδική πορεία όσο κατευθυνόμαστε προς τα βόρεια, με τις τιμές να φτάνουν τα 84 mm/yr στις 56°N έως και τα 100 mm/yr στις 35°N (DeMets et al., 1990). Αντίθετα, το νότιο κομμάτι, το οποίο εκτείνεται μεταξύ των 65.5° Ν και της ζώνης διάρρηξης Udintsev (57° Ν), εμφανίζει χαμηλότερους ρυθμούς, της τάξης των 50 – 84 mm/yr. Πιο αναλυτικά, το τμήμα κοντά στο ρήγμα Udintsev εξαπλώνεται με 38 km/m.y. ενώ το κομμάτι κοντά στο ρήγμα μετασχηματισμού Pitman με 27 km/m.y. (Briais et al., 2009). Το βορειοανατολικό τμήμα της ράχης εκτείνεται μεταξύ του συστήματος Eltanin και της μικροπλάκας Juan Fernandez ενώ παρουσιάζει υψηλούς ρυθμούς επέκτασης που φτάνουν μέχρι και τα 41 km/m.y. κοντά στις 52° Ν και τα 47 km/m.y. στις 42° Ν (Cande and Stock, 2004). Το τμήμα αυτό της ράχης είναι κατακερματισμένο από τα δεξιόστροφα ρήγματα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

μετασχηματισμού Menard και Raitt στις 49.5° N και 54.5° N αντίστοιχα, και από το αριστερόστροφο Vacquier στις 53° N ενώ το τμήμα μεταξύ της μικροπλάκας Juan Fernandez και του Menard (έκτασης 1600 km) δεν εμφανίζει καθόλου ρήγματα μετασχηματισμού (Briais et al., 2009). Το νότιο τμήμα της ράχης λόγω της γεωγραφικής του θέσης και ελλείψει μαγνητικών, βαρυτικών και βαθυμετρικών παρατηρήσεων, έχει μελετηθεί ελάχιστα (Lonsdale, 1986, Lonsdale, 1994a, Cande et al., 1995), ενώ το βόρειο τμήμα επάνω στη ζώνη διάρρηξης έχει μελετηθεί διεξοδικά (Lonsdale, 1986). Διαθέσιμες γεωχημικές μελέτες υπάρχουν μόνο για το τμήμα της ράχης που βρίσκεται βόρεια των 42°N (Stoffers et al., 2001, Haase et al., 2005) και νότια των 52°N (Natland et al., 1992, Géli et al., 1997, Castillo et al., 1998).

Το σύστημα διαρρήξεων Eltanin, όπως προαναφέρθηκε, αποτελείται από ένα σύνολο ρηγμάτων μετασχηματισμού, Vacquier – Menard - Udintsev - Heezen – Tharp – Hollister (Dosso et al., 2005), τρία από τα οποία περιλαμβάνονται στη ράχη Ειρηνικού –Ανταρκτικής. Τα γειτονικά αυτά ρήγματα (Heezen, Tharp και Hollister) είναι ιδανικά για την μελέτη των τεμαχών των ρηγμάτων που ολισθαίνουν ασεισμικά, άλλων τμημάτων που είναι καλά συζευγμένα, καθώς επίσης και για τον καθορισμό του μικρού, σχετικά, ρυθμού επανάληψης σεισμών, ο υπολογισμός του οποίου σε μεγάλα ωκεάνια ανάστροφα ρήγματα είναι κατά γενική ομολογία εξέχουσας δυσκολίας. Τα τρία αυτά ρήγματα χαρακτηρίζονται τα τελευταία ~ 50 χρόνια, από την γένεση αρκετών σεισμών με μεγέθη M_w=5.0-6.4, ενώ η απουσία γνωστών σεισμών εκτός των ορίων τους σε συνδυασμό με την διάταξη των μαγνητικών ανωμαλιών υποδεικνύουν ότι οι πλάκες Ανταρκτικής και Ειρηνικού είναι σήμερα ακέραιες (Sykes and Ekström, 2012). Οι Stewart and Okal (1983) πρότειναν ότι η ζώνη μετασχηματισμού Eltanin αποτελείται από καλά διαχωρισμένα κλείθρα που διαρρηγνύονται με σεισμούς, κάτι που επιβεβαιώνεται και από την εργασία των Sykes and Ekström (2012). Χρησιμοποιώντας ένα τρισδιάστατο μοντέλο σεισμικών ταχυτήτων επανυπολόγισαν τους μηχανισμούς γένεσης 190 σεισμών της περιόδου 1976-2010 κατά μήκος των τριών αυτών ρηγμάτων του συστήματος Eltanin, και βρήκαν ότι οι μεγάλες διαφορές στη σεισμική σύζευξη κατά μήκος της διεύθυνσης δεν βρίσκονται σε συμφωνία με τα γνωστά μοντέλα θερμότητας και ψύξης των πλακών. Αντιθέτως, αποδίδονται σε κανονικές ενεργές τάσεις καθώς επίσης και σε ποικίλους βαθμούς θερμικής μεταμόρφωσης των πετρωμάτων.

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

Η ανάπτυξη των υποθαλάσσιων βουνών, όπως είναι γνωστό, απαιτεί την ύπαρξη μιας πηγής μάγματος στο μανδύα η οποία να παράγει την απαιτούμενη ποσότητα ώστε να φτάσει στην επιφάνεια χωρίς να ψυχθεί εξ ολοκλήρου κατά την άνοδό του. Επιπλέον, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη ενός μηχανισμού για την έκχυση αυτού του μάγματος αυτού προς την επιφάνεια μέσω της νεαρής λιθόσφαιρας. Τέτοιες αλυσίδες υποθαλάσσιων βουνών και ηφαιστειακών ράχεων εντοπίστηκαν σε αποστάσεις 15-20 km μακριά από τον άξονα της PAR οι οποίες μοιάζουν πολύ σε σχήμα και μέγεθος με το σύστημα υποθαλάσσιων βουνών Rano Rahi και της ράχης Thanksgiving (Scheirer and Macdonald, 1995, Scheirer et al., 1996, Lynch, 1999, Forsyth et al., 2006). Η ηφαιστειακή αλυσίδα που βρίσκεται στο Νότιο Ειρηνικό, (γνωστή ως Foundation Line, Mammerickx, 1992) αποτελείται από υποθαλάσσια βουνά και μικρά τμήματα ράχεων εντός μιας ζώνης πλάτους 180 km και μήκους 2000 km ενώ αποτελεί μια θερμή κηλίδα που έχει μελετηθεί διεξοδικά (Devey et al., 1996, Hekinian et al., 1997, Maia et al., 1999 μεταξύ άλλων). Γεωγραφικά τοποθετείται μεταξύ 33°N-131°Δ και 37°N-111°Δ κοντά στον άξονα της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής σχηματίζοντας ένα περίπλοκο μοτίβο ηφαιστειακών αλυσίδων (Maia et al., 2000, Maia et al., 2001), ενώ πληροφορίες σχετικά με την τεκτονική ερμηνεία της έχουν αντληθεί από δορυφορικά υψομετρικά δεδομένα (Molnar et al., 1975, Haxby and Weissel, 1986, Craig and Sandwell, 1988, Cande και Haxby, 1991, Mammerickx, 1992, Sandwell and Smith, 1995).

1.3.3 Μεσο-ωκεάνια ράχη του ΝΑ Ινδικού (SE Indian Ridge, SEIR)

Ο Ινδικός Ωκεανός αποτελεί το τρίτο μεγαλύτερο ωκεάνιο τμήμα της Γης (*Σχήμα 1.13*). Πρόκειται για τον νεότερο ωκεανό (Stow , 2006), ο οποίος καταλαμβάνει περίπου το 20% του συνολικού θαλάσσιου τμήματος της Γης καλύπτοντας 70.560.000 km² (Rais, 1986). Χαρακτηρίζεται από τρεις ενεργές επεκτεινόμενες ράχες καθώς επίσης και από αλυσίδες υποθαλάσσιων βουνών και θερμών κηλίδων. Οι ενεργές αυτές ράχες, οι οποίες συναντώνται στον τριπλό κόμβο Rodrigues, είναι οι εξής: (α) η μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού (Central Indian Ridge CIR) η οποία χωρίζει την Αφρικανική από την Ινδική πλάκα, (β) η ράχη του ΝΑ Ινδικού (SE Indian Ridge, SEIR) που βρίσκεται μεταξύ των πλακών της Αυστραλίας και της Ανταρκτικής και (γ) η μεσο-ωκεάνια ράχη του ΝΔ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ινδικού (SW Indian Ridge, SWIR) που διαχωρίζει την Αφρική από την Ανταρκτική. Οι

Σχήμα 1.13 *Χάρτης του Ινδικού Ωκεανού σύμφωνα με τον International Hydrographic Organization (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Indian_Ocean-CIA_WFB_Map.png).*

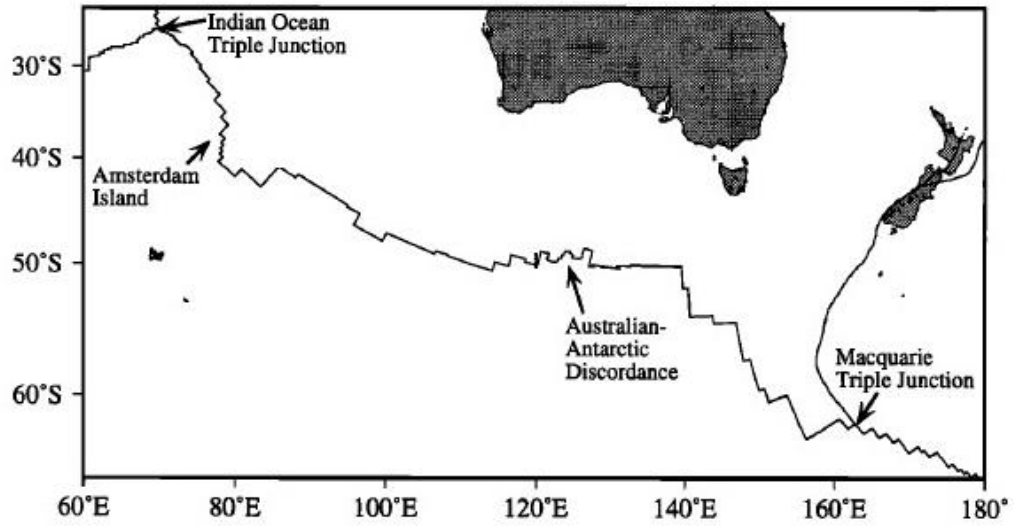
ρυθμοί εξάπλωσής τους ποικίλλουν από εξαιρετικά χαμηλές τιμές στην ράχη SWIR (≤ 12 mm/yr) έως ενδιάμεσες τιμές (~65 mm/yr) στην ράχη SEIR (Scheirer et al., 2000, Wang et al., 2011).

Η SEIR (*Σχήμα 1.14*) εκτείνεται νοτιοανατολικά από τον τριπλό κόμβο (triple junction) Rodriquez στον Ινδικό Ωκεανό κοντά στις 25°N, 70°Α, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (Royer and Schlich, 1988), και καταλήγει νότια της Νέας Ζηλανδίας στο τριπλό κόμβο Macquarie στο νοτιοδυτικό Ειρηνικό Ωκεανό κοντά στις 63°N, 165°Α (Baran et al., 2009). Είναι ένα αποκλίνον όριο μεταξύ των πλακών Αυστραλίας και Ανταρκτικής έκτασης 6.000 km (Cochran and Sempéré, 1997) και χαρακτηρίζεται από τις θερμές κηλίδες Kerguelen (~ 46°N, 78° Α), και Amsterdam–Saint-Paul (~ 40° N, 85° Α) (Graham et al., 1999) καθώς επίσης και από μια περιοχή με ανώμαλες γεωφυσικές και γεωχημικές ιδιότητες την λεγόμενη Αυστραλο-Ανταρκτική ασυνέχεια (Australian-Antarctic Discordance, AAD).

Η απόκλιση μεταξύ της Αυστραλίας και της Ανταρκτικής, με αποτέλεσμα την δημιουργία της SEIR, ξεκίνησε πριν από περίπου 110 m.y. (Johnson et al., 2000) στα τέλη της Κρητιδικής περιόδου κοντά στο Μεγάλο Αυστραλιανό Κόλπο (π.χ.,

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

Cande and Mutter, 1982, Tikku and Cande, 1999) και παρέμεινε αρκετά αργή (<10 km/m.y.) μέχρι τον διαχωρισμό του οροπεδίου Kerguelen και της ράχης Broken στη θέση της θερμής κηλίδας Kerguelen στις αρχές του Ηωκαίνου (Cande and Mutter, 1982, Royer and Sandwell, 1989, Tikku and Cande, 1999). Η θερμή αυτή κηλίδα βρίσκεται τώρα περίπου 1400 km νοτιοδυτικά του οροπεδίου Amsterdam-St. Paul (Cande and Mutter 1982, Mutter and Cande 1983, Mutter et al., 1985, Tikku and Cande 1996), το οποίο αποτελεί μια ωκεάνια πλατφόρμα που αναδύεται πάνω από τον παρακείμενο ωκεάνιο πυθμένα. Από το Ηώκαινο έως σήμερα η SEIR έχει μεταναστεύσει προς τα βορειοανατολικά μακριά από την θερμή κηλίδα Kerguelen.



Σχήμα 1.14 *Μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού (τροποποιημένο από Goff et al., 1997).*

Πάνω στην Ανταρκτική πλάκα, σε απόσταση μικρότερη των 40 km από το κέντρο επέκτασης, βρίσκονται τα νησιά Amsterdam και Saint Paul (ASP) τα οποία και επηρεάζουν κοντά στις 78°Α την SEIR. Συγκεκριμένα, πριν από περίπου 4 m.y., η υπερβολική ηφαιστειότητα της θερμής κηλίδας Amsterdam και Saint Paul είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία (όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως) ενός τεράστιου οροπεδίου (> 30.000 km^2), που αναδύεται 1-3 km πάνω από το θαλάσσιο πυθμένα (Géli et al., 2007). Το οροπέδιο αυτό, το οποίο και διασχίζει η SEIR, επιδρά τοπικά στην ράχη μεταξύ των 76°Α και 78°Α, με αποτέλεσμα αυτή να εμφανίζει μείωση στο βάθος της φτάνοντας τα 1-2 km (Conder et al., 2000,Scheirer et al., 2000). Αντιθέτως, έρευνες έχουν δείξει, ότι η πιο απομακρυσμένη (το πλησιέστερο τμήμα της ράχης βρίσκεται 1100 km μακριά

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

της) αλλά ταυτόχρονα μεγαλύτερη θερμή κηλίδα του Kerguelen επηρεάζει σε μεγαλύτερο βαθμό την SEIR (τροφοδοτώντας με υλικό τον άξονά της) και προκαλώντας μεταβολές τόσο στο βάθος της όσο και την μορφολογία της. Ορισμένοι μελετητές βασιζόμενοι σε ελάχιστες ισοτοπικές ενδείξεις (Hamelin et al., 1986, Michard et al., 1986) καθώς και σε γεωφυσικές παρατηρήσεις (Small 1995, Ma and Cochran, 1996) προτείνουν ότι κοντά στις 84°Α μπορεί να φτάσει υλικό από αυτή την ομάδα θερμών κηλίδων επηρεάζοντας τα χαρακτηριστικά της ράχης, ενώ υπάρχουν και άλλοι που αμφισβητούν τον ισχυρισμό αυτό (π.χ. Mahoney et al., 2002).

Το τμήμα της SEIR μεταξύ των 90˚Α και 120˚Α χαρακτηρίζεται από μια συστηματική αύξηση του βάθους του άξονα και των πλευρών του από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Ma and Cochran 1996, Cochran et al., 1997 , Sempere et al., 1997) πλησιάζοντας την Αυστραλο-Ανταρκτική ασυνέχεια (Australian-Antarctic Discordance, AAD). Συγκεκριμένα, η ράχη υφίσταται μια απότομη μορφολογική αλλαγή κατά μήκος του άξονα στις 103.5° Α όπου παρατηρείται μια μετάβαση από αξονικές κορυφές στα δυτικά σε αξονικές κοιλάδες προς τα ανατολικά (Baran et al., 2009). Η μετάβαση αυτή δεν σχετίζεται με μεταβολές στη ταχύτητα επέκτασης, η οποία παραμένει σχεδόν σταθερή (69.2-72.2 mm/yr) για μια έκταση 2500 km μεταξύ των 90˚Α - 120˚Α (DeMets et al., 1994a), αλλά αντιθέτως αποδίδεται στις μεταβολές της παροχής μάγματος που προκαλούνται από αλλαγές στη θερμοκρασία του μανδύα (Cochran et al., 1997, Sempéré et al., 1997, Shah and Sempére, 1998). Τέτοιες μεταβολές στη μορφολογία του άξονα της ράχης, μεταξύ των 100°Α έως 112°Α, παρατήρησαν και οι Baran et al. (2005), μέσω σεισμικής έρευνας υπολογίζοντας ότι ο ρυθμός εξάπλωσης κυμαίνεται μεταξύ 72-76 mm/yr.

Όπως είπαμε και παραπάνω, το τμήμα της SEIR μεταξύ των 90°Α - 120°Α, οριοθετείται στα ανατολικά από την Αυστραλο-Ανταρκτική ασυνέχεια, μια περιοχή με έντονη τοπογραφία καθώς επίσης και από μια καλά ανεπτυγμένη κοιλάδα τεκτονικής τάφρου (Palmer et al., 1993, Christie et al., 1998). Η περιοχή αυτή, που για πρώτη φορά αναγνωρίστηκε από τους Hayes and Conolly (1972), εκτείνεται μεταξύ των 120°Α-127°Α (Weissel and Hayes 1974, Sempere et al., 1991, Palmer et al. 1993), και αποτελεί στην ουσία ένα τμηματικά διαρρηγμένο τμήμα της SEIR. Πετρολογικές μελέτες που δείχνουν αφθονία Fe και Si (π.χ., Klein et al., 1991, Pyle 1994) αλλά και μελέτες των κυμάτων Rayleigh (π.χ., Forsyth et al., 1987, Kuo, 1993) που αποκαλύπτουν την ύπαρξη μεγαλύτερων από το κανονικό

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

ταχυτήτων, προτείνουν ότι η Αυστραλο-Ανταρκτική ασυνέχεια υπόκειται ενός ψυχρότερου από το κανονικό μανδύα. Επίσης, βαρυτικά δεδομένα (West et al., 1994) έδειξαν την ύπαρξη ενός λεπτού φλοιού και χαμηλές θερμοκρασίες μανδύα εντός της Αυστραλο-Ανταρκτικής ασυνέχειας. Σύμφωνα με ισοτοπικές μελέτες η ασυνέχεια αυτή σηματοδοτεί μια απότομη μετάβαση μεταξύ των βασαλτών του μανδύα της μεσο-ωκέανιας ράχης Ινδικού και του μανδύα του Ειρηνικού (Klein et al., 1988, Pyle et al., 1992), κάτι που έρχεται σε συμφωνία με τον αρχικό χαρακτηρισμό αυτής ως σημείο σύγκλισης ψυχρής ασθενόσφαιρας (Weissel and Hayes, 1974, Hayes, 1988, West et al., 1997). Όλες αυτές οι παρατηρήσεις συνάδουν και με τα αποτελέσματα της σεισμικής διάθλασης, τα οποία υποδεικνύουν πάχος φλοιού μόλις των 4,2 km (π.χ Tolstoy et al., 1995, Kojima et. al, 2003, Holmes et al., 2008). Όλα τα παραπάνω οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η μεταβολή στη μορφολογία του άξονα κατά μήκος της SEIR προκύπτει από μια πλευρική διαβάθμιση της θερμοκρασίας του μανδύα και συγκεκριμένα σύμφωνα με τους Cochran et al. (1997), η θερμοκρασία του μανδύα μπορεί να ποικίλει από 50 έως 90° C μεταξύ των 88°Α και 114°Α. Η θερμοκρασία του μανδύα έχει αποδειχθεί ότι επηρεάζεται επίσης και από τις δύο θερμές κηλίδες που βρίσκονται κατά μήκος της ράχης (Mahoney et al., 2002).

Πρώτος ο Sykes (1970), μέσα από την μελέτη καλά υπολογισμένων επικέντρων σεισμών, προσπάθησε να σκιαγραφήσει τα κυρίαρχα τεκτονικά χαρακτηριστικά του Ινδικού Ωκεανού. Σχετικά με την SEIR, οι Heezen and Tharp (1965a) διαπίστωσαν ότι η σεισμικότητά της συγκεντρώνεται κυρίως κοντά στη ζώνη διάρρηξης του Amsterdam (η οποία και μετατόπισε την ράχη σχεδόν 1000 km) με τους σεισμούς να εμφανίζουν στις 79° Α χωρική κατανομή Β-Ν. Μεταξύ των 138°Α και 160°Α φαίνεται να ορίζονται τουλάχιστον τέσσερα κύρια ρήγματα μετασχηματισμού ΒΒΔ διεύθυνσης, ενώ οι ραχιαίες κορυφές μεταξύ των 80°Α και 138°Α τέμνονται περιστασιακά από διεύθυνσης Β-Ν ρήγματα μετασχηματισμού. Σημαντικά στοιχεία σχετικά με την σεισμικότητα της ράχης προσέφεραν και οι Hanson et al. (2005), οι οποίοι με την χρήση μόλις δύο υδροφώνων εντόπισαν σεισμούς κατά μήκος μιας έκτασης 18.000 km. Σε μια περίοδο δέκα μηνών κατέγραψαν 4725 σεισμούς σε όλη την λεκάνη του Ινδικού με τους 1146 από αυτούς να κατανέμονται χωρικά κατά μήκος των ράχεων. Η σεισμικότητα συγκεντρωνόταν κατά κύριο λόγο στα ρήγματα μετασχηματισμού της ράχης καθώς επίσης και στο υποθαλάσσιο όρος Boomerang.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

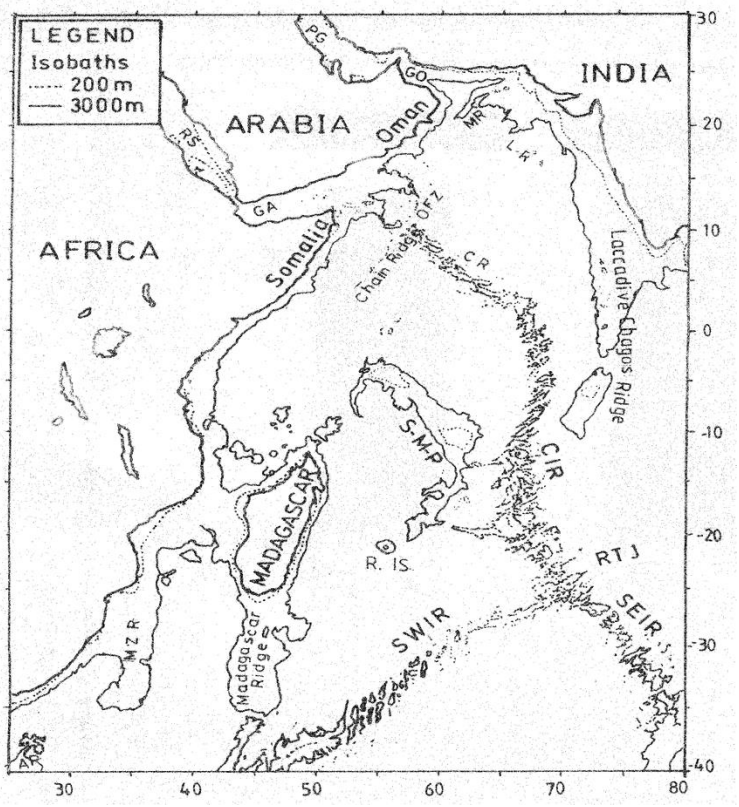
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

1.3.4 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού (Central Indian Ridge, CIR)

Η Ράχη του Κεντρικού Ινδικού *(Σχήμα 1.15)*, γνωστή στη διεθνή βιβλιογραφία ως CIR (Central Indian Ridge), εκτείνεται στο δυτικό Ινδικό ωκεανό με διεύθυνση βορρά-νότου ενώ η δημιουργία της ξεκίνησε πριν από περίπου 38 m.y. (McKenzie and Sclater, 1971, Schlich, 1982, Patriat and Achache, 1984, Fisk et al., 1989). Αποτελεί ένα σύστημα επέκτασης με αργούς έως ενδιάμεσους ρυθμούς εξάπλωσης και χωρίζει την Αφρικανική από την Αυστραλο-Ινδική πλάκα οριοθετώντας επί της ουσίας τις πλάκες της Σομαλίας, της Ινδίας και Capricorn. Εκτείνεται με τοξοειδή μορφή μεταξύ του «τριπλού κόμβου» του Ινδικού Ωκεανού στις 25°N, 70°A (Rodriguez Triple Junction, RTJ) και των 2°N όπου συναντά το νότιο άκρο της ράχης Carlsberg (Natland, 1980, Mukhopadhyay and Iyer, 1993) ενώ στα ανατολικά και δυτικά οριοθετείται από τις ασεισμικές ράχες Chagos-Laccadive και το οροπέδιο Mascarene αντιστοίχως (Radha Krishna, 1995). Ολόκληρο το μήκος της CIR εμφανίζει έντονη τοπογραφία με μεταβλητό ρυθμό επέκτασης (Mukhopadhyay and Iyer, 1993) και αζιμούθιο 63.9˚ ΑΒΑ (DeMets et al., 1994a, Royer et al., 1997, Muller et al., 1993). Η αξονική κοιλάδα παρουσιάζει βάθη 500-1000 m ενώ τμήματα της ράχης με μήκη 50-100 km χωρίζονται από ρήγματα μετασχηματισμού μήκους 30 km και από ασυνέχειες μήκους 10 km (Parson et al., 1993). Ο πλήρης ρυθμός επέκτασης κυμαίνεται από 23 mm/yr στις 10° Β, έως 47 mm/yr στις 25° N (DeMets et al., 2010). Πιο αναλυτικά, παρατηρείται ότι η Carlsberg Ridge (CR) έχει το χαμηλότερο ρυθμό επέκτασης ~ 22-32 mm/yr (Chaubey et al., 1993, Ramana et al., 1993, Kamesh Raju et al., 2008), το βόρειο τμήμα της CIR ως μια αργή-ενδιάμεση ράχη εμφανίζει τιμές ~ 18-21 mm/yr (Drolia and DeMets, 2005) ενώ το νότιο τμήμα της CIR έχει ένα ενδιάμεσο ρυθμό εξάπλωσης ~ 23 mm/yr (Royer et al., 1997). Οι μεγαλύτεροι μισοί ρυθμοί επέκτασης παρατηρούνται στο RTJ με ~ 27 mm/yr (Munschy and Schlich, 1989).

Προηγούμενες γεωλογικές και γεωφυσικές μελέτες αποκάλυψαν ότι η ράχη αποτελείται από μια σειρά μη επάλληλων τμημάτων (en echelon) που μετατοπίζονται από διάφορες ζώνες διάρρηξης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Langseth and Taylor, 1967, Fisher et al., 1967, Banghar and Sykes, 1969, Fisher et al., 1971). Συγκεκριμένα, η πρώτη προσπάθεια ερμηνείας της CIR υπό το πρίσμα μιας «τεμαχισμένης» ράχης με τα τμήματά της να είναι μετατοπισμένα από μεγάλες εγκάρσιες ρωγμές έγινε από τους Heezen and Tharp (1965b). Βασιζόμενοι σε βαθυμετρικά δεδομένα αλλά και σε στοιχεία σχετικά με τις θέσεις επικέντρων

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



Σχήμα 1.15 *Μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού (CIR). Ταυτόχρονα απεικονίζονται: οι ράχες του Νοτιοανατολικού (SEIR), Νοτιοδυτικού Ινδικού (SWIR), Carlsberg(CR), Laxmi Ridge (LR), Murray (MR), Mozambique (MZR), ο τριπλός κόμβος Rodriguez (Rodriguez Triple Junction, RTJ), η ζώνη διάρρηξης Owen (Owen Fracture Zone, OFZ), ο Περσικός Κόλπος (Persian Gulf, PG), οι κόλποι του Aden (Gulf of Aden GA) και του Ομάν (Gulf of Oman, GO), το οροπέδιο Seychelles–Mascarene (Seychelles–Mascarene Plateau Complex, S-M-P), η ερυθρά θάλασσα (Red Sea, RS) και το νησί Reunio (Reunion Island, R.Is), από Bhattacharya and Chaubey, 2001.*

σεισμών παρουσίασαν μια ενεργή διαρρηγμένη ράχη που τείνει στο βορρά και η οποία τέμνεται από τις δύο εγκάρσιες διαρρήξεις "Vema Trench" και "Rodriguez Fracture Zone". Οι Fisher et al. (1967) αμφισβήτησαν την ύπαρξη μιας συνεχούς κοιλάδας τεκτονικής τάφρου και πρότειναν ότι η ενεργή αυτή ζώνη αποτελείται από ένα σύνολο μικρών τμημάτων ράχης που τέμνονται από υποπαράλληλες με την τάφρο Vema διαρρήξεις (ρωγμές). Ο Le Pichon (1968) έκανε την πρώτη προσπάθεια να εφαρμόσει την θεωρία των τεκτονικών πλακών (McKenzie and Parker, 1967, Morgan, 1968) στον Ινδικό Ωκεανό. Επεσήμανε ότι η διεύθυνση ανατολής-δύσης της ζώνης διάρρηξης Rodriguez των Heezen and Tharp (1965b)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

δεν ήταν σύμφωνη με την κατεύθυνση της σχετικής κίνησης μεταξύ των πλακών του Ινδικού και της Σομαλίας που παρατηρείται στην ράχη Carlsberg και στον κόλπο του Aden.

Η μορφολογία, οι μαγνητικές ανωμαλίες και η κινηματική εξέλιξη αυτής της βραδείας προς ενδιάμεσης επέκτασης ράχης (ηλικίας 42 m.y.) έχουν μελετηθεί ήδη (Drolia et al., 2000). Η παρούσα μορφολογία και τεκτονική εξέλιξη τουλάχιστον 1.500 km της CIR καθώς και πληροφορίες σχετικά με τα λεπτομερή χαρακτηριστικά των ασυνεχειών στο νότιο κομμάτι της δίνονται από τους Parson et al. (1993). Χρησιμοποιώντας σόναρ πλευρικής σάρωσης και πολυκάναλο ηχοβολιστικό όργανο (βυθόμετρο), οι Parson et al. (1993) και Briais (1995) χαρτογράφησαν την κατάτμηση της νότιας CIR μεταξύ των συντεταγμένων ~12°N - 25.5°N και μελέτησαν τα μορφοτεκτονικά της χαρακτηριστικά. Όσο αφορά την τεκτονική της CIR στο βόρειο τμήμα της τα πράγματα είναι ακόμα πιο περίπλοκα. Δεδομένα σχετικά με τις κινήσεις των πλακών που προτείνονται από τους Gordon et al. (1990) και DeMets et al. (1994b) υποδεικνύουν ότι οι πλάκες της Ινδίας και της Αυστραλίας χωρίζονται από μια ασαφή ζώνη στον Ισημερινό. Αυτό το αόριστο (διάχυτο) όριο (ένας τριπλός κόμβος ακριβώς νότια του ισημερινού) χαρακτηρίζεται από ασυνήθιστα υψηλού επιπέδου σεισμικότητα εντός της ενδοπλακικής ζώνης παραμόρφωσης, καθώς επίσης και από ασυνήθιστα υψηλή ροή θερμότητας στον κεντρικό Ινδικό Ωκεανό (Weissel et al., 1980, Geller et al., 1983, Cochran et al., 1988).

Η ύπαρξη δομών με ασυνήθιστα μεγάλα υψόμετρα και ομαλή μορφολογία, καθώς και τα γεωχημικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά, υποδηλώνουν την επίδραση μιας θερμής κηλίδας στις διαδικασίες δημιουργίας της ράχης. Η ράχη Rodrigues, ένα ηφαιστειογενές χαρακτηριστικό διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ στο οποίο και τέμνονται τρεις ράχες (SWIR, SEIR, CIR), θεωρείται ότι συνδέει τη θερμή κηλίδα Reunion-Mauritius με τον τρέχοντα άξονα της CIR (π.χ., Morgan, 1978, Dyment et al., 2007). Ο άξονας της ράχης δεν παρουσιάζει σημαντική μετατόπιση εντός της περιοχής αλληλεπίδρασης «ράχης-θερμής κηλίδας» και ο χωρισμός του σε τμήματα χαρακτηρίζεται από μικρές διακυμάνσεις στο βάθος του πυθμένα της αξονικής κοιλάδας. Όσο αφορά την ηφαιστειακή επαύξηση μέσα στον άξονα της ράχης φαίνεται να επικεντρώνεται σε στενές, αξονικές ηφαιστειακές ράχες (axial volcanic ridges, AVRs). Αυτές φτάνουν σε μήκος μέχρι και 15 km και πλάτος 1-2 km ενώ μπορούν να αναδυθούν έως και 100-200 m πάνω από τον αξονικό

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

πυθμένα και ευθυγραμμίζονται ορθογώνια σε σχέση με την διεύθυνση απομάκρυνσης των πλακών (Murton et al., 2005).

Όσο αφορά την σεισμικότητα η CIR χαρακτηρίζεται πιο δραστήρια από ότι η SEIR. Η CIR, όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα, χαρακτηρίζεται από πολυάριθμα ρήγματα μετασχηματισμού και διαρρήξεις που μετατοπίζουν τον άξονα της ράχης (Fisher et al., 1971, Sclater et al., 1981), ενώ, πιο πρόσφατες μελέτες κάνουν λόγο για αυξημένο αριθμό ενδοπλακικών σεισμών. Οι Radha Krishna et. al. (1998) με βάση έναν αναλυτικό κατάλογο ενδοπλακικής σεισμικότητας μεταξύ 1912-1993 και διαθέσιμες λύσεις μηχανισμών γένεσης, ταξινόμησαν τους σεισμούς της CIR σε δύο ομάδες: (α) σε αυτήν που οι σεισμοί βρίσκονται πλησιέστερα στο ίχνος της ράχης, οι οποίοι φαίνεται να διαμορφώνουν κυρίως δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ΒΑ διεύθυνσης και (β) σε αυτήν η οποία περιλαμβάνει την έντονη σεισμική δραστηριότητα του Chagos Bank που εκφράζεται με κανονικές διαρρήξεις με άξονες Τ κάθετους στη διεύθυνση επέκτασης της ράχης (Wiens and Stein, 1984). Το συνολικό επίπεδο σεισμικότητας (που παρουσιάζεται διάσπαρτα) της CIR δεν είναι σημαντικά υψηλότερο από αυτό της Νοτιοδυτικής Ινδικής ράχης.

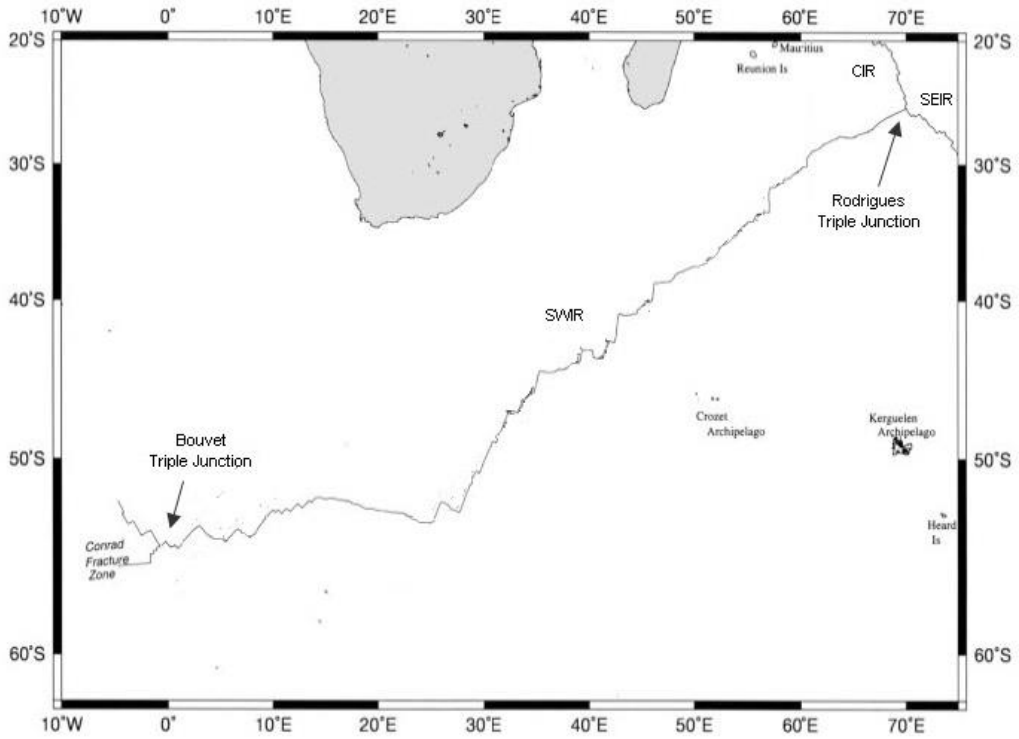
1.3.5 Μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού (Southwest Indian Ridge, SWIR)

Η Ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού, γνωστή στη διεθνή βιβλιογραφία ως SWIR (Southwest Indian Ridge), εκτείνεται στον πυθμένα του νοτιοδυτικού Ινδικού ωκεανού και του νοτιοανατολικού Ατλαντικού ωκεανού. Πρόκειται για ένα αποκλίνον τεκτονικό περιθώριο το οποίο χωρίζει την πλάκα της Αφρικής από αυτή της Ανταρκτικής και φτάνει σε μήκος τα 7.700 km (Tao et al., 2011a, Zhang and Gao, 2011). Διασταυρώνεται με την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού, την ράχη Αμερικής-Ανταρκτικής στον τριπλό κόμβο Bouvet (55^{o} N, 0^{o} 40′ Δ, Bouvet Triple Junction, BTJ), καθώς επίσης και με τις άλλες δύο ράχες του Ινδικού ωκεανού, την ράχη του Κεντρικού Ινδικού (Central Indian Ridge, CIR) και την Νοτιοανατολική Ινδική ράχη (Southeast Indian Ridge, SEIR) στον τριπλό κόμβο Rodrigues (25.5^{o} N, 70^{o} Α, Rotriguez Triple Junction, RTJ) (Mengyi Ren et al., 2016) (*Σχήμα 1.16*). Η Νοτιοδυτική ράχη του Ινδικού σχηματίστηκε πριν από περίπου

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

150 m.y. (Patriat and Segoufin, 1988) ενώ, κατά την διάρκεια του Άνω Κρητιδικού (71-66 m.y.) παρουσιάστηκε μια μετατόπιση στην κίνηση μεταξύ των πλακών κατά περίπου 45° προς τα νοτιοδυτικά, η οποία αναιρέθηκε στις αρχές του Τριτογενούς. Στις αρχές του Ηωκαίνου η SWIR απέκτησε την σημερινή της σύνθεση (Royer et al., 1988). Μια σημαντική αλλαγή στη σχετική κίνηση μεταξύ των πλακών Αφρικής-Ανταρκτικής που συνέβη πριν από περίπου 24 m.y. είχε ως αποτέλεσμα την μείωση κατά 50% του ρυθμού επέκτασης αυτής. Συγκεκριμένα, από θεωρούμενη έως τότε αργής επέκτασης ράχη με ρυθμούς 24mm/yr χαρακτηρίστηκε ως πολύ αργή ράχη με ρυθμούς 14mm/yr (Patriat et al., 2008). Η ταχύτητα εξάπλωσης μεταβάλλεται κατά μήκος του άξονα (8.4-16 mm/yr) με το δυτικό κομμάτι της να είναι ελαφρώς ταχύτερο από ότι το ανατολικό, ενώ το πάχος του ωκεάνιου φλοιού κυμαίνεται μεταξύ 3-6 km (Mengyi Ren et al., 2016).



Σχήμα 1.16 *Μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού (SWIR). Ταυτόχρονα απεικονίζονται οι ράχες του Κεντρικού (CIR) και Νοτιοανατολικού (SEIR), και οι τριπλοί κόμβοι Rodriguez (Rodriguez Triple Junction), Bouvet (Bouvet Triple Junction) (τροποποιημένο από Fisher and Goodwillie, 1997).*

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

Η αύξηση του φλοιού στις υπερ-αργές ράχες δεν μπορεί να εξηγηθεί με την συνηθισμένη και αξονοκεντρική προσαύξηση φλοιού που είθισται σε άλλες ράχες. Σχετικά με το πάχος του φλοιού οι Bown and White (1994) (μοντελοποιώντας την διαδικασία γένεσης τήγματος) προέβλεψαν ότι αυτό πέφτει γρήγορα σε ρυθμούς εξάπλωσης κάτω από 20 km/m.y. Οι Cannat et al. (1999b) στηριζόμενοι σε βαρυτικά δεδομένα κατά μήκος του άξονα της SWIR παρατήρησαν μια προς τα ανατολικά μείωση του πάχους του φλοιού και/ή της θερμοκρασίας του μανδύα. Η υπόθεση αυτή επικροτήθηκε και από άλλους μελετητές οι οποίοι, από πρόσθετα γεωχημικά στοιχεία που σχετίζονται με τον βαθμό τήξης στον μανδύα, πρότειναν μια σταδιακή, προς τα ανατολικά της ράχης, μείωση της παροχής τήγματος (μάγματος) (Meyzen et al., 2003, Seyler et al., 2003, Cannat et al., 2008). Η θεωρία αυτή της ύπαρξης λεπτότερου φλοιού στα ανατολικά επιβεβαιώθηκε επίσης και από σεισμικά δεδομένα (Minshull et al., 2006).

Στη SWIR, που αποτελεί αντιπροσωπευτικό παράδειγμα αυτής της σχετικά νέας κατηγορίας ράχεων καθώς λόγω της φτωχής απόθεσης ιζημάτων στο κέντρο της επέκτασης η τοπογραφία του θαλάσσιου πυθμένα αποτελεί μια άμεση αντανάκλαση της τοπικής τεκτονικής, παρατηρείται απουσία ηφαιστειακής δραστηριότητας κατά μήκος της ράχης (Sauter et al., 2011). Χαρακτηρίζεται από μια πλάγιας διεύθυνσης επέκτασης με γωνία σχεδόν 60^{o} (Dick et. al., 2003) και μικρής κλίμακας ασυνέχειες (Non transform Discontinuities, NTDs), ενώ παρουσιάζονται εναλλαγές μαγματικών και μη μαγματικών ραχιαίων τμημάτων επέκτασης σε όλο της το μήκος. Κατά μήκος της ράχης η τοπογραφική της έκφραση ποικίλλει σε μια σειρά επτά ή περισσότερων κλάδων, κάθε ένας από τους οποίους έχει ένα χαρακτηριστικό αξονικό βάθος και εμφανίζει χαρακτηριστικά ζώνης διάρρηξης **(**Fisher and Goodwillie, 1997**).** Πιο αναλυτικά, η SWIR χαρακτηρίζεται από βαθιές, υπο-παράλληλες και καλά οριοθετημένες ζώνες διάρρηξης (θραύσης) τα βάθη των οποίων ορισμένες φορές ξεπερνούν τα 6.000 km και οριοθετούνται από ανυψωμένες άκρες (rims) φτάνοντας ορισμένες φορές μέχρι και τα 2.000 m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Η ράχη είναι κατακερματισμένη από πολυάριθμες μεγάλες μετατοπίσεις μετασχηματισμού. Παρόλα αυτά υπάρχει ένα τμήμα μήκους 1.000 km (με κλίση ~30^{o} σε σχέση με την κανονική επέκταση της ράχης) ανάμεσα στη ζώνη διάρρηξης Melville και τον τριπλό κόμβο Rodrigues το οποίο δεν εμφανίζει ρήγματα μετασχηματισμού (Fisher and Goodwillie, 1997, Patriat et al., 1997). Το τμήμα μεταξύ 9^{o} Α και 25^{o} Α

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

χωρίζεται σε δύο μεγάλους σχηματισμούς: το ορθογώνιο τέμαχος (16^{o} -25^{o} Α) το οποίο αποτελείται από πολλαπλά κλιμακωτά μαγματικά τμήματα (>90% σε βασάλτες) παρόμοια στη μορφολογία και την κατάτμηση με την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού ενώ χαρακτηρίζεται επίσης από μια συνεχή μαγνητική ανωμαλία (Grindlay et al., 1998, Dick et al., 2003), και τον πλάγιο (με κλίση) μεγάλο σχηματισμό (9^{o} – 16^{o} Α) που περιέχει διάσπαρτες εναλλαγές, μαγματικών και μη, κατακερματισμένων τμημάτων (Dick et al., 2003, Standish et al., 2008).

Σε άλλες βραδέως αναπτυσσόμενες ράχες, ο ωκεάνιος πυθμένας μπορεί να εκτείνεται ρηγματώνοντας την υπάρχουσα λιθόσφαιρα, κατά μήκος μόνο της μίας πλευράς του άξονα της ράχης. Αυτό ωστόσο δε συμβαίνει στην ανατολική πλευρά της ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού η οποία στερείται προσχωματικής μορφολογίας και «αυλακωτής» υφής. Αυτή η πλευρά της ράχης είναι μία από τις βαθύτερες ράχες της Γης και έχει μέσο πάχος φλοιού 3-4 km (Muller et al., 1999, Cannat et al., 2003, Jokat et al., 2003, Michael et al., 2003, Meyzen et al., 2003). Οι Cannat et al. (2006) ονόμασαν αυτόν τον πυθμένα «ομαλό θαλάσσιο πυθμένα» επειδή εμφανίζεται με τη μορφή ευρέων ράχεων με μια ομαλή, «στρογγυλεμένη» τοπογραφία και στερείται της ενδεικτικής προσχωματικής μορφολογίας της υποβρύχιας ηφαιστειότητας. Οι ίδιοι μελετητές, ερευνώντας δείγματα του θαλάσσιου πυθμένα που προέκυψαν από προηγούμενες επιστημονικές δράσεις, πρότειναν ότι ο ομαλός αυτός θαλάσσιος πυθμένας συνδέεται με τις «προεξοχές» (πετρώματα που έχουν «αποκαλυφθεί») των σερπεντινιομένων περιδοτιτών που προέρχονται από τον μανδύα. Οι Sauter et. al. (2013) χρησιμοποίησαν σόναρ πλευρικής σάρωσης για να απεικονίσουν τον θαλάσσιο πυθμένα, ενώ με δείγματα που προέκυψαν με την διαδικασία της βυθοκόρησης (dredge sampling) ανέλυσαν την σύνθεση των δύο τμημάτων της SWIR μεταξύ των συντεταγμένων 62^{o} 5′ Α- 64^{o} 40′ Α. Τα αποτελέσματα αυτής της μελέτης επιβεβαίωσαν ότι ο «ομαλός» αυτός πυθμένας αποτελείται σχεδόν εξ ολοκλήρου από πετρώματα του μανδύα που έχουν μεταβληθεί από το θαλασσινό νερό και έχουν ως αποτέλεσμα την δημιουργία των σερπεντινιωμένων περιδοτιτών που ήρθαν στην επιφάνεια εξαιτίας μεγάλων ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults) και στις δύο πλευρές του άξονα της ράχης (Sauter et al., 2013).

Ο ρυθμός σεισμικότητας στη SWIR δεν σχετίζεται με τον ρυθμό επέκτασης αλλά υπάρχει άμεση σχέση μεταξύ της χωρικής κατανομής των επικέντρων των σεισμών με τους ρυθμούς των μοντέλων προσαύξησης. Η σποραδική χρονική

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

κατανομή των σεισμών και η διάσπαρτη χωρική τους κατανομή υποδηλώνουν τις επικρατούσες τεκτονικές διεργασίες (Tsang-Hin-Sun et al., 2016). Η εικόνα αυτή της σεισμικότητας φαίνεται ότι οφείλεται σε τοπικούς παράγοντες, κάτι που έρχεται σε αντίθεση με τις διαδικασίες επαύξησης κατά μήκος της ράχης.

Η σεισμικότητα κατά μήκος της SWIR, η οποία εστιάζεται μεταξύ του τριπλού κόμβου Rodrigues και της ζώνης διάρρηξης Gallieni, εμφανίζει διαφορετικά μοτίβα. Πιο αναλυτικά, στην περιοχή του τριπλού κόμβου οι σεισμοί εκδηλώνονται κατά μήκος των σχηματισμών που συνορεύουν με την αξονική κοιλάδα ενώ μεταξύ των 69^{o} Α και της ζώνης διάρρηξης Melville οι σεισμοί είναι σποραδικοί και χωρικά κατανεμημένοι σε αποστάσεις μέχρι και των 50 km από τον άξονα. Δυτικά της ζώνης Melville οι σεισμοί παρατηρούνται πιο κοντά στην αξονική περιοχή ενώ η πλειοψηφία της σεισμικότητας φαίνεται να συγκεντρώνεται στο νότιο κομμάτι του άξονα της ράχης, συγκεκριμένα κατά μήκος των αβυσσικών λόφων. Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό της σεισμικότητας στη SWIR αποτελεί η καταγραφή «σμηνοσεισμών». Τα σμήνη σεισμών συνήθως εμφανίζονται στα σημεία όπου διασταυρώνονται ραχιαία τμήματα με ρήγματα μετασχηματισμού. Τα γνωστότερα ρήγματα μετασχηματισμού στην SWIR είναι τα Novara, Gazelle και Atlantis II με το τελευταίο να αποτελεί την πιο «παραγωγική πηγή» σεισμών μετρίου και μεγάλου μεγέθους κατά μήκος του συνολικού συστήματος μεσο-ωκεάνιων ράχεων (Wiens and Petroy, 1990). Εκεί, το χρονικό διάστημα μεταξύ 1925-1933 καταγράφηκε ένα αξιοσημείωτο σμήνος σεισμών, αποτελούμενο από 48 σεισμούς-μέλη, μεταξύ των οποίων 29 μεγέθους $M \geq 6.0$ και τέσσερα με M=7.0 (Gutenberg and Richter, 1954). Οι σεισμοί του σμήνους αυτού παρουσιάζουν παρόμοια επίκεντρα, μηχανισμούς γένεσης και βάθη με άλλους μικρότερους σεισμούς που γίνονται εντός μιας περιοχής διαμέτρου 40 km και παρουσιάζουν σημαντική ετερογένεια στον προσανατολισμό του ρήγματος και των αξόνων των τάσεων (Wiens and Petroy, 1990). Μια πιο πρόσφατη μελέτη (Läderach et. al., 2012) εντόπισε τέσσερα σμήνη σεισμών για τις περιόδους 2001, 2004, 2005 και 2008 από τις καταγραφές ενός σεισμολογικού σταθμού που βρίσκεται στην Ανατολική Ανταρκτική. Τα σμήνη αυτά εντοπίζονται στο ορθογώνιο υπερ-τέμαχος της SWIR και οφείλονται σε κανονικά ρήγματα μεγάλης κλίσης. Επαναπροσδιορισμός των επικέντρων των σεισμών-μελών των ομάδων αυτών επιβεβαίωσε την επαναληψιμότητά τους σε μία θέση με συντεταγμένες 52^{o} 36’ N, 18^{o} 54’ Α. Υπεύθυνο για την εμφάνιση των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

σμηνών αυτών θεωρήθηκε ένα ηφαιστειακό κέντρο κατά την διάρκεια των επεισοδίων μαγματικής επαύξησης.

Η μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στις μεσο-ωκεάνιες ράχες είναι συνήθως δύσκολη εξαιτίας των ελλιπών καταγραφών από επίγειους σεισμολογικούς σταθμούς. Για την υπερνίκηση αυτών των εμποδίων οι επιστήμονες καταφεύγουν στην ανάπτυξη τοπικών αυτόνομων δικτύων με την χρήση υδροφώνων. Σε αυτό το πλαίσιο, αναπτύχθηκε από τους Tsang-Hin-Sun et al. (2016) ένα δίκτυο αυτόνομων υδροφώνων τα οποία λειτούργησαν για ένα έτος (Φεβρουάριος 2012- Φεβρουάριος 2013). Σκοπός της μελέτης αυτής ήταν η σύγκριση της συμπεριφοράς της υπερ-αργής ράχης (SWIR) με εκείνη της SEIR (με ενδιάμεσο ρυθμό επέκτασης). Η σύγκριση των υδροακουστικών και τηλεσεισμικών καταλόγων έδειξε ότι, κατά μήκος αυτών των ράχεων, η σεισμικότητα του υποβάθρου που παρατηρείται σε ένα χρόνο από ένα υδροακουστικό δίκτυο αντιστοιχεί στη σεισμικότητα που παρατηρείται επί δύο δεκαετίες από χερσαία δίκτυα.

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

2.1 Σύνθεση Και Ομογενοποιηση Καταλογου Σεισμων

2.1.1 Εισαγωγικά

Ένα από τα σημαντικότερα και ταυτόχρονα απαραίτητα εργαλεία για την λεπτομερή μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι ένας κατά το δυνατόν ακριβής και ομογενής, ως προς τα μεγέθη του, κατάλογος σεισμών. Ειδικότερα, ένας ενημερωμένος κατάλογος σεισμών αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για τον χωρισμό μιας περιοχής σε σεισμικές ζώνες καθώς επίσης και για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Συνήθως τα διαθέσιμα στοιχεία, που προέρχονται από βιβλιογραφικές πηγές για ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς, ενσωματώνονται με τα στοιχεία νεότερων σεισμών που προέρχονται από ενόργανες καταγραφές. Η ενόργανη παρακολούθηση και καταγραφή σεισμών σε παγκόσμια κλίμακα ξεκίνησε από τα τέλη του 19ου αιώνα. Από τότε έως και σήμερα υπάρχει ένα πλήθος ερευνητικών κέντρων και υπηρεσιών που συγκεντρώνουν και ανταλλάσσουν πληροφορίες που αφορούν τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών καθώς επίσης και πιο λεπτομερή στοιχεία που προκύπτουν από τις αναλύσεις των κυματομορφών τους (π.χ. αντιστροφή πεδίου τάσεων). Ένας ολοκληρωμένος κατάλογος σεισμών παρέχει πληροφορίες σχετικά με τον χρόνο και χώρο (επίκεντρο) γένεσης, το εστιακό βάθος και το μέγεθος των σεισμών μελών του. Κατά την διαδικασία σύνταξης ενός τέτοιου καταλόγου θα πρέπει να πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

- Να είναι όσο το δυνατόν ακριβής ο προσδιορισμός του εστιακού βάθους των σεισμών, με τις όποιες πιθανές αβεβαιότητες-σφάλματα.

- Να γίνεται χρήση μιας ενιαίας κλίμακας μεγέθους (χωρίς φαινόμενα κορεσμού) σε ολόκληρο τον κατάλογο έτσι ώστε να είναι απ' ευθείας συγκρίσιμοι οι σεισμοί μεταξύ τους, σε ό,τι αφορά την «ισχύ» τους.

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

2.1.2 Συλλογή δεδομένων και σύνταξη καταλόγων

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, για την σύνταξη ενός αξιόλογου και ενημερωμένου καταλόγου σεισμών που αφορούν τις ευρύτερες περιοχές μεσοωκεάνιων ράχεων, είναι απαραίτητη η συλλογή στοιχείων από ένα πλήθος διαθέσιμων πηγών. Στην παρούσα διατριβή, συλλέχθηκαν πληροφορίες από τα δελτία αρκετών εν ενεργεία παγκόσμιων οργανισμών και ερευνητικών κέντρων όπως το ISC (International Seismological Center), το NEIC (National Earthquake Information Center), το GCMT (Global Centroid Moment Tensor group), καθώς επίσης και από αρκετούς ήδη δημοσιευμένους καταλόγους σεισμών (Pacheco and Sykes 1992, Engdahl and Villaseñor 2002). Σκοπός της συλλογής αυτής είναι η δημιουργία των επιμέρους καταλόγων των περιοχών που θα μελετηθούν στην παρούσα εργασία οι οποίοι καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1900-2014. Αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής, ήταν η δημιουργία έξι επιμέρους καταλόγων (ένας για κάθε μία περιοχή ενδιαφέροντος – μεσο-ωκεάνια ράχη). Οι συντεταγμένες που οριοθετούν τις ευρύτερες περιοχές των έξι ράχεων καθώς και το αντίστοιχο πλήθος των σεισμών που εκδηλώθηκαν μέσα σε κάθε μία από αυτές είναι:

- Για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού (65°N-86°B, 55°Δ-20°A) 63.560 σεισμοί.
- Για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ειρηνικού στο όριο επαφής της με την Nazca (0°B-30°N, 120°Δ-90.1°A) 2.258 σεισμοί.
- Για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ειρηνικού στο όριο επαφής της με την Ανταρκτική (64.8°N-40°B, 159.9°Δ-92.8°A) 1.634 σεισμοί.
- Για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού (40°N-20°B, 45°Δ-80°A) 14.638 σεισμοί.
- Στην ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού (70°N-20°B, 10°Δ-80°A) 4.741 σεισμοί.
- Τέλος για την ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού (60°N-10°B, 65°Δ-160°A) 9.412 σεισμοί.

Σε όλους αυτούς τους καταλόγους ως κύρια πηγή χρησιμοποιήθηκε το ISC ενώ η κλίμακα μεγέθους που υιοθετήθηκε ήταν αυτή του μεγέθους σεισμικής ροπής όπου αυτή ήταν διαθέσιμη. Στις περιπτώσεις όπου τα μεγέθη των σεισμών δινόταν σε άλλες κλίμακες μεγεθών ακολουθήθηκε η αναγκαία διαδικασία μετατροπής αυτών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής με την χρήση κατάλληλων μαθηματικών σχέσεων έτσι ώστε όλα τα μεγέθη του καταλόγου να αναφέρονται σε μια ενιαία κλίμακα. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή ως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ομογενοποίηση των μεγεθών των σεισμών, αποτελεί βασική προϋπόθεση πριν τη χρήση ενός καταλόγου και περιγράφεται αναλυτικά ακολούθως.

2.1.3 Ομογενοποίηση των μεγεθών των καταλόγων

Η έννοια του σεισμικού μεγέθους εισήχθη για πρώτη φορά το 1935, μόλις 30 χρόνια μετά την εφεύρεση των σεισμομέτρων Wiechert και Galitzin, κάτι που εξηγεί και την απουσία οποιωνδήποτε μετρήσεων μεγέθους σεισμών στους πρώιμους παγκόσμιους σεισμικούς καταλόγους (Storchak et al., 2015). Ο πρώτος που εισήγαγε την έννοια του μεγέθους και που αποτέλεσε σταθμό για την σεισμολογία, ήταν ο Richter (1935) ο οποίος και πρότεινε την κλίμακα τοπικού μεγέθους, γνωστή ως M_L (Local ή Richter Magnitude scale) έπειτα από μελέτη σεισμών της νότιας Καλιφόρνια. Συγκεκριμένα, μελέτησε τα μέγιστα πλάτη καταγραφών σεισμικών κυμάτων σε δίκτυο σεισμογράφων Wood-Anderson. Τα όργανα αυτά (επί της ουσίας απλοί μηχανικοί ταλαντωτές) μπορούν να καταγράψουν μικρής περιόδου κύματα τοπικών σεισμών (Bormann et al., 2013). Τα σεισμικά κύματα που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους έχουν περιόδους που κυμαίνονται από ~0,1 έως 2 sec. Καταγραφές σεισμογράφων Wood-Anderson μπορούν να χρησιμοποιηθούν για συγκρίσεις μεταξύ πρόσφατων και ιστορικών σεισμών ενώ μπορεί να προκύψουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με την ενέργεια που ακτινοβολείται από αυτούς. Αποτέλεσμα της χρήσης των οργάνων αυτών από τον Richter ήταν ο καθορισμός της κλίμακας τοπικού μεγέθους χρησιμοποιώντας τον λογάριθμο του μέγιστου πλάτους καταγραφής των σεισμικών κυμάτων στις δύο οριζόντιες συνιστώσες τους. Ο ορισμός του τοπικού μεγέθους ήταν αυτός που συνέβαλε στην εξέλιξη της επιστήμης της Σεισμολογίας από περιγραφική σε ποσοτική. Εξαιτίας όμως της ύπαρξης καταγεγραμμένων σεισμών ανά την υφήλιο από διάφορους τύπους σεισμολογικών οργάνων, αλλά και τους λόγω ορισμού περιορισμούς στη χρήση του M_L, προτάθηκαν και επιπλέον κλίμακες μεγεθών από άλλους μελετητές. Συγκεκριμένα, οι Gutenberg and Richter (1942) πρότειναν την κλίμακα επιφανειακού μεγέθους, γνωστή ως M_S, έτσι ώστε να μπορεί να υπολογιστεί το μέγεθος ισχυρών επιφανειακών σεισμών που προέρχονται από μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις από αυτές που μπορούσε να «καλύψει» η κλίμακα τοπικού μεγέθους του Richter. Για τον υπολογισμό του μεγέθους αυτού

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Πθ

χρησιμοποιούνται επιφανειακά κύματα με περιόδους 18-22 sec που καταγράφονται σε επικεντρικές αποστάσεις 20°-160°, ενώ δε μπορεί να εφαρμοσθεί για τους σεισμούς βάθους καθώς οι σεισμοί αυτοί δεν προκαλούν ισχυρά επιφανειακά κύματα. Ο Gutenberg (1945c), με σκοπό τον υπολογισμό μεγέθους όλων των σεισμών ανεξαρτήτως βάθους και επικεντρικής απόστασης, πρότεινε την έννοια του χωρικού μεγέθους, m_B. Το αρχικό χωρικό μέγεθος, m_B, που σε μεγάλο βαθμό πλέον δεν χρησιμοποιείται, αναπτύχθηκε από τους Gutenberg (1945c) και Gutenberg and Richter (1956a,b), βασίζεται στα κύματα P και S και δεν επηρεάζεται από την χρήση διαφορετικών καμπύλων απόσβεσης. Η κλίμακα m_b είναι ευρέως διαδεδομένη μέχρι και σήμερα και χρησιμοποιεί τα πρώτα 5 sec καταγραφής P κυμάτων σε σεισμογράφους βραχείας (T≤3 sec) περιόδου (Gutenberg and Richter 1956). Και τα τρία αυτά μεγέθη που προαναφέρθηκαν (M_L, M_S & m_b) βασίζονται σε μετρήσεις πλατών που καλύπτουν μόνο ένα μέρος του φάσματος με αποτέλεσμα να εκφράζουν το μέτρο της ενέργειας που ακτινοβολείται στα αντίστοιχα παράθυρα συχνοτήτων και όχι την ολική ενέργεια του σεισμού (έλλειψη γραμμικότητας στην κατανομή με την σεισμική ενέργεια). Έτσι λοιπόν οι κλίμακες M_L, M_S & m_b υποφέρουν από κορεσμό σε διαφορετικά επίπεδα μεγέθους, κάτι που μπορεί να οδηγήσει σε υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση των μεγεθών. Όλοι αυτοί οι περιορισμοί οδήγησαν τους Kanamori (1977) και Hanks and Kanamori (1979) στον ορισμό της κλίμακας μεγέθους σεισμικής ροπής, M_W. Το μέγεθος αυτό δεν υφίσταται κορεσμό, δηλαδή διατηρεί σχεδόν γραμμική σχέση με το λογάριθμο της σεισμικής ροπής M_o τόσο για μικρά όσο και για μεγάλα μεγέθη. Επιπλέον, υπολογίζεται με σημαντική ακρίβεια και έχει άμεση φυσική σημασία, καθώς αποτελεί μέτρο της σεισμικής ροπής, ενώ σχετίζεται με το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του ρήγματος, με τη μέση μετάθεση κατά την γένεση σεισμού στην επιφάνεια του ρήγματος αλλά και με την επιφάνεια διάρρηξης (διαστάσεις ρήγματος). Όλα αυτά τα χαρακτηριστικά το καθιστούν αξιόπιστο και προτιμώμενο από την επιστημονική κοινότητα (Heaton et al., 1986, Johnston, 1996, Papazachos et al., 2002, Utsu, 2002, Scordilis, 2006 και πολλοί άλλοι). Ως εκ τούτου είναι σαφές γιατί για την δημιουργία ομογενούς καταλόγου σεισμών επιλέγεται ως κλίμακα μεγέθους αναφοράς η κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής.

Οι πληροφορίες για τους σεισμούς που συλλέχθηκαν για τις περιοχές ενδιαφέροντος, όπως αναφέρθηκε, εμπεριείχαν δεδομένα από διάφορα ερευνητικά κέντρα, με τις τιμές των μεγεθών τους να είναι εκφρασμένες σε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

διάφορες κλίμακες. Βασιζόμενοι σε αυτά που αναφέρθηκαν παραπάνω ως κλίμακα αναφοράς υιοθετήθηκε η κλίμακα του μεγέθους σεισμικής ροπής. Όλα τα υπόλοιπα μεγέθη θα πρέπει να μετατραπούν σε M_W μέσω κατάλληλων αξιόπιστων σχέσεων. Ως τέτοιες σχέσεις χρησιμοποιήθηκαν αυτές που προτάθηκαν από τον Scordilis (2006). Αυτές οι σχέσεις μετασχηματισμού, έχουν προκύψει από δεδομένα παγκόσμιων επιφανειακών σεισμών, και είναι οι ακόλουθες:

$$M_w^* = 0.67(\pm 0.005)M_S + 2.07(\pm 0.03), \quad (2.1)$$
$$3.0 \leq M_S \leq 6.1,$$
$$R^2 = 0.77, \quad \sigma = 0.17, \quad n = 23{,}921$$

$$M_w^* = 0.99(\pm 0.02)M_S + 0.08(\pm 0.13), \quad (2.2)$$
$$6.2 \leq M_S \leq 8.2,$$
$$R^2 = 0.81, \quad \sigma = 0.20, \quad n = 2{,}382$$

$$M_w^* = 0.85(\pm 0.04)m_b + 1.03(\pm 0.23), \quad (2.3)$$
$$3.5 \leq m_b \leq 6.2,$$
$$R^2 = 0.53, \quad \sigma = 0.29, \quad n = 39{,}784$$

Στους καταλόγους της παρούσας εργασίας ως μέγεθος ροπής για κάθε σεισμό θεωρήσαμε είτε το αυθεντικό μέγεθος ροπής (εφόσον ήταν διαθέσιμη τέτοια πληροφορία) είτε την μέση τιμή των ισοδύναμων μεγεθών που προέκυψαν από τις παραπάνω σχέσεις μετατροπής, δίνοντας βαρύτητα σε κάθε συμμετέχουσα τιμή ανάλογα με το αντίστροφο της τυπικής απόκλισης της αντίστοιχης σχέσης μετατροπής. Με την ολοκλήρωση αυτής της διαδικασίας οι έξι κατάλογοι που προέκυψαν για τις μεσο-ωκεάνιες ράχες που μελετώνται εδώ, είναι ομογενείς ως προς το μέγεθος και περιλαμβάνουν όλες τις απαραίτητες εστιακές παραμέτρους (επίκεντρο, βάθος και μέγεθος) έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν περαιτέρω, αφού βεβαίως προηγηθεί έλεγχος της αξιοπιστίας των εστιακών βαθών και περιοριστούν χωρικά οι σεισμοί κοντά ή επάνω στο ίχνος κάθε ράχης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

2.2 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΤΙΚΟΙ ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ ΣΕΙΣΜΩΝ

2.2.1 Έννοια μηχανισμού γένεσης και σημασία του στις μεσο-ωκεάνιες ράχες

Γνωρίζουμε ότι τα ρήγματα δεν είναι πάντοτε ορατά στην επιφάνεια της Γης. Παρόλα αυτά υπάρχουν διάφορες μεθοδολογίες με τις οποίες μπορούμε να βρούμε τον προσανατολισμό των ρηγμάτων και την κλίση της διάρρηξης ακόμα και όταν αυτά δεν είναι ορατά. Στην ουσία δηλαδή ως μηχανισμός γένεσης ορίζεται το μοντέλο που περιγράφει τη διεύθυνση και το είδος της ολίσθησης κατά τη διάρρηξη ενός ρήγματος που προκαλεί σεισμό και περιγράφεται με την βοήθεια της εστιακής σφαίρας. Η εστιακή σφαίρα έχει κέντρο την εστία του σεισμού και χωρίζεται σε τέσσερα ίσα τεταρτημόρια από δύο ορικά επίπεδα κάθετα μεταξύ τους. Το ένα από αυτά, πάνω στο οποίο γίνεται η ολίσθηση, ονομάζεται «επίπεδο του ρήγματος» και το άλλο «βοηθητικό επίπεδο».

Οι μελέτες που έχουν γίνει σχετικά με τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών στα συστήματα των μεσο-ωκεάνιων ράχεων έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στην επιβεβαίωση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών, αφού οι σεισμοί αυτοί προκαλούνται κατά τη διαδικασία επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα. Από τα στοιχεία των λύσεων των μηχανισμών γένεσης μπορούμε να αντλήσουμε άμεσα πληροφορίες σχετικά με το είδος των κινήσεων που λαμβάνουν χώρα μεταξύ των πλακών στην περιοχή που μελετάται. Η σύγχρονη μελέτη των σεισμών κατά μήκος του άξονα των μεσο-ωκεάνιων ράχεων χρονολογείται ήδη από το 1967 όπου παρατηρήθηκε ότι τέτοια γεγονότα χαρακτηρίζονται από κανονικούς μηχανισμούς γένεσης με τους άξονες Τ να είναι σχεδόν οριζόντιοι και προσανατολισμένοι παράλληλα με την διεύθυνση της επέκτασης του πυθμένα (Sykes, 1967). Επιπλέον, με το πέρασμα των ετών σημαντικό αντικείμενο μελέτης έχουν αποτελέσει για τους επιστήμονες και οι ενδοπλακικοί σεισμοί καθώς οι μηχανισμοί τους, οι οποίοι προσδιορίζουν το μεγάλης κλίμακας πεδίο τεκτονικών τάσεων, παρέχουν πληροφορίες σχετικά με την κατανομή των δυνάμεων που είναι υπεύθυνες για την κίνηση μεταξύ των πλακών (π.χ., Sykes and Sbar, 1974, Richardson et al., 1979, Bergman and Solomon, 1980).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.2.2 Συλλογή διαθέσιμων μηχανισμών και οριστικοποίηση καταλόγων στο ίχνος κάθε ράχης

Λόγω της ιδιαίτερης σημασίας των μηχανισμών γένεσης στη μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής κρίθηκε απαραίτητη η συλλογή και μελέτη αυτών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες που εξετάζονται, με σκοπό τον ορισμό περιοχών που χαρακτηρίζονται από ανάλογο ή ίδιο είδος κινήσεων. Η συλλογή και χρήση διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης μπορεί να συνεισφέρει στη μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού (κάτι που μελετήθηκε και από την παρούσα διατριβή και θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο) καθώς μέσω αυτών μπορεί να εκτιμηθεί το «σχήμα» της παραμόρφωσης μιας σεισμικής ζώνης. Με βάση τους αρχικούς καταλόγους που συντάχθηκαν για τις μεσο-ωκεάνιες ράχες του Ατλαντικού, Ειρηνικού – Nazca, Ειρηνικού –Ανταρκτικής, Κεντρικού Ινδικού, Νοτιοδυτικού Ινδικού και του Νοτιοανατολικού Ινδικού (βλέπε *παράγραφο 2.1.2*) και έχοντας ως κύρια πηγή το GCMT έγινε αναζήτηση διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης. Αναλυτικά προέκυψαν τα εξής:

i. Για την ράχη του Ατλαντικού βρέθηκαν πληροφορίες για το είδος της διάρρηξης για 3.834 σεισμούς από το σύνολο των 63.560
ii. Για το όριο επαφής μεταξύ της ράχης του Ειρηνικού με την πλάκα Nazca βρέθηκαν λύσεις μηχανισμών γένεσης για 410 σεισμούς από τους 2.258
iii. Για την ράχη του Ειρηνικού- Ανταρκτικής βρέθηκαν λύσεις μηχανισμών γένεσης για 470 σεισμούς από τους 1.634.
iv. Για την ράχη του Κεντρικού Ινδικού βρέθηκαν λύσεις για 1.057 σεισμούς από τους 14.638.
v. Στην ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού βρέθηκαν διαθέσιμοι μηχανισμοί για 622 σεισμούς από τους 4.741.
vi. Τέλος για την ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού υπάρχουν διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης για 1.117 γεγονότα από τα συνολικά 9.412.

Έχοντας τα στοιχεία για τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης επόμενο βήμα ήταν η χωρική κατανομή τους και η γραφική απεικόνισή τους σε χάρτη. Μέσω της χαρτογράφησης των μηχανισμών γένεσης, που αντιστοιχούν σε μεγέθη $M \geq 5.0$, πραγματοποιείται ο διαχωρισμός των σεισμών της κάθε ράχης σε επιμέρους περιοχές ενδιαφέροντος που βρίσκονται κατά μήκος του ίχνους του άξονα της ράχης και που εμφανίζουν παρόμοια χαρακτηριστικά της διάρρηξης.

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

Έτσι, η μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού χωρίστηκε σε 21 περιοχές, η ράχη Ειρηνικού – Nazca σε 9 περιοχές, η ράχη Ειρηνικού – Ανταρκτικής σε 5 περιοχές οι ράχες του Κεντρικού αλλά και Νοτιοδυτικού Ινδικού σε 4 και τέλος η ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού σε 5 περιοχές (*Σχήματα 2.1-2.6*).

Συμπερασματικά, διαμορφώθηκαν οι τελικοί κατάλογοι σεισμών και μηχανισμών οι οποίοι περιλαμβάνουν γεγονότα που εκδηλώθηκαν επάνω (ή κοντά) στα ίχνη των αξόνων των υπό μελέτη ράχεων. Τα πλήθη σεισμών των αντίστοιχων καταλόγων αναφέρονται λεπτομερώς στον *Πίνακα 2.1*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

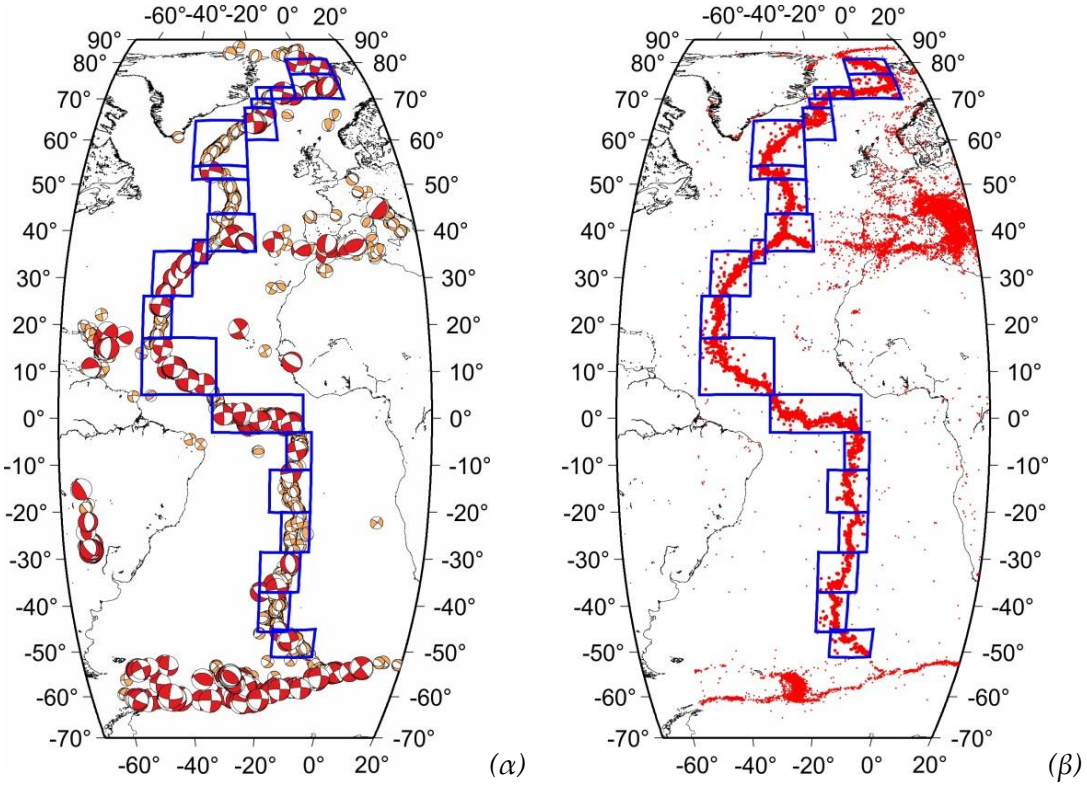
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

	ΜΕΣΟ – ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ					
	ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ-NAZCA	ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ - ΑΝΤΑΡΚΤΙΚΗΣ	ΝΟΤΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ
ΤΕΛΙΚΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΙΧΝΟΥΣ (ΠΛΗΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ)	14.231	2.192	1.465	3.402	3.627	2.278
ΤΕΛΙΚΟΙ ΜΗΑΧΝΙΣΜΟΙ ΙΧΝΟΥΣ (ΠΛΗΘΟΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ)	2.028	403	439	604	601	357

Πίνακας 2.1 *Πλήθος σεισμών των τελικών καταλόγων των υπό μελέτη ράχεων και αντίστοιχα τα πλήθη των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

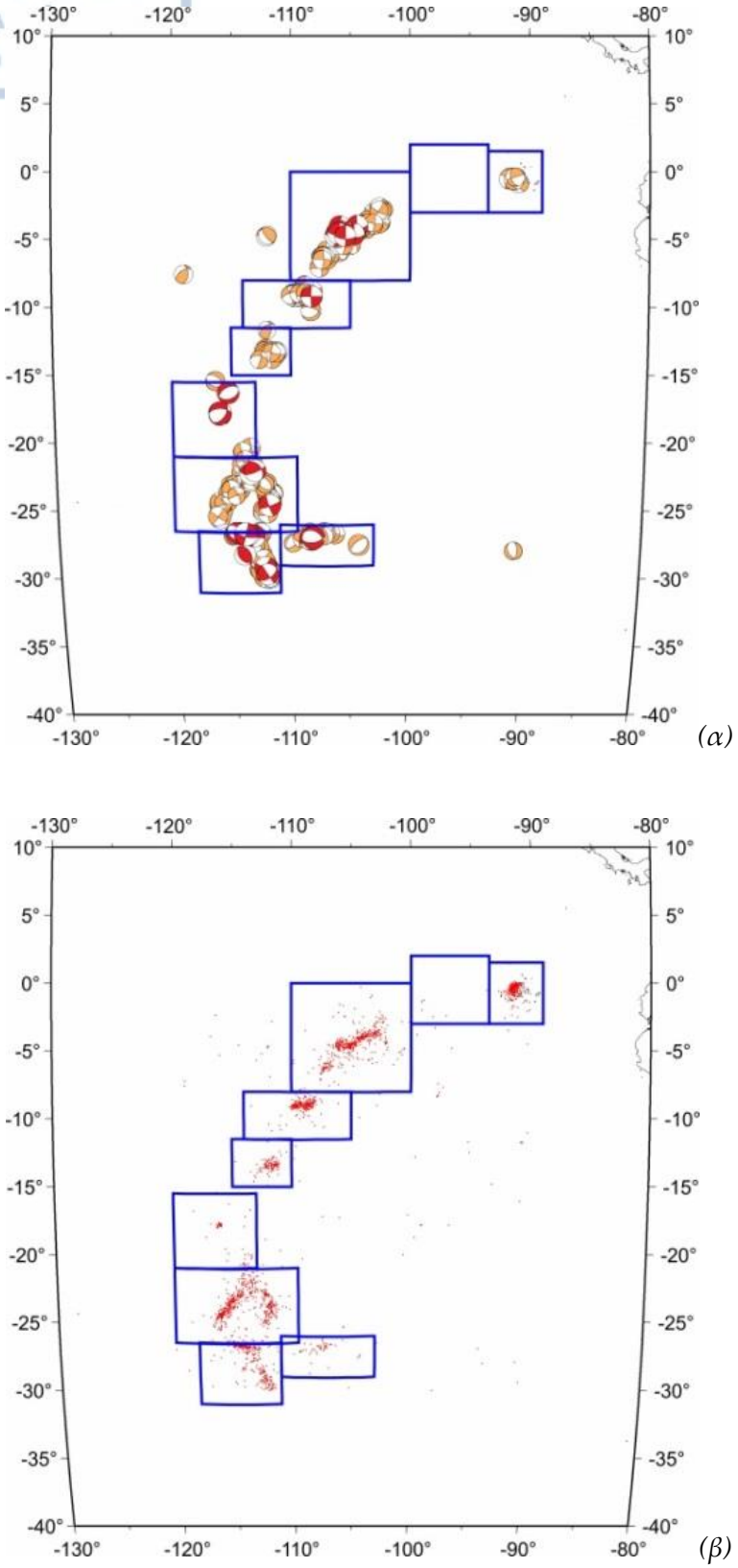
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.1 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης του Ατλαντικού που αντιστοιχούν σε μεγέθη σεισμών 5.0≤M<6.0 (εστιακές σφαίρες με πορτοκαλί χρώμα) και M≥6.0 (εστιακές σφαίρες με κόκκινο χρώμα). Τα πλαίσια μπλε χρώματος αντιστοιχούν στις 21 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε η ράχη. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών. Σεισμοί εκτός πλαισίων θα εξαιρεθούν. Το ίδιο υπόμνημα ισχύει και για τους χάρτες που ακολουθούν (σχήματα 2.2 - 2.6).*

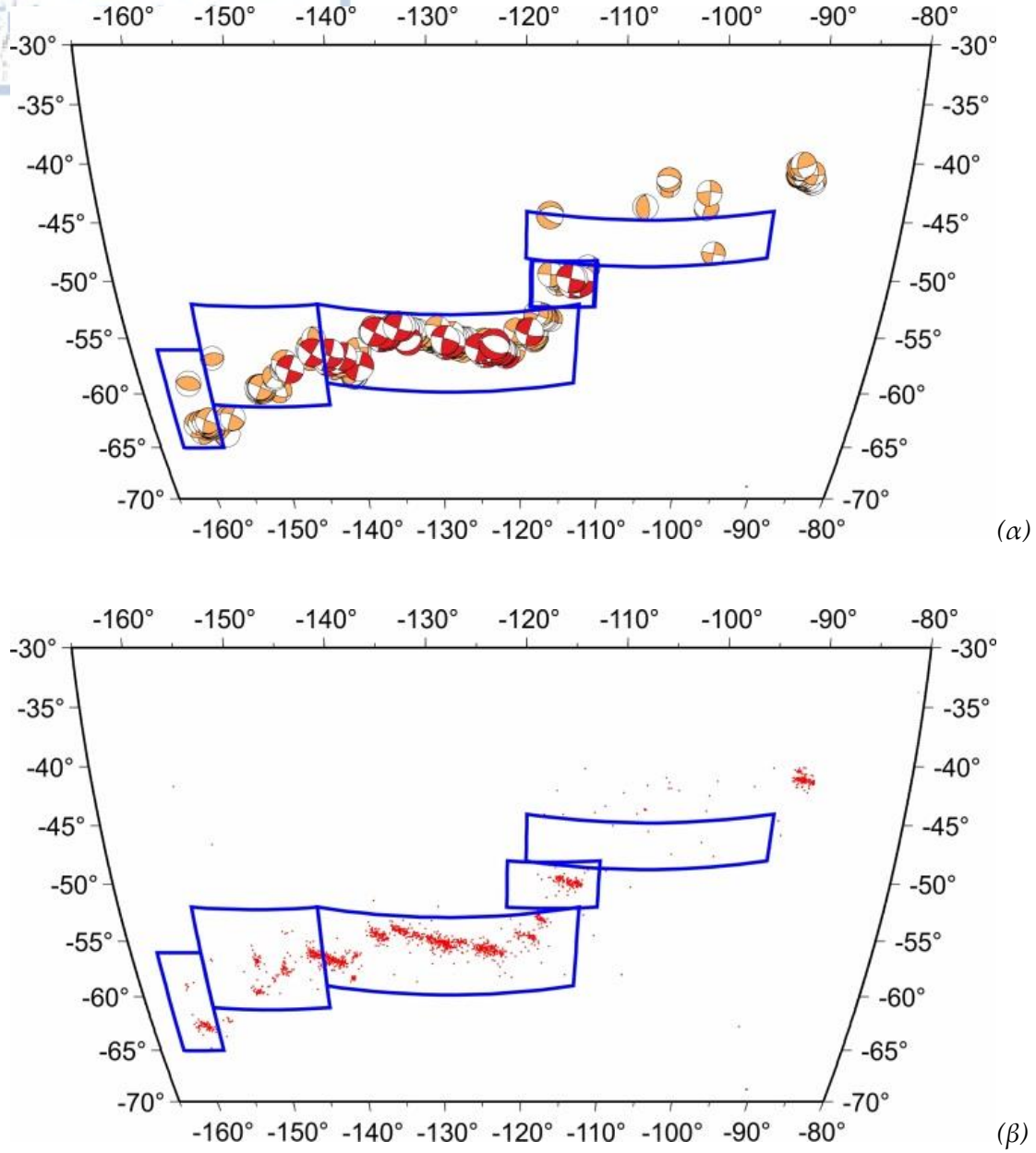
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.2 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης Ειρηνικού-Nazca και οι 9 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών.*

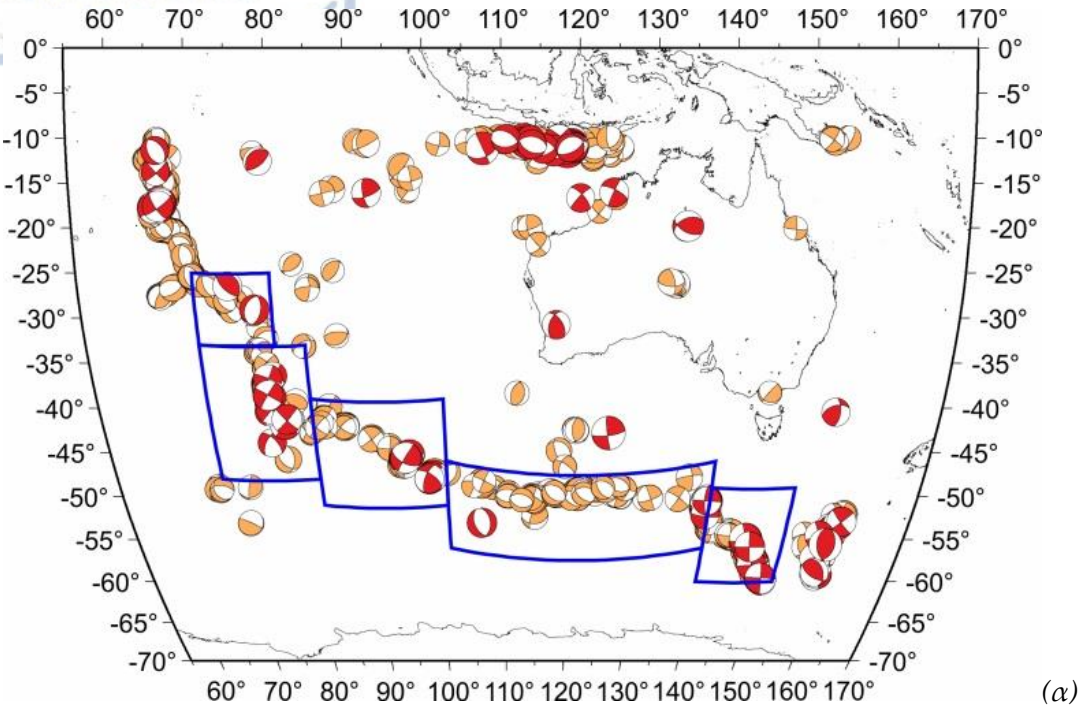
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



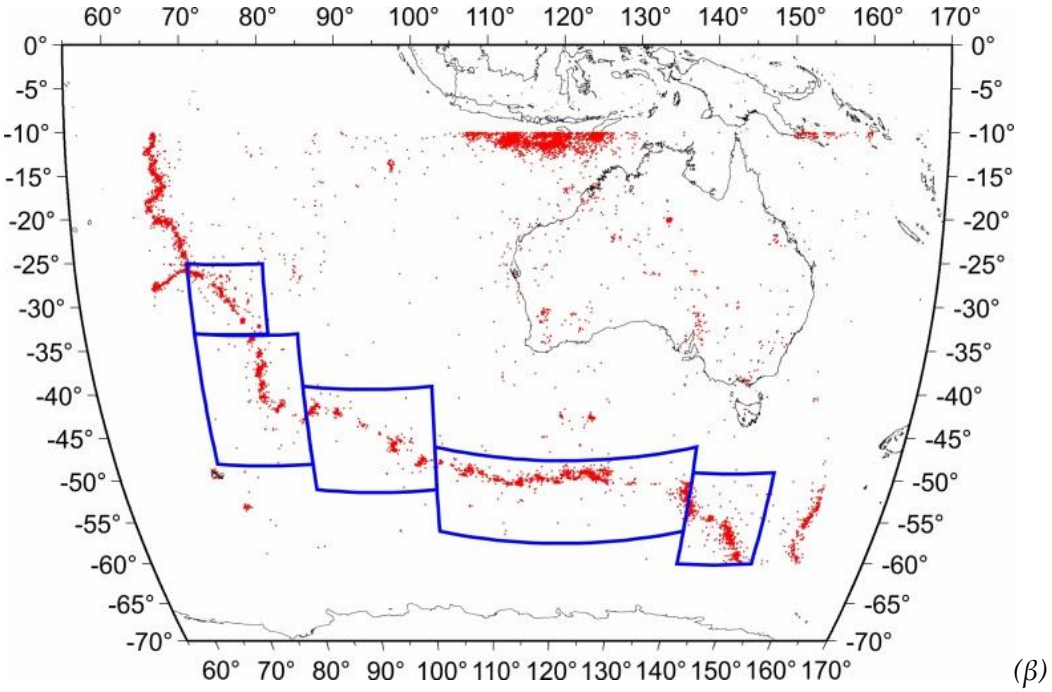
Σχήμα 2.3 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής και οι 5 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



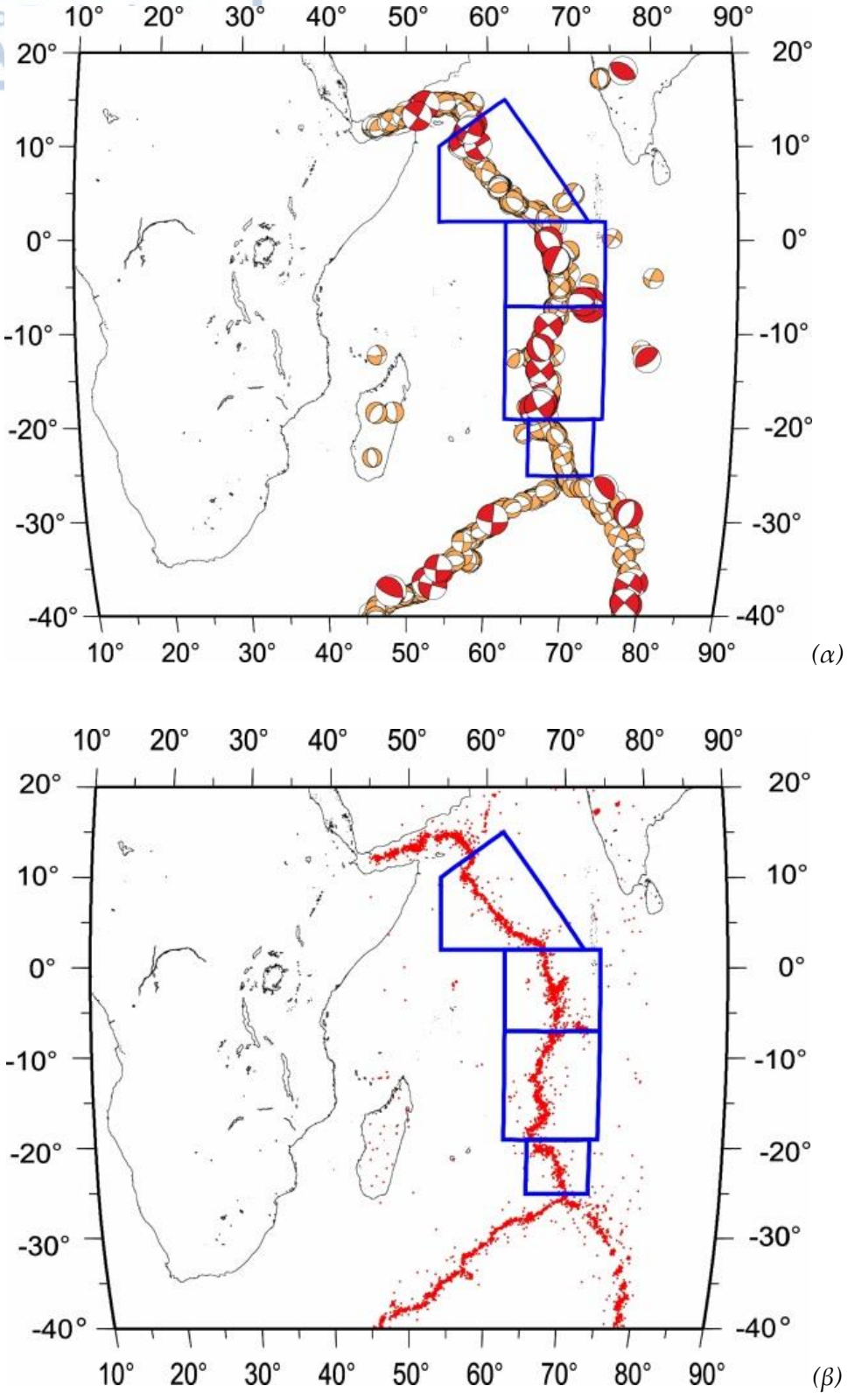
(α)



(β)

Σχήμα 2.4 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης του Νοτιοανατολικού Ινδικού και οι 5 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών.*

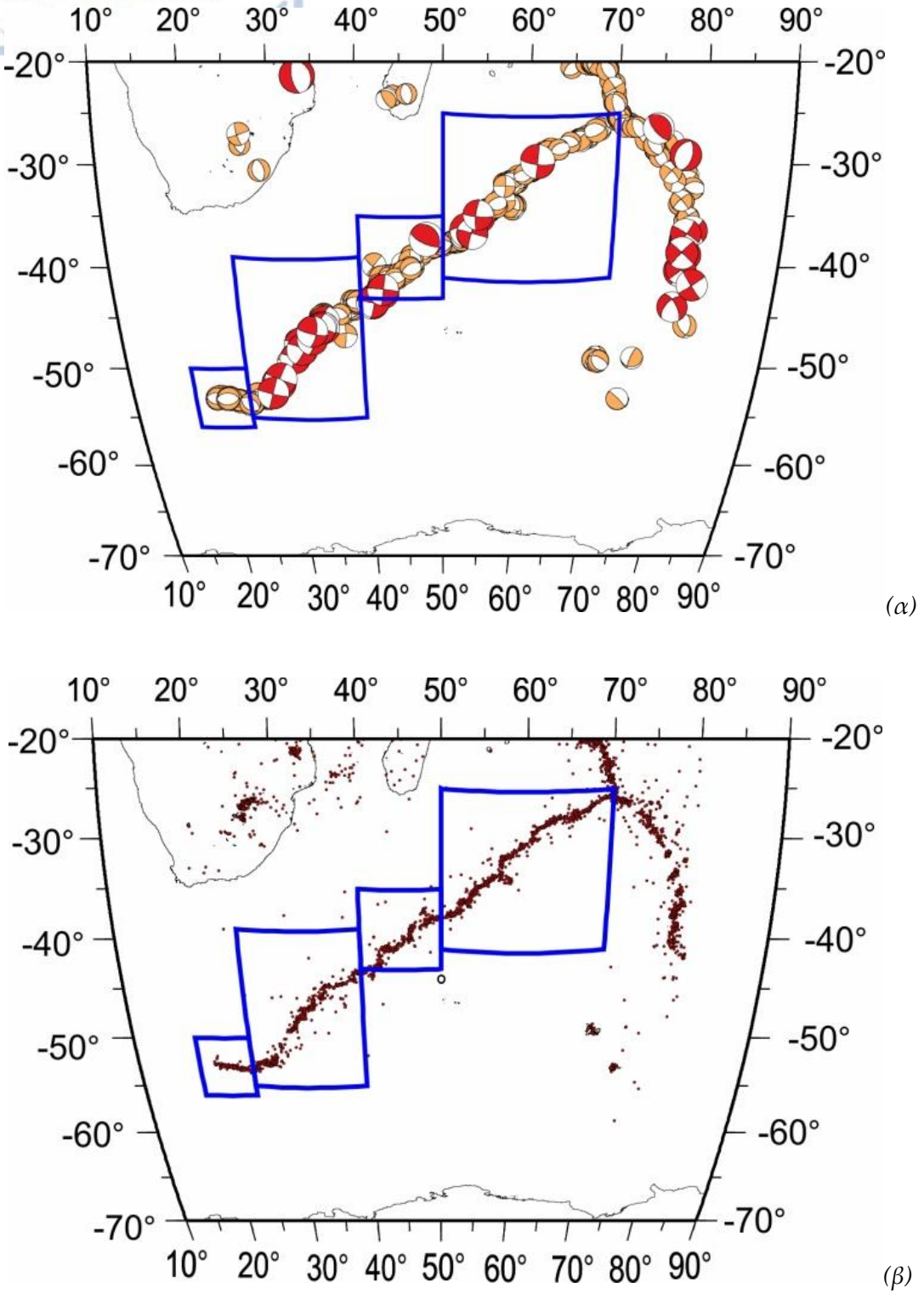
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



Σχήμα 2.5 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης Κεντρικού Ινδικού και οι 4 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 2.6 *(α)Χωρική κατανομή όλων των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης της μεσο-ωκεάνιας ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού και οι 4 περιοχές στις οποίες χωρίστηκε. (β)Χωρική κατανομή όλων των σεισμών ασχέτως μεγεθών.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

2.3 ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΕΛΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

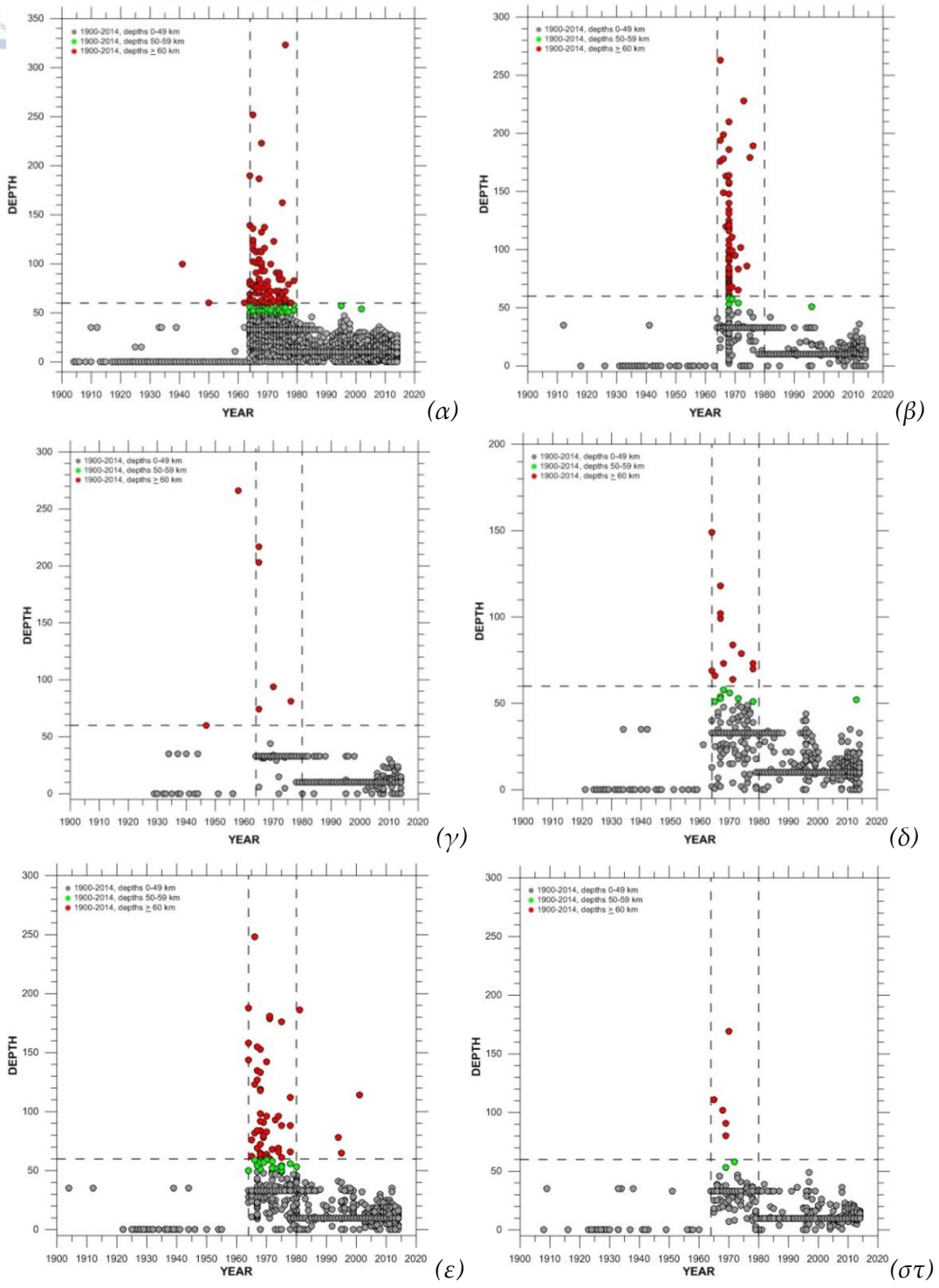
2.3.1 Έλεγχος των εστιακών βαθών των καταλόγων

Ο ακριβής προσδιορισμός του εστιακού βάθους των σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες με την χρήση των χρόνων άφιξης των κυμάτων χώρου κρίνεται αδύνατος εξαιτίας της απουσίας σεισμολογικών σταθμών σε κοντινές αποστάσεις. Εναλλακτικά, για τον προσδιορισμό των βαθών των σεισμών μπορούν να χρησιμοποιηθούν τα επιφανειακά κύματα. Συγκεκριμένα, αποδείχθηκε (Tsai and Aki, 1970) ότι ένας ακριβής προσδιορισμός του εστιακού βάθους μπορεί να επιτευχθεί με τη χρήση των πλατών των φασμάτων των επιφανειακών κυμάτων περιόδων 10-50 sec χρησιμοποιώντας μοντέλα επίπεδης διαστρωμάτωσης (flat layered earth models). Είναι γνωστό ότι οι σεισμοί στις ωκεάνιες λεκάνες συγκεντρώνονται κυρίως κατά μήκος του άξονα επέκτασης, παρουσιάζουν μικρά βάθη (Heezen, 1960) και κανονικούς μηχανισμούς γένεσης. Επιπλέον, σεισμοί με μικρά βάθη συσσωρεύονται κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού τα οποία «φιλοξενούν» την διαφορική κίνηση μεταξύ των μετατοπισμένων τμημάτων της ράχης (Bohnenstiehl and Dziak, 2008). Ενδεικτικά, οι Weidner and Aki (1973) μελετώντας την σεισμικότητα στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού αλλά και στο βορειοανατολικό τμήμα του Ειρηνικού, έδειξαν ότι οι σεισμοί με διάρρηξη κλίσης εμφανίζουν βάθη μικρότερα των 5 km ενώ τα βάθη των σεισμών οριζόντιας μετατόπισης κυμαίνονται μεταξύ των 3 και 10 km.

Ως εκ τούτου δεν αναμένονται σεισμοί ενδιαμέσου ή μεγάλου βάθους κατά μήκος του άξονα της κάθε μεσο-ωκεάνιας ράχης που θα μελετηθεί. Παρόλα αυτά, κατά την διαδικασία σύνταξης των καταλόγων πάνω στο ίχνος των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων βρέθηκαν σεισμοί με εστιακά βάθη που ξεπερνούσαν τα 60 km. Πιο αναλυτικά, στο κατάλογο σεισμών της μεσο-ωκεάνιας ράχης του Ατλαντικού βρέθηκαν 96 γεγονότα από τα συνολικά 14.231 με βάθη μεταξύ 60 και 323 km, στο όριο επαφής του Ειρηνικού με την Nazca 68 σεισμοί από τους συνολικά 2.192 εμφανίζουν βάθη 60-263 km, στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Ειρηνικού με την επαφή της με την Ανταρκτική 7 σεισμοί από τους συνολικά 1.465 που βρίσκονται στο ίχνος της ράχης εμφανίζουν βάθη 60-270 km, στη ράχη του Κεντρικού Ινδικού εντοπίστηκαν 52 σεισμοί από τους 3.627 με βάθη από 60- 248 km, στη ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού βρέθηκαν μόλις 5 σεισμοί με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 2.7 *Χρονική κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών των τελικών καταλόγων των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (α) Ατλαντικού, (β) Ειρηνικού-Nazca, (γ) Ειρηνικού-Ανταρκτικής, (δ) Νοτιο-ανατολικού Ινδικού, (ε) Κεντρικού Ινδικού, και (στ) Νοτιο-δυτικού Ινδικού για το διάστημα 1900-2014. Οι γκρι κύκλοι αντιστοιχούν σε βάθη ≤ 49 km, οι πράσινοι σε βάθη 50-59km και οι κόκκινοι σε βάθη≥60km.*

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

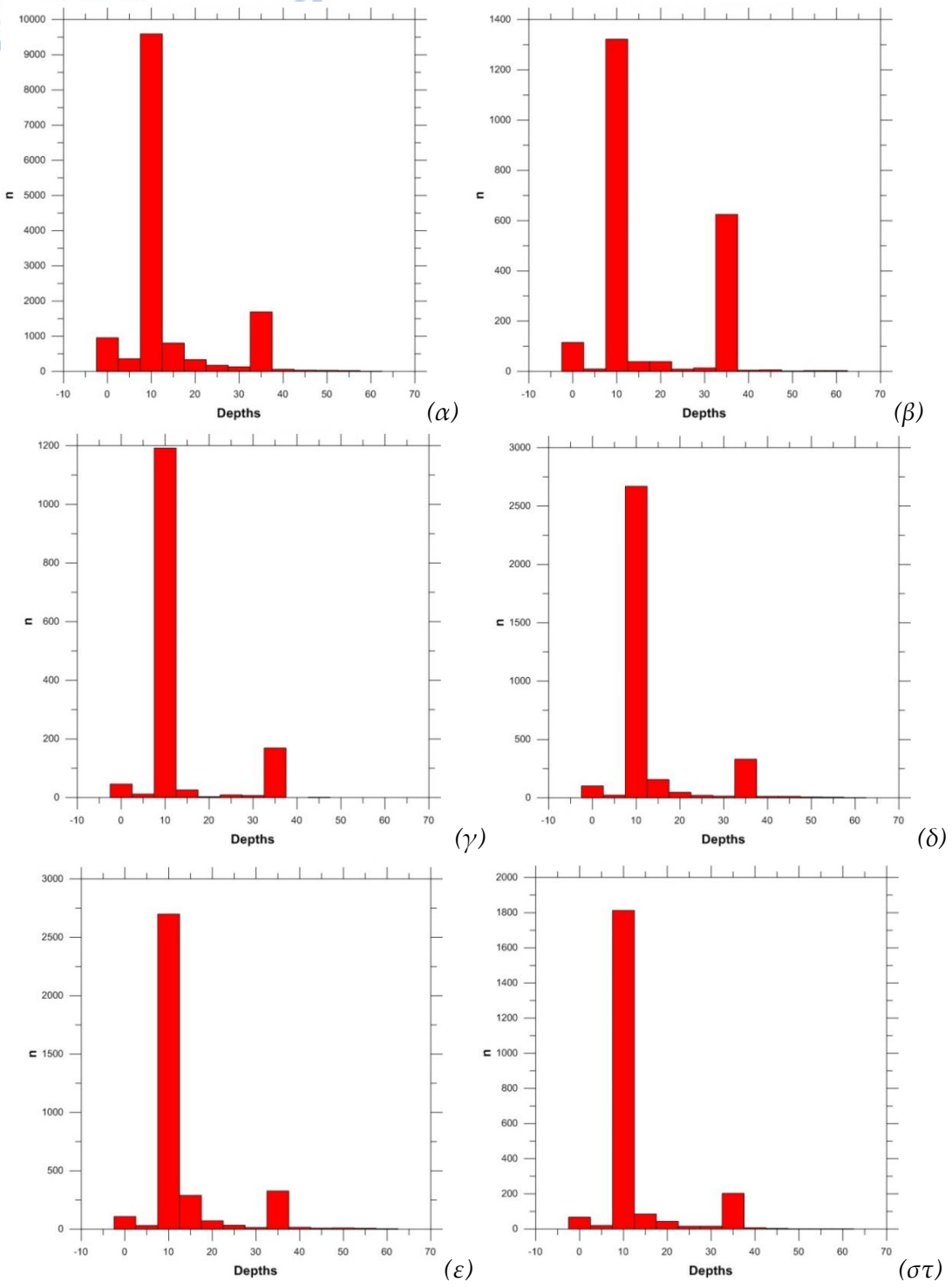
βάθη ≥ 60 km, ενώ τέλος στην ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού συναντώνται 13 γεγονότα σε συνολικά 3.402 με εστιακά βάθη 60-149 km.

Με βάση αυτή την απροσδόκητη παρατήρηση κατά την διάρκεια της σύνταξης των καταλόγων σεισμών κρίθηκε απαραίτητη η μελέτη της χρονικής κατανομής των σεισμών αυτών έτσι ώστε να προσδιοριστεί η χρονική περίοδος εμφάνισής τους. Για τον λόγο αυτό κατασκευάστηκαν γραφήματα που απεικονίζουν την κατανομή των τιμών του βάθους σε σχέση με τον χρόνο (έτη γένεσης σεισμών) στα οποία παρουσιάζονται (σε όλες τις υπό μελέτη ράχες) συγκεντρώσεις σεισμών με βάθη μεγαλύτερα ή ίσα των 60 km μεταξύ των ετών ~ 1964-1980 (*Σχήμα 2.7*). Σύμφωνα με το ISC (προσωπική επικοινωνία), η απόκλιση αυτή των τιμών βάθους μπορεί να οφείλεται στον τρόπο υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών από το ISC πριν το 1980, οι οποίες είναι ήδη σε φάση επαναπροσδιορισμού. Συνεπώς, τα εσφαλμένα αυτά βάθη θα έπρεπε να διορθωθούν. Έτσι, για όλους τους σεισμούς των ράχεων με εστιακά βάθη ≥ 60 km (χρονικό διάστημα 1964-1980) επιλέξαμε να υιοθετήσουμε μια καθαρά ενδεικτική τιμή εστιακού βάθους 33 km.

Μετά το πέρας και αυτής της διορθωτικής παρέμβασης στους καταλόγους σεισμών των υπό μελέτη ράχεων, δημιουργήθηκαν τα ιστογράμματα κατανομής των βαθών (*Σχήμα 2.8*). Είναι προφανές ότι όλες οι υπό μελέτη ράχες κυριαρχούνται από επιφανειακούς σεισμούς με την πλειονότητα αυτών να συγκεντρώνονται σε βάθη μεταξύ των 7.5-12.5 km (*Σχήματα 2.8 α, β, γ, δ, ε, στ*). Στα σχήματα 2.9 έως 2.14 παρουσιάζονται οι χωρικές κατανομές των σεισμών των τελικών αυτών καταλόγων χρησιμοποιώντας τέσσερα διαστήματα τιμών μεγεθών ($M_w \leq 4.0$, $4.0 < M_w \leq 5.0$, $5.0 < M_w \leq 6.0$ και $M_w > 6.0$).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

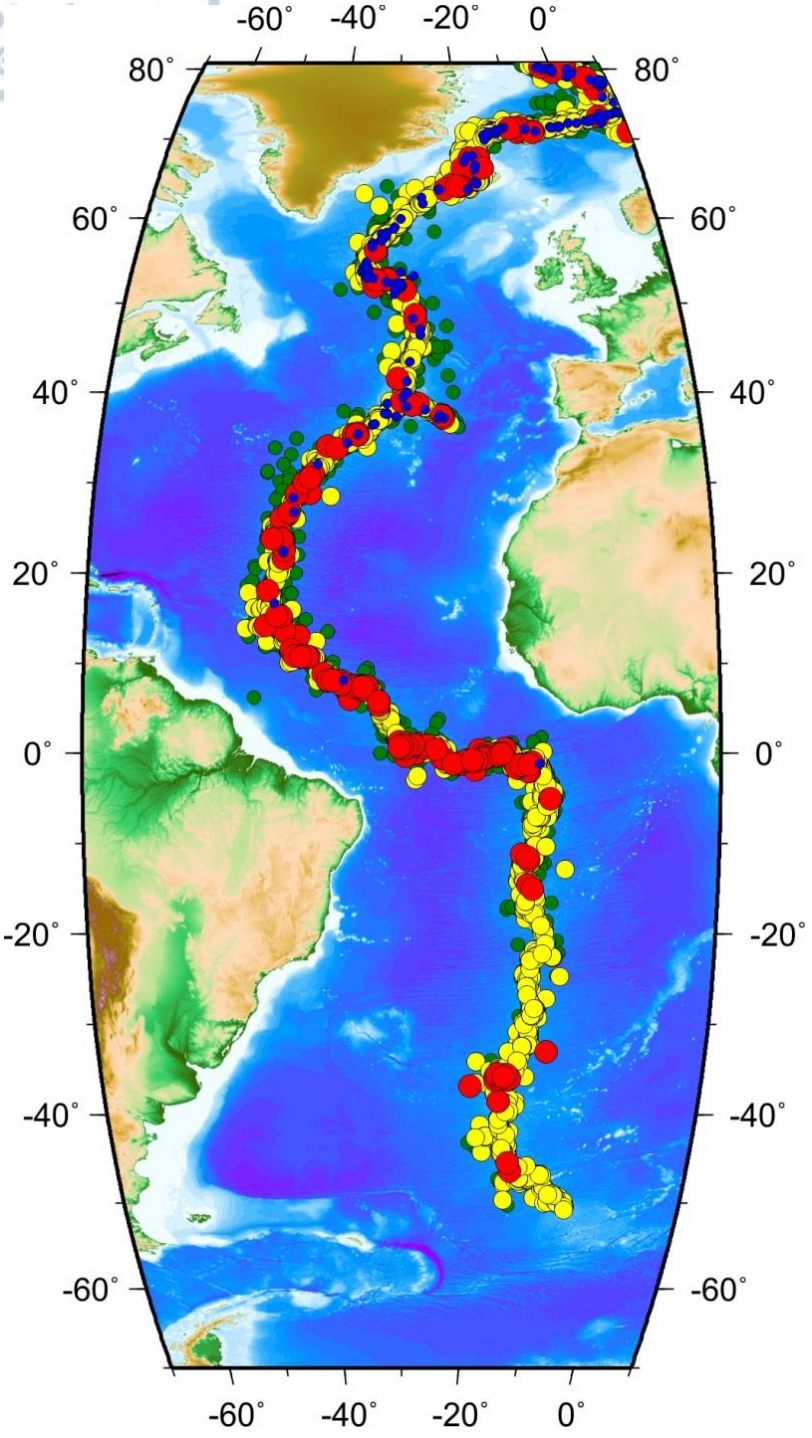
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 2.8 *Ιστογράμματα κατανομής διορθωμένων εστιακών βαθών των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (α) Ατλαντικού, (β) Ειρηνικού-Nazca, (γ) Ειρηνικού-Ανταρκτικής, (δ) Νοτιο-ανατολικού Ινδικού, (ε) Κεντρικού Ινδικού και (στ) Νοτιο-δυτικού Ινδικού αντίστοιχα. Οι πλέον επικρατούσες τιμές κυμαίνονται γύρω στα 10km.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

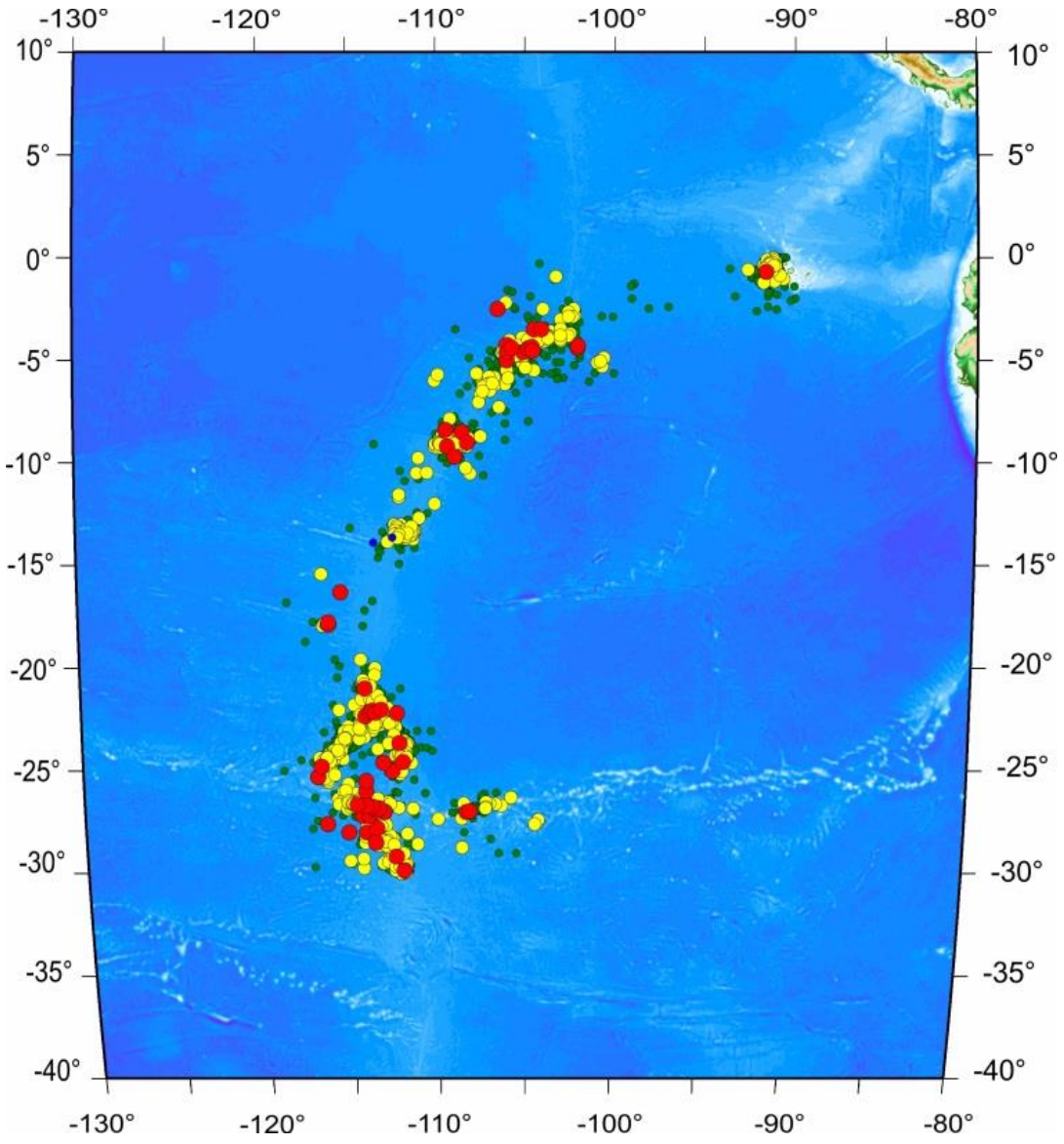
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεω
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.9 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης του Ατλαντικού. Οι σεισμοί απεικονίζονται σε τέσσερα διαστήματα τιμών μεγέθους: $M_w \leq 4.0$ (μπλέ κύκλοι), $4.0 < M_w \leq 5.0$ (πράσινοι κύκλοι), $5.0 < M_w \leq 6.0$ (κίτρινοι κύκλοι) και $M_w > 6.0$ (κόκκινοι κύκλοι). Το ίδιο υπόμνημα ισχύει και για τους χάρτες που ακολουθούν (Σχήματα 2.10-2.14).*

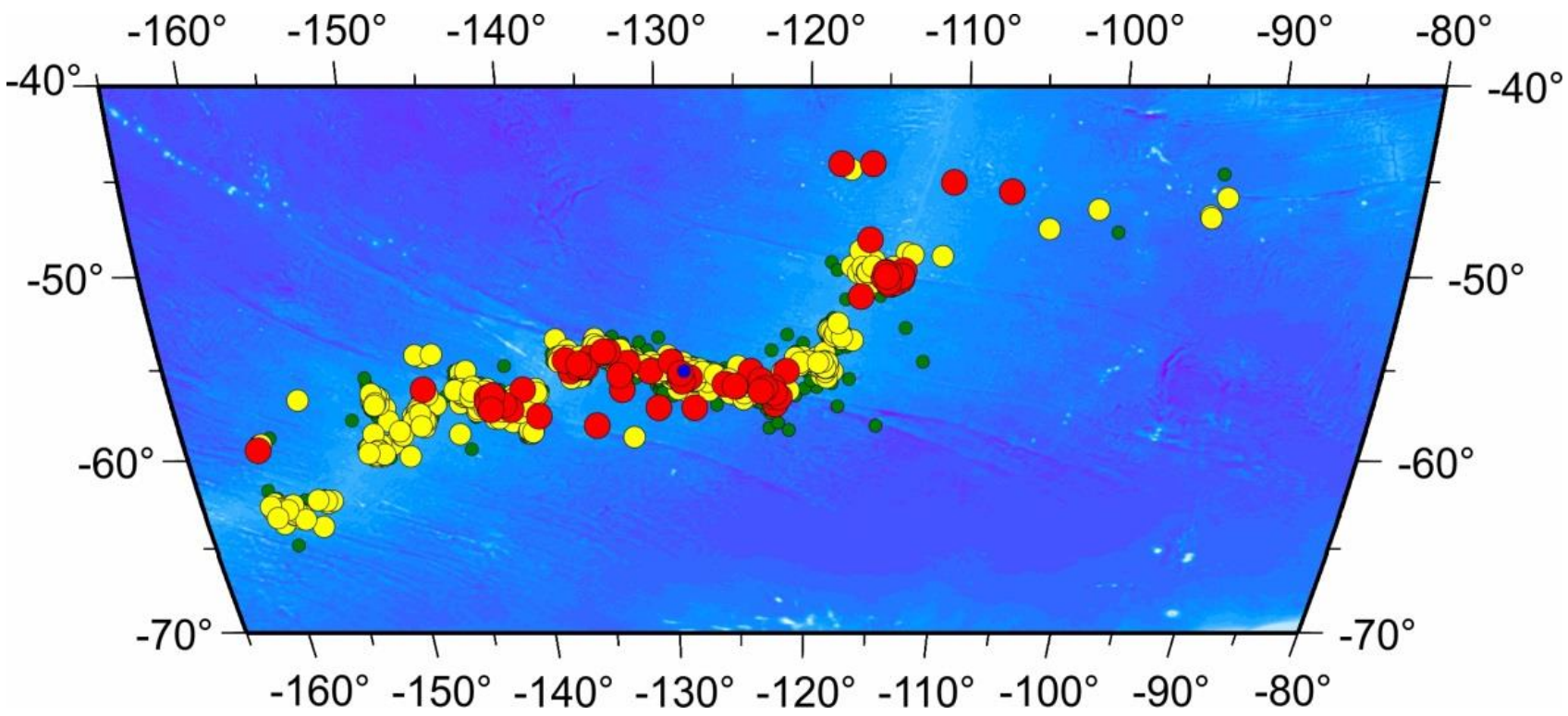
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.10 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης Ειρηνικού-Nazca.*

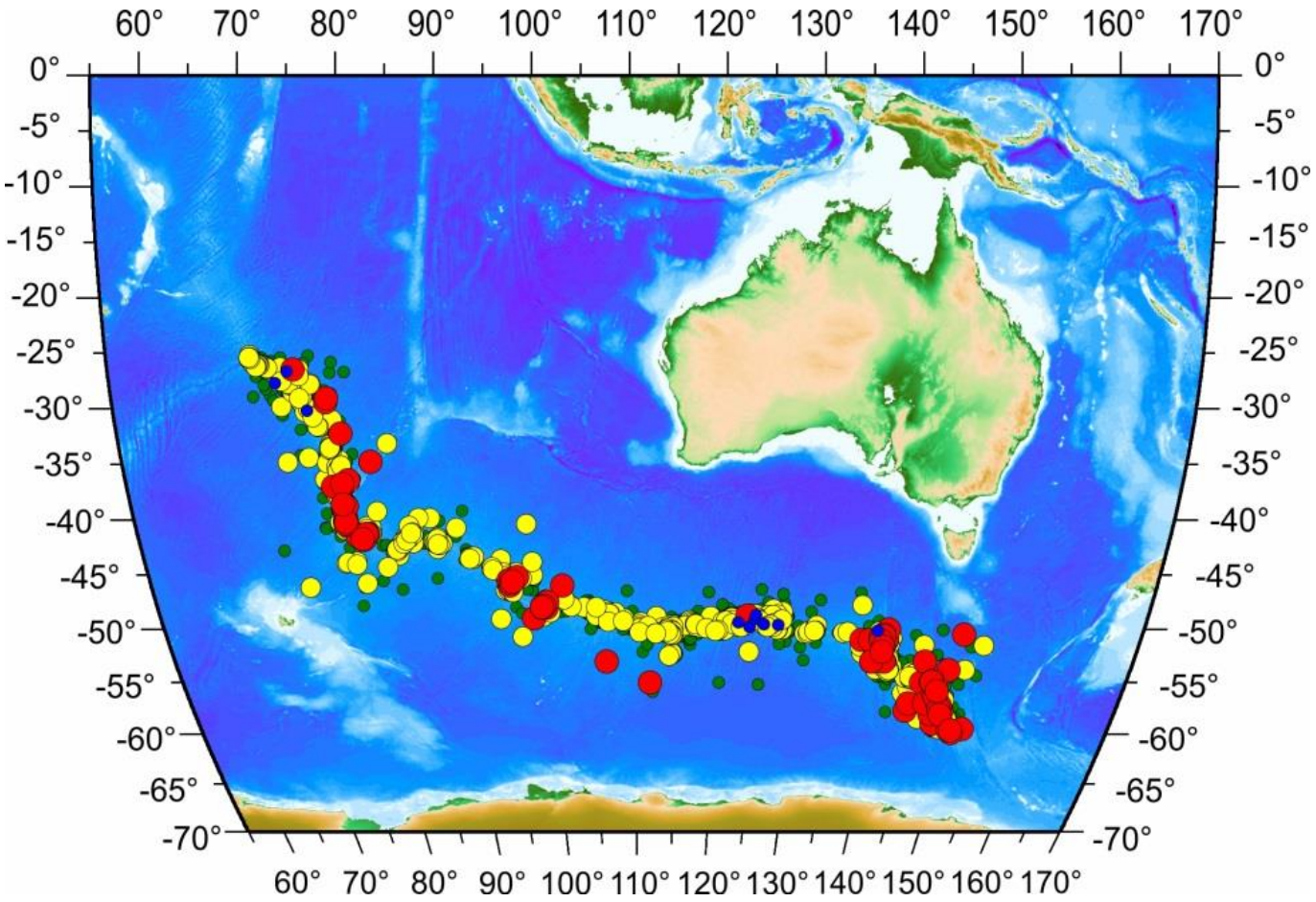
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.11 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

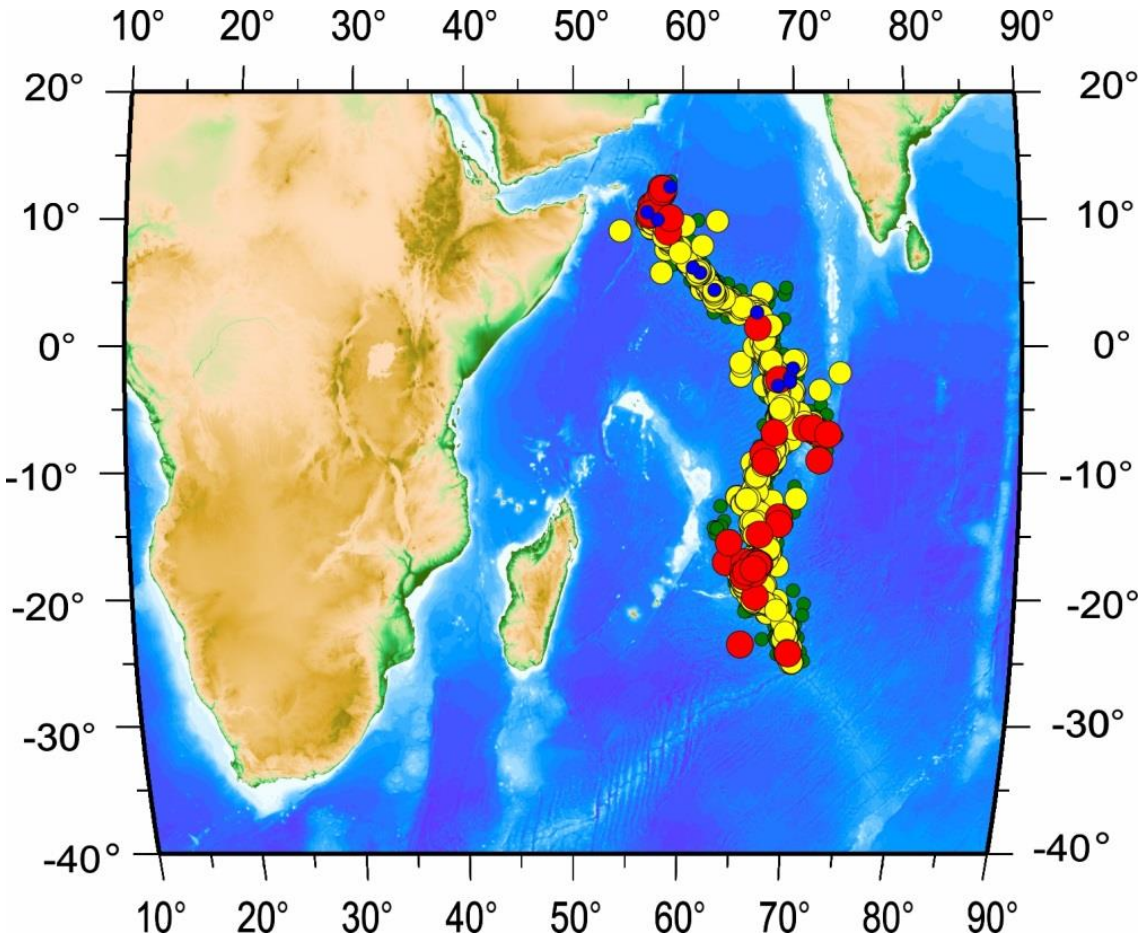
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.12 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης του Νοτιοανατολικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

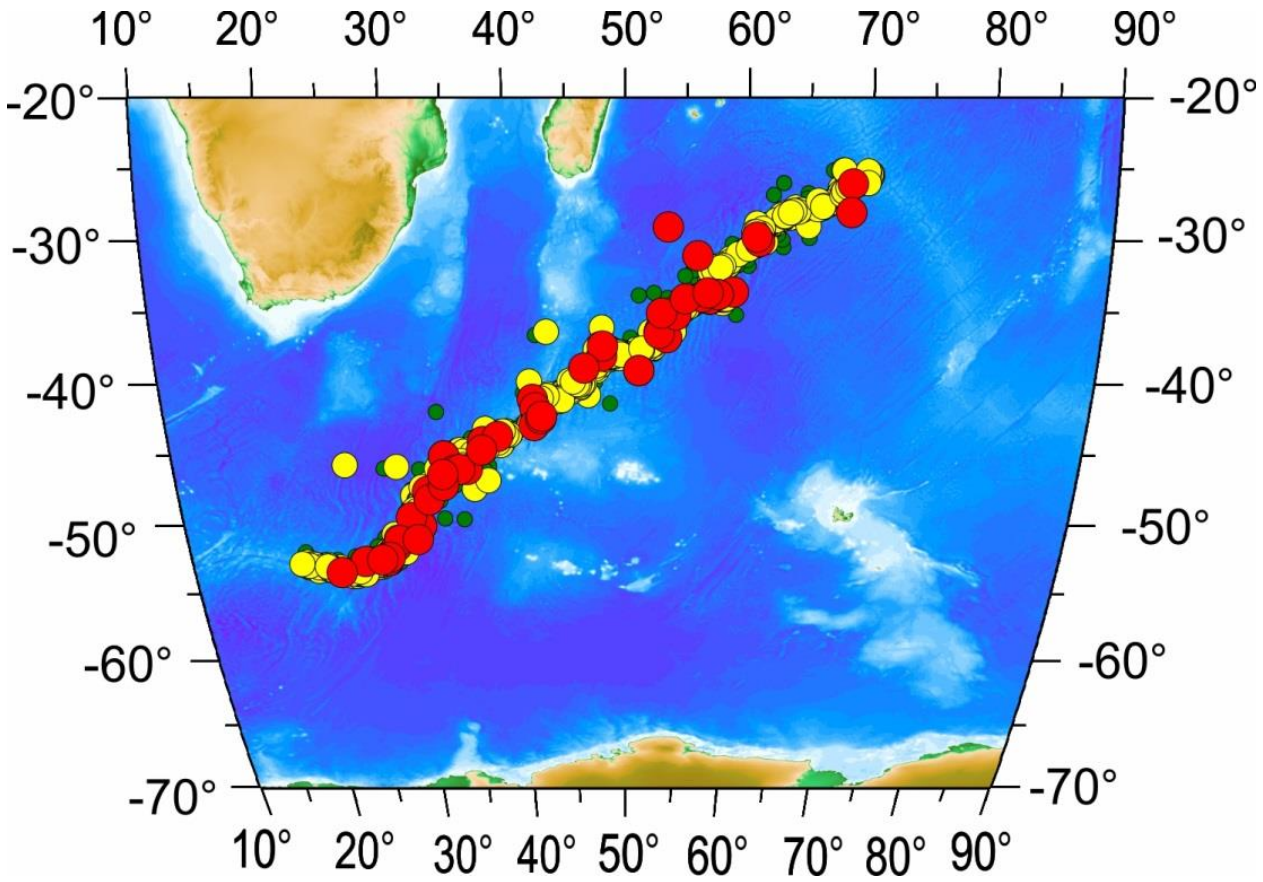
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.13 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης του Κεντρικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.14 *Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ίχνους της ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.2 Διαδικασία από-ομαδοποίησης (declustering)

2.3.2.1 Η έννοια της από-ομαδοποίησης και αλγόριθμοι εφαρμογής της

Η ύπαρξη και χρήση ενός πλήρους καταλόγου αποτελεί θεμελιώδη παράγοντα για τον προσδιορισμό και την ανάλυση της σεισμικότητας μιας περιοχής. Όπως αναφέρθηκε εκτενώς και σε προηγούμενο κεφάλαιο, για την προετοιμασία ενός αξιόπιστου καταλόγου, θα πρέπει να συλλέγονται τα στοιχεία από όλες τις διαθέσιμες πηγές και έπειτα να ακολουθείται η διαδικασία ομογενοποίησης των μεγεθών καθώς και η παράλειψη πιθανών διπλά καταγεγραμμένων γεγονότων. Μετά από αυτές τις διαδικασίες, η απομάκρυνση των προσεισμών και των μετασεισμών είναι απαραίτητη διαδικασία για τη δημιουργία ενός τελικού καταλόγου κύριων σεισμών. Το αποτέλεσμα της διαδικασίας είναι η δημιουργία δύο καταλόγων: (1) από τους σεισμούς που χαρακτηρίζονται ως ανεξάρτητοι (κύριοι σεισμοί και σεισμικότητα υποβάθρου) και (2) από τους «εξαρτώμενους» σεισμούς (όπως για παράδειγμα οι προσεισμοί και οι μετασεισμοί). Η σεισμικότητα του υποβάθρου οφείλεται κυρίως στην τεκτονική φόρτιση ή σε μεταβολές των τάσεων που δεν συνδέονται με προηγούμενους σεισμούς. Η αναγνώριση ιστορικών σεισμών παίζει σημαντικό ρόλο σε πολλές εφαρμογές της σεισμολογίας, μεταξύ των οποίων είναι η εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου αλλά και του ρυθμού μεταβολής της σεισμικότητας, η ανάπτυξη μοντέλων μελέτης των σμηνοσεισμών καθώς και η έρευνα στο κομμάτι της πρόγνωσης.

Στη διάρκεια των ετών έχουν προταθεί διάφοροι αλγόριθμοι-μοντέλα από-ομαδοποίησης από πλήθος επιστημόνων (π.χ., Utsu, 1969, Gardner and Knopoff, 1974, Reasenberg, 1985, Kellis-Borok and Kossobokov, 1986, Frohlich and Davis, 1990, Davis and Frohlich, 1991, Knopoff, 2000). Οι περισσότερες από αυτές τις μεθοδολογίες απομακρύνουν τους σεισμούς που εντάσσονται σε ένα συγκεκριμένο χωροχρονικό διάστημα (παράθυρο) γύρω από ένα μεγάλο γεγονός (σεισμό) που θεωρείται ως κύριος σεισμός. Μια επιτυχημένη προσέγγιση, που αναπτύχθηκε στη μελέτη ομαδοποιημένων δεδομένων σεισμών (seismicity clustering), αφορά την χρήση στοχαστικών τεχνικών από-ομαδοποίησης κατά τις οποίες τα γεγονότα ενεργοποιούνται σύμφωνα με την θεωρία των πιθανοτήτων (Kagan and Knopoff, 1976, Zhuang et al., 2002, 2004). Επίσης οι Hainzl et al. (2006) ανέπτυξαν μια μη παραμετρική αναπαράσταση των ρυθμών σεισμικότητας των ανεξάρτητων σεισμών (σεισμικότητα υποβάθρου), με βάση τις μέσες τιμές πρώτης και δεύτερης τάξης των χρονικών διαφορών μεταξύ των γεγονότων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

(inter-event times). Η μεθοδολογία αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την από-ομαδοποίηση καταλόγου σεισμών μέσω της σύγκρισης των συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας τόσο της εξαρτημένης όσο και ανεξάρτητης σεισμικότητας (van Stiphout et al., 2012).

Ο Knopoff (1964) εισήγαγε ένα είδος αλγορίθμου από-ομαδοποίησης εξαιρώντας τους μετασεισμούς. Ομαδοποιώντας τους σεισμούς σε διαδοχικά χρονικά διαστήματα των δέκα ημερών κατέληξε σε ένα ιστόγραμμα που εμφάνιζε πολλά κοινά χαρακτηριστικά με μια κατανομή Poisson. Δέκα χρόνια μετά οι Gardner and Knopoff (1974) πρότειναν μια διαδικασία για τον εντοπισμό μετασεισμών σε καταλόγους σεισμικότητας, χρησιμοποιώντας τις χωροχρονικές διαφορές μεταξύ των γεγονότων. Αυτή η μέθοδος είναι γνωστή ως «μέθοδος παραθύρου» και είναι μία από τις απλούστερες μορφές αναγνώρισης ενός μετασεισμού. Για ένα δεδομένο κατάλογο σεισμών, τα γεγονότα ταξινομούνται κατά φθίνουσα σειρά με βάση το μέγεθος. Ξεκινώντας από το πρώτο συμβάν, μετρούνται τα χωροχρονικά παράθυρα γύρω από κάθε σεισμό στον κατάλογο. Το εύρος (μήκος L σε km) και η διάρκεια (T) κάθε παραθύρου ποικίλλουν ανάλογα με το μέγεθος (M) του πιθανού κύριου σεισμού. Το μεγαλύτερο γεγονός σε κάθε παράθυρο χαρακτηρίζεται ως κύριος σεισμός, ενώ τα υπόλοιπα (προσεισμοί ή μετασεισμοί) εντοπίζονται και αφαιρούνται. Οι παράμετροι των χωροχρονικών αυτών παραθύρων του μοντέλου υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\log(T) = a_1 M + b_1 \tag{2.4}$$

$$\log(L) = a_2 M + b_2 \tag{2.5}$$

Οι παράμετροι a_1, b_1, a_2 και b_2 στις περισσότερες μελέτες παίρνουν κάποιες τυπικές τιμές οι οποίες έχουν υπολογιστεί, για παράδειγμα, από τα δεδομένα μεγέθους-μήκους-χρόνου (M, L και T, αντίστοιχα).

Ο αλγόριθμος του Reasenberg (1985) θεωρεί μια ζώνη αλληλεπίδρασης επικεντρωμένη σε κάθε σεισμό. Η χωρική έκταση της ζώνης αλληλεπίδρασης βασίζεται στην εκτίμηση της ανακατανομής των τάσεων στην περιοχή γύρω από κάθε σεισμό. Στο μοντέλο αυτό γίνεται η υπόθεση ότι η ισχυρότερη συνδρομή στο πεδίο τάσεων προέρχεται από το πιο πρόσφατο σεισμό (τρέχων σεισμός) και από το μεγαλύτερο προηγούμενο σεισμό της τρέχουσας ακολουθίας. Οποιεσδήποτε άλλες συνεισφορές που μπορεί να επηρεάσουν το πεδίο των

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

τάσεων αγνοούνται ενώ οι σεισμοί που συμβαίνουν μέσα στη ζώνη αλληλεπίδρασης ενός προγενέστερου σεισμού θεωρούνται μετασεισμοί. Στην ουσία μόνο ο μεγαλύτερος σεισμός (με το μεγαλύτερο μέγεθος) διατηρείται τελικά ως ο κύριος σεισμός του cluster (ομάδας). Η ζώνη διαμορφώνεται δυναμικά με χωρικές και χρονικές παραμέτρους. Οι χωροχρονικές διαφορές που υπολογίζονται μεταξύ των σεισμών (κύριου και υπολοίπων) βασίζονται στον νόμο του Omori (1894): όσο αυξάνεται ο χρόνος από τον κύριο σεισμό, αυξάνεται και το χρονικό διάστημα μέσα στο οποίο μπορεί να θεωρηθεί κάποιος ως μετασεισμός. Η χωρική κλίμακα είναι ανάλογη προς τη διάσταση της πηγής και η χρονική κλίμακα ορίζεται χρησιμοποιώντας μια διαδικασία Poisson για μετασεισμούς με ρυθμό $\alpha(t)$. Η πιθανότητα να παρατηρηθούν x σεισμοί στο χρονικό διάστημα $(t, t+\tau)$ δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$P(x, \alpha(t), \tau) = \frac{e^{-\alpha\tau}(\alpha\tau)^x}{x!} \quad (2.6)$$

με το $\alpha(t)$ να ακολουθεί τον νόμο Omori:

$$\alpha(t) = Ct^{-a} \ , \ t \geq t_0 \quad (2.7)$$

όπου t_0 αντιστοιχεί σε 1 ημέρα μετά την οποία ο κατάλογος θεωρείται πλήρης για μεγέθη $M \geq M_{min}$. Το χρονικό διάστημα «αναμονής», τ, που απαιτείται για την παρακολούθηση του επόμενου συμβάντος με πιθανότητα, P, σε μια δεδομένη μετασεισμική ακολουθία είναι

$$\tau = \frac{-\ln(1-P)t}{10^{2(\Delta M-1)/3}} \quad (2.8)$$

όπου $\Delta M = M_{max} - M_{min}$, που αντιστοιχεί στη διαφορά μεταξύ του σεισμού με το μεγαλύτερο μέγεθος και του μικρότερου μεγέθους, επί της ουσίας, του μεγέθους πληρότητας.

2.3.2.2 Εφαρμογή διαδικασίας απο-ομαδοποίησης στις υπό μελέτη ράχες

Στην παρούσα εργασία δοκιμάστηκαν οι μεθοδολογίες τόσο του Reasenberg (1985) όσο και των Gardner and Knopoff (1974) αλλά τελικά επιλέχθηκε η χρήση της μεθόδου των Papazachos et al. (2006). Η μεθοδολογία αυτή για την διαδικασία της από-ομαδοποίησης χρησιμοποιεί όσο αφορά τον ορισμό της χρονικής διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας (χρονικό παράθυρο) τα αποτελέσματα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

που προέκυψαν από τους Papazachos (1974 a,b) και Papazachos and Papazachou (1997), ενώ όσο αφορά τον ορισμό του χωρικού παραθύρου (χωρική έκταση μετασεισμικής περιοχής) χρησιμοποιήθηκε μια κυκλική περιοχή ακτίνας R (Papazachos et al., 2006) που συναρτάται με το μέγεθος του κύριου σεισμού. Πιο αναλυτικά, η χρονική διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας δίνεται από τη σχέση:

$$\log T_{tot} = -2.08 + 0.66M \tag{2.9}$$

ενώ χωρικά η περιοχή οριοθετείται με βάση τη σχέση που προσδιορίστηκε από όλες τις μετασεισμικές ακολουθίες στον Ελλαδικό χώρο και τις γειτονικές περιοχές:

$$\log R = 0.19M + 0.36 \tag{2.10}$$

όπου *M* (στις *Σχέσεις 2.9* και *2.10*) το μέγεθος του κύριου σεισμού.

Η διαδικασία αυτή χρησιμοποιήθηκε για τους καταλόγους όλων των υπό μελέτη ράχεων. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από αυτή την διαδικασία ήταν πολύ κοντινά με αυτά που προέκυπταν και από την μεθοδολογία Reasenberg (παρά το γεγονός ότι δεν παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή) όσο αφορά το πλήθος των απο-ομαδοποιημένων (κύριων) σεισμών. Δεν παρατηρήθηκαν όμως ίδιες ομοιότητες και στα μεγέθη των σεισμών αυτών καθώς είναι γνωστό ότι στη μεθοδολογία Reasenberg το μέγεθος αντικατοπτρίζει το άθροισμα των ροπών όλων των γεγονότων της ομάδας (cluster) με αποτέλεσμα το μέγεθος του κύριου σεισμού να «αλλοιώνεται». Αναλυτικά το πλήθος των ανεξάρτητων σεισμών κάθε ράχης (σεισμοί του υποβάθρου, δηλαδή οι απο-ομαδοποιημένοι κατάλογοι) που προέκυψε από την μεθοδολογία Papazachos et al. (2006) για το διάστημα 1900-2014 δίνεται στον *Πίνακα 2.2.*

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

	ΜΕΣΟ – ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ					
	ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ-ΝΑΖΚΑ	ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ - ΑΝΤΑΡΚΤΙΚΗΣ	ΝΟΤΙΟ-ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	ΝΟΤΙΟ-ΔΥΤΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ
ΑΠΟ-ΟΜΑΔΟΠΟΙΗΜΕΝΟΙ ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ (ΠΛΗΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ)	11.153	1.782	1.332	3.058	2.994	1.932

Πίνακας 2.2 *Πίνακας με το πλήθος των ανεξάρτητων (σεισμοί του υποβάθρου) σεισμών κάθε ράχης έπειτα από την διαδικασία από-ομαδοποίησης (decluster) για το διάστημα 1900-2014.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.3 Έλεγχος μεγέθους πληρότητας των καταλόγων

Μετά το πέρας του ελέγχου των εστιακών βαθών, και στο πλαίσιο του ποιοτικού ελέγχου, καθορίστηκαν τα μεγέθη πληρότητας των τελικών καταλόγων (τόσο για ομαδοποιημένους όσο και για από-ομαδοποιημένους καταλόγους). Αρχικά οι Ishimoto and Iida (1939) και μετέπειτα οι Gutenberg and Richter (1944) πρότειναν σχέσεις μεταξύ του αθροιστικού αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγιστο πλάτος καταγραφής τους ή το μέγεθός τους. Η πιο γνωστή και με την πιο εκτεταμένη χρήση σήμερα σχέση που περιγράφει την κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών εκφράζεται με τον ακόλουθο νόμο δύναμης:

$$\log N_t = a_t - bM \tag{2.11}$$

όπου N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M κατά το χρονικό διάστημα t, ενώ τα a και b είναι σταθερές. Στην πράξη η σχέση αυτή ικανοποιείται μόνο για μεγέθη $M \geq M_c$, με το M_c να είναι το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου. Το μέγεθος πληρότητας (M_c) ενός καταλόγου σεισμών αντιπροσωπεύει το ελάχιστο μέγεθος πάνω από το οποίο συμπεριλαμβάνονται όλοι οι σεισμοί μέσα σε ένα χωροχρονικό παράθυρο ενώ η ακριβής γνώση του μεγέθους αυτού είναι κρίσιμης σημασίας για την εκτίμηση των παραμέτρων της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας μιας περιοχής.

Τα a και b της σχέσης (2.11) αποτελούν δύο από τις σημαντικότερες παραμέτρους της σεισμολογίας και υπολογίζονται από τα δεδομένα. Πιο αναλυτικά, η παράμετρος a, η οποία δείχνει το επίπεδο της σεισμικότητας και αντιστοιχεί στο λογάριθμο του πλήθους των σεισμών με μέγεθος $M \geq 0$, παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις από περιοχή σε περιοχή αφού εξαρτάται από την χρονική περίοδο που καλύπτουν τα δεδομένα παρατήρησης καθώς και από την χωρική έκταση της περιοχής που μελετάται. Ο καθορισμός της παραμέτρου b είναι εξέχουσας σημασίας, και επηρεάζεται από διάφορους φυσικούς παράγοντες που σχετίζονται με τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα, η τιμή αυτής της παραμέτρου μπορεί να περιγράψει τον βαθμό της ομοιογένειας των υλικών (επίπεδο θραύσης) και το καθεστώς των τάσεων που επικρατούν στην εστιακή περιοχή (Mogi, 1963, Scholz, 1968, Gibowitz, 1973), ενώ μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μελέτες σχετικά με την πρόγνωση σεισμών (Suyehiro, 1966, Wyss and Lee, 1973, Papazachos, 1975) αλλά και για γενικότερα προβλήματα σεισμικότητας. Στην ουσία εκφράζει τον ρυθμό αύξησης του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

αριθμού των σεισμών καθώς μειώνεται το μέγεθός τους και οι τιμές της κυμαίνονται κατά μέσο όρο από 0.4 έως 1.5 (Utsu, 1971, Wiemer and Katsumata, 1999) ενώ μειώνονται με το βάθος (Mori and Abercrombie, 1997) αλλά και με την γεωλογική ηλικία της περιοχής (Miyamura, 1962).

Μερικοί ερευνητές προσπάθησαν να αποδώσουν φυσική σημασία στις τιμές των παραμέτρων *a* και *b*. Ο Aki (1965) για παράδειγμα πρότεινε μια κάποια σχέση μεταξύ της *b* και της μορφοκλασματικής διάστασης D (στατιστική ποσότητα που δίνει ένδειξη σχετικά με το κατά πόσο μια κλασματική ποσότητα φαίνεται να γεμίζει τον χώρο καθώς μεγεθύνουμε όλο και σε πιο λεπτομερείς κλίμακες), κάτι που επιβεβαιώθηκε και από τον Turcotte (1997). Οι Wyss et al. (2004) διαπίστωσαν ότι η πρόταση αυτή του Aki ισχύει μόνο για «κλειδωμένα» σεισμικά τμήματα ενώ άλλες πιο πρόσφατες συγκρίσεις μεταξύ της μορφοκλασματικής διάστασης και της παραμέτρου *b* έδειξαν ότι οι δύο αυτές τιμές συνδέονται και η σχέση τους μπορεί να αλλάξει ανάλογα με την κατανομή των τάσεων (Singh et al., 2008).

Πολλοί ερευνητές (μεταξύ των οποίων οι Scholz, 1968, Wyss, 1973, Hanks, 1979, Frohlich and Davis, 1993, Schorlemmer et al., 2005) έχουν παρατηρήσει την ύπαρξη διαφορετικών τιμών *b* για διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα και είδη ρηγμάτωσης. Επιπλέον, μετά από ανάλυση καταλόγων σεισμικότητας υψηλής ποιότητας (παγκοσμίου και τοπικού επιπέδου), προτάθηκε (Schorlemmer et al., 2005) ότι οι σεισμοί με ανάστροφους μηχανισμούς γένεσης εμφανίζουν σταθερά τιμές *b* μικρότερες από 1, οι σεισμοί με κανονική διάρρηξη έχουν τιμές *b* μεγαλύτερες από 1 ενώ οι σεισμοί οριζόντιας μετατόπισης παρουσιάζουν ενδιάμεσες τιμές *b*. Αυτή η παρατήρηση επιβεβαιώνει και τον «ρόλο» της παραμέτρου *b* ως «αντίστροφου μετρητή τάσης» μια που είναι γνωστό ότι η ενεργοποίηση των ανάστροφων ρηγμάτων απαιτεί υψηλότερη διαφορική τάση από ότι αυτή των κανονικών ρηγμάτων.

Οι παράμετροι *a* και *b*, όπως είπαμε, παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στη μελέτη της σεισμικότητας και ιδιαίτερα στις περιπτώσεις σεισμικών ακολουθιών. Έχει παρατηρηθεί ότι η τιμή της *a* (π.χ., Jimenez et al., 2006) ή/και της *b* (π.χ., Smith, 1981) διαφοροποιείται/ουνται σημαντικά πριν από την γένεση κύριων ισχυρών σεισμών. Έχει δειχθεί ότι η τιμή της παραμέτρου *b* έχει μικρότερες τιμές για τους προσεισμούς από ότι για τους μετασεισμούς (Suyehiro et al., 1964, Papazachos et al., 1967, Mogi, 1967), ενώ αντίθετη εικόνα παρατηρήθηκε σε ακολουθίες που συνδέονται με την φόρτωση τεχνητών λιμνών (Papazachos, 1974c). Νεότερες

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

έρευνες, παρόλα αυτά, αμφισβητούν την ύπαρξη χαμηλών τιμών *b* πριν από ισχυρούς σεισμούς και δίνουν νέες ερμηνείες σχετικά με τις μεταβολές της παραμέτρου αυτής. Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκαν είτε ανωμάλως μεγάλες τιμές της παραμέτρου *b* πριν την γένεση ισχυρών σεισμών (π.χ. Wang et al., 2015, Leptokaropoulos et al., 2017), είτε οι τιμές αυτής ήταν παρόμοιες μεταξύ προσεισμών και μετασεισμών καθιστώντας δύσκολη την διάκριση και κατηγοριοποίησή τους (π.χ. De Gori et al., 2012, Tamaribuchi et al., 2018).

Επομένως, γνωρίζοντας τη σημασία τόσο των τιμών των παραμέτρων *a* και *b* όσο και του μεγέθους πληρότητας, μελετήθηκαν και στην παρούσα διατριβή οι κατά μέγεθος κατανομές για όλους τους τελικούς, ενημερωμένους και με διορθωμένα βάθη καταλόγους σεισμών των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων (αρχικών και απο-ομαδοποιημένων). Αρχικά, η διαδικασία που ακολουθήθηκε (και είναι όμοια για όλες τις περιοχές και για τα δύο είδη καταλόγων) ήταν η μελέτη της χρονικής μεταβολής του μεγέθους πληρότητας. Στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα μεγέθη πληρότητας με διάφορες μεθοδολογίες με την χρήση του λογισμικού Zmap (Wiemer, 2001). Τέλος, για την βελτιστοποίηση των τιμών των μεγεθών πληρότητας εφαρμόστηκε και η μέθοδος υπολογισμού του ρυθμού σεισμικότητας (seismicity rates) με την μελέτη αρκετών πιθανών τιμών M_c (βλέπε *Παράγραφο 2.3.4*).

2.3.3.1 Χρονική μεταβολή των μεγεθών πληρότητας

Δεδομένου ότι οι πληροφορίες σχετικά με σεισμούς που έγιναν πριν από το 1920 ήταν ελλιπείς αποφασίσαμε να ελέγξουμε την διακύμανση της πληρότητας μεταξύ 1920-2014 γενικά για τις περιοχές όλων των υπό μελέτη μεσοωκεάνιων ράχεων. Η διαδικασία αυτή έγινε με την βοήθεια του ελεύθερου λογισμικού Zmap (Wiemer, 2001) τόσο για τους αρχικούς μας καταλόγους όσο και για τους από-ομαδοποιημένους χρησιμοποιώντας βήμα 50 σεισμών και αλληλοεπικάλυψη 5. Η γραφική τους απεικόνιση έδειξε την ύπαρξη τριών διακριτών χρονικών διαστημάτων με διαφορετικά μεγέθη πληρότητας έκαστο (*Σχήματα 2.15 - 2.17*). Η εικόνα αυτή είναι κοινή και στις έξι υπό μελέτη ράχες με τα χρονικά παράθυρα να είναι σχεδόν παρόμοια με κάποιες τροποποιήσεις στο εναρκτήριο έτος του πρώτου διαστήματος. Αναλυτικά, τα χρονικά διαστήματα

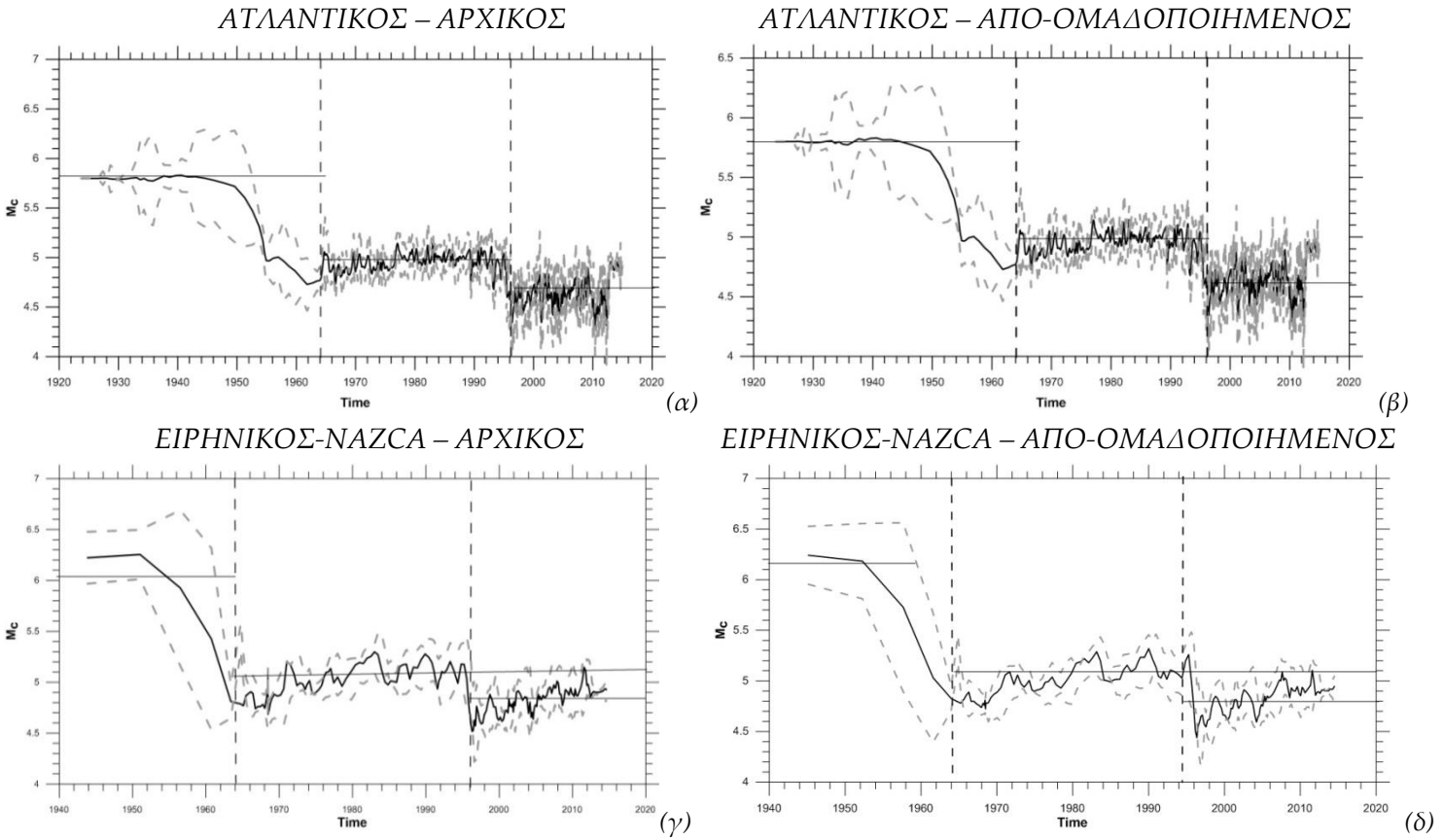
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

με τα αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν από την παραπάνω διαδικασία παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.3.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

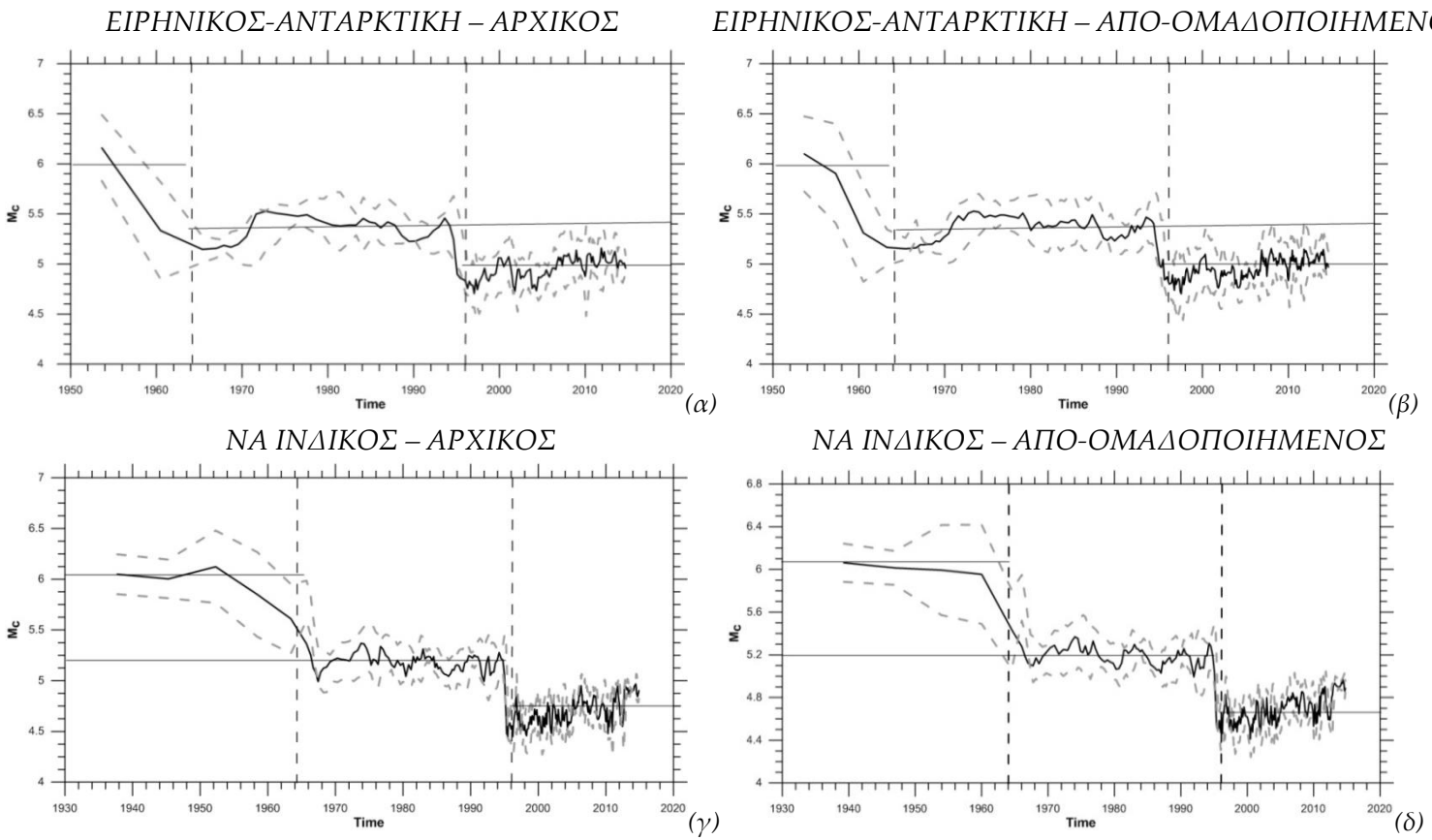
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.15 *Χρονικές μεταβολές των μεγεθών πληρότητας, M_c, (δείγμα 50 σεισμών με επικάλυψη 5) για τις ράχες του Ατλαντικού (α, β) και Ειρηνικού-Nazca (γ, δ), όπως προέκυψαν τόσο από τους αρχικούς (α, γ) όσο και από τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους (β, δ). Οι στικτές γραμμές αντιστοιχούν στις αβεβαιότητες 95% (μετά από 100 επανα-δειγματοληψίες). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν τα διαστήματα πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

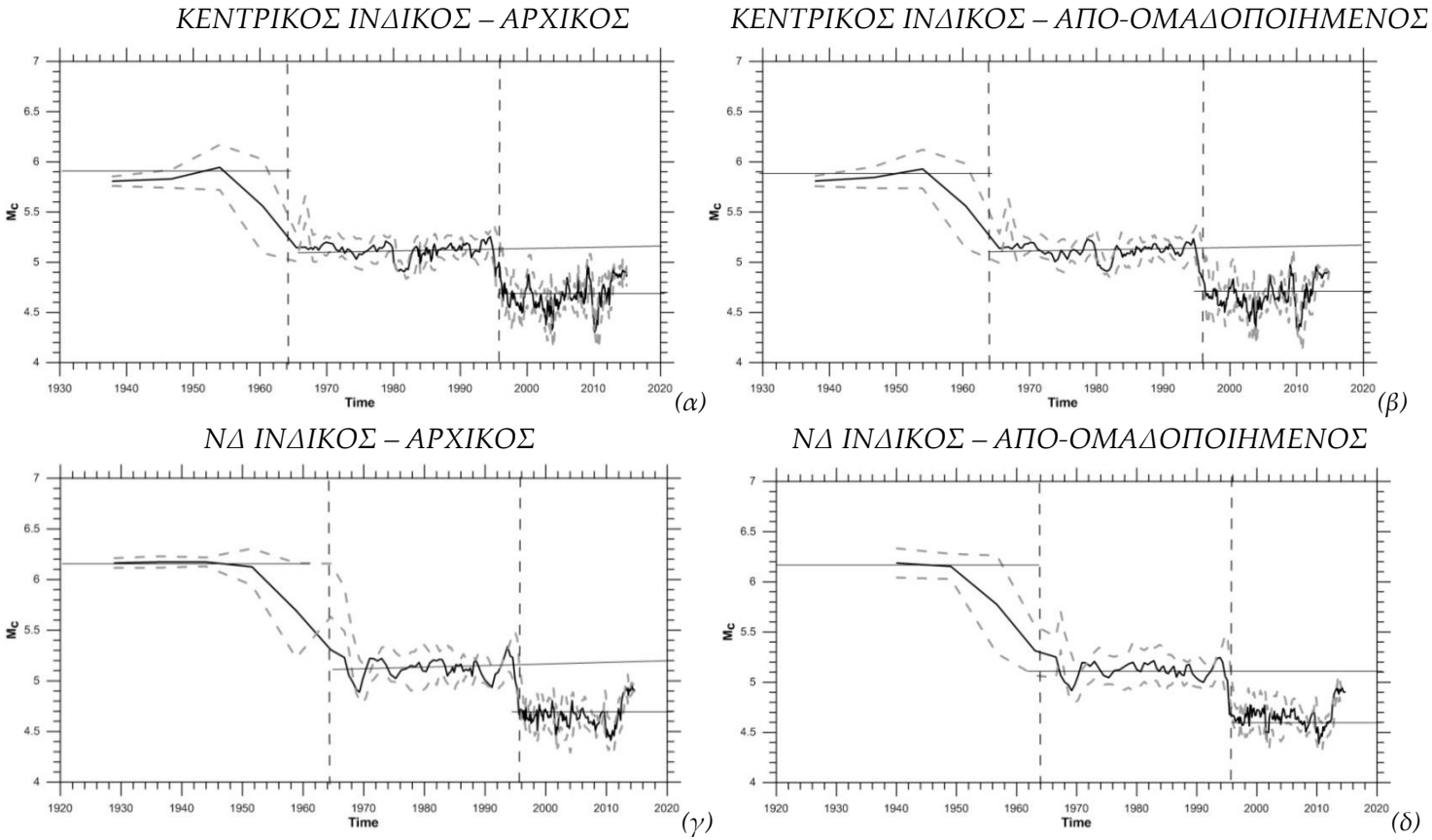
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.16 *Χρονικές μεταβολές των μεγεθών πληρότητας, M_c, (δείγμα 50 σεισμών με επικάλυψη 5) για τις ράχες του Ειρηνικού-Ανταρκτικής (α, β) και Νοτιο-ανατολικού Ινδικού (γ, δ), όπως προέκυψαν τόσο από τους αρχικούς (α, γ) όσο και από τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους (β, δ). Οι στικτές γραμμές αντιστοιχούν στις αβεβαιότητες 95% (μετά από 100 επανα-δειγματοληψίες). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν τα διαστήματα πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.17 *Χρονικές μεταβολές των μεγεθών πληρότητας, M_c, (δείγμα 50 σεισμών με επικάλυψη 5) για τις ράχες του Κεντρικού Ινδικού (α, β) και Νοτιο-δυτικού Ινδικού (γ, δ), όπως προέκυψαν τόσο από τους αρχικούς (α, γ) όσο και από τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους (β, δ). Οι στικτές γραμμές αντιστοιχούν στις αβεβαιότητες 95% (μετά από 100 επανα-δειγματοληψίες). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν τα διαστήματα πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 2.3 *Πίνακας με τα χρονικά διαστήματα και τα αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας που παρατηρούνται από την χρονική κατανομή αυτών τόσο για τους αρχικούς όσο και για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους.*

ΡΑΧΗ	ΧΡΟΝΙΚΑ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΟ M_c ΑΡΧΙΚΟΙ ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ		ΧΡΟΝΙΚΑ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΟ Mc ΑΠΟ-ΟΜΑΔΟΠΟΙΗΜΕΝΟΙ ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ	
ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	1920-1963	5.8	1923-1963	5.8
»	1964-1995	5.1	1964-1995	5.1
»	1996-2014	4.7	1996-2014	4.7
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ – NAZCA	1931-1963	6.1	1945-1963	6.2
»	1964-1995	5.2	1964-1995	5.2
»	1996-2014	4.9	1996-2014	4.9
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ – ΑΝΤΑΡΚΤΙΚΗΣ	1929-1963	6.1	1953-1963	6.1
»	1964-1995	5.5	1964-1995	5.5
»	1996-2014	5.1	1996-2014	5.1
ΝΑ ΙΝΔΙΚΟΥ	1921-1963	6.1	1939-1963	6.1
»	1964-1995	5.2	1964-1995	5.3
»	1996-2014	4.7	1996-2014	4.8
ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	1935-1963	5.9	1935-1963	5.9
»	1964-1995	5.3	1964-1995	5.3
»	1996-2014	4.8	1996-2014	4.8
ΝΔ ΙΝΔΙΚΟΥ	1930-1963	6.2	1940-1963	6.2
»	1964-1995	5.2	1964-1995	5.2
»	1996-2014	4.7	1996-2014	4.7

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα του πίνακα 2.3 παρατηρούμε ότι οι τιμές των μεγεθών πληρότητας τόσο για τους αρχικούς όσο για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους είναι παρεμφερείς. Για την αποφυγή πιθανόν πλασματικών αποτελεσμάτων (εξαιτίας των διαστάσεων του παραθύρου και του βήματος επικάλυψης που χρησιμοποιήθηκαν) αλλά και τον έλεγχο της πληρότητας των χρονικών αυτών διαστημάτων, κατασκευάστηκαν τα αντίστοιχα γραφήματα για κάθε χρονικό διάστημα και ακολούθησε οπτικός έλεγχος του μεγέθους πληρότητας.

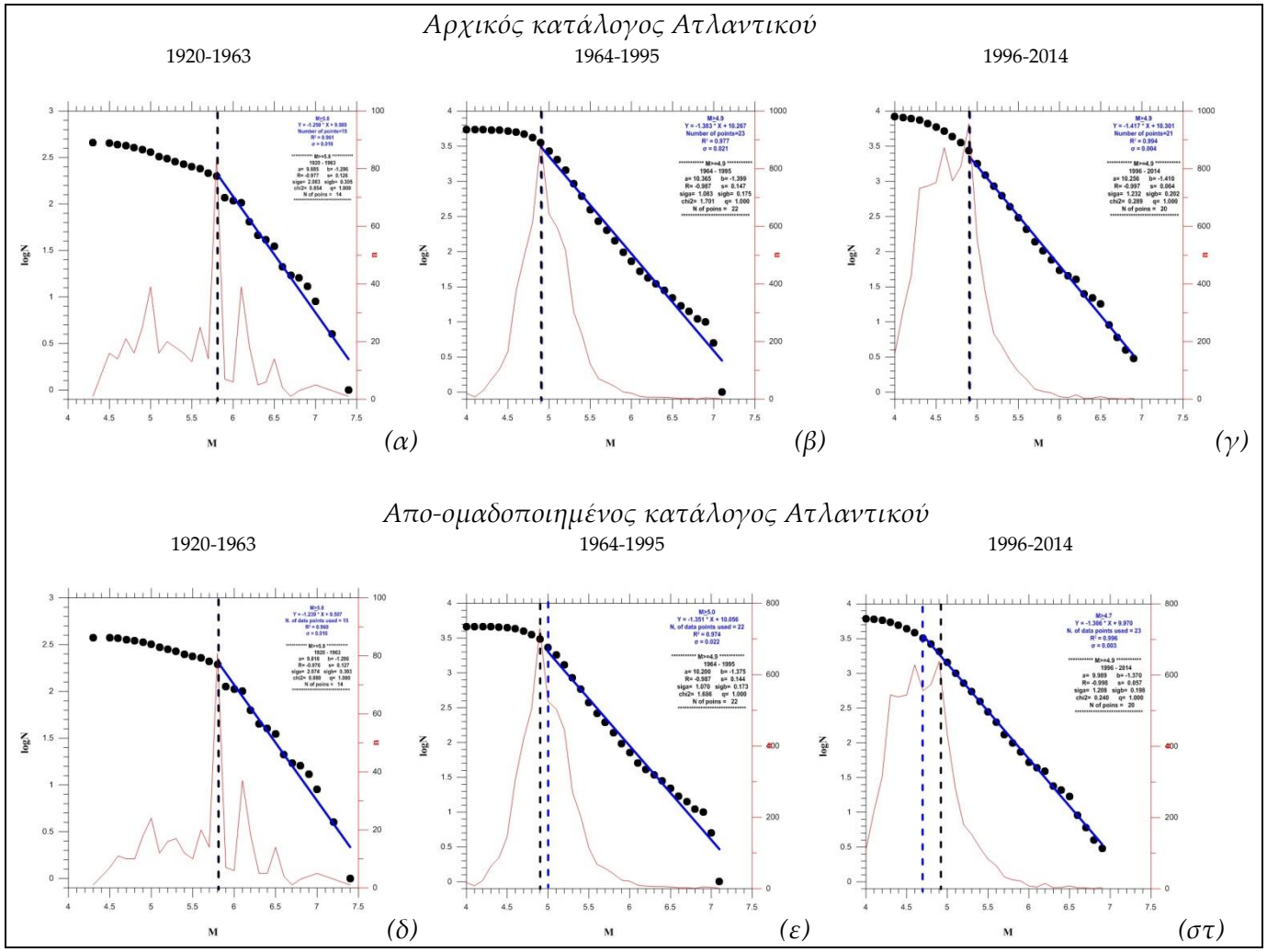
Τα αποτελέσματα αποτυπώνονται με την μορφή διαγραμμάτων logN-M στα οποία σημειώνονται τα αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν (μαύρες στικτές γραμμές) θεωρώντας ως μέγεθος πληρότητας αυτό που αντιστοιχεί στο μεγαλύτερο αριθμό παρατηρήσεων (σεισμών) καθώς επίσης και αυτά που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

προτείνονται με βάση το ίδιο το σχήμα από υποκειμενική επιλογή (με μπλε στικτές γραμμές) (*Σχήματα 2.18 έως 2.23*). Ταυτόχρονα, με κόκκινη γραμμή παρουσιάζεται η μεταβολή του πλήθους (n) των σεισμών σε σχέση με το μέγεθος (M). Οι τιμές των μεγεθών πληρότητας που προέκυψαν από αυτήν τη διαδικασία δίνονται στον Πίνακα 2.4.

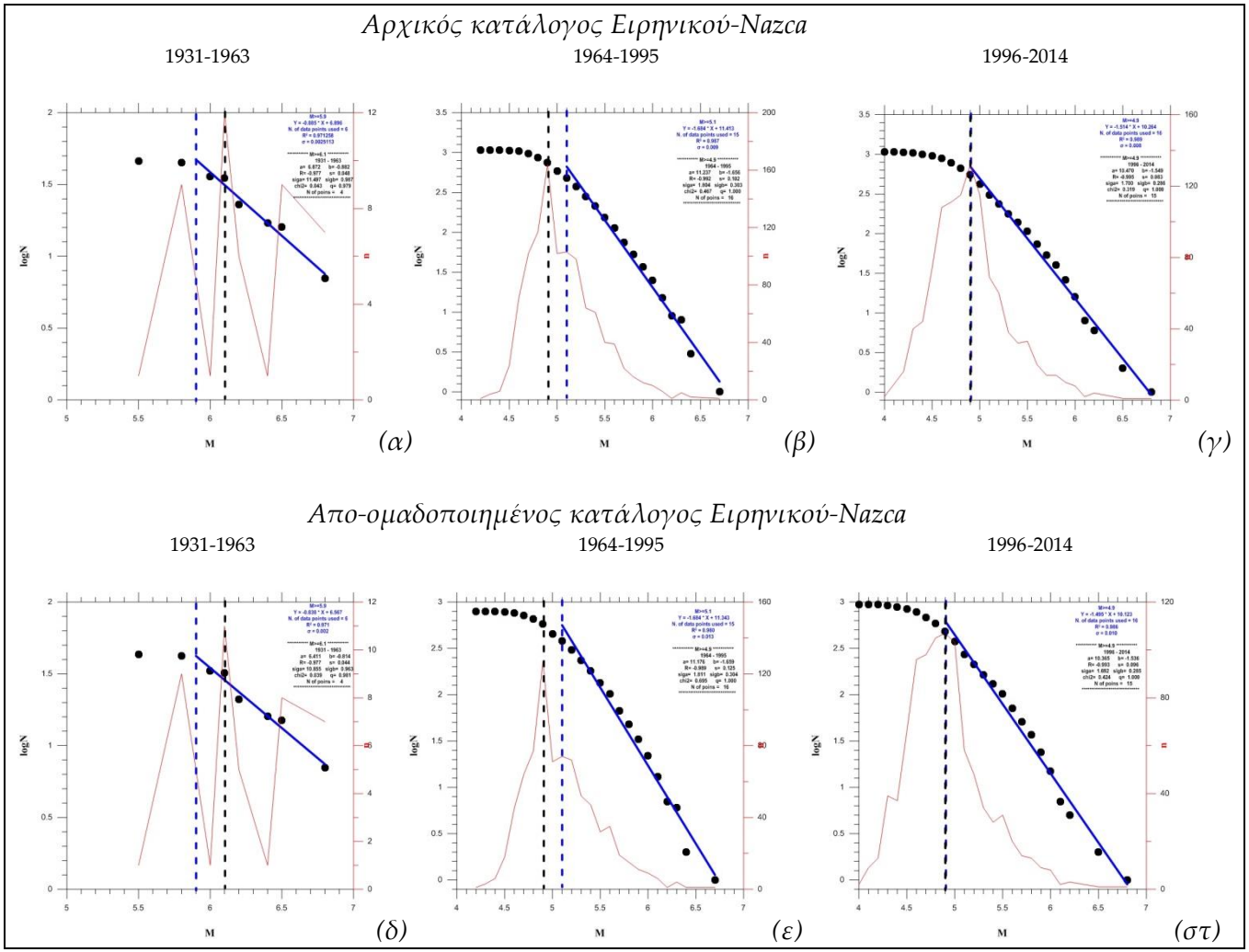
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.18 *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Ατλαντικού για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

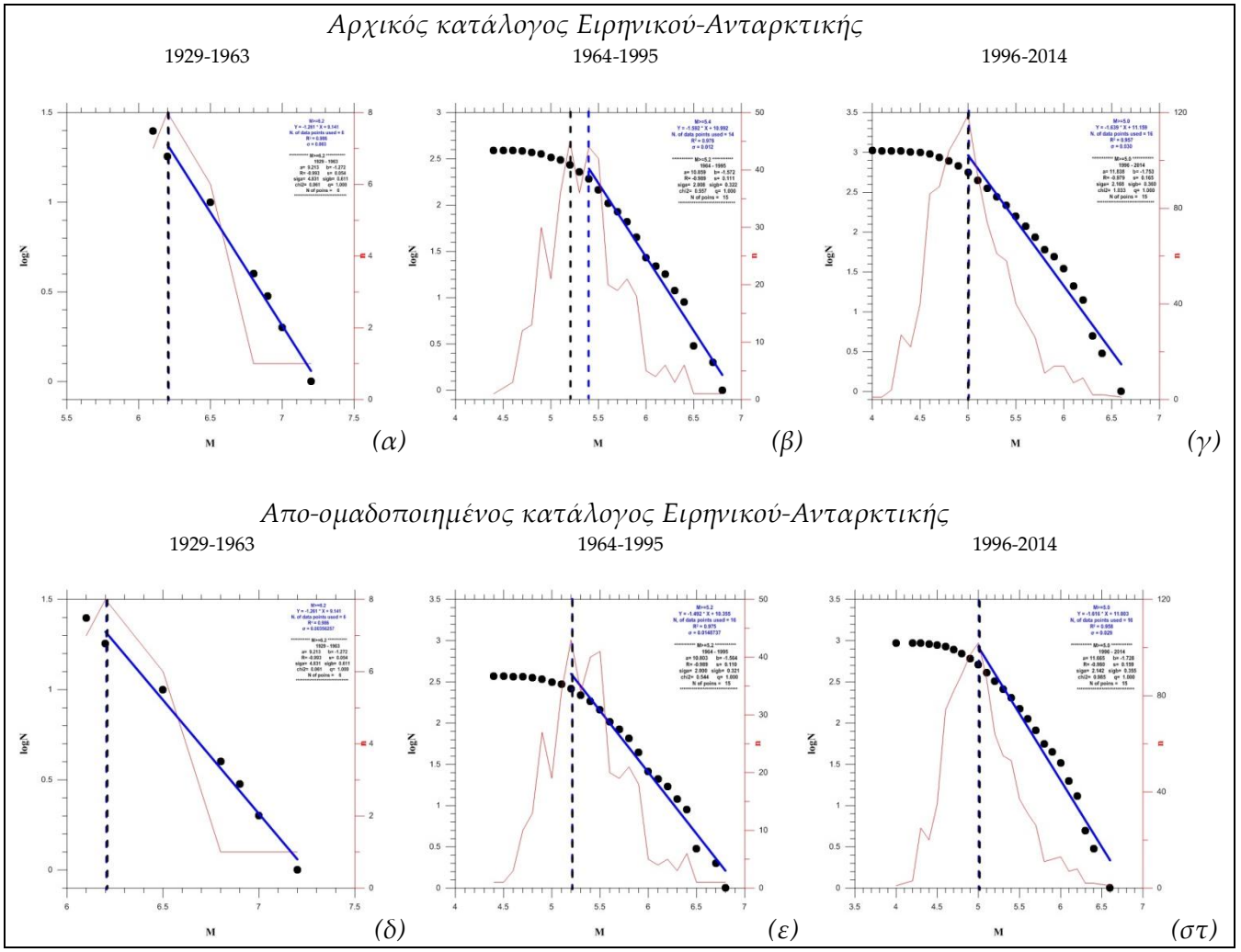
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.19 *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Ειρηνικού - Nazca για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

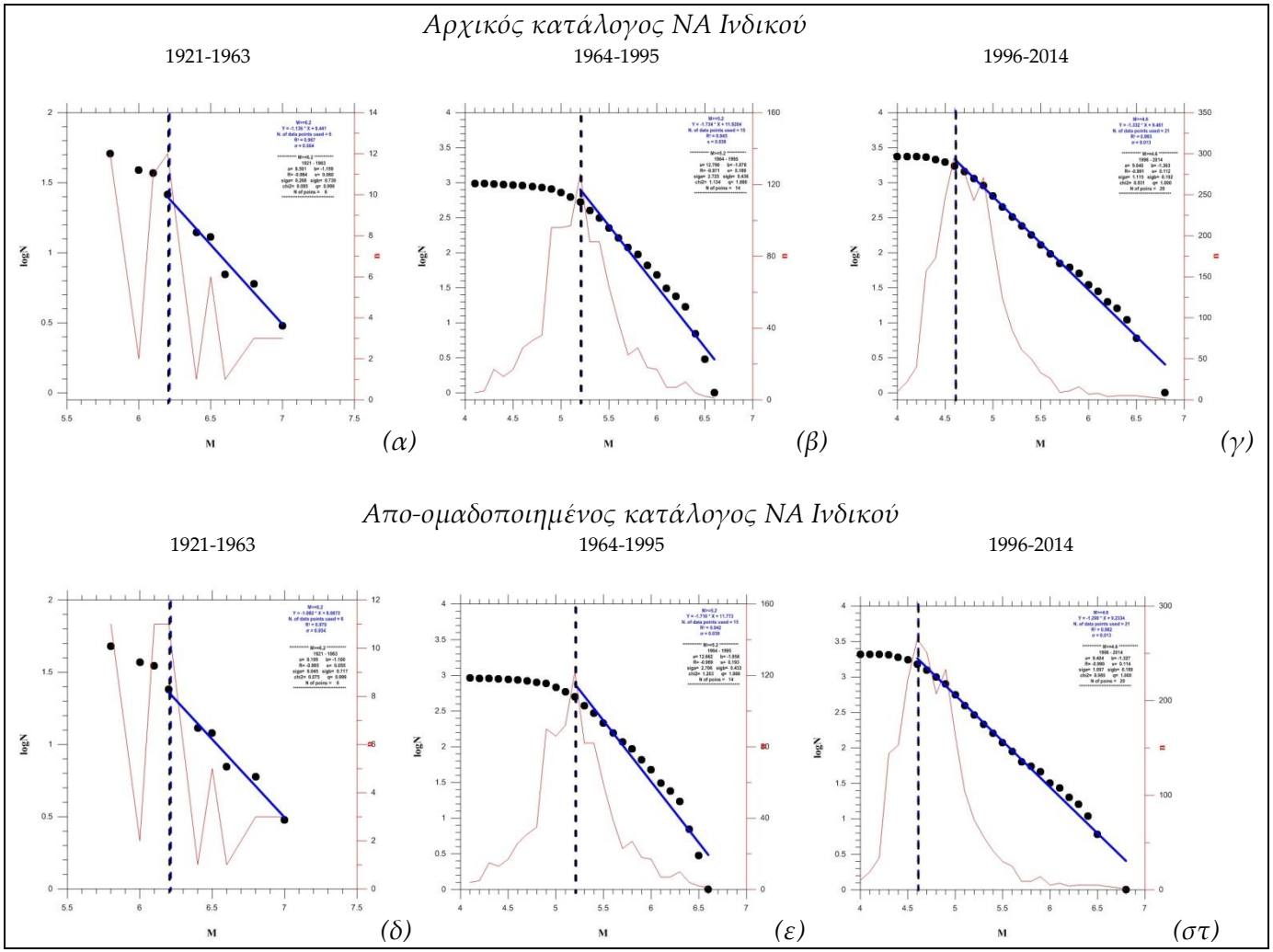
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.20 *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Ειρηνικού - Ανταρκτικής για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

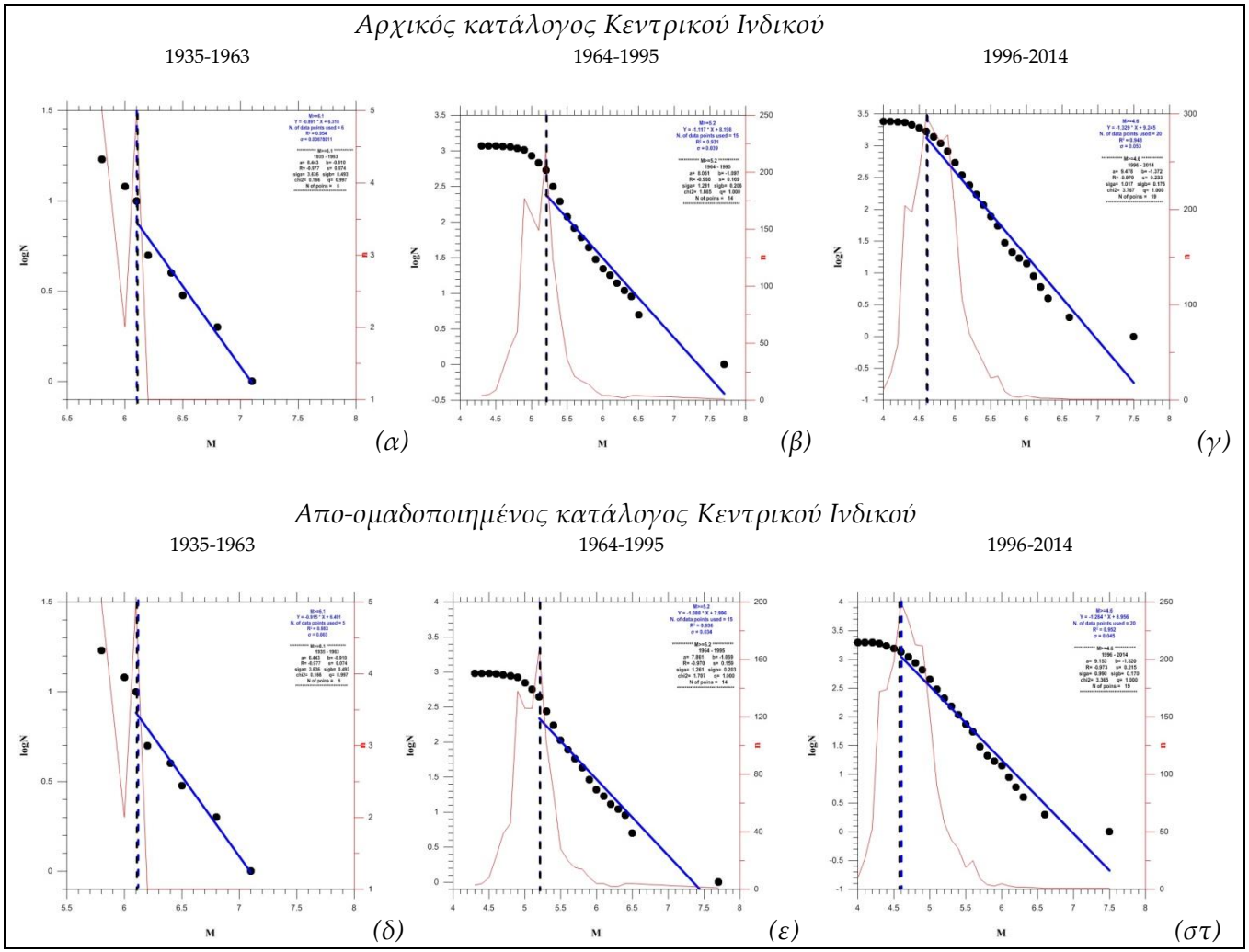
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.21 *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Νοτιοανατολικού Ινδικού για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

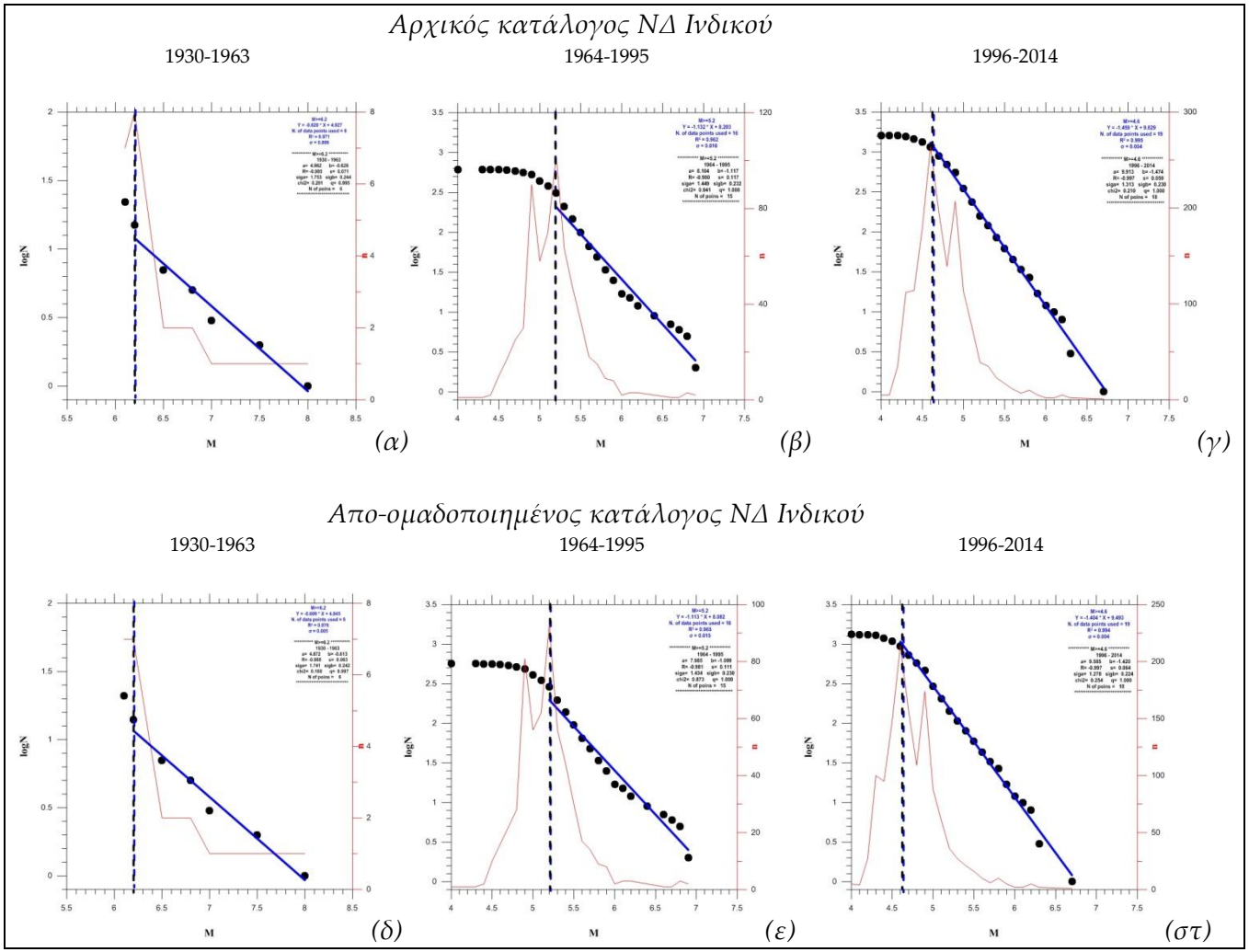
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.22 *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Κεντρικού Ινδικού για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



***Σχήμα* 2.23** *Κατά μέγεθος κατανομές των σεισμών της ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού για τα τρία χρονικά διαστήματα που προέκυψαν τόσο για τον αρχικό (α, β, γ) όσο και για τον από-ομαδοποιημένο (δ, ε, στ) κατάλογο.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 2.4 *Τα χρονικά διαστήματα και τα αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν από τις κατανομές G-R τόσο για τους αρχικούς όσο και για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους. Οι μπλε τιμές αντιστοιχούν σε αυτές που προτείνονται από τον χρήστη έπειτα από μελέτη της εκάστοτε γραφικής παράστασης.*

ΡΑΧΗ	ΧΡΟΝΙΚΑ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ	M_c ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟ n_{max}				M_c ΑΠΟ ΧΡΗΣΤΗ			
ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	1920 – 1963	ΑΡΧΙΚΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ	5.8	ΑΠΟ-ΟΜΑΔΟΠΟΙΗΜΕΝΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ	5.8	ΑΡΧΙΚΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ	5.8	ΑΠΟ-ΟΜΑΔΟΠΟΙΗΜΕΝΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ	5.8
»	1964 – 1995		5.0		4.9		5.0		5.0
»	1996 – 2014		4.7		4.9		4.7		4.7
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ –NAZCA	1931 – 1963		6.1		6.1		5.9		5.9
»	1964 – 1995		4.9		4.9		5.1		5.1
»	1996 – 2014		4.9		4.9		4.9		4.9
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ – ΑΝΤΑΡΚΤΙΚΗΣ	1929 – 1963		6.2		6.2		6.2		6.2
»	1964 – 1995		5.2		5.2		5.4		5.2
»	1996 – 2014		5.0		5.0		5.0		5.0
ΝΑ ΙΝΔΙΚΟΥ	1921 – 1963		6.2		6.2		6.2		6.2
»	1964 – 1995		5.2		5.2		5.2		5.2
»	1996 – 2014		4.6		4.6		4.6		4.6
ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	1935 – 1963		6.1		6.1		6.1		6.1
»	1964 – 1995		5.2		5.2		5.2		5.2
»	1996 – 2014		4.6		4.6		4.6		4.6
ΝΔ ΙΝΔΙΚΟΥ	1930 – 1963		6.2		6.2		6.2		6.2
»	1964 – 1995		5.2		5.2		5.2		5.2
»	1996 – 2014		4.6		4.6		4.6		4.6

Παρατηρούμε, ότι πέρα από μερικές εξαιρέσεις, υπάρχει καλή συμφωνία των τιμών των μεγεθών πληρότητας τόσο από τον χρήστη όσο και από αυτές που προέκυψαν αυτόματα. Παρόλα αυτά, για επιπλέον διερεύνηση, μια που γνωρίζουμε την σημασία ύπαρξης ενός πλήρους καταλόγου σεισμών, προχωρήσαμε σε περαιτέρω εκτίμηση των πληροτήτων με χρήση και άλλων μεθοδολογιών.

2.3.3.2 Επιπλέον μεθοδολογίες καθορισμού πληροτήτων (Zmap)

Υπάρχουν πολλές μεθοδολογίες για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας που βασίζονται σε δεδομένα καταλόγων σεισμών. Οι τεχνικές αυτές διακρίνονται σε αυτές που είναι παραμετρικές (GFT, EMR) ή όχι (MAXC) (Mignan and Woessner, 2012). Οι παραμετρικές τεχνικές βασίζονται στη προσαρμογή της κατά μέγεθος κατανομής, ενώ οι μη παραμετρικές τεχνικές βασίζονται στην αξιολόγηση μεταβολών αυτής (π.χ., πιθανές μεταβολές στην κλίση της κατανομής). Ορισμένες τέτοιες τεχνικές (μεταξύ άλλων) χρησιμοποιήθηκαν και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

στην παρούσα διατριβή με την χρήση του πακέτου Zmap (Wiemer, 2001) και είναι οι ακόλουθες:

- Η μέθοδος «της μέγιστης καμπυλότητας» γνωστή ως Maximum Curvature, (MAXC) (Wyss et al., 1999, Wiemer and Wyss, 2000) η οποία βρίσκει το σημείο όπου η μη συσσωρευτική κατανομή έχει την μεγαλύτερη τιμή (μέγιστη καμπυλότητα). Πιο αναλυτικά, μέσω του υπολογισμού της μέγιστης τιμής της πρώτης παραγώγου ορίζεται το σημείο της μέγιστης καμπυλότητας που στην πράξη αντιστοιχεί στο μέγεθος με την υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης. Πρόκειται για έναν απλό και γρήγορο τρόπο εκτίμησης του μεγέθους πληρότητας ο οποίος αποδείχτηκε (Mignan et al., 2011) ότι απαιτεί λιγότερο πλήθος σεισμών (σε σχέση με άλλους) για να επιτύχει ένα σταθερό και αξιόπιστο αποτέλεσμα.
- Η μέθοδος Goodness of Fit Test (GFT) (Wiemer and Wyss, 2000), η οποία συγκρίνει την παρατηρούμενη κατά μέγεθος κατανομή (frequency-magnitude distribution, FMD) με συνθετικά δεδομένα. Αξιολογείται με βάση την παράμετρο *R*, η οποία εκφράζει την απόλυτη διαφορά του πλήθους των σεισμών (σε κάθε τάξη μεγέθους) μεταξύ της παρατηρούμενης και της συνθετικής συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών. Οι συνθετικές κατανομές υπολογίζονται με την χρήση των τιμών των σταθερών *a* & *b* που προέκυψαν από το παρατηρούμενο σετ δεδομένων για μεγέθη $M \geq M_{co}$ με την μορφή συνάρτησης του αυξανόμενου μεγέθους πληρότητας:

$$R(\alpha, b, M_{co}) = 100 - \left(\frac{\sum_{M_{co}}^{Mmax} |B_i - S_i|}{\Sigma_\iota B_\iota} 100 \right) \qquad (2.12)$$

  όπου B_i και S_i είναι αντίστοιχα το παρατηρούμενο και το προβλεπόμενο πλήθος σεισμών για κάθε τάξη μεγέθους. Το μέγεθος πληρότητας ορίζεται ως το πρώτο μέγεθος για οποίο τα παρατηρούμενα δεδομένα για μεγέθη $M \geq M_{co}$ χαρακτηρίζονται από γραμμική κατανομή (σε ημιλογαριθμική κλίμακα) για ένα πρότυπο διάστημα εμπιστοσύνης της τάξης του 90 ή 95%.
- Η διαδικασία υπολογισμού μεγέθους πληρότητας με βάση το πλήρες εύρος μεγεθών (Entire Magnitude Range, EMR). Η μέθοδος αυτή την οποία πρότειναν οι Woessner and Wiemer (2005), χρησιμοποιεί όλο το εύρος των μεγεθών συμπεριλαμβάνοντας και σεισμούς με μεγέθη μικρότερα από το μέγεθος πληρότητας. Επί της ουσίας γίνεται προσπάθεια

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

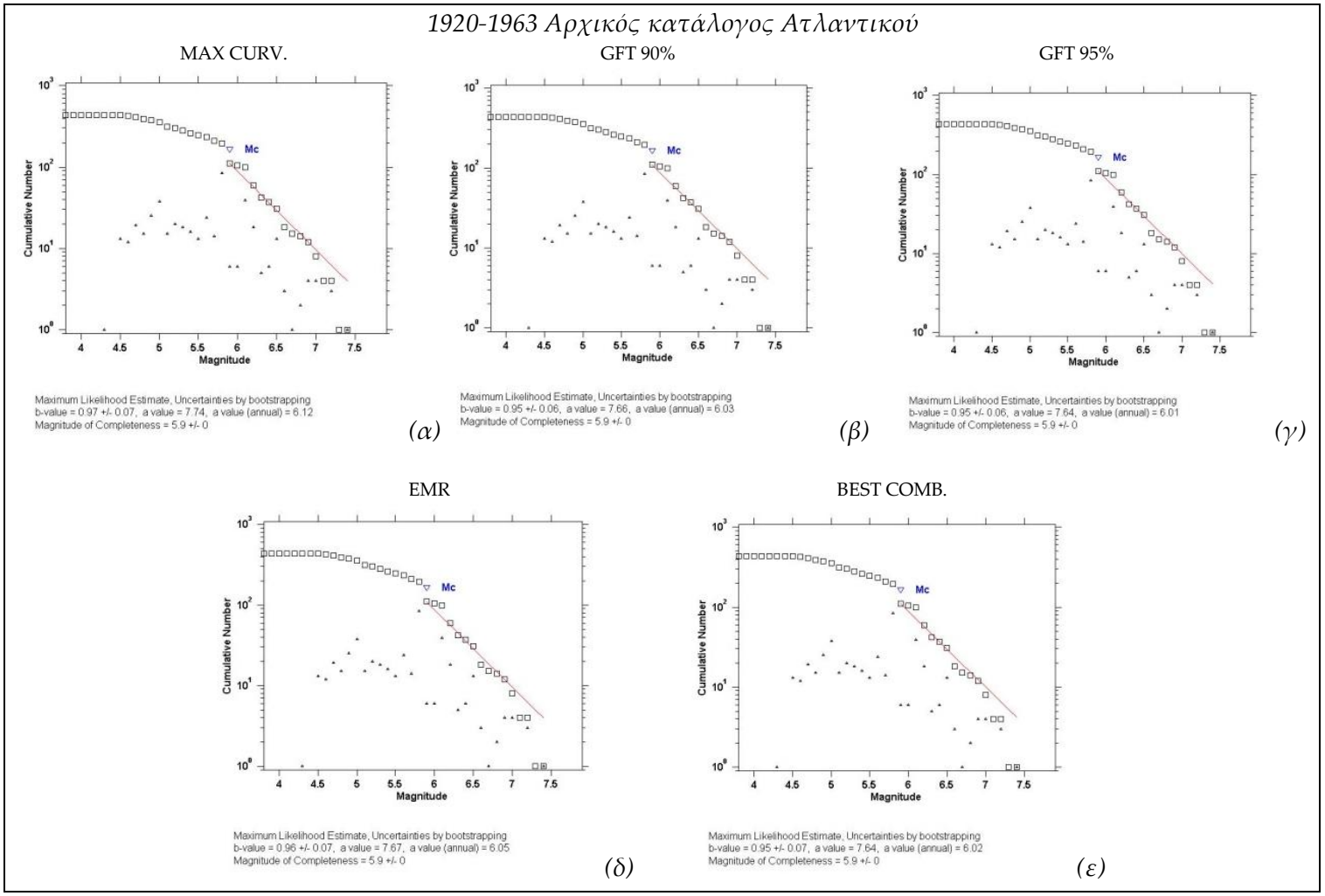
επαναπροσδιορισμού ολόκληρης της κατανομής συχνότητας – μεγέθους, ενώ η προσέγγιση θεωρείται παρόμοια με αυτή των Ogata and Katsura (1993).

- Τέλος μια επιπλέον μεθοδολογία είναι αυτή του Best Combination, κατ' ουσία του καλύτερου συνδυασμού μεταξύ μεθοδολογιών που αναφέρθηκαν προηγουμένως, και συγκεκριμένα των GFT 90%, 95% και της MAXC.

Χρησιμοποιώντας λοιπόν τις παραπάνω μεθοδολογίες με τη βοήθεια του λογισμικού Zmap υπολογίστηκαν μεγέθη πληρότητας για όλες τις υπό μελέτη περιοχές και για όλα τα χρονικά διαστήματα πληροτήτων. Από τα γραφήματα που προέκυψαν (*Σχήματα 2.24 έως 2.59*) βλέπουμε ότι οι τιμές είναι γενικά πολύ κοντινές με αυτές που υπολογίστηκαν με τις κατανομές G–R και για τους αρχικούς αλλά και για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους με εξαίρεση ελάχιστες περιπτώσεις στις οποίες οι μεθοδολογίες του Zmap υιοθετούν λίγο πιο συντηρητικές τιμές. Για οριστικοποίηση και επιλογή των όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστων μεγεθών πληρότητας μελετήθηκαν και οι ρυθμοί σεισμικότητας για αρκετές πιθανές τιμές M_c (κοντινές σε αυτές που ήδη υπολογίστηκαν με τις προηγούμενες μεθοδολογίες).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

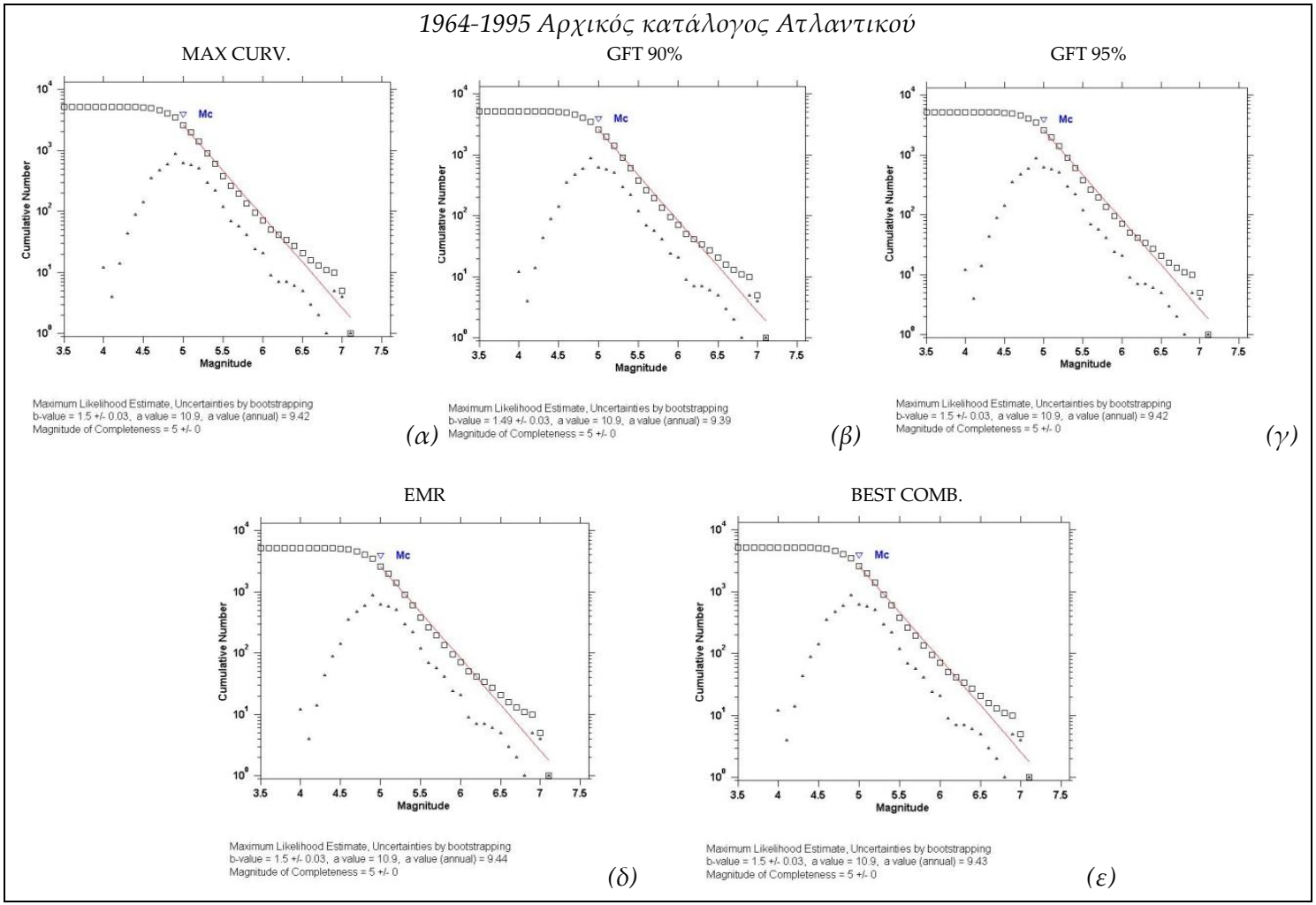
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.24 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1920-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

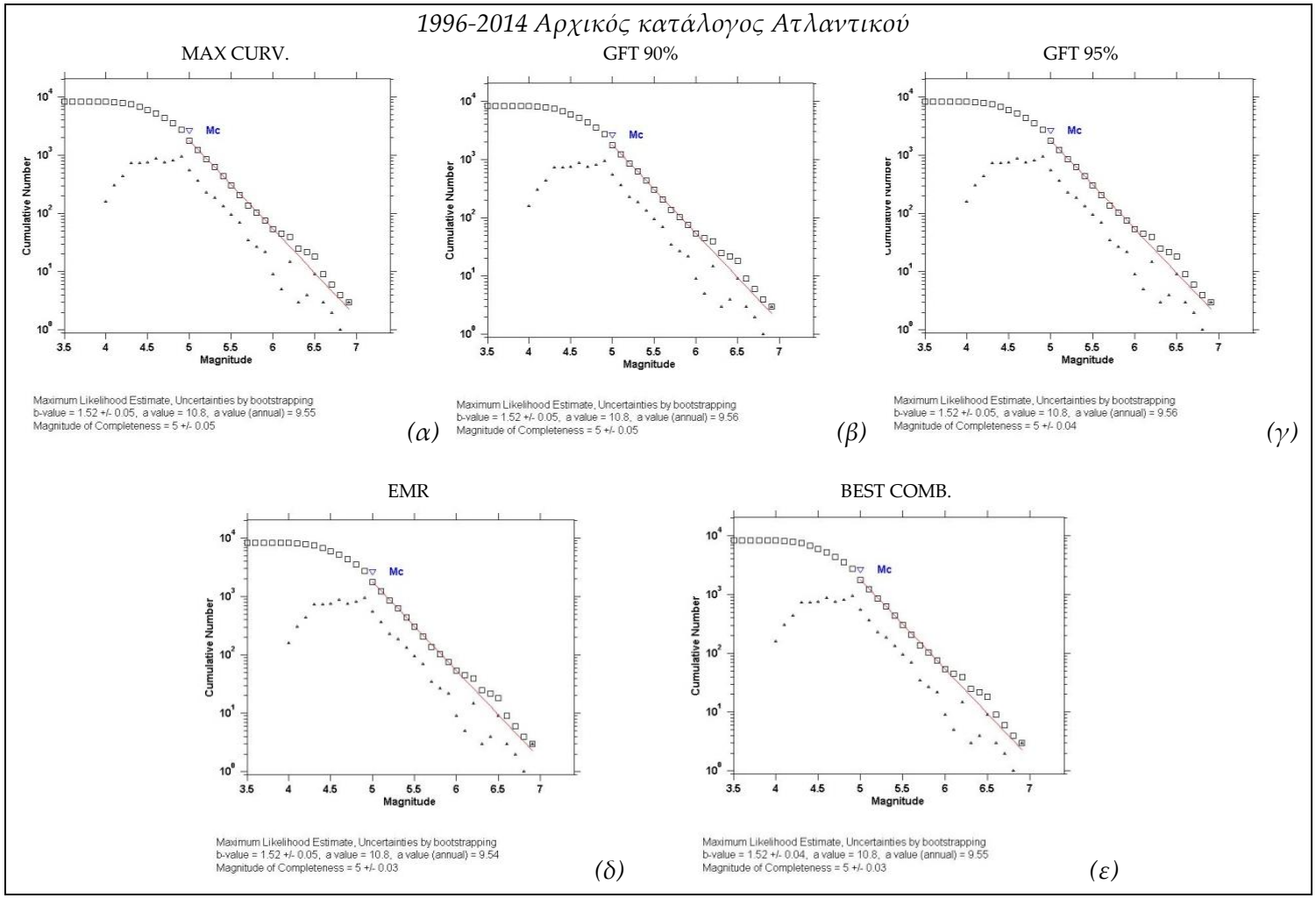
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.25 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

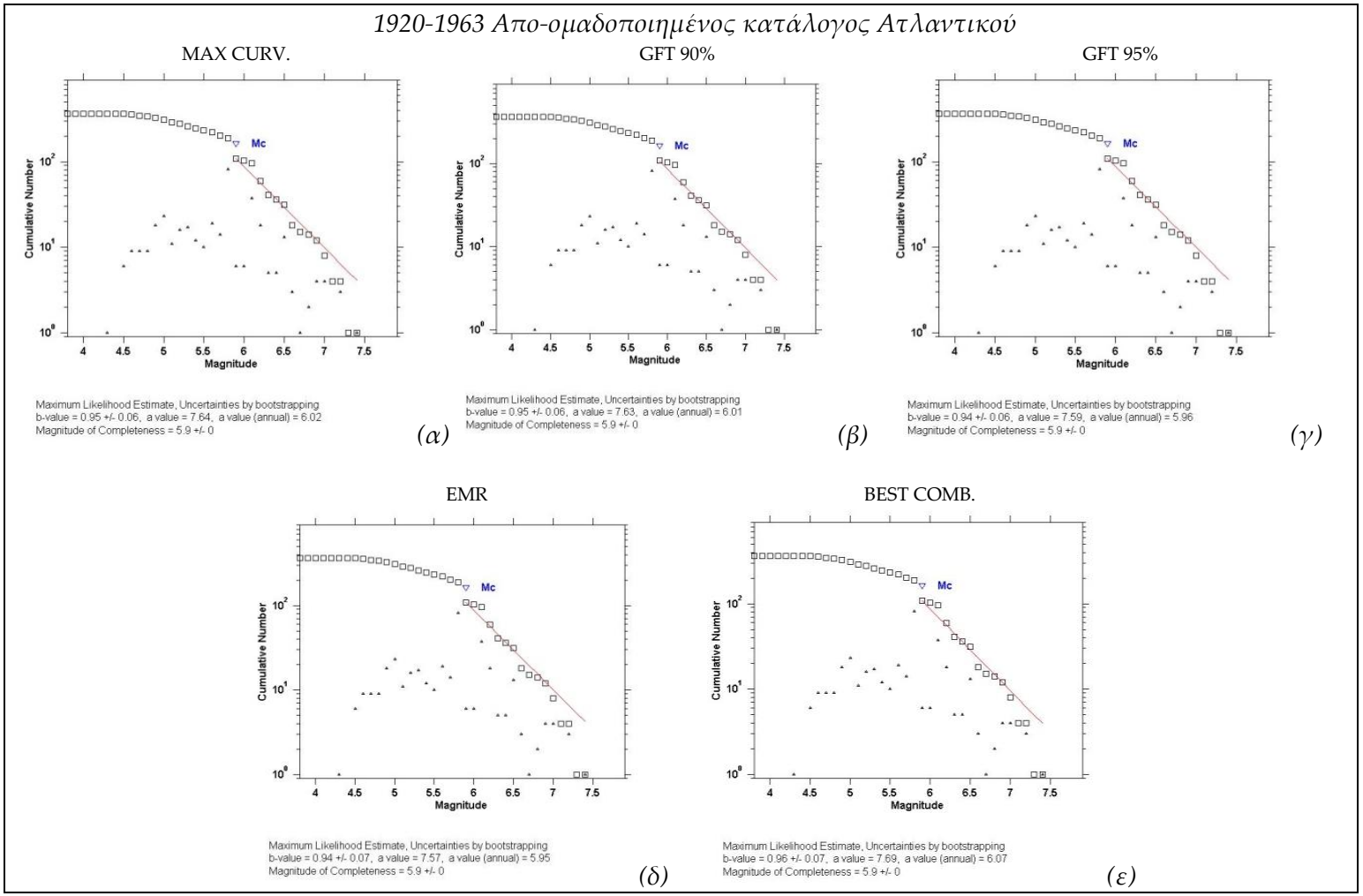
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.26 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

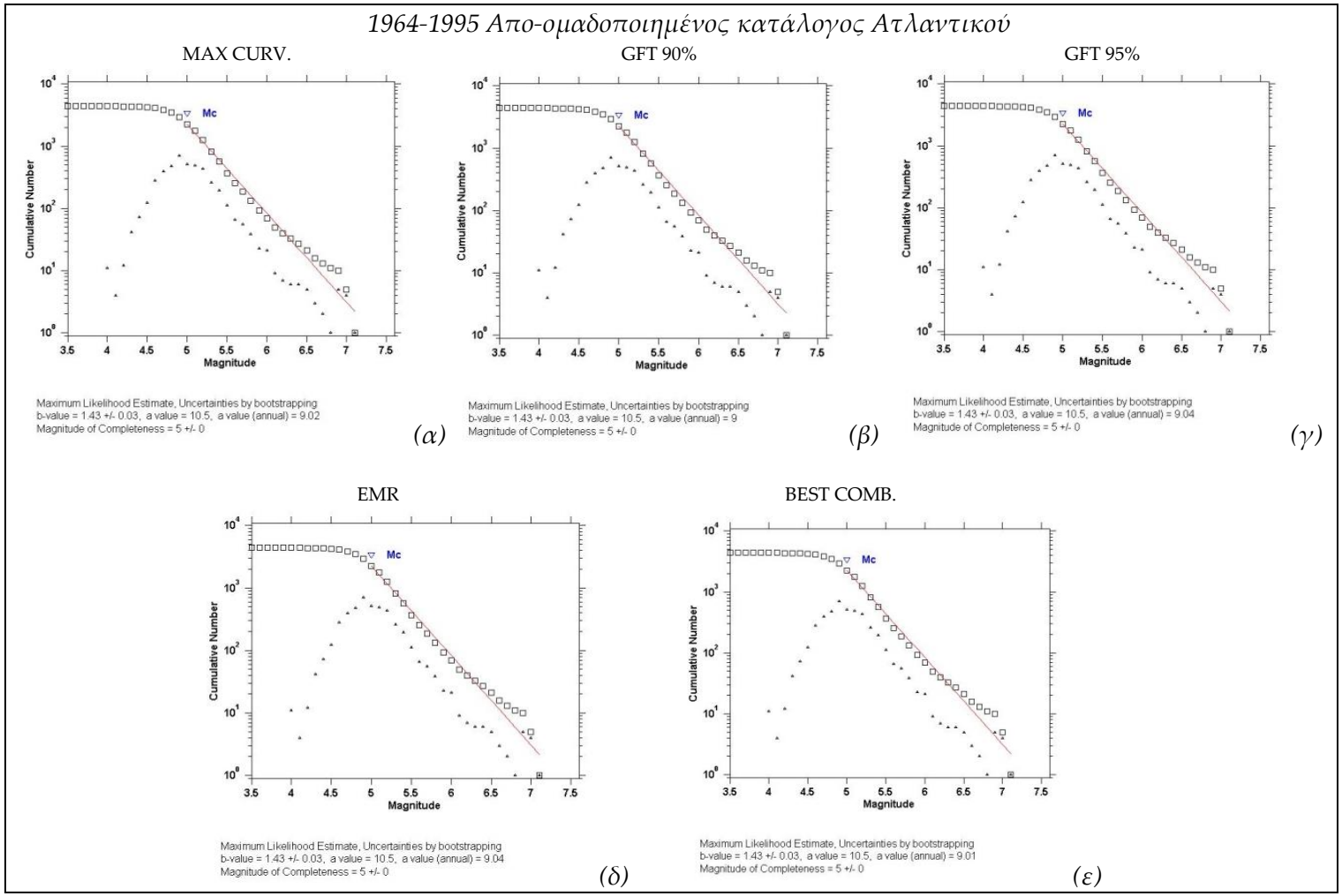
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.27 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1920-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

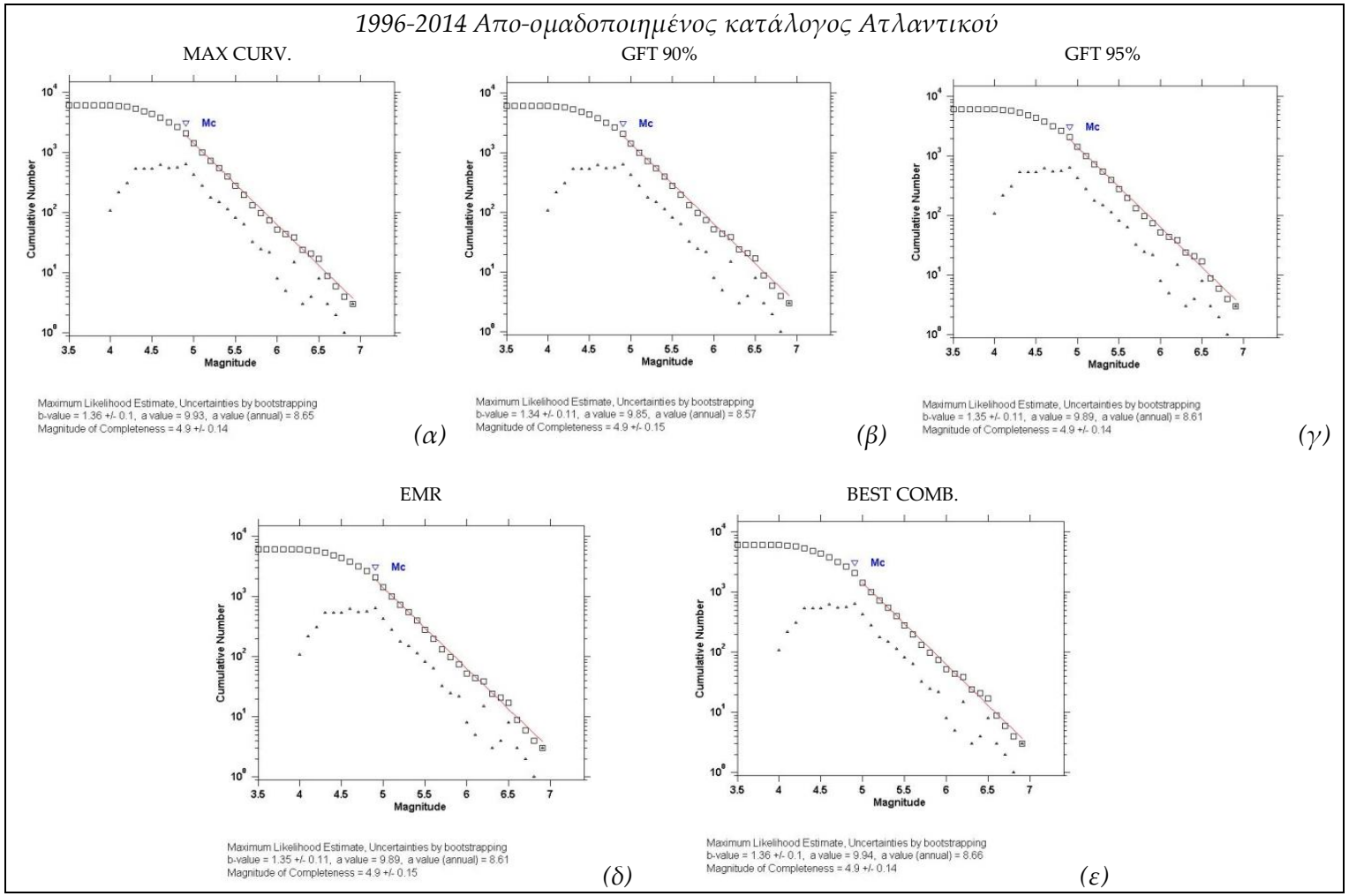
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.28 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

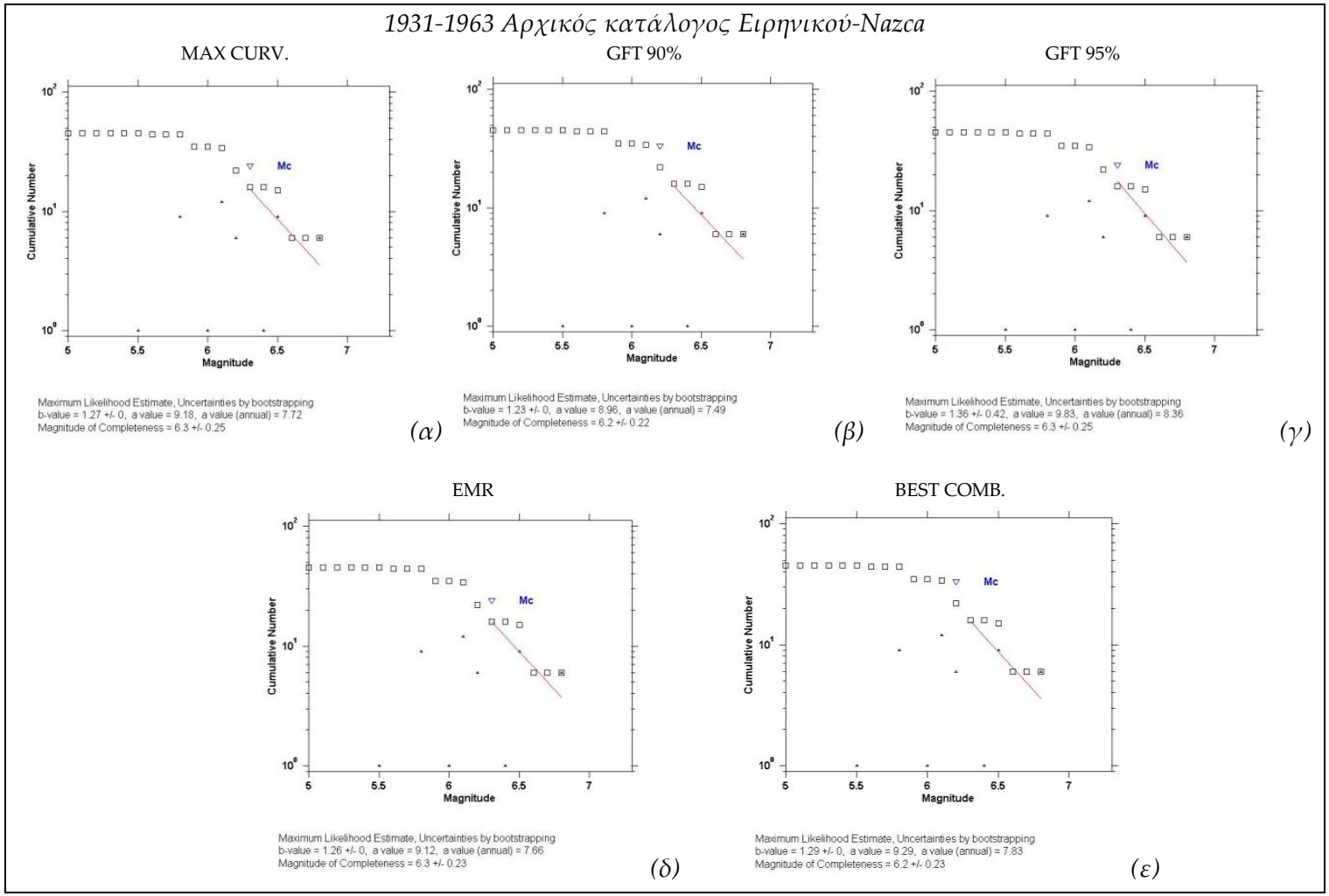
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.29 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

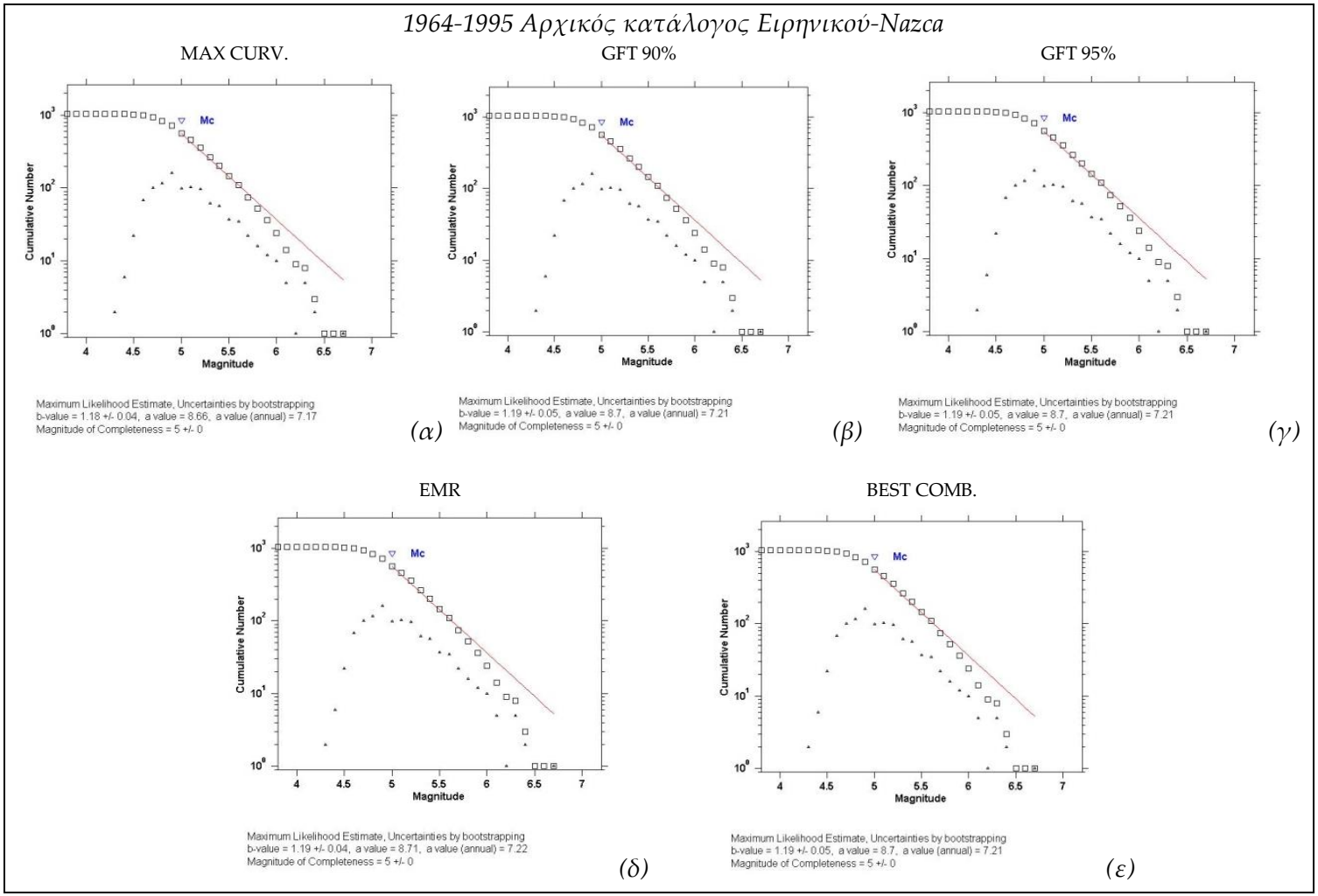
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.30 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1931-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

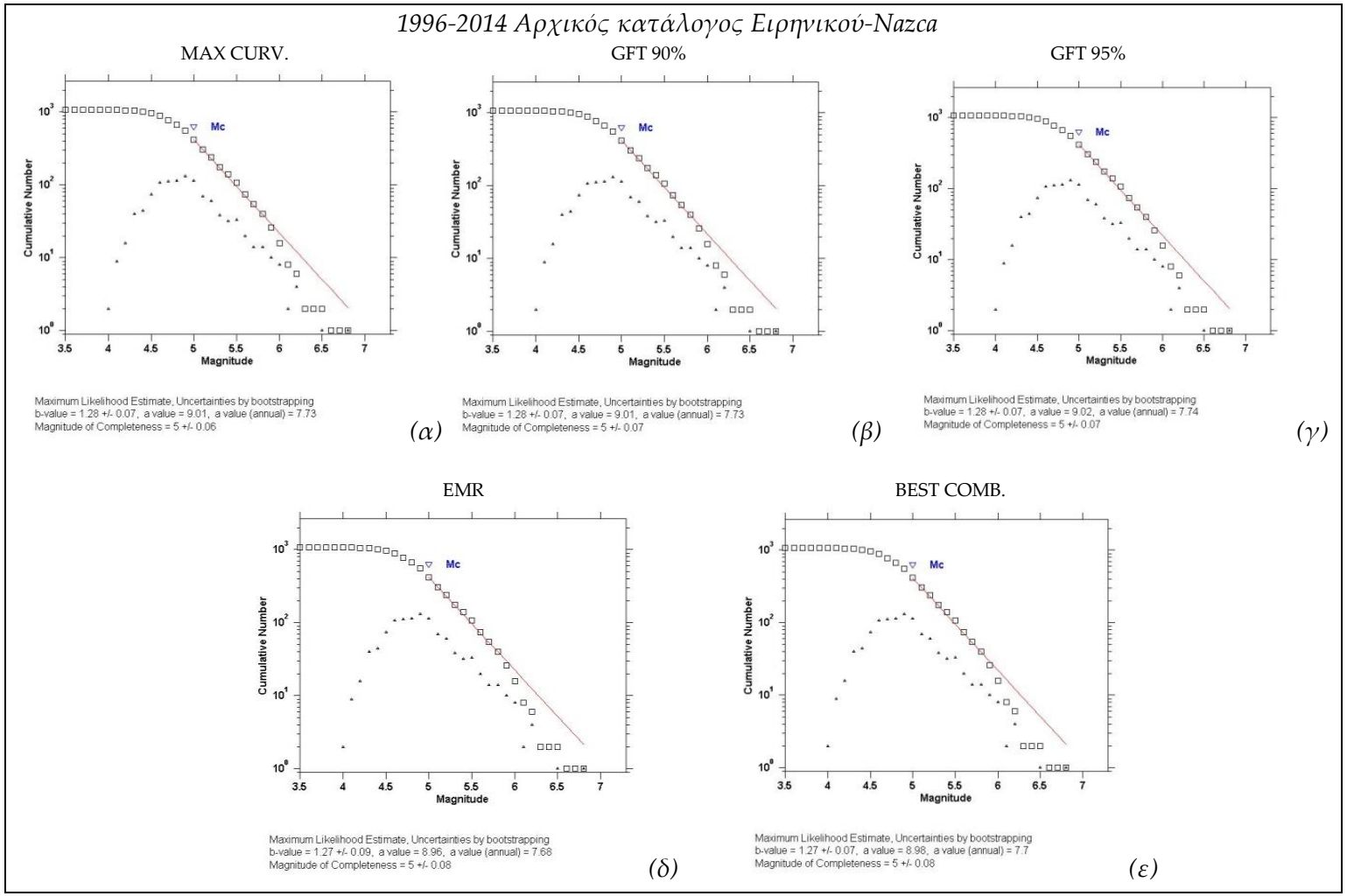
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.31 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

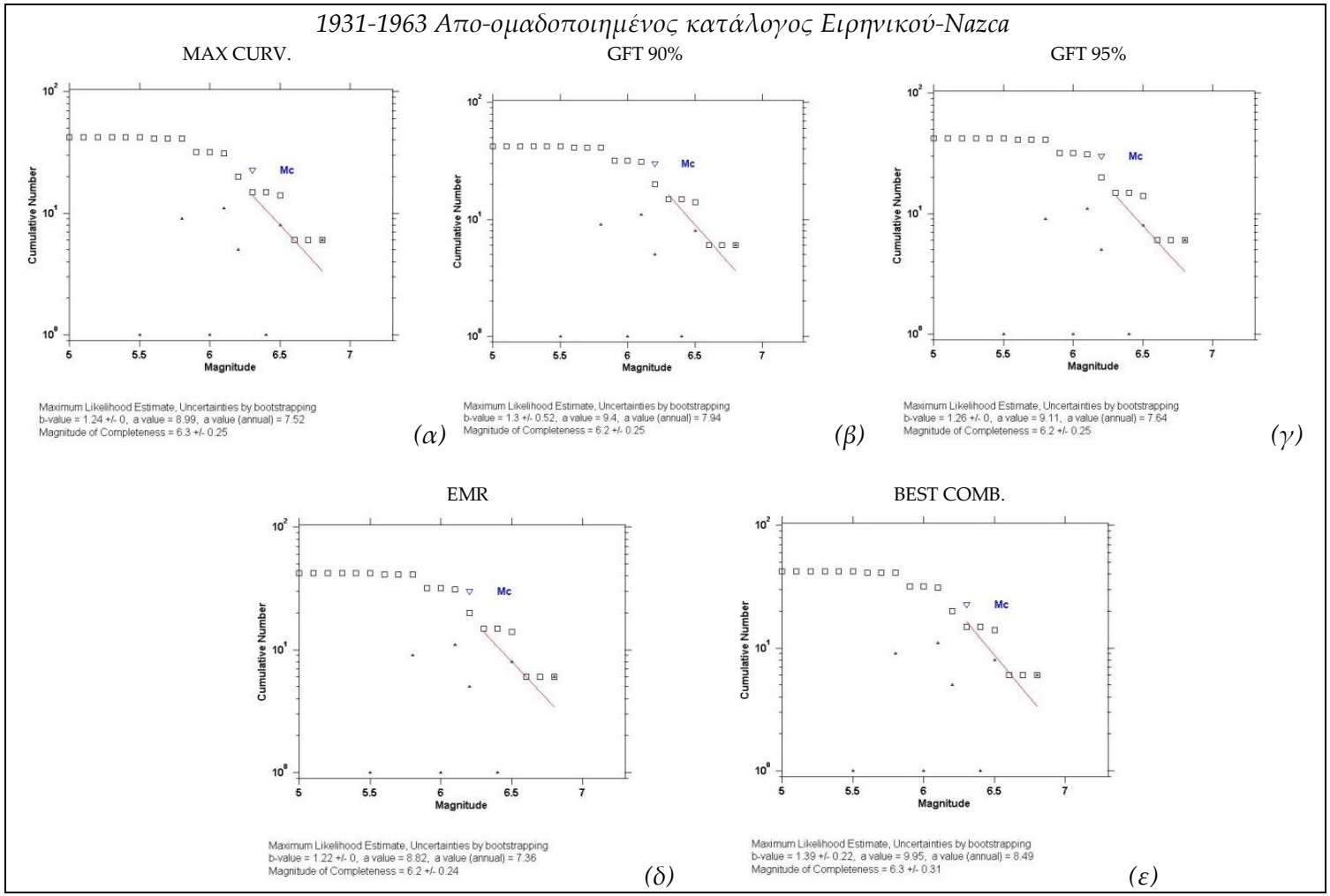
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.32 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

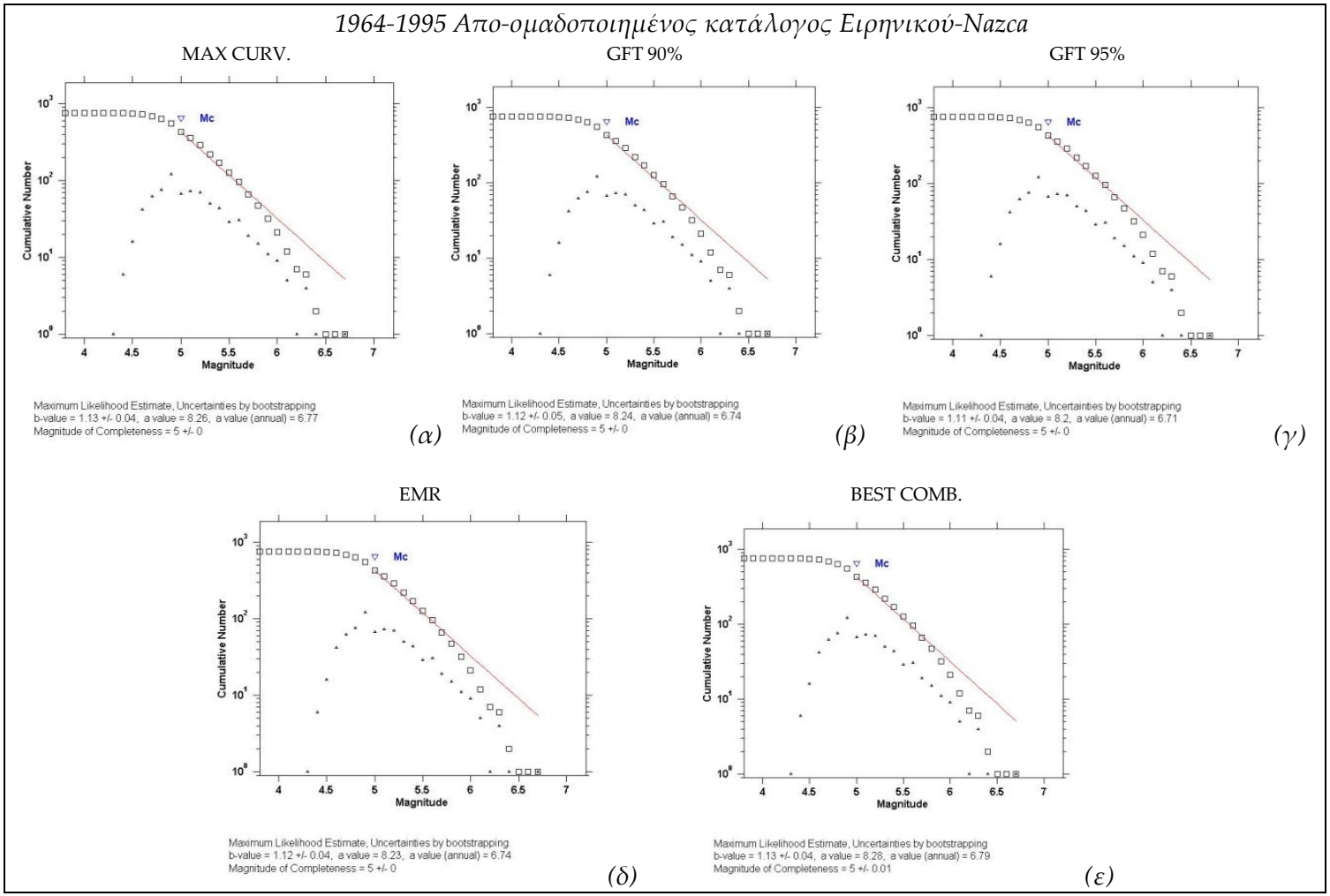
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.33 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1931-1963 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

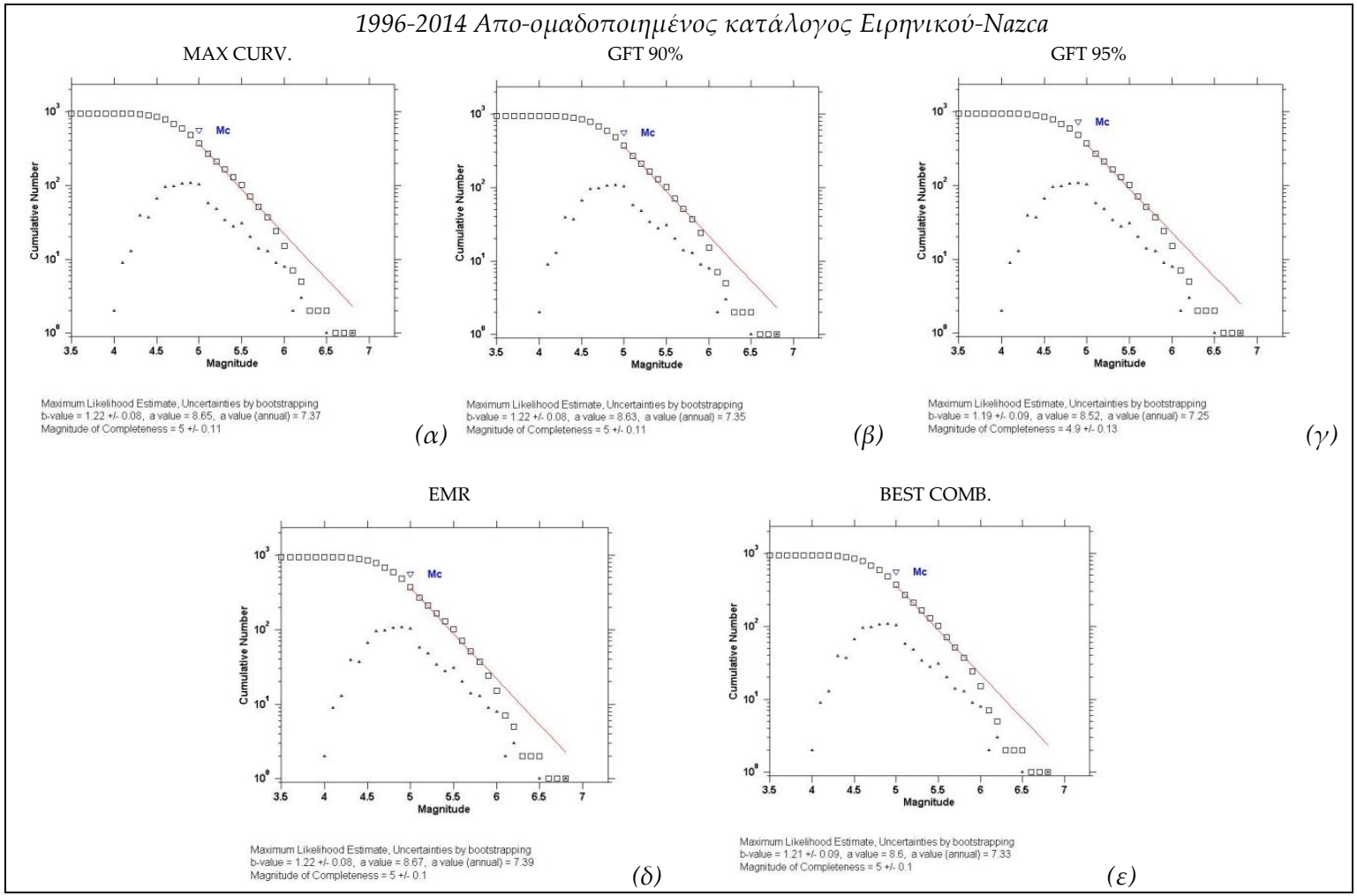
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.34 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

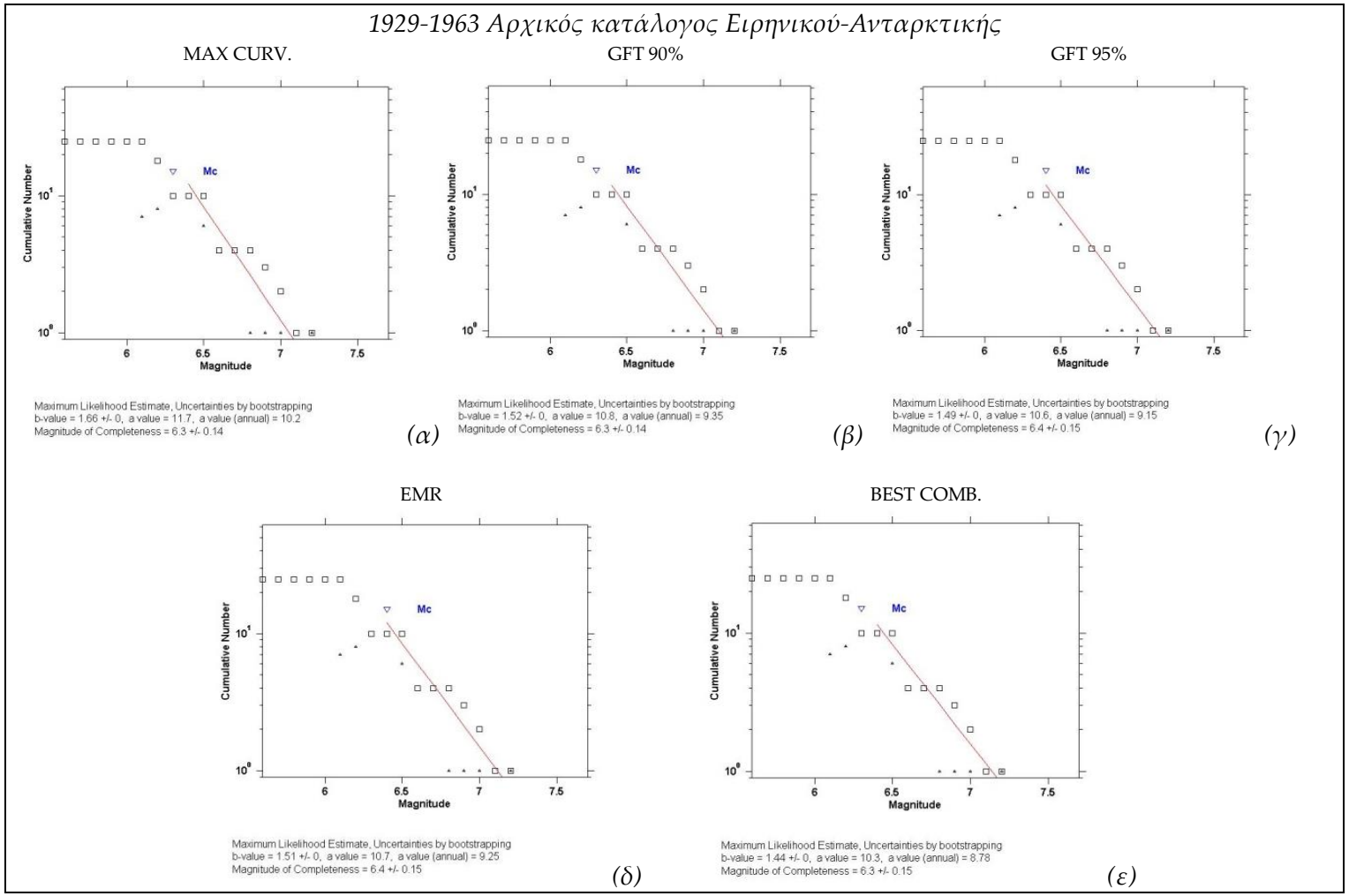
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.35 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

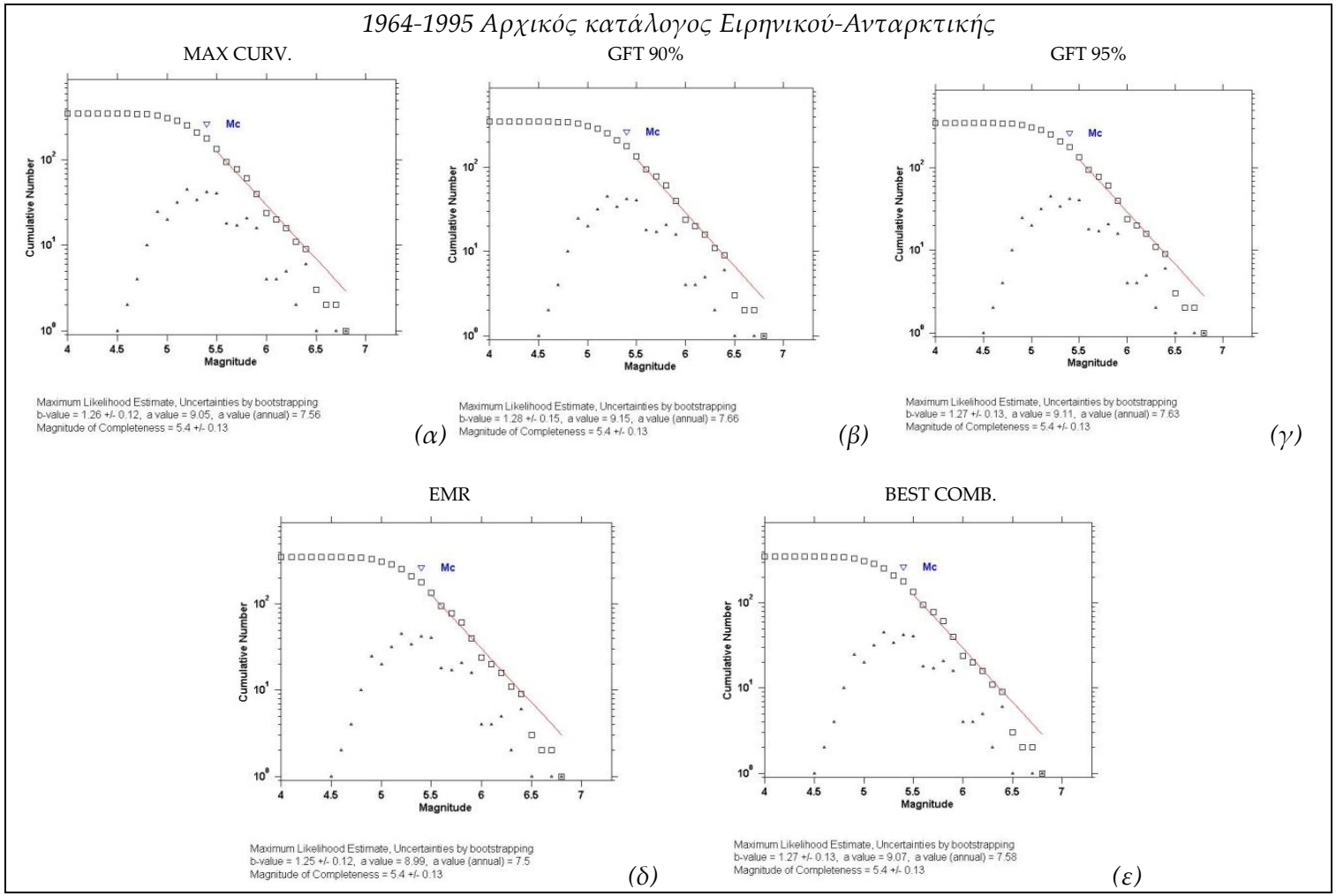
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.36 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1929-1963 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

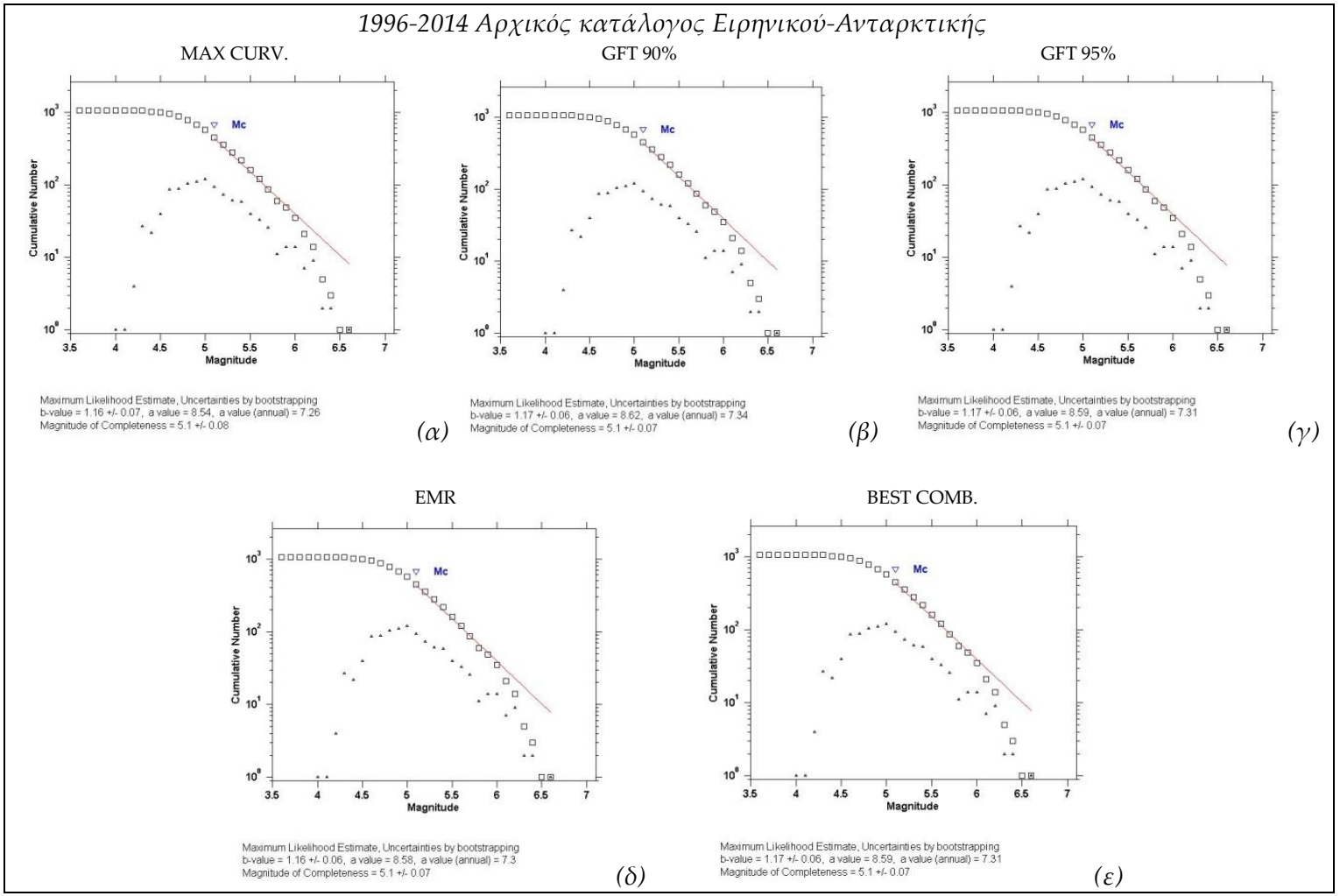
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.37 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

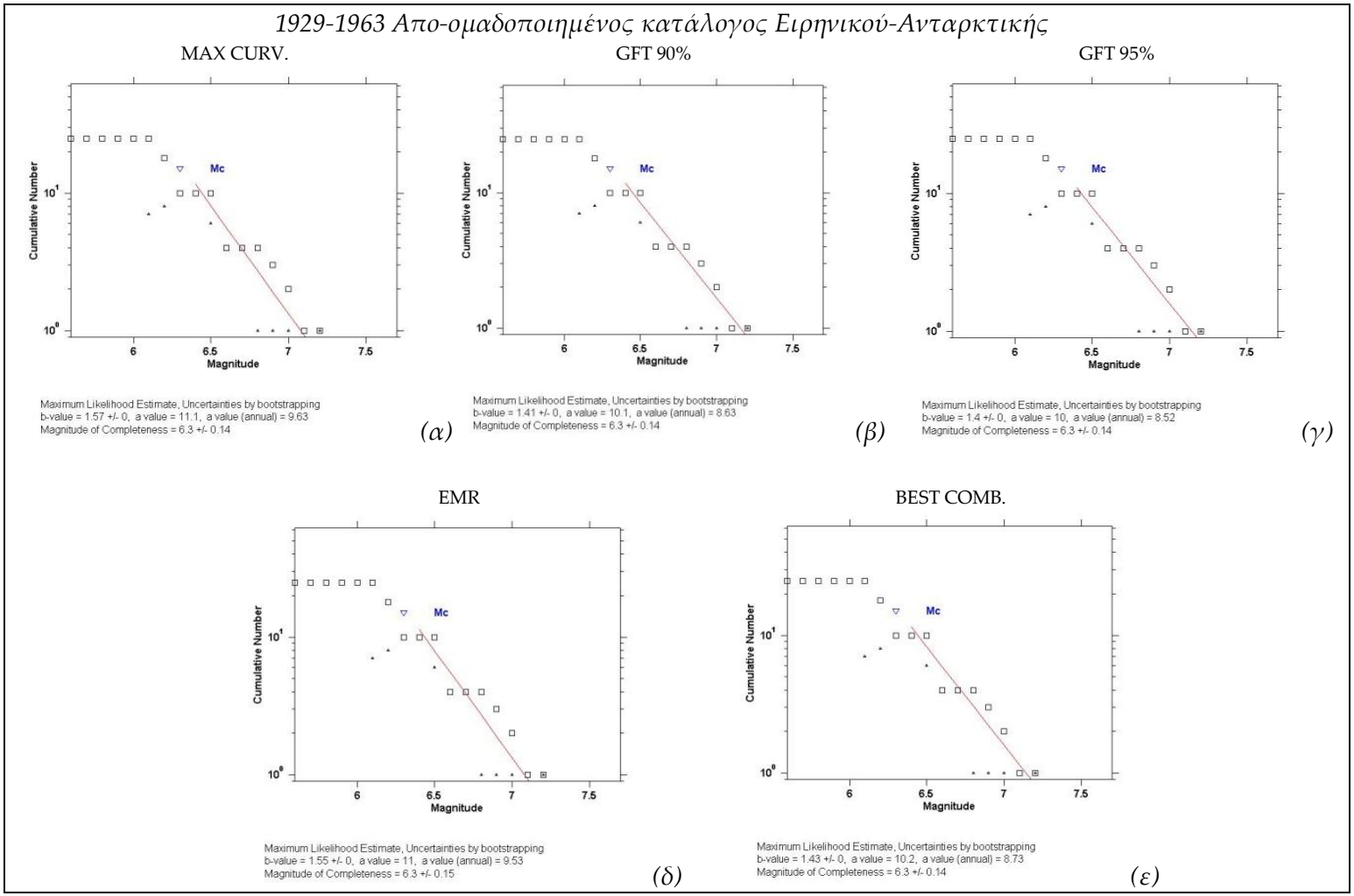
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.38 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

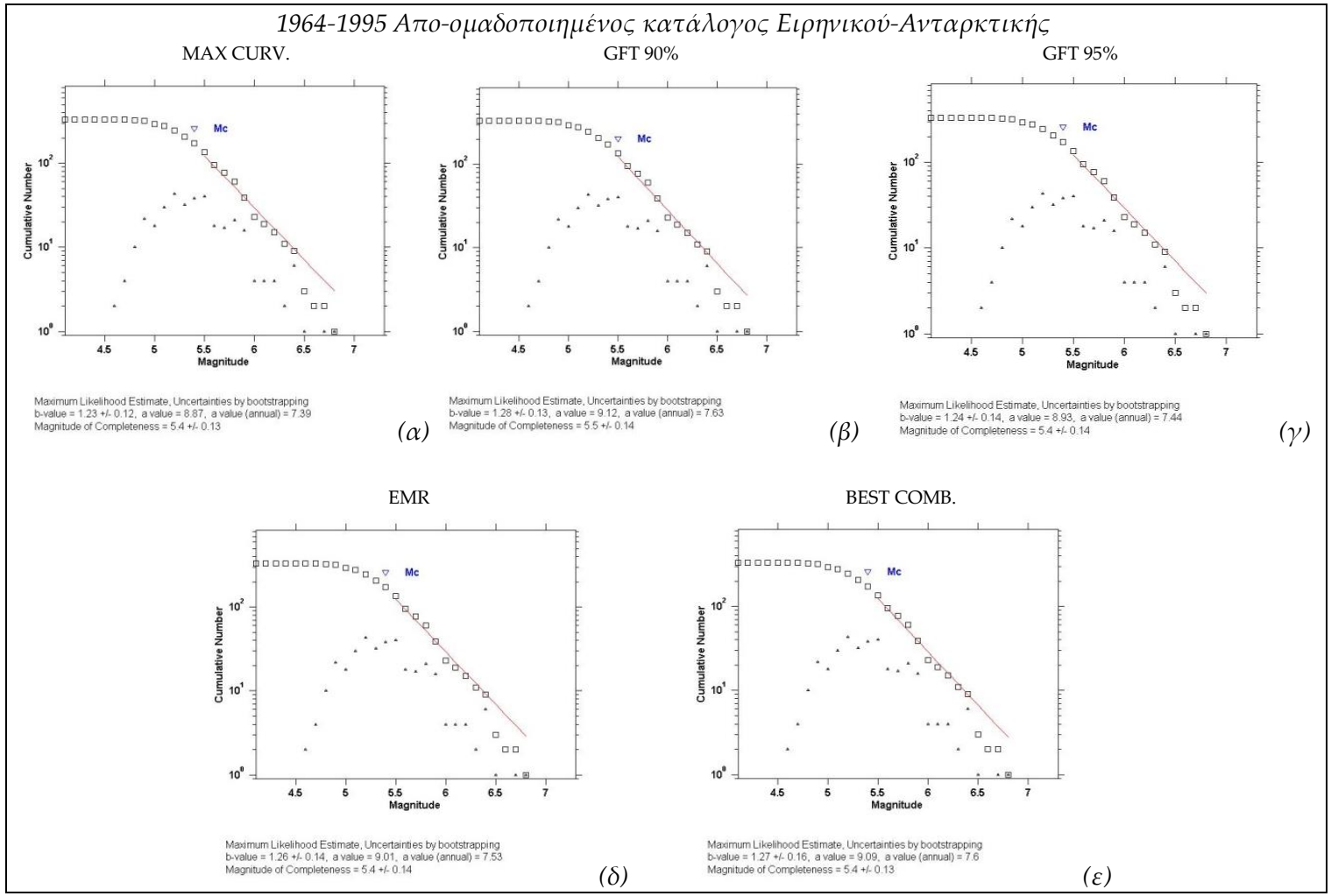
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.39 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1929-1963 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

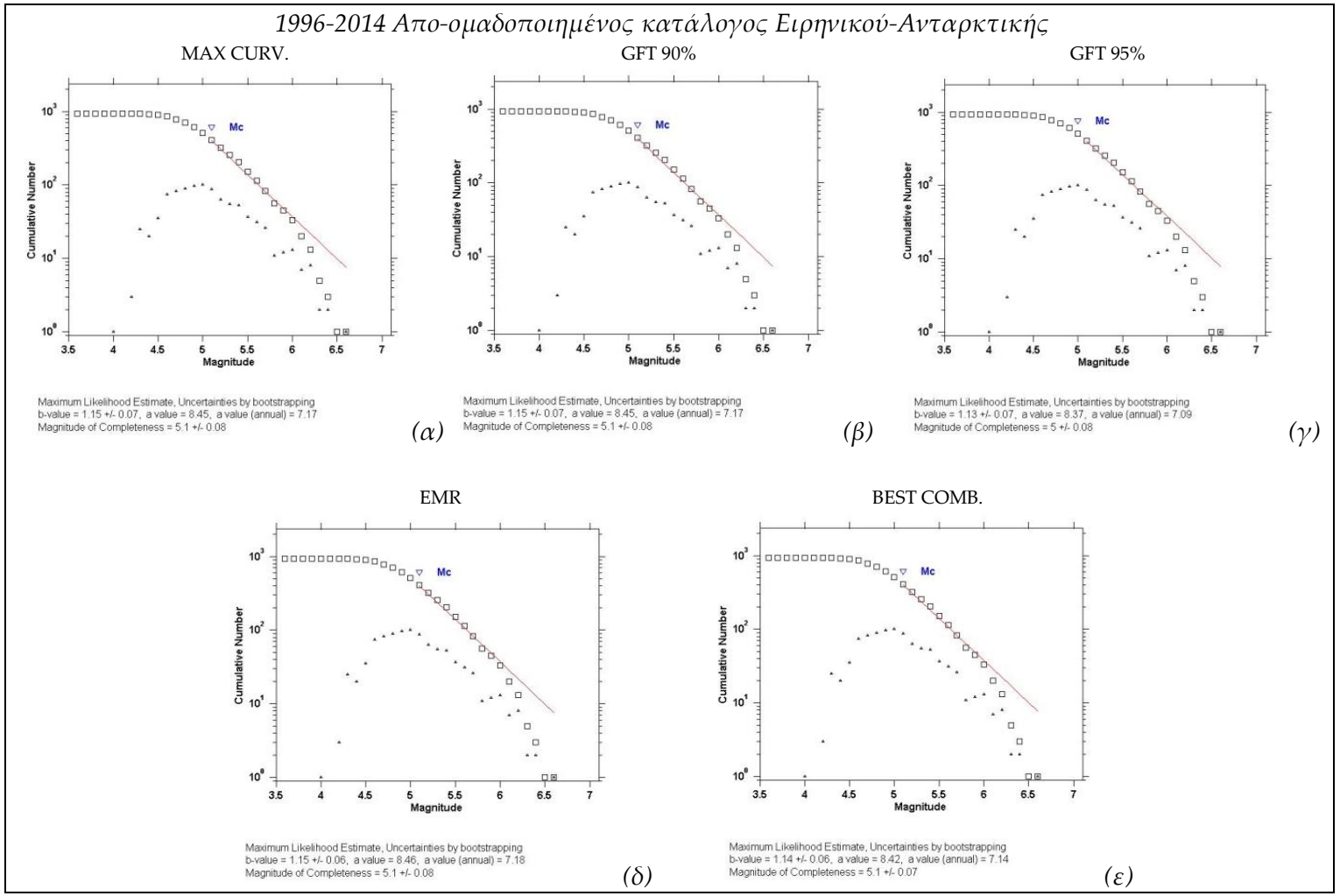
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.40 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

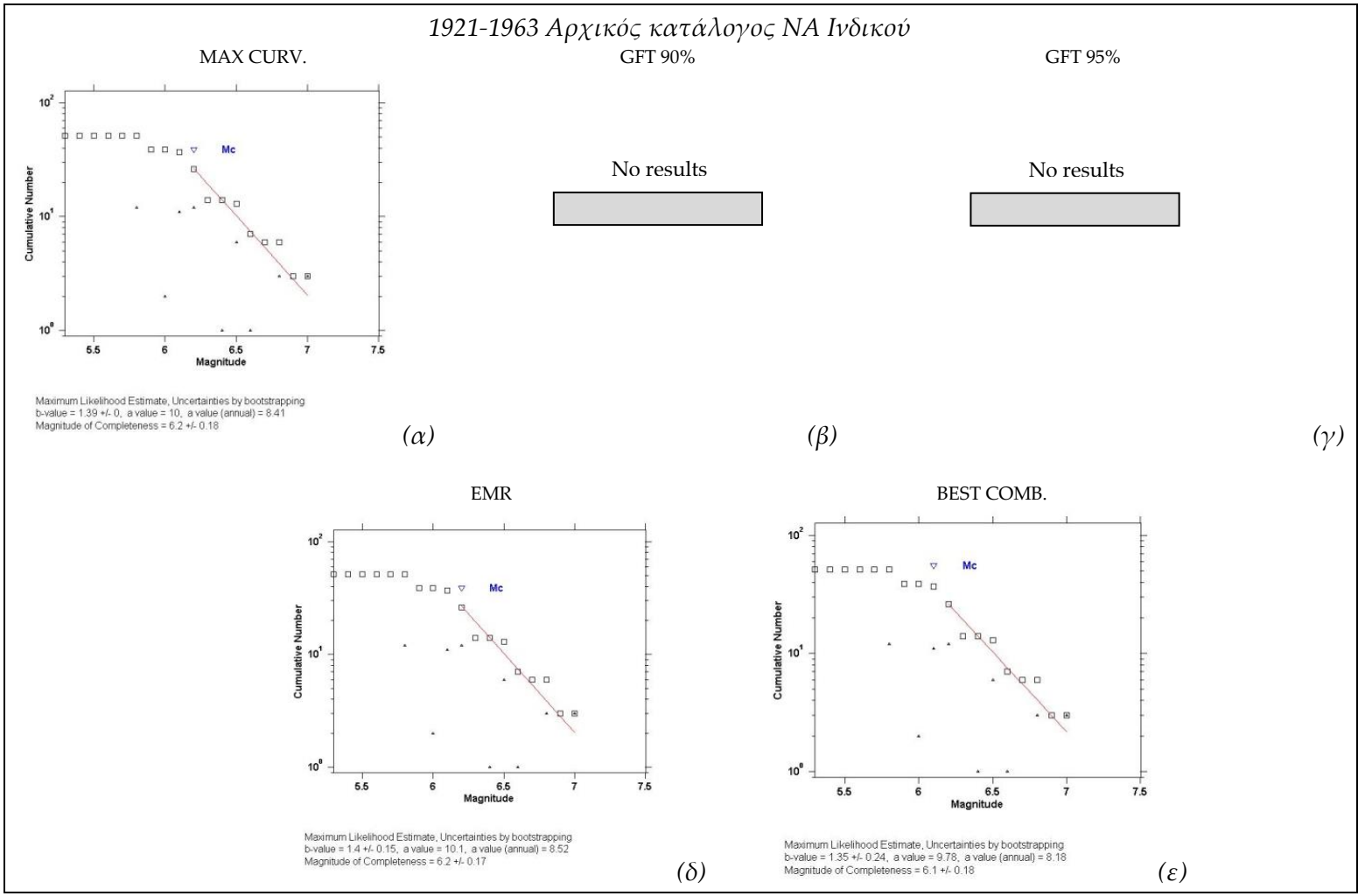
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.41 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

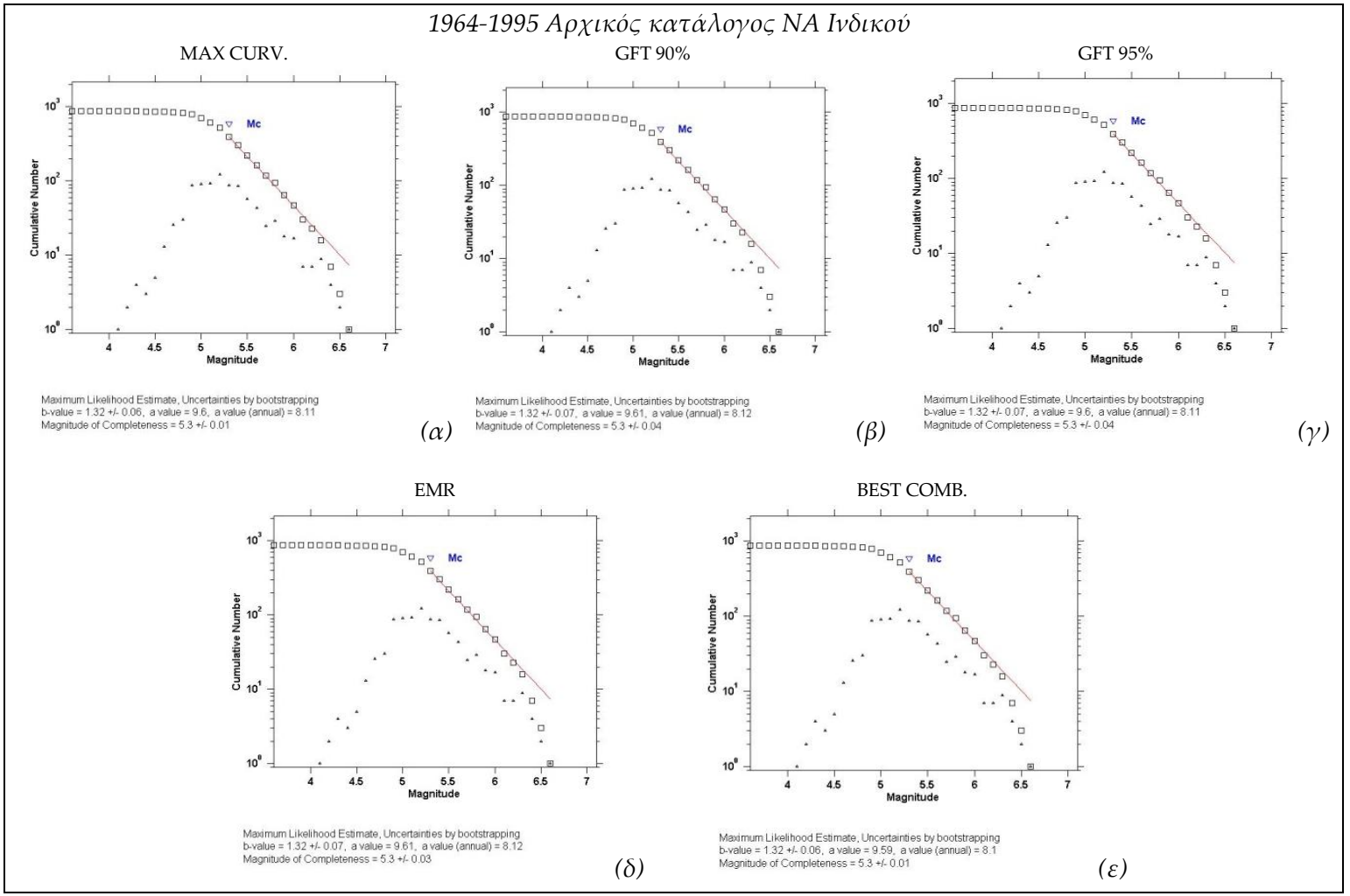
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.42 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1929-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

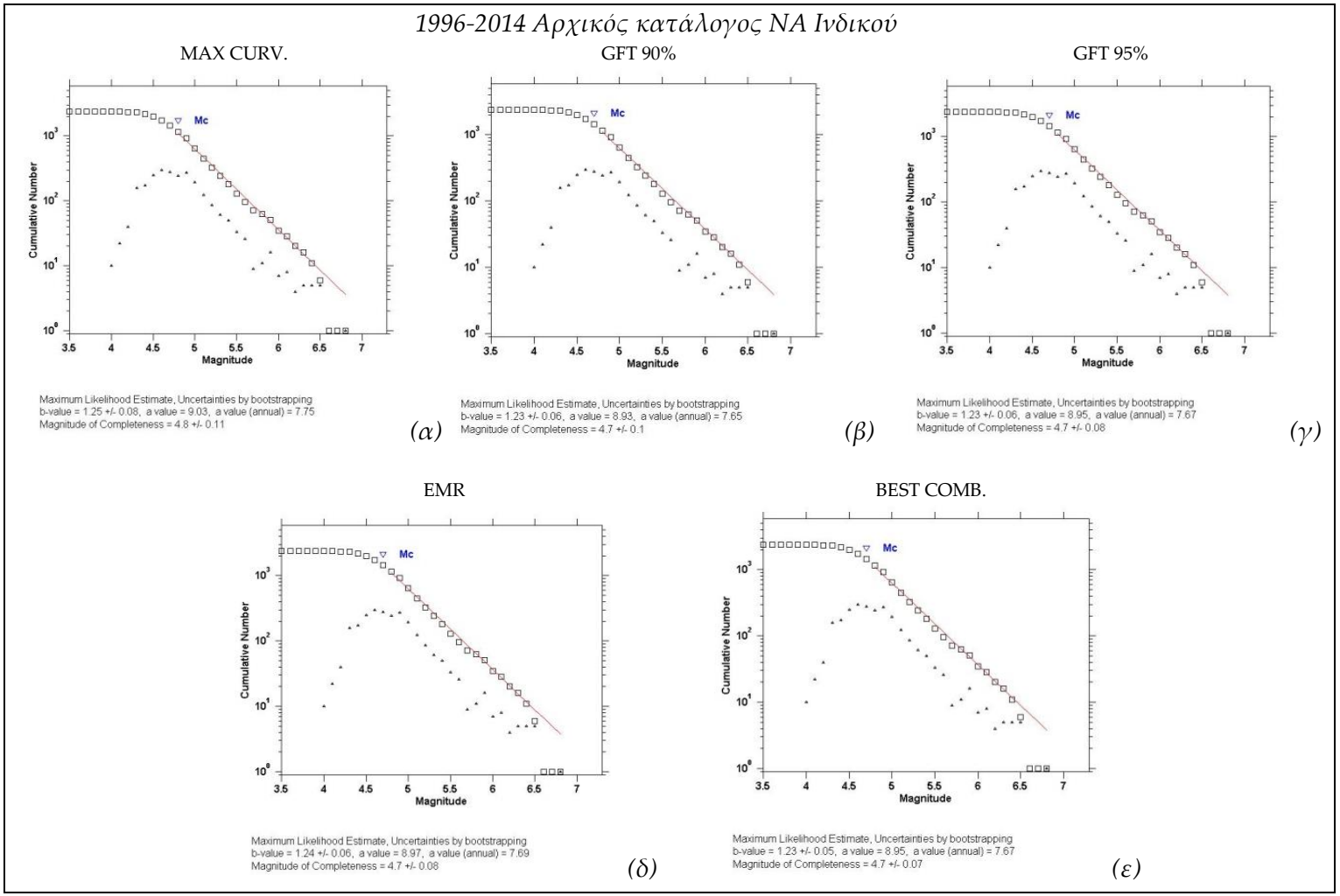
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.43 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

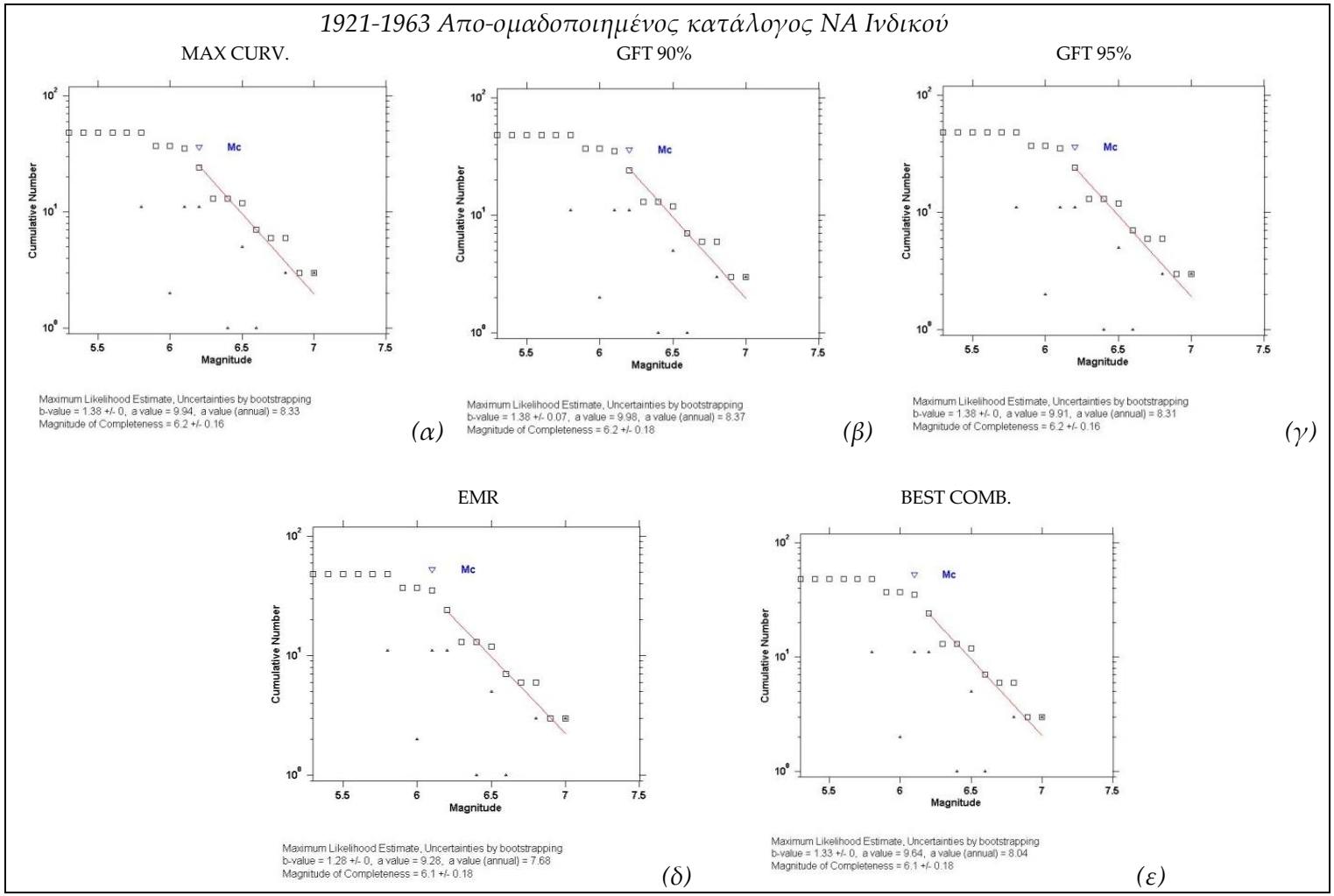
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.44 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

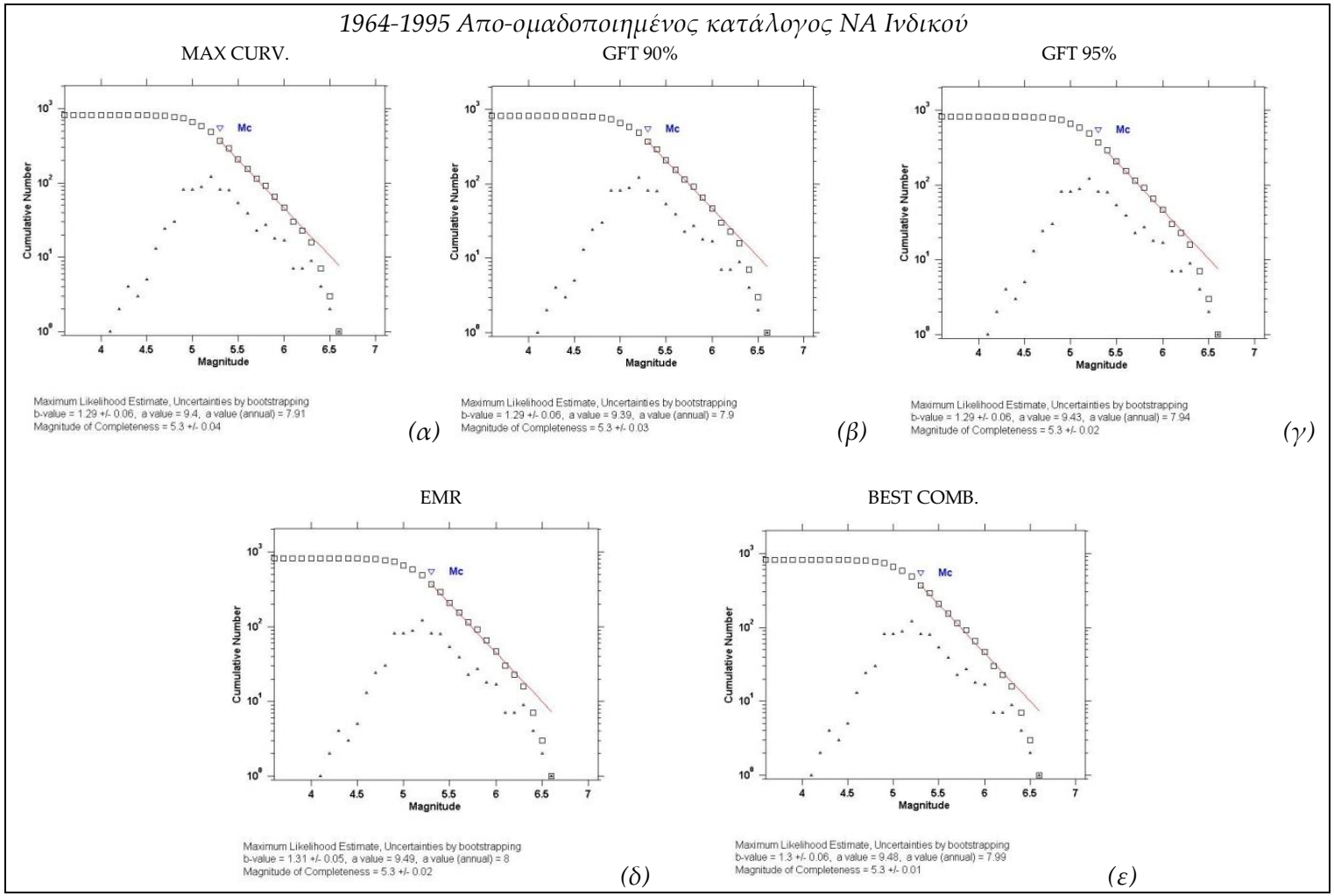
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.45 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1929-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

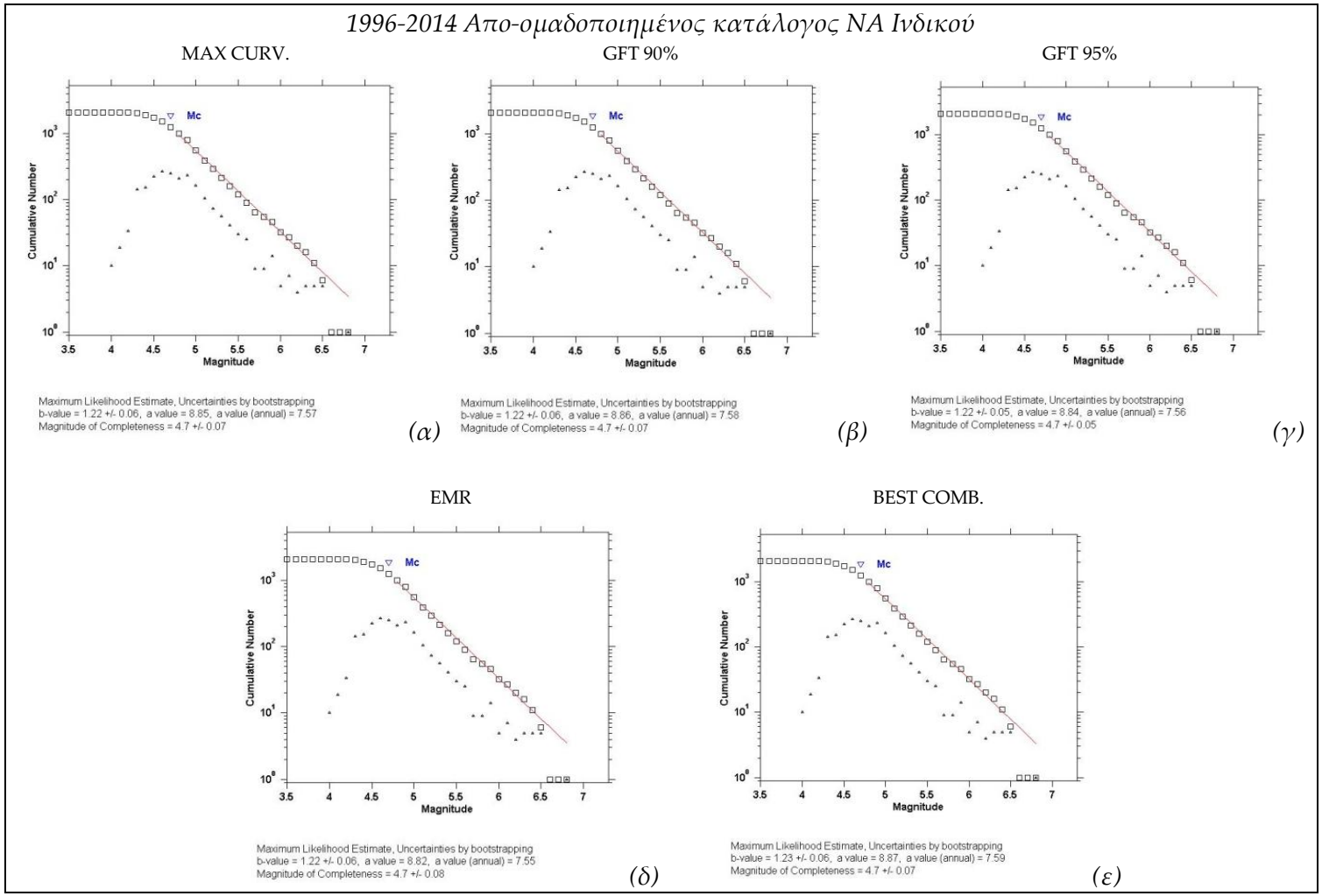
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.46 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο- ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

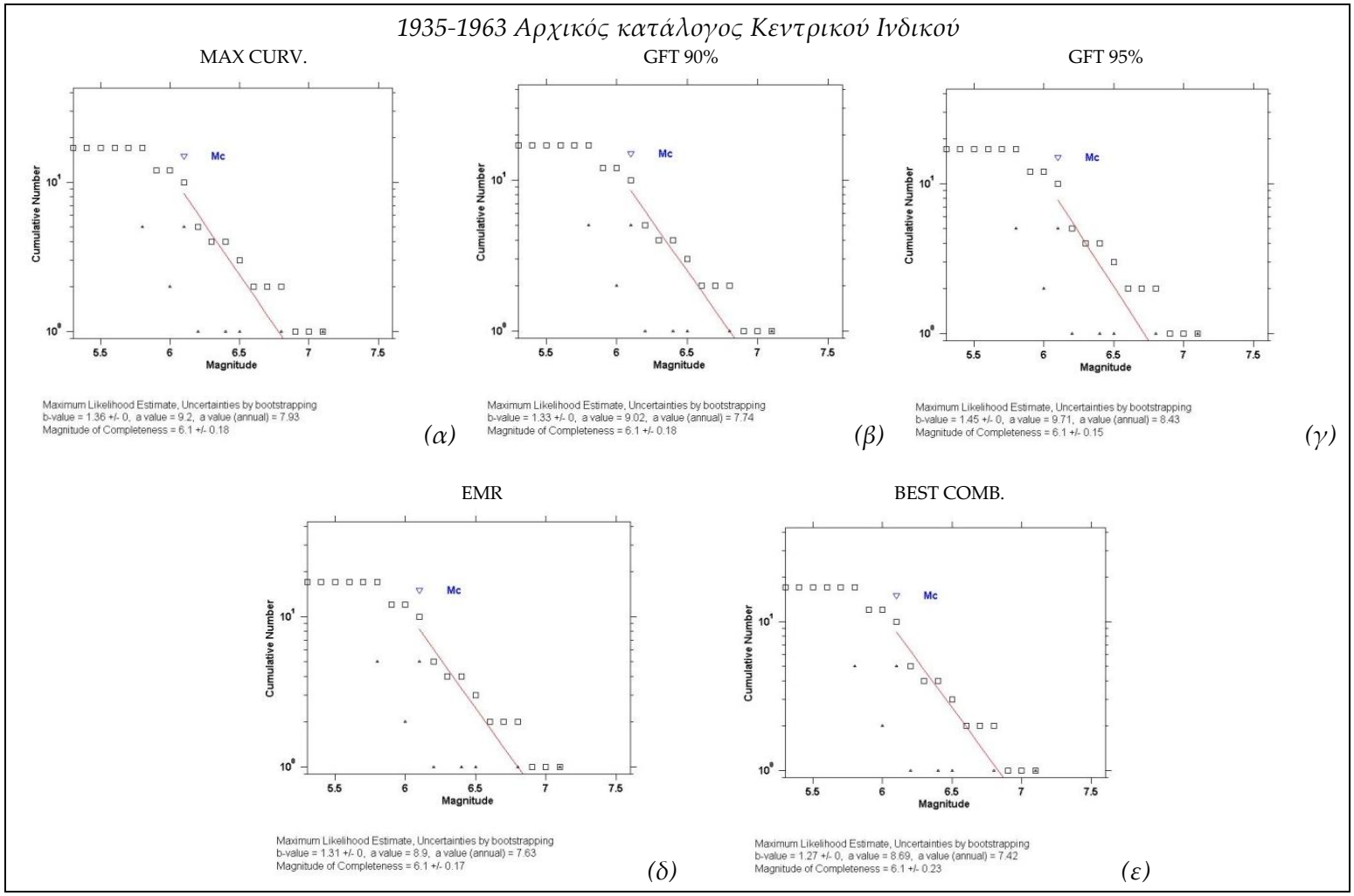
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.47 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

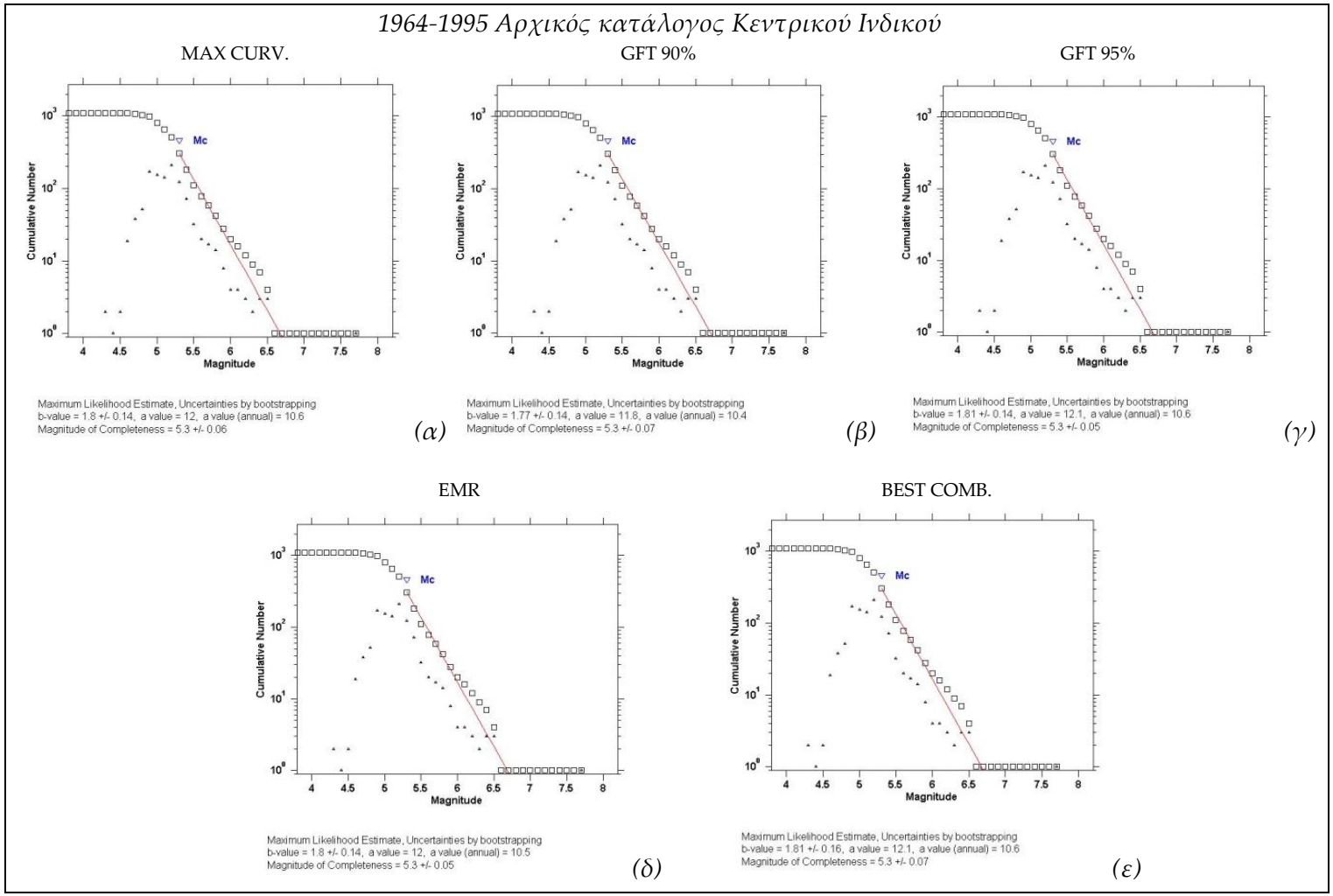
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.48 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1935-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

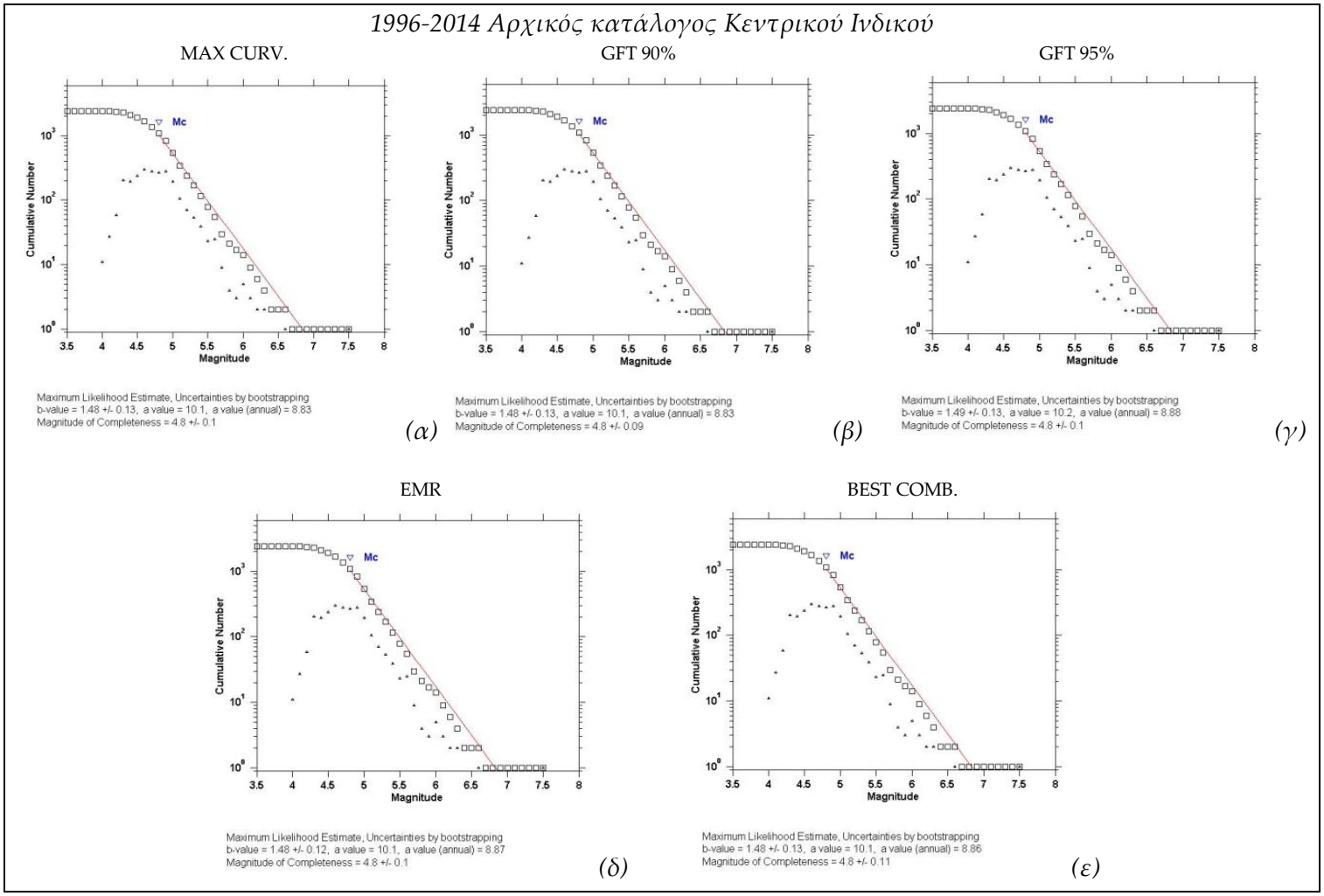
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.49 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

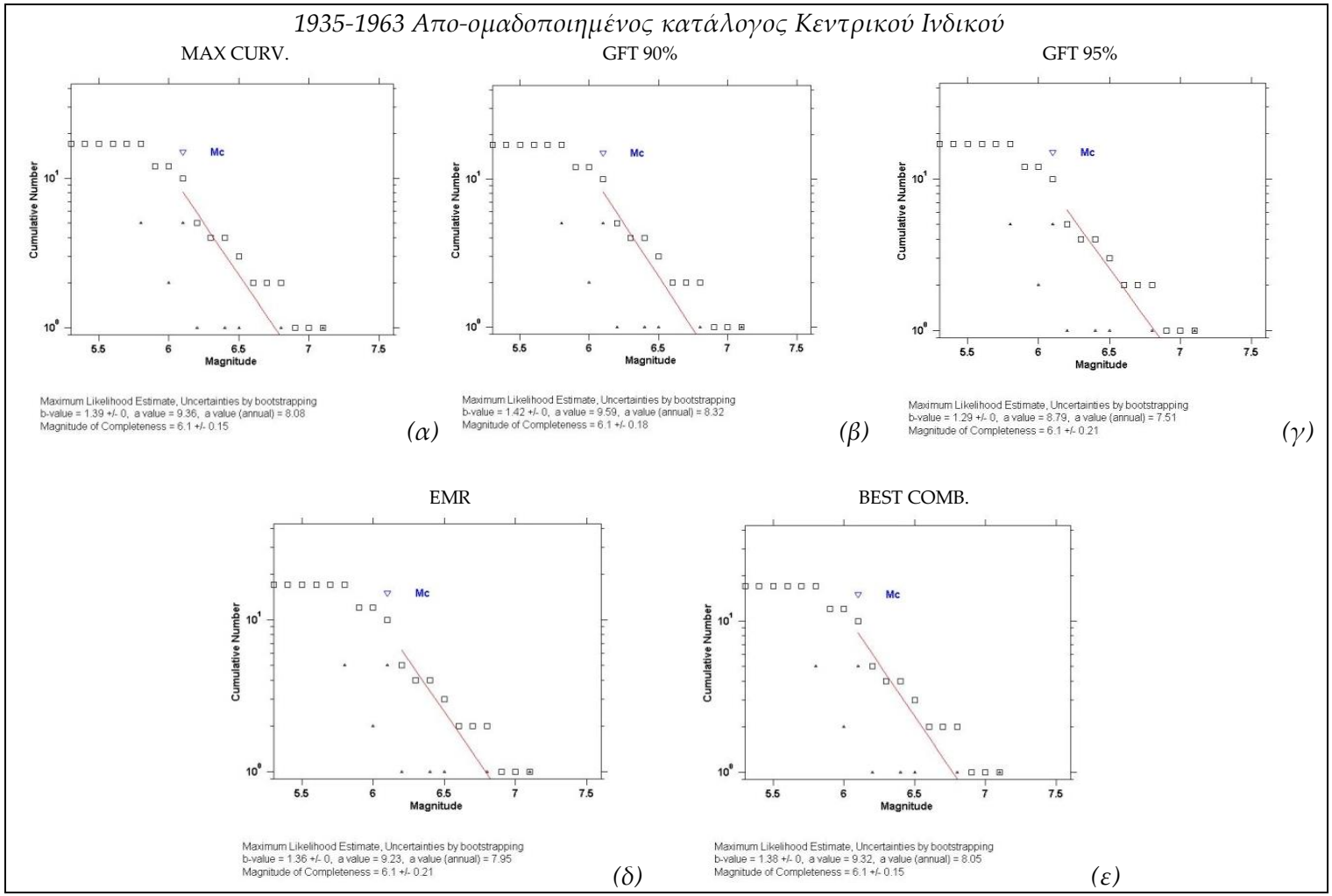
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.50 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR, (ε) Best Combination και (στ) Fixed Mc.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

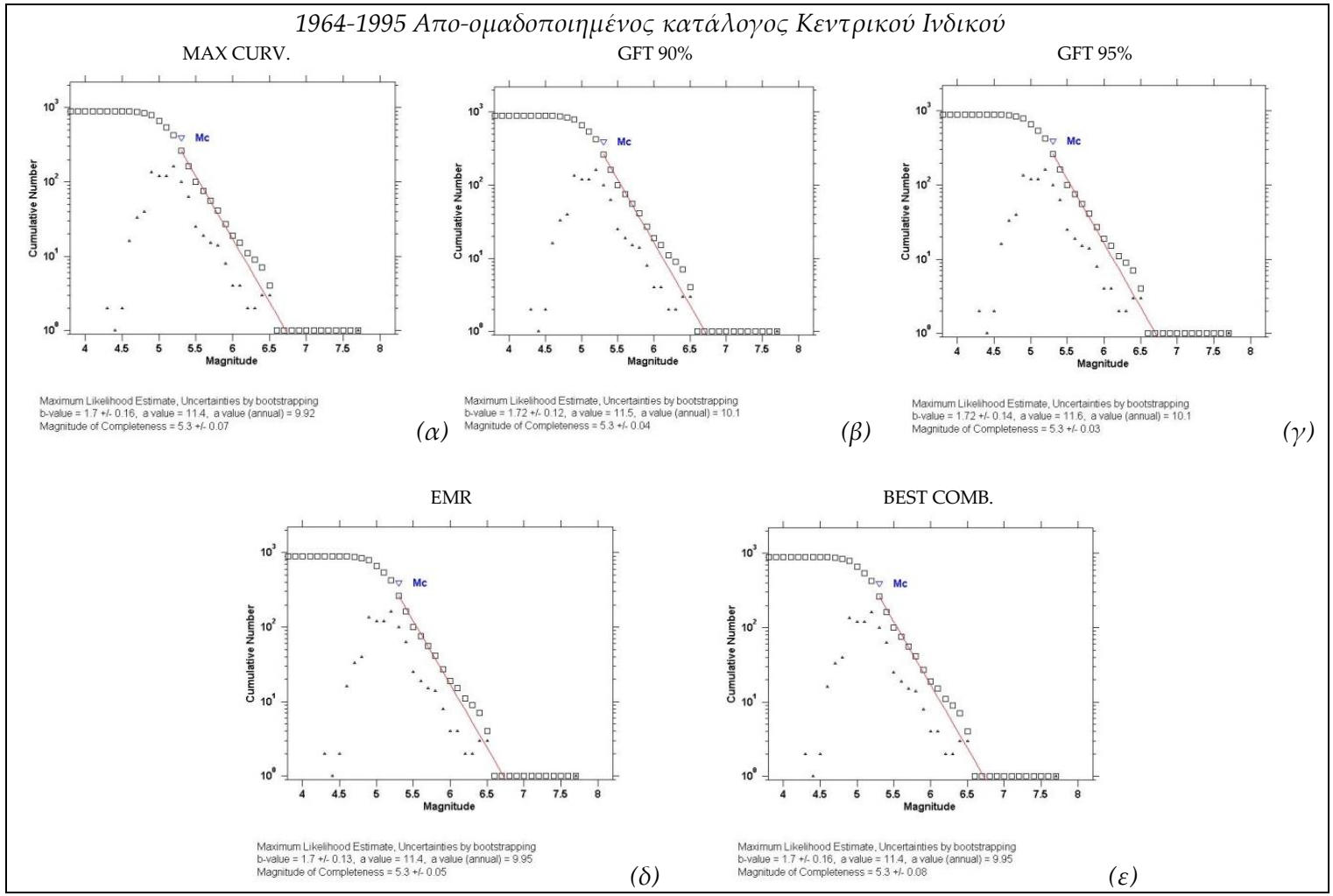
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.51 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1935-1963 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

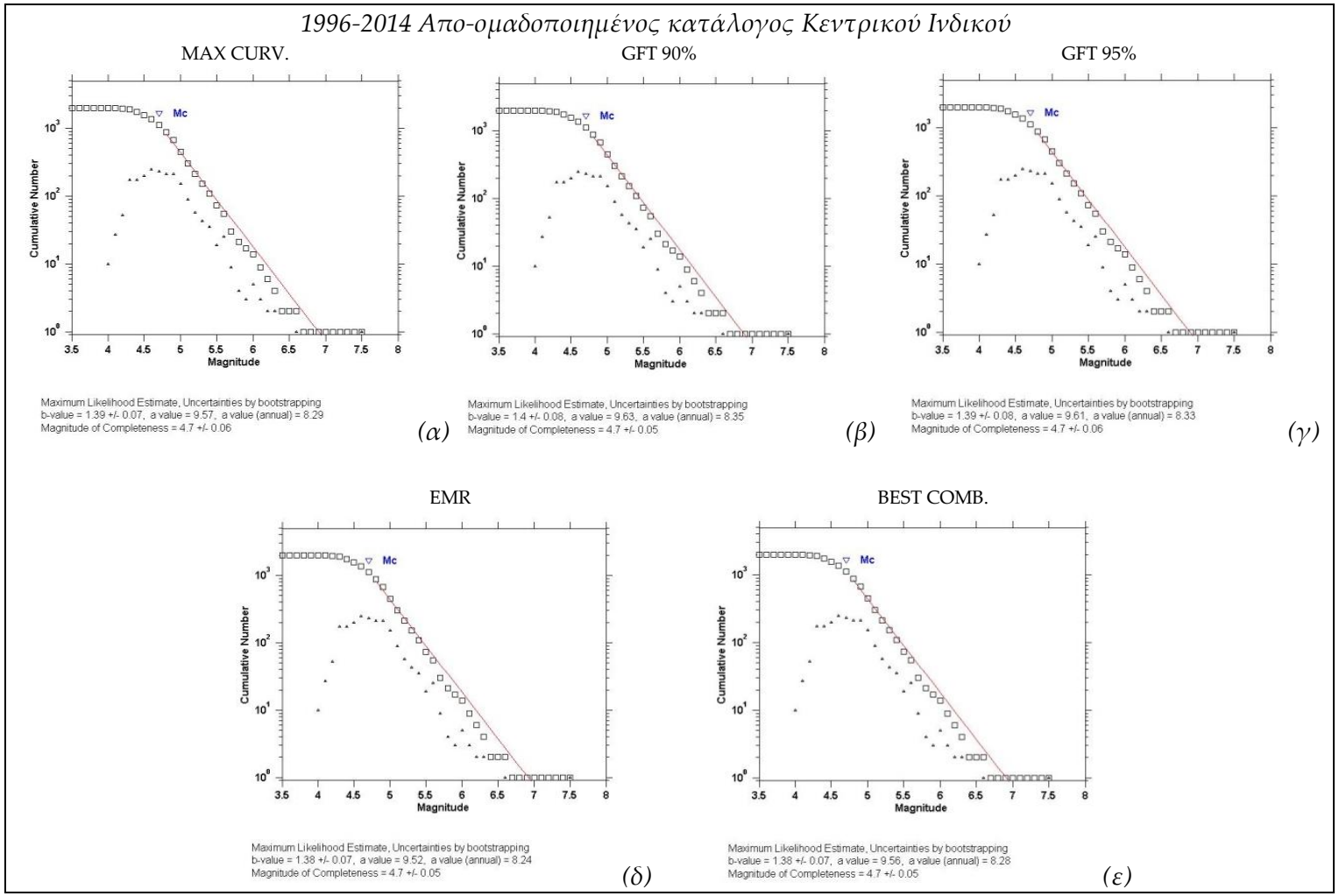
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.52 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

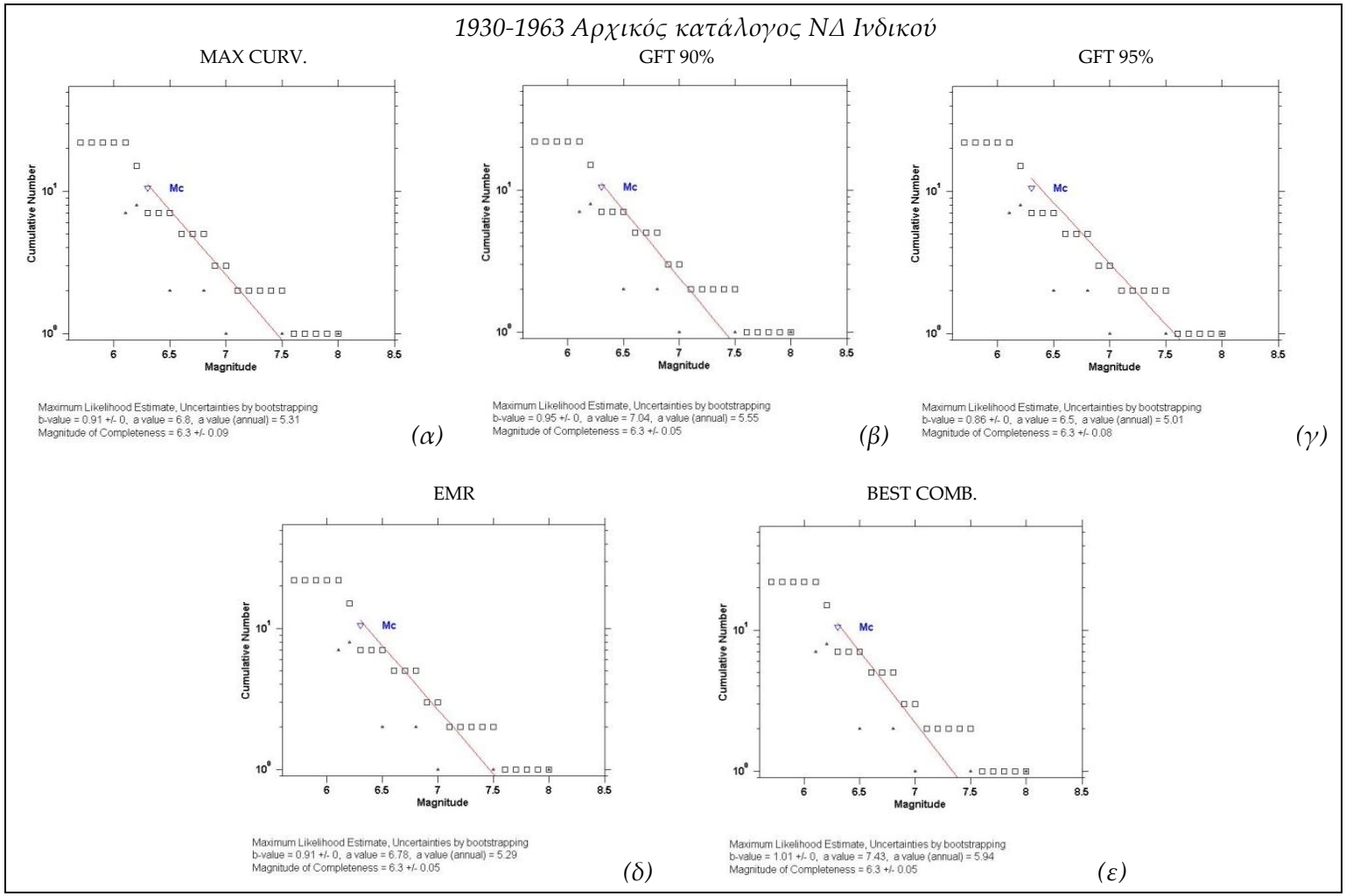
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.53 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (α) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

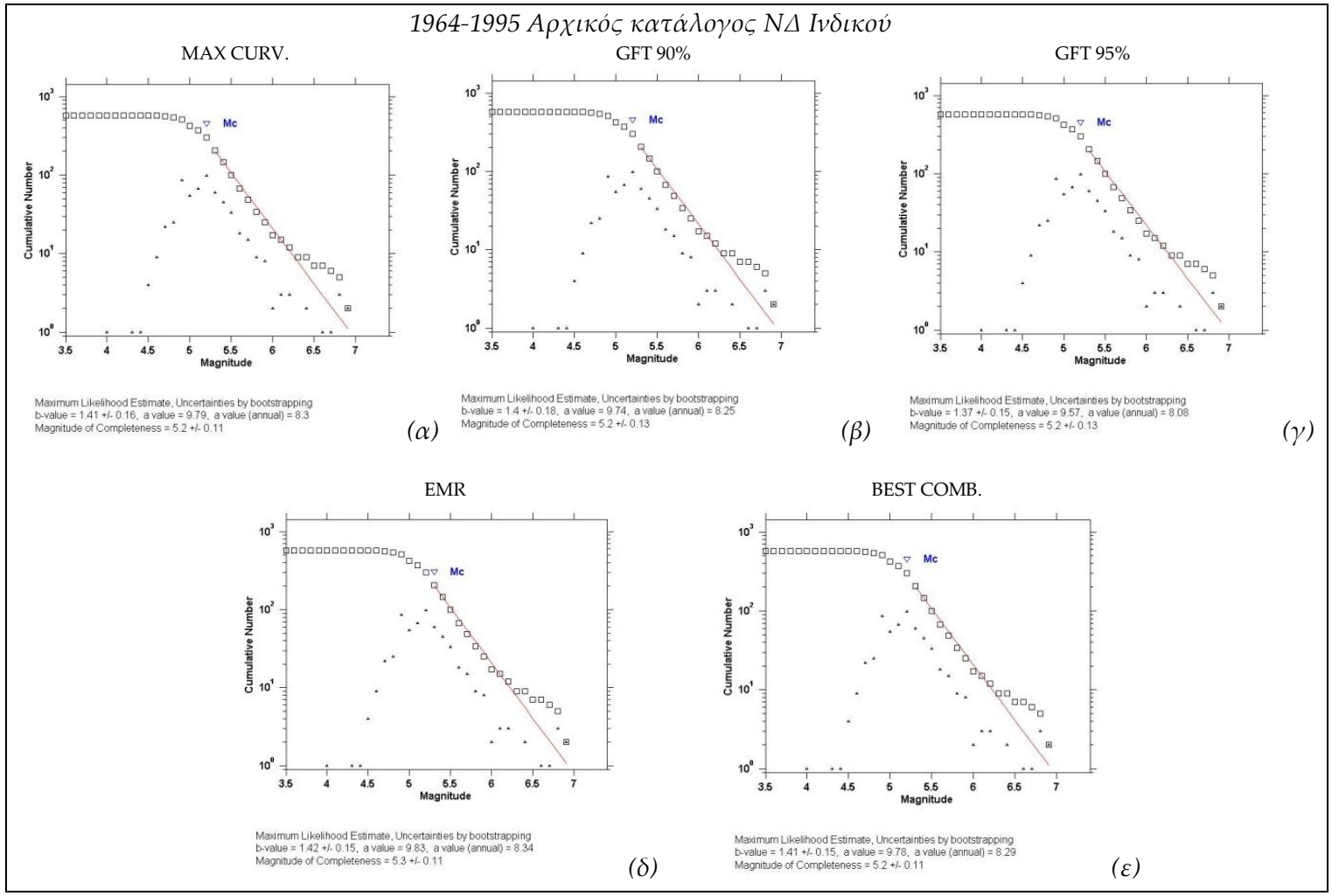
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.54 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1930-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

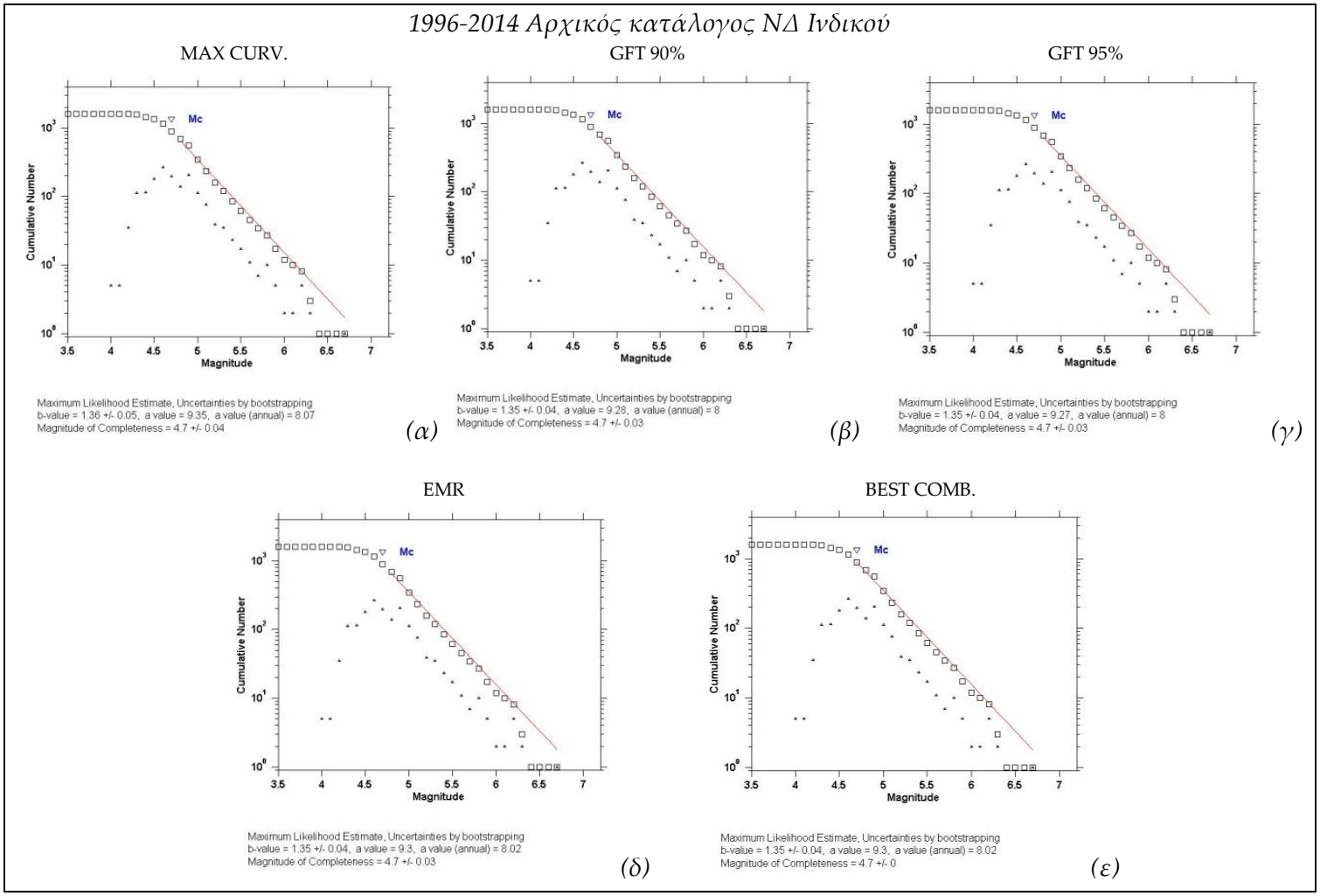
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.55 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

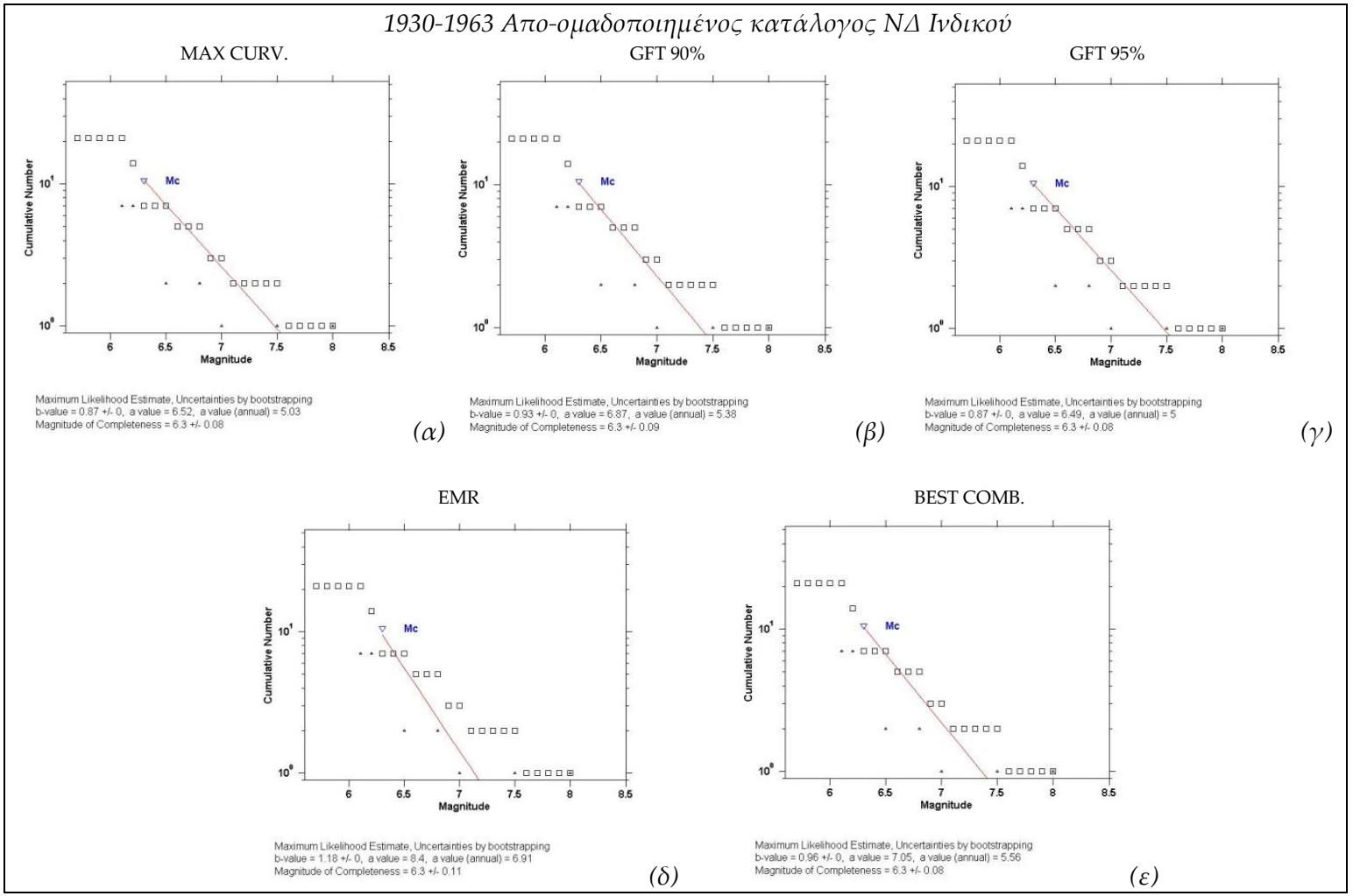
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.56 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

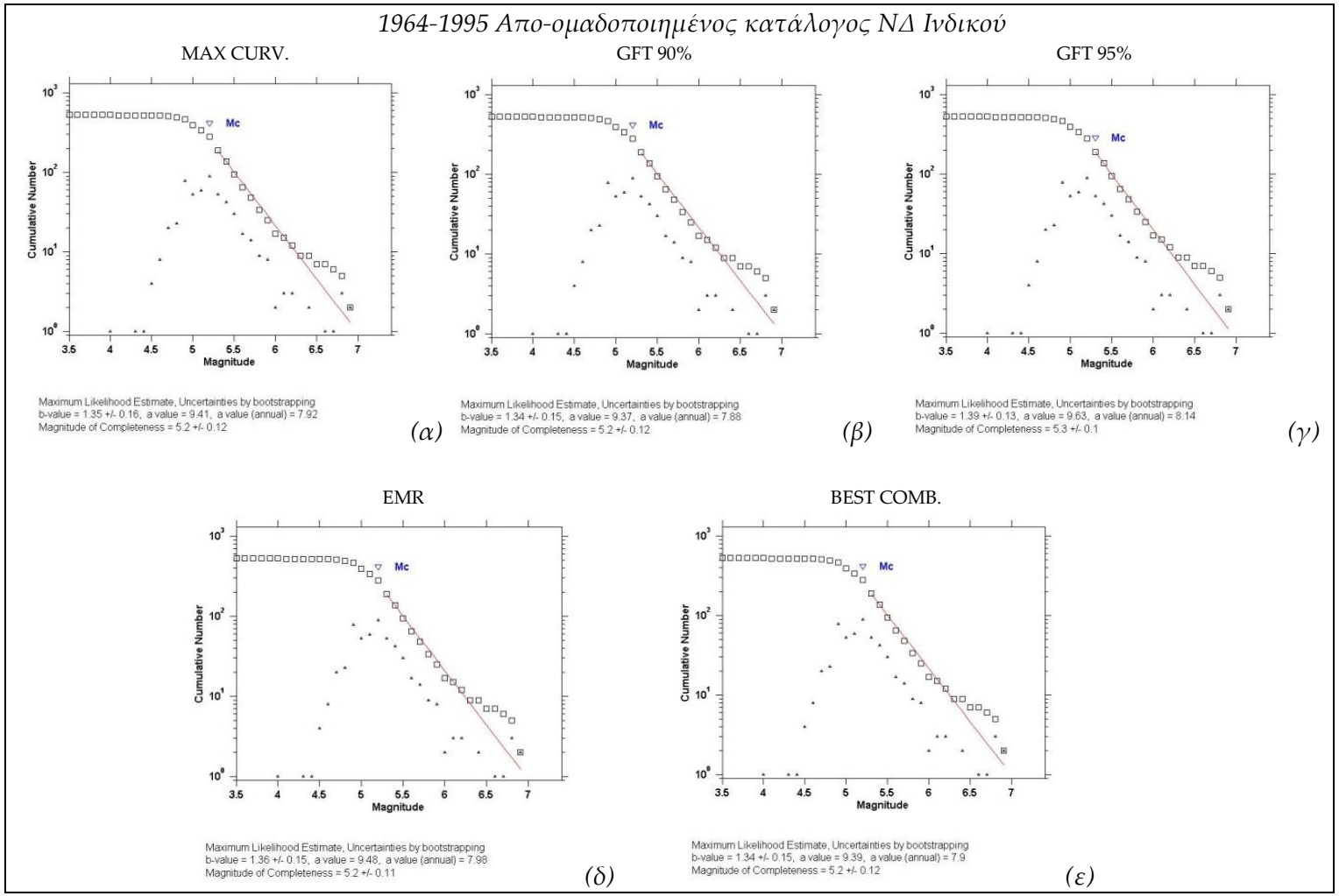
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ



Σχήμα 2.57 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1930-1963 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

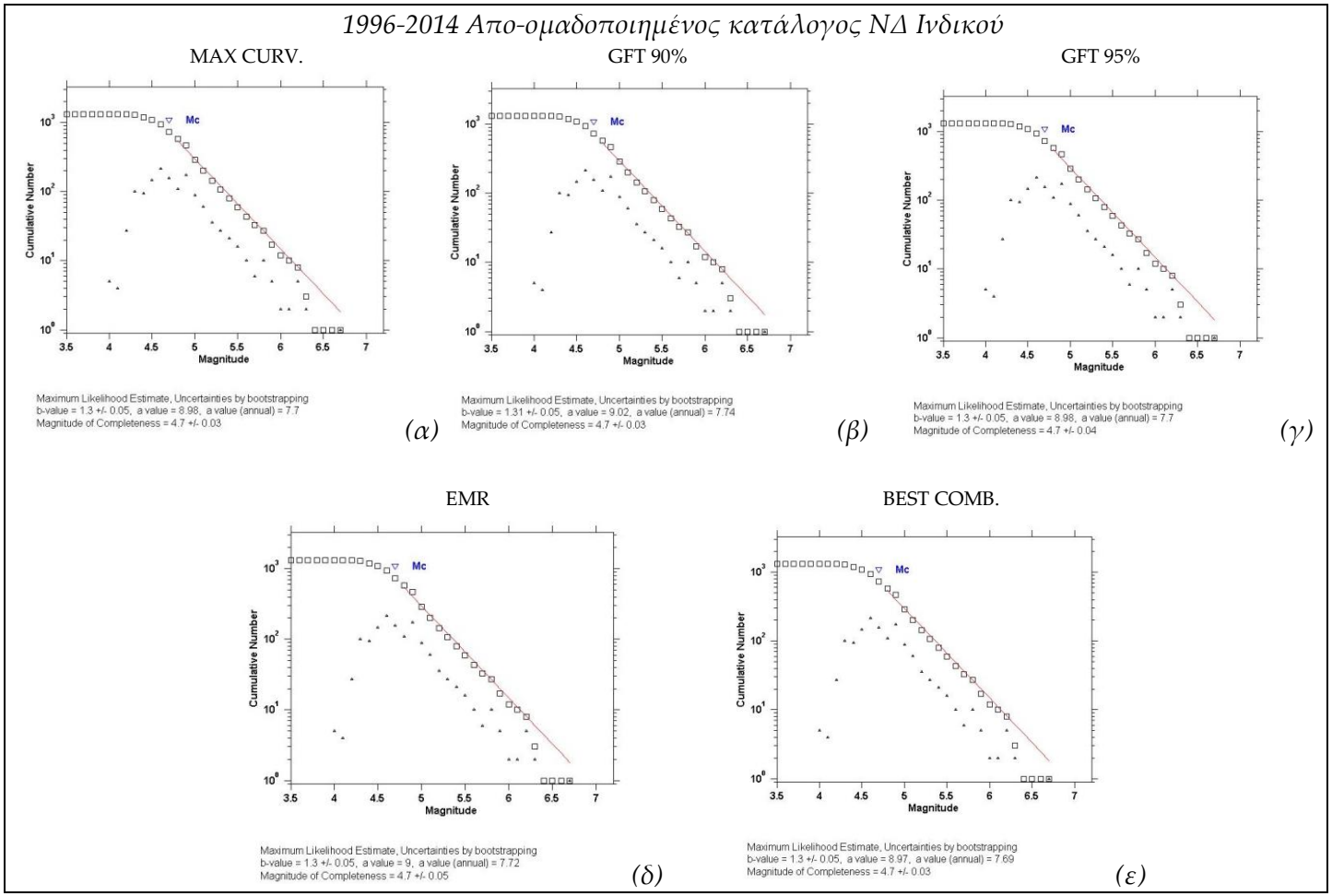
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.58 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1964-1995 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.59 *Υπολογισμός πληροτήτων για τον απο-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1996-2014 με τις μεθοδολογίες (a) MAXC, (β) GFT 90%, (γ) GFT 95%, (δ) EMR και (ε) Best Combination.*

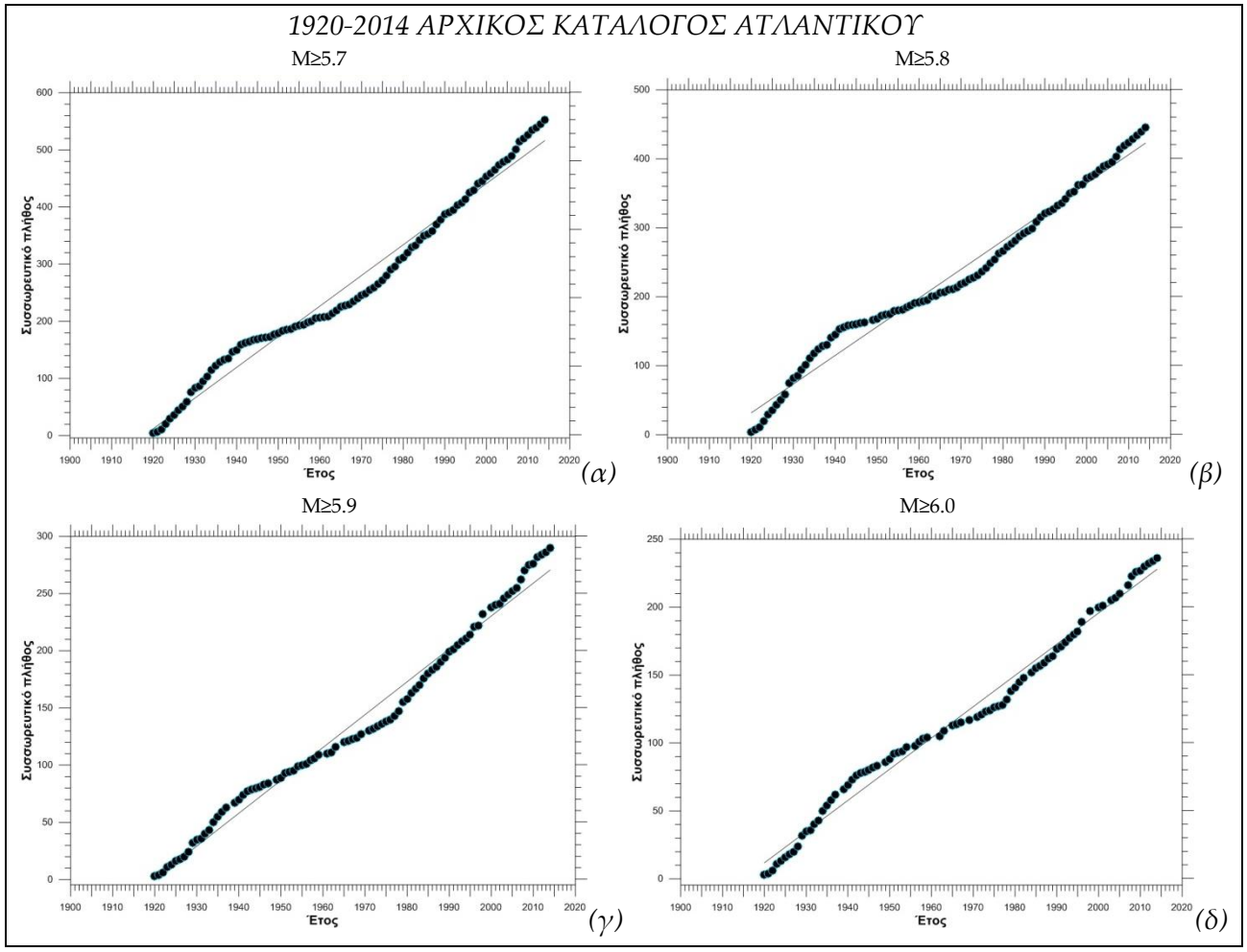
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.4 Ρυθμοί σεισμικότητας (rates)

Μελετήθηκαν οι ρυθμοί σεισμικότητας στις μεσοωκεάνιες ράχες, θεωρώντας πάντα ότι η σεισμικότητα κατανέμεται ομοιόμορφα σε κάθε μια από αυτές (Cuthberston, 2006). Συγκεκριμένα, ερευνήθηκαν οι ρυθμοί σεισμικότητας στις υπό μελέτη περιοχές, πάντα κινούμενοι κοντά στα μεγέθη πληρότητας και τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα που ήδη ορίστηκαν. Οι υπολογισμοί αυτοί έγιναν για όλα τα πλήρη χρονικά διαστήματα κάθε μίας ράχης τόσο για τους αρχικούς καταλόγους όσο και για τους από-ομαδοποιημένους. Τα μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν από αυτήν τη διαδικασία υιοθετήθηκαν για τους αρχικούς και από-ομαδοποιημένους καταλόγους μόνο για τα πρώτα χρονικά διαστήματα (1920-1963 για Ατλαντικό, 1931-1964 για Ειρηνικό –Nazca, 1929-1963 για Ειρηνικό – Ανταρκτική, 1935-1963 για την ράχη του Κεντρικού Ινδικού, 1930-1963 για τον Νοτιοδυτικό Ινδικό και 1921-1963 για τον Νοτιοανατολικό Ινδικό). Αυτό έγινε για να επιτύχουμε πιο ασφαλείς και ταυτόχρονα συντηρητικές εκτιμήσεις των μεγεθών πληρότητας για αυτά τα χρονικά παράθυρα εξαιτίας ανεπαρκών δεδομένων (χρονικά και ποσοτικά). Οι γραφικές παραστάσεις των ρυθμών σεισμικότητας (*Σχήματα 2.60 έως 2.71*) μας δίνουν το συσσωρευτικό πλήθος σεισμών με μέγεθος πάνω από μια ορισμένη τιμή, σε συνάρτηση με τον χρόνο (έτη). Παρατηρούμε ότι η γραμμική σχέση προσαρμόζεται καλύτερα στη ράχη του Ατλαντικού για M≥6.0, στη ράχη Ειρηνικού-Nazca για M≥5.9, στη ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής για M≥6.3, στη ράχη Νοτιοανατολικού Ινδικού για M≥6.0, στη ράχη του Κεντρικού Ινδικού για M≥5.9 και τέλος στη ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού για M≥6.1. Οι τιμές αυτές είναι κοινές και για τα δύο είδη καταλόγων (αρχικοί και από-ομαδοποιημένοι), αφού όπως προκύπτει και από τα σχήματα οι κατανομές είναι σχεδόν πανομοιότυπες.

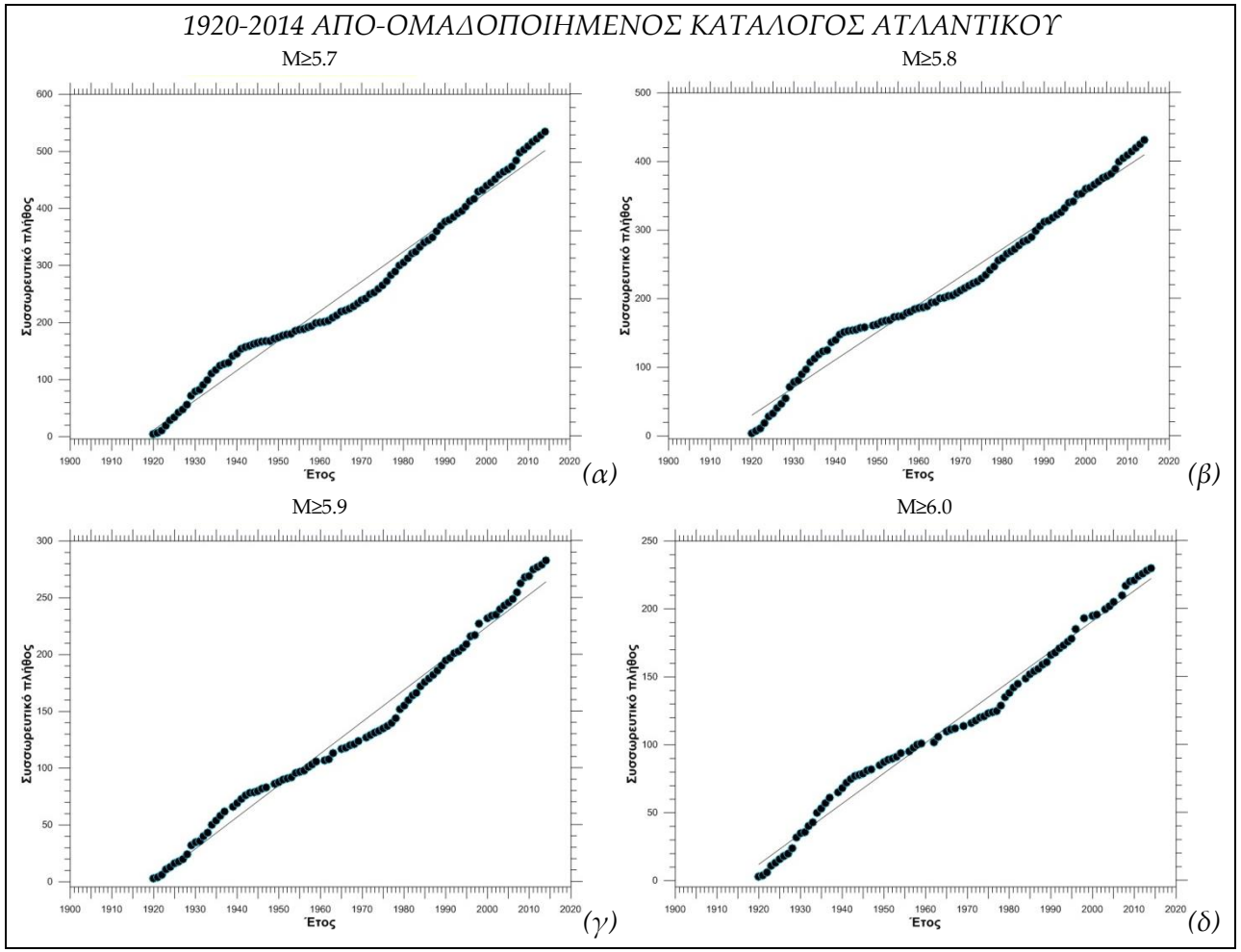
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.60 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1920-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.7, (β) M≥5.8, (γ) M≥5.9 και (δ) M≥6.0.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

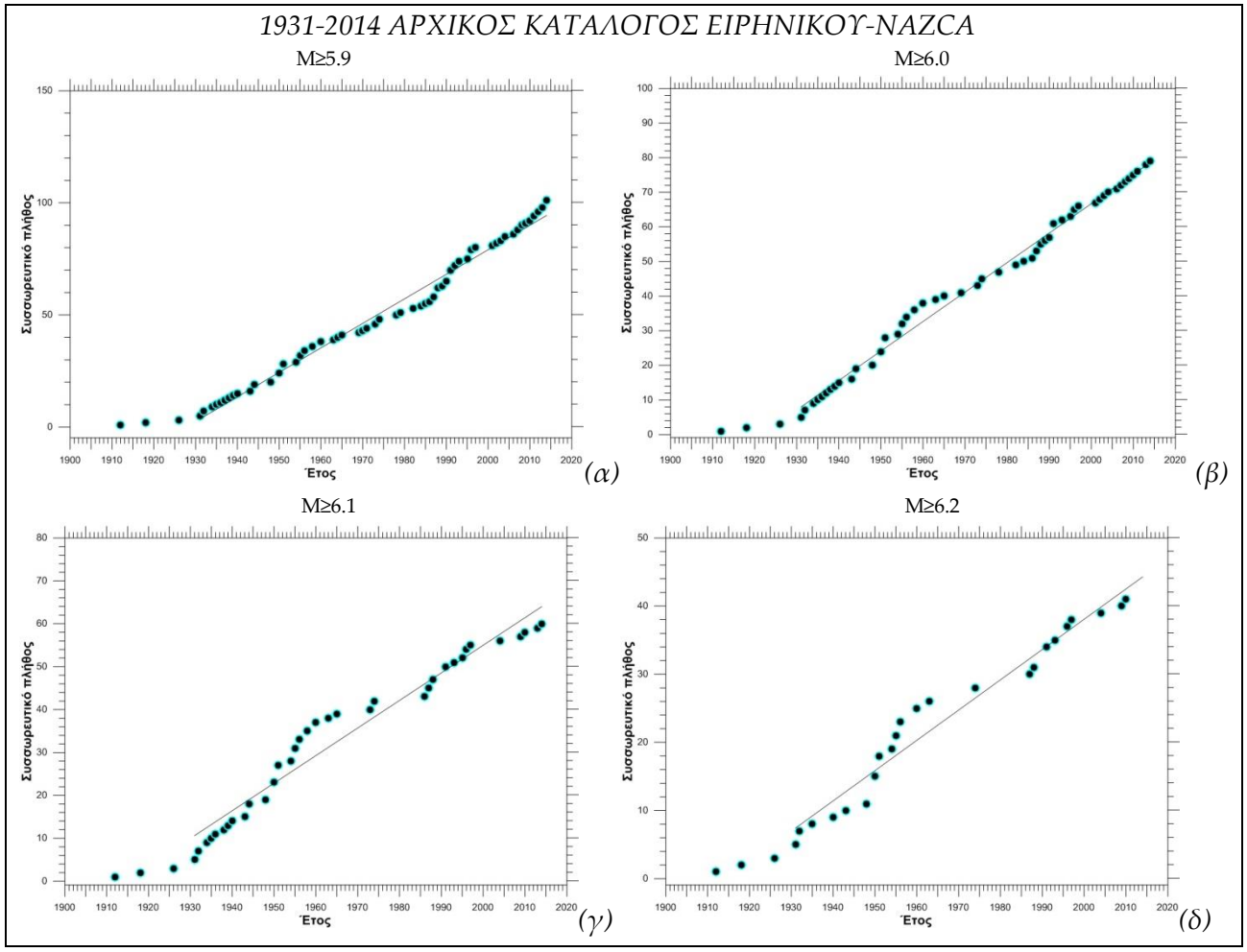
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.61 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης του Ατλαντικού για το χρονικό διάστημα 1920-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.7, (β) M≥5.8, (γ) M≥5.9 και (δ) M≥6.0.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

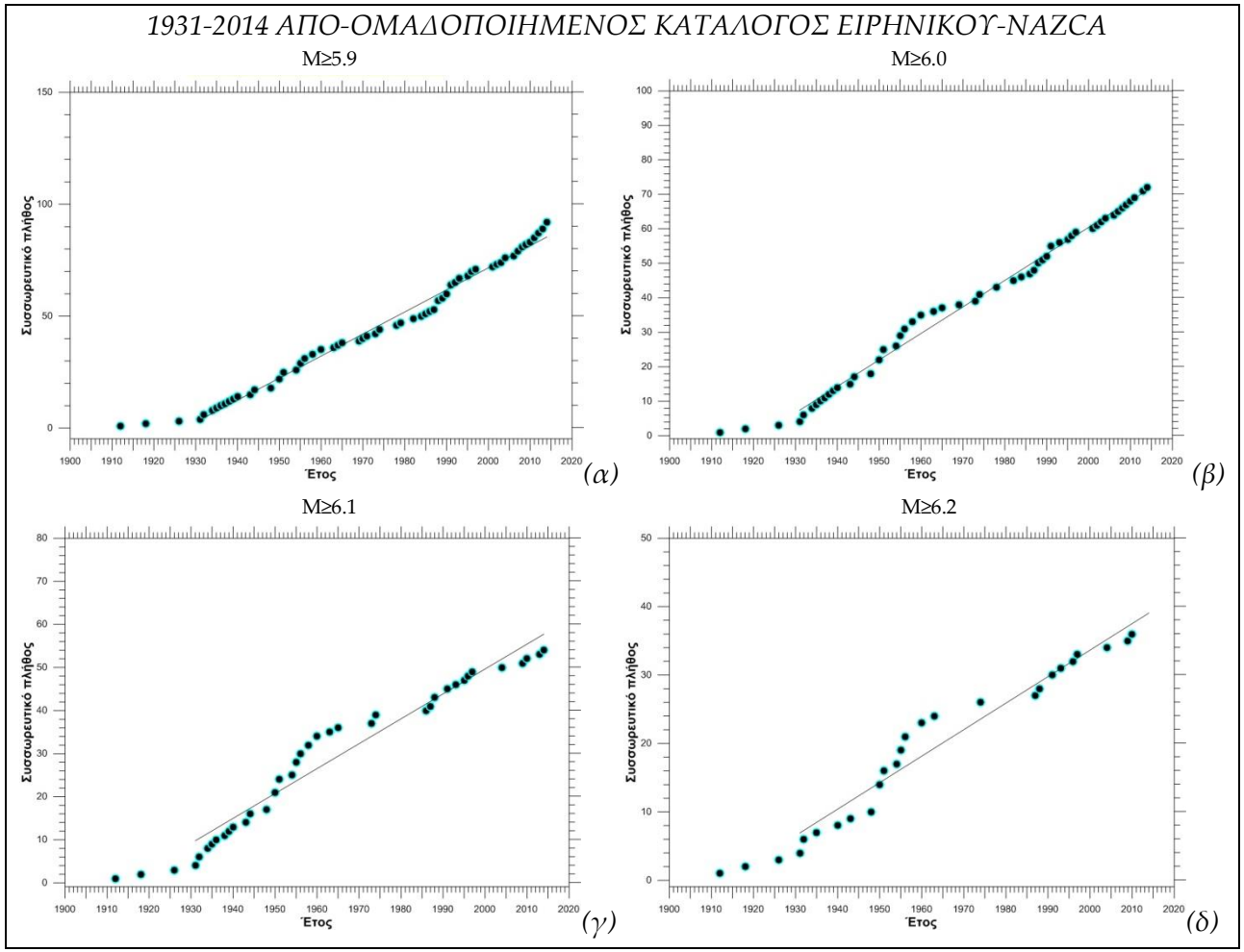
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.62 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1931-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.9, (β) M≥6.0, (γ) M≥6.1 και (δ) M≥6.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

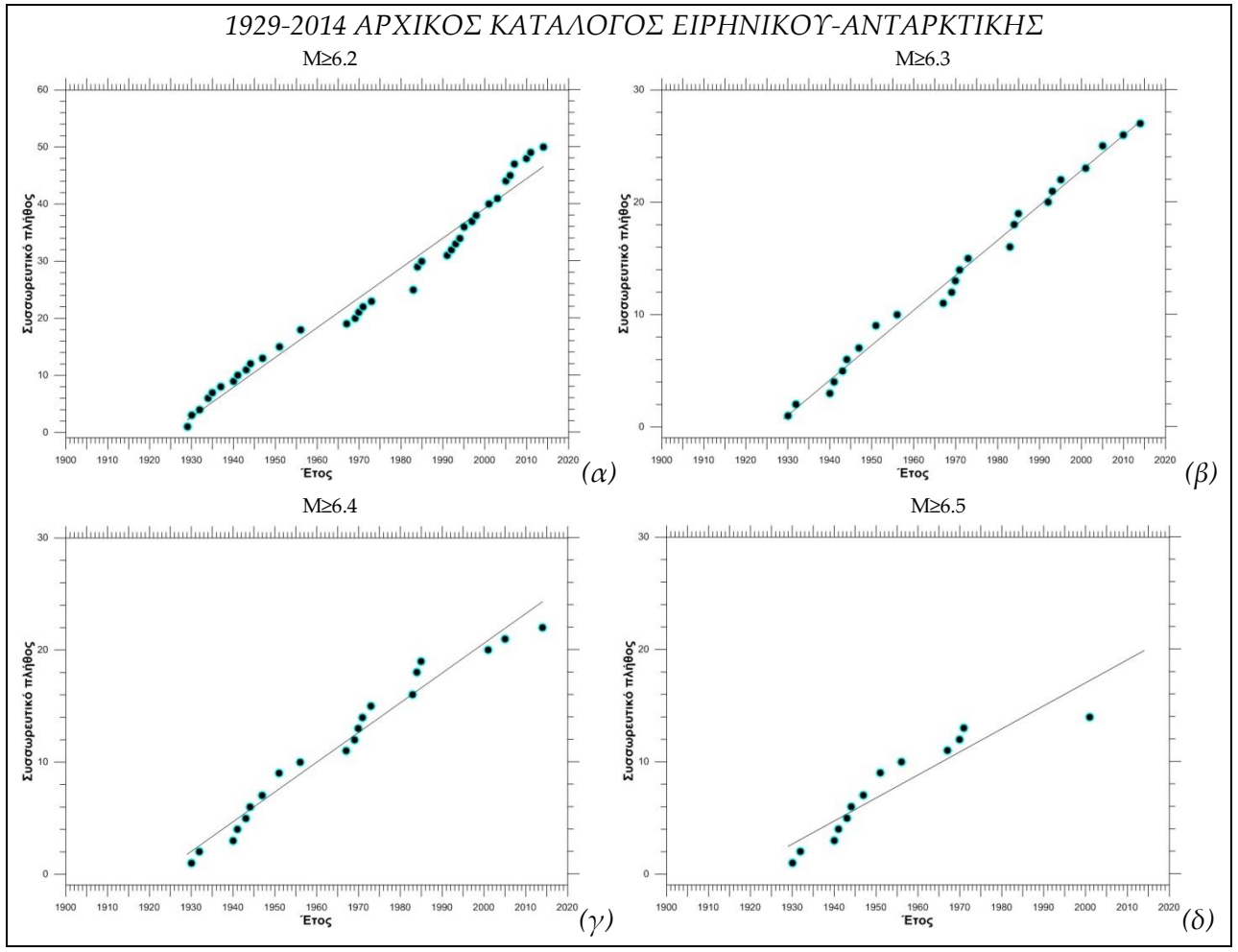
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.63 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Nazca για το χρονικό διάστημα 1931-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.9, (β) M≥6.0, (γ) M≥6.1 και (δ) M≥6.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

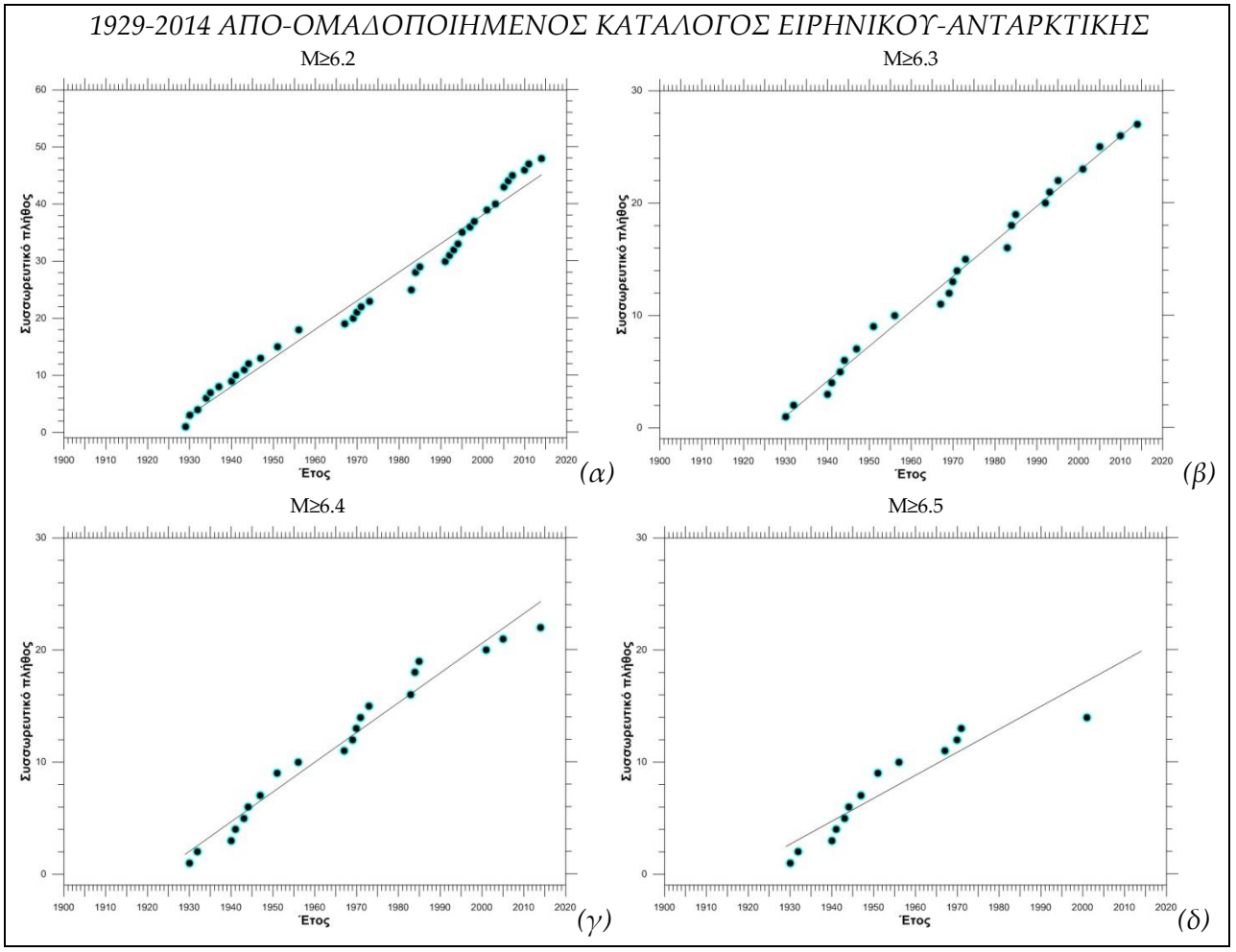
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.64 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1929-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥6.2, (β) M≥6.3, (γ) M≥6.4 και (δ) M≥6.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

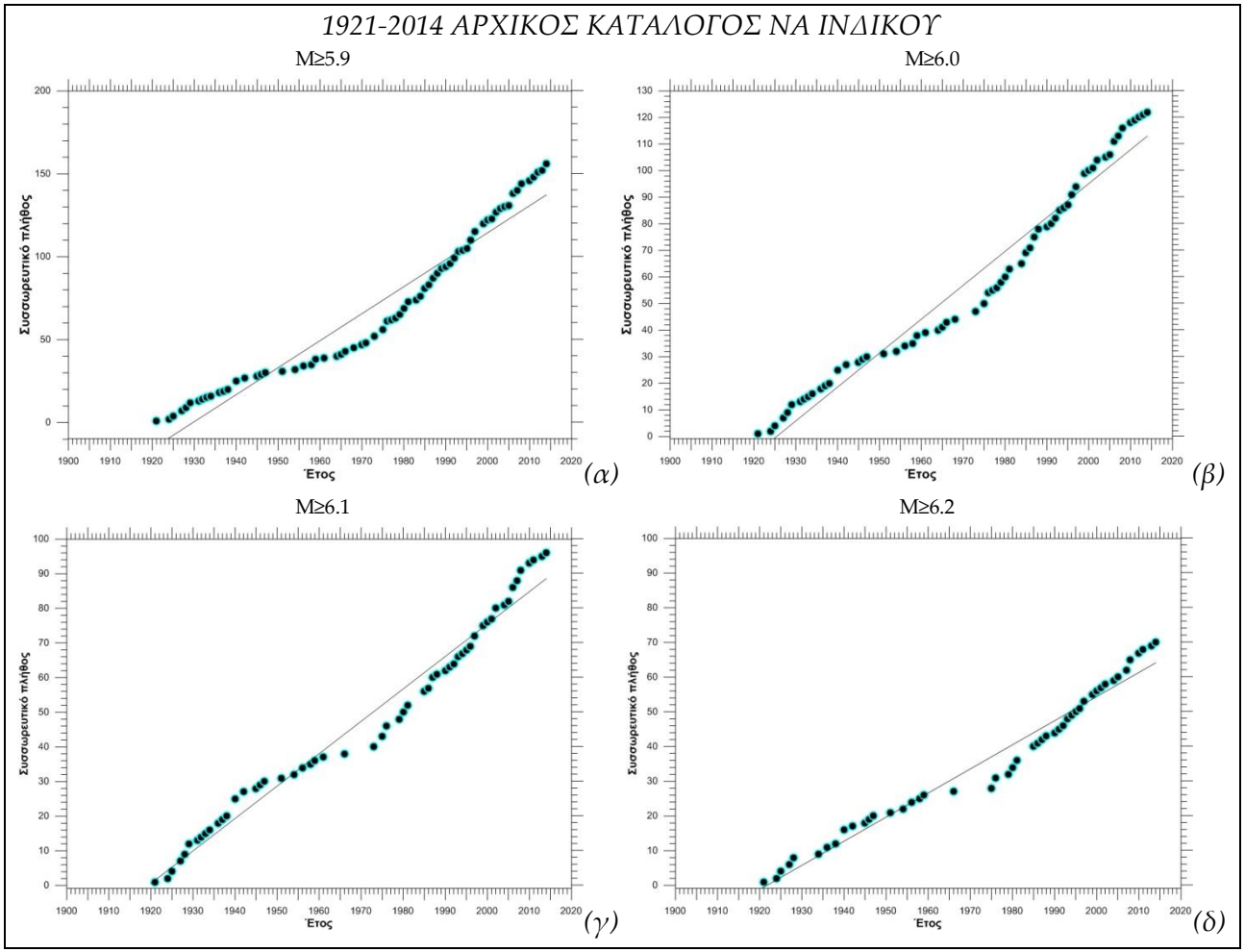
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.65 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για το χρονικό διάστημα 1929-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥6.2, (β) M≥6.3, (γ) M≥6.4 και (δ) M≥6.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

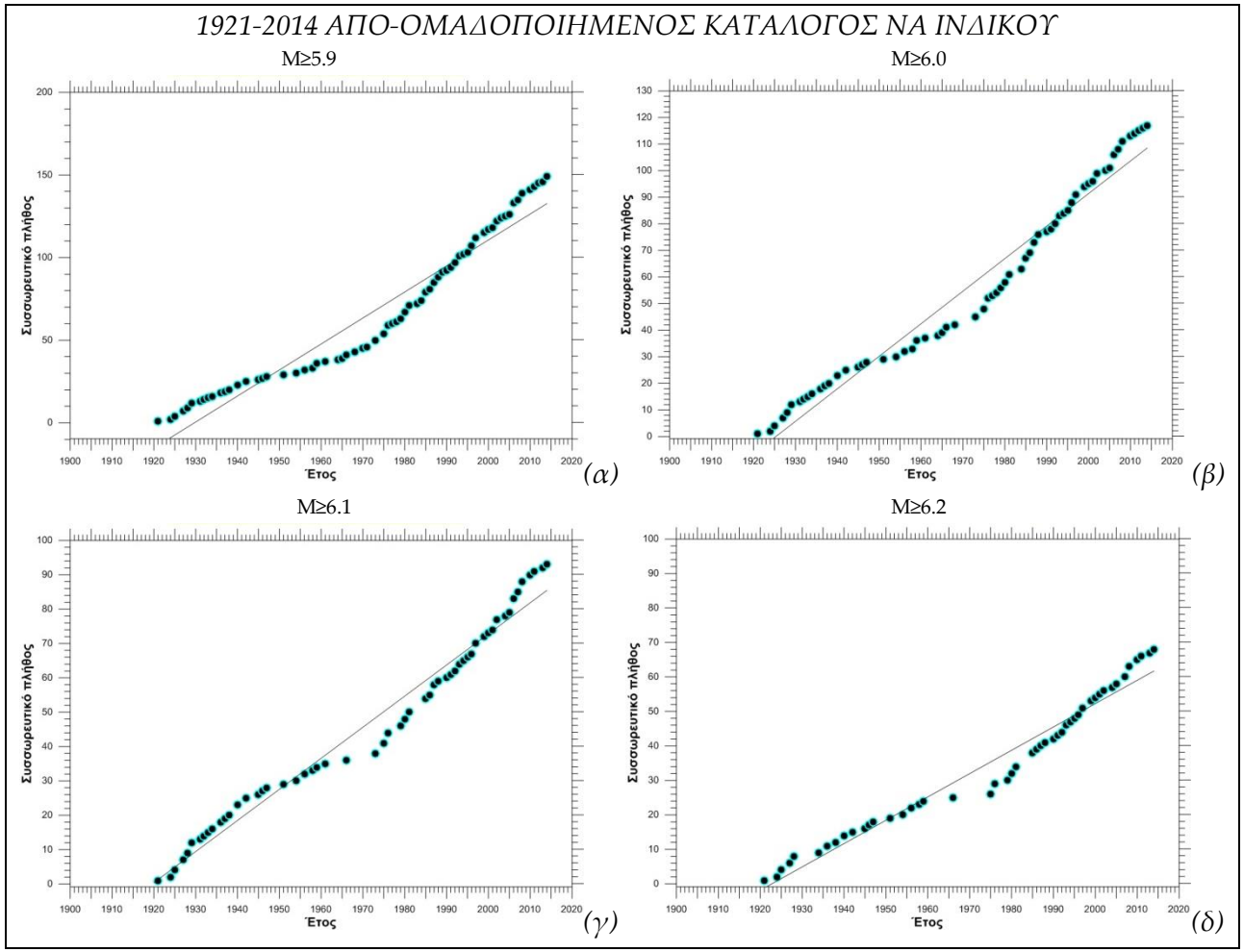
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.66 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1921-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.9, (β) M≥6.0, (γ) M≥6.1 και (δ) M≥6.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

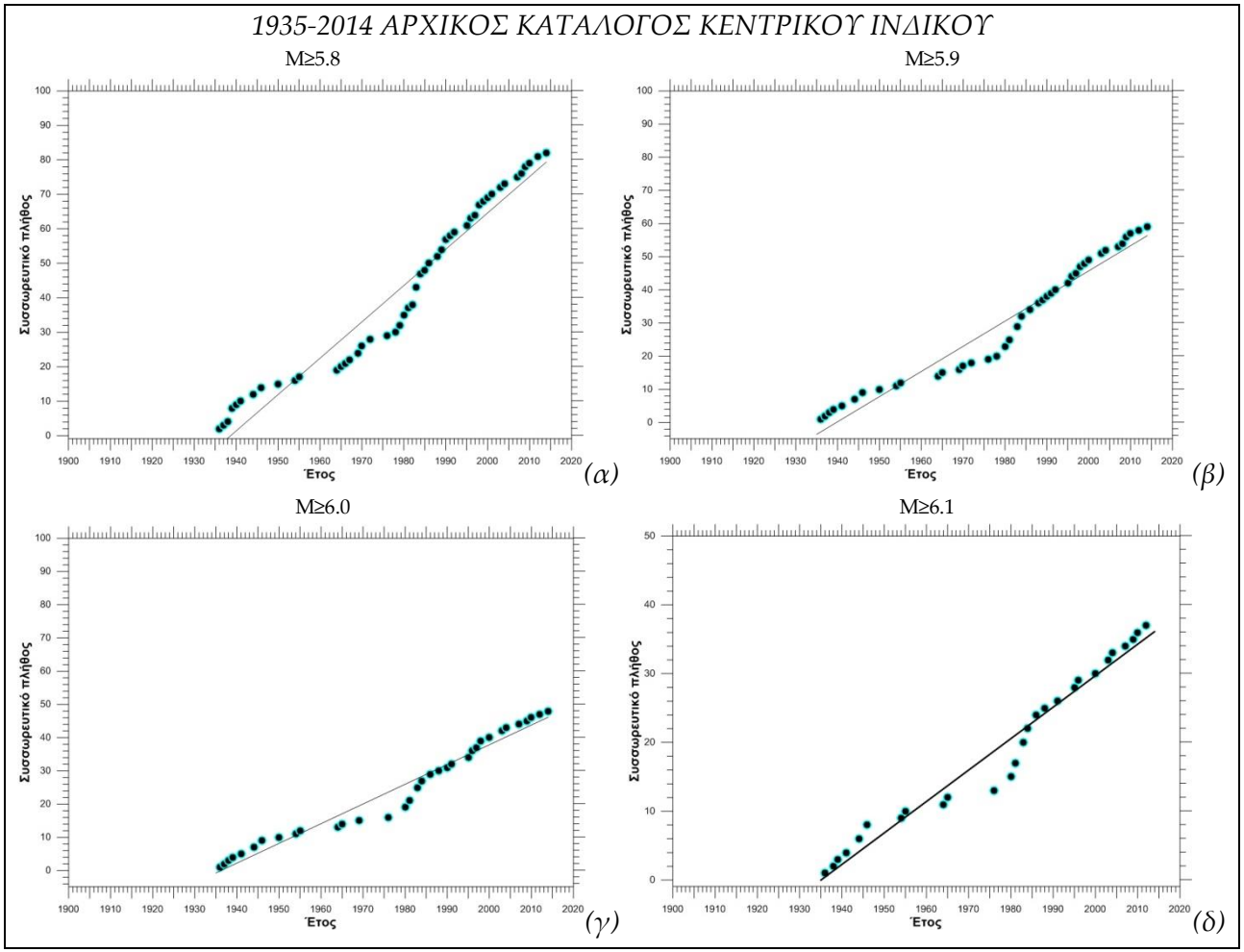
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.67 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΑ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1921-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.9, (β) M≥6.0, (γ) M≥6.1 και (δ) M≥6.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

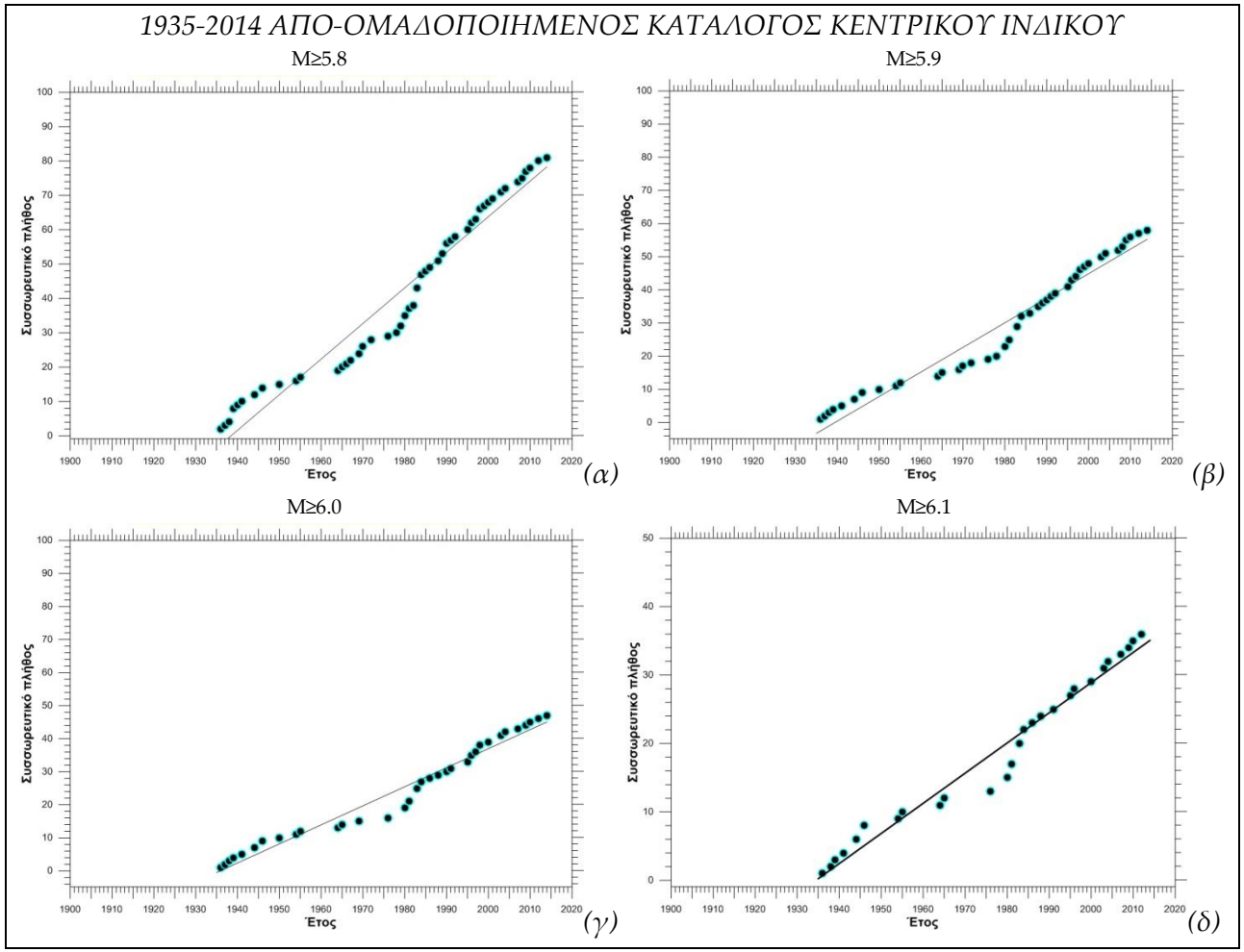
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.68 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης του Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1935-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.8, (β) M≥5.9, (γ) M≥6.0 και (δ) M≥6.1.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

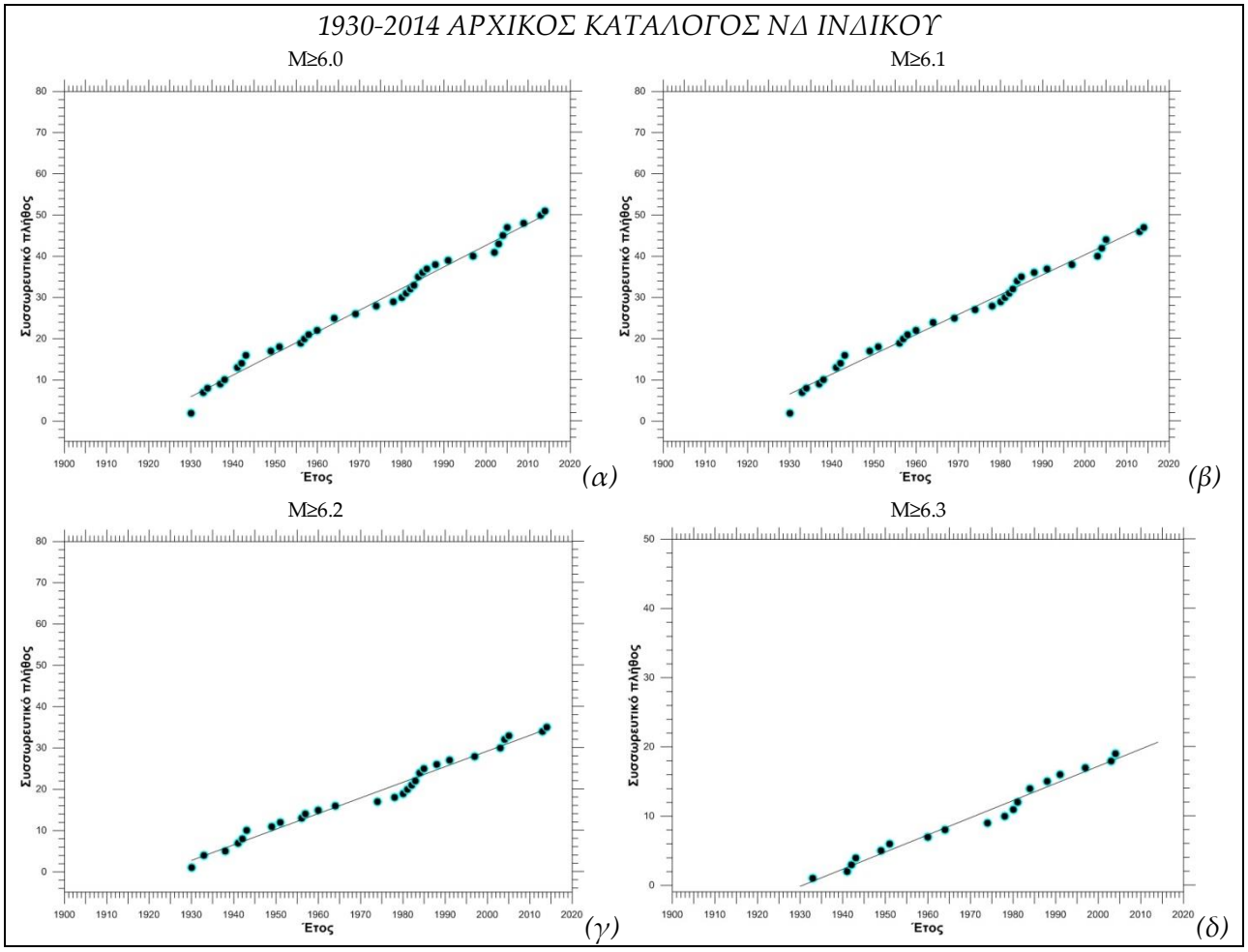
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.69 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης του Κεντρικού Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1935-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥5.8, (β) M≥5.9, (γ) M≥6.0 και (δ) M≥6.1.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

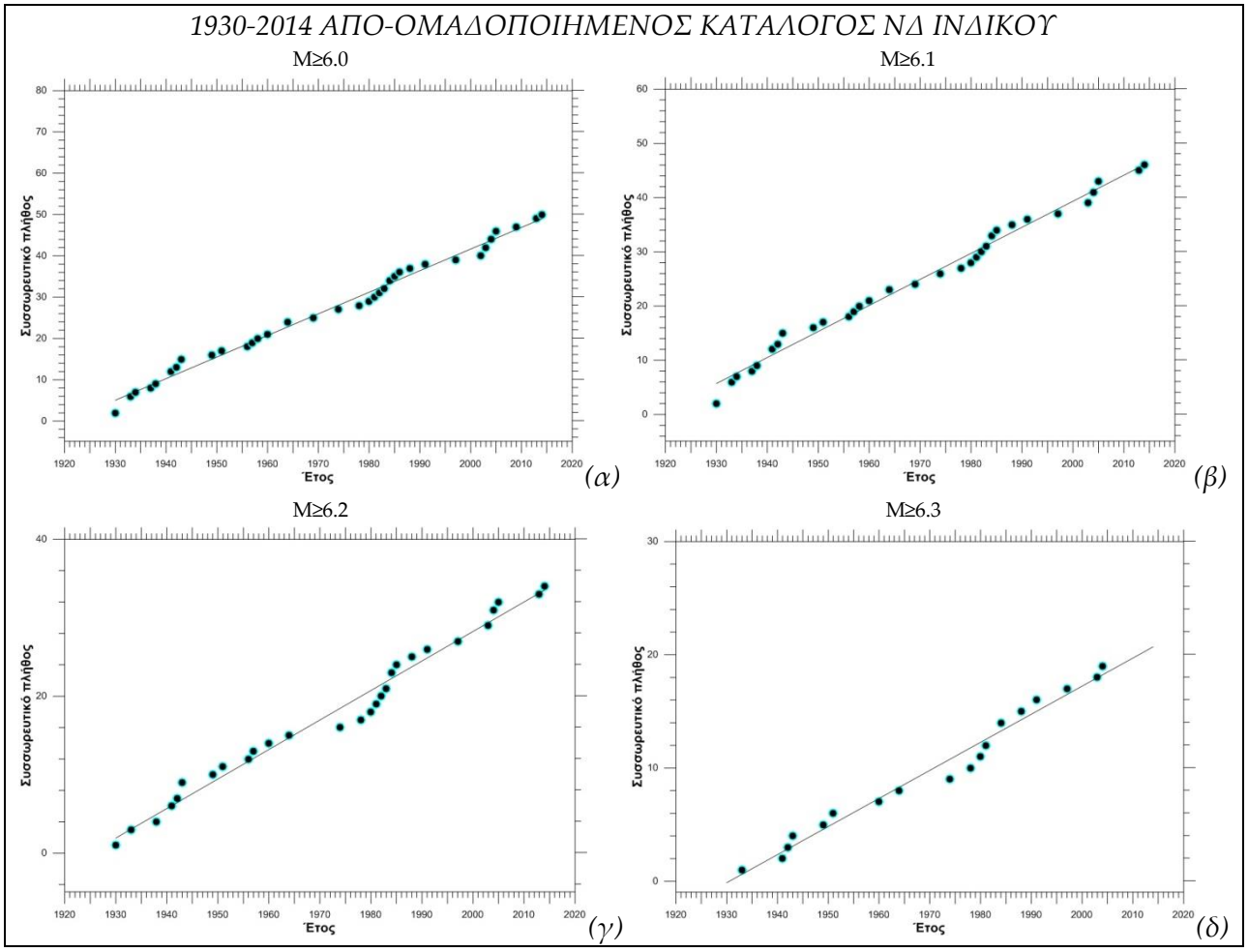
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.70 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον αρχικό κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1930-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥6.0, (β) M≥6.1, (γ) M≥6.2 και (δ) M≥6.3.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.71 *Ρυθμοί σεισμικότητας για τον από-ομαδοποιημένο κατάλογο της ράχης ΝΔ Ινδικού για το χρονικό διάστημα 1930-2014 για τέσσερις τάξεις μεγέθους: (α) M≥6.0, (β) M≥6.1, (γ) M≥6.2 και (δ) M≥6.3.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Συνεκτιμώντας τα αποτελέσματα που προέκυψαν από όλες τις μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν για την εκτίμηση των μεγεθών πληρότητας των υπό μελέτη ράχεων καταλήξαμε στις τελικές τιμές αυτών. Πρέπει να σημειωθεί ότι τα μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν είναι κοινά τόσο για τους αρχικούς όσο και για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους (οι τιμές ήταν παρεμφερείς). Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 2.5.

Πίνακας 2.5 *Τα χρονικά διαστήματα και τα αντίστοιχα τελικά μεγέθη πληρότητας που προέκυψαν. Οι τιμές αυτές είναι κοινές για τους αρχικούς αλλά και για τους απο-ομαδοποιημένους καταλόγους.*

ΡΑΧΗ	ΧΡΟΝΙΚΑ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ	ΤΕΛΙΚΑ ΜΕΓΕΘΗ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ M_c
ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	1920 – 1963	5.8
»	1964 – 1995	5.0
»	1996 – 2014	4.7
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ –NAZCA	1931 – 1963	5.9
»	1964 – 1995	5.1
»	1996 – 2014	4.9
ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ – ΑΝΤΑΡΚΤΙΚΗΣ	1929 – 1963	6.4
»	1964 – 1995	5.4
»	1996 – 2014	5.1
ΝΑ ΙΝΔΙΚΟΥ	1921 – 1963	6.1
»	1964 – 1995	5.3
»	1996 – 2014	4.7
ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΙΝΔΙΚΟΥ	1935 – 1963	5.9
»	1964 – 1995	5.3
»	1996 – 2014	4.8
ΝΔ ΙΝΔΙΚΟΥ	1930 – 1963	6.1
»	1964 – 1995	5.2
»	1996 – 2014	4.6

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.5 Χωρική κατανομή του M_c

Διαφορές στο μέγεθος πληρότητας, πέρα από χρονικά, παρουσιάζονται και χωρικά. Είναι λογικό σε περιοχές υπεράκτιες και σε περιοχές που βρίσκονται εκτός των περιθωρίων κάλυψης των διαθέσιμων σεισμολογικών δικτύων, τα μεγέθη πληρότητας να αποκτούν μεγάλες τιμές.

Για την χωρική κατανομή των μεγεθών πληρότητας χρησιμοποιούνται κυρίως δύο τεχνικές: 1) μέσω της σάρωσης της περιοχής ενδιαφέροντος (καταλόγου σεισμών) με κύκλους σταθερής ακτίνας και με σταθερό βήμα ή 2) με την χρήση σταθερού πλήθους συμβάντων (Vorobieva et al., 2013). Η πρώτη μεθοδολογία θεωρείται ικανοποιητική για τον προσδιορισμό αξιόπιστων τιμών του Mc στο χώρο ενώ στη δεύτερη ελλοχεύει ο κίνδυνος εμφάνισης πλασματικών (εικονικών) τιμών μεγεθών πληρότητας που θα οφείλονται σε έντονες μεταβολές της σεισμικότητας (Rydelek and Sacks, 2003). Επιπλέον οι Rydelek and Sacks (2003) υποστήριξαν ότι η χρήση ενός σταθερού πλήθους σεισμών είναι προβληματική καθώς οι προκύπτουσες χαρτογραφούμενες τιμές είναι ευμετάβλητες σε σχέση με την πραγματική σεισμικότητα, με αποτέλεσμα τη μη ρεαλιστική απεικόνιση της χωρικής κατανομής του μεγέθους πληρότητας. Οι Woessner and Wiemer (2005) μελέτησαν την εξάρτηση του μεγέθους πληρότητας από το παράθυρο της δειγματοληψίας και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για τις περισσότερες μεθοδολογίες υπολογισμού του M_c οι αβεβαιότητες ελαχιστοποιούνται όσο αυξάνεται το πλήθος τον γεγονότων (σεισμών) που συμμετέχουν στο παράθυρο. Βέβαια και η μεθοδολογία της σταθερής ακτίνας εισάγει επίσης προβλήματα, κάτι που ανέδειξαν με μελέτη τους οι Mignan et al. (2011) συγκρίνοντας την χωρική κατανομή των μεγεθών πληρότητας για την Ταϊβάν (για το χρονικό διάστημα 1994-2010) έτσι όπως προέκυψαν για διαφορετικές τιμές ακτίνας (5, 10, 20, 50 & 75 km).

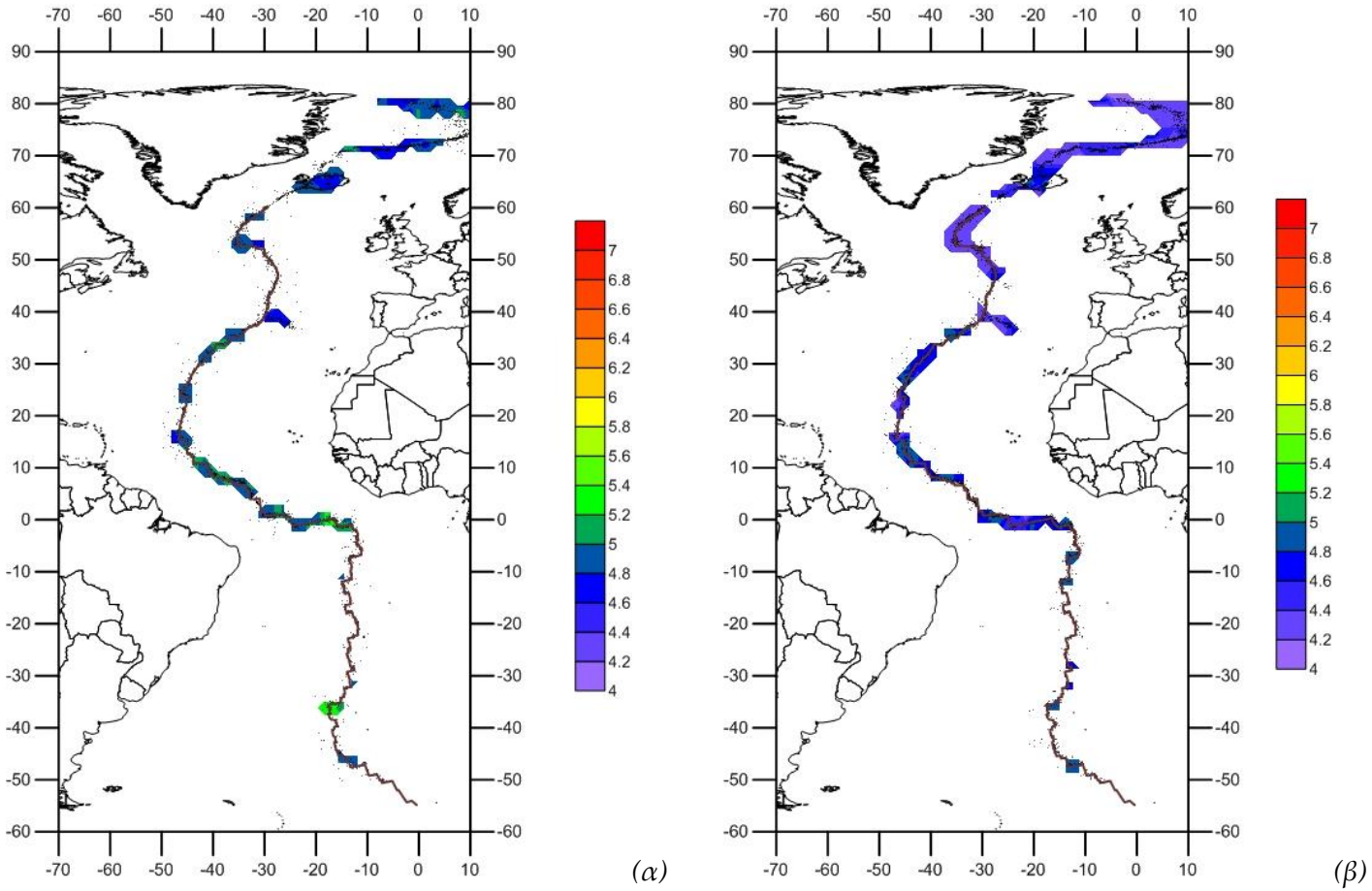
Στην παρούσα διατριβή χαρτογραφήθηκαν οι χωρικές διακυμάνσεις των τιμών των μεγεθών πληρότητας για όλες τις μεσο-ωκεάνιες ράχες για τα δύο τελευταία πλήρη χρονικά διαστήματα (1964-1995, 1996-2014). Λόγω έλλειψης πλήθους αλλά και αξιόπιστων δεδομένων η διαδικασία αυτή δεν εφαρμόστηκε για τα πρώτα χρονικά διαστήματα. Με την χρήση κατάλληλου λογισμικού έγινε «σάρωση» της κάθε ράχης με κυκλικές περιοχές ακτίνας 150 km (και με ελάχιστο πλήθος 10 γεγονότων), με κέντρα τους κόμβους ενός πλέγματος διάστασης

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

1°x1°. Η διαδικασία αυτή εφαρμόστηκε στους απο-ομαδοποιημένους καταλόγους των ράχεων. Επιπλέον χρησιμοποιήθηκε ελάχιστο εύρος μεγεθών 1.0 μονάδας (*Σχήματα 2.72 έως 2.77*). Με σκούρα καφέ συνεχή γραμμή χαράσσεται το ίχνος της κάθε ράχης (με βάση τα όρια των πλακών από Bird, 2003).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

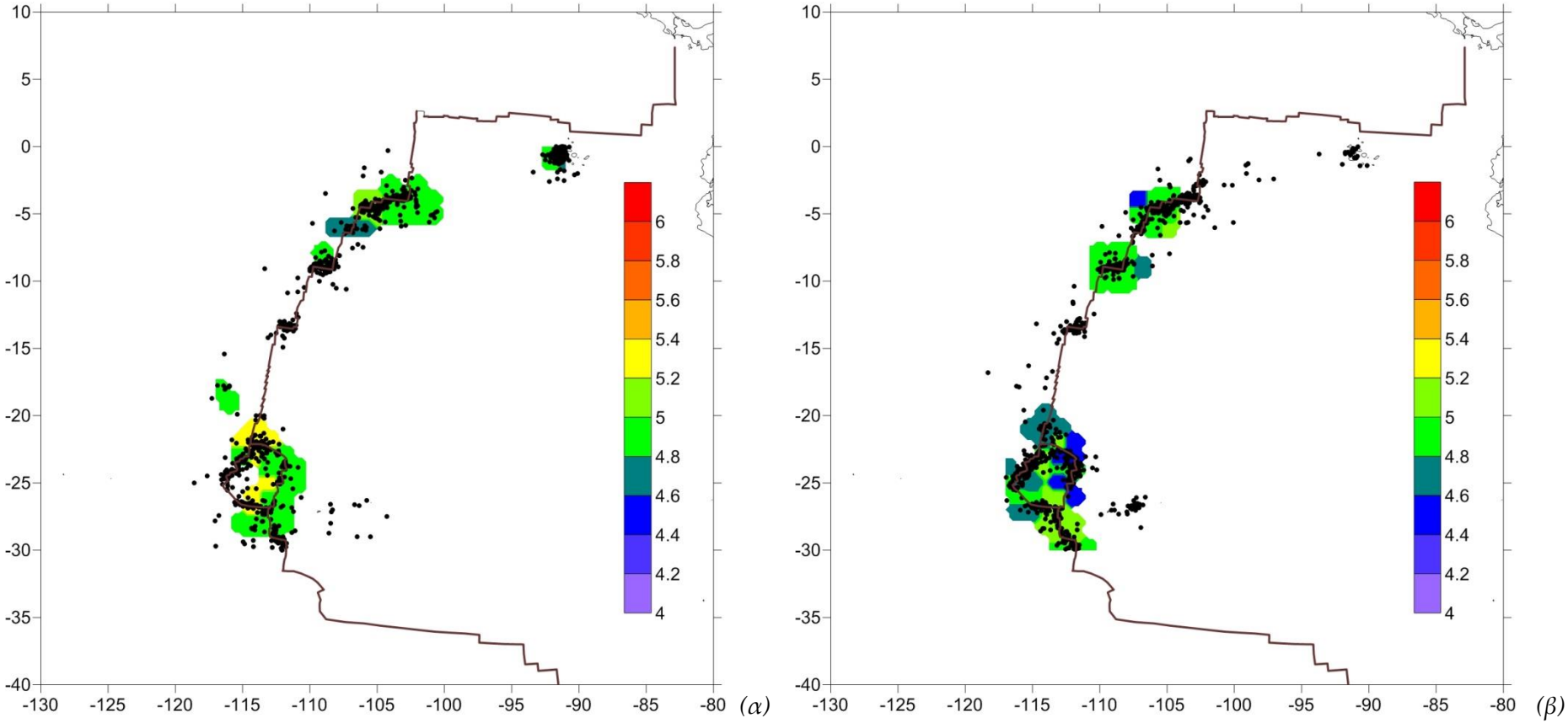
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



***Σχήμα* 2.72** *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης του Ατλαντικού για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

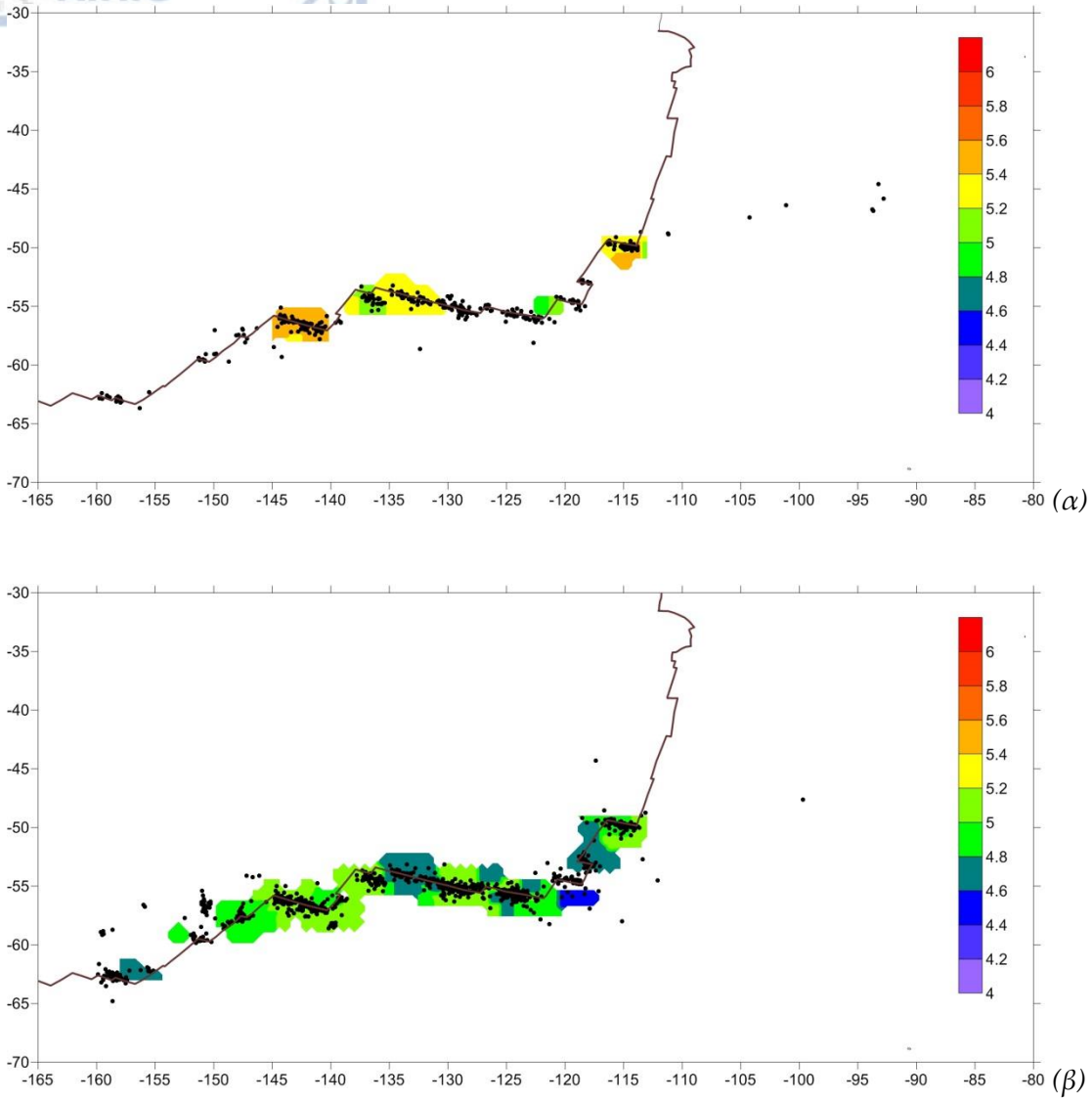
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.73 *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης Ειρηνικού-Nazca για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

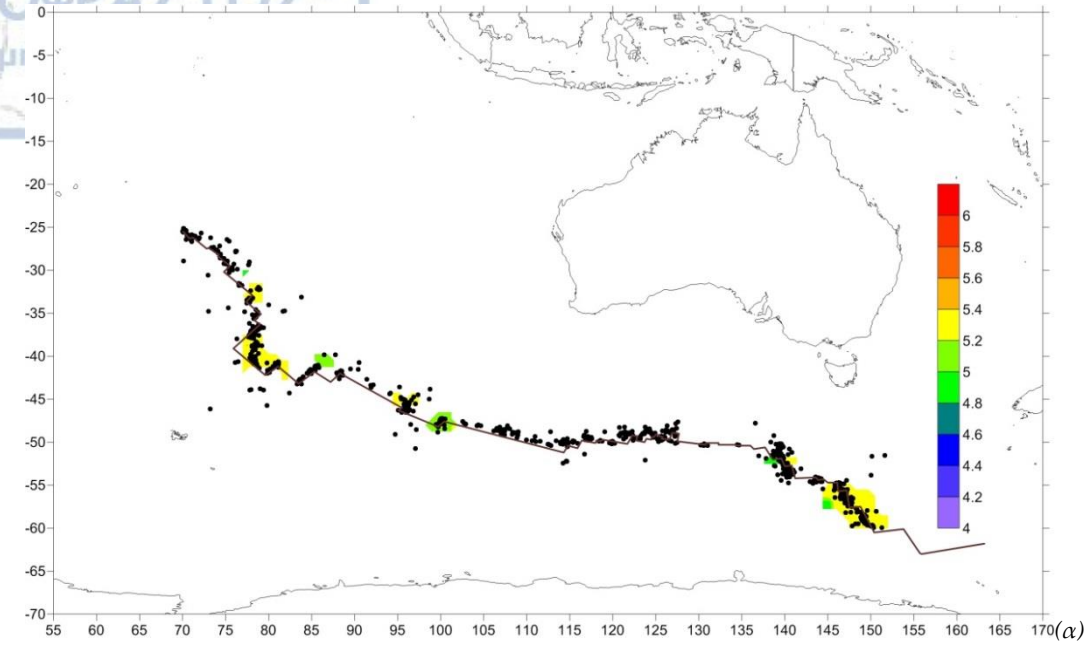
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

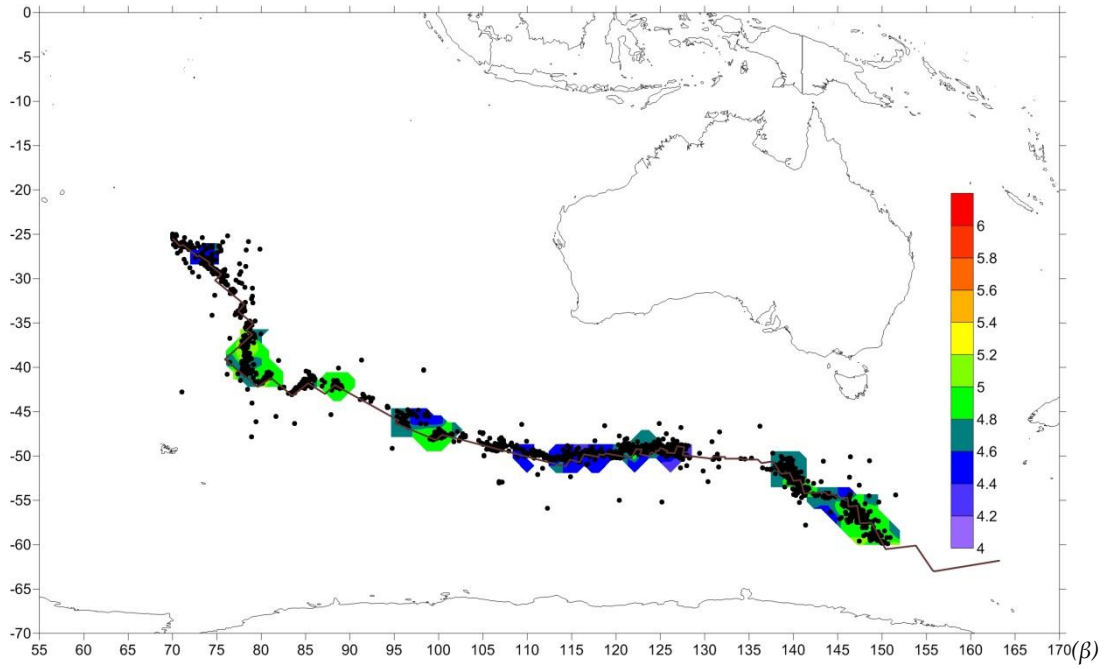
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 2.74 *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης Ειρηνικού-Ανταρκτικής για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



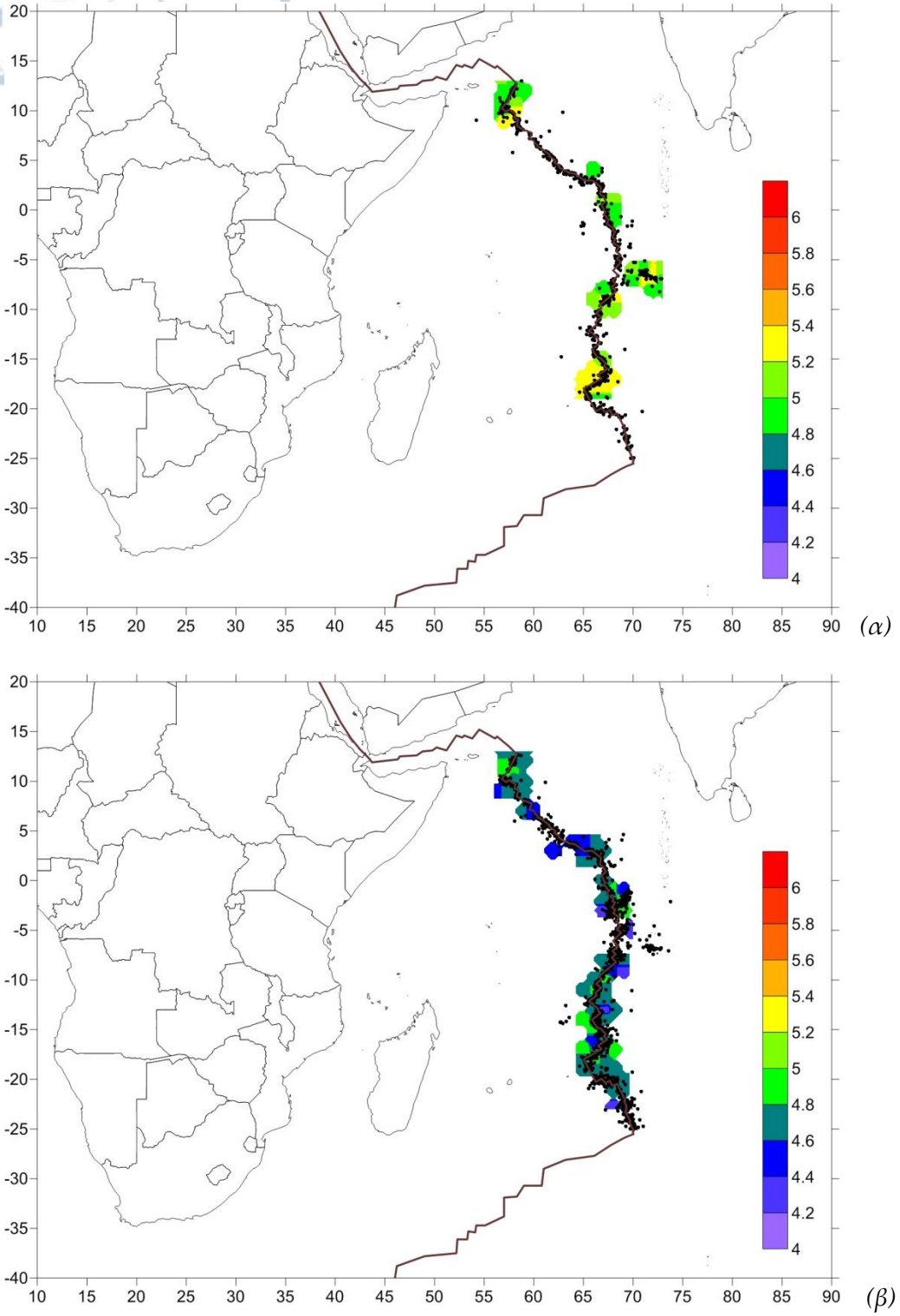


.

Σχήμα 2.75 *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης του Νοτιοανατολικού Ινδικού για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

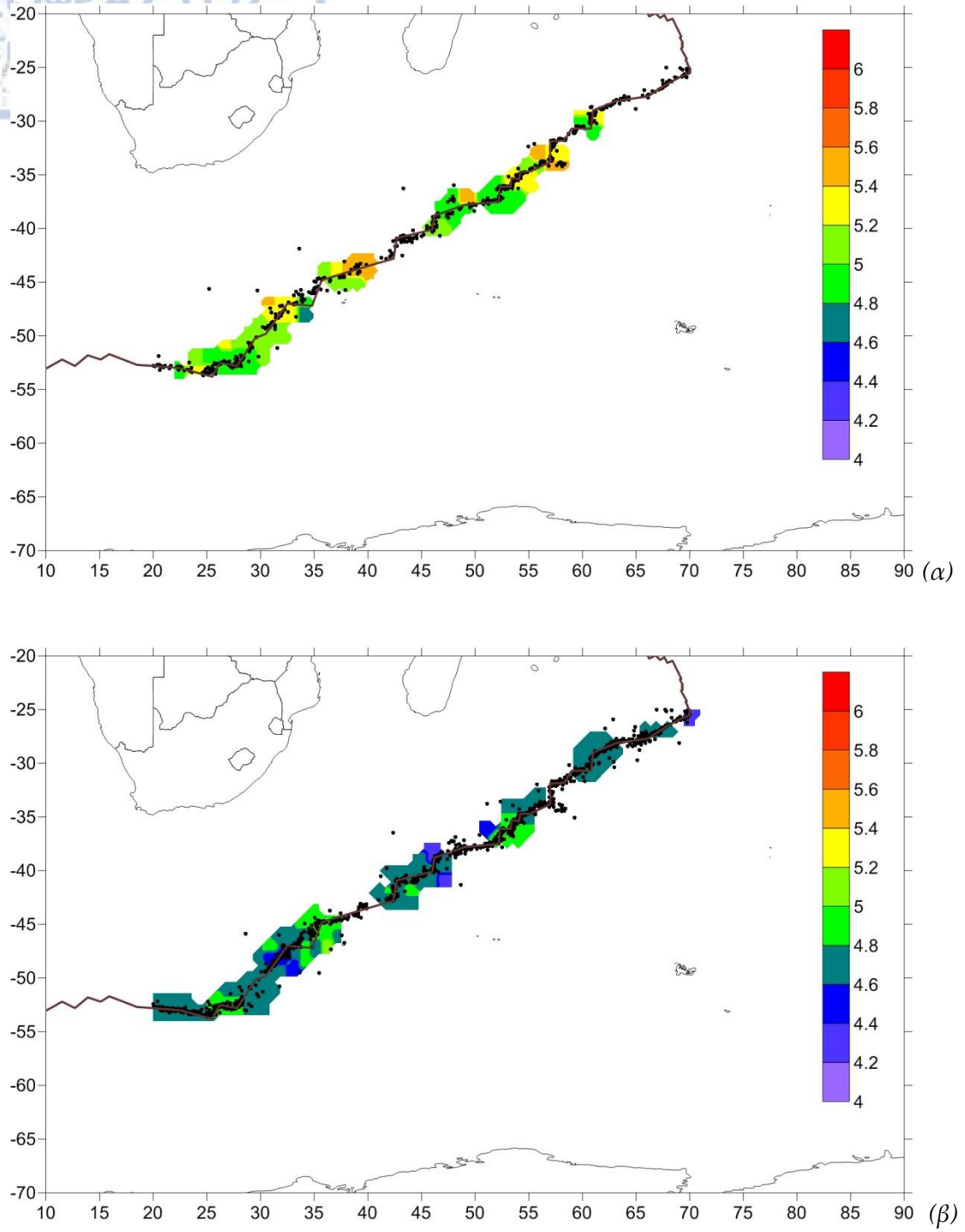
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 2.76 *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης του Κεντρικού Ινδικού για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.77 *Χωρική κατανομή μεγεθών πληρότητας του από-ομαδοποιημένου καταλόγου σεισμών της ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού για τα χρονικά διαστήματα (α) 1964-1995 και (β) 1996-2014. Με καφέ γραμμή σημειώνεται το ίχνος της ράχης, ενώ τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος που ακολουθούν τις συνθήκες πληρότητας.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Από το *Σχήμα 2.72 (α)* παρατηρούμε ότι οι χαμηλότερες τιμές του μεγέθους πληρότητας (μεταξύ 4.6-4.8) για την ράχη του Ατλαντικού, για το χρονικό διάστημα 1964-1995, εντοπίζονται σε περιοχές όπου υπάρχει καλύτερη κάλυψη από δίκτυα και σεισμολογικούς σταθμούς (π.χ. Ισλανδία και Αζόρες) ενώ οι πιο μεγάλες τιμές (>5.0) παρατηρούνται σε πιο απομακρυσμένες περιοχές. Πιο αναλυτικά, στο 18.4% της ράχης του Ατλαντικού αντιστοιχεί μέγεθος πληρότητας της τάξης του 4.8, ενώ στο 39.5% μέγεθος M_c=4.9. Για το χρονικό διάστημα 1996-2014 γενικά παρατηρούμε (*Σχήμα 2.72β*) ότι οι πληροφορίες σχετικά με τα μεγέθη πληρότητας είναι πιο αξιόπιστες και οι τιμές τους αρκετά χαμηλότερες (M_c=4.0-5.0). Για την ράχη Ειρηνικού-Nazca *(Σχήμα 2.73)* τα μεγέθη πληρότητας που επικρατούν είναι μεταξύ των τιμών 4.9-5.1 και 4.7-4.9 για τα χρονικά διαστήματα 1964-1995 & 1996-2014 αντίστοιχα, ενώ για την ράχη του Ειρηνικού στο όριο επαφής της με την Ανταρκτική (*Σχήμα 2.74*) οι αντίστοιχες τιμές είναι 5.2-5.4 και 4.7-5.0 (με το 33.6% της περιοχής μελέτης να αντιστοιχεί σε M_c=5.0). Παρατηρώντας το *Σχήμα 2.74α* βλέπουμε ότι επικρατούν περιοχές με μεγέθη πληρότητας 5.2-5.4 (1964-1995) ενώ η εικόνα αυτή βελτιώνεται (*Σχήμα 2.74β*) για την πιο πρόσφατη περίοδο (1996-2014) με τις τιμές των μεγεθών πληρότητας να κυμαίνονται από 4.7 έως και 4.9. Η ράχη του Κεντρικού Ινδικού (*Σχήμα 2.76 α & β*) φαίνεται να εμφανίζει αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας με αυτά του Νοτιοανατολικού Ινδικού, M_c=5.2 για τα έτη 1964-1995 και M_c=4.6 για το χρονικό διάστημα 1996-2014 (*Σχήμα 2.75 α & β)*. Τέλος, η ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού (*Σχήμα 2.77*) εμφανίζει τα μικρότερα μεγέθη πληρότητας συγκριτικά με τον υπόλοιπο Ινδικό, με τις τιμές τους να κυμαίνονται μεταξύ 4.9-5.2 και 4.7-4.9 για τα χρονικά διαστήματα 1964-1995 και 1996-2014 αντίστοιχα.

Από τις χωρικές κατανομές των μεγεθών πληρότητας παρατηρούμε ότι επιβεβαιώνονται οι αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την προηγούμενη μελέτη των χρονικών μεταβολών των μεγεθών πληρότητας κάθε ράχης. Μάλιστα στις περισσότερες περιπτώσεις τα μεγέθη πληρότητας που έχουμε δεχθεί είναι τα συντηρητικότερα από αυτά που προτείνονται από τις χωρικές κατανομές. Αυτές οι μικρές διαφορές που παρατηρούνται είναι πιθανό να οφείλονται στα «φίλτρα» που χρησιμοποιήθηκαν (ελάχιστο πλήθος σεισμών και εύρος μεγέθους) καθώς επίσης και στην αλληλοεπικάλυψη μεταξύ των περιοχών και επομένως και της κοινής χρήσης κάποιων σεισμών σε γειτονικές κυκλικές περιοχές των 150 km. Επιπλέον, παρατηρείται συστηματικά ότι τα μεγαλύτερα μεγέθη πληρότητας χωρικά κατανέμονται στις ακραίες-οριακές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

περιοχές της «σάρωσης». Αυτό είναι λογικό να συμβαίνει καθώς υπάρχουν κυκλικές περιοχές όπου, παρόλο που μπορεί να ικανοποιούν την προϋπόθεση που τέθηκε σχετικά με το ελάχιστο εύρος μεγέθους (ΔΜ≥1.0), το πλήθος των σεισμών να είναι αρκετά μικρό, κοντά στο ελάχιστο όριο που δόθηκε, ενώ ταυτόχρονα η κατανομή των επικέντρων τους να μην παρουσιάζει αζιμουθιακά ομοιόμορφη κατανομή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

3.1 Μοντελο Χρονικα Ανεξαρτητησ Σεισμικοτητασ

Η επικρατούσα άποψη για πολλά χρόνια ήταν ότι η κατανομή των κύριων σεισμών σε ορισμένη περιοχή είναι χρονικά ανεξάρτητη. Αυτό αποτελεί μια γενικευμένη υπόθεση, ότι οι σεισμοί δηλαδή σχηματίζουν μια ανεξάρτητη χωροχρονικά ακολουθία γεγονότων. Ως εκ τούτου, η γένεση των σεισμών μπορεί να μοντελοποιηθεί ως μια κατανομή Poisson (ανεξάρτητη από το χρόνο). Το μοντέλο αυτό υποθέτει ότι ο χρόνος επανάληψης ενός σεισμού ακολουθεί την πιθανοτική κατανομή Poisson (Benjamin and Cornell, 1970), όπου η πιθανότητα επανάληψης μιας σεισμικής διέγερσης είναι ανεξάρτητη από το χρόνο που πέρασε από το τελευταίο γεγονός (σεισμό). Η ευκολία υπολογισμού των παραμέτρων της σχέσης Poisson (με μικρά σφάλματα) καθώς και η απλότητά της βοήθησαν ώστε να εφαρμοστεί εκτεταμένα στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας από πλήθος ερευνητών. Στην περίπτωση αυτή επομένως μιλάμε για «χρονικά ανεξάρτητη σεισμικότητα».

Η χρονικά ανεξάρτητη σεισμικότητα προσδιορίζεται με την βοήθεια μοντέλων τα οποία βασίζονται σε μια πρωτεύουσα υπόθεση: η σεισμικότητα εξαρτάται από τις τεκτονικές δυνάμεις που ασκούνται και παραμορφώνουν την περιοχή μελέτης (ταχύτητα κινήσεων λιθοσφαιρικών πλακών, κλπ.), χωρίς όμως να εξαρτάται (η αναμενόμενη-μελλοντική σεισμικότητα) από το χρόνο γένεσης των προηγούμενων σεισμών στην περιοχή αυτή. Τα μοντέλα αυτά (time-independent models) λόγω των χαρακτηριστικών τους είναι γνωστά και ως μοντέλα χωρίς μνήμη. Με τον τρόπο αυτό υπολογίζεται η μέση σεισμικότητα σε κάθε τόπο, και επομένως και η χωρική κατανομή αυτής, ο ποσοτικός καθορισμός της οποίας είναι εξέχουσας σημασίας καθώς με αυτήν συνδέεται άρρηκτα η σεισμική επικινδυνότητα (seismic hazard) αλλά και ο αντίστοιχος σεισμικός κίνδυνος (seismic risk).

Η υπόθεση επομένως της τυχαίας κατανομής (Poisson),καθώς και ο νόμος κατανομής των μεγεθών (που αναφέρθηκε ήδη στο *Κεφάλαιο 2, Σχέση 2.11*),

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

αποτελούν τις σχέσεις πάνω στις οποίες θα βασιστεί ο υπολογισμός των μέτρων σεισμικότητας. Ο νόμος δύναμης των Gutenberg and Richter (1944) (*Σχέση 2.11*) για το χρονικό διάστημα του ενός έτους (και για μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του M) παίρνει την ακόλουθη μορφή:

$$logN = a - bM \tag{3.1}$$

όπου

$$a = a_t - logt \cdot S \tag{3.2}$$

και t το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα και S ο αριθμός των μονάδων επιφάνειας της περιοχής (μία μονάδα επιφάνειας=10.000 km²).

Η σεισμικότητα μιας περιοχής εκφράζεται ποσοτικά με βάση το ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ενέργειας (seismic energy) ή της σεισμικής ροπής (seismic moment) στην περιοχή αυτή. Συνήθη μέτρα έκφρασης του επιπέδου της σεισμικότητας είναι η μέση περίοδος επανάληψης σεισμού συγκεκριμένου μεγέθους, ή η πιθανότητα εκδήλωσης τέτοιου σεισμού σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Η μέση περίοδος επανάληψης, T_m, των σεισμών που γίνονται σε μια περιοχή και έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο, δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^{a}} \tag{3.3}$$

ενώ η πιθανότητα, P_t, υπέρβασης ενός μεγέθους M στην περιοχή αυτή, σε χρονικό διάστημα t ετών, δίνεται από τη σχέση:

$$P_t = 1 - e^{(-10^{a-bM})t} \tag{3.4}$$

Με M_t συμβολίζεται το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού στην περιοχή κατά την διάρκεια της χρονικής περιόδου t και δίνεται από τη σχέση:

$$M_t = \frac{a+logt}{b} \tag{3.5}$$

Η πιθανότητα, P, ώστε η περίοδος επανάληψης των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερο, να ξεπερνά ορισμένη τιμή T δίνεται από την σχέση:

$$P = \exp\left(-\frac{T}{T_m}\right) \tag{3.6}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Οι παραπάνω σχέσεις, που όπως είπαμε περιγράφουν τα μέτρα σεισμικότητας, σε συνδυασμό με τους χάρτες επικέντρων των σεισμών (χωρική κατανομή) και την διαδικασία από-ομαδοποίησης (διαδικασίες που περιγράφηκαν εκτενώς στο *Κεφάλαιο 2*), αποτελούν χρήσιμα στοιχεία για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας η οποία και επιτυγχάνεται είτε αιτιοκρατικά (ένα ή περισσότερα σεισμικά σενάρια) είτε πιθανολογικά (στατιστικές ιδιότητες της σεισμικότητας συνυπολογίζοντας τις αβεβαιότητες).

Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκαν κάποιες από τις παραμέτρους που αναφέρθηκαν προηγούμενα με σκοπό την ποσοτική εκτίμηση της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων.

3.2 Ποσοστικη Εκτιμηση Σεισμικοτητας Για Τις Περιοχες Ενδιαφεροντος

3.2.1 Παράμετροι που μελετήθηκαν

Αρχικά υπολογίστηκαν για όλες τις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες οι παράμετροι a_t, b,της σχέσης G-R (*Σχέση 2.11*), οι οποίες όπως είναι γνωστό ελέγχονται από την ενεργό τεκτονική, το πεδίο των τάσεων αλλά και το επίπεδο σεισμικότητας της περιοχής. Επιπλέον, υπολογίστηκαν για κάθε ράχη το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος (M_t) για χρονικό διάστημα ενός έτους (*Σχέση 3.5*) αλλά και η πιθανότητα (P_t) (*Σχέση 3.4*) εκδήλωσης ενός σεισμού με μέγεθος μεγαλύτερο του M, σε χρονικό διάστημα (t) 30, 60, 90 και 120 ετών. Συγκεκριμένα εξετάστηκαν οι πιθανότητες υπέρβασης τεσσάρων τιμών μεγέθους: 6.0, 6.5, 7.0 και 7.5.

Η μελέτη όλων των ανωτέρω παραμέτρων συνοδεύτηκε από την ταυτόχρονη παραγωγή γραφημάτων (είτε της χωρικής είτε της χρονικής τους κατανομής) για την άμεση εξαγωγή συμπερασμάτων.

3.2.2 Αναγωγή συχνοτήτων μεγεθών

Όπως ήδη αναφέρθηκε οι παράμετροι *a* & *b* της σχέσης G-R (*Σχέση 2.11*) είναι εξέχουσας σημασίας καθώς σχεδόν όλα τα μέτρα σεισμικότητας που χρησιμοποιούνται σήμερα για σεισμικές μελέτες εξαρτώνται από αυτές. Η

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

έλλειψη επαρκούς πλήθους δεδομένων σεισμών μικρών, σχετικά, μεγεθών (το οποίο είναι λογικό επακόλουθο της μη ύπαρξης ενόργανων καταγραφών πέρα από τους δύο τελευταίους αιώνες), που να καλύπτουν ένα μεγάλο χρονικό διάστημα καθώς και ένα αξιόλογο εύρος μεγεθών, προκαλεί δυσκολίες στον ακριβή προσδιορισμό των δυο αυτών παραμέτρων. Οι Milne and Davenport (1969) πρότειναν έναν αποτελεσματικό τρόπο αντιμετώπισης αυτού του προβλήματος. Η μεθοδολογία που πρότειναν βασίζεται στον διαχωρισμό του χρονικού παραθύρου που καλύπτουν τα δεδομένα (t_1, t_0) του υπό μελέτη καταλόγου σεισμών σε επιμέρους διαστήματα (π.χ. t_1-t_0, t_2-t_0, t_3-t_0, κλπ όπου $t_1<t_2<t_3<t_0$) και ονομάζεται «μέση μέθοδος» (mean method). Τα υποδιαστήματα αυτά αντιστοιχούν σε διαφορετικά ελάχιστα μεγέθη (M_{min}), δηλαδή σε διαφορετικά μεγέθη πληρότητας (M_c) (π.χ. M_1 για το t_1-t_0, M_2 για το t_2-t_0, M_3 για το t_3-t_0, κ.ο.κ). Έτσι, το πλήθος των σεισμών [$n(M)$] για μεγέθη $M\geq M_1$ για το σύνολο του χρονικού διαστήματος (t_1, t_0) θα αντιστοιχεί σε $n(M)=n_1(M)$, για μεγέθη $M_1>M\geq M_2$ σε $n(M)=n_2(M)(t_0-t_1)/(t_0-t_2)$ και για μεγέθη $M_2>M\geq M_3$ σε $n(M)=n_3(M)(t_0-t_1)/(t_0-t_3)$. Με αυτή την διαδικασία (έχοντας δηλαδή το πλήθος των σεισμών για κάθε μέγεθος αλλά και για ολόκληρο το χρονικό διάστημα) είναι δυνατός ο υπολογισμός της αθροιστικής συχνότητας [$N_t(M)$] και επομένως αξιόπιστων τιμών των παραμέτρων a και b.

Η παραπάνω διαδικασία, επί της ουσίας η αναγωγή των συχνοτήτων των μεγεθών, εφαρμόστηκε και στην παρούσα εργασία καθώς, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, τα δεδομένα μας χαρακτηρίζονται από διαφορετικά μεγέθη πληρότητας για διαφορετικά χρονικά διαστήματα. Για την εφαρμογή της εκπονήθηκε κατάλληλο λογισμικό που εφαρμόστηκε τόσο για τα αρχικά όσο και τα από-ομαδοποιημένα δεδομένα κάθε ράχης. Η ανηγμένη συχνότητα (m_i) για κάθε σεισμό μεγέθους M_i υπολογίστηκε από την ακόλουθη σχέση:

$$m_i = \frac{Dt_{max}}{Dt_i} n \qquad (3.7)$$

όπου Dt_{max} το σύνολο των ετών που καλύπτουν τα δεδομένα του καταλόγου σεισμών της εκάστοτε ράχης (εναρκτήριο έτος διαθέσιμων πληροφοριών έως και το 2014) και Dt_i, n τα έτη και τα πλήθη σεισμών του χρονικού διαστήματος για το οποίο ικανοποιείται το αντίστοιχο εύρος μεγεθών (πληρότητα). Η συχνότητα (n_i) που αντιστοιχεί σε κάθε τιμή μεγέθους (M_i) υπολογίζεται από το άθροισμα των ανηγμένων συχνοτήτων ($\sum m_i$). Στη συνέχεια από τις τιμές n_i προκύπτει η συσσωρευτική συχνότητα, N_i, που αντιστοιχεί σε κάθε τιμή μεγέθους (M_i). Η

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

συσσωρευτική αυτή συχνότητα, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας a_t, b, a και M_t. Επομένως η μελέτη της ποσοτικής σεισμικότητας κάθε ράχης αφορά πλέον πλήρη και ανηγμένα δεδομένα.

3.2.3 Κατανομή παραμέτρων a, b & M_t

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, στο πλαίσιο μελέτης της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας των μεσοωκεάνιων ράχεων, υπολογίστηκαν οι παράμετροι b, a και M_t για πλήρη ανηγμένα δεδομένα σεισμών. Αυτό πραγματοποιήθηκε με «σάρωση» της κάθε ράχης στο σύνολό της και υπολογισμό των τιμών των παραμέτρων για κυκλικές περιοχές ακτίνας 150km με κέντρα στους κόμβους ενός πλέγματος 1°x1°.

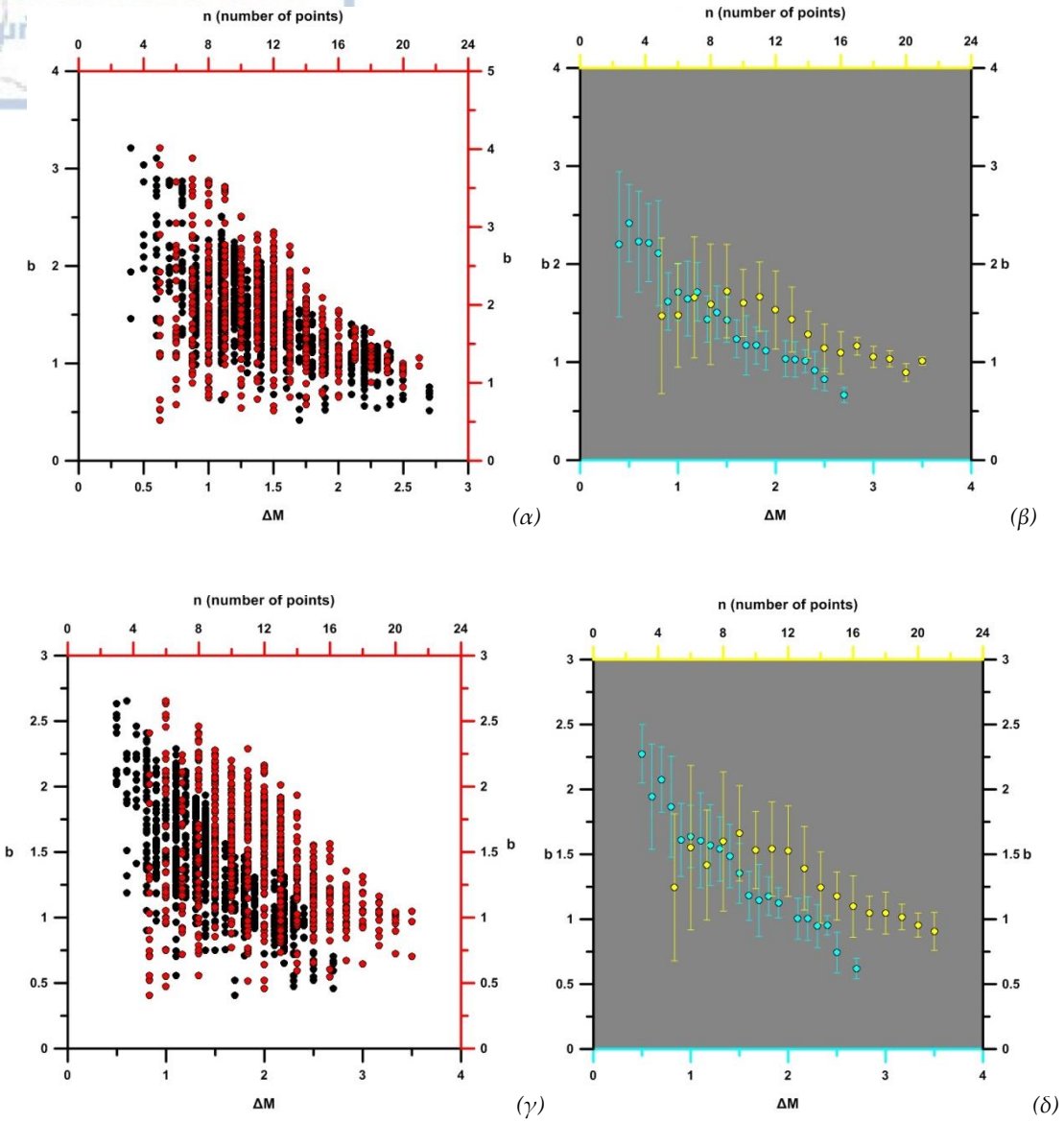
Η διαδικασία αυτή της αυτοματοποιημένης «σάρωσης» των περιοχών μελέτης απλουστεύει την διαδικασία υπολογισμού των παραμέτρων σεισμικότητας αλλά ταυτόχρονα εγκυμονεί και «κινδύνους». Ένα πρόβλημα που προέκυψε κατά την εφαρμογή ήταν η ανάδειξη μη φυσιολογικών τιμών των παραμέτρων αυτών. Η εξήγηση είναι απλή αφού κατά την διάρκεια του ορισμού των κυκλικών περιοχών υπάρχουν σημεία που χωρικά βρίσκονται στα όρια της κάθε ράχης και επομένως των διαθέσιμων δεδομένων μας. Αποτέλεσμα αυτού είναι να μην υπάρχει καλή αζιμουθιακή κάλυψη στις περιοχές αυτές και επομένως να προκύπτουν ακραίες τιμές των παραμέτρων, κάτι που παρατηρήθηκε και στη χωρική κατανομή των μεγεθών πληρότητας (*Παράγραφος 2.3.5*). Για την αποφυγή τέτοιων παρατηρήσεων που θα οδηγούσαν στην εξαγωγή εσφαλμένων συμπερασμάτων σχετικά με την σεισμικότητα των περιοχών μελέτης, ορίστηκαν κάποιες προϋποθέσεις-μέτρα εξαίρεσης τέτοιων περιπτώσεων. Αυτό έγινε ορίζοντας στο λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε σαν προαπαιτούμενα ένα ελάχιστο πλήθος σεισμών κάθε κυκλικής περιοχής (αυτό των 10 γεγονότων) καθώς επίσης και ένα ελάχιστο εύρος των μεγεθών τους ($\Delta M \geq 1.0$). Λόγω της απουσίας μικρών σεισμών στους καταλόγους σεισμών των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (αδυναμία καταγραφής τους) αλλά και της απουσίας ιδιαίτερα ισχυρών σεισμών με μικρή περίοδο επανάληψης, τυχαίνει σε ορισμένες κυκλικές περιοχές το εύρος μεγεθών ($\Delta M = M_{max} - M_{min}$) των σεισμών που οριοθετούνται μέσα σε αυτές να είναι ακόμα και κάτω της μονάδας. Είναι αναμενόμενο τιμές των παραμέτρων που αντιστοιχούν σε μικρά εύρη μεγεθών να μην θεωρούνται

αξιόπιστες, κάτι που μπορεί να απεικονιστεί και σχηματικά σε γραφήματα που περιγράφουν την εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b από το εύρος μεγεθών που χρησιμοποιήθηκαν (*Σχήματα 3.1-3.6*).

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

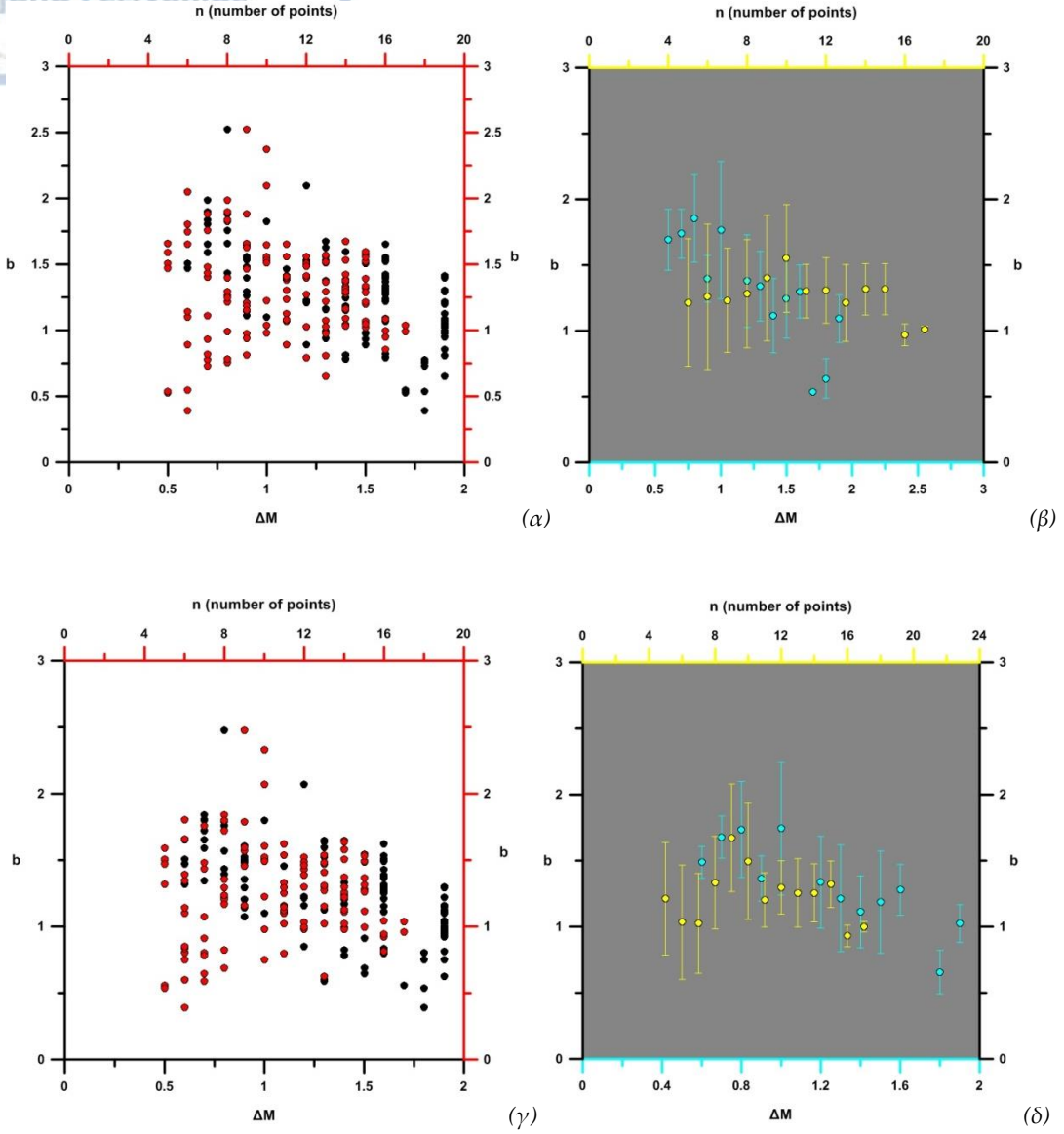
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 3.1 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

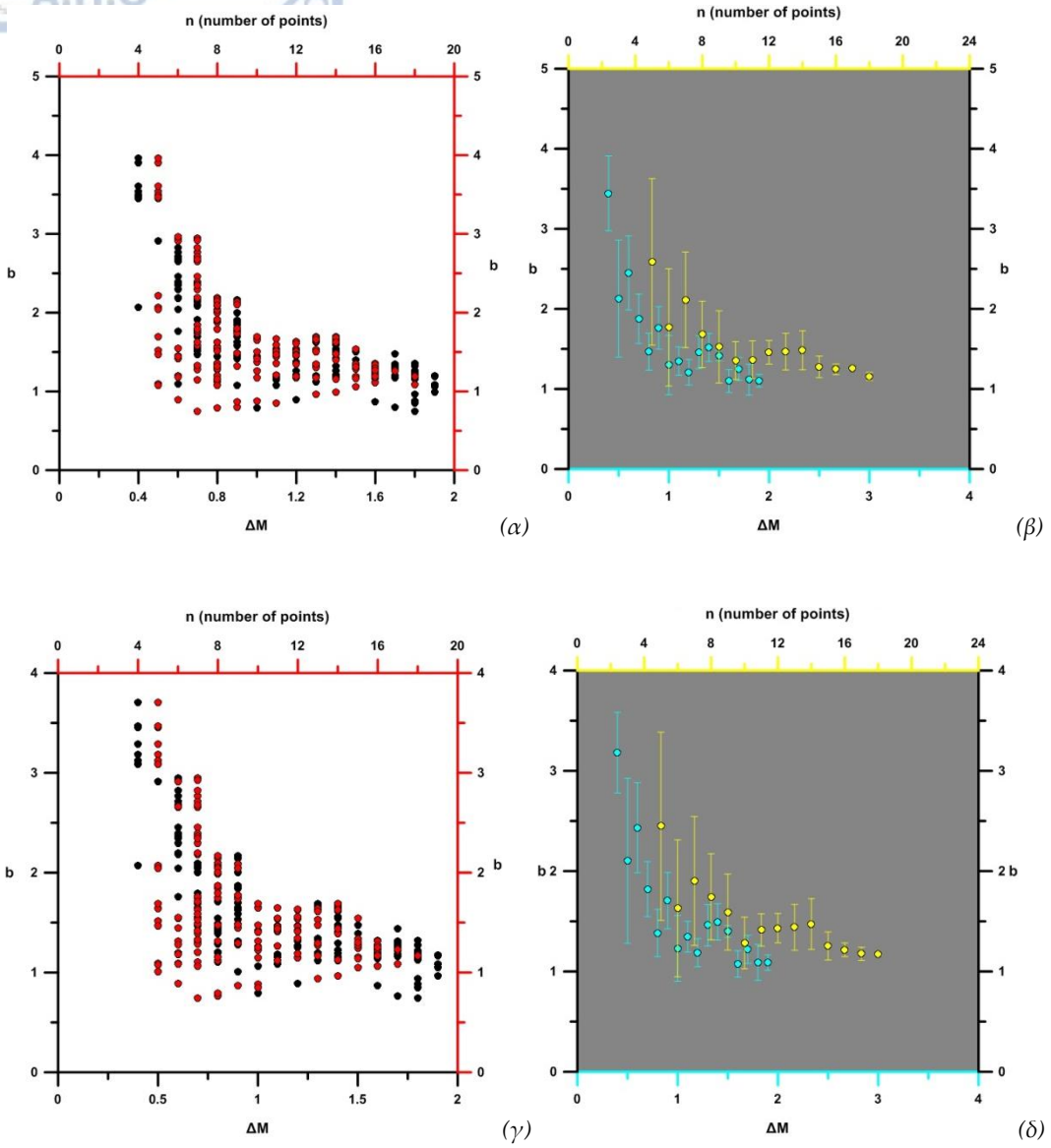
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 3.2 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού-Nazca από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

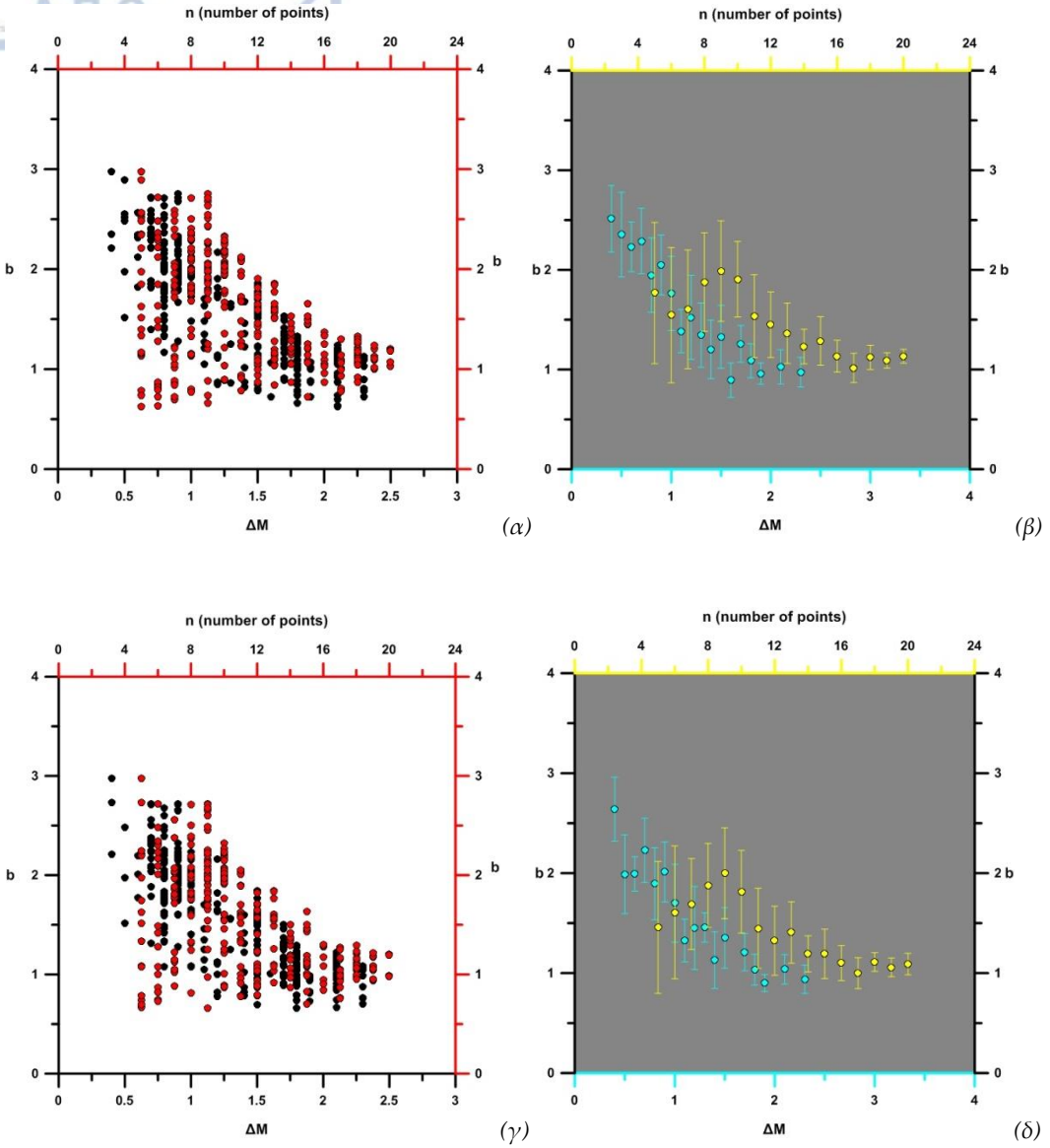
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 3.3 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

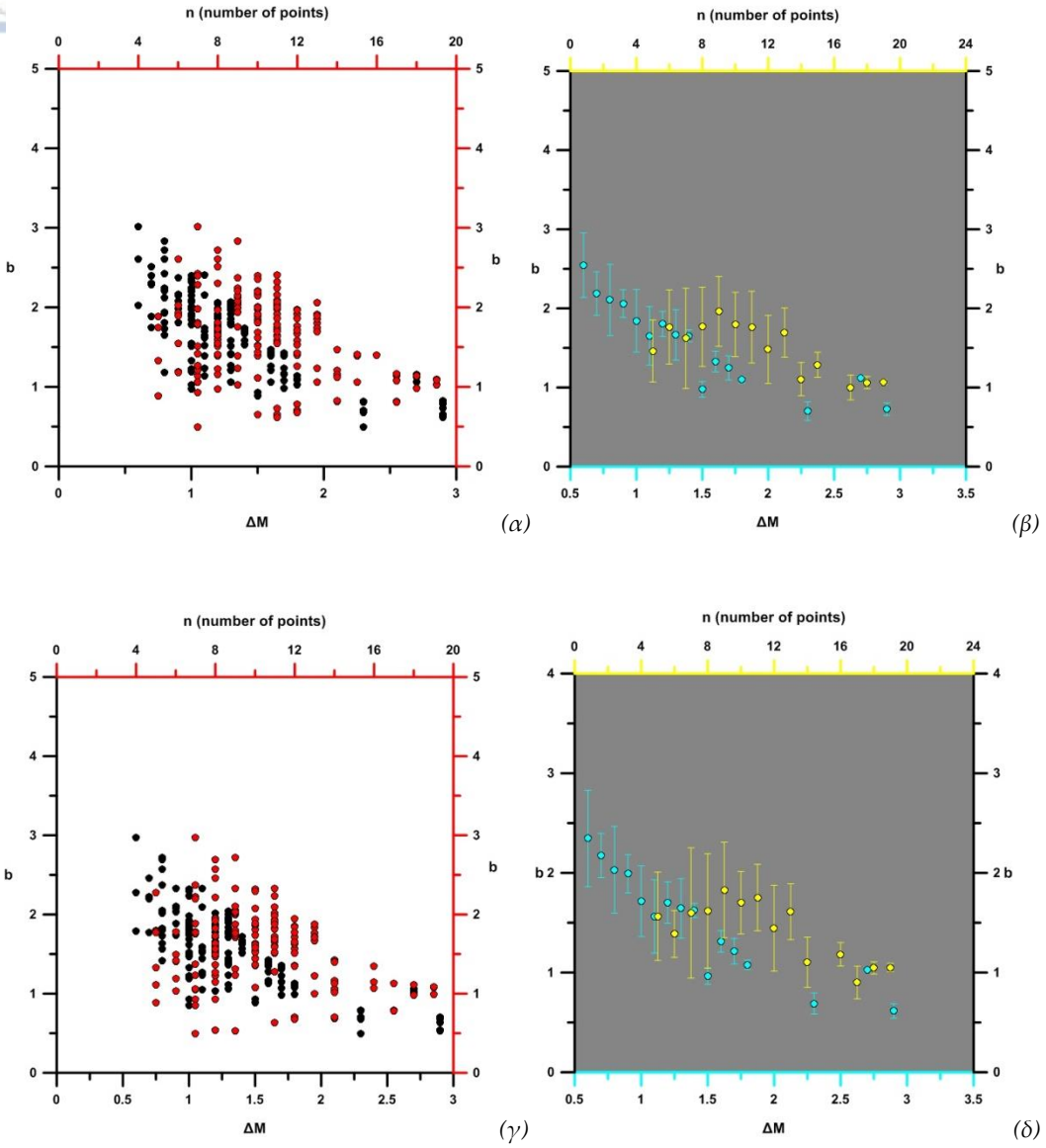
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 3.4 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

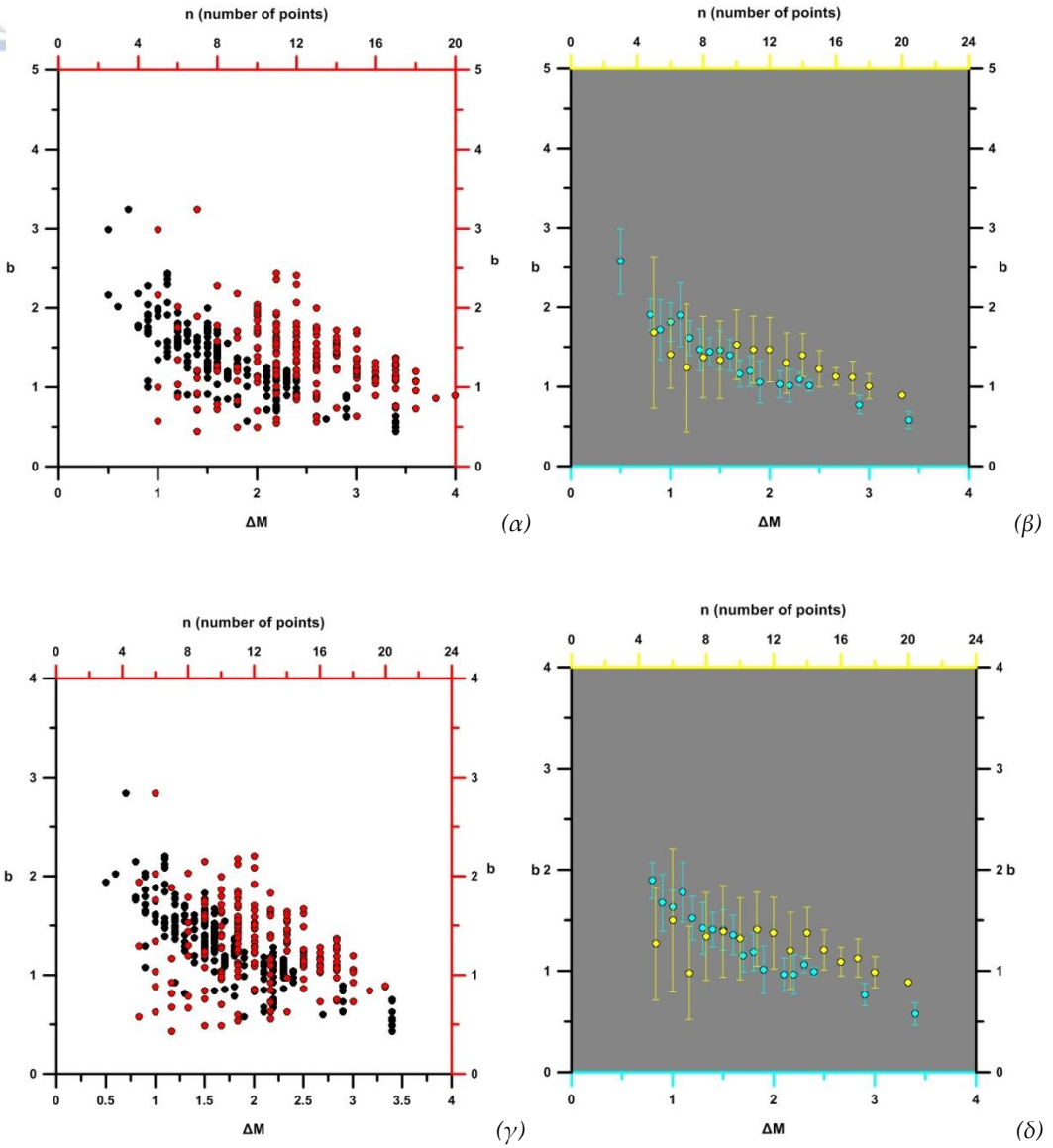
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 3.5 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 3.6 *(α, γ): Εξάρτηση της τιμής της παραμέτρου b στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού από το εύρος των μεγεθών (μαύροι κύκλοι) και από το πλήθος των παρατηρήσεων (κόκκινοι κύκλοι). (β, δ): τα αντίστοιχα διαγράμματα χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές της παραμέτρου b (γαλάζιοι και κίτρινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Οι απεικονίσεις αυτές έγιναν τόσο για τους αρχικούς (α, β) όσο και για τους από-ομαδοποιημένους (γ, δ) καταλόγους.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

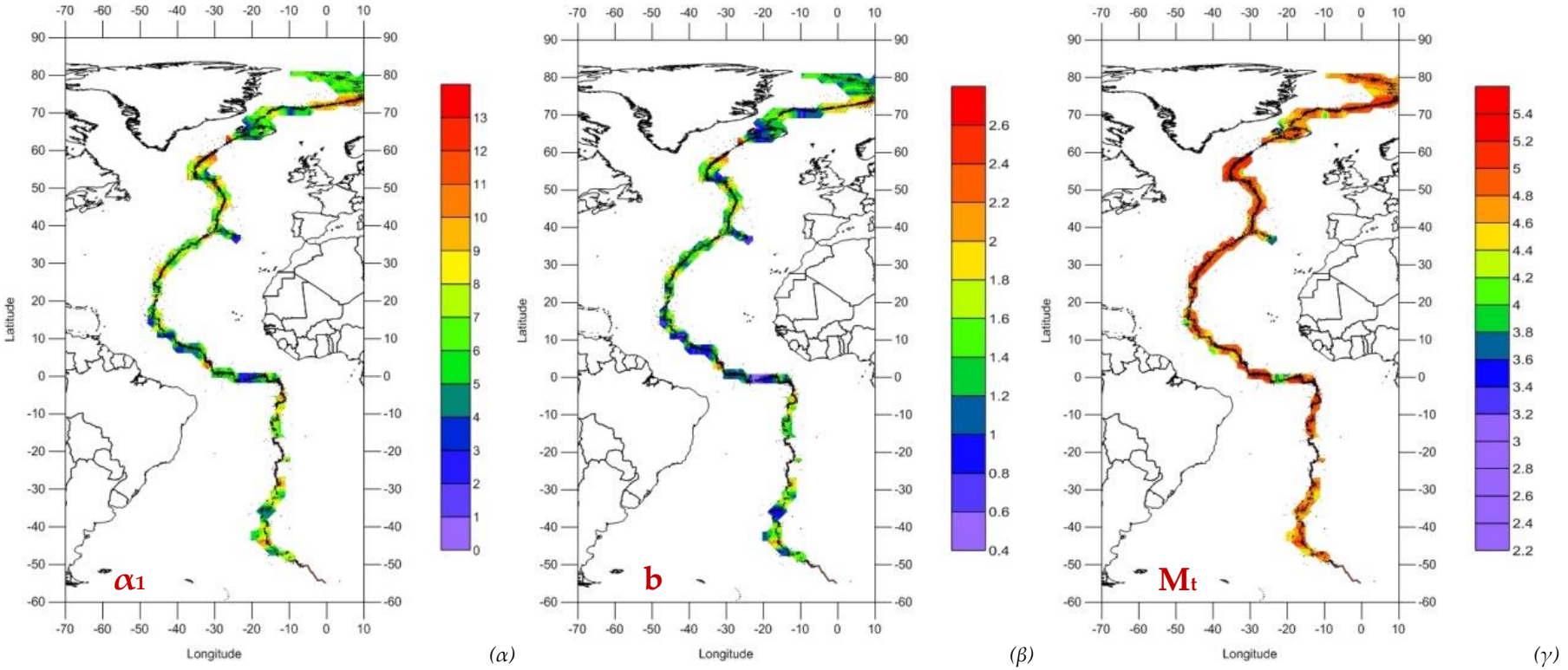
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Από τα γραφήματα (*Σχήματα 3.1-3.6*) παρατηρούμε ότι στο σύνολο των ράχεων η τιμή της παραμέτρου *b* παρουσιάζει μεγάλη διασπορά για ΔM<1.0, η εικόνα βελτιώνεται για ΔM≈1.5 ενώ για μεγαλύτερες τιμές (ΔM≈2.0) η τιμή του *b* παραμένει σχεδόν σταθερή (~1.0). Επιπλέον, στα ίδια διαγράμματα απεικονίζονται οι μεταβολές της παραμέτρου *b* σε σχέση με το πλήθος των σημείων που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της. Παρατηρούμε ότι τόσο για μικρά εύρη μεγεθών όσο και για μικρό πλήθος σημείων η παράμετρος *b* εμφανίζει μεγάλες, προφανώς μη ρεαλιστικές, τιμές οι οποίες σε κάποιες περιπτώσεις φτάνουν ή και ξεπερνούν την τιμή *b*=3.0. Οι τιμές αυτές επιβεβαιώνουν την ανάγκη επιβολής κριτηρίων (όπως αναφέρθηκε και παραπάνω) κατά τη διαδικασία σάρωσης κάθε ράχης για τον υπολογισμό των τιμών των παραμέτρων σεισμικότητας. Με βάση λοιπόν αυτά τα διαγράμματα επιλέχθηκε ως μέτρο αξιοπιστίας το εύρος μεγεθών $\Delta M \geq 1.0$.

Ακολούθησε κατασκευή χαρτών που παρουσιάζουν τις χωρικές κατανομές των παραμέτρων αυτών (*Σχήματα 3.7-3.12*). Οι παράμετροι αυτές υπολογίστηκαν για κάθε μία ράχη με βάση τα ανηγμένα δεδομένα τόσο των αρχικών καταλόγων όσο και των από-ομαδοποιημένων. Από τις χωρικές τους κατανομές παρατηρούμε ότι γενικά απουσιάζουν ακραίες τιμές (μικρές ή μεγάλες) με ελάχιστες εξαιρέσεις οι οποίες εντοπίζονται στα όρια των περιοχών σάρωσης. Μια πιο εμπεριστατωμένη μελέτη τους μας έδειξε ότι αν ορίζαμε πιο αυστηρά κριτήρια αξιοπιστίας (μεγαλύτερα ΔM) θα εξαλείφονταν και οι τιμές των μέτρων σεισμικότητας θα κυμαίνονταν εντός αποδεκτών ορίων. Παρόλα αυτά δεν υιοθετήθηκαν αυστηρότερα κριτήρια καθώς θα εξαιρούνταν από τις απεικονίσεις μεγάλος όγκος δεδομένων σε περιοχές που παρουσιάζουν ιδιαίτερες δυσκολίες στη συλλογή τους. Οι λευκές περιοχές που παρουσιάζονται στους χάρτες (χωρίς να εντάσσονται σε κάποια τάξη μεγέθους) αντιστοιχούν σε περιοχές όπου το πλήθος των διαθέσιμων σεισμών ήταν κάτω του αποδεκτού και επομένως υπήρχε πρακτική αδυναμία προσδιορισμού των τιμών των παραμέτρων *b*.

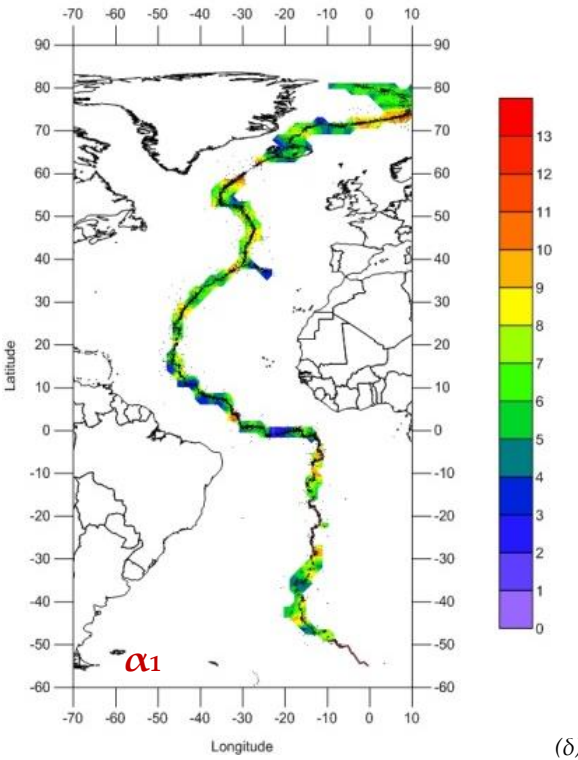
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

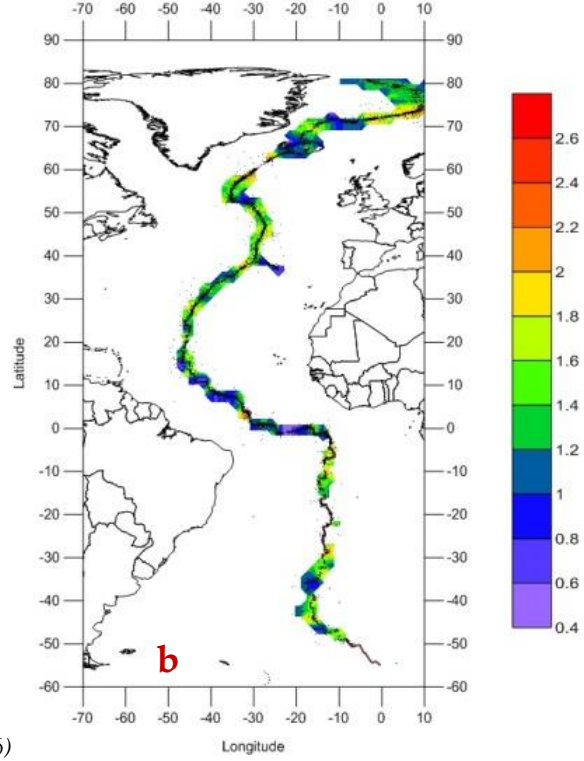


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

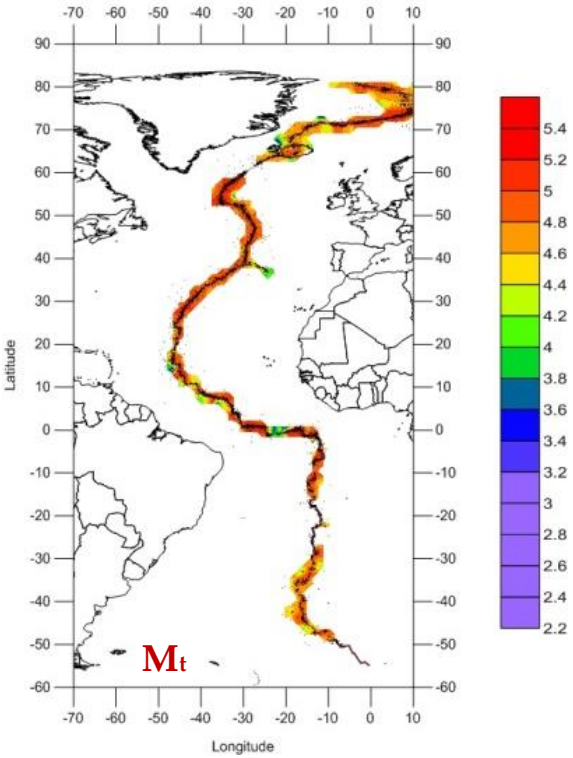
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(δ)



(ε)



(στ)

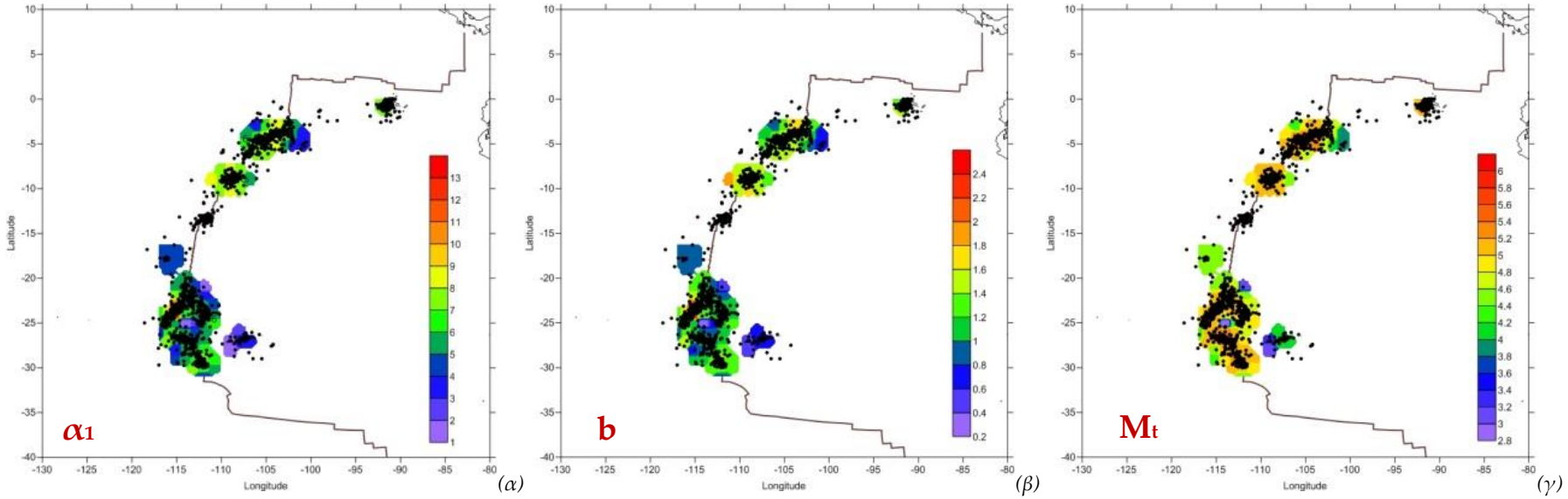
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Σχήμα 3.7 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας, όπως προέκυψαν τόσο για ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) όσο και για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ) για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού. Απεικονίζονται οι τιμές των ακόλουθων μέτρων σεισμικότητας: a_1 (α ετήσιο) (α, δ), b (β, ε) και M_t (=a_1/b) (γ, στ), που προέκυψαν για τις σαρωμένες περιοχές (ακτίνας 150km) της ράχης και πληρούν τα κριτήρια που υιοθετήθηκαν. Οι τιμές των παραμέτρων παρουσιάζονται στις αντίστοιχες χρωματικές κλίμακες. Τα μαύρα σημεία αντιστοιχούν στα επίκεντρα των διαθέσιμων σεισμών ενώ με σκούρο καφέ χρώμα έχει χαραχθεί το ίχνος της ράχης (Bird, 2003). Λευκές είναι οι περιοχές στις οποίες δεν ήταν δυνατός ο υπολογισμός των παραμέτρων λόγω του μικρού πλήθους σεισμών (λιγότεροι από 10 σεισμοί εντός της επιθυμητής ακτίνας). Το ίδιο υπόμνημα αντιστοιχεί και στους χάρτες που ακολουθούν για τις υπόλοιπες υπό μελέτη ράχες (σχήματα 3.8-3.12).*

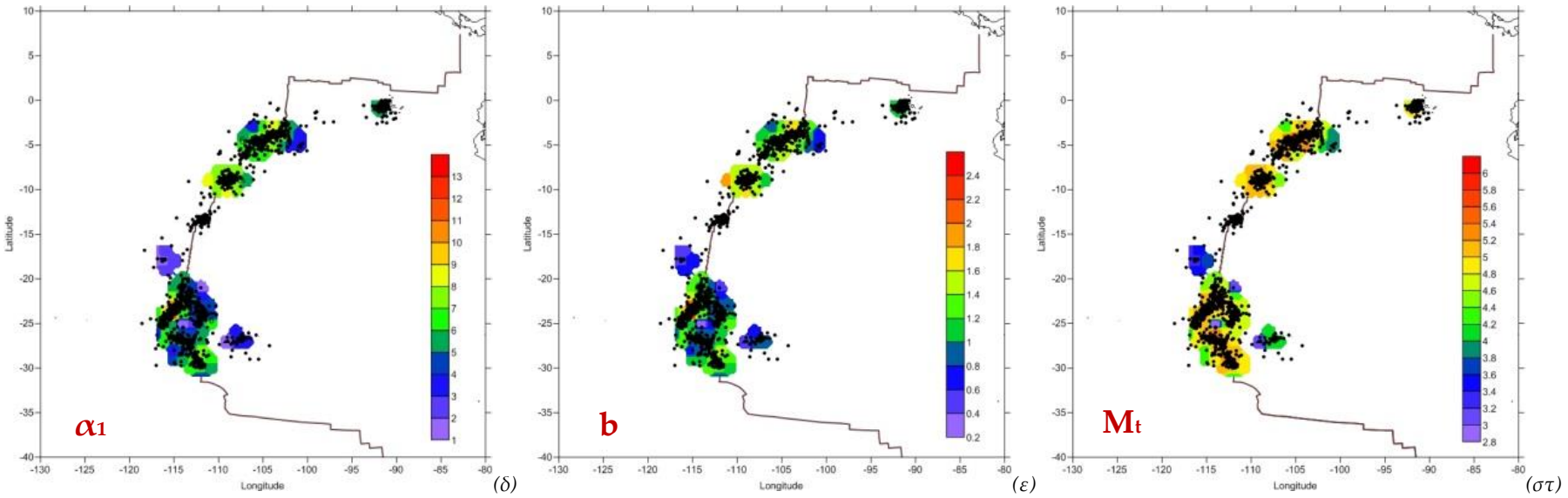
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

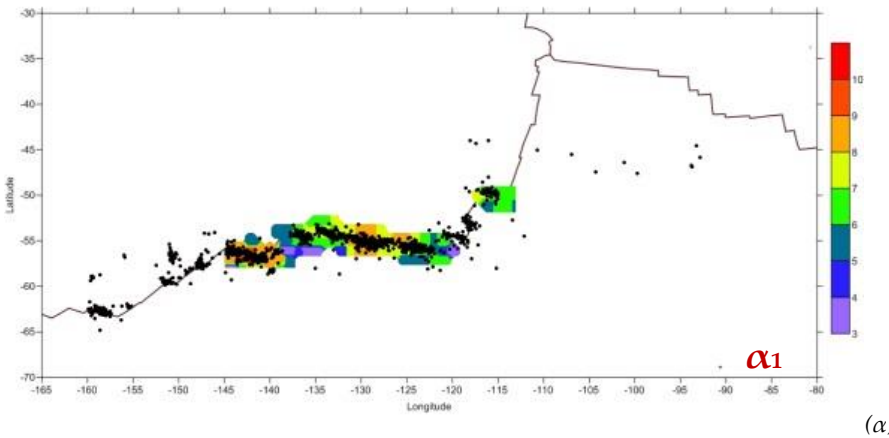
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



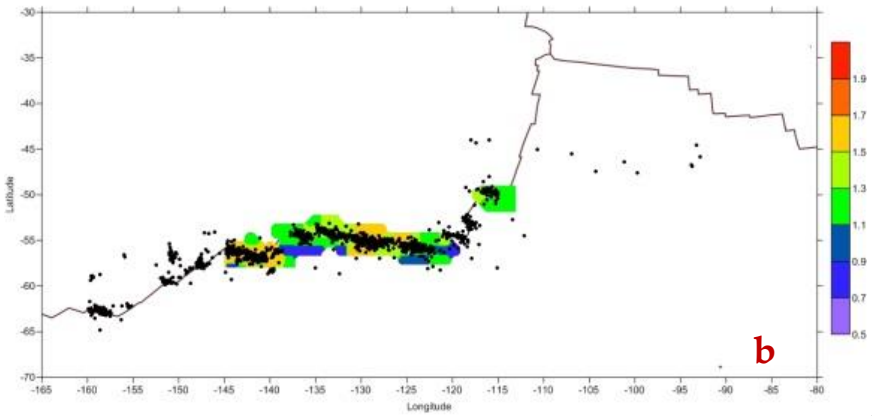
Σχήμα 3.8 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας για την μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού-Nazca,που προέκυψαν από ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) και από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

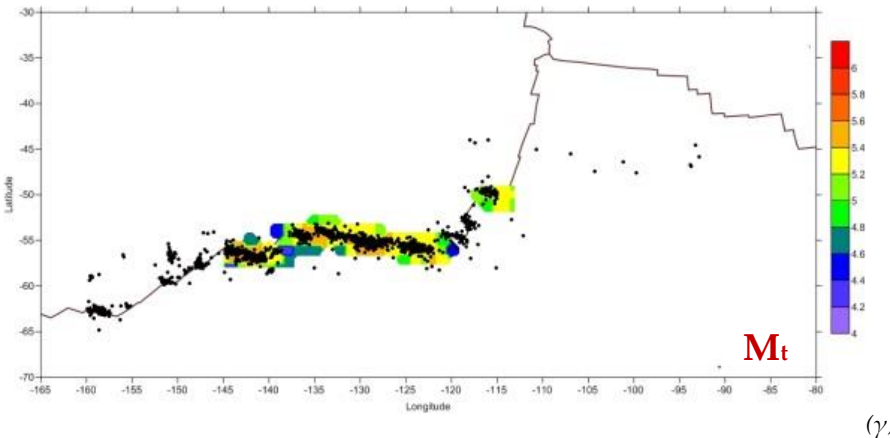
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)

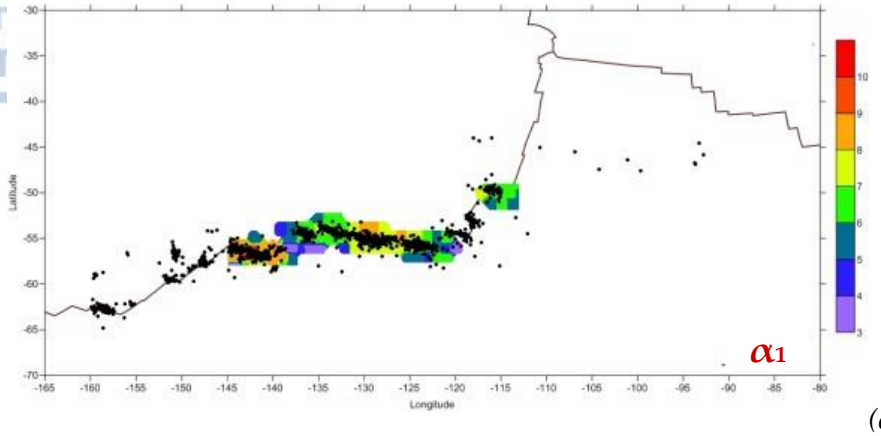


(β)

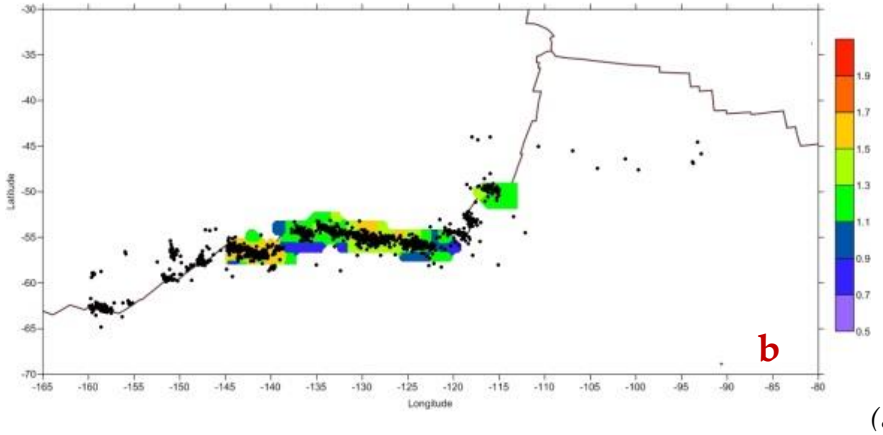


(γ)

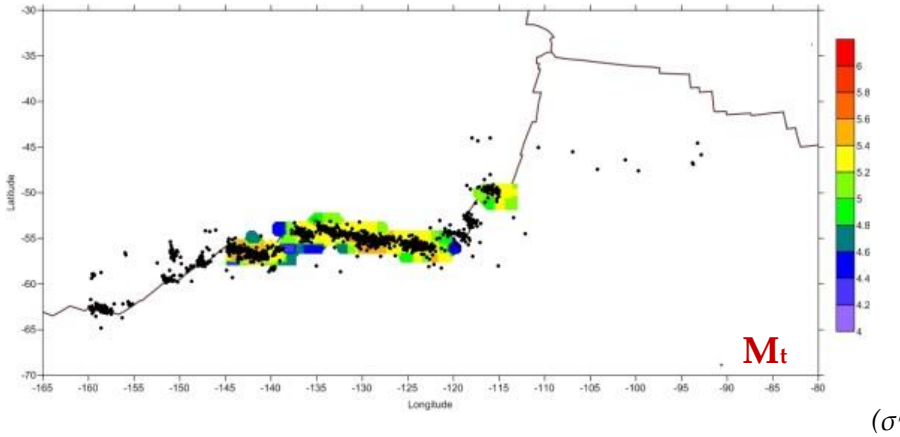
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γ
Α.Π



(δ)



(ε)

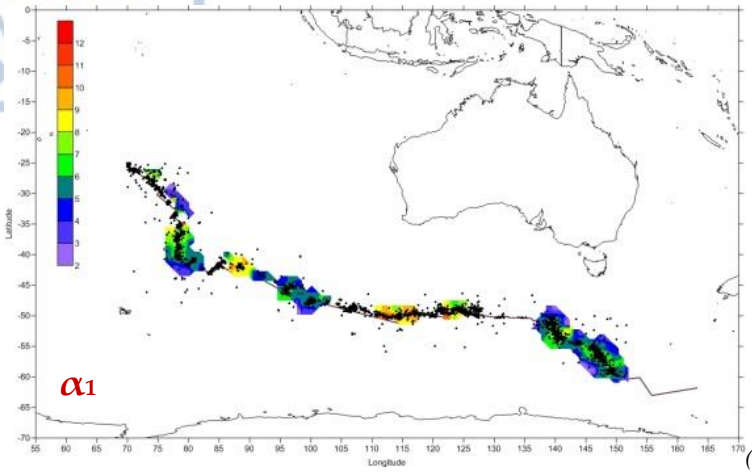


(στ)

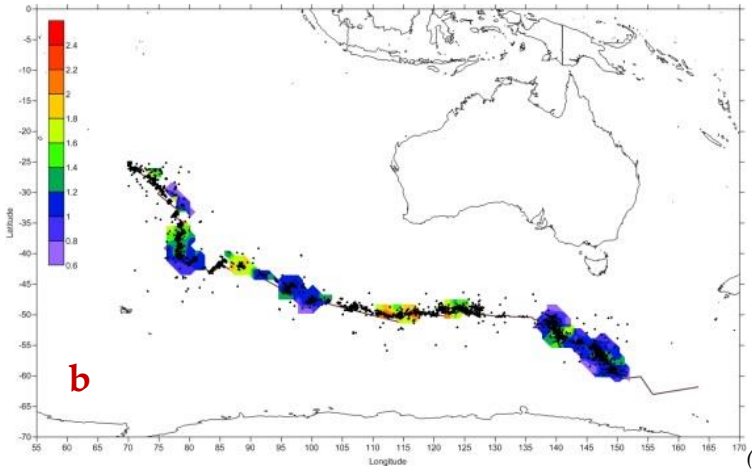
Σχήμα 3.9 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας για την μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής, που προέκυψαν από ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) και από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

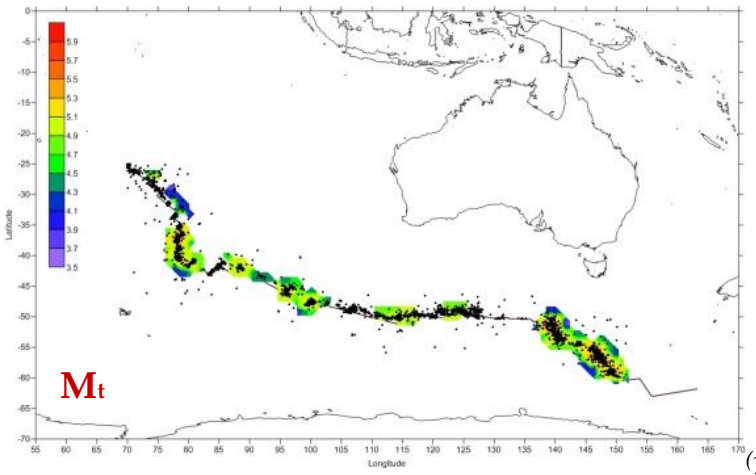
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ



(α)

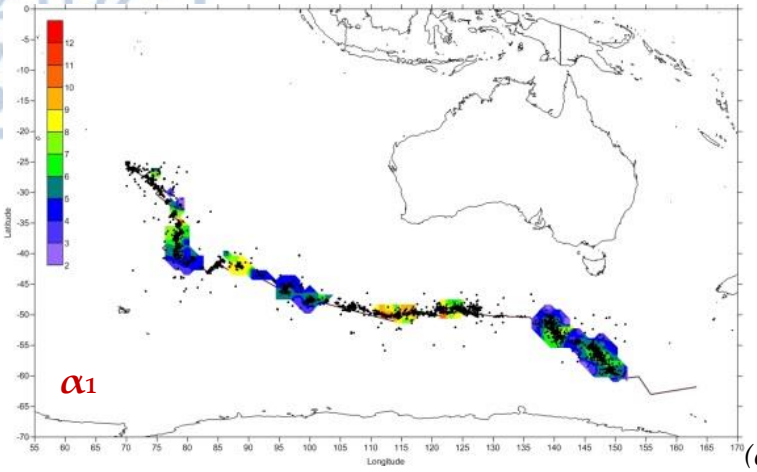


(β)

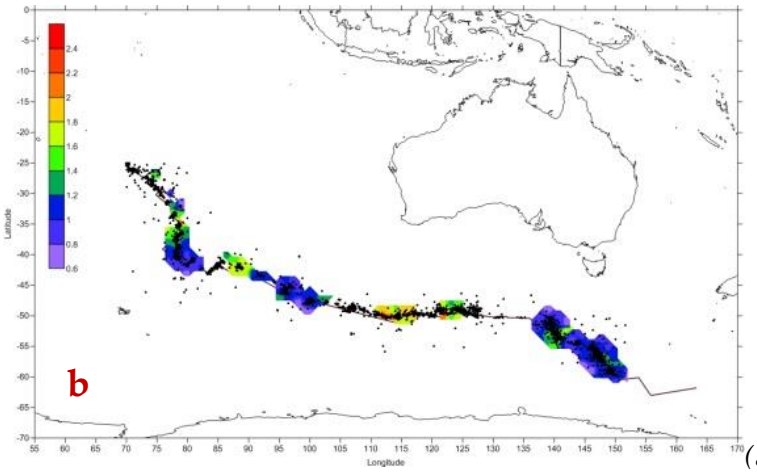


(γ)

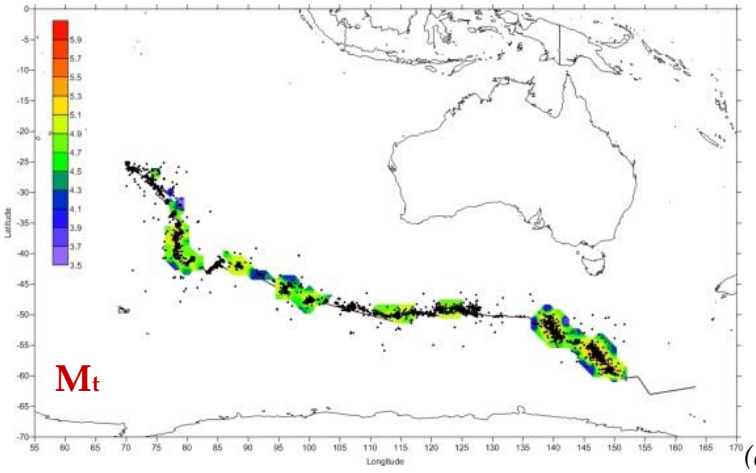
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ



(δ)



(ε)

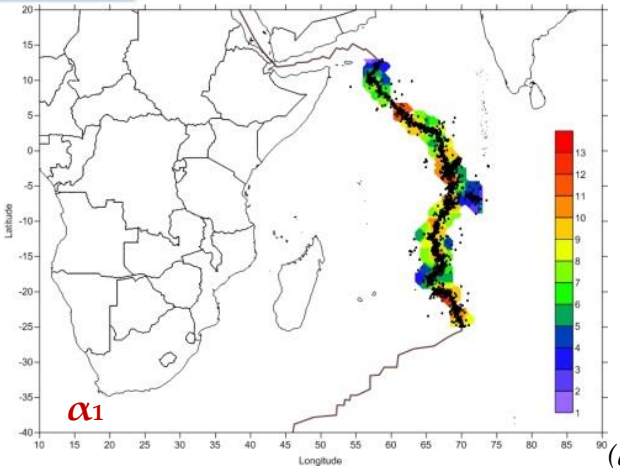


(στ)

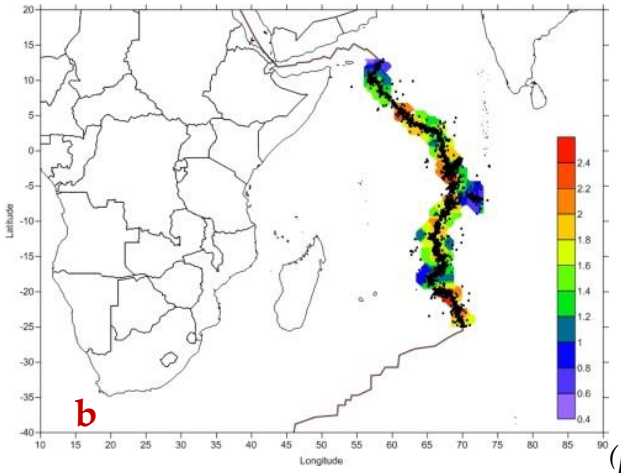
Σχήμα 3.10 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού, όπως προέκυψαν από ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) και από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

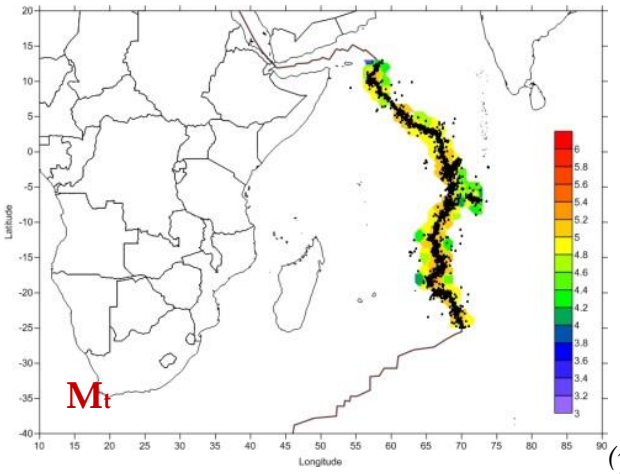
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)

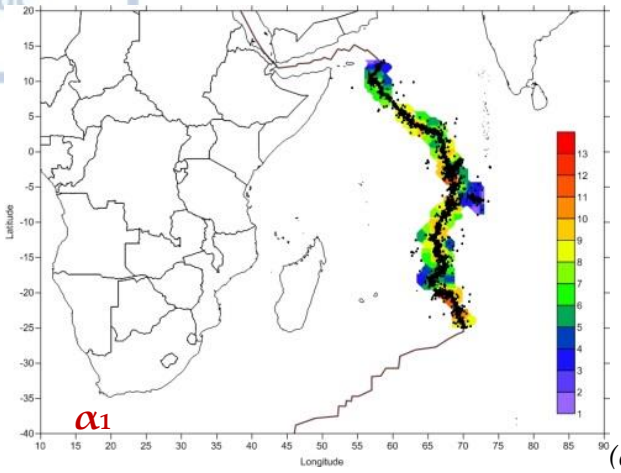


(β)

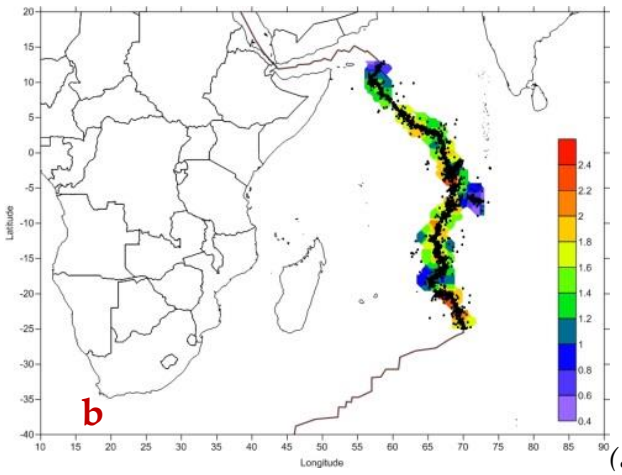


(γ)

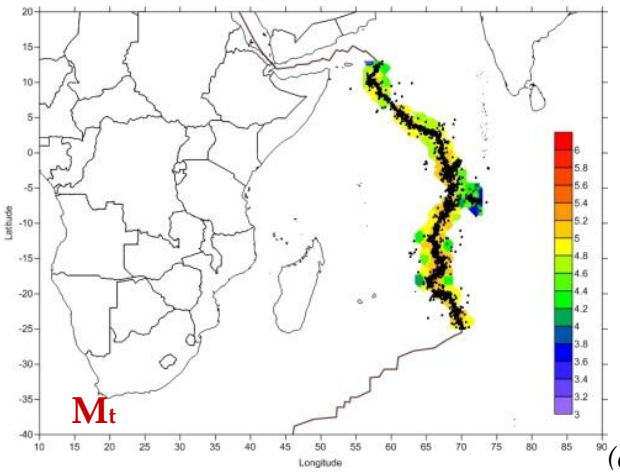
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(δ)



(ε)

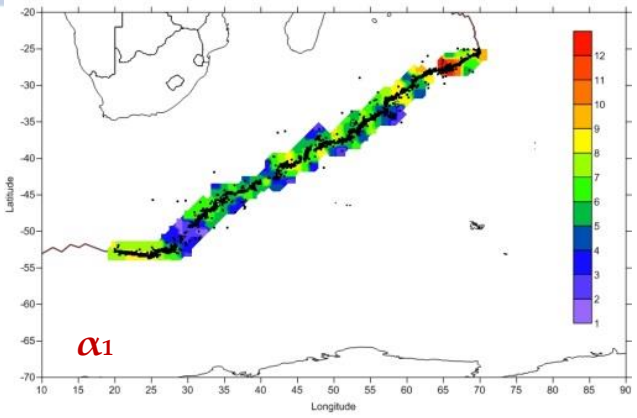


(στ)

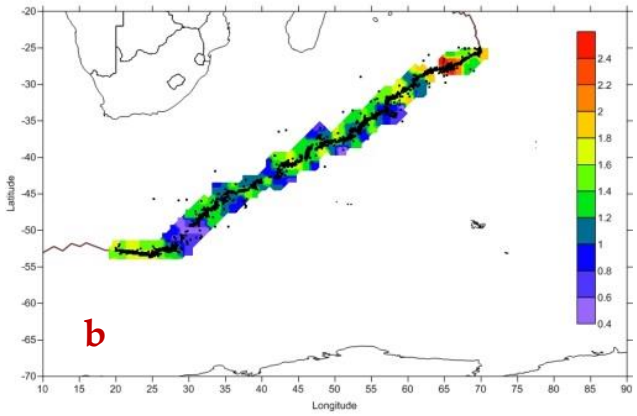
Σχήμα 3.11 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού, όπως προέκυψαν από ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) και από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

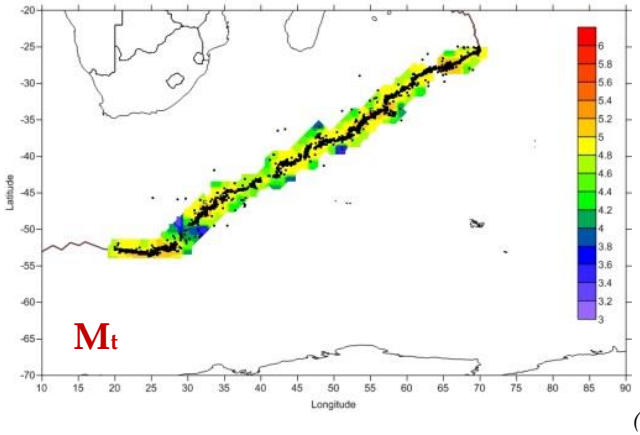
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)

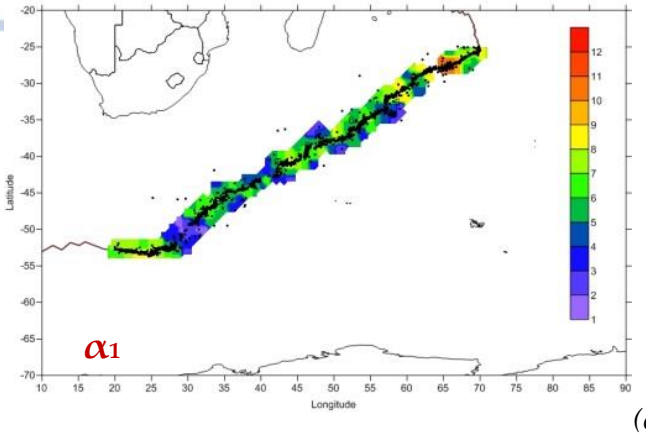


(β)

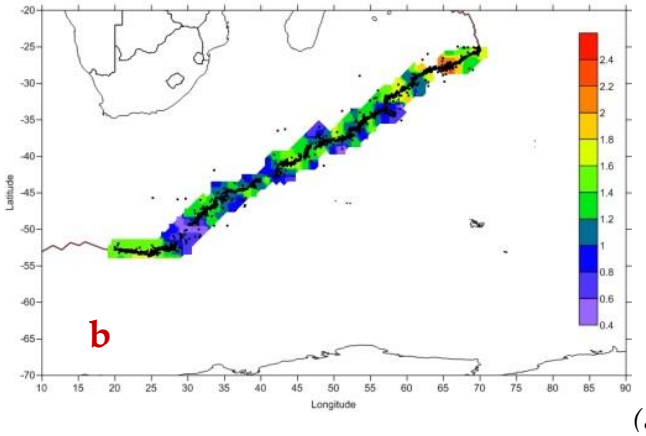


(γ)

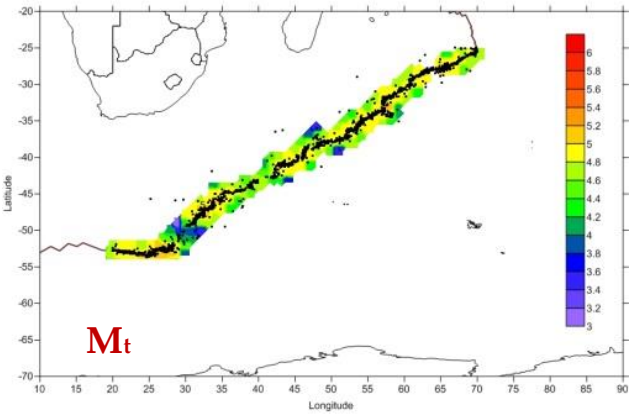
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(δ)



(ε)



(στ)

Σχήμα 3.12 *Χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων σεισμικότητας για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού, όπως προέκυψαν από ανηγμένα αρχικά δεδομένα (α, β, γ) και από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα (δ, ε, στ).*

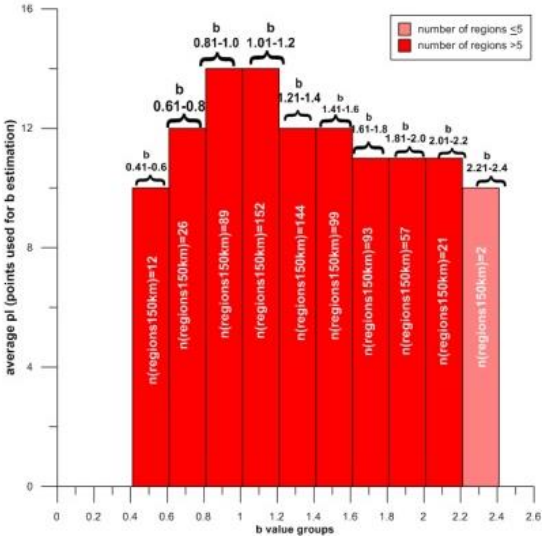
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Παρά τα μέτρα αξιοπιστίας που θέσαμε για την αποφυγή πλασματικών τιμών των παραμέτρων σεισμικότητας παρατηρούμε από τα σχήματα που προέκυψαν (*Σχήματα 3.7-3.12*) ότι εξακολουθούν κάποιες κυκλικές περιοχές να εμφανίζουν τιμές μη αποδεκτές, έξω από τα φυσιολογικά πλαίσια. Πιο αναλυτικά, παρατηρούμε ότι για την μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Nazca οι τιμές των a_1 φτάνουν μέχρι και ~12, ενώ οι τιμές των *b* εμφανίζουν τόσο ακραία υψηλές όσο και ακραία χαμηλές τιμές που αμφότερες δεν είναι λογικές (π.χ. *b*= -2.330 και *b*= -0.390 αντίστοιχα). Αντίστοιχη εικόνα εμφανίζουν και οι ράχες του Ινδικού ωκεανού (Κεντρική-Νοτιοανατολική-Νοτιοδυτική) καθώς επίσης και η ράχη του Ατλαντικού όπου λόγω της έκτασής της οι «προβληματικές» αυτές περιπτώσεις είναι περισσότερες. Καλύτερη εικόνα εμφανίζει η ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής ενώ στο σύνολο των ράχεων τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τα από-ομαδοποιημένα ανηγμένα δεδομένα θεωρούνται σαφώς πιο αξιόπιστα. Είναι φανερό ότι οι ακραίες αυτές τιμές οφείλονται στο μικρό εύρος μεγεθών (οριακά στην μονάδα που ορίσαμε ως αξιόπιστη τιμή) των σεισμών στις συγκεκριμένες κυκλικές περιοχές ακτίνας 150 km. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τα ιστογράμματα των τιμών της παραμέτρου *b* που προέκυψαν από τα ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα. Στα γραφήματα αυτά (*Σχήμα 3.13*) έχει γίνει ομαδοποίηση των τιμών *b* και έχουν υπολογιστεί οι αντίστοιχοι μέσοι όροι του πλήθους των σημείων που έχουν χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό της μέσης ευθείας, ενώ παράλληλα σημειώνεται και το πλήθος των κυκλικών περιοχών που εντάσσονται σε κάθε ομαδοποίηση. Παρατηρούμε ότι οι ακραίες τιμές (υψηλές και χαμηλές) του *b* είτε συνδέονται με μικρό αριθμό σημείων που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της μέσης ευθείας είτε εμφανίζονται σε ελάχιστο αριθμό κυκλικών περιοχών (ροζ στήλες στο σχήμα 3.13). Τα ποσοστά των «προβληματικών» αυτών περιπτώσεων-περιοχών είναι πολύ μικρά και κυμαίνονται από 2% έως 6%.

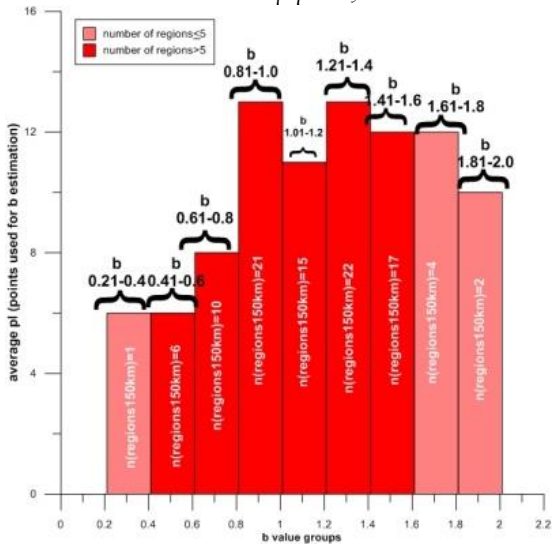
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ατλαντικός



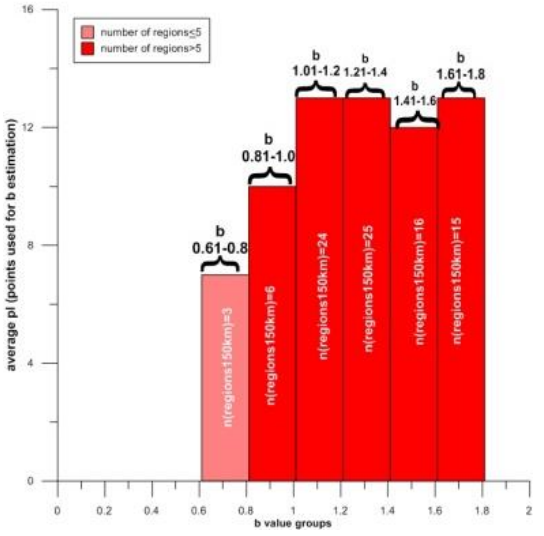
(α)

Ειρηνικός – Nazca



(β)

Ειρηνικός-Ανταρκτική

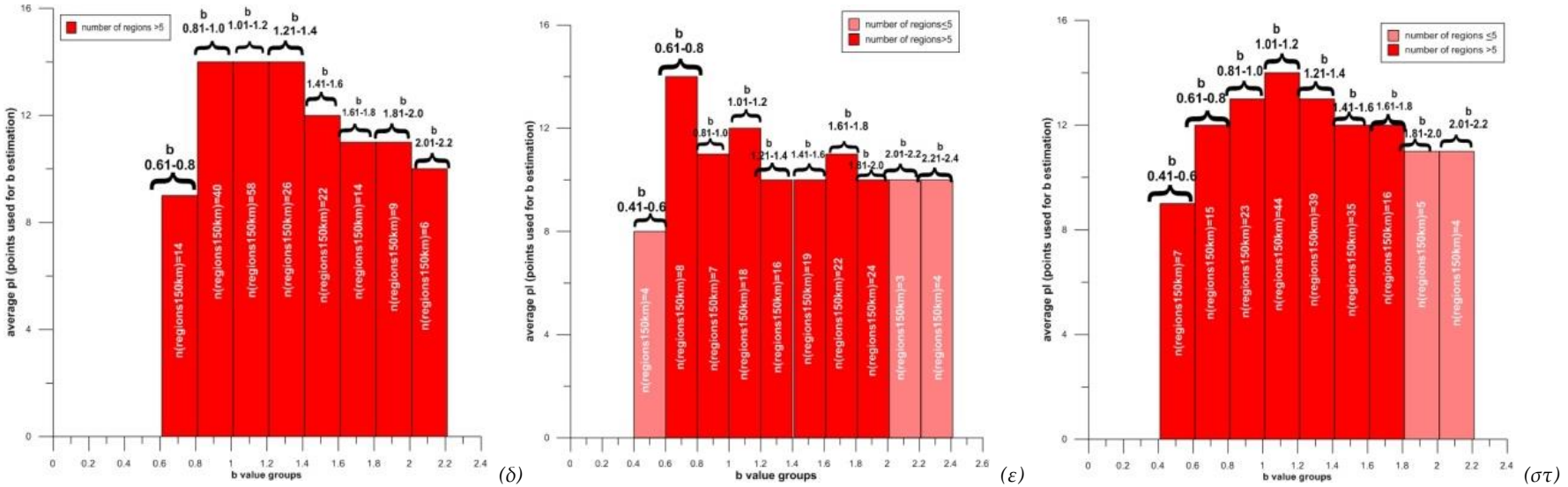


(γ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΝΑ Ινδικός *Κεντρικός Ινδικός* *ΝΔ Ινδικός*



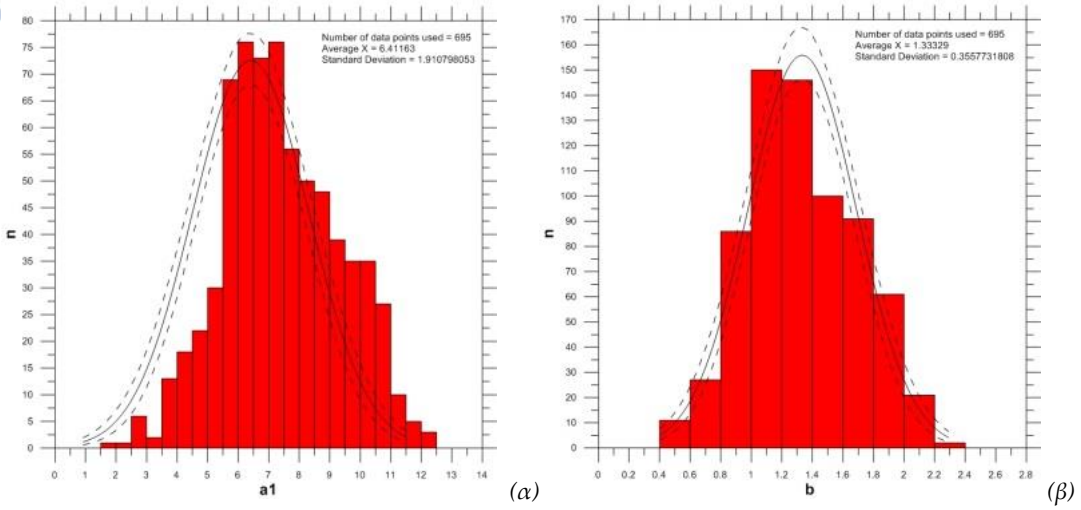
(δ) *(ε)* *(στ)*

Σχήμα 3.13 *Ιστογράμματα τιμών της παραμέτρου b και για τις έξι υπό μελέτη ράχες, που προέκυψαν από ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα. Οι τιμές παρουσιάζονται κατά ομάδες και αντιστοιχούν σε μέσο πλήθος σημείων (pl) που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό τους. Επιπλέον η χρωματική διάκριση των στηλών αντικατοπτρίζει το πλήθος των κυκλικών περιοχών που συμμετέχουν στη συγκεκριμένη «ομάδα». Οι ροζ στήλες αντιστοιχούν σε μικρό αριθμό κυκλικών περιοχών (n≤5).*

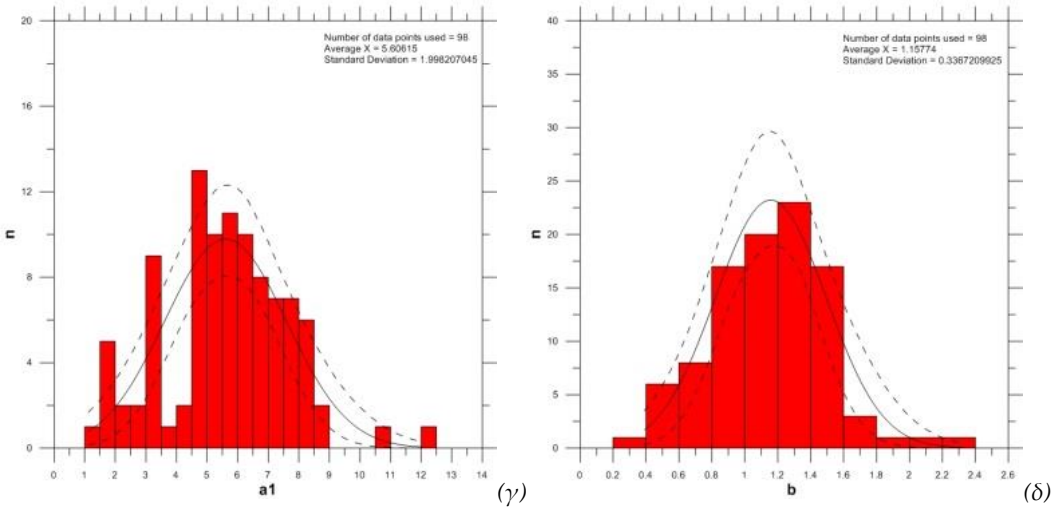
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ατλαντικός



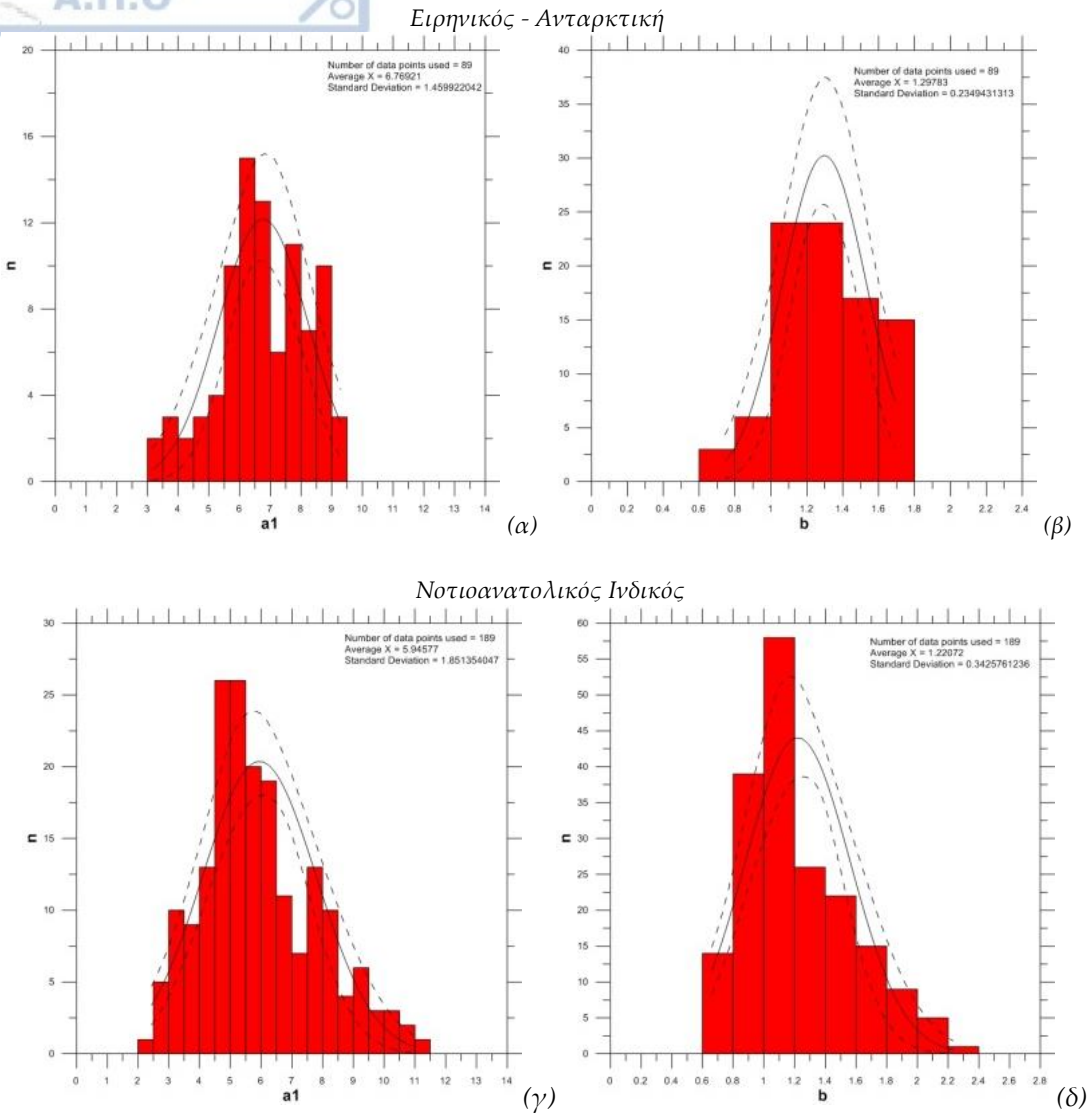
Ειρηνικός - Nazca



Σχήμα 3.14 *Ιστογράμματα τιμών των παραμέτρων a₁ και b που προέκυψαν από τα ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα των ράχεων του Ατλαντικού (α, β) και Ειρηνικού – Nazca (γ, δ) αντίστοιχα. Με συνεχή γραμμή απεικονίζεται η κατανομή Gauss και με στικτές γραμμές τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95%.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 3.15 *Ιστογράμματα τιμών των παραμέτρων a_1 και b που προέκυψαν από τα ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα των ράχεων του Ειρηνικού - Ανταρκτικής (α, β) και του Νοτιοανατολικού Ινδικού (γ, δ) αντίστοιχα. Με συνεχή γραμμή απεικονίζεται η κατανομή Gauss και με στικτές γραμμές τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95%.*

Επιπλέον, οι περιοχές αυτές εμφανίζονται στα χωρικά όρια της σάρωσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να υπάρχουν κυκλικές περιοχές (στις οποίες οριακά ικανοποιούνται οι προϋποθέσεις που τέθηκαν) που καλύπτουν ζώνες εκτός της

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

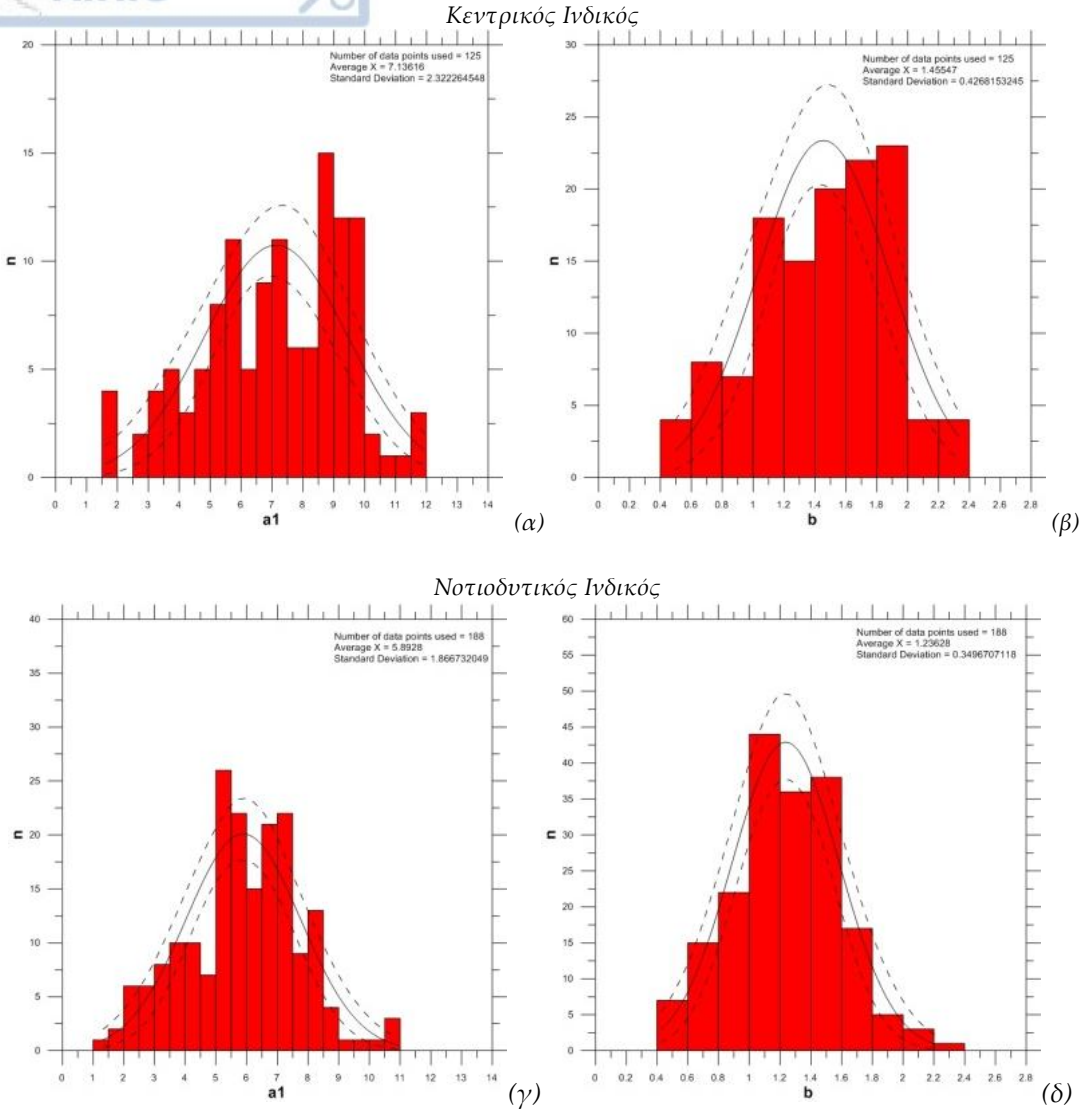
ράχης (εκτός των ορίων μελέτης) όπου είναι λογικό να μην υπάρχουν επαρκή δεδομένα.

Παράλληλα με την χωρική κατανομή των παραμέτρων σεισμικότητας κατασκευάστηκαν και αντίστοιχα ιστογράμματα (*Σχήματα 3.14-3.16*) όπου αναδεικνύονται οι διακυμάνσεις των τιμών τους. Τα διαγράμματα αυτά έγιναν μόνο για τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τους από-ομαδοποιημένους τελικούς καταλόγους σεισμών κάθε ράχης καθώς θεωρούνται πιο αξιόπιστα. Η διαδικασία αυτή είχε στόχο να διερευνηθεί αν όλες οι υπό μελέτη ράχες στο σύνολό τους εμφανίζουν συγκρίσιμες τιμές (μέσους όρους) στις υπό εξέταση παραμέτρους και επομένως αν προκύπτουν χρήσιμα συμπεράσματα σχετικά με την σεισμικότητα σε περιβάλλοντα ορίων απόκλισης λιθοσφαιρικών πλακών.

Από τα γραφήματα αυτά παρατηρούμε ότι και στις έξι μεσο-ωκεάνιες ράχες που μελετώνται στην παρούσα διατριβή, οι παράμετροι σεισμικότητας εμφανίζουν λογικές μέσες τιμές. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι οι «προβληματικές» περιοχές με τις εκτός φυσιολογικών πλαισίων τιμές δεν επηρεάζουν την γενικότερη και τελική εικόνα της κάθε ράχης. Μπορούμε να πούμε ότι οι παράμετροι σεισμικότητας που προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα είναι, παρά τα προβλήματα που ανέκυψαν, αντιπροσωπευτικές και περιγράφουν με αξιοπιστία την σεισμικότητα κάθε ράχης και επομένως μπορούν να υιοθετηθούν για περαιτέρω μελέτες σεισμικότητας. Οι μέσες τιμές των παραμέτρων αυτών, καθώς και τα αντίστοιχα τυπικά σφάλματα, παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 3.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 3.16 *Ιστογράμματα τιμών των παραμέτρων a_1 και b που προέκυψαν από τα ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα των ράχεων του Κεντρικού Ινδικού (α, β, γ) και του Νοτιοδυτικού Ινδικού (δ, ε, στ) αντίστοιχα. Με συνεχή γραμμή απεικονίζεται η κατανομή Gauss και με στικτές γραμμές τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95%.*

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

Πίνακας 3.1 *Μέσες τιμές παραμέτρων σεισμικότητας των υπό μελέτη ράχεων για ανηγμένα απο- ομαδοποιημένα δεδομένα.*

ΡΑΧΕΣ	$\overline{\alpha_1}$	$\overline{b}$
Ατλαντικός	6.411	1.333
Ειρηνικός-Nazca	5.606	1.158
Ειρηνικός-Ανταρκτική	6.769	1.298
Νοτιοανατολικός Ινδικός	5.946	1.220
Κεντρικός Ινδικός	7.136	1.455
Νοτιοδυτικός Ινδικός	5.893	1.236

Παρατηρώντας την δεύτερη στήλη του Πίνακα 3.1 μπορούμε να συμπεράνουμε ότι όλες οι ράχες στο σύνολό τους παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα σεισμικότητας καθώς οι τιμές της παραμέτρου bείναι παρεμφερείς και κυμαίνονται από 1.1-1.4. Οι μικρές διαφορές πιθανόν να δικαιολογούνται από τον διαφορετικό ρυθμό επέκτασης που εμφανίζουν οι ράχες (διαφορετικές ταχύτητες επέκτασης ωκεάνιου πυθμένα), από τα διαφορετικά πάχη του φλοιού (Mori and Abercrombie, 1997, Wiemer and Wyss, 1997) καθώς και από τις διαφορετικές τιμές στις ροές θερμότητας (π.χ., Stein and Stein, 1992). Άμεσα συνδεδεμένη με τα παραπάνω είναι και η ηλικία κάθε ράχης καθώς ράχες που χαρακτηρίζονται από μικρές ροές θερμότητας έχουν μεγάλες ηλικίες και ως εκ τούτου αναμένεται να παρουσιάζουν διαφορές στη σεισμικότητα (π.χ. Miyamura, 1962).

3.2.4 Μελέτη πιθανότητας εκδήλωσης ισχυρών σεισμών

Με τον όρο σεισμικότητα εννοούμε μια συνάρτηση τόσο των μεγεθών των σεισμών μιας περιοχής όσο και της συχνότητας εμφάνισής τους κατά την διάρκεια μιας ορισμένης χρονικής περιόδου. Όπως αναφέρθηκε ήδη, η ποσοτική της έκφραση με την χρήση διάφορων μέτρων (μέτρα σεισμικότητας) έχει μεγάλη σημασία για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και για τη λήψη ανάλογων μέτρων πρόληψης και περιορισμού τω επιπτώσεων των σεισμών. Υπάρχουν δύο προσεγγίσεις για την εκτίμηση των σεισμικών κινήσεων του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

εδάφους. Η πρώτη αφορά τον καθορισμό της μέγιστης αναμενόμενης κίνησης του εδάφους σε δεδομένη τοποθεσία με την εκτίμηση ενός πιθανά μέγιστου επερχόμενου σεισμού στη γειτονική περιοχή. Η μέθοδος αυτή είναι γνωστή ως «αιτιοκρατική» (deterministic) μέθοδος. Η δεύτερη προσέγγιση είναι η «πιθανολογική» ή στατιστική μέθοδος (probabilistic) η οποία βασίζεται σε προηγούμενα γεγονότα και στην πιθανότητα μελλοντικής επανάληψής τους (σεισμική επικινδυνότητα του υποβάθρου). Στη μεθοδολογία αυτή χρησιμοποιείται κατάλογος σεισμών που έχει προκύψει από ενόργανες καταγραφές αλλά και δεδομένα από γεωλογικές και αρχαιολογικές καταγραφές. Πρώιμες πιθανολογικές τέτοιες μελέτες περιελάμβαναν την μέθοδο του «μέσου πλάτους» (Weichert and Milne, 1979) και την μέθοδο της «ακραίας τιμής» του Gumbel (Lomnitz, 1974).

Ο καθορισμός του μέγιστου μεγέθους σεισμού που μπορεί να συμβεί σε μια περιοχή και σχετίζεται με το σεισμικό δυναμικό της περιοχής μελέτης, αποτελεί κοινό σημείο των δύο προσεγγίσεων που περιγράφηκαν παραπάνω. Ο μέγιστος (ως προς το μέγεθος) σεισμός που εκτιμάται με βάση πιθανολογικούς υπολογισμούς, για ένα ορισμένο χρονικό διάστημα, είναι γνωστός με τον όρο μέγιστος πιθανός σεισμός (Maximum Probable Earthquake) (Krinitzsky, 2002). Τέτοιου είδους στατιστικές μελέτες σχετικά με τα διαστήματα επανάληψης ισχυρών σεισμών έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορες περιοχές της Γης και υπό αυτό το πρίσμα προτάθηκε πλήθος τέτοιων μοντέλων μεταξύ των οποίων συμπεριλαμβάνονται οι κατανομές της διπλής εκθετικής (Utsu, 1972),η Weibull (Hagiwara, 1974), η Lognormal (Nishenko and Bulland, 1987, Utsu, 1984) και η Gamma (Utsu, 1984). Η τυπική παραδοχή που χρησιμοποιήθηκε ευρέως στο πλαίσιο εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας (και επομένως της ποσοτικής εκτίμησης της σεισμικότητας) (Cornell, 1968) είναι ότι η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού περιγράφεται αρκετά καλά από την κατανομή Poisson.

Η κατανομή Poisson προήλθε από τον Γάλλο μαθηματικό Siméon Denis Poisson το 1838 και αποτελεί μια διακριτή κατανομή πιθανότητας. Πιο συχνά χρησιμοποιείται για την μοντελοποίηση περιπτώσεων στις οποίες μετράμε το πλήθος εμφανίσεων ενός γεγονότος σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα όπου οι εμφανίσεις αυτές είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους και, κατά μέσο όρο, συμβαίνουν με σταθερό ρυθμό, λ. Επί της ουσίας δηλαδή η κατανομή αυτή μοντελοποιεί ανεξάρτητα γεγονότα που συμβαίνουν τυχαία αλλά που για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα ο ρυθμός εμφάνισής τους θα τείνει σε λ. Με

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

αυτή την λογική, η πιθανότητα γένεσης σεισμών σε ένα χρονικό διάστημα μπορεί να ακολουθεί κατανομή Poisson επειδή, παρά το ότι οι σεισμοί αποτελούν τυχαία γεγονότα, αν εξεταστεί το πλήθος τους για ένα μεγάλο χρονικό παράθυρο, αυτό θα προσεγγίζει, σε βάθος χρόνου, ένα σταθερό αριθμό. Μια διακριτή τυχαία μεταβλητή, Χ, ακολουθεί κατανομή Poissonαν η συνάρτηση πιθανότητας δίνεται από τον ακόλουθο τύπο:

$$p(X = x) \equiv e^{-\lambda t} \frac{(\lambda t)^x}{x!} \tag{3.8}$$

Η σχέση αυτή εκφράζει την πιθανότητα (p) να συμβεί (x) φορές το παραπάνω τυχαίο γεγονός (μεταβλητή Χ) σε ένα χρονικό διάστημα (t). Η σταθερά (λ) εκφράζει τη μέση συχνότητα εμφάνισης του συγκεκριμένου γεγονότος ανά μονάδα χρόνου ενώ η ποσότητα λt δίνει τη μέση συχνότητα εμφάνισης του γεγονότος αυτού στο χρονικό διάστημα t.

Παρόλα αυτά, είναι επίσης γνωστό ότι οι σεισμοί ομαδοποιούνται (συγκεντρώνονται) τόσο χωρικά όσο και χρονικά με αποτέλεσμα, υπό το πρίσμα της στατιστικής, να παρουσιάζουν μεγαλύτερη μεταβλητότητα (στατιστική διασπορά) από ότι αναμένεται βάσει του μοντέλου Poisson. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, με σκοπό την εφαρμογή του μοντέλου Poisson στη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας, προτάθηκε από τους Schorlemmer et al. (2007) ένας συμβατικός τρόπος, αυτός της γνωστής από-ομαδοποίησης των καταλόγων σεισμών (declustering).

Έτσι και στην παρούσα διατριβή, και στο πλαίσιο της μελέτης της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας, υπολογίστηκαν για κάθε μεσο-ωκεάνια ράχη οι πιθανότητες εκδήλωσης σεισμών πάνω από συγκεκριμένες τιμές μεγέθους για ορισμένα χρονικά διαστήματα, καθώς και οι πιθανότητες υπέρβασης συγκεκριμένων τιμών μεγεθών (6.0, 6.5, 7.0, 7.5) σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα(30, 60, 90 και 120 ετών), χρησιμοποιώντας τους από-ομαδοποιημένους τελικούς καταλόγους κάθε ράχης. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε για κυκλικές περιοχές ακτίνας 150 χιλιομέτρων «σαρώνοντας» την κάθε ράχη στο σύνολό της με βήμα 1°x1°, μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε και αναφέρθηκε και σε προηγούμενες παραγράφους. Οι χάρτες που αποτυπώνουν την χωρική κατανομή των πιθανοτήτων αυτών παρουσιάζονται στα *Σχήματα 3.17-3.22*.

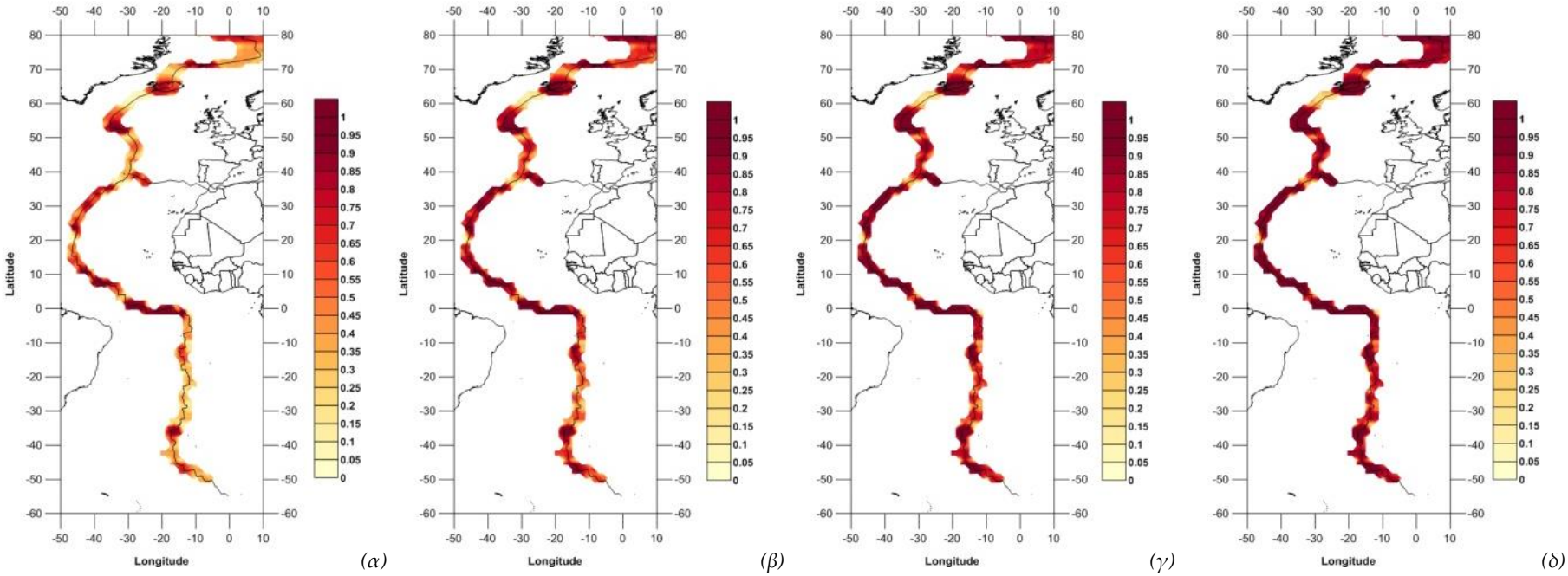
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Από τα σχήματα αυτά γίνεται άμεσα αντιληπτό ότι για το σύνολο των υπό μελέτη ράχεων οι υψηλότερες πιθανότητες εντοπίζονται για τις τάξεις μεγέθους 6.0 και 6.5 ενώ για σεισμούς μεγέθους $M \geq 7.5$ τα ποσοστά αυτά μηδενίζονται. Οι υψηλές πιθανότητες αποτυπώνονται στους χάρτες με την παρουσία περιοχών με σκούρες αποχρώσεις της χρωματικής κλίμακας (πιθανότητες που ξεπερνούν ~70%),το πλήθος των οποίων αυξάνεται στο πέρασμα των ετών, ενώ αντιθέτως περιοχές που χαρακτηρίζονται από τιμές ~10% αποτυπώνονται με ανοιχτές κίτρινες (σχεδόν λευκές) αποχρώσεις. Αυτή η εικόνα είναι αναμενόμενη και απόλυτα λογική καθώς, όπως είναι γνωστό, πολύ ισχυροί σεισμοί και με μικρή περίοδο επανάληψης απουσιάζουν από τις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Για το λόγο αυτό εξάλλου εξετάστηκε η υπέρβαση διάφορων τάξεων μεγέθους για σχετικά μεγάλα χρονικά διαστήματα.

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

30yearsM≥6.0 *60yearsM≥6.0* *90years M≥6.0* *120years M≥6.0*

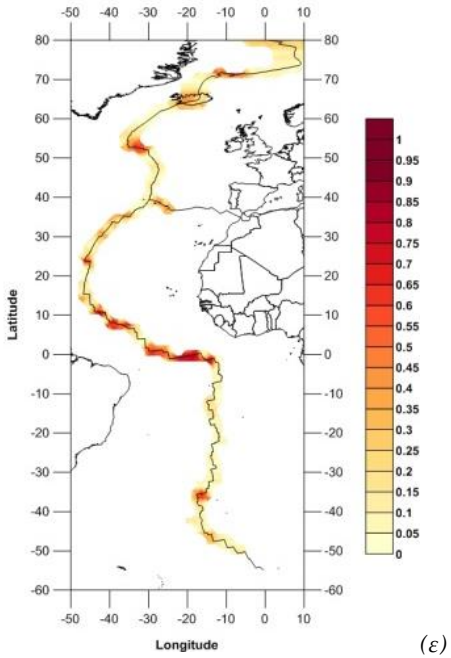


(α) *(β)* *(γ)* *(δ)*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

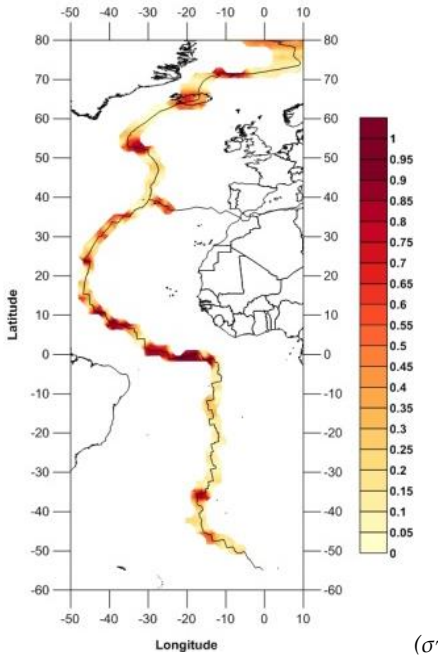
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



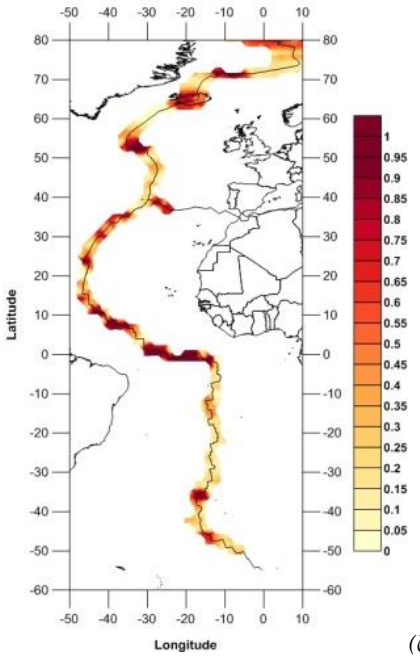
(ε)

60years M≥6.5



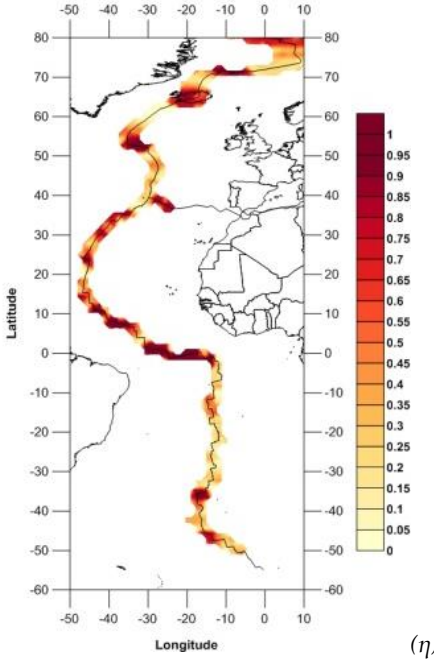
(στ)

90years M≥6.5



(ζ)

120years M≥6.5

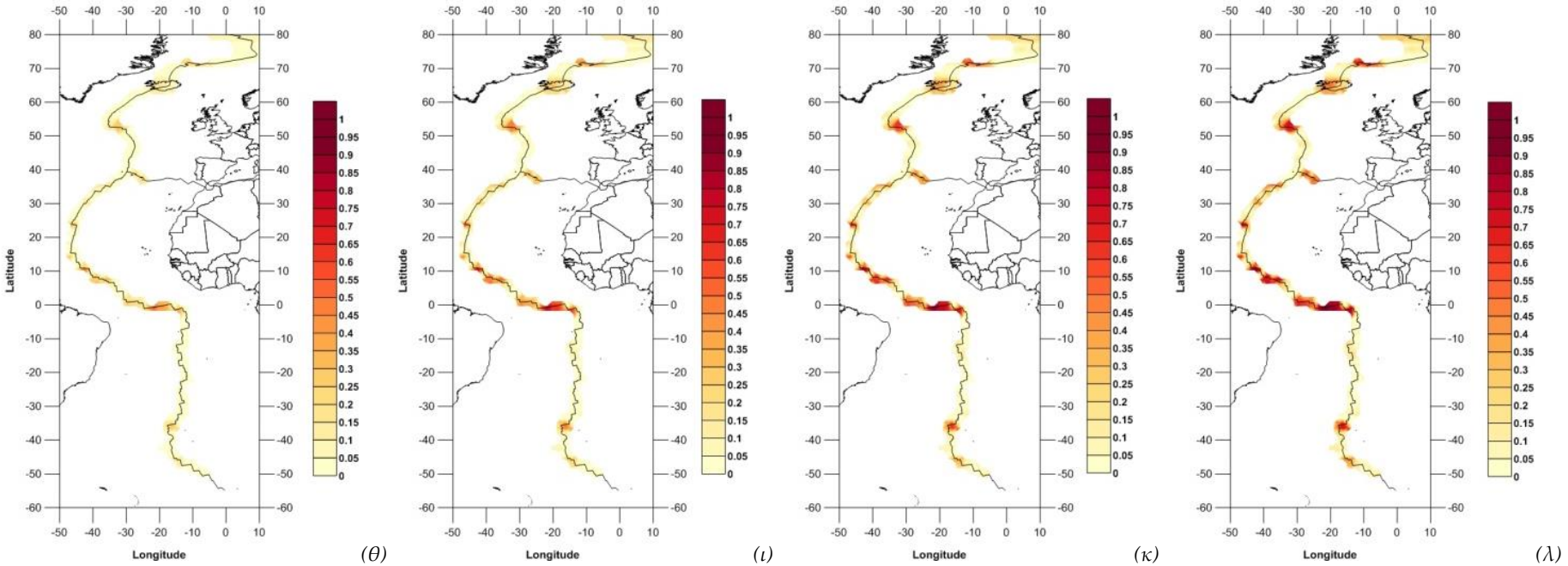


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

30years M≥7.0 *60years M≥7.0* *90years M≥7.0* *120years M≥7.0*

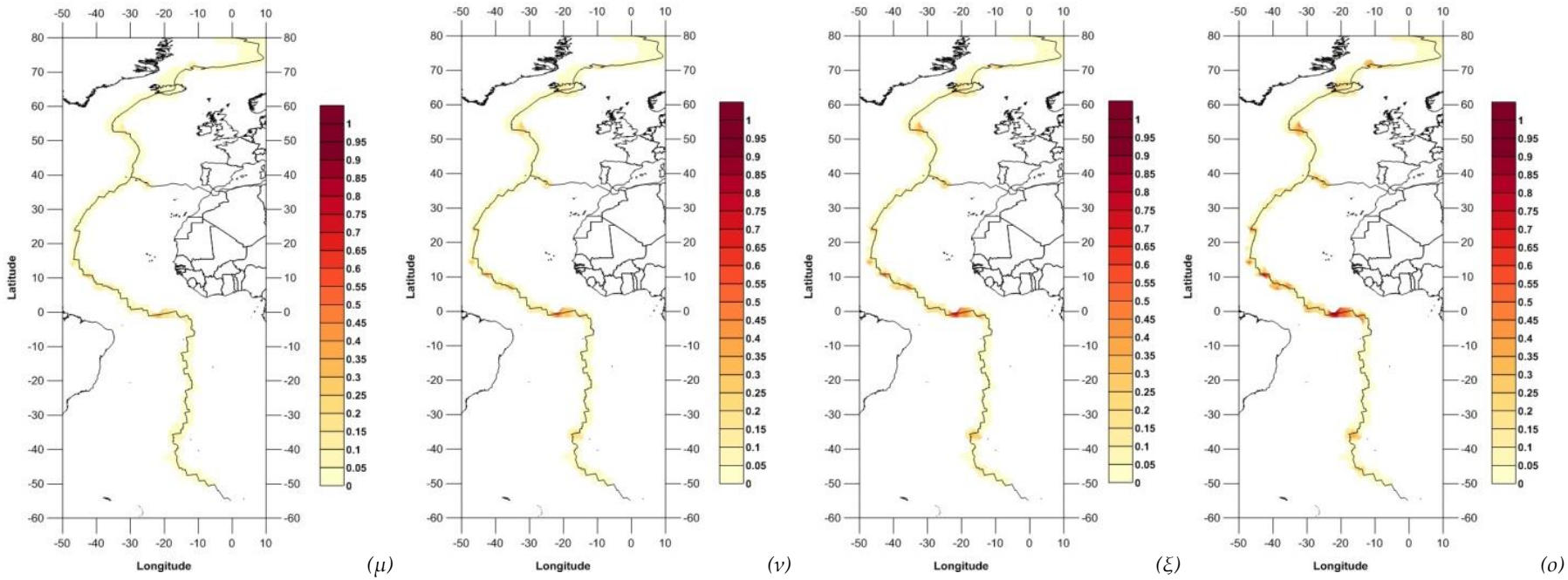


(θ) *(ι)* *(κ)* *(λ)*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

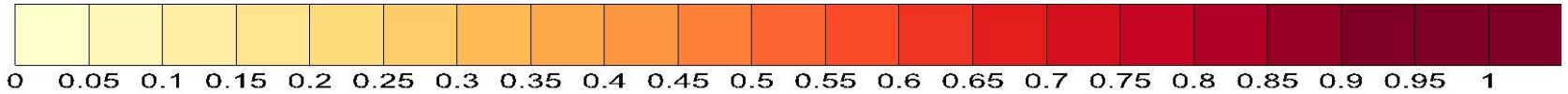
30years M≥7.5 *60years M≥7.5* *90years M≥7.5* *120years M≥7.5*



(μ) *(ν)* *(ξ)* *(ο)*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

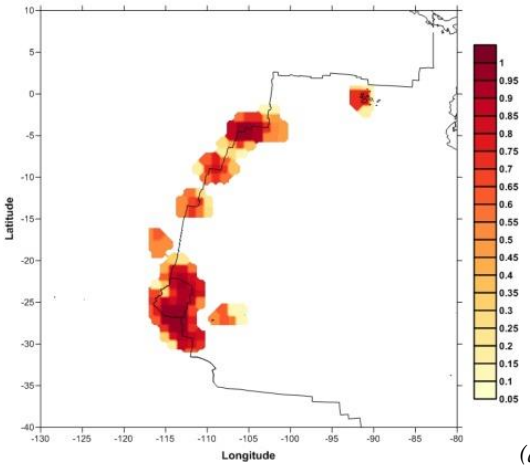


Σχήμα 3.17 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών της πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού. Απεικονίζονται οι πιθανότητες υπέρβασης μεγέθους M=6.0 (α, β, γ, δ), M=6.5 (ε, στ, ζ. η), M=7.0 (θ, ι, κ, λ) και M=7.5 (μ, ν, ξ, ο) για τα χρονικά διαστήματα των 30 (α, ε, θ, μ), 60 (β, στ, ι, ν), 90 (γ, ζ, κ, ξ) και 120 (δ, η, λ, ο) ετών, όπως προέκυψαν για τις σαρωμένες περιοχές (ακτίνας 150 χιλιομέτρων σε δίκτυο 1°x 1°). Με μαύρη συνεχή γραμμή έχει χαραχθεί το ίχνος της ράχης. Το ίδιο υπόμνημα αντιστοιχεί και στους χάρτες που ακολουθούν για τις υπόλοιπες υπό μελέτη ράχες (σχήματα 3.18-3.22).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

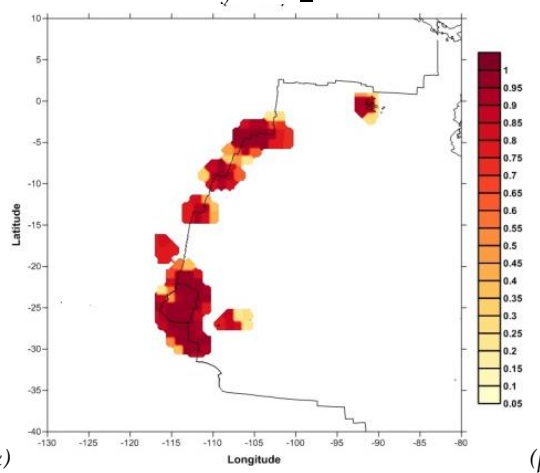
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.0



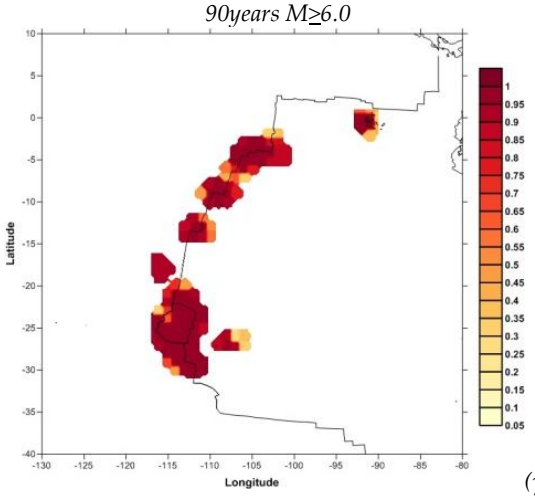
(α)

60years M≥6.0



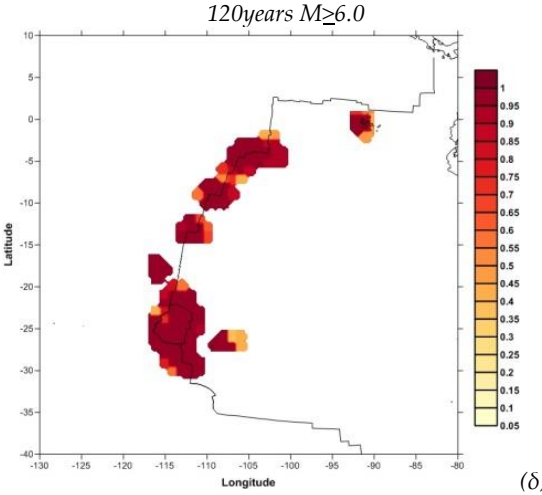
(β)

90years M≥6.0



(γ)

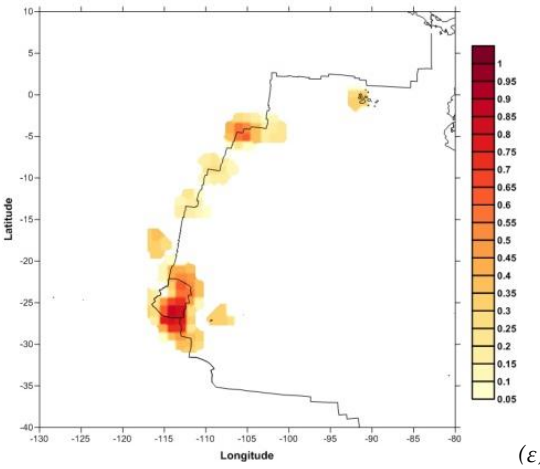
120years M≥6.0



(δ)

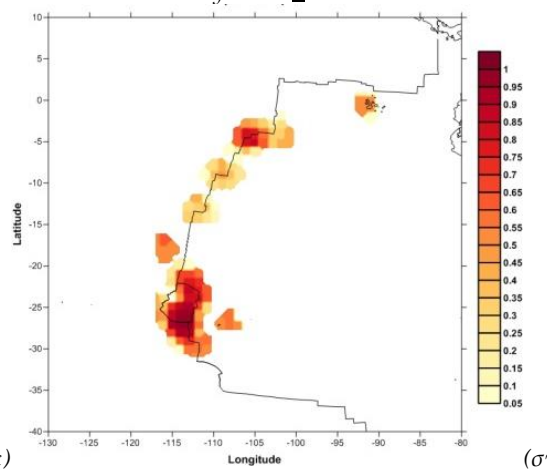
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



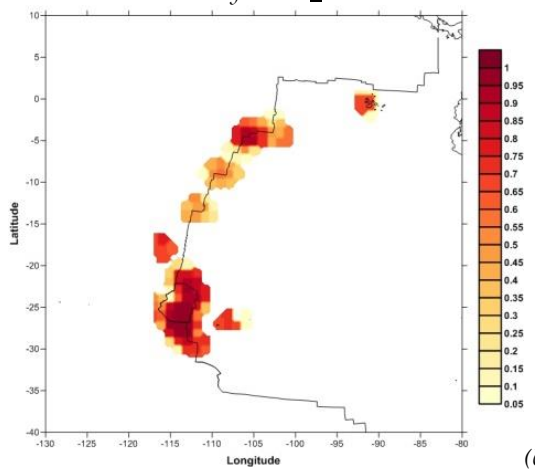
(ε)

60years M≥6.5



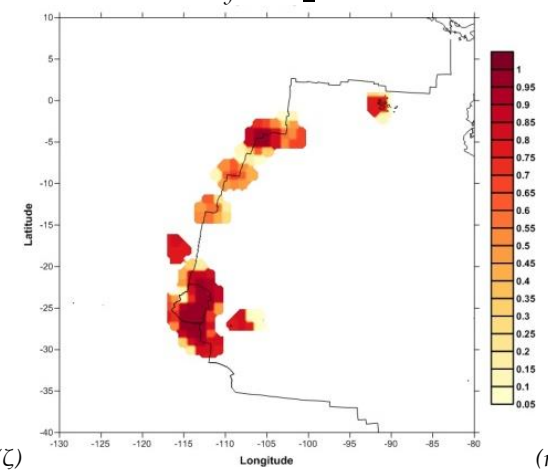
(στ)

90years M≥6.5



(ζ)

120years M≥6.5

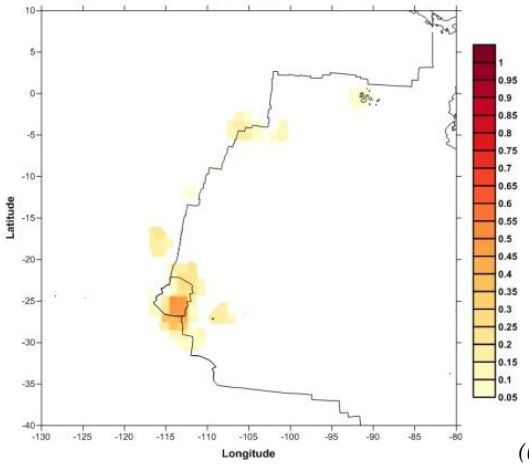


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

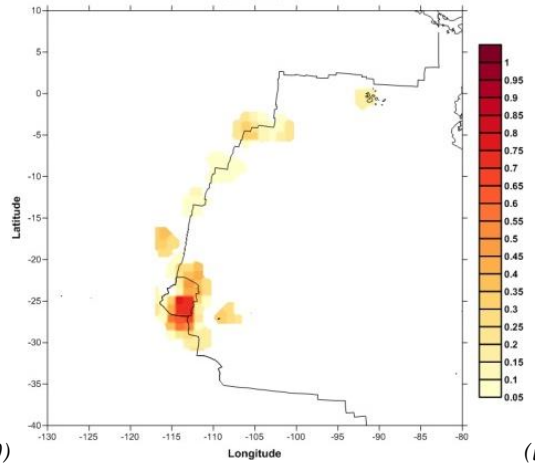
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥7.0



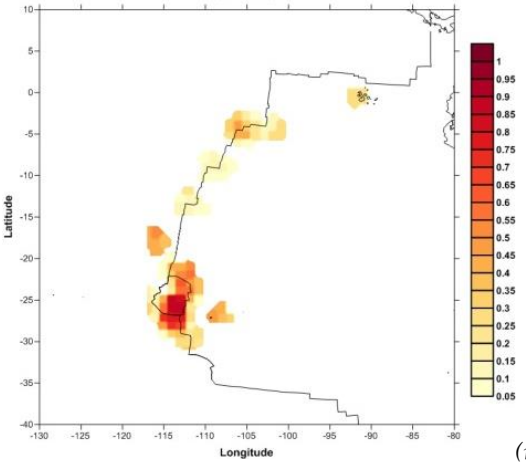
(θ)

60years M≥7.0



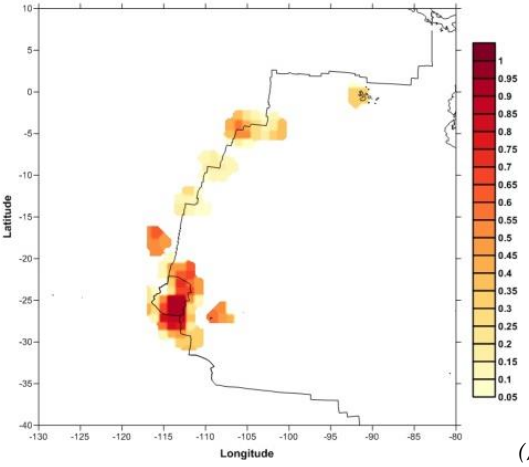
(ι)

90years M≥7.0



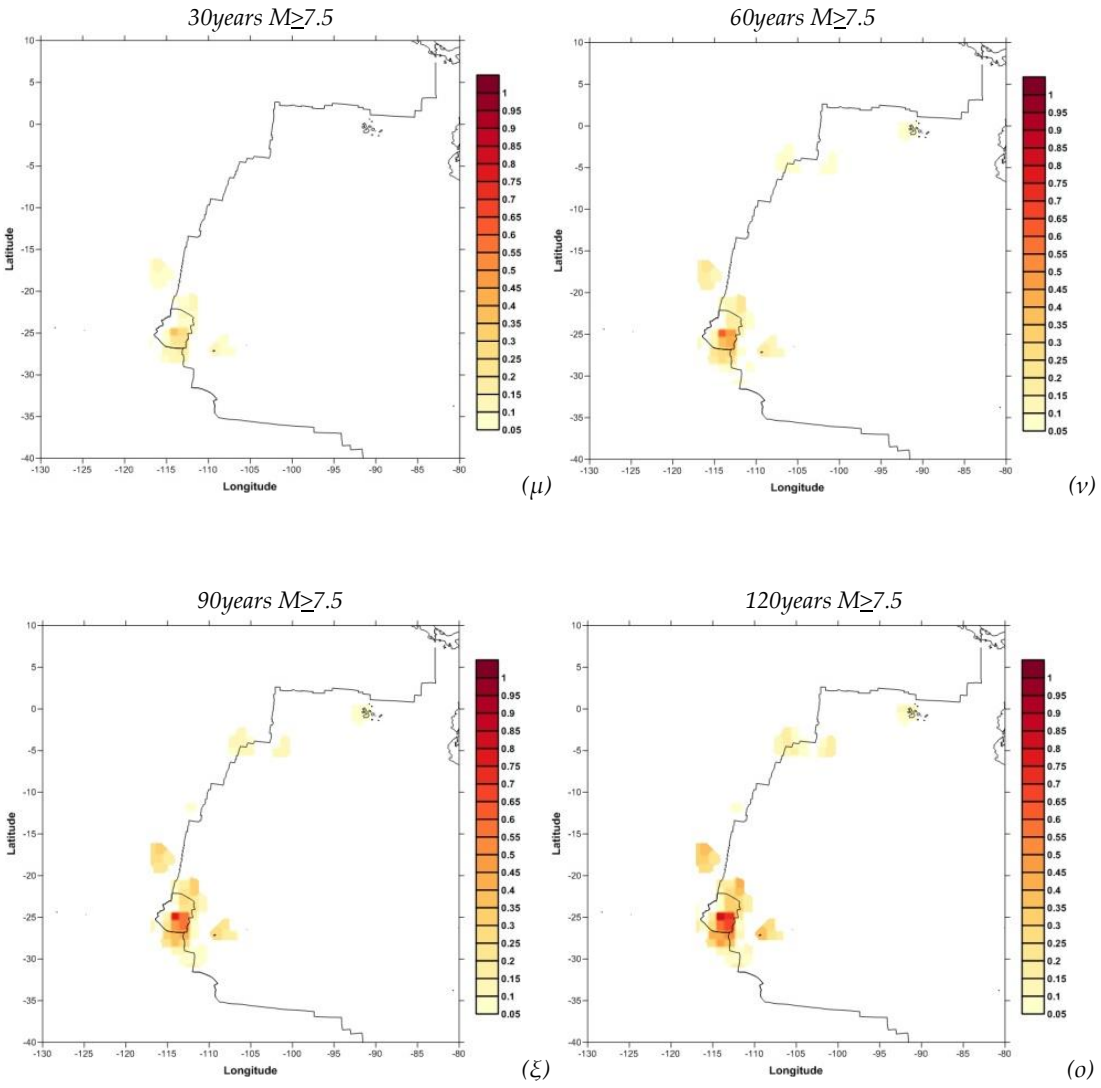
(κ)

120years M≥7.0



(λ)

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

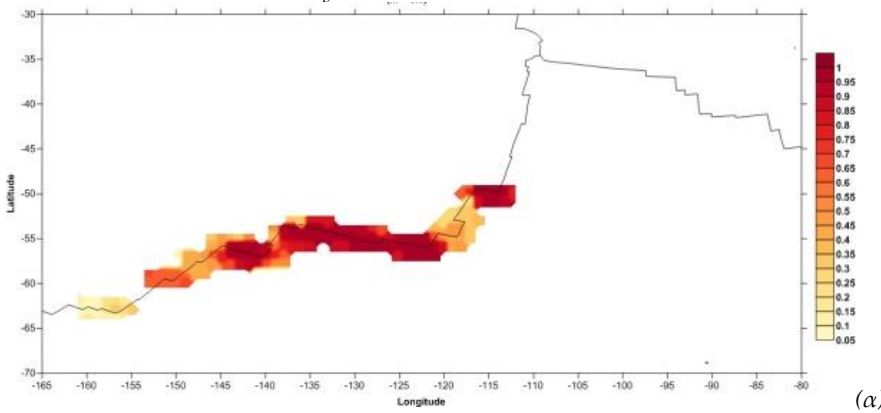


Σχήμα 3.18 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών της πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού - Nazca.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

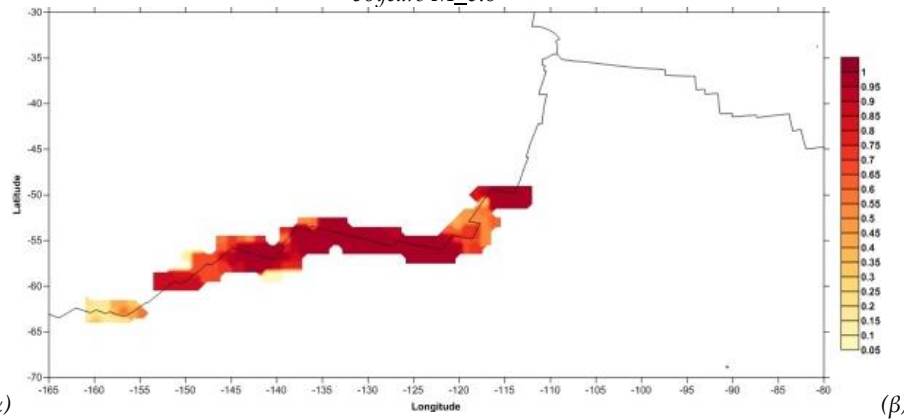
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.0



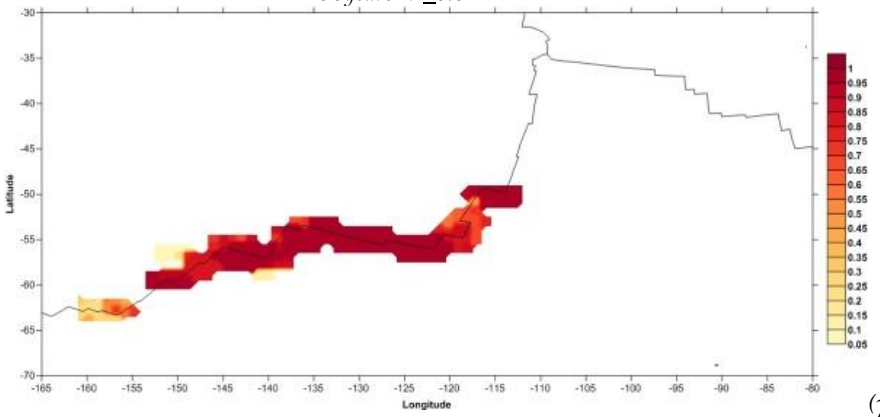
(α)

60years M≥6.0



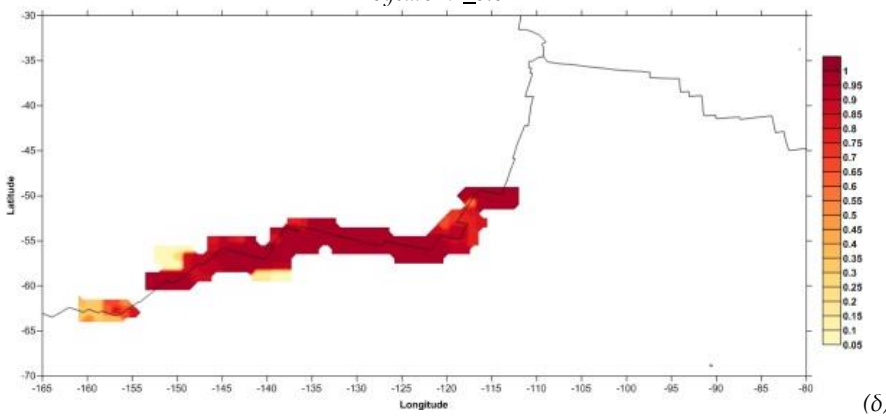
(β)

90years M≥6.0



(γ)

120years M≥6.0

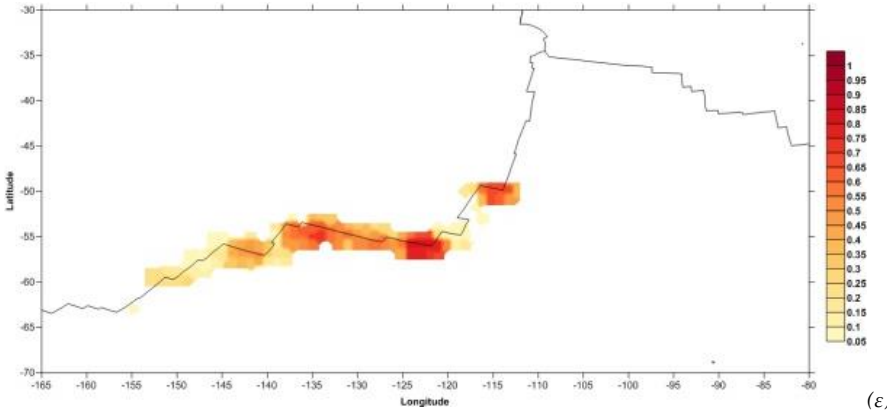


(δ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

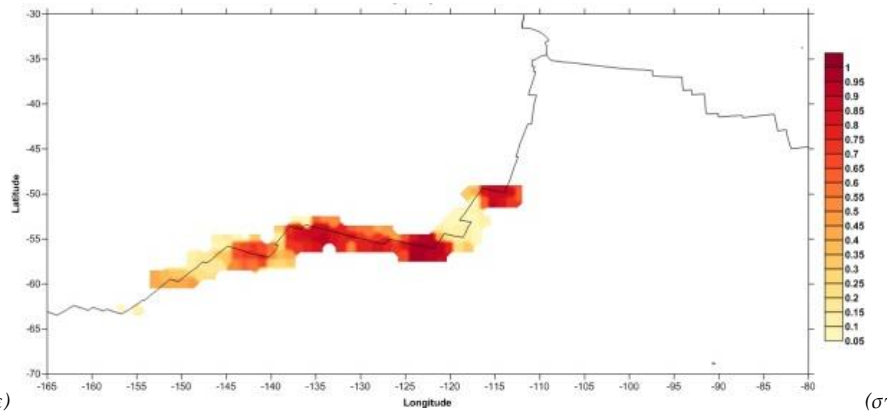
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



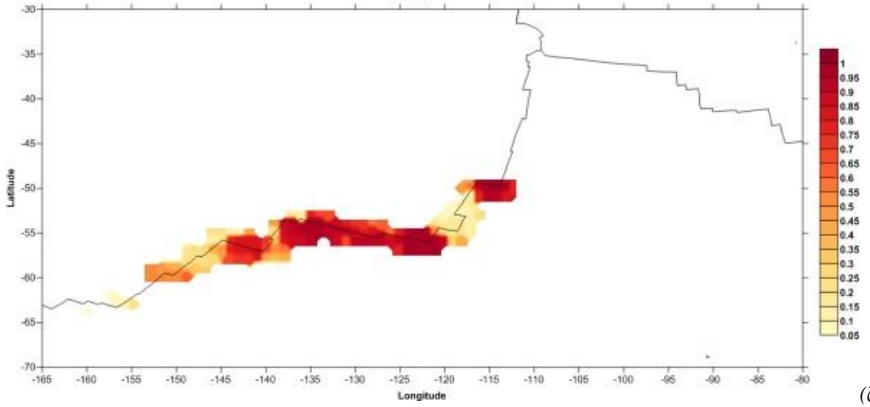
(ε)

60years M≥6.5



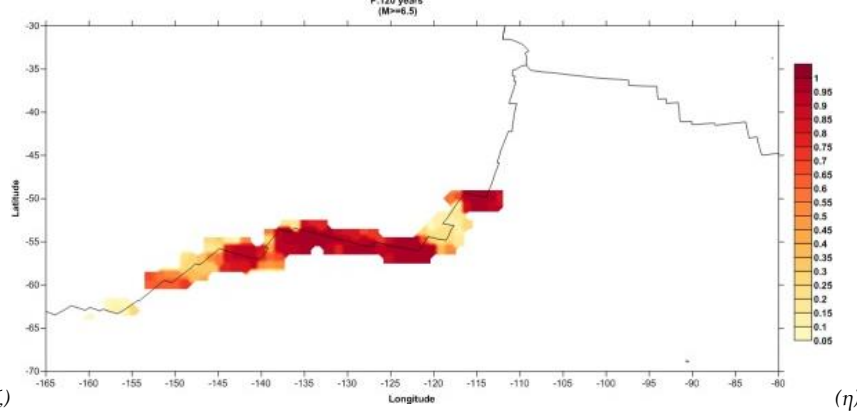
(στ)

90years M>6.5



(ζ)

120years M>6.5

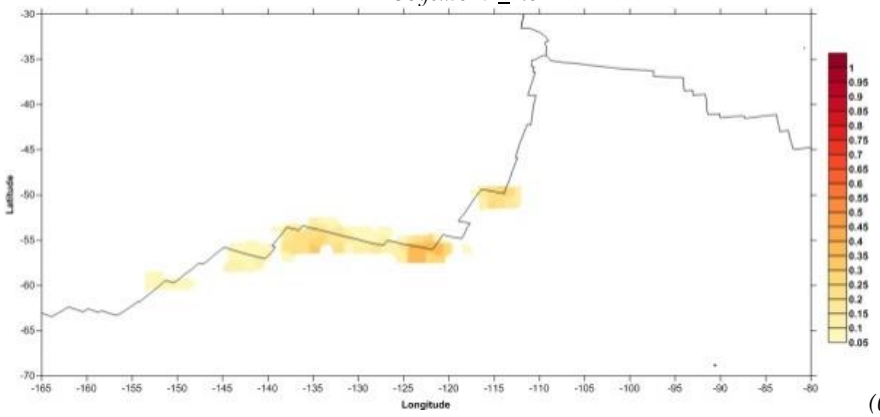


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

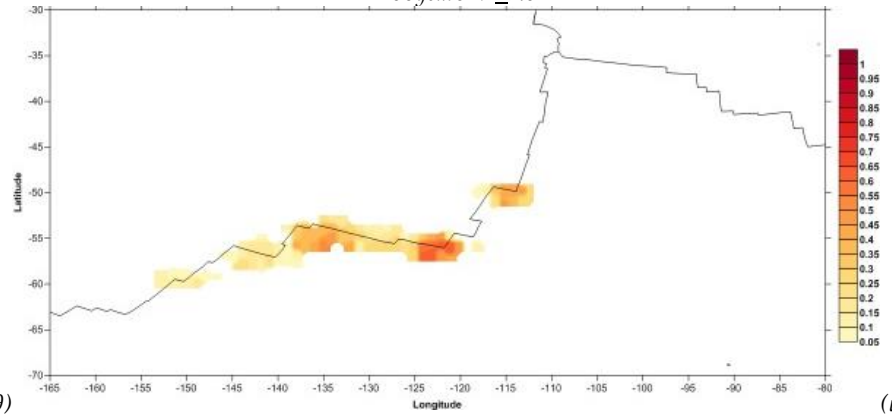
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥7.0



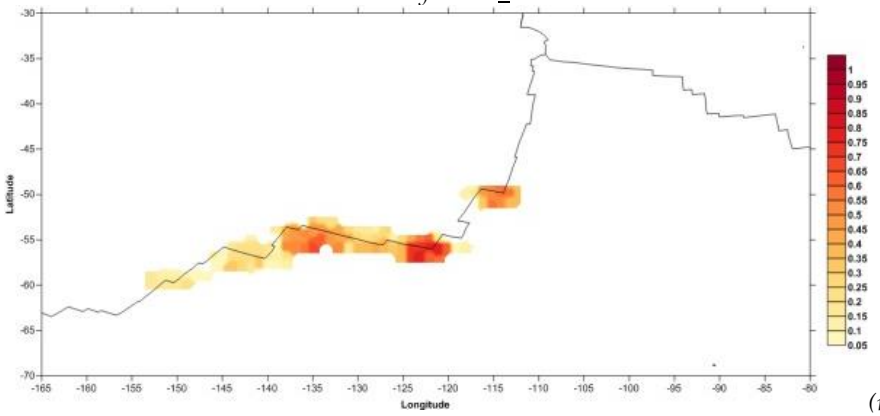
(θ)

60years M≥7.0



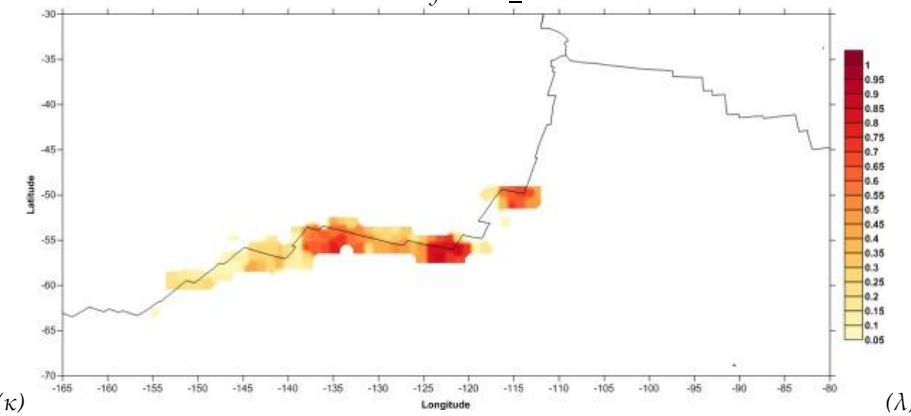
(ι)

90years M≥7.0



(κ)

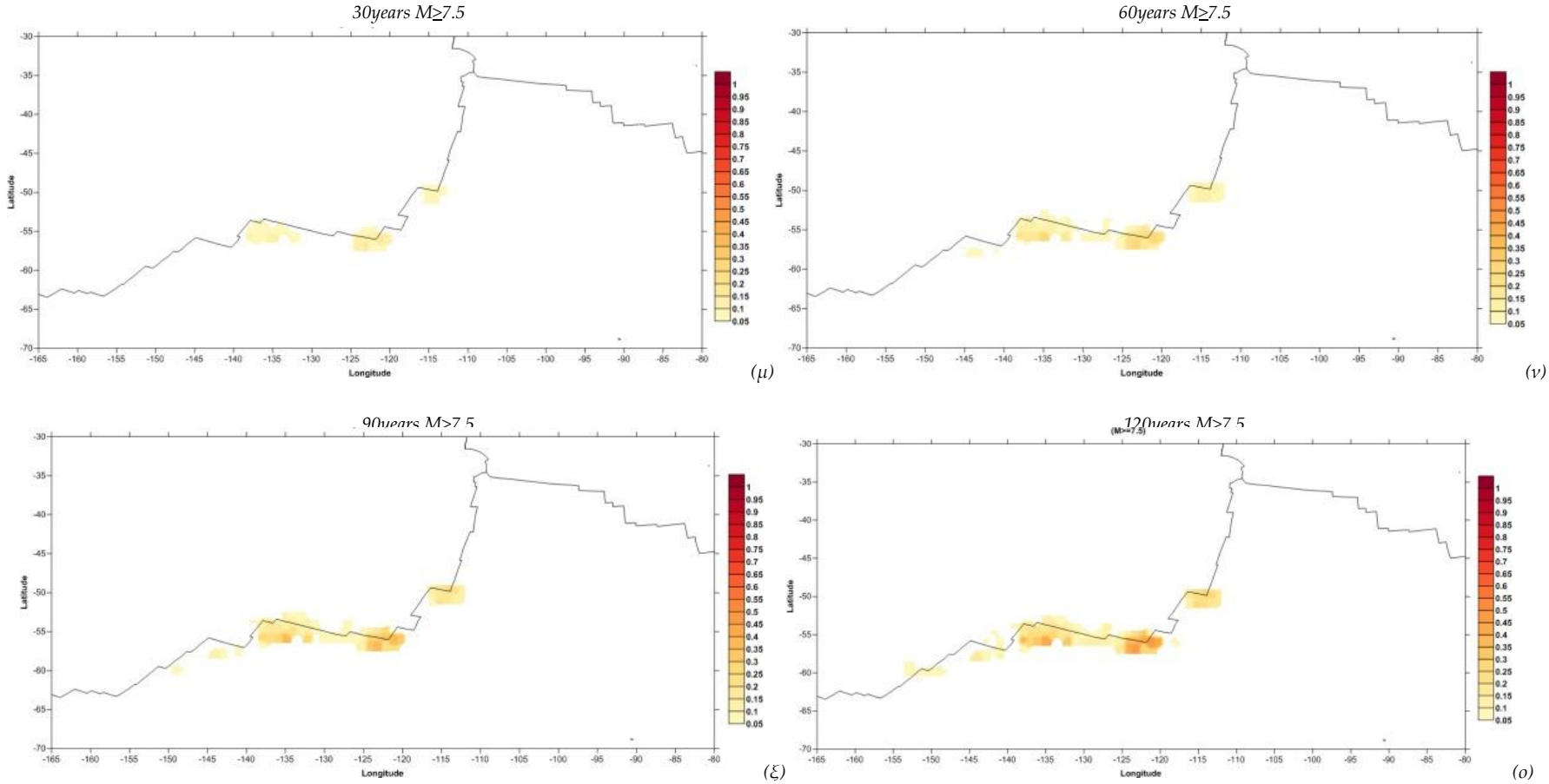
120years M≥7.0



(λ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

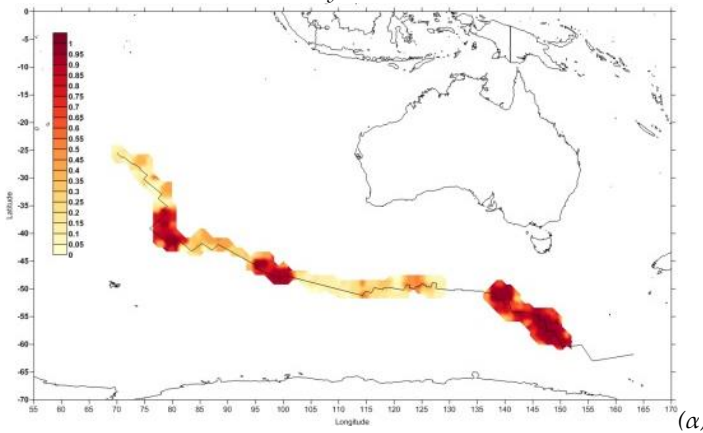


Σχήμα 3.19 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών της πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

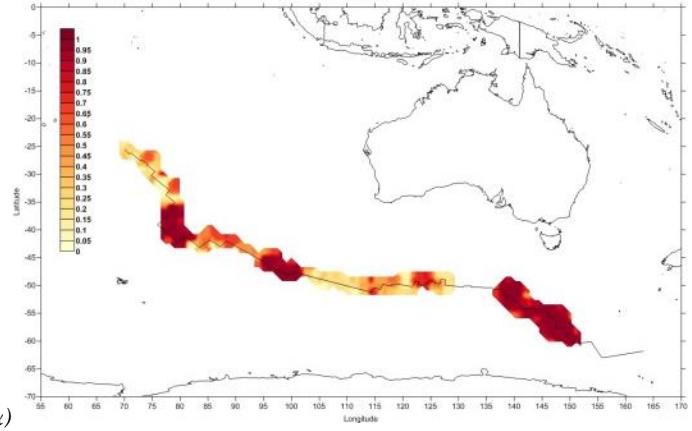
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.0



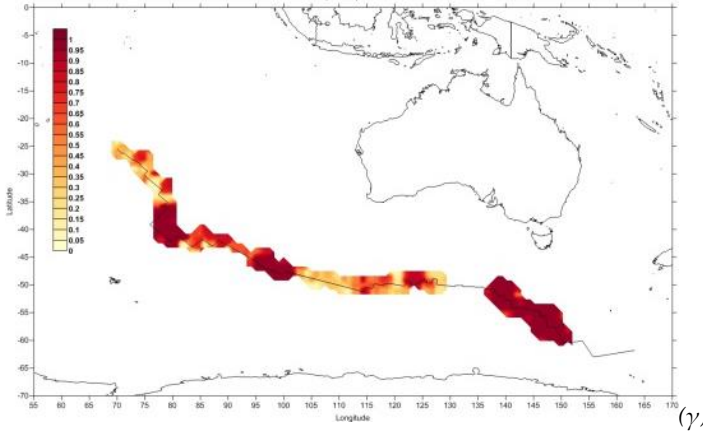
(α)

60years M≥6.0



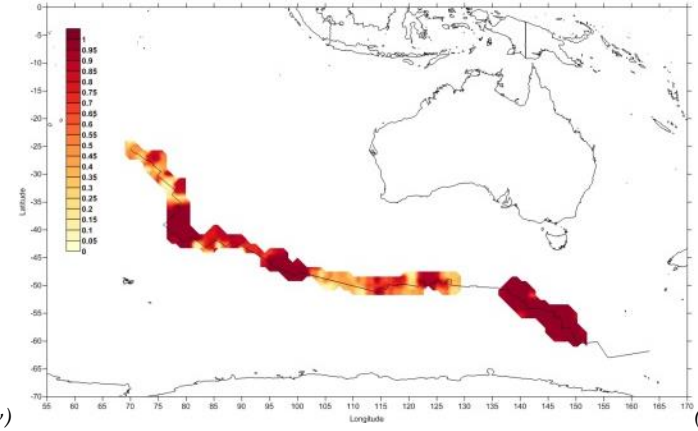
(β)

90years M≥6.0



(γ)

120years M≥6.0

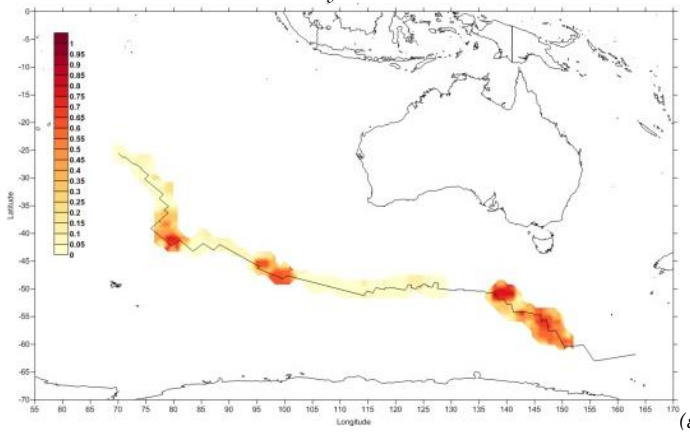


(δ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

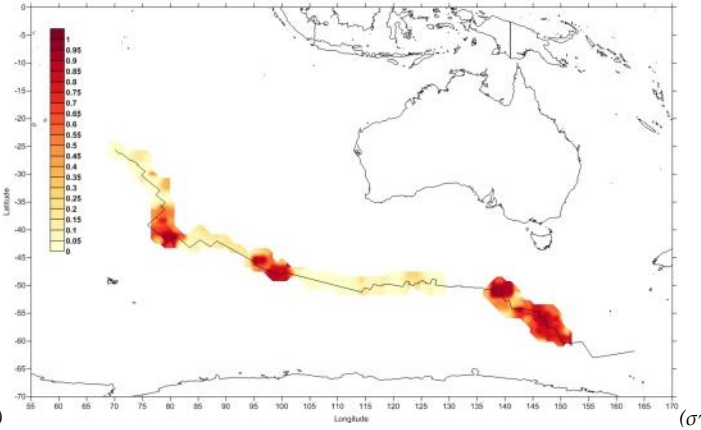
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



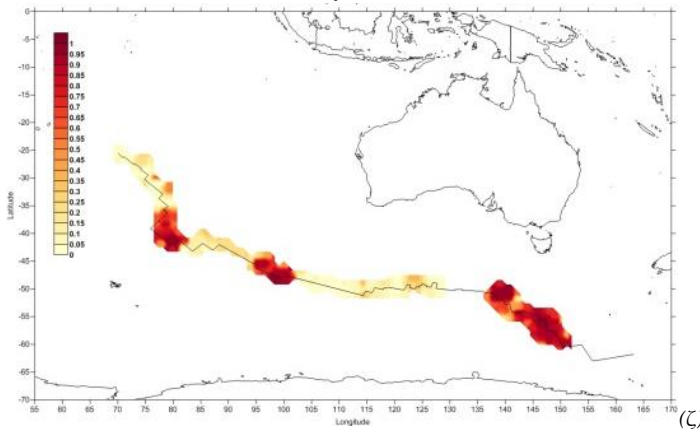
(ε)

60years M≥6.5



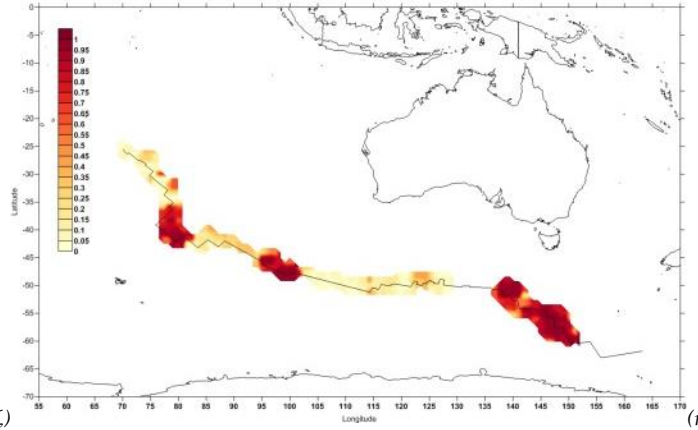
(στ)

90years M≥6.5



(ζ)

120years M≥6.5

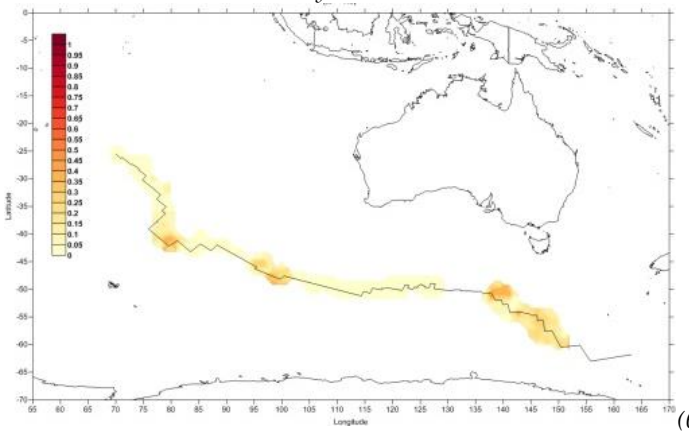


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

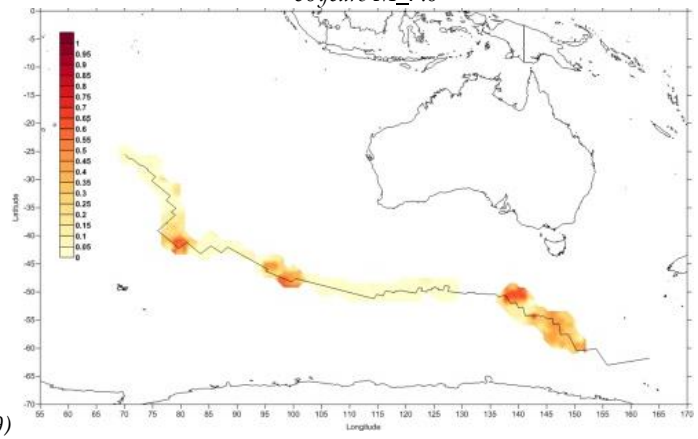
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥7.0



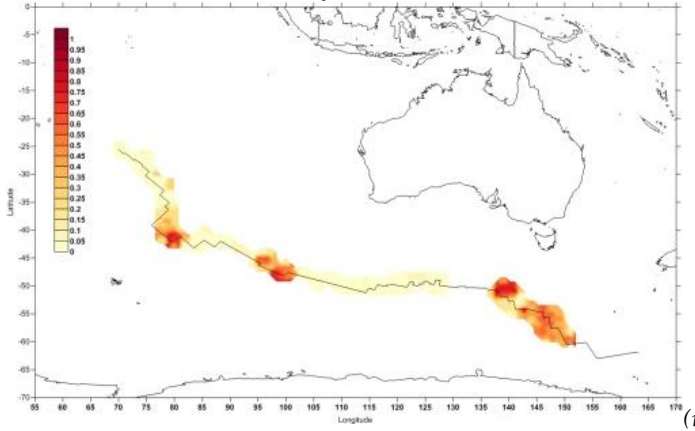
(θ)

60years M≥7.0



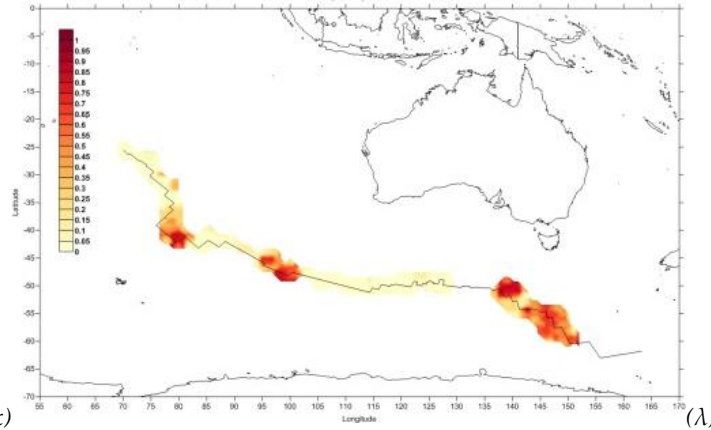
(ι)

90years M≥7.0



(κ)

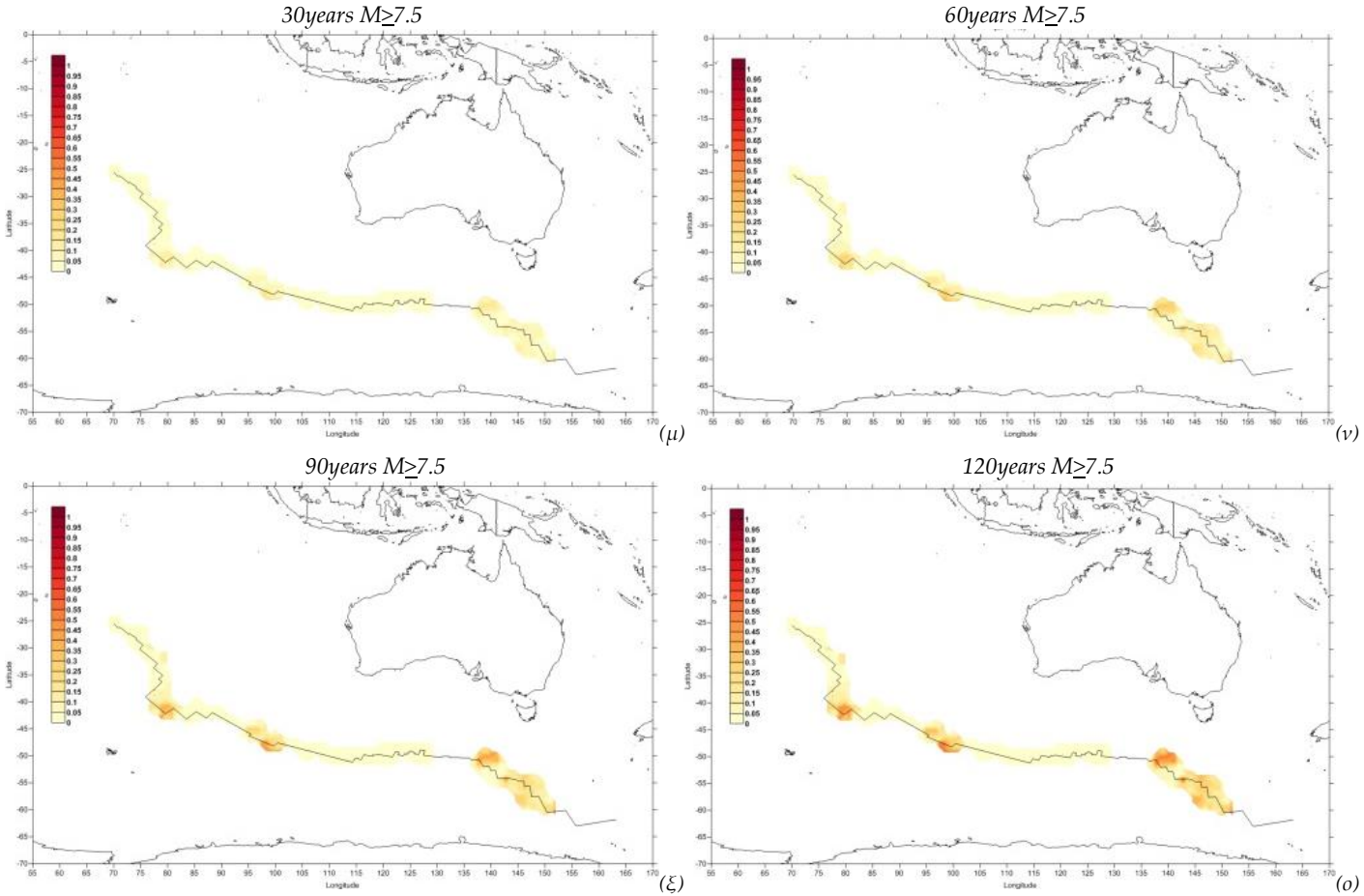
120years M≥7.0



(λ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

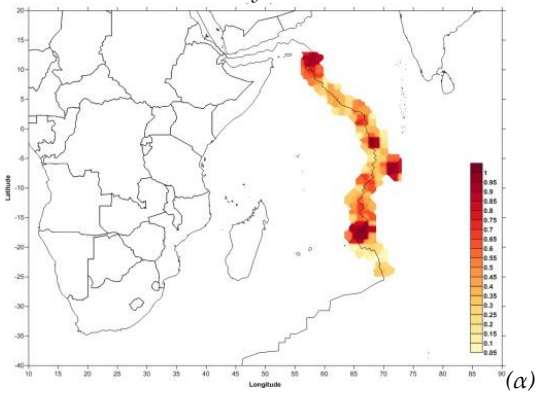


Σχήμα 3.20 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών της πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

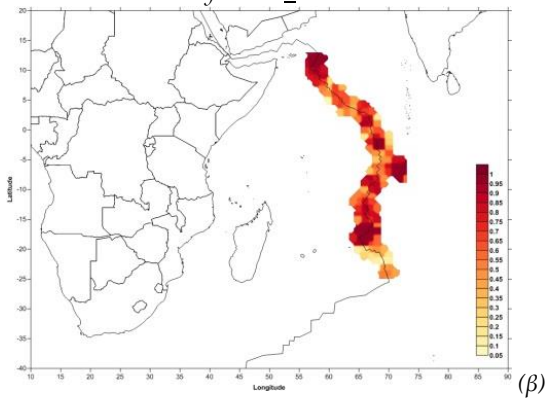
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.0



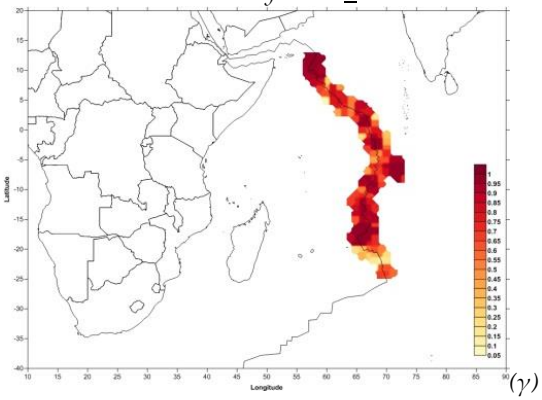
(α)

60years M≥6.0



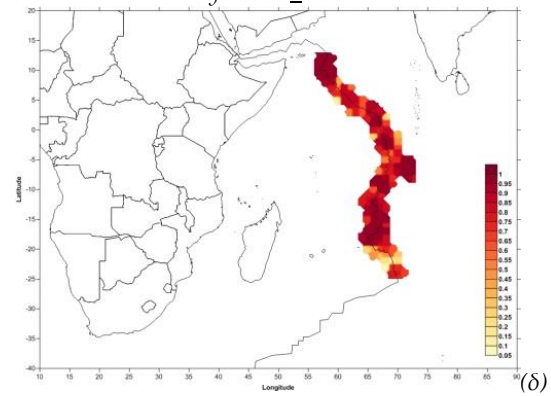
(β)

90years M≥6.0



(γ)

120years M≥6.0

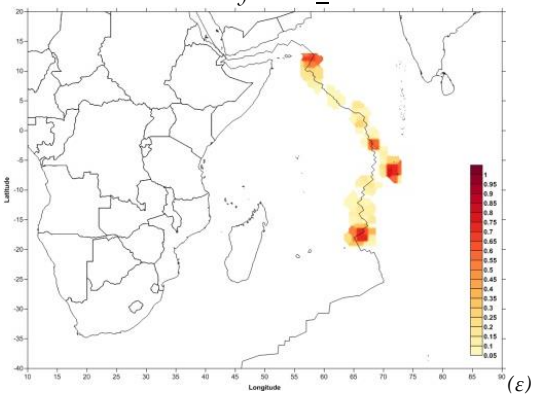


(δ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

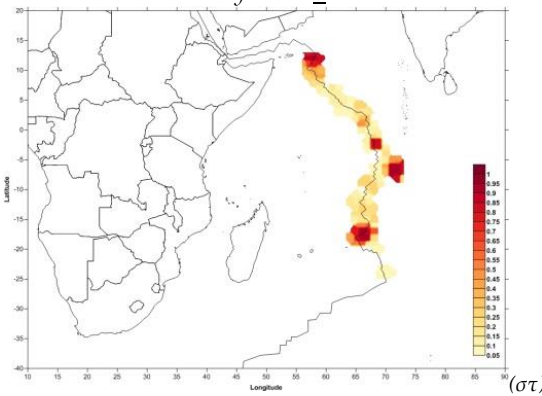
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



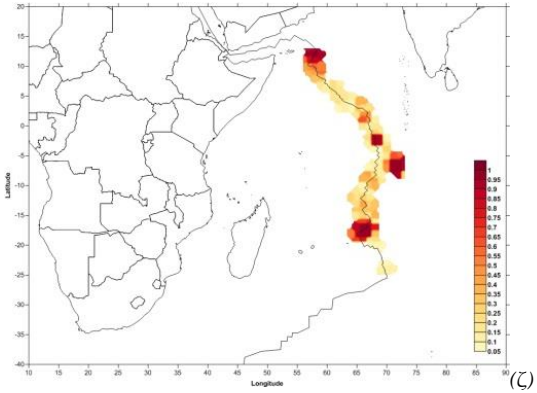
(ε)

60years M≥6.5



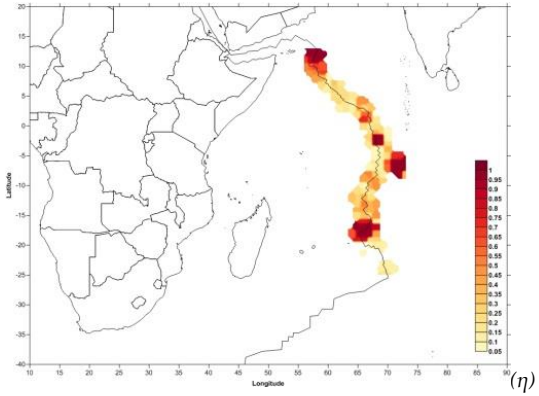
(στ)

90years M≥6.5



(ζ)

120years M≥6.5

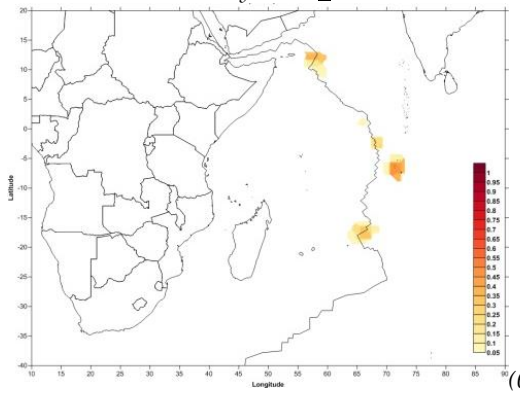


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

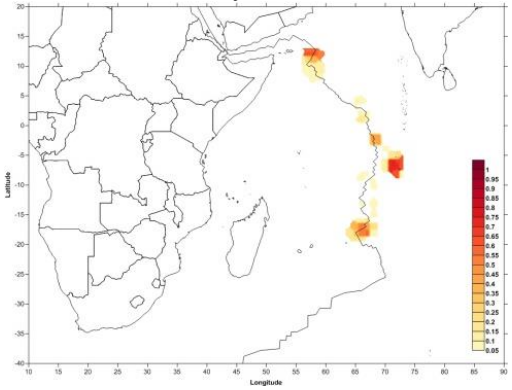
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥7.0



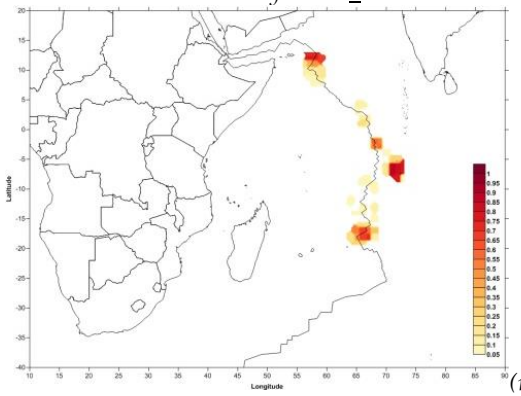
(θ)

60years M≥7.0



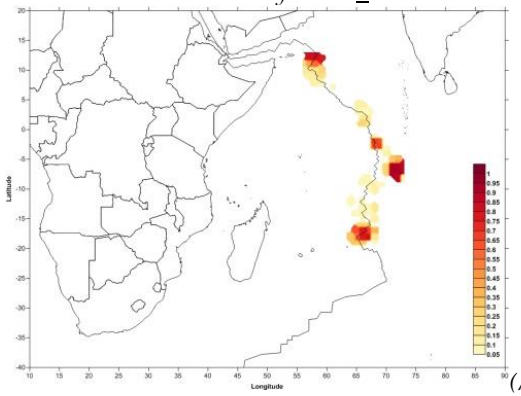
(ι)

90years M≥7.0



(κ)

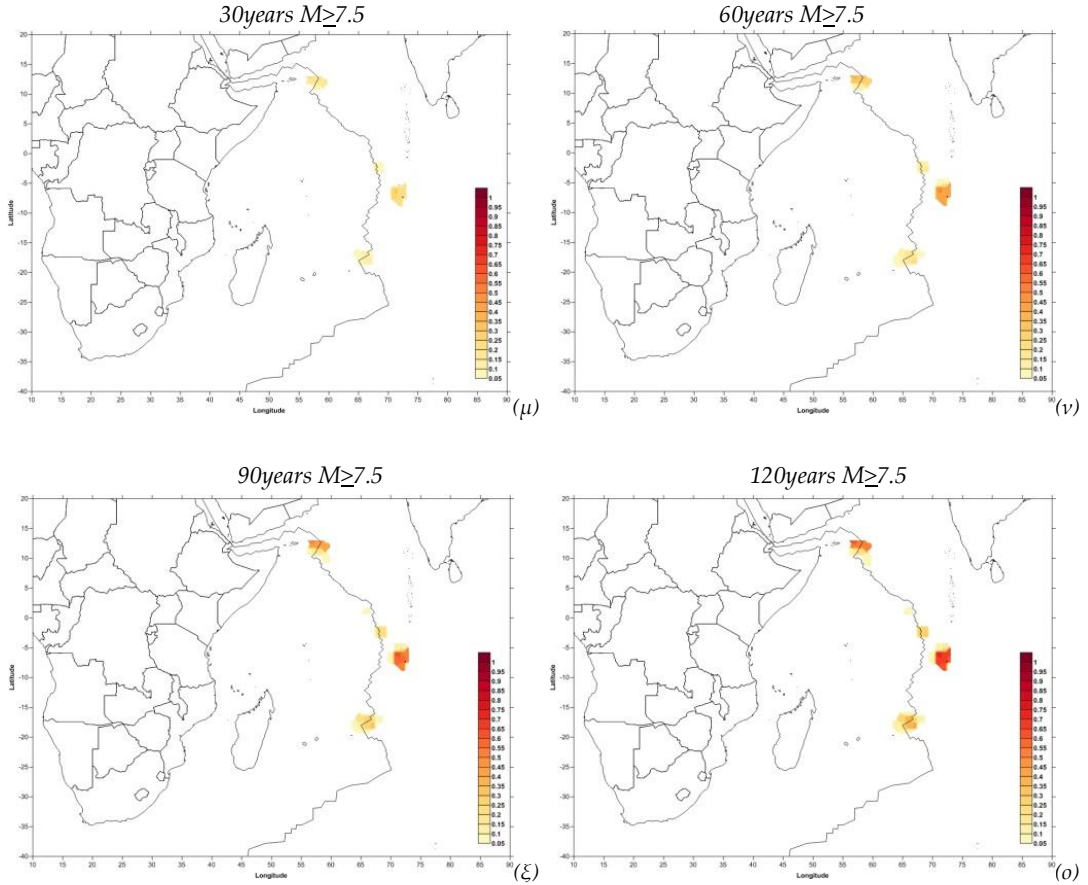
120years M≥7.0



(λ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

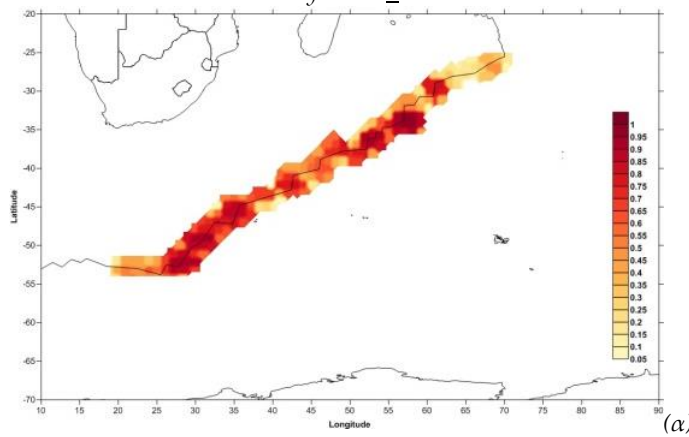


Σχήμα 3.21 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

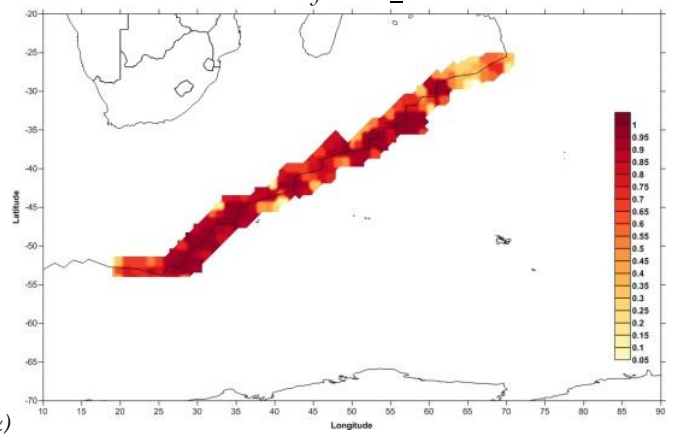
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.0



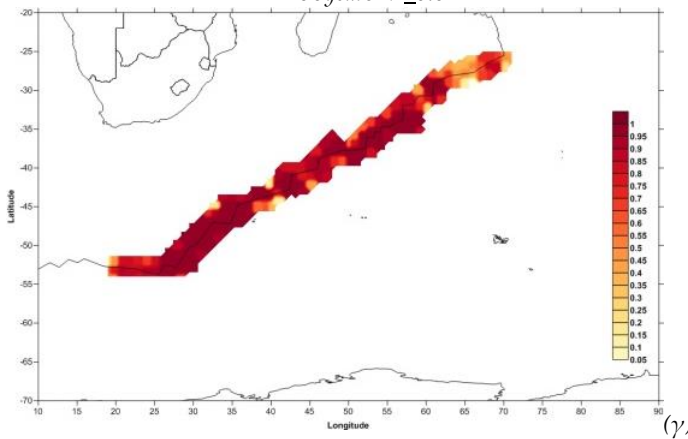
(α)

60years M≥6.0



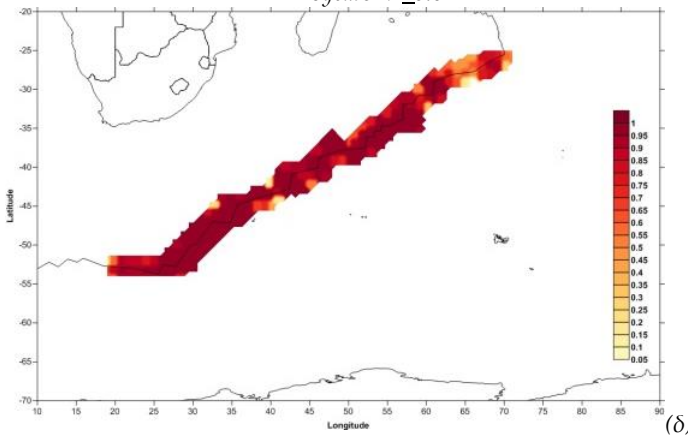
(β)

90years M≥6.0



(γ)

120years M≥6.0

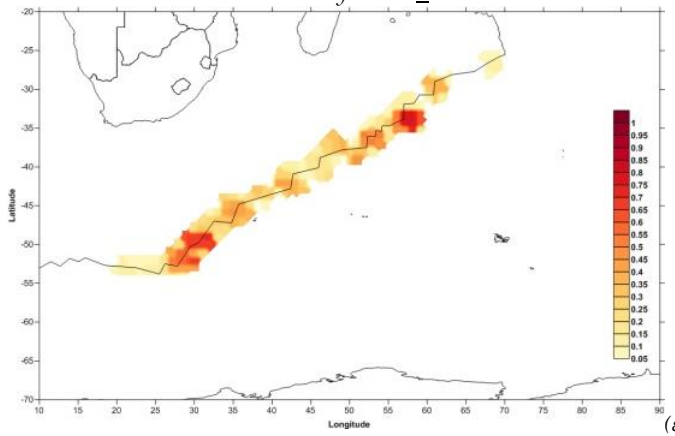


(δ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

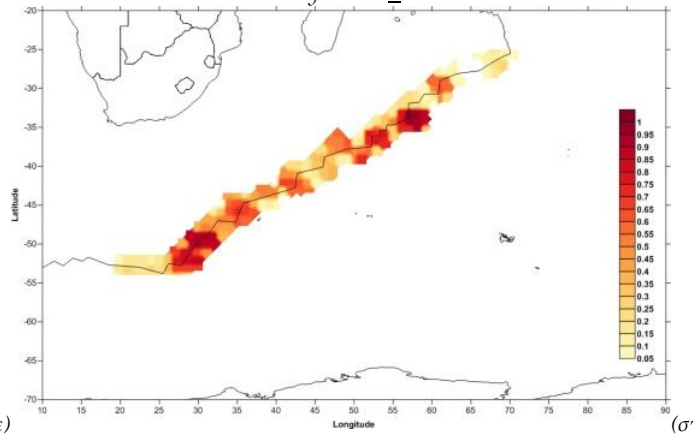
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥6.5



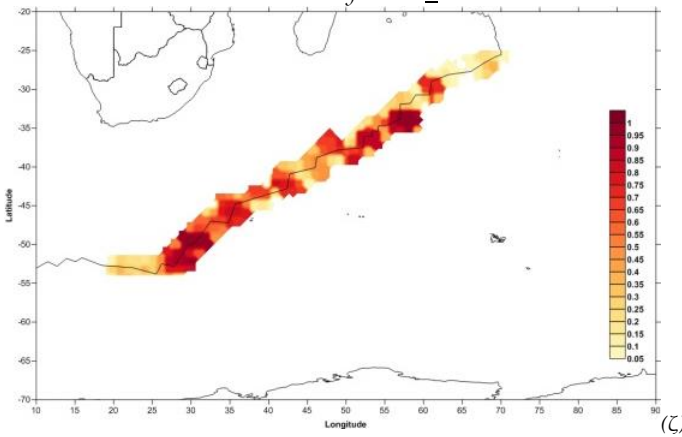
(ε)

60years M≥6.5



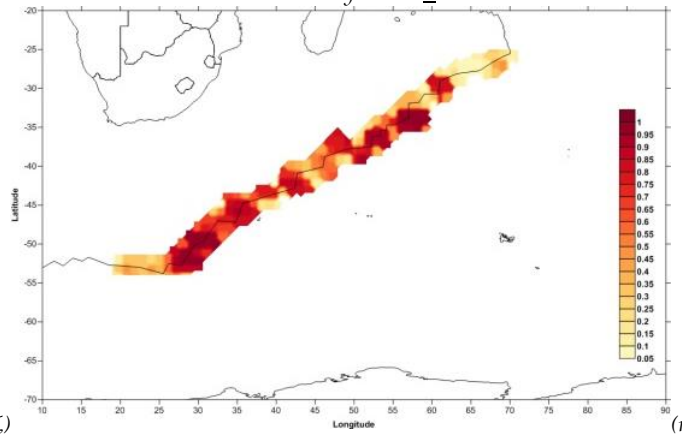
(στ)

90years M≥6.5



(ζ)

120years M≥6.5

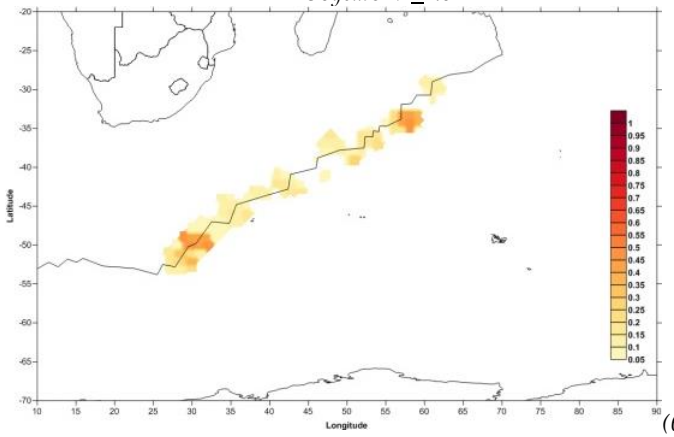


(η)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

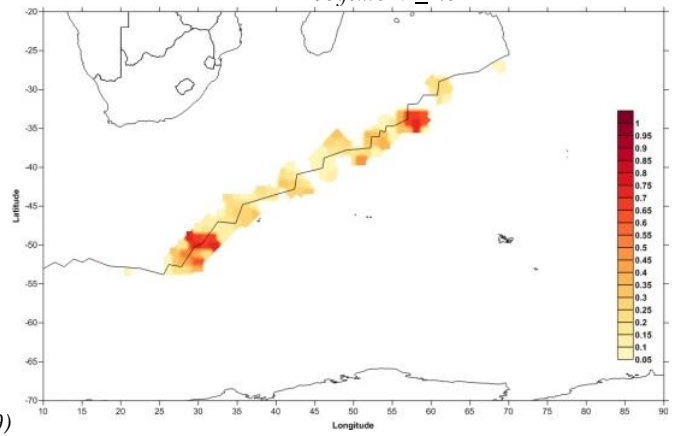
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

30years M≥7.0



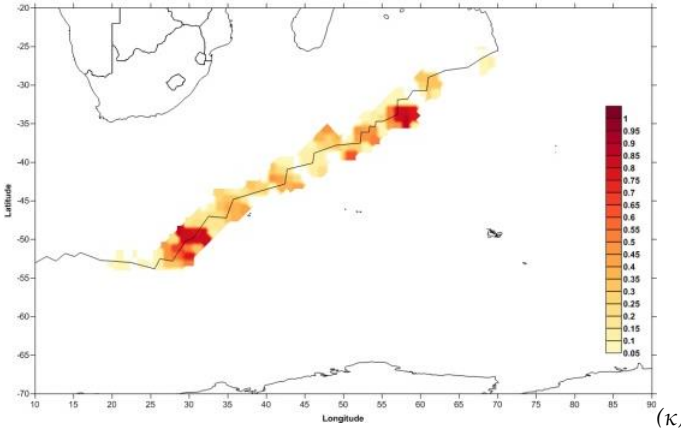
(θ)

60years M≥7.0



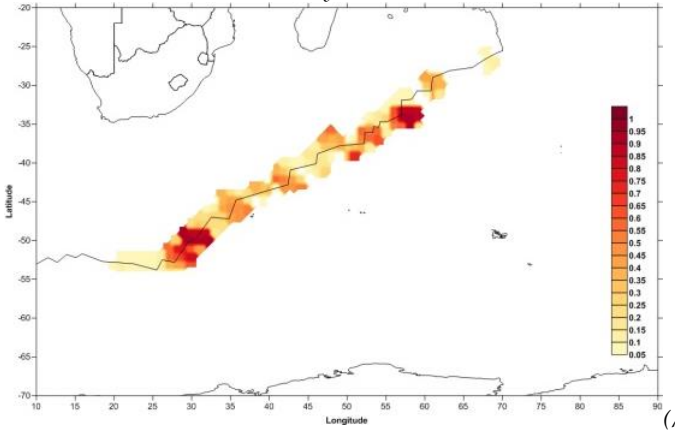
(ι)

90years M≥7.0



(κ)

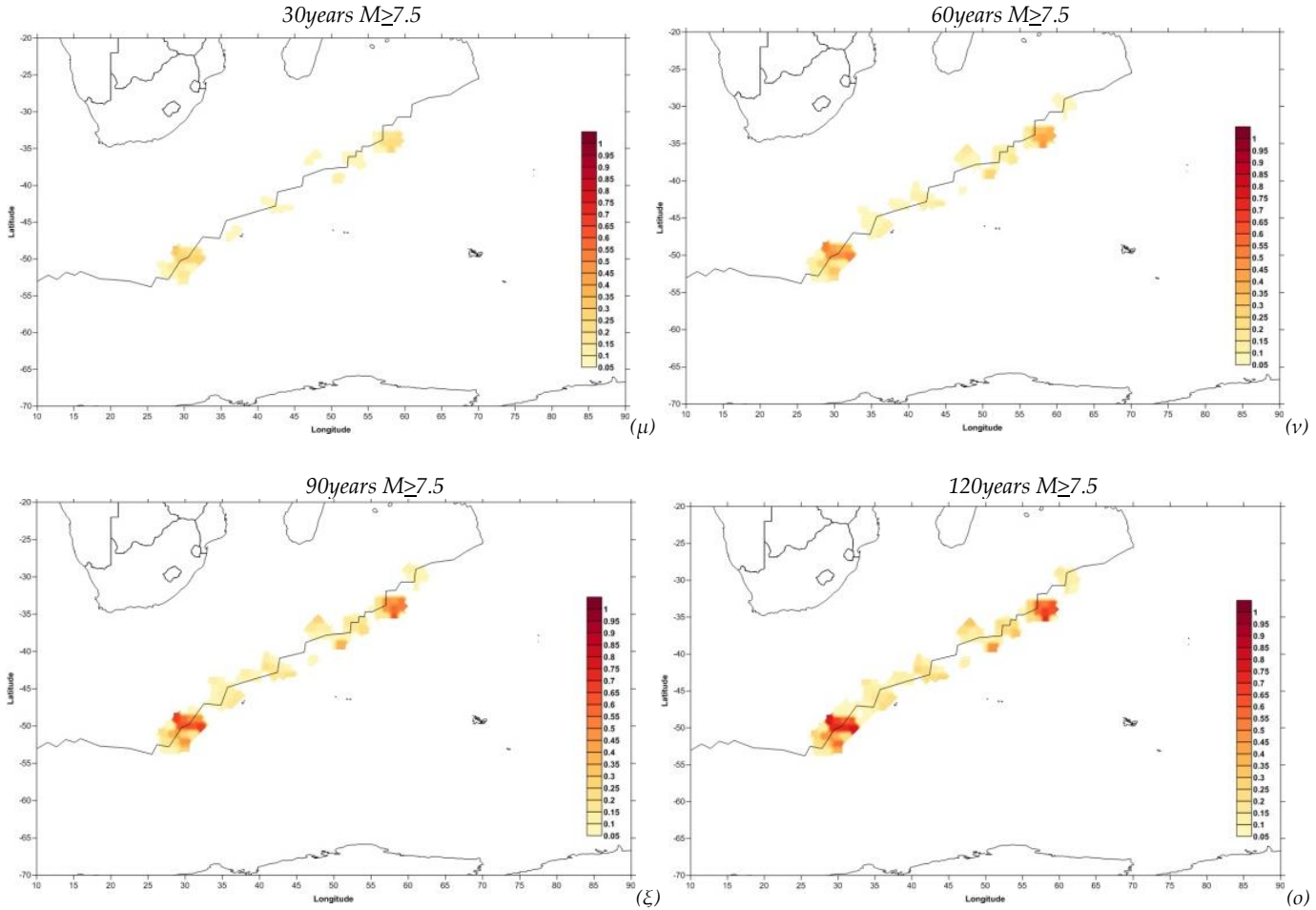
120years M≥7.0



(λ)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

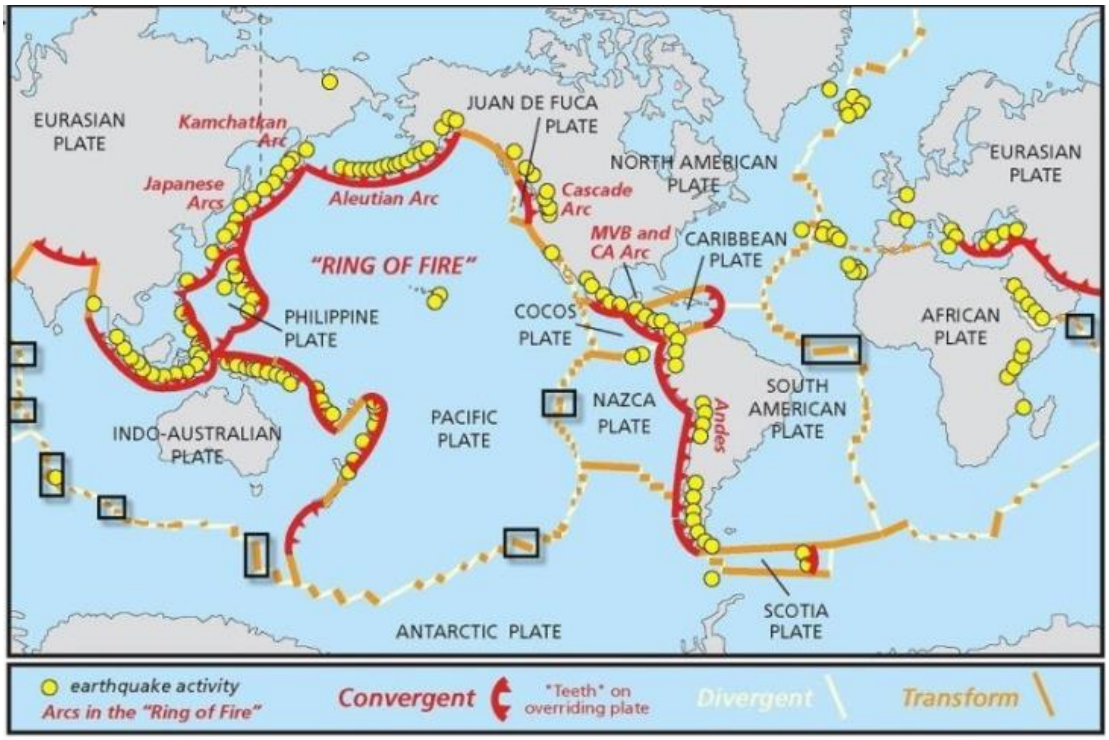


Σχήμα 3.22 *Χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών της πιθανότητας υπέρβασης διάφορων τιμών μεγέθους για διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως προέκυψαν για ανηγμένα από-ομαδοποιημένα δεδομένα για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Πιο αναλυτικά, παρατηρώντας τις χωρικές κατανομές των πιθανοτήτων υπέρβασης των μεγεθών 7.0 και 7.5 για τα επόμενα 90 και 120 έτη βλέπουμε ότι υψηλότερες τιμές εστιάζονται σε μεμονωμένες περιοχές των ράχεων και όχι στο σύνολο της έκτασής τους όπως παρατηρήθηκε για μικρότερα μεγέθη.



Σχήμα 3.23 *Χάρτης των τεκτονικών πλακών της Γης όπου απεικονίζονται οι διαφορετικοί τύποι ορίων (τροποποιημένος από Lillie (2005). Όρια σύγκλισης απεικονίζονται με κόκκινο χρώμα, αποκλίνοντα όρια με άσπρο χρώμα και περιοχές όπου ολισθαίνουν μεταξύ τους οριζόντια με πορτοκαλί χρώμα. Με μαύρα πλαίσια σημειώνονται οι περιοχές των υπό μελέτη ράχεων που συνδέονται με ρήγματα μετασχηματισμού.*

Συγκεκριμένα, για την ράχη του Ατλαντικού η περιοχή αυτή εντοπίζεται γύρω από το γεωγραφικό πλάτος των 0° και γεωγραφικό μήκος των -20°Δ, για την ράχη Ειρηνικού-Nazca γύρω από -25°N και -113°Δ και συγκεκριμένα στη μικροπλάκα των Νήσων Πάσχα (Easter Microplate), για την ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Ανταρκτικής γύρω από -57°N, -122°Δ, για την ράχη του Νοτιοανατολικού και Κεντρικού Ινδικού γύρω από τρεις περιοχές (-42°N 80°Α, -47°N 97°Α, -55°N 144°Α και 11°Β 56°Α, -6°N 70°Α, -17°N 66°Α αντίστοιχα), και τέλος για την ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού γύρω από το γεωγραφικό μήκος των 30°Α και γεωγραφικό πλάτος των -50°N αλλά και 59°Α -34°N. Συγκρίνοντας

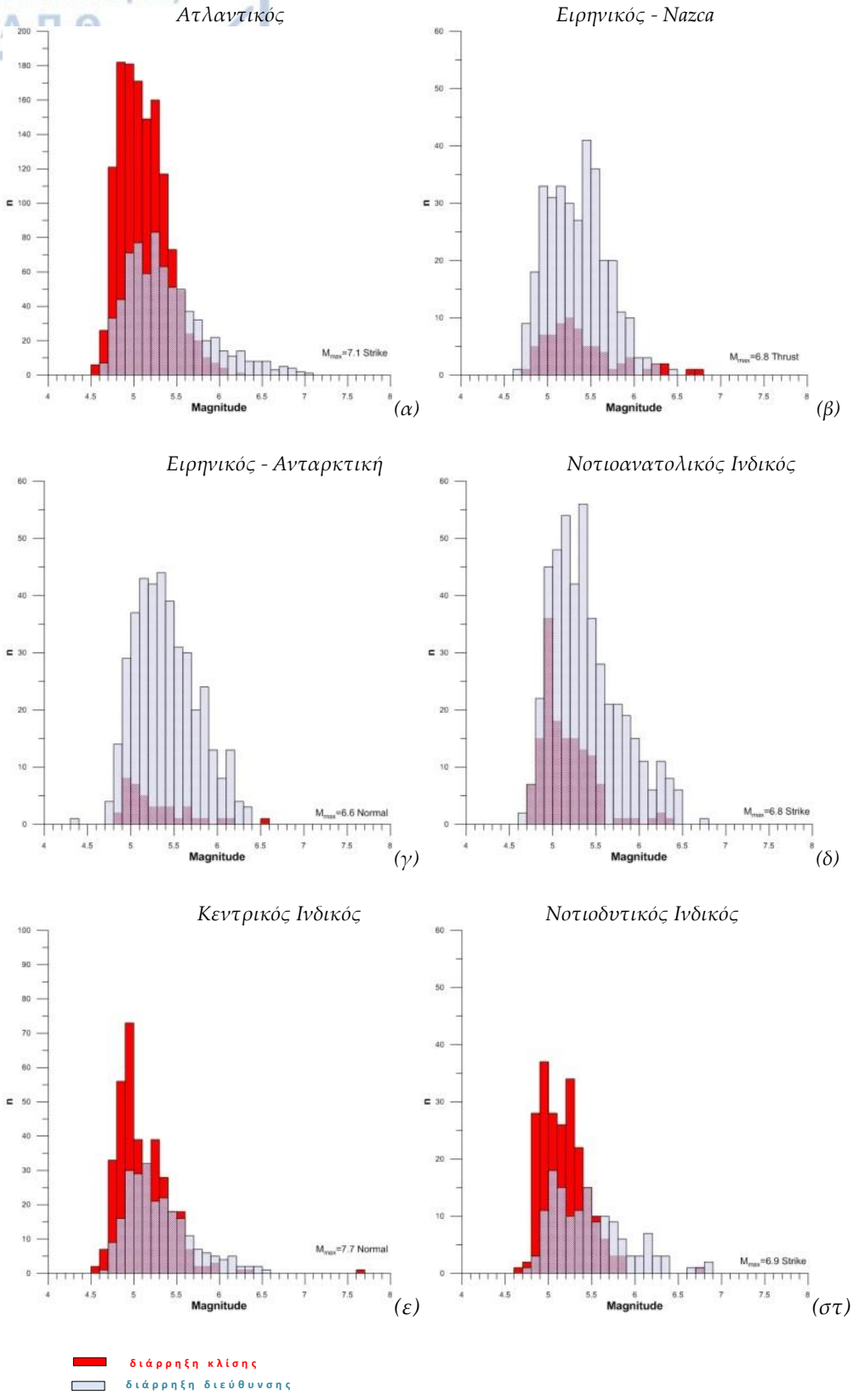
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

τις περιοχές αυτές με το σχήμα 3.23 (στο οποίο και απεικονίζονται με μαύρα πολύγωνα) παρατηρούμε ότι η πλειονότητα των περιοχών αυτών κυριαρχείται από ρήγματα μετασχηματισμού.

Τέλος, εξετάστηκε για κάθε μία από τις ράχες που μελετήθηκαν, το πλήθος των σεισμών καθώς και τα μεγέθη τους σε σχέση με τον τύπο διάρρηξης. Οι τάξεις μεγέθους των σεισμών που συμμετείχαν σε αυτές τις ομαδοποιήσεις κυμαίνονται, γενικά, μεταξύ 4.4 και 7.7 (4.6-7.1 για την ράχη του Ατλαντικού, 4.7-6.8 για την ράχη Ειρηνικού-Nazca, 4.4-6.6 για Ειρηνικό-Ανταρκτική, 4.7-6.8 για τον ΝΑ Ινδικό, 4.6-7.7 για τον Κεντρικό Ινδικό και 4.7-6.9 για τον ΝΔ Ινδικό). Παρατηρείται ότι οι διαρρήξεις διεύθυνσης επικρατούν στις ράχες Ειρηνικού-Nazca (329 έναντι 74 με διάρρηξη κλίσης), Ειρηνικού-Ανταρκτικής (399 έναντι 40 με διάρρηξη κλίσης) και ΝΑ Ινδικού (459 έναντι 145 με διάρρηξη κλίσης). Κανονικές διαρρήξεις κλίσης κυριαρχούν στις ράχες Ατλαντικού (1302 κλίσης έναντι 727 διεύθυνσης), Κεντρικού Ινδικού (362 κλίσης έναντι 239 διεύθυνσης) και ΝΔ Ινδικού (216 κλίσης έναντι 141 διεύθυνσης). Η εικόνα αυτή αποτυπώνεται σχηματικά με τα ιστογράμματα που παρουσιάζονται στο σχήμα 3.24.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 3.24 *Ιστογράμματα πλήθους διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης για τις υπό μελέτη ράχες με ταυτόχρονη ταξινόμησή τους ανάλογα με το είδος*

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

της διάρρηξης. Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνονται οι διαρρήξεις κλίσης ενώ με διάφανο γκρι οι διαρρήξεις διεύθυνσης. Στις ράχες του Ατλαντικού (α), Κεντρικού Ινδικού (ε) και ΝΔ Ινδικού (στ) επικρατούν οι διαρρήξεις κλίσης ενώ στις ράχες Ειρηνικού-Nazca (β), Ειρηνικού-Ανταρκτικής (γ) και Νοτιοανατολικού Ινδικού οι διαρρήξεις διεύθυνσης. Σε κάθε σχήμα γίνεται αναφορά και στο είδος διάρρηξης του μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού για τον οποίο υπήρχε διαθέσιμη λύση του μηχανισμού γένεσης.

Στα ιστογράμματα αυτά αναφέρεται επίσης και το είδος διάρρηξης του μέγιστου παρατηρημένου σεισμού. Στις ράχες του Ατλαντικού, του ΝΔ Ινδικού και ΝΑ Ινδικού οι μέγιστοι παρατηρούμενοι σεισμοί συνδέονται καθαρά με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με τα μεγέθη τους να είναι 7.1, 6.9 & 6.8 αντίστοιχα, ενώ στις ράχες Ειρηνικού-Ανταρκτικής και Κεντρικού Ινδικού δεν φαίνεται να επικρατεί κάποιο είδος διάρρηξης αν και τα μέγιστα μεγέθη (6.6 και 7.7, αντίστοιχα) αποδίδονται σε κανονικά ρήγματα. Ειδική περίπτωση αποτελεί η ράχη Ειρηνικού-Nazca όπου ο μέγιστος παρατηρούμενος σεισμός (μεγέθους 6.8) συνδέεται με ανάστροφη διάρρηξη.

Κοινή εικόνα που παρουσιάζουν και οι έξι υπό μελέτη ράχες είναι ότι σεισμοί που συνδέονται με διαρρήξεις διεύθυνσης εμφανίζουν μεγαλύτερα εύρη μεγεθών από αυτά των διαρρήξεων κλίσης ενώ παράλληλα τα πλήθη τους για τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες του 6.0 είναι αισθητά μεγαλύτερα από αυτά των διαρρήξεων κλίσης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΙΣ ΜΕΣΟ-ΩΚΕΑΝΙΕΣ ΡΑΧΕΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 Μεθοδοι Υπολογισμου Ενεργου Παραμορφωσης

Όπως είναι γνωστό, σύμφωνα με την κλασική θεώρηση των τεκτονικών πλακών αυτές θεωρούνται ως «άκαμπτες», καθώς συνήθως εντοπίζονται μικρές παραμορφώσεις μέσα σε αυτές. Αντιθέτως, οι ενεργές παραμορφώσεις γίνονται κυρίως στα όριά τους, προκαλώντας πλήθος γεωλογικών φαινομένων όπως ορογένεση, γεωθερμικές εκδηλώσεις, σεισμική και ηφαιστειακή δράση και άλλα γεωμορφολογικά φαινόμενα τεκτονικής προέλευσης. Συνεπώς με τον όρο ενεργός τεκτονική αναφερόμαστε στην παραμόρφωση της λιθόσφαιρας της Γης, αλλά και σε γεωλογικά φαινόμενα που είναι άμεσα συνδεδεμένα με αυτή. Η μελέτη της ενεργού τεκτονικής μπορεί να γίνει με πλήθος μεθοδολογιών, οι οποίες μπορεί να είναι γεωλογικές, γεωφυσικές και γεωδαιτικές.

Οι γεωλογικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού παραμόρφωσης περιλαμβάνουν: τον εντοπισμό και τον καθορισμό των ιδιοτήτων περιοχών έντονης τεκτονικής-πλαστικής παραμόρφωσης με τη χρήση γεωμορφολογικών δεδομένων και στοιχείων που προκύπτουν από τη στρωματογραφική διάρθρωση ιζημάτων και τον καθορισμό των χαρακτηριστικών και ιδιοτήτων των ζωνών διάρρηξης της λιθόσφαιρας μέσω του εντοπισμού ενεργών ρηγμάτων (και της μελέτης των ιδιοτήτων τους). Οι γεωφυσικές μέθοδοι περιλαμβάνουν: τον καθορισμό της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα αλλά και της περιστροφής των λιθοσφαιρικών πλακών με χρήση παλαιομαγνητικών τεχνικών, τη μελέτη των ιδιοτήτων των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών, η οποία μπορεί να γίνει τόσο με βάση την χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών, όσο και με την μελέτη της γεωφυσικής δομής (π.χ ταχύτητες και αποσβέσεις σεισμικών κυμάτων), τον καθορισμό της διεύθυνσης κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και τέλος, την ανάλυση της ταχύτητας κίνησης της λιθόσφαιρας αλλά και του αντίστοιχου

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ρυθμού παραμόρφωσης χρησιμοποιώντας συνδυαστικά τους μηχανισμούς γένεσης και την σεισμικότητα. Τέλος, οι γεωδαιτικές μέθοδοι περιλαμβάνουν τον καθορισμό του ρυθμού της λιθοσφαιρικής παραμόρφωσης με την χρήση δορυφορικών (π.χ. GPS) ή επίγειων μετρήσεων. Οι μεθοδολογίες αυτές, ανάλογα με το αν μελετάται ηπειρωτική ή ωκεάνια λιθόσφαιρα (π.χ συγκλίνοντα ή αποκλίνοντα όρια λιθοσφαιρικών πλακών), έχουν διαφορετική χρησιμότητα και εξυπηρετούν διαφορετικούς σκοπούς για την εξαγωγή συμπερασμάτων.

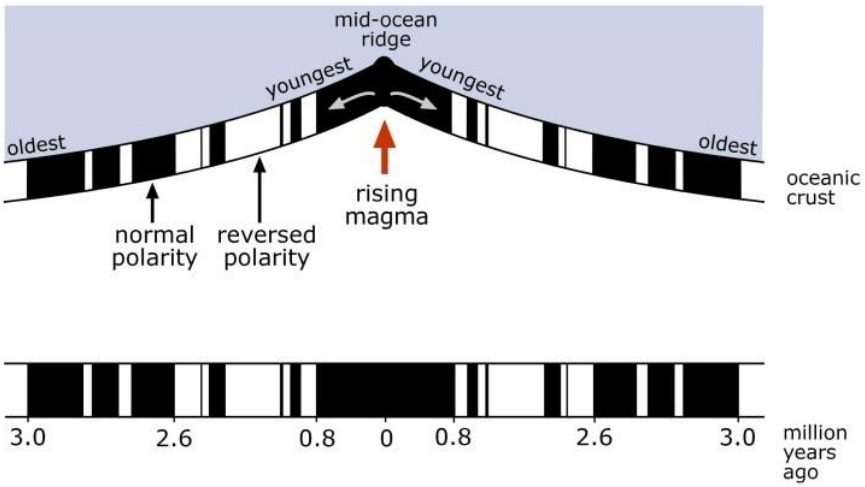
Για τον προσδιορισμό της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων οι πιο συνήθεις τεχνικές που χρησιμοποιούνται είναι η μελέτη των μαγνητικών ανωμαλιών, των σεισμικών δεδομένων και δεδομένων GPS. Στην ουσία όλες οι παραπάνω τεχνικές οδήγησαν σε ενδείξεις για την επέκταση του ωκεάνιου πυθμένα και με αυτές κατέστη δυνατόν να προσδιοριστούν οι ταχύτητες επέκτασης και περιστροφής των πλακών.

4.1.1 Μαγνητικές γραμμές

Απαραίτητη προϋπόθεση για τη συλλογή πληροφοριών σχετικά με το μαγνητισμό του φλοιού είναι να αφαιρεθούν από τις διαθέσιμες μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου οι τιμές αναφοράς του γεωμαγνητικού πεδίου, δηλαδή να αναδειχθούν οι τοπικές μαγνητικές ανωμαλίες. Κατά μήκος των ωκεανών οι μετρήσεις γίνονται με τη χρήση μαγνητόμετρου (καθώς ρυμουλκείται από πλοίο), το οποίο καταγράφει μόνο την ένταση του μαγνητικού πεδίου και όχι τη διεύθυνσή του. Ήδη ακόμα από την πρώτη λεπτομερή χαρτογράφηση των μαγνητικών ανωμαλιών του ωκεανού δυτικά της Νότιας Αμερικής (Raff and Mason, 1961) παρατηρήθηκε εναλλαγή μέγιστων και ελάχιστων τιμών μαγνητικού πεδίου κατά μήκος όλης της περιοχής μελέτης, ενώ και όσοι χάρτες ακολούθησαν (σε άλλες περιοχές μελέτης) έδειξαν παρόμοια εικόνα καθιστώντας τις μαγνητικές γραμμές ως τυπικές των ωκεάνιων περιοχών. Οι γραμμές αυτές δημιουργούνται ως εξής: ωκεάνιος φλοιός, ο οποίος σχηματίζεται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες από το αναδυόμενο βασαλτικό υλικό, λειτουργεί ως «καταγραφέας» ο οποίος και διατηρεί τις προηγούμενες αντιστροφές του μαγνητικού πεδίου σε κάθε πλάκα. Συγκεκριμένα, το θερμό υλικό που ανεβαίνει στις μεσο-ωκεάνιες ράχες ψύχεται κάτω από το σημείο Curie και μαγνητίζεται

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 4.1 *Γραμμικό μοτίβο μαγνητικών αντιστροφών τα τελευταία 3 m.y. Το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί στην κανονική πολικότητα και το άσπρο στην ανάστροφη (Πανεπιστήμιο Waikato, www.sciencelearn.org.nz).*

ανάλογα με το εκάστοτε επικρατόν γεωμαγνητικό πεδίο. Στη συνέχεια το μαγνητισμένο αυτό υλικό φτάνει στην επιφάνεια της Γης και μετακινείται οριζόντια και κάθετα προς τον άξονα της ράχης. Με την αναστροφή της πολικότητας το νέο υλικό που αναδύεται θα χαρακτηρίζεται από ανάστροφη, σε σχέση με την προηγούμενη, μαγνήτιση. Αποτυπώνονται δηλαδή με τον τρόπο αυτό στο βασάλτη του στρώματος 2 καταγραφές, κανονικών και ανάστροφων πολικοτήτων. Έτσι, προφίλ ανωμαλιών ολικού πεδίου που έχουν καταγραφεί εγκάρσια στις μεσο-ωκεάνιες ράχες δείχνουν εναλλασσόμενα μέγιστα και ελάχιστα (γραμμές), αναπαριστώντας περιόδους που το ωκεάνιο στρώμα 2 ήταν κανονικώς ή αναστρόφως πολωμένο. Οι γραμμές αυτές δείχνουν αξιοσημείωτη συμμετρία εκατέρωθεν των αξόνων των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (*Σχήμα 4.1*), καθιστώντας αυτές τις γραμμές ως ένα βασικό τεκμήριο για την επιβεβαίωση της δημιουργίας νέας ωκεάνιας λιθόσφαιρας στα όρια απόκλισης των πλακών, ενώ οι διαστάσεις τους παρέχουν επίσης σημαντικές πληροφορίες. Τα πλάτη των μαγνητικών γραμμών δείχνουν τον ρυθμό με τον οποίο οι πλάκες απομακρύνονται: μεγάλα πλάτη αντιστοιχούν σε γρήγορους ρυθμούς, μικρά πλάτη σε αργούς ρυθμούς. Από την άλλη πλευρά τα μήκη τους δείχνουν τον χρόνο που έχει μεσολαβήσει μεταξύ των μαγνητικών αντιστροφών. Με τη χρήση μιας αντίστροφης κλίμακας γεωμαγνητικής πολικότητας είναι εύκολη η «αποκωδικοποίηση» των μαγνητικών ανωμαλιών (γραμμών) για την εξαγωγή

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας

πληροφοριών σχετικά με τις ταχύτητες επέκτασης των πλακών, αλλά και τις ηλικίες αυτών.

4.1.2 GPS μετρήσεις

Η εικόνα του ρυθμού της παραμόρφωσης του γήινου φλοιού τόσο σε παγκόσμια κλίμακα (κινήσεις των πλακών) όσο και σε τοπική κλίμακα (μετακινήσεις σε ένα ρήγμα) είναι πλέον αρκετά πιο εύκολο να μελετηθεί χάρη στις σύγχρονες γεωδαιτικές τεχνικές. Ιδιαίτερα οι σύγχρονες δορυφορικές μετρήσεις συμβάλλουν καθοριστικά στην εκτίμηση των ταχυτήτων μεταξύ των πλακών. Παρά το γεγονός ότι οι μεθοδολογίες που βασίζονται σε δορυφορικές καταγραφές θεωρούνται πολύπλοκες, η αρχή λειτουργίας τους είναι ανάλογη με αυτή των σεισμικών κυμάτων με μόνη διαφορά ότι εδώ χρησιμοποιούνται ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Η πιο διαδεδομένη και συχνά χρησιμοποιούμενη τεχνική είναι αυτή του Παγκόσμιου Συστήματος Εντοπισμού Θέσης, ευρέως γνωστό ως GPS (Global Position System). Η τεχνική αυτή βασίζεται στους χρόνους διαδρομής των σημάτων μεταξύ των δορυφόρων και επίγειων δεκτών. Οι δέκτες μπορούν να εντοπιστούν στο χώρο με ακρίβεια της τάξης εκατοστών ή και χιλιοστών, με την προϋπόθεση ότι το δίκτυο (πομποί και δέκτες) λειτουργεί για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα. Όταν γίνονται επομένως συγκρίσεις τέτοιων μετρήσεων μεταξύ διαφορετικών πλακών μπορούν εύκολα να υπολογιστούν οι ταχύτητες κίνησης της κάθε πλάκας (παράδειγμα στο Σχήμα 4.2α) ενώ όταν οι συγκρίσεις αυτές γίνονται σε περιοχές πλησίον των ορίων των πλακών μπορούν να εντοπιστούν οι σχετικές παραμορφώσεις. Μεταξύ των κύριων περιορισμών της τεχνικής του GPS είναι ότι οι δέκτες λειτουργούν μόνο στη στεριά και επιπλέον το χρονικό διάστημα για το οποίο καταγράφουν (κατά μέσο όρο 5-20 έτη) είναι πολύ μικρότερο από ότι διαρκεί συνήθως ένας σεισμικός κύκλος με αποτέλεσμα, μακροπρόθεσμα, οι ρυθμοί ολίσθησης που υπολογίζονται να μην θεωρούνται οπωσδήποτε αντιπροσωπευτικοί. Συνεπώς, ήδη από τις αρχές της δεκαετίας του ’80 έγινε ξεκάθαρο ότι για την κατανόηση των υποκείμενων φυσικών διεργασιών απαιτείται επέκταση των γεωδαιτικών αυτών μεθόδων στο θαλάσσιο περιβάλλον. Η πρώτη ιδέα για την δημιουργία μιας συνδυαστικής τεχνικής με τη χρήση ακουστικών μεθόδων και μετρήσεων GPS έτσι ώστε να γίνουν οι απαραίτητες μετρήσεις στον πυθμένα της θάλασσας προήλθε από τους Spiess et al. (1984). Αργότερα οι Young et al. (1987) ανέλυσαν αρκετές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

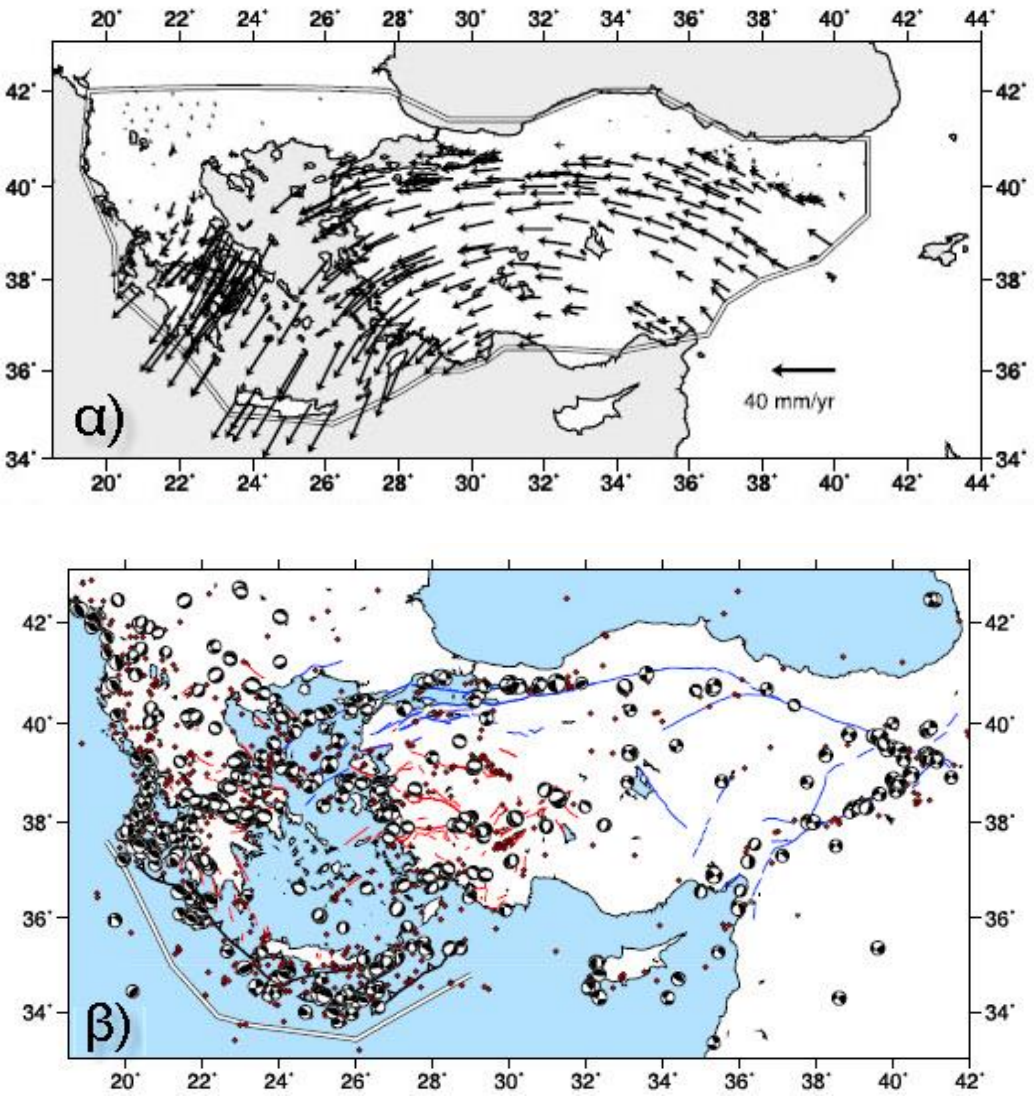
πιθανές προσεγγίσεις για τον σχεδιασμό ενός τέτοιου υβριδικού συστήματος ανοίγοντας τον δρόμο σε πλήθος επιστημόνων να αναπτύξουν διάφορα τέτοιων ειδών γεωδαιτικά συστήματα (Spiess and Hildebrand, 1995, Spiess et al., 1998, Chadwell et al., 1998, 2002, Chadwell, 2003, μεταξύ άλλων).

4.1.3 Σεισμικά δεδομένα

Η σεισμολογία παίζει σημαντικό ρόλο στην κατανόηση των ιδιοτήτων και της συμπεριφοράς του ωκεάνιου φλοιού και ειδικά των κέντρων επέκτασης. Πληροφορίες σχετικά με επίκεντρα σεισμών που καταγράφονται από σεισμόμετρα στον θαλάσσιο πυθμένα, καθώς επίσης και δεδομένα που αφορούν τους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων συνεισφέρουν σημαντικά σε αυτή την κατεύθυνση. Η μελέτη της κινηματικής και της δυναμικής των ενεργών ρηγμάτων μπορεί επίσης να προσφέρει χρήσιμες πληροφορίες σχετικά την διεύθυνση ολίσθησης (παράδειγμα στο Σχήμα 4.2β) και στα τρία είδη ορίων μεταξύ των πλακών. Συγκεκριμένα, από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης μπορούμε, χρησιμοποιώντας την οριζόντια συνιστώσα του διανύσματος ολίσθησης, να ορίσουμε την κίνηση μιας πλάκας πάνω στην επιφάνεια της Γης. Επιπλέον, σύμφωνα με τους Kostrov (1974) και Jackson and McKenzie (1988) οι τανυστές των ρυθμών έκλυσης της σεισμικής ροπής, οι οποίοι σχετίζονται με το μέγεθος των αντίστοιχων σεισμών, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της παραμόρφωσης του φλοιού ενός σεισμογόνου όγκου. Βασική προϋπόθεση για την εκτίμηση της σεισμικής παραμόρφωσης σε μια περιοχή μελέτης είναι να υπάρχει ένας αξιόπιστος κατάλογος σεισμών καθώς επίσης και επαρκής αριθμός μηχανισμών γένεσης.

Τα σεισμικά και τα γεωδαιτικά δεδομένα μπορούν να ερμηνευτούν συνδυαστικά, παρέχοντας πιο αξιόπιστες πληροφορίες σχετικά με την ενεργό παραμόρφωση του φλοιού σε σχέση με αυτές που μπορούμε να αντλήσουμε εξετάζοντας τον κάθε τύπο δεδομένων ξεχωριστά. Μάλιστα, η συνδυαστική μελέτη γεωφυσικών και γεωδαιτικών πληροφοριών οδήγησε τους επιστήμονες στην ανάπτυξη μοντέλων για τον καθορισμό των κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών σε παγκόσμιο επίπεδο (π.χ. NUVEL-1 από DeMets et al., 1990, MORVEL από DeMets et al., 2010).

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



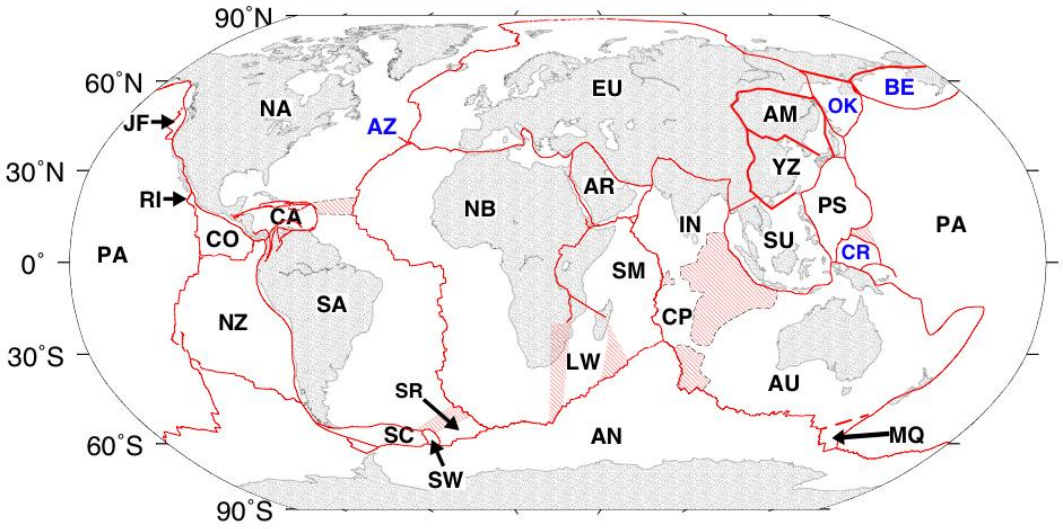
Σχήμα 4.2 *α) Ταχύτητες, σε σχέση με την Ευρασία, από 346 τοποθεσίες GPS στο Αιγαίο και την Ανατόλια. β) Σεισμική δραστηριότητα της περιοχής: με κουκίδες και "beachballs" αποτυπώνονται τα επίκεντρα και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με εστιακά βάθη μικρότερα των 33 km για το χρονικό διάστημα 1960-2007 (England et al., 2016).*

4.1.4 Μοντέλο MORVEL

Πέντε δεκαετίες μετά την εισαγωγή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών, οι εκτιμήσεις των ταχυτήτων με τις οποίες κινούνται αυτές σήμερα εξακολουθούν να χρησιμοποιούνται ευρέως σε γεωλογικές, γεωδαιτικές και γεωφυσικές μελέτες. Η ανάπτυξη της τεχνολογίας στο πέρασμα των ετών (π.χ. βελτίωση της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.3 *Τα όρια (με κόκκινο χρώμα) των 25 πλακών του μοντέλου MORVEL. Με μαύρα γράμματα απεικονίζονται τα αρχικά των πλακών. Οι πλάκες που σημειώνονται με μπλε γράμματα δεν συμπεριλαμβάνονται λόγω ελλιπών χρήσιμων γεωφυσικών και γεωδαιτικών μετρήσεων για την εκτίμηση των κινήσεών τους (DeMets et al., 2010)*

δορυφορικής κάλυψης σε συστήματα μεσο-ωκέναιων ράχεων, η αύξηση ερευνητικών πλοίων, κ.α.) οδήγησε σε βελτιώσεις στον υπολογισμό των γωνιακών ταχυτήτων περιστροφής των λιθοσφαιρικών πλακών, καθιστώντας πιο εύκολη την μελέτη των κινήσεων αυτών, καθώς επίσης και την ανίχνευση ζωνών με αργή παραμόρφωση αλλά και τον καθορισμό των ορίων των πλακών. Όλες αυτές οι σημαντικές βελτιώσεις οδήγησαν τους επιστήμονες στη συγκριτική μελέτη γεωλογικών και γεωδαιτικών εκτιμήσεων σχετικά με τις τρέχουσες κινήσεις των πλακών. Υπό αυτό το πρίσμα οι DeMets et al. (2010) ανέπτυξαν το μοντέλο MORVEL για την εκτίμηση των γεωλογικά πρόσφατων κινήσεων των πλακών (σε παγκόσμιο επίπεδο), αλλά και των αβεβαιοτήτων τους. Το μοντέλο MORVEL (Mid-Ocean Ridge VELocity) περιγράφει την κίνηση του 97% της επιφάνειας της Γης, με τις εκτιμήσεις του να είναι λιγότερο ακριβείς σε ορισμένες ζώνες με παραμόρφωση κατανεμημένη σε μεγάλο εύρος. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό ο φλοιός της Γης χωρίζεται σε 25 πλάκες (*Σχήμα 4.3*). Για τις 20 από αυτές οι σχετικές κινήσεις τους υπολογίζονται από το μοντέλο με τη χρήση γεωλογικών δεδομένων. Για τις άλλες 5, μικρότερες, πλάκες που δεν υπάρχουν αρκετά ή αξιόπιστα γεωλογικά δεδομένα, χρησιμοποιήθηκαν

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

δεδομένα GPS έτσι ώστε να συσχετιστούν οι κινήσεις τους με αυτές των άλλων πλακών. Μαθηματικά, το τμήμα του MORVEL που καθορίζεται από γεωλογικά δεδομένα απομονώνεται από αυτό που καθορίζεται από δεδομένα GPS έτσι ώστε να αποφευχθεί η ανταλλαγή κινηματικών πληροφοριών μεταξύ αυτών. Συνολικά το MORVEL αποτελείται από 24 γωνιακές ταχύτητες οι οποίες και περιγράφουν τις κινήσεις των 24 πλακών σε σχέση με μια αυθαίρετα επιλεγμένη «σταθερή» πλάκα (πλάκα αναφοράς). Με τον τρόπο αυτό υπολογίζονται οι σχετικές κινήσεις μεταξύ όλων των πιθανών συνδυασμών ζευγών πλακών.

Συνολικά χρησιμοποιούνται από το MORVEL τέσσερα είδη παρατηρήσεων, που με την συνδυαστική τους επεξεργασία υπολογίζονται οι γωνιακές ταχύτητες των πλακών, και είναι τα εξής:

- Ρυθμοί επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα οι οποίοι υπολογίζονται από δεδομένα μαγνητικών ανωμαλιών (μαγνητικές γραμμές) που δημιουργούνται κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν σχεδόν 1700 μαγνητικές διατομές των μεσο-ωκεάνιων ράχεων.
- Μετρήσεις GPS από εκατοντάδες σταθμούς εντός των πλακών. Οι σταθμοί αυτοί παρακολουθούν την κίνηση μιας μεμονωμένης πλάκας σε ένα μόνο σημείο για περιόδους ετών ή και δεκαετιών και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό τόσο τους ρυθμού κίνησης της πλάκας όσο και της διεύθυνσης κίνησης σε αυτό το σημείο.
- Οριζόντιες συνιστώσες του διανύσματος ολίσθησης κατά την διάρκεια σεισμών. Οι διευθύνσεις αυτές είναι συνήθως παράλληλες προς την διεύθυνση της σχετικής κίνησης μιας πλάκας. Δεδομένου ότι ο σεισμικός κύκλος (διάρρηξη ρήγματος λόγω γένεσης σεισμού) διαρκεί από λίγες δεκαετίες έως και εκατοντάδες χρόνια, οι διευθύνσεις ολίσθησης των σεισμών περιγράφουν την κίνηση των πλακών για σύντομες, σε σχέση με τις γεωλογικές χρονολογικές κλίμακες, περιόδους.
- Διευθύνσεις ωκεάνιων ρηγμάτων μετασχηματισμού. Συνήθως οι διευθύνσεις τους είναι τοπικά παράλληλες με τη σχετική κίνηση της πλάκας και όταν μελετώνται με σύγχρονα σόναρ χαρτογράφησης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της πρόσφατης διεύθυνσης κίνησης της πλάκας με μεγάλη ακρίβεια. Στο μοντέλο MORVEL

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

χρησιμοποιήθηκαν οι διευθύνσεις 163 ρηγμάτων μετασχηματισμού τα οποία τέμνουν εγκάρσια τις μεσο-ωκεάνιες ράχες.

Στην παρούσα διατριβή έγινε υπολογισμός της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού σε ζώνες μεσο-ωκεάνιων ράχεων (σεισμικές ταχύτητες επιλεγμένων περιοχών μελέτης) και στη συνέχεια σύγκριση των αποτελεσμάτων με διαθέσιμες γεωδαιτικές πληροφορίες. Όπως είναι γνωστό τα βάθη, οι ροές θερμότητας, η ηλικία, το πάχος του ωκεάνιου φλοιού, οι ρυθμοί επέκτασης των πλακών αλλά και η σεισμικότητα είναι στοιχεία αλληλένδετα. Υπό αυτό το πρίσμα και με σκοπό την εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων σχετικά με την ενεργό τεκτονική σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων, μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία γεωφυσικά (ηλικίες, ροές θερμότητας) και γεωδαιτικά (ρυθμοί επέκτασης) δεδομένα σε συνδυασμό με την παρατηρούμενη σεισμικότητα, όπως περιγράφεται λεπτομερώς στη συνέχεια.

4.2 ΡΟΗ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ – ΗΛΙΚΙΕΣ – ΡΥΘΜΟΙ ΕΠΕΚΤΑΣΗΣ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

4.2.1 Ροή θερμότητας και υδροθερμική δραστηριότητα στους ωκεανούς

Η θεωρία της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο, έχει ως βασική προϋπόθεση την δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού στις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Ο νέος αυτός φλοιός αποτελείται κυρίως από βασάλτη και γάββρο, καθώς και χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα που δημιουργούνται από τη μαγματογενή δραστηριότητα κοντά στον άξονα της ράχης. Αν το πάχος του φλοιού, καθώς επίσης και ο ρυθμός επέκτασης μεταξύ των αποκλινόντων πλακών είναι ικανοποιητικά γνωστά για πολλές μεσο-ωκεάνιες ράχες, μπορεί εύκολα να υπολογιστεί και ο ρυθμός μεταφοράς θερμότητας (μέσω του μάγματος) στην επιφάνεια κατά την διάρκεια σχηματισμού του φλοιού στην αξονική ζώνη της ράχης. Ενδιαφέρον έχει επίσης και η σύγκριση που μπορεί ενδεχομένως να γίνει μεταξύ αυτού του ρυθμού και του πραγματικού ρυθμού της θερμικής ροής, έτσι όπως έχει προκύψει από μετρήσεις στις μεσο-ωκεάνιες ράχες (Oxburgh and Turcotte, 1969). Αξίζει να

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

σημειωθεί ότι η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης αποτελεί τη μόνη μετρήσιμη ποσότητα που σχετίζεται με θερμικές φυσικές διαδικασίες. Η μέτρηση της ροής θερμότητας βασίζεται στο νόμο Fourier. Όταν αυτός εφαρμόζεται για τη θερμική ροή, q, από το εσωτερικό της Γης μπορεί να εκφραστεί με την ακόλουθη σχέση:

$$q = -k\frac{\partial T}{\partial z} \tag{4.1}$$

όπου k ο συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας ενώ $\partial T/\partial z$ είναι η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Ο συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας εκφράζει επί της ουσίας την ικανότητα του μέσου να μεταφέρει θερμότητα με αγωγή, και στα ωκεάνια ιζήματα και έχει τυπική τιμή 1.0 W/(m·K), ενώ η θερμοβαθμίδα εκφράζει τη μεταβολή της θερμοκρασίας ανά μονάδα βάθους και εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες της περιοχής όπου πραγματοποιείται η μέτρηση (Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2008).

Από την πρώτη ακόμα προσπάθεια μέτρησης των θερμοκρασιακών διαβαθμίσεων σε ιζήματα του θαλάσσιου πυθμένα (Petterson, 1949) τα δεδομένα της ροής θερμότητας έδωσαν πληροφορίες σχετικά με το ιστορικό ψύξης των λιθοσφαιρικών πλακών μετά τη δημιουργία τους στις περιοχές επέκτασης (αποκλίνοντα όρια). Ήδη από την αρχή της δεκαετίας του 1970 (π.χ. Lister, 1972), όπου έγινε αντιληπτό ότι η υδροθερμική κυκλοφορία αποτελεί και τον πρωταρχικό μηχανισμό μεταφοράς θερμότητας κοντά στην κορυφή των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (αλλά και σε περιοχές εκτός αυτών), έγιναν πολυάριθμες προσπάθειες για την εκτίμηση της απώλειας θερμότητας μέσω του ωκεάνιου φλοιού. Αποτέλεσμα της κυκλοφορίας του θαλάσσιου νερού μέσα σε ρωγμές βασαλτικού υλικού του ωκεάνιου φλοιού κοντά στους άξονες των μεσο-ωκεάνιων ράχεων είναι η μεταφορά θερμότητας (~$10x10^{12}$W), κάτι που δεν γίνεται σε περιοχές μακριά από τους άξονες λόγω της μη διαπερατότητας των ιζημάτων. Κατώτερο όριο της συνολικής ροής θερμότητας θεωρείται η τιμή που προκύπτει συνυπολογίζοντας τις μετρήσεις της ροής θερμότητας σε γεωτρήσεις και αυτής που μεταφέρεται με την κυκλοφορία του θαλάσσιου νερού στις ράχες.

Τα υδροθερμικά συστήματα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες περιλαμβάνουν σύνθετα συστήματα κλιμακούμενης μεταφοράς θερμότητας από το εσωτερικό της Γης στον ωκεανό, ενώ τα υψηλής θερμοκρασίας αξονικά υδροθερμικά συστήματα έχουν προσελκύσει το ενδιαφέρον των επιστημόνων (π.χ. Hamblin and

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Christiansen, 2003, Baker and Garman, 2004, Lowell and Germanovich, 2004, Samuel and King, 2014). Είναι γνωστό ότι η ροή θερμότητας έχει μέγιστες τιμές στις μεσο-ωκεάνιες ράχες εξαιτίας του αναδυόμενου μαγματικού υλικού, ενώ ελαττώνεται όσο αυξάνεται η ηλικία της λιθόσφαιρας, καθώς απομακρυνόμαστε από τις ράχες (Von Herzen and Uyeda, 1963, Langseth et al., 1966, Sclater and Francheteau, 1970). Επιπλέον, καθώς μεγαλώνει η απόσταση από τους άξονες των ράχεων, αυξάνεται και το βάθος του ωκεάνιου πυθμένα.

Η ροή θερμότητας ερμηνεύεται από πλήθος θεωριών/διεργασιών, μεταξύ των οποίων συγκαταλέγονται: η θεωρία των ρευμάτων μεταφοράς του μανδύα (η σημαντικότερη ίσως φυσική διαδικασία, Parsons and McKenzie, 1978), η θεωρία της θερμικής κυκλοφορίας (Mottl and Wheat, 1994) και αγωγιμότητας (England and Richardson, 1980), αλλά ακόμα και η θεωρία των σμηνοσεισμών (Johnson et al., 2000). Όσο αφορά την χωρική, αλλά και χρονική μεταβολή της ροής θερμότητας σε σχέση με το βάθος και την ηλικία του ωκεάνιου πυθμένα, αναπτύχθηκαν αρκετά μαθηματικά μοντέλα. Τελικά υιοθετήθηκαν τρεις τύποι αιτιοκρατικών μοντέλων. Ένα από αυτά υποθέτει ότι η λιθόσφαιρα συμπεριφέρεται ως το άνω οριακό στρώμα ενός ψυχρού ημιχώρου. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα εδώ θεωρείται ότι έχει αρχικά μηδενική θερμοκρασία στην επιφάνειά της και την ίδια θερμοκρασία στον άξονα της ράχης, ενώ απουσιάζουν πηγές θερμότητας. Το μοντέλο αυτό, αν και απλοποιημένο, περιγράφει ικανοποιητικά τα βασικά χαρακτηριστικά της θερμικής δομής της ωκεάνιας λιθόσφαιρας και είναι γνωστό στη διεθνή βιβλιογραφία ως Half Space Model, HSM (Davis and Lister, 1974). Το δεύτερο μοντέλο θεωρεί την λιθόσφαιρα ως μια πλάκα ψύξης με κατώτερο ισοθερμικό όριο (Langseth et al., 1966, McKenzie, 1967, Parsons and Sclater, 1977), ενώ το τρίτο μοντέλο περιλαμβάνει μια κατώτατη σταθερή ροή θερμότητας (Crough, 1975, Doin and Fleitout, 1996).

Οι Parsons and Sclater (1977) ανέπτυξαν ένα πιο εξελιγμένο μοντέλο, γνωστό ως PSM, όπου η ωκεάνια λιθόσφαιρα θεωρείται αρχικά ότι έχει ένα σταθερό πάχος (μοντέλο πλάκας) και μηδενική θερμοκρασία στην επιφάνειά της. Επίσης, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό η θερμοκρασία τόσο στον άξονα της ράχης όσο και στη βάση της λιθόσφαιρας είναι η ίδια. Αν και το μοντέλο αυτό διαφοροποιείται από τα προηγούμενα, η τελική μεταβολή της θερμοκρασίας δεν μπορεί πρακτικά να διακριθεί από αυτή του μοντέλου ημιχώρου. Το μοντέλο αυτό μπορεί να οδηγήσει σε υπο-εκτιμήσεις της ροής θερμότητας σε παλαιά ωκεάνια

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

λιθόσφαιρα και σε υπερ-εκτιμήσεις αυτής σε νεαρή (<50 m.y.) ωκεάνια λιθόσφαιρα (Oxburgh and Turcotte, 1969, Stüwe, 2002, Stein and Stein, 1994, Elderfield et al., 2004). Οι Stein and Stein (1992) ανέπτυξαν ένα παγκόσμιο μοντέλο βάθους και θερμότητας (GDH1) χρησιμοποιώντας βελτιωμένα δεδομένα ροής θερμότητας. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό ισχύουν δύο σχέσεις για τη θερμική ροή ανάλογα με την ηλικία της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Πιο αναλυτικά, για παλαιότερα τμήματα της ωκεάνιας λιθόσφαιρας (t > 55 m.y.) η ροή θερμότητας, q (σε mW/m^2), εξαρτάται εκθετικά από την ηλικία (*Σχέση 4.2*) ενώ για μικρές ηλικίες (t ≤ 55 m.y.) η σχέση αυτή ακολουθεί νόμο δύναμης:

$$q(t) = 49 + 96e^{-t/36} \qquad t > 55 \text{ m.y.} \qquad (4.2)$$

$$q(t) = 510t^{-1/2} \qquad t \leq 55 \text{ m.y.} \qquad (4.3)$$

Το μοντέλο αυτό συσχετίζει επίσης το βάθος του ωκεάνιου πυθμένα (d σε km) με την ηλικία (t) της ωκεάνιας λιθόσφαιρας με τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$d = 2.6 + 0.36t^{\frac{1}{2}} \qquad t \leq 20 \text{ m.y.} \qquad (4.4)$$

$$d = 5.65 - 2.47e^{-t/36} \qquad t > 20 \text{ m.y.} \qquad (4.5)$$

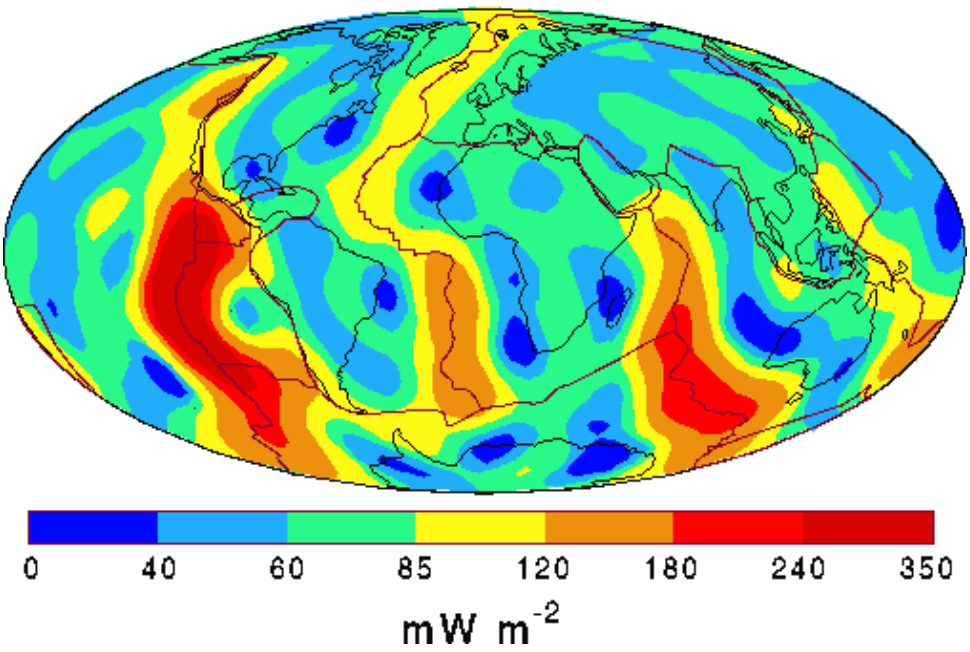
Από τις σχέσεις αυτές παρατηρούμε ότι το βάθος του ωκεάνιου πυθμένα (d) αυξάνεται με την ηλικία (t). Αυτό οφείλεται στο ότι όσο η κινούμενη λιθοσφαιρική πλάκα απομακρύνεται από τον άξονα της ράχης, τόσο αυξάνεται η ηλικία της και ψύχεται. Αποτέλεσμα αυτού είναι η συστολή της πλάκας και επομένως η αύξηση της πυκνότητάς της, με συνέπεια να βυθίζεται στο μανδύα (και να αυξάνεται το βάθος του πυθμένα του ωκεανού).

Ένα ζήτημα που απασχολεί τους επιστήμονες εδώ και πολλές δεκαετίες είναι η απόκλιση που παρατηρείται μεταξύ της προβλεπόμενης (από τα διάφορα μοντέλα) και της παρατηρούμενης ροής θερμότητας (π.χ., Anderson and Hobart, 1976, Macdonald et al., 1980, Jarvis and Peltier, 1980, Davis et al., 2004, Spinelli et al., 2004, Hutnak et al., 2006, Spinelli and Harris, 2011). Η διαδικασία προσδιορισμού της ροής θερμότητας στους ωκεανούς (παρόλο που μπορεί να παρουσιάζει ίδια αρχή προσδιορισμού με αυτή στις ηπείρους) είναι πιο προβληματική. Η δυσκολία πραγματοποίησης γεωτρήσεων, η έλλειψη κλιματολογικών επιδράσεων στη ροή θερμότητας στους ωκεανούς, καθώς και η επίπεδη τοπογραφία των ωκεάνιων λεκανών αποτελούν σκοπέλους στον προσδιορισμό των τιμών (και πιθανών σφαλμάτων τους) της θερμικής ροής. Έτσι, οι τιμές της ροής θερμότητας στους

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ωκεανούς πρέπει αναγκαστικά να βασιστούν αποκλειστικά στον υπολογισμό της θερμοβαθμίδας των επιφανειακών χαλαρών ιζημάτων. Η έλλειψη πυκνής ιζηματογενούς κάλυψης εντός ~100 km από τον άξονα της ράχης μπορεί να οδηγήσει σε μη αντιπροσωπευτικές μετρήσεις της πραγματικής θερμικής ροής, κάτι που δικαιολογεί και τις αποκλίσεις που παρατηρούνται από τις αναμενόμενες τιμές αυτής (Oxburgh and Turcotte, 1969). Παρόλα τα προβλήματα που αντιμετωπίζονται κατά την διαδικασία προσδιορισμού της ωκεάνιας θερμικής ροής, το ποσοστό αυτής αγγίζει το 70% της ολικής ροής θερμότητας από το εσωτερικό της Γης. Υπό αυτό το πρίσμα και κατανοώντας την σημασία της συμβολής της σε πλήθος ερευνών, μελετητές (π.χ. Pollack et al., 1993) απεικόνισαν την χωρική κατανομή της ροής θερμότητας, όπου είναι χαρακτηριστικές οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές αυτής στις κυριότερες μεσο-ωκεάνιες ράχες (*Σχήμα 4.4*).



Σχήμα 4.4 *Χάρτης χωρικής μεταβολής της ροής θερμότητας στην επιφάνεια της Γης (Pollack et al., 1993).*

Η σύγχρονη σεισμικότητα, καθώς και οι τιμές της ροής θερμότητας αποτελούν ενδεικτικούς δείκτες των γεωδυναμικών διεργασιών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Η συνδυαστική τους ανάλυση είναι ιδιαίτερης σημασίας, καθώς επιτρέπει την καλύτερη κατανόηση της τοπικής γεωδυναμικής κατάστασης της περιοχής ενδιαφέροντος. Συμπερασματικά, καταλήγουμε στο ότι η μελέτη της ροής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας

θερμότητας στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, καθώς και της ηλικίας τους, μπορεί να συμβάλει στην άντληση χρήσιμων πληροφοριών (ακόμα και για την σεισμικότητα μιας περιοχής) και για το λόγο αυτό θα μελετηθεί και στη συνέχεια.

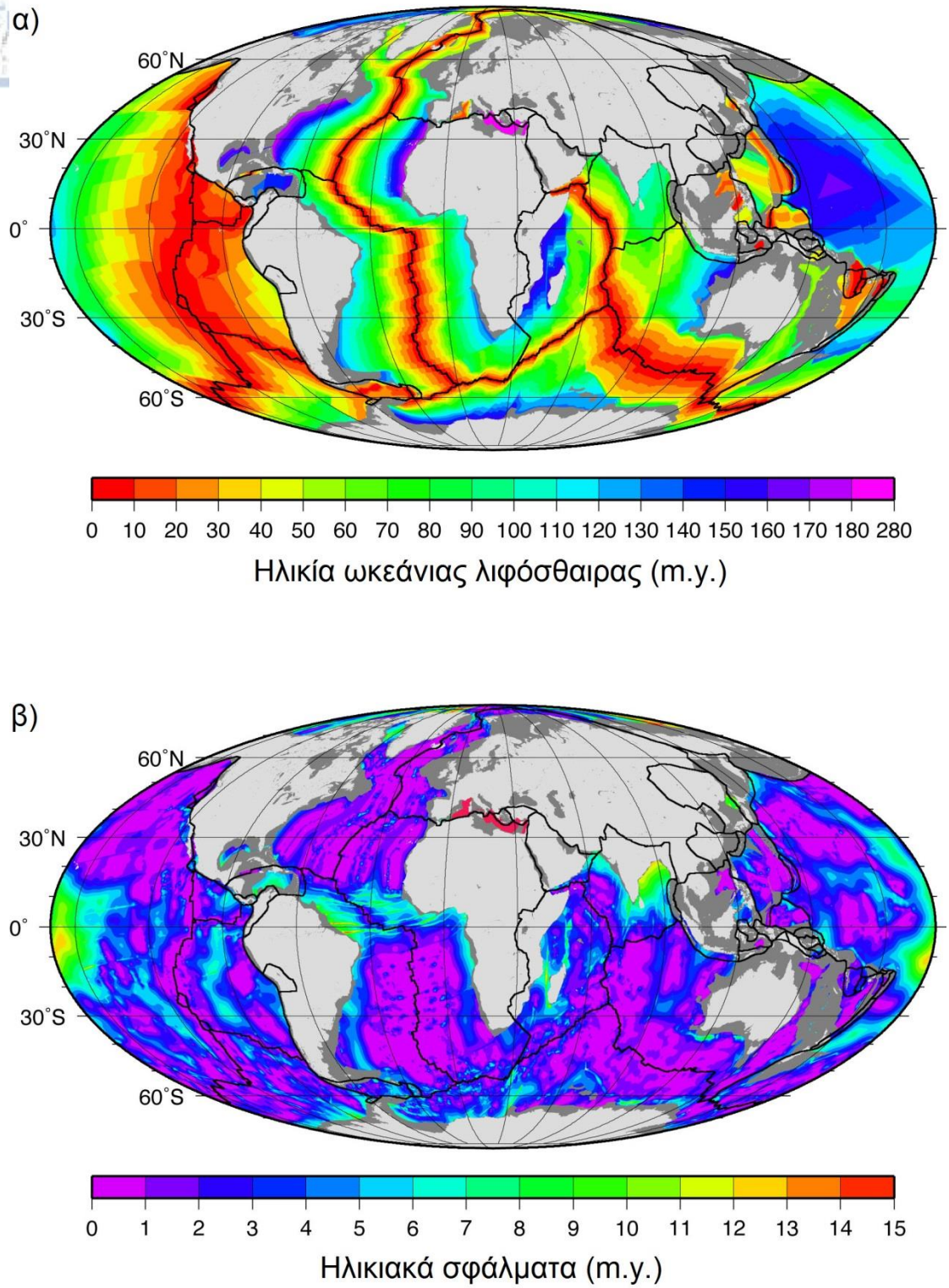
4.2.2 Ηλικία ωκεάνιας λιθόσφαιρας

Είναι γνωστό ότι, πέραν της ροής θερμότητας, πολλές άλλες φυσικές ιδιότητες της λιθόσφαιρας, όπως η μεταβολή του πάχους της, η ταχύτητα και η απόσβεση των επιφανειακών κυμάτων μέσα σε αυτήν, το εστιακό βάθος των σεισμών, αλλά και η συχνότητα και ένταση της ενδοπλακικής ηφαιστειότητας, έχουν άμεση σχέση με την ηλικία της. Ο υπολογισμός, επομένως της ηλικίας της ωκεάνιας λιθόσφαιρας αποτελεί ένα κρίσιμο στοιχείο για κάθε ανάλυση που αφορά τη σχέση βάθους-ηλικίας, αλλά και ηλικίας-ροής θερμότητας. Είναι σημαντικό να αναγνωρίσουμε ότι η ηλικία της ωκεάνιας λιθόσφαιρας εκτιμάται από τέσσερις τύπους δεδομένων: (1) από στοιχεία της λιθόσφαιρας μηδενικής ηλικίας κατά μήκος των αξόνων των σημερινών μεσο-ωκεάνιων ράχεων, (2) από απευθείας δειγματοληψίες βάθους με γεωτρήσεις (deep-drilling), (3) από άμεση δειγματοληψία της ανώτερης ωκεάνιας λιθόσφαιρας μέσω βυθοκόρησης και τέλος, (4) με την ερμηνεία μαγνητικών δεδομένων (Rowley, 2018).

Σήμερα υπάρχουν χάρτες που απεικονίζουν την ηλικία της ωκεάνιας λιθόσφαιρας και είναι γνωστοί ως «ηλικιακά πλέγματα». Συγκεκριμένα οι Müller et al. (2008) παρουσίασαν ψηφιακά μοντέλα της ηλικίας της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, αλλά και του ρυθμού επέκτασης των ράχεων. Οι τιμές των παραμέτρων αυτών σε κάθε κόμβο του πλέγματος καθορίστηκαν με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των γειτονικών ισοχρόνων του θαλάσσιου πυθμένα προς την κατεύθυνση που γίνεται η επέκταση. Οι χωρικές αυτές κατανομές έχουν βασιστεί σε μοντέλα κινηματικής των πλακών (σχετική κίνηση μεταξύ πλακών ενός ζεύγους), τα οποία με την σειρά τους έχουν προκύψει από ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων. Στόχος των επιστημόνων μέσω της διαδικασίας αυτής ήταν να παρεμβάλουν ηλικίες μεταξύ των ήδη γνωστών ηλικιών, ώστε να γίνει μια σχεδόν πλήρης μελέτη της χωρικής κατανομής της ηλικίας της ωκεάνιας λιθόσφαιρας (και των σφαλμάτων της) στο σύνολό της (*Σχήμα 4.5*).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.5 *(α) Χωρική κατανομή της ηλικίας του ωκεάνιου πυθμένα και (β) των αντίστοιχων τυπικών σφαλμάτων σε εκατομμύρια έτη (m.y) (τροποποιημένο από Müller et al., 2008). Τα όρια των πλακών απεικονίζονται με μαύρες γραμμές και προέρχονται από τον Bird (2003).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Από τα παραπάνω προκύπτει και το προφανές ερώτημα αν υπάρχει κάποια σύνδεση μεταξύ ηλικίας και σεισμικότητας. Οι Wiens and Stein (1983) μελετώντας τα βάθη 16 ωκεάνιων ενδοπλακικών σεισμών κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το μέγιστο βάθος της σεισμικότητας αυξάνεται όσο μεγαλώνει η ηλικία της λιθόσφαιρας και οριοθετείται από την ισόθερμη των 700-800°C. Επίσης, όπως ήδη αναφέρθηκε, είναι γνωστό ότι όσο η λιθόσφαιρα απομακρύνεται από τη μεσωκεάνια ράχη, τόσο αυτή ψύχεται ενώ παράλληλα αυξάνεται και η ηλικία της. Οι Stein and Stein (1992) συμπέραναν ότι αυξάνεται η αντοχή των πετρωμάτων όσο ψύχεται η λιθόσφαιρα ενώ ταυτόχρονα αυξάνεται και η σεισμική ταχύτητα. Συμπεραίνουμε εύκολα λοιπόν ότι και η μεταβολή της ηλικίας της ωκεάνιας λιθόσφαιρας αναμένεται να σχετίζεται άμεσα με την σεισμικότητα και ως εκ τούτου κρίθηκε απαραίτητη η μελέτη της και στην παρούσα διατριβή, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια.

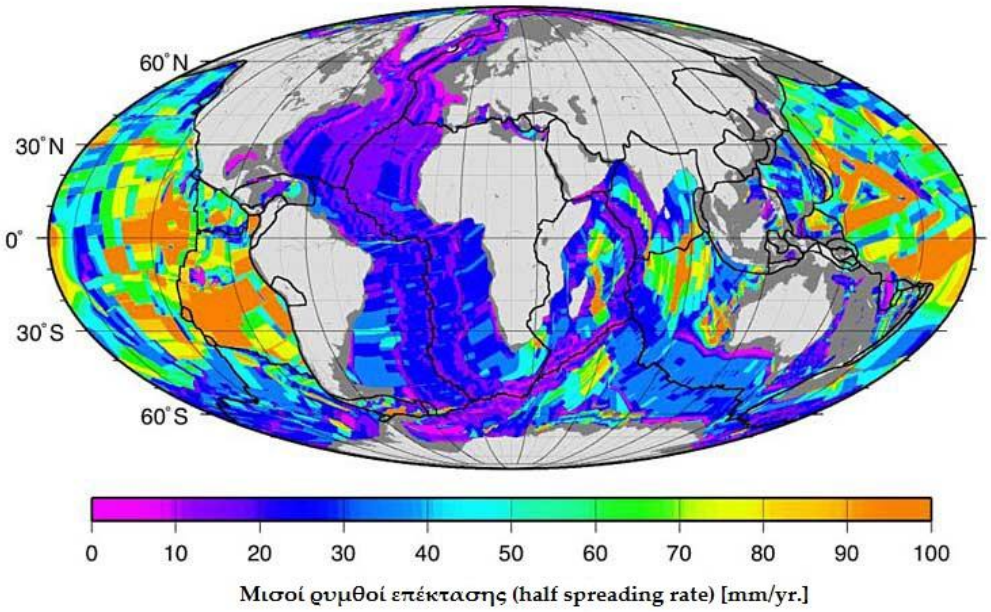
4.2.3 Ρυθμοί επέκτασης στους ωκεανούς

Είναι γνωστό ότι οι κινήσεις των πλακών μπορούν να μοντελοποιηθούν χρησιμοποιώντας κατάλληλες μεθόδους. Η εξέλιξη των μεθοδολογιών που αφορούν τα συστήματα των μεσο-ωκεάνιων ράχεων, αλλά και η αντίστοιχη εξέλιξη του παγκόσμιου συστήματος εντοπισμού θέσης (GPS) οδήγησαν σε σταθερή βελτίωση της ακρίβειας προσδιορισμού των γωνιακών ταχυτήτων των πλακών, άρα και των ταχυτήτων επέκτασης. Ήδη από τις αρχές της δεκαετίας του 1990 έγιναν διάφορες προσπάθειες για τον άμεσο υπολογισμό των ταχυτήτων των ωκεάνιων πλακών, συνδυάζοντας γεωλογικές και γεωδαιτικές εκτιμήσεις. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, οι Müller et al. (2008) βασιζόμενοι στις ισόχρονες του θαλάσσιου πυθμένα, αλλά και στο μοντέλο περιστροφής, υπολόγισαν τους μισούς ρυθμούς επέκτασης (half spreading rates) (*Σχήμα 4.6*). Σήμερα υπάρχουν διάφορα μοντέλα (π.χ. NUVEL-1 από τους DeMets et al., 1990, NUVEL-1A από τους DeMets et al., 1994a, MORVEL από τους DeMets et al., 2010, κ.ά.) που συνδυάζοντας πλήθος αξιόπιστων κινηματικών δεδομένων οδηγούν στον υπολογισμό της σχετικής αλλά και της απόλυτης διεύθυνσης μιας κινούμενης πλάκας σε οποιοδήποτε σημείο της Γης, καθώς επίσης και της ταχύτητας αυτής. Μια τέτοια διαδικτυακή πλατφόρμα αναπτύχθηκε από K. Tamaki και αναθεωρήθηκε από την K. Okino (http://ofgs.aori.u-tokyo.ac.jp/~okino/platecalc_new.html). Σε αυτή, δίνοντας τις γεωγραφικές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

συντεταγμένες του σημείου που μας ενδιαφέρει υπολογίζονται αυτομάτως οι ρυθμοί επέκτασης με βάση το επιθυμητό μοντέλο. Η αμεσότητα και η ευκολία άντλησης τέτοιων πληροφοριών αποτελούν βασικά πλεονεκτήματα στη συνδυαστική μελέτη γεωδαισίας και σεισμικότητας.



Σχήμα 4.6 *Χάρτης απεικόνισης μισών ρυθμών επέκτασης (half spreading rates) σε mm/yr (τροποποιημένο από Müller et al., 2008). Και εδώ τα όρια των πλακών απεικονίζονται με μαύρες γραμμές και προέρχονται από τον Bird (2003).*

4.3 Σεισμικες Ταχυτητες Και Ενεργος Παραμορφωση Του Ωκεανιου Φλοιου

4.3.1 Ενεργός παραμόρφωση του φλοιού

Η ενεργός παραμόρφωση του φλοιού, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, συνήθως μελετάται με συνδυασμό σεισμικών, γεωδαιτικών και παλαιομαγνητικών μεθόδων. Με τις γεωδαιτικές μεθόδους είναι δυνατός ο καθορισμός της ολικής παραμόρφωσης (θραυστικής και πλαστικής), ενώ η εφαρμογή παλαιομαγνητικών μεθόδων παρέχει χρήσιμες πληροφορίες κυρίως

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

για την περιστροφή των λιθοσφαιρικών τεμαχών. Η εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων για τον προσδιορισμό της ενεργού παραμόρφωσης προαπαιτεί την γνώση τόσο των λύσεων των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, όσο και δεδομένων σεισμικότητας. Τα δεδομένα αυτά είναι συνήθως εκφρασμένα σε μονάδες ρυθμού μεταβολής της σεισμικής ροπής. Στη διαδικασία αυτή χρησιμοποιούνται ιστορικά, αλλά κυρίως ενόργανα δεδομένα τα οποία φυσικά συνήθως έχουν ένα χρονικά μεταβαλλόμενο μέγεθος πληρότητας, με τα οποία υπολογίζεται το «μέγεθος» της παραμόρφωσης σε μια σεισμική ζώνη, ενώ με την χρήση των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης μιας ευρύτερης ζώνης εκτιμάται ο τρόπος της παραμόρφωσης. Ο προσδιορισμός των ταχυτήτων παραμόρφωσης συνήθως πραγματοποιείται σε σεισμογόνες πηγές περιορισμένης έκτασης. Αποφεύγεται η επιλογή πολύ μεγάλων σεισμικών ζωνών ώστε να αναδειχθούν οι χωρικές μεταβολές των συνιστωσών του τανυστή τάσης, αλλά και να εξασφαλιστεί καλύτερη ομοιογένεια σε ότι αφορά τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της κάθε ζώνης.

Η συνδυαστική ανάλυση των παραμορφώσεων που έχουν προκύψει από γεωδαιτικά και σεισμικά δεδομένα μπορεί να μας επιτρέψει να ορίσουμε το είδος της παραμόρφωσης και να διακρίνουμε την σεισμική από την ασεισμική παραμόρφωση. Στόχος μιας τέτοιας συνδυαστικής ανάλυσης είναι η στατιστική συσχέτιση μεταξύ των δύο αυτών παραμέτρων που εξετάζονται η οποία μπορεί να συμβάλει στη μελέτη της σεισμικότητας. Η στατιστική αυτή συσχέτιση επιτυγχάνεται συνήθως με τον υπολογισμό των λόγων των σεισμικών προς τους γεωδαιτικούς ρυθμούς παραμόρφωσης (seismic/geodetic strain rate ratio) (Masson et al., 2005).

Πλήθος επιστημόνων έχει μελετήσει την ενεργό παραμόρφωση του φλοιού. Η πλειοψηφία των εργασιών (που αφορούν όρια λιθοσφαιρικών πλακών) εκτιμά την ολική παραμόρφωση με την χρήση μόνο γεωδαιτικών παρατηρήσεων (π.χ., Ward 1990, Shen-Tu et al., 1999, Straub et al., 1997, McClusky et al., 2000, Armijo et al., 1999, Hindle et al., 2002). Η έλλειψη κοινών δεδομένων αποτελεί συνήθως πρόβλημα για τη συνδυαστική μελέτη γεωδαιτικών και σεισμολογικών παραμορφώσεων. Παρόλα αυτά υπάρχουν σήμερα αρκετές εργασίες που αντικείμενό τους είναι η συνδυαστική ανάλυση των παραμορφώσεων αυτών (π.χ., Papazachos and Kiratzi 1992, Jackson et al., 1994, Shen-Tu et al., 1998, Ward,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

1998 a, b, Kreemer et al. 2000, Jenny et al. 2004, Masson et al., 2005, Angelica et al., 2013, Zarifi et al., 2014).

Βασικό πρόβλημα των περισσότερων μεθοδολογιών εκτίμησης της παραμόρφωσης με σεισμολογικά δεδομένα είναι η γνώση των ακριβών στοιχείων του επιπέδου του ρήγματος (διεύθυνση, κλίση, γωνία ολίσθησης) και της σεισμικής ροπής για κάθε ένα σεισμό και για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα. Ωστόσο, είναι γνωστό ότι αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης υπάρχουν για σχετικά πρόσφατους και ισχυρούς σεισμούς των τελευταίων 50-60 ετών. Στο πλαίσιο αυτό, και με σκοπό να ξεπεραστούν τα πιθανά μειονεκτήματα των προηγούμενων εργασιών, οι Papazachos and Kiratzi (1992) πρότειναν μια μεθοδολογία η οποία επιτρέπει την χρήση όλων των διαθέσιμων δεδομένων σεισμικότητας με πληρότητα (που περιέχουν πληροφορίες τόσο για μικρότερους πρόσφατους σεισμούς, όσο και ισχυρότερους σεισμούς του παρελθόντος) για τον υπολογισμό του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής ενώ σε ότι αφορά τους μηχανισμούς γένεσης γίνεται χρήση μόνο αξιόπιστων λύσεων πρόσφατων σεισμών της ευρύτερης σεισμικής ζώνης μελέτης (του Αιγαίου και των γύρω περιοχών στη συγκεκριμένη εργασία), αλλά και ισχυρών σεισμών του παρελθόντος.

Η μεθοδολογία αυτή (Papazachos and Kiratzi, 1992) βασίζεται στη θεωρία των Kostrov (1974), Jackson and McKenzie (1988) και Molnar (1979). Το μοντέλο βασίζεται στην υπόθεση ότι αναφερόμαστε σε μια περιοχή με σχήμα ορθογωνίου παραλληλεπιπέδου (*Σχήμα 4.7*), γνωστών διαστάσεων (μήκους l_1, πλάτους l_2, πάχους l_3) και ότι το «μέγεθος» της παραμόρφωσης σε κάθε σεισμογόνο πηγή εκφράζεται από την απελευθέρωση της ετήσιας σεισμικής ροπής η οποία δίνεται από την σχέση του Molnar (1979):

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1-B}(M_{0,max})^{1-B} \tag{4.6}$$

όπου $M_{0,max}$ είναι η σεισμική ροπή του μεγαλύτερου σεισμού σε κάθε πηγή ενώ οι σταθερές A και B υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$A = 10\left(\alpha + \frac{bd}{c}\right) \tag{4.7}$$

$$B = \frac{b}{c} \tag{4.8}$$

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

όπου a και b οι σταθερές της σχέσης Gutenberg-Richter ενώ c & d είναι οι σταθερές της σχέσης ροπής-μεγέθους:

$$logM_0 = cM_s + d \tag{4.9}$$

Ο τανυστής σεισμικής ροπής για το n-οστό σεισμό, M^n, όταν αναφερόμαστε σε μια περιοχή με N μηχανισμούς γένεσης που έχουν γίνει σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα t, δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$M^n = M_0^n F^n(\zeta, \delta, \lambda) \tag{4.10}$$

Στη σχέση (4.10) το F^n αποτελεί μια συνάρτηση της παράταξης (ζ), της κλίσης (δ) του επιπέδου του ρήγματος καθώς και της γωνίας ολίσθησης (λ) (Aki and Richards, 1980). Μια τροποποιημένη έκφραση της σχέσης (4.10) έτσι ώστε να υπολογιστεί ο τανυστής του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής είναι:

$$\dot{M} = \dot{M_0}\overline{F} \tag{4.11}$$

όπου $\overline{F}$ ο μέσος «αντιπροσωπευτικός» τανυστής του μηχανισμού γένεσης.

Λύνοντας τις παραπάνω συναρτήσεις (*Σχέσεις 4.10 & 4.11*) ως προς $\overline{F}$ προκύπτει:

$$\overline{F} = \frac{\sum_{n=1}^{N} M_0^n F^n}{\sum_{n=1}^{N} M_0^n} \tag{4.12}$$

Με βάση τα ανωτέρω, οι εξισώσεις του Kostrov (1974) και των Jackson and McKenzie (1988) θα πάρουν πλέον τις ακόλουθες μορφές:

$$\dot{\epsilon_{i\,j}} = \frac{1}{2\mu V}\dot{M}_0\overline{F}_{ij} \;\; i,j = 1,2,3 \tag{4.13}$$

$$U_{ii} = \frac{1}{2\mu l_k l_j}\dot{M}_0\overline{F}_{ii} \;\; i \neq k, k \neq j, j \neq i, i = 1,2,3 \tag{4.14}$$

$$U_{12} = \frac{1}{\mu l_1 l_3}\dot{M}_0\overline{F}_{12} \tag{4.15}$$

$$U_{i3} = \frac{1}{\mu l_1 l_2}\dot{M}_0\overline{F}_{i3}\; i = 1,2 \tag{4.16}$$

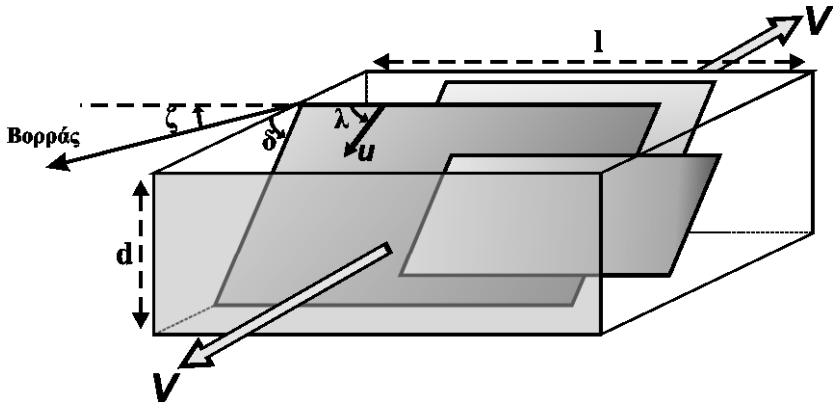
όπου (σε όλες τις παραπάνω σχέσεις, 4.13-4.16) μ=$3x10^{10}\ Nt/m^2$ (ελαστική σταθερά) και V ο σεισμογόνος όγκος της περιοχής που θεωρούμε ως παραλληλεπίπεδο (μήκους l_1, πλάτους l_2, βάθους l_3, τα οποία στο Σχήμα 4.7 είναι l, d/sinδ και d αντίστοιχα). Η συνιστώσα U_{33} (σχέση 4.14) του τανυστή ταχύτητας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

εκφράζει το ρυθμό λέπτυνσης ή πάχυνσης του σεισμογόνου όγκου ανάλογα με το αν η τιμή του είναι αρνητική ή θετική αντίστοιχα.

Η μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης με την χρήση του μοντέλου αυτού είναι σχετικά απλή, καθώς οι μόνες (αλλά ταυτόχρονα βασικές) προϋποθέσεις εφαρμογής του είναι ο ορισμός μικρών, και με κοινά μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά περιοχών, η δημιουργία πλήρων καταλόγων σεισμών (για κάθε περιοχή που θα μελετηθεί) και η ύπαρξη διαθέσιμων λύσεων μηχανισμών γένεσης. Η απλότητα και η εγκυρότητα του μοντέλου αυτού οδήγησε πλήθος επιστημόνων στην εφαρμογή του για μελέτες τόσο στον Ελλαδικό χώρο όσο και εκτός αυτού. Για παράδειγμα, μελέτες ενεργού παραμόρφωσης από δεδομένα σεισμικότητας στο τριπλό κόμβο Αζορών-Karliova (Kiratzi and Papazachos, 1995), στην Ιαπωνία (Kiratzi and Papazachos, 1996), στη Κεντρική Αμερική (Guzman-Speziale, 2001, Cáceres et al., 2005), στη Κίνα (Qin et al., 2002), στο Ιράν (Masson et al., 2005), στα νότια Απέννινα όρη της Ιταλίας (Visini, 2012), στο Αιγαίο (Papazachos et al., 1993, Papazachos and Kiratzi, 1996), στη Κεφαλονιά (Louvari et al., 1999), στην Ανατολική Μεσόγειο (Papazachos C., 1999a), βρίσκονταν σε καλή συμφωνία με αυτά από γεωδαιτικές παρατηρήσεις, ενώ υπήρχαν και περιπτώσεις (π.χ. η μελέτη στη πεδιάδα της Παννονίας στην Κεντρική Ευρώπη, Bus et al., 2009), όπου η σεισμική παραμόρφωση ήταν σαφώς υποεκτιμημένη (σε σχέση με την ολική).



Σχήμα 4.7 *Σχηματική απεικόνιση της ενεργού παραμόρφωσης μίας σεισμικής ζώνης με ταχύτητα V, λόγω της μετατόπισης, u, σε διάφορα υπο-παράλληλα ρήγματα, τα οποία κατανέμονται στη ζώνη και έχουν παρόμοιους μηχανισμούς γένεσης (Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2008).*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

4.3.2 Εφαρμογή μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων παραμόρφωσης στις περιοχές ενδιαφέροντος

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο υπολογισμός της ενεργού παραμόρφωσης μπορεί να επιτευχθεί με την χρήση κατάλληλου μοντέλου το οποίο βασίζεται στη χρήση καταλόγων σεισμών, καλά μελετημένων ως προς την πληρότητά τους, αλλά και αξιόπιστων διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης σεισμών της περιοχής μελέτης. Υπό τις ανωτέρω προϋποθέσεις επιλέχθηκε στην παρούσα διατριβή να υπολογιστούν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης για συγκεκριμένες, χωρικά περιορισμένες, ζώνες μεσο-ωκεάνιων ράχεων και στη συνέχεια να συγκριθούν με την ολική παραμόρφωση του φλοιού.

Αρχικά, και έχοντας ήδη διαθέσιμη τη χωρική κατανομή των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης των υπό μελέτη ράχεων, αναζητήθηκαν περιοχές με επίκεντρα ισχυρών σεισμών. Συγκεκριμένα για κάθε μία ράχη μελετήθηκαν επιλεγμένες ζώνες που οριοθετούνται από τις παρακάτω συντεταγμένες:

→ Ράχη του Ατλαντικού: 0°-5° Β, 10-30° Δ, και 35°- 45° Β, 20° -35° Δ
→ Ράχη της Nazca-Ειρηνικού: 3°-5° N, 102°-107° Δ και 26°-30° N, 111° -114° Δ
→ Ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής: 50° - 60° N, 110°-150° Δ
→ Ράχη ΝΑ Ινδικού: 34°-42° N, 77°-81° Α και54° 61°N, 145°-152° Α
→ Ράχη Κεντρικού Ινδικού: 0°-14°Β, 56°-68°Α και 6° - 9° Β, 64-70°Α.
→ Ράχη του ΝΔ Ινδικού: 44° - 54° N, 24° - 37° Α.

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο, θα πρέπει η εφαρμογή του μοντέλου να γίνεται σε όσο το δυνατόν πιο «κλειστές» περιοχές που να παρουσιάζουν παρόμοια μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά. Ως εκ τούτου, οι ζώνες που αναφέρθηκαν παραπάνω, χωρίστηκαν (όπου αυτό ήταν δυνατόν) σε ακόμα μικρότερες. Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης (για $M \geq 5.0$), αλλά και την διάρθρωση του ίχνους της κάθε ράχης αναζητήθηκαν μικρότερες ομάδες σεισμών (με γειτονικά επίκεντρα) που να χαρακτηρίζονται από παρόμοια διάρρηξη (κλίσης ή διεύθυνσης). Οι «κλειστές» αυτές περιοχές, γνωστών διαστάσεων που ορίστηκαν περιλαμβάνουν, κατά το δυνατόν, είτε σεισμούς που προκλήθηκαν από κανονικά ρήγματα είτε από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Για αυτές τις περιοχές, τα γεωγραφικά όρια των οποίων (τόσο σε μικρή όσο και σε μεγαλύτερη κλίμακα) και οι μηχανισμοί γένεσης που τις συνιστούν

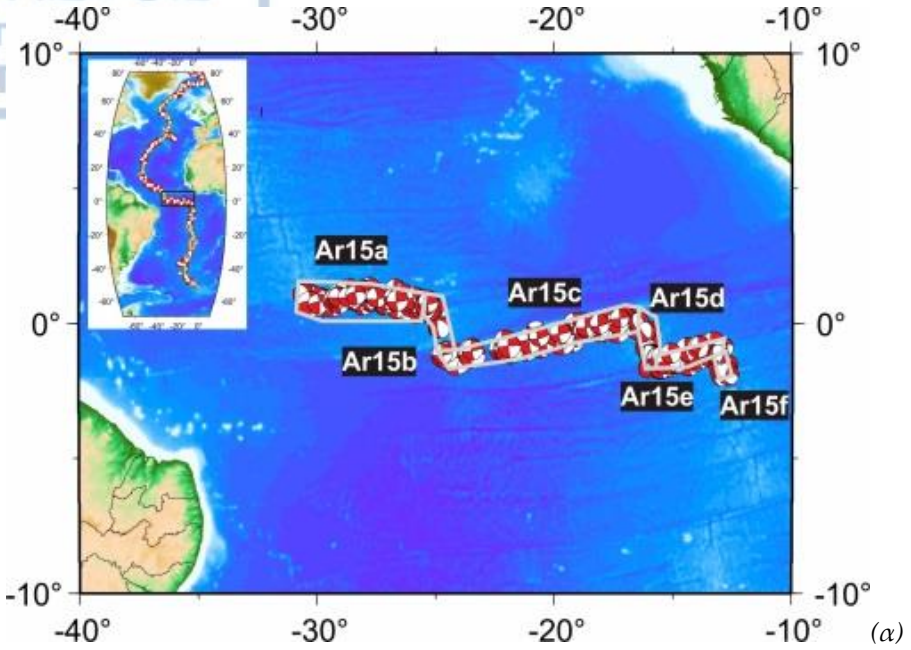
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

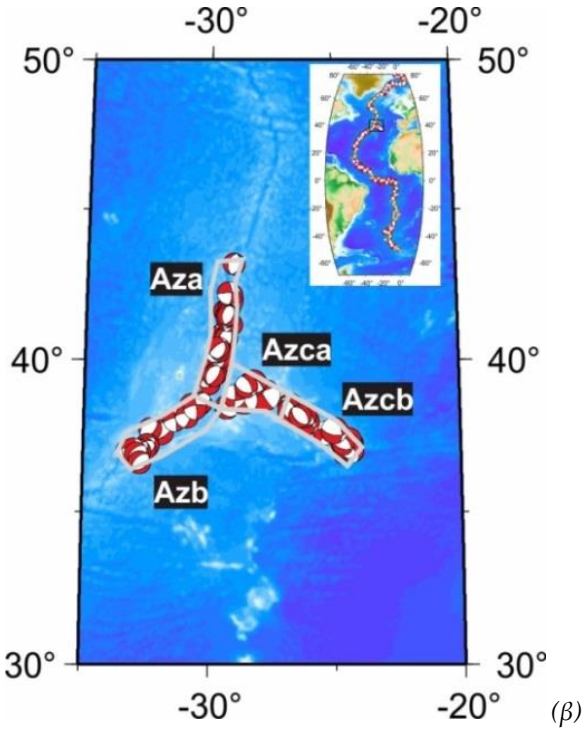
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

απεικονίζονται στους χάρτες που ακολουθούν (*Σχήματα 4.8-4.13*), υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης.

Επιπλέον, στον πίνακα 4.1 παρουσιάζεται το πλήθος των διαθέσιμων σεισμών, των μηχανισμών γένεσης, αλλά και του μεγέθους του μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού κάθε ζώνης από τα διαθέσιμα δεδομένα σεισμικότητας. Θα πρέπει εδώ να τονίσουμε ότι οι σεισμοί που εντάσσονται εντός των ορίων των περιοχών αυτών έχουν προκύψει από τους τελικούς, από-ομαδοποιημένους καταλόγους κάθε μεσο-ωκεάνιας ράχης.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γ
Α.Π

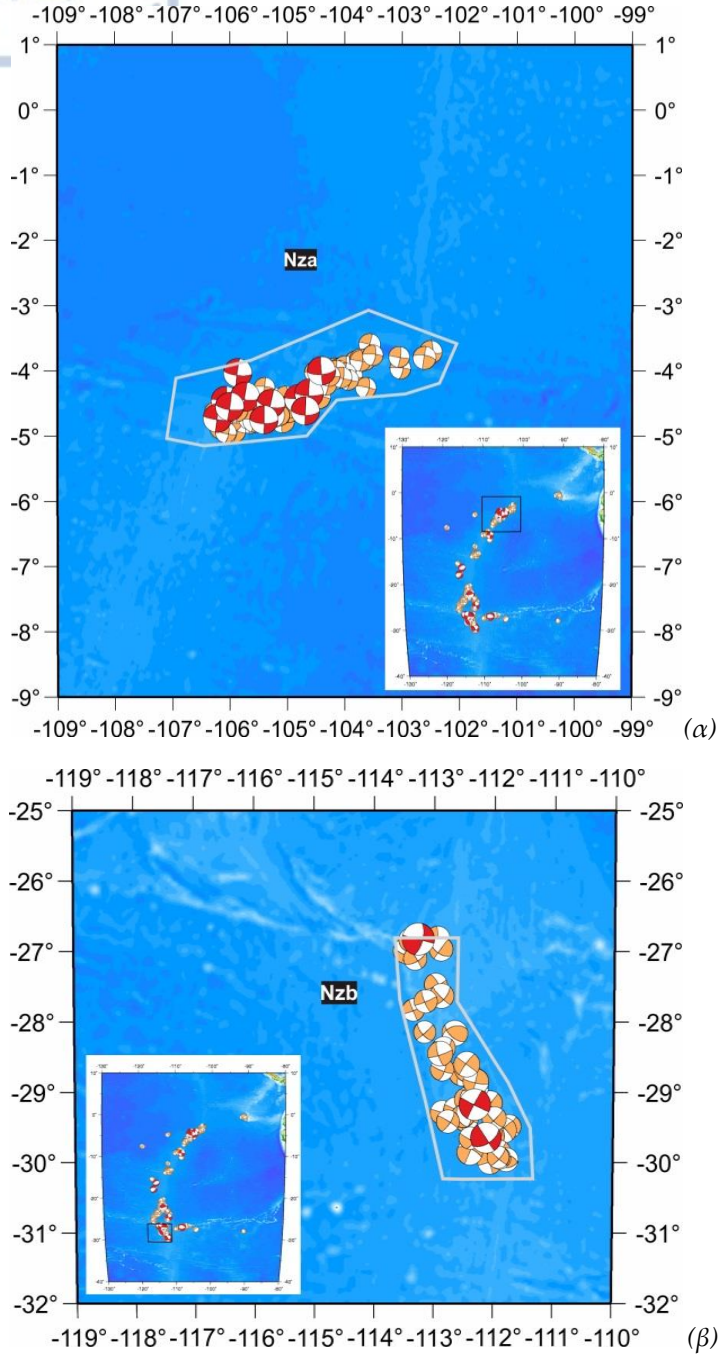




Σχήμα 4.8 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) των περιοχών της ράχης του Ατλαντικού για τις οποίες υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για δύο ευρύτερες περιοχές: AR15 (a) & Az (β). Με γκρι πλαίσια οριοθετούνται οι 10 κλειστές περιοχές για τις οποίες έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική τους ονομασία.*

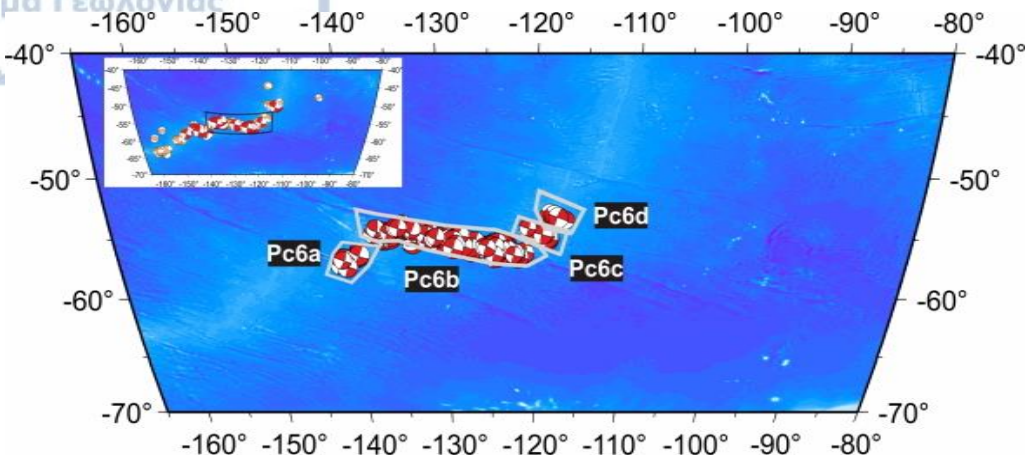
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 4.9 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) των περιοχών της ράχης μεταξύ Ειρηνικού-Nazca για τις οποίες υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για δύο ευρύτερες περιοχές: Nza (α) & Nzb (β) στο βόρειο και νότιο τμήμα της ράχης αντίστοιχα. Με γκρι πλαίσιο οριοθετείται η κλειστή περιοχή για την οποία έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική της ονομασία.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 4.10 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) της περιοχής της ράχης μεταξύ Ειρηνικού-Ανταρκτικής για την οποία υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για 4 υποπεριοχές. Με γκρι πλαίσια οριοθετούνται οι κλειστές περιοχές για τις οποίες έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική τους ονομασία.*

Προαπαιτούμενο για την εφαρμογή του μοντέλου υπολογισμού της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού αποτελεί επίσης και ο αξιόπιστος υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας α & b της γνωστής σχέσης G-R (Σχέση 2.11). Οι τιμές των παραμέτρων αυτών θα πρέπει (σύμφωνα με το μοντέλο) να αντιστοιχούν σε πλήρη από-ομαδοποιημένα δεδομένα. Συνεπώς, πριν την εφαρμογή του μοντέλου, προηγήθηκε ο υπολογισμός τους με την διαδικασία των αναγωγών, διαδικασία που περιγράφηκε αναλυτικά σε προηγούμενο κεφάλαιο (βλέπε παράγραφο 3.2.2). Η κύρια διαφορά κατά τον υπολογισμό των παραμέτρων για αυτές τις κλειστές περιοχές (σε σχέση με τους υπολογισμούς που έγιναν σε προηγούμενες μελέτες της παρούσας εργασίας) είναι ότι εδώ δεν χρησιμοποιήθηκαν τα αθροιστικά (συσσωρευτικά) πλήθη (N) αλλά ο πραγματικός αριθμός σεισμών (απλά πλήθη, n) που αντιστοιχούν σε κάθε τάξη μεγέθους. Είναι γνωστό ότι συνήθως για τον υπολογισμό της παραμέτρου b χρησιμοποιούν τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών επειδή με αυτό τον τρόπο οι πιθανοί ανακριβείς προσδιορισμοί στα μεγέθη γενικά εξομαλύνονται. Ταυτόχρονα όμως με αυτό τον τρόπο η συνάρτηση αθροιστικής πυκνότητας-

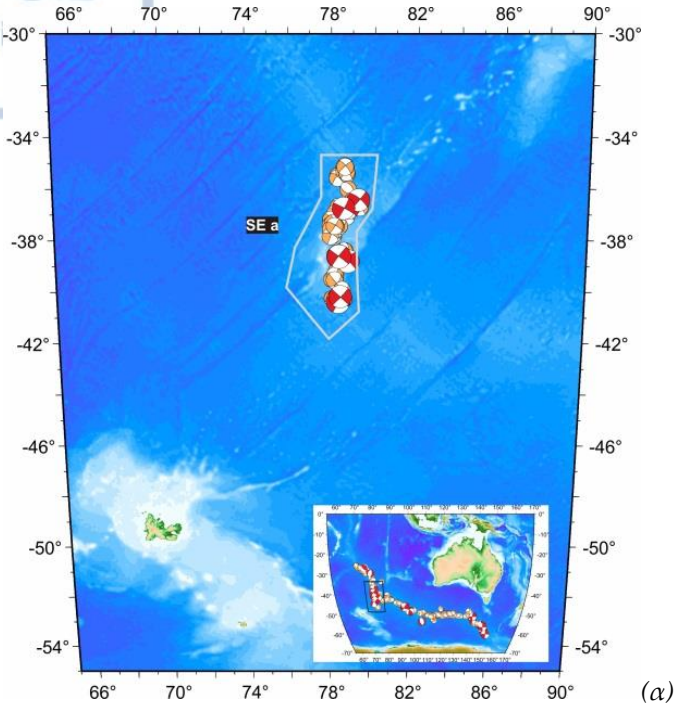
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

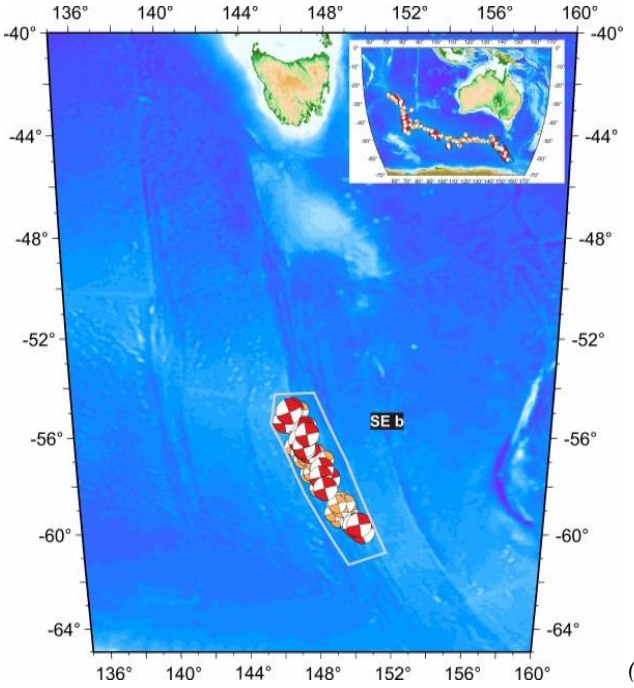
πιθανότητας δεν είναι γραμμική για όλο το εύρος των μεγεθών όταν θεωρούμε ότι οι σεισμοί συμβαίνουν μέχρι ένα μέγιστο μέγεθος, σε αντίθεση με αυτή που προκύπτει από τα απλά πλήθη (n(M)), η οποία μπορεί να θεωρηθεί γραμμική. Αυτό οδηγεί σε επιπλέον σφάλματα κατά τον υπολογισμό της παραμέτρου b. Για το λόγο αυτό, και ταυτόχρονα παρατηρώντας τις ιδιαιτέρως μεγάλες τιμές της παραμέτρου b, έτσι όπως αυτές προέκυψαν από τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών για τις κλειστές υπό μελέτη ζώνες (στήλη b_N του Πίνακα 4.1) αποφασίστηκε να γίνει χρήση των μη συσσωρευτικών τιμών. Συγκεκριμένα, με βάση τα πλήθη των σεισμών κάθε τάξης μεγέθους υπολογίστηκαν οι τιμές της παραμέτρου b (b_n) και έπειτα θεωρώντας σταθερές τις τιμές αυτές έγιναν εκτιμήσεις της παραμέτρου a αλλά αυτή τη φορά από τα συσσωρευτικά πλήθη (N). Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στον πίνακα 4.1 (στήλες 4 και 5) και είναι αυτές οι οποίες σε συνδυασμό με τα υπόλοιπα απαραίτητα στοιχεία (διαθέσιμες λύσεις μηχανισμών, στοιχεία σεισμών εντός πληροτήτων, μέγεθος μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού) χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή του μοντέλου των Papazachos and Kiratzi (1992). Στόχος είναι ο υπολογισμός των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης και η μετέπειτα σύγκρισή τους με γεωδαιτικά δεδομένα για την εύρεση των ρυθμών παραμόρφωσης (λόγοι σεισμικής παραμόρφωσης προς ολική παραμόρφωση με στόχο τη στατιστική τους συσχέτιση).

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής του παραπάνω μοντέλου περιέχονται σε ένα αρχείο το οποίο περιέχει πληροφορίες σχετικά με τους σεισμούς και τους μηχανισμούς που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της σεισμικής ροπής (έτσι όπως προκύπτει από την σχέση 4.6), καθώς επίσης και τα στοιχεία (αζιμούθιο και γωνία κλίσης) των αξόνων μέγιστης συμπίεσης (P) και μέγιστου εφελκυσμού (T) όπως προκύπτουν από τις ιδιοτιμές του $\overline{F}$ («αντιπροσωπευτικός τανυστής του μηχανισμού γένεσης»). Παράλληλα υπολογίζονται και αναφέρονται οι διαστάσεις, το κέντρο αλλά και το αζιμούθιο (με βάση την κατανομή των επικέντρων) της υπό μελέτη ζώνης. Τα βασικότερα και πιο χρήσιμα στοιχεία που προκύπτουν από την εφαρμογή του μοντέλου είναι ο τανυστής της ταχύτητας, U, (*Σχέσεις 4.14 έως 4.16*) και οι ιδιοτιμές (eigenvalues) του τανυστή αυτού.

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



(α)

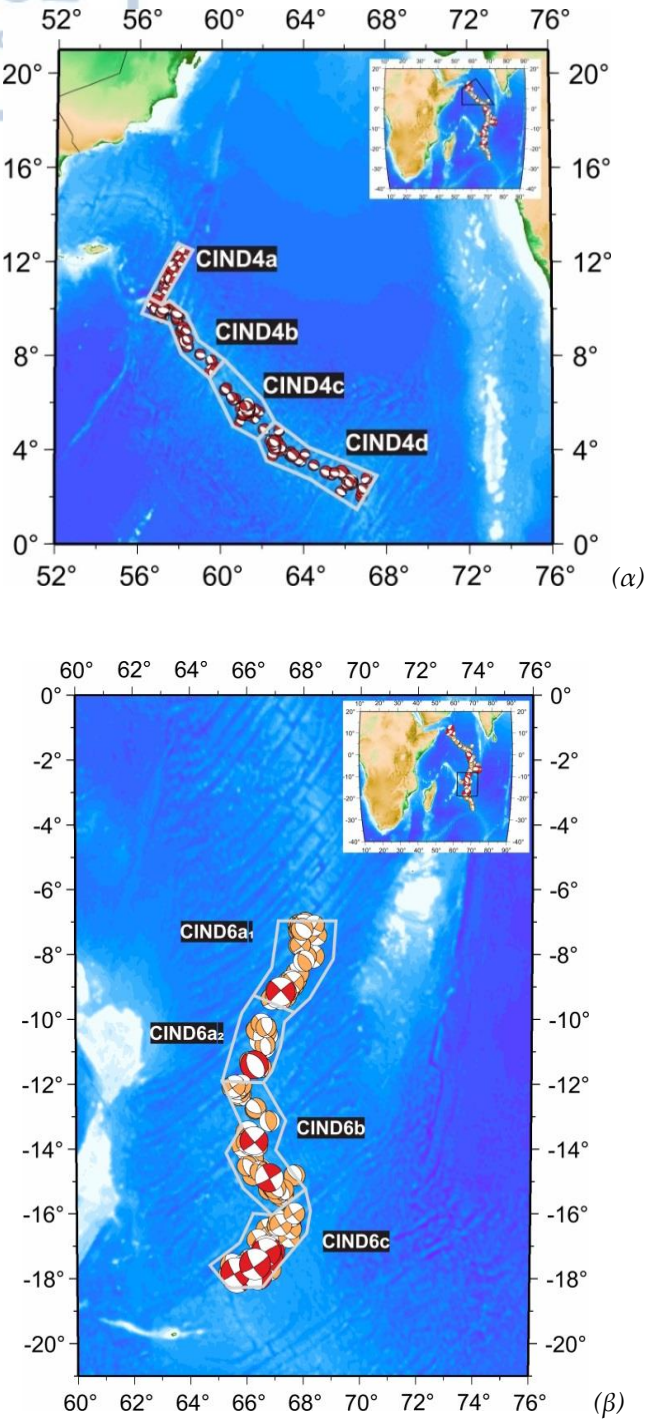


(β)

Σχήμα 4.11 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) των περιοχών της ράχης του Νοτιοανατολικού Ινδικού για τις οποίες υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για δύο ευρύτερες περιοχές: SEa (a) & SEb (β). Με γκρι πλαίσιο οριοθετείται η κλειστή περιοχή για την οποία έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική της ονομασία.*

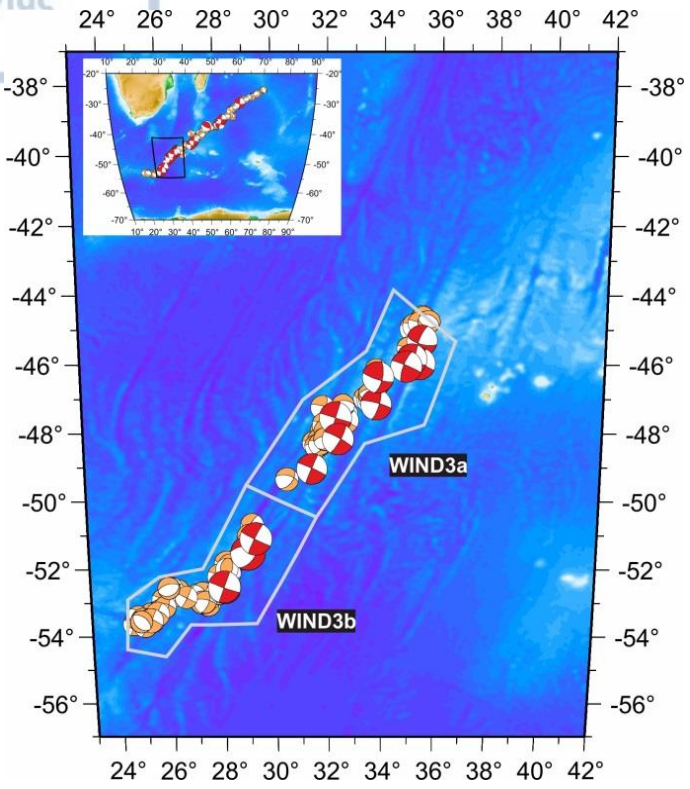
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 4.12 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) των περιοχών της ράχης του Κεντρικού Ινδικού για τις οποίες υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για δύο ευρύτερες περιοχές: CIND4 (α) & CIND6 (β). Με γκρι πλαίσια οριοθετούνται οι 8 κλειστές περιοχές για τις οποίες έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική τους ονομασία.*

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



Σχήμα 4.13 *Μηχανισμοί γένεσης σεισμών (ένθετος χάρτης: προτοκαλί για 5.0≤M<6.0 & κόκκινο για M≥6.0) της περιοχής της ράχης του Νοτιοδυτικού Ινδικού για την οποία υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Το μοντέλο εφαρμόστηκε για δύο υποπεριοχές: WIND3a & WIND3b. Με γκρι πλαίσια οριοθετούνται οι 2 κλειστές περιοχές για τις οποίες έγιναν υπολογισμοί της ενεργού παραμόρφωσης ενώ σημειώνεται και η κωδική τους ονομασία.*

Επίσης από τον τανυστή της ταχύτητας μπορεί να υπολογιστεί εύκολα με την χρήση κατάλληλων σχέσεων η σχετική ταχύτητα παραμόρφωσης στις δύο πλευρές της ράχης. Τόσο οι τιμές αυτές, όσο και οι μέγιστες ιδιοτιμές από τον τανυστή της ταχύτητας, για όσες φυσικά από τις 28 συνολικά κλειστές περιοχές ήταν διαθέσιμες, θα χρησιμοποιηθούν στην πορεία για τον υπολογισμό των ρυθμών παραμόρφωσης, των λόγων τους ως προς τους αντίστοιχους ρυθμούς επέκτασης (σεισμικοί ρυθμοί παραμόρφωσης/γεωδαιτικοί ρυθμοί παραμόρφωσης).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 4.1 *Τιμές παραμέτρων σεισμικότητας, μέγιστα παρατηρούμενα μεγέθη σεισμών, και πλήθος διαθέσιμων σεισμών και μηχανισμών γένεσης για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων, στις οποίες υπολογίστηκε η ενεργός παραμόρφωση του φλοιού.*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	b_N	b_n	a_1	M_{max}	Πλήθος σεισμών	Πλήθος μηχανισμών
Ατλαντικός	AR15a	1.212	0.998	5.389	6.9	246	104
	AR15b	1.397	0.945	4.332	6.2	44	10
	AR15c	0.986	0.871	4.790	7.2	260	103
	AR15d	1.816	0.978	4.779	5.5	77	18
	AR15e	0.971	0.776	3.948	6.9	113	53
	AR15f	1.825	1.121	5.174	5.6	39	11
	AZa	1.935	1.593	7.922	6.1	116	35
	AZb	2.242	1.624	7.897	5.8	73	14
	AZca	0.819	0.628	2.404	6.9	54	27
	AZcb	0.923	0.556	2.222	6.9	21	6
Ειρηνικός-Nazca	NZa	1.525	0.960	5.159	6.5	143	93
	NZb	1.211	0.882	4.473	6.8	84	45
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	1.557	1.089	5.344	6.1	29	24
	PC6b	1.607	1.311	7.537	6.8	266	200
	PC6c	1.778	1.305	6.324	6	22	18
	PC6d	1.935	1.002	4.653	5.8	17	16
ΝΑ Ινδικός	SEa	1.383	1.115	6.035	6.5	211	83
	SEb	1.229	0.922	5.062	6.8	219	100
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	0.865	0.616	2.787	7.1	42	21
	CIND4b	1.463	1.120	5.467	6.4	61	30
	CIND4c	1.833	1.260	6.230	5.8	60	50
	CIND4d	1.826	1.436	7.294	5.9	85	49
	CIND6a$_1$	1.755	1.282	6.572	6.2	97	49
	CIND6a$_2$	1.874	1.701	8.388	6.0	53	23
	CIND6b	1.922	1.554	8.079	6.1	133	65
	CIND6c	1.131	0.922	4.797	6.6	96	51
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	0.957	0.748	3.873	8	157	51
	WIND3b	1.182	0.999	5.165	6.8	145	45

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

4.3.3 Υπολογισμός ρυθμών επέκτασης και ρυθμών παραμόρφωσης για τις «κλειστές» υπό μελέτη ζώνες

Έχοντας εφαρμόσει το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού για τις κλειστές ζώνες που αναφέρθηκαν προηγουμένως και έχοντας υπολογίσει τις ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης, επόμενο βήμα ήταν η εκτίμηση των λόγων των παραμορφώσεων που προέκυψαν από σεισμικές και γεωδαιτικές παρατηρήσεις. Για τον υπολογισμό των γεωδαιτικών (πραγματικών) ρυθμών παραμόρφωσης έγινε χρήση του μοντέλου MORVEL, όπως περιγράφεται στην παράγραφο 4.2.3. Συγκεκριμένα, δίνοντας τις συντεταγμένες του κέντρου της κάθε κλειστής ζώνης (όπως αυτό προέκυπτε από το προηγούμενο υποκεφάλαιο), καθώς επίσης και τα όρια των πλακών που βρίσκονται σε σχετική κίνηση μεταξύ τους, υπολογιζόταν οι αντίστοιχες ταχύτητες επέκτασης (σε mm/yr).

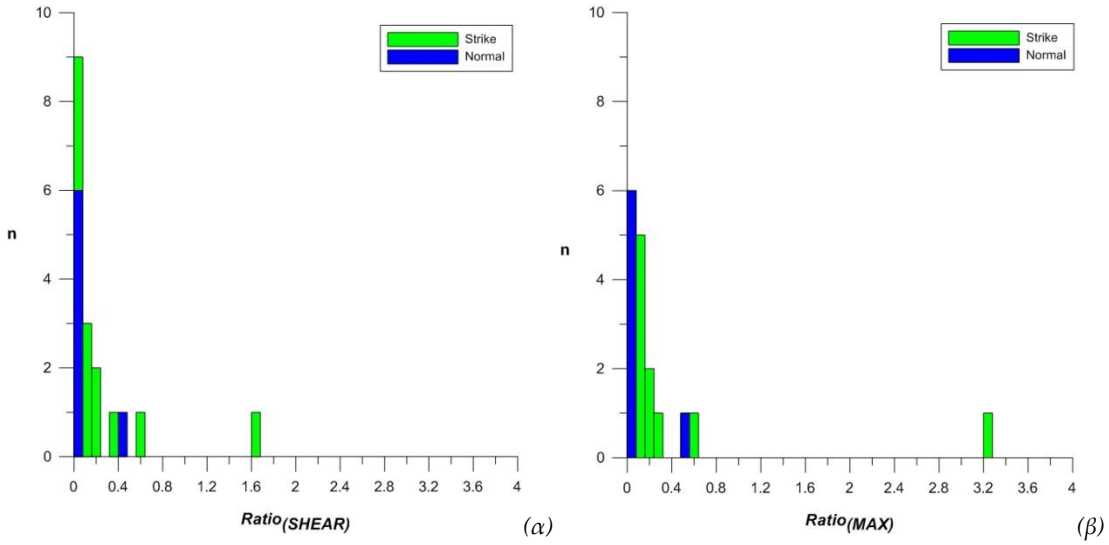
Στον πίνακα 4.2 παρουσιάζονται αναλυτικά για κάθε μία «κλειστή» ζώνη οι σεισμικές ταχύτητες, οι ρυθμοί επέκτασης, οι αντίστοιχοι λόγοι τους, καθώς επίσης και τα στοιχεία των αξόνων μέγιστης συμπίεσης και εφελκυσμού, όπως προέκυψαν από τους υπολογισμούς του μοντέλου της ενεργού παραμόρφωσης. Στην τελευταία στήλη του πίνακα γίνεται αναφορά στο είδος της διάρρηξης που επικρατεί (με βάση τις γωνίες κλίσης των αξόνων P & T που προαναφέρθηκαν). Τα σημεία του πίνακα όπου δεν υπάρχουν τιμές, αντιστοιχούν σε περιοχές για τις οποίες δεν ήταν δυνατός ο υπολογισμός των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης (περιοχές με κωδικές ονομασίες AZa, AZb, CIND6a2, CIND6b) και επομένως και των αντίστοιχων λόγων τους. Αυτό συμβαίνει εξαιτίας των υψηλών τιμών που παρουσίασαν οι τιμές της παραμέτρου b (*Πίνακας 4.1*). Η σχέση υπολογισμού σεισμικής ροπής (*Σχέση 4.6*) που χρησιμοποιήθηκε έχει ως προϋπόθεση η παράμετρος b να έχει τιμές b<c (όπου c συνήθως ίσο με 1.5), συνεπώς για μεγαλύτερες (κατ' απόλυτη τιμή) τιμές του b, η εφαρμογή του είναι αδύνατη. Επιπλέον παρατηρούμε ότι είτε χρησιμοποιήσουμε τα μέτρα των σχετικών (εκατέρωθεν της κάθε ράχης) ταχυτήτων είτε τις μέγιστες τιμές του ιδιοσυστήματος για τον υπολογισμό των ρυθμών παραμόρφωσης, τα αποτελέσματα που προκύπτουν είναι παρόμοια.

Οι λόγοι σεισμικών/γεωδαιτικών παραμορφώσεων εμφανίζουν μεγαλύτερες τιμές στις ζώνες όπου επικρατούν διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης (strike slip, Πίνακας 4.2, στήλες 6, 7 και 12), κάτι που αποτυπώνεται και γραφικά στα συγκριτικά τους ιστογράμματα (*Σχήμα 4.14*). Διαπιστώνουμε, δηλαδή, ότι οι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης παίρνουν μεγαλύτερες τιμές σε περιοχές όπου επικρατεί η δευτερεύουσα κίνηση που χαρακτηρίζει τις μεσο-ωκεάνιες ράχες, επομένως η σεισμικότητα είναι πιο έντονη σε ρήγματα μετασχηματισμού από ότι στα κανονικά ρήγματα που συνήθως κυριαρχούν στους άξονες των ραχών. Αυτή η παρατήρηση έρχεται σε συμφωνία και με τα ιστογράμματα που παρουσιάστηκαν στην παράγραφο 3.2.4 και στην αξιολόγηση της ποσοτικής εκτίμησης της σεισμικότητας.



Σχήμα 4.14 *Ιστογράμματα των λόγων σεισμικών/γεωδαιτικών παραμορφώσεων, έτσι όπως υπολογίστηκαν από: α) τις σχετικές (shear) και, β) μέγιστες (max) ταχύτητες με ταυτόχρονη απεικόνιση της επικρατούσας διάρρηξης. Με μπλε χρώμα αποτυπώνονται οι παραμορφώσεις που αντιστοιχούν σε διαρρήξεις κλίσης (κανονικά ρήγματα) ενώ με πράσινο αυτές που αντιστοιχούν σε διαρρήξεις διεύθυνσης (ρήγματα μετασχηματισμού).*

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

Πίνακας 4.2 *Τιμές ρυθμών επέκτασης (spreading rates) σε mm/yr, ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης όπως υπολογίστηκαν από το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης (σχετικών ταχυτήτων εκατέρωθεν του άξονα κάθε ράχης και μέγιστων ιδιοτιμών, σε mm/yr) και των αντίστοιχων λόγων παραμόρφωσης (ratios) για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων. Στις τρεις τελευταίες στήλες του πίνακα παρουσιάζονται οι παρατάξεις και οι κλίσεις των αξόνων μέγιστης συμπίεσης & εφελκυσμού, καθώς επίσης και το είδος της επικρατούσας διάρρηξης κάθε περιοχής.*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	Spreading Rates (mm/yr)	Σχετικές ταχύτητες (mm/yr)	Μέγιστη (κατ' απόλυτο) ιδιοτιμή τανυστή ταχύτητας (mm/yr)	Λόγος (ratio) σχετικής ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα	Λόγος (ratio) μέγιστης ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα	P axis (strike-dip) °		T axis (strike-dip) °		Επικρατούσα διάρρηξη
Ατλαντικός	AR15a	29	4.331	6.226	0.149	0.215	130.4	1.2	220.5	3.1	Strike
	AR15b	29	0.329	0.339	0.011	0.012	130.6	70.1	238.7	6.4	Normal
	AR15c	29	6.116	6.173	0.211	0.213	124.4	10.2	216.1	9.5	Strike
	AR15d	29	0.326	0.337	0.011	0.012	190.8	74.1	79.7	5.9	Normal
	AR15e	30	7.001	7.220	0.233	0.241	121.2	11.8	212.9	7.9	Strike
	AR15f	30	0.454	0.475	0.015	0.016	199.6	78.2	73.5	7	Normal
	AZa	23	—	—	—	—	177.1	82.6	284.3	2.2	Normal
	AZb	20	—	—	—	—	336.9	86.9	135.2	2.8	Normal
	AZca	5	3.056	3.114	0.611	0.623	102.6	21.3	196.2	8.9	Strike

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

	AZcb	4	1.917	2.028	0.479	0.507	7.7	87.2	22.6	2.3	Normal
Εωηνικός-Nazca	NZa	128	2.734	6.568	0.021	0.051	51.3	6.9	320.4	7.2	Strike
	NZb	146	1.459	5.144	0.010	0.035	344.1	7.5	254	0.7	Strike
Εωηνικός-Ανταρκτική	PC6a	74	1.031	1.808	0.014	0.024	248.9	3.2	339.5	3.2	Strike
	PC6b	79	5.039	7.247	0.064	0.092	66	2.3	335.9	3.5	Strike
	PC6c	81	1.629	1.715	0.020	0.021	58	5.4	327.5	5.8	Strike
	PC6d	83	0.895	0.902	0.011	0.011	339.3	1	69.3	2.3	Strike
Νοτιοανατολικός Ινδικός	SEa	61	1.140	6.229	0.019	0.1029	248.9	3.2	339.5	3.2	Strike
	SEb	67	4.377	5.933	0.066	0.089	66	2.3	335.9	3.5	Strike
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	21	7.715	10.877	0.367	0.518	350.9	6.4	82.1	10.5	Strike
	CIND4b	22	0.333	0.382	0.015	0.017	184.9	78.7	32.8	10.1	Normal
	CIND4c	25	0.337	0.353	0.013	0.014	213.4	82.7	30.4	7.3	Normal
	CIND4d	28	0.931	1.106	0.033	0.039	182.4	72.6	35.4	14.7	Normal

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

	CIND6a$_1$	35	1.534	2.372	0.043	0.068	1.7	0.2	271.7	0.3	Strike
	CIND6a$_2$	36	—	—	—	—	112.2	84.8	247.2	3.7	Normal
	CIND6b	38	—	—	—	—	359.6	20.8	90.3	2	Strike
	CIND6c	40	3.529	3.319	0.088	0.083	10.1	10.2	101.4	7.5	Strike
Νοτιοδυτικός Ινδικός	WIND3a	14	23.136	44.879	1.652	3.206	244.7	3.6	334.7	0.6	Strike
	WIND3b	14	1.437	2.185	0.103	0.156	246.4	32.9	337.6	1.8	Strike

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

4.3.4 Συσχετισμός υπολογισμένων λόγων παραμόρφωσης με ροές θερμότητας και ηλικίες

Με την ολοκλήρωση των υπολογισμών των λόγων των ταχυτήτων παραμόρφωσης επόμενο βήμα είναι η σύγκριση των τιμών τους με διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με την ηλικία αλλά και την ροή θερμότητας του ωκεάνιου φλοιού. Αρχικά, υπολογίστηκαν οι ηλικίες για τα κέντρα της κάθε κλειστής περιοχής όπως αυτές εκτιμήθηκαν κατά την διαδικασία εφαρμογής του μοντέλου της ενεργού παραμόρφωσης, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα των Müller et al.(2008). Παράλληλα, έγινε χρήση των αντίστοιχων εξισώσεων (*Σχέσεις 4.2 και 4.3*) για τον προσδιορισμό της θερμικής ροής. Οι τιμές τόσο των ροών θερμότητας, όσο και των αντίστοιχων ηλικιών που προέκυψαν για τα κέντρα των κλειστών περιοχών, παρουσιάζονται στον πίνακα 4.3.

Μελετώντας τα αποτελέσματα που προέκυψαν (*Πίνακας 4.3*) παρατηρείται ότι κατά πλειοψηφία οι μεγαλύτερες ηλικίες αντιστοιχούν σε περιοχές με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (*Σχήμα 4.15β*). Ενδιαφέρον έχει επίσης η συσχέτιση των ηλικιών (*Σχήμα 4.16α*) και των ροών θερμότητας (*Σχήμα 4.16β*) με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σεισμού της κάθε κλειστής περιοχής, M_{max}. Η σύγκριση αυτή οδηγεί στο εξής συμπέρασμα: περιοχές που βρίσκονται πιο μακριά από το όριο απόκλισης των πλακών, σε ζώνες δηλαδή που η ηλικία του ωκεάνιου φλοιού είναι μεγαλύτερη, χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες διαρρήξεις (ισχυρότερους μέγιστους σεισμούς).

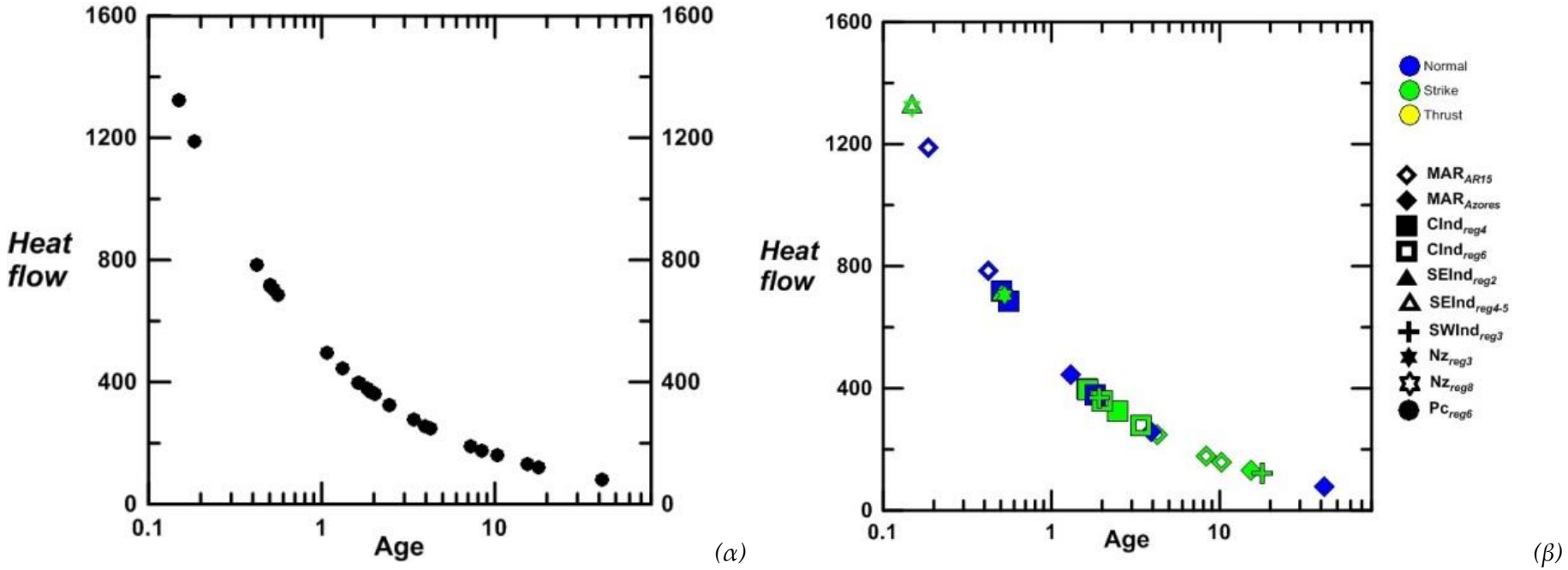
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

Πίνακας 4.3 *Ροές θερμότητας και ηλικίες, όπως υπολογίστηκαν για τις κλειστές περιοχές των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Οι ηλικίες εκφράζονται σε My ενώ οι ροές θερμότητας σε mW/m².*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	Ηλικίες(grdtrack)	Ροές θερμότητας
Ατλαντικός	AR15a	8.36	176
	AR15b	0.42	785
	AR15c	10.31	159
	AR15d	0.51	716
	AR15e	4.28	246
	AR15f	0.18	1188
	Aza	1.31	445
	AZb	3.94	257
	AZca	15.41	130
	AZcb	41.99	79
Ειρηνικός-Nazca	NZa	0.52	704
	NZb	0.15	1322
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	1.92	368
	PC6b	7.29	189
	PC6c	2.46	325
	PC6d	1.07	494
ΝΑ Ινδικός	SEa	0.51	716
	SEb	0.15	1322
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	2.47	324
	CIND4b	1.63	399
	CIND4c	0.50	719
	CIND4d	0.55	684
	CIND6a$_1$	1.66	396
	CIND6a$_2$	1.83	377
	CIND6b	2.02	359
	CIND6c	3.39	277
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	17.81	121
	WIND3b	1.93	367

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

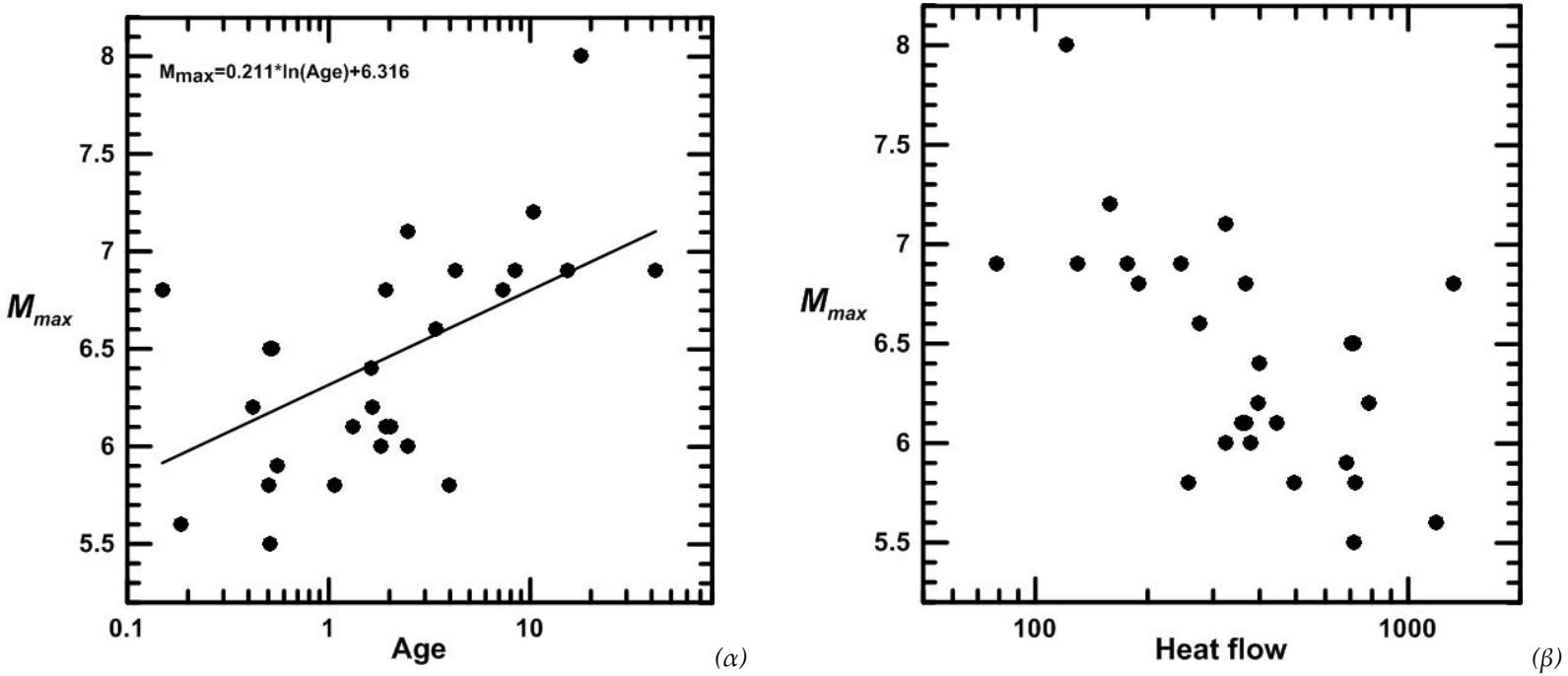
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 4.15 *(α)Διάγραμμα μεταβολής της ροής θερμότητας (σε mW/m²) ως προς την ηλικία (σε My) για τις κλειστές υπό μελέτη περιοχές. Στο σχήμα (β) απεικονίζονται οι ίδιες συσχετίσεις ομαδοποιημένες με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



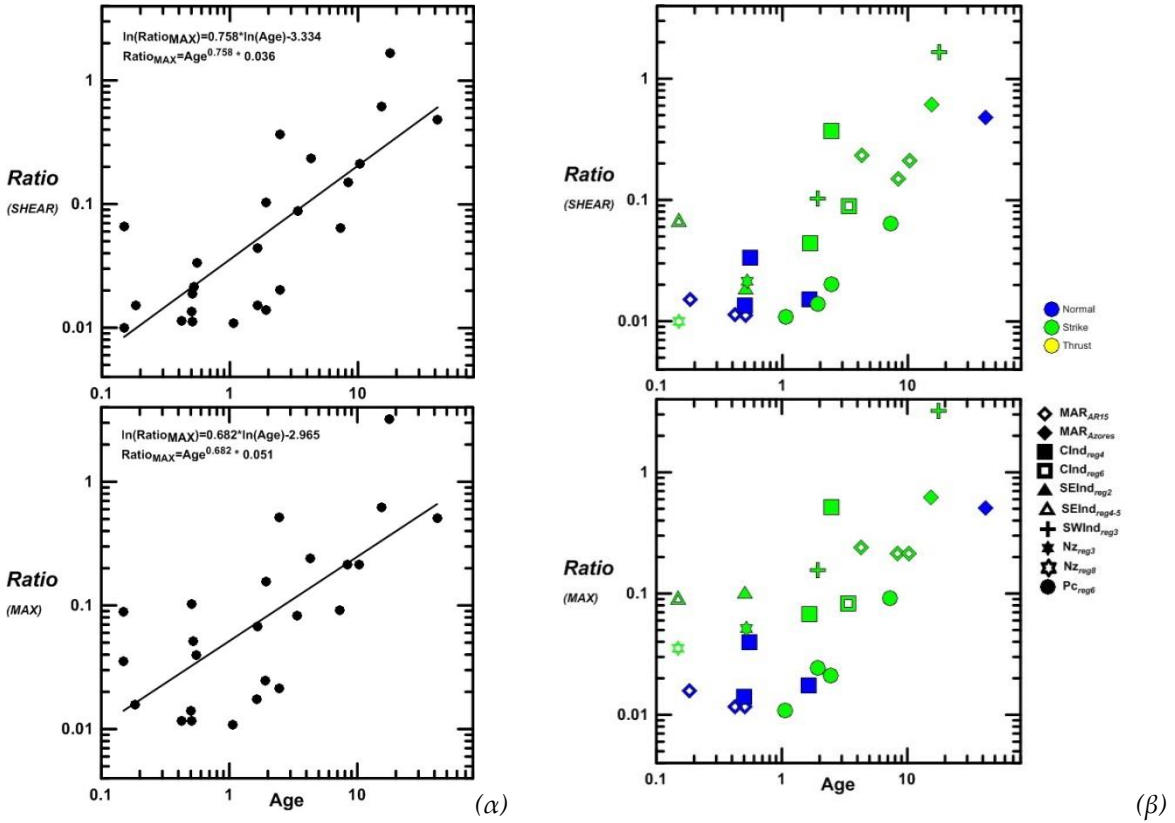
Σχήμα 4.16 *Διαγράμματα μεταβολής του μέγιστου μεγέθους σε σχέση με (α) την ηλικία (σε My) και (β) τη ροή θερμότητας (σε mW/m²), που προέκυψαν για τις κλειστές υπό μελέτη περιοχές.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Για τη μελέτη της επίδρασης της ηλικίας του ωκεάνιου φλοιού στη σεισμικότητα κατασκευάστηκαν διαγράμματα τόσο απλής γραμμικής διασποράς μεταξύ ηλικιών και του λόγου σεισμικής/συνολικής παραμόρφωσης (*Σχήμα 4.17α*), όσο και ομαδοποιημένα γραφήματα στα οποία παρουσιάζονται με διαφορετικά σύμβολα οι κλειστές περιοχές και ταυτόχρονα με διαφορετικό χρώμα το είδος της εκάστοτε επικρατούσας διάρρηξης (*Σχήμα 4.17β*). Στα γραφήματα αυτά οι υπολογισμένοι ρυθμοί παραμόρφωσης (εκφρασμένοι με τιμές ταχυτήτων) έχουν προκύψει τόσο από τους λόγους μεταξύ σχετικών ταχυτήτων (shear velocities)-ρυθμών επέκτασης όσο και μεταξύ μέγιστων ιδιοτιμών του τανυστή της ταχύτητας (max eigensystem)-ρυθμών επέκτασης (στήλες 6 & 7 του Πίνακα 4.2). Ανάλογα διαγράμματα έγιναν και για τις αντίστοιχες ροές θερμότητας (*Σχήμα 4.18*). Από τις συσχετίσεις αυτές παρατηρείται ότι όσο αυξάνονται οι ηλικίες αυξάνεται και το ποσοστό της παραμόρφωσης που προκαλείται με τη γένεση σεισμών. Επιπλέον, οι μεγαλύτερες ηλικίες των υπό μελέτη κλειστών περιοχών αντιστοιχούν σε διαρρήξεις διεύθυνσης.

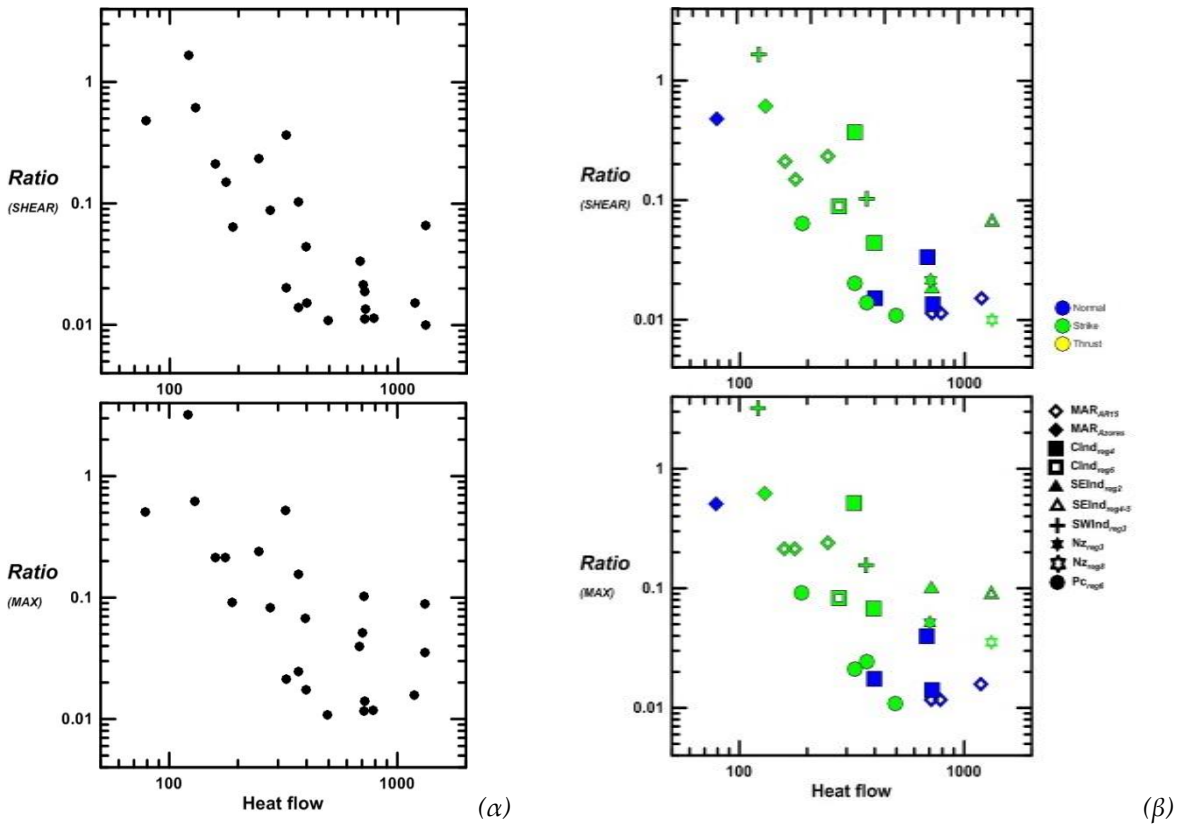
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 4.17 *(α) Συσχέτιση ηλικιών (σε My) ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά) όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 4.18 *(α) Συσχέτιση ροών θερμότητας (σε mW/m²) ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά) όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

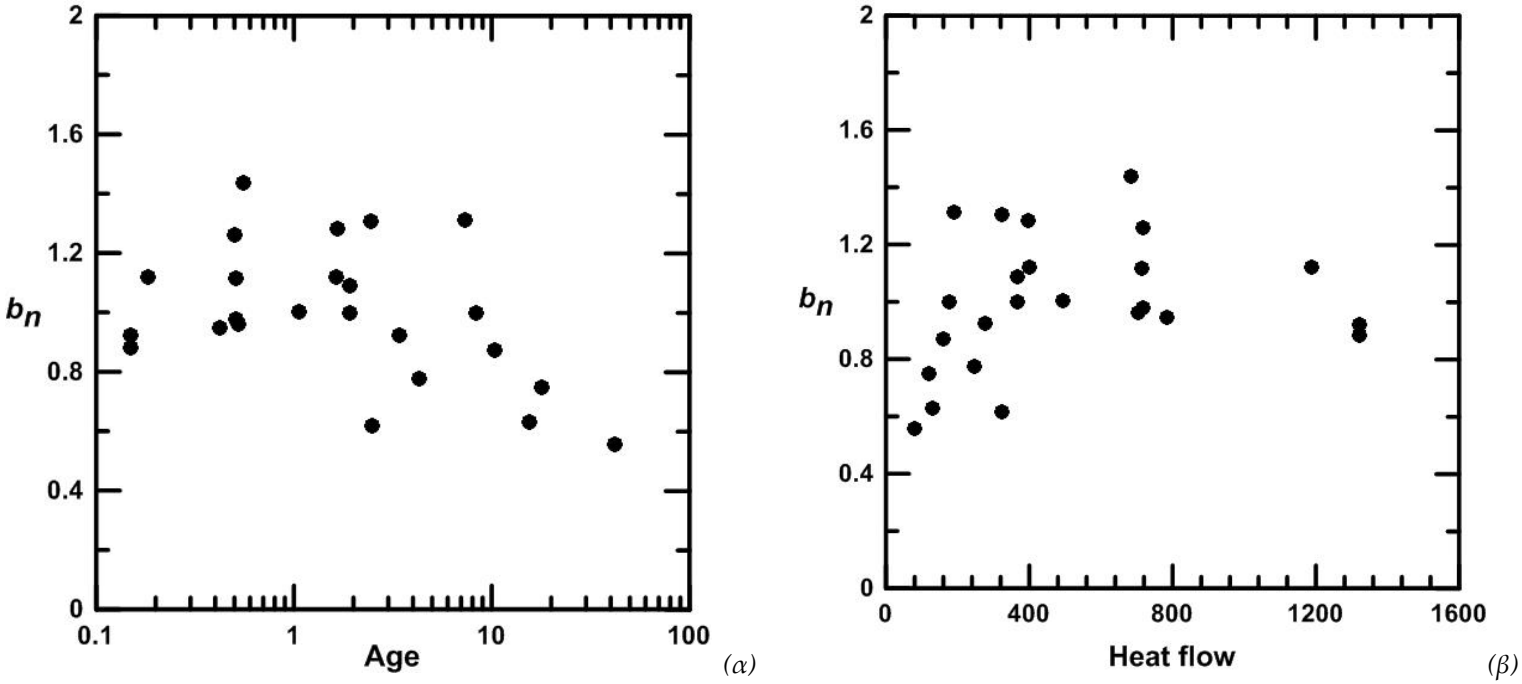
Συνοψίζοντας μπορούμε πλέον να πούμε ότι η σεισμικότητα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες αυξάνεται όσο απομακρυνόμαστε από τους άξονες και το σημείο ανόδου του μάγματος (σημείο απόκλισης), δηλαδή όσο ο ωκεάνιος φλοιός γίνεται μεγαλύτερης ηλικίας και παρουσιάζει μικρότερη θερμική ροή. Η σεισμικότητα αυτή συνδέεται κατά κύριο λόγο με τις δευτερεύουσες κινήσεις που συσχετίζονται με τις ράχες, κυρίως σε ρήγματα μετασχηματισμού, κάτι που έρχεται σε συμφωνία και με τις στατιστικές παρατηρήσεις που περιγράφηκαν σε προηγούμενες παραγράφους της παρούσας διατριβής.

Τα παραπάνω συμπεράσματα σχετικά με την σεισμικότητα μπορούν να επιβεβαιωθούν περαιτέρω με την κατασκευή διαγραμμάτων συσχέτισης των τιμών της παραμέτρου b με τις τιμές των γεωδαιτικών μας παραμέτρων (ηλικίες και ροές θερμότητας που υπολογίστηκαν). Όπως ήδη αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας (βλέπε παράγραφο 2.2.3), είναι γνωστό ότι η παράμετρος b μειώνεται με την ηλικία. Εύκολα γίνεται αντιληπτό ότι αντίθετη εικόνα θα παρουσιάζεται σε σχέση με τις ροές θερμότητας.

Επίσης από τα σχήματα *4.18* καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι υψηλές τιμές των ταχυτήτων (και αντίστοιχα των λόγων παραμόρφωσης) θα πρέπει να αντιστοιχούν σε χαμηλές τιμές b. Αυτή η υπόθεση επιβεβαιώνεται στα *Σχήματα 4.19 έως 4.21* στα οποία και γίνεται συσχέτιση της τιμής της παραμέτρου b (b_n, τιμές όπως προέκυψαν από τα απλά πλήθη) με τις ηλικίες (*Σχήμα 4.19α*), τις ροές θερμότητας (*Σχήμα 4.19β*), τις ταχύτητες (*Σχήμα 4.20*) και τους λόγους παραμόρφωσης (*Σχήμα 4.21*). Παρά το γεγονός ότι το πλήθος των κλειστών περιοχών που μελετήθηκαν είναι σχετικά μικρό, παρατηρούμε ότι και πάλι είναι εμφανής η συμπεριφορά που παρουσιάζει η παράμετρος b. Μπορούμε να καταλήξουμε επομένως στο γενικό συμπέρασμα ότι **όσο απομακρυνόμαστε από το ίχνος των ράχεων, η αύξηση της ηλικίας και μείωση της θερμικής ροής σχετίζεται με αύξηση της σεισμικότητας, μείωση των τιμών του b, αύξηση του μεγέθους του μέγιστου σεισμού, M_{max}, και αύξηση του λόγου σεισμικής/συνολικής παραμόρφωσης.**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

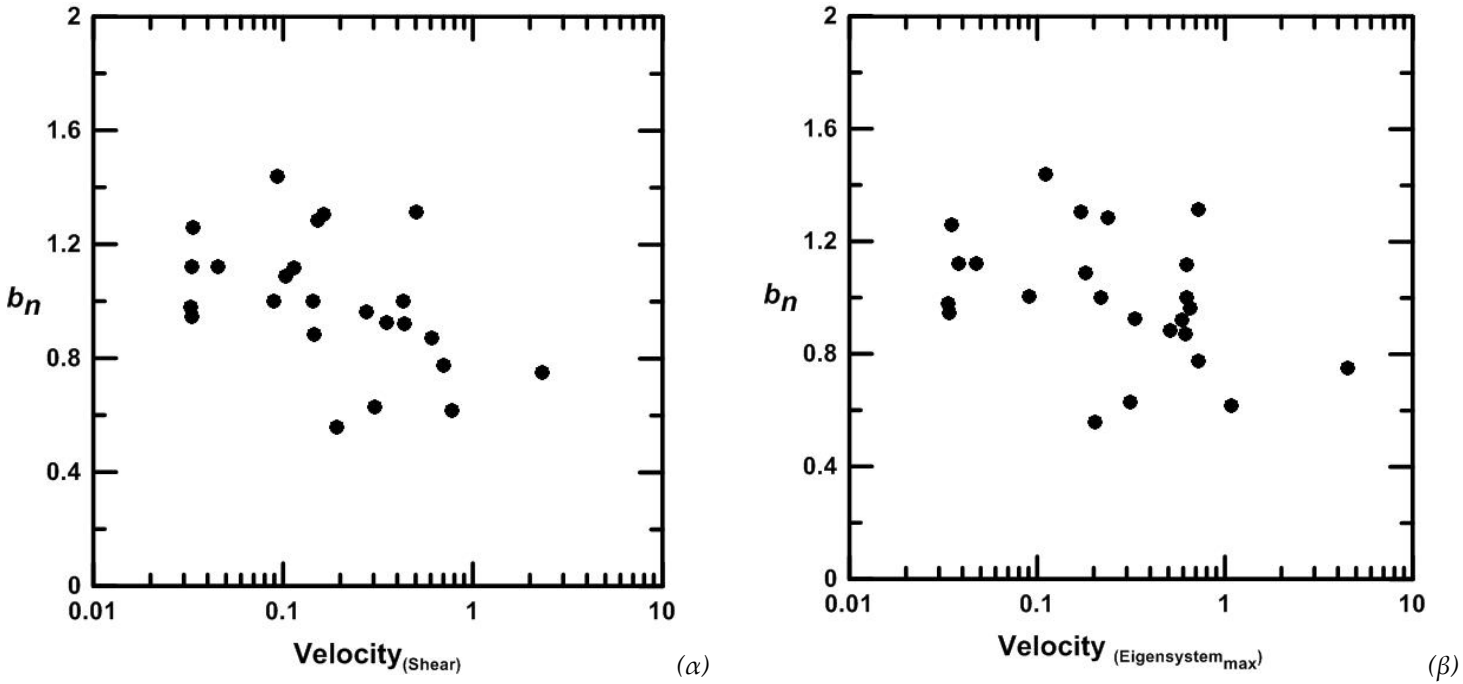
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 4.19 *Διαγράμματα απεικόνισης των τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με (α) τις ηλικίες (σε My) και (β) τις ροές θερμότητας (σε mW/m^2) που υπολογίστηκαν.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

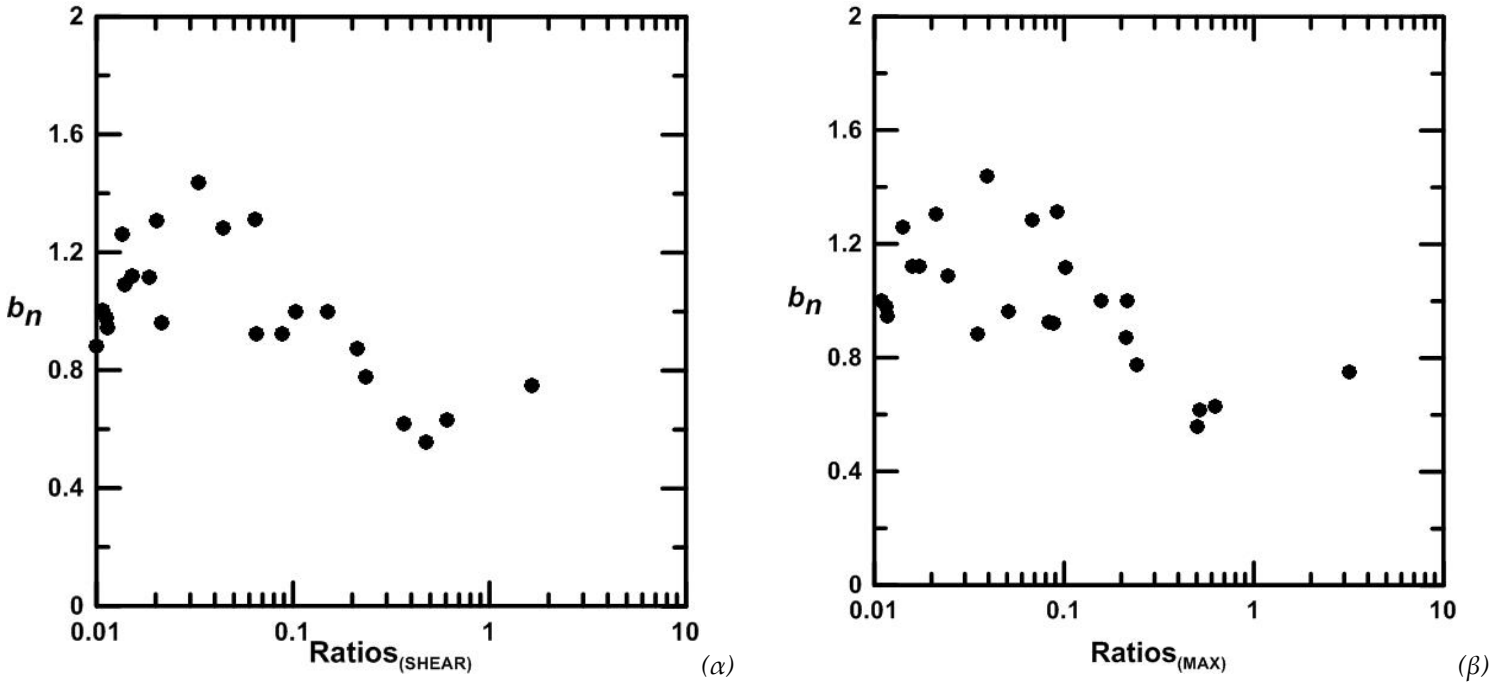
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 4.20 *Διαγράμματα απεικόνισης των τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear) (σε mm/yr) και (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή ταχύτητας παραμόρφωσης (σε mm/yr) που υπολογίστηκαν.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 4.21 *Διαγράμματα απεικόνισης των τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί προέκυψαν τόσο από (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear) όσο και από (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας παραμόρφωσης (max).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5Ο

ΕΥΡΩΣΤΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΟΚΙΜΩΝ ΣΕ ΤΥΧΑΙΟΥΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥΣ

Στόχος της ποσοτικής μελέτης της σεισμικότητας είναι συχνά η λύση πρακτικών σεισμολογικών προβλημάτων όπως η αξιολόγηση του σεισμικού κινδύνου ή η καλύτερη κατανόηση της ενεργού τεκτονικής. Ποσότητες όπως οι μέσοι περίοδοι επανάληψης (π.χ., Kaila and Narain, 1971, Rikitake, 1976, Singh et al., 1981, Papazachos et al, 1987), ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ενέργειας ή της σεισμικής ροπής (Makropoulos and Burton, 1983, Papazachos, 1990, Pacheco and Sykes, 1992) χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της σεισμικότητας ή και της σεισμικής επικινδυνότητας. Η εκτίμηση των ποσοτήτων αυτών γίνεται συνήθως με την χρήση των παραμέτρων που προκύπτουν από την Gutenberg-Richter (G-R) κατανομή. Η εκτίμηση των παραμέτρων αυτών (a, b) θα πρέπει να χαρακτηρίζεται από ευρωστία (robustness). Ευρωστία, με την γενική έννοια του όρου, είναι η ικανότητα ενός συστήματος να αντιστέκεται σε αλλαγές χωρίς να αλλάζει την αρχική του σταθερή διαμόρφωση, να διατηρεί, δηλαδή, τη λειτουργικότητά του παρά τις εξωτερικές ή εσωτερικές διαταράξεις. Με απλά λόγια, ευρωστία σημαίνει ότι η παράμετρος που υπολογίζεται είναι «ανθεκτική» σε ανωμαλίες των δεδομένων (π.χ. υψηλές τιμές σφαλμάτων), αλλά και σε πιθανές αποκλίσεις από υποτιθέμενες πιθανοτικές κατανομές (π.χ. κανονικότητα, γραμμικότητα, κλπ.).

Συνήθως για την εκτίμηση των παραμέτρων του νόμου δύναμης των G-R χρησιμοποιούνται δύο μεθοδολογίες, αυτή των ελαχίστων τετραγώνων και αυτή της μέγιστης πιθανοφάνειας. Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων αν και χρησιμοποιείται ευρέως δεν μπορεί να θεωρηθεί «εύρωστη», όταν τα σφάλματα δεν ακολουθούν κανονική κατανομή (π.χ. Tiku and Akkaya, 2004, Akkaya and Tiku, 2008). Στην πράξη οι περιπτώσεις μη κανονικών κατανομών στα δεδομένα απαντώνται πολύ συχνά (π.χ. Elveback et al., 1970, Spjotvoll end Aastveit, 1980). Από την άλλη πλευρά, η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας χαρακτηρίζεται από δυσκολία σύγκλισης όταν δεν υπάρχει κανονική κατανομή στα σφάλματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

διότι οι σχέσεις που επιλύονται εμπεριέχουν μη γραμμικές συναρτήσεις, η λύση των οποίων είναι πολύ δύσκολη, ακόμα και μέσω επαναληπτικής διαδικασίας.

Εύκολα προκύπτει το συμπέρασμα ότι όταν οι γνωστές και ευρέως διαδεδομένες μεθοδολογίες αδυνατούν να εφαρμοστούν με επιτυχία και να οδηγήσουν στον υπολογισμό αξιόπιστων τιμών των παραμέτρων σεισμικότητας, νέες, τροποποιημένες μεθοδολογίες πρέπει να χρησιμοποιηθούν. Στην παρούσα διατριβή προτείνεται μια εναλλακτική προσέγγιση για τον υπολογισμό των παραμέτρων της σχέσης G-R με την χρήση δοκιμών σε συνθετικούς καταλόγους.

5.1 ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b

Μία από τις σημαντικότερες στατιστικές σχέσεις της σεισμολογίας είναι η σχέση μεταξύ του αριθμού και του μεγέθους των σεισμών που συμβαίνουν σε μία περιοχή και σε ορισμένο χρονικό διάστημα, η οποία συνήθως εκφράζεται με το νόμο δύναμης Gutenberg-Richter (G-R) (1944) (Σχέση 2.11). Όπως γνωρίζουμε, η παράμετρος a της σχέσης αυτής περιγράφει την «αποδοτικότητα» ενός σεισμογενούς όγκου (αντιστοιχεί στο λογάριθμο του αριθμού των σεισμών με $M \geq 0$) ενώ η παράμετρος b, που αποτελεί την κλίση της κατανομής λογαρίθμου συχνότητας-μεγέθους (frequency-magnitude distribution, FMD), περιγράφει την σχετική κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών. Η αξιόπιστη εκτίμηση αυτής είναι ιδιαίτερης σημασίας, με αποτέλεσμα να έχουν γίνει πολυάριθμες μελέτες σχετικά με την κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και την μεταβλητότητα της παραμέτρου b. Οι έρευνες αυτές μάλιστα, ανάλογα με το αντικείμενο μελέτης τους, μπορούν να ενταχθούν στις ακόλουθες κατηγορίες:

α) σε αυτές που αφορούν τον ακριβή υπολογισμό της παραμέτρου b και των αβεβαιοτήτων της (Aki, 1965, Utsu, 1965, Hamilton, 1967, Page, 1968, Shi and Bolt, 1982, Bender, 1983, Tinti and Mulargia, 1987, Kijko and Sellevoll, 1989, Tinti, 1989, Utsu, 1992, Zuniga and Wyss, 1995, Utsu, 1999, Gibowicz and Lasocki, 2001, μεταξύ άλλων)

β) σε έρευνες που αφορούν τις χρονικές μεταβολές της παραμέτρου b, ορισμένες μάλιστα από τις οποίες σχετίζονται με την πρόγνωση σεισμών (π.χ., Wyss and Lee, 1973, Zobin, 1979, Patane et al., 1992, Wiemer and Benoit, 1996, Wiemer and

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

McNutt, 1997, Wiemer and Wyss, 1997, Wyss et al., 1997, Wiemer and Katsumata, 1999, Wyss et al., 2000, κλπ.)

γ) σε εργασίες σχετικές με τη «μορφή» της κατά μέγεθος κατανομής, ιδίως για τους ισχυρότερους σεισμούς (Schwartz and Coppersmith, 1984, Pacheco et al., 1992, Abercrombie and Brune, 1994, Wesnousky, 1994, Stein and Hanks, 1998, Kagan, 1999, Utsu, 1999, Main, 2000, κλπ.)

δ) σε αυτές που συσχετίζουν τις τιμές της παραμέτρου b με γεωφυσικές ιδιότητες (και πώς εξαρτάται από αυτές) όπως π.χ. η ετερογένεια του υλικού, το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στην περιοχή ή ακόμα η πίεση των πόρων (Mogi, 1962, Scholz, 1968, Warren and Latham, 1970, Wyss, 1973, Lockner and Byrlee, 1991, Shaw, 1995, Rodríguez-Pérez et al., 2020, κλπ.)

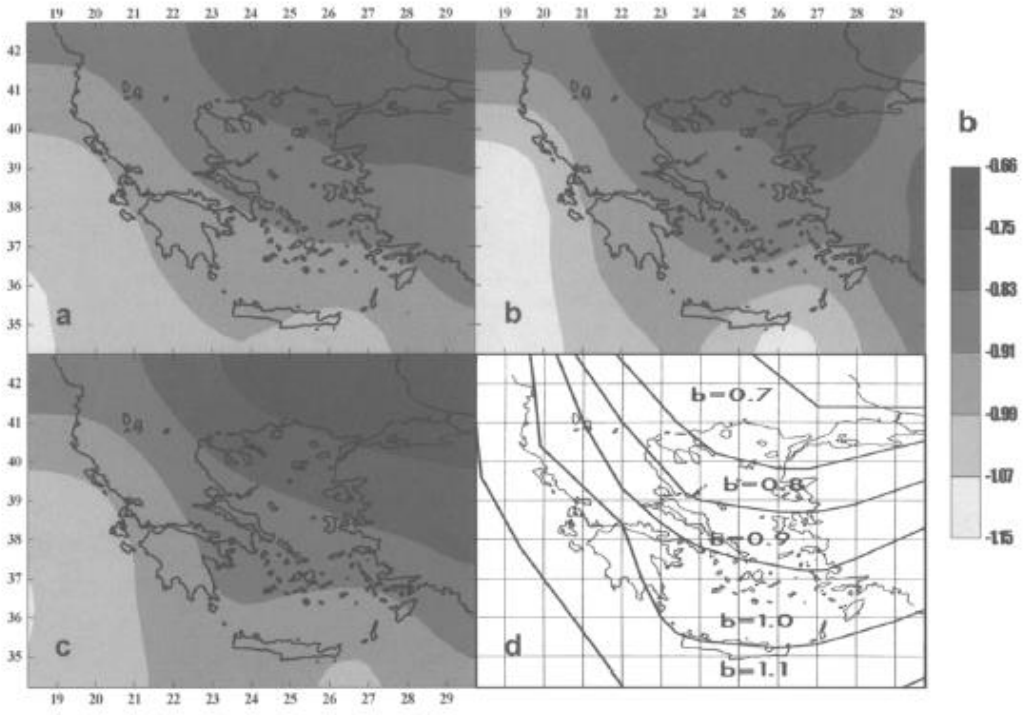
ε) σε αυτές που διερευνούν τη σχέση της παραμέτρου b με την μορφοκλαστική διάσταση, αλλά και τη θεωρία του χάους (Bak and Tang, 1989, Hirata, 1989, Ito and Matsuzaki, 1990, Henderson et al., 1992, Okuda et al., 1992, Papadopoulos et al., 1993, Main, 1995, Main, 1996, Amelung and King, 1997, Barton et al., 1998, Sammis et al., 2001, κλπ.)

στ) σε έρευνες σχετικά με την χωρική μεταβλητότητα του b, που μπορεί να είναι μικρής κλίμακας και να αφορούν μελέτες σε εργαστηριακά δείγματα είτε να φτάνουν σε παγκόσμια κλίμακα (Imoto et al., 1990, Ogata et al., 1991, Ogata and Katsura, 1993, Frohlich and Davis, 1993, Wiemer and Benoit, 1996, Mori and Abercrombie, 1997, Wiemer and Wyss, 1997, Wiemer et al., 1998, Wiemer and Katsumata, 1999, Jolly and McNutt, 1999, Wyss and Wiemer, 2000, Gerstenberger et al., 2001, Westerhaus et al., 2001, Wiemer et al., 2001, Wyss et al., 2001a, b, κλπ.).

Η μελέτη της χωρικής κατανομής των τιμών της παραμέτρου b θεωρείται μία από τις σημαντικότερες έρευνες σχετικά με την μεταβλητότητά της, καθώς έχει αποδειχθεί ότι αποτελεί σημαντική πηγή πληροφοριών για το σεισμοτεκτονικό καθεστώς μιας περιοχής. Οι υψηλής ποιότητας κατάλογοι σεισμών, καθώς και η ραγδαία αύξηση των υπολογιστικών μέσων, έχουν οδηγήσει τους επιστήμονες στη μελέτη των χωρικών διακυμάνσεων της παραμέτρου b με μεγάλη λεπτομέρεια. Γενικά είναι αποδεκτό ότι η εμφάνιση έντονων μεταβολών στις τιμές της παραμέτρου b αποτελεί απλά μια έκφραση της ετερογένειας της γης, η οποία αναδεικνύεται σε όλες τις κλίμακες με τα κατάλληλα σύνολα δεδομένων. Το πρώτο και βασικότερο βήμα για την εξαγωγή χρήσιμων πληροφοριών από

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

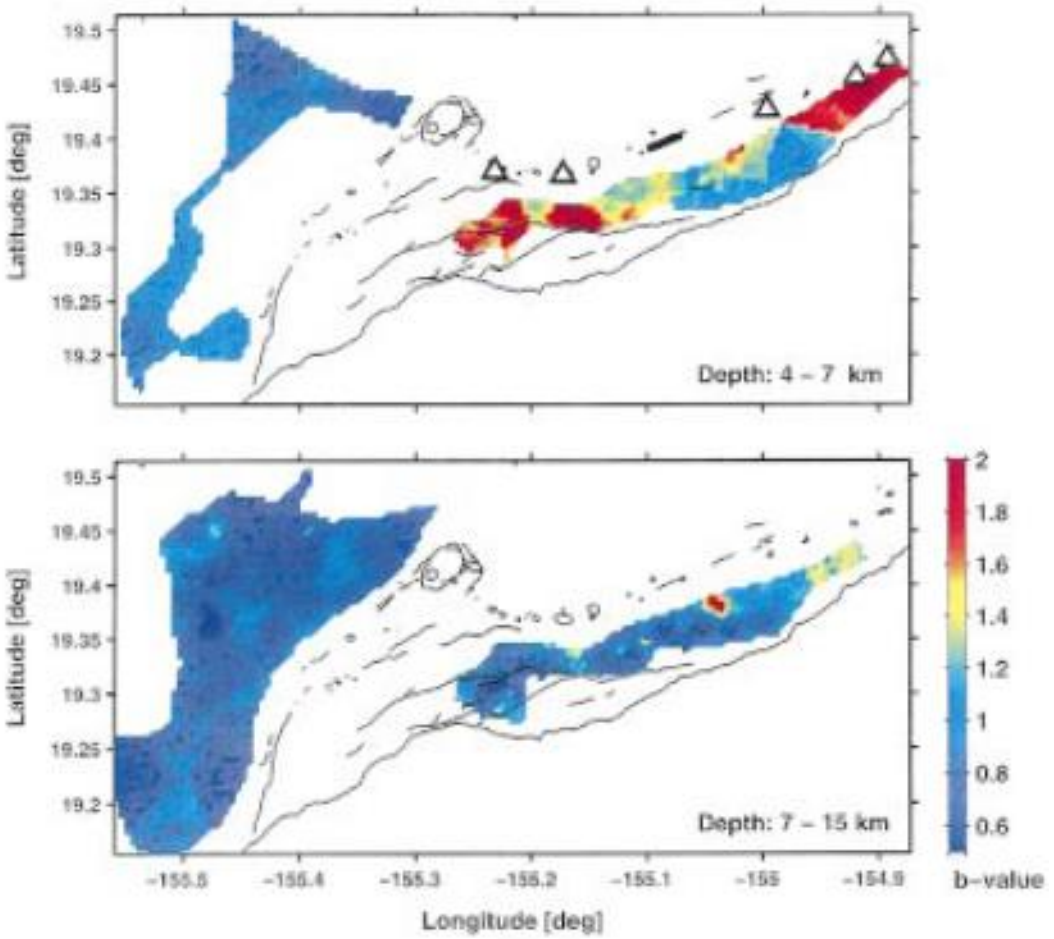
αυτή την ετερογένεια είναι ο καθορισμός των παραμέτρων με τις οποίες συσχετίζονται οι μεταβλητότητες της παραμέτρου b. Παραδείγματα χωρικών κατανομών της παραμέτρου b δίνονται στα *Σχήματα 5.1-5.3*. Ο Papazachos (1999b) πρότεινε μια εναλλακτική μέθοδο για την αξιόπιστη (εύρωστη) εκτίμηση των παραμέτρων α & b της σχέσης G-R με βασική υπόθεση ότι η τιμή b εξαρτάται από τις ιδιότητες των υλικών και το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον, επομένως η μεταβλητότητά της στο χώρο θα πρέπει να είναι ομαλή. Μελέτησε την χωρική κατανομή της παραμέτρου b στον Ελληνικό χώρο (*Σχήμα 5.1*) βασιζόμενος σε διαφορετικά σύνολα δεδομένων. Παρατηρήθηκε καλή συσχέτιση των αποτελεσμάτων με τα γενικά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, αλλά και με προηγούμενες έρευνες.



Σχήμα 5.1 *Γεωγραφική κατανομή της παραμέτρου b στον Ελληνικό χώρο (Papazachos, 1999b). Συγκεκριμένα απεικονίζονται: a) αποτελέσματα που προέκυψαν χρησιμοποιώντας δεδομένα για το χρονικό διάστημα 1911-1995 (με διαθέσιμα δεδομένα από ενόργανες καταγραφές), b) ίδια αποτελέσματα με μειωμένη εξομάλυνση κατά 50%, c) αποτελέσματα της κατανομής του b με εισαγωγή και ιστορικών δεδομένων από το 1501, d) ανάλογα αποτελέσματα από τους Hatzidimitriou et al. (1994) χωρίς περιορισμούς χωρικής εξομάλυνσης, με χρήση δεδομένων από το 1800 ως το 1992.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

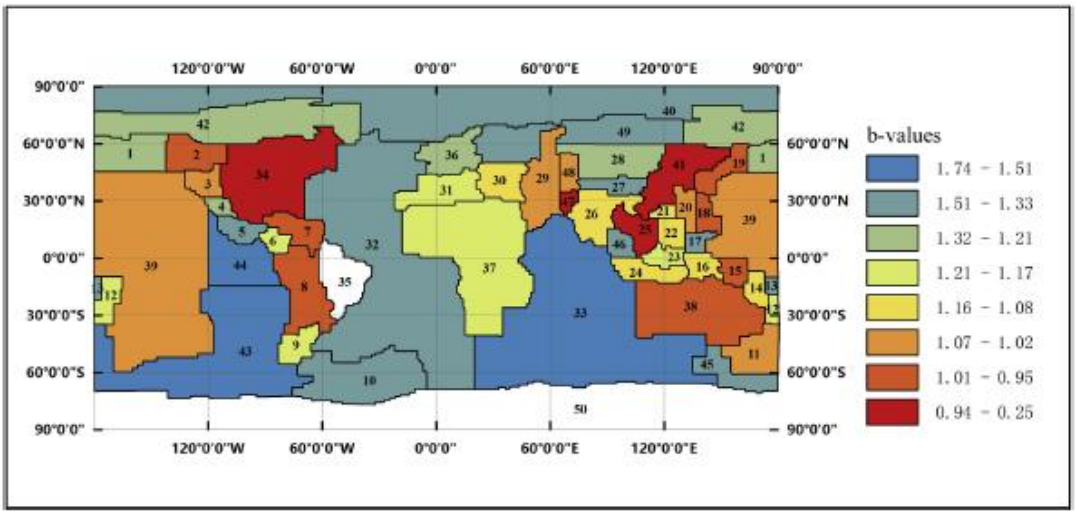


Σχήμα 5.2 *Χάρτες κατανομής της παραμέτρου b για τη νότια πλευρά του Kilauea και για την περιοχή Kaoiki-Hilea για σεισμούς με βάθη 4-7 km (πάνω) και 7-15 km (κάτω) (Wyss et al., 2001b).*

Οι Wyss et al. (2001b) μελέτησαν την χωρική κατανομή της παραμέτρου b σε περιοχές της Χαβάης, κοντά στο ηφαίστειο Kilauea (*Σχήμα 5.2).* Εντόπισαν «φυσιολογικές» τιμές της παραμέτρου b, γύρω στο 0.8 ή και μικρότερες, για την περιοχή Kaoiki-Hilea, ενώ αντιθέτως για την περιοχή της νότιας πλευράς του Kilauea ανωμάλως υψηλές τιμές b, που έφθαναν μέχρι 1.3-1.7. Οι Cheng and Sun (2017) χρησιμοποιώντας παγκόσμια δεδομένα σεισμών για το χρονικό διάστημα 1964-2015 και χρησιμοποιώντας κοινό μέγεθος πληρότητας M_c=5.0, μελέτησαν την σεισμικότητα σε 50 περιοχές, χαρτογραφώντας παράλληλα την τιμή b. Οι περιοχές 4, 32, 33, 40, 43, 44 και 45 του *Σχήματος 5.3* αντιστοιχούν στις ράχες: Baja California - Gulf California , του Ατλαντικού Ωκεανού, του Ινδικού Ωκεανού, της Αρκτικής, του ΝΑ Ειρηνικού και Ειρηνικού-Ανταρκτικής, των Γκαλαπάγκος και Macquarie. Παρατηρούμε ότι σε όλες τις μεσο-ωκεάνιες ράχες, οι τιμές που έχουν

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

εκτιμηθεί για την παράμετρο b ανήκουν στις δύο ανώτερες χρωματικές κλίμακες που αντιστοιχούν σε τιμές μεγαλύτερες του 1.3.



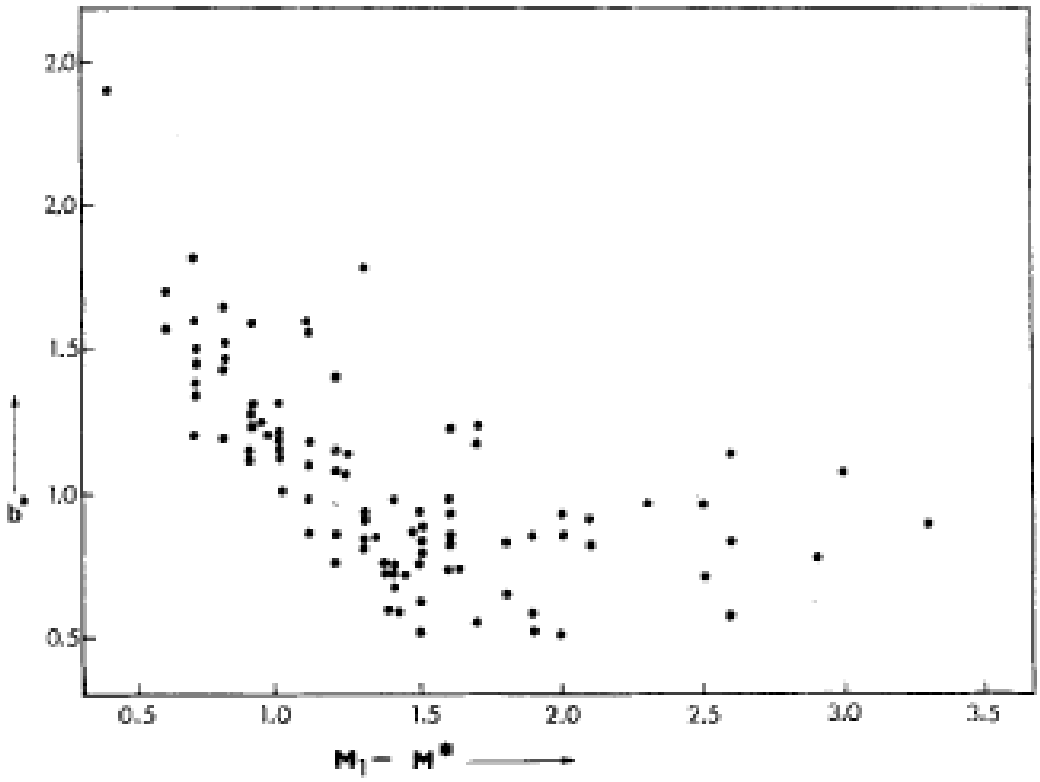
Σχήμα 5.3 *Χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b, όπως υπολογίστηκαν από σεισμούς που έγιναν σε 50 περιοχές. Οι περιοχές αυτές έχουν χωριστεί με βάση τους κώδικες Flinn-Engdahl's. Για την περιοχή 35 λόγω του μικρού πλήθους σεισμών δεν έγιναν υπολογισμοί (Cheng and Sun, 2017).*

Πέρα από τις μελέτες που αναφέρθηκαν σχετικά με την χωρική κατανομή της παραμέτρου b, ο Papazachos (1974d) ανέδειξε το πόσο «ευαίσθητος» είναι ο υπολογισμός της και πως επηρεάζεται άμεσα από το ίδιο το σετ των δεδομένων που χρησιμοποιείται. Συγκεκριμένα παρατήρησε ότι μπορεί να εντοπιστούν ψευδείς μεταβολές της παραμέτρου b (συνήθως εντοπίζονται μεγαλύτερες από τις αναμενόμενες τιμές αυτής) αν το εύρος μεγεθών, ΔM, που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των συντελεστών της σχέσης G-R (*Σχέση 2.11*) είναι μικρότερο του 1.5 (*Σχήμα 5.4*).

Η πλειοψηφία των μελετητών που πραγματοποίησαν υπολογισμούς για την παράμετρο b (και την αστάθειά της) χρησιμοποίησαν τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Ωστόσο, σύμφωνα με τον Suzuki (1958), η υπόθεση στη συγκεκριμένη μέθοδο ότι υπάρχει κανονική κατανομή μεταξύ των μεγεθών και των λογαρίθμων των σεισμών για όλες τις τάξεις μεγέθους, δεν ευσταθεί με αποτέλεσμα να κρίνεται ανεπαρκής ως θεωρία για την λύση τέτοιων προβλημάτων. Η υπόθεση της γραμμικής, κανονικής κατανομής των μεγεθών έχει ως αποτέλεσμα μικρά πλήθη ισχυρών σεισμών να έχουν μεγαλύτερη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 5.4 *Μεταβλητότητα της τιμής της παραμέτρου b (b*) σε σχέση με εύρος μεγεθών (M_1-M*) για 93 μετασεισμικές ακολουθίες του Ελληνικού χώρου (Papazachos, 1974d).*

βαρύτητα από ότι μεγάλα πλήθη μικρότερων σεισμών, ενώ τα διαστήματα εμπιστοσύνης που ορίζονται έχουν τιμές πολύ μικρές, πρακτικά μη ρεαλιστικές. Επιπλέον, η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων αγνοεί ως πληροφορίες τα διαστήματα κενών μεγεθών (τάξεις μεγέθους χωρίς πλήθη σεισμών). Για το λόγο αυτό προτάθηκαν διάφορες μεθοδολογίες για τον υπολογισμό της παραμέτρου b (π.χ., Aki, 1965, Utsu, 1965, 1966, Shi and Bolt, 1982, Bender, 1983, Tinti and Mulargia, 1987) οι οποίες και λαμβάνουν υπόψη τους παραπάνω περιορισμούς. Η πιο αποδεκτή και συχνότερα χρησιμοποιούμενη μεταξύ αυτών των μεθοδολογιών για την εκτίμηση της παραμέτρου b είναι αυτή που αναπτύχθηκε από τον Aki (1965). Η μεθοδολογία αυτή, γνωστή στη διεθνή βιβλιογραφία ως «maximum likelihood technique» (MLE), θεωρεί το μέγεθος σαν μια συνεχόμενα τυχαία μεταβλητή. Μάλιστα, ήδη από την εποχή του Gauss (π.χ. Kendall and Stuart, 1963), η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας ήταν αυτή που είχε θεωρηθεί καταλληλότερη για την εφαρμογή της σε ανεξάρτητα δεδομένα, όταν τα σφάλματά τους ακολουθούν την κανονική κατανομή. Υπό την

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

προϋπόθεση ότι τα μεγέθη ακολουθούν εκθετική κατανομή, ο Aki (1965) έδειξε ότι η μέγιστη πιθανότητα εκτίμησης του b δίνεται από τη σχέση:

$$b\ln(10) = \beta = \frac{1}{\bar{m} - m_0} \tag{5.1}$$

όπου $\bar{m}$ το παρατηρούμενο μέσο μέγεθος και m_0 το ελάχιστο μέγεθος πάνω από το οποίο τα δεδομένα είναι πλήρη.

Για να θεωρηθεί μια ανάλυση σεισμικότητας ως αξιόπιστη, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ένα τοπικό μέγιστο μέγεθος, ακόμα και αν ο υπολογισμός του δεν μπορεί να γίνει με αξιοπιστία. Ελλείψει σημαντικών στοιχείων για την εφαρμογή μιας πιο πολύπλοκης εξίσωσης προτείνεται και σε αυτή την περίπτωση η εφαρμογή της σχέσης G-R, αυτή τη φορά σε μια «βαθμιδωτή» μορφή της. Ο Page (1968) λαμβάνοντας υπόψη αυτή την τροποποίηση πρότεινε την ακόλουθη σχέση για τον υπολογισμό της παραμέτρου b με την μέθοδο της μέγιστης πιθανότητας για συνεχή μεγέθη μεταξύ του m_0 και ενός μεγίστου μεγέθους, m_x:

$$\frac{1}{\beta} = \bar{m} - m_0 - \frac{m_x \exp(-\beta(m_x - m_0))}{1 - \exp(-\beta(m_x - m_0))} \tag{5.2}$$

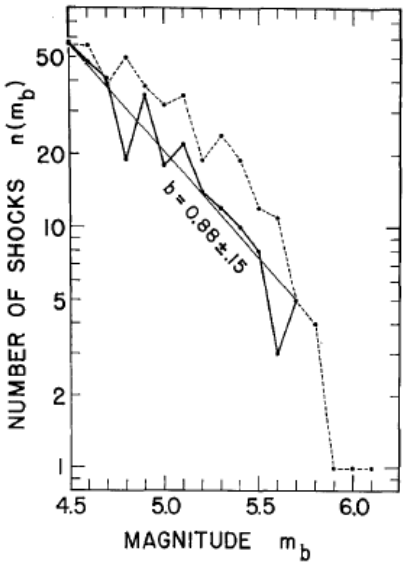
Μελετώντας την κατανομή των μεγεθών της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Αλάσκας (28 Μαρτίου 1964, M=9.2) ο Page παρατήρησε ότι τα σημεία περιγράφουν μια καμπύλη η οποία είναι κοίλη προς τα κάτω, και όχι την αναμενόμενη ευθεία γραμμή (*Σχήμα 5.5*). Αυτή η καμπυλότητα παρατηρείται συχνά σε διαγράμματα συσχέτισης logn (απλά πλήθη) και μεγεθών και πολλές φορές αποδίδεται σε έλλειψη πληρότητας σεισμών μικρού μεγέθους και στην ασυμμετρία (λοξότητα) της κατανομής των logn σε μικρότερες τιμές και μεγάλα μεγέθη σεισμών.

Αρκετές μελέτες έδειξαν ότι ακόμα και η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας είναι συχνά προβληματική. Όταν δεν επικρατεί κανονικότητα, οι υπολογισμοί που προκύπτουν είναι ασαφείς λόγω του ότι οι σχέσεις που προκύπτουν συμπεριλαμβάνουν μη γραμμικές εξισώσεις, οι οποίες και είναι πολύ δύσκολο να συγκλίνουν, ακόμα και μέσω της επαναληπτικής διαδικασίας επίλυσης (Yucemen and Akkaya, 2012). Επιπλέον οι επαναληπτικές αυτές λύσεις (iterative solutions) μπορεί να είναι επίσης προβληματικές (π.χ. Puthenpura and Sinha, 1986, Vaughan, 2002). Η MLE δίνει υπερβολικό βάρος σε μικρούς σεισμούς, ενώ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

επηρεάζεται άμεσα από το μέγεθος πληρότητας. Έτσι, όταν δεν γίνεται ακριβής προσδιορισμός του μεγέθους πληρότητας, η τιμή της παραμέτρου b που υπολογίζεται μπορεί να έχει μεγάλη απόκλιση από την πραγματική. Από την άλλη πλευρά η εξάρτηση της MLE από ισχυρούς σεισμούς είναι ασήμαντη, δεδομένου ότι αυτοί έχουν μικρότερη βαρύτητα στον υπολογισμό του b (Han et al., 2015).



Σχήμα 5.5 *Κατά μέγεθος κατανομή των μετασεισμών του σεισμού της Αλάσκας για μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 4.5. Ο άξονας των χ αντιστοιχεί στα χωρικά μεγέθη (m_b) και ο άξονας των y στα πλήθη ($n(m_b)$) των σεισμών αυτών. Η στικτή γραμμή αντιστοιχεί στα μεγέθη όπως αυτά είχαν καταγραφεί από το USCGS ενώ η συνεχής γραμμή σε αναθεωρημένα μεγέθη. Η ευθεία γραμμή έχει κλίση -0.88 και αντιστοιχεί στην εφαρμογή της MLE στα αναθεωρημένα δεδομένα (Page, 1968).*

Βασιζόμενοι σε όλα τα ανωτέρω, και σε συνδυασμό με αυτά που προέκυψαν σε προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας διατριβής, κρίθηκε απαραίτητη η εύρωστη εκτίμηση της παραμέτρου b με την χρήση συνθετικών καταλόγων σεισμών, όπως παρουσιάζεται στη συνέχεια.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

5.2 Συμβολη Συνθετικων Καταλογων Σεισμων Στη Μελετη Της Χρονικα Ανεξαρτητης Σεισμικοτητας

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας διατριβής παρατηρήθηκαν συχνά τιμές της παραμέτρου b με τιμές πολύ μεγαλύτερες από τις τυπικά αναμενόμενες (π.χ. Κεφάλαιο 4ο, αδυναμία υπολογισμού σεισμικών ταχυτήτων για τιμές b > c =1.5). Για να διαπιστώσουμε αν το γεγονός αυτό είναι τυχαίο ή οφείλεται σε κάποιους άλλους παράγοντες, αποφασίστηκε να μελετηθεί η κατά μέγεθος κατανομή σε προσομοιωμένα δεδομένα. Η διαδικασία αυτή επιτυγχάνεται μέσω της παραγωγής συνθετικών καταλόγων. Οι συνθετικοί κατάλογοι σεισμών, οι οποίοι περιλαμβάνουν τυχαία κατανομή των γεγονότων στο χρόνο, κατασκευάζονται με βάση την σεισμικότητα της περιοχής μελέτης. Οι κατάλογοι αυτοί χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b της συνάρτησης πυκνότητας-πιθανότητας και την μετέπειτα σύγκριση αυτών με τις πραγματικές τιμές. Απώτερος στόχος είναι ο έλεγχος της ορθότητας της εκτίμησης της παραμέτρου b με βάση τις γνωστές και πιο συχνά χρησιμοποιούμενες μεθοδολογίες (μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων και μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας), καθώς επίσης και η πιθανή ανάγκη ορισμού κατάλληλων σχέσεων που να αποτυπώνουν καλύτερα τη μεταβλητότητα της παραμέτρου αυτής. Οι παραπάνω προσομοιώσεις έγιναν με την μέθοδο Monte Carlo για τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας της σεισμικής πηγής, έτσι ώστε να αναπαραχθούν συνθετικοί σεισμοί για περιοχές χαμηλής, ενδιάμεσης αλλά και υψηλής σεισμικότητας.

5.2.1 Προσομοίωση Monte Carlo

Όπως είναι γνωστό, η μελέτη της σεισμικής δράσης μιας περιοχής βασίζεται στην υπόθεση ότι η χρονική κατανομή της σεισμικότητας είναι τυχαία. Μάλιστα, οι έρευνες που σχετίζονται με την ποιοτική αλλά και ποσοτική εκτίμηση αυτής (μελέτες που έγιναν και στην παρούσα διατριβή και αναφέρθηκαν λεπτομερώς σε προηγούμενα κεφάλαια) τείνουν να θεωρούν ως δεδομένο τόσο την εκθετική κατανομή των μεγεθών των σεισμών (νόμος G-R) όσο και το γεγονός ότι οι κατανομές τους (των σεισμών) ακολουθούν στο χρόνο το νόμο Poisson. Σημαντική συνεισφορά επομένως στη μελέτη της σεισμικότητας, και ως εκ τούτου και της σεισμικής επικινδυνότητας, μπορεί να επιφέρει η χρήση ενός

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

χρονικά ανεξάρτητου μοντέλου που βασίζεται στη διαδικασία της στατιστικής προσομοίωσης Monte-Carlo.

Η μέθοδος Monte-Carlo παρουσιάστηκε από τους Metropolis and Ulam (1949) και αποτελεί ένα πείραμα όπου με την συνδυαστική χρήση τυχαίων αριθμών και στατιστικής προσπαθεί να λύσει ένα αριθμητικό-μαθηματικό πρόβλημα. Εφαρμόζεται σε πλήθος επιστημονικών προβλημάτων όταν είναι αδύνατος ο υπολογισμός ενός αξιόπιστου αποτελέσματος με την γνωστή ντετερμινιστική (αιτιοκρατική) μέθοδο ενώ χαρακτηρίζεται από την απλότητα της δομής του υπολογιστικού της αλγορίθμου, αλλά και την αποτελεσματικότητά της σε πολυδιάστατα προβλήματα. Οι πρώτες ακόμα εφαρμογές της μεθόδου Monte Carlo (Shapira, 1983, Johnson and Koyanagi, 1988) κατέδειξαν πως οι τυχαίες προσομοιώσεις μπορούν να εφαρμοστούν για την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας. Η στοχαστική προσομοίωση κατά την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας βασίζεται στην ελεγχόμενη παραγωγή τυχαίων αριθμών (π.χ μεγεθών, χρόνων γένεσης και εστιακού βάθους σεισμών) στηριζόμενη στις ήδη γνωστές παραμέτρους της σεισμικής πηγής (a και b). Με τη μεθοδολογία αυτή, ένα μεγάλο σύστημα μπορεί να προσομοιωθεί μέσω ενός αριθμού τυχαίων ρυθμίσεων. Τα δεδομένα αυτά (συνθετικοί κατάλογοι σεισμών) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να περιγράψουν το σύστημα ως σύνολο. Μειονέκτημα της προσομοίωσης αυτής είναι η πιθανότητα (σε μικρό βαθμό) ασταθών αποτελεσμάτων λόγω της τυχαιότητας των αριθμών, κάτι που μπορεί να προσπεραστεί εύκολα με τη δημιουργία επαρκούς (απαραίτητου) πλήθους συνθετικών καταλόγων. Με το πέρασμα των ετών, και στο πλαίσιο μελέτης της σεισμικής επικινδυνότητας, έχουν γίνει πολυάριθμες εφαρμογές της μεθόδου οι οποίες ακολουθούν γενικά μία από τις δύο κατηγορίες: α) προσομοίωση συνθετικών καταλόγων σεισμών μέσω τυχαίας δειγματοληψίας (με αντικατάσταση) της παρατηρούμενης σεισμικότητας (Ebel and Kafka, 1999) ή β) προσομοίωση συνθετικών καταλόγων σεισμών μέσω τυχαίας δειγματοληψίας εντός ομοιόμορφων σεισμικών ζωνών με την χρήση της συνάρτησης πυκνότητας-πιθανότητας (π.χ., Musson, 1999, 2000, Musson and Sargeant, 2007, Wiemer et al., 2009).

Στην προσπάθεια εξαγωγής ένα συνολικού συμπεράσματος για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων, καθώς επίσης και για την επικύρωση των παραμέτρων σεισμικότητας που

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

προσδιορίστηκαν σε προηγούμενα κεφάλαια, εφαρμόστηκε και στην παρούσα διατριβή η διαδικασία της στοχαστικής προσομοίωσης μέσω της παραγωγής συνθετικών καταλόγων σεισμών. Για το σκοπό αυτό γράφτηκε κώδικας αρχικά σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran και εν συνεχεία σε MATLAB. Ο κώδικας αυτός χρησιμοποιεί γεννήτριες τυχαίων αριθμών του διαστήματος (0,1) που ακολουθούν ομογενή κατανομή. Οι συνθετικοί κατάλογοι δημιουργούνται βάσει των πραγματικών δεδομένων σεισμικότητας κάθε επιφανειακής πηγής ενώ ταυτόχρονα ορίζεται και ένα ελάχιστο όριο μεγέθους (μέγεθος πληρότητας). Στην παρούσα εργασία διενεργήθηκε πλήθος δοκιμών, χρησιμοποιώντας ποικίλες τιμές των σταθερών G-R αλλά και της μέγιστης τιμής μεγέθους (M_{max}) (πάντα κινούμενοι πλησίον αυτών που ορίζονταν από τις 28 κλειστές περιοχές που μελετήθηκαν). Η διαδικασία που ακολουθήθηκε, καθώς επίσης και οι σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν κατά την παραγωγή των συνθετικών καταλόγων σεισμών παρουσιάζονται λεπτομερώς στις ακόλουθες παραγράφους.

5.2.2 Διαδικασία παραγωγής συνθετικών καταλόγων

Απαραίτητη προϋπόθεση για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης Monte Carlo, και ως εκ τούτου του λογισμικού σύνθεσης καταλόγων σεισμών, είναι η ύπαρξη ενός αρχείου δεδομένων (input file). Το αρχείο αυτό θα πρέπει να περιέχει τις ακόλουθες πληροφορίες: α) τις συντεταγμένες της υπό μελέτη περιοχής (κορυφές πολυγώνου), β) τα μεγέθη πληρότητας και τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα για την συγκεκριμένη ζώνη και γ) τις τιμές των παραμέτρων b, α και M_{max} όπως αυτά προέκυψαν από τη μελέτη σεισμικότητας της περιοχής. Ταυτόχρονα απαραίτητη είναι και η γνώση του ελάχιστου μεγέθους (το οποίο και θα αποτελέσει το μέγεθος-«κατώφλι» του κάθε συνθετικού καταλόγου). Επιλέγοντας τον επιθυμητό αριθμό συνθετικών καταλόγων ο κώδικας παράγει με την διαδικασία της τυχαιότητας σεισμούς, το πλήθος των οποίων υπολογίζεται με τη χρήση συναρτήσεων που βασίζονται στις παραμέτρους που προαναφέρθηκαν, ενώ τα μεγέθη τους και οι χρόνοι γένεσής τους καθορίζονται μέσω εκθετικών αποκλίσεων. Οι διαδικασίες που ακολουθούνται από τον κώδικα για τον υπολογισμό των στοιχείων των συνθετικών σεισμών αναφέρονται αναλυτικά στη συνέχεια.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.2.2.1 Υπολογισμός πλήθους σεισμών κάθε συνθετικού καταλόγου

Όταν οι σεισμοί στους συνθετικούς καταλόγους προσομοιάζονται με την μέθοδο Monte-Carlo, θεωρείται ότι ο ετήσιος ρυθμός υπέρβασης ακολουθεί κατανομή Poisson με μια χρονικά ομοιόμορφη σεισμική δραστηριότητα. Ο ετήσιος ρυθμός υπέρβασης, λ, για σεισμούς συγκεκριμένου μεγέθους, M, εκφράζεται ως ο λόγος του συνολικού αριθμού των σεισμών, N, με μεγέθη μεγαλύτερα του M, προς τον αντίστοιχο χρόνο που συνέβησαν (λ=N/T). Ο συνολικός αριθμός των σεισμών του συνθετικού καταλόγου με μεγέθη μεγαλύτερα από την συγκεκριμένη τάξη μεγέθους θα προκύψει από το γινόμενο του ετήσιου ρυθμού με την περίοδο (N=λ*T). Γνωρίζουμε επίσης ότι το πλήθος των σεισμών, dn, για μεγέθη M, $M+dM$ για μια συνάρτηση πυκνότητας-πιθανότητας, f, εκφράζεται ως εξής:

$$dn = f dM \tag{5.3}$$

Στην περίπτωση της κατανομής Gutenberg-Richter, έχουμε:

$$\log f = \log\left(\frac{dn}{dM}\right) = a' - b'M \Rightarrow \log(dn) = (a' + logdM) - b'M \xrightarrow{a_n = a' + \log dM,\ \ b_n = b'}$$

$$\Rightarrow \log(dn) = a_n - b_n M \tag{5.4}$$

Η παραπάνω σχέση θεωρεί ότι το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) τείνει στο άπειρο και μπορεί να γραφτεί ως:

$$\log\left(\frac{dn}{dM}\right) = a' - b'M \Rightarrow \mathrm{dn} = 10^{(a' - b'M)} dM \tag{5.5}$$

Από τη σχέση (5.5) μπορούμε να υπολογίσουμε τον αθροιστικό αριθμό σεισμών με μέγεθος ≥ M, από τη σχέση:

$$N(M) = \int_M^\infty dn = \int_M^\infty f dM = \int_M^\infty 10^{(a' - b'M)} dM \tag{5.6}$$

και ορίζοντας $x = a' - b'M$ έχουμε:

$$N(M) = \frac{1}{b'} \int_{-\infty}^{a' - b'M} e^{\ln 10 x} dx = \frac{1}{b' \ln 10} 10^{a' - b'M} \tag{5.7}$$

Λογαριθμίζοντας την παραπάνω σχέση εύκολα προκύπτει η γραμμική έκφραση (συνάρτηση πυκνότητας-πιθανότητας) του αθροιστικού πλήθους σεισμών:

$$\log N = a' - \log(b' \ln 10) - b'M \xrightarrow{a = a' - \log(b' \ln 10),\ \ b_N = b'} \log N = a - b_N M \tag{5.8}$$

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Η σχέση (5.8) είναι η γνωστή μορφή της κατανομής G-R, όπου ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών συνδέεται γραμμικά με το μέγεθος. Αξίζει να σημειώσουμε ότι οι κλίσεις των κατανομών λογαρίθμου συχνότητας-μεγέθους των σχέσεων (5.4) και (5.8) είναι ίδιες (ισχύει δηλαδή $b_n=b_N=b'$) όταν το μέγιστο μέγεθος δεν παίρνει κάποια συγκεκριμένη τιμή (τείνει στο άπειρο).

Στην περίπτωση που το μέγιστο μέγεθος δεν τείνει στο άπειρο αλλά έχει μια συγκεκριμένη τιμή, M_{max}, τότε το ολοκλήρωμα της σχέσης (5.6) γίνεται:

$$N(M) = \int_M^{M_{max}} f dM = \frac{1}{b' \ln 10}\left[10^{a'-b'M} - 10^{a'-b'M_{max}}\right] \quad (5.9)$$

Βγάζοντας κοινό παράγοντα το $\frac{1}{b' \ln 10} 10^{a'-b'M}$ από την σχέση (5.9) προκύπτει:

$$N(M) = \frac{1}{b' \ln 10} 10^{a'-b'M}\left[1 - 10^{-b'(M_{max}-M)}\right] \quad (5.10)$$

Λογαριθμίζοντας την σχέση αυτή θα προκύψει:

$$\log N = a' - \log(b' \ln 10) - b'M + \log\left[1 - 10^{-b'(M_{max}-M)}\right] \xrightarrow{a=a'-\log(b' \ln 10),\ b=b'}$$

$$\Rightarrow \log N = a - bM + \log\left[1 - 10^{-b'(M_{max}-M)}\right] \quad (5.11)$$

Η τελευταία αυτή σχέση αναπαράγει με τους δύο πρώτους όρους της την γνωστή γραμμική σχέση G-R, ενώ ο τελευταίος της όρος ($\log\left[1 - 10^{-b'(M_{max}-M)}\right]$) είναι ένας πρόσθετος μη γραμμικός όρος. Σχηματικά η έκφραση αυτής της μη γραμμικής συνάρτησης (*Σχέση 5.11*) μεταξύ του αθροιστικού πλήθους των σεισμών και των μεγεθών μπορεί να απεικονιστεί από την μεταβολή του ρυθμού λ_m (δηλαδή του λόγου N/t όπου t το χρονικό διάστημα που έγιναν οι N σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα του m) στο *Σχήμα 5.6*. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται και η γραμμική έκφραση της σχέσης G-R (μη φραγμένη).

Από την σχέση (5.10), θεωρώντας ελάχιστο μέγεθος M_{min}, και θέτοντας $k = 1 - 10^{-b'(M_{max}-M_{min})}$ προκύπτει:

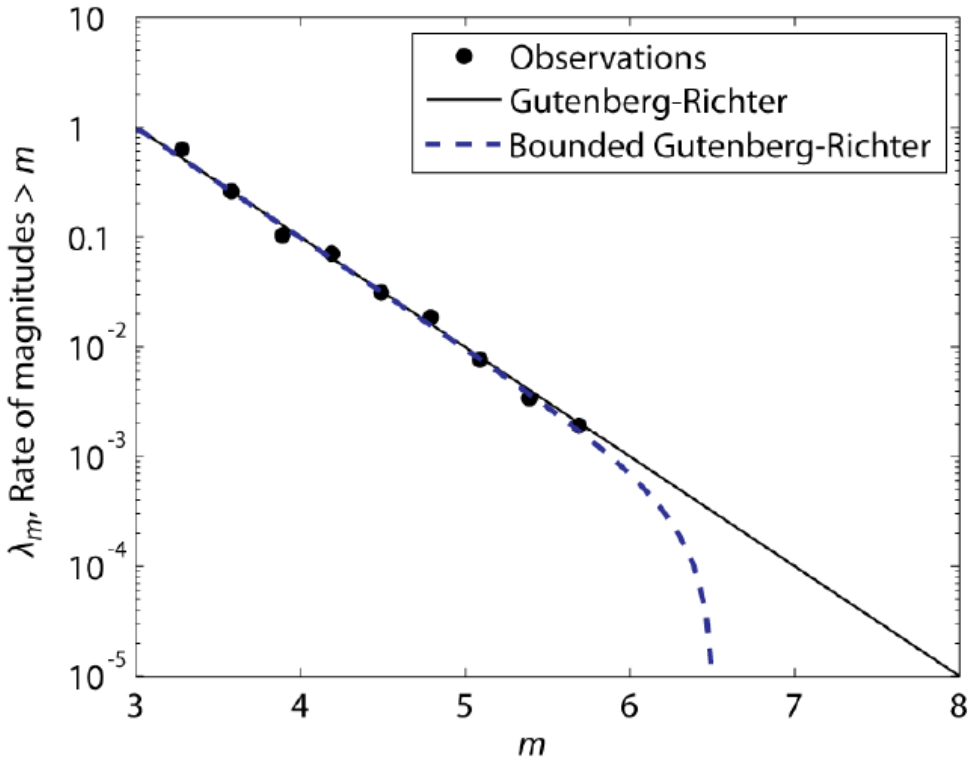
$$N(M_{min}) = \frac{k}{b' \ln 10} 10^{a'-b'M_{min}} \quad (5.12)$$

Η *Σχέση 5.12* είναι η συνάρτηση που θα χρησιμοποιηθεί από τον αυτοματοποιημένο κώδικα για τον υπολογισμό του πλήθους των τυχαίων σεισμών που θα έχει ο κάθε συνθετικός κατάλογος. Βασική προϋπόθεση, όπως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ήδη αναφέρθηκε, είναι η γνώση των τιμών των παραμέτρων a και b (ή a' και b', αντίστοιχα) της σεισμικής πηγής (στοιχεία-τιμές αναφοράς). Ο παράγοντας k της σχέσης (5.12) εξαρτάται από την τιμή της παραμέτρου b της σχέσης πυκνότητας πιθανότητας, καθώς και από το ελάχιστο (μέγεθος πληρότητας) και μέγιστο μέγεθος σεισμού. Ο παράγοντας k παίρνει συνήθως τιμές λίγο μικρότερες της μονάδας (π.χ. για b'=1.0 & M_{max}-M_{min}=2, k=0.99), εκτός αν οι τιμές του M_{min} είναι κοντά στο M_{max}, και θα χρησιμοποιηθεί και σε επόμενες εξισώσεις (υπολογισμό χρόνων γένεσης και μεγεθών συνθετικών σεισμών).



Σχήμα 5.6 Τυπική κατανομή των μεγεθών των παρατηρούμενων σεισμών (μαύρα σημεία) μαζί με την γραμμική (μη φραγμένη, συνεχής γραμμή) και μη γραμμική (άνω φραγμένη, στικτή γραμμή) συνάρτηση G-R (Baker, 2008).

5.2.2.2 Χρονική κατανομή σεισμών των συνθετικών καταλόγων

Κατά την δημιουργία των συνθετικών καταλόγων σεισμών, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ένα από τα στοιχεία που παράγονται από τον κώδικα που

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

χρησιμοποιήθηκε είναι και οι χρόνοι γένεσης αυτών. Η παραγωγή των χρόνων γένεσης των «πλασματικών» αυτών δονήσεων γίνεται για κάθε χρονικό διάστημα για το οποίο είναι διαθέσιμο και το αντίστοιχο μέγεθος πληρότητας. Αρχικά υπολογίζεται η διάρκεια (σε έτη) του χρονικού διαστήματος, t, για το οποίο ισχύει το αντίστοιχο μέγεθος πληρότητας. Για παράδειγμα, αν για την μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού το πρώτο μέγεθος πληρότητας (5.8) ισχύει για τα έτη 1920-1963, το αντίστοιχο χρονικό διάστημα θα ισούται με t=(1963-1920)+1=44 έτη. Απαραίτητη προϋπόθεση για την σύνθεση των χρόνων των συνθετικών αυτών δονήσεων είναι και η γνώση της περιόδου επανάληψης, t_1, η οποία υπολογίζεται εύκολα από τη σχέση (5.11), η οποία μπορεί να γραφτεί ως:

$$\log N_1 = a_1 - bM + \log k \Longrightarrow N_1 = k10^{a_1 - bM} \quad (5.13)$$

όπου N_1 ο ετήσιος αριθμός των σεισμών και a_1 η τιμή του α της σχέσης G-R για ένα έτος.

Εύκολα προκύπτει ότι:

$$t_1 = \frac{1}{N_1} = \frac{1}{k}\, 10^{-a_1 + bM} \quad (5.14)$$

όπου a_1 η ετήσια σταθερά α του νόμου δύναμης Gutenberg-Richter, b η σταθερά Gutenberg-Richter, M το μέγεθος πληρότητας και k ο συντελεστής $1 - 10^{-b(M_{max} - M_{min})}$ ο οποίος αναφέρθηκε προηγουμένως. Γνωρίζοντας την περίοδο επανάληψης, t_1, παράγουμε τυχαίους σεισμούς που ακολουθούν κατανομή Poisson με αυτήν την περίοδο επανάληψης.

5.2.2.3 Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών των συνθετικών καταλόγων

Μετά το πέρας υπολογισμού του πλήθους και των χρόνων γένεσης των συνθετικών δονήσεων, επόμενο βήμα είναι ο ορισμός των αντίστοιχων μεγεθών τους. Τα μεγέθη ορίζονται έως ότου εκπληρωθεί το απαιτούμενο πλήθος σεισμών του υπό σύνταξη συνθετικού καταλόγου. Ο Baker (2008) κατέληξε στο ότι η σχέση G-R μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό μιας συνάρτησης αθροιστικής κατανομής των μεγεθών των σεισμών (για μεγέθη $m>m_{min}$). Η συνάρτηση αυτή (Cumulative Distribution Function, CDF) θα έχει την ακόλουθη μορφή:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$$F_M(m) = P(M \leq m | M > m_{min}) = \frac{Rate\ of\ earthquakes\ with\ m_{min} < M \leq m}{Rate\ of\ earthquakes\ with\ m_{min} < M}$$

$$= \frac{\lambda_{m_{min}} - \lambda_m}{\lambda_{m_{min}}} \quad (5.15)$$

Στην ουσία οι τιμές $\lambda_{m_{min}}$ και λ_m αντιστοιχούν στα πλήθη των σεισμών N(M) και N(M_{min}) της *Σχέσης 5.7*. Από την *Σχέση 5.7* και θεωρώντας ελάχιστο μέγεθος M_{min} προκύπτει:

$$N(M_{min}) = \frac{1}{b' \ln 10} 10^{a' - b' M_{min}} \quad (5.16)$$

Αντικαθιστώντας στην *Σχέση 5.15* τα $\lambda_{m_{min}}$ και λ_m με τις *Σχέσεις 5.16 και 5.7*, αντίστοιχα, και κάνοντας τις απαραίτητες πράξεις προκύπτει:

$$F_M(m) = 1 - 10^{-b'(M - M_{min})} \quad (5.17)$$

όπου η συνάρτηση $F_M(m)$ είναι η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του μεγέθους. Λογαριθμίζοντας την *Σχέση 5.17* καταλήγουμε στην ακόλουθη σχέση:

$$\ln(1 - F) = -b' \ln 10\ (M - M_{min}) \quad (5.18)$$

και λύνοντας ως προς M έχουμε

$$M = M_{min} - \frac{1}{b'\ ln\ 10} ln(1 - F) \quad (5.19)$$

Στην περίπτωση που το μέγιστο μέγεθος δεν τείνει στο άπειρο και έχει τιμή M_{max} (άνω φραγμένη έκφραση της συνάρτησης), τότε οι σχέσεις (5.17) και (5.19) με την βοήθεια των σχέσεων (5.10) και (5.12) παίρνουν την ακόλουθη μορφή αντίστοιχα:

$$F_M(m) = 1 - 10^{-b'(M - M_{min})} \frac{1 - 10^{-b'(M_{max} - M)}}{k} \quad (5.20)$$

$$M = M_{min} - \frac{1}{b'\ ln\ 10} ln(1 - kF) \quad (5.21)$$

όπου $k = 1 - 10^{-b'(M_{max} - M_{min})}$ είναι ο παράγοντας που αναφέρθηκε ήδη στις σχέσεις υπολογισμού του πλήθους των σεισμών, και F η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας. Η σχέση (5.20) δείχνει ότι αφού η F παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1, δίνοντας τιμές από την ομογενή κατανομή μεταξύ 0 και 1, μπορούμε από τη σχέση (5.21) να παράγουμε τα μεγέθη των σεισμών.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Με την χρήση επομένως της ομογενούς κατανομής παράγονται από τον κώδικα υποψήφια μεγέθη σεισμών. Τα τυχαία αυτά μεγέθη θα εντάσσονται μεταξύ των ορίων που προαναφέρθηκαν, δηλαδή θα λαμβάνουν τιμές μεταξύ του κατώτερου ορίου μεγέθους (μέγεθος πληρότητας), M_{min}, και του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους (M_{max}) της ζώνης που εξετάζεται (εφόσον υπολογίζονται με την σχέση 5.21). Η διαδικασία αυτή παραγωγής μεγεθών συνεχίζεται έως ότου συμπληρωθεί το απαιτούμενο πλήθος σεισμών του υπό σύνταξη συνθετικού καταλόγου.

Με την ολοκλήρωση και αυτής της διαδικασίας είναι πλέον διαθέσιμοι, και με όλα τα απαραίτητα στοιχεία, οι συνθετικοί κατάλογοι, οι οποίοι και καθίστανται έτοιμοι προς περαιτέρω χρήση και μελέτη.

5.2.3 Συνθετικοί κατάλογοι και υπολογισμός νέων παραμέτρων σεισμικότητας για τις «κλειστές» ζώνες

Στην παρούσα διατριβή έγινε αρχικά, όπως είπαμε, εφαρμογή της μεθόδου στοχαστικής προσομοίωσης με την χρήση μοντέλου σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran και στη συνέχεια με την χρήση MATLAB. Παρήχθησαν συνθετικοί κατάλογοι σεισμών οι οποίοι περιελάμβαναν τυχαία κατανομή των γεγονότων στο χρόνο. Η κατά μέγεθος κατανομή ακολουθούσε τον νόμο δύναμης των Gutenberg-Richter και καθορίστηκε από τις τιμές των παραμέτρων a και b, όπως αυτές προέκυψαν με βάση τους πραγματικούς ανηγμένους και από-ομαδοποιημένους (τελικούς) καταλόγους κάθε περιοχής. Η μεθοδολογία Monte-Carlo εφαρμόστηκε για τις ίδιες «κλειστές» ζώνες των ράχεων (28 στον αριθμό) για τις οποίες υπολογίστηκαν (βλέπε Κεφάλαιο 4) και οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης (ενεργή παραμόρφωση του φλοιού). Οι περιοχές αυτές, όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι χωρικά περιορισμένες και οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας είναι ήδη γνωστές (*Πίνακας 4.1*), με τις τιμές της παραμέτρου b να έχουν υπολογιστεί από τα απλά πλήθη, b_n, και τις τιμές της a_1 από τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών θεωρώντας σταθερή (δεδομένη) την τιμή b_n.

Με στόχο την μελέτη του βαθμού αξιοπιστίας των παραμέτρων σεισμικότητας που υπολογίζονται σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων έγιναν διάφορες εφαρμογές της παραπάνω διαδικασίας, οι οποίες αντιστοιχούσαν σε πλήθος

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

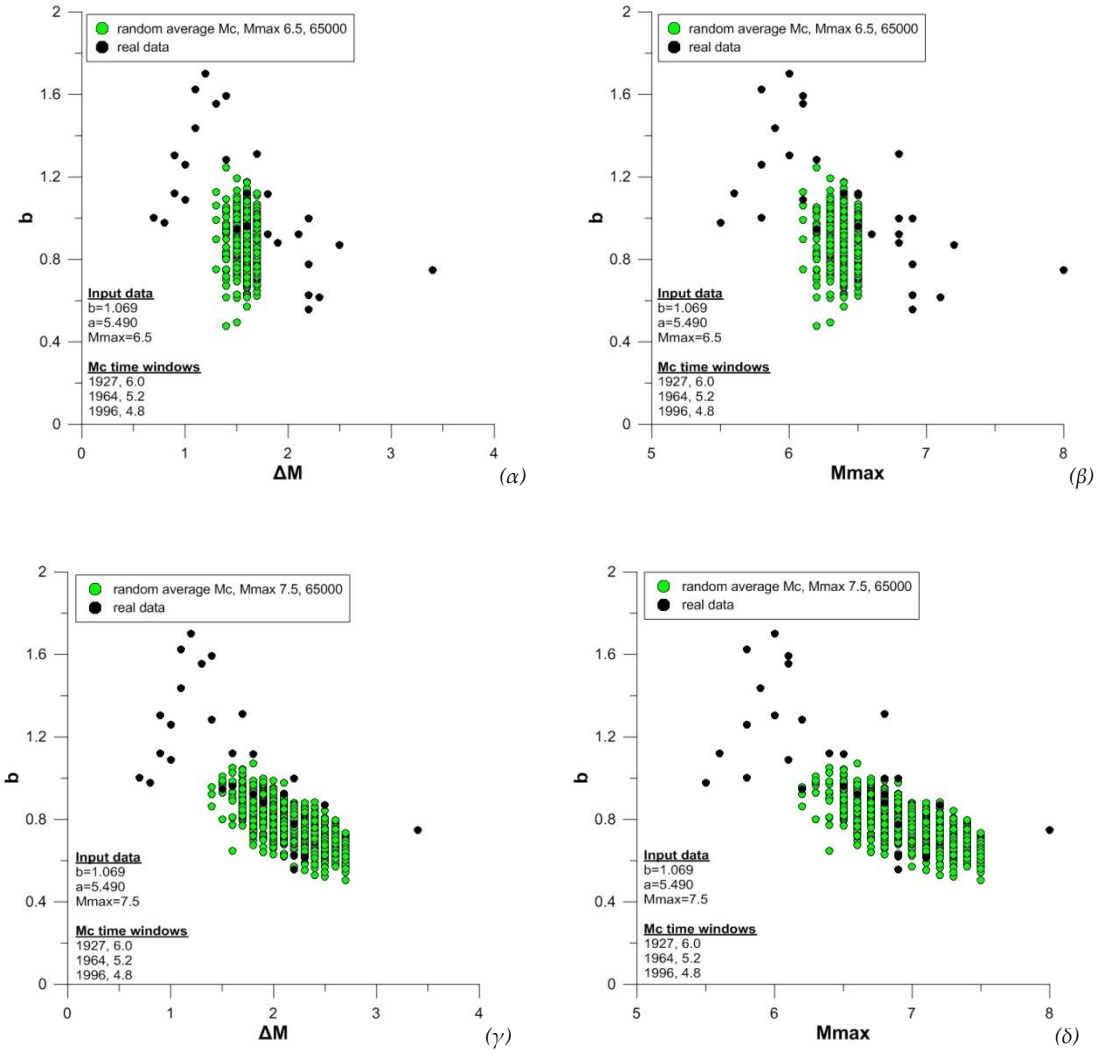
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

διαφορετικών τιμών των παραμέτρων σεισμικότητας. Για κάθε μία από αυτές τις δοκιμές προκύπτουν εξαγόμενα αρχεία (λίστες τυχαίων σεισμών) έτοιμα για οποιαδήποτε επεξεργασία. Στην παρούσα εργασία υπολογίστηκαν εκ νέου οι παράμετροι σεισμικότητας (α και b) και ακολούθησε σύγκριση αυτών με τις αρχικές (πραγματικές) τιμές τους. Η σύγκριση μεταξύ πραγματικών και συνθετικών παραμέτρων μπορεί να επιτευχθεί με παραστατικό τρόπο με την κατασκευή κατάλληλων γραφημάτων. Αναμενόμενο αποτέλεσμα θα είναι οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας, έτσι όπως θα προκύψουν από την χρήση των συνθετικών καταλόγων, να εμφανίζουν τιμές πρακτικά ταυτόσημες με τις πραγματικές, αφού αυτές εξάλλου αποτέλεσαν και τις βάσεις για την δημιουργία τους. Μια αντίθετη εικόνα και μεγάλη παρέκκλιση των συνθετικών τιμών από τις αρχικές θα είναι ενδεικτική ύπαρξης συστηματικών σφαλμάτων.

Αρχικά, παρήχθησαν συνθετικοί κατάλογοι για μια «μέση» περιοχή, η οποία και αντιπροσωπεύει όλες τις υπό μελέτη ράχες της εργασίας αυτής. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από τιμές α και b που προέκυψαν ως μέσοι όροι των επιμέρους 28 «κλειστών» περιοχών. Αναλυτικότερα, οι δοκιμές που έλαβαν χώρα βασίστηκαν στις ακόλουθες παραμέτρους: για τιμή a_1=5.490 (μέση τιμή a_1 ανηγμένη στο μέσο εμβαδόν των επιμέρους ζωνών, αυτό των ~65.000 km^2), b=1.069 (μέσος όρος των επιμέρους b_n), τρία μέσα διαστήματα πληροτήτων 1927-1963, M_c=6.0, 1964-1995, M_c=5.2, 1996-2014, M_c=4.8 και για δύο διαφορετικά μέγιστα μεγέθη, M_{max}=6.5 & M_{max}=7.5. Για κάθε μία από τις ανωτέρω περιπτώσεις κατασκευάστηκαν 999 συνθετικοί κατάλογοι, υπολογίστηκαν οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας και παράλληλα κατασκευάστηκαν γραφήματα συσχέτισης τους (*Σχήμα 5.7*) με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών ($\Delta M=M_{max}-M_{min}$ του κάθε συνθετικού) αλλά και τα μέγιστα μεγέθη (M_{max}). Ταυτόχρονα στα σχήματα αυτά απεικονίστηκαν και οι αντίστοιχες πραγματικές τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας των 28 «κλειστών» περιοχών. Από τα διαγράμματα αυτά παρατηρούμε ότι οι συνθετικές τιμές της παραμέτρου b_n (υπολογισμένο από τα απλά πλήθη σεισμών) δεν βρίσκονται σε συμφωνία με τις πραγματικές μας, ενώ για την περίπτωση M_{max}=7.5 είναι συστηματικά μικρότερες.

Στη συνέχεια, και με στόχο να καλυφθεί ένα μεγαλύτερο εύρος δεδομένων, υιοθετήσαμε ως μέγεθος πληρότητας την τιμή M_c=4.8 από το 1928 (εναρκτήριο έτος πρώτου διαστήματος που χρησιμοποιήθηκε προηγουμένως), ως μέγιστο μέγεθος (M_{max}) κρατήθηκε το 7.5 (για να επιτύχουμε μεγαλύτερο εύρος

μεγεθών), η παράμετρος b=1.049 (μέση τιμή) ενώ για την τιμή της a_1 δόθηκαν πέντε διαφορετικές θεωρητικές τιμές (4.5 έως 6.5) με βήμα 0.5. Ακολούθησε και σε αυτές τις περιπτώσεις υπολογισμός των συνθετικών παραμέτρων και γραφική τους κατανομή σε ένα ενιαίο σχήμα (*Σχήμα 5.8*) με ταυτόχρονη απεικόνιση και πάλι των πραγματικών δεδομένων (μαύρα σημεία στο σχήμα). Ακόμα και σε αυτή την περίπτωση είναι εμφανής η πτωτική τάση των σημείων (σταδιακά μικρότερες τιμές b) για μεγαλύτερες τιμές ΔΜ ενώ έχουν μία τάση



Σχήμα 5.7 *Διαγράμματα μεταβολής των συνθετικών τιμών των παραμέτρων b_n (πράσινα σημεία) με το εύρος μεγεθών, ΔΜ, (α, γ) και τα παρατηρούμενα μέγιστα μεγέθη, M_{max}, (β, δ) για δύο περιπτώσεις θεωρητικού μέγιστου μεγέθους (M_{max}) κατά την κατασκευή των συνθετικών καταλόγων: 6.5 (α, β) και 7.5 (γ, δ). Ταυτόχρονα απεικονίζονται και οι πραγματικές (υπολογισμένες) τιμές της παραμέτρου b για τις 28 περιοχές (μαύρα σημεία).*

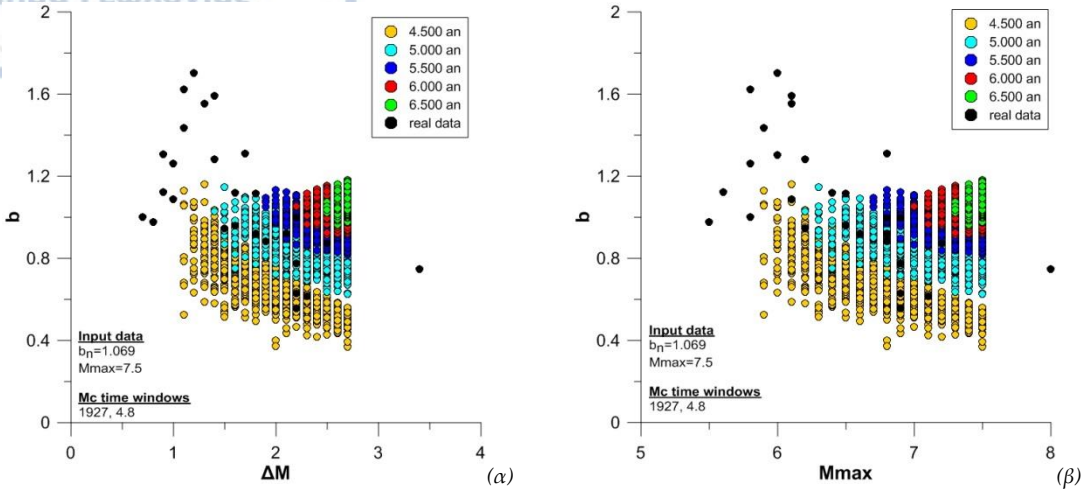
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

προς «οριζοντιοποίηση» (και μάλιστα γύρω στην τιμή της μονάδας) για τιμές a_n=6.0 (κόκκινα σημεία στο σχήμα), και a_n=6.5 (πράσινα σημεία στο σχήμα) για μεγάλα ΔM (και επομένως M_{max}).

Ακολούθησαν δοκιμές για πλήθος θεωρητικών τιμών τόσο της παραμέτρου b (τιμές 0.8, 1.0, 1.2), όσο και της *a* (ανά περίπτωση και όπου ήταν δυνατόν οι τιμές κυμαίνονταν από 3.2 έως και 8.0 με βήμα 0.4). Αυτή τη φορά επιλέχθηκε μέγεθος πληρότητας M_c =5.5 για το χρονικό διάστημα 1964-2014, ενώ το μέγιστο μέγεθος M_{max} πήρε τις τιμές 6.0-6.5-7.0-7.5. Και σε αυτές τις περιπτώσεις υπολογίστηκαν εκ νέου οι παράμετροι σεισμικότητας των συνθετικών καταλόγων. Συγκεκριμένα, για τον υπολογισμό της παραμέτρου b χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις (5.4) (υπολογισμός b_n), (5.8) (υπολογισμός b_N) και (5.11). Όπως έχει ήδη αναφερθεί η σχέση (5.11) περιλαμβάνει έναν πρόσθετο, μη γραμμικό όρο, οπότε μπορούμε να θεωρήσουμε ότι οι τιμές της παραμέτρου b που προκύπτουν από αυτή χαρακτηρίζονται ως μη γραμμικές ($bN_{non\text{-}linear}$). Λόγω της πολυπλοκότητας που παρουσιάζει η συγκεκριμένη σχέση (5.11) αποφασίστηκε ο υπολογισμός των μη γραμμικών τιμών να πραγματοποιηθεί στη MATLAB μέσω της μη γραμμικής παλινδρόμησης (non-linear regression). Η μη γραμμική παλινδρόμηση είναι επί της ουσίας μια μορφή ανάλυσης παλινδρόμησης στην οποία τα δεδομένα παρατήρησης μοντελοποιούνται από μία συνάρτηση η οποία είναι ένας μη γραμμικός συνδυασμός των παραμέτρων του μοντέλου και εξαρτάται από μία ή περισσότερες ανεξάρτητες μεταβλητές ενώ τα δεδομένα μας προσαρμόζονται μέσω διαδοχικών προσεγγίσεων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 5.8 *Διαγράμματα απεικόνισης συνθετικών παραμέτρων b_n με (α) το εύρος μεγεθών, ΔM, και (β) τα παρατηρούμενα μέγιστα μεγέθη, M_{max}, για πέντε διαφορετικές τιμές της παραμέτρου α (a_n input) κατά την κατασκευή των συνθετικών καταλόγων. Οι πραγματικές τιμές της παραμέτρου b των 28 περιοχών απεικονίζονται με μαύρα σημεία.*

Παράλληλα με τον υπολογισμό των μη γραμμικών b ($bN_{non\text{-}linear}$) υπολογίζονταν (με τη χρήση MATLAB) τα b από τα απλά (b_n) και τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών (b_N) (με τις σχέσεις που προαναφέρθηκαν) καθώς επίσης και οι μέσοι όροι αυτών ($\overline{b_n}$, $\overline{b_N}$, $\overline{b_{Nnon-linear}}$). Γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι σε περιπτώσεις πολλαπλών προσομοιώσεων η σύγκριση και μελέτη των αποτελεσμάτων απλοποιείται με την παρακολούθηση των μέσων όρων (σε σχέση με το σύνολο των τιμών).

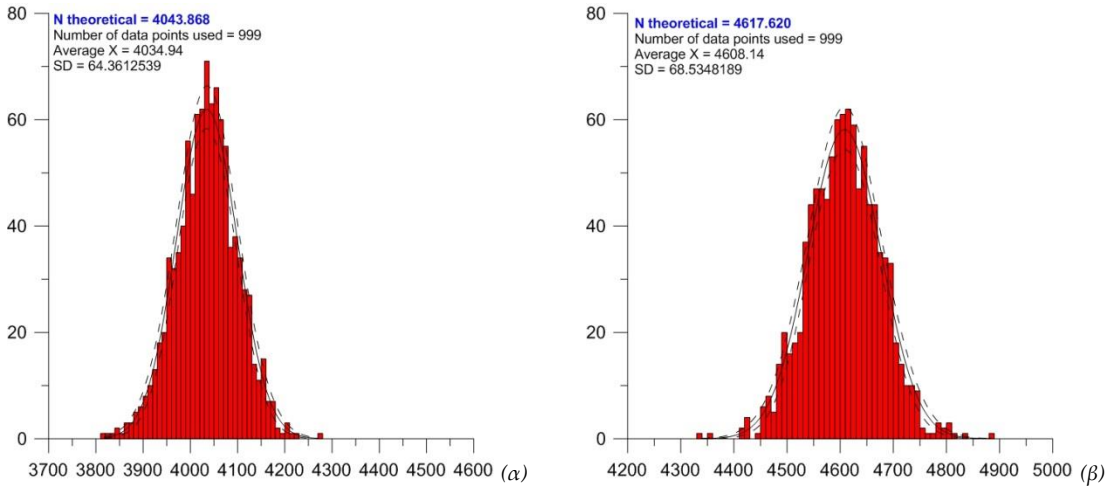
Πίνακας 5.1 *Πίνακας σύγκρισης θεωρητικών και πραγματικών τιμών συσσωρευτικού πλήθους σεισμών όπως προέκυψαν από τους 999 συνθετικούς καταλόγους (ενδεικτικά παραδείγματα).*

ΤΙΜΕΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ	M_{max}	ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ Ν	ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΟ Ν
b=0.8	6.5	4043.868	4034.94
α=5.6	7.5	4617.620	4608.14
b=1.0	6.5	280.098	279.781
α=5.6	7.5	304.702	304.684
b=1.2	6.5	19.692	20.233
α=5.6	7.5	20.762	21.272

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

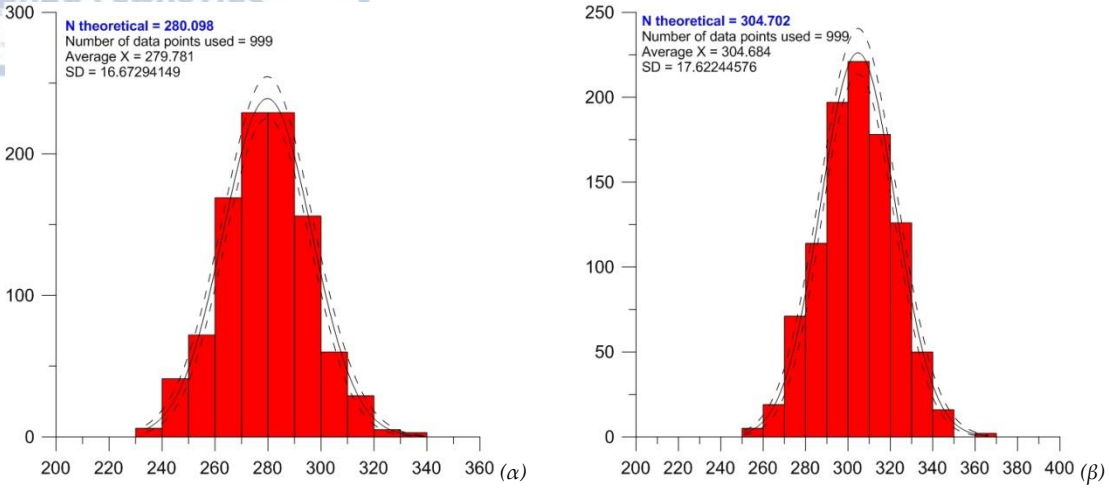
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Έχοντας διαθέσιμα τα επιμέρους αρχεία των συνθετικών καταλόγων με τις κατανομές G-R, καθώς επίσης και τις τιμές αναφοράς με βάση τις οποίες κατασκευάστηκαν οι συνθετικοί αυτοί κατάλογοι, αποφασίστηκε αρχικά να γίνουν έλεγχοι ως προς την ορθότητα των αποτελεσμάτων τους. Πιο συγκεκριμένα, ο έλεγχος αυτός αφορούσε τα αθροιστικά πλήθη των σεισμών (N) και έγινε μέσω κατασκευής συγκριτικών ιστογραμμάτων. Εξετάστηκαν όλες οι περιπτώσεις (για όλες τις τιμές αναφοράς) για τις οποίες αναπαρήχθησαν συνθετικοί κατάλογοι· όλες έδειχναν σχεδόν πλήρη ταύτιση μεταξύ των θεωρητικών και πραγματικών αριθμών των σεισμών (N). Λόγω του όγκου των δεδομένων και των αντίστοιχων αποτελεσμάτων, στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται ενδεικτικά ορισμένες χαρακτηριστικές περιπτώσεις στα ιστογράμματα που ακολουθούν (*Σχήματα 5.9 έως και 5.11*), ενώ στον *Πίνακα 5.1* εμφανίζονται οι αντίστοιχες τιμές τους.

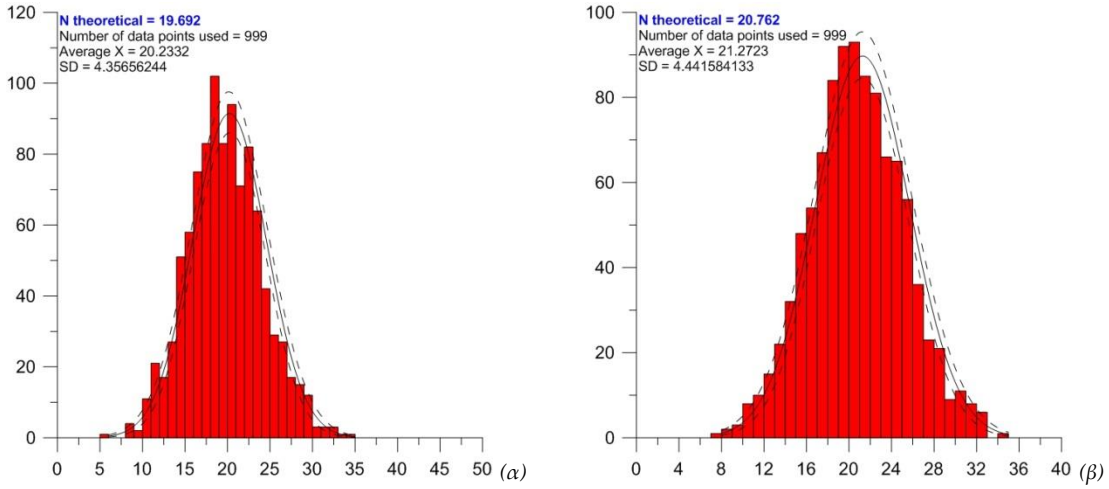


Σχήμα 5.9 *Ιστογράμματα συσσωρευτικού πλήθους σεισμών των συνθετικών καταλόγων που προέκυψαν για τιμές αναφοράς b_n=0.8, α=5.6 και δυο διαφορετικές τιμές M_{max}: (α) 6.5 και (β) 7.5.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 5.10 *Ιστογράμματα συσσωρευτικού πλήθους σεισμών των συνθετικών καταλόγων που προέκυψαν για τιμές αναφοράς b_n=1.0, α=5.6 και δυο διαφορετικές τιμές M_{max}: (α) 6.5 και (β) 7.5.*



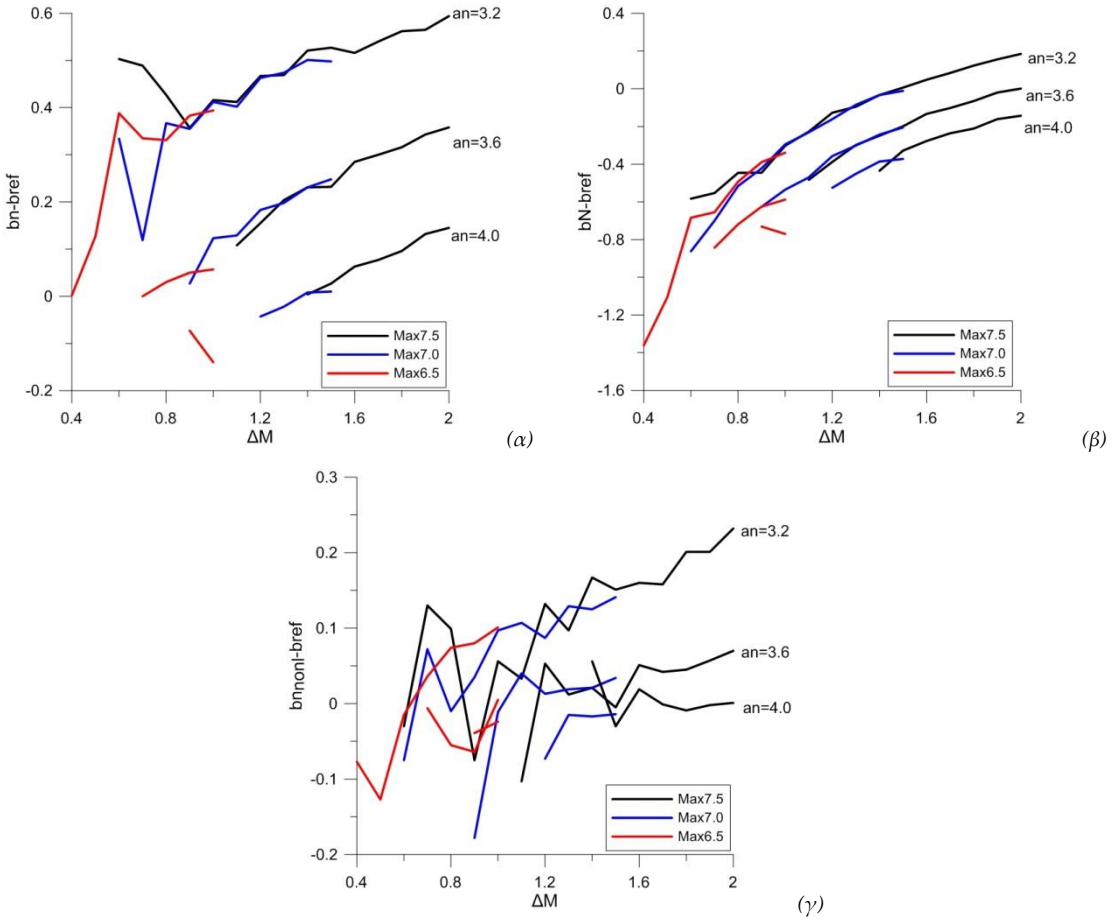
Σχήμα 5.11 *Ιστογράμματα συσσωρευτικού πλήθους σεισμών των συνθετικών καταλόγων που προέκυψαν για τιμές αναφοράς b_n=1.2, α=5.6 και δυο διαφορετικές τιμές M_{max}: (α) 6.5 και (β) 7.5.*

Παράλληλα με τα ιστογράμματα ελέγχου που προαναφέρθηκαν, κατασκευάστηκαν και αντίστοιχα διαγράμματα συσχέτισης. Οι συσχετίσεις αυτές αφορούσαν τις μέσες τιμές των παραμέτρων b που προέκυψαν από όλες τις προσομοιώσεις (διαφορετικά α και M_{max}) με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

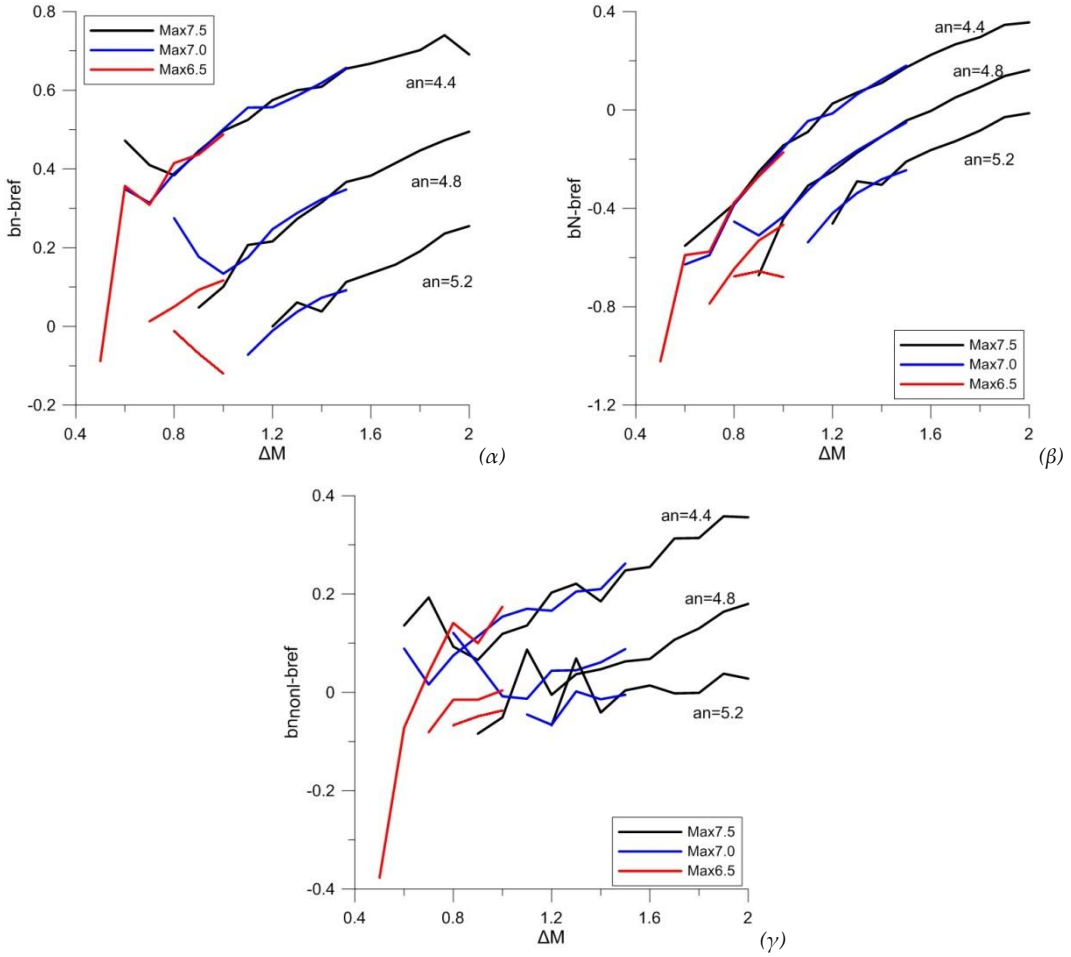
Στόχος των συσχετίσεων αυτών ήταν η διερεύνηση της επίδρασης του μέγιστου μεγέθους, M_{max}, ως ενός από τους παράγοντες που επηρεάζουν τις τιμές του b. Οι μέσες αυτές τιμές της παραμέτρου υπολογίστηκαν με βάση τα απλά πλήθη (b_n), με τα συσσωρευτικά (b_N), αλλά και με τα μη γραμμικά ($b_{Nnon-linear}$). Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι από τις τιμές αυτές έχουν ήδη αφαιρεθεί οι τιμές αναφοράς ($b_{reference}$). Παραδείγματα τέτοιων συσχετίσεων δίνονται στα *Σχήματα 5.12* έως και *5.14*.



Σχήμα 5.12 *Σχήματα συσχέτισης μέσων όρων των παραμέτρων (a) b_n, (β) b_N και (γ) $b_{Nnon-linear}$ με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών (ΔM), έτσι όπως προέκυψαν από τους συνθετικούς καταλόγους για τρεις διαφορετικές τιμές αναφοράς a_n (3.2, 3.6, 4.0) και τρία μέγιστα μεγέθη (7.5, 7.0, 6.5). Η τιμή αναφοράς b σε αυτά τα γραφήματα είναι το 0.8*

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

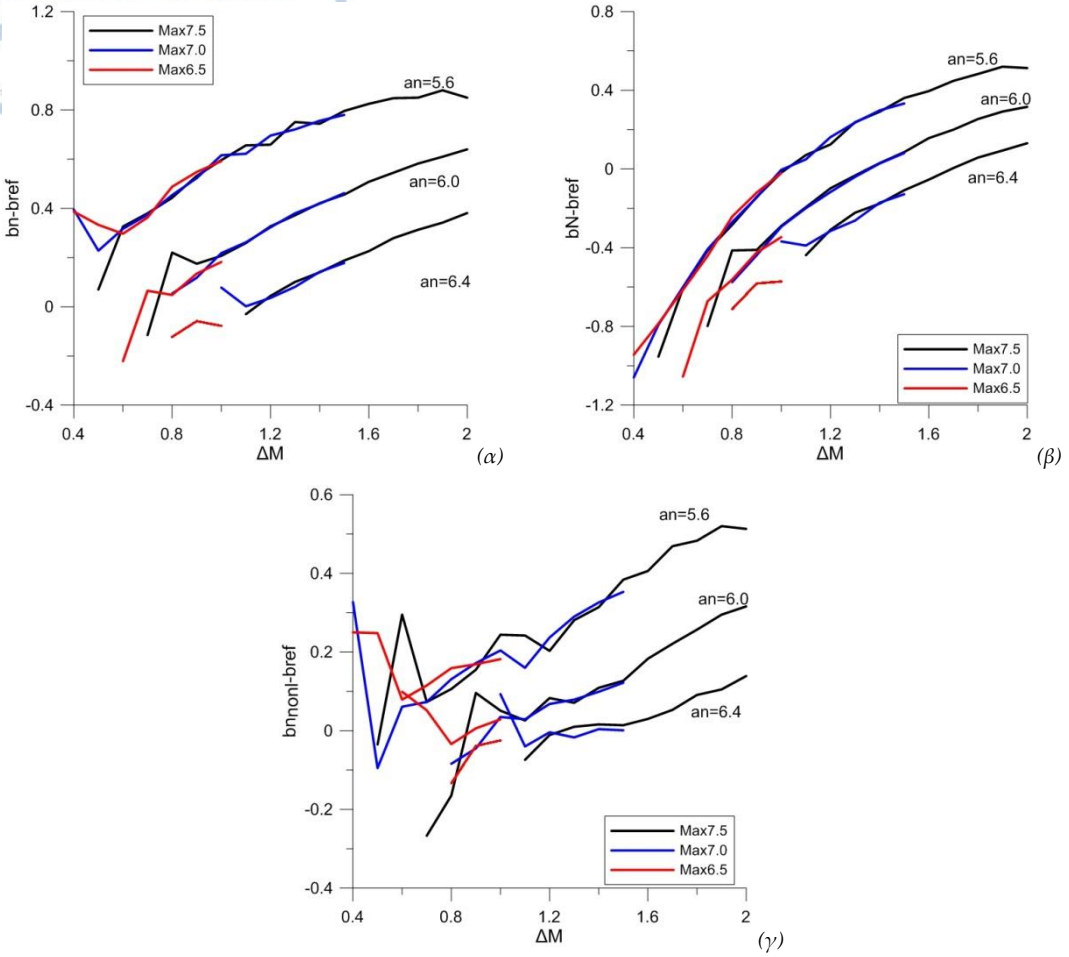
Οι συσχετίσεις έγιναν για κάθε είδος b (n, N, non-linear) ομαδοποιημένες για τις τιμές αναφοράς α και M_{max}, καθώς με τον τρόπο αυτό είναι άμεση η σύγκριση και η εξαγωγή συμπερασμάτων. Στο σύνολο των διαγραμμάτων οι καμπύλες διαφορετικού χρώματος αντιστοιχούν σε τρία διαφορετικά μέγιστα μεγέθη (με μαύρο για μέγεθος 7.5, με μπλε για μέγεθος 7.0 και με κόκκινο με μέγεθος 6.5) ενώ για κάθε τέτοια «τριπλέτα» σημειώνεται η εκάστοτε τιμή αναφοράς a_n.



Σχήμα 5.13 *Σχήματα συσχέτισης μέσων όρων των παραμέτρων (a) b_n, (β) b_N & (γ) $b_{Nnon-linear}$ με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών (ΔM), έτσι όπως προέκυψαν από τους συνθετικούς καταλόγους για τρεις διαφορετικές τιμές αναφοράς a_n (4.4, 4.8, 5.2) και τρία μέγιστα μεγέθη (7.5, 7.0, 6.5). Η τιμή αναφοράς b σε αυτά τα γραφήματα είναι το 1.0*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

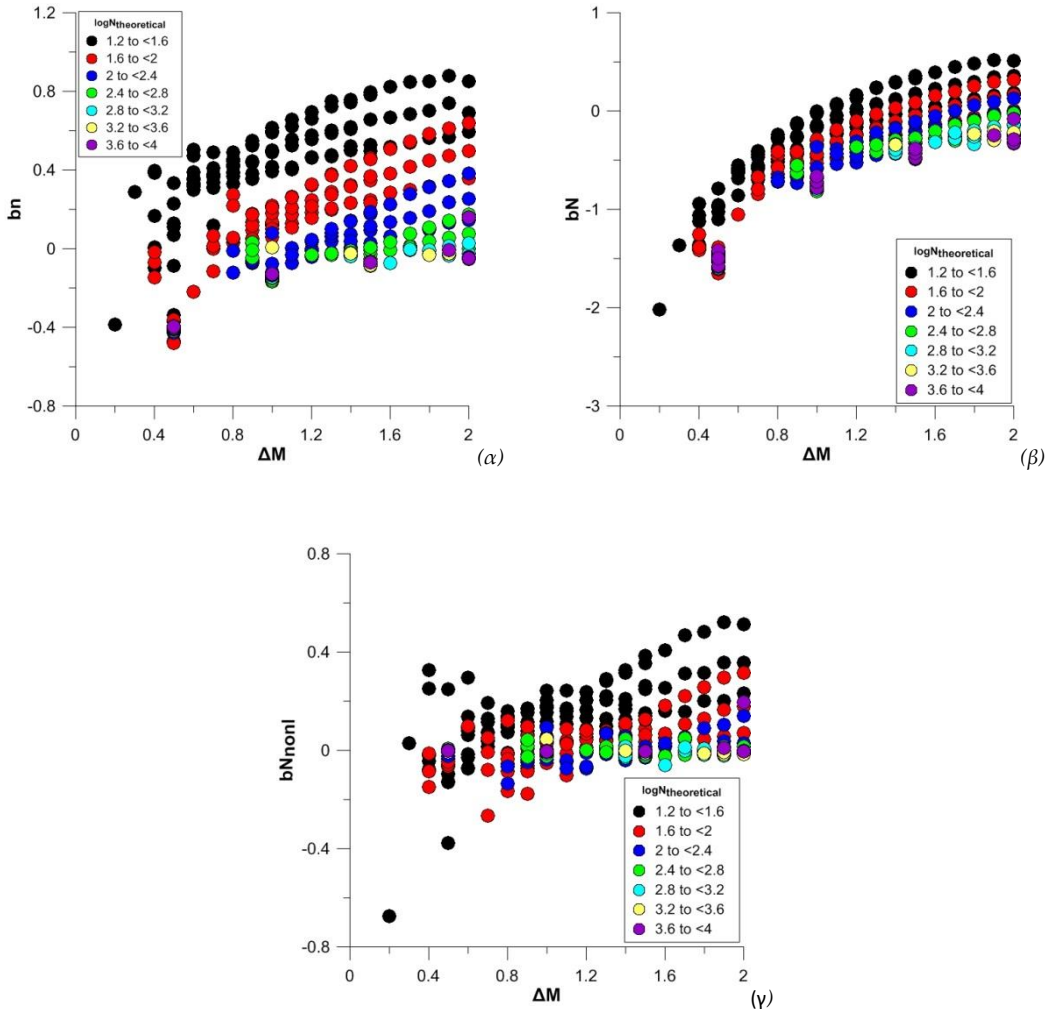
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμ



Σχήμα 5.14 *Σχήματα συσχέτισης μέσων όρων των παραμέτρων (α) b_n, (β) b_N & (γ) $b_{Nnon\text{-}linear}$ με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών (ΔM), έτσι όπως προέκυψαν από τους συνθετικούς καταλόγους για τρεις διαφορετικές τιμές αναφοράς a_n (5.6, 6.0, 6.4) και τρία μέγιστα μεγέθη (7.5, 7.0, 6.5). Η τιμή αναφοράς b σε αυτά τα γραφήματα είναι το 1.2*

Αυτό που διακρίνεται εύκολα είναι ότι οι καμπύλες-μέλη της κάθε τριπλέτας σχεδόν αλληλεπικαλύπτονται, δηλαδή ανεξαρτήτως του M_{max} τα b σε σχέση με τα εύρη μεγεθών έχουν την ίδια εξάρτηση. Οι μόνες διαφορές που παρατηρούνται μεταξύ αυτών είναι το εύρος τιμών τους, καθώς εξαρτώνται από το ΔM. Επίσης είναι χαρακτηριστική η μετατόπισή τους ως προς τον άξονα των y (b τιμές). Η μετατόπισή τους αυτή οφείλεται στην τιμή της παραμέτρου α, που δόθηκε ως τιμή αναφοράς. Χαρακτηριστικό όλων των σχημάτων είναι ότι όσο αυξάνεται η τιμή αναφοράς α τόσο οι «τριπλέτες» καμπυλών πλησιάζουν τιμές πλησίον του μηδενός που πρακτικά σημαίνει ότι τιμές αναφοράς και πραγματικές τιμές b είναι σχεδόν ταυτόσημες για περιπτώσεις υψηλής

σεισμικότητας. Από τα παραπάνω προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι τιμές της παραμέτρου b εμφανίζουν άμεση εξάρτηση από τα εύρη μεγεθών, ΔΜ, που χρησιμοποιούνται, καθώς επίσης και από την τιμή της παραμέτρου α, δηλαδή το επίπεδο σεισμικότητας. Από την άλλη επιβεβαιώνεται ότι η τιμή του μέγιστου μεγέθους δεν παίζει σημαντικό ρόλο στη φαινόμενη μεταβλητότητα του b.



Σχήμα 5.15 *Διαγράμματα απεικόνισης μέσων όρων συνθετικών παραμέτρων (α) b_n, (β) bN και (γ) bNnon-linear με το εύρος μεγεθών, ΔΜ, έτσι όπως προέκυψαν από τους συνθετικούς καταλόγους για επτά λογαριθμικές κλάσεις του πλήθους σεισμών (log(N)).*

Στη συνέχεια, οι μέσοι όροι των παραμέτρων σεισμικότητας (b_n, b_N, $b_{Nnon-linear}$) που υπολογίστηκαν απεικονίστηκαν και αυτοί σε συνάρτηση με το εύρος μεγεθών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

(ΔΜ) με την μορφή ομαδοποιημένων γραφημάτων (class scatter plot). Οι ομαδοποιήσεις αυτές βασίστηκαν στο λογάριθμο του θεωρητικού πλήθους σεισμών ώστε να λαμβάνεται έμμεσα υπόψη το επίπεδο σεισμικότητας. Οι συσχετίσεις αυτές παρουσιάζονται ομαδοποιημένες στο *Σχήμα 5.15* ενώ πρέπει να αναφέρουμε ότι και εδώ από τις τιμές b που παρουσιάζονται έχουν ήδη αφαιρεθεί οι τιμές αναφοράς (b reference, επί της ουσίας οι θεωρητικές τιμές που δόθηκαν για την κατασκευή των συνθετικών καταλόγων). Μελετώντας τα γραφήματα βλέπουμε ότι πράγματι υπάρχει άμεση εξάρτηση της παραμέτρου b, όχι μόνο από το εύρος μεγεθών, ΔΜ, αλλά και από το πλήθος των σεισμών, logN, καθώς οι μεταβολές του b με το ΔΜ τείνουν να «οριζοντιοποιηθούν» και να μην εξαρτώνται από αυτό για μεγάλα πλήθη, logN. Γίνεται επομένως αντιληπτό ότι η παράμετρος b επηρεάζεται άμεσα από το πλήθος των σεισμών, δηλαδή το επίπεδο σεισμικότητας, αλλά και το εύρος των διαθέσιμων μεγεθών, ΔΜ.

Όλα τα παραπάνω εγείρουν ερωτηματικά ως προς την ορθότητα των υπολογισμών που γίνονται με συμβατικό τρόπο ενώ σε δεύτερο επίπεδο τίθενται αμφιβολίες ακόμα και ως προς το κατά πόσο αξιόπιστος και βάσιμος μπορεί να θεωρηθεί ο χαρακτηρισμός της παραμέτρου b ως ένα αξιόπιστο μέτρο σεισμικότητας. Ως εκ τούτου, κρίθηκε απαραίτητη η περαιτέρω μελέτη της φαινόμενης εξάρτησης του b από το ΔΜ και το επίπεδο σεισμικότητας μέσω της κατασκευής επιπλέον συνθετικών καταλόγων, οι οποίοι να καλύπτουν μεγαλύτερο εύρος παραμέτρων και όχι μόνο αυτό των μέσων όρων. Στο πλαίσιο αυτό, και με στόχο την διερεύνηση της εξάρτησης ή μη της παραμέτρου b από άλλους συντελεστές (όπως το πλήθος των σεισμών, την τιμή της παραμέτρου α, το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος) υλοποιήθηκαν κάποιες τροποποιήσεις στον κώδικα παραγωγής συνθετικών καταλόγων. Πιο συγκεκριμένα, έγιναν κατάλληλες προσαρμογές ώστε αυτοματοποιημένα και χωρίς την παρέμβαση του χρήστη να δημιουργούνται προσομοιώσεις συνδυάζοντας πλήθος διαφορετικών παραμέτρων, αυτή τη φορά με τη χρήση της MATLAB. Στηριζόμενοι στις πραγματικές τιμές των μέτρων σεισμικότητας των 28 κλειστών περιοχών, οι οποίες επί της ουσίας αποτελούν ένα αξιόπιστο ενδεικτικό δείγμα από το σύνολο και των 6 υπό μελέτη ράχεων, ορίστηκαν εύρη τιμών για τα α_1, b και M_{max}. Για την παραγωγή πιο αξιόπιστων αποτελεσμάτων επιλέχθηκε να μελετηθεί (και επομένως να αναπαραχθούν συνθετικοί κατάλογοι) το χρονικό διάστημα διαθέσιμων πλήρων δεδομένων 1964-2014 καθώς, όπως έχει αναφερθεί και σε προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

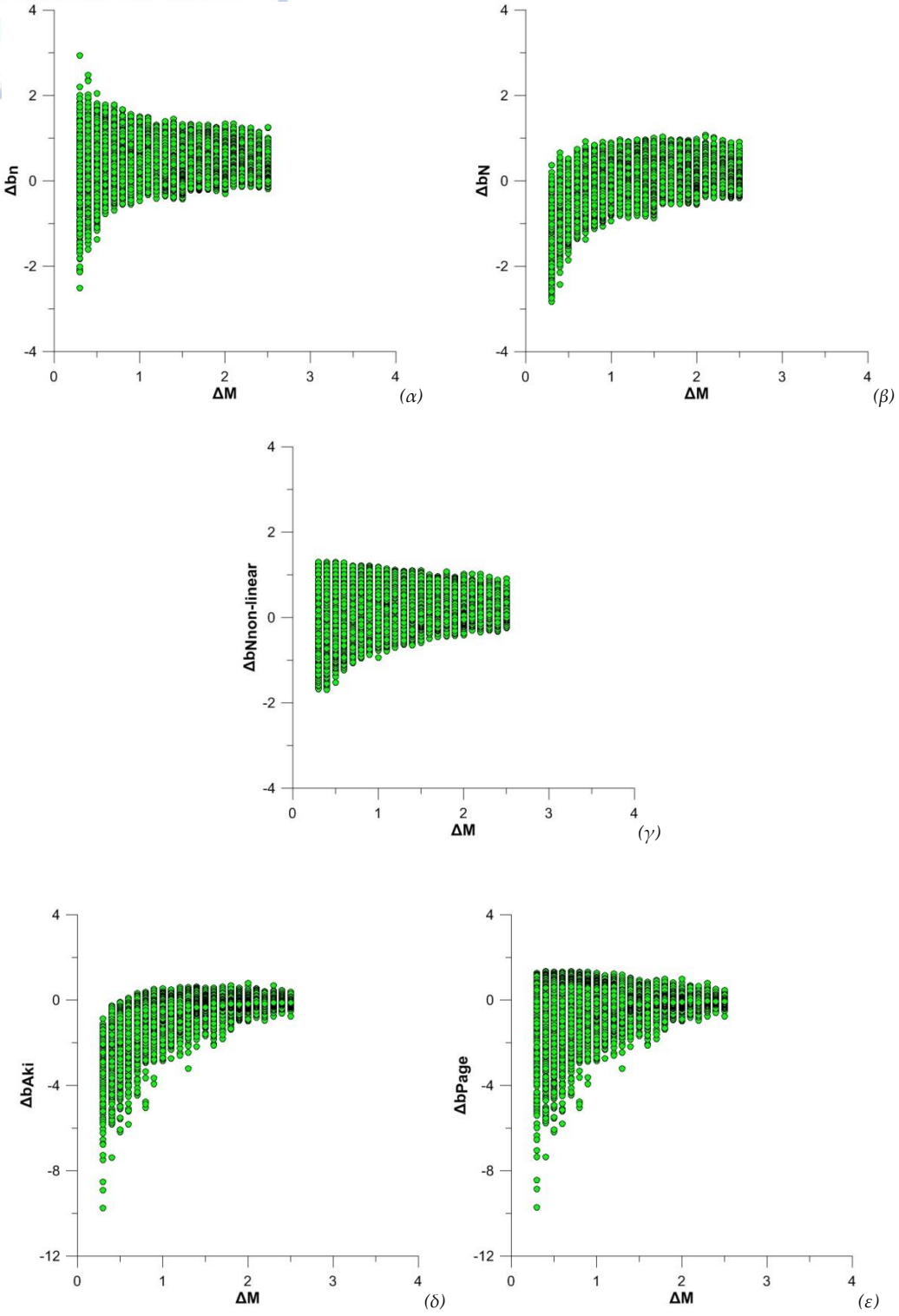
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

διατριβής, δεν τίθεται θέμα ύπαρξης κρίσιμων σφαλμάτων στις παραμέτρους που υπολογίζονται για αυτό το χρονικό παράθυρο. Επίσης επιλέχθηκε ως ενιαίο μέγεθος πληρότητας (και ταυτόχρονα ως ελάχιστο μέγεθος-κατώφλι από τον κώδικα) αυτό του M_c=5.0, ενώ αυτή τη φορά ως επιθυμητό πλήθος προσομοιώσεων επιλέχθηκε αυτό των 500 ανά περίπτωση. Οι τιμές αναφοράς μας (τιμές των α_1, b) πλέον κυμαίνονταν αντιστοίχως μεταξύ 1.0-10.0 με βήμα 0.2 ($\alpha_{reference}$) και 0.7-1.4 με βήμα 0.1 ($b_{reference}$, αρνητικές πάντα τιμές) για πιθανά μέγιστα μεγέθη ($M_{max_{reference}}$) 6.5-7.0-7.5. Επιπλέον τέθηκε ως προϋπόθεση ένα ελάχιστο πλήθος σεισμών ανά κατάλογο (≥4) και μέγιστο αυτό των 1500 (αφού δεν έχει νόημα η προσομοίωση αποτελεσμάτων για περιοχές πολύ υψηλής σεισμικότητας). Όπως γίνεται εύκολα αντιληπτό, οι προσομοιώσεις αυτές, οι οποίες γίνονται με την χρήση κατάλληλων συναρτήσεων, είναι χιλιάδες και αναπαράγουν σεισμούς για περιοχές χαμηλής, ενδιάμεσης και υψηλής σεισμικότητας, καθιστώντας πλέον αξιόπιστο τον υπολογισμό των συνθετικών παραμέτρων σεισμικότητας.

Μετά την κατασκευή των παραπάνω καταλόγων ακολούθησε ο υπολογισμός των συνθετικών τους παραμέτρων με την χρήση των ήδη προαναφερθέντων σχέσεων G-R. Και σε αυτές τις περιπτώσεις, όπως και στα προηγούμενα τεστ, υπολογίστηκαν οι τιμές του b, τόσο με βάση το απλό, όσο και το σωρευτικό πλήθος σεισμών (b_n και b_N αντίστοιχα), αλλά και μέσω της μη γραμμικής παλινδρόμησης της σχέσης (5.11) στο συσσωρευτικό πλήθος σεισμών. Επίσης, προστέθηκαν σαν επιπλέον μεθοδολογίες υπολογισμού του b οι μέθοδοι των Aki (1965) και Page (1968) (λεπτομέρειες και σχέσεις των οποίων αναφέρθηκαν σε προηγούμενη παράγραφο του παρόντος κεφαλαίου). Για την περίπτωση της σχέσης του Page (1968) (*Σχέση 5.2*) χρησιμοποιήθηκε το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος της κάθε ζώνης. Όλοι οι υπολογισμοί των επιμέρους συνθετικών καταλόγων συγκεντρώνονται σε ένα ενιαίο αρχείο, το οποίο και καλύπτει ένα εύρος τιμών b και επιπέδου σεισμικότητας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 5.16 *Διαγράμματα απεικόνισης των φαινόμενων μεταβολών του b που ανακτήθηκαν από τους συνθετικούς καταλόγους για διάφορες μεθοδολογίες: (α) Δb_n, (β) Δb_N, (γ) $\Delta b_{Nnon\text{-}linear,}$, (δ) Δb_{Aki} & (ε) Δb_{Page}, με το εύρος μεγεθών, ΔM, για το σύνολο των προσομοιώσεων.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Στο *Σχήμα 5.16* παρουσιάζονται οι τιμές του b που ανακτήθηκαν από τις προσομοιώσεις (από τις τιμές έχει αφαιρεθεί και εδώ η εκάστοτε τιμή αναφοράς του b). Παρατηρούμε ότι σε μεγαλύτερα εύρη μεγεθών, ΔΜ, οι τιμές της φαινόμενης μεταβολής της παραμέτρου b τείνουν να πλησιάσουν την τιμή μηδέν. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι θετικές τιμές αντιστοιχούν σε τιμές που είναι μεγαλύτερες από την τιμή αναφοράς ενώ το αντίστροφο ισχύει για τις αρνητικές τιμές. Παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου b (με βάση τους συνθετικούς καταλόγους) που έχουν προκύψει από τα συσωρευτικά πλήθη σεισμών είναι γενικά μεγαλύτερες από τις τιμές αναφοράς. Εξετάζοντας τις κατανομές των Δb_{Aki} και Δb_{Page} (*Σχήμα 5.16 δ, ε*) παρατηρούμε ανάλογη εικόνα, με τιμές (σε απόλυτη τιμή) εξαιρετικά μεγάλες (υπερεκτίμηση των b σε σχέση με τιμές αναφοράς). Πρέπει να αναφερθεί στο σημείο αυτό ότι οι τιμές αυτές δεν θεωρούνται αξιόπιστες καθώς αντιστοιχούν σε πολύ μικρά εύρη μεγεθών ($\Delta M<0.5$). Επιπλέον, η διασπορά των τιμών της μη γραμμικής παραμέτρου b ($\Delta b_{Nnon\text{-}linear}$, *Σχήμα 5.16γ*) είναι καλύτερη και μικρότερη από τις υπόλοιπες. Μάλιστα, από τις κατανομές των Δb_{Aki} και Δb_{Page} (*Σχήμα 5.16 δ, ε*) είναι εμφανές ότι ακόμα και σε μεγάλο εύρος μεγεθών (π.χ. $\Delta M=1.5$) η διασπορά του b είναι πολύ μεγάλη σε σχέση με τις άλλες μεθοδολογίες (σε σημείο που το εύρος τιμών του b από τις μεθοδολογίες των Aki και Page σε μεγάλα ΔΜ να αγγίζει την μέγιστη διασπορά που εμφανίζουν οι υπόλοιπες).

Με βάση τις τελικές αυτές προσομοιώσεις, οι οποίες και θεωρήθηκαν ως πιο κρίσιμες μεταξύ όλων των «πειραμάτων» που διενεργήθηκαν στην παρούσα εργασία στο κομμάτι των συνθετικών καταλόγων, θα ακολουθήσουν στις επόμενες παραγράφους εφαρμογές πολυωνυμικών εξισώσεων με απώτερο στόχο την διερεύνηση πιθανών διορθώσεων της παραμέτρου b για περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων.

5.3 ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΩΝ ΤΙΜΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΠΟΛΥΩΝΥΜΟΥ

Όπως αναφέρθηκε ήδη στην προηγούμενη παράγραφο, για τον επανυπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας έγινε χρήση συνθετικών καταλόγων οι οποίοι και καλύπτουν περιπτώσεις χαμηλής, ενδιάμεσης αλλά και υψηλής σεισμικότητας. Επιπλέον, παρατηρήθηκε ότι οι τιμές των παραμέτρων b

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

που προέκυπταν από τους συνθετικούς καταλόγους, από τις οποίες είχαν ήδη αφαιρεθεί οι τιμές αναφοράς ($b_{reference}$), δεν ήταν σε συμφωνία με τις πραγματικές-αρχικές τιμές των υπό μελέτη 28 περιοχών και υπήρχε άμεση εξάρτηση αυτών με βασικούς συντελεστές (εύρος μεγεθών, πλήθος σεισμών, κλπ.). Οι «εξαρτήσεις» αυτές επιλέχθηκε να ποσοτικοποιηθούν και να εκφραστούν με την μορφή συναρτήσεων διόρθωσης. Στόχος της διαδικασίας είναι ο υπολογισμός κατάλληλων διορθώσεων στις παραμέτρους σεισμικότητας, ώστε να ανακτηθούν ρεαλιστικά αποτελέσματα που δεν επηρεάζονται από τα χαρακτηριστικά των δεδομένων (π.χ. επίπεδο σεισμικότητας, κλπ).

5.3.1 Υπολογισμός της φαινόμενης μεταβολής του b ως συνάρτηση του εύρους μεγεθών και του επιπέδου σεισμικότητας

Στην παράγραφο 5.2.3 παρουσιάστηκε η κατασκευή συνθετικών καταλόγων χρησιμοποιώντας διάφορες τιμές αναφοράς σε ότι αφορά τις παραμέτρους που ελέγχουν τα επίπεδα σεισμικότητας (b, α, M_{max}). Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν αναδείχθηκε η άμεση εξάρτηση της παραμέτρου b, η οποία υπολογίστηκε με ένα πλήθος μεθοδολογιών (b_n, b_N, $b_{Nnon-linear}$, b_{Aki} και b_{Page}), τόσο από το εύρος μεγεθών, ΔΜ, όσο και από το επίπεδο της σεισμικότητας το οποίο ελέγχεται από τις σταθερές α και b. Αντίθετα, αποδείχθηκε ότι το μέγιστο μέγεθος δεν επηρεάζει ιδιαίτερα την φαινόμενη μεταβολή της παραμέτρου b. Με στόχο την εύρωστη εκτίμηση της παραμέτρου b, αναζητήθηκε μια κατάλληλη σχέση που να περιγράφει αυτή τη φαινόμενη μεταβλητότητα του b συναρτήσει των συντελεστών από τους οποίους εξαρτάται (ΔΜ και επίπεδο σεισμικότητας). Προσπαθώντας να αποτυπώσουμε το επίπεδο της σεισμικότητας με την χρήση ενός μόνο αντικειμενικού μέτρου που να προσδιορίζεται μόνο από τα δεδομένα του κάθε καταλόγου σεισμών (και όχι από ποσότητες όπως τα α και b, τις οποίες κατά την μελέτη της σεισμικότητας όχι μόνο δεν γνωρίζουμε, αλλά και θέλουμε να προσδιορίσουμε) χρησιμοποιήσαμε το λογάριθμο του πλήθους σεισμών που αντιστοιχεί σε χρονική περίοδο 50 ετών (1964-2014) και σε μέγεθος $M \geq 5.0$, ως ένα ενδεικτικό μέτρο του επιπέδου σεισμικότητας κάθε ζώνης. Η τιμή αυτή, που στη συνέχεια συμβολίζεται με $logN_{5.0}^{50}$, αποτυπώνει ποσοτικά το επίπεδο της σεισμικότητας για ένα τυπικό χρονικό διάστημα δεδομένων (50 έτη) και για ένα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

τυπικό και σχεδόν καθολικά αποδεκτό μέγεθος πληρότητας (M=5.0) από το 1964 που λειτουργεί το ISC.

Στην παρούσα διατριβή εκτιμήθηκε ότι η σχέση μεταξύ της παραμέτρου b και των $logN_{5.0}^{50}$ (πλήθος σεισμών) και ΔM (εύρος μεγεθών) θα εκφραζόταν καλύτερα με την χρήση πολυωνύμου 2ου ή και 3ου βαθμού. Πιο συγκεκριμένα, εξετάστηκαν πολυώνυμα με 9 συντελεστές (2ου βαθμού ως προς $logN_{5.0}^{50}$ και ΔM) και με 16 συντελεστές (3ου βαθμού ως προς $logN_{5.0}^{50}$ και ΔM).

Βασιζόμενοι επομένως στη γενική έκφραση του πολυωνύμου οι συναρτήσεις μας (2ου και 3ου βαθμού) για τη φαινόμενη διόρθωση της παραμέτρου b (Δb) θα πάρουν τις ακόλουθες μορφές:

2ου βαθμού (9 συντελεστές)

$$\Delta b = a_0 + \alpha_1 \Delta M + \alpha_2 \Delta M^2 \tag{5.22}$$

όπου

$$\alpha_0 = \alpha_0^0 + \alpha_0^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_0^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 \tag{5.23}$$

$$\alpha_1 = \alpha_1^0 + \alpha_1^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_1^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 \tag{5.24}$$

$$\alpha_2 = \alpha_2^0 + \alpha_2^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_2^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 \tag{5.25}$$

3ου βαθμού (16 συντελεστές)

$$\Delta b = a_0 + \alpha_1 \Delta M + \alpha_2 \Delta M^2 + a_3 \Delta M^3 \tag{5.26}$$

όπου

$$\alpha_0 = \alpha_0^0 + \alpha_0^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_0^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 + \alpha_0^3 \left(\log NN_{5.0}^{50}\right)^3 \tag{5.27}$$

$$\alpha_1 = \alpha_1^0 + \alpha_1^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_1^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 + \alpha_1^3 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^3 \tag{5.28}$$

$$\alpha_2 = \alpha_2^0 + \alpha_2^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_2^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 + \alpha_2^3 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^3 \tag{5.29}$$

$$\alpha_3 = \alpha_3^0 + \alpha_3^1 \log N_{5.0}^{50} + \alpha_3^2 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^2 + \alpha_3^3 \left(\log N_{5.0}^{50}\right)^3 \tag{5.30}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Όπως προαναφέρθηκε, για την παραγωγή συνθετικών καταλόγων σεισμών επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθούν δοκιμές που περιλαμβάνουν περιπτώσεις χαμηλής-ενδιάμεσης-υψηλής σεισμικότητας, καλύπτοντας ένα μεγάλο εύρος των παραμέτρων α ($\alpha_{reference}$=1.0-10.0), b ($b_{reference}$=0.7-1.4) & M_{max} ($M_{max_{reference}}$=6.5, 7.0, 7.5). Στο τελικό εξαγόμενο αρχείο δεδομένων, όπως αυτό προέκυψε από τις προσομοιώσεις, περιλαμβάνονται οι συνθετικές τιμές των παραμέτρων α, b (που υπολογίστηκαν με διάφορες μεθοδολογίες), τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών (του κάθε συνθετικού καταλόγου), ΔM, καθώς επίσης και τα συσσωρευτικά πλήθη των σεισμών που αντιστοιχούν σε μεγέθη ≥5.0 (μέγεθος πληρότητας) και για 50 έτη (χρονικό διάστημα για το οποίο κατασκευάστηκαν οι συνθετικοί κατάλογοι), $N_{5.0}^{50}$. Έχοντας αυτές τις πληροφορίες, μπορούν εύκολα να εφαρμοστούν οι παραπάνω πολυωνυμικές συναρτήσεις 2ου (*Σχέσεις 5.22-5.25*) και 3ου (*Σχέσεις 5.26-5.30*) βαθμού και εν συνεχεία να χρησιμοποιηθούν για την διόρθωση των υπολογισμένων τιμών της παραμέτρου b.

Η εφαρμογή των πολυωνυμικών σχέσεων 2ου και 3ου βαθμού στα δεδομένα μας έγινε με την επίλυση της λύσης ελαχίστων τετραγώνων με τη βοήθεια ενός κώδικα MATLAB. Με βάση το συγκεντρωτικό αρχείο των πολλαπλών προσομοιώσεων που είχε προκύψει από την κατασκευή συνθετικών καταλόγων υπολογίστηκαν οι τιμές των συντελεστών των πολυωνύμων. Ταυτόχρονα ο κώδικας υπολογίζει τις φαινόμενες διορθώσεις, Δb, από τις σχέσεις (5.22) και (5.26), ενώ παράλληλα εφαρμόζει τις διορθώσεις αυτές στις υπολογισμένες (συνθετικές) τιμές του b. Για την αξιολόγηση της εφαρμογής των πολυωνυμικών συναρτήσεων, οι διορθώσεις αυτές έγιναν και για τις πέντε μεθοδολογίες υπολογισμού b που εξετάστηκαν (b_n, b_N, $b_{Nnonlinear}$, b_{Aki} & b_{Page}).

Για να μελετήσουμε την προσαρμογή των πολυωνύμων στα δεδομένα από τους συνθετικούς καταλόγους, έγινε ομαδοποίησή τους με βάση τους δεκαδικούς λογαρίθμους από τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών ($N_{5.0}^{50}$). Οι ομαδοποιήσεις έγιναν για 8 κλάσεις του $\log N_{5.0}^{50}$: 0.6-0.9, 0.9-1.1, 1.1-1.3, 1.3-1.6, 1.6-1.95, 1.95-2.15, 2.15-2.7 και 2.7-3.2. Μέσω των ομαδοποιήσεων αυτών, μπορεί να μελετηθεί πιο εύκολα η ταυτόχρονη εξάρτηση της φαινόμενης μεταβολής του b και από τους δύο συντελεστές (ΔM, $\log N_{5.0}^{50}$). Παράλληλα γίνεται και σύγκριση των φαινόμενων μεταβολών του b, αλλά και των μέσων όρων τους, με τις νέες τιμές που προτείνονται από τις πολυωνυμικές σχέσεις. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι ο κώδικας κατά την εφαρμογή των διορθώσεων αυτών είχε ως περιοριστική

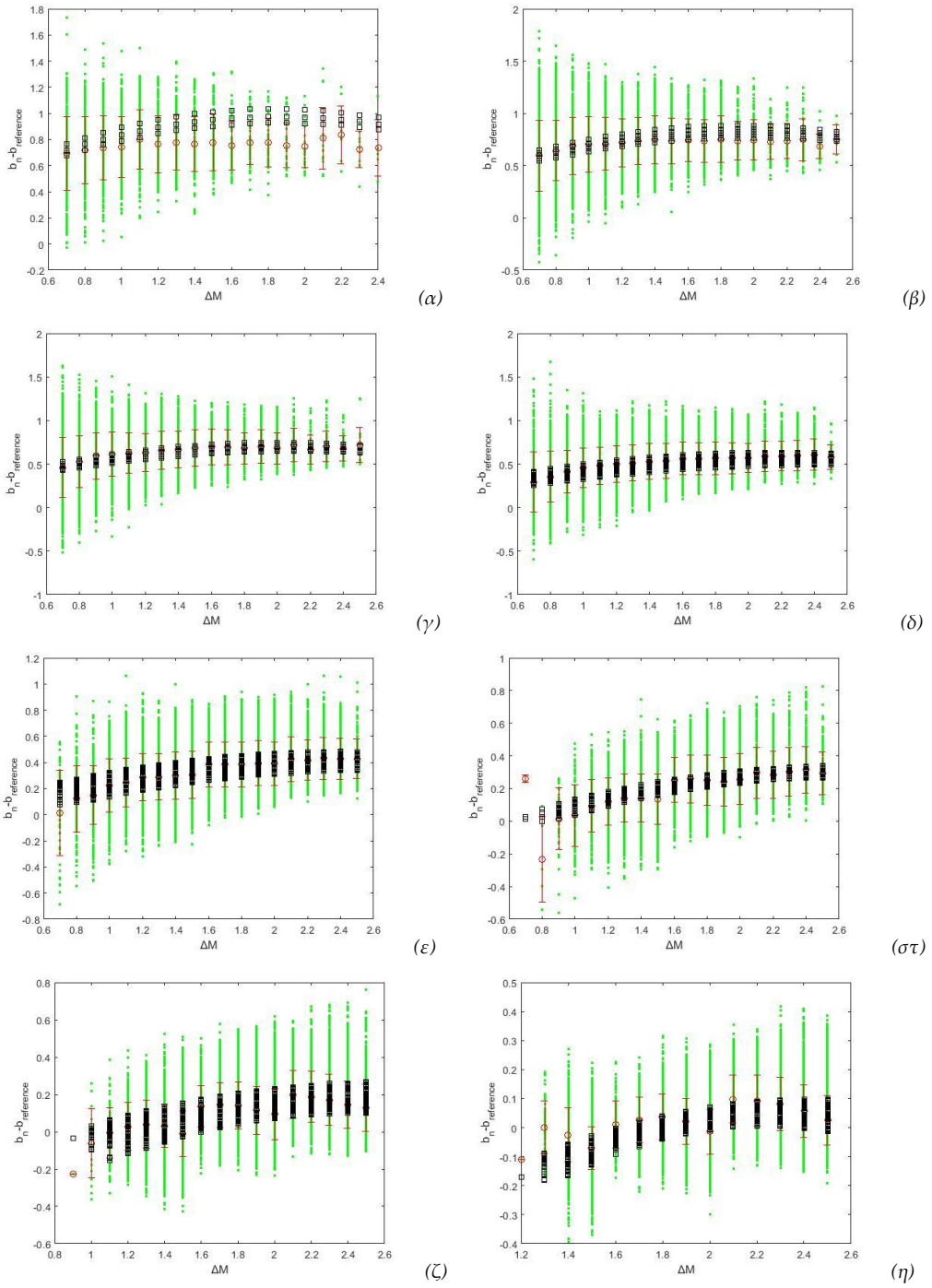
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

παράμετρο τιμή ελάχιστου εύρους μεγεθών ΔM=0.7, αφού μικρότερα ΔM θεωρούνται αναξιόπιστα.

Αναλυτικότερα, στα *Σχήματα 5.17 έως και 5.26* απεικονίζονται: με πράσινες τελείες οι φαινόμενες μεταβολές της παραμέτρου b (ανάλογα από ποια κλάση τιμών του $\log N_{5.0}^{50}$ ή μεθοδολογία προέκυψαν κατά περίπτωση) των συνθετικών καταλόγων, με μαύρα τετράγωνα οι τιμές του Δb, όπως υπολογίστηκαν με το πολυώνυμο 2ου ή 3ου βαθμού. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στους μέσους όρους των Δb και οι κατακόρυφες γραμμές στα σφάλματά τους (τυπικές αποκλίσεις). Μελετώντας αναλυτικά τα σχήματα παρατηρούμε ότι από τις καλύτερες κατανομές (μικρότερη διασπορά) με τα μικρότερα σφάλματα είναι αυτές που αντιστοιχούν σε μη γραμμικά b και μάλιστα οι τιμές τους κυμαίνονται κοντά στο μηδέν με μικρή διασπορά για τις τρεις τελευταίες τάξεις $\log N_{5.0}^{50}$. Ανάλογη καλή εικόνα παρουσιάζουν και τα σχήματα των Δb_{Aki} και Δb_{Page}, από τα οποία και απουσιάζουν έντονα θετικές τιμές. Οι μέσες τιμές των Δb_n δείχνουν μια σταθερή τάση (με τιμές κοντά στο 1.5), ακόμα και σε μικρά πλήθη σεισμών (~15), αλλά είναι γενικά θετικές, δείχνοντας μικρές τιμές του b (κατ' απόλυτη τιμή) σε σχέση με τη θεωρητική τιμή των συνθετικών καταλόγων. Την χειρότερη τάση παρουσιάζουν συστηματικά οι τιμές τις παραμέτρου, Δb_N, που προέκυψαν από τα συσσωρευτικά πλήθη. Η έντονη εξάρτησή τους, τόσο από τα εύρη μεγεθών, ΔM, όσο και από το επίπεδο της σεισμικότητας, είναι εμφανής, με μικρές βελτιώσεις (ως προς το εύρος διασποράς τους) για πολύ μεγάλες τιμές $\log N_{5.0}^{50}$ (περιοχές υψηλής σεισμικότητας). Ταυτόχρονα με τα παραπάνω γραφήματα κατασκευάστηκαν και ιστογράμματα των διορθωμένων τιμών b (*Σχήματα 5.27 και 5.28*), όπως προέκυψαν με βάση τους συνθετικούς καταλόγους, και για τις πέντε μεθοδολογίες υπολογισμού του b που εξετάστηκαν. Παρατηρούμε ότι σε όλες τις μεθοδολογίες η πλειονότητα των διορθωμένων τιμών του b κυμαίνεται μεταξύ -0.5 και 0.5, ενώ οι μέσες τιμές τους εντοπίζονται στο μηδέν με μικρές αποκλίσεις. Η εικόνα αυτή αποτελεί μια θετική ένδειξη σχετικά με την αποτελεσματικότητα της προσέγγισης που επιλέχθηκε για την εύρωστη εκτίμηση της παραμέτρου b στην παρούσα εργασία.

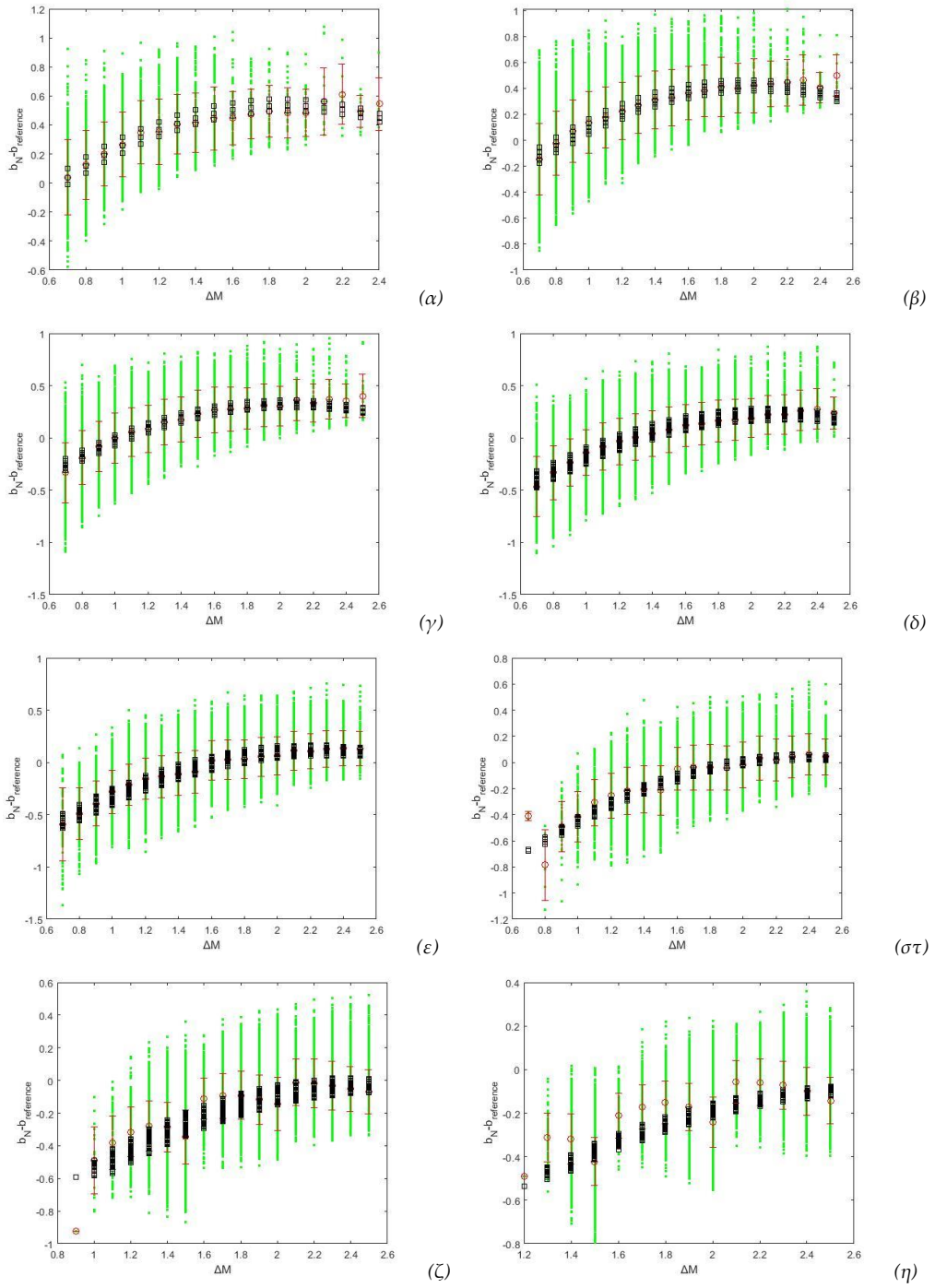
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



Σχήμα 5.17 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_n (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 2^{ου} βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

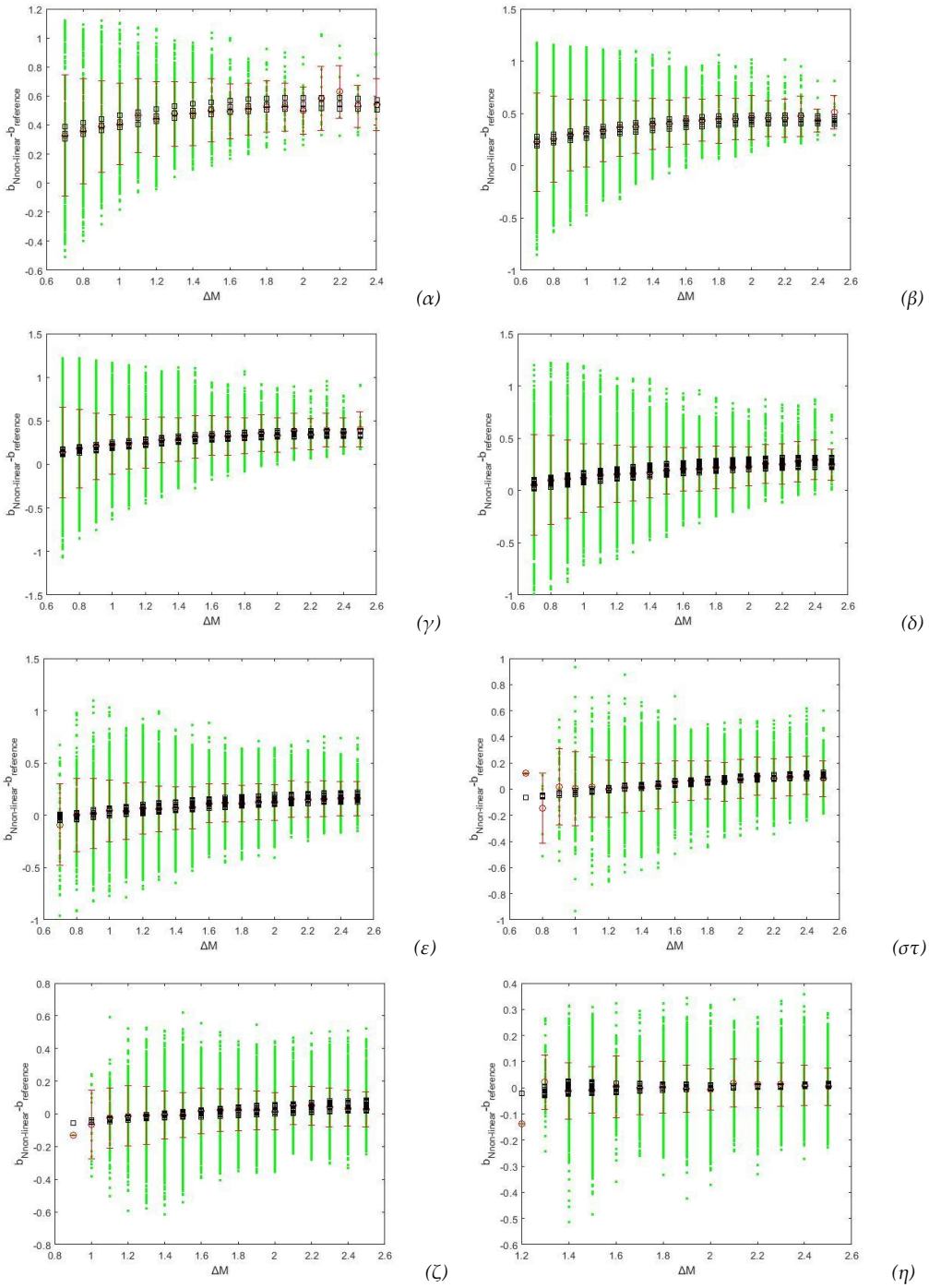
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα



Σχήμα 5.18 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_N (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 2ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

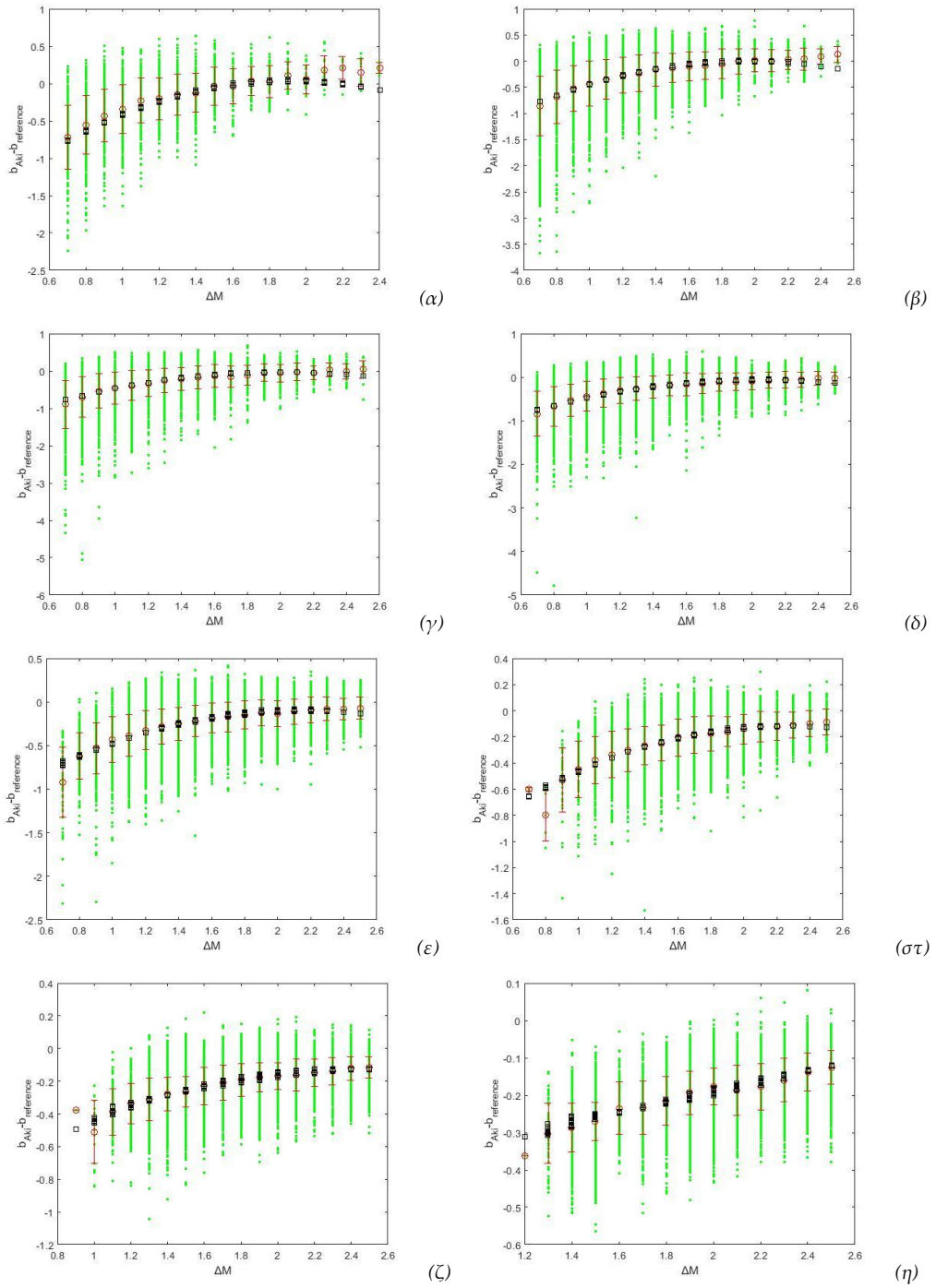
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



Σχήμα 5.19 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου* $b_{Nnon\text{-}linear}$ *(πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο* $2^{ου}$ *βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

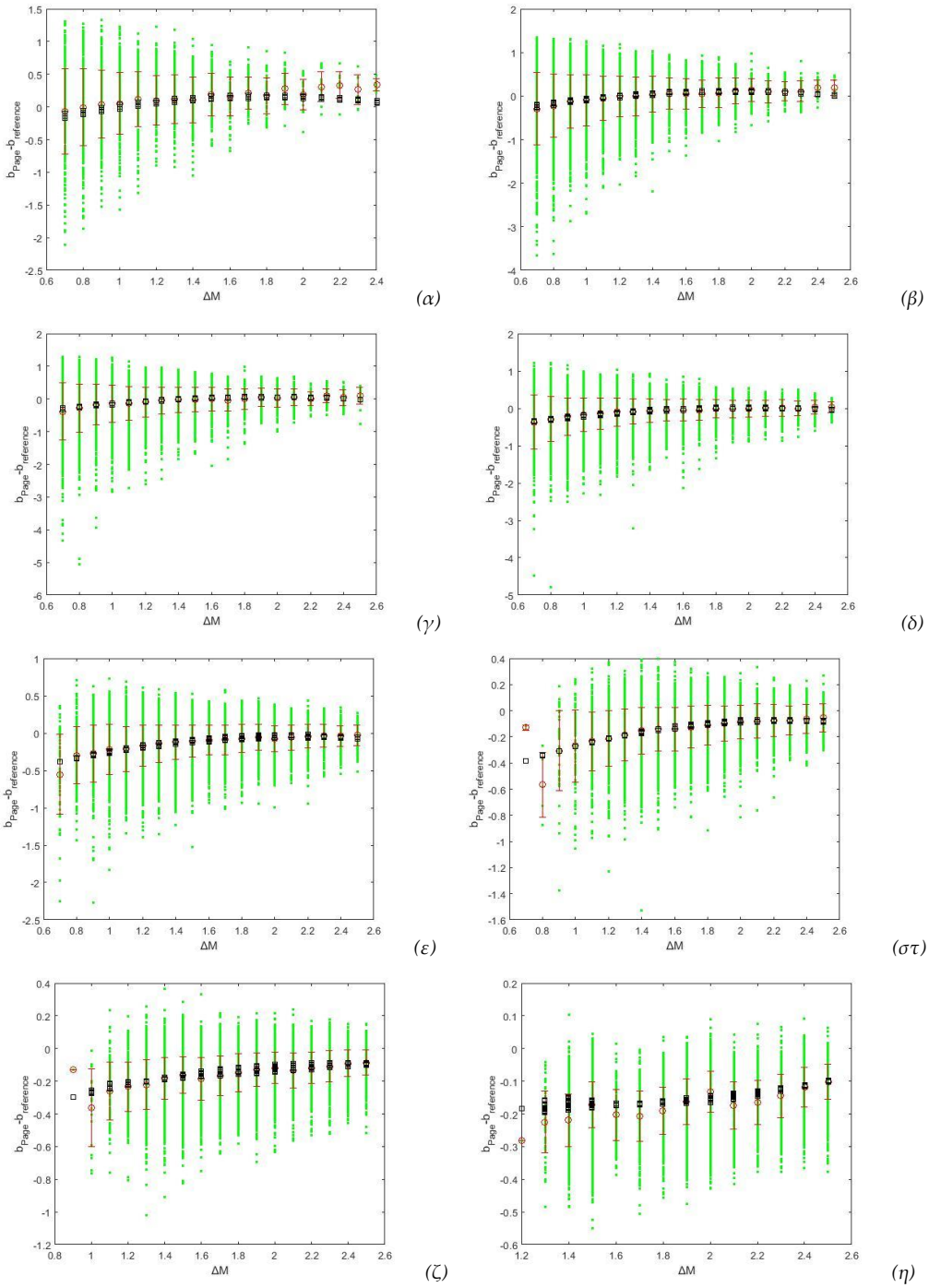
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα



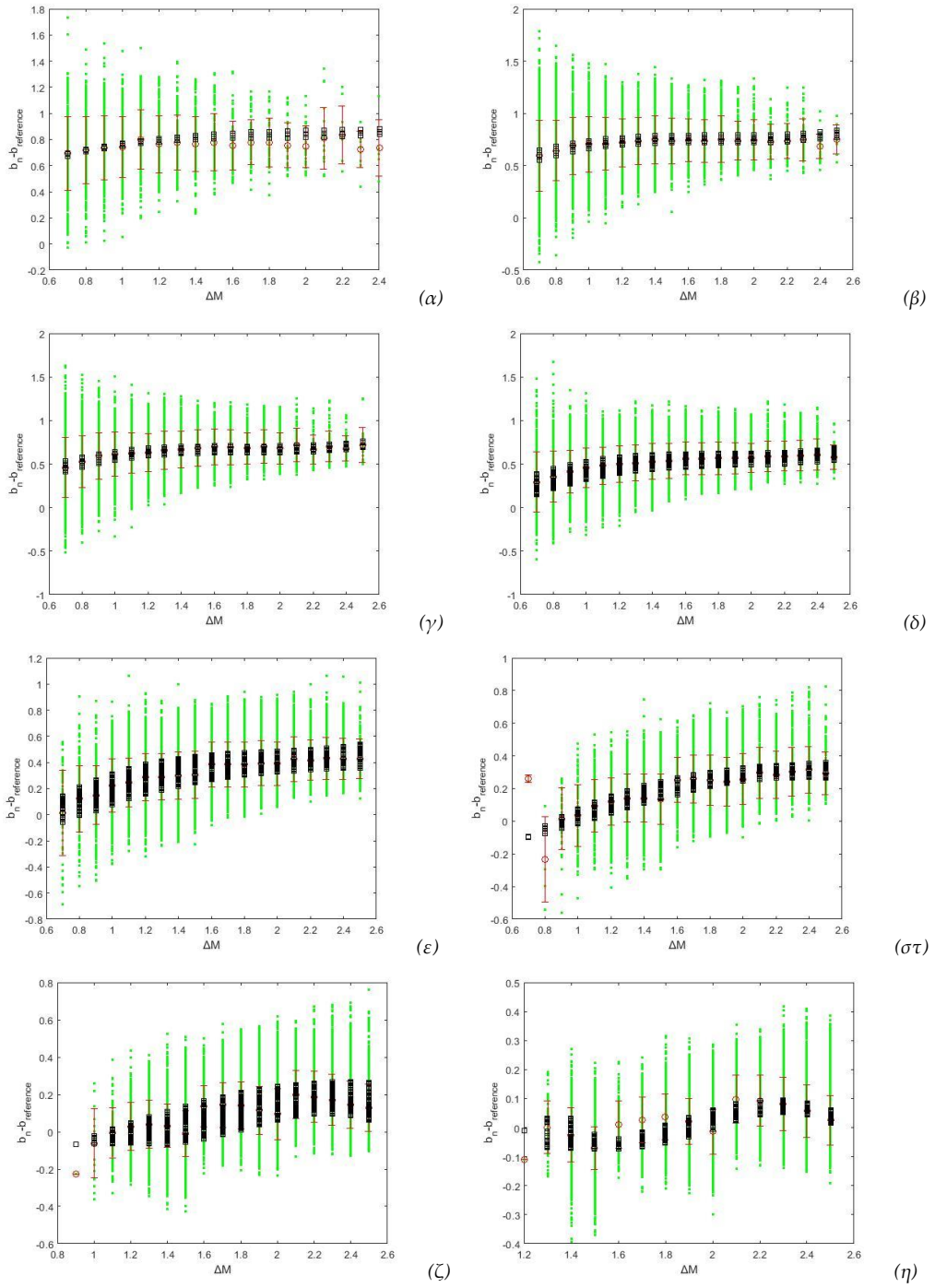
Σχήμα 5.20 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_{Aki} (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 2ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



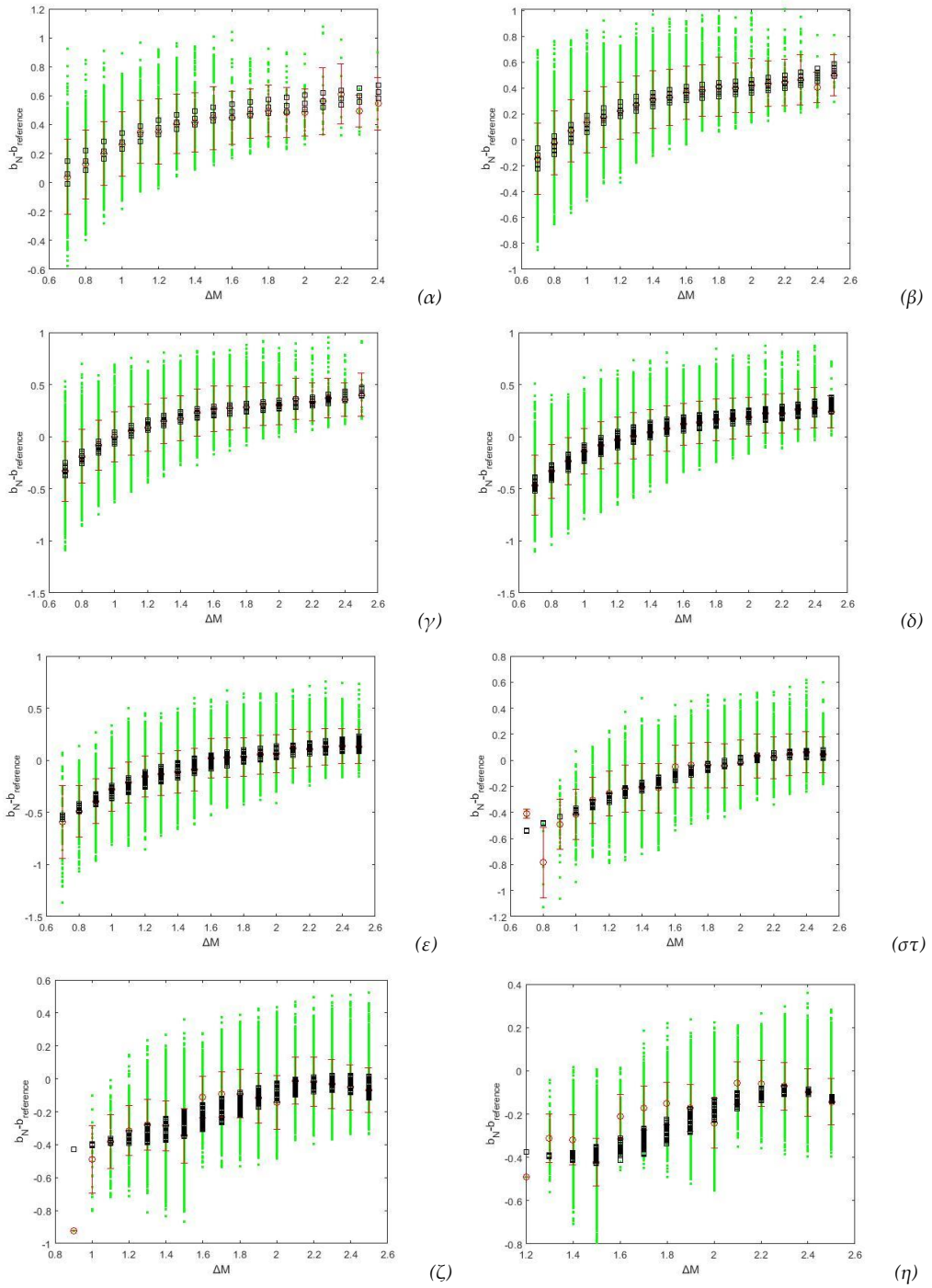
Σχήμα 5.21 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_{Page} (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 2ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*



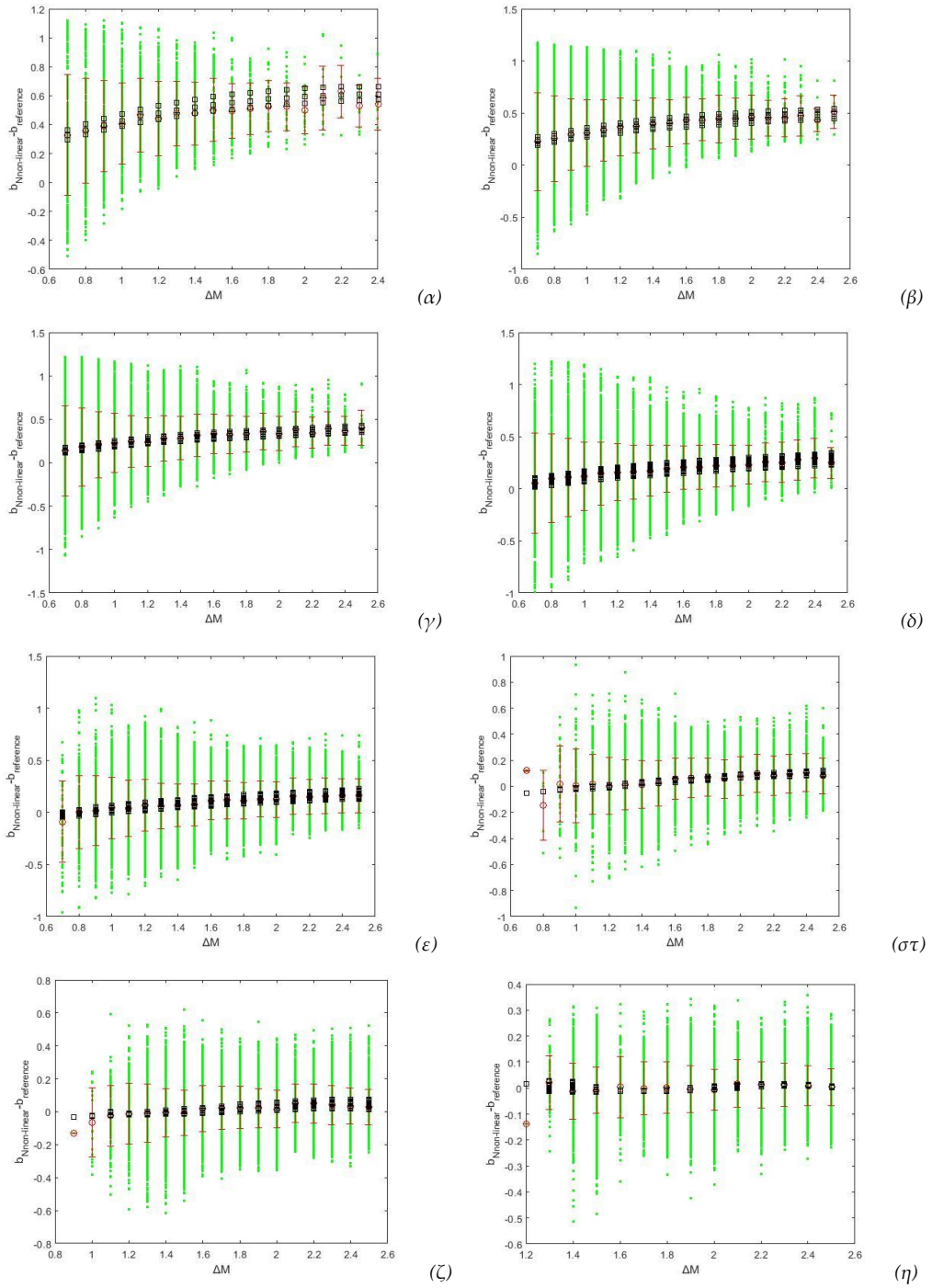
Σχήμα 5.22 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_n (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔΜ. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



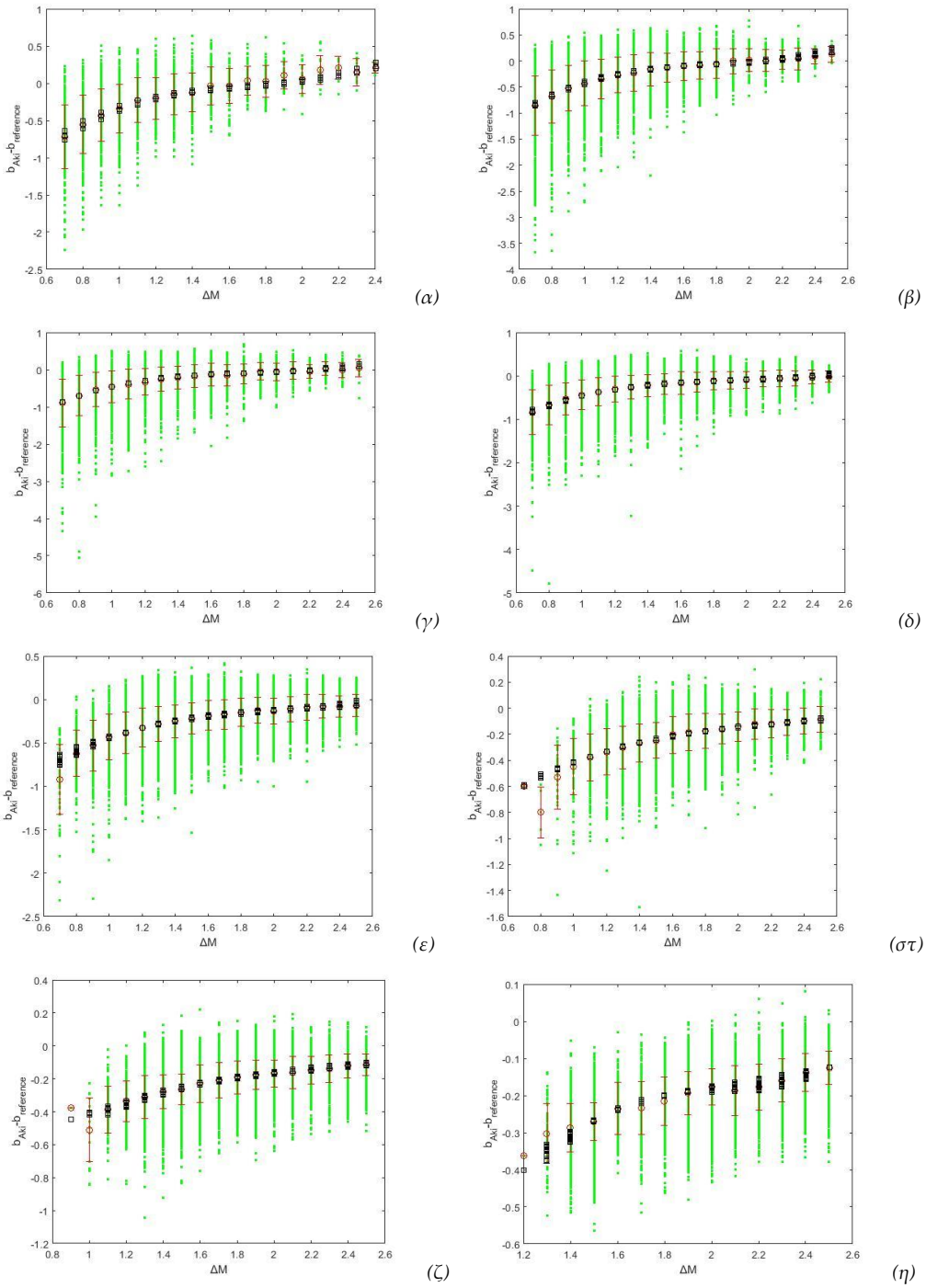
Σχήμα 5.23 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_N (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*



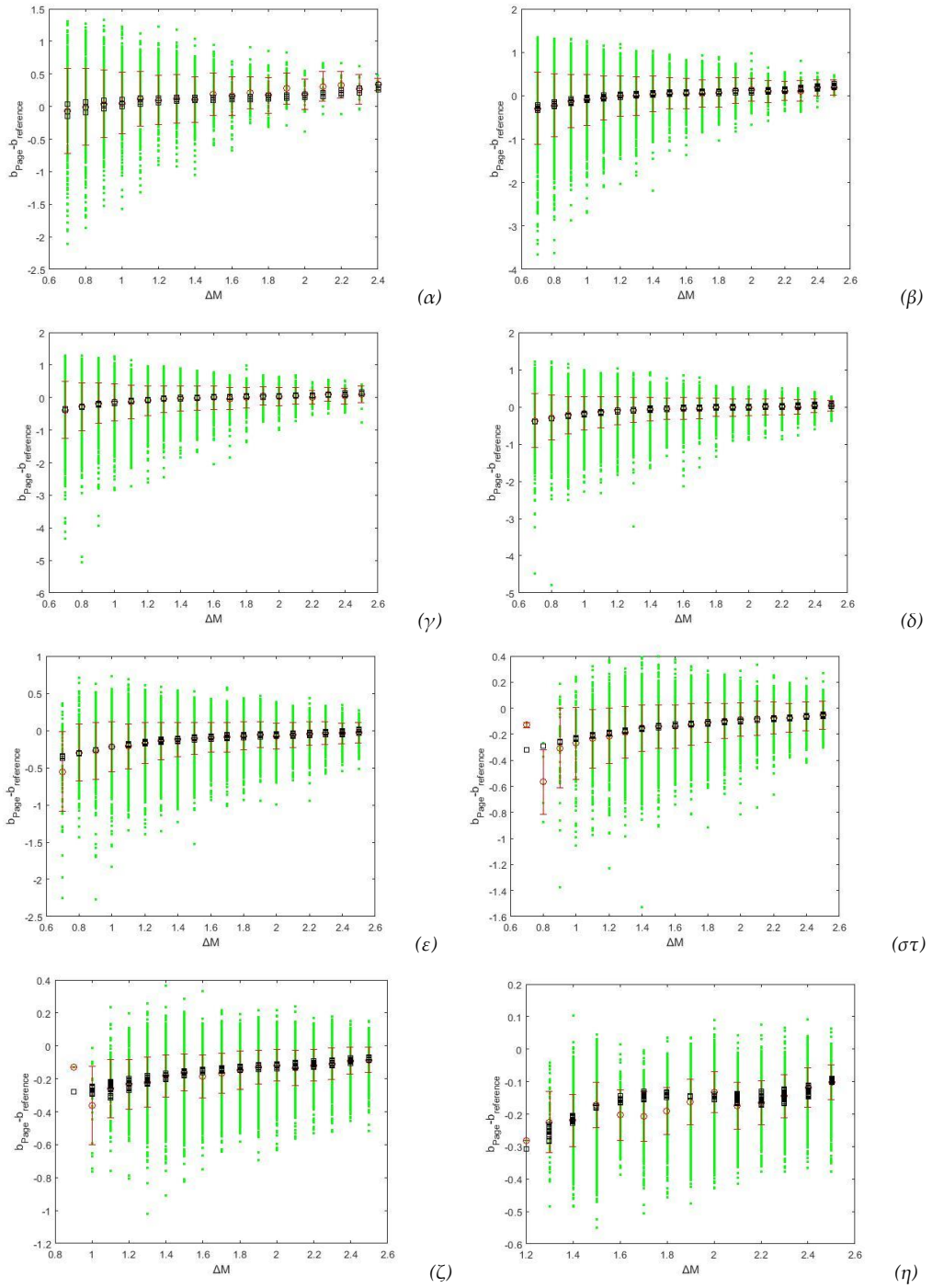
Σχήμα 5.24 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου* $b_{Nnon\text{-}linear}$ *(πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



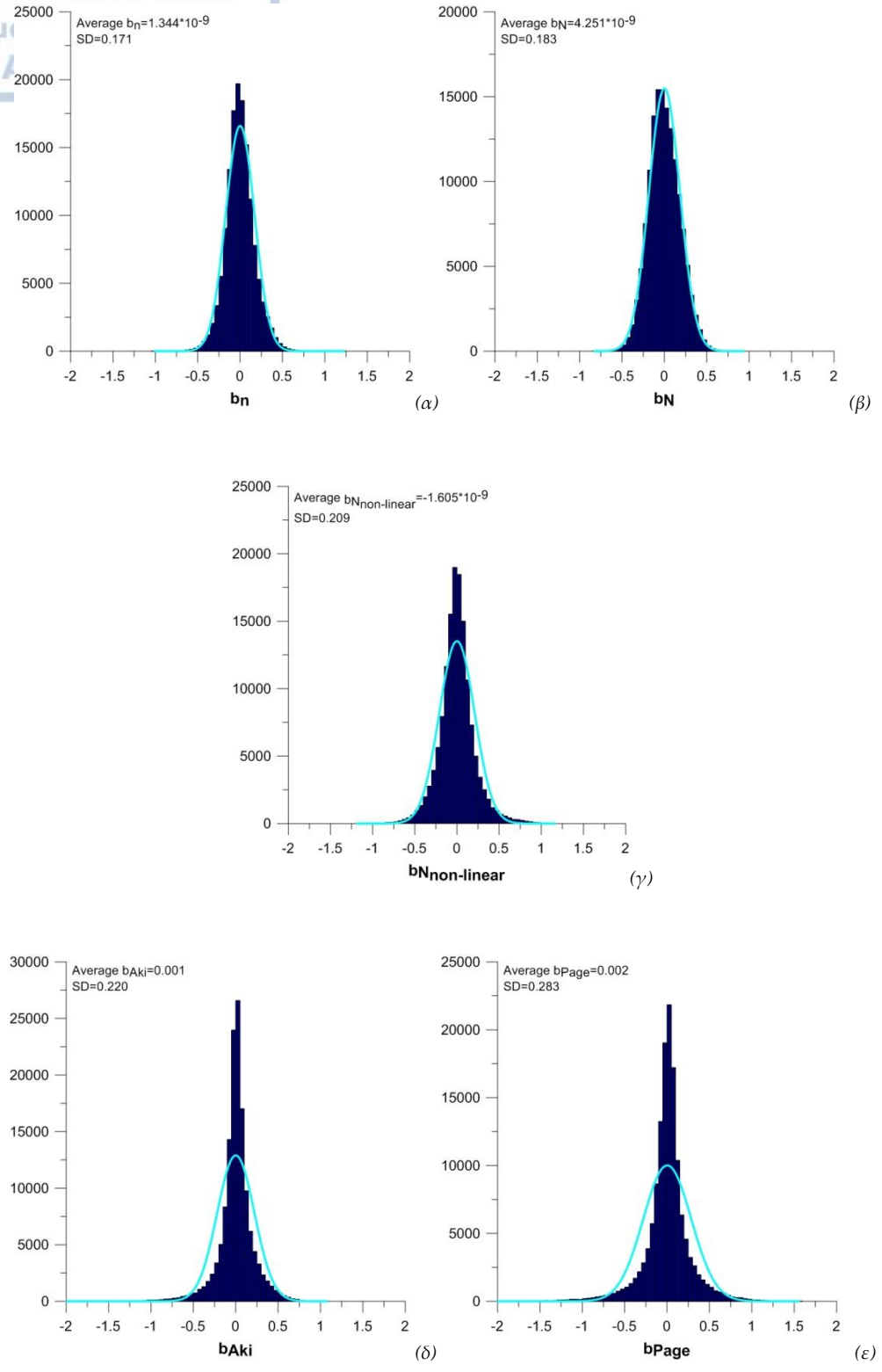
Σχήμα 5.25 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου b_{Aki} (πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*



Σχήμα 5.26 *Ομαδοποιημένες απεικονίσεις φαινόμενων μεταβολών της παραμέτρου* b_{Page} *(πράσινες τελείες), των μέσων όρων τους με τα αντίστοιχα τυπικά τους σφάλματα (κόκκινοι κύκλοι και γραμμές) και οι προτεινόμενες διορθώσεις αυτών (μαύρα σημεία) έτσι όπως υπολογίστηκαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού, σε σχέση με το εύρος μεγεθών, ΔM. Οι αναπαραστάσεις αυτές αντιστοιχούν σε 8 διαφορετικές τάξεις logN: (α) 0.6-0.9, (β) 0.9-1.1, (γ) 1.1-1.3, (δ) 1.3-1.6, (ε) 1.6-1.95, (στ) 1.95-2.15, (ζ) 2.15-2.7 και (η) 2.7-3.2.*

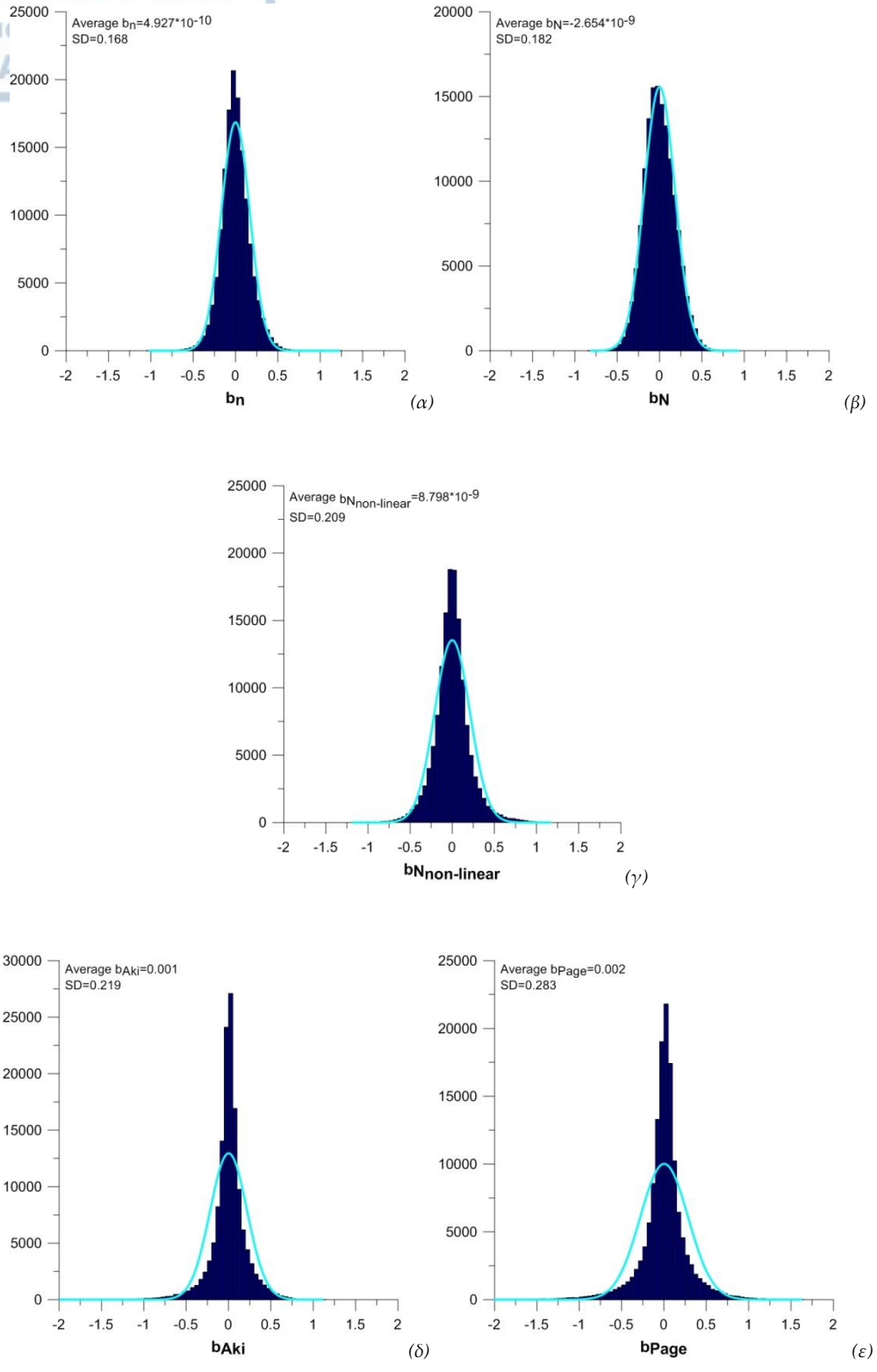
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



***Σχήμα* 5.27** *Ιστογράμματα διορθωμένων συνθετικών τιμών της παραμέτρου b: (α) b_n, (β) b_N, (γ) $b_{Nnon\text{-}linear}$, (δ) b_{Aki}, και (ε) b_{Page} όπως προέκυψαν από την εφαρμογή πολυωνυμικών εξισώσεων 2ου βαθμού. Με συνεχή γαλάζια γραμμή απεικονίζεται η κατανομή Gauss.*

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα



Σχήμα 5.28 *Ιστογράμματα διορθωμένων συνθετικών τιμών της παραμέτρου b: (α) b_n, (β) b_N, (γ) $b_{Nnon-linear}$, (δ) b_{Aki}, και (ε) b_{Page} όπως προέκυψαν από την εφαρμογή πολυωνυμικών εξισώσεων 3ου βαθμού. Με συνεχή γαλάζια γραμμή απεικονίζεται η κατανομή Gauss.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.3.2 Υπολογισμός διορθώσεων παραμέτρου b σε πραγματικά δεδομένα

Με διαθέσιμες τις τιμές των συντελεστών των πολυωνυμικών εξισώσεων που αναφέρθηκαν παραπάνω, καθώς επίσης και τα πλήθη σεισμών, $N_{5.0}^{50}$, και εύρη μεγεθών, ΔΜ, των 28 «κλειστών» υπό μελέτη περιοχών υπολογίστηκαν νέες τιμές της σεισμικής παραμέτρου b για τις ζώνες αυτές. Οι τιμές αυτές υπολογίστηκαν αρχικά με βάση τα απλά αλλά και τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών (b_n και b_N αντίστοιχα). Οι διορθώσεις του b από τις σχέσεις (5.22) και (5.26) αφαιρέθηκαν από τις αρχικές-πραγματικές μας τιμές και οδήγησαν στις αναθεωρημένες (διορθωμένες) τιμές του b για όλες τις ζώνες. Στα ιστογράμματα, τόσο των αρχικών (real), όσο και των αναθεωρημένων (revised) τιμών της παραμέτρου b (*Σχήμα 5.29*) παρατηρούμε ότι η μέση τιμή της παραμέτρου b, όπως υπολογίστηκε από τα απλά πλήθη σεισμών (b_n), μετά τις διορθώσεις διαμορφώνεται από ~1.08 σε ~1.38 και ~1.37 με βάση τα πολυώνυμα 2ου και 3ου βαθμού, αντίστοιχα. Αντίθετη εικόνα παρατηρείται (*Σχήμα 5.30*) όταν ο υπολογισμός επιχειρείται από το συσσωρευτικό πλήθος σεισμών (b_N), με αποτέλεσμα η μέση τιμή του b να φτάνει το ~1.47 και ~1.36, πριν και μετά τις διορθώσεις, του πολυωνύμου 2ου και 3ου βαθμού, αντίστοιχα.

Παρατηρούμε ότι μετά τις διορθώσεις οι μέσες τιμές των b_n και b_N έχουν πρακτικά την ίδια τιμή. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται επίσης και από την σύγκριση των επιμέρους (28) τιμών τους για όλες τις ζώνες (*Σχήμα 5.31*), όπου φαίνεται ότι οι διορθωμένες (ανηγμένες) τιμές κατανέμονται πρακτικά πάνω στην διχοτόμο χρησιμοποιώντας τις διορθώσεις που προέκυψαν από το πολυώνυμο 3ου βαθμού. Παράλληλα στο ίδιο σχήμα απεικονίζονται οι ευθείες που προέκυψαν έπειτα από ορθογώνια παλινδρόμηση (orthogonal least square regression) στα δεδομένα μας, τόσο πριν (έντονες μαύρες ευθείες), όσο και μετά τις διορθώσεις (μωβ ευθείες). Η ορθογώνια παλινδρόμηση υποθέτει ότι υπάρχει μια γραμμική σχέση μεταξύ των μεταβλητών που αμφότερες εμπεριέχουν σφάλματα. Όταν οι μεταβλητές αυτές έχουν παρόμοια σφάλματα, τότε η απόκλιση που αντιπροσωπεύει την μικρότερη απόσταση μεταξύ του σημείου δεδομένων και της προσαρμοσμένης καμπύλης, δηλαδή το διάνυσμα της απόκλισης, είναι κάθετο στην εφαπτομένη της καμπύλης. Οι σχέσεις που προέκυψαν για ζεύγη τιμών b_n και b_N έπειτα από αυτή την προσαρμογή (που είναι γνωστή και ως Ευκλείδεια παλινδρόμηση) εκφράζονται ως εξής:

$$\text{Πριν τις διορθώσεις: } b_n = 0.733 b_N - 0.007 \qquad (5.30)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

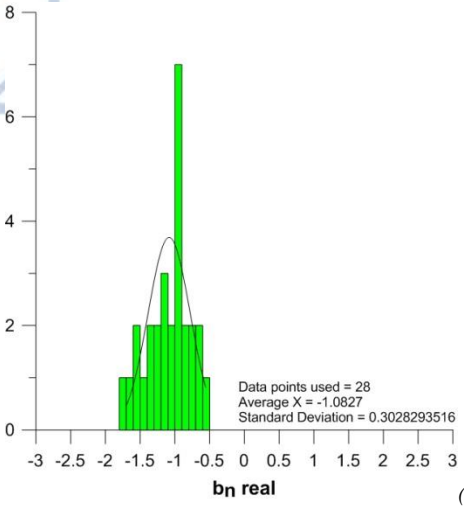
Μετά τις διορθώσεις: $b_{n_revised} = 1.028 b_{N_revised} + 0.026$ (5.31)

Από τις σχέσεις αυτές, αλλά και την γραφική τους απεικόνιση (*Σχήμα 5.31*), προκύπτει ότι η επιλογή της σχέσης (5.26) εξυπηρετεί σε μεγάλο βαθμό το ρόλο της, που δεν είναι άλλος από την «διόρθωση» της παραμέτρου b για τις φαινόμενες αλλαγές που προκαλεί το εύρος μεγεθών (ΔΜ) και το επίπεδο σεισμικότητας, όπως αυτό απεικονίζεται από την ποσότητα $N_{5.0}^{50}$. Χαρακτηριστικό είναι ότι οι διορθωμένες τιμές b_n και b_N που προέκυψαν εμφανίζουν παρόμοιες τιμές, ενώ οι μεγάλες διαφορές που παρατηρούνταν μεταξύ των δύο αυτών μεθοδολογιών πριν τις διορθώσεις έχουν πλέον εξαλειφθεί. Μάλιστα η πλειοψηφία των διορθωμένων τιμών τους (παρά τις μικρές διασπορές που παρατηρούνται) φαίνεται να συγκεντρώνεται μεταξύ των τιμών 1.1-1.3 (*Σχήματα 5.29γ και 5.30γ*), κάτι που ενισχύει την αξιοπιστία της χρήσης συνθετικών παρατηρήσεων για την μελέτη της φαινόμενης μεταβολής του b.

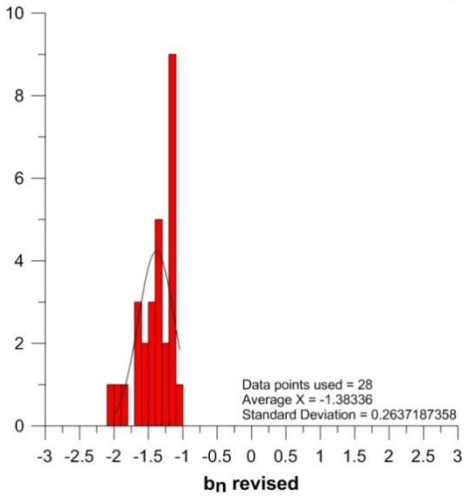
Ένας επιπλέον έλεγχος για την εγκυρότητα, ή μη, των προτεινόμενων διορθώσεων της παραμέτρου b μπορεί να εκτελεστεί μέσω της εφαρμογής των πολυωνυμικών συναρτήσεων και για τις τιμές των μη γραμμικών τιμών της παραμέτρου b ($b_{Nnon\text{-}linear}$), αλλά και αυτών που υπολογίζονται με βάση τις σχέσεις των Aki και Page (b_{Aki} και b_{Page}), όπως αναφέρθηκε ήδη σε προηγούμενες παραγράφους. Με βάση τα δεδομένα των περιοχών ενδιαφέροντος υπολογίστηκαν οι τιμές αυτές με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού σε γλώσσα προγραμματισμού MATLAB. Ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία υπολογισμού διορθώσεων και τελικά προέκυψαν οι αναθεωρημένες τιμές αυτών με βάση τις διορθώσεις των ήδη γνωστών πολυωνυμικών σχέσεων (*Σχέσεις 5.24, 5.28*). Αναπαριστώντας και εδώ γραφικά τα αποτελέσματα με αντίστοιχα ιστογράμματα (*Σχήματα 5.32-5.34*) παρατηρείται ανάλογη εικόνα: οι διορθωμένες μέσες τιμές για τα μη γραμμικά b αλλά και τα b με βάση τις σχέσεις των Aki και Page των 28 κλειστών ζωνών παίρνουν ανάλογες τιμές κοντά στην τιμή 1.3. Ειδικότερα, η μέση τιμή του διορθωμένου μη γραμμικού b έχει μέση τιμή ~1.347 με βάση το πολυώνυμο 2ου βαθμού και ~1.346 με βάση του 3ου, με αρχική μέση τιμή ~1.259. Η μέση τιμή του b_{Aki} από ~1.539 μειώνεται στο 1.261 και 1.271 αντίστοιχα, ενώ το b_{Page} από 1.445 σε 1.3 και 1.308.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

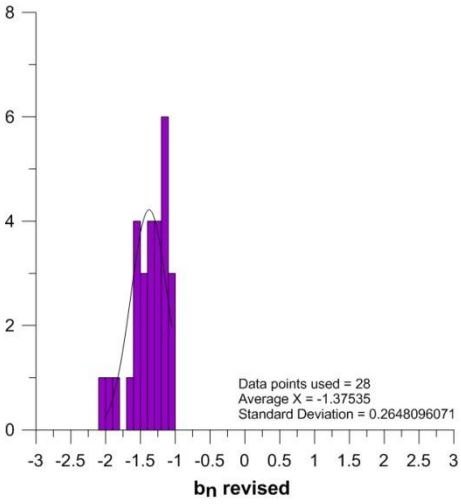
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)



(β)

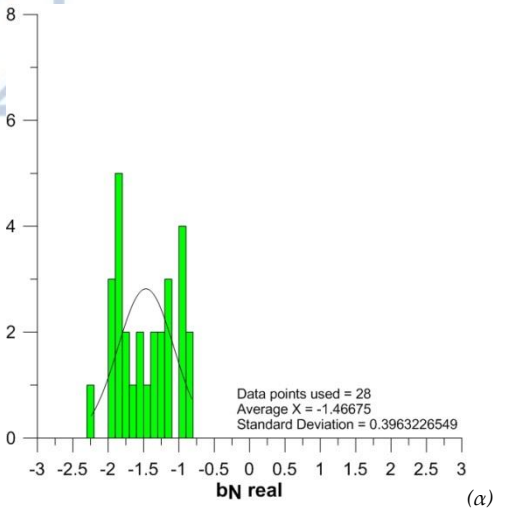


(γ)

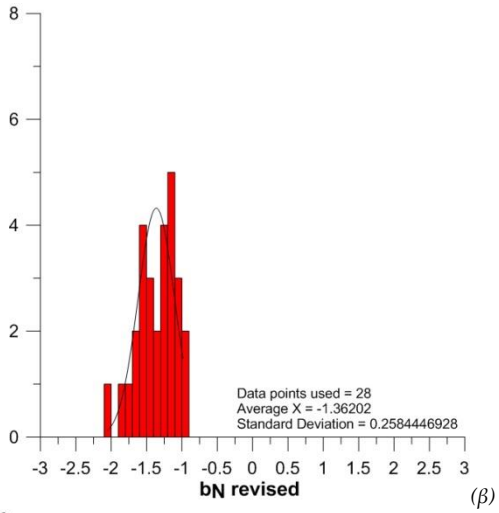
Σχήμα 5.29 *Ιστογράμματα τιμών της παραμέτρου b_n (απλό πλήθος) των 28 κλειστών περιοχών (α) πριν και (β, γ) μετά τις διορθώσεις με βάση τα πολυώνυμα 2^{ου} και 3^{ου} βαθμού, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

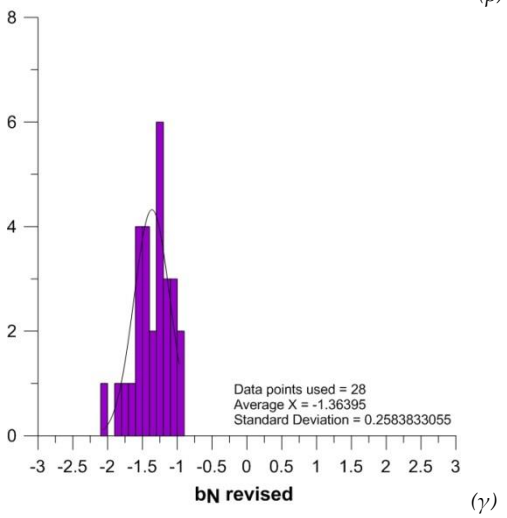
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)



(β)

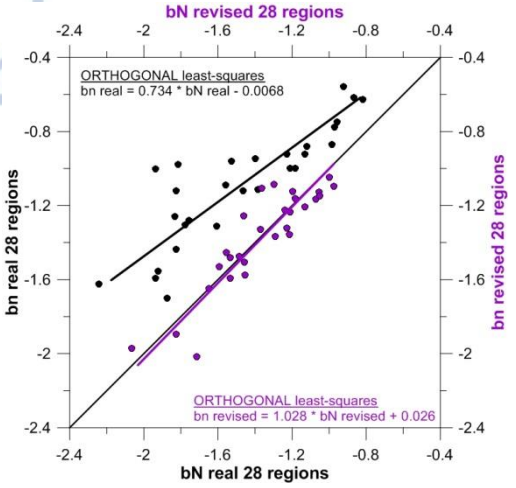


(γ)

Σχήμα 5.30 *Ιστογράμματα των τιμών της παραμέτρου* b_N *(αθροιστικό πλήθος) των 28 κλειστών περιοχών (α) πριν και (β, γ) μετά τις διορθώσεις με βάση τα πολυώνυμα* $2^{ου}$ *και* $3^{ου}$ *βαθμού, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.31 *Συνδιαστικό διάγραμμα σύγκρισης μεταξύ των αρχικών και διορθωμένων (ανηγμένων) τιμών της παραμέτρου b_n και της b_N των 28 κλειστών περιοχών με βάση το πολυώνυμο 3ου βαθμού. Με μαύρα σημεία απεικονίζονται οι αρχικές τιμές τους, ενώ με μοβ οι διορθωμένες τιμές αυτών. Αντίστοιχα με μαύρη και μοβ συνεχή γραμμή αποτυπώνονται οι ευθείες που προέκυψαν από την ορθογώνια παλινδρόμηση, πριν και μετά τις διορθώσεις.*

Επιπλέον κατασκευάστηκαν και για τις περιπτώσεις αυτές διαγράμματα συσχέτισης (*Σχήματα 5.35-5.37*, ανάλογα του σχήματος 5.31) μεταξύ των τιμών των παραμέτρων b, τόσο πριν, όσο και μετά τις διορθώσεις (με το πολυώνυμο 3ου βαθμού). Οι συσχετίσεις αυτές αφορούν τα ακόλουθα ζεύγη τιμών: b_{Aki}- b_n (*Σχήμα 5.35α*), b_{Page} - b_n (*Σχήμα 5.35β*), b_{Aki} - b_N (*Σχήμα 5.36α*), b_{Page} - b_N (*Σχήμα 5.36β*) και b_{Page} - b_{Aki} (*Σχήμα 5.37*). Οι αντίστοιχες σχέσεις που προέκυψαν με την εφαρμογή της ορθογώνιας παλινδρόμησης είναι οι εξής:

$$\text{Πριν τις διορθώσεις: } b_n = 0.590 b_{Aki} - 0.175 \quad (5.32)$$

$$\text{Μετά τις διορθώσεις: } b_{n_revised} = 0.671 b_{Aki_revised} - 0.523 \quad (5.33)$$

$$\text{Πριν τις διορθώσεις: } b_n = 0.597 b_{Page} - 0.220 \quad (5.34)$$

$$\text{Μετά τις διορθώσεις: } b_{n_revised} = 0.564 b_{Page_revised} - 0.637 \quad (5.35)$$

$$\text{Πριν τις διορθώσεις: } b_N = 0.845 b_{Aki} - 0.167 \quad (5.36)$$

$$\text{Μετά τις διορθώσεις: } b_{N_revised} = 0.578 b_{Aki_revised} - 0.630 \quad (5.37)$$

$$\text{Πριν τις διορθώσεις: } b_N = 0.825 b_{Page} - 0.274 \quad (5.38)$$

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

Μετά τις διορθώσεις: $b_{N_revised} = 0.460 b_{Page_revised} - 0.762$ (5.39)

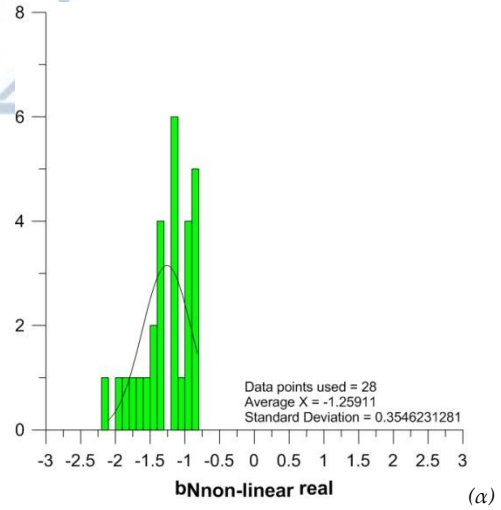
Πριν τις διορθώσεις: $b_{Aki} = 1.008 b_{Page} - 0.083$ (5.40)

Μετά τις διορθώσεις: $b_{Aki_revised} = 0.860 b_{Page_revised} - 0.144$ (5.41)

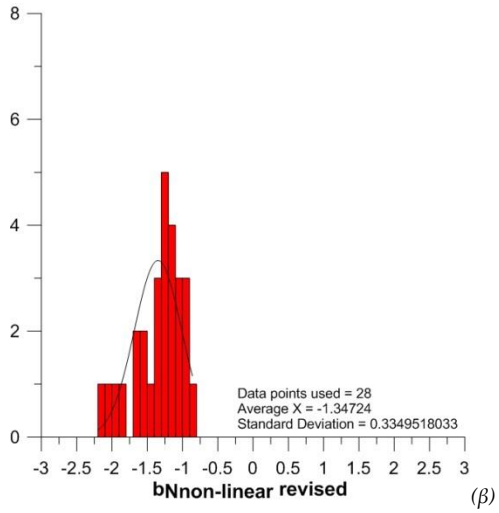
Από τις παραπάνω σχέσεις (5.32 έως 5.41) παρατηρούμε ότι οι καλύτερες συσχετίσεις παρατηρούνται μεταξύ b_N - b_{Aki}, b_N – b_{Page} & b_{Aki} – b_{Page} και μάλιστα πριν εφαρμοστούν οι διορθώσεις. Παρά την χρήση πολυωνυμικών εξισώσεων βλέπουμε, στην πλειοψηφία των περιπτώσεων, να υπάρχει αρκετά μεγάλη διασπορά, με τις τιμές μάλιστα από τις μεθοδολογίες των Aki και Page να εμφανίζουν σχετικά μεγάλες τιμές διασποράς.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

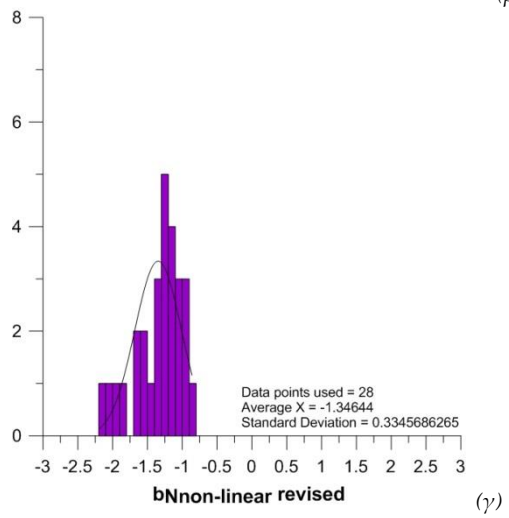
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)



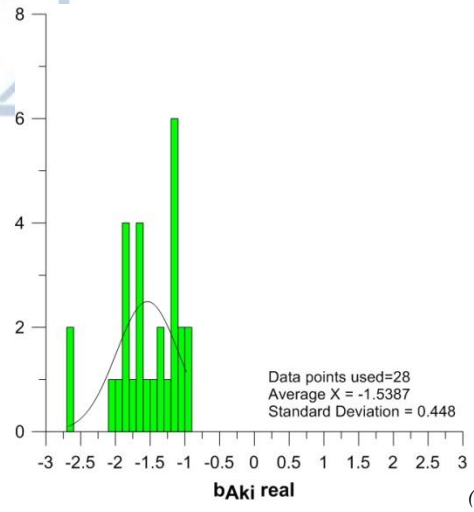
(β)



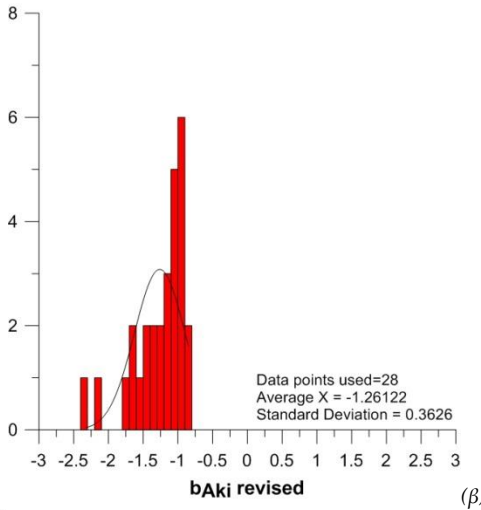
(γ)

Σχήμα 5.32 *Ιστογράμματα παραμέτρου $b_{Nnon\text{-}linear}$ (μη γραμμικό αθροιστικό πλήθος) των 28 κλειστών περιοχών (α) πριν και (β), (γ) μετά τις διορθώσεις με βάση τα πολυώνυμα $2^{ου}$ και $3^{ου}$ βαθμού, αντίστοιχα.*

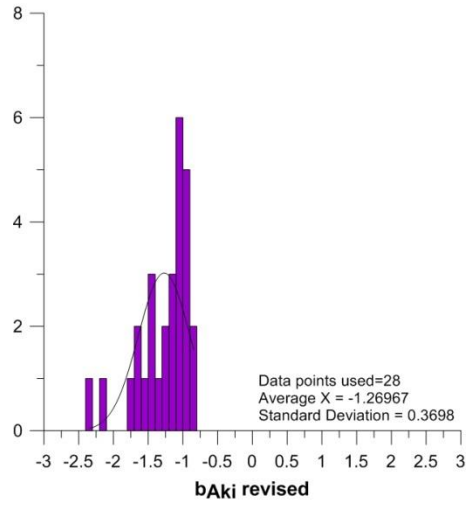
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)



(β)

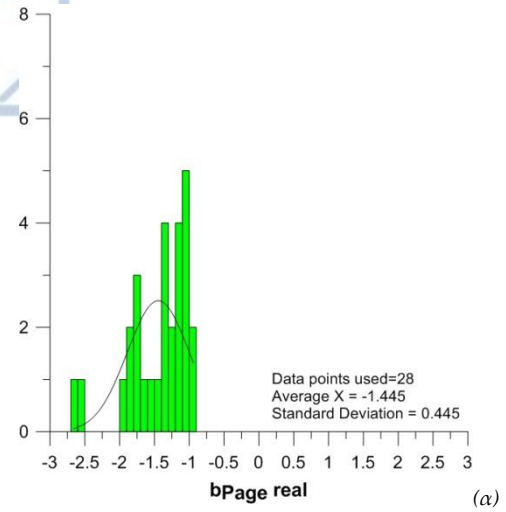


(γ)

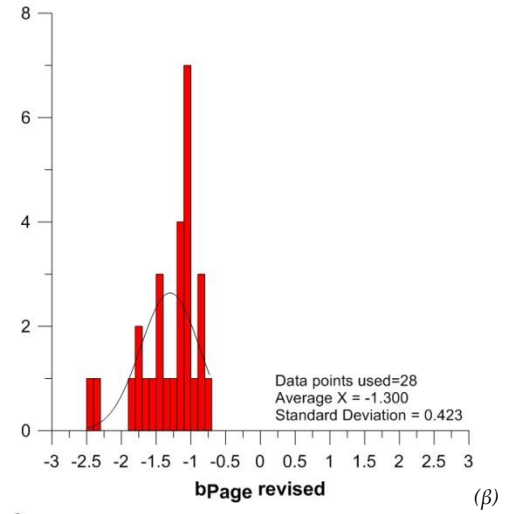
Σχήμα 5.33 *Ιστογράμματα παραμέτρου b_{Aki} των 28 κλειστών περιοχών (α) πριν και (β), (γ) μετά τις διορθώσεις με βάση τα πολυώνυμα $2^{ου}$ και $3^{ου}$ βαθμού, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

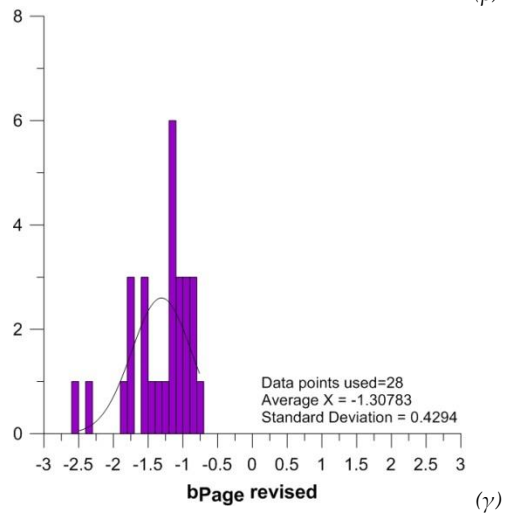
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



(α)

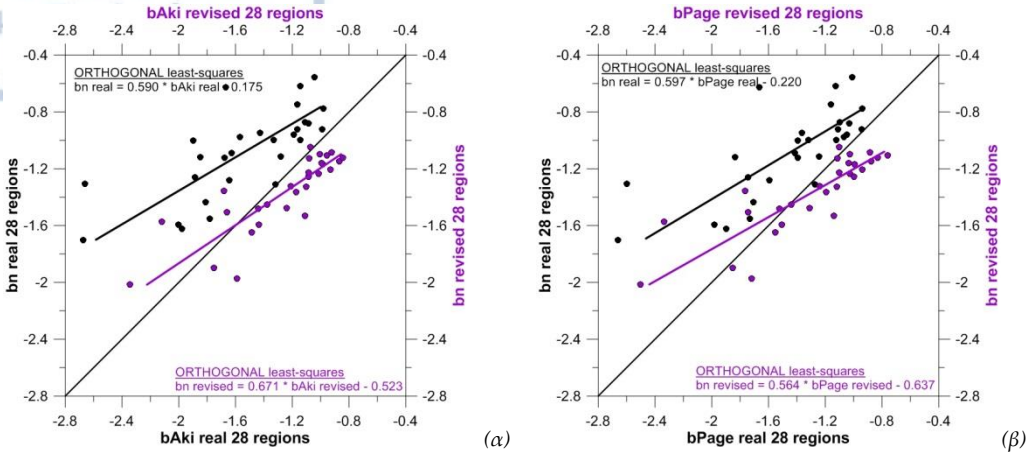


(β)

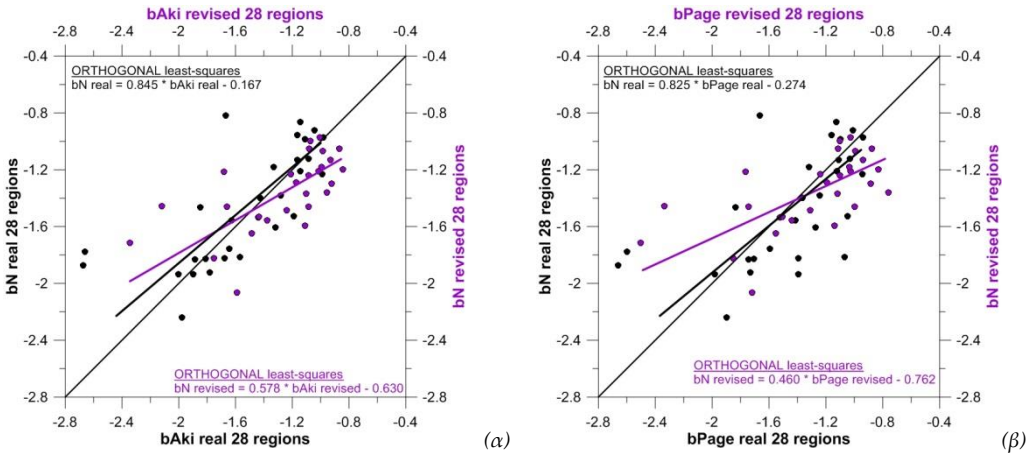


(γ)

Σχήμα 5.34 *Ιστογράμματα παραμέτρου b_{Page} των 28 κλειστών περιοχών (α) πριν και (β), (γ) μετά τις διορθώσεις με βάση τα πολυώνυμα 2ου και 3ου βαθμού, αντίστοιχα.*



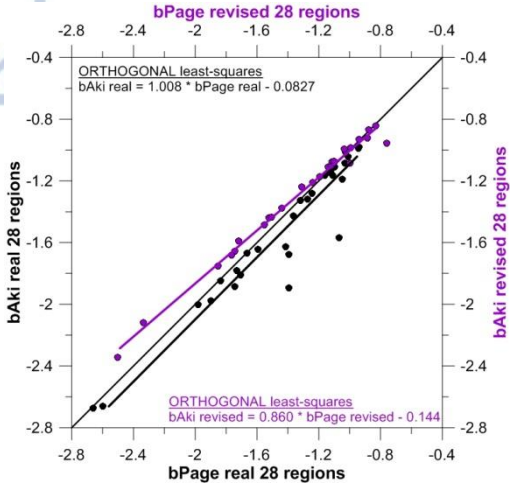
Σχήμα 5.35 *Συνδιαστικά διαγράμματα σύγκρισης μεταξύ των αρχικών και διορθωμένων (ανηγμένων) τιμών της παραμέτρου b_n με τις τιμές (α) b_{Aki} και (β) b_{Page} των 28 «κλειστών» περιοχών. Με μαύρα σημεία απεικονίζονται οι αρχικές τιμές τους, ενώ με μωβ οι διορθωμένες τιμές αυτών. Αντίστοιχα με μαύρη και μωβ συνεχή γραμμή αποτυπώνονται οι ευθείες που προέκυψαν από την ορθογώνια παλινδρόμηση, πριν και μετά τις διορθώσεις, αντίστοιχα.*



Σχήμα 5.36 *Συνδιαστικά διαγράμματα σύγκρισης μεταξύ των αρχικών και διορθωμένων (ανηγμένων) τιμών της παραμέτρου b_N με τις τιμές (α) b_{Aki} και (β) b_{Page} των 28 «κλειστών» περιοχών. Με μαύρα σημεία απεικονίζονται οι αρχικές τιμές τους, ενώ με μωβ οι διορθωμένες τιμές αυτών. Αντίστοιχα με μαύρη και μωβ συνεχή γραμμή αποτυπώνονται οι ευθείες που προέκυψαν από την ορθογώνια παλινδρόμηση, πριν και μετά τις διορθώσεις, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.37 *Συνδιαστικό διάγραμμα σύγκρισης μεταξύ των αρχικών και διορθωμένων (ανηγμένων) τιμών της παραμέτρου b_{Aki} και της b_{Page} των 28 κλειστών περιοχών με βάση το πολυώνυμο 3ου βαθμού. Με μαύρα σημεία απεικονίζονται οι αρχικές τιμές τους, ενώ με μωβ οι διορθωμένες τιμές αυτών. Αντίστοιχα με μαύρη και μωβ συνεχή γραμμή αποτυπώνονται οι ευθείες που προέκυψαν από την ορθογώνια παλινδρόμηση, πριν και μετά τις διορθώσεις, αντίστοιχα.*

Στη στήλη 12 του Πίνακα 5.2, στον οποίο και παρουσιάζονται αναλυτικά οι τιμές των παραμέτρων b έτσι όπως προέκυψαν για τις 28 κλειστές περιοχές με όλες τις προαναφερθείσες μεθοδολογίες (τόσο πριν όσο και μετά τις διορθώσεις), μπορούμε να δούμε ότι οι μεγαλύτερες παρατηρούμενες τιμές της παραμέτρου b υπολογίστηκαν με βάση τον τύπο του Aki. Οι μικρότερες τιμές αντιστοιχούν σε b_n (στήλη 3, *Πίνακας 5.2*) ενώ οι τιμές στις στήλες 6 και 15 (b_N και $b_{Page,}$ αντίστοιχα) είναι πολύ παρόμοιες. Παρά το γεγονός ότι οι μεγάλες τιμές της στήλης 12 φαίνεται να βελτιώνονται μετά τις διορθώσεις, και μάλιστα οι μέσοι όροι αυτών (όπως φαίνονται και στα ιστογράμματα του σχήματος 5.33) να λαμβάνουν τιμές μικρότερες αυτών των b_n και b_N , δε συμβαίνει το ίδιο με τις τυπικές τους αποκλίσεις (*Πίνακας 5.3*).

Στον Πίνακα 5.3 απεικονίζονται οι μέσοι όροι (averages), οι τυπικές αποκλίσεις (standard deviations) και οι διάμεσες τιμές (mean) των τιμών των παραμέτρων b που υπολογίστηκαν από τα απλά (n) και συσσωρευτικά (N) πλήθη, καθώς επίσης και από τις μεθοδολογίες των Aki και Page. Άξιο παρατήρησης είναι ότι μετά τις διορθώσεις που εφαρμόστηκαν (με πολυώνυμα 3ου βαθμού) οι τυπικές αποκλίσεις των τιμών b_N βελτιώνονται εξαιρετικά.

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

Πίνακας 5.2 *Τιμές παραμέτρων σεισμικότητας* b_n, b_N, $b_{Nnon-linear}$, b_{Aki} *και* b_{Page} *των 28 «κλειστών» περιοχών, πριν και μετά τις διορθώσεις με την χρήση των πολυωνύμων που προέκυψαν από τη βαθμονόμηση με συνθετικούς καταλόγους.*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	b_n	b_n *revised 2nd degree*	b_n *revised 3rd degree*	b_N	b_N *revised 2nd degree*	b_N *revised 3rd degree*	b_N *non-linear*	b_N *non-linear revised 2nd degree*	b_N *non-linear revised 3rd degree*	b_{Aki}	b_{Aki} *revised 2nd degree*	b_{Aki} *revised 3rd degree*	b_{Page}	b_{Page} *revised 2nd degree*	b_{Page} *revised 3rd degree*
Ατλαντικός	AR15a	-0.998	-1.224	-1.2344	-1.212	-1.200	-1.210	-1.111	-1.170	-1.1725	-1.145	-1.017	-1.013	-1.123	-1.030	-1.026
	AR15b	-0.945	-1.445	-1.476	-1.397	-1.492	-1.485	-1.397	-1.593	-1.585	-1.47	-1.248	-1.240	-1.366	-1.316	-1.311
	AR15c	-0.871	-1.110	-1.097	-0.986	-0.984	-0.973	-0.892	-0.966	-0.956	-1.112	-0.985	-1.007	-1.099	-1.007	-1.027
	AR15d	-0.978	-1.191	-1.108	-1.816	-1.359	-1.362	-0.855	-0.859	-0.859	-1.570	-0.940	-0.957	-1.070	-0.732	-0.760
	AR15e	-0.776	-1.130	-1.149	-0.971	-1.050	-1.050	-0.932	-1.062	-1.056	-0.979	-0.874	-0.868	-0.938	-0.882	-0.875
	AR15f	-1.121	-1.527	-1.531	-1.825	-1.602	-1.593	-1.078	-1.188	-1.189	-1.678	-1.118	-1.109	-1.392	-1.145	-1.139
	AZa	-1.593	-1.88	-1.897	-1.935	-1.824	-1.825	-1.935	-2.009	-2.005	-2.002	-1.741	-1.751	-1.981	-1.843	-1.851
	AZb	-1.624	-1.964	-1.972	-2.242	-2.054	-2.066	-2.108	-2.193	-2.191	-1.976	-1.566	-1.591	-1.898	-1.699	-1.719
	AZca	-0.628	-1.388	-1.357	-0.819	-1.185	-1.215	-0.819	-1.221	-1.239	-1.668	-1.631	-1.681	-1.665	-1.728	-1.764
	AZcb	-0.556	-1.156	-1.161	-0.923	-1.176	-1.183	-0.923	-1.212	-1.211	-1.042	-0.978	-0.994	-1.010	-1.025	-1.033
Ειρηνικός-Nazca	NZa	-0.960	-1.109	-1.087	-1.525	-1.294	-1.296	-1.346	-1.357	-1.359	-1.19	-0.909	-0.921	-1.049	-0.876	-0.885
	NZb	-0.882	-1.189	-1.206	-1.121	-1.141	-1.129	-1.169	-1.265	-1.260	-1.084	-0.952	-0.930	-1.030	-0.955	-0.938
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	-1.089	-1.383	-1.367	-1.557	-1.280	-1.291	-1.115	-1.170	-1.169	-1.625	-1.146	-1.172	-1.413	-1.169	-1.194
	PC6b	-1.311	-1.361	-1.328	-1.607	-1.379	-1.369	-1.351	-1.341	-1.347	-1.318	-1.095	-1.100	-1.273	-1.112	-1.119
	PC6c	-1.305	-1.605	-1.574	-1.778	-1.455	-1.454	-1.780	-1.831	-1.831	-2.662	-2.106	-2.118	-2.596	-2.317	-2.334
	PC6d	-1.002	-1.324	-1.257	-1.935	-1.521	-1.460	-0.951	-1.000	-0.998	-1.896	-1.151	-1.083	-1.392	-1.034	-0.997

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΝΑ Ινδικός	SEa	-1.115	-1.240	-1.226	-1.383	-1.239	-1.237	-1.306	-1.316	-1.323	-1.280	-1.088	-1.086	-1.241	-1.104	-1.102
	SEb	-0.922	-1.116	-1.124	-1.229	-1.186	-1.198	-1.134	-1.177	-1.182	-0.989	-0.849	-0.843	-0.941	-0.838	-0.831
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	-0.616	-1.101	-1.126	-0.865	-1.033	-1.053	-0.865	-1.079	-1.076	-1.142	-1.049	-1.079	-1.125	-1.099	-1.112
	CIND4b	-1.120	-1.483	-1.506	-1.463	-1.470	-1.458	-1.463	-1.582	-1.574	-1.848	-1.670	-1.658	-1.834	-1.751	-1.743
	CIND4c	-1.260	-1.510	-1.480	-1.833	-1.518	-1.534	-1.182	-1.216	-1.215	-1.884	-1.405	-1.438	-1.745	-1.491	-1.523
	CIND4d	-1.436	-1.626	-1.593	-1.826	-1.508	-1.533	-1.455	-1.469	-1.469	-1.810	-1.396	-1.435	-1.705	-1.471	-1.505
	CIND6a$_1$	-1.282	-1.466	-1.452	-1.755	-1.554	-1.555	-1.577	-1.602	-1.602	-1.643	-1.366	-1.378	-1.594	-1.428	-1.438
	CIND6a$_2$	-1.701	-2.009	-2.016	-1.874	-1.701	-1.713	-1.875	-1.949	-1.946	-2.673	-2.320	-2.346	-2.660	-2.481	-2.502
	CIND6b	-1.554	-1.678	-1.647	-1.922	-1.636	-1.648	-1.639	-1.638	-1.641	-1.783	-1.464	-1.484	-1.731	-1.536	-1.551
	CIND6c	-0.922	-1.159	-1.167	-1.131	-1.078	-1.070	-0.853	-0.910	-0.910	-1.163	-0.999	-0.985	-1.109	-1.005	-0.994
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	-0.748	-1.044	-1.049	-0.957	-0.988	-0.998	-0.957	-1.061	-1.053	-1.163	-1.034	-1.072	-1.162	-1.077	-1.103
	WIND3b	-0.999	-1.305	-1.321	-1.182	-1.227	-1.229	-1.182	-1.284	-1.280	-1.329	-1.215	-1.209	-1.318	-1.247	-1.241

Πίνακας 5.3 *Μέσοι όροι, διάμεσες τιμές και τυπικές αποκλίσεις των παραμέτρων σεισμικότητας b_n, b_N, b_{Aki}, & b_{Page} των 28 «κλειστών» περιοχών, πριν και μετά τις διορθώσεις με τη χρήση των πολυωνύμων που προέκυψαν από τη βαθμονόμηση με συνθετικούς καταλόγους.*

	b_n	b_N	b_{Aki}	b_{Page}	b_n *revised 3rd degree*	b_N *revised 3rd degree*	b_{Aki} *revised 3rd degree*	b_{Page} *revised 3rd degree*
Average	−1.083	−1.467	−1.539	−1.445	−1.375	−1.364	−1.270	−1.308
Median	−1.000	−1.494	−1.498	−1.342	−1.324	−1.329	−1.104	−1.129
St.dev	0.308	0.403	0.456	0.453	0.270	0.263	0.377	0.437

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Τα ανωτέρω μας οδηγούν από την μία πλευρά στο συμπέρασμα ότι η επιλογή της χρήσης συνθετικών καταλόγων για τον υπολογισμό των διορθώσεων της παραμέτρου b είναι μία αποτελεσματική προσέγγιση, καθώς παρατηρείται ότι πράγματι πλέον όλοι οι μέσοι όροι λαμβάνουν μια τιμή της τάξης ~1.3. Από την άλλη πλευρά προκύπτει το βασικό ερώτημα του πόσο αξιόπιστη μπορεί να θεωρηθεί τελικά η φυσική ερμηνεία της παραμέτρου του b;. Βασιζόμενοι σε ότι έχουμε μελετήσει έως τώρα μπορούμε να πούμε ότι σε περιβάλλοντα σχετικά χαμηλής σεισμικότητας, όπως είναι και αυτό των μεσο-ωκεάνιων ράχεων, οι τιμές της σεισμικής αυτής παραμέτρου μπορεί να είναι εσφαλμένες και προϊόν επίδρασης των παραμέτρων (ΔΜ, επίπεδο σεισμικότητας, κλπ) που επηρεάζουν τον υπολογισμό της. Η άμεση εξάρτηση της παραμέτρου b από π.χ. το πλήθος των διαθέσιμων σεισμών μπορεί να οδηγήσει σε συστηματικές υπέρ- ή υπό-εκτιμήσεις αυτής κατά περίπτωση. Ακόμα και η διαδικασία της αναγωγής, διόρθωσης που ακολουθήθηκε για να ξεπεραστούν προβλήματα με ελλιπείς καταλόγους, δε μπορεί να οδηγήσει με βεβαιότητα στον υπολογισμό αξιόπιστων παραμέτρων.

Τα παραπάνω αποτελέσματα μπορούν να χαρακτηριστούν ως ένα είδος «κατευθυντήριων γραμμών» για τις διαδικασίες που πρέπει να ακολουθηθούν για την αξιόπιστη εκτίμηση ρεαλιστικών τιμών της παραμέτρου b σε περιβάλλοντα χαμηλής σεισμικότητας, όπως είναι αυτά των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Εύλογα όμως προκύπτουν πολλά ερωτήματα μεταξύ των οποίων π.χ. η σχέση αλληλεξάρτησης μεταξύ των παραμέτρων b και α, οι πιθανές διορθώσεις σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας, η εφαρμογή ανάλογων μελετών σε διευρυμένες περιοχές, κλπ. Όλα αυτά θα μπορούσαν να αποτελέσουν οδηγό για μελλοντικές μελέτες και πιθανών τον ορισμό σχέσεων βελτιστοποίησης των τιμών της παραμέτρου b, ανάλογα τα χαρακτηριστικά της παρατηρούμενης σεισμικότητας της εκάστοτε περιοχής ενδιαφέροντος.

5.4 Επίδραση Της Διόρθωσης Της Παραμετρου b Στους Ρυθμους Παραμορφωσης Στις Μεσο-ωκεανιες Ραχες

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η συνδυαστική ανάλυση των παραμορφώσεων που έχουν προκύψει από γεωδαιτικά και σεισμικά δεδομένα μπορεί να μας επιτρέψει να κατανοήσουμε τα χαρακτηριστικά της ενεργού παραμόρφωσης της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

που εξετάζεται. Η σχέση μεταξύ της σεισμικής και της ασεισμικής παραμόρφωσης συνήθως βασίζεται στον υπολογισμό των λόγων σεισμικής/ολικής παραμόρφωσης (seismic/total strain rate ratio). Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή και τα αποτελέσματα του οποίου παρουσιάστηκαν στο 4ο Κεφάλαιο ήταν αυτό των Papazachos and Kiratzi (1992), το οποίο βασίζεται στα αποτελέσματα των Kostrov (1974), Jackson and McKenzie (1988) και Molnar (1979), ενώ προαπαιτούμενα για την εφαρμογή του είναι η γνώση των παραμέτρων σεισμικότητας *a* και b, αλλά και οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης της κάθε περιοχής ενδιαφέροντος. Γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι οι διορθώσεις της παραμέτρου b που προέκυψαν παραπάνω, με την εφαρμογή των πολυωνυμικών εξισώσεων, θα έχουν άμεση επίδραση και στα αποτελέσματα της ενεργού παραμόρφωσης. Για το λόγο αυτό, και με στόχο να μελετηθεί ο βαθμός επίδρασης της διορθωμένης παραμέτρου b στους ρυθμούς παραμόρφωσης, αποφασίστηκε η επανεκτίμηση αυτών για τις 28 κλειστές περιοχές των υπό-μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων.

5.4.1 Τροποποίηση της σχέσης απελευθέρωσης της ετήσιας σεισμικής ροπής

Στην εφαρμογή του μοντέλου των Papazachos and Kiratzi (1992) που παρουσιάστηκε στο 4ο Κεφάλαιο είχαν χρησιμοποιηθεί οι τιμές της παραμέτρου b όπως είχαν προκύψει από τους πραγματικούς αριθμούς σεισμών (απλά πλήθη, n, b_n) και θεωρώντας τις τιμές αυτές σταθερές εκτιμήθηκαν οι τιμές της παραμέτρου *a* από τα συσσωρευτικά πλήθη (N, a_N). Στην επικαιροποιημένη, εφαρμογή του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν οι διορθωμένες τιμές b έτσι όπως αυτές προέκυψαν από τα πολυώνυμα 3ου βαθμού (*Πίνακας 5.2, στήλη 5*). Και σε αυτή την εφαρμογή οι τιμές αυτές αντιστοιχούν στα απλά πλήθη σεισμών (b_n). Θεωρώντας αυτές τις τιμές σταθερές προέκυψαν, από τα απλά πλήθη σεισμών αυτή τη φορά, και οι τιμές της παραμέτρου *a* (a_n). Ομοίως, όπως στην εφαρμογή που παρουσιάστηκε στο 4ο Κεφάλαιο, και σε αυτή την περίπτωση οι τιμές της παραμέτρου *a* που χρησιμοποιήθηκαν κατά τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων παραμόρφωσης αντιστοιχούν στις ετήσιες τιμές *a* (a_1 revised). Οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας *a* και b, τόσο πριν όσο και μετά τις διορθώσεις, καθώς επίσης και τα υπόλοιπα απαραίτητα στοιχεία (διαθέσιμες λύσεις μηχανισμών, μέγεθος παρατηρούμενου μέγιστου σεισμού) για την

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

εφαρμογή του μοντέλου της ενεργού παραμόρφωσης παρουσιάζονται συγκεντρωτικά για τις 28 κλειστές περιοχές στον *Πίνακα 5.4*.

Στις σχέσεις του Molnar (1979) (Σχέσεις 4.6, 4.7 και 4.8 του 4ου Κεφαλαίου) οι σταθερές A και B υπολογίζονται με βάση τις σταθερές της σχέσης Gutenberg-Richter οι οποίες όμως αντιστοιχούν στα συσσωρευτικά πλήθη (N). Εν προκειμένω η χρήση των μη συσσωρευτικών τιμών θα πρέπει να συνεκτιμηθεί και να οδηγήσει στην απαραίτητη τροποποίηση των σχέσεων αυτών. Ήδη σε προηγούμενες παραγράφους του παρόντος κεφαλαίου παρουσιάστηκε ότι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για το απλό πλήθος σεισμών (n) δίνεται από την *Σχέση 5.4*, όπου $a_n = a' + \log dM,\ b_n = b'$. Με βάση τη σχέση αυτή, οι σταθερές A και B (*Σχέσεις 4.7, 4.8*) θα εκφράζονται ως εξής:

$$A = 10^{\left(\alpha' + \frac{b'd}{c}\right)} = 10^{\left(\alpha_n - \log dM + \frac{b_n d}{c}\right)} \tag{5.42}$$

$$B = \frac{b'}{c} = \frac{b_n}{c} \tag{5.43}$$

ενώ λύνοντας την σχέση ροπής-μεγέθους (*Σχέση 4.9*) ως προς μέγεθος προκύπτει:

$$M = \frac{\log M_0 - d}{c} \tag{5.44}$$

Από τις *Σχέσεις 5.4, 5.42, 5.43* και *5.44* εύκολα προκύπτει:

$$\log\left(\frac{dn}{dM}\right) = a' + \frac{b_n d}{c} - \frac{b_n}{c}\log M_0 \xrightarrow{(\Sigma\chi\acute{\epsilon}\sigma\epsilon\iota\varsigma\ 5.42\ \&\ 5.43)}$$

$$\frac{dn}{dM} = A{M_0}^{-B} \tag{5.45}$$

Επίσης ισχύει:

$$\frac{dn}{dM_0} = \frac{dn}{dM}\frac{dM}{dM_0} = A{M_0}^{-B}\frac{loge}{c}\frac{1}{M_0} \tag{5.46}$$

Αν θεωρήσουμε τη ροπή που εκλύεται από ένα ελάχιστο μέγεθος M_{min} έως το μέγιστο μέγεθος της ζώνης M_{max}, η απελευθέρωση της ετήσιας σεισμικής ροπής σε αυτή την περίπτωση δίνεται με την τροποποιημένη σχέση του Molnar (1979) με βάση τον ακόλουθο τύπο:

$$\dot{M}_0 = \int_{M_0^{min}}^{M_0^{max}} M_0 \frac{dn}{dM_0} dM_0 \xrightarrow{(\Sigma\chi\acute{\epsilon}\sigma\eta\ 5.49)} \dot{M}_0 = \int_{M_0^{min}}^{M_0^{max}} A{M_0}^{-B}\frac{\log e}{c} dM_0 \Longrightarrow$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$$\dot{M}_0 = \frac{A \log e}{(1-B)c}[M_0^{max(1-B)} - M_0^{min(1-B)}] \quad (5.47)$$

όπου M_0^{min} και M_0^{max} η σεισμική ροπή του ελάχιστου και μέγιστου σεισμού αντίστοιχα. Η σχέση (5.47) ισχύει για τιμές του B≠1, είτε B<1, είτε B>1. Αν B<1, τότε η σχέση (5.47) για M_0^{min}=0 γίνεται:

$$\dot{M}_0 = \frac{A \log e}{(1-B)c} M_0^{max(1-B)} \quad (5.48)$$

Για τιμές του B>1 η σχέση (5.47) απειρίζεται για $M_0^{min} = 0$, κατά συνέπεια πρέπει να επιλεγεί μια ρεαλιστική τιμή του M_0^{min}, η οποία εκφράζει το ελάχιστο μέγεθος των μικρών σεισμών που συνεισφέρουν στην ενεργή παραμόρφωση.

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

Πίνακας 5.4 *Τιμές παραμέτρων σεισμικότητας πριν (b_n, a_1) και μετά τις διορθώσεις (b_n revised, a_1 revised), μέγιστα παρατηρούμενα μεγέθη σεισμών, και πλήθος διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων που χρησιμοποιήθηκαν για την εκ νέου εφαρμογή του μοντέλου των Papazachos and Kiratzi (1992). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές της παραμέτρου b_n revised>1.5, που αντιστοιχούν σε τιμές B>1.*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	b_n	b_n revised	a_1	a_1 revised	M_{max}	Πλήθος μηχανισμών
Ατλαντικός	AR15a	0.998	1.234	5.389	7.136	6.9	104
	AR15b	0.945	1.476	4.332	7.668	6.2	10
	AR15c	0.871	1.097	4.790	6.455	7.2	103
	AR15d	0.978	1.108	4.779	5.979	5.5	18
	AR15e	0.776	1.149	3.948	6.403	6.9	53
	AR15f	1.121	**1.531**	5.174	7.832	5.6	11
	AZa	1.593	**1.897**	7.922	10.154	6.1	35
	AZb	1.624	**1.972**	7.897	10.338	5.8	14
	AZca	0.628	1.357	2.404	6.946	6.9	27
	AZcb	0.556	1.161	2.222	5.990	6.9	6
Ειρηνικός-Nazca	NZa	0.960	1.087	5.159	6.359	6.5	93
	NZb	0.882	1.206	4.473	6.725	6.8	45
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	1.089	1.367	5.344	7.415	6.1	24
	PC6b	1.311	1.328	7.537	8.133	6.8	200
	PC6c	1.305	**1.574**	6.324	8.415	6	18
	PC6d	1.002	1.257	4.653	6.582	5.8	16
ΝΑ Ινδικός	SEa	1.115	1.226	6.035	7.096	6.5	83
	SEb	0.922	1.124	5.062	6.583	6.8	100
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	0.616	1.126	2.787	6.030	7.1	21
	CIND4b	1.120	**1.506**	5.467	8.099	6.4	30
	CIND4c	1.260	1.48	6.230	7.992	5.8	50
	CIND4d	1.436	**1.593**	7.294	8.683	5.9	49
	CIND6a$_1$	1.282	1.452	6.572	8.042	6.2	49
	CIND6a$_2$	1.701	**2.016**	8.388	10.662	6.0	23
	CIND6b	1.554	**1.647**	8.079	9.171	6.1	65
	CIND6c	0.922	1.167	4.797	6.545	6.6	51
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	0.748	1.049	3.873	5.967	8	51
	WIND3b	0.999	1.321	5.165	7.372	6.8	45

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2 Εφαρμογή μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων παραμόρφωσης με βάση τις διορθωμένες τιμές της παραμέτρου b

Μετά τις απαραίτητες τροποποιήσεις στις εξισώσεις που χρησιμοποιεί το μοντέλο των Papazachos and Kiratzi (1992), όπως παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, και έχοντας διαθέσιμες τις νέες τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας b και α_1 (b_n revised, α_1 revised, *Πίνακας 5.4, στήλες 4 και 6* αντίστοιχα) αλλά και τα υπόλοιπα ήδη γνωστά (από την προηγούμενη εφαρμογή του μοντέλου) απαραίτητα στοιχεία (*Πίνακας 5.4, στήλες 7 και 8*) έγινε νέα εφαρμογή του για τις ίδιες περιοχές που μελετήθηκαν στο Κεφάλαιο 4^{ο} . Θυμίζουμε ότι βασική διαφορά μεταξύ των δύο εφαρμογών (4^{ου} και παρόντος κεφαλαίου) είναι ότι πλέον οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας a και b που χρησιμοποιούνται έχουν προκύψει αμφότερες από τα απλά πλήθη σεισμών (n), μετά από κατάλληλη διόρθωση της παραμέτρου b. Επιπλέον, δεδομένου του ότι πλέον στον υπολογισμό του ρυθμού έκλυσης σεισμικής ροπής (*Σχέση 5.47*) συμπεριλαμβάνεται και η σεισμική ροπή του ελάχιστου σεισμού, θα πρέπει στο αρχείο δεδομένων (προαπαιτούμενο για την εφαρμογή του μοντέλου) να εμπεριέχεται ως πληροφορία και το μέγεθος του ελάχιστου σεισμού (M_{min}). Μη γνωρίζοντας ποιο είναι το ελάχιστο μέγεθος το οποίο επηρεάζει την ενεργό παραμόρφωση επιλέχθηκε να εξεταστούν δύο τιμές αυτού: M_{min}=3.0 και M_{min}=2.0. Η τιμή ελάχιστου μεγέθους ίση με 3.0 είναι εκ των πραγμάτων μια συντηρητική τιμή, καθώς γνωρίζουμε ότι σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων υπάρχουν συνήθως διαθέσιμες πληροφορίες για μεγαλύτερες τάξεις μεγέθους. Η χρήση μιας ακόμα χαμηλότερης τιμής, M_{min}=2.0, επιλέχθηκε έτσι ώστε να είναι άμεσα συγκρίσιμο το ποσοστό συμμετοχής μικρών σεισμών στον υπολογισμό της απελευθέρωσης σεισμικής ροπής. Με ανάλογο σκεπτικό, ορίστηκαν και διαφορετικές τιμές για το μέγιστο μέγεθος. Πέρα από την χρήση του παρατηρούμενου μέγιστου μεγέθους (για κάθε περιοχή μελέτης) επιλέχθηκε να δοκιμαστούν και άλλες δύο περιπτώσεις, στις οποίες θα γινόταν χρήση υπερεκτιμημένων τιμών αυτού. Κρατώντας σταθερές τις τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας της εκάστοτε κλειστής περιοχής και τροποποιώντας στο αρχείο δεδομένων τις παραμέτρους που αφορούν το ελάχιστο (M_{min}) και μέγιστο (M_{max}) μέγεθος σεισμού έγιναν συνολικά τέσσερις εφαρμογές του μοντέλου:

- M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος: σε όλες τις περιοχές μελέτης (28) χρησιμοποιήθηκε ως κοινό ελάχιστο μέγεθος σεισμού ίσο με

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

3.0, ενώ ως μέγιστο μέγεθος χρησιμοποιήθηκε το εκάστοτε παρατηρούμενο.

- M_{min}=2.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος: σε όλες τις περιοχές μελέτης (28) χρησιμοποιήθηκε ως κοινό ελάχιστο μέγεθος σεισμού ίσο με 2.0 ενώ ως μέγιστο μέγεθος χρησιμοποιήθηκε το εκάστοτε παρατηρούμενο.
- M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος + 0.5: σε όλες τις περιοχές μελέτης (28) χρησιμοποιήθηκε ως κοινό ελάχιστο μέγεθος σεισμού ίσο με 3.0 ενώ ως μέγιστο μέγεθος χρησιμοποιήθηκε το εκάστοτε παρατηρούμενο αυξημένο κατά μισή μονάδα. Εξαίρεση αποτέλεσε η περιοχή του ΝΔ Ινδικού, WIND3a, για την οποία χρησιμοποιήθηκε το πραγματικό παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος (M_{max}=8.0).
- M_{min}=3.0, 6.8 <M_{max}< 8.0: σε όλες τις περιοχές μελέτης (28) χρησιμοποιήθηκε ως κοινό ελάχιστο μέγεθος σεισμού ίσο με 3.0 ενώ ως μέγιστο μέγεθος επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθούν τιμές μεταξύ μιας ελάχιστης (6.8) και μέγιστης (8.0) τιμής. Συνεπώς σε όσες περιοχές το παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος σεισμού ήταν μικρότερο από την ελάχιστη αυτή τιμή υιοθετήθηκε ως νέο μέγιστο μέγεθος το M_{max}=6.8 ενώ σε όσες περιοχές το παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος ήταν μεγαλύτερο αυτού χρησιμοποιήθηκε ως είχε. Η μέγιστη τιμή 8.0 που αναφέρεται αντιστοιχεί στην περιοχή του ΝΔ Ινδικού, WIND3a.

Χρησιμοποιώντας τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης, τους σεισμούς εντός πληροτήτων, τις νέες τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας και τροποποιώντας κατά περίπτωση την τιμή του ελάχιστου και μέγιστου μεγέθους σεισμού στο αρχείο δεδομένων, υπολογίστηκαν νέες ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης για τις 28 κλειστές υπό μελέτη περιοχές, από τις οποίες προέκυψαν νέοι λόγοι παραμόρφωσης, καθώς και νέα γραφήματα σύγκρισης αυτών με γεωδαιτικά δεδομένα. Παράλληλα έγινε επανεκτίμηση τόσο των ηλικιών, όσο και των ροών θερμότητας των κλειστών περιοχών. Με σκοπό την εξαγωγή πιο αξιόπιστων συμπερασμάτων, επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί αυτή την φορά για τον υπολογισμό των ηλικιών, η ισχυρότερη και πιο πρόσφατη σεισμικότητα. Η σεισμικότητα αυτή περιγράφεται έμμεσα από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης, μια και αυτές συνήθως αφορούν τους ισχυρότερους σεισμούς σε μία περιοχή. Έτσι, θεωρώντας ως «κέντρα» τα επίκεντρα των σεισμών για τους οποίους υπήρχαν διαθέσιμες λύσεις μηχανισμών γένεσης υπολογίστηκαν, με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

βάση τα δεδομένα των Müller et al. (2008), οι αντίστοιχες ηλικίες. Από τους μέσους όρους των τιμών αυτών προέκυψαν νέες τιμές για τις ηλικίες των 28 κλειστών περιοχών (*Πίνακας 5.5, στήλη 3*), ενώ με την χρήση των σχέσεων (4.2) και (4.3) προσδιορίστηκαν εκ νέου οι αντίστοιχες τιμές θερμικών ροών (*Πίνακας 5.5, στήλη 4*).

Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν πιο ρεαλιστικές τιμές των εκτιμώμενων ηλικιών και κατά συνέπεια και των ροών θερμότητας. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τα γραφήματα συσχέτισής τους (*Σχήμα 5.38*), στα οποία είναι εμφανής η απουσία χαμηλών ακραίων τιμών στις ηλικίες (και ακραίων υψηλών τιμών στις ροές θερμότητας, αντίστοιχα) σε σχέση με αυτές που είχαν προκύψει όταν για τον υπολογισμό τους γινόταν χρήση ενός μόνο σημείου, αυτού του κέντρου της εκάστοτε κλειστής περιοχής (*Παράγραφος 4.4.3, Σχήμα 4.15*). Επιπλέον, κατασκευάστηκαν εκ νέου διαγράμματα συσχέτισης των διορθωμένων τιμών της παραμέτρου b_n με τις ηλικίες (*Σχήμα 5.39α*) και με τις ροές θερμότητας (*Σχήμα 5.39β*). Και σε αυτά τα σχήματα παρατηρείται ανάλογη εικόνα με αυτή που είχε παρατηρηθεί και στην προηγούμενη εφαρμογή (*Παράγραφος 4.4.3, Σχήμα 4.19*), με βασική διαφορά το ότι οι τιμές της παραμέτρου b έχουν σαφώς μικρότερη διασπορά και τείνουν να δείξουν μια σταθερότητα. Στα σχήματα αυτά έχουν συμπεριληφθεί και οι τιμές b_n>1.5, οι οποίες και συμβολίζονται με κόκκινες κουκίδες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

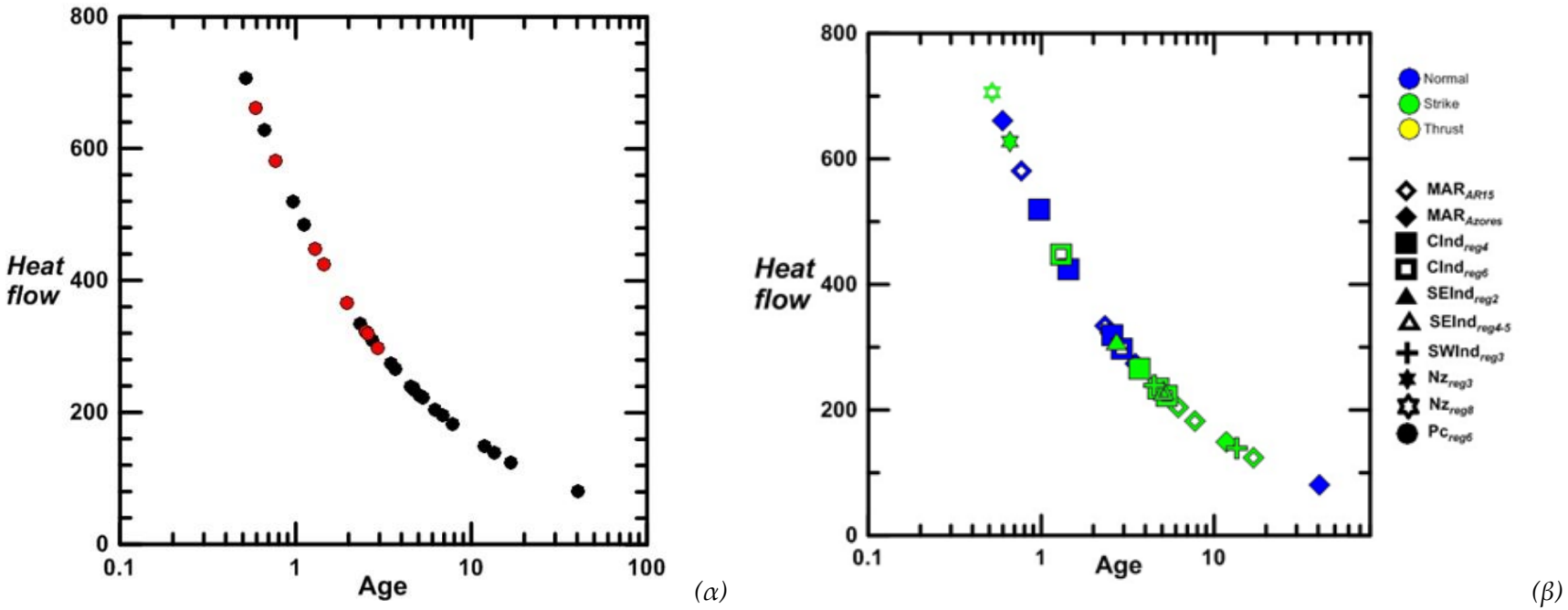
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

Πίνακας 5.5 *Ροές θερμότητας και ηλικίες, όπως επαναυπολογίστηκαν για τις 28 κλειστές περιοχές των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Οι ηλικίες εκφράζονται σε My, ενώ οι ροές θερμότητας σε mW/m². Στη τελευταία στήλη του πίνακα παρουσιάζεται ο επικρατών τύπος διάρρηξης της εκάστοτε περιοχής.*

ΡΑΧΕΣ	ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	Ηλικίες(grdtrack)	Ροές θερμότητας	Επικρατούσα διάρρηξη
Ατλαντικός	AR15a	6.22	204	Strike
	AR15b	2.34	333	Normal
	AR15c	16.87	124	Strike
	AR15d	3.48	273	Normal
	AR15e	7.80	183	Strike
	AR15f	0.77	581	Normal
	Aza	0.59	662	Normal
	AZb	2.51	322	Normal
	AZca	11.80	148	Strike
	AZcb	40.66	80	Normal
Ειρηνικός-Nazca	NZa	0.66	628	Strike
	NZb	0.52	706	Strike
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	4.65	236	Strike
	PC6b	6.82	195	Strike
	PC6c	1.95	365	Strike
	PC6d	1,11	484	Strike
ΝΑ Ινδικός	SEa	2.74	308	Strike
	SEb	5.11	226	Strike
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	4.75	234	Strike
	CIND4b	2.56	318	Normal
	CIND4c	0.97	518	Normal
	CIND4d	1.44	424	Normal
	CIND6a$_1$	3.70	265	Strike
	CIND6a$_2$	2.94	297	Normal
	CIND6b	1.30	447	Strike
	CIND6c	5.29	222	Strike
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	13.46	139	Strike
	WIND3b	4.54	239	Strike

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

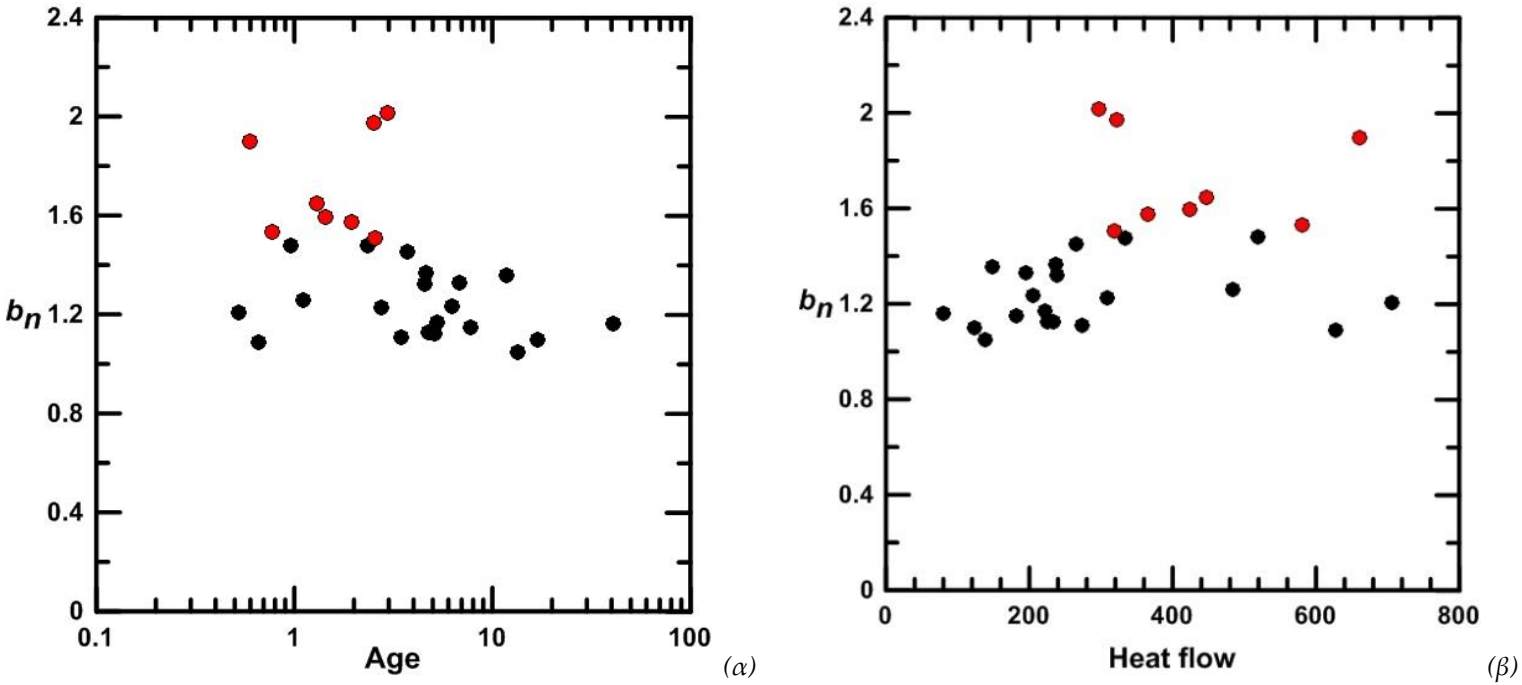
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.38 *(α) Νέο διάγραμμα μεταβολής της ροής θερμότητας ως προς την ηλικία για τις 28 κλειστές περιοχές που μελετήθηκαν. Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε τιμές του b_n>1.5. Στο σχήμα (β) απεικονίζονται οι ίδιες συσχετίσεις, ομαδοποιημένες με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.39 *Διαγράμματα απεικόνισης των διορθωμένων (ανηγμένων) τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών περιοχών που μελετήθηκαν σε σχέση με: (α) τις ηλικίες και, (β) τις ροές θερμότητας που επαναυπολογίστηκαν. Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε τιμές του b_n>1.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2.1 M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος

Στην πρώτη εκ των τεσσάρων νέων εφαρμογών του μοντέλου υπολογισμού ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί σε κάθε περιοχή ως μέγιστο μέγεθος το μέγεθος του μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού ενώ ως τιμή ελάχιστου μεγέθους ορίστηκε αυτή του M_{min}=3.0, κοινή και για τις 28 κλειστές περιοχές. Οι σεισμικές ταχύτητες, οι ρυθμοί επέκτασης και οι αντίστοιχοι λόγοι τους παρουσιάζονται αναλυτικά στον *Πίνακα 5.6*, ενώ τα γραφήματα συσχέτισής τους με τις ηλικίες, τις ροές θερμότητας και τα b_n δίνονται στα *Σχήματα 5.40, 5.41 και 5.42* αντίστοιχα. Παρατηρώντας τις τιμές που προέκυψαν από την πρώτη αυτή νέα εφαρμογή του μοντέλου βλέπουμε ότι τόσο οι ταχύτητες που υπολογίζονται, όσο και οι λόγοι τους με τους ρυθμούς επέκτασης εμφανίζουν κατά πλειοψηφία τιμές, μικρότερες από αυτές που υπολογίστηκαν στο Κεφάλαιο 4 (*Πίνακας 4.2*), πριν τις διορθώσεις του b και τις τροποποιήσεις στη σχέση απελευθέρωσης της ετήσιας σεισμικής ροπής. Μάλιστα σε ορισμένες περιοχές οι τιμές αυτές είναι κατά ~50% μικρότερες σε σχέση με τις προηγούμενες.

Τόσο στα απλά διαγράμματα (*Σχήματα 5.40α, 5.41α*), όσο και στα ομαδοποιημένα (με βάση την εκάστοτε επικρατούσα διάρρηξη) (*Σχήματα 5.40β, 5.41β)*, φαίνεται ότι όσο αυξάνονται οι ηλικίες αυξάνονται και οι ρυθμοί παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.40*), ενώ αντίστροφη εικόνα παρουσιάζουν οι ροές θερμότητας (*Σχήμα 5.41*). Οι σχέσεις μάλιστα που έχουν προκύψει μετά την προσαρμογή ενός νόμου δύναμης (γραμμικής συσχέτισης του λογαρίθμου του λόγου σεισμικής/συνολική παραμόρφωση προς το λογάριθμο της ηλικίας ή της ροής θερμότητας) στα δεδομένα βρίσκονται σε καλή συμφωνία με αυτές που προέκυψαν στο 4ο Κεφάλαιο (*Παράγραφος 4.3.3, Σχήμα 4.17*). Είναι εμφανές, ότι οι λόγοι παραμόρφωσης που έχουν προκύψει με βάση τις διορθωμένες τιμές των σεισμικών παραμέτρων b και α εμφανίζουν μικρότερη διασπορά και ακολουθούν καλύτερα την ευθεία, αν και έχουν συμπεριληφθεί και τιμές που έχουν προκύψει για ζώνες με b_n>1.5, οι οποίες δεν είχαν μελετηθεί στο Κεφάλαιο 4.

Τέλος, από τα διαγράμματα του *Σχήματος 5.42* διακρίνουμε ότι η μείωση στις τιμές του b σε σχέση με την αύξηση των τιμών των λόγων παραμόρφωσης δεν είναι τόσο έντονη. Μάλιστα συγκρίνοντας τις συσχετίσεις αυτές (*Σχήμα 5.42*) με εκείνες που προέκυψαν στο προηγούμενο κεφάλαιο (*Σχήμα 4.21*) μπορούμε να πούμε ότι οι τιμές της παραμέτρου φαίνεται να είναι σχεδόν σταθερές, και με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

πολύ μικρότερη διασπορά, λόγω της διόρθωσης για την επίδραση του ΔΜ και του $\boldsymbol{M_{5.0}}$.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 5.6 *Τιμές ρυθμών επέκτασης (spreading rates σε mm/yr) και ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης όπως επανυπολογίστηκαν από το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης (σχετικών ταχυτήτων εκατέρωθεν του άξονα κάθε ράχης και μέγιστων ιδιοτιμών, σε mm/yr) θεωρώντας ως ελάχιστο μέγεθος M_{min}=3.0 και ως μέγιστο M_{max} το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος. Στις στήλες 6 και 7 δίνονται οι αντίστοιχοι λόγοι παραμόρφωσης (ratios) για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων, ενώ στη στήλη 8 παρουσιάζεται το είδος της επικρατούσας διάρρηξης κάθε περιοχής. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) που χρησιμοποιήθηκε από το μοντέλο κατά των υπολογισμό των ταχυτήτων. Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των ταχυτήτων και των λόγων που προέκυψαν για ζώνες με τιμές της παραμέτρου b_n>1.5.*

M_{max} = παρατηρούμενο, M_{min}= 3.0								
ΡΑΧΕΣ	**ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ**	**Spreading Rates (mm/yr)**	**Σχετικές ταχύτητες (mm/yr)**	**Μέγιστη (κατ' απόλυτο) ιδιοτιμή τανυστή ταχύτητας (mm/yr)**	**Λόγος (ratio) σχετικής ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Λόγος (ratio) μέγιστης ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Επικρατούσα διάρρηξη**	**Μέγιστο μέγεθος (M_{max})**
Ατλαντικός	AR15a	29	2.633	3.833	0.091	0.132	Strike	6.9
	AR15b	29	0.385	0.388	0.013	0.013	Normal	6.2
	AR15c	29	2.744	4.255	0.095	0.147	Strike	7.2
	AR15d	29	0.343	0.345	0.012	0.012	Normal	5.5
	AR15e	30	2.986	3.177	0.099	0.106	Strike	6.9
	AR15f	30	0.776	0.783	0.026	0.026	Normal	5.6
	AZa	23	0.945	0.979	0.041	0.043	Normal	6.1
	AZb	20	1.301	1.498	0.065	0.075	Normal	5.8
	AZca	5	1.051	1.212	0.210	0.242	Strike	6.9
	AZcb	4	0.571	0.718	0.143	0.179	Normal	6.9

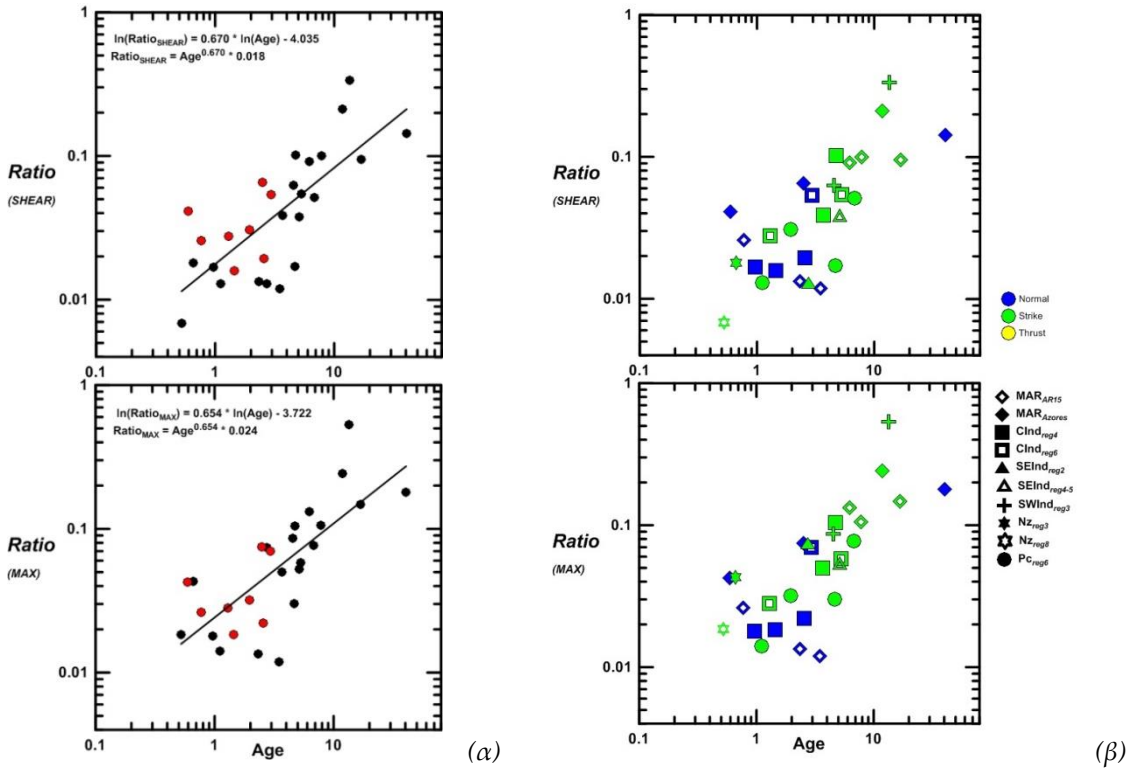
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ειρηνικός-Nazca	NZa	128	2.291	5.515	0.019	0.043	Strike	6.5
	NZb	146	0.998	2.695	0.007	0.018	Strike	6.8
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	74	1.259	2.230	0.017	0.030	Strike	6.1
	PC6b	79	4.054	6.073	0.051	0.077	Strike	6.8
	PC6c	81	2.484	2.593	0.031	0.032	Strike	6
	PC6d	83	1.075	1.164	0.013	0.014	Strike	5.8
ΝΑ Ινδικός	SEa	61	0.790	4.536	0.013	0.074	Strike	6.5
	SEb	67	2.522	3.504	0.038	0.052	Strike	6.8
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	21	2.134	2.199	0.103	0.105	Strike	7.1
	CIND4b	22	0.425	0.487	0.019	0.022	Normal	6.4
	CIND4c	25	0.419	0.450	0.017	0.018	Normal	5.8
	CIND4d	28	0.442	0.511	0.016	0.018	Normal	5.9
	CIND6a$_1$	35	1.352	1.750	0.039	0.05	Strike	6.2
	CIND6a$_2$	36	1.931	2.515	0.054	0.070	Normal	6
	CIND6b	38	1.052	1.066	0.028	0.028	Strike	6.1
	CIND6c	40	2.162	2.316	0.054	0.058	Strike	6.6
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	14	4.693	7.440	0.335	0.531	Strike	8
	WIND3b	14	0.877	1.208	0.062	0.086	Strike	6.8

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

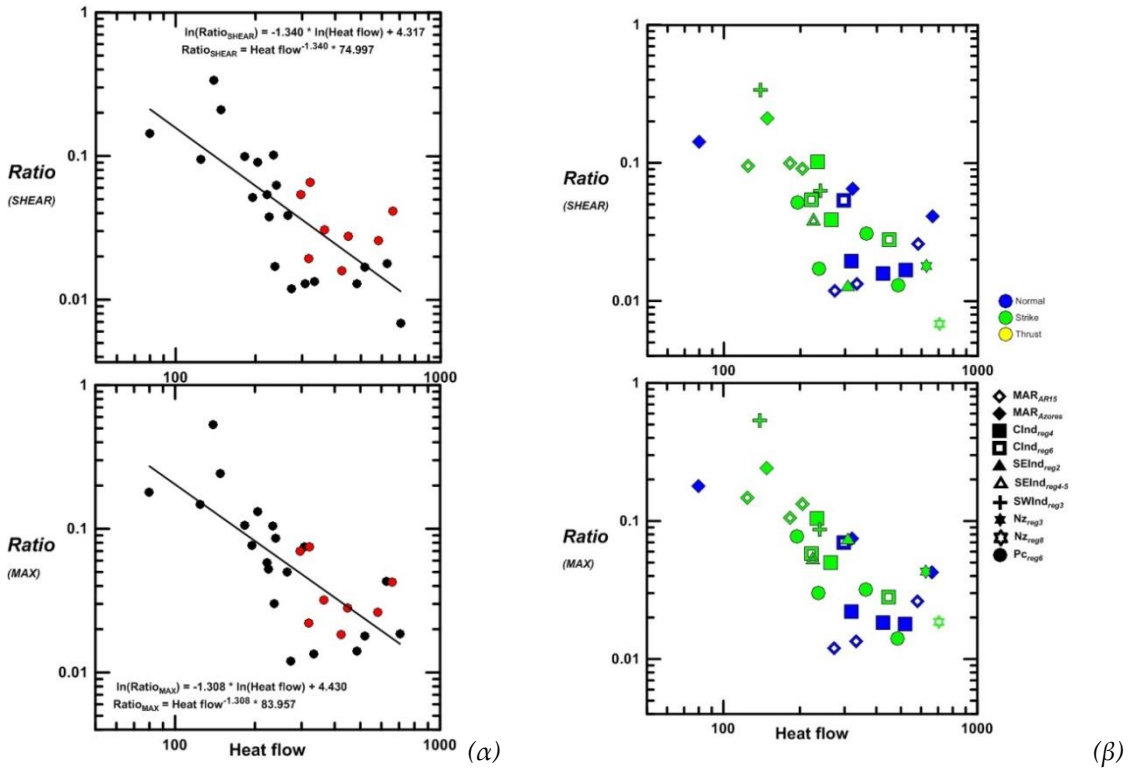
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.40 *(α) Νέα συσχέτιση ηλικιών ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς συνολικής (γεωδαιτικής) παραμόρφωσης, όπως προέκυψαν τόσο από τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_m>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

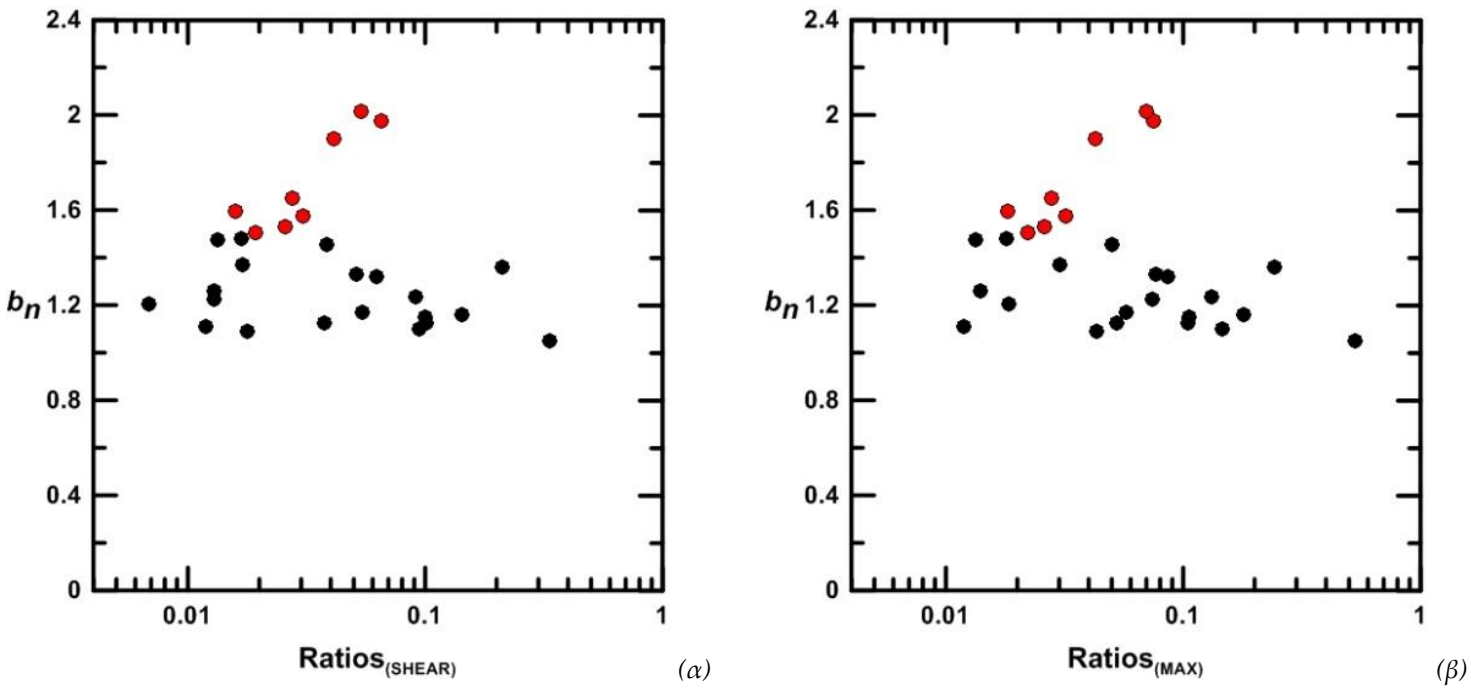
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.41 *(α) Νέα συσχέτιση ροών θερμότητας ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς συνολικής (γεωδαιτικής) παραμόρφωσης, όπως προέκυψαν τόσο από τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.42 *Διαγράμματα απεικόνισης των διορθωμένων τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί προέκυψαν μετά από επαναυπολογισμούς, τόσο από (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear), όσο και από (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας παραμόρφωσης (max). Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε ζώνες με τιμές του b_n>1.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2.2 M_{min}=2.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος

Στην δεύτερη από τις νέες εφαρμογές του μοντέλου υπολογισμού ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης με τις τροποποιημένες εξισώσεις του Molnar επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί σε κάθε περιοχή ως μέγιστο μέγεθος το μέγεθος του μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού ενώ ως τιμή ελάχιστου μεγέθους ορίστηκε αυτή του M_{min}=2.0, κοινή και για τις 28 κλειστές περιοχές. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής αυτής (οι σεισμικές ταχύτητες, οι ρυθμοί επέκτασης και οι αντίστοιχοι λόγοι τους) παρουσιάζονται αναλυτικά στον *Πίνακα 5.7*, ενώ τα γραφήματα συσχέτισής τους με τις ηλικίες και τις θερμότητες δίνονται στα *Σχήματα 5.43* έως και *5.45*. Παρατηρώντας τις τιμές που προέκυψαν από τη νέα αυτή εφαρμογή του μοντέλου βλέπουμε ότι τόσο οι ταχύτητες που υπολογίζονται όσο και οι λόγοι τους με τους ρυθμούς επέκτασης εμφανίζουν κατά πλειοψηφία και σε αυτή την περίπτωση τιμές μικρότερες από αυτές που υπολογίστηκαν στο Κεφάλαιο 4 (*Πίνακας 4.2*). Ταυτόχρονα, συγκρίνοντάς τες με αυτές που προέκυψαν στην προηγούμενη εφαρμογή (M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο) βλέπουμε ότι είναι πολύ κοντινές, με εξαίρεση κάποιες από τις περιπτώσεις που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n > 1.5 (κόκκινες τιμές). Συγκεκριμένα, αύξηση των λόγων παραμόρφωσης παρατηρείται από την τρέχουσα εφαρμογή του μοντέλου στις περιοχές AZa, AZb, CIND6a_2 & CIND6a_2, κάτι που είναι εμφανές και στο *Σχήμα 5.43β*.

Και σε αυτή την περίπτωση, τόσο στα απλά διαγράμματα (*Σχήματα 5.43α, 5.44α*), όσο και στα ομαδοποιημένα (με βάση την εκάστοτε επικρατούσα διάρρηξη) (*Σχήματα 5.43β, 5.44β)*, φαίνεται ότι όσο αυξάνονται οι ηλικίες αυξάνονται και οι ρυθμοί παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.43*), ενώ αντίστροφη εικόνα παρουσιάζουν οι ροές θερμότητας (*Σχήμα 5.44*). Οι σχέσεις μάλιστα που έχουν προκύψει μετά την προσαρμογή νόμου δύναμης στα δεδομένα είναι παρόμοιες με αυτές που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του μοντέλου στη προηγούμενη παράγραφο. Επίσης ανάλογη ομοιότητα με αυτά της προηγούμενης παραγράφου (*Σχήμα 5.42*) παρουσιάζουν και τα διαγράμματα μεταβολής των τιμών της παραμέτρου b_n σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.45*).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 5.7 *Τιμές ρυθμών επέκτασης (spreading rates σε mm/yr) και ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης όπως επανυπολογίστηκαν από το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης (σχετικών ταχυτήτων εκατέρωθεν του άξονα κάθε ράχης και μέγιστων ιδιοτιμών, σε mm/yr) θεωρώντας ως ελάχιστο μέγεθος M_{min}=2.0 και ως μέγιστο M_{max} το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος. Στις στήλες 6 και 7 δίνονται οι αντίστοιχοι λόγοι παραμόρφωσης (ratios) για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων, ενώ στην στήλη 8 παρουσιάζεται το είδος της επικρατούσας διάρρηξης κάθε περιοχής. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) που χρησιμοποιήθηκε από το μοντέλο κατά των υπολογισμό των ταχυτήτων. Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των ταχυτήτων και των λόγων που προέκυψαν για ζώνες με τιμές της παραμέτρου b_n>1.5.*

M_{max} = παρατηρούμενο, M_{min}= 2.0								
ΡΑΧΕΣ	**ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ**	**Spreading Rates (mm/yr)**	**Σχετικές ταχύτητες (mm/yr)**	**Μέγιστη (κατ' απόλυτο) ιδιοτιμή τανυστή ταχύτητας (mm/yr)**	**Λόγος (ratio) σχετικής ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Λόγος (ratio) μέγιστης ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Επικρατούσα διάρρηξη**	**Μέγιστο μέγεθος (M_{max})**
Ατλαντικός	AR15a	29	2.756	4.010	0.095	0.138	Strike	6.9
	AR15b	29	0.492	0.496	0.017	0.017	Normal	6.2
	AR15c	29	2.779	4.309	0.096	0.149	Strike	7.2
	AR15d	29	0.367	0.369	0.013	0.013	Normal	5.5
	AR15e	30	3.060	3.256	0.102	0.108	Strike	6.9
	AR15f	30	1.115	1.125	0.037	0.037	Normal	5.6
	AZa	23	2.446	2.533	0.106	0.110	Normal	6.1
	AZb	20	3.986	4.589	0.199	0.229	Normal	5.8
	AZca	5	1.164	1.342	0.233	0.268	Strike	6.9
	AZcb	4	0.587	0.737	0.147	0.184	Normal	6.9

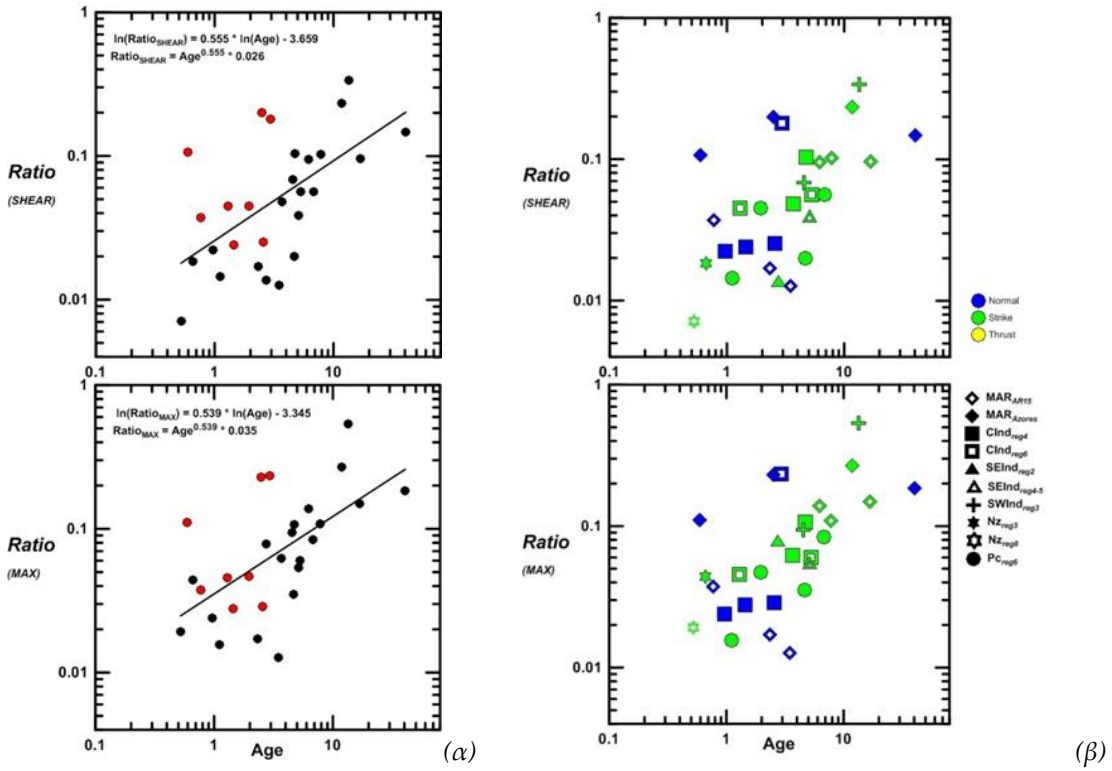
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ειρηνικός-Nazca	NZa	128	2.343	5.641	0.018	0.044	Strike	6.5
	NZb	146	1.039	2.805	0.007	0.019	Strike	6.8
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	74	1.469	2.601	0.020	0.0351	Strike	6.1
	PC6b	79	4.432	6.639	0.056	0.084	Strike	6.8
	PC6c	81	3.637	3.797	0.045	0.047	Strike	6
	PC6d	83	1.197	1.296	0.014	0.016	Strike	5.8
ΝΑ Ινδικός	SEa	61	0.835	4.798	0.014	0.079	Strike	6.5
	SEb	67	2.578	3.582	0.038	0.053	Strike	6.8
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	21	2.172	2.237	0.103	0.106	Strike	7.1
	CIND4b	22	0.554	0.635	0.025	0.029	Normal	6.4
	CIND4c	25	0.555	0.597	0.022	0.024	Normal	5.8
	CIND4d	28	0.671	0.775	0.024	0.028	Normal	5.9
	CIND6a$_1$	35	1.686	2.182	0.048	0.062	Strike	6.2
	CIND6a$_2$	36	6.466	8.420	0.180	0.234	Normal	6
	CIND6b	38	1.703	1.726	0.045	0.045	Strike	6.1
	CIND6c	40	2.2407	2.399	0.056	0.060	Strike	6.6
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	14	4.710	7.467	0.336	0.533	Strike	8
	WIND3b	14	0.955	1.316	0.068	0.094	Strike	6.8

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

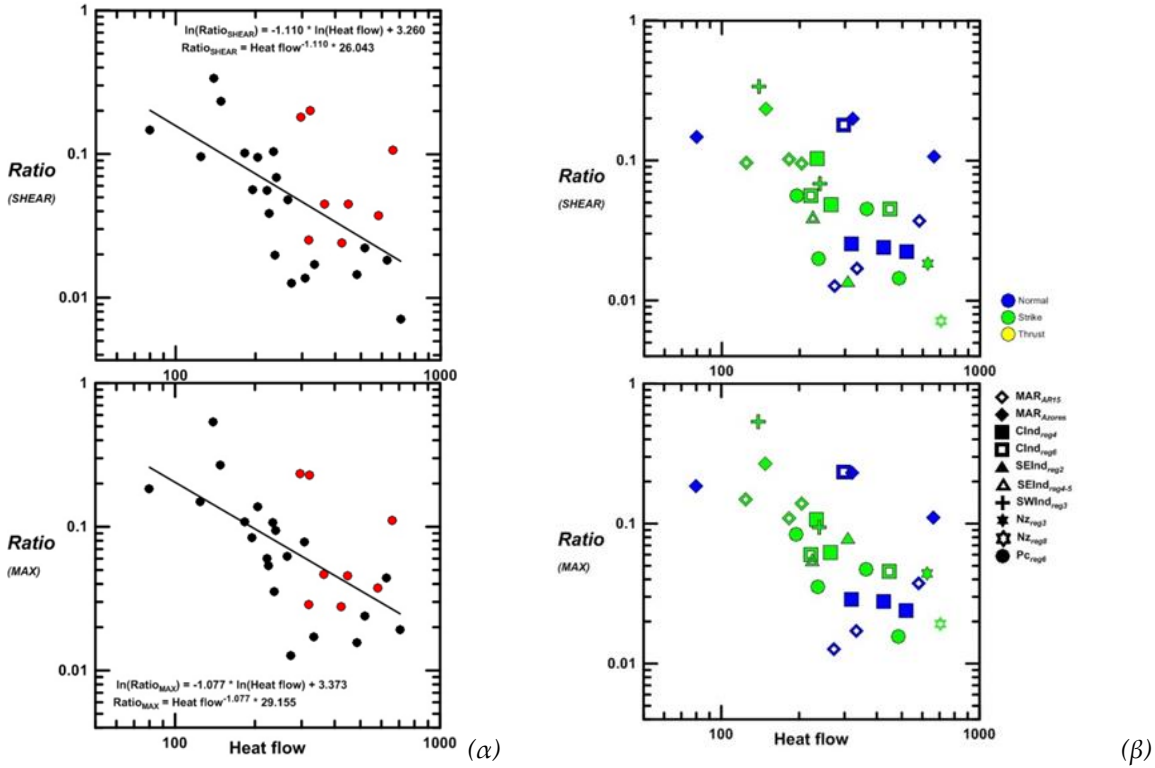


(α) (β)

Σχήμα 5.43 *(α) Νέα συσχέτιση ηλικιών ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς συνολικής (γεωδαιτικής) παραμόρφωσης, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

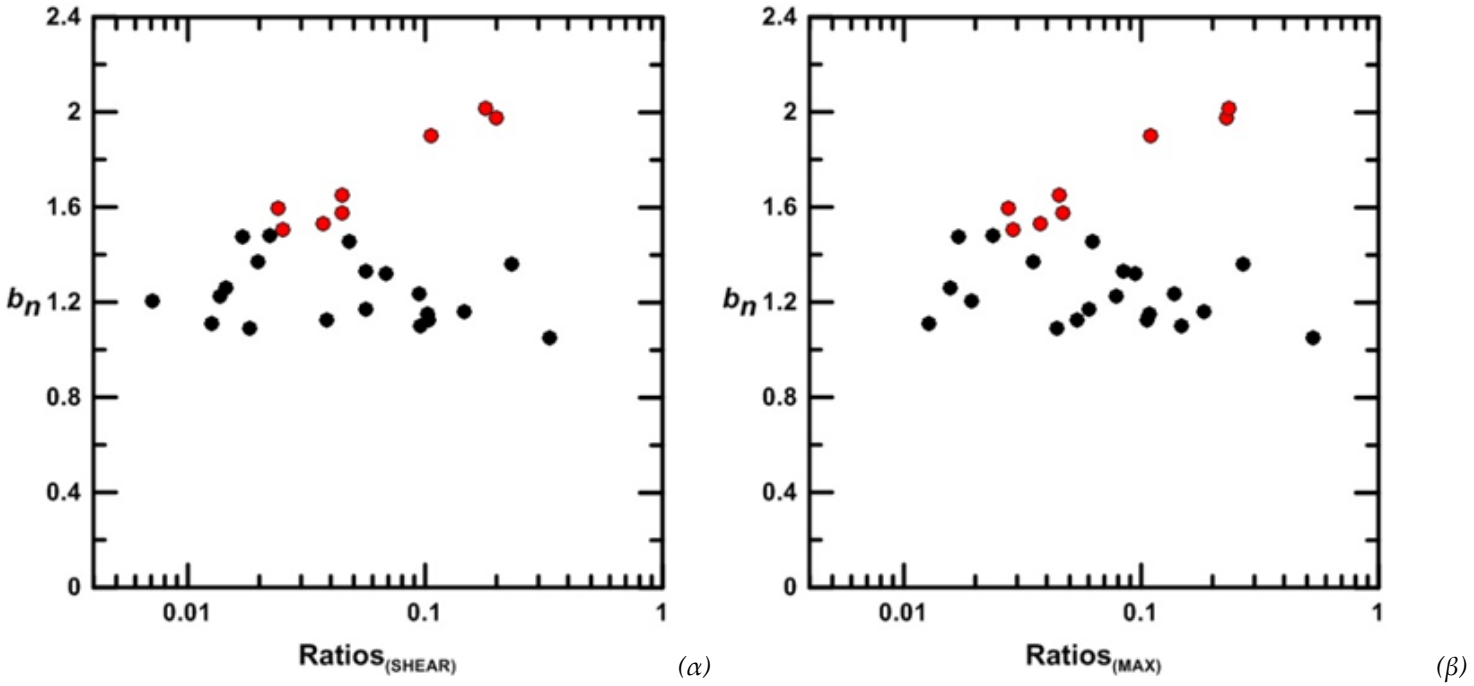
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.44 *(α) Νέα συσχέτιση ροών θερμότητας ωκεάνιου φλοιού με λόγους σεισμικής προς συνολικής (γεωδαιτικής) παραμόρφωσης, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.45 *Διαγράμματα απεικόνισης των διορθωμένων τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί προέκυψαν μετά από επανυπολογισμούς, τόσο από (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear), όσο και από (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας παραμόρφωσης (max). Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε ζώνες με τιμές του b_n>1.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2.3 M_{min}=3.0, M_{max}=παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος αυξημένο κατά μισή μονάδα

Στα αρχεία δεδομένων της τρίτης εφαρμογής του μοντέλου υπολογισμού ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης επιλέχθηκε και πάλι το ελάχιστο μέγεθος να είναι κοινό και για τις 28 κλειστές περιοχές και ίσο με M_{min}=3.0. Όσον αφορά την τιμή του μέγιστου μεγέθους, επιλέχτηκε να χρησιμοποιηθεί η εκάστοτε παρατηρούμενη μέγιστη τιμή αυξημένη κατά μισή μονάδα. Η μόνη περιοχή που εξαιρέθηκε της διαδικασίας αυτής ήταν η WIND3a καθώς ο μέγιστος σεισμός της έχει μέγεθος M=8.0. Οι σεισμικές ταχύτητες, οι ρυθμοί επέκτασης και οι αντίστοιχοι λόγοι τους παρουσιάζονται αναλυτικά στον *Πίνακα 5.8*, ενώ τα γραφήματα συσχέτισής τους με τις ηλικίες και τις ροές θερμότητας δίνονται στα *Σχήματα 5.46* έως και *5.48*. Παρατηρώντας τις τιμές που προέκυψαν από την τρίτη νέα εφαρμογή του μοντέλου βλέπουμε ότι τόσο οι ταχύτητες που υπολογίζονται όσο και οι λόγοι τους με τους ρυθμούς επέκτασης είναι παρόμοιες με αυτές που προέκυψαν από τις δύο προηγούμενες εφαρμογές του παρόντος κεφαλαίου (*Πίνακες 5.6 και 5.7*). Και σε αυτή την περίπτωση, τόσο στα απλά διαγράμματα (*Σχήματα 5.46α, 5.47α*), όσο και στα ομαδοποιημένα (με βάση την εκάστοτε επικρατούσα διάρρηξη) (*Σχήματα 5.46β, 5.47β)*, φαίνεται ότι όσο αυξάνονται οι ηλικίες αυξάνονται και οι ρυθμοί παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.46*), ενώ μειώνονται οι ροές θερμότητας (*Σχήμα 5.47*). Τέλος, ανάλογη ομοιότητα με αυτά των προηγούμενων παραγράφων παρουσιάζουν και τα διαγράμματα μεταβολής των τιμών της παραμέτρου b_n σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.48*).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 5.8 *Τιμές ρυθμών επέκτασης (spreading rates σε mm/yr) και ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης όπως επανυπολογίστηκαν από το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης (σχετικών ταχυτήτων εκατέρωθεν του άξονα κάθε ράχης και μέγιστων ιδιοτιμών, σε mm/yr) θεωρώντας ως ελάχιστο μέγεθος M_{min}=3.0 και ως μέγιστο M_{max} το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος αυξημένο κατά 0.5. Επιπλέον στις στήλες 6 και 7 δίνονται οι αντίστοιχοι λόγοι παραμόρφωσης (ratios) για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων, ενώ στην στήλη 8 παρουσιάζεται το είδος της επικρατούσας διάρρηξης κάθε περιοχής. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) που χρησιμοποιήθηκε από το μοντέλο κατά των υπολογισμό των ταχυτήτων. Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των ταχυτήτων και των λόγων που προέκυψαν για ζώνες με τιμές της παραμέτρου b_n>1.5.*

M_{max} = παρατηρούμενο+0.5, M_{min}= 3.0								
ΡΑΧΕΣ	**ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ**	**Spreading Rates (mm/yr)**	**Σχετικές ταχύτητες (mm/yr)**	**Μέγιστη (κατ' απόλυτο) ιδιοτιμή τανυστή ταχύτητας (mm/yr)**	**Λόγος (ratio) σχετικής ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Λόγος (ratio) μέγιστης ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Επικρατούσα διάρρηξη**	**Μέγιστο μέγεθος (M_{max})**
Ατλαντικός	AR15a	29	3.673	5.345	0.127	0.184	Strike	7.4
	AR15b	29	0.452	0.455	0.016	0.016	Normal	6.7
	AR15c	29	4.399	6.820	0.152	0.235	Strike	7.7
	AR15d	29	0.562	0.565	0.019	0.019	Normal	6
	AR15e	30	4.539	4.830	0.151	0.161	Strike	7.4
	AR15f	30	0.909	0.918	0.030	0.030	Normal	6.1
	AZa	23	0.967	1.001	0.042	0.043	Normal	6.6
	AZb	20	1.3283	1.529	0.066	0.076	Normal	6.3
	AZca	5	1.3129	1.512	0.262	0.302	Strike	7.4
	AZcb	4	0.857	1.078	0.214	0.269	Normal	7.4

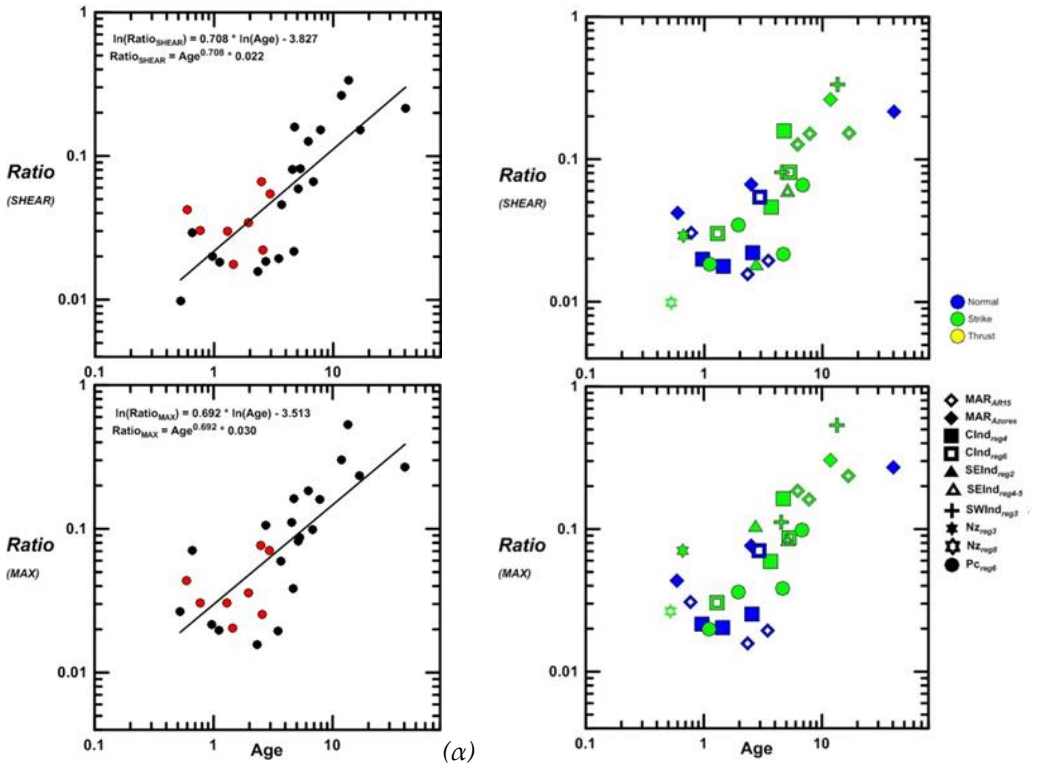
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ειρηνικός-Nazca	NZa	128	3.738	8.997	0.029	0.070	Strike	7
	NZb	146	1.434	3.871	0.010	0.026	Strike	7.3
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	74	1.599	2.832	0.022	0.038	Strike	6.6
	PC6b	79	5.195	7.782	0.066	0.098	Strike	7.3
	PC6c	81	2.788	2.910	0.034	0.036	Strike	6.5
	PC6d	83	1.514	1.639	0.018	0.020	Strike	6.3
NA Ινδικός	SEa	61	1.119	6.426	0.018	0.105	Strike	7
	SEb	67	3.941	5.475	0.059	0.082	Strike	7.3
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	21	3.318	3.417	0.158	0.163	Strike	7.6
	CIND4b	22	0.486	0.557	0.022	0.025	Normal	6.9
	CIND4c	25	0.499	0.536	0.20	0.021	Normal	6.3
	CIND4d	28	0.494	0.572	0.018	0.020	Normal	6.4
	CIND6a$_1$	35	1.610	2.084	0.046	0.059	Strike	6.7
	CIND6a$_2$	36	1.957	2.548	0.054	0.071	Normal	6.5
	CIND6b	38	1.140	1.155	0.030	0.030	Strike	6.6
	CIND6c	40	3.241	3.4707	0.081	0.087	Strike	7.1
Νοτιοδυτικός Ινδικός	WIND3a	14	4.693	7.440	0.335	0.53	Strike	8
	WIND3b	14	1.131	1.558	0.081	0.111	Strike	7.3

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

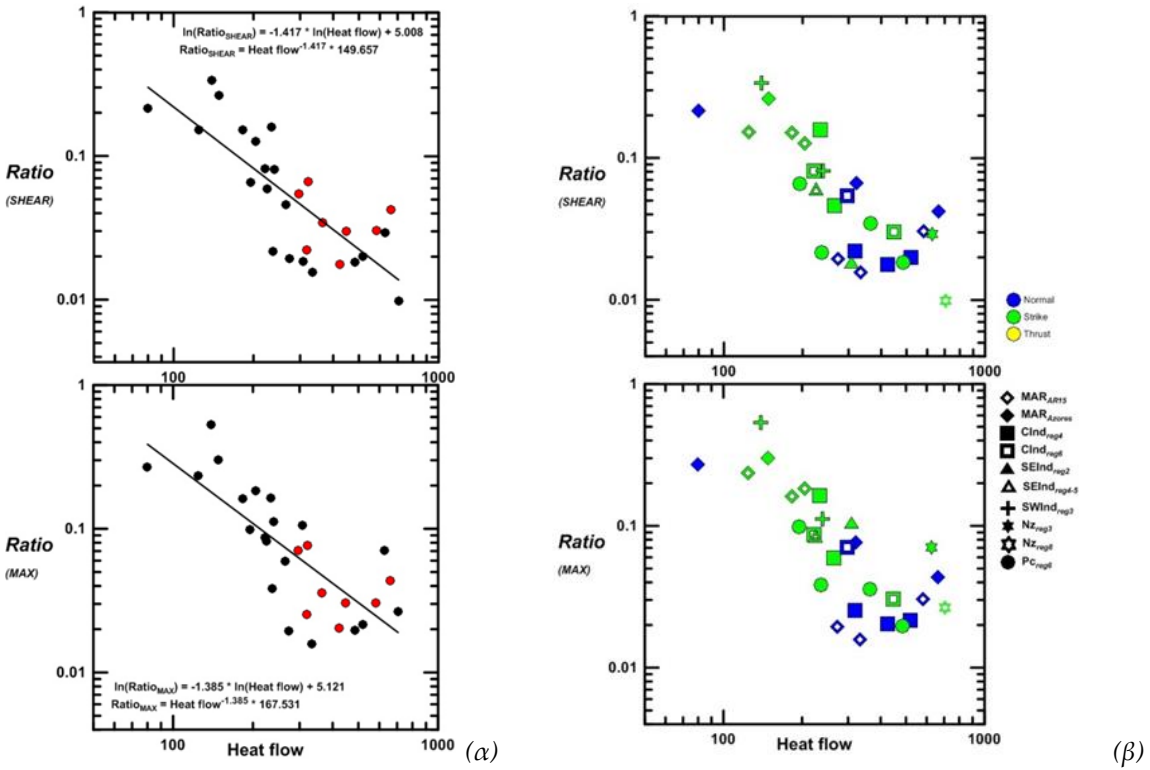
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.46 *(α) Νέα συσχέτιση ηλικιών ωκεάνιου φλοιού με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

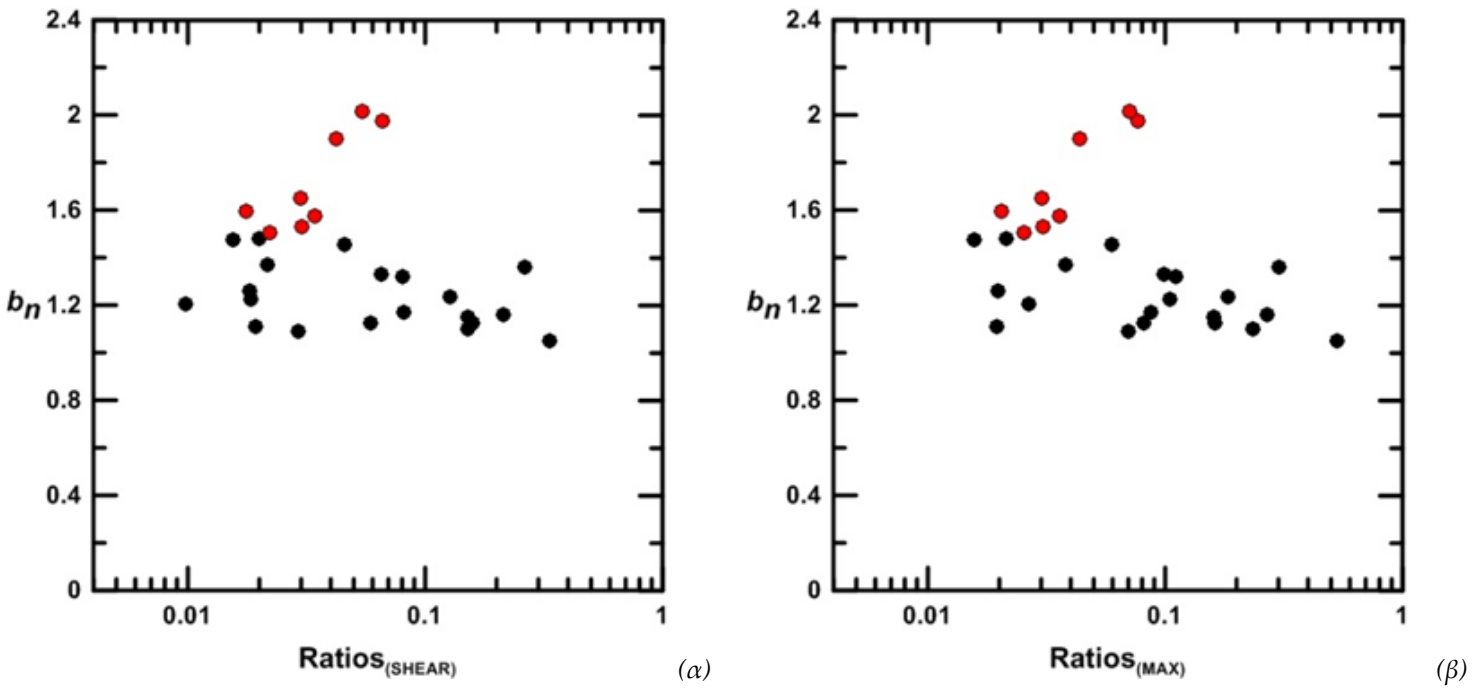
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.47 *(α) Νέα συσχέτιση ροών θερμότητας ωκεάνιου φλοιού με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.48 *Διαγράμματα απεικόνισης των διορθωμένων τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί προέκυψαν μετά από επανυπολογισμούς, τόσο από (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear), όσο και από (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας παραμόρφωσης (max). Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε ζώνες με τιμές του b_n>1.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2.4 M_{min}=3.0, 6.8≤M_{max}≤8.0

Στην τελευταία από τις τέσσερις νέες εφαρμογές του μοντέλου υπολογισμού ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης που έγιναν, επιλέχθηκε και πάλι ως κοινό (και για τις 28 κλειστές περιοχές) ελάχιστο μέγεθος ίσο M_{min}=3.0 ενώ το μέγιστο μέγεθος κυμαινόταν μεταξύ 6.8 και 8.0. Σε όσες κλειστές περιοχές το μέγεθος του μέγιστου παρατηρούμενου σεισμού ήταν μικρότερο από 6.8, υιοθετήθηκε ως νέο μέγιστο μέγεθος M_{max}=6.8, ίσο δηλαδή με αυτό του κατώτατου ορίου που τέθηκε. Όσων περιοχών οι μέγιστοι σεισμοί εμφάνιζαν μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα της τιμής αυτής, υιοθετήθηκαν ως είχαν χωρίς καμία μετατροπή. Το «ανώτατο» όριο του M_{max}=8.0 αποτελεί στην ουσία το μέγιστο παρατηρούμενο σεισμό μεταξύ και των 28 περιοχών που εξετάζονται (περιοχής WIND3a). Οι σεισμικές ταχύτητες, οι ρυθμοί επέκτασης και οι αντίστοιχοι λόγοι τους παρουσιάζονται αναλυτικά στον *Πίνακα 5.9*, ενώ τα γραφήματα συσχέτισής τους με τις ηλικίες, τις ροές θερμότητας και τα b_n δίνονται στα *Σχήματα 5.49* έως και *5.51*. Και σε αυτή την τελευταία εφαρμογή του μοντέλου στο πλαίσιο μελέτης της επίδρασης της διόρθωσης της παραμέτρου b στους ρυθμούς παραμόρφωσης, βλέπουμε ότι οι τιμές που προκύπτουν (τόσο για τις ταχύτητες όσο και για τους λόγους τους με τους ρυθμούς επέκτασης) είναι παρεμφερείς με αυτές που προέκυψαν από όλες τις δοκιμές που αναφέρθηκαν παραπάνω. Τα διαγράμματα συσχέτισης των ηλικιών του ωκεάνιου φλοιού με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική παραμόρφωση (*Σχήμα 5.49*), των ροών θερμότητας με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική παραμόρφωση (*Σχήμα 5.50*), αλλά και το διάγραμμα μεταβολής των τιμών της παραμέτρου b_n σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.51*) είναι σχεδόν ταυτόσημα με όσα έχουν παρουσιαστεί έως τώρα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 5.9 *Τιμές ρυθμών επέκτασης (spreading rates σε mm/yr) και ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης όπως επανυπολογίστηκαν από το μοντέλο της ενεργού παραμόρφωσης (σχετικών ταχυτήτων εκατέρωθεν του άξονα κάθε ράχης και μέγιστων ιδιοτιμών, σε mm/yr) θεωρώντας ως ελάχιστο μέγεθος M_{min}=3.0 και ως μέγιστο $6.8 \leq M_{max} \leq 8.0$. Επιπλέον στις στήλες 6 και 7 δίνονται οι αντίστοιχοι λόγοι παραμόρφωσης (ratios) για τις κλειστές επιλεγμένες ζώνες των υπό μελέτη ράχεων ενώ στην στήλη 8 παρουσιάζεται το είδος της επικρατούσας διάρρηξης κάθε περιοχής. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) που χρησιμοποιήθηκε από το μοντέλο κατά των υπολογισμό των ταχυτήτων. Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των ταχυτήτων και των λόγων που προέκυψαν για ζώνες με τιμές της παραμέτρου b_n>1.5.*

$6.8 \leq M_{max} \leq 8.0$, M_{min}= 3.0								
ΡΑΧΕΣ	**ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ**	**Spreading Rates (mm/yr)**	**Σχετικές ταχύτητες (mm/yr)**	**Μέγιστη (κατ' απόλυτο) ιδιοτιμή τανυστή ταχύτητας (mm/yr)**	**Λόγος (ratio) σχετικής ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Λόγος (ratio) μέγιστης ταχύτητας/γεωδ. ταχύτητα**	**Επικρατούσα διάρρηξη**	**Μέγιστο μέγεθος (M_{max})**
Ατλαντικός	AR15a	29	2.634	3.833	0.091	0.132	Strike	6.9
	AR15b	29	0.465	0.469	0.016	0.016	Normal	6.8
	AR15c	29	2.745	4.255	0.095	0.147	Strike	7.2
	AR15d	29	1.200	1.207	0.04	0.042	Normal	6.8
	AR15e	30	2.986	3.177	0.099	0.106	Strike	6.9
	AR15f	30	1.088	1.098	0.036	0.037	Normal	6.8
	AZa	23	0.973	1.008	0.0423	0.044	Normal	6.8
	AZb	20	1.344	1.548	0.067	0.077	Normal	6.8
	AZca	5	1.051	1.212	0.210	0.242	Strike	6.9
	AZcb	4	0.571	0.718	0.143	0.179	Normal	6.9

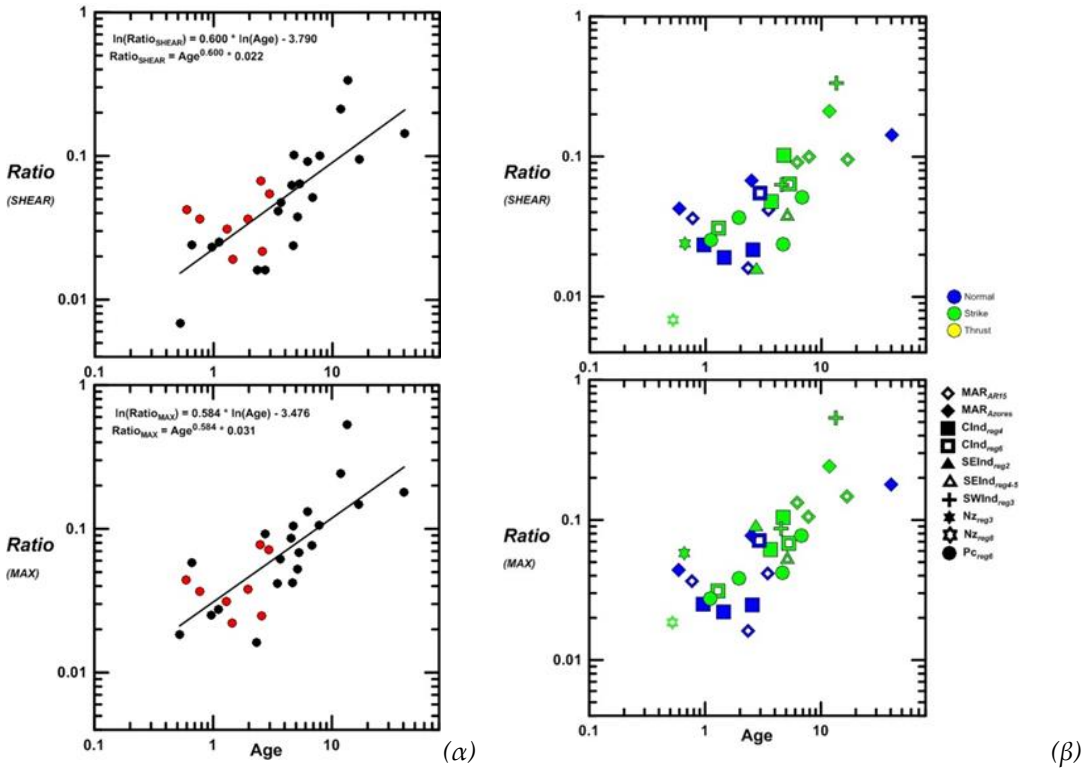
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ειρηνικός-Nazca	NZa	128	3.076	7.403	0.024	0.058	Strike	6.8
	NZb	146	0.999	2.695	0.007	0.018	Strike	6.8
Ειρηνικός-Ανταρκτική	PC6a	74	1.750	3.100	0.024	0.042	Strike	6.8
	PC6b	79	4.054	6.073	0.051	0.077	Strike	6.8
	PC6c	81	2.958	3.088	0.036	0.038	Strike	6.8
	PC6d	83	2.094	2.268	0.025	0.027	Strike	6.8
ΝΑ Ινδικός	SEa	61	0.975	5.597	0.016	0.092	Strike	6.8
	SEb	67	2.522	3.504	0.038	0.052	Strike	6.8
Κεντρικός Ινδικός	CIND4a	21	2.134	2.199	0.102	0.105	Strike	7.1
	CIND4b	22	0.474	0.543	0.021	0.025	Normal	6.8
	CIND4c	25	0.582	0.6251	0.023	0.025	Normal	6.8
	CIND4d	28	0.532	0.616	0.019	0.022	Normal	6.8
	CIND6a$_1$	35	1.663	2.153	0.047	0.061	Strike	6.8
	CIND6a$_2$	36	1.966	2.560	0.055	0.071	Normal	6.8
	CIND6b	38	1.17	1.187	0.031	0.031	Strike	6.8
	CIND6c	40	2.545	2.725	0.064	0.068	Strike	6.8
ΝΔ Ινδικός	WIND3a	14	4.693	7.440	0.335	0.531	Strike	8
	WIND3b	14	0.877	1.208	0.063	0.086	Strike	6.8

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

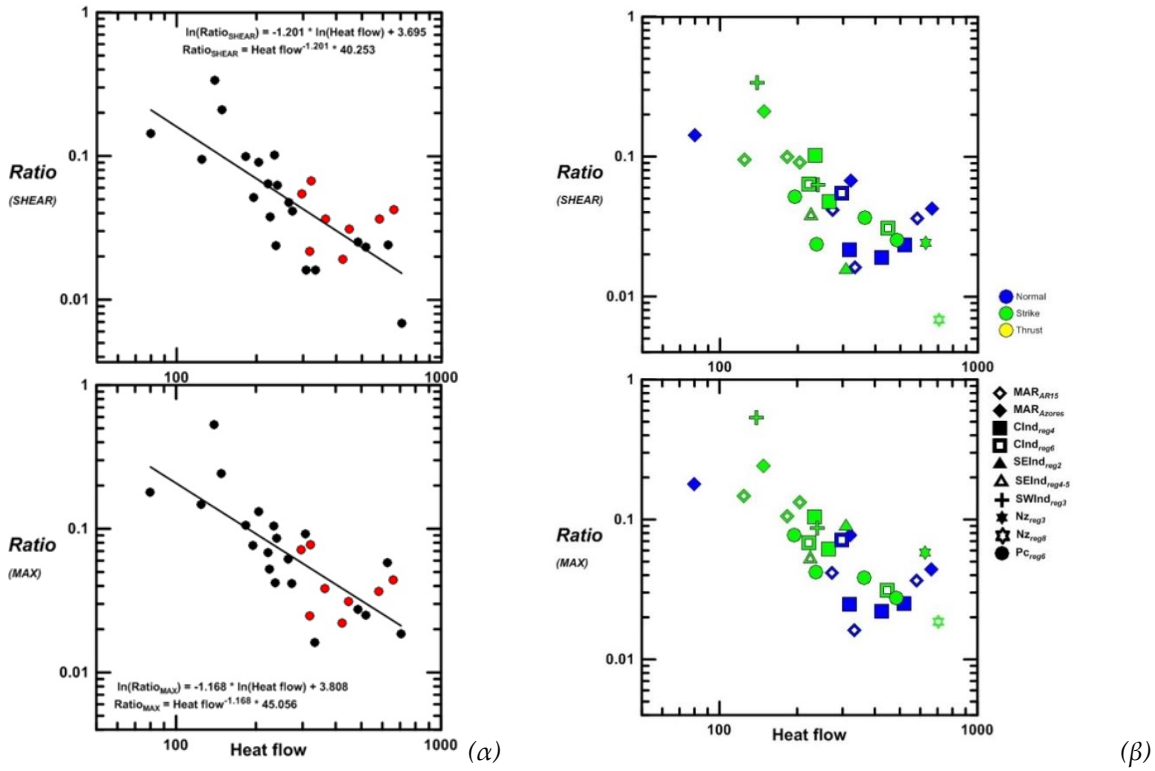
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.49 *(α) Νέα συσχέτιση ηλικιών ωκεάνιου φλοιού με λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωσης, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με b_n>1.5 ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

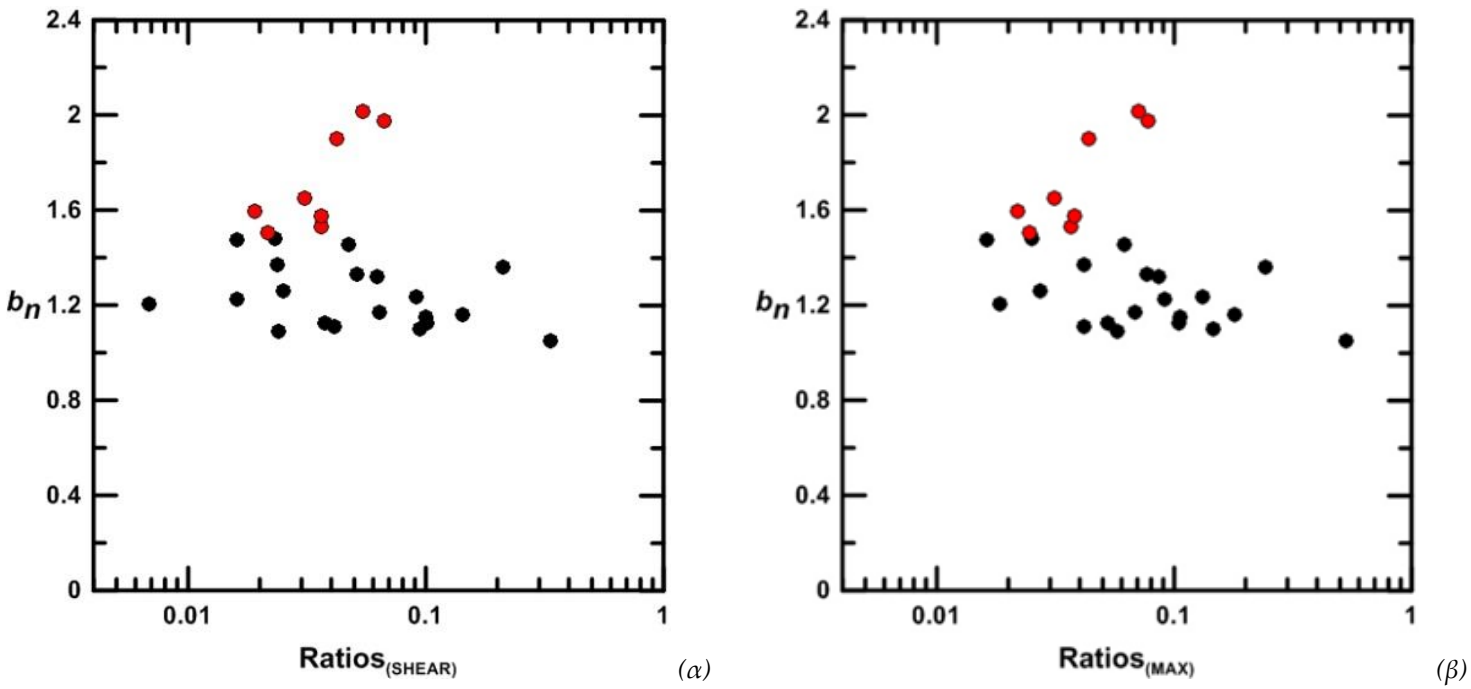
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.50 *(α) Νέα συσχέτιση ροών θερμότητας ωκεάνιου φλοιού με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω αριστερά), όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω αριστερά). Με κόκκινο σημειώνονται οι τιμές των λόγων που αντιστοιχούν σε ζώνες με $b_n \geq 1.5$ ενώ, με μαύρη γραμμή αποτυπώνεται η λογαριθμική συνάρτηση. (β) Οι ίδιες συσχετίσεις με διαφορετικά σύμβολα για κάθε κλειστή περιοχή και με χαρακτηρισμό της επικρατούσας διάρρηξης (μπλε=κανονική, κίτρινο=ανάστροφη, πράσινο=οριζόντιας μετατόπισης).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 5.51 *Διαγράμματα απεικόνισης των διορθωμένων τιμών της παραμέτρου b_n των κλειστών υπό μελέτη περιοχών σε σχέση με τους ρυθμούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί προέκυψαν μετά από επανυπολογισμούς, τόσο από (α) τις σχετικές ταχύτητες (shear), όσο και από (β) τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας παραμόρφωσης (max). Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε ζώνες με τιμές του b_n>1.5.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

5.4.2.5 Συνόψιση αποτελεσμάτων εφαρμογής μοντέλου ταχυτήτων παραμόρφωσης για τις διορθωμένες τιμές b

Εξετάζοντας συνολικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις παραπάνω τέσσερις εφαρμογές του μοντέλου υπολογισμού ταχυτήτων παραμόρφωσης παρατηρούνται γενικά πολύ μικρές διαφορές μεταξύ των αποτελεσμάτων, όπως επιβεβαιώνεται και από τις σχέσεις που προέκυψαν από την προσαρμογή νόμου δύναμης στα δεδομένα (π.χ., στα διαγράμματα συσχέτισης ηλικιών με ρυθμούς παραμόρφωσης). Παρακάτω δίνονται οι σχέσεις που προέκυψαν για το λόγο της σεισμικής προς τη συνολική παραμόρφωση από την εφαρμογή του μοντέλου ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης πριν (Κεφάλαιο 4) και μετά (Κεφάλαιο 5) τις διορθώσεις της παραμέτρου b.

Σχέσεις ηλικιών-λόγων παραμόρφωσης πριν τις διορθώσεις της παραμέτρου b:

$$\ln(Ratio_{SHEAR}) = 0.758\ln(Age) - 3.334 \quad (5.49)$$

$$\ln(Ratio_{MAX}) = 0.682\ln(Age) - 2.965 \quad (5.50)$$

Σχέσεις ηλικιών-λόγων παραμόρφωσης μετά τις διορθώσεις της παραμέτρου b:

- για M_{min}=3.0 , M_{max}=παρατηρούμενο

$$\ln(Ratio_{SHEAR}) = 0.670\ln(Age) - 4.035 \quad (5.51)$$

$$\ln(Ratio_{MAX}) = 0.654\ln(Age) - 3.722 \quad (5.52)$$

- για M_{min}=2.0 , M_{max}=παρατηρούμενο

$$\ln(Ratio_{SHEAR}) = 0.555\ln(Age) - 3.659 \quad (5.53)$$

$$\ln(Ratio_{MAX}) = 0.539\ln(Age) - 3.345 \quad (5.54)$$

- για M_{min}=3.0 , M_{max}=παρατηρούμενο+0.5

$$\ln(Ratio_{SHEAR}) = 0.708\ln(Age) - 3.827 \quad (5.55)$$

$$\ln(Ratio_{MAX}) = 0.692\ln(Age) - 3.513 \quad (5.56)$$

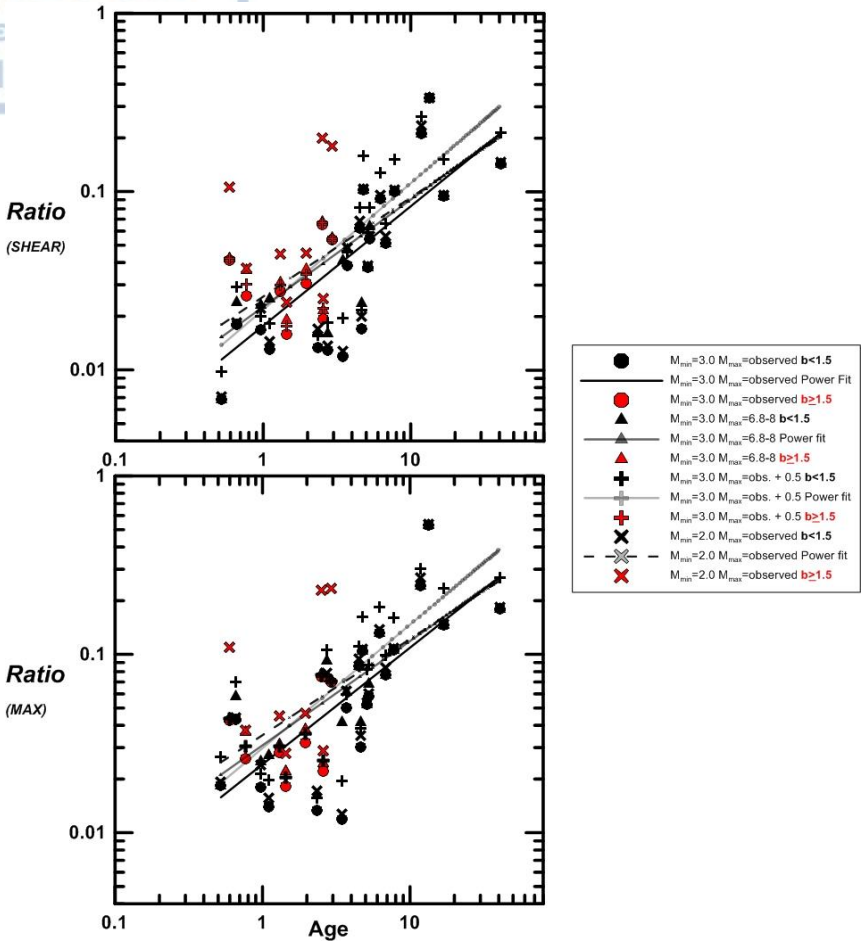
- για M_{min}=3.0 , $6.8 \leq M_{max} \leq 8.0$

$$\ln(Ratio_{SHEAR}) = 0.600\ln(Age) - 3.790 \quad (5.57)$$

$$\ln(Ratio_{MAX}) = 0.584\ln(Age) - 3.476 \quad (5.58)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

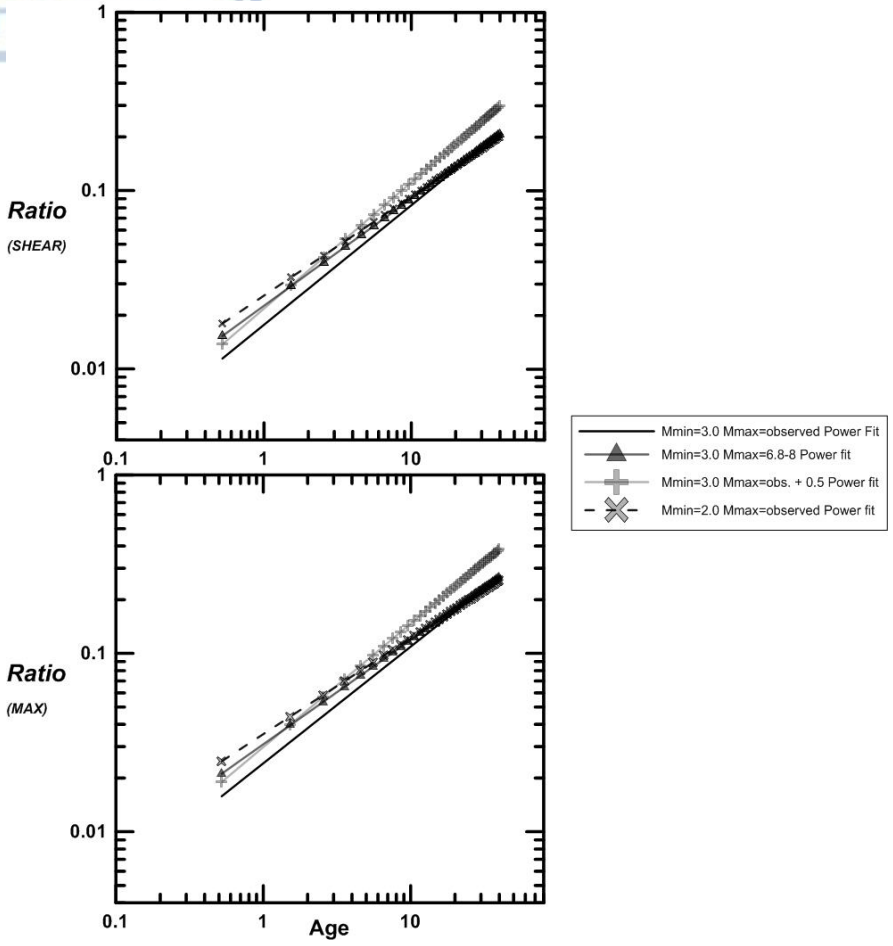
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π



Σχήμα 5.52 *Συνδυαστικό διάγραμμα συσχέτισης ηλικιών του ωκεάνιου φλοιού με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν κατά τις τέσσερις νέες εφαρμογές του μοντέλου των Papazachos and Kiratzi (1992) τόσο για τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω), όσο και για τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω). Κάθε μία εφαρμογή αντιστοιχεί σε διαφορετικό σύμβολο (βλέπε υπόμνημα σχήματος) ενώ τα διαφορετικά χρώματα των σημείων αντιστοιχούν σε ζώνες με τιμές* $b_n < 1.5$ *(μαύρο χρώμα) και* $b_n > 1.5$*(κόκκινο χρώμα).*

Επίσης για να μπορέσουμε να συγκρίνουμε τα αποτελέσματα μεταξύ των τεσσάρων εφαρμογών, κατασκευάστηκε ένα συνδυαστικό σχήμα συσχέτισης μεταξύ των ηλικιών και λόγων παραμόρφωσης (*Σχήμα 5.52*). Για καλύτερη σύγκριση αυτών επιλέχθηκε να αποτυπωθούν (*Σχήμα 5.53*) οι ευθείες που προέκυψαν από τους νόμους δύναμης, χωρίς τα αντίστοιχα σημεία των τιμών του *Σχήματος 5.52*.

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



Σχήμα 5.53 *Συνδυαστική απεικόνιση των ευθειών που υλοποιούν σχέσεις δύναμης και περιγράφουν τη συσχέτιση της ηλικίας της ωκεάνιας λιθόσφαιρας με τους λόγους της σεισμικής προς τη συνολική (γεωδαιτική) παραμόρφωση, όπως προέκυψαν κατά τις τέσσερις νέες εφαρμογές του μοντέλου των Papazachos and Kiratzi (1992) τόσο με τις σχετικές ταχύτητες (shear) (πάνω) όσο και με τις μέγιστες ιδιοτιμές του τανυστή της ταχύτητας (max) (κάτω).*

Όπως βλέπουμε στο *Σχήμα 5.53* οι ευθείες αυτές παρουσιάζουν παρόμοιες κλίσεις, αλλά και τιμές και για τις τέσσερις νέες εφαρμογές του μοντέλου. Μάλιστα είναι εμφανές ότι οι τρεις από τις τέσσερις συνολικά ευθείες συγκλίνουν στα 5 m.y., όπου οι λόγοι των παραμορφώσεων (τόσο από τις σχετικές όσο και από τις μέγιστες ταχύτητες) λαμβάνουν τιμές κοντά στο 0.07. Φαίνεται, επομένως, από το σχήμα αυτό ότι οι σχέσεις μεταξύ ηλικιών και λόγων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

παραμόρφωσης δεν μεταβάλλονται ουσιαστικά, ανεξάρτητα από την παραδοχή που έγινε για το ελάχιστο και το μέγιστο μέγεθος κατά τον υπολογισμό της παραμόρφωσης, ενώ για την μέγιστη παρατηρούμενη ηλικία (~40 m.y.) ο λόγος των ρυθμών παραμόρφωσης (σεισμική προς συνολική) λαμβάνει τιμές κοντά στο 0.2, δηλαδή μόνο ένα 20% της παραμόρφωσης εκδηλώνεται με τη γένεση σεισμών.

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΕΞΑΡΤΩΜΕΝΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

6.1 Γενικα

Είναι γνωστό ότι στη διαδικασία εκπόνησης μιας τυπικής μελέτης σεισμικής επικινδυνότητας θεωρείται ότι η σεισμικότητα μεταβάλλεται μόνο χωρικά ενώ η χρονική της μεταβολή είναι τυχαία (κατανομή Poisson). Αυτό το είδος σεισμικότητας θεωρείται χρονικώς ανεξάρτητη, δηλαδή, η αναμενόμενη σεισμικότητα δεν εξαρτάται από το χρόνο γένεσης και το μέγεθος των προηγούμενων σεισμών και συνεπώς οι σχετικοί υπολογισμοί αφορούν μόνο τη μέση σεισμικότητα και τη χωρική κατανομή αυτής. Η ποσοτική περιγραφή της χρονικώς ανεξάρτητης σεισμικότητας, όπως γνωρίζουμε, γίνεται με ορισμένες ποσότητες, τα μέτρα σεισμικότητας, οι οποίες στηρίζονται στο μοντέλο Poisson, όσο αφορά την κατανομή των σεισμών στο χρόνο, και στο νόμο δύναμης των Gutenberg and Richter (1944), που αφορά την κατανομή των μεγεθών των σεισμών (στοιχεία που μελετήθηκαν στο Κεφάλαιο 3).

Παρατηρώντας την κατανομή των επικέντρων των σεισμών, ιδιαίτερα αυτών με τα μεγαλύτερα μεγέθη, σε έναν παγκόσμιο χάρτη ή σε ένα χάρτη μιας μικρότερης περιοχής (π.χ. της Ελλάδας) γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι η σεισμικότητα διαφοροποιείται χωρικά. Στην πρώτη περίπτωση (του παγκόσμιου χάρτη) θα παρατηρήσουμε ότι τα επίκεντρα οριοθετούν ζώνες που αντιστοιχούν στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών των δύο παγκόσμιων συστημάτων διάρρηξης (ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης, σύστημα μεσο-ωκεάνιων ράχεων) ενώ στη δεύτερη περίπτωση είναι δυνατό να διακριθούν περιοχές μεγαλύτερης ή μικρότερης πυκνότητας επικέντρων ισχυρών σεισμών. Και στις δύο περιπτώσεις η μελέτη της χρονικώς ανεξάρτητης σεισμικότητας στηρίζεται σε έναν κατάλογο σεισμών. Υπολογίζεται πρώτα το ελάχιστο μέγεθος για το οποίο ο κατάλογος είναι πλήρης (μέγεθος πληρότητας) και έπειτα, με τη χρήση του νόμου Gutenberg-Richter, προσδιορίζονται τα μέτρα σεισμικότητας (π.χ. η μέση περίοδος επανάληψης σεισμού με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο ορισμένης τιμής, το

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος σεισμού σε ορισμένο χρονικό διάστημα, κλπ.). Ο όρος «χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα» σημαίνει ότι αυτή θεωρείται σταθερή και ανεξάρτητη από οποιαδήποτε σεισμική έξαρση (π.χ. ο σεισμός στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών το 1995 με M=6.6 δε μετέβαλε το γεγονός ότι αυτή η περιοχή έχει χαμηλή σεισμικότητα).

Βέβαια, υπάρχει και η άποψη ότι οι σεισμοί, ιδιαίτερα αυτοί με σχετικά μεγάλα μεγέθη, δεν κατανέμονται τυχαία στο χρόνο αλλά επαναλαμβάνονται σύμφωνα με ορισμένο νόμο. Επιπρόσθετα, υπάρχουν ενδείξεις μεταβολής του ρυθμού γένεσης σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους πριν από ισχυρούς σεισμούς. Έρευνες σχετικές με τους χρόνους επανάληψης ισχυρών σεισμών σε ορισμένο ρήγμα ή τμήμα ρήγματος ή ορισμένη περιοχή, καθώς επίσης και πάνω στην πρόδρομη μεταβολή του ρυθμού γένεσης ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών, οδήγησαν στην πρόταση μοντέλων μακράς (long-term) και ενδιάμεσης διάρκειας (intermediate-term) πρόγνωσης ισχυρών σεισμών, αντίστοιχα.

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζεται η εφαρμογή δύο μοντέλων χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας: **(α)** Το περιοχικό μοντέλο πρόγνωσης χρόνου και μεγέθους (time and magnitude predictable regional model, TIMAPR). Στο μοντέλο αυτό, χρησιμοποιούνται οι χρόνοι επανάληψης και τα μεγέθη των κύριων σεισμών που έχουν γίνει σε μία περιοχή η οποία περιλαμβάνει και άλλα, μικρότερα σεισμικά ρήγματα εκτός από αυτό στο οποίο γίνεται ο μεγαλύτερος σεισμός, με σκοπό να υπολογιστεί ο χρόνος γένεσης και το μέγεθος του επόμενου κύριου σεισμού στην περιοχή αυτή αν είναι γνωστός ο χρόνος γένεσης και το μέγεθος του προηγούμενου σεισμού που έγινε εκεί (πρόγνωση μακράς διάρκειας). **(β)** Το μοντέλο επιβραδυνόμενης-επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (Decelerating-Accelerating seismic Strain release model, D-AS). Σε αυτό το μοντέλο διερευνάται η χρονική μεταβολή του ρυθμού έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης, η οποία υπολογίζεται από τα μεγέθη σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους που έγιναν σε μία ευρεία περιοχή. Στόχος του μοντέλου είναι η αναγνώριση τμήματος της περιοχής στο οποίο αναμένεται η γένεση κύριου σεισμού σε λίγα έτη (πρόγνωση ενδιάμεσης διάρκειας). Μετά την περιγραφή των βασικών χαρακτηριστικών και ιδιοτήτων των δύο μοντέλων δίνονται παραδείγματα εφαρμογής τους στις περιοχές των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων με σκοπό τον έλεγχο της καταλληλότητας αυτών για το ιδιαίτερο τεκτονικό περιβάλλον που επικρατεί εκεί. Ο έλεγχος γίνεται μέσω της αναδρομικής πρόγνωσης των πλέον

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

πρόσφατων ισχυρών σεισμών που έγιναν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες που μελετήθηκαν.

6.2 ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΑΛΣΗΣ – ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

Ο πρώτος που ασχολήθηκε με τους ρυθμούς γένεσης των σεισμών καθώς επίσης και με την εναλλαγή των περιοχών γένεσής τους κατά μήκος μεγάλων σεισμικών ζωνών ήταν ο Gilbert (1909). Η παρατήρηση αυτή ήταν και η απαρχή για την διαμόρφωση της ιδέας των σεισμικών κενών. Ο Reid (1910) ήταν όμως αυτός ο οποίος με βάση παρατηρήσεις του στο ρήγμα του San Andreas (California) μετά το σεισμό του 1906, πρότεινε μία νέα ολοκληρωμένη άποψη για τον τρόπο γένεσης των ισχυρών σεισμών (θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης). Σύμφωνα με την θεωρία αυτή η άσκηση τεκτονικών δυνάμεων, οι οποίες και ασκούνται συνεχώς στις δύο πλευρές ενός ρήγματος, προκαλεί την παραμόρφωση του υλικού τόσο στην επιφάνειά του όσο και στην περιοχή γύρω από αυτό. Η υπέρβαση ενός ορίου παραμόρφωσης έχει ως συνέπεια να υπερνικηθεί η δύναμη που συγκρατεί τις δύο πλευρές του ρήγματος (στατική τριβή) και να συμβεί ξαφνική ολίσθηση της μιας πλευράς του ρήγματος σε σχέση με την άλλη, με αποτέλεσμα να μειωθεί απότομα η τάση στο ρήγμα. Η διαδικασία αυτή, δηλαδή, η προοδευτική συσσώρευση ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης και απότομης έκλυσής της με την επόμενη ξαφνική ολίσθηση (ισχυρό σεισμό), χαρακτηρίζεται ως σεισμικός κύκλος. Τυπικά, ο σεισμικός κύκλος αναφέρεται στο χρονικό διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών διαρρήξεων του ίδιου ρήγματος ή του ίδιου τμήματος ενός μεγάλου ρήγματος και, επομένως, στο χρονικό διάστημα συσσώρευσης ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης λόγω τεκτονικής φόρτισης και απότομης έκλυσής της. Αυτό το χρονικό διάστημα θεωρείται ως η περίοδος επανάληψης του σεισμού στο συγκεκριμένο ρήγμα. Σύμφωνα όμως με τον Scholz (2002), ορισμένες φορές ο όρος «σεισμικός κύκλος», ο οποίος έχει στατιστικό χαρακτήρα, μπορεί να αναφέρεται και στη μέση περίοδο επανάληψης σεισμών ίσων ή μεγαλύτερων από ορισμένο μέγεθος σε μια περιοχή η οποία περιλαμβάνει αρκετά ενεργά σεισμικά ρήγματα. Προκύπτει, συνεπώς, το συμπέρασμα ότι αν υπάρχουν αξιόπιστες πληροφορίες σχετικά με το ρυθμό αύξησης των τεκτονικών τάσεων στη γειτονιά ενός σεισμικού ρήγματος και στην ευρύτερη περιοχή, αλλά και με το μέγεθος και το χρόνο

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

γένεσης του τελευταίου ισχυρού σεισμού, υπάρχει δυνατότητα πρόγνωσης, σε ορισμένο βαθμό, της γένεσης του επόμενου κύριου σεισμού (π.χ. του χρόνου γένεσής του).

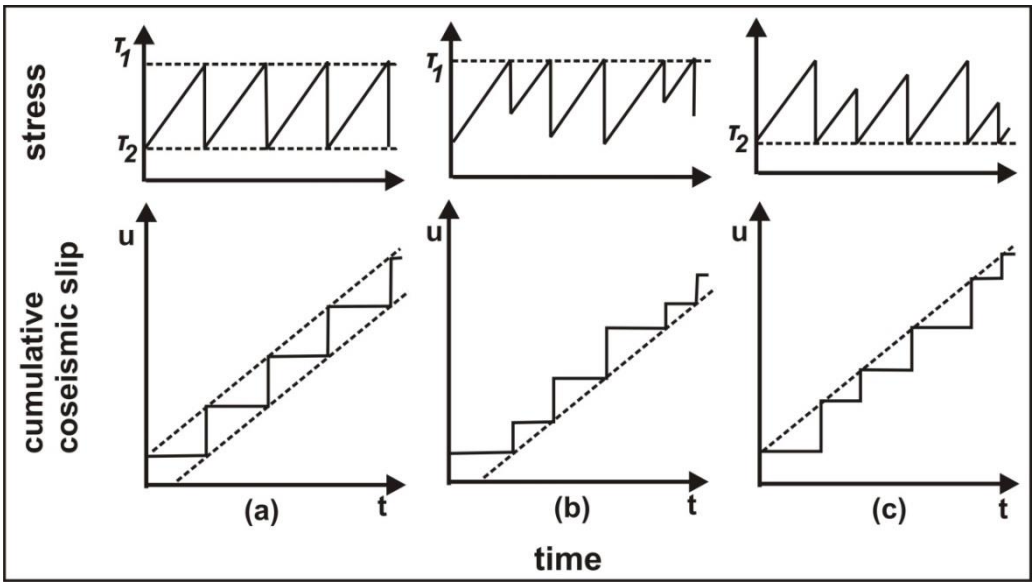
Για να ελεγχτεί η εγκυρότητα της επιστημονικής αυτής πρότασης-υπόθεσης απαιτούνται αξιόπιστα δεδομένα (χρόνοι γένεσης, μεγέθη) ισχυρών σεισμών που έγιναν στο παρελθόν σε ορισμένο ρήγμα για όσο το δυνατό μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Η συλλογή όμως τέτοιου είδους δεδομένων εμφανίζει δυσκολίες καθώς οι περίοδοι επανάληψης ισχυρών σεισμών είναι σχετικά μεγάλες (μερικοί αιώνες έως χιλιάδες έτη) και επιπλέον τα πρώτα αξιόπιστα σεισμόμετρα εγκαταστάθηκαν στις αρχές του 20ου αιώνα, σε λίγες περιοχές της Γης. Επομένως δεν υπάρχουν ενόργανα στοιχεία που να αφορούν έναν πλήρη σεισμικό κύκλο. Παρόλα αυτά υπάρχουν λίγες περιπτώσεις στις οποίες είναι διαθέσιμα σχετικά αξιόπιστα δεδομένα για ιστορικούς σεισμούς και τα οποία επέτρεψαν τον έλεγχο διαφόρων μοντέλων σεισμικότητας. Σε μία από τις πλέον γνωστές τέτοιες περιπτώσεις οι Shimazaki and Nakata (1980) χρησιμοποίησαν δεδομένα ισχυρών σεισμών που έγιναν κατά μήκος της τάφρου Nankai (κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας των Φιλιππίνων κάτω από το κεντρικό και νότιο τμήμα του Ιαπωνικού αρχιπελάγους) για να δοκιμάσουν διάφορα μοντέλα σεισμικότητας, τα οποία παρουσιάζονται στο *Σχήμα 6.1*.

Για κάθε μοντέλο φαίνονται (*Σχήμα 6.1*) η αθροιστική ολίσθηση, u (κάτω μέρος), και η πτώση τάσης, τ_1-τ_2 (πάνω μέρος). Στο πρώτο σχήμα (*Σχήμα 6.1a*) δίνεται μία απλή ερμηνεία της πρότασης του Reid για το σεισμικό κύκλο: σεισμοί παρόμοιου μεγέθους (παρόμοιας πτώσης τάσης, τ_1-τ_2, και ολίσθησης, u) γίνονται περιοδικά, όταν η τάση αποκτήσει μία ορισμένη κρίσιμη τιμή τ_1. Αμέσως μετά το σεισμό η τάση στο ρήγμα αποκτά την ελάχιστη τιμή της, τ_2. Στο δεύτερο μοντέλο (*Σχήμα 6.1b*) υποτίθεται ότι κάθε σεισμός γίνεται όταν η τάση αποκτήσει μία κρίσιμη τιμή, τ_1, αλλά η πτώση τάσης και η ολίσθηση μεταβάλλονται από σεισμό σε σεισμό με συνέπεια οι τιμές της ελάχιστης τάσης, τ_2, να μην είναι σταθερές (*Σχήμα 6.1b, πάνω*) και οι ελάχιστες τιμές της αθροιστικής ολίσθησης, u, να βρίσκονται σε ευθεία γραμμή (*Σχήμα 6.1b, κάτω*). Αυτό είναι το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου (time predictable model) επειδή το μοντέλο επιτρέπει τον υπολογισμό του χρόνου γένεσης του επόμενου σεισμού (αλλά όχι και του μεγέθους του) αν είναι γνωστό το μέγεθος του προηγούμενου σεισμού. Οι δύο ερευνητές διαπίστωσαν ότι οι ισχυροί σεισμοί στην τάφρο Nankai μετά το 1700

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ακολουθούν αυτό το μοντέλο σεισμικότητας. Το τρίτο μοντέλο (*Σχήμα 6.1c*) αντιστοιχεί στην υπόθεση ότι οι σεισμοί γίνονται σε διάφορες τιμές τάσης, τ_1, αλλά οι τιμές της τάσης αμέσως μετά απ' αυτούς μειώνονται σε ορισμένη σταθερή τιμή, τ_2 (*Σχήμα 6.1c, πάνω*) ενώ οι μέγιστες τιμές της αθροιστικής ολίσθησης βρίσκονται σε ευθεία γραμμή (*Σχήμα 6.1c, κάτω*). Συνεπώς, μπορεί έτσι να προβλεφθεί η ολίσθηση και η πτώση τάσης του επόμενου σεισμού αλλά όχι ο χρόνος γένεσής του, αν είναι γνωστό το χρονικό διάστημα που έχει περάσει από τον τελευταίο σεισμό (μοντέλο πρόγνωσης της ολίσθησης, slip predictable model).



Σχήμα 6.1 *Μοντέλα σεισμικότητας που αφορούν τη γένεση ισχυρών σεισμών σε ένα ρήγμα. (a) η άποψη του Reid για το σεισμικό κύκλο, (b) το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου, (c) το μοντέλο πρόγνωσης της ολίσθησης (τροποποιημένο από Shimazaki and Nakata, 1980).*

6.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΧΡΟΝΟΥ ΚΑΙ ΜΕΓΕΘΟΥΣ

Παρατηρήσεις ανάλογες με αυτές που αναφέρθηκαν παραπάνω (χρόνοι επανάληψης ισχυρών σεισμών), χρησιμοποιήθηκαν από διάφορους ερευνητές στο πλαίσιο της θεωρίας της ελαστικής ανάπλασης. Σκοπός η διερεύνηση των δυνατοτήτων των μοντέλων όσο αφορά την πρόγνωση ισχυρών σεισμών και συνεπώς την καταλληλότητά τους για την εκτίμηση της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικής επικινδυνότητας. Το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου, σύμφωνα με το οποίο ο χρόνος (περίοδος) επανάληψης ενός ισχυρού σεισμού είναι συνάρτηση

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

του μεγέθους του προηγούμενου ισχυρού σεισμού (Bufe et al., 1977, Shimazaki and Nakata, 1980, Sykes and Quittmeyer, 1981), προβλέπει επίσης ότι η διάρκεια της προσεισμικής δραστηριότητας (σεισμοί που γίνονται λίγες ώρες έως 2-3 χρόνια πριν) είναι ανεξάρτητη του μεγέθους του ισχυρού σεισμού που πρόκειται να γίνει ενώ η διάρκεια της μετασεισμικής δραστηριότητας εξαρτάται από αυτό (Mogi 1981, Karakaisis et al., 1991, κλπ).

Η έλλειψη δεδομένων για τον έλεγχο των μοντέλων σεισμικότητας που περιγράφηκαν προηγούμενα οδήγησε στην ανάγκη μελέτης της σεισμικότητας ισχυρών κύριων σεισμών σε περιοχές που περιλαμβάνουν, εκτός από ένα μεγάλο ρήγμα όπου γίνονται οι ισχυρότεροι κύριοι σεισμοί, και άλλα, μικρότερα ρήγματα, όπου γίνονται μικρότεροι κύριοι σεισμοί (π.χ. Wesnousky et al., 1984). Έρευνες πάνω στους χρόνους επανάληψης κύριων σεισμών, στην αρχή σε σεισμικές ζώνες στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Papazachos 1989, 1992, 1993, Papazachos and Papaioannou 1993) και αργότερα σε όλες τις σεισμικές ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης (ευρασιατική και περι-ειρηνική ζώνη, Papazachos et al. 1997a, 1997b) αλλά και στις μεσο-ωκεάνιες ράχες (π.χ. Tsapanos, 1994), οδήγησαν στη διαμόρφωση ενός μοντέλου χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας· του περιοχικού μοντέλου πρόγνωσης χρόνου και μεγέθους (Time and Magnitude Predictable Regional model, TIMAPR). Το μοντέλο αυτό περιγράφεται από τις δύο ακόλουθες σχέσεις οι οποίες χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του χρόνου γένεσης και του μεγέθους του επόμενου κύριου σεισμού σε ορισμένη σεισμική ζώνη:

$$\log T_t = 0.19M_{min} + 0.33M_P - 0.54S_d + q \quad (6.1)$$

$$M_f = 0.73M_{min} - 0.28M_P + 0.46S_d + w \quad (6.2)$$

όπου T_t (σε έτη) είναι η περίοδος επανάληψης σεισμού με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από M_{min}, M_P και M_f είναι τα μεγέθη του προηγούμενου και του επόμενου κύριου σεισμού αντίστοιχα, S_d είναι ο ρυθμός σεισμικής παραμόρφωσης (σε Joules$^{1/2}$/yr) και q, w, είναι σταθερές που υπολογίζονται από τα δεδομένα της σεισμικής ζώνης. Οι κύριοι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν για τη διαμόρφωση των παραπάνω σχέσεων έχουν μεγέθη M=6.3-9.0 και έγιναν σε διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα.

Έχει δειχθεί (π.χ. Papazachos and Papaioannou 1993) ότι ο λόγος, T/T_t, του χρόνου επανάληψης, T, ο οποίος έχει παρατηρηθεί για σεισμό μεγέθους M_P, προς το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

χρόνο επανάληψης T_t που υπολογίζεται από τη *Σχέση 6.1* ακολουθεί λογαριθμοκανονική κατανομή με μέση τιμή ίση με μηδέν και τυπική απόκλιση σ. Η παρατήρηση αυτή επιτρέπει τον υπολογισμό της πιθανότητας P(Δt) γένεσης σεισμού, με μέγεθος M ίσο ή μεγαλύτερο από ορισμένο ελάχιστο μέγεθος M_{min}, μέσα στα επόμενα Δt έτη αν είναι γνωστό ότι ο προηγούμενος κύριος σεισμός, με μέγεθος $M_P \geq M_{min}$, έγινε στην περιοχή πριν από t έτη. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται με τη χρήση της ακόλουθης σχέσης:

$$P(\Delta t) = \frac{F(L_2/\sigma) - F(L_1/\sigma)}{1 - F(L_1/\sigma)} \tag{6.3}$$

όπου $L_2 = \log\frac{t+\Delta t}{T_t}$, $L_1 = \log\frac{t}{T_t}$ και F είναι η συμπληρωματική συσσωρευτική συνάρτηση της τυπικής κανονικής κατανομής με μέσο ίσο με μηδέν και τυπική απόκλιση ίση με σ της ποσότητας $\log\frac{t}{T_t}$ ενώ η ποσότητα T_t υπολογίζεται από τη *Σχέση 6.1*. Η σταθερά q καθώς επίσης και η τυπική της απόκλιση για ορισμένη σεισμική ζώνη, όπως έχει γραφεί παραπάνω, υπολογίζονται από τα δεδομένα (χρόνοι επανάληψης και μεγέθη των κύριων σεισμών).

Βασική προϋπόθεση για την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR σε μία περιοχή είναι η ύπαρξη ενός πλήρους καταλόγου σεισμών, ο οποίος και θα χρησιμοποιηθεί για τον ορισμό σεισμικών ζωνών στην περιοχή. Ο καθορισμός των σεισμικών αυτών ζωνών γίνεται σε συνδυασμό και με άλλες, πρόσθετες, σεισμοτεκτονικές πληροφορίες (π.χ. σεισμικά ρήγματα, μηχανισμοί γένεσης σεισμών κλπ). Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόζεται σε κύριους σεισμούς, δηλαδή, στους μεγαλύτερους σεισμούς ομάδων σεισμών (χωρο-χρονικές συγκεντρώσεις, space-time clusters). Οι συγκεντρώσεις (ομάδες) αυτές συνήθως αποδίδονται σε προσεισμούς (foreshocks) και κυρίως σε μετασεισμούς (aftershocks), οι οποίοι έχουν τις εστίες τους στη ζώνη διάρρηξης του κύριου σεισμού και γίνονται έως μερικούς μήνες μετά από τη γένεσή του (σεισμικές ακολουθίες). Υπάρχουν, όμως, παρατηρήσεις (Kagan and Jackson, 1991), σύμφωνα με τις οποίες η εξαίρεση αυτών των σεισμών (προσεισμών και μετασεισμών) από έναν κατάλογο (απο-ομαδοποίηση, declustering) δεν απομακρύνει πλήρως την ύπαρξη συγκεντρώσεων. Αυτό συμβαίνει γιατί οι χωρικές συγκεντρώσεις δε συμβαίνουν αποκλειστικά και μόνο στη ζώνη διάρρηξης του κύριου σεισμού αλλά σε μία ευρύτερη περιοχή, τη σεισμική ζώνη, όπου γίνονται και άλλοι κύριοι σεισμοί. Οι συγκεντρώσεις αυτού του είδους μπορεί να έχουν διάρκεια μερικών ετών.

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

Οι κατάλογοι σεισμών που συντάχθηκαν για τις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες της παρούσας διατριβής (βλέπε *Κεφάλαιο 2*) υποβλήθηκαν σε απο-ομαδοποίηση με τη χρήση των ακόλουθων σχέσεων (Karakaisis et al., 1991, Papazachos et al., 1997a, b):

$$t_P = 3\ years \tag{6.4}$$

$$\log t_a = 0.06 + 0.13 M_P \tag{6.5}$$

όπου M_P είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού και t_P, t_a είναι αντίστοιχα οι χρόνοι πριν και μετά από τον κύριο σεισμό (σε έτη), κατά τους οποίους οι σεισμοί θεωρούνται εξαρτημένοι από αυτόν (προσεισμοί και μετασεισμοί υπό την ευρεία έννοια, preshocks-postshocks). Όπως ήδη αναφέρθηκε παραπάνω, σύμφωνα με το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου αναμένεται σταθερή διάρκεια προσεισμικής έξαρσης (υπό την ευρεία έννοια) και εξάρτηση της διάρκειας των μετασεισμών (επίσης υπό την ευρεία έννοια) από το μέγεθος του κύριου σεισμού (Mogi, 1985). Η απο-ομαδοποίηση (declustering) ενός καταλόγου σεισμών που έγιναν σε μία σεισμική ζώνη, ο οποίος είναι πλήρης για ορισμένο ελάχιστο μέγεθος (π.χ. M_{min}=6.0), γίνεται ως εξής: ο μεγαλύτερος σεισμός του καταλόγου επιλέγεται ως ο πρώτος κύριος σεισμός και βρίσκονται οι σεισμοί που έγιναν πριν και μετά από αυτόν (*Σχέσεις 6.4 και 6.5*). Το άθροισμα της σεισμικής ροπής του κύριου σεισμού και των σεισμών που σχετίζονται με αυτόν θεωρείται ως η σεισμική ροπή αυτού του κύριου σεισμού, από την οποία επανυπολογίζεται το μέγεθός του. Στη συνέχεια, από τους εναπομείναντες σεισμούς του καταλόγου βρίσκεται ο μεγαλύτερος σεισμός (2ος κύριος σεισμός) καθώς και οι σεισμοί που σχετίζονται με αυτόν, κλπ., με αποτέλεσμα να σχηματίζεται τελικά ένας κατάλογος ο οποίος περιέχει μόνο κύριους σεισμούς με μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του ελάχιστου μεγέθους M_{min}.

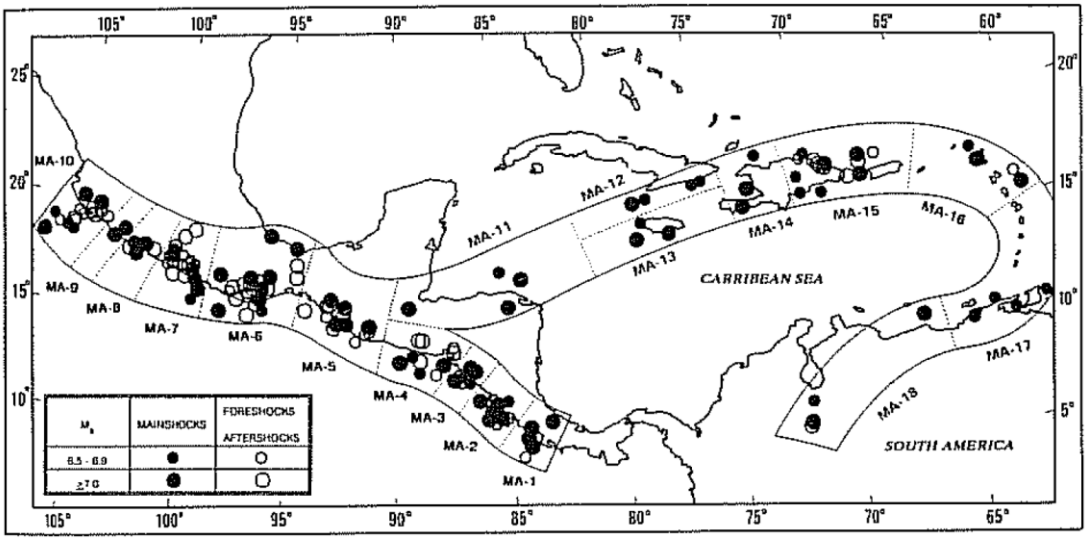
Η συμπεριφορά των κύριων σεισμών που έχουν ορισθεί με τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω μπορεί να είναι περιοδική, ημι-περιοδική, τυχαία (Poissonian) ή να παρουσιάζει χρονική συγκέντρωση (μεγαλύτερης κλίμακας). Οι Kagan and Jackson (1991) όρισαν ως μέτρο της συμπεριφοράς αυτής τον συντελεστή μεταβλητότητας, C_v, των περιόδων επανάληψης, που ορίζεται ως ο λόγος $C_v = \frac{\sigma}{\overline{T}}$, της τυπικής απόκλισης, σ, προς τη μέση περίοδο επανάληψης, $\overline{T}$. Όταν η συμπεριφορά (των κύριων σεισμών) είναι περιοδική ο συντελεστής αυτός παίρνει την τιμή μηδέν, όταν είναι τυχαία την τιμή ένα, όταν είναι ημι-περιοδική

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

την τιμή 0.5 και όταν παρουσιάζει χρονική συγκέντρωση παίρνει τιμή μεγαλύτερη της μονάδας.

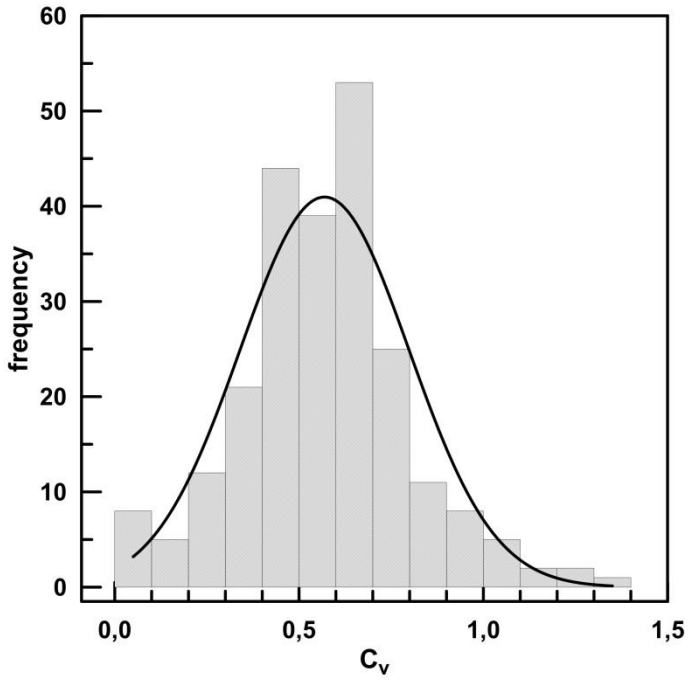
Οι Papazachos et al. (1997b) χώρισαν το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης σε 274 σεισμικές ζώνες με βάση ορισμένα σεισμολογικά και γεωτεκτονικά κριτήρια. Ενδεικτικά, στο *Σχήμα 6.2* παρουσιάζεται ο χωρισμός της κεντρικής Αμερικής και της Καραϊβικής σε σεισμικές ζώνες. Με μαύρους κύκλους απεικονίζονται τα επίκεντρα των επιφανειακών κύριων σεισμών με μεγέθη M≥6.5 που έγιναν στο διάστημα 1897-1992 σε κάθε σεισμική ζώνη ενώ με λευκούς κύκλους τα επίκεντρα των εξαρτημένων από αυτούς σεισμών. Έπειτα, υπολόγισαν τις τιμές του συντελεστή C_v σε κάθε μία από αυτές τις 274 σεισμικές ζώνες. Στο *Σχήμα 6.3*, στο οποίο παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών αυτών, φαίνεται ότι ακολουθούν κανονική κατανομή με μέση τιμή ίση με 0.56, ένδειξη ότι οι κύριοι σεισμοί που γίνονται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης ακολουθούν ημι-περιοδική χρονική μεταβολή.



Σχήμα 6.2 *Κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών με μεγέθη M≥6.5 που έγιναν στην κεντρική Αμερική και την Καραϊβική στο διάστημα 1897-1992. Οι μαύροι κύκλοι αντιστοιχούν στα επίκεντρα των κύριων σεισμών ενώ οι λευκοί κύκλοι στα επίκεντρα των προσεισμών και μετασεισμών (υπό την ευρεία έννοια). Φαίνεται, επίσης, και ο χωρισμός της περιοχής σε σεισμικές ζώνες (Papazachos et al., 1997b).*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Όταν είναι γνωστές οι πληροφορίες σχετικά με μέγεθος και το χρόνο γένεσης του τελευταίου κύριου σεισμού σε μια σεισμική ζώνη (*Σχέσεις 6.3* και *6.1*, αντίστοιχα), μπορεί, με την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR, να υπολογιστεί η πιθανότητα γένεσης σεισμού με μέγεθος $M \geq M_{min}$ στη σεισμική ζώνη μέσα στα επόμενα Δt έτη. Όσο αφορά το μέγεθος του αναμενόμενου σεισμού, αυτό μπορεί να υπολογιστεί με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.2*, ενώ το επίκεντρό του μπορεί να υπολογιστεί από την μέση τιμή των γεωγραφικών συντεταγμένων (μέσο γεωγραφικό πλάτος, μέσο γεωγραφικό μήκος) όλων των κύριων σεισμών που έχουν γίνει στη σεισμική ζώνη.



Σχήμα 6.3 *Κατανομή της συχνότητας των τιμών του συντελεστή C_v (λόγος της τυπικής απόκλισης της μέσης περιόδου επανάληψης, $\bar{T}$, των κυρίων σεισμών που έγιναν σε ορισμένη περιοχή, προς αυτή τη μέση περίοδο επανάληψης), που υπολογίστηκαν για κάθε μια από τις 274 σεισμικές ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης (τροποποιημένο, Papazachos et al., 1997b).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

6.4 ΕΠΙΤΑΧΥΝΟΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

Πλήθος παρατηρήσεων μέσα στο πέρασμα των ετών έχουν οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι πολλές φορές οι σεισμοί δεν γίνονται τυχαία, τόσο στο χώρο όσο και στο χρόνο (π.χ. μετασεισμοί, προσεισμοί, σμηνοακολουθίες). Μάλιστα, ορισμένες από αυτές τις χωρο-χρονικές μεταβολές μπορούν να θεωρηθούν ως πρόδρομα φαινόμενα ισχυρών σεισμών (προσεισμοί, σεισμική ησυχία). Συνεπώς, είναι λογικό επακόλουθο ένα μεγάλο μέρος της έρευνας σχετικά με την πρόγνωση των σεισμών να αφορά τη διερεύνηση τέτοιου είδους μεταβολών σεισμικότητας με προγνωστικά χαρακτηριστικά. Μέχρι την δεκαετία του '80, τα περισσότερα από τα παραδείγματα χωρο-χρονικών μεταβολών της σεισμικότητας που είχαν αναφερθεί στη βιβλιογραφία να προηγούνται ισχυρών σεισμών, εξαιρουμένων των προσεισμών, αφορούσαν στην ανίχνευση σεισμικών κενών και σεισμικής ησυχίας (π.χ. Fedotov, 1965, Mogi, 1968, Utsu, 1970, McCann et al., 1979, κλπ). Την εποχή εκείνη άρχισαν να δημοσιεύονται εργασίες στις οποίες αναφέρονταν παραδείγματα αύξησης, και συγκεκριμένα επιτάχυνσης, του ρυθμού γένεσης σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους σε μία ευρεία περιοχή γύρω από το επίκεντρο ενός ισχυρού σεισμού, λίγα χρόνια έως μερικές δεκαετίες πριν από τη γένεσή του.

Ο Tocher (1959) μελετώντας ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στην Καλιφόρνια, διαπίστωσε ότι οι ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί ήταν συχνότεροι λίγα χρόνια πριν από τους ισχυρούς σεισμούς του 1868 (M=6.5) και του 1906 (M=7.8) παρά μετά από αυτούς. Επίσης αναφέρθηκαν να έχουν προηγηθεί υψηλοί ρυθμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους στην ευρύτερη περιοχή των επικέντρων μεγάλων σεισμών στην Ιαπωνία (1703 M~8.2, 1923 M~8, Imamura, 1937), στην κεντρική Καλιφόρνια (1952 M=7.3, Raleigh et al. 1982, 1868-1906-1989 M=6.9, Sykes and Jaumé 1990) και στο ανατολικό τμήμα των Αλεούτιων νησιών (M=9.1, House et al. 1981).

Στις πρώτες προσπάθειες καθορισμού της περιοχής στην οποία μπορούσε να παρατηρηθεί επιταχυνόμενη σεισμικότητα που θα οδηγούσε στη γένεση ισχυρού σεισμού, οι ερευνητές θεωρούσαν κύκλους με κέντρο το επίκεντρο του ισχυρού σεισμού και διάφορες ακτίνες. Για παράδειγμα, ο Papadopoulos (1988), μελετώντας τον ρυθμό γένεσης σεισμών με μεγέθη M≥5.2 που έγιναν στο διάστημα λίγων δεκαετιών πριν τη γένεση δύο ισχυρών σεισμών στο δυτικό

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

τμήμα του Ελληνικού Τόξου (1899 M=6.6, 1947 M=7.0) μέσα σε κυκλικές περιοχές ακτίνας 100 km γύρω από τα επίκεντρα αυτών, διέκρινε τρεις χρονικές περιόδους με διαφορετικό ρυθμό σεισμικότητας. Η πρώτη εξ αυτών (η μεγαλύτερη σε διάρκεια) χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλό ρυθμό προσεισμικής δράσης, η δεύτερη (διάρκειας λίγων μηνών) χαρακτηρίζεται από έντονα επιταχυνόμενο ρυθμό γένεσης προσεισμών, ενώ, η τρίτη και τελευταία περίοδος (που διαρκεί δύο μήνες) χαρακτηρίζεται από σεισμική ησυχία.

Οι Sykes and Jaumé (1990) υπολόγισαν το ρυθμό έκλυσης σεισμικής ροπής από σεισμούς με μεγέθη M≥5 στις περιοχές γύρω από τα ρήγματα στα οποία έγιναν ορισμένοι ισχυροί σεισμοί στην Καλιφόρνια. Συγκεκριμένα, για τον σεισμό της Loma Prieta (1989, M=6.9) διαπίστωσαν ότι η αθροιστική σεισμική ροπή είχε αυξηθεί πιο γρήγορα στο διάστημα 1979-1988 από ότι στην προηγούμενη δεκαετία (επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ροπής). Οι Bufe and Varnes (1993) μελετώντας τον ίδιο σεισμό και χρησιμοποιώντας τη χρονική μεταβολή διαφόρων μέτρων σεισμικότητας (σεισμική ροπή, σεισμική παραμόρφωση Benioff, ρυθμό σεισμικότητας), διαπίστωσαν επιταχυνόμενο ρυθμό έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), σε συνάρτηση με το χρόνο, t, πριν από τον κύριο σεισμό και βρήκαν ότι το φαινόμενο αυτό μπορεί να εκφραστεί από τον ακόλουθο νόμο δύναμης:

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \tag{6.6}$$

όπου t_c είναι ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, S(t) είναι η αθροιστική σεισμική παραμόρφωση Benioff ενώ τα A, B, m είναι παράμετροι που υπολογίζονται από τα δεδομένα (με m<1 και B<0). Η ποσότητα S(t), η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως μέτρο της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης στον χρόνο t πριν από τον κύριο σεισμό, υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$S(t) = \sum_{i=1}^{n(t)} E_i^{1/2} \tag{6.7}$$

όπου E_i είναι η σεισμική ενέργεια του i-στού σεισμού που προηγείται του κύριου σεισμού και n(t) είναι ο αριθμός αυτών των σεισμών που έγιναν ως τον χρόνο t. Οι σεισμοί αυτοί μπορούν να θεωρηθούν ως προσεισμοί (preshocks) με την ευρεία έννοια του όρου, δηλαδή, σεισμοί που γίνονται κοντά στην εστία του κύριου σεισμού λίγες ώρες ως λίγες μέρες πριν από αυτόν, αλλά και σε άλλα, γειτονικά ρήγματα και για διάστημα μερικών ετών ή λίγων δεκαετιών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

6.5 Το Μοντελο Της Επιταχυνομενης Σεισμικης Παραμορφωσης

Ένας σημαντικός αριθμός εργασιών τα τελευταία 20-25 χρόνια ανέδειξε αρκετές περιπτώσεις κύριων σεισμών σε διάφορες περιοχές, πριν από τους οποίους ανιχνεύθηκε αναδρομικά επιταχυνόμενη σεισμικότητα ενώ σε λίγες περιπτώσεις τέτοια σεισμικότητα θεωρήθηκε πρόδρομη μελλοντικού ισχυρού σεισμού. Λεπτομερής επισκόπηση της σχετικής βιβλιογραφίας έχει γίνει πρόσφατα από τον Mignan (2011).

Οι προσπάθειες ποσοτικής περιγραφής της επιταχυνόμενης σεισμικότητας (Accelerating Moment Release, AMR), γενικά, μπορούν να διακριθούν σε δύο κατηγορίες, με βάση τους μηχανισμούς που έχουν προταθεί για την εξήγησή της. **Στην πρώτη κατηγορία**, η διαδικασία της επιταχυνόμενης σεισμικότητας θεωρείται ως μία κρίσιμη διαδικασία, και τα σχετικά δεδομένα (αριθμός σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους, σεισμική ροπή, σεισμική παραμόρφωση) μπορούν να προσομοιωθούν με μεθόδους στατιστικής μηχανικής μεταβολών φάσης οι οποίες οδηγούν σε ένα κρίσιμο σημείο, δηλαδή, σε έναν ισχυρό σεισμό (π.χ. Allègre et al. 1982, Sornette and Sornette 1990, Sornette and Sammis 1995, Rundle et al. 1999, κλπ). Δηλαδή, ένας ισχυρός σεισμός μπορεί να θεωρηθεί ως η κορύφωση μιας διαδικασίας στην οποία το πεδίο τάσεων σε μία ευρεία περιοχή (κρίσιμη περιοχή) παρουσιάζει συσχετίσεις (αλληλεπιδράσεις) ολοένα και μεγαλύτερης κλίμακας,. Οι συσχετίσεις αυτές εκδηλώνονται με αύξηση της συχνότητας, και κυρίως του μεγέθους, σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους (σεισμοί με μεγέθη 1-2 μονάδες μικρότερα του μεγέθους του ισχυρού σεισμού). Μετά την γένεση του ισχυρού σεισμού καταστρέφεται η κρίσιμη κατάσταση στην οποία είχε περιέλθει η περιοχή και ακολουθεί μία περίοδος σχετικά χαμηλής σεισμικότητας (σεισμική ησυχία). Έπειτα, η διαδικασία επαναλαμβάνεται με την εκ νέου αύξηση των τάσεων, που εκδηλώνονται με επιταχυνόμενη γένεση ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών κλπ (αυτό-οργάνωση δηλαδή του χώρου για να καταλήξει και πάλι σε κρίσιμο σημείο) (Saleur et al. 1996, Bowman et al. 1998, Jaumé and Sykes 1999). **Στη δεύτερη κατηγορία**, η επιταχυνόμενη σεισμικότητα αποδίδεται στην ελάττωση του μεγέθους της περιοχής χαμηλής τάσης που δημιουργήθηκε από τον προηγούμενο ισχυρό σεισμό στην περιοχή (stress shadow) και ισοδυναμεί με την αύξηση του μεγέθους της περιοχής κανονικής σεισμικότητας. Δηλαδή, η επιταχυνόμενη σεισμικότητα είναι ένα δευτερογενές αποτέλεσμα της αύξησης

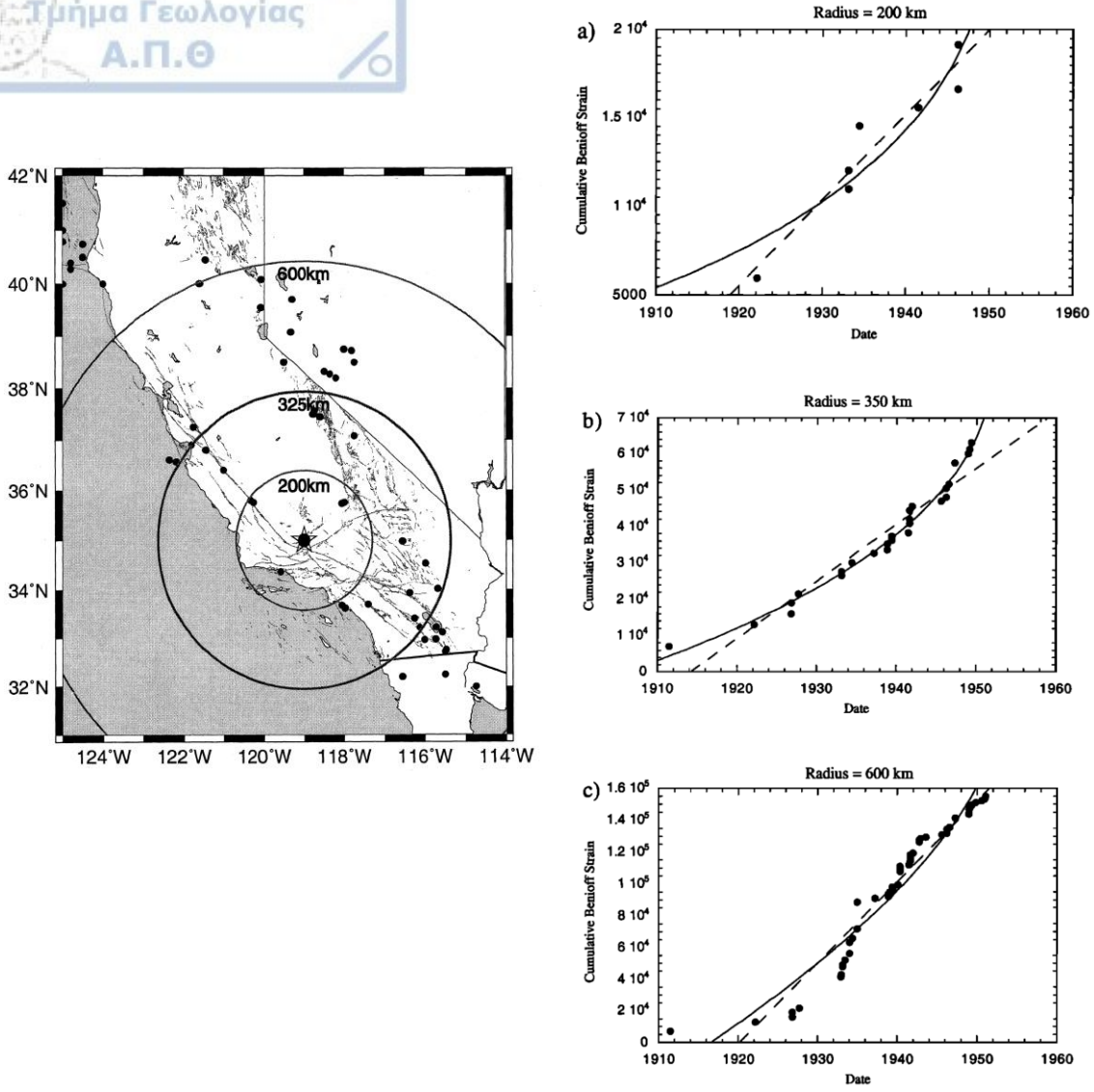
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας. ΑΠΘ

των τάσεων στο ρήγμα του ισχυρού σεισμού. Αυτή η αύξηση των τάσεων είναι πιθανό να οφείλεται κυρίως σε ασεισμική ολίσθηση (ερπυσμό, aseismic creep) του ρήγματος στον κατώτερο φλοιό (King and Bowman, 2003).

Οι Bowman et al. (1998) διευκόλυναν κατά πολύ τον καθορισμό της κρίσιμης περιοχής, δηλαδή, της περιοχής όπου εκδηλώνεται επιταχυνόμενη σεισμικότητα που καταλήγει στη γένεση ισχυρού σεισμού, προτείνοντας την χρήση της παραμέτρου καμπυλότητας, C. Ουσιαστικά η παράμετρος καμπυλότητας είναι ο λόγος του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS error) που προκύπτει από την εφαρμογή της *Σχέσης 6.6* στα δεδομένα, προς το αντίστοιχο σφάλμα της εφαρμογής της γραμμικής σχέσης. Δηλαδή, αν τα δεδομένα ακολουθούν νόμο δύναμης (*Σχέση 6.6*), το RMS σφάλμα θα είναι μικρότερο από το αντίστοιχο σφάλμα του γραμμικού μοντέλου με αποτέλεσμα η παράμετρος C να έχει τιμή σημαντικά μικρότερη της μονάδας ενώ αν η σεισμικότητα αυξάνεται γραμμικά με το χρόνο, το σφάλμα από την εφαρμογή της *Σχέσης 6.6* θα είναι συγκρίσιμο με αυτό του γραμμικού μοντέλου και η τιμή της C θα είναι περίπου 1. Στο *Σχήμα 6.4* παρουσιάζεται παράδειγμα καθορισμού της κρίσιμης περιοχής του σεισμού του Kern County (Καλιφόρνια, 1952, M=7.3, Bowman et al., 1998). Στο χάρτη (*Σχήμα 6.4 αριστερά*) φαίνονται τρεις κυκλικές περιοχές με κέντρο το επίκεντρο του κύριου σεισμού (άστρο) και διαφορετικές ακτίνες, ενώ, με μαύρες κουκίδες απεικονίζονται τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη M≥5.5 που έγιναν στην Καλιφόρνια και στις γύρω περιοχές κατά το χρονικό διάστημα 1910-1952. Στις τρεις γραφικές παραστάσεις (*Σχήμα 6.4, δεξιά*) φαίνεται η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff S(t) σε συνάρτηση με το χρόνο. Σε κάθε μία από αυτές τις γραφικές παραστάσεις, η συνεχής μαύρη καμπύλη αντιστοιχεί στην εφαρμογή του νόμου δύναμης (*Σχέση 6.6*) ενώ η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στην εφαρμογή του γραμμικού μοντέλου. Στο πάνω γράφημα (*Σχήμα 6.4a*) φαίνεται ότι τα δεδομένα είναι λίγα και συνεπώς η προσομοίωσή τους με τη *Σχέση 6.6* δεν είναι στατιστικά σημαντική, ενώ στο γράφημα στη μέση (*Σχήμα 6.4b*) τα δεδομένα περιγράφονται πολύ καλύτερα από την καμπύλη που αντιστοιχεί στο νόμο δύναμης (*Σχέση 6.6*) παρά από το γραμμικό μοντέλο. Τέλος, στη γραφική παράσταση κάτω (*Σχήμα 6.4c*) φαίνεται ότι η μεταβολή της ποσότητας S(t) είναι γραμμική συνάρτηση του χρόνου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.4 *(αριστερά) Τρεις κυκλικές περιοχές στην Καλιφόρνια, με κέντρο το επίκεντρο του σεισμού του Kern County (άστρο, 1952 M=7.3) στις οποίες εξετάστηκε η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), που προκλήθηκε από σεισμούς με μεγέθη M≥5.5 (μαύρες κουκίδες) οι οποίοι έγιναν στο διάστημα 1910-1952. (δεξιά) Γραφικές παραστάσεις της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), σε συνάρτηση με το χρόνο, για τις τρεις κυκλικές περιοχές. Οι συνεχείς και οι διακεκομμένες καμπύλες προέρχονται από την εφαρμογή της Σχέσης 6.6 και του γραμμικού μοντέλου, αντίστοιχα, στα δεδομένα. Είναι φανερό ότι στην περιοχή ακτίνας 325 km η σεισμικότητα περιγράφεται καλύτερα με το νόμο δύναμης (Σχέση 6.6) και συνεπώς αυτή η περιοχή μπορεί να θεωρηθεί ως η κρίσιμη περιοχή του σεισμού του 1952 (Bowman et al., 1998).*

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Σε ένα σημαντικό αριθμό παρατηρήσεων αναφέρεται ότι η επιταχυνόμενη σεισμικότητα έχει προηγηθεί αρκετών ισχυρών σεισμών σε διάφορα τεκτονικά περιβάλλοντα όπως στην Καλιφόρνια (Sykes and Jaumé, 1990, Bufe and Varnes, 1993, Knopoff et al., 1996, Bowman et al., 1998, Jaumé and Sykes, 1999, Bowman and King, 2001), στις κεντρικές-δυτικές Η.Π.Α. (Brehm and Braile, 1998), στην Αλάσκα (Bufe et al., 1994), στο Μεξικό (Sammis et al., 2004), στη Μεσόγειο (Papazachos et al., 2000, 2001, Papazachos et al., 2006), Στη Ν. Ζηλανδία (Robinson, 2000), στην Ιαπωνία και στην κεντρική Ασία (Papazachos et al., 2006), στην Ιταλία (De Santis et al., 2015) και στη Σουμάτρα (Jiang and Wu, 2005, Mignan et al., 2006).

6.6 Το Μοντελο της Επιβραδυνομενης-Επιταχυνομενης Σεισμικης Παραμορφωσης (D-AS)

Έχουν παρατηρηθεί ενδείξεις επιβραδυνόμενης σεισμικότητας σε ορισμένη περιοχή, που συνδέεται ή αποτελεί τμήμα της (μεγαλύτερης) κρίσιμης περιοχής. Οι Bufe et al. (1994), για παράδειγμα, με βάση το σχήμα συσχέτισης της καμπύλης της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff με το χρόνο, διέκριναν τη σεισμικότητα σε επιταχυνόμενη και επιβραδυνόμενη. Οι Evison and Rhoades (1997, 2002), μελετώντας την πρόδρομη σεισμικότητα ορισμένων ισχυρών σεισμών, διαπίστωσαν επιβράδυνση του ρυθμού γένεσης σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους (σεισμική ησυχία) να ακολουθεί περίοδο υψηλής σεισμικότητας (seismic excitation) και να προηγείται του κύριου σεισμού. Οι Tzanis and Vallianatos (2003) αναγνώρισαν επιβραδυνόμενη και επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση στο ΝΔ τμήμα του Ελληνικού Τόξου ενώ ο Papadimitriou (2008) βρήκε να έχει προηγηθεί των σεισμών της Loma Prieta (1989 M=6.9), του Kobe (1995 M=6.9) και της Λευκάδας (2003 M=6.3) επιταχυνόμενη και επιβραδυνόμενη σεισμικότητα.

Οι Papazachos et al. (2005, 2006) χρησιμοποιώντας δεδομένα από όλο τον κόσμο, έδειξαν ότι ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης από σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους σε μία σχετικά στενή περιοχή γύρω από (ή κοντά στο) ρήγμα του ισχυρού σεισμού που πρόκειται να γίνει, επιβραδύνεται πριν από τη γένεσή του. Η χρονική μεταβολή της ποσότητας S(t) ακολουθεί και στην περίπτωση αυτή νόμο δύναμης (*Σχέση 6.6*) αλλά με τη δύναμη m να είναι μεγαλύτερη της μονάδας. Η περιοχή της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

χαρακτηρίσθηκε ως σεισμογόνα περιοχή και περιλαμβάνει, εκτός από το ρήγμα του κύριου σεισμού, δίκτυο και άλλων ενεργών σεισμικών ρηγμάτων. Πρέπει σε αυτό το σημείο να σημειωθεί ότι η ταυτόχρονη παρατήρηση επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικότητας πριν από έναν ισχυρό σεισμό δεν σημαίνει ότι οι δύο διαδικασίες είναι αλληλοσυγκρουόμενες, γιατί τόσο οι επιβραδυνόμενοι όσο και οι επιταχυνόμενοι προσεισμοί γίνονται σε διαφορετικά χωρικά και χρονικά παράθυρα πριν από τη γένεση του ισχυρού σεισμού και έχουν διαφορετικά μεγέθη. Έτσι, διαμορφώθηκε το μοντέλο Επιβραδυνόμενης - Επιταχυνόμενης Σεισμικότητας (Decelerating - Accelerating Seismicity model, D-AS) με στόχο τη χρήση του στη μελέτη της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας (Papazachos et al., 2006). Στο μοντέλο αυτό, το μέγεθος του επερχόμενου ισχυρού σεισμού είναι ανάλογο της διάστασης τόσο της κρίσιμης όσο και της σεισμογόνου περιοχής ενώ ο χρόνος γένεσής του εξαρτάται από τη διάρκεια της επιταχυνόμενης και της επιβραδυνόμενης σεισμικής ακολουθίας. Σε όλους τους υπολογισμούς λαμβάνεται υπόψη και το επίπεδο σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής (ρυθμός σεισμικής παραμόρφωσης Benioff).

Το μοντέλο χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας D-AS διαμορφώθηκε με βάση την αναδρομική αναγνώριση επιταχυνόμενης-επιβραδυνόμενης σεισμικότητας πριν από ένα μεγάλο αριθμό κύριων σεισμών με μεγέθη M=6.3-9.0 με εστιακά βάθη μικρότερα των 100 km που έγιναν σε διάφορες περιοχές της Γης μετά το 1980. Ο έλεγχος των προγνωστικών χαρακτηριστικών του μοντέλου επετεύχθη με τη χρήση του για την αναγνώριση τέτοιων πρόδρομων μεταβολών σεισμικότητας που αφορούσαν μελλοντικούς σεισμούς (π.χ. Papazachos et al., 2002, 2007) όσο και με τη χρήση συνθετικών τυχαίων καταλόγων σεισμών (Papazachos et al., 2006, Karakaisis et al., 2013).

Για να αναγνωριστεί η περιοχή στην οποία είναι δυνατό να παρατηρηθεί επιταχυνόμενη σεισμικότητα, γίνεται χρήση της ποσότητας, q_a, η οποία είναι ενδεικτική της έντασης του φαινομένου (Papazachos et al., 2002). Η ποσότητα αυτή, που μπορεί να χαρακτηρισθεί ως παράγοντας ποιότητας (quality factor), υπολογίζεται από τη σχέση:

$$q_{\mathrm{a}}=\frac{P_{\mathrm{a}}}{m_{\mathrm{a}}C_{\mathrm{a}}} \tag{6.8}$$

όπου m_a είναι ο εκθέτης στην εξίσωση (6.6), με τιμές 0.20-0.35, C_a είναι η παράμετρος καμπυλότητας στην περίπτωση της επιταχυνόμενης σεισμικότητας,

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

και P_a είναι η πιθανότητα η επιταχυνόμενη σεισμική ακολουθία που εξετάζεται, να ικανοποιεί τις ακόλουθες σχέσεις που έχουν προέλθει από παγκόσμια δεδομένα (Papazachos et al., 2006):

$$\log R = 0.42M - 0.30\log s_a + 1.25, \quad \sigma=0.16 \tag{6.9}$$

$$\log(t_c - t_{sa}) = 4.60 - 0.57\log s_a, \quad \sigma=0.17 \tag{6.10}$$

όπου R (σε km) είναι η ακτίνα της κυκλικής κρίσιμης περιοχής στην οποία βρίσκονται τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προσεισμών, M είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού, t_c και t_{sa} είναι ο χρόνος γένεσής του και ο χρόνος έναρξης της επιταχυνόμενης ακολουθίας, αντίστοιχα, και s_a (σε Joule$^{1/2}$/10^4 km^2.yr) είναι ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff στην κρίσιμη περιοχή.

Με παρόμοιο τρόπο διαμορφώθηκε και ο παράγοντας ποιότητας q_d, ο οποίος δείχνει την ένταση της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας (Papazachos et al. 2005):

$$q_{\mathrm{d}}=\frac{m_{\mathrm{d}}P_{\mathrm{d}}}{C_{\mathrm{d}}} \tag{6.11}$$

όπου m_d είναι ο εκθέτης στη *Σχέση 6.6* , με τιμές μεταξύ 2.5 και 3.5, C_d είναι η παράμετρος καμπυλότητας για την επιβραδυνόμενη σεισμικότητα, και P_d είναι η πιθανότητα η επιβραδυνόμενη σεισμικής ακολουθία να ικανοποιεί τις παρακάτω σχέσεις που έχουν προέλθει από παγκόσμια δεδομένα (Papazachos et al., 2006):

$$\log r = 0.23M - 0.14\log s_d + 1.40, \quad \sigma=0.15 \tag{6.12}$$

$$\log(t_c - t_{sd}) = 2.95 - 0.31\log s_d, \quad \sigma=0.12 \tag{6.13}$$

όπου r (σε km) είναι η ακτίνα της κυκλικής σεισμογόνου περιοχής, t_{sd} είναι ο χρόνος έναρξης της επιβραδυνόμενης ακολουθίας και s_d (σε Joule$^{1/2}$/10^4 km^2.yr) είναι ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff στην σεισμογόνο περιοχή. Η εφαρμογή του μοντέλου σε προσεισμικές ακολουθίες πρόσφατων ισχυρών σεισμών σε όλο τον κόσμο, οδήγησε στις ακόλουθες βέλτιστες τιμές των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στην αναγνώριση επιταχυνόμενης και επιβραδυνόμενης σεισμικότητας (Papazachos et al. 2006):

$$C_a \le 0.70,\ P_a \ge 0.45,\ q_a \ge 2.00,\ 0.25 \le m_a \le 0.35 \tag{6.14}$$

$$C_d \le 0.60,\ P_d \ge 0.45,\ q_d \ge 3.00,\ 2.5 \le m_d \le 3.5 \tag{6.15}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Κατά την διαδικασία διαμόρφωσης του μοντέλου D-AS παρατηρήθηκε ότι πριν από κάθε ισχυρό σεισμό που μελετήθηκε, προηγήθηκε επιβραδυνόμενη ακολουθία σεισμών που έγιναν σε μία σχετικά μικρή περιοχή (σεισμογόνο περιοχή) γύρω ή κοντά στο επίκεντρο του ισχυρού σεισμού και επιταχυνόμενη ακολουθία σεισμών που έγιναν σε μία μεγαλύτερη περιοχή (κρίσιμη περιοχή). Τυπικά, η επιταχυνόμενη σεισμική ακολουθία αρχίζει μερικά χρόνια νωρίτερα από την επιβραδυνόμενη ακολουθία και το μέσο μέγεθος των σεισμών της πρώτης είναι μεγαλύτερο από αυτό της δεύτερης. Τόσο η επιταχυνόμενη όσο και η επιβραδυνόμενη σεισμικότητα μεταβάλλονται με το χρόνο προς τον κύριο σεισμό. Πιο αναλυτικά, στην αρχή αναγνώρισης και των δύο φαινομένων, οι δείκτες που εκφράζουν την ένταση της επιταχυνόμενης και επιβραδυνόμενης σεισμικότητας (παράγοντες ποιότητας q_a και q_d αντίστοιχα) έχουν χαμηλές τιμές, αποκτούν τις μέγιστες τιμές τους λίγα χρόνια πριν τη γένεση του ισχυρού σεισμού και σταδιακά μειώνονται 2-3 χρόνια πριν το σεισμό, δηλαδή, ελαττώνεται η σεισμικότητα στην κρίσιμη περιοχή και αυξάνεται η σεισμικότητα στη σεισμογόνο περιοχή.

Η αναγνώριση της κρίσιμης και της σεισμογόνου περιοχής ενός ισχυρού σεισμού που έχει ήδη συμβεί, γίνεται με τη χρήση αλγορίθμου (Papazachos 2001). Σύμφωνα με τον αλγόριθμο αυτό, η ευρύτερη περιοχή γύρω από το επίκεντρο του κύριου σεισμού καλύπτεται από πλέγμα ισαπεχόντων σημείων με μια επιθυμητή πυκνότητα (π.χ. ανά 0.2^o ή 0.5^o). Κάθε ένα από τα σημεία αυτά θεωρείται ως το κέντρο κυκλικής περιοχής και οι σεισμοί που έχουν γίνει μέσα σε αυτήν χρησιμοποιούνται για να υπολογισθεί η αθροιστική σεισμική παραμόρφωση Benioff και, μέσω διαδικασίας βελτιστοποίησης, να βρεθούν οι παράμετροι A και B της *Σχέσης 6.6* αλλά και η παράμετρος καμπυλότητας C. Οι ίδιοι υπολογισμοί επαναλαμβάνονται για διάφορες τιμές ακτίνας της περιοχής, για διάφορους χρόνους έναρξης της σεισμικής ακολουθίας, και διάφορες τιμές ελάχιστου μεγέθους των προσεισμών. Από όλες τις λύσεις που προκύπτουν για κάθε ένα σημείο του πλέγματος επιλέγεται αυτή με την μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας (q_a ή q_d) ενώ από όλα τα σημεία του πλέγματος επιλέγεται ως κέντρο της κρίσιμης ή της σεισμογόνου περιοχής το σημείο αυτό στο οποίο αντιστοιχεί η μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας επιταχυνόμενης (q_a) ή επιβραδυνόμενης (q_d) σεισμικότητας. Πρέπει να σημειωθεί ότι ο μέσος ρυθμός έκλυσης επιταχυνόμενης, s_a, ή επιβραδυνόμενης, s_d, σεισμικής παραμόρφωσης σε μία κρίσιμη ή σεισμογόνο περιοχή υπολογίζεται από σεισμούς με μεγέθη

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Μ≥5.2 ενώ η πληρότητα των δεδομένων για σεισμούς τέτοιων μεγεθών είναι εύκολο να ελεγχθεί στις διάφορες περιοχές (π.χ. από το 1911 στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, από το 1926 στην Ιαπωνία, από το 1930 στην Καλιφόρνια κλπ, Papazachos et al., 2006).

Με την εφαρμογή του μοντέλου D-AS σε μία περιοχή και τον προσδιορισμό των σημείων όπου οι παράγοντες ποιότητας της επιταχυνόμενης, q_a, και επιβραδυνόμενης, q_d, σεισμικότητας (*Σχέσεις 6.8* και *6.11*, αντίστοιχα) αποκτούν τις μέγιστες τιμές τους, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος γένεσης, t_c, του αναμενόμενου σεισμού. Αυτός ο χρόνος γένεσης προκύπτει από τον μέσο όρο των χρόνων t_c που υπολογίζονται από τις *Σχέσεις 6.10 και 6.13* για την επιταχυνόμενη και επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση. Επίσης το μέγεθος, Μ, του αναμενόμενου σεισμού είναι ίσο με το μέσο όρο των μεγεθών που υπολογίζονται από τις αντίστοιχες *Σχέσεις 6.9 και 6.12*. Όσον αφορά το επίκεντρο του αναμενόμενου κύριου σεισμού αυτό προκύπτει από τον μέσο όρο των γεωγραφικών συντεταγμένων (μέσο γεωγραφικό πλάτος, μέσο γεωγραφικό μήκος) των επιβραδυνόμενων προσεισμών που βρίσκονται στην κυκλική σεισμογόνο περιοχή.

6.7 Εφαρμογη Των Μοντελων Χρονικως Εξαρτωμενης Σεισμικοτητας Timapr Και D-AS Σε Ισχυρους Σεισμους Μεσο-ωκεανιων Ραχεων

Μετά την αναλυτική περιγραφή των μοντέλων χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας TIMAPR και D-AS ακολούθησε εφαρμογή αυτών σε περιοχές των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων τα αποτελέσματα των οποίων δίνονται στις παραγράφους που ακολουθούν. Οι απαραίτητες προϋποθέσεις εφαρμογής των δύο αυτών μοντέλων διαφέρουν κατά πολύ μεταξύ τους. Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόζεται στους κύριους σεισμούς μιας περιοχής οι οποίοι, λόγω των σχετικά μεγάλων μεγεθών, είναι δυνατόν να καταγραφούν από σεισμογράφους που βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις, τόσο κοντά όσο και μακριά από τα επίκεντρα των σεισμών. Οι προϋποθέσεις εφαρμογής του μοντέλου TIMAPR σε μία σεισμική ζώνη είναι οι εξής: (α) Ο καθορισμός της ζώνης που προκύπτει, κατά κύριο λόγο, από τη χωρική συγκέντρωση των επικέντρων των σεισμών. (β) Η ύπαρξη τουλάχιστον τεσσάρων κύριων σεισμών (τριών περιόδων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

επανάληψης). Ο ρυθμός σεισμικής παραμόρφωσης, S_d (σε Joules$^{1/2}$/yr), ο οποίος χρησιμοποιείται στις *Σχέσεις 6.1 και 6.2*, έχει ληφθεί από τη διαδικασία εφαρμογής του μοντέλου D-AS στους πλέον πρόσφατους κύριους σεισμούς στις περιοχές που μελετήθηκαν.

Αντίθετα, οι προϋποθέσεις εφαρμογής του μοντέλου επιβραδυνόμενης-επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης είναι πιο απαιτητικές. Πιο αναλυτικά, για την εφαρμογή του μοντέλου D-AS, και ιδιαίτερα για την αναγνώριση της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας, απαιτείται η ύπαρξη δεδομένων σεισμών με μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα ορισμένης ελάχιστης τιμής, η οποία εξαρτάται από το μέγεθος του κύριου σεισμού που εξετάζεται (Papazachos et al., 2006):

$$M_{min1} = 0.46 \cdot M + 1.91 \quad (6.16)$$

$$M_{min2} = 0.29 \cdot M + 2.35 \quad (6.17)$$

όπου M_{min1} και M_{min2} το ελάχιστο μέγεθος των επιταχυνόμενων και επιβραδυνόμενων προσεισμών, αντίστοιχα. Για παράδειγμα, το ελάχιστο μέγεθος επιταχυνόμενων προσεισμών για έναν κύριο σεισμό με μέγεθος M=6.0 είναι ίσο με 4.7 ενώ των επιβραδυνόμενων προσεισμών είναι περίπου 4.0. Επιπλέον, ο ελάχιστος απαιτούμενος αριθμός σεισμών που απαιτείται για την αναγνώριση επιταχυνόμενης ή επιβραδυνόμενης σεισμικής ακολουθίας είναι 21.

Γίνεται επομένως εύκολα αντιληπτό ότι στις μεσο-ωκεάνιες ράχες το μοντέλο D-AS μπορεί να εφαρμοστεί για την μελέτη μόνο πρόσφατων ισχυρών σεισμών γιατί η ανιχνευτική ικανότητα των δικτύων σεισμολογικών σταθμών, η οποία έχει άμεση επίπτωση τόσο στο μέγεθος πληρότητας των καταλόγων σεισμών που χρησιμοποιούνται όσο και στην ακρίβεια υπολογισμού των εστιακών τους παραμέτρων, θεωρείται ικανοποιητική μόνο για τις 2-3 τελευταίες δεκαετίες. Μία πρόσθετη δυσκολία προέρχεται και από το γεγονός ότι η διάρκεια μίας επιταχυνόμενης ή επιβραδυνόμενης σεισμικής ακολουθίας (*Σχέσεις 6.10 και 6.13*, αντίστοιχα), λόγω του επιπέδου σεισμικότητας των μεσο-ωκεάνιων ράχεων, είναι της τάξης των 20-25 ετών περίπου, περιορίζοντας έτσι ακόμη περισσότερο το πρόσφατο χρονικό διάστημα μέσα στο οποίο πρέπει να έχουν γίνει αυτοί οι ισχυροί σεισμοί ώστε να είναι δυνατό να αποτελέσουν σεισμούς-στόχους αναδρομικής πρόγνωσης. Υπενθυμίζεται ότι το μέγεθος πληρότητας των καταλόγων των σεισμών που έγιναν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες από το 1996 και

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

μετά κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 4.6 (ΝΔ Ινδικός Ωκεανός) και 5.1 (Ειρηνικός-Ανταρκτική) (*βλέπε Κεφάλαιο 2*).

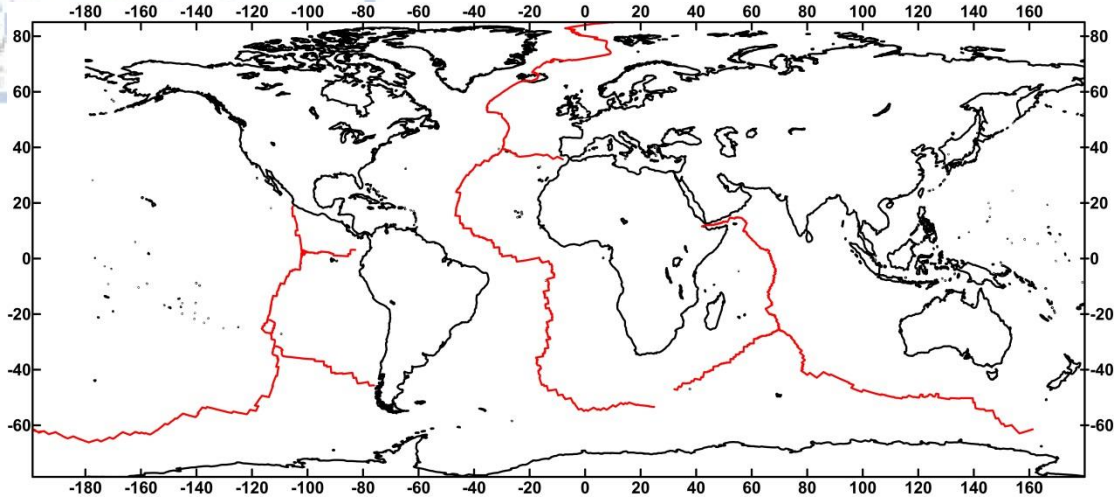
Τα προβλήματα αυτά αίρονται εν μέρει για το λόγο ότι, στο πρώτο στάδιο του φαινομένου της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας, αυτό της σεισμικής διέγερσης, γίνονται συνήθως ισχυροί σεισμοί και η έλλειψη ορισμένων, σχετικά μικρού μεγέθους, σεισμών δεν έχει σημαντική επίπτωση στον υπολογισμό του ρυθμού σεισμικής παραμόρφωσης (Benioff strain, *Σχέση 6.7*). Ουσιαστικά, αυτός ο περιορισμός καθιστά ακόμη δυσκολότερη την εφαρμογή του μοντέλου για την αναγνώριση επιβραδυνόμενης προσεισμικής παραμόρφωσης, επειδή η έλλειψη τέτοιων μικρού μεγέθους σεισμών στο πρώτο στάδιο του φαινομένου μπορεί, σε ορισμένες περιπτώσεις, να μην επιτρέψει την αναγνώρισή της (Papazachos et al., 2007). Αν, επομένως, παρά τη δυσμενή συνθήκη του σχετικά υψηλού μεγέθους πληρότητας, αναδειχθούν στις περιοχές αυτές περιπτώσεις επιβραδυνόμενης σεισμικότητας πριν την εκδήλωση ισχυρών κύριων σεισμών, θα πρέπει να θεωρηθεί απολύτως δόκιμο και ρεαλιστικό να εξετασθούν οι περιπτώσεις αυτές ώστε να δοκιμαστούν και εκτιμηθούν οι προγνωστικές ιδιότητες του μοντέλου D-AS σε αυτές.

Υπενθυμίζεται ότι το επίκεντρο του ισχυρού σεισμού που προβλέπεται να γίνει σε ορισμένη περιοχή, είτε στο πλαίσιο αναδρομικού ελέγχου του μοντέλου είτε για μελλοντική πρόγνωση, με την εφαρμογή του μοντέλου D-AS, προκύπτει από τη μέση τιμή (μέσο γεωγραφικό πλάτος, μέσο γεωγραφικό μήκος) των γεωγραφικών συντεταγμένων των επικέντρων των επιβραδυνόμενων προσεισμών, το μέγεθος του προκύπτει από τη μέση τιμή των μεγεθών που υπολογίζονται από τις *Σχέσεις 6.9 και 6.12* και ο χρόνος γένεσής του είναι η μέση τιμή των χρόνων γένεσης που υπολογίζονται από τις *Σχέσεις 6.10 και 6.13*.

Έχοντας αναφέρει λεπτομερώς τις βασικές προϋποθέσεις για την χρήση των μοντέλων της χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας καθώς και τα πιθανά προβλήματα που προκύπτουν κατά την εφαρμογή τους, εξετάστηκε η δυνατότητα εφαρμογής τους σε περιβάλλοντα αποκλινόντων ορίων. Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή φαίνονται στο χάρτη που ακολουθεί (*Σχήμα 6.5*) με κόκκινες γραμμές. Εξετάζεται ξεχωριστά κάθε ράχη και παρουσιάζονται σε ακόλουθες παραγράφους πρώτα τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR και έπειτα του μοντέλου D-AS.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 6.5 *Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες (κόκκινες τεθλασμένες γραμμές) των οποίων η χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα μελετήθηκε στην παρούσα διατριβή.*

6.7.1 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες

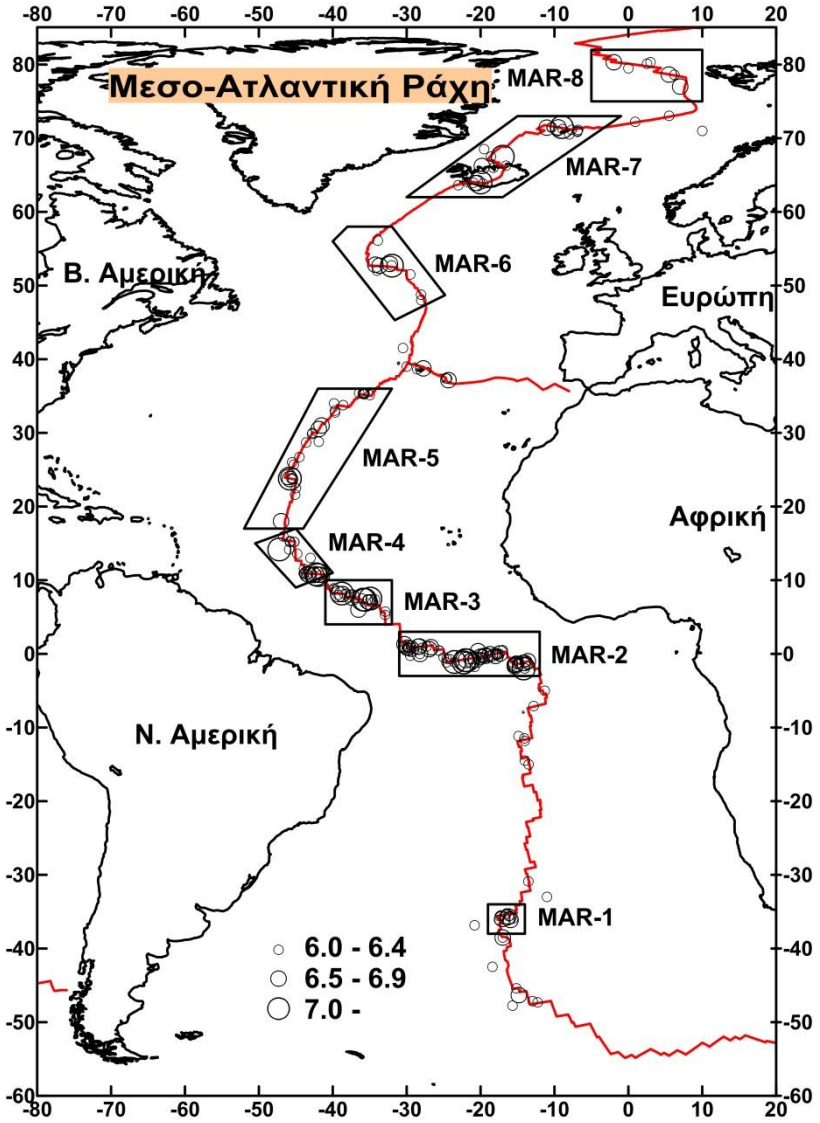
Έχοντας περιγράψει ήδη τις σχέσεις που εκφράζουν το TIMPAR και έχοντας αναφέρει τις απαραίτητες προϋποθέσεις που πρέπει να διέπουν την χρήση του, έγιναν προσπάθειες εφαρμογής του και στις έξι μεσο-ωκεάνιες ράχες της παρούσας εργασίας. Συνολικά μελετήθηκαν 42 σεισμικές ζώνες: 17 στη μεσο-Ατλαντική ράχη, 4 στη ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Nazca, 5 στη ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Ανταρκτικής, 4 στη ράχη του Νοτιοδυτικού Ινδικού, 2 στη ράχη του Κεντρικού Ινδικού και τέλος 10 στη ράχη Νοτιοανατολικού Ινδικού. Χάρτες των περιοχών αυτών καθώς επίσης και συνοδοί πίνακες των αποτελεσμάτων δίνονται αναλυτικά στις επόμενες παραγράφους.

6.7.1.1 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-Ατλαντική ράχη

Στο *Σχήμα 6.6* φαίνεται η μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού (κόκκινη γραμμή) και τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1900-1919 με μεγέθη M≥7.0 και στο διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0. Φαίνονται, επίσης, τα οκτώ τμήματα της ράχης (MAR-1 ως MAR-8), στα οποία μελετήθηκε η

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR και τα οποία παρουσιάζονται λεπτομερέστερα σε επόμενα σχήματα,.



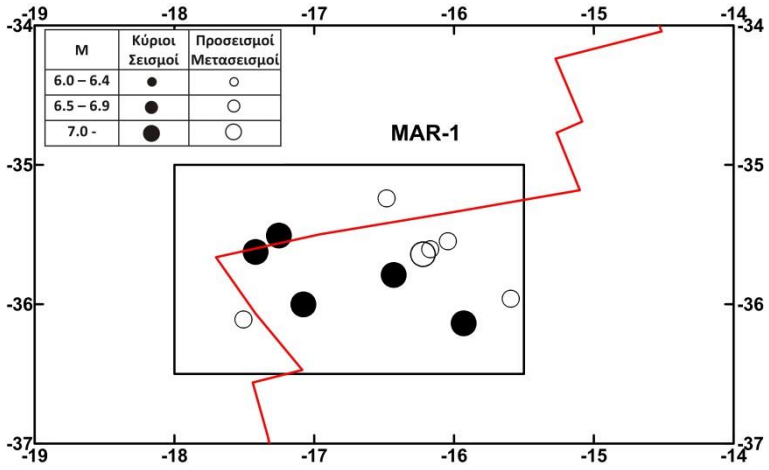
Σχήμα 6.6 *Η μεσο-Ατλαντική ράχη (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόστηκε στους σεισμούς των οκτώ τμημάτων της (πολύγωνα MAR-1 ως MAR-8).*

Η πρώτη περιοχή που μελετήθηκε είναι αυτή που βρίσκεται νοτιότερα (MAR-1, *Σχήμα 6.7*). Με μαύρους κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών, όπως αυτοί ορίστηκαν μετά την απο-ομαδοποίηση (*Σχέσεις 6.4 και 6.5*) και με λευκούς κύκλους τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί), ενώ η σεισμική ζώνη μέσα στην οποία βρίσκονται

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ορίζεται από το τετράπλευρο MAR-1. Στον *Πίνακα 6.1* δίνονται πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους των σεισμών των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται μέσα στη σεισμική ζώνη, (χρόνος γένεσης, γεωγραφικό πλάτος lat, γεωγραφικό μήκος lon και μέγεθος, M). Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).



Σχήμα 6.7 *Το τμήμα MAR-1 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Το τετράπλευρο οριοθετεί την ομώνυμη σεισμική ζώνη, μέσα στην οποία φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών) (λευκοί κύκλοι), που έγιναν στο διάστημα 1900-2014.*

Στο κάτω μέρος του πίνακα φαίνονται τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους κύριους σεισμούς της σεισμικής ζώνης MAR-1. Συγκεκριμένα, δίνονται οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2*, μαζί με την τυπική τους απόκλιση. Υπενθυμίζεται ότι η τυπική απόκλιση σ_q είναι αυτή που χρησιμοποιείται στη *Σχέση 6.3* για τον υπολογισμό της πιθανότητας, P, γένεσης κύριου σεισμού για την επόμενη δεκαετία μετά το 2014, η οποία φαίνεται στην τελευταία στήλη. Δίνονται επίσης πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους του πιθανώς αναμενόμενου σεισμού, δηλαδή, ο χρόνος γένεσης, T_{exp}, το μέγεθος, M_{exp}, και οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat_{exp}, γεωγραφικό μήκος Lon_{exp}).

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

Πίνακας 6.1 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στη σεισμική ζώνη MAR-1 στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών της σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα.*

MAR-1

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1939	0802	04:62:50	-36.137	-15.931	6.5	MS 6.5
1978	0810	16:53:41	-36.109	-17.506	6.3	
1979	0113	19:33:38	-35.606	-16.170	6.0	
1979	0516	22:70:40	-35.641	-16.222	6.5	
1981	0603	05:47:49	-36.001	-17.077	6.6	MS 6.8
1981	0726	20:26:17	-35.960	-15.594	6.1	
1989	0913	11:40:48	-35.625	-17.419	6.4	MS 6.5
1990	1026	05:49:38	-35.240	-16.482	6.0	
1998	0103	06:10:08	-35.548	-16.044	6.2	
1998	0425	06:07:32	-35.507	-17.252	6.3	MS 6.5
2005	0216	20:27:53	-35.791	-16.431	6.5	MS 6.5

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.43±0.38	1.33±0.14	2014.4±17.4	6.3±0.1	-35.8 -16.8	0.78

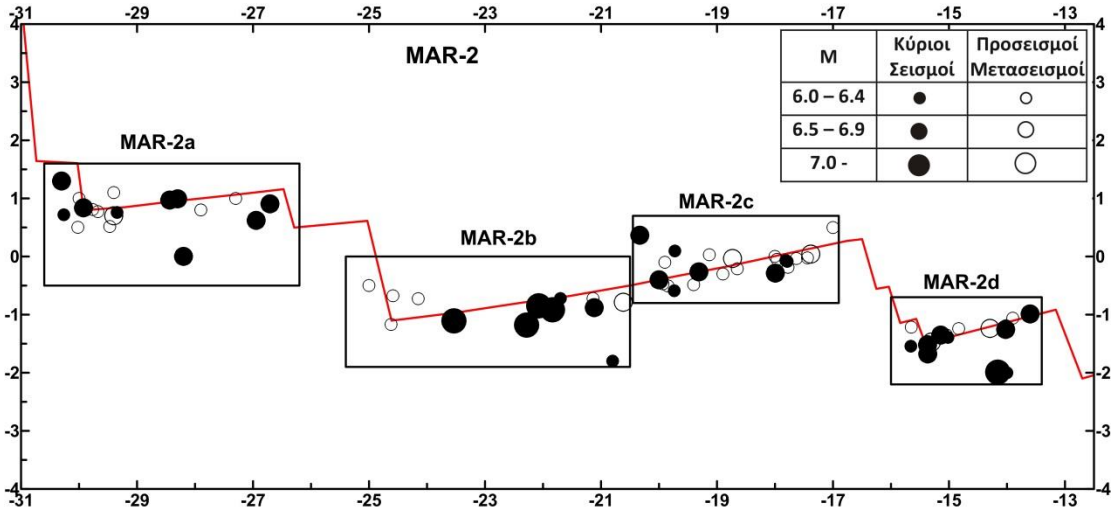
Σημειώνεται ότι στις 17-6-2015 έγινε στη περιοχή ισχυρός σεισμός (M_w=6.9) με συντεταγμένες επικέντρου φ=-35.4 (γεωγραφικό πλάτος) και λ=-17.8 (γεωγραφικό μήκος) (δεδομένα από ISC).

Η επόμενη περιοχή που μελετήθηκε είναι η MAR-2 (βλέπε *Σχήμα 6.8*), στην οποία ορίσθηκαν τέσσερις σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα MAR-2a, MAR-2b, MAR-2c, MAR-2d). Μετά την απο-ομαδοποίηση βρέθηκαν οι κύριοι σεισμοί καθώς και οι σχετιζόμενοι με αυτούς προσεισμοί και μετασεισμοί (γεμάτοι και άδειοι κύκλοι, αντίστοιχα). Στον *Πίνακα 6.2* δίνονται στοιχεία για τους σεισμούς

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

κάθε σεισμικής ζώνης, οι οποίοι έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα. Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς της ζώνης, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.8 *Το τμήμα MAR-2 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίστηκαν τέσσερις σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα) οι οποίες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: MAR-2a, MAR-2b, MAR-2c και MAR-2d. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

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

Πίνακας 6.2 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις τέσσερις σεισμικές ζώνες MAR-2a, MAR-2b, MAR-2c και MAR-2d. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-2a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1920	1112	05:41:48	0.000	-28.200	6.5	MS 6.6
1923	0808	12:17:20	0.000	-28.200	6.2	
1923	0926	02:29:10	1.000	-30.000	6.1	
1934	0522	11:01:47	1.300	-30.300	6.5	MS 6.8
1934	1006	12:48:42	1.000	-27.300	6.1	
1935	0119	12:37:38	0.800	-27.900	6.2	
1935	0119	12:59:00	0.800	-27.900	6.1	
1937	1006	21:48:04	1.100	-29.400	6.2	
1937	1228	06:19:25	0.700	-29.400	6.5	
1951	0718	09:06:18	0.622	-26.945	6.9	MS 6.9
1954	0309	02:21:44	0.503	-30.020	6.2	
1972	0411	02:21:10	0.992	-28.301	6.5	MS 6.5
1973	1011	02:07:51	0.517	-29.471	6.1	
1975	1007	08:28:08	0.907	-26.707	6.6	MS 6.7
1978	0320	15:42:43	0.810	-29.764	6.0	
1978	0320	18:09:42	0.772	-29.677	6.2	
1985	0606	02:40:13	0.969	-28.437	6.5	MS 6.7
1985	1012	22:20:42	0.874	-29.901	6.4	
1993	0920	10:17:42	0.757	-29.345	6.2	MS 6.2
1996	1210	08:36:17	0.837	-29.922	6.6	MS 6.6
2007	0703	08:26:00	0.720	-30.261	6.2	MS 6.2

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.70±0.14	1.25±0.16	2015.8±4.8	6.6±0.3	0.8 -28.7	0.81

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

MAR-2b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1929 0202 00:00:25  -1.179  -22.284 7.2 MS 7.2
1934 0901 11:39:26  -0.500  -25.000 6.1
1940 1030 03:10:09  -1.800  -20.800 6.2 MS 6.2
1949 1004 10:20:29  -0.722  -21.701 6.3 MS 6.3
1971 0805 01:58:53  -0.849  -22.074 7.0 MS 7.0
1982 0103 14:09:50  -0.915  -21.837 7.0 MS 7.0
1982 0812 08:41:53  -1.168  -24.620 6.0
1994 0314 04:30:10  -0.727  -24.150 6.0
1994 0314 04:30:16  -1.109  -23.537 7.0 MS 7.1
1995 0518 00:06:27  -0.844  -22.012 6.7
1996 1128 21:26:02  -0.675  -24.587 6.2
2003 1221 07:40:45  -0.786  -20.614 6.5
2005 0112 08:40:01  -0.882  -21.118 6.8 MS 7.0
2008 0424 12:14:50  -1.152  -23.524 6.4
2009 1209 16:00:43  -0.722  -21.138 6.4
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.68±0.28	1.49±0.26	2019.3±7.5	6.7±0.3	-0.9 -22.1	0.70

MAR-2c

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1920 1205 10:01:09   0.094  -19.725 6.3 MS 6.3
1928 0512 20;27:52   0.000  -18.000 6.1
1928 0918 17:19:15  -0.400  -20.000 6.5 MS 6.6
1939 0423 16:23:04   0.500  -17.000 6.2
1940 0427 10:33;22   0.367  -20.331 6.7 MS 6.8
1941 0124 15:35:49  -0.100  -19.900 6.2
1941 0721 16:36:08  -0.300  -18.900 6.1
1958 0903 03:44:27  -0.067  -17.815 6.2 MS 6.5
1965 0816 12:36:23  -0.470  -19.930 6.2
1965 1115 11:18:51  -0.210  -18.650 6.0
1973 0828 15:01:57  -0.288  -17.996 6.9 MS 7.1
1979 0222 18:30:59  -0.036  -17.630 6.0
1981 0707 21:10:59  -0.036  -18.732 6.9
1984 0422 06:14:22  -0.505  -19.847 6.2
1986 0624 06:56:54  -0.085  -17.790 6.4 MS 6.6
1987 0505 10:50:55   0.030  -19.131 6.1
1990 0714 05:54:25   0.043  -17.382 6.5
1992 1226 19:52:24  -0.266  -19.312 6.7 MS 6.9
1993 0218 10:10:49  -0.483  -19.403 6.3
1998 0329 07;15:00  -0.050  -17.966 6.0
2003 1109 19:52:37  -0.589  -19.737 6.4 MS 6.6
2007 0731 22:55:32  -0.185  -17.775 6.1
2008 0828 15:22:23  -0.024  -17.439 6.2
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.65±0.16	1.34±0.15	2013.7±3.9	6.7±0.2	-0.2 -19.1	0.81

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

MAR-2d

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1920	0704	00:11:35	-2.000	-14.000	6.1	MS 6.1
1923	0720	15:02:43	-1.256	-14.023	6.5	MS 6.7
1928	0803	11:44:39	-2.000	-14.000	6.1	
1929	0606	10:50:14	-1.240	-14.832	6.4	
1933	0519	17:58:05	-1.354	-15.144	6.6	MS 6.6
1942	0413	07:46:22	-1.677	-15.365	6.5	MS 6.5
1946	0411	01:52:27	-1.990	-14.161	7.0	MS 7.0
1966	1019	08:01:35	-1.520	-15.370	6.9	MS 6.9
1984	1207	10:19:11	-1.392	-15.015	6.1	MS 6.1
1990	0805	17:42:32	-1.061	-13.900	6.4	
1992	0828	18:18:46	-0.987	-13.600	6.9	MS 7.1
1996	0216	09:44:58	-1.473	-15.301	6.5	
1996	0218	23:49:28	-1.238	-14.292	6.5	
1998	0410	16:40:39	-1.215	-15.650	6.2	
2001	1115	01:03:06	-1.542	-15.657	6.3	MS 6.6
2007	0504	12:06:52	-1.349	-15.047	6.2	
2008	1122	18:49:42	-1.189	-14.019	6.2	

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.67±0.22	1.42±0.22	2012.2±4.7	6.8±0.3	-1.5 -14.7	0.81

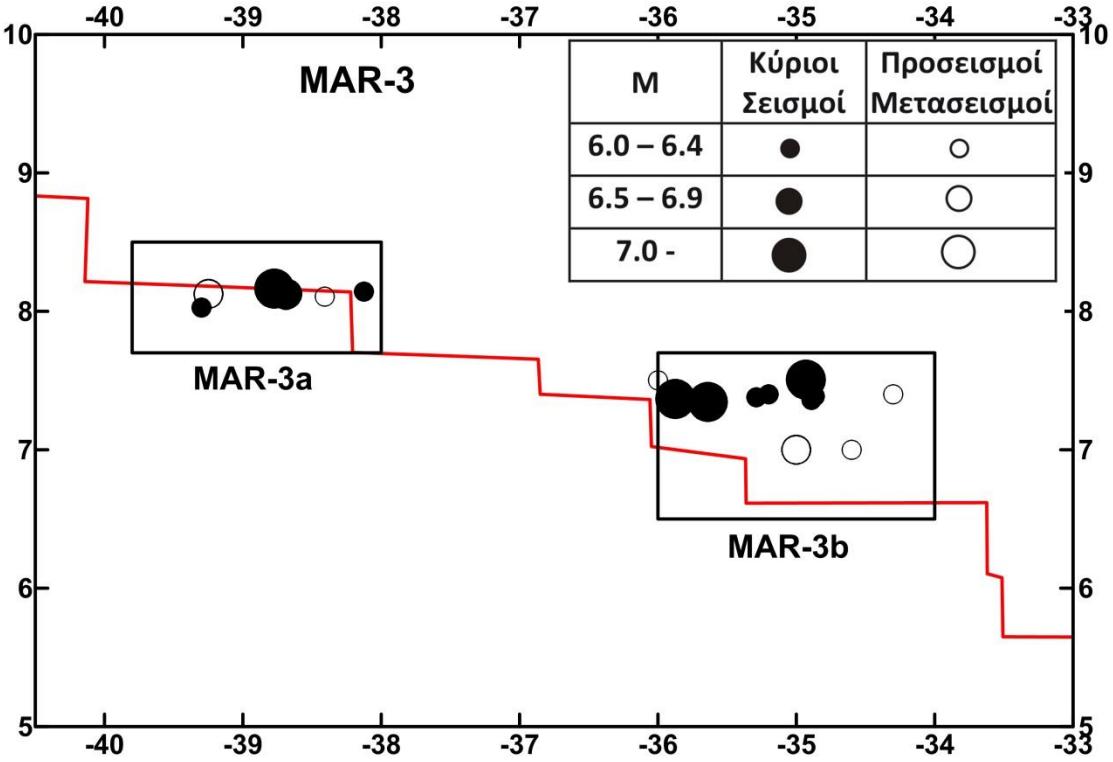
Στις δύο από τις τέσσερις σεισμικές ζώνες που μελετήθηκαν, έχουν γίνει ισχυροί σεισμοί μετά το 2014. Συγκεκριμένα, στη ζώνη MAR-2c έγινε σεισμός με μέγεθος 7.1 στις 29 Αυγούστου 2016 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=0.1 και λ=-17.6 ενώ στη ζώνη MAR-2d έγινε σεισμός με μέγεθος 6.6 στις 18 Αυγούστου 2017 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=-1.1 και λ=-13.7 (δεδομένα από CGMT).

Στην περιοχή MAR-3 ορίσθηκαν δύο ζώνες, οι MAR-3a και MAR-3b (*Σχήμα 6.9*), στις οποίες βρέθηκαν οι κύριοι σεισμοί μετά την απο-ομαδοποίηση, καθώς και οι σχετιζόμενοι με αυτούς προσεισμοί και μετασεισμοί. Στον *Πίνακα 6.3* δίνονται στοιχεία για τους σεισμούς κάθε σεισμικής ζώνης, οι οποίοι έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα. Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (*βλέπε Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς της ζώνης, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.9. *Το τμήμα MAR-3 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα) οι οποίες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: MAR-3a και MAR-3b. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.3 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις δύο σεισμικές ζώνες MAR-3a και MAR-3b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-3a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1947	0424	19:35:15	8.119	-38.689	6.9	MS 6.9
1951	0810	05:32:31	8.900	-39.800	6.1	
1958	0925	07:20:05	8.027	-39.299	6.4	MS 6.4
1979	0610	06:49:55	8.141	-38.124	6.1	MS 6.1
1984	1101	04:48:50	8.164	-38.773	7.0	MS 7.0
1988	0520	14:58:43	8.105	-38.408	6.0	
1991	0210	12:42:37	8.726	-39.857	6.0	
2007	0820	22:42:28	8.125	-39.248	6.5	
2008	0910	13:08:14	8.126	-38.680	6.6	MS 6.8

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.63±0.20	1.563±0.27	2026.5±7.1	6.6±0.	8.1 -38.7	0.59

MAR-3b

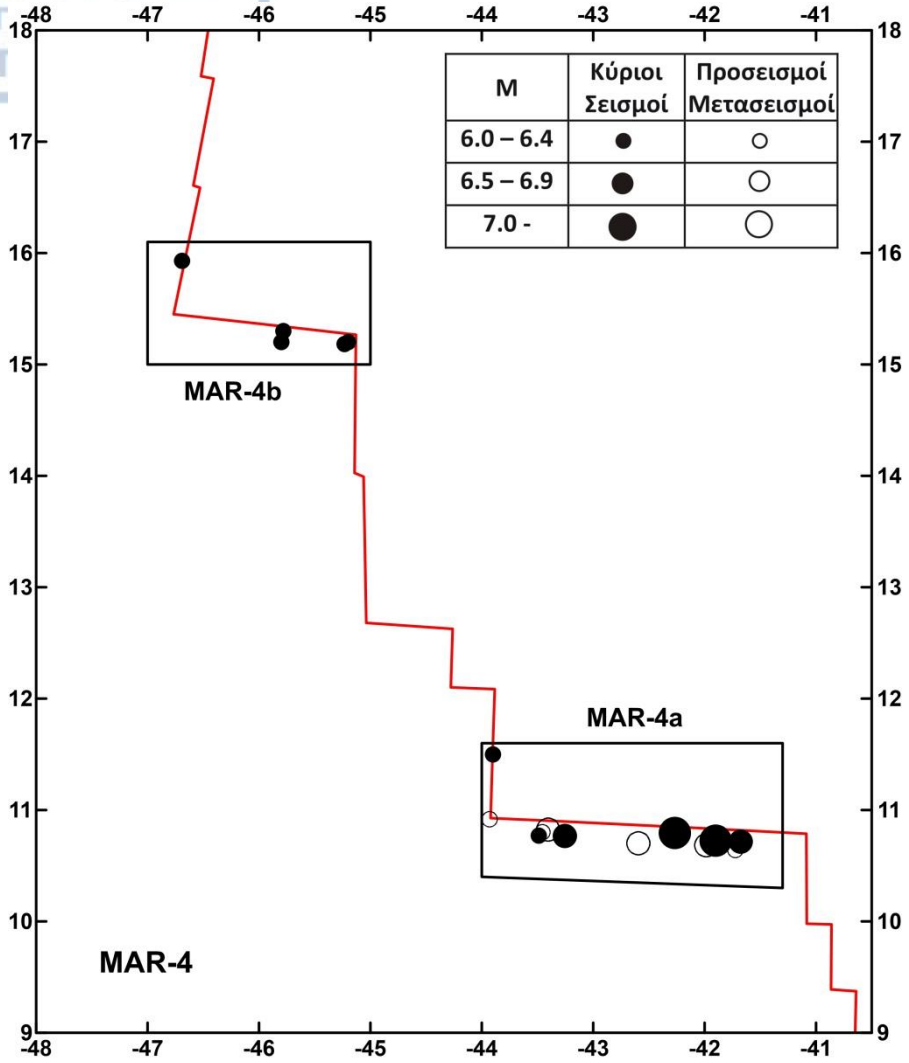
YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1918	0520	14:36:07	7.505	-34.932	7.4	MS 7.4
1934	0723	18:21:33	7.400	-35.200	6.1	MS 6.4
1937	0822	11:31:41	7.500	-36.000	6.1	
1939	1105	02:02:08	7.400	-34.300	6.1	
1941	0321	07:57:59	7.000	-35.000	6.5	
1942	1128	10:38:47	7.344	-35.640	7.2	MS 7.2
1945	0601	22:24:07	7.000	-34.600	6.1	
1963	0803	10:21:34	7.366	-35.876	7.0	MS 7.0
1977	0404	17:52:20	7.387	-34.867	6.1	MS 6.1
1990	0417	11:34:09	7.378	-35.289	6.1	MS 6.1
2008	0523	19:35:35	7.359	-34.891	6.4	MS 6.4

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.70±0.20	1.53±0.45	2020.4±6.3	6.7±0.5	7.4 -35.2	0.64

Η περιοχή MAR-4 περιλαμβάνει τις ζώνες MAR-4a και MAR-4b (*Σχήμα 6.10*). Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών μετά την από-ομαδοποίηση καθώς και αυτά των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων αυτών των σεισμών, που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα, δίνονται στον *Πίνακα 6.4*. Η διάκριση των κύριων σεισμών γίνεται με τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη ενώ δίπλα τους φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς της ζώνης, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.10 *Το τμήμα MAR-4 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα) οι οποίες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: MAR-4a και MAR-4b. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

***Πίνακας 6.4**. Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις δύο σεισμικές ζώνες MAR-4a και MAR-4b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης .*

MAR-4a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1925	1013	17:40:38	10.794	-42.266	7.4 MS 7.5
1927	0903	19:47:50	10.824	-43.405	6.8
1929	0222	20:41:51	10.684	-41.984	7.2
1954	0727	22:09;54	11.500	-43.900	6.2 MS 6.2
1962	0317	20:47;34	10.766	-43.255	6.9 MS 6.9
1979	0825	08;44;04	10.717	-41.677	6.7 MS 6.7
1985	0110	17:47;55	10.801	-43.456	6.0
1988	0323	15;50;18	10.771	-43.489	6.1 MS 6.1
1994	0125	07;12;45	10.640	-41.723	6.3
1996	0602	02;52;09	10.794	-42.272	6.9 MS 6.9
2004	0308	23:39;12	10.916	-43.931	6.0
2008	0208	09;38:13	10.725	-41.902	6.9 MS 7.0
2013	0624	22:04:13	10.701	-42.594	6.5

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.50±0.12	1.68±0.21	2023.0±3.8	6.6±0.3	10.9 -42.7	0.76

MAR-4b

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1930	0228	00:58:02	15.200	-45.800	6.1 MS 6.1
1940	0304	19:59:06	15.200	-45.200	6.1 MS 6.1
1965	0602	23:40:23	15.930	-46.690	6.0 MS 6.0
1969	0924	18:03:19	15.300	-45.780	6.3 MS 6.3
2013	0905	04:01:36	15.183	-45.232	6.0 MS 6.0

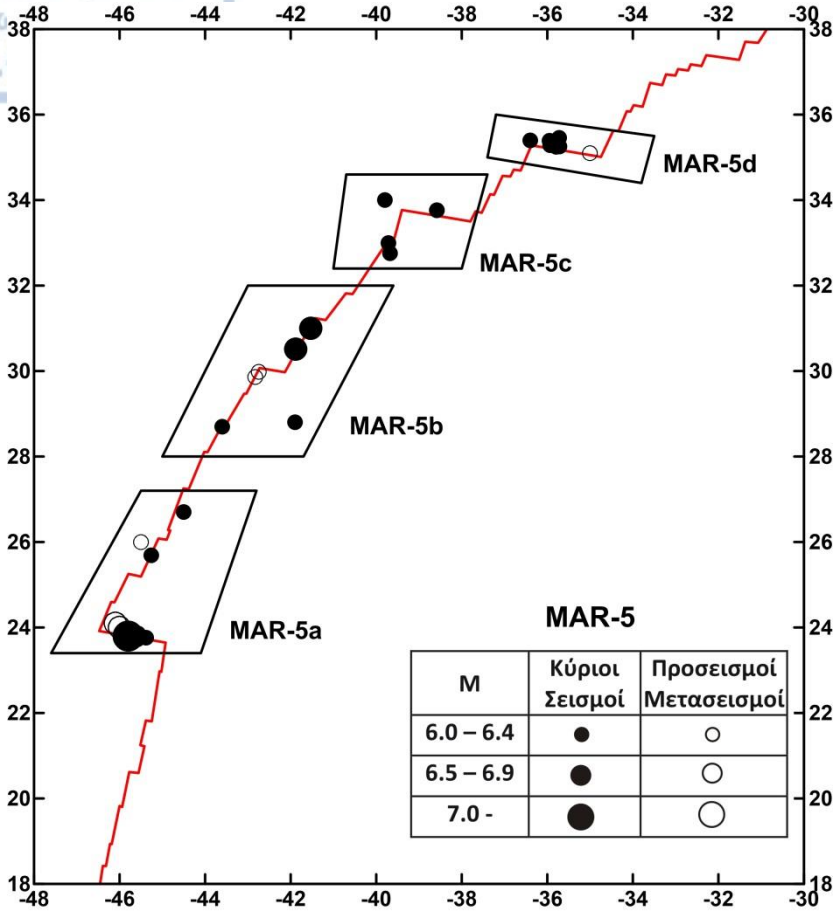
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.81±0.31	1.07±0.11	2028.4±16.4	6.1±0.1	15.4 -45.7	0.72

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Στην περιοχή MAR-5 ορίσθηκαν τέσσερις σεισμικές ζώνες, οι MAR-5a, MAR-5b, MAR-5c και MAR-5d, οι οποίες φαίνονται στο *Σχήμα 6.11*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μετά την από-ομαδοποίηση) καθώς και αυτά των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων αυτών των σεισμών, που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα, δίνονται στον *Πίνακα 6.5*. Η διάκριση των κύριων σεισμών γίνεται με τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη ενώ δίπλα τους φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς της ζώνης, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεω
Α.Π.



Σχήμα 6.11 *Το τμήμα MAR-5 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίστηκαν τέσσερις σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα) οι οποίες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: MAR-5a, MAR-5b, MAR-5c και MAR-5d. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

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

Πίνακας 6.5 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις τέσσερις σεισμικές ζώνες MAR-5a, MAR-5b, MAR-5c και MAR-5d. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-5a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1922	0109	05:09:39	23.801	-45.801	7.0	MS	7.1
1924	1014	05:00:06	24.000	-46.000	6.5		
1925	0812	06:58:33	24.000	-46.000	6.5		
1927	0306	01:33:30	26.000	-45.500	6.1		
1937	1213	22:58:48	26.700	-44.500	6.1	MS	6.1
1957	0205	04:51:26	25.688	-45.259	6.0	MS	6.0
1963	0519	21:35:51	23.724	-45.818	6.5	MS	6.5
1980	0326	20:43:36	23.859	-45.570	6.4	MS	6.4
1991	0610	17:35:49	23.765	-45.377	6.4	MS	6.4
2014	0727	01:28:37	23.724	-45.580	6.0	MS	6.0

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.72±0.18	1.31±0.13	2025.7±6.9	6.4±0.2	24.5 -45.4	0.65

MAR-5b

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1935	0206	01:53:55	28.800	-41.900	6.1	MS	6.1
1949	0128	08:18:04	28.700	-43.600	6.1	MS	6.3
1953	0709	21:23:52	29.981	-42.746	6.1		
1965	1116	15:24:44	31.000	-41.530	6.5	MS	6.5
1996	0602	02:48:47	30.516	-41.882	6.9	MS	6.9
1996	1209	11:28:53	29.857	-42.825	6.0		

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.98±0.10	1.41±0.27	2026.6±6.3	6.4±0.3	29.8 -42.2	0.62

MAR-5c

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat       Lon    M
1926 0107 14:31:06  34.000  -39.800 6.1 MS 6.1
1957 0305 12:24:39  32.760  -39.676 6.0 MS 6.2
1957 0925 05:50:59  33.758  -38.582 6.0
1979 0422 09:50:13  32.998  -39.718 6.0 MS 6.0
1995 0417 07:14:35  33.758  -38.580 6.1 MS 6.1
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.96±0.13	1.12±0.07	2022.0±7.1	6.1±0.1	33.4 -39.4	0.44

MAR-5d

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat       Lon    M
1932 1204 04:04:07  35.400  -36.400 6.1 MS 6.1
1959 0319 08:25:37  35.250  -35.791 6.1 MS 6.1
1982 0606 10:20:32  35.390  -35.947 6.3 MS 6.4
1989 0611 13:24:32  35.109  -35.000 6.0
1990 0814 15:13:29  35.459  -35.723 6.2 MS 6.2
2003 0402 03:43:11  35.258  -35.716 6.2 MS 6.2
2010 0525 10:09:06  35.283  -35.936 6.3 MS 6.3
```

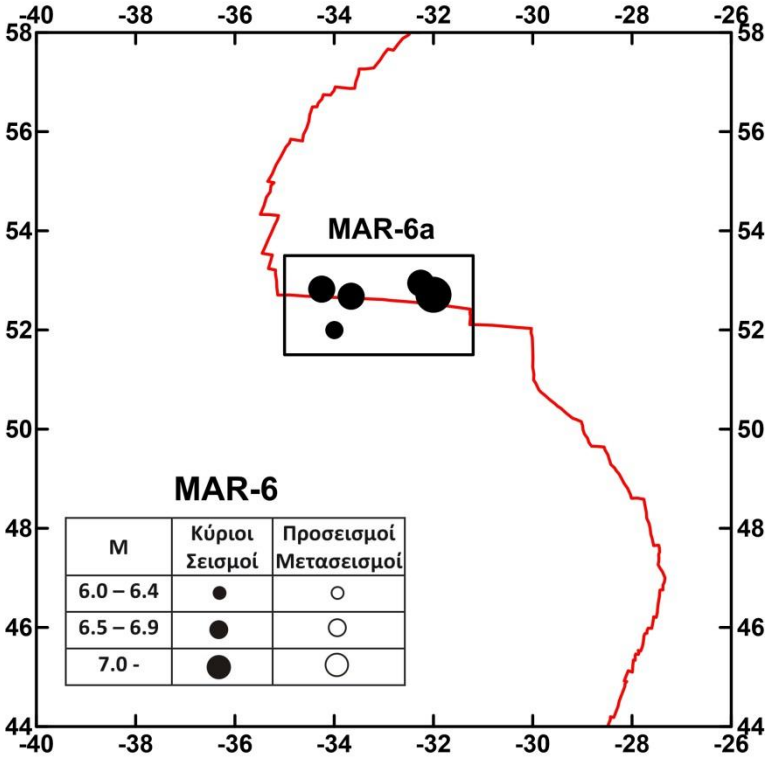
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.58±0.25	1.20±0.09	2023.2±9.6	6.2±0.1	35.3 -35.9	0.73

Στις δύο από τις τέσσερις σεισμικές ζώνες που μελετήθηκαν, έχουν γίνει ισχυροί σεισμοί μετά το 2014. Συγκεκριμένα, στη ζώνη MAR-5c έγινε σεισμός με μέγεθος 6.0 στις 30 Ιουνίου 2017 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=33.7 και λ=-38.6 ενώ στη ζώνη MAR-5d έγινε σεισμός με μέγεθος 6.2 στις 14 Φεβρουαρίου 2019 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=35.4 και λ=-36.1 (δεδομένα από ISC).

Επόμενη περιοχή μελέτης η MAR-6 στην οποία και ορίσθηκε μόνο μία σεισμική ζώνη, η MAR-6a, η οποία φαίνεται στο *Σχήμα 6.12*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μετά την από-ομαδοποίηση) καθώς και αυτά των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων αυτών των σεισμών, που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα, δίνονται στον *Πίνακα 6.6*. Η διάκριση των κύριων σεισμών γίνεται με τα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

γράμματα MS στην τελευταία στήλη ενώ δίπλα τους φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.12 *Το τμήμα MAR-6 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη (τετράπλευρο), η MAR-6a. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.6 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη σεισμική ζώνη MAR-6a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-6a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1923 0930 01:20:53  52.940  -32.255 6.6 MS 6.6
1941 0618 11:09:09  52.000  -34.000 6.2 MS 6.2
1954 1211 12:57:13  52.729  -32.012 6.3 MS 6.3
1967 0213 23:14:22  52.820  -34.250 6.8 MS 6.8
1974 1016 05:45:11  52.708  -31.998 7.1 MS 7.1
1998 0216 23:53:19  52.681  -33.662 6.7 MS 6.7
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.43±0.27	1.27±0.30	2010.0±5.1	6.6±0.4	52.6 -33.0	0.80

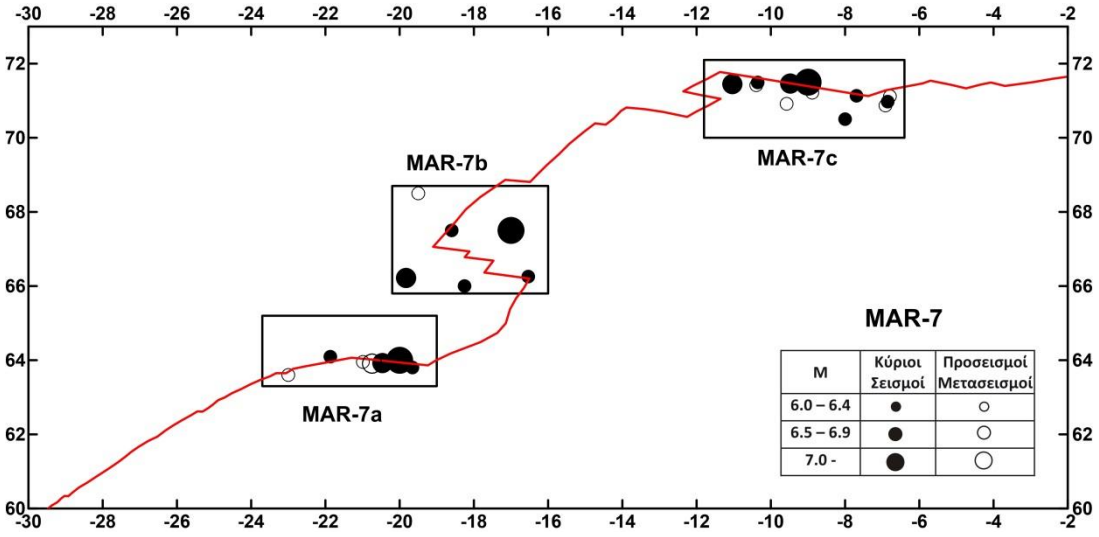
Στη ζώνη MAR-6a έγινε σεισμός με μέγεθος 7.1 στις 13 Φεβρουαρίου 2015 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=52.5 και λ=-32.0 (δεδομένα από ISC).

Βορειότερα, στην περιοχή MAR-7 ορίσθηκαν τρεις σεισμικές ζώνες, οι MAR-7a, MAR-7b και MAR-7c. Οι ζώνες αυτές φαίνονται στο *Σχήμα 6.13*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μετά την από-ομαδοποίηση) καθώς και αυτά των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων αυτών των σεισμών, που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα, δίνονται στον *Πίνακα 6.7*. Η διάκριση των κύριων σεισμών γίνεται με τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη ενώ δίπλα τους φαίνονται τα τελικά

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

μεγέθη των κύριων σεισμών, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς της ζώνης, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Στη ζώνη MAR-7c έγινε σεισμός με μέγεθος 6.8 στις 9 Νοεμβρίου 2018 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=71.8°Β και λ=-10.9°Δ (δεδομένα από ISC).



Σχήμα 6.13 *Το τμήμα MAR-7 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίσθηκαν τρεις σεισμικές ζώνες (τετράπλευρα) οι οποίες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: MAR-7a, MAR-7b και MAR-7c. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.7 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις τρεις σεισμικές ζώνες MAR-7a, MAR-7b και MAR-7c. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-7a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1912 0506 19:00:00  64.000  -20.000 7.2 MS 7.2
1929 0723 18:43:14  64.099  -21.864 6.3 MS 6.4
1933 0610 12:07:02  63.600  -23.000 6.1
1987 0525 11:31:54  63.800  -19.653 6.0 MS 6.0
2000 0617 15:40:41  63.922  -20.467 6.5 MS 6.7
2000 0621 00:51:47  63.905  -20.742 6.5
2008 0529 15:46:00  63.956  -20.987 6.2
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
1.15±0.30	1.35±0.30	2050.7±36.9	6.3±0.4	64.0 -20.5	0.20

MAR-7b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1910 0122 08:48:30  67.500  -17.000 7.2 MS 7.2
1921 0823 20:17:16  67.500  -18.600 6.2 MS 6.2
1934 0602 13:42:38  66.000  -18.250 6.2 MS 6.3
1936 1022 23:49:23  68.500  -19.500 6.0
1963 0328 00:15:50  66.217  -19.824 6.8 MS 6.8
1976 0113 13:29:15  66.253  -16.537 6.3 MS 6.3
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.73±0.26	1.37±0.23	1990.3±13.1	6.4±0.2	66.7 -18.0	0.52

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

MAR-7c

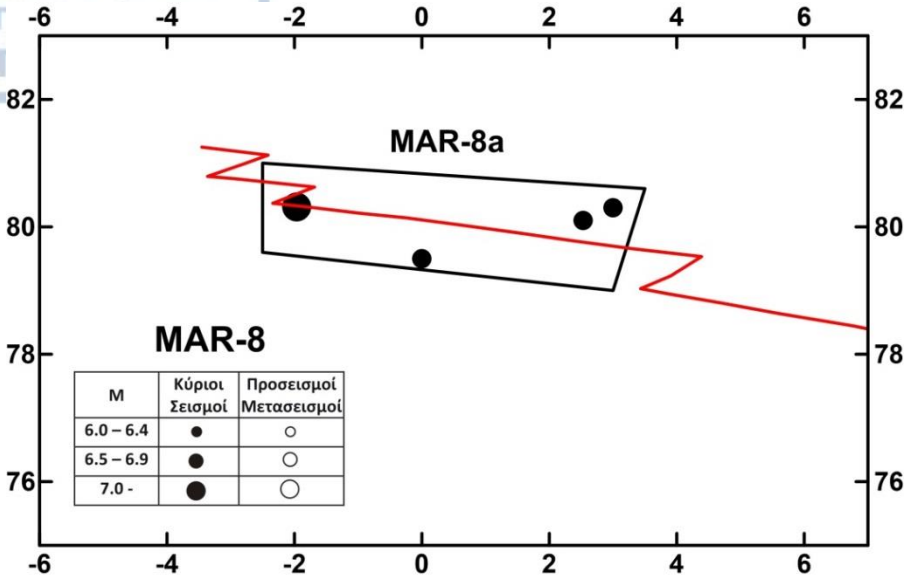
```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1922 0408 20:42:35  70.913   -9.575 6.4
1923 1010 07:11:23  71.463   -9.479 6.6 MS 6.7
1936 1026 23:05:40  70.500   -8.000 6.0 MS 6.0
1951 0506 16:10:52  71.500   -9.000 7.0 MS 7.0
1951 0606 16:10:56  71.217   -8.888 6.4
1952 1210 05:58:10  71.119   -6.789 6.0
1971 0323 09:26:28  70.972   -6.855 6.2 MS 6.2
1972 0908 11:34:42  71.420  -10.389 6.0
1975 0416 01:27:18  71.494  -10.355 6.3 MS 6.4
1988 1213 04:01:39  71.129   -7.694 6.0 MS 6.0
2011 0129 06:55:26  70.868   -6.908 6.2
2012 0830 13:43:25  71.446  -11.034 6.7 MS 6.7
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.78±0.24	1.46±0.28	2034.1±7.9	6.5±0.4	71.2 -8.9	0.61

Μία σεισμική ζώνη ορίσθηκε στην περιοχή MAR-8, η MAR-8a, η οποία φαίνεται στο *Σχήμα 6.14*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μετά την απο-ομαδοποίηση). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων αυτών των σεισμών, που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα, δίνονται στον *Πίνακα 6.8*. Η διάκριση των κύριων σεισμών γίνεται με τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη ενώ δίπλα τους φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.14 *Το τμήμα MAR-8 της Μεσο-Ατλαντικής Ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη (τετράπλευρο), η MAR-8a. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Πίνακας 6.8 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη σεισμική ζώνη MAR-8a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

MAR-8a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat       Lon    M
1936 0102 00:37:14  79.500     0.000 6.1 MS 6.1
1943 1108 06:59:18  80.300     3.000 6.1 MS 6.1
```

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

```
1998 0321 16:33:12  80.108    2.530 6.1 MS 6.1
2009 0306 10:50:30  80.314   -1.963 6.5 MS 6.5
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.75±0.45	1.19±0.23	2031.3±26.0	6.1±0.2	80.1 0.9	0.52

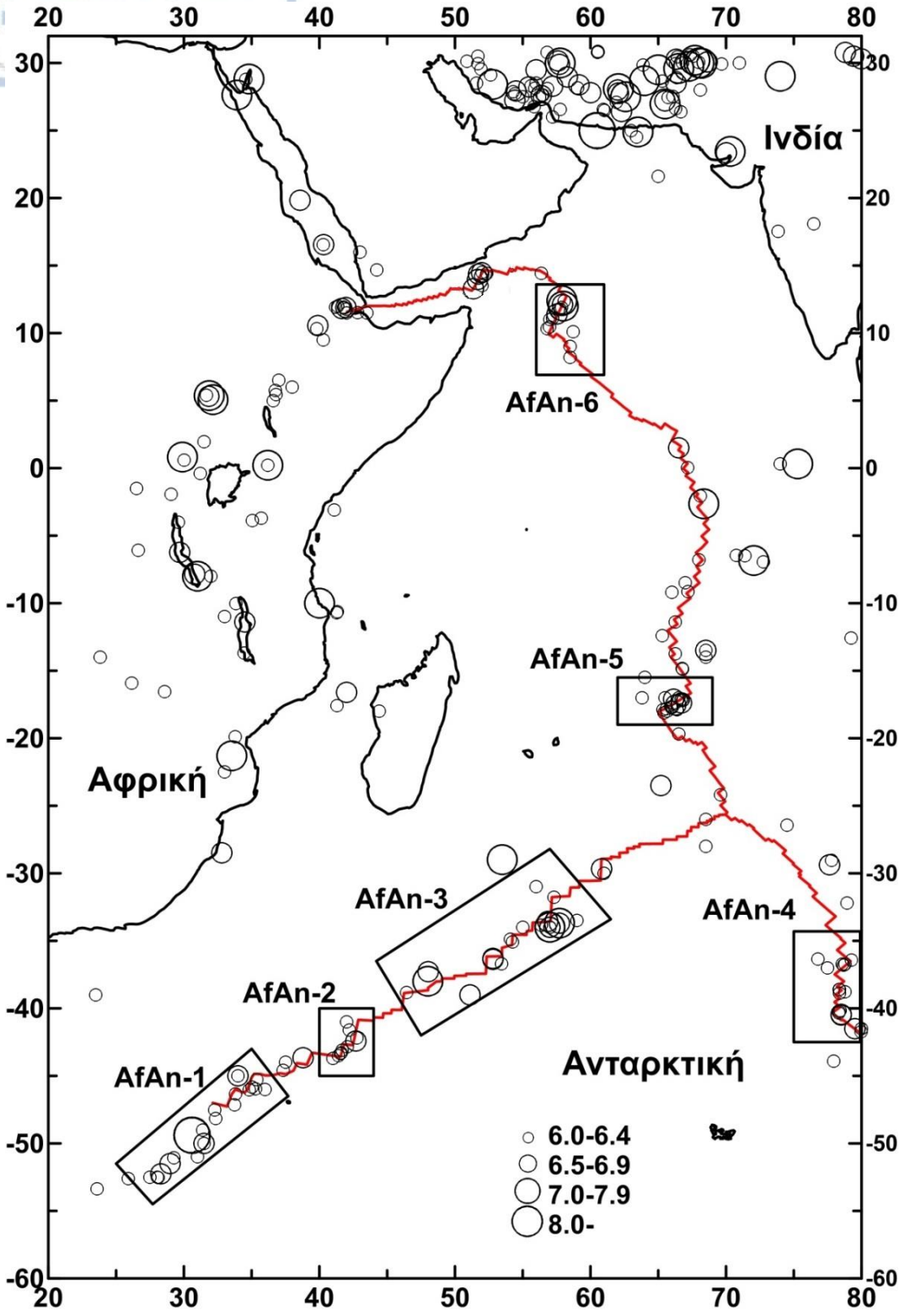
6.7.1.2 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στις μεσο-ωκεάνιες ράχες στον Ινδικό Ωκεανό

Στον Ινδικό Ωκεανό βρίσκονται τρεις μεσο-ωκεάνιες ράχες (Νοτιοδυτικού, Κεντρικού και Νοτιοανατολικού Ινδικού), μεταξύ των τεσσάρων λιθοσφαιρικών πλακών που υπάρχουν στην ευρύτερη περιοχή, δηλαδή, της Αφρικανικής (Σομαλίας), της Ανταρκτικής, της Αυστραλιανής και της Ινδικής. Στον χάρτη του *Σχήματος 6.15* φαίνονται οι μεσο-ωκεάνιες ράχες μαζί με τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1900-1919 με μεγέθη M≥7.0 και στο διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0. Φαίνονται, επίσης, τα έξι τμήματα των ράχεων (AfAn-1 ως AfAn-6), που παρουσιάζονται λεπτομερέστερα σε επόμενα σχήματα, στα οποία μελετήθηκε η χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR.

Η πρώτη περιοχή που μελετήθηκε είναι η AfAn-1 (*Σχήμα 6.16*), στην οποία αναγνωρίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η AfAn1a και η AfAn1b. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτές τις σεισμικές ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.9*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

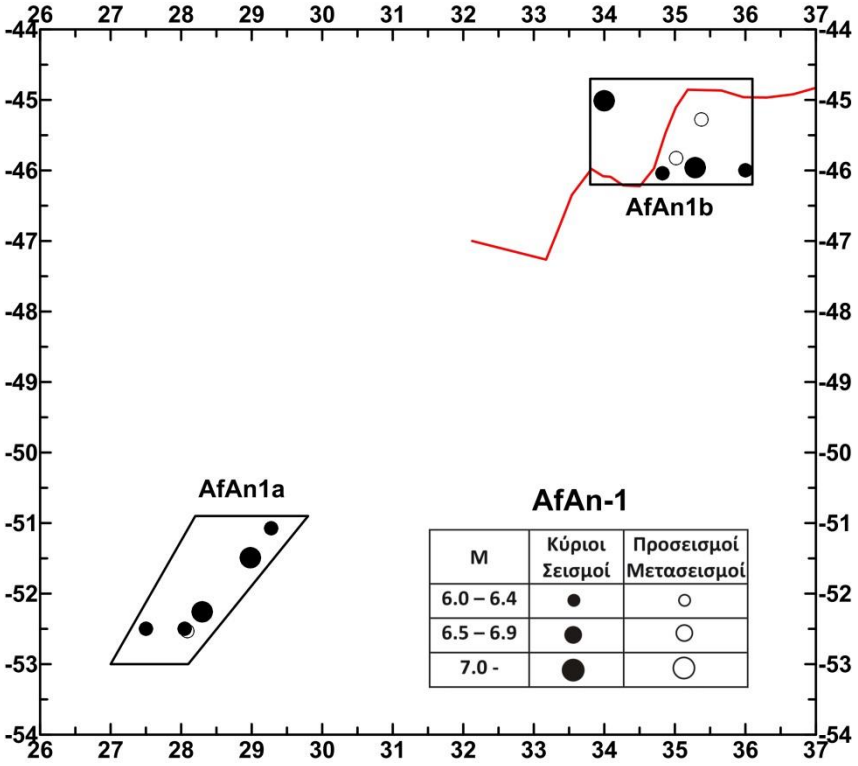


Σχήμα 6.15 *Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες (κόκκινες τεθλασμένες γραμμές) στην περιοχή του Ινδικού Ωκεανού, μεταξύ των ηπείρων της Αφρικής, Ανταρκτικής, Αυστραλίας και Ασίας. Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόστηκε στους σεισμούς των έξι τμημάτων των ράχεων αυτών (πολύγωνα AfAn-1 ως AfAn-6).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.16 *Το τμήμα AfAn-1 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανταρκτικής. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η AfAn1a και η AfAn1b. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.9 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις σεισμικές ζώνες AfAn1a και AfAn1b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

AfAn1a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M

1938 0421 01:15:14 -52.500   27.500 6.2 MS 6.2
1964 0105 23:46:11 -52.260   28.300 6.8 MS 6.8
1980 1111 10:36:57 -51.491   28.979 6.8 MS 6.8
1982 0112 01:44:48 -52.531   28.089 6.2
1991 0311 21:15:56 -51.074   29.275 6.4 MS 6.4
2004 0928 15:29:52 -52.501   28.050 6.3 MS 6.3
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.42±0.12	1.52±0.24	2013.6±8.4	6.5±0.3	-52.0 28.4	0.85

AfAn1b

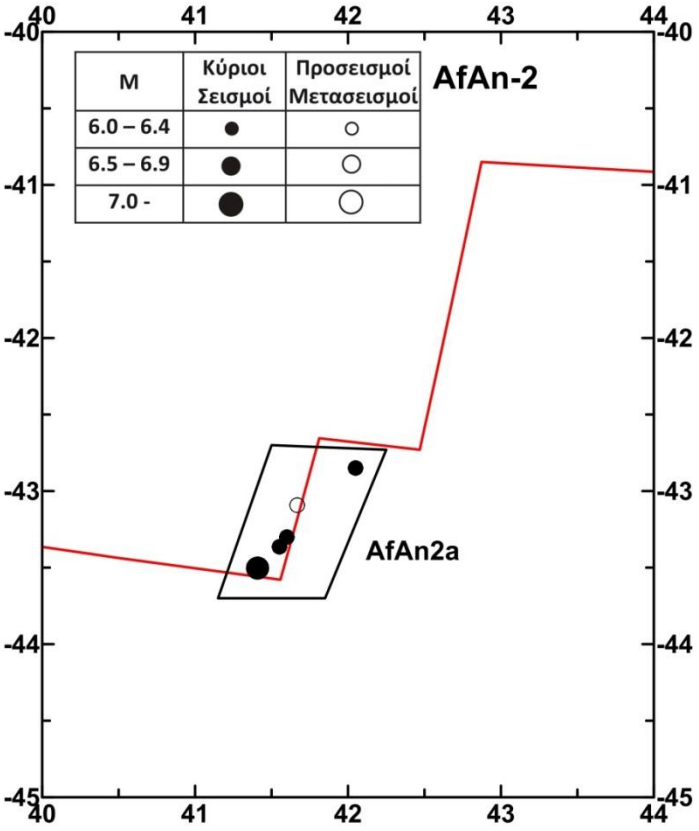
```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M

1924 0825 02:21:40 -45.000   34.000 6.8 MS 6.8
1926 0509 09:47:30 -45.000   34.000 6.1
1941 1005 07:04:38 -46.000   36.000 6.2 MS 6.2
2002 0317 19:33:33 -45.279   35.377 6.0
2003 0127 17:56:26 -45.960   35.290 6.3 MS 6.5
2009 0604 17:25:24 -45.826   35.018 6.0
2013 0722 07:01:42 -46.041   34.825 6.2 MS 6.2
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.82±0.43	1.31±0.10	2034.6±32.2	6.3±0.1	-45.8 35.0	0.34

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Η δεύτερη περιοχή που μελετήθηκε είναι η AfAn-2, στην οποία αναγνωρίστηκε μία σεισμική ζώνη, η AfAn2a (*Σχήμα 6.17*). Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτήν την σεισμική ζώνη δίνονται στον *Πίνακα 6.10*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).



Σχήμα 6.17 *Το τμήμα AfAn-2 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανταρκτικής. Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη, η AfAn2a. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.10 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη ζώνη AfAn2a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών της σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

AfAn2a

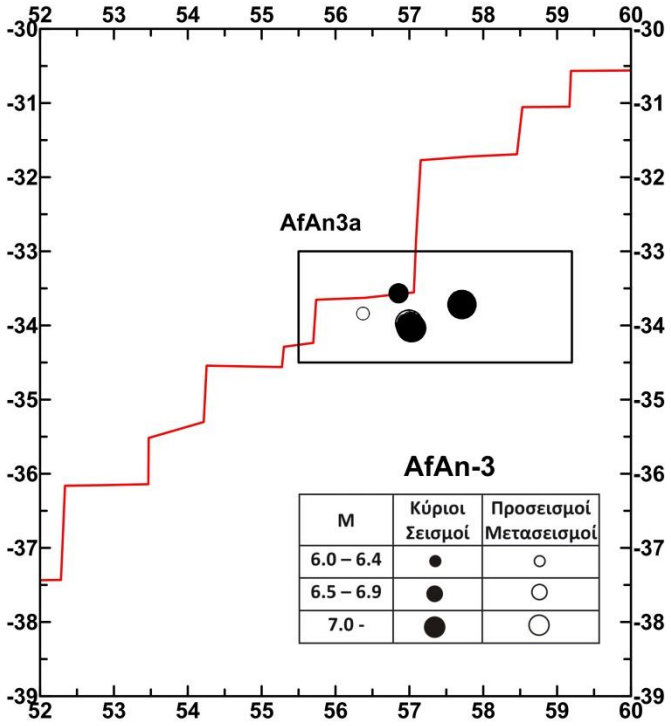
```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1950 0211 01:22:06 -43.300   41.600 6.2 MS 6.2
1958 0708 22:48:36 -42.850   42.050 6.1 MS 6.1
1979 0218 05:23:52 -43.504   41.409 6.4 MS 6.5
1986 1014 13:07:19 -43.093   41.667 6.1
1998 0521 22:31:27 -43.364   41.552 6.3 MS 6.3
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.70±0.18	1.31±0.14	2015.3±6.6	6.3±0.2	-43.3 41.7	0.61

Στη σεισμική ζώνη AfAn2a έγινε ισχυρός σεισμός (M=6.6) στις 22 Ιανουαρίου 2019 με συντεταγμένες επικέντρου -43.0°, 42.2°.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Βορειότερα από την προηγούμενη περιοχή, στο τμήμα AfAn-3 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της πλάκας της Ανταρκτικής (ράχη Νοτιοδυτικού Ινδικού) ορίσθηκε η σεισμική ζώνη AfAn3a, η οποία φαίνεται στο χάρτη του *Σχήματος 6.18*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (άσπροι κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτήν την σεισμική ζώνη δίνονται στον *Πίνακα 6.11*.



Σχήμα 6.18 *Το τμήμα AfAn-3 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανταρκτικής. Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη, η AfAn3a. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

προγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.11 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη ζώνη AfAn3a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών της σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

AfAn3a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1925	0411	10:41:54	-34.000	57.000	7.0 MS 7.5
1925	0503	22:58:54	-34.000	57.000	7.0
1925	0519	05:23:35	-34.000	57.000	6.8
1925	0528	05:55:10	-34.000	57.000	6.5
1925	0707	08:14:00	-34.000	57.000	6.1
1925	1012	05:44:30	-34.000	57.000	6.2
1926	0321	12:05:48	-34.000	57.000	6.1
1926	0531	13:35:38	-34.000	57.000	6.5
1926	0902	01:21:40	-34.000	57.000	7.0
1926	1202	08:13:34	-34.000	57.000	6.2
1927	0321	15:05:24	-34.000	57.000	6.5
1927	0411	22:03:40	-34.000	57.000	6.1
1927	0416	09:11:10	-34.000	57.000	6.2
1927	0910	16:28:06	-34.000	57.000	6.2
1927	1019	13:48:38	-34.000	57.000	6.1
1927	1108	03:10:18	-34.000	57.000	6.5
1928	0130	03:15:12	-34.000	57.000	6.5
1928	0327	19:06:42	-34.000	57.000	6.2
1928	0808	02:15:03	-34.000	57.000	6.1

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

```
1928 1111 22:40:46 -34.000   57.000 6.2
1929 0108 07:23:20 -34.000   57.000 6.2
1929 0409 03:52:39 -34.000   57.000 6.2
1929 0606 14:18:48 -34.000   57.000 6.1
1929 0910 20:22:34 -34.000   57.000 6.2
1930 0117 11:10:21 -34.000   57.000 6.1
1930 0427 14:26:24 -33.500   59.000 6.2
1933 0117 18:47:45 -34.000   57.000 6.1
1933 0121 19:21:14 -34.000   57.000 7.0
1933 0813 09:28:04 -34.000   57.000 6.2
1949 1007 12:02:20 -33.700   57.700 6.8
1951 1208 04:14:17 -33.700   57.700 7.5 MS 7.5
1957 0615 00:44:17 -33.840   56.370 6.2
1974 0619 02:55:21 -33.565   56.852 6.6 MS 6.6
```

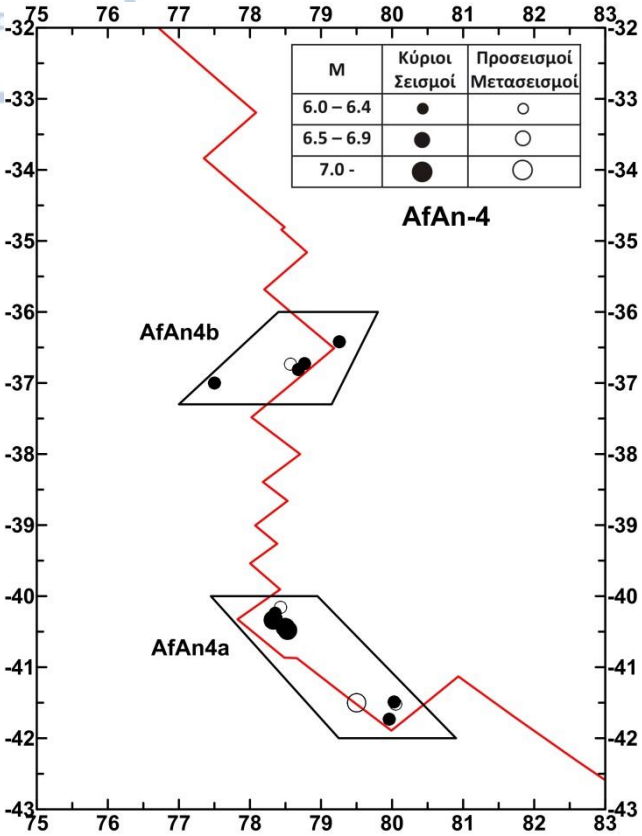
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.32±0.09	1.96±0.47	1983.2±2.9	6.9±0.6	-33.8 57.2	0.77

Παρά το γεγονός ότι μετά την από-ομαδοποίηση αναγνωρίστηκαν μόνο τρεις κύριοι σεισμοί σε αυτήν τη ζώνη, ο λόγος για τον οποίο μελετήθηκε είναι το μεγάλο μέγεθος αυτών των σεισμών. Στις 24 Σεπτεμβρίου 2019 έγινε σεισμός μέσα σε αυτήν τη σεισμική ζώνη, με μέγεθος M=6.0 και συντεταγμένες επικέντρου: -33.8^o, 56.3^o (δεδομένα από ISC).

Η τέταρτη περιοχή που μελετήθηκε αφορά τμήμα (AfAn-4) της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας (τμήμα της Νοτιοανατολικής ράχης του Ινδικού όπως αναφέρεται σε προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας διατριβής). Αναγνωρίστηκαν εδώ δύο σεισμικές ζώνες (AfAn4a, AfAn4b), οι οποίες φαίνονται στον χάρτη του *Σχήματος 6.19*, μαζί με τα επίκεντρα των κύριων σεισμών και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι, αντίστοιχα). Πληροφορές για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών των δύο σεισμικών ζωνών δίνονται στον *Πίνακα 6.12*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.19 *Το τμήμα AfAn-4 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η AfAn4a και η AfAn4b. Φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

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

Πίνακας 6.12 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στις σεισμικές ζώνες AfAn4a και AfAn4b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης (βλέπε εξήγηση στο κείμενο).*

AfAn4a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1924	1211	17:28:24	-41.500	80.000	6.2 MS 6.4
1928	0531	23:23:54	-41.500	80.000	6.2
1940	0220	12:54:20	-40.500	78.500	6.5 MS 6.7
1945	0418	13:04:34	-41.500	79.500	6.5
1975	0714	23:27:55	-40.442	78.498	6.5 MS 6.5
1990	0818	13:55:07	-40.243	78.355	6.2 MS 6.2
2001	0115	05:52:15	-40.338	78.330	6.4 MS 6.5
2006	0306	18:13:07	-40.158	78.430	6.1
2014	1103	08:48:29	-41.731	79.960	6.3 MS 6.3

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.67±0.14	1.41±0.14	2030.6±8.0	6.4±0.2	-40.8 78.9	0.60

AfAn4b

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1929	1005	02:34:35	-37.000	77.500	6.1 MS 6.1
1959	0711	12:01:44	-36.810	78.680	6.4 MS 6.4
1979	0320	13:00:06	-36.727	78.768	6.1 MS 6.1
2002	0514	16:56:11	-36.419	79.258	6.1 MS 6.3
2006	0507	14:17:35	-36.734	78.571	6.1

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.91±0.14	1.24±0.09	2030.0±7.9	6.2±0.1	-36.7 78.6	0.50

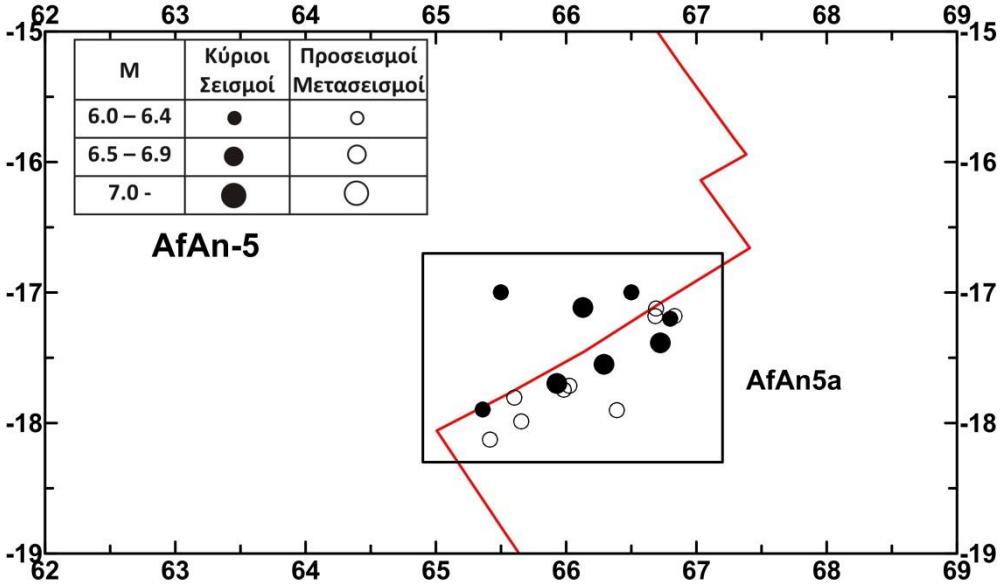
Στις 6 Μαρτίου 2015 έγινε σεισμός με μέγεθος M=6.0 στη σεισμική ζώνη AfAn4a με γεωγραφικές συντεταγμένες επικέντρου -41.3ο, 80.6ο, ενώ στη ζώνη AfAn4b

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

έγινε σεισμός με μέγεθος M=6.0 στις 13 Αυγούστου 2015 με συντεταγμένες επικέντρου -37.0°, 77.9° (δεδομένα από ISC).

Στο τμήμα AfAn-5 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ της λιθοφαιρικής πλάκας της Σομαλίας (ανατολικό τμήμα της Αφρικανικής λιθόσφαιρικής πλάκας) και της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αυστραλίας (τμήμα που σε προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας εργασίας αναφέρεται ότι ανήκει στη μεσο-ωκεάνια ράχη του Κεντρικού Ινδικού) ορίσθηκε η σεισμική ζώνη AfAn5a (*Σχήμα 6.20*) καθώς και οι κύριοι σεισμοί που έγιναν μέσα σε αυτήν μετά το 1900. Τα επίκεντρα αυτών των σεισμών παριστάνονται με μαύρους κύκλους ενώ με άσπρους κύκλους φαίνονται τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών.



Σχήμα 6.20 *Το τμήμα AfAn-5 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Σομαλίας (ανατολικό τμήμα της Αφρικανικής λιθόσφαιρας) και της Αυστραλίας. Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη, η AfAn5a. Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτήν την σεισμική ζώνη δίνονται στον *Πίνακα 6.13*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενε (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.13 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη σεισμική ζώνη AfAn5a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

AfAn5a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M	
1932	0318	05:16:26	-17.000	65.500	6.1	MS 6.1
1936	0321	01:52:11	-17.000	66.500	6.2	MS 6.2
1955	0204	07:21:49	-17.200	66.800	6.4	MS 6.4
1976	0619	15:00:46	-17.896	65.360	6.4	MS 6.4
1980	0414	19:11:54	-17.182	66.832	6.1	
1981	1107	09:42:53	-17.386	66.723	6.5	MS 6.7
1983	0812	11:14:55	-17.745	65.981	6.0	
1984	0917	06:41:43	-17.988	65.656	6.2	
1988	0811	13:29:20	-18.127	65.416	6.1	

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

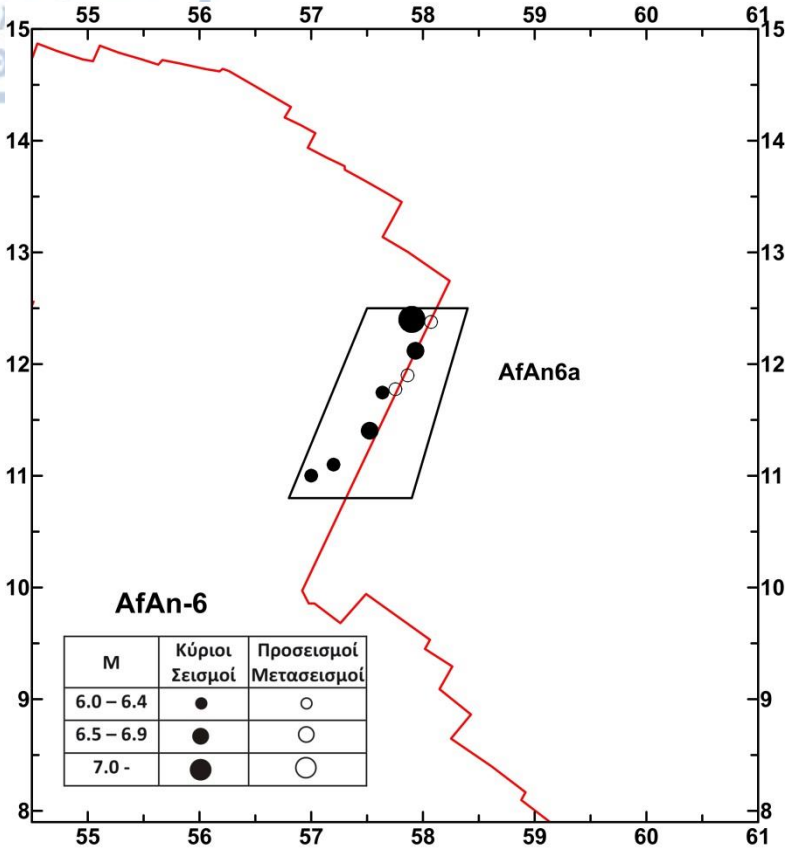

```
1991 1105 21:16:15 -17.116   66.128 6.5 MS 6.7
1995 0917 17:09:20 -17.122   66.690 6.4
2000 0407 19:08:31 -17.698   65.930 6.2 MS 6.5
2003 0528 16:15:18 -17.715   66.025 6.2
2004 0226 20:32:21 -17.901   66.388 6.1
2009 1012 03:15:47 -17.182   66.685 6.1
2010 0816 03:30:54 -17.807   65.602 6.3
2012 0726 05:33:33 -17.550   66.290 6.6 MS 6.7
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.38±0.23	1.51±0.18	2023.6±6.9	6.4±0.2	-17.4 66.2	0.85

Στη ζώνη AfAn5a έγιναν πρόσφατα δύο ισχυροί σεισμοί: (α) 19 Ιουλίου 2017, M=6.0, φ=-17.4^o, λ=66.6^o, (β) 1 Απριλίου 2019, M=6.0, φ=-17.8^o, 65.2^o (δεδομένα από ISC).

Στο τμήμα AfAn-6 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Σομαλίας και της Ινδίας ορίστηκε η σεισμική ζώνη AfAn6a, η οποία φαίνεται στο *Σχήμα 6.21*. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών που έγιναν στη ζώνη μετά το 1900, καθώς και τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι, αντίστοιχα). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτήν την σεισμική ζώνη δίνονται στον *Πίνακα 6.14*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

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



Σχήμα 6.21 *Το τμήμα AfAn-6 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Σομαλίας (ανατολικό τμήμα της Αφρικανικής λιθόσφαιρας) και της Ινδίας. Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη, η AfAn6a. Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014 με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0, αντίστοιχα.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.14 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥7.0 και M≥6.0 που έγιναν στα χρονικά διαστήματα 1900-1919 και 1920-2014, αντίστοιχα, στη σεισμική ζώνη AfAn6a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης .*

AfAn6a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M
1932	0212	00:58:17	11.000	57.000	6.1 MS 6.1
1946	1117	22:24:13	11.100	57.200	6.1 MS 6.1
1954	0331	18:25:45	12.400	57.900	7.1 MS 7.1
1980	0420	02:37:52	11.776	57.753	6.4
1983	0408	02:28:29	11.404	57.523	6.5 MS 6.7
1995	0526	03:11:17	12.118	57.933	6.5 MS 6.7
1996	0328	07:28:28	11.898	57.863	6.0
1996	1001	15:50:23	12.377	58.072	6.3
2014	0719	14:14:01	11.744	57.638	6.0 MS 6.0

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.75±0.15	1.46±0.40	2024.0±4.9	6.6±0.5	11.6 57.5	0.73

Στην σεισμική αυτή ζώνη έγινε σεισμός με μέγεθος M=6.3 στις 29 Απριλίου 2019 με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=10.9^o, λ=57.2^o.

6.7.1.3 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Ειρηνικού-Nazca

Στην περιοχή του ΝΑ Ειρηνικού Ωκεανού υπάρχει η μεσο-ωκεάνια ράχη που χωρίζει τις λιθοσφαιρικές πλάκες του Ειρηνικού και της Νάζκα. Στον χάρτη του *Σχήματος 6.22* φαίνεται αυτή η μεσο-ωκεάνια ράχη, καθώς επίσης και τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη M=6.0-6.9 (λευκοί κύκλοι) που έγιναν στην

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

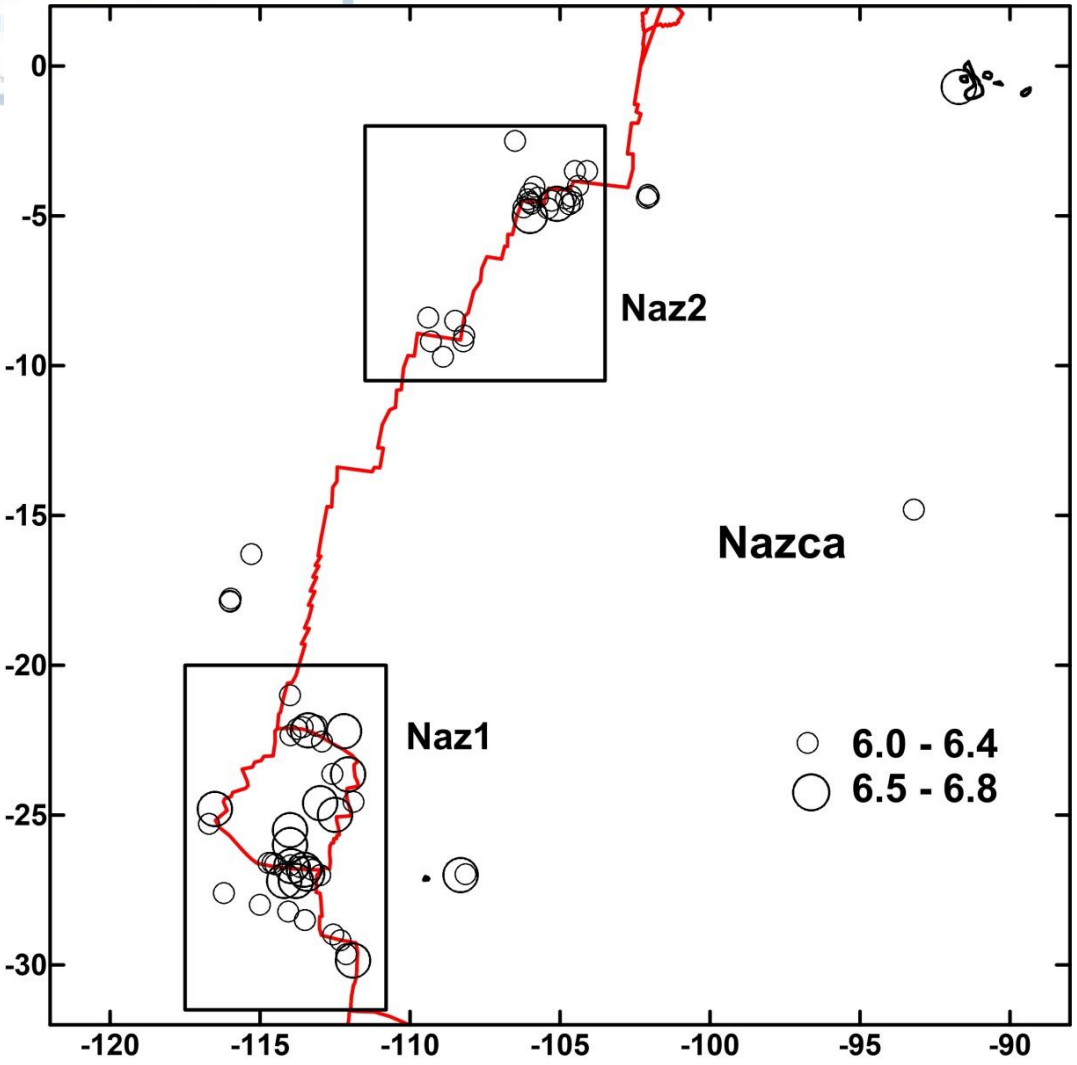
περιοχή μετά το 1920. Στον κατάλογο σεισμών της περιοχής δεν περιέχεται κανένας σεισμός με μέγεθος M≥7.0. Ορίσθηκαν δύο τμήματα της μεσο-ωκεάνιας ράχης, τα Naz1 και Naz2, στα οποία μελετήθηκε η χρονικά εξαρτώμενη σεισμικότητα με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR.

Το πρώτο τμήμα είναι το Naz1 (*Σχήμα 6.22*) στο οποίο καθορίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες, οι Naz1a και η Naz1b (*Σχήμα 6.23*). Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτές τις δύο σεισμικές ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.15*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).

Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

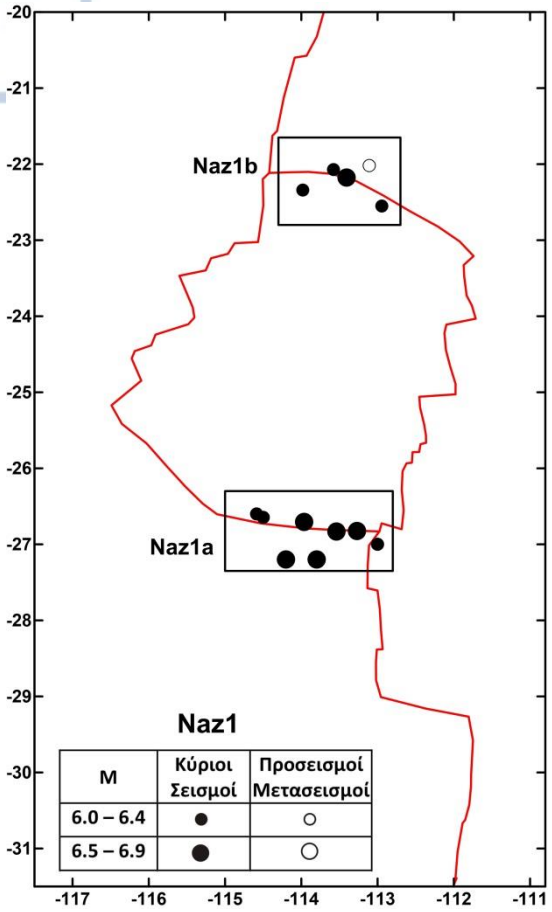
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 6.22 *Η μεσο-ωκεάνια ράχη (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) στην περιοχή του ΝΑ Ειρηνικού Ωκεανού, μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Ειρηνικού και Νάζκα. Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόστηκε στους σεισμούς των δύο τμημάτων της ράχης (πολύγωνα Naz1 και Naz2).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.23 *Το τμήμα Naz1 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Νάζκα. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η Naz1a και η Naz1b (τετράπλευρα). Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Πίνακας 6.15 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στις σεισμικές ζώνες Naz1a και Naz1b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.

Naz1a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1932 0105 01:54:02 -27.200 -114.200 6.5 MS 6.5
1944 0419 22:32:08 -27.000 -113.000 6.1 MS 6.3
1944 0422 03:35:45 -27.000 -113.000 6.1
1951 1230 22:17:52 -27.200 -113.800 6.5 MS 6.7
1951 1230 22:23:05 -27.200 -113.800 6.5
1960 0415 03:25:39 -26.960 -113.430 6.5
1963 0307 05:21:57 -26.830 -113.540 6.8 MS 6.9
1969 0422 06:31:55 -26.680 -113.990 6.0
1978 0226 09:16:52 -26.600 -114.586 6.0 MS 6.0
1988 0505 10:04:14 -26.823 -113.269 6.3 MS 6.5
1988 0505 22:32:48 -26.730 -113.672 6.1
1990 0226 19:06:36 -26.603 -114.726 6.0
2004 1128 02:35:09 -26.705 -113.963 6.5 MS 6.5
2014 0906 06:53:11 -26.647 -114.500 6.1 MS 6.1
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.58±0.13	1.43±0.23	2023.4±2.7	6.5±0.3	-26.4 -113.9	0.77

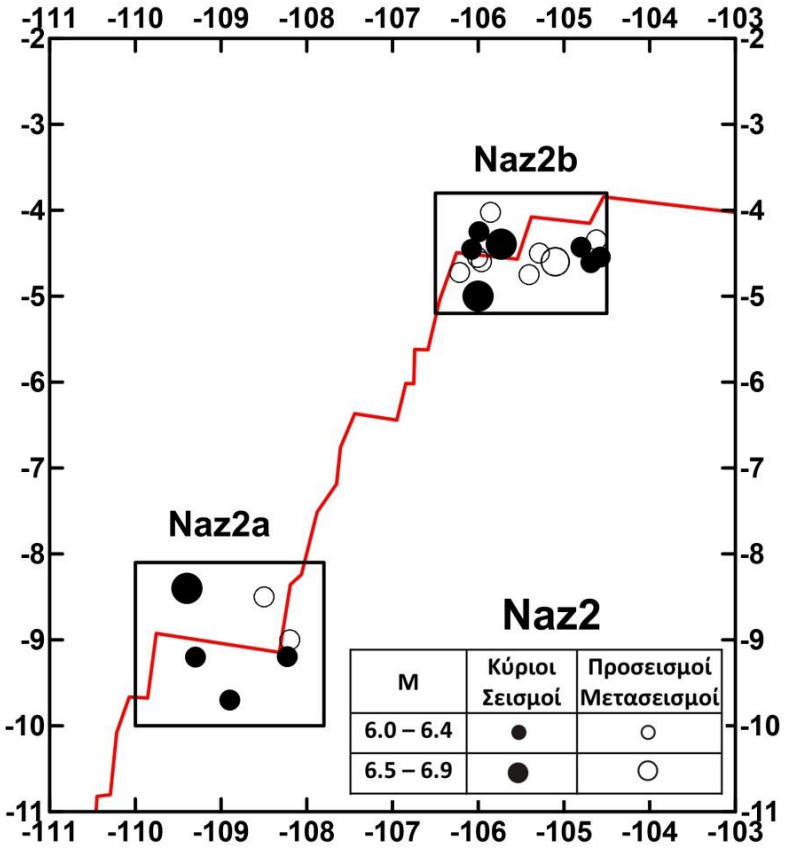
Naz1b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1965 1103 18:21:08 -22.340 -113.980 6.1 MS 6.1
1974 0622 08:12:53 -22.071 -113.579 6.2 MS 6.2
1991 0214 23:31:21 -22.551 -112.943 6.0 MS 6.0
1996 0905 08:14:19 -22.175 -113.408 6.8 MS 6.8
1996 0905 09:46:59 -22.017 -113.110 6.2
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.72±0.22	1.36±0.34	2016.8±4.9	6.3±0.4	-22.3 -113.5	0.65

Το δεύτερο τμήμα αυτής της μεσο-ωκεάνιας ράχης που μελετήθηκε είναι το Naz2 (*Σχήμα 6.24*) στο οποίο καθορίστηκαν επίσης δύο σεισμικές ζώνες, οι Naz2a και η Naz2b (τετράπλευρα). Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτές τις δύο σεισμικές ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.16*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που

περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w *των Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.24 *Το τμήμα Naz2 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Nazca. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η Naz2a και η Naz2b (τετράπλευρα). Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.16 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στις σεισμικές ζώνες Naz2a και Naz2b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

Naz2a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1936	0305	06:05:56	-9.200	-109.300	6.1	MS	6.3
1939	0723	15:07:27	-8.500	-108.500	6.1		
1948	0114	02:25:28	-9.700	-108.900	6.2	MS	6.2
1955	0428	00:35:48	-9.000	-108.200	6.1		
1956	0612	08:54:07	-8.400	-109.400	6.4	MS	6.5
2008	1030	15:15:40	-9.193	-108.226	6.0	MS	6.0

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.74±0.27	1.22±0.16	2020.6±22.9	6.3±0.2	-9.1 -109.0	0.65

Naz2b

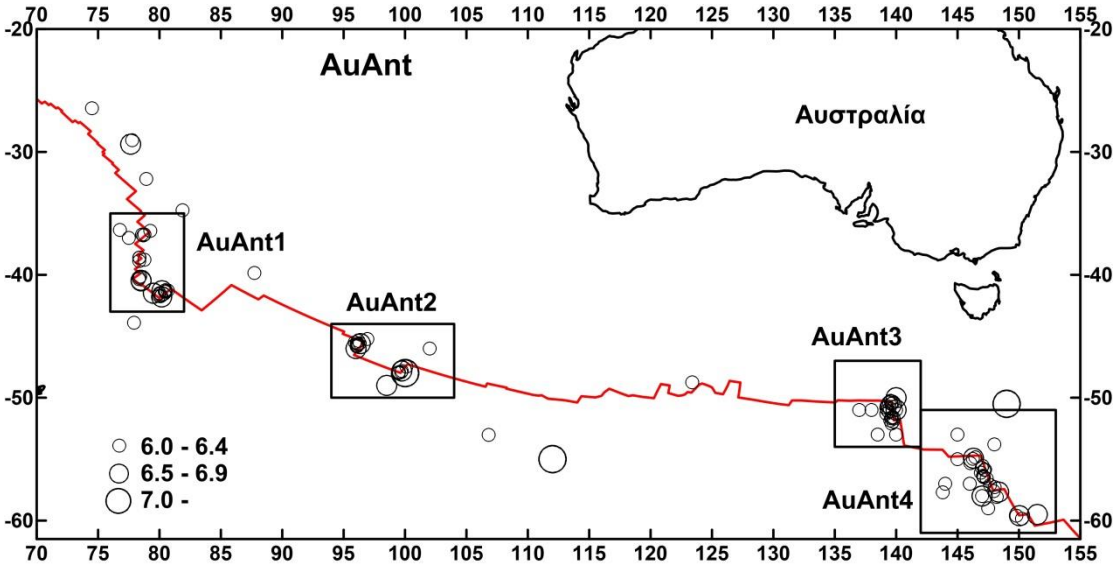
YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1950	0418	14:31:42	-5.000	-106.000	6.5	MS	6.7
1950	0916	00:55:31	-4.600	-105.100	6.5		
1958	0410	23:12:57	-4.250	-105.990	6.1	MS	6.3
1958	0712	00:48:31	-4.600	-105.960	6.1		
1978	0912	06:00:39	-4.456	-106.077	6.0	MS	6.0
1984	0301	19:21:24	-4.723	-106.219	6.0		
1986	0322	16:56:51	-4.428	-104.802	6.1	MS	6.4
1989	0119	03:17:48	-4.027	-105.859	6.0		
1995	1230	03:26:11	-4.346	-104.622	6.1		
1997	0815	07:37:49	-4.396	-105.734	6.2	MS	6.5
2002	0617	13:25:57	-4.502	-105.286	6.0		
2003	0906	02:08:14	-4.549	-106.005	6.0		
2006	1119	18:57:33	-4.611	-104.684	6.0	MS	6.2
2007	0804	14:24:52	-4.750	-105.406	6.0		
2013	0911	12:44:13	-4.547	-104.578	6.1	MS	6.1

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

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.62±0.25	1.23±0.13	2023.2±5.5	6.3±0.2	-4.5 -105.4	0.69

6.7.1.4 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών Αυστραλίας-Ανταρκτικής

Στην περιοχή του νότιου Ινδικού Ωκεανού υπάρχει η μεσο-ωκεάνια ράχη που χωρίζει τις λιθοσφαιρικές πλάκες της Αυστραλίας και της Ανταρκτικής (η οποία αναφέρεται στα προηγούμενα κεφάλαια της παρούσας εργασίας ως μεσο-ωκεάνια ράχη του Νοτιοανατολικού Ινδικού). Στον χάρτη του *Σχήματος 6.25* φαίνεται αυτή η μεσο-ωκεάνια ράχη (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή), καθώς επίσης και τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη M=6.0-7.0 (λευκοί κύκλοι) που έγιναν στην περιοχή μετά το 1920. Ορίσθηκαν τέσσερα τμήματα της ράχης, τα AuAnt1, AuAnt2, AuAnt3 και AuAnt4, στα οποία μελετήθηκε η χρονικά εξαρτώμενη σεισμικότητα με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR.

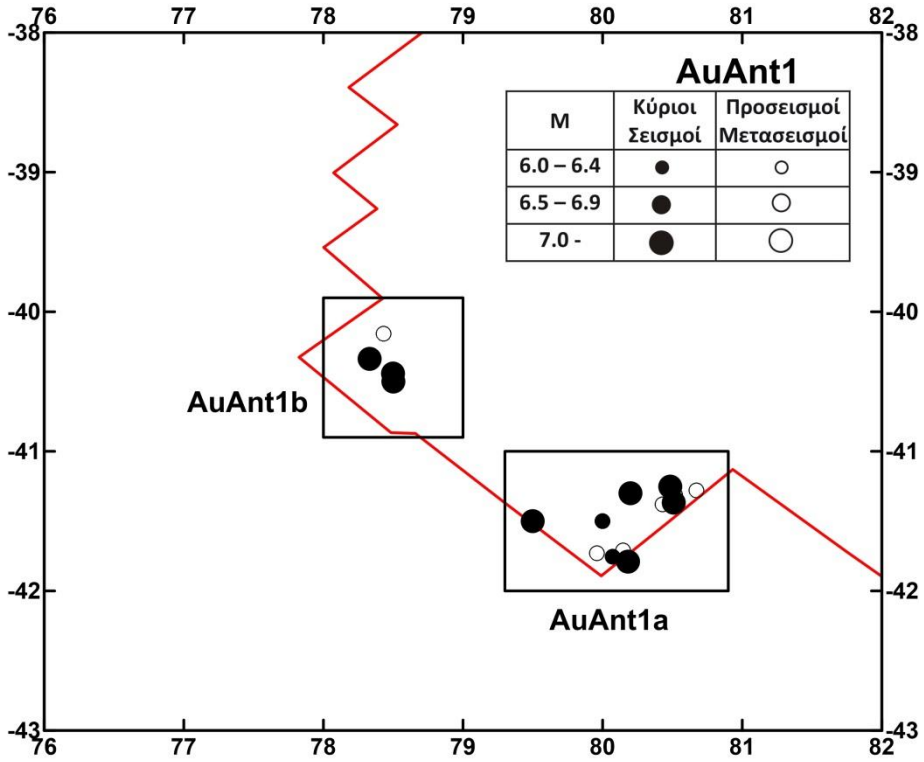


Σχήμα 6.25 *Η μεσο-ωκεάνια ράχη AuAnt (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) στην περιοχή του νότιου Ινδικού Ωκεανού, μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόστηκε στους σεισμούς τεσσάρων τμημάτων της ράχης (πολύγωνα AuAnt1 ως AuAnt4).*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Το πρώτο τμήμα είναι το AuAnt1 (*Σχήμα 6.26*) στο οποίο καθορίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες, οι AuAnt1a και η AuAnt1b. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτές τις δύο σεισμικές ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.17*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).



Σχήμα 6.26 *Το τμήμα AuAnt1 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η AuAnt1a και η AuAnt1b (τετράπλευρα). Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.17 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στις σεισμικές ζώνες AuAnt1a και AuAnt1b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης.*

AuAnt1a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1924 1211 17:28:24 -41.500   80.000 6.2 MS 6.4
1928 0531 23:23:54 -41.500   80.000 6.2
1945 0418 13:04:34 -41.500   79.500 6.5 MS 6.5
1954 1021 00:10:09 -41.300   80.200 6.6 MS 6.6
1976 1116 18:20:49 -41.756   80.072 6.2 MS 6.3
1977 0219 07:53:23 -41.313   80.520 6.0
1980 0821 12:07:22 -41.367   80.509 6.4 MS 6.5
1981 0625 19:51:22 -41.709   80.147 6.0
1996 0606 17:35:36 -41.280   80.672 6.2
1996 0819 06:24:12 -41.380   80.430 6.0
1997 0820 13:51:16 -41.791   80.182 6.5 MS 6.6
2008 0531 04:37:54 -41.253   80.485 6.4 MS 6.6
2014 1103 08:48:29 -41.731   79.960 6.3
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.58±0.20	1.35±0.08	2022.4±6.7	6.3±0.1	-41.5 80.1	0.78

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Σ' αυτήν τη σεισμική ζώνη έγινε σεισμός με μέγεθος M=6.0 στις 6 Μαρτίου 2015, συντεταγμένες επικέντρου ϕ=-41.3^o, λ=80.6^o (δεδομένα ISC).

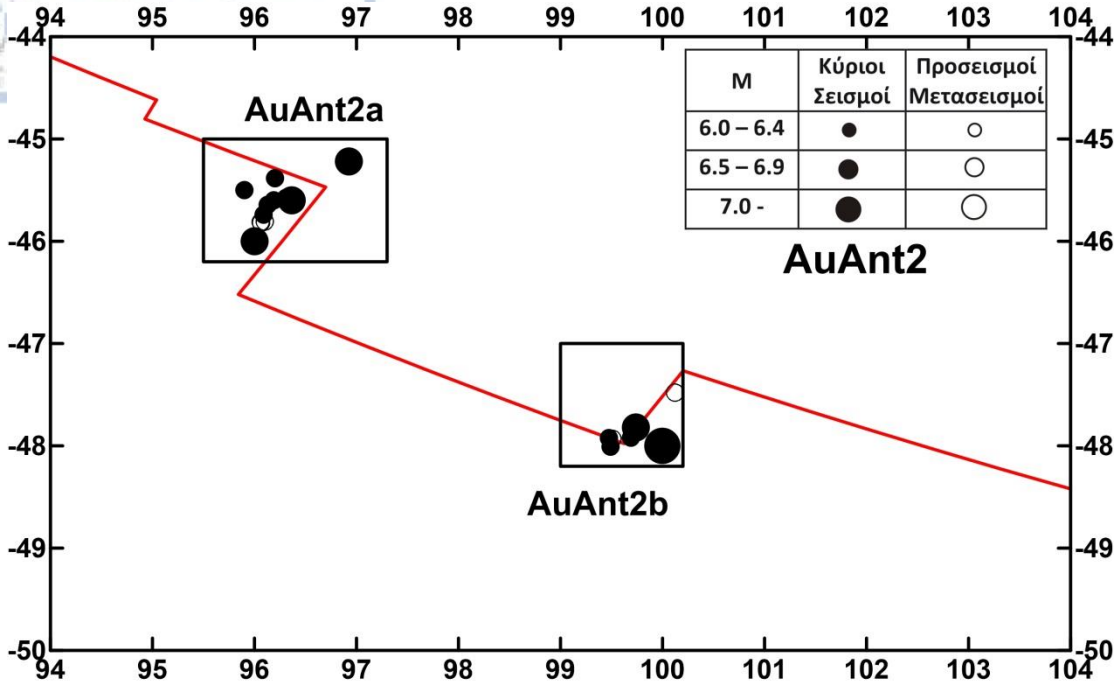
AuAnt1b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1940 0220 12:54:20 -40.500   78.500 6.5 MS 6.5
1975 0714 23:27:55 -40.442   78.498 6.5 MS 6.5
1990 0818 13:55:07 -40.243   78.355 6.2 MS 6.2
2001 0115 05:52:15 -40.338   78.330 6.4 MS 6.5
2006 0306 18:13:07 -40.158   78.430 6.1
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.77±0.19	1.28±0.12	2021.3±12.0	6.3±0.2	-40.4 78.4	0.56

Το δεύτερο τμήμα αυτής της μεσο-ωκεάνιας ράχης που μελετήθηκε είναι το AuAnt2 (*Σχήμα 6.27*) στο οποίο καθορίστηκαν επίσης δύο σεισμικές ζώνες, οι AuAnt2a και η AuAnt2b (τετράπλευρα). Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν σε αυτές τις δύο σεισμικές ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.18*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 6.27 *Το τμήμα AuAnt2 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Ορίσθηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η AuAnt2a και η AuAnt2b (τετράπλευρα). Φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Πίνακας 6.18 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στις σεισμικές ζώνες AuAnt2a και AuAnt2b. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της ζώνης .*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

AuAnt2a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1936 0301 10:27:28 -46.000   96.000 6.5 MS 6.5
1956 0507 10:58:19 -45.500   95.900 6.2 MS 6.2
1964 1027 21:24:26 -45.600   96.190 6.0 MS 6.2
1966 0406 02:59:02 -45.810   96.060 6.0
1973 0208 10:09:09 -45.576   96.308 6.1 MS 6.1
1979 0116 15:05:03 -45.642   96.131 6.3 MS 6.3
1987 0302 05:57:42 -45.739   96.089 6.2 MS 6.2
1994 0218 04:19:07 -45.382   96.201 6.3 MS 6.4
1996 1008 01:36:54 -45.809   96.103 6.0
2005 1029 04:05:54 -45.218   96.925 6.4 MS 6.5
2006 1022 08:55:16 -45.821   96.066 6.0
2010 1110 04:05:25 -45.599   96.364 6.5 MS 6.5
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.45±0.24	1.24±0.12	2020.6±4.4	6.2±0.2	-45.6 96.2	0.85

Έγινε ισχυρός σεισμός σ' αυτήν τη σεισμική ζώνη στις 24 Μαρτίου 2018 με μέγεθος M=6.1 και συντεταγμένες επικέντρου ϕ=-45.8^o, λ=96.1^o (δεδομένα ISC).

AuAnt2b

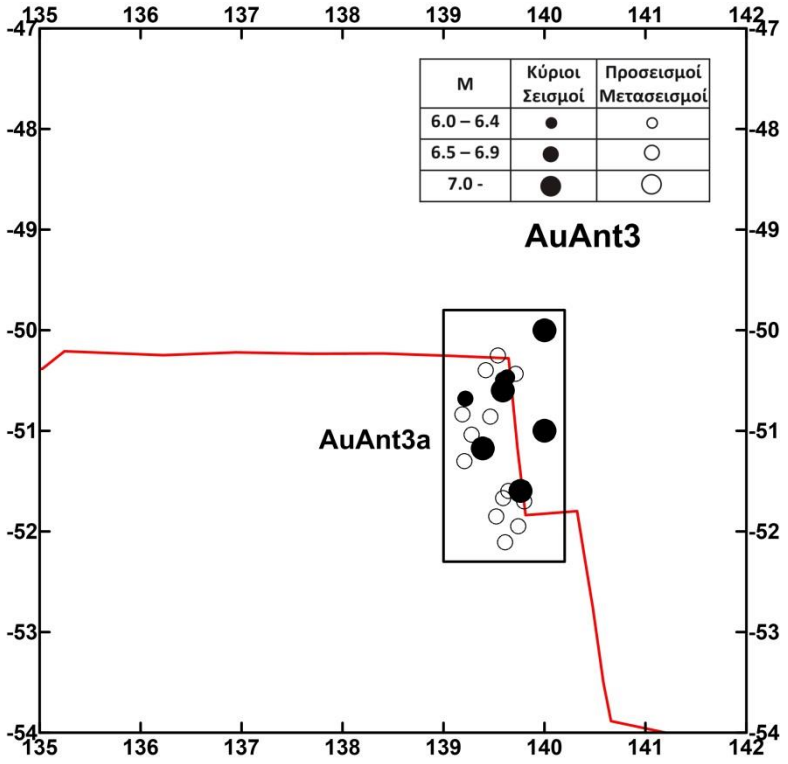
```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1942 0801 14:30:06 -48.000  100.000 7.0 MS 7.0
1973 0601 07:22:57 -47.921   99.692 6.0 MS 6.0
1988 1120 09:11:09 -47.833   99.739 6.0
1988 1125 08:35:41 -47.924   99.473 6.2 MS 6.3
1995 0829 07:25:48 -48.010   99.490 6.3 MS 6.4
1997 0226 18:27:10 -47.481  100.121 6.1
2002 0613 01:27:19 -47.819   99.739 6.5 MS 6.6
2010 0205 06:59:07 -47.934   99.510 6.2
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.60±0.31	1.34±0.09	2017.2±8.3	6.3±0.2	-47.9 99.7	0.65

Το τρίτο τμήμα της ράχης που μελετήθηκε είναι το AuAnt3 (*Σχήμα 6.28*) όπου καθορίστηκε μία σεισμική ζώνη, η AuAnt3a. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι). Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν στη ζώνη δίνονται στον *Πίνακα 6.19*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.28 *Το τμήμα AuAnt3 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Ορίσθηκε μία σεισμική ζώνη, η AuAnt3a (τετράπλευρο), μέσα στην οποία φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.19 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στη σεισμική ζώνη AuAnt3a. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών της ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της.*

AuAnt3a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1927 0614 17:16:45 -51.000  140.000 6.5 MS 6.6
1927 1231 23:13:18 -51.000  140.000 6.1
1946 0423 04:56:00 -50.000  140.000 6.8 MS 6.8
1959 0821 08:03:15 -50.470  139.630 6.0 MS 6.2
1965 0204 03:25:02 -51.700  139.800 6.0
1975 0411 00:10:35 -50.837  139.189 6.1
1976 0414 15:26:16 -51.948  139.740 6.0
1976 0511 15:50:43 -51.597  139.762 6.3 MS 6.5
1986 1205 06:56:34 -51.302  139.206 6.0
1987 0923 15:14:56 -50.682  139.218 6.1 MS 6.4
1987 0923 15:22:46 -50.484  139.615 6.1
1991 0118 10:45:18 -51.175  139.388 6.3 MS 6.7
1992 0202 00:22:05 -51.851  139.522 6.0
1992 0202 00:31:30 -51.670  139.591 6.3
1993 0113 18:50:42 -50.859  139.463 6.3
1993 1014 12:02:35 -50.434  139.715 6.0
1999 1216 14:17:55 -50.399  139.418 6.0
1999 1217 00:27:29 -50.252  139.538 6.0
2000 0611 11:55:12 -50.600  139.589 6.5 MS 6.7
2002 0408 03:48:55 -51.038  139.278 6.1
2004 0609 22:52:07 -51.597  139.644 6.3
2006 1116 20:29:55 -52.109  139.610 6.1
2012 0523 22:59:54 -50.492  139.591 6.0 MS 6.0
```

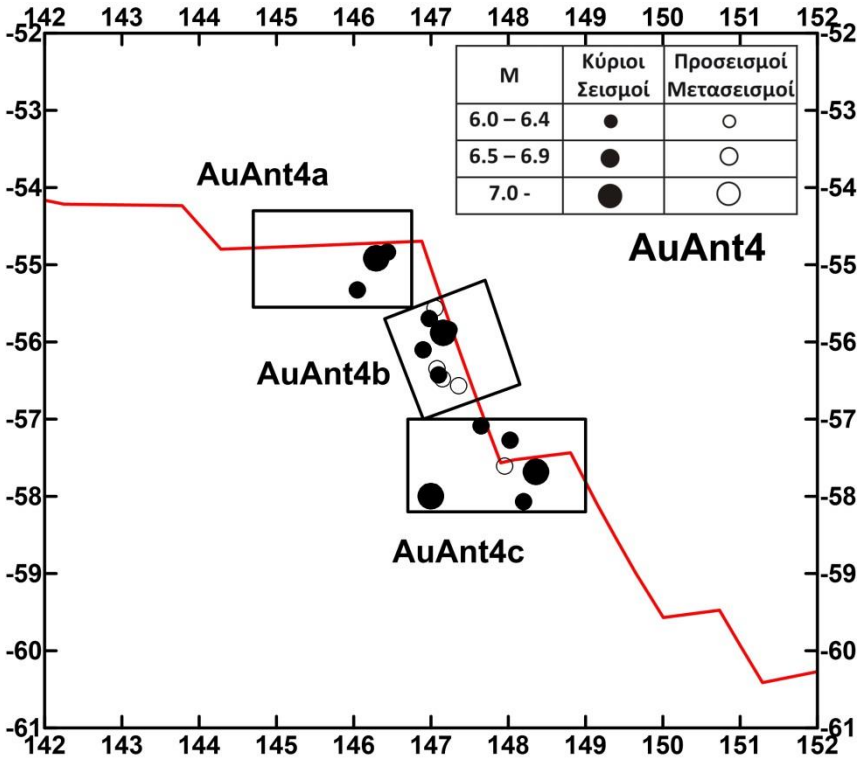
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.51±0.24	1.47±0.18	2020.3±5.3	6.5±0.3	-50.8 139.6	0.78

Στο χρονικό διάστημα από το τέλος του 2014 μέχρι τώρα, έγιναν τέσσερις σεισμοί με μεγέθη M=6.0-6.3: (α) 1 Ιανουαρίου 2016, M=6.3, φ=-50.6°, 139.5°, (β) 27

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Φεβρουαρίου 2016, M=6.1, ϕ=-51.9ο, 139.6ο, (γ) 18 Απριλίου 2019, M=6.3, ϕ=-51.1ο, 139.3ο, (δ) 21 Αυγούστου 2019, M=6.0, ϕ=50.3ο, λ=139.2ο.

Μελετήθηκε, τέλος, το τέταρτο τμήμα της μεσο-ωκεάνιας ράχης, το AuAnt4 (*Σχήμα 6.29*), στο οποίο ορίστηκαν τρεις σεισμικές ζώνες: η AuAnt4a, η AuAnt4b και η AuAnt4c. Φαίνονται, επίσης, στο ίδιο σχήμα και τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς προσεισμών και μετασεισμών (λευκοί κύκλοι).



Σχήμα 6.29 *Το τμήμα AuAnt4 της μεσο-ωκεάνιας ράχης (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ανταρκτικής και της Αυστραλίας. Ορίσθηκαν τρεις σεισμικές ζώνες, οι AuAnt3a, AuAnt3b, και AuAnt3c (τετράπλευρα), μέσα στις οποίες φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (γεμάτοι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών, άδειοι κύκλοι), που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014 με μεγέθη M≥6.0.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν στις τρεις ζώνες δίνονται στον *Πίνακα 6.20*. Η ένδειξη MS στην τελευταία στήλη αντιστοιχεί στους κύριους σεισμούς και οι τιμές μεγεθών δεξιά από αυτήν είναι αυτές που προέκυψαν μετά τον επανυπολογισμό τους, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.20 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1920-2014, στις σεισμική ζώνες AuAnt4a, AuAnt4b και AuAnt4c. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα της.*

AuAnt4a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1973 0925 16:17:27 -54.966  146.253 6.1 MS 6.1
1985 0703 03:11:31 -54.839  146.435 6.4 MS 6.4
1996 0324 22:19:03 -55.329  146.045 6.0 MS 6.0
2007 0130 04:54:49 -54.917  146.290 6.8 MS 6.8
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.68±0.10	1.48±0.28	2028.0±2.3	6.4±0.4	-55.0 146.3	0.67

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

AuAnt4b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1978 0627 01:11:22 -56.478  147.148 6.0
1980 0509 22:32:42 -55.880  147.159 6.4 MS 6.6
1984 0406 04:13:18 -55.562  147.053 6.0
1987 0224 00:51:26 -56.569  147.359 6.0
1988 0628 16:40:19 -56.427  147.100 6.0 MS 6.0
1993 0309 01:29:14 -55.695  146.980 6.2 MS 6.2
1999 1224 19:26:05 -56.103  146.895 6.3 MS 6.4
1999 1224 22:35:39 -56.349  147.080 6.1
2011 0605 11:51:13 -55.844  147.235 6.4 MS 6.4
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.46±0.11	1.26±0.12	2020.7±2.2	6.3±0.2	-56.0 147.1	0.83

AuAnt4c

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1940 0314 18:22:30 -58.000  147.000 6.8 MS 6.9
1940 0808 14:08:21 -58.000  147.000 6.2
1940 1117 05:56:02 -58.000  147.000 6.5
1958 1001 09:29:42 -57.090  147.650 6.2 MS 6.2
1981 0427 18:17:34 -57.683  148.357 6.5 MS 6.5
1997 1017 09:55:17 -57.274  148.021 6.2 MS 6.2
2006 0426 01:46:02 -57.609  147.954 6.1
2007 0416 13:20:38 -58.070  148.198 6.3 MS 6.4
```

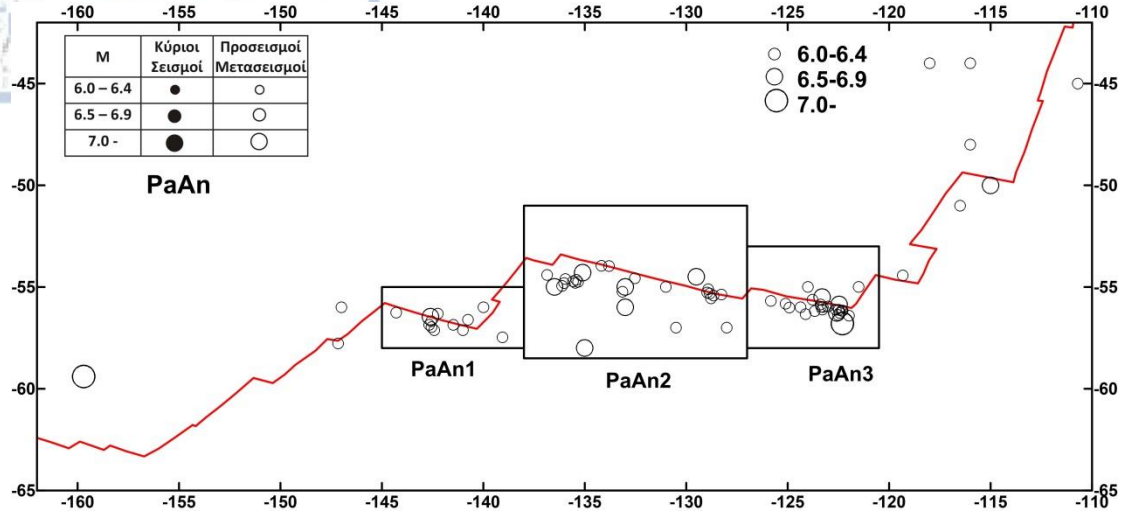
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.74±0.16	1.26±0.12	2024.8±6.5	6.3±0.1	-57.6 147.8	0.57

6.7.1.5 Εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στη μεσο-ωκεάνια ράχη μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού Ωκεανού και της Ανταρκτικής

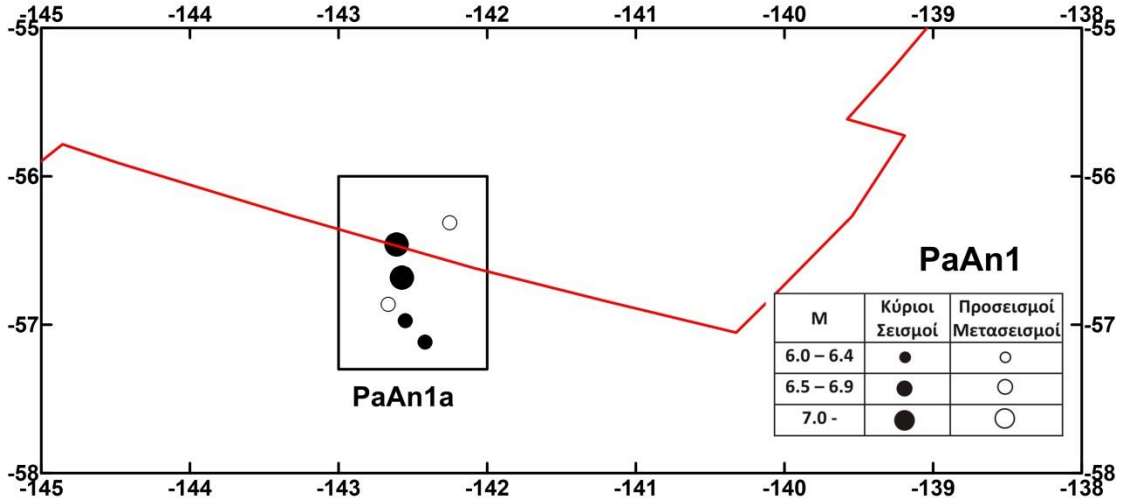
Στον χάρτη του *Σχήματος 6.30* φαίνονται τα τρία τμήματα της μεσο-ωκεάνιας ράχης που βρίσκεται στο νότιο Ειρηνικό ωκεανό, μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Ανταρκτικής, μαζί με τα επίκεντρα όλων των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν μετά το 1920. Στα τμήματα αυτά (PaAn1, PaAn2, PaAn3) μελετήθηκε η χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 6.30 *Η μεσο-ωκεάνια ράχη (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή) στην περιοχή του νότιου Ειρηνικού ωκεανού, μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Ανταρκτικής. Το μοντέλο TIMAPR εφαρμόστηκε στους σεισμούς (λευκοί κύκλοι) με μεγέθη M≥6.0 των τριών τμημάτων της ράχης αυτής (πολύγωνα PaAn1, PaAn2, PaAn3) μετά το 1920.*



Σχήμα 6.31 *Το τμήμα PaAn1 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Ανταρκτικής (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Το τετράπλευρο οριοθετεί την ομώνυμη σεισμική ζώνη (PaAn1a), μέσα στην οποία φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών) (λευκοί κύκλοι), που έγιναν στο διάστημα 1900-2014.*

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Στο πρώτο τμήμα που εξετάστηκε (PaAn1), ορίστηκε μία σεισμική ζώνη, η PaAn1a, και στο *Σχήμα 6.31* με μαύρους κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών, όπως αυτοί ορίστηκαν μετά την απο-ομαδοποίηση (*Σχέσεις 6.4 και 6.5*) και με λευκούς κύκλους τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Στον *Πίνακα 6.21* δίνονται πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους των σεισμών των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται μέσα στη σεισμική ζώνη, (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου [γεωγραφικό πλάτος lat, γεωγραφικό μήκος lon] και μέγεθος, M).

Πίνακας 6.21 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στη σεισμική ζώνη PaAn1a στο χρονικό διάστημα 1920-2014. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών της σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα.*

PaAn1a

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1970 0824 12:30:19 -56.460 -142.610 6.5 MS 6.5
1984 0102 22:09:56 -56.972 -142.552 6.4 MS 6.4
1998 1011 23:36:22 -56.683 -142.574 6.2 MS 6.5
2002 1018 11:16:47 -56.863 -142.666 6.0
2005 0905 07:37:28 -56.314 -142.251 6.2
2010 1030 15:18:36 -57.116 -142.419 6.3 MS 6.3
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.71±0.12	1.16±0.06	2022.7±1.9	6.3±0.1	-56.8 -142.5	0.75

Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος του καταλόγου της σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές

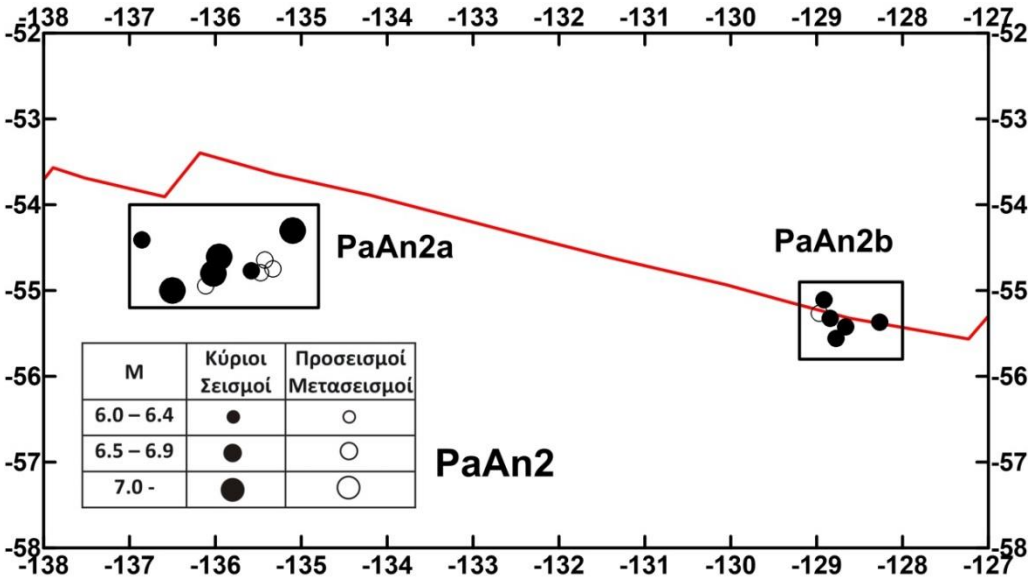
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Σ' αυτήν τη σεισμική ζώνη, έγινε σεισμός στις 20 Σεπτεμβρίου 2015 με μέγεθος M=6.0 και συντεταγμένες επικέντρου ϕ=-57.0^o, λ=-142.4^o (δεδομένα από ISC).

Το επόμενο τμήμα της μεσο-ωκεάνιας ράχης που εξετάστηκε είναι το PaAn2 στο οποίο καθορίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η PaAn2a και η PaAn2b. Στο *Σχήμα 6.32* με μαύρους κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών, όπως αυτοί ορίστηκαν μετά την απο-ομαδοποίηση (*Σχέσεις 6.4 και 6.5*) και με λευκούς κύκλους τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί).



Σχήμα 6.32 *Το τμήμα PaAn2 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Ανταρκτικής (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Τα δύο τετράπλευρα οριοθετούν τις σεισμικές ζώνες PaAn1a και PaAn2b, μέσα στις οποίες φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών) (λευκοί κύκλοι), που έγιναν στο διάστημα 1900-2014.*

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Στον *Πίνακα 6.22* δίνονται πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους των σεισμών των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται μέσα στις σεισμικές ζώνες, (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου [γεωγραφικό πλάτος lat, γεωγραφικό μήκος lon] και μέγεθος, M).

Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*).

Στο τέλος του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.

Πίνακας 6.22 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στις σεισμικές ζώνες PaAn1a και PaAn2b στο χρονικό διάστημα 1920-2014. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα.*

PaAn2a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1932	0310	05:17:52	-54.300	-135.100	6.5	MS	6.5
1951	0123	06:52:41	-55.000	-136.500	6.9	MS	6.9
1984	0525	23:53:53	-54.804	-136.022	6.4	MS	6.5
1984	0526	02:44:47	-54.793	-135.474	6.2		
1997	0527	06:10:31	-54.944	-136.115	6.0		
1998	0805	12:54:25	-54.722	-135.583	6.1	MS	6.3
2001	0902	10:06:51	-54.411	-136.856	6.2	MS	6.2
2005	1222	12:20:02	-54.606	-135.954	6.3	MS	6.5

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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


```
2010 0519 10:30:11 -54.746 -135.330 6.0
2010 0519 10:51:03 -54.646 -135.423 6.0
```

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.08±0.20	1.88±0.20	2020.3±9.4	6.4±0.3	-54.6 -136.0	0.63

Σ'αυτήν τη σεισμική ζώνη, έγιναν δύο σεισμοί: (1) 11 Οκτωβρίου 2015 με μέγεθος M=6.1 και συντεταγμένες επικέντρου φ=-54.4^o, λ=-135.8^o και (β) 5 Ιανουαρίου 2016, με μέγεθος M=6.0 και συντεταγμένες επικέντρου φ=-54.2^o, λ=-136.2^o (δεδομένα από ISC).

PaAn2b

```
YYYY MMDD HH:MM:SS   Lat      Lon    M
1972 0205 00:15:52 -55.422 -128.660 6.0 MS 6.0
1984 0716 12:27:28 -55.323 -128.842 6.2 MS 6.2
1994 0805 19:41:56 -55.369 -128.265 6.2 MS 6.4
1997 0903 06:22:43 -55.267 -128.967 6.1
2007 1102 22:31:43 -55.557 -128.776 6.1 MS 6.1
2011 1102 14:59:28 -55.106 -128.916 6.2 MS 6.2
```

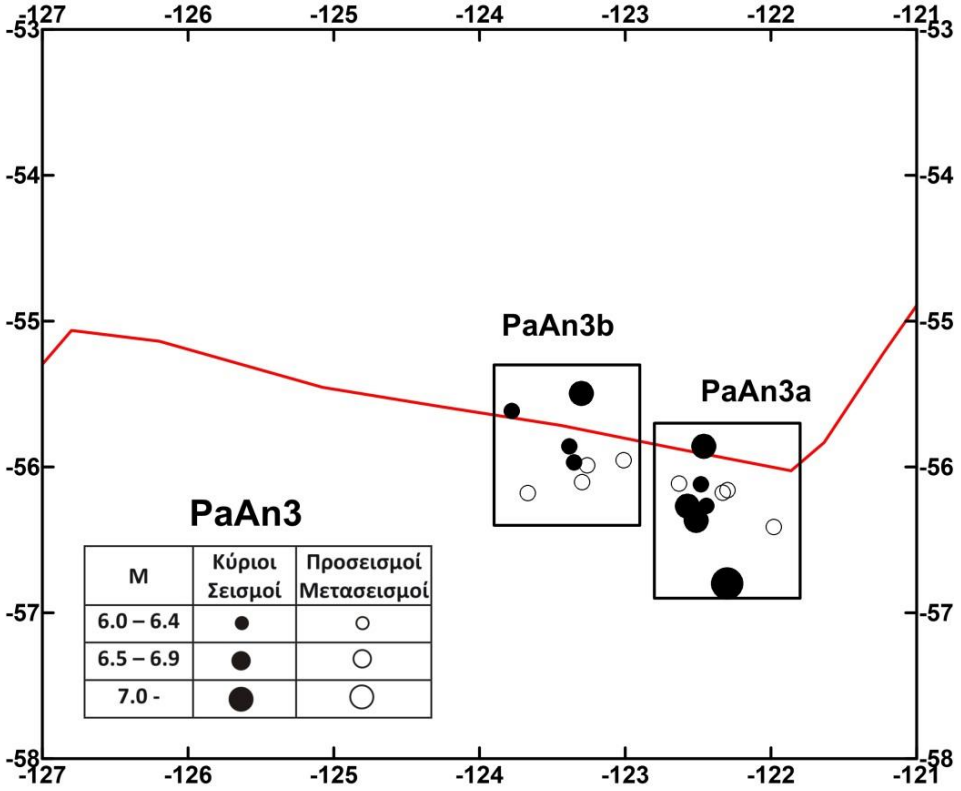
$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.63±0.20	1.11±0.11	2021.1±3.9	6.2±0.1	-55.4 -128.7	0.85

Σ'αυτήν τη σεισμική ζώνη, έγινε σεισμός στις 12 Δεκεμβρίου 2018 με μέγεθος M=6.3 και συντεταγμένες επικέντρου φ=-55.7^o, λ=-128.7^o (δεδομένα από ISC).

Το τελευταίο τμήμα της μεσο-ωκεάνιας ράχης που εξετάστηκε είναι το PaAn3 στο οποίο καθορίστηκαν δύο σεισμικές ζώνες, η PaAn3a και η PaAn3b. Στο *Σχήμα 6.33* με μαύρους κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών, όπως αυτοί ορίστηκαν μετά την απο-ομαδοποίηση (*Σχέσεις 6.4 και 6.5*) και με λευκούς κύκλους τα επίκεντρα των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμοί, μετασεισμοί). Στον *Πίνακα 6.23* δίνονται πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους των σεισμών των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται μέσα στις σεισμικές ζώνες, (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου [γεωγραφικό πλάτος lat, γεωγραφικό μήκος lon] και μέγεθος, M). Τα γράμματα MS στην τελευταία στήλη είναι ενδεικτικά των κύριων σεισμών και δίπλα σε αυτά τα τελικά μεγέθη τους, όπως επανυπολογίστηκαν με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα (βλέπε *Παράγραφο 6.3*). Στο τέλος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

του καταλόγου κάθε σεισμικής ζώνης φαίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους σεισμούς αυτής, δηλαδή, οι τιμές των σταθερών q και w των *Σχέσεων 6.1 και 6.2* με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους σ_q και σ_w, και οι βασικές εστιακές παράμετροι του πιθανώς αναμενόμενου ισχυρού σεισμού (χρόνος γένεσης T_{exp}, μέγεθος M_{exp}, επίκεντρο [Lat_{exp}, Lon_{exp}]). Στην τελευταία στήλη φαίνεται, επίσης, και η τιμή της πιθανότητας γένεσης σεισμού για την δεκαετία μετά το 2014, όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια της *Σχέσης 6.3*.



Σχήμα 6.33 *Το τμήμα PaAn3 της μεσο-ωκεάνιας ράχης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού και της Ανταρκτικής (κόκκινη τεθλασμένη γραμμή). Τα δύο τετράπλευρα οριοθετούν τις σεισμικές ζώνες PaAn3a και PaAn3b, μέσα στις οποίες φαίνονται τα επίκεντρα των κύριων σεισμών (μαύροι κύκλοι) και των σχετιζόμενων με αυτούς σεισμών (προσεισμών-μετασεισμών) (λευκοί κύκλοι), που έγιναν στο διάστημα 1900-2014.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.23 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών με μεγέθη M≥6.0 που έγιναν στις σεισμικές ζώνες PaAn3a και PaAn3b στο χρονικό διάστημα 1920-2014. Στην 1η, 2η και 3η στήλη δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα, και ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Στην 4η και την 5η στήλη δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος Lat, γεωγραφικό μήκος Lon) ενώ στην 6η στήλη φαίνεται το μέγεθος του. Οι κύριοι σεισμοί, όπως αυτοί ορίζονται μετά την απο-ομαδοποίηση, συμβολίζονται με τα γράμματα MS και δίπλα σε αυτά φαίνονται τα τελικά μεγέθη των κύριων σεισμών. Στο τέλος του καταλόγου των σεισμών κάθε σεισμικής ζώνης δίνονται συνοπτικά τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στα δεδομένα.*

PaAn3a

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1944	0903	19:11:28	-56.800	-122.300	7.0	MS	7.0
1956	1019	14:05:34	-55.860	-122.460	6.5	MS	6.5
1971	0404	10:15:37	-56.269	-122.574	6.7	MS	6.7
1979	0312	06:38:11	-56.158	-122.297	6.0		
1985	0407	00:19:34	-56.367	-122.512	6.4	MS	6.6
1989	0216	16:36:52	-56.411	-121.980	6.1		
1991	1013	18:12:20	-56.115	-122.630	6.2		
1995	0908	01:15:28	-56.118	-122.481	6.3	MS	6.4
2002	0424	11:00:00	-56.176	-122.330	6.1		
2009	1203	06:12:32	-56.267	-122.443	6.0	MS	6.0

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.60±0.11	1.40±0.17	2017.4±3.3	6.5±0.3	-56.3 -122.5	0.80

Σε αυτήν τη σεισμική ζώνη, έγινε σεισμός στις 15 Νοεμβρίου 2018 με μέγεθος M=6.3 και με συντεταγμένες επικέντρου ϕ=-56.2^o, λ=-122.0^o (δεδομένα από ISC).

PaAn3b

YYYY	MMDD	HH:MM:SS	Lat	Lon	M		
1969	0818	01:04:06	-55.970	-123.350	6.4	MS	6.4
1983	0705	05:58:21	-55.859	-123.383	6.2	MS	6.2
1992	0324	18:20:14	-55.617	-123.779	6.0	MS	6.2
1995	0104	06:28:39	-55.988	-123.262	6.0		
2001	0806	03:53:00	-55.497	-123.302	6.6	Ms	6.7
2007	0204	21:17:47	-55.954	-123.011	6.2		
2007	0331	12:49:03	-56.104	-123.295	6.2		
2007	0907	04:46:46	-56.179	-123.669	6.0		

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

$q \pm \sigma_q$	$w \pm \sigma_w$	T_{exp}	M_{exp}	Lat_{exp} Lon_{exp}	P
0.74±0.21	1.21±0.25	2018.6±1.8	6.3±0.3	-55.7 -123.5	0.69

Σε αυτήν τη σεισμική ζώνη, έγιναν δύο σεισμοί: (1) 24 Δεκεμβρίου 2015 με μέγεθος M=6.2 και συντεταγμένες επικέντρου φ=-55.6^o, λ=-123.2^o και (β) 18 Αυγούστου 2016, με μέγεθος M=6.0 και συντεταγμένες επικέντρου φ=-55.9^o, λ=-123.1^o (δεδομένα από ISC).

6.7.2 Εφαρμογή του μοντέλου D-AS στις υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιες ράχες

Καταβλήθηκε προσπάθεια εφαρμογής του μοντέλου D-AS σε ισχυρούς σεισμούς που έγιναν πρόσφατα σε μεσο-ωκεάνιες ράχες, με σκοπό την διερεύνηση των δυνατοτήτων και της αξιοπιστίας του σε περιοχές με ιδιαίτερα τεκτονικά χαρακτηριστικά (κυρίως εφελκυστικό πεδίο τάσεων) και, επιπρόσθετα, σε δεδομένα που δεν έχουν χρησιμοποιηθεί για τη διαμόρφωσή του. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η εφαρμογή του μοντέλου αυτού συνοδεύεται από πλήθος προϋποθέσεων και περιορισμών (*Παράγραφος 6.7*) καθιστώντας την χρήση του δύσκολη. Παρόλα αυτά εξετάστηκε στην παρούσα διατριβή η δυνατότητα αναδρομικής πρόβλεψης όλων των σεισμών που έγιναν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες στο διάστημα 2010-2014 με μεγέθη M≥6.5 και στο διάστημα 2000-2014 με μεγέθη M≥7.0 (πλήρες δείγμα). Στον *Πίνακα 6.24* δίνονται, για κάθε σεισμό από αυτούς που μελετήθηκαν, το έτος, ο μήνας και η ημέρα του χρόνου γένεσης, το γεωγραφικό πλάτος, φ^o, και μήκος, λ^o, του επικέντρου και το μέγεθός του.

Για τη μελέτη ενός ισχυρού σεισμού, σύμφωνα με την τυπική διαδικασία που έχει ακολουθηθεί σε πολλές περιπτώσεις αναδρομικής πρόγνωσης, δημιουργείται κάναβος ισαπεχόντων σημείων (π.χ. ανά 0.2^o) γύρω από το επίκεντρο του, σε απόσταση μέχρι ±3^o. Κάθε σημείο του κανάβου θεωρείται ως κέντρο κυκλικής κρίσιμης ή σεισμογόνου περιοχής όπου εκδηλώνονται επιταχυνόμενοι ή επιβραδυνόμενοι προσεισμοί, αντίστοιχα. Αν, για παράδειγμα, απαιτείται ο καθορισμός της σεισμογόνου περιοχής και της αντίστοιχης ακολουθίας επιβραδυνόμενων προσεισμών που είναι πιθανό να σχετίζονται με έναν ισχυρό σεισμό που έχει γίνει, τότε με βάση το μέγεθος, M, του σεισμού καθώς και της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.24 *Οι βασικές εστιακές παράμετροι των σεισμών που μελετήθηκαν με το μοντέλο D-AS (M≥6.5 2010-2014, M≥7.0 2000-2014). Για κάθε σεισμό δίνονται το έτος, ο μήνας και η ημέρα γένεσης, οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος φ°, γεωγραφικό μήκος λ°) και το μέγεθός του.*

Έτος	ΜΜΗΗ	φ°	λ°	M
Μεσο-ατλαντική Ράχη				
2012	**0830**	**71.4**	**-11.0**	**6.7**
2013	**0624**	**10.7**	**-42.6**	**6.5**
Ράχη Δυτικού Ινδικού Ωκεανού				
2003	**0715**	**-02.6**	**68.4**	**7.5**
2012	**0726**	**-17.6**	**66.3**	**6.6**
Ράχη Νότιου Ινδικού Ωκεανού				
2010	**1110**	**-45.6**	**96.4**	**6.5**

αβεβαιότητας του μεγέθους (0.3 μονάδας μεγέθους), δημιουργείται ένας σημαντικός αριθμός συνδυασμών των βασικών παραμέτρων του μοντέλου: διάφοροι χρόνοι έναρξης της ακολουθίας των επιβραδυνόμενων προσεισμών, t_{sd}, μήκη ακτίνας της σεισμογόνου περιοχής, r, και ελάχιστα μεγέθη προσεισμών, M_{min2}, σύμφωνα με τις *Σχέσεις 6.13, 6.12 και 6.17*. Υπολογίζονται, με τον τρόπο αυτόν, για ορισμένο σημείο, διάφορες τιμές του παράγοντα ποιότητας q_d, ενδεικτικές της έντασης του φαινομένου της επιβραδυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης, και βρίσκεται η μεγαλύτερη τιμή αυτού του παράγοντα. Το γεωγραφικό σημείο του κανάβου στο οποίο έχει βρεθεί η υψηλότερη τιμή του παράγοντα q_d, θεωρείται ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία η επιβραδυνόμενη έκλυση σεισμικής παραμόρφωσης μπορεί να σχετίζεται με τον ισχυρό σεισμό που έγινε. Ανάλογη διαδικασία ακολουθείται και για τον εντοπισμό του κέντρου της κρίσιμης περιοχής στην οποία ενδεχομένως θα αναγνωριστεί επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής παραμόρφωσης, που θα σχετίζεται με το σεισμό που εξετάζεται. Το κέντρο αυτής της περιοχής αντιστοιχεί σε εκείνο το γεωγραφικό σημείο του κανάβου στο οποίο θα βρεθεί η μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας q_a.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

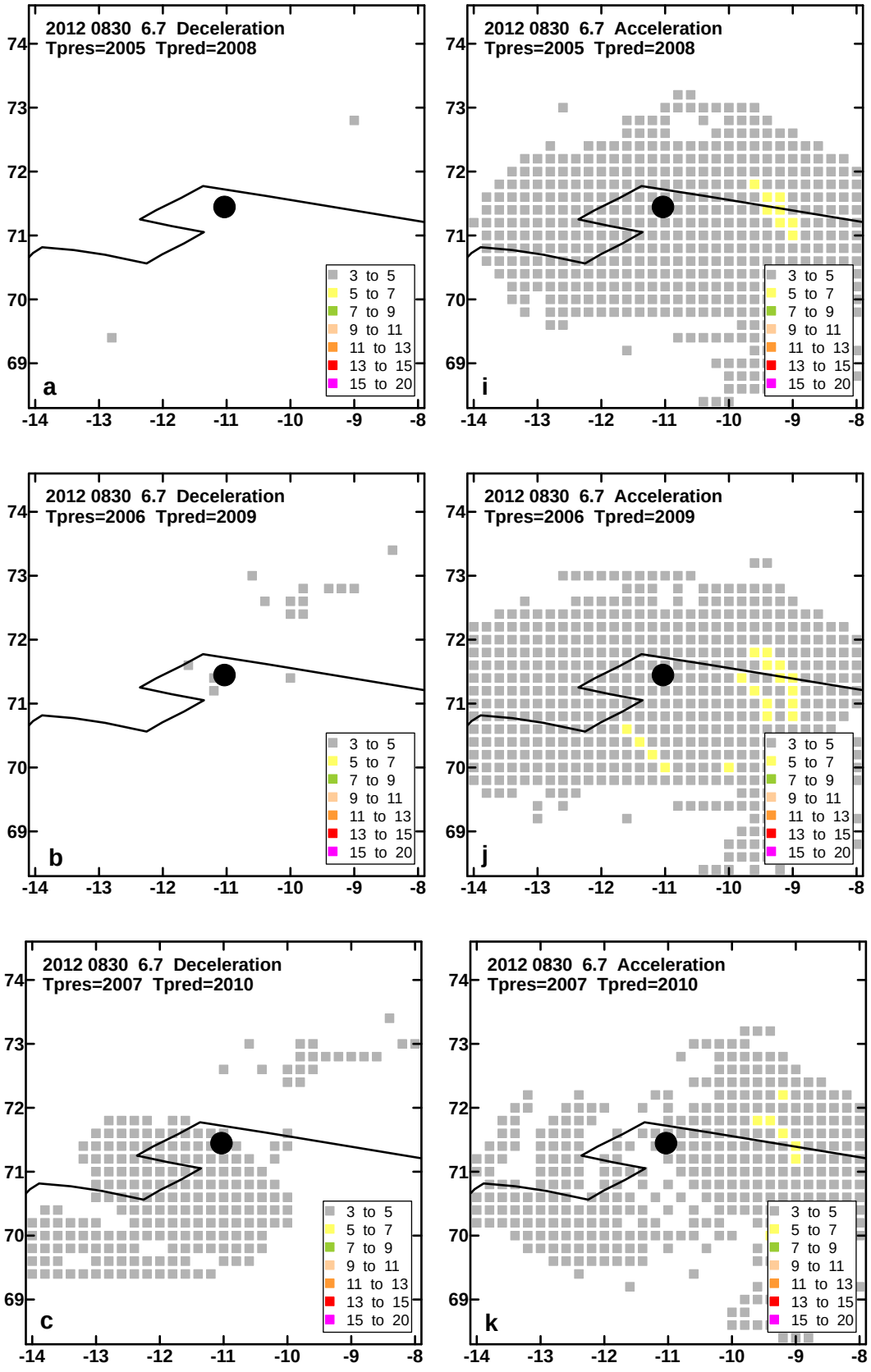
Στα σχήματα που ακολουθούν (*Σχήματα 6.34, 6.36, 6.38, 6.40, 6.42*) δίνονται, για κάθε σεισμό του *Πίνακα 6.24*, χάρτες με την χωρική κατανομή των παραγόντων ποιότητας q_d και q_a γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος γεμάτος κύκλος). Κάθε σημείο του κανάβου στο οποίο έχει βρεθεί λύση που να ικανοποιεί τους περιορισμούς των *Σχέσεων 6.14 και 6.15*, φαίνεται χρωματισμένο. Το χρώμα αυτού είναι ανάλογο (γίνεται πιο έντονο) με την τιμή του παράγοντα ποιότητας (βλέπε συνοδό χρωματική κλίμακα στα σχήματα). Στους επτά χάρτες κάθε περίπτωσης το τέλος του καταλόγου σεισμών που χρησιμοποιήθηκε ήταν από επτά ως ένα έτος πριν από το σεισμό (Tpres, με βήμα ένα έτος) ενώ η πρόγνωση γινόταν για την επόμενη τριετία (Tpred=Tpres+3). Στην κατασκευή του όγδοου χάρτη ο κατάλογος τελείωνε ένα μήνα μετά το σεισμό, όταν δηλαδή αναμένεται να έχει καταστραφεί τόσο το φαινόμενο της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας (ιδιαίτερα γύρω από το επίκεντρο του σεισμού), όσο και το φαινόμενο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας. Εν συνεχεία κατασκευάζεται χάρτης (*τα πάνω τμήματα των Σχημάτων 6.35, 6.37, 6.39, 6.41, 6.43*) στον οποίο φαίνονται η κρίσιμη και η σεισμογόνος περιοχή, τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων και επιβραδυνόμενων προσεισμών (άσπροι και μαύροι κύκλοι, αντίστοιχα), το επίκεντρο του κύριου σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με τη χρήση του μοντέλου D-AS (μπλε άστρο). Για την κατασκευή αυτού του χάρτη χρησιμοποιούνται οι χάρτες κατανομής των παραγόντων ποιότητας που υπολογίστηκαν με δεδομένα μέχρι τρία χρόνια πριν από τον ισχυρό σεισμό. Παράλληλα αποτυπώνεται γραφικά (*τα κάτω τμήματα των Σχημάτων 6.35, 6.37, 6.39, 6.41, 6.43*) και η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), η οποία υπολογίστηκε με τη χρήση της *Σχέσης 6.7*, τόσο για τους επιβραδυνόμενους όσο και για τους επιταχυνόμενους προσεισμούς, μαζί με την καμπύλη που δείχνει την εφαρμογή της *Σχέσης 6.6* στα δεδομένα.

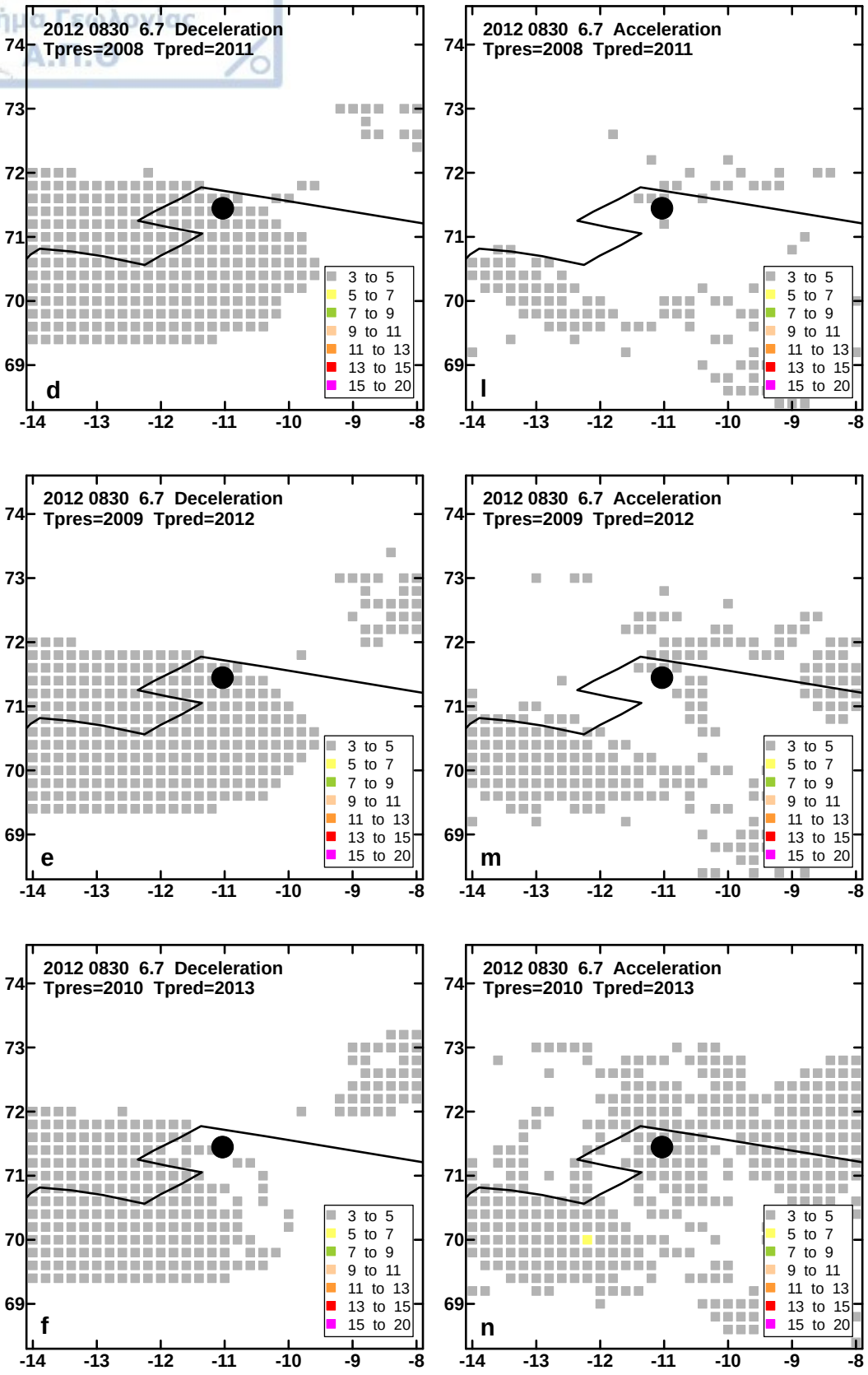
Παρακάτω δίνονται τα σχήματα (η δομή των οποίων περιγράφηκε αναλυτικά προηγουμένως) που προέκυψαν από την εφαρμογή του μοντέλου D-AS για τους πέντε σεισμούς του *Πίνακα 6.24*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

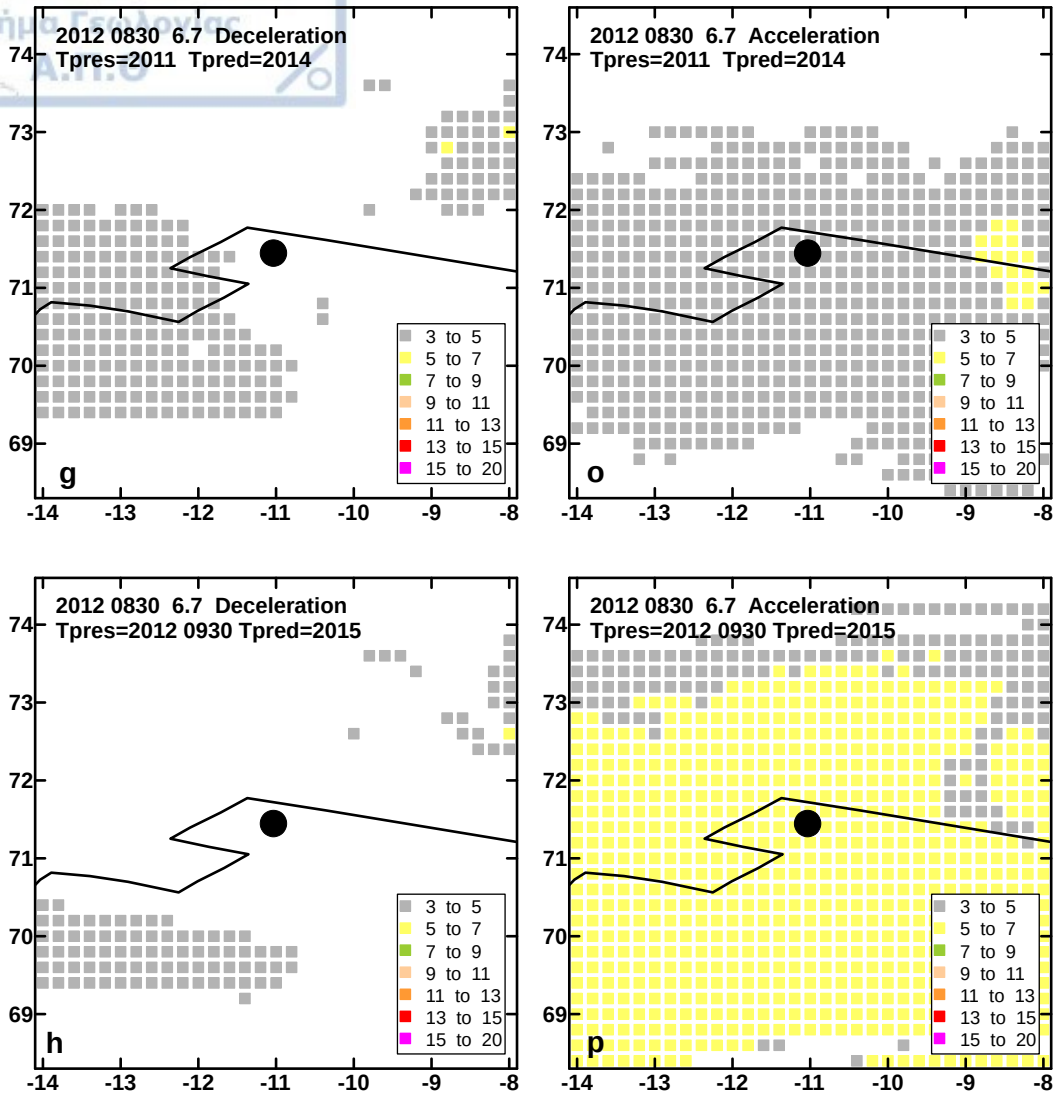
30 Αυγούστου 2012, ϕ = 71.4ο, λ = -11.0ο, M=6.7, Μεσο-ατλαντική ράχη





Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.34 *Χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας q_d και q_a (αριστερά [a-h] και δεξιά [i-p], αντίστοιχα) σε κάναβο σημείων γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος κύκλος) της 30ης Αυγούστου 2012 (M=6.7) στην μεσο-Ατλαντική ράχη. Σε κάθε χάρτη φαίνεται ο χρόνος μέχρι το τέλος του οποίου χρησιμοποιούνται δεδομένα (Tpres) ενώ ο σεισμός αναμένεται να γίνει μέσα στα επόμενα τρία χρόνια (Tpred=Tpres+3).*

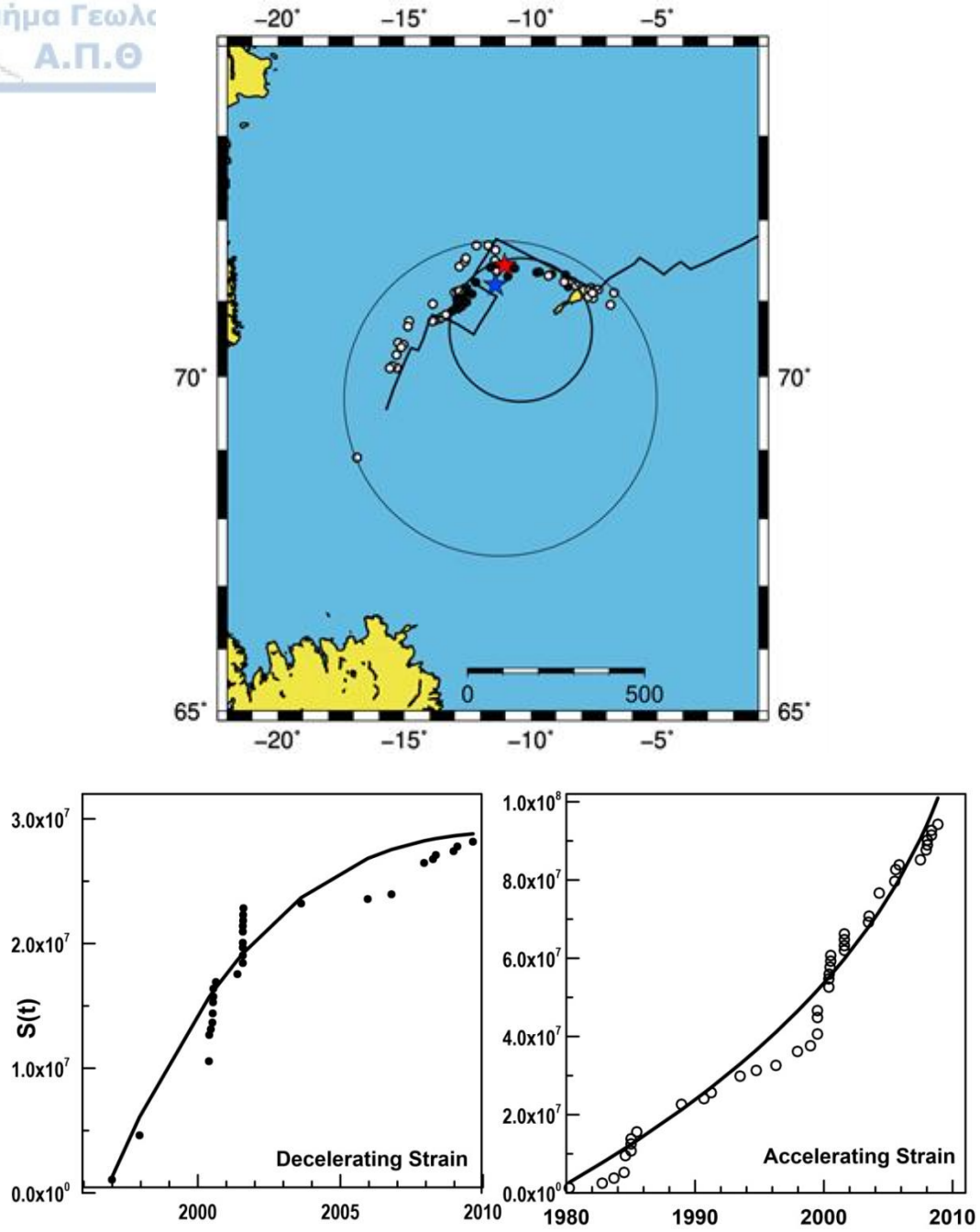
Αναγνωρίζεται επιβραδυνόμενη έκλυση σεισμικής παραμόρφωσης, χαμηλής έντασης (q_d=3-5), με δεδομένα ως το 2007 (*Σχήμα 6.34c*), κοντά στο επίκεντρο του επερχόμενου σεισμού ενώ σχετικά υψηλότερες τιμές του παράγοντα ποιότητας q_a (q_a=5-7) εμφανίζονται γύρω από το επίκεντρο από το 2005 (*Σχήμα 6.34ij*). Τα κέντρα της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής, δηλαδή τα γεωγραφικά σημεία με τις υψηλότερες τιμές των παραγόντων q_d και q_a σε ολόκληρο τον

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

κάναβο, αναζητήθηκαν στους χάρτες που έγιναν με δεδομένα μέχρι το 2009 (*Σχήμα 6.34e, m*). Στον χάρτη του *Σχήματος 6.35*, πάνω, φαίνονται η σεισμογόνος (κύκλος με έντονη γραμμή) και η κρίσιμη (κύκλος με λεπτή γραμμή) περιοχή μαζί με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι αντίστοιχα) που έγιναν σε αυτές. Φαίνεται, επίσης, το επίκεντρο του σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS (μπλε άστρο). Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), των επιβραδυνόμενων (αριστερά) και επιταχυνόμενων (δεξιά) προσεισμών, μαζί με την καμπύλη της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

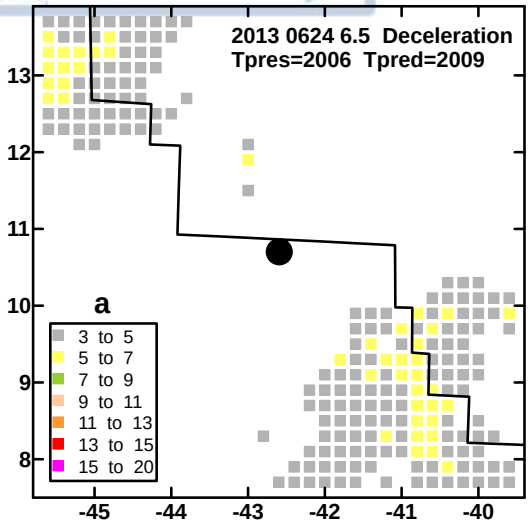
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ

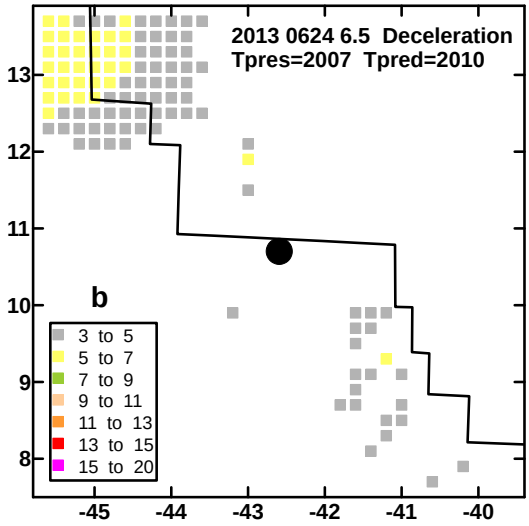


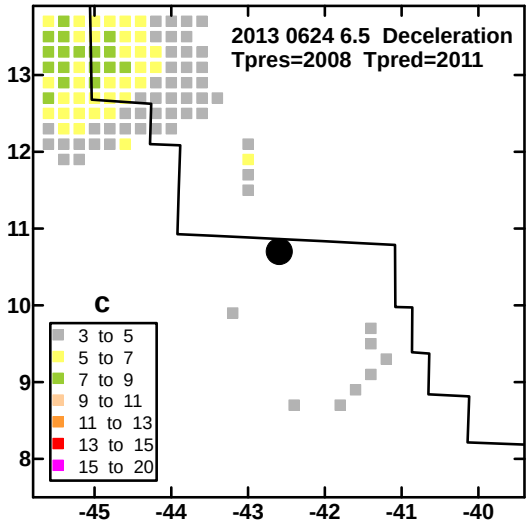
Σχήμα 6.35 *(πάνω) Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι μικροί κύκλοι) που έγιναν μέσα στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή (κύκλοι με έντονη και λεπτή γραμμή), που πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση του ισχυρού σεισμού (M=6.7) της 30ης Αυγούστου 2012 στην μεσο-Ατλαντική ράχη. Το επίκεντρο του σεισμού καθώς και αυτό που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS συμβολίζονται αντίστοιχα με το κόκκινο και το μπλε άστρο. (κάτω) Η χρονική μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και επιταχυνόμενης (δεξιά) έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), μαζί με την καμπύλη (Σχέση 6.6) που ταιριάζει στα δεδομένα.*

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

24 Ιουνίου 2013, ϕ = 10.7°, λ = -42.6°, M=6.5, Μεσο-Ατλαντική ράχη

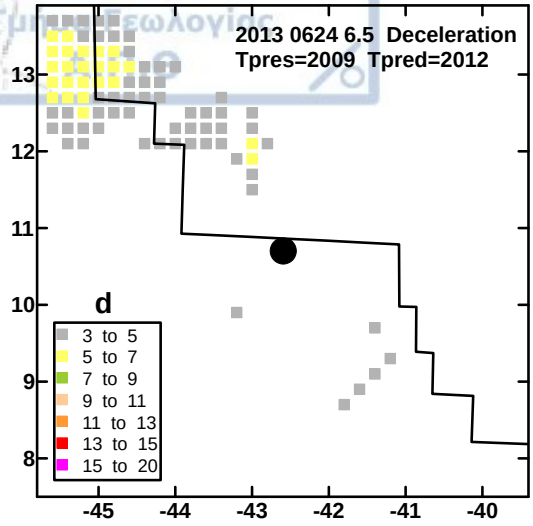


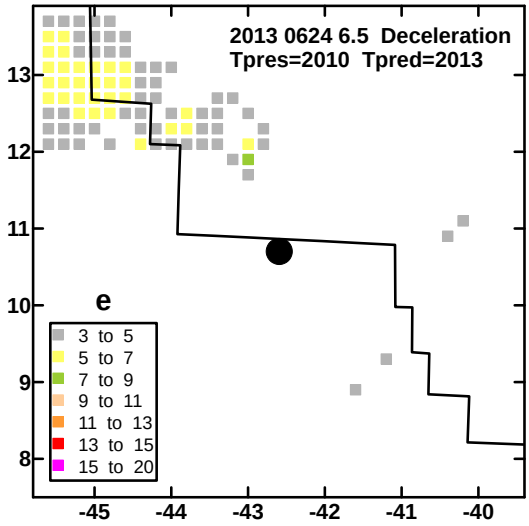


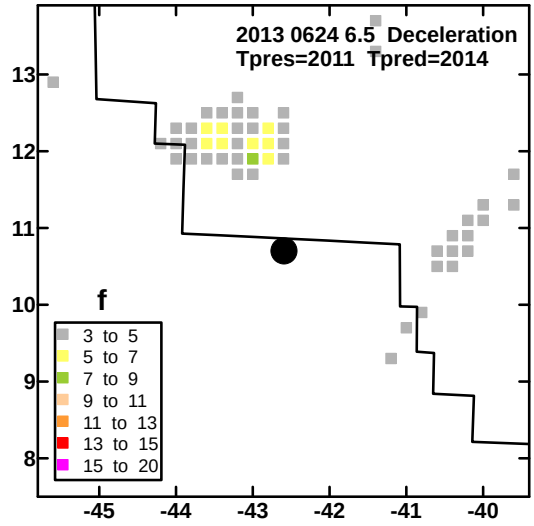


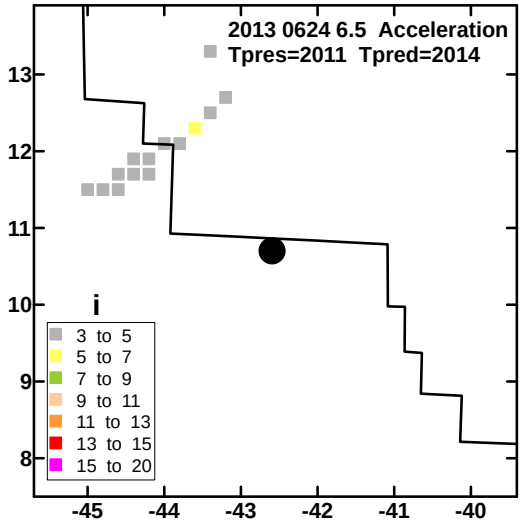
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

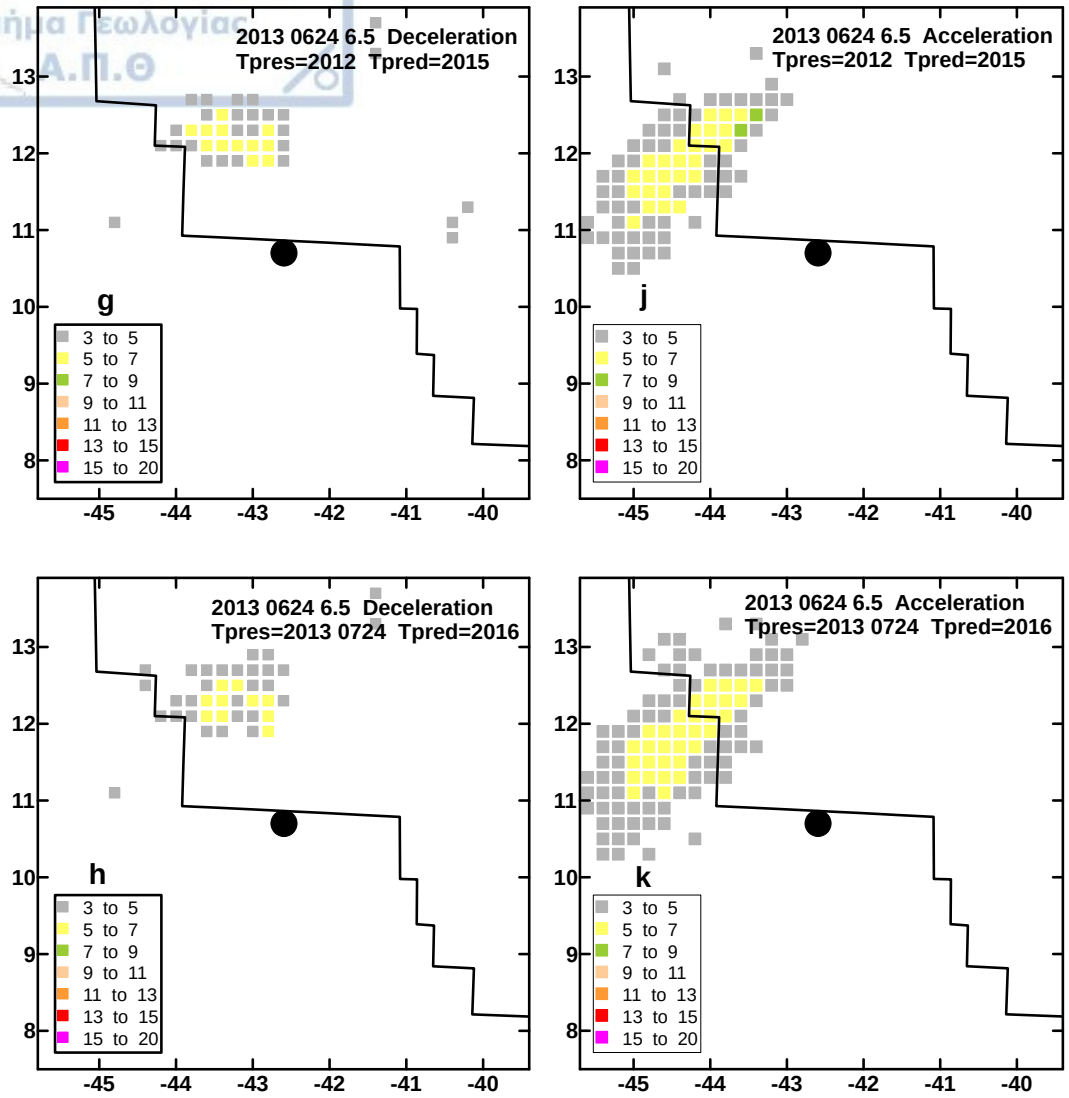








Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 6.36 *Χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας* q_d *και* q_a *(αριστερά [a-h] και δεξιά [i-p], αντίστοιχα) σε κάναβο σημείων γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος κύκλος) της 24ης Ιουνίου 2013 (M=6.5) στην μεσο-Ατλαντική ράχη. Σε κάθε χάρτη φαίνεται ο χρόνος μέχρι το τέλος του οποίου χρησιμοποιούνται δεδομένα (Tpres) ενώ ο σεισμός αναμένεται να γίνει μέσα στα επόμενα τρία χρόνια (Tpred=Tpres+3). Δεν αναγνωρίστηκε επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση με δεδομένα μέχρι το 2010.*

Χαμηλές και σχετικά υψηλές τιμές του παράγοντα q_d εμφανίζονται σε σημεία του κανάβου βορειοδυτικά του επικέντρου του ισχυρού σεισμού, με τη χρήση δεδομένων ως το 2006 και μετά (*Σχήμα 6.36a, c,* κλπ) ενώ δεν αναγνωρίζεται επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση μέχρι το τέλος του 2010. Τα γεωγραφικά

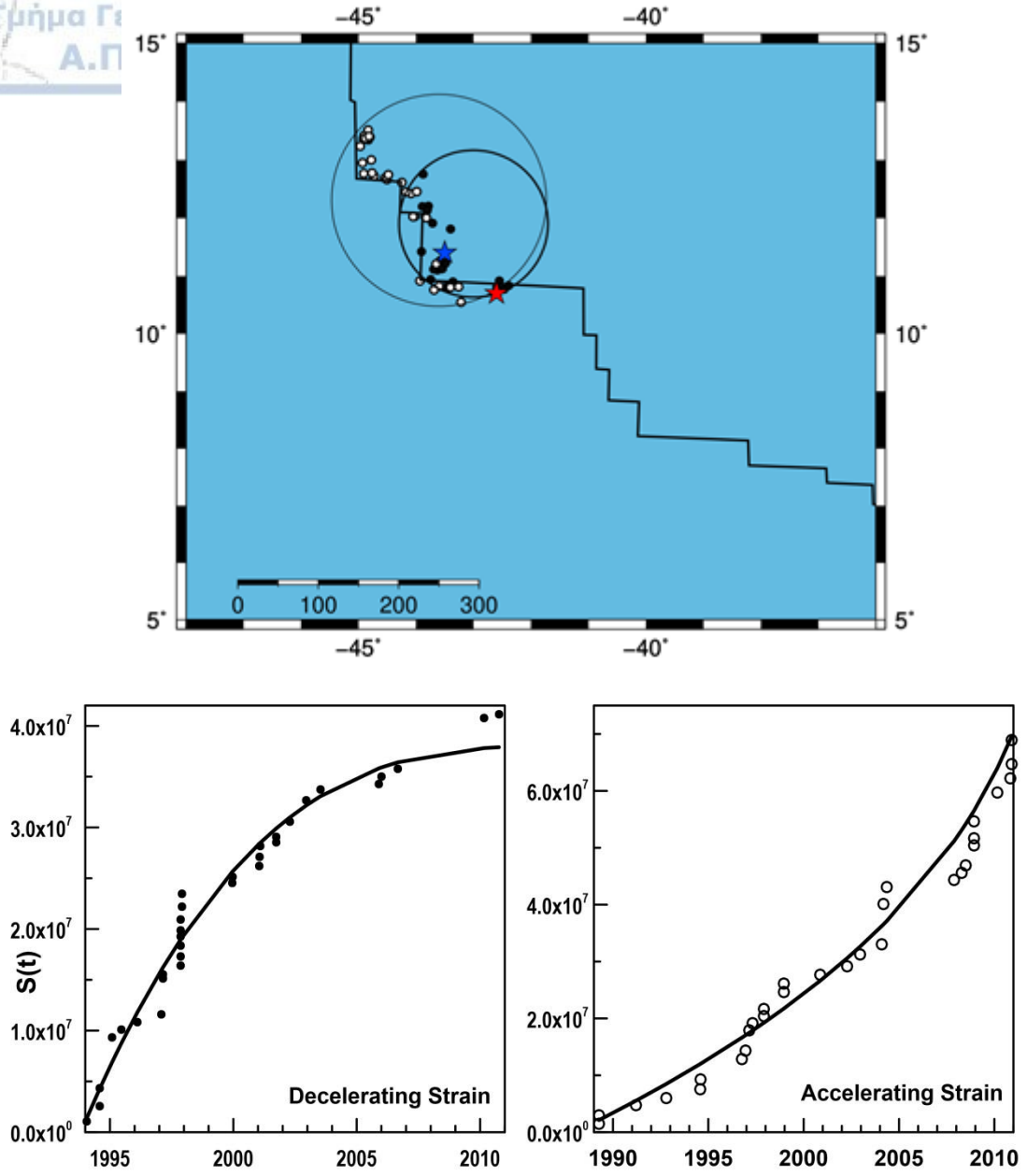
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

σημεία με τις υψηλότερες τιμές των παραγόντων q_d και q_a σε ολόκληρο τον κάναβο, αναζητήθηκαν στους χάρτες που έγιναν με δεδομένα μέχρι το 2010 και 2011 αντίστοιχα (*Σχήμα 6.36e, i*), για να αποτελέσουν τα κέντρα της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής. Στον χάρτη του *Σχήματος 6.37*, πάνω, φαίνονται η σεισμογόνος (κύκλος με έντονη γραμμή) και η κρίσιμη (κύκλος με λεπτή γραμμή) περιοχή μαζί με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι αντίστοιχα) που έγιναν σε αυτές. Φαίνεται, επίσης, το επίκεντρο του σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS (μπλε άστρο). Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της συσσωρευτικής σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), των επιβραδυνόμενων (αριστερά) και επιταχυνόμενων (δεξιά) προσεισμών, μαζί με την καμπύλη της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γε... Α.Π...

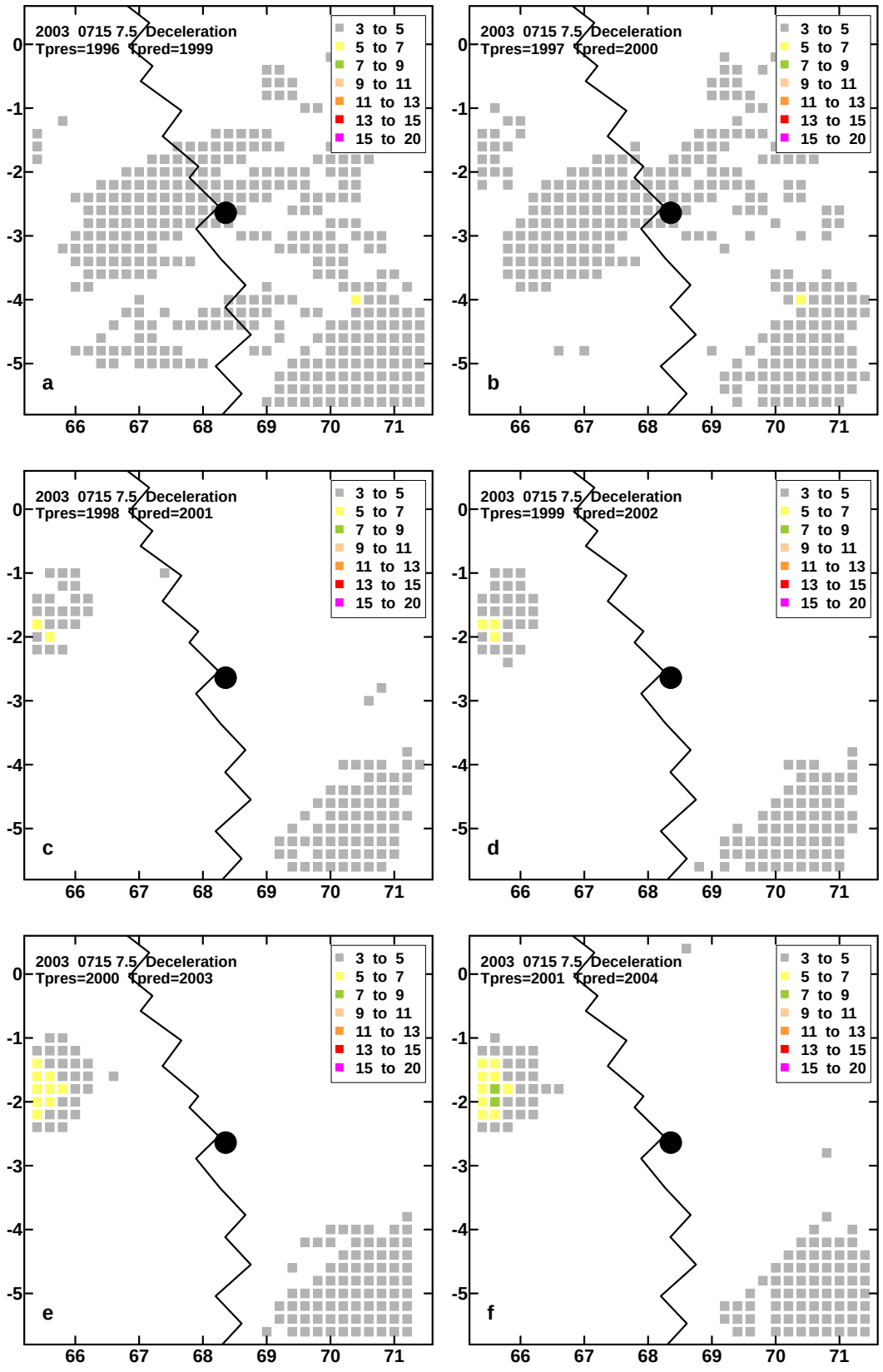


Σχήμα 6.37 *(πάνω). Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι μικροί κύκλοι) που έγιναν μέσα στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή (κύκλοι με έντονη και λεπτή γραμμή), που πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση του ισχυρού σεισμού (M=6.5) της 24ης Ιουνίου 2013 στην μεσο-ατλαντική ράχη. Το επίκεντρο του σεισμού καθώς και αυτό που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS συμβολίζονται αντίστοιχα με το κόκκινο και το μπλε άστρο. (κάτω) Η χρονική μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και επιταχυνόμενης (δεξιά) έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), μαζί με την καμπύλη (Σχέση 6.6) που ταιριάζει στα δεδομένα.*

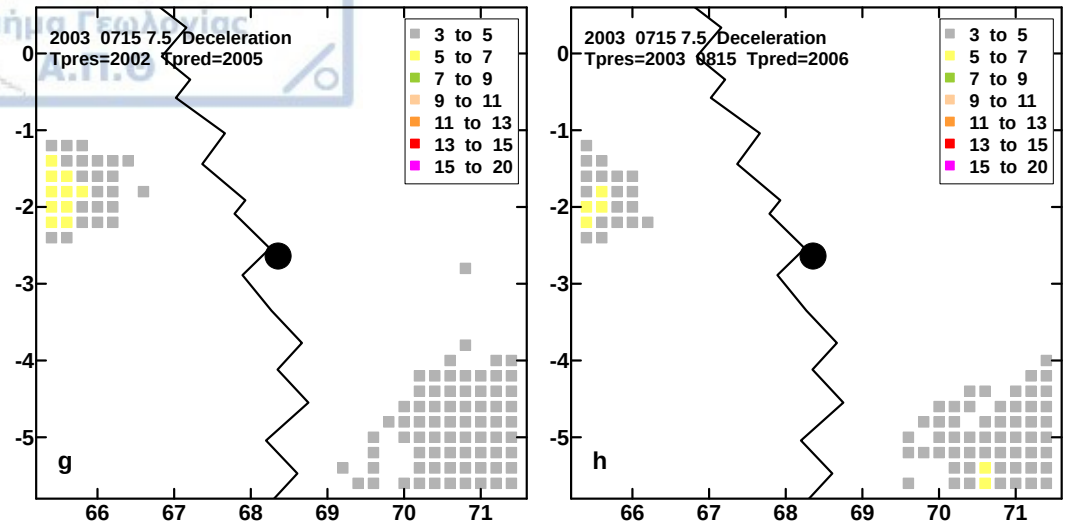
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

15 Ιουλίου 2003, ϕ = -2.6°, λ = 68.4°, M=7.5, Μεσο-ωκεάνια ράχη Δυτικού Ινδικού Ωκεανού



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



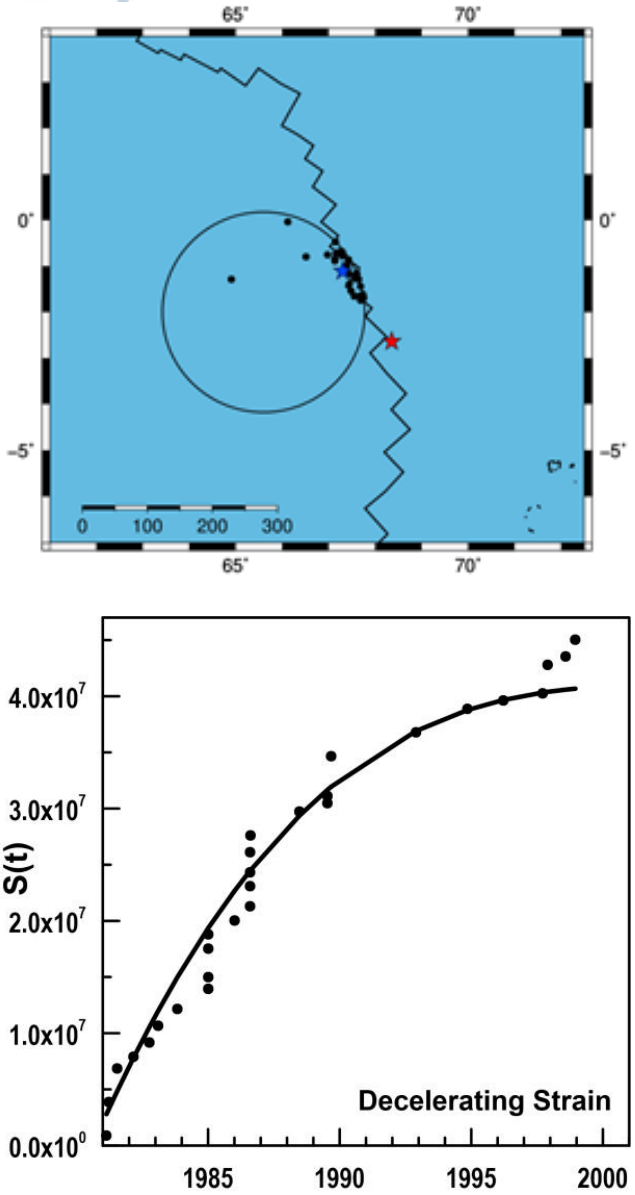
Σχήμα 6.38 *Χωρική κατανομή των τιμών του παράγοντα ποιότητας q_d σε κάναβο σημείων γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος κύκλος) της 15ης Ιουλίου 2003 (M=7.5) στην μεσο-ωκεάνια ράχη του δυτικού Ινδικού Ωκεανού. Σε κάθε χάρτη φαίνεται ο χρόνος μέχρι το τέλος του οποίου χρησιμοποιούνται δεδομένα (Tpres) ενώ ο σεισμός αναμένεται να γίνει μέσα στα επόμενα τρία χρόνια (Tpred=Tpres+3). Δεν αναγνωρίστηκε καθόλου επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση.*

Δεν αναγνωρίστηκε επιταχυνόμενη προσεισμική παραμόρφωση η οποία να σχετίζεται πιθανώς με τον σεισμό που μελετήθηκε. Χαμηλές τιμές του παράγοντα q_d υπολογίστηκαν αρχικά σε σημεία του κανάβου κοντά και γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (*Σχήμα 6.38a, b*). Αργότερα, όμως, λύσεις που να ικανοποιούν την *Σχέση 6.15* υπολογίζονται σε σημεία σχετικά μακριά από το επίκεντρο του σεισμού.

Βρέθηκε το γεωγραφικό σημείο με την μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας q_d στο χάρτη που έγινε με δεδομένα μέχρι το 2000 (*Σχήμα 6.38e*), και αντιστοιχεί στα κέντρο της σεισμογόνου περιοχής. Στον χάρτη του *Σχήματος 6.39* πάνω, φαίνεται αυτή η κυκλική περιοχή μαζί με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προσεισμών (μικροί μαύροι κύκλοι) που έγιναν σε αυτή. Φαίνεται, επίσης, το επίκεντρο του σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS (μπλε άστρο). Στο ίδιο σχήμα, κάτω, φαίνεται η χρονική μεταβολή της έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), των επιβραδυνόμενων προσεισμών, μαζί με την καμπύλη της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

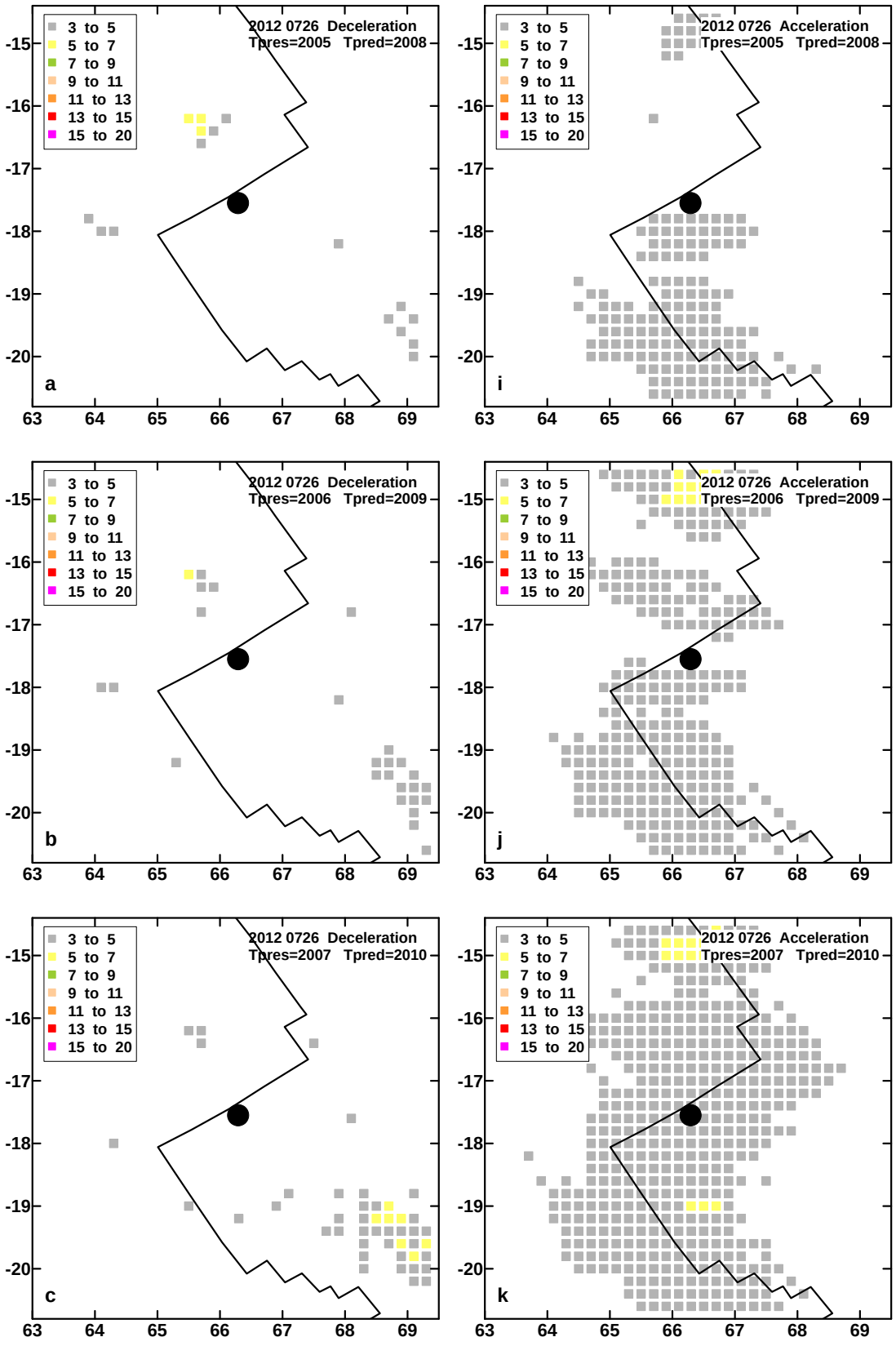
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 6.39 *(πάνω). Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προσεισμών (μικροί μαύροι κύκλοι) που έγιναν μέσα στη σεισμογόνο περιοχή (κύκλος με έντονη γραμμή), οι οποίοι πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση του ισχυρού σεισμού (M=7.5) της 15ης Ιουλίου 2003 στην μεσο-ωκεάνια ράχη του δυτικού Ινδικού Ωκεανού. Το επίκεντρο του σεισμού καθώς και αυτό που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS συμβολίζονται αντίστοιχα με το κόκκινο και το μπλε άστρο. (κάτω) Η χρονική μεταβολή της επιβραδυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), μαζί με την καμπύλη (Σχέση 6.6) που ταιριάζει στα δεδομένα.*

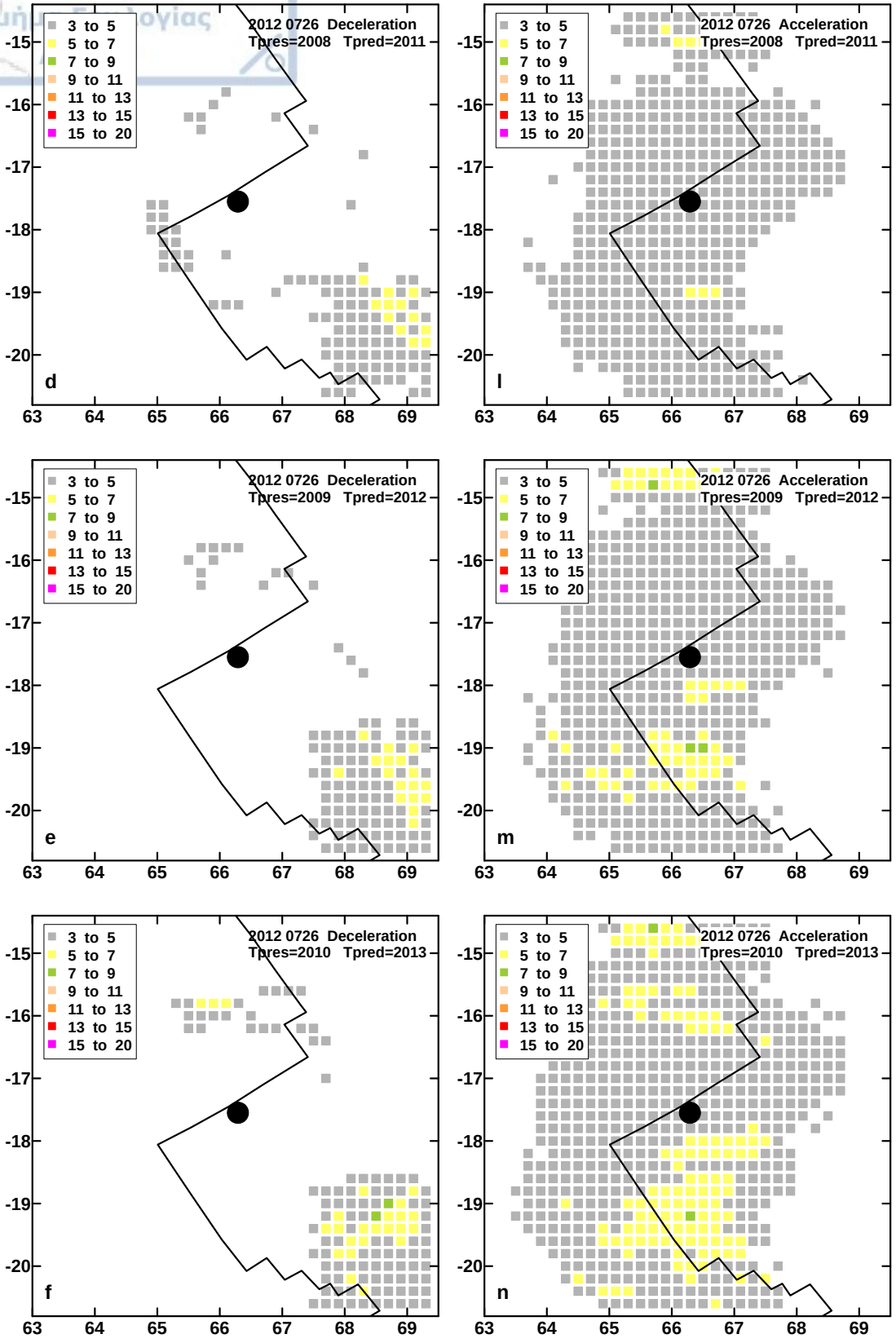
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

26 Ιουλίου 2012, φ = -17.6°, λ = 66.3°, M=6.6, Μεσο-ωκεάνια ράχη Δυτικού Ινδικού Ωκεανού

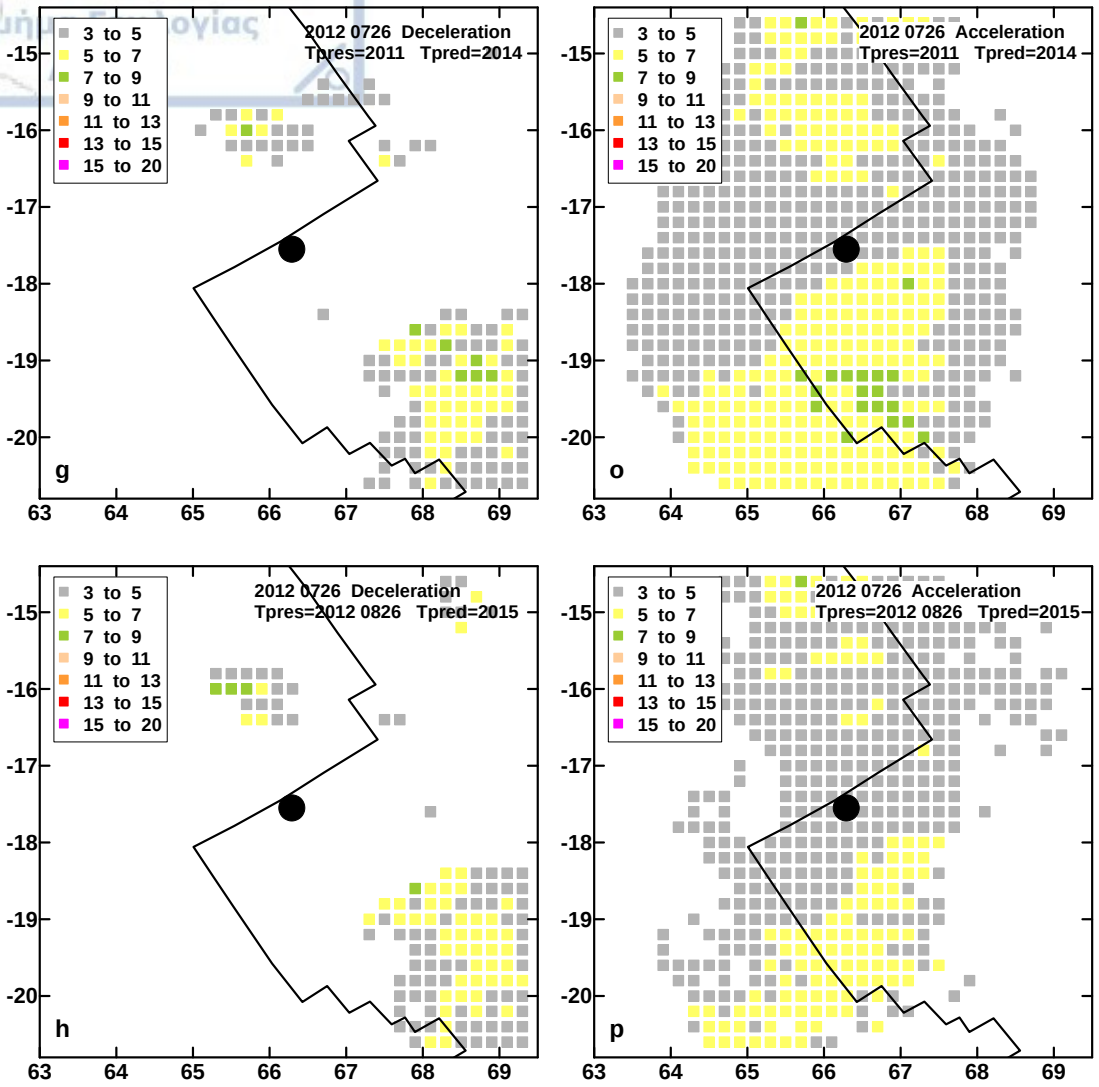


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 6.40 *Χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας q_d και q_a (αριστερά [a-h] και δεξιά [i-p], αντίστοιχα) σε κάναβο σημείων γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος κύκλος) της 26ης Ιουλίου 2012 (M=6.6) στην μεσο-ωκεάνια ράχη του δυτικού Ινδικού ωκεανού. Σε κάθε χάρτη φαίνεται ο χρόνος μέχρι το τέλος του οποίου χρησιμοποιούνται δεδομένα (Tpres) ενώ ο σεισμός αναμένεται να γίνει μέσα στα επόμενα τρία χρόνια (Tpred=Tpres+3).*

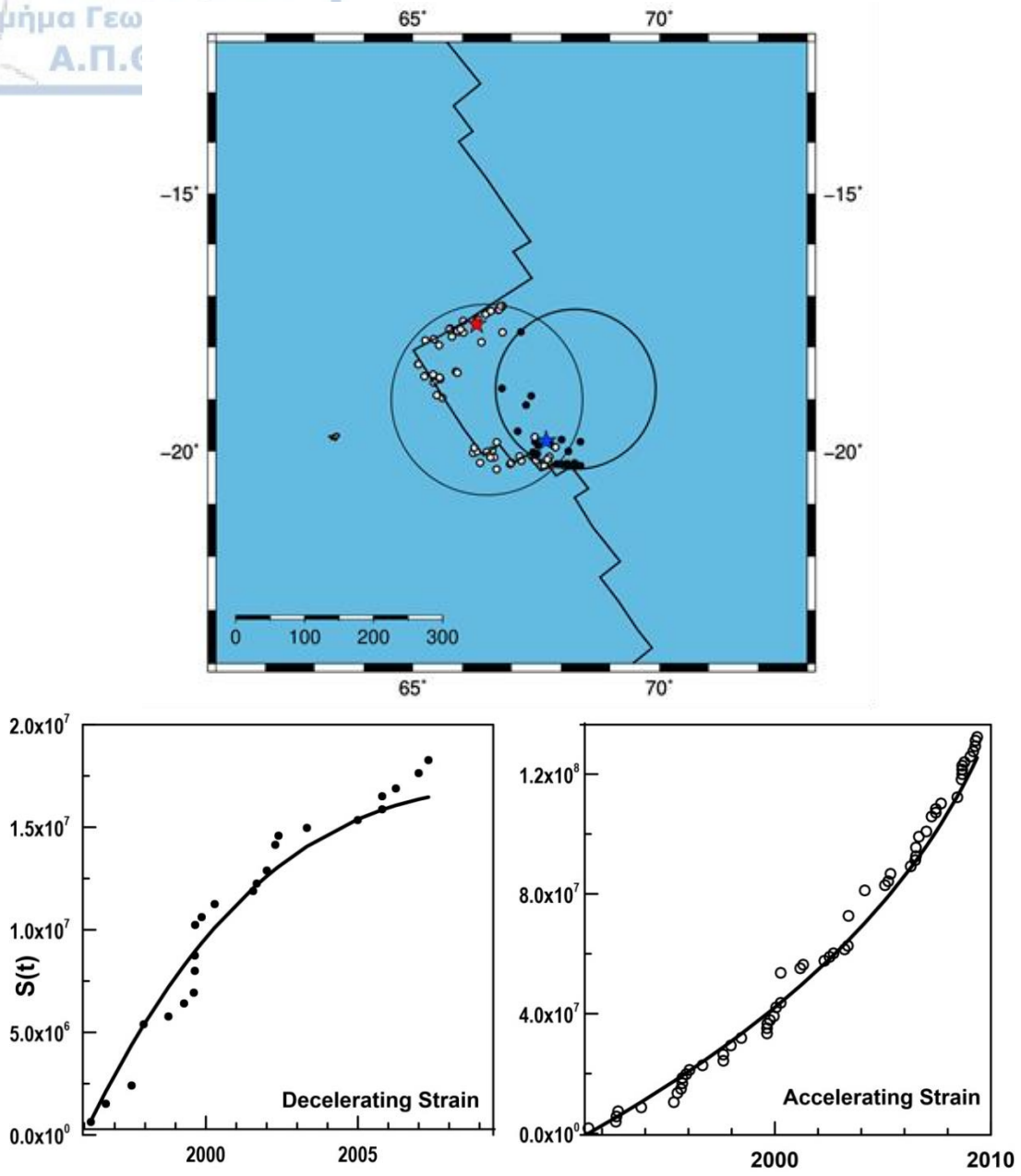
Από την έναρξη εφαρμογής του μοντέλου D-AS για τη μελέτη του σεισμού, αναγνωρίστηκαν χαμηλές και σχετικά υψηλές τιμές του παράγοντα q_d σε σημεία του κανάβου νοτιοανατολικά του επικέντρου του ισχυρού σεισμού και σχετικά μακριά από αυτό ενώ (*Σχήμα 6.40a, e*), από την άλλη μεριά, υπολογίστηκαν στην αρχή χαμηλές και αργότερα σχετικά υψηλές τιμές του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

παράγοντα ποιότητας q_a, ενδεικτικού της έντασης της επιταχυνόμενης σεισμικότητας. Τα γεωγραφικά σημεία με τις υψηλότερες τιμές των παραγόντων q_d και q_a σε ολόκληρο τον κάναβο, αναζητήθηκαν στους χάρτες που έγιναν με δεδομένα μέχρι το 2009 (*Σχήμα 6.40e, m*), τα οποία και αντιστοιχούν στα κέντρα της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής που φαίνονται στο επόμενο σχήμα (*Σχήμα 6.41, πάνω*). Στον χάρτη του σχήματος αυτού φαίνονται η σεισμογόνος (κύκλος με έντονη γραμμή) και η κρίσιμη (κύκλος με λεπτή γραμμή) περιοχή μαζί με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι αντίστοιχα) που έγιναν σε αυτές. Φαίνεται, επίσης, το επίκεντρο του σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS (μπλε άστρο). Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της συσσωρευτικής σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), των επιβραδυνόμενων (αριστερά) και επιταχυνόμενων (δεξιά) προσεισμών, μαζί με την καμπύλη της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα.

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

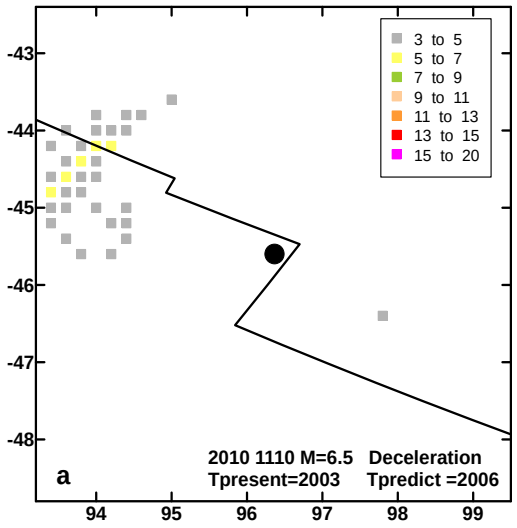


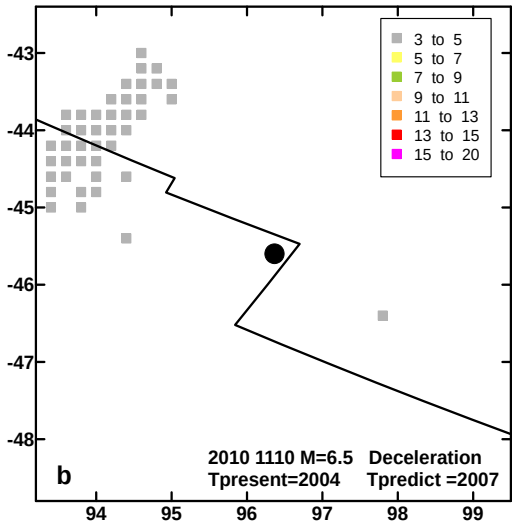
Σχήμα 6.41 *(πάνω). Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι μικροί κύκλοι) που έγιναν μέσα στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή (κύκλοι με έντονη και λεπτή γραμμή), που πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση του ισχυρού σεισμού (M=6.6) της 24ης Ιουλίου 2012 στην μεσο-ωκεάνια ράχη του δυτικού Ινδικού ωκεανού. Το επίκεντρο του σεισμού καθώς και αυτό που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS συμβολίζονται αντίστοιχα με το κόκκινο και το μπλε άστρο. (κάτω) Η χρονική μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και επιταχυνόμενης (δεξιά) έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), μαζί με την καμπύλη (Σχέση 6.6) που ταιριάζει στα δεδομένα.*

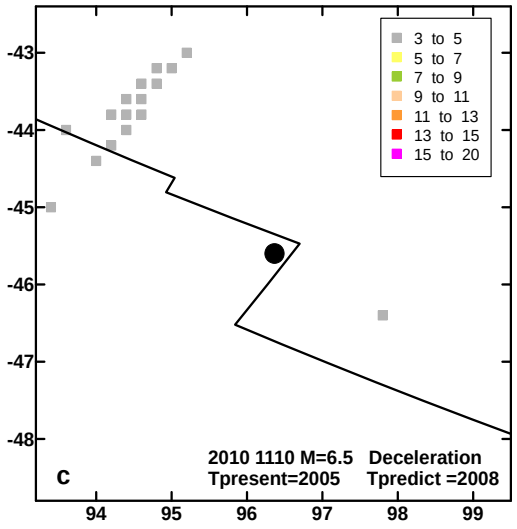
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

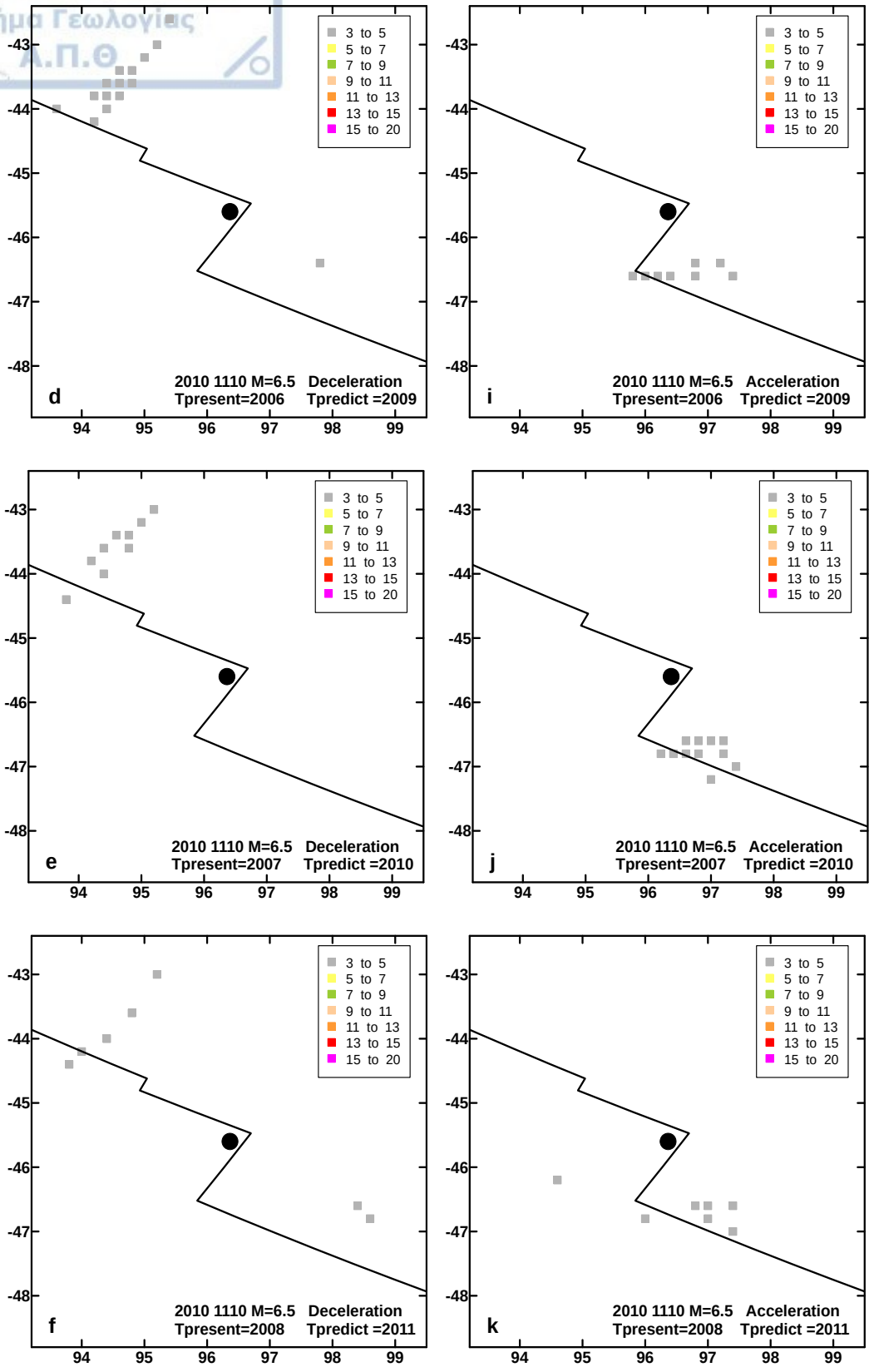
10 Νοεμβρίου 2010, ϕ = -45.6°, λ = 96.4°, M=6.5, Μεσο-ωκεάνια ράχη νότιου Ινδικού Ωκεανού





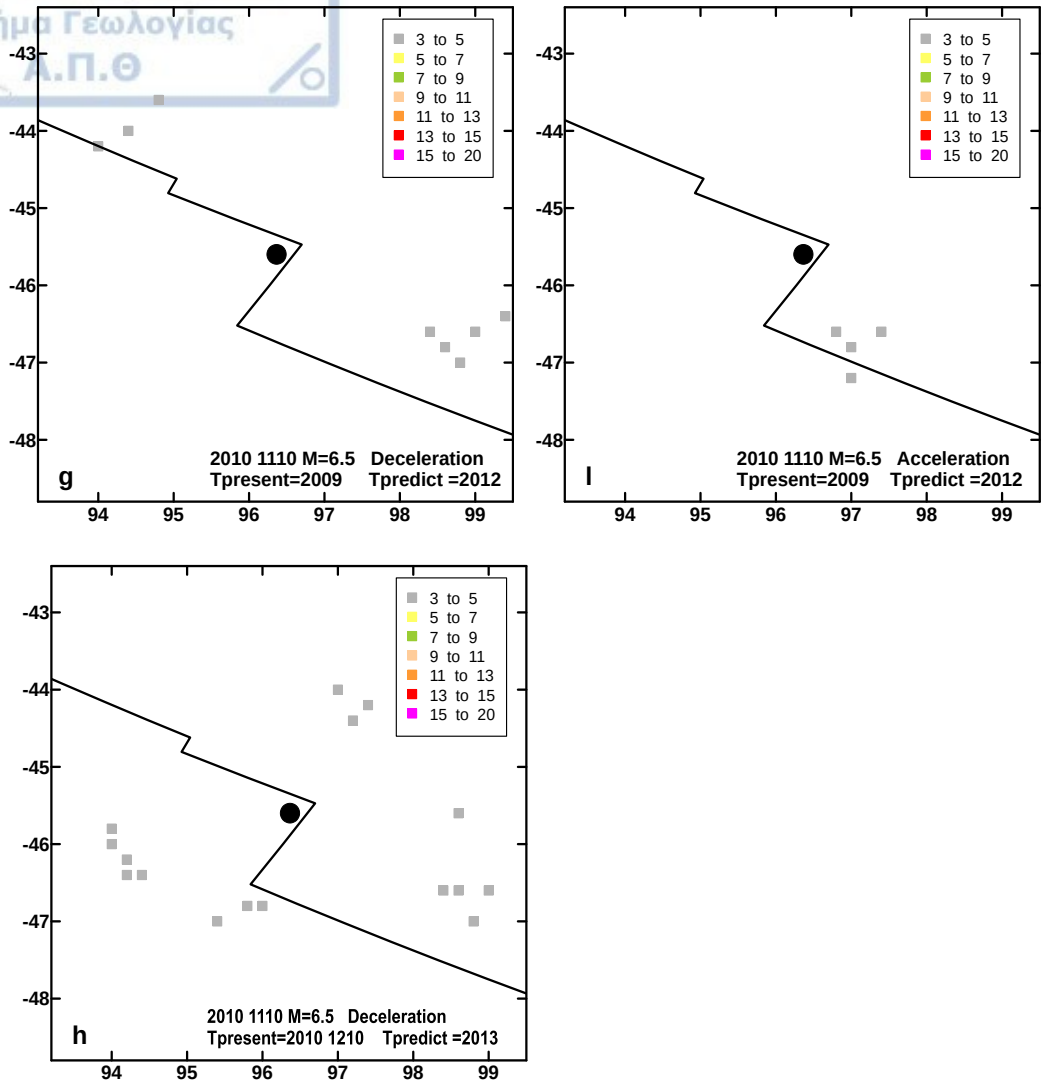


Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.42 *Χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας q_d και q_a (αριστερά [a-h] και δεξιά [i-l], αντίστοιχα) σε κάναβο σημείων γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (μαύρος κύκλος) της 10ης Νοεμβρίου 2010 (M=6.5) στην μεσο-ωκεάνια ράχη του νότιου Ινδικού ωκεανού. Δεν αναγνωρίστηκε επιταχυνόμενη σεισμικότητα με δεδομένα ως το τέλος του 2005 καθώς και μέχρι ένα μήνα μετά τη γένεση του σεισμού. Σε κάθε χάρτη φαίνεται ο χρόνος μέχρι το τέλος του οποίου χρησιμοποιούνται δεδομένα (Tpres) ενώ ο σεισμός αναμένεται να γίνει μέσα στα επόμενα τρία χρόνια (Tpred=Tpres+3).*

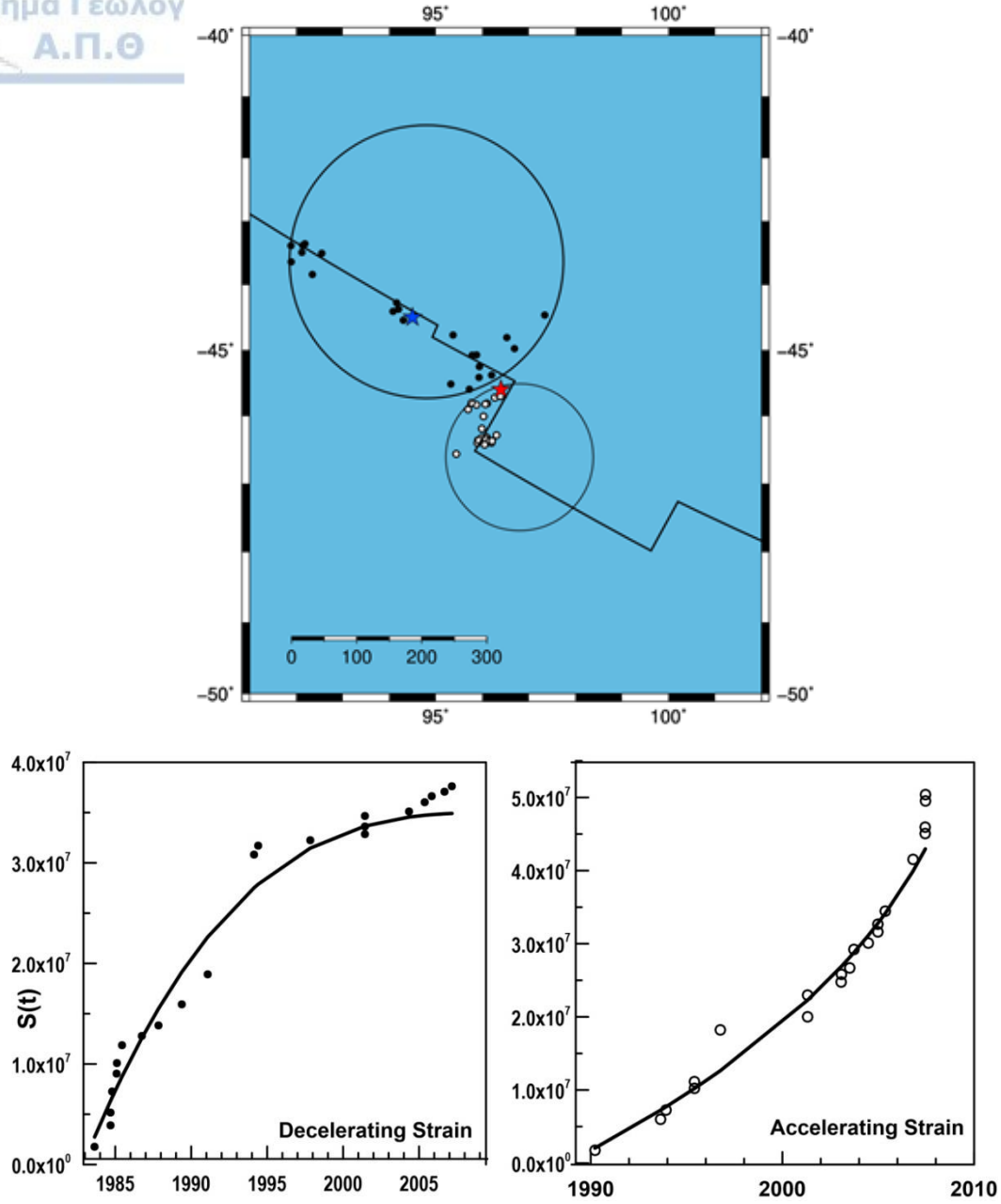
Επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση αναγνωρίστηκε σε σεισμογόνες περιοχές που έχουν τα κέντρα τους βορειοδυτικά του επικέντρου του σεισμού. Δεν αναγνωρίστηκε επιταχυνόμενη σεισμικότητα με δεδομένα μέχρι το τέλος του 2005 καθώς επίσης και μέχρι ένα μήνα μετά τη γένεση του σεισμού.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Τα γεωγραφικά σημεία με τις υψηλότερες τιμές των παραγόντων q_d και q_a σε ολόκληρο τον κάναβο, αναζητήθηκαν στους χάρτες που έγιναν με δεδομένα μέχρι το 2007 (*Σχήμα 6.42e, j*), τα οποία και αντιστοιχούν στα κέντρα της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής που φαίνονται στο επόμενο σχήμα (*Σχήμα 6.43, πάνω*). Στον χάρτη του σχήματος αυτού φαίνονται η σεισμογόνος (κύκλος με έντονη γραμμή) και η κρίσιμη (κύκλος με λεπτή γραμμή) περιοχή μαζί με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι κύκλοι αντίστοιχα) που έγιναν σε αυτές. Φαίνεται, επίσης, το επίκεντρο του σεισμού (κόκκινο άστρο) και το επίκεντρο που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS (μπλε άστρο). Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της συσσωρευτικής σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), των επιβραδυνόμενων (αριστερά) και επιταχυνόμενων (δεξιά) προσεισμών, μαζί με την καμπύλη της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 6.43 *(πάνω). Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμών (μαύροι και άσπροι μικροί κύκλοι) που έγιναν μέσα στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή (κύκλοι με έντονη και λεπτή γραμμή), οι οποίες πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση του ισχυρού σεισμού (M=6.5) της 10ης Νοεμβρίου 2010 στην μεσο-ωκεάνια ράχη του δυτικού Ινδικού ωκεανού. Το επίκεντρο του σεισμού καθώς και αυτό που υπολογίστηκε με το μοντέλο D-AS συμβολίζονται αντίστοιχα με το κόκκινο και το μπλε άστρο. (κάτω) Η χρονική μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και επιταχυνόμενης (δεξιά) έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), μαζί με την καμπύλη (Σχέση 6.6) που ταιριάζει στα δεδομένα.*

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του μοντέλου D-AS για την αναδρομική «πρόγνωση» των βασικών εστιακών παραμέτρων των ισχυρών σεισμών που μελετήθηκαν, όπως αυτές φαίνονται στον *Πίνακα 6.24*, δίνονται στον *Πίνακα 6.25*. Για κάθε έναν από τους σεισμούς αυτούς δίνονται ο χρόνος γένεσης, t_c, οι συντεταγμένες του επικέντρου, Ε, και το μέγεθός του, Μ και ακολουθούν η ακτίνα, r ή R (km), της σεισμογόνου ή της κρίσιμης περιοχής, η παράμετρος καμπυλότητας, C, της *Σχέσης 6.6* που ταιριάζει στα δεδομένα, ο παράγοντας ποιότητας λύσης q (q_d/q_a) που υπολογίζεται από τις *Σχέσεις 6.8 και 6.11*, το ελάχιστο μέγεθος, M_{min}, των προσεισμών, όπως αυτό υπολογίζεται από τις *Σχέσεις 6.16 και 6.17*, σε σχέση με το μέγεθος του σεισμού που μελετάται, ο χρόνος έναρξης της επιβραδυνόμενης ή επιταχυνόμενης σεισμικής ακολουθίας, t_{sd} ή t_{sa}, ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης, logs, και το πλήθος, N, των σεισμών κάθε ακολουθίας. Ακολουθούν οι τιμές του χρόνου γένεσης, t_c^* και του μεγέθους, M^*, που υπολογίστηκαν για τους επιβραδυνόμενους προσεισμούς (*Σχέσεις 6.13 και 6.12*), και για τους επιταχυνόμενους προσεισμούς (*Σχέσεις 6.10 και 6.9*). Τέλος, με έντονα γράμματα, φαίνονται οι τελικές τιμές των τριών βασικών εστιακών παραμέτρων (χρόνος γένεσης t_c^*, μέγεθος M^*, επίκεντρο E^*), όπως αυτές υπολογίστηκαν από το μοντέλο D-AS, σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγούμενα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 6.25 *Ιδιότητες των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προσεισμικών ακολουθιών οι οποίες πιθανώς σχετίζονται με τη γένεση των ισχυρών σεισμών που έγιναν σε μεσο-ωκεάνιες ράχες (Πίνακας 6.24) και των περιοχών στις οποίες αυτοί έγιναν. Για κάθε σεισμό δίνονται ο χρόνος γένεσης, t_c, οι συντεταγμένες του επικέντρου, Ε, και το μέγεθός του, Μ. Ακολουθούν οι παράμετροι της κυκλικής σεισμογόνου περιοχής, των επιβραδυνόμενων προσεισμών και οι τιμές του χρόνου γένεσης, t_c^* και του μεγέθους, M^*, που υπολογίστηκαν από τις Σχέσεις 6.13 και 6.12. Στην επόμενη σειρά δίνονται τα ίδια στοιχεία για την κρίσιμη περιοχή (αν αυτή έχει αναγνωριστεί) καθώς και οι αντίστοιχες παράμετροι (χρόνος γένεσης και μέγεθος) που υπολογίστηκαν από τις Σχέσεις 6.10 και 6.9. Τέλος, με έντονα γράμματα στην επόμενη σειρά δίνονται οι τελικές προβλεπόμενες τιμές για τις τρεις βασικές παραμέτρους του σεισμού, όπως αυτές υπολογίστηκαν με τη εφαρμογή του μοντέλου D-AS.*

t_c	E	M	r/R (km)	C	q	M_{min}	t_{sd}/t_{sa}	logs	N	t_c^*	M*	E*
Μεσο-Ατλαντική Ράχη												
30.08.2012	**71.4, -11.0**	**6.7**	104	0.41	4.1	4.2	1994	5.23	31	2015.3	6.0	
			239	0.58	4.8	5.0	1980	5.34	43	2015.9	6.5	
								Μοντέλο D-AS		**2015.6**	**6.3**	**71.2, -11.4**
Μεσο-Ατλαντική Ράχη												
24.06.2013	**10.7, -42.6**	**6.5**	141	0.38	7.4	4.1	1994	5.20	31	2015.7	6.4	
			203	0.56	5.1	5.0	1989	5.60	30	2014.7	6.5	
								Μοντέλο D-AS		**2015.2**	**6.5**	**11.4, -43.5**
Ράχη Δυτικού Ινδικού Ωκεανού												
07.15.2003	**-2.6, 68.4**	**7.5**	242	0.40	6.4	4.4	1980	4.88	28	2007.5	7.2	
			-	-	-	-	-	-	-	-	-	
								Μοντέλο D-AS		**2007.5**	**7.2**	**-1.1, 67.3**
Ράχη Δυτικού Ινδικού Ωκεανού												
26.07.2012	**-17.6, 66.3**	**6.6**	171	0.54	5.4	4.2	1994	5.26	24	2014.9	6.8	
			204	0.32	7.6	5.0	1991	5.73	58	2012.5	6.6	
								Μοντέλο D-AS		**2013.7**	**6.7**	**-19.8, 67.7**
Ράχη Νότιου Ινδικού Ωκεανού												
10.11.2010	**-45.6, 96.4**	**6.5**	237	0.48	3.8	4.2	1983	4.76	22	2012.7	7.1	
			121	0.53	5.8	4.3	1989	5.73	21	2010.7	6.1	
								Μοντέλο D-AS		**2011.7**	**6.6**	**-44.5, 94.5**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Όπως έχει αναφερθεί προηγούμενα (*βλέπε παράγραφο 6.5*), από τη μελέτη πολλών επιφανειακών ισχυρών σεισμών που έγιναν σε διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα, των οποίων προηγήθηκε επιβραδυνόμενη και επιταχυνόμενη σεισμική ακολουθία (π.χ. Papazachos et al., 2006, 2007), διαμορφώθηκε η ακόλουθη τυπική εικόνα της χωρικής και της χρονικής μεταβολής των τιμών των παραγόντων q_d και q_a, ενδεικτικών της έντασης των πρόδρομων αυτών φαινομένων. Η αναγνώριση της επιταχυνόμενης σεισμικότητας, η οποία γίνεται νωρίτερα από αυτήν της επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, εκδηλώνεται με την εμφάνιση προοδευτικά αυξανόμενων τιμών του παράγοντα q_a σε ευρεία περιοχή γύρω από το επίκεντρο του σεισμού. Παρόμοια προοδευτική αύξηση τιμών του παράγοντα q_d εμφανίζεται κοντά στο επίκεντρο του επικείμενου σεισμού. Οι υψηλότερες τιμές των δύο αυτών παραγόντων υπολογίζονται λίγα χρόνια (κατά μέσο όρο περίπου 3 χρόνια) πριν το σεισμό και στη συνέχεια μειώνονται σταδιακά, ή δεν μπορούν να υπολογιστούν, λίγο πριν από τη γένεσή του.

Η χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας λύσης, ιδιαίτερα του παράγοντα q_d, και η μεταβολή αυτών των τιμών με το χρόνο δεν παρουσιάζει, σε καμία περίπτωση από αυτές που εξετάστηκαν, τέτοια εικόνα. Στον *Πίνακα 6.26* φαίνονται οι τιμές των διαφορών ανάμεσα στις παρατηρηθείσες τιμές των βασικών παραμέτρων των πέντε σεισμών του *Πίνακα 6.24* και αυτών που υπολογίστηκαν με το μοντέλο D-AS. Είναι προφανές ότι, ενώ η διαφορά στο μέγεθος του σεισμού και στο χρόνο γένεσης του μεταξύ των τιμών που παρατηρήθηκαν και αυτών που υπολογίστηκαν από το μοντέλο D-AS είναι σχετικά μικρή, η απόσταση ανάμεσα στο παρατηρηθέν επίκεντρο και αυτό που υπολογίζεται από το μοντέλο, είναι μεγάλη.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

Πίνακας 6.26 *Οι διαφορές μεταξύ των βασικών εστιακών παραμέτρων των σεισμών του Πίνακα 6.24 και αυτών που εκτιμήθηκαν με τη χρήση του μοντέλου D-AS. E-E*: απόσταση (σε km) μεταξύ του επικέντρου του σεισμού και αυτού που υπολογίστηκε, M-M*: διαφορά μεταξύ του μεγέθους του σεισμού και αυτού που υπολογίστηκε, t_c–t_c^*: διαφορά μεταξύ του χρόνου γένεσης του σεισμού και αυτού που υπολογίστηκε.*

Σεισμός	**E – E* (km)**	**M – M***	**t_c – t_c^* (yrs)**
30.08.2012 (6.7)	26	0.4	-2.9
24.06.2013 (6.5)	125	0.4	-1.7
07.15.2003 (7.5)	207	0.3	-4.0
26.07.2012 (6.6)	286	-0.1	-1.1
10.11.2010 (6.5)	192	-0.1	-0.9
Μέση τιμή	167±98	0.1±0.2	-2.0±1.4

Ενώ οι διαφορές στα μεγέθη και στους χρόνους μεταξύ των πραγματικών τιμών και αυτών που προσδιορίστηκαν από το μοντέλο είναι μικρές, οι διαφορές στις γεωγραφικές συντεταγμένες μεταξύ των πραγματικών και των «προβλεφθέντων» επικέντρων είναι λίγο μεγαλύτερες από αυτές προηγούμενων εργασιών (π.χ. Papazachos et al., 2006, 2007). Αυτό μπορεί να αποδοθεί στους ακόλουθους παράγοντες: (α) Η ακρίβεια των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που γίνονται στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, δηλαδή σε σημαντική απόσταση από σεισμολογικούς σταθμούς, είναι χαμηλή. Αυτό φαίνεται στους χάρτες επικέντρων των επιταχυνόμενων και επιβραδυνόμενων προσεισμών (*Σχήματα 6.35, 6.37, 6.39, 6.41 και 6.43*). Τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προσεισμών είναι κοντά στις μεσο-ωκεάνιες ράχες και κυρίως στα ρήγματα μετασχηματισμού στα οποία αυτοί γίνονται (μικροί άσπροι κύκλοι) ενώ αυτά των επιβραδυνόμενων προσεισμών δεν παρουσιάζουν τέτοια χωρική κατανομή. Η παρατήρηση αυτή εξηγείται από το γεγονός ότι τα μεγέθη των επιταχυνόμενων προσεισμών είναι μεγαλύτερα από αυτά των επιβραδυνόμενων προσεισμών, με συνέπεια τα επίκεντρα των πρώτων, που καταγράφονται από περισσότερους σεισμολογικούς σταθμούς, να υπολογίζονται με καλύτερη ακρίβεια από αυτά των δεύτερων. (β) Τα ελάχιστα μεγέθη, M_{min}, των

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

επιβραδυνόμενων προσεισμών που φαίνονται στον *Πίνακα 6.25* είναι, σε όλες τις περιπτώσεις, εκτός των διαστημάτων πληρότητας στις περιοχές μελέτης, όπως αυτά έχουν καθοριστεί στο 2ο Κεφάλαιο. Βέβαια, οι επιβραδυνόμενοι προσεισμοί που αντιστοιχούν στις αντίστοιχες καλύτερες τιμές του παράγοντα q_a κάθε περίπτωσης (και είναι αυτοί τα επίκεντρα των οποίων φαίνονται στους χάρτες που αναφέρθηκαν παραπάνω), έχουν μεγέθη αρκετά μεγαλύτερα από τις ελάχιστες τιμές που φαίνονται στον πίνακα. Φαίνεται, όμως, ότι ενώ ικανοποιείται η απαίτηση για ελάχιστο αριθμό προσεισμών ($n \geq 21$), η έλλειψη μικρότερου μεγέθους σεισμών για χρονικά διαστήματα πριν από τον ισχυρό σεισμό, που ορίζονται από τη *Σχέση 6.13*, επηρεάζει σημαντικά το δείγμα των επιβραδυνόμενων προσεισμών, των οποίων τα επίκεντρα χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του επικέντρου του ισχυρού σεισμού. Προηγούμενες έρευνες έχουν επίσης δείξει ότι η έλλειψη σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους από τον κατάλογο που χρησιμοποιείται (πληρότητα σε μεγαλύτερα μεγέθη), μπορεί να δυσκολέψει την εφαρμογή του μοντέλου D-AS (Karagianni, 2012).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7Ο

ΣΥΝΟΨΙΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η μελέτη τόσο της χωρικής όσο και της χρονικής μεταβολής της σεισμικότητας σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Μελετήθηκαν έξι ράχες: η ράχη του Ατλαντικού, η ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Nazca, η ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Ανταρκτικής, η ράχη του Κεντρικού Ινδικού καθώς επίσης και οι ράχες ΝΑ & ΝΔ Ινδικού στο όριο επαφής τους με την Ανταρκτική. Για την ολοκληρωμένη μελέτη των περιοχών αυτών εξετάστηκε τόσο η χρονικά ανεξάρτητη, όσο και η χρονικά εξαρτημένη σεισμικότητα, καθώς και η δυνατότητα μέσω συνδυαστικής τους ανάλυσης να προκύψουν χρήσιμες πληροφορίες, δυνητικά αξιοποιήσιμες για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Απαραίτητη προϋπόθεση για τη μελέτη της σεισμικότητας είναι η ύπαρξη ενός πλήρους καταλόγου σεισμών, ο οποίος θα πρέπει να είναι κατά το δυνατόν ακριβής και ομογενής ως προς τα μεγέθη του, ενώ τα στοιχεία του θα πρέπει να προέρχονται από αξιόπιστες πηγές. Στην εργασία αυτή συλλέχθηκαν δεδομένα από διάφορα ερευνητικά κέντρα, αλλά και από αρκετούς δημοσιευμένους καταλόγους σεισμών για το χρονικό διάστημα 1900-2014, ενώ ως κλίμακα μεγέθους αναφοράς υιοθετήθηκε η κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής. Επί πλέον συλλέχτηκαν και ομαδοποιήθηκαν και οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών που εκδηλώθηκαν στις περιοχές των υπό μελέτη μεσο-ωκεάνιων ράχεων, με στόχο τον ορισμό περιοχών που χαρακτηρίζονται από ανάλογο ή ίδιο είδος κινήσεων.

Στο πλαίσιο της ποιοτικής ανάλυσης των καταλόγων που προέκυψαν από την παραπάνω διαδικασία, έγινε έλεγχος των μεγεθών πληρότητας αλλά και των εστιακών παραμέτρων των σεισμών ενώ εφαρμόστηκε και η διαδικασία της από-ομαδοποίησης για τη δημιουργία επί μέρους καταλόγων, απαλλαγμένων από δευτερογενή χωροχρονικά συγκεντρωμένα γεγονότα. Κατά την μελέτη των εστιακών παραμέτρων εντοπίστηκαν περιπτώσεις (σεισμοί) με καταγεγραμμένα (από διεθνή κέντρα) εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 60 km για το χρονικό

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

διάστημα 1964-1980 (*βλέπε Σχήμα 2.7*), οι οποίες (μετά από σχετική επικοινωνία με το ISC) διορθώθηκαν υιοθετώντας μια καθαρά ενδεικτική τιμή εστιακού βάθους, αυτή των 33 km. Ακολούθησε η διαδικασία της από-ομαδοποίησης (με την χρήση της μεθόδου των Papazachos et al., 2006) με στόχο την απομάκρυνση των προσεισμών και των μετασεισμών από τους καταλόγους. Ο ποιοτικός έλεγχος των καταλόγων ολοκληρώθηκε με τον ορισμό των μεγεθών πληρότητας καθώς και της κατανομής τους στο χώρο και με το χρόνο. Η εξέταση της χρονικής τους μεταβολής (*Σχήματα 2.15 έως και 2.17*) ανέδειξε την ύπαρξη τριών χρονικών διαστημάτων με διαφορετικά μεγέθη πληρότητας. Εφαρμόστηκαν διάφορες μεθοδολογίες (π.χ. MAXC, GFT 90% και 95%, EMR), καθώς και συνδυασμός αυτών, για τον καθορισμό των πληροτήτων, ενώ τα αποτελέσματα ελέγχθηκαν και με την μελέτη των ρυθμών σεισμικότητας (seismicity rates). Οι υψηλότερες τιμές μεγεθών πληρότητας εντοπίζονται πριν το 1964, φτάνοντας ή και ξεπερνώντας την τιμή M_c=6.0, κάτι που δικαιολογείται από την απουσία επαρκών δικτύων καταγραφής κοντά στις περιοχές των ράχεων. Η χαρτογράφηση των χωρικών διακυμάνσεων των μεγεθών πληρότητας για χρονικά διαστήματα μετά το 1964 (*Σχήματα 2.72 έως και 2.77*), επιβεβαίωσε τα αποτελέσματα των χρονικών μεταβολών, ενώ παράλληλα έδειξε τοπικά μέγιστα. Τα τοπικά αυτά μέγιστα οφείλονται στα μικρά πλήθη σεισμών (αδυναμία καταγραφής μικρών σεισμών) και εντοπίζονται κυρίως σε ζώνες (κυκλικές περιοχές ακτίνας 150 km) που γεωγραφικά τοποθετούνται στα όρια των περιοχών μελέτης.

Κατά τη διαδικασία τυπικής μελέτης της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής θεωρείται ότι η σεισμικότητα μεταβάλλεται μόνο χωρικά, ενώ η χρονική της μεταβολή είναι τυχαία. Αυτού του είδους η σεισμικότητα που βασίζεται στην παραπάνω υπόθεση χαρακτηρίζεται ως χρονικά ανεξάρτητη (time-independent seismicity), δηλαδή, η αναμενόμενη σεισμικότητα δεν εξαρτάται από το χρόνο γένεσης και το μέγεθος των προηγούμενων σεισμών. Συνεπώς οι σχετικοί υπολογισμοί αφορούν μόνο τη μέση σεισμικότητα (σεισμικότητα υποβάθρου) και την κατανομή της στο χώρο. Η ποσοτική περιγραφή της χρονικώς ανεξάρτητης σεισμικότητας γίνεται με την χρήση των μέτρων (ή παραμέτρων) σεισμικότητας. Η διαδικασία προσδιορισμού των τιμών των ποσοτήτων αυτών στηρίζεται τόσο στο μοντέλο Poisson, που αφορά την κατανομή των σεισμών στο χρόνο, όσο και στο νόμο δύναμης των Gutenberg and Richter (G-R), που αφορά την εξάρτηση του πλήθους τους από το μέγεθός τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Στην παρούσα διατριβή, αφού προηγήθηκε η διαδικασία της αναγωγής των συχνοτήτων των μεγεθών στο συνολικό χρονικό διάστημα που καλύπτουν οι επί μέρους κατάλογοι (ώστε να υπερνικηθεί το πρόβλημα της έλλειψης επαρκούς πλήθους πλήρων δεδομένων σεισμών μικρών σχετικά μεγεθών που να καλύπτουν ένα μεγάλο χρονικό διάστημα καθώς και ένα αξιόλογο εύρος μεγεθών), μελετήθηκαν οι τιμές των παραμέτρων a_t, b, της σχέσης G-R, καθώς και το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος (M_t) για χρονικό διάστημα ενός έτους, αλλά και η πιθανότητα (P_t) υπέρβασης συγκεκριμένων τιμών μεγεθών, σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα. Οι σεισμικές αυτές παράμετροι εξετάστηκαν τόσο για τους αρχικούς, όσο και για τους από-ομαδοποιημένους καταλόγους των υπό μελέτη ράχεων μέσω μιας αυτοματοποιημένης διαδικασίας «σάρωσης» (κυκλικές περιοχές ακτίνας 150km με κέντρα στους κόμβους ενός πλέγματος 1°x1°) ενώ συνοδεύτηκαν από γραφήματα των χωρικών κατανομών των τιμών τους (*Σχήματα 3.7 έως και 3.12*). Παρά τον ορισμό μέτρων αξιοπιστίας (ελάχιστο πλήθος σεισμών κάθε κυκλικής περιοχής αυτό των 10 γεγονότων και ένα ελάχιστο εύρος των μεγεθών τους, $\Delta M \geq 1.0$) κατά την χαρτογράφηση των a_t, b, παρατηρήθηκαν κάποιες ακραίες τιμές, υψηλές (π.χ. a_1=12, b=-2.330) αλλά και χαμηλές (π.χ. b=-0.390) οι οποίες όμως είτε εντοπίζονται γεωγραφικά στα όρια της «σάρωσης» είτε οριακά ικανοποιούν τις προϋποθέσεις που τέθηκαν. Οι αντίστοιχες γραφικές απεικονίσεις έδειξαν ότι τα ποσοστά των «προβληματικών» αυτών περιπτώσεων είναι πολύ μικρά και κυμαίνονται από 2% έως 6%, χωρίς να επηρεάζουν τις μέσες τιμές της παραμέτρου b η οποία κυμαίνεται από 1.1 έως 1.4 (*Πίνακας 3.1*). Οι μικρές αυτές διαφοροποιήσεις των τιμών της παραμέτρου b μεταξύ των ράχεων πιθανόν να δικαιολογούνται από τον διαφορετικό ρυθμό επέκτασης που εμφανίζουν οι ράχες, από τα διαφορετικά πάχη του φλοιού καθώς και από τις διαφορετικές τιμές στις ροές θερμότητας. Όσο αφορά τη μελέτη των πιθανοτήτων υπέρβασης συγκεκριμένων τιμών μεγεθών, τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις χωρικές τους απεικονίσεις (μόνο για από-ομαδοποιημένους καταλόγους) (*Σχήματα 3.17 έως και 3.22*) είναι αναμενόμενα και απόλυτα λογικά, καθώς οι υψηλότερες τιμές αυτών εντοπίζονται για τις τάξεις μεγέθους 6.0 και 6.5 ενώ για σεισμούς μεγέθους $M \geq 7.5$ τα ποσοστά αυτά μηδενίζονται. Είναι ενδιαφέρον ότι οι υψηλότερες τιμές των πιθανοτήτων υπέρβασης μεγεθών $M \geq 7.0$ για τα επόμενα 90 και 120 έτη εστιάζονται σε μεμονωμένες περιοχές των ράχεων οι οποίες κυριαρχούνται από ρήγματα μετασχηματισμού.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Είναι γνωστό ότι υπάρχει άμεση σύνδεση μεταξύ της ενεργού παραμόρφωσης και της σεισμικότητας. Με σκοπό την ενίσχυση των έως τώρα παρατηρήσεων κατά τη μελέτη της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας και με στόχο την εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων σχετικά με την ενεργό τεκτονική σε περιβάλλοντα μεσο-ωκεάνιων ράχεων, μελετήθηκαν η ροή θερμότητας, η ηλικία και οι ρυθμοί επέκτασης, σε συνδυασμό με την επικρατούσα σεισμικότητα. Με βάση τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης, αλλά και τις τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας (a, b) είναι δυνατός ο υπολογισμός της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού. Στηριζόμενοι στις παραπάνω πληροφορίες και με την χρήση κατάλληλου μοντέλου (Papazachos and Kiratzi 1992) υπολογίστηκαν σε επιλεγμένες, χωρικά περιορισμένες και αντιπροσωπευτικές κάθε ράχης, περιοχές, οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης ενώ με την χρήση του μοντέλου MORVEL (DeMets et al., 2010) υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες γεωδαιτικές ταχύτητες επέκτασης. Οι λόγοι αυτών των ταχυτήτων αντιστοιχούν στους ρυθμούς παραμόρφωσης (seismic/total strain rate ratios) οι οποίοι μπορούν να συγκριθούν άμεσα με ανεξάρτητες πληροφορίες. Στην παρούσα εργασία, έγιναν συγκρίσεις των ρυθμών παραμόρφωσης με τις ηλικίες (*βλέπε Σχήμα 4.17*), τις ροές θερμότητας (*βλέπε Σχήμα 4.18*) και τις τιμές της παραμέτρου b (*βλέπε Σχήμα 4.21*). Τα αποτελέσματα των παραπάνω συγκρίσεων μπορούν να συνοψιστούν στο ακόλουθο γενικό συμπέρασμα: όσο απομακρυνόμαστε από το ίχνος των ράχεων τόσο μεγαλύτερες είναι οι ηλικίες των πετρωμάτων, ενώ μειώνονται οι θερμικές ροές, αυξάνεται η σεισμικότητα (η οποία συνδέεται κατά κύριο λόγο με τις δευτερεύουσες κινήσεις που χαρακτηρίζουν τις ράχες), αυξάνονται οι λόγοι παραμόρφωσης και ελαττώνονται οι τιμές της παραμέτρου b.

Η ύπαρξη ακραίων τιμών της παραμέτρου b οδήγησε στην ανάγκη χρήσης επιπλέον μεθόδων για περαιτέρω μελέτη της αξιοπιστίας τους. Παρά το γεγονός ότι οι όποιες προβληματικές τιμές του b που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία αποδόθηκαν στην έλλειψη επαρκούς πλήθους σεισμών και ήταν αριθμητικά ελάχιστες, αποφασίστηκε να μελετηθεί η διακύμανση των τιμών της παραμέτρου b και της εξάρτησής της από συγκεκριμένες ποσοτικές παραμέτρους που καθορίζονται από την πληρότητα των δεδομένων και το επίπεδο σεισμικότητας της κάθε περιοχής. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης Monte Carlo η οποία βασίζεται στην ελεγχόμενη παραγωγή τυχαίων αριθμών που περιγράφουν κατάλληλες

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

πιθανοτικές κατανομές (π.χ μεγεθών, χρόνων γένεσης και εστιακού βάθους σεισμών), χρησιμοποιώντας τις ήδη γνωστές τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας της κάθε σεισμικής πηγής. Μέσω της μεθόδου αυτής κατασκευάστηκαν συνθετικοί κατάλογοι σεισμών για το χρονικό διάστημα 1964-2014, εξετάζοντας ένα πλήθος διαφορετικών τιμών των παραμέτρων της σεισμικής πηγής (a_i, b και M_{max}). Σε όλους τους καταλόγους θεωρήθηκε το ίδιο ελάχιστο όριο μεγέθους (μέγεθος πληρότητας, M_c=5.0), το οποίο είναι μία τυπική τιμή για την πληρότητα μετά το 1964. Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν συνθετικοί κατάλογοι που καλύπτουν περιπτώσεις χαμηλής, ενδιάμεσης και υψηλής σεισμικότητας, αλλά και με μεγάλο εύρος τιμών b (από 0.7 έως 1.4) και M_{max} (6.5-7.5).

Με βάση τους συνθετικούς αυτούς καταλόγους, και με στόχο να διερευνηθεί η ευστάθεια (αξιοπιστία) υπολογισμού της παραμέτρου b, επανυπολογίστηκαν οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας με τις ακόλουθες πέντε μεθοδολογίες: 1) χρησιμοποιώντας την κατανομή G-R για τα απλά (dn) πλήθη σεισμών (*Σχέση 5.4*), 2) χρησιμοποιώντας την κατανομή G-R για τα συσσωρευτικά (N) πλήθη σεισμών (*Σχέση 5.8*), 3) χρησιμοποιώντας την μη γραμμική έκφραση της σχέσης G-R για τα συσσωρευτικά πλήθη σεισμών (*Σχέση 5.11*) 4) υιοθετώντας τη μεθοδολογία εκτίμησης της παραμέτρου b του Aki (1965) (*Σχέση 5.1*) και 5) υιοθετώντας τη μεθοδολογία εκτίμησης της παραμέτρου b του Page (1968) (*Σχέση 5.2*). Οι τιμές του b που ανακτήθηκαν από τις ανωτέρω προσομοιώσεις παρουσίαζαν αποκλίσεις από τις αρχικά υπολογισμένες («πραγματικές») τιμές, δηλαδή τις τιμές με τις οποίες δημιουργήθηκαν οι τυχαίοι κατάλογοι. Οι φαινόμενες αυτές μεταβολές οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι υπάρχει άμεση εξάρτηση της παραμέτρου b, τόσο από το εύρος μεγεθών (ΔM), όσο και από το πλήθος σεισμών ($N_{5.0}^{50}$, δηλαδή πλήθη σεισμών που αντιστοιχούν σε μέγεθος M≥5.0 και για χρονική περίοδο 50 ετών), ενώ το μέγιστο μέγεθος (M_{max}) δεν επηρέαζε πρακτικά τις αποκλίσεις αυτές.

Για τον υπολογισμό διορθώσεων στις παραμέτρους σεισμικότητας, αναζητήθηκε κατάλληλη σχέση η οποία να περιγράφει ικανοποιητικά τις πλασματικές αυτές «εξαρτήσεις». Εκτιμήθηκε ότι η σχέση μεταξύ της παραμέτρου b και των $logN_{5.0}^{50}$ (πλήθος σεισμών) και ΔM (εύρος μεγεθών), εκφράζεται καλύτερα με τη χρήση πολυωνυμικών συναρτήσεων 2ου και 3ου βαθμού. Οι πολυωνυμικές αυτές συναρτήσεις, οι οποίες και εκφράζουν τη διόρθωση της φαινόμενης μεταβολής

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

της παραμέτρου b (Δb), εφαρμοστήκαν αρχικά στις υπολογισμένες (συνθετικές) τιμές του b από όλες τις προσομοιώσεις. Οι διορθώσεις αυτές έγιναν και για τις πέντε μεθοδολογίες υπολογισμού b που εξετάστηκαν (b_n, b_N, $b_{Nnonlinear}$, b_{Aki} και b_{Page}), ενώ από τα ιστογράμματα των διορθωμένων τιμών που προέκυψαν (*Σχήματα 5.27 και 5.28*), παρατηρήθηκε ότι η πλειονότητα αυτών κυμαίνεται πλέον (μετά τη διόρθωση) μεταξύ των τιμών -0.5 και 0.5.

Εν συνεχεία, οι συναρτήσεις διόρθωσης εφαρμόστηκαν και στα πραγματικά δεδομένα των μεσωκεάνιων ράχεων τις οποίες είχαμε μελετήσει. Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν (και με τις πέντε τεχνικές υπολογισμού της παραμέτρου b που χρησιμοποιήθηκαν) παρατηρήθηκε ότι οι μεγαλύτερες διορθώσεις στις τιμές του b αντιστοιχούσαν σε αυτές που υπολογίστηκαν από τη σχέση του Aki (b_{Aki} revised, Aki 1965), οι μικρότερες σε αυτές που υπολογίστηκαν από τα απλά πλήθη σεισμών (b_n revised), ενώ οι τιμές που προέκυψαν από τα συσσωρευτικά πλήθη (b_N revised) και την μεθοδολογία του Page (b_{Page} revised, Page 1968) ήταν παρεμφερείς (*βλέπε Πίνακα 5.2*). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι μέσοι όροι των διορθωμένων τιμών του b (και για τις πέντε μεθοδολογίες) είχαν πρακτικά την ίδια κοινή τιμή, της τάξης ~1.3 (*Πίνακας 5.3*), κάτι που είναι ενδεικτικό για την αποτελεσματικότητα της προσέγγισης που χρησιμοποιήθηκε από την παρούσα διατριβή. Η αξιοπιστία της χρήσης συνθετικών παρατηρήσεων για τη μελέτη της φαινόμενης μεταβολής του b ενισχύεται και με το διάγραμμα σύγκρισης μεταξύ αρχικών και ανηγμένων (διορθωμένων) τιμών της παραμέτρου b (*Σχήμα 5.31*), όπως αυτή υπολογίστηκε με βάση τα απλά (b_n) και συσσωρευτικά πλήθη (b_N) σεισμών. Η κλίση της ευθείας μάλιστα που έχει προκύψει μετά από ορθογώνια παλινδρόμηση παίρνει τιμή κοντά στη μονάδα. Από την άλλη πλευρά, παρατηρώντας τις ανάλογες συσχετίσεις (*Σχήμα 5.37*) μεταξύ των $b_{Page} - b_{Aki}$, προκύπτει ότι παρά τις απαραίτητες διορθώσεις εξακολουθούν να υπάρχουν (λίγες σε αριθμό) σημαντικά μεγάλες τιμές (ακόμα και >2), ενδεικτικό της αστάθειας των μεθοδολογιών των Aki και Page.

Από τα παραπάνω προκύπτει ένα βασικό ερώτημα: πόσο αξιόπιστη μπορεί να θεωρηθεί τελικά η φυσική ερμηνεία της παραμέτρου b; Οι μελέτες της παρούσας διατριβής έδειξαν ότι σε περιβάλλοντα σχετικά χαμηλής σεισμικότητας (όπως αυτό των μεσο-ωκεάνιων ράχεων) οι τιμές της σεισμικής αυτής παραμέτρου μπορεί να είναι εσφαλμένες και προϊόν επίδρασης των παραμέτρων που επηρεάζουν τον υπολογισμό της. Η σχέση αλληλεξάρτησης μεταξύ των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

παραμέτρων b και α, οι πιθανές διορθώσεις σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας, η εφαρμογή ανάλογων μελετών σε διευρυμένες περιοχές, κλπ., μπορούν να αποτελέσουν αντικείμενα μελλοντικών μελετών.

Τέλος, καταβλήθηκε προσπάθεια να διερευνηθεί αν η γένεση των σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες και ιδιαίτερα αυτών με σχετικά μεγάλα μεγέθη, μπορεί να περιγραφεί (ή προβλεφθεί) μέσω εφαρμογής μοντέλων χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας. Στο πρώτο μοντέλο που δοκιμάστηκε, το «περιοχικό μοντέλο πρόγνωσης χρόνου και μεγέθους» (TIme and Magnitude Predictable Regional model, TIMAPR), εξετάστηκαν μόνο περιπτώσεις σεισμών με σχετικά μεγάλα μεγέθη (M≥6.0). Τα πλεονεκτήματα σε αυτήν την περίπτωση είναι ότι η πληρότητα των δεδομένων είναι εύκολο να ελεγχθεί (βλέπε 2ο Κεφάλαιο), τα χρονικά διαστήματα με πλήρη δεδομένα είναι αρκετά μεγάλα και η ακρίβεια υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων είναι ικανοποιητική. Ως μειονέκτημα μπορεί να θεωρηθεί ο τρόπος χωρισμού της περιοχής μελέτης σε σεισμικές ζώνες, γιατί εδώ υπεισέρχεται η υποκειμενική εκτίμηση του ερευνητή. Όμως, ο τρόπος καθορισμού σεισμικών ζωνών σε ορισμένη περιοχή μπορεί να θεωρηθεί ότι δεν έχει σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα καθώς υπαγορεύεται κυρίως από τα εμφανή χαρακτηριστικά των τεκτονικών δομών που υπάρχουν σε αυτήν (π.χ. ίχνος ράχης, ρήγματα μετασχηματισμού, κλπ.).

Ορίστηκαν συνολικά 43 σεισμικές ζώνες στις έξι μεσο-ωκεάνιες ράχες που μελετήθηκαν. Σε 19 από αυτές έχει ήδη γίνει ισχυρός σεισμός στο χρονικό διάστημα που μεσολάβησε από το τέλος των καταλόγων δεδομένων (Δεκέμβριος 2014) μέχρι το Δεκέμβριο του 2019 (Mar-1, Mar-2c, Mar-2d, Mar-5c, Mar-5d, Mar-6a, AfAn2a, AfAn4a, AfAn4b, AfAn5a, AfAn6a, AuAnt1a, AuAnt2a, AuAnt3a, PaAn1a, PaAn2a, PaAn2b, PaAn3a, PaAn3b). Βρέθηκαν οι διαφορές ανάμεσα στις τιμές των βασικών εστιακών παραμέτρων των σεισμών που παρατηρήθηκαν (παρ) και στις τιμές των ίδιων παραμέτρων που υπολογίστηκαν με τη χρήση του μοντέλου TIMAPR (υπο) και προέκυψε ότι οι μέσες τιμές αυτών των διαφορών είναι: (α) επίκεντρο ($E_{παρ}$-$E_{υπο}$) = 65 ± 46 km, (β) μέγεθος ($M_{παρ}$ – $M_{υπο}$) = -0.1 ± 0.4, (γ) χρόνος γένεσης ($T_{παρ}$ – $T_{υπο}$) = -0.8 ± 10.2 έτη. Στις 17 από τις υπόλοιπες 24 σεισμικές ζώνες στις οποίες δεν έχει γίνει ακόμη ισχυρός σεισμός, ο χρόνος γένεσης του αναμενόμενου σεισμού που υπολογίστηκε από το μοντέλο είναι από το 2020 και μετά (Mar-3a, Mar-3b, Mar-4a, Mar-4b, Mar-5a, Mar-5b, Mar-7a, Mar-7c, Mar-8a, AfAn1b, Naz1a, Naz2a, Naz2b, AuAnt1b, AuAnt4a, AuAnt4b, AuAnt4c). Σε άλλες 5

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

ζώνες ο αναμενόμενος χρόνος γένεσης έχει ήδη παρέλθει, χωρίς όμως να έχει περάσει και το χρονικό διάστημα της μίας τυπικής απόκλισης, αν αυτό προστεθεί στον υπολογισθέντα χρόνο γένεσης (Mar-2a, Mar-2b, AfAn1a, Naz1b, AuAnt2b). Υπάρχουν, τέλος, και δύο σεισμικές ζώνες, η Mar-7b, στην οποία δεν έχει γίνει κανένας ισχυρός σεισμός μέχρι το τέλος του 2019 παρά το γεγονός ότι έχουν περάσει 30 χρόνια από τον αναμενόμενο χρόνο γένεσης που έχει υπολογιστεί σε αυτήν (1990.3±13.1) και η AfAn3a στην οποία ο σεισμός έγινε 36 περίπου χρόνια μετά από το χρόνο που είχε προβλεφθεί (1983.2 ± 1.5). Από τα παραπάνω προκύπτει το συμπέρασμα ότι η εφαρμογή του μοντέλου TIMAPR στους ισχυρούς σεισμούς των μεσο-ωκεάνιων ράχεων δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα, με τιμές των σφαλμάτων των βασικών εστιακών παραμέτρων των σεισμών κοντά σε αυτές που βρέθηκαν από προηγούμενες έρευνες με χρήση του μοντέλου αυτού (π.χ. Papazachos et al., 1997a, b).

Η εφαρμογή του δεύτερου μοντέλου χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας στους ισχυρούς σεισμούς των μεσο-ωκεάνιων ράχεων δεν έδωσε ανάλογα καλά αποτελέσματα με αυτά της εφαρμογής του TIMAPR. Το «μοντέλο επιβραδυνόμενης-επιταχυνόμενης σεισμικότητας» (Decelerating-Accelerating seismic Strain, D-AS) στηρίζεται σε μελέτη των μεταβολών του ρυθμού έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, μέσα σε συγκεκριμένα παράθυρα χρόνου και χώρου, όπως αυτή προκύπτει από σεισμούς με μεγέθη 1-2 μονάδες μικρότερα των μεγεθών των ισχυρών σεισμών των οποίων προηγούνται. Το γεγονός ότι η διάρκεια μιας τυπικής επιβραδυνόμενης ή επιταχυνόμενης προσεισμικής ακολουθίας είναι της τάξης των 20 ετών περίπου, επιβάλλει τη θεώρηση μόνο πρόσφατων ισχυρών σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες. Όμως, η σημαντική απόσταση των ράχεων από σεισμολογικούς σταθμούς έχει ως αποτέλεσμα την αξιόπιστη καταγραφή, και συνεπώς τον σχετικά ακριβή προσδιορισμό εστιακών παραμέτρων, σχεδόν αποκλειστικά σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα από τα ελάχιστα απαιτούμενα που υπαγορεύουν οι *Σχέσεις 6.16* και *6.17*. Όμως, πληρότητα για αυτά τα ελάχιστα μεγέθη που προκύπτουν από τις δύο σχέσεις που αναφέρθηκαν, παρατηρείται μόνο κατά τα τελευταία έτη των καταλόγων που χρησιμοποιήθηκαν. Έτσι, δυσχεραίνεται η αναγνώριση επιβραδυνόμενης σεισμικότητας και φυσικά αντίστοιχης σεισμογόνου περιοχής, με συνέπεια τον μη ακριβή καθορισμό του επικέντρου του σεισμού που εξετάζεται στο πλαίσιο της προσπάθειας αναδρομικής πρόγνωσης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκε η χωροχρονική μεταβολή τις σεισμικότητας σε περιβάλλοντα αποκλινόντων ορίων λιθοσφαιρικών πλακών. Εξετάστηκε τόσο η χρονικά ανεξάρτητη, όσο και η χρονικά εξαρτημένη σεισμικότητα για έξι μεσο-ωκεάνιες ράχες: τη ράχη του Ατλαντικού, τη ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Nazca, τη ράχη μεταξύ Ειρηνικού-Ανταρκτικής, τη ράχη του Κεντρικού Ινδικού, καθώς επίσης και τις ράχες του ΝΑ & ΝΔ Ινδικού στο όριο επαφής τους με την Ανταρκτική. Στόχος η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την σεισμικότητα, αλλά και ο έλεγχος δυνατότητας πρόγνωσης σεισμών στις περιοχές αυτές με τα τόσο ιδιαίτερα τεκτονικά χαρακτηριστικά.

Για την υλοποίηση των παραπάνω στόχων αρχικά συλλέχθηκαν δεδομένα για το χρονικό διάστημα 1900-2014, τα οποία προέρχονται από πλήθος σεισμολογικών κέντρων (ISC, NEIC, GCMT) αλλά και από δημοσιευμένους καταλόγους σεισμών (Pacheco and Sykes 1992, Engdahl and Villaseñor 2002). Αποτέλεσμα της συλλογής αυτής ήταν η δημιουργία έξι επιμέρους καταλόγων, ένας για κάθε μία περιοχή ενδιαφέροντος (μεσο-ωκεάνια ράχη). Ως κύρια πηγή δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το ISC, ενώ η κλίμακα μεγέθους που υιοθετήθηκε ήταν αυτή του μεγέθους σεισμικής ροπής.

Έχοντας ως κύρια πηγή το GCMT έγινε αναζήτηση και συλλογή των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης (για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.0$). Απώτερος σκοπός ήταν ο ορισμός περιοχών που να χαρακτηρίζονται από ανάλογο ή ίδιο είδος κινήσεων. Ένας αξιόπιστος κατάλογος διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης μπορεί ακόμη να συνεισφέρει και σε άλλες μελέτες, όπως για παράδειγμα στη μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού (η οποία και εξετάστηκε στην παρούσα διατριβή).

Ακολούθησε ποιοτική ανάλυση των καταλόγων των υπό μελέτη ράχεων κατά την οποία ελέγχθηκαν τα εστιακά βάθη των σεισμών (και σε περιπτώσεις μη αναμενόμενων τιμών έγιναν οι απαραίτητες διορθώσεις), απομακρύνθηκαν οι προσεισμοί και μετασεισμοί με την διαδικασία της από-ομαδοποίησης, ενώ υπολογίστηκαν και τα μεγέθη πληρότητας με διάφορες μεθοδολογίες (π.χ. MAXC, GFT 90% και 95%, EMR, ή συνδυασμός αυτών). Προέκυψαν τρία πλήρη χρονικά διαστήματα (πριν το 1964, 1964-1995, 1996-2014) με σχετικά μεγάλα μεγέθη πληρότητας ιδιαίτερα πριν το 1964, κάτι που δικαιολογείται από την γεωγραφική θέση των μεσο-ωκεάνιων ράχεων (αδυναμία καταγραφής σεισμών με μικρά μεγέθη λόγω απουσίας κοντινών σεισμολογικών σταθμών). Η

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

εγκυρότητα των μεγεθών πληρότητας που υπολογίστηκαν επιβεβαιώθηκε με την μελέτη των ρυθμών σεισμικότητας.

Η σεισμικότητα που δεν εξαρτάται από το χρόνο γένεσης και το μέγεθος των προηγούμενων σεισμών χαρακτηρίζεται ως χρονικά ανεξάρτητη σεισμικότητα και η ποσοτική της περιγραφή γίνεται με παραμέτρους γνωστές ως μέτρα σεισμικότητας. Οι ποσότητες αυτές στηρίζονται συνήθως στο μοντέλο Poisson, που αφορά την κατανομή των σεισμών στο χρόνο, και στο νόμο δύναμης των Gutenberg and Richter (1944, G-R), που αφορά την κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών. Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκαν οι παράμετροι a_t, b, της σχέσης G-R, το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος (M_t) για χρονικό διάστημα ενός έτους, αλλά και η πιθανότητα (P_t) υπέρβασης διαφόρων τιμών μεγεθών για διάφορα χρονικά διαστήματα. Παρά τα μέτρα αξιοπιστίας που ορίστηκαν κατά τον υπολογισμό των παραμέτρων a_t, b, παρατηρήθηκαν τοπικά μέγιστα (των a_t & b) τα οποία ωστόσο εντοπίζονται γεωγραφικά στα όρια των περιοχών μελέτης. Επιπλέον τα ποσοστά τους κυμαίνονται από 2% έως 6%, χωρίς να επηρεάζουν τις μέσες τιμές των παραμέτρων οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 5.6-7.1 για την a_1 και 1.1-1.4 για την b. Η συνδυαστική μελέτη των χωρικών κατανομών των πιθανοτήτων υπέρβασης μεγεθών 7.0 και 7.5 για τα επόμενα 90 και 120 έτη με τους μηχανισμούς γένεσής τους έδειξε ότι οι μεγαλύτεροι σεισμοί των ράχεων εκδηλώνονται σε περιοχές που κυριαρχούνται από ρήγματα μετασχηματισμού.

Με την χρήση κατάλληλου μοντέλου υπολογίστηκαν σε ενδεικτικές περιοχές (και χωρικά περιορισμένες) των ράχεων οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης. Επιπλέον μελετήθηκαν οι ροές θερμότητας, οι ηλικίες και οι ρυθμοί επέκτασης των πλακών των υπό μελέτη ράχεων. Στόχος, ο υπολογισμός του λόγου σεισμικών προς συνολικών ρυθμών παραμόρφωσης (seismic/total strain rate ratios) και η συσχέτιση αυτών με τις γεωδαιτικές παρατηρήσεις που προαναφέρθηκαν. Τα αποτελέσματα των ανωτέρω μελετών έδειξαν ότι όσο απομακρυνόμαστε από το ίχνος των ράχεων τόσο μεγαλύτερες είναι οι ηλικίες των πετρωμάτων, οι θερμικές ροές μειώνονται, η σεισμικότητα (η οποία συνδέεται κατά κύριο λόγο με τις δευτερεύουσες κινήσεις που χαρακτηρίζουν τις ράχες) αυξάνεται και η παράμετρος b παίρνει μικρότερες τιμές.

Εν συνεχεία, μελετήθηκε η μεταβλητότητα της παραμέτρου b στις περιοχές μελέτης και η εξάρτησή της από συγκεκριμένους παράγοντες. Μέσω της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης Monte Carlo κατασκευάστηκαν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

συνθετικοί κατάλογοι στηριζόμενοι σε πλήθος διαφορετικών τιμών των παραμέτρων της σεισμικής πηγής. Έτσι δημιουργήθηκαν συνθετικοί κατάλογοι σεισμών για περιοχές χαμηλής-ενδιάμεσης και υψηλής σεισμικότητας. Υπολογίστηκαν «συνθετικές» τιμές της παραμέτρου b με ποικίλες μεθοδολογίες (b_n, b_N, $b_{N_non_linear}$, b_{Aki}, b_{Page}). Οι συγκρίσεις αυτών με τις αρχικά υπολογισμένες («πραγματικές») τιμές της παραμέτρου b έδειξαν ότι υπάρχει άμεση εξάρτηση του b τόσο από το εύρος μεγεθών (ΔΜ) όσο και από το πλήθος των σεισμών. Με στόχο τον υπολογισμό κατάλληλων διορθώσεων στις παραμέτρους σεισμικότητας b ορίστηκαν πολυωνυμικές συναρτήσεις 2ου και 3ου βαθμού. Εφαρμογή των διορθώσεων αυτών στα αρχικά μας δεδομένα (όπως υπολογίστηκαν για 28 επιλεγμένες περιοχές κατά μήκος όλων των ράχεων) οδήγησε στην παρατήρηση μιας κοινής μέσης τιμής της παραμέτρου b (ανεξαρτήτως της μεθοδολογίας υπολογισμού της) της τάξης του ~1.3. Βασιζόμενοι σε αυτές τις παρατηρήσεις οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι υπάρχει πιθανότητα η με παραδοσιακές μεθόδους εκτιμώμενη τιμή της παραμέτρου b, όσο αφορά τουλάχιστον περιβάλλοντα χαμηλής σεισμικότητας, να είναι πλασματική, επηρεαζόμενη από παράγοντες όπως το εύρος μεγεθών, με τη φυσική της σημασία να τίθεται υπό αμφισβήτηση.

Καταβλήθηκε προσπάθεια να διερευνηθεί αν η γένεση των σεισμών στις μεσο-ωκεάνιες ράχες και ιδιαίτερα αυτών με σχετικά μεγάλα μεγέθη, μπορεί να περιγραφεί με μοντέλα χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας. Χρησιμοποιήθηκαν δύο μοντέλα: α) το «περιοχικό μοντέλο πρόγνωσης χρόνου και μεγέθους» (TIMAPR) και β) το «μοντέλο επιβραδυνόμενης-επιταχυνόμενης σεισμικότητας» (D-AS). Το TIMAPR εφαρμόστηκε σε συνολικά 43 σεισμικές ζώνες με τα αποτελέσματα στο σύνολό τους να θεωρούνται ικανοποιητικά. Συγκεκριμένα, σε 19 από αυτές έχει ήδη γίνει ισχυρός σεισμός στο χρονικό διάστημα που μεσολάβησε από το τέλος των καταλόγων δεδομένων (Δεκέμβριος 2014) μέχρι το Δεκέμβριο του 2019, σε 17 δεν έχει γίνει ακόμα ισχυρός σεισμός με τον χρόνο γένεσης του αναμενόμενου σεισμού να υπολογίζεται από το μοντέλο για μετά το 2020, σε 5 ζώνες ο αναμενόμενος χρόνος γένεσης έχει ήδη παρέλθει (χωρίς όμως να συμπεριλαμβάνεται η τυπική του απόκλιση), σε μία έγινε ισχυρός σεισμός 36 περίπου χρόνια μετά από το χρόνο που είχε προβλεφθεί, ενώ τέλος σε μία σεισμική ζώνη δεν έχει γίνει κανένας ισχυρός σεισμός (έως το τέλος του 2019) παρά το ότι έχουν παρέλθει 30 χρόνια από τον αναμενόμενο χρόνο γένεσης. Αντιθέτως η εφαρμογή του D-AS σε συνολικά

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

πέντε ισχυρούς σεισμούς των τελευταίων χρόνων δεν έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα. Ο μη αξιόπιστος υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών λόγω των μεγάλων αποστάσεων μεταξύ ράχεων-σεισμολογικών σταθμών, όπως και οι υψηλές τιμές των μεγεθών πληρότητας δυσχεραίνουν την αναγνώριση της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας, με αποτέλεσμα τον μη ακριβή καθορισμό των παραμέτρων κατά την απόπειρα αναδρομικών προγνώσεων.

ABSTRACT

We study the spatial and temporal variation of seismicity in divergent oceanic boundaries. Time-independent and time-dependent seismicity was examined for six mid-ocean ridges: mid-Atlantic ridge, Pacific-Nazca ridge, Pacific-Antarctic ridge, Central Indian ridge as well as the SE & SW Indian ridges. Several conclusions concerning seismicity and the possibility for earthquake prediction in these tectonically different regions are presented in this thesis.

In order to achieve the previous objectives, bulletins of several seismological agencies (ISC, NEIC, GCMT), as well as several published earthquake catalogs (Pacheco and Sykes 1992, Engdahl and Villaseñor 2002) were collected for the time-period 1900-2014. The main goal was to create six seismic catalogues, one for each study region. ISC was considered as the main reference agency, while the moment magnitude scale was adopted as the main reference magnitude scale.

Using the GCMT database, all available focal mechanisms (for earthquake magnitudes $M \geq 5.0$) were searched and collected. The main goal of this procedure was to define areas with similar or same tectonic movement. The compiled reliable list of fault plane solutions can contribute to other studies, such as the study of active crustal deformation (which was also examined in this work).

A qualitative analysis of the compiled catalogues was performed by checking their focal depths, declustering and defining completeness magnitude with several methods (e.g. MAXC, GFT 90% and 95%, EMR or combination of them). Three different complete periods were identified (before 1964, 1964-1995, 1996-2014) with relatively high completeness magnitudes especially for the period before 1964. This observation is justified by the typical geographical location of most mid-ocean ridges, which results in the absence of dense seismic networks in their proximity.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

The validity of the estimated completeness magnitudes and periods was also tested and confirmed by the study of time evolution of seismicity rates.

Seismicity that does not depend on the time and/or the magnitude of previous earthquakes is usually characterized as time-independent seismicity, and its quantitative description is practically described by the estimation of certain quantities, known as seismicity parameters. These quantities are usually based on the Poisson model, regarding the time distribution of earthquakes (memoryless statistics), and the Gutenberg-Richter (G-R) law, which expresses the most commonly considered magnitude distribution for the earthquakes. In this thesis, the a_t and b parameters of the G-R relation, the most probable maximum magnitude over one year (M_t) and the probabilities of exceedance of certain magnitudes thresholds within several time windows were calculated. Despite several quality criteria and factors that were employed in the estimation of these parameters, several regional maxima (a_t and b) were observed, although most of the extreme values were located close to the boundaries of the study regions. In addition, their percentage ranges from 2% to 6% of the total number of the areas considered and, therefore, they do not affect the mean values calculated for the parameters, which are in the range of a_1=5.6-7.1 and b=1.1-1.4. Associating the spatial distribution of probabilities of exceedance for M=7.0 and M=7.5 for the next 90 and 120 years with the type of focal mechanisms, we have observed that these areas are dominated by transform faults.

Using an appropriate quantitative model, we have calculated seismic deformation velocities for a large number of indicative (spatially bounded) areas along several ocean ridges. The correlation of heat flows, crustal age, and spreading rates were also studied. The main goals of this comparative study were first to calculate the seismic-to total strain rate ratios as well as to correlate them with independent geodetic observations. The results of the previous study showed that as the distance from the ridges increases and the crustal age increases, the seismic-to-total strain rate ratio significantly increases, obtaining values >0.1 for ages larger than ~20Myr.

We also examined, the variability and the dependence of the G-R parameter b on several factors related to the regional seismicity. Using the Monte Carlo approach and considering a wide range of values for the main parameters controlling the regional seismicity, we have constructed a large number of synthetic catalogues. As a result, synthetic (artificial) earthquake catalogues for areas of low, intermediate and (relatively) high seismicity were produced. New, "synthetic" G-R b values were

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

estimated using various methods (b_n, b_N, $b_{N_non_linear}$, b_{Aki}, b_{Page}). Comparisons between the retrieved and the original b values (input for the catalogue generation) showed significant apparent b-value variations, which were controlled by the local seismicity levels, as well as the magnitude range, ΔM, available for each catalogue. Appropriate polynomial functions of 2nd and 3rd degree were proposed for the correction of the estimated b values using the local seismicity measures. After applying these corrections to the real data (estimated for 28 selected regions along various mid-ocean ridges), a much better agreement for estimates from various methods was observed, whereas a rather similar average value of parameter b~1.3 was derived. The results suggest that parameter b, in areas of low seismicity, is likely to be biased and its physical significance should be questioned, unless appropriate corrections are applied.

An attempt has been made to examine the time-dependent seismicity of mid-ocean ridges, especially in seismic zones with strong earthquakes. Two models were tested: a) the time and magnitude predictable regional (TIMAPR) model and, b) the Decelerating-Accelerating seismicity (D-AS) model. The TIMAPR model was applied to a total of 43 seismic zones with acceptable results in almost all cases. Specifically, in 19 zones a strong mainshock has already occurred (during the time interval December 2014- December 2019), in 17 of them a strong earthquake has not been observed yet (with model estimated time prediction after 2020), in 5 of them the predicted time has passed, in one of them a strong earthquake occurred 36 years after the predicted time, and, finally, in one seismic zone no strong earthquake has occurred despite the fact that 30 years elapsed since the predicted time. On the contrary, the D-AS model which was tested on five recent strong earthquakes has not produced satisfactory results. The unreliable focal parameters (due to the large distance between ridges and seismological stations) and the high values of completeness magnitude, hamper the recognition of precursory decelerating seismicity, resulting in poor scores concerning the attempts of retrospective prediction of strong mainshocks in these regions.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Βιβλιογραφία

Abercrombie, R.E., and Brune, J.N. (1994). Evidence for a constant b-value above magnitude 0 in the southern San Andreas, San Jacinto, and San Miguel fault zones and at the Long Valley caldera, California. *Geophys. Res. Lett.*, **21** (15), 1647-1650.

Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula log(N)=a - bM and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 237–239.

Aki, K., and Richards, P. (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods. *Freeman, San Francisco, California*, 557 pp.

Akkaya AD, Tiku ML. (2008). Robust estimation in multiple linear regression model with non-Gaussian noise. *Automatica*, **44,** 407–417.

Allègre, C., Le Mouell, J. and Provost, A., 1982. Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, **297**, 47-49.

Alexander, R. T. and Macdonald, K. C. (1996). Sea Beam, SeaMARC II and ALVIN-based studies of faulting on the East Pacific Rise 9°20'N–9°50' N. *Marine Geophysical Researches.*, **18**, (5), 557–587.

Allen, R.M., Nolet, G., Morgan, W.J., Vogfjörd, K., Bergsson, B.H., Erlendsson, P., Foulger, G.R., Jakobsdóttir, S., Julian, B., Pritchard, M. (2002). Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2325.

Amelung, F., and King, G. (1997). Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Res. Lett.*, **24,** 507-510.

Anderson, D.L. (2000). The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters 27.*, (**22**), 3623–3626.

Anderson, R.N., and Sclater, J.G., (1972). Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5°S and 20°S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 433.

Anderson, R.N., Forsyth, D.W., Molnar, P. and Mammericks, J. (1974). Fault plane solutions of earthquakes on the Nazca plate boundaries and the Easter plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 188-202.

Anderson, R.N., and Hobart, M.A. (1976). The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the Eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, **81,** 2968–2989.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Angelica, C., Bonforte, A., Distefano, G., Serpelloni, E., and Gresta, S. (2013). Seismic potential in Italy from integration and comparison of seismic and geodetic strain rates. *Tectonophysics.*, **608**, 996-1006.

Armijo, R., Hubert, A., and Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology,* **27,** 267–270.

Bak, P., and Tang, C. (1989). Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, **94**, 15635-15637.

Baker, E.T. (1996). Geological indexes of hydrothermal venting. *J. Geophys. Res.*, **101**, 13.741-13.753.

Baker, E.T., and Garman, C.R. (2004). On the global distribution of hydrothermal vents, in The Thermal Structure of Oceanic Crust and the Dynamics of Hydrothermal Circulation. Ed. By Garman, C. R., Lin, J. & Parsons, L. Hydrothermal Interaction between the Lithosphere and Oceans., *Geophys. Monog. Series,* **148,** 245–266.

Baker, J. (2008). An Introduction to Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA).

Ballard, R.D. and Van Andel, T.H. (1977). Morphology and tectonics of inner rift valley at lat 36°50'N on Mid-Atlantic Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 507-530.

Banghar, A.R., and Sykes, L.R. (1969). Focal mechanisms of earthquakes in the Indian Ocean and adjacent regions. *J. Geophys. Res.*, **74,** 632-649.

Baran, J.M., Cochran, J.R., Carbotte, S.M. and Nedimovic, M. (2005). Variations in upper crustal structure due to a mantle temperature gradient along the Southeast Indian Ridge. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6,** Q11002, doi:1029/2005GC000943.

Baran, J.M., Cochran, J.R., Holmes, R.C., Tolstoy, M. and Carbotte, S.M. (2009). Constraints on the mantle temperature gradient along the Southeast Indian Ridge from crustal structure and isostasy: implications for the transition from an axial high to an axial valley. *Geophysical Journal International,* **179,** 144–153.

Barton, D.J., Foulger, G.R. and Henderson, J.R. (1999). Frequency-magnitude statistics and spatial correlation dimensions of earthquakes at Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.*, **129**, 138, 563-570.

Behn, M. D., Buck, W. R. & Sacks, I. S. (2006). Topographic controls on dike injection in volcanic rift zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 188-196.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of *b* values for magnitude grouped data. *Bull. Seismol. Soc.Am.*, **73**, 831-851.

Benjamin, J.R., and Cornell, C.A. (1970). Probability, statistics and decisions for civil engineers. *New York, McGraw-Hill.*

Bergman, E.A. and Solomon, S.C. (1980). Oceanic intraplate earthquakes: Implications for local and regional intraplate stress. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5389-5410.

Bergman, E.A., Solomon, S.C. (1990). Earthquake swarms of the Mid-Atlantic Ridge: products of magmatism or extensional tectonics. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4943–4965.

Bezzeghoud, M., Borges, J.F., Caldeira, B., Buforn, E., Udias, A. (2008) Seismic activity in the Azores Region in the context of the western part of the Eurasia–Nubia plate boundary. *International Seminar on Seismic risk and rehabilitation on the 10th Anniversary of the July 9 1998 Azores Earthquake, Horta-Azores, 9–13 July.*, p. 27–31.

Bhattacharya, G.C. and Chaubey, A.K. (2001). Western Indian Ocean – A glimpse of the tectonic scenario. In *The Indian Ocean – A Perspective* (eds Sen Gupta, R. and Desa, E.), *Oxford & IBH, New Delhi*, pp. 691–729.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems,* ***4*****(3)**, 1027, doi:10.1029/2001GC000252.

Bird, R.T. and Naar, D.F. (1994). Intratransform origins of mid-ocean microplates. *Geology*, **22**, 987-990.

Bjarnason, I.Th. (2008). An Iceland hotspot saga. *Jökull,* **58**, this issue.

Bjarnason, I.Th., Menke, W., Flóvenz, Ó.G., Caress, D. (1993). Tomographic image of the mid-atlantic plate boundary in Southwestern Iceland. *J.Geophys. Res.*, **98**, 6607–6622.

Bohnenstiehl, D.R. and Carbotte, S.M. (2001). Faulting patterns near 19°30'S on the East Pacific Rise: fault formation and growth at a superfast spreading center. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**(9)**,** 1056.

Bohnenstiehl, D.R. and Dziak, R.P. (2008). Mid-Ocean Ridge Seismicity, In: J. Steele, S. Thorpe, and K. Turekian (eds.), Encyclopedia of Ocean Sciences, First Online Update, Academic Press, London, UK.

Bormann, P., Wendt, S., Di Giacomo, D. (2013). Chapter 3: Seismic Sources and Source Parameters (PDF). Bormann (ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2), doi:10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch3.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Bott M.H.P. (1982). The Interior of the Earth: its Structure, Constitution and Evolution. **403**. UK: Edward Arnold Limited.

Bowman, D.D., and G.C. King (2001). Accelerating seismicity and stress accumulation before large earthquake. *Geophys. Res. Lett*., **28**, 4039–4042.

Bowman, D.D., Quillon, G., Sammis, C.G., Sornette, A. and Sornette, D., (1998). An observational test of the critical earthquake concept. *J. Geophys. Res.,* **103**, 24.359-24.372.

Bown, J.W. and White, R.S. (1994). Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 435-439.

Bratt, S.R., and Purdy, G.M. (1984). Structure and Variability of Oceanic Crust on the Flanks of the East Pacific Rise Between 11° and 13°N. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6111-6125.

Brehm, D. J., and Braile L.W. (1998). Intermediate-term earthquake prediction using precursory events in the New Madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **103,** 24.359–24.372.

Briais, A. (1995). Structural analysis of the segmentation of the Central Indian Ridge between 20°30′S and 25°30′S (Rodriguez Triple junction). *Mar Geophys Res,* **17**, 431–467.

Briais, A., Aslanian, D., Geli, L. and Ondreas, H. (2002). Analysis of propagators along the Pacific-Antarctic Ridge: evidence for triggering by kinematic changes. *Earth Planet.Sci. Let.*, **199**, 415-428.

Briais, A., Ondréas, H., Klingelhoefer, F., Dosso, L., Hamelin, C. and Guillou, H. (2009). Origin of volcanism on the flanks of the Pacific-Antarctic ridge between 41°30′S and 52°S. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **10**, 10.1029/2008GC002350.

Buck, W.R., Lavier, L.L. and Poliakov, A.N.B. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature,* **434**, 719-723.

Bufe C.G., Harsch P.W., and Burford R.O., (1977). Steady-state seismic slip: a precise recurrence model. *Geophys. Res. Letters*, **4**, 91-94.

Bufe C.G., Nishenko S.P., Varnes D.J. (1994). Seismicity trends and potential for large earthquakes in Alaska-Aleutian region. *Pure Appl Geophys,* **142**, 83-99.

Bufe, C.G. and Varnes, D.J., (1993). Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francicso Bay region. *J. Geophys. Res.,* **98**, 9871-9883.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Buforn, E., Udías, A. and Colombás, M.A. (1988). Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores- Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, **152**, 89-118.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.,* **161**, 623–646.

Buforn, E. and Udias, A. (2010). Azores-Tunisia, a tectonically complex plate boundary. *Advances in Geophysics*, **52**, 139-182.

Bus, Z., Grenerczy, Gy., Tóth, T., and Mónus, P. (2009). Active crustal deformation in two seismogenic zones of the Pannonian region - GPS versus seismological observations. *Tectonophysics*, **474**, 343-352.

Cáceres, D., Monterroso, D., and Tavakoli, B. (2005). Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics,* **404**, 119-131, 10.1016/j.tecto.2005.05.008.

Cande, S.C. and Mutter, J. (1982). A revised identification of the oldest seafloor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett*., **58**, 151–160.

Cande, S.C. and Haxby, W.F. (1991). Eocene propagating rifts in the Southwest Pacific and their conjugated features on the Nazca Plate. *J. Geophys. Res.,* **96**, 19609–19622.

Cande, S.C., Raymond, C.A., Stock, J., Haxby, W.F. (1995). Geophysics of the Pitman fracture zone and Pacific-Antarctic plate motions during the Cenozoic. *Science,* **270**, 947-953.

Cande, S.C. and Stock, J.M. (2004). Pacific-Antarctic-Australia motion and the formation of the Macquarie Plate. *Geophys. J. Int.,* **157**, 399-414.

Cannat M., Briais, A., Deplus, C., Escartín, J., Georgen, J., Lin, J., Mercoiriev, S., Meyzen, C., Muller, M., Puliquen, G., Rabain, A., Silva, P. (1999a). Mid-Atlantic ridge—Azores hotspot interactions: along- axis migration of a hotspot-derived magmatic pulse 14 to 4 Myrs ago. *Earth Planet Sci Lett,* **173**, 257–269.

Cannat, M., Rommevaux-Jestin, C., Sauter, D., Deplus, C. and Mendel, V. (1999b). Formation of the axial relief at the very slow spreading southwest indian ridge (49–69°E). *J. Geophys. Res*., **104**, 22825–22843.

Cannat, M., Rommevaux-Jestin, C. and Fujimoto, H. (2003). Melt supply variations to a magma-poor ultraslow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 9104.

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

Cannat M., Sauter D., Mendel V., et al. (2006). Modes of Seafloor Generation at a Melt-Poor Ultraslow-Spreading Ridge. *Geology,* **34** (7), 605–608.

Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C., Humler, E. and Le Rigoleur, M. (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian ridge. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **9**, Q04002, doi:10.1029/2007gc001676.

Carbotte, S.M. and Macdonald, K.C. (1994). The axial topographic high at intermediate and fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, (3–4), 85–97.

Castillo, P.R., Natland, J., Niu, Y. and Londsdale, P.F. (1998). Sr, Nd and Pb isotopic variation along the Pacific-Antarctic rise crest, 53–57°S: Implications for the composition and dynamics of the South Pacific upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **154**, 109– 125.

Chadwell, C.D. (2003). Shipboard towers for Global Positioning System antennas. *Ocean Engineering*, **30**, 1467–1487.

Chadwell, C.D., Spiess, F.N., Hildebrand, J.A., Young, L.E., Purcell, G.H., and Dragert, H. (1998). Deep-sea geodesy: Monitoring the ocean floor. *GPS World*, **9**, 44–55.

Chadwell, C.D., Spiess, F.N., Hildebrand, J.A., and Dragert, H. (2002). Seafloor geodetic evidence of episodic spreading 25 km east of the Juan de Fuca Ridge. *EOS. Trans. AGU*, **83**, Fall Meet. Suppl., Abst., T22A-1130.

Chaubey, A.K., Bhattacharya, G.C., Murty, G.P.S. and Desa, M., (1993). Spreading history of the Arabian Sea: Some new constraints. *Marine Geology*, v. **112**, p. 343–352. doi:10.1016/0025-3227(93)90178-X.

Cheng, Q. and Sun, H. (2017). Variation of singularity of earthquake-size distribution with respect to tectonic regime. *Geoscience Frontiers*., **9**, 10.1016/j.gsf.2017.04.006.

Christeson, G.L., Purdy, G.M., and Fryer, G.J. (1992). Structure of young upper crust at the East Pacific Rise near 9° 30′N. *Geophysical Research Letters*, **19**, 1045-1048.

Christeson, G.L., Karson, J.A. and McIntosh, K.D. (2010). Mapping of seismic layer 2A/2B boundary above the sheeted dike unit at intermediate spreading crust exposed near the Blanco Transform. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **11**, Q03015.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Christie, D.M., West, B.P., Pyle, D.G. and Hanan, B.B. (1998). Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic discordance. *Nature*, **394**, 637–644.

Cochran, J.R., Sempéré, J.C. (1997). The Southeast Indian Ridge between 88°E and 120°E: Gravity anomalies and crustal accretion at intermediate spreading rates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.,* **102** (B7), 15463–15487.

Cochran, J.R., Stow, R.A.V. et al. (1988). Intraplate deformation and Bengal Fan sedimentation: background and objectives. *Poc. Ocean Drilling Proj. Init. Rep*., **116**, 3-11.

Conder, J.A., Scheirer, D.S. and Forsyth, D.W. (2000). Seafloor spreading on the Amsterdam-St. Paul hotspot plateau. *J. Geophys. Res*., **105**(B4), 8263 – 8277.

Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **58**, 1583-1606.

Cox, Billie Lea (1983). Stress modeling of the Nazca Plate: Advances in modeling ridge-push and slab-pull forces. *Department of Geosciences The University of Arizona,* **M.S**, 108p.

Craig, C.H., Sandwell, D.T. (1988). Global distribution of seamounts from Seasat profiles. *J. Geophys. Res.,* **100,** 17931– 17946.

Craig, H., Kim, K.R. and Francheteau, J. (1983). Active ridge crest mapping on the Juan Femandez microplate: The use of Sea Beam-controlled hydrothermal plume surveys. *Eos,* **64**, 856.

Crane, K., Doss, H., Vogt, P. et al. (2001). The Role of the Spitzbergen Shear Zone in Determining Morphology, Segmentation and Evolution of the Knipovich Ridge. *Mar. Geophys. Res*., **22**, 153–205.

Crough, S.T. (1975). Thermal model of oceanic lithosphere. *Nature,* **256,** 388–390.

Crowder, L.K. and Macdonald, K.C. (2000). New constraints on the width of the zone of active faulting on the East Pacific Rise 8°30' N–10°00'N from Sea Beam Bathymetry and SeaMARC II Side-scan Sonar. *Marine Geophysical Researches*, **21**, (6), 513– 527.

Cuthbertson, R.J. (2006). Automatic calculation of seismicity rates in eastern Queensland. *Australian Earthquake Engineering Society*, 2006 Conference Proceedings, 137-144.

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

Darbyshire, F.A., White, R.S., Priestley, K.F. (2000). Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 409–428.

Davis, E.E., and Lister, C.R.B. (1974). Fundamentals of ridge crest topography. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **21,** 405–413.

Davis, E.E., Becker, K., and He, J. (2004). Costa Rica Rift revisited: Constraints on shallow and deep hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **222,** 863–879.

Davis, S.D., Frohlich, C. (1991). Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalogs, and aftershock identification. *Geophys J Int.*, **104**, 289–306.

De Gori, P., Lucente, F.P., Lombardi, A.M., Chiarabba, C. and Montuori C. (2012). Heterogeneities along the 2009 L'Aquila normal fault inferred by the b-value distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L15304, doi:10.1029/2012GL052822.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. (1994a). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21, 20**, 2191-2194.

DeMets, C., Gordon, R.G., Vogt, P. (1994b). Location of the Africa-Australia-India triple junction and motion between the Australian and Indian plates: results from aeromagnetic investigations of the Central Indian and Carlsberg ridges. *Geophys. J. Int.*, **119,** 893-930.

DeMets, C., Gordon, R.G, Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys J Int*, **181**(1), 1–80.

De Santis, A., Cianchini, G. and Di Giovambattista, R. (2015). Accelerating moment release revisited: Examples of application to Italian seismic sequences. *Tectonophysics*, **639**, 82-98.

Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E.E., Mutter, J.C., Orcutt, J.A., Madsen, J.A. and Brocher, T.M. (1987). Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, **326**, 35-41.

Detrick, R.S., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., Mutter, J.C. and Buhl, P. (1993). Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science*, **259**, 499-503.

Devey, C.W., Hekinian, C.R., Stoffers, P., Ackermand, D., Binard, N., Drusch, M., Francke, B., Hemond, C., Kapsimalis, V., Lorenc, S., Maia, M., Connor, O., Perrot,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

K., Pracht, J., Ramm, D., Rogers, T., Statteger, K., Victor, P. (1996). A first survey and sampling of the Foundation Seamount Chain, S.E. Pacific. *Marine Geol.,* **137**, 191–200.

Dick, H., Lin, J. and Schouten, H. (2003). An Ultra-Slow Class of Spreading Ridge. *Nature,* **426**, 405–412

Dietz, R.S. (1961). Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. *Nature,* **190**, 854-516.

Doin, M.P., and Fleitout, L. (1996). Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view. *Earth. Planet. Sci. Lett.,* **142,** 121–136.

Dosso, L., Ondréas, H., Briais, A., Fernagu, P., Floch, G., Hamelin, C., Hanan, B.B., Klingelhoefer, F., Moreira, M. and Normand, A. (2005). The Pacific-Antarctic Ridge between 41°15′S and 52°45′S: Survey and sampling during the PACANTARCTIC2 cruise. *InterRidge News*, **14**, 1–4.

Drolia, R.K., Ghose, I., Subramanyam, A.S., Malleswara Rao, M.M., Kessarkar, P., Murthy, K.S.R. (2000). Magnetic and bathymetric investigations over the Vema region of the Central India Ridge: tectonic implications. *Mar Geol*, **167,** 413–423.

Drolia, R.K. and DeMets, C. (2005). Deformation in the diffuse India-Capricorn-Somalia triple junction from a multibeam and magnetic survey of the northern Central Indian Ridge, 3°S-10°S. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, Q09009, doi:10.1029/2005GC000950.

Drumya, A.V., Ginsar, V.N., Shumila, V.I. (1990). Variatzii naklona grafikov povtoryaemosti zemletryasenii—kharacteristiki seismitcheskogo regima i tipa geodinamicheskih protsessov. *Fys. Zemli*, **6**, 5–13 (in Russian).

Du Toit, A.L. (1937). Our wandering continents: A hypothesis of continental drifting. *Oliver and Boyd*, Edinburgh, **366**pp.

Dubinin, E.P. and Ushakov, S.A. (2001). Oceanic Rifting. *GEOS, Moscow,* [in Russian].

Dyment, J., Lin, J., Baker, E.T. (2007). Ridge–hotspot interactions. *Oceanography*, **20**(1), 102–115.

Ebel, J. and Kafka, A. (1999). A Monte Carlo Approach to Seismic Hazard Analysis. *Bull. seism. Soc. Am*., **89**.

Einarsson, P. (1979). Seismicity and earthquake focal mechanisms along the Mid-Atlantic plate boundary between Iceland and the Azores. In: J. Francheteau (Editor), Processes at Mid-Ocean Ridges. *Tectonophysics*, **55**, 127-153.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Einarsson, P. (1991). Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophysics,* **189**, 261–279.

Einarsson, P. (2001). Structure and evolution of the Iceland hotspot. *Deutsche Geophysikalische Gesellschaft*, Mitteilungen, 1/2001, 11–14.

Elderfield, H., Becker, K., and Davis, E.E. (2004). Foundations of research into heat, fluid, and chemical fluxes in oceanic crust. *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*., *Cambridge University Press,* Cambridge, 28–56.

Elveback LR, Guillier, CL, Keating, FR. (1970). Health, normality and the ghost of Gauss. *J Am Med Assoc,* **211**, 69–75.

Engdahl, E.R., Villaseñor, A. (2002). Global Seismicity, 1900-1999, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A, chapter **41**, 665-690, eds Lee WHK, Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C., *Academic Press.*

Engeln, J. F. and Stein, S. (1984). Tectonics of the Easter plate. *Earth Planet Sci. Lett.*, **68**, 259- 270.

England, P.C., and Richardson, S.W. (1980). Erosion and the age dependence of continental heat flow. *Geophys. J. Roy Astron. Soc*., **62,** 421–437.

England, P., Houseman, G. and Nocquet, J.-M. (2016), Constraints from GPS measurements on the dynamics of deformation in Anatolia and the Aegean. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**, 8888–8916, doi:10.1002/2016JB013382.

Escartin, J., Smith, D.K., Cann, J. et al. (2008). Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature*, **455**, 790–795.

Evison, F.F. and Rhoades, D.A. (1997). The precursory earthquake swarm in New Zealand: hypothesis tests II. *New Zealand J. Geol. Geophys.* **40**(4), 537-547.

Evison, F.F. & Rhoades, D.A., 2002. Precursory scale increase and longterm seismogenesis in California and northern Mexico, *Ann. Geophys.*, **45**(3/4), 479–495.

Fedotov, S.A. (1965). Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and northeastern Japan. Tr. Inst. Fiz. Zemli, Akad. Nauk SSSR 36, 66-93 (in Russian).

Feraud, G., Kaneoka, I., Allègre, C. (1980). K/AR ages and stress pattern in the Azores: Geodynamic implications. *Earth Planet Sci. Lett.*, **46**, 275–286.

Fernandes, R.M.S. (2004). Present-day kinematic at the Azores-Gibraltar plate boundary as derived from GPS observations. *Ph.D. University Delft*, **202**pp.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Fisher, R.L., Johnson, G.L. and Heezen, B.C. (1967). Mascarene plateau, western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull*., **78**, 1247-1266.

Fisher, R.L, Sdater, J.G. and McKenzie, D.P. (1971). Evolution of the Central Indian Ridge, western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 553-562.

Fisher, R.L. and Goodwillie, A.M. (1997). The Physiography of the Southwest Indian Ridge. *Mar. Geophys. Res.*, **19**, 451–455 (this issue).

Fisk, M.R., Duncan, R.A., Baxter, A.N., Greenough, J.D., Hargraves, R.B. and Tatsumi, Y. (1989). Réunion hotspot magma chemistry over the past 65 m. y.: Results from Leg 115 of the Ocean Drilling Programme. *Geology,* **17**, 934–937.

Fornari, D., Tivey, M., Schouten, H. et al. (2004). Submarine lava flow emplacement at the East Pacific Rise 9°50' N: implications for uppermost ocean crust stratigraphy and hydrothermal fluid circulation. *In Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions Between the Lithosphere and Oceans: Geophysical Monograph 148,* cd. C. R. German, J. Lin and L. M. Parson. Washington, D.C.: American Geophysical Union, pp. 187– 217.

Forsyth, D.W. (1972). Mechanisms of earthquakes and plate motions in the east Pacific. *Earth planet. Sci. Letters*, **17**, 189-193.

Forsyth, D.W., Ehrenbard, R.L. and Chapin, S. (1987). Anomalous upper mantle beneath the Australian-Antarctic Discordance. *Earth planet.Sci. Lett.,* **84,** 471–478.

Forsyth, D.W., Harmon, N., Scheirer, D.S. and Duncan, R.A. (2006). Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: Implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non-hot spot volcanic chains. *J. Geophys. Res.*, **111**, B11407.

Foulger, G.R., Jahn, C.-H., Seeber, G., Einarssson, P., Julian, B.R., Heki, K. (1992). Post-rifting stress relaxation at the divergent plate boundary in Northeast Iceland. *Nature*, **358**, 488–490.

Foulger, G., Pritchard, M., Julian, B., Evans, J., Allen, R., Nolet, G., Morgan, W., Bergsson, B., Erlendsson, P., Jakobsdottir, S., et al. (2000). The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper. *Geophys. J. Int.*, **142** (3), F1–F5.

Foulger, G.R. et al. (2001). Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle. *Geophys. J. Int*., **146,** 504-530.

Foulger, G., Anderson, D.L. (2005). A cool model for the Iceland hotspot. J. Volcanol. *Geotherm. Res.*, **141** (1), 1–22.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας

Fox, C.G., Radford, W.E., Dziak, R.P., Lau, T.-K.A., Matsumoto, H., Schreiner, A.E. (1995). Acoustic detection of a seafloor spreading episode on the Juan de Fuca Ridge using military hydrophone arrays. *Geophys. Res. Lett*., **22**, 131–134.

Francheteau, J., Yelles-Chaouche, A. and Craig, H. (1987). The Juan Femandez microplate north of the Pacific-Nazca-Antarctic plate junction at 35°S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 253-268.

French, S.W., Romanowicz, B. (2015). Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature,* **525** (7567), 95–99.

Frisch, W., Meschede, M. and Blakey, R.C. (2011). Plate Tectonics, Continental Drift and Mountain Building. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg,* **212,** 59-74.

Frohlich, C. and Davis, S.D. (1990). Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogs. *Geophys. J. Int.*, **100,** 19–32.

Frohlich, C. and Davis, S.D. (1993). Teleseismic b values: Or, much ado about 1.0, *J. geophys. Res.,* **98,** 631–644.

Fujimoto, H., Cannat, M., Fujioka, K., et al. (1999). First submersible investigations of midocean ridges in the Indian Ocean. *InterRidge News*, **8** (1), 22–24.

Gardner, J.K. and Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **64**(5), 1363-1367.

Géli, L., Bougault, H., Aslanian, D., Briais, A., Dosso, L., Etoubleau, J., Formal, J.-P.L., Maia, M., Ondréas, H., Olivet, J.-L., Richardson, C., Sayanagi, K., Seama, N., Shah, A., Vlastelic, I., Yamamoto, M. (1997). Evolution of the Pacific-Antarctic Ridge south of the Udintsev fracture zone. *Science,* **278**, 1281-1284.

Géli, L., Cochran, J.R., Lee, T.C., Francheteau, J., Labails, C., Fouchet, C. and Christie, D. (2007). Thermal regime of the Southeast Indian Ridge between 88°E and 140°E: Remarks on the subsidence of the ridge flanks. *J. Geophys. Res*. *B:solid Earth*, **112**, doi:10.1029/2006JB004578.

Geller, C.A., Weissel, J.K., Anderson, R.M. (1983). Heat transfer and intraplate deformation in the Central Indian Ocean. *J. Geophys. Res*., **88**, 1018-1032.

Gerstenberger, M., Wiemer, S. and Giardini, D. (2001). A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California. *Geoph. Res. Letts.* , **28**, 57-60.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Geshi, N., Umino, S., Kumagai, H., Sinton, J.M., White, S.M., Kiyoyuki, K., Hilde, T.W. (2007). Discrete plumbing systems and heterogeneous magma sources of a 24 km³ off-axis lava field on the western flank of East Pacific Rise, 14°S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **258**, 61–72.

Gibowicz, S.J. (1973). Stress drop and aftershocks. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 1433-1446.

Gibowicz, S.J., and Lasocki, S. (2001). Seismicity induced by mining: Ten years later. *Advances in Geophysics*, **44**, 39-181.

Gilbert, G.K. (1909). Earthquake forecasts. *Science*, **29**, 121-138.

Goff, J.A., Ma, Y., Shah, A., Cochran, J.R., and Sempéré, J.-C. (1997). Stochastic analysis of seafloor morphology on the flank of the Southeast Indian Ridge: The influence of ridge morphology on the formation of abyssal hills. *J. Geophys. Res.*, **102**(B7), 15521– 15534, doi:10.1029/97JB00781.

Golden Software, LLC. (2018). 809 14th Street, Golden, Colorado 80401, www.goldensoftware.com

Goldstein, S.J., Perfit, M.R., Batiza, R., Fornari, D.J. and Murrell, M.T. (1994). Off-axis volcanism at the East Pacific Rise detected by uranium-series dating of basalts. *Nature*, **367**, 157-159.

Gordon, R.G., DeMets, C., Argus, D.F. (1990). Kinematic constraints on distributed lithosphere deformation in the equatorial Indian Ocean from present motion between the Australian and Indian plates. *Tectonics*, **9,** 409-422.

Graham, D.W., Johnson, K.T.M., Priebe, L.D., Lupton, J.E. (1999). Hotspot–ridge interaction along the Southeast Indian Ridge near Amsterdam and St. Paul islands: helium isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters.*, **167** (3), 297–310.

Griggs, D.T. (1939). A theory of mountain-building. *Am. J. Sci.*, **237**, 611-650.

Grindlay, N.R., Madsen, J.A., Rommevaux-Jestin, C. and Sclater, J. (1998). A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (15°30′E to 25°E). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **161**(1–4), 243-253.

Gudmundsson, A. (2000). Dynamics of Volcanic Systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**:1, 107-140.

Gutenberg, B. (1945a). Amplitudes of Surface Waves and Magnitude of Shallow Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **35**, 3-12.

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

Gutenberg, B. (1945b). Amplitudes of P, PP, and S and Magnitude of Shallow Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **35**, 57-69.

Gutenberg, B. (1945c). Magnitude Determination for Deep-focus Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer*., **35**, 117-130.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am*., **32**, 163-191.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am*., **34**, 185-188.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954). Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. *Princeton University Press*, **310** pp, Princeton, N.J.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1956a). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, **9**, 1-15.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1956b). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am*., **46**, 105-145.

Guzman- Speziale, M. (2001). Active seismic deformationin the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the NorthAmerica-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, **337**, 39–51.

Haase, K.M., Stroncik, N.A., Hékinian, R. and Stoffers, P. (2005). Nb-depleted andesites from the Pacific-Antarctic Rise as analogues for early continental crust. *Geology*, **33**, 921-924.

Hagiwara, Y. (1974). Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain. *Tectonophysics,* **23**, 313–318.

Hainzl, S., Scherbaum, F., Beauval, C. (2006). Estimating background activity based on inter-event–time distribution. *Bull Seismol Soc Am*, **96**(1), 313–320.

Hall, L., Sinton, J. (1996). Geochemical diversity of the large lava field on the flank of the East Pacific Rise at 8°17′S. *Earth Planet. Sci. Lett*., **142**, 241–251.

Hamblin, W.K. and Christiansen, E.H. (2003). Earth's Dynamic Systems. *10th Edition, Prentice Hall.*, 816.

Hamelin, B., Dupré, B., and Allègre, C.J. (1986). Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridges: New evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett*., **76**(3–4), 288–298.

Hamilton, R.M. (1967). Mean magnitude of an earthquake sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1115-1116.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Han, Q., Wang, L., Xu, J., Carpinteri, A., Lacidogna, G. (2015). A robust method to estimate the b-value of the magnitude–frequency distribution of earthquakes. *Chaos, Solitons & Fractals,* **81**, Part A,103-110.

Handschumacher, D.W. (1976). Past-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. *In The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, *Geophys. Monogr. Ser*., **19**, 177-202, AGU, Washington, D.C.

Handschumacher, D.W., Pilger, R.H., Foreman, J.A. and Campbell, J.R. (1981). Structure and evolution of the Easter plate. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 63-76.

Hanks, T. (1979). b values and w-c seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. geophys. Res.,* **84,** 2235–2242.

Hanks, T. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J.Geophys. Res.,* **84**, 2348-2350.

Hanson, J. A. and Bowman, J. R.(2005). Indian Ocean ridge seismicity observed with a permanent hydroacoustic network. *Geophys. Res. Lett*., **32**, L06301, doi:10.1029/2004GL021931.

Harding, A.J., Kent, G.M. and Orcutt, J.A. (1993). A multichannel seismic investigation of upper crustal structure at 9°N on the East Pacific Rise: Implications for crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 13,925–13,944.

Harpp, K.S. (1995). Magmatic evolution at hotspots and mid-ocean ridges: Isotopic and trace element studies from the Galapagos Islands and the East Pacific Rise. *Ph.D. thesis, Cornell Univ., Ithaca, New York, 1995*.

Haskell, N.A. (1937). The viscosity of the asthenosphere. *Am. J. Sci*., **33**, 22-28.

Hatzidimitriou, P.M., Papazachos, B.C. and Karakaisis G.F. (1994). Quantitative seismicity of the Aegean and surrounding area. *Proc. of the XX1V Gen. Assembly of E.S.C.,* Athens, 19-24 September 1994, 155-164.

Haxby, W.F., Weissel, J.K. (1986). Evidence for small-scale convection from Seasat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, **91**, 3507–3520.

Hayes, D. (1988). Age-depth relationships and depth anomalies in the Southeast Indian Ocean and South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **93**(B4), 2937–2954, doi:10.1029/ JB093iB04p02937.

Hayes, D.E., (Ed.) (1991). Marine Geological and Geophysical Atlas of the Circum-Antarctic to 30°S. *Antarct. Res. Ser*., vol**. 54**, AGU, Washington, D. C.

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Hayes, D.E. and Conolly, J.R. (1972). Morphology of the southeast Indian Ocean, in *Antarctic Oceanology II: The Australian-New Zealand Sector, Antarctic Res. Ser*., vol. **19**, edited by D. E. Hayes, pp. 125–145, AGU, Washington D. C.

Hayes, D.E., and Kane, K.A. (1994). Long-lived mid-ocean ridge segmentation of the Pacific-Antarctic Ridge and the Southeast Indian Ridge. *J. Geophys. Res*., **99**(B10), 19679–19692.

Haymon, R.M., Fornari, D.J., Edwards, M.H., Carbotte, S.M., Wright, D. and Macdonald, K.C. (1991). Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09′–54′N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett*., **104**, 513–534.

Heaton, T., Tajima, F. and Mori, A. (1986). Estimating ground motions using recorded accelerograms. *Surv. Geophys*., **8**, 25-83.

Heezen, B.C. (1960). The rift in the ocean floor. *Scient. American*, v. **203**, 98-110.

Heezen, B.C. and Tharp, M. (1965a). Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 258, **90**.

Heezen, B.C. and Tharp, M. (1965b). Physiographic diagram of the Indian Ocean (with descriptive sheet). *Geol. Soc. Amer*., *New York*.

Hekinian, R. (2014). Oceanic Spreading Ridges and Sea Floor Creation. In: Sea Floor Exploration. *Springer Oceanography. Springer, Cham.*

Hekinian, R., Stoffers, P., Devey, C., Ackermand, D., Hémond, C., O'Connor, J., Binard, N., Maia, M. (1997). Intraplate versus ridge volcanism on the Pacific, Antarctic Ridge near 37°S–111°W. *J. Geophys. Res*., **102**, 12265–12286.

Henderson, J.R., Main, I.G. Meredith, P.G. and Sammonds, P.R. (1992). The evolution of seismicity at Parkfield, California - observation, experiment and a fracture-mechanical interpretation. *Journal of Structural Geology*, **14**, 905-913.

Herron, E.M. (1972a). Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull*., **83**, 1671-1692.

Herron, E.M. (1972b). Two small crustal plates in the south Pacific near Easter Island. *Nature Phys. Sci*., **240**, 35.

Herron, E.M. and Heirtzler, J.R. (1967). Sea-floor spreading near the Galapagos. *Science*, **158**, 775.

Herron, E.M. and Hayes, D.E. (1969). A geophysical study of the Chile Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett*., **6**, 7783.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Herron, T.J. (1982). Lava flow layer-East Pacific Rise. *Geophysical Research Letters*, **9**, 17-20.

Hess, H.H. (1962). History of ocean basins. *In petrologic Studies, A Volume on Honor of A.F. Buddigton, Eds A. Engeln, H.L. Jumes and B.F. Leonard, Geol. Soc. Am.*, New York, 599-620.

Hey, R. N., 1977. A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics: A propagating rift model, *Earth Planet. Sci. Lett*., **37**, 321-325.

Hey, R.N., Johnson, J.L. and Lowrie, A. (1977). Recent tectonic evolution of the Galapagos area and plate motions in the East Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.,* **88**, 1385-1403.

Hey, R.N., Naar, D.F., Kleinrock, M.C., Morgan, J.P., Morales, E. and Schilling, J.G. (1985). Microplate tectonics along a superfast seafloor spreading system near Easter Island. *Nature*, **317**, 320-325.

Hey, R.N., Johnson, P.D., Martinez, F., Korenaga, J., Somers, M.L., Huggett, Q.J., Lebas, T.P., Rusby, R.I. and Naar, D.F. (1995). Plate boundary reorganization along the fastest seafloor spreading center. *Nature,* **378,** 167-170.

Hill, M.N. (1957). Recent geophysical exploration of the ocean floor. *Physics and Chemistry of the Earth***, 2**, 129–163.

Hindle, D., Kley, J., Klosko, E., Stein, S., Dixon, T. & Norabuena, E. (2002). Consistency of geologic and geodetic displacements during Andean orogenesis. *Geophys. Res. Lett.,* **29,** doi:10.1029/2001GL013757.

Hirata, T., (1989). A correlation of b-value and fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 7507-7514.

Hirn, A., Haessler, H., Hoang Trong, P., Wittlinger, G. and Mendes Victor, L.A. (1980). Aftershock sequence of the January 1st, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 501-504.

Holmes, A. (1933). The thermal history of the Earth. *J. Wash. Acad. Sci.*, **23**, 169-195

Holmes, R.C., Tolstoy, M., Cochran, J.R. and Floyd, J.S. (2008). Crustal thickness variations along the Southeast Indian Ridge (100◦-116◦E) from 2-D body wave tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **9**(12), Q12020, doi:10.1029/2008GC002152.

Hopkins, W. (1839). Researches in physical geology. *TRS,* **129**, 381-423.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

House, L.S., Sykes, L.R., Davies, J.N. and Jacob, K.H. (1981). Identification of a Possible Seismic Gap Near Unalaska Island, Eastern Aleutians, Alaska. *In: Earthquake Prediction, An International Review, D.W. Simpson and P.G. Richards (eds.), American Geophysical Union*, 81-92.

Huang, P.Y., Solomon, S.C. (1988). Centroid depths of mid-ocean ridge earthquakes: Dependence on spreading rate. *J. Geophys. Res*., **93:13**, 445-477.

Hutnak, M. et al. (2006). Hydrothermal recharge and discharge guided by basement outcrops on 0.7-3.6 Ma seafloor east of the Juan de Fuca Ridge: Observations and numerical models. *Geochem. Geophys. Geosy*., **7,** Q07O02.

Hutton, J. (1788). Theory of the Earth; or an investigation of the laws observed in the composition, dissolution, and restoration of land upon the Globe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, vol. 1, Part 2, 209–304. at Internet Archive.

Imamura, A. (1937). Theoretical and Applied Seismology. Maruzen,Tokyo.

Imoto, M., Hurukawa, N. and Ogata, Y. (1990). Three-dimensional spatial variations of b-value in the Kanto area, Japan. *Zishin*, **43**, 321-326.

Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L.R. (1968). Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.,* **73**, 5855–5899.

Ishimoto, M. and Iida, K. (1939). Obsrvations sur les seisms enregistrè par le microseismograph construite dernierment (I). *Bull. Earthq. Res. Inst*., **17**, 443-478.

Ito, K., and Matsuzaki, M. (1990). Earthquakes as self-organized critical phenomena. *J. Geophys. Res*., **95**, 6853-6860.

Ito, G., Lin, J., Graham, D. (2003). Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume—mid-ocean ridge interaction. *Rev. Geophys*., **41**(4).

Jackson, H.R., Reid, I. and Falconer, R.K.H. (1982). Crustal structure near the Arctic mid-ocean ridge. *J. Geophys. Res*., **87**, 1773-1783.

Jackson, J., and McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys.J.*, **93**, 45-73.

Jackson, J.A., Haines, J. and Holt, W. (1994). A comparison of satellite laser ranging and seismicity data in the Aegean region. *Geophys. Res. Lett.,* **21,** 2849–2852.

Jarvis, G.T., and Peltier, W.R. (1980). Oceanic bathymetry profiles flattened by radiogenic heating in a convecting mantle. *Nature,* **285,** 649–651.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Jaumé, S.C. and Sykes, L.R. (1999). Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 279-306.

Jeffreys, H. (1930). The instability of a compressible fluid heated from below. *Proc. Cambridée Phil. Soc*., **26**, 170-2.

Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. and Kahle, H.-G. (2004). Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, **157,** 1331–1347.

Jiang, C., Wu, Z. (2005). Test of the preshock accelerating moment release (AMR) in the case of the 26 December 2004 Mw9.0 Indonesia earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, doi:10.1785/0120050018.

Jimenez, A., Tiampo, K.F., Levin, S. and Posadas A.M. (2006). Testing the persistence in earthquake catalogs: The Iberian Peninsula. *Europhys. Lett.*, **73**, 171–177, doi 10.1209/epl/i2005-10383-8.

Johnson, G.L. and Lowrie, A. (1972). Cocos and Carnegie Ridges: result of Galapagos "hotspot". *Earth Planet. Sci. Lett.*,**14**, 279-280.

Johnson, C.E., Koyanagi, R.Y. (1988). A Monte-Carlo approach applied to the estimation of seismic hazard for the state of Hawaii. *Seismological Research Letters,* **59**, 18.

Johnson, H.P. et al. (2000). Earthquake-induced changes in a hydrothermal system at the Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge. *Nature,* **407,** 174–177.

Johnson, K.T.M., Graham, D.W., Rubin, K.H., Nicolaysen, K., Scheirer, D.S., Forsyth, D.W., Baker, E.T. and Douglas-Priebe, L.M. (2000). Boo-merang Seamount: The active expression of the Amsterdam–St. Paul hotspot, Southeast Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **183**, 245–259.

Johnston, A.C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – I. Instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.*, **124**, 381-414.

Jokat, W., Ritzmann, O., Schmidt-Aursch, M.C., Drachev, S., Gauger, S. and Snow, J. (2003). Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge. *Nature*, **423**, 962–965.

Jolly, A.D., and McNutt, S.R. (1999). Seismicity at the volcanoes of Katmai National Park, Alaska; July 1995-December 1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **93**, 173-190.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Jones, L.M. and Molnar, P. (1979). Some Characteristics of Foreshocks and their Possible Relationship to Earthquake Prediction and Premonitory Slip on Faults. *J. Geophys. Res*., **84**, 3596–3608.

Jones, R., De Hoog, J., Kirstein, L., Kasemann, S., & Hinton, R., Elliott, T., Litvak, V., & Eimf,. (2014). Temporal variations in the influence of the subducting slab on Central Andean arc magmas: Evidence from boron isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*., **408**. 10.1016/j.epsl.2014.10.004.

Kagan, Y. (1999). Universality of the seismic moment-frequency relation. *PAGEOP*, **155**, 537-574.

Kagan, Y., Knopoff, L. (1976). Statistical search for non-random features of the seismicity of strong earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, **12**, 291–318.

Kagan, Y.Y. and Jackson, D.D. (1991). Long-term earthquake clustering. *Geophys. J. Int.*, **104**, 117-133.

Kaila, K. L. and Naraln, H. (1971). A new approach for preparation of quantitative seismicity maps as applied to Alpide belt-Sunda arc and adjoin areas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1275-1291.

Kamesh Raju, K.A., Chaubey, A.K., Amarnath, D. and Mudholkar, A. (2008). Morphotectonics of the Carlsberg Ridge between 62°20′ and 66°20′E, northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, **252**, 120–128.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.,* **82**, 2981-2987.

Karagianni, I. (2012). Active Tectonics and Space-Time dependent Seismicity in the region of Central Asia. PhD Thesis, Aristotle University of Thessaloniki, pp. 208.

Karakaisis, G.F., Kourouzidis, M.C., and Papazachos, B.C. (1991). Behavour of Seismic Activity during a Single Seismic Cycle. *Int. Conf. Earthq. Pred.*, Strasbourg, 15–18 October,**1**, 47–54.

Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., and Scordilis, E.M. (2013). Recent reliable observations and improved tests on synthetic catalogs with spatiotemporal clustering verify precursory decelerating-accelerating seismicity. *J. Seismol.,* **17**, 1063-1072, doi: 10.1007/s10950-013-9372-5.

Kellis-Borok, V.I., and Kossobokov, V.I. (1986). Time of Increased Probability for the Great Earthquakes of the World. *Computational Seismology*, **19**, 45–58.

Kendall, M. G. and Stuart, A. (1963). The Advanced Theory of Statistics. 723 pp., 2nd ed., Charles Griffin, London.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Kent, D.V. and Gradstein, F.M. (1985). A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull*., **96**, 1419-1427.

Kent, G.M., Harding, A.J. and Orcutt, J.A. (1990). Evidence for a smaller magma chamber beneath the East Pacific Rise at 9°30'N. *Nature*, **344**, 650-653.

Kijko, A., and Sellevoll, M.A. (1989). Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files .1. Utilization of Extreme and Complete Catalogs with Different Threshold Magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Amer*., **79** (3), 645-654.

King, C.Y. (1969). Seismic efficiency. *J. Geophys. Res.*, **74**(6), 1702– 1703, doi:10.1029/JB074i006p01702.

King, G.C., and Bowman D.D. (2003). The evolution of regional seismicity between large earthquakes. *J. Geophys. Res.,* **108**, DOI:10.1029/2001JB000783.

Kiratzi, A.A. and Papazachos, C.B. (1995). Active crustal deformation from the Azores triple junction to Middle East. *Tectonophysics*, **243**, 1-24

Kiratzi, A. and Papazachos, C.B. (1996). Moment-tensor summation to derive the active crustal deformation in Japan. *Bull. Seism. Soc. Am*., **86**, 821-831.

Klaus, A.W., Icay, D., Naar, F. and Hey, R.N. (1991). SeaMARC II survey of a propagating limb of a large non-transform offset near 29°S along the fastest spreading East Pacific Rise segment. *J. Geophys. Res.,* **96**, 9985-9998.

Klein, E.M., Langmuir, C.H., Zindler, A., Staudigel, H. and Hamelin, B. (1988). Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance. *Nature*, **333**(6174), 623–629.

Klein, E.M., Langmuir, C.H. and Staudigel, H. (1991). Geochemistry of basalts from the Southeast Indian Ridge, 115◦E-138◦E. *J. geophys. Res.,* **96,** 2089–2108.

Klein E.M., Smith, D.K., Williams, C.H., Schouten, H. (2005). Counter-rotating microplates at the Galapagos triple junction. *Nature,* **433,** 855–858.

Knopoff, L. (1964). Statistics of earthquakes in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1871-1873.

Knopoff, L. (2000). The magnitude distribution of declustered earthquakes in southern California. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA,* **97**(22), 11880–11884.

Knopoff, L., Levshina, T., Keilis-Borok, V.J. and Mattoni C. (1996). Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California. *J. Geophys. Res*., **101**, 5779-5796.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Kojima, Y., Shinohara, M., Mochizuki, K., Yamada, T., Nakahigashi, K. and Kanazawa, T. (2003). Seismic velocity structure in the Australian- Antarctic discordance segment B4 revealed by airgun-OBS experiment. *EOS (Trans. Am. Geophys. Un.),* **84**(46), Fall. Meet. Suppl., Abstract S21F-0396, F1029.

Kong, L.S., Solomon, S.C., Purdy, G.M. (1992). Microearthquake characteristics of a mid-ocean ridge along-axis high. *J Geophys Res,* **97**, 1659–1685.

Kostrov, V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic row of rock. *Izv. Acd. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, **1**, 23-44.

Kozák, J. and Čermák V. (2010). The Illustrated History of Natural Disasters. *Springer Science and Business Media*.

Krause, D.C., Watkins, N.D. (1970). North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophys. J.R. Astron. Soc*., **19**, 261–283.

Kreemer, C., Holt, W.E., Goes, S. and Govers, R., 2000. Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data, *J. geophys. Res.,* **105,** 663–680.

Krinitzsky, E.L. (2002). How to obtain earthquake ground motions for engineering design. *Engineering Geology,* **65**, 1-16.

Kuo, B.Y. (1993). Thermal anomalies beneath the Australian-Antarctic Discordance. *Earth planet. Sci. Lett.,* **119,** 349–364.

Läderach, C., Korger, E.I.M., Schlindwein, V., Müller, C., Eskstaller, A. (2012). Characteristics of tectonomagmatic earthquake swarms at the Southwest Indian Ridge between 16°E and 25°E. *Geophysical Journal International*, **190**, Issue 1, 429–441.

Langmuir, C.H., Bender, J.F. and Batiza, R. (1986). Petrologic and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5˚30' - 14°30'N. *Nature*, **322**, 422-429.

Langseth, M.G., Le Pichon, X., and Ewing, M. (1966). Crustal structure of the mid-ocean ridges: 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents. *J. Geophys. Res*., **71,** 5321–5355.

Langseth, M.G. and Taylor, P.T. (1967). Recent heat flow measurements in the Indian Ocean. *J. Geophys. Res*., **72**, 6249-6260.

Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res*., **73**, 3661-3697.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Leptokaropoulos, K., Staszek, M., Cielesta, S. et al. (2017). Time-dependent seismic hazard in Bobrek coal mine, Poland, assuming different magnitude distribution estimations. *Acta Geophys.*, **65,** 493-505.

Lillie, R.J. (2005). Parks and Plates: The Geology of Our National Parks, Monuments, and Seashores. *W.W. Norton*, **298**, ISBN: 9780393924077.

Lillwall, R.C. (1982). Seismicity of the oceanic rifts. *In: Palmason, G. (Ed.), Continental and Oceanic Rifts. Geodyn. Ser.*, vol. **8**. AGU, Washington, DC, pp. 63–80.

Lister, C.R.B. (1972). On the thermal balance of a mid-oceanic ridge. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **26**, 515– 535.

Lockner, D.A., and Byrlee, J.D. (1991). Precursory AE patterns leading to rock fracture. In *Proceedings, 5th Conference on Acoustic Emisson/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy, pp. 1-14, Trans-Tech. Publications, Clausthal-Zellerfeld, Germany.

Lomnitz, C. (1974). Global Tectonics and Earthquake Risk. *Elsevier Scientific Publishing Co.*, New York.

Lonsdale, P. (1977). Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: the East Pacific Rise near 3°25' S. *Marine Geophysical Researches*, **3**, 251–293.

Lonsdale, P. (1986). Tectonic and magmatic ridges in the Eltanin Fault System, South Pacific. *Mar. Geophys. Res.*, **8**, 203-242.

Lonsdale, P. (1989). Segmentation of the Pacific-Nazca spreading Center, 1° N – 20° S. *J. Geophys. Res*., **94**, 12197-12225.

Lonsdale, P. (1994a). Geomorphology and structural segmentation of the crest of the southern (Pacific-Antarctic) East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, **99**(B3), 4683–4702.

Lonsdale, P. (1994b). Structural geomorphology of the eltanin fault system and adjacent transform faults of the Pacific-Antarctic plate boundary. *Mar Geophys Res,* **16,** 105–143. https://doi.org/10.1007/BF01224756

Lourenço, N., Miranda, J.M., Luis, J.F., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Madeira, J. and Needham, D. (1998). Morpho- tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area. *Marine Geophy. Res.*, **20**, 141-156.

Louvari, E., Kiratzi, A., and Papazachos, B.C. (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics,* **308**, 223-236. 10.1016/S0040-1951(99)00078-5.

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

Lowell, R.P., and Germanovich, L.N. (2004). Hydrothermal processes at mid-ocean ridges: results from scale analysis and single-pass models. Ed. By Garman, C. R., Lin, J. & Parsons, L. *Hydrothermal Interaction between the Lithosphere and Oceans. Geophys. Monog. Series,* **148,** 219–244.

Luis, J.F., Miranda, J.M., Galdeano, A., Patriat, P. (1998). Constraints on the structure of the Azores spreading center from gravity. *Mar. Geophys. Res.,* **20**, 157–170.

Lynch, M.A. (1999). Linear ridge groups: Evidence for tensional cracking in the Pacific Plate. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29321-29333.

Ma, Y. and Cochran, J. (1996). Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge. *J. Geophys. Res.,* **101**(B7), 15.849–15.866, doi:10.1029/95JB03038.

Macdonald, K.C. (1982). Mid-Ocean Ridges - Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes within the Plate Boundary Zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **10**, 155-190.

Macdonald, K.C**. (**2001). Seafloor Spreading: Mid-Ocean Ridge Tectonics. *In Encyclopedia of Ocean Sciences (eds. J. Steele, S. Thorpe, K. Turekian), Academic Press*, 1798-1813.

Macdonald, K.C. (2010). Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 852–866.

Macdonald, K.C., Becker, K., Spiess, F.N., and Ballard, R.D. (1980). Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific rise. *Earth. Planet. Sci. Lett.,* **48,** 1–7.

Macdonald, K.C., Sempere J.C. and Fox, P.J. (1984). East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: Along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers. *J. Geophys. Res*., **89**, 6049-6069 and 6301-6306.

Macdonald, K.C. and Fox, P.J. (1988). The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 119-131.

Macdonald, K. et al. (1992). The East Pacific Rise and its flanks 8-18°N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies. *Mar. Geophys. Res*., **14**, 299-344.

Madeira, J., Ribeiro, A. (1990). Geodynamic models for the Azores triple junction: A contribution from tectonics. *Tectonophysics,* **184**, 405–415.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Madsen, J.A., Detrick, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P. and Orcutt, J.C. (1990). A two-and three-dimensional analysis of gravity anomalies associated with the East Pacific Rise at 9°N and 13°N. *J. Geophys. Res*., **95**, 4967-4987.

Magde, L.S., Detrick, R.S. and the TERA Group (1995). Crustal and upper mantle contribution to the axial gravity anomaly at the southern East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3747-3766.

Mahoney, J.J., Sinton, J.M., Kurz, M., Macdougall, J.D., Spencer, K.J. and Lugmair, G.W. (1994). Isotopic and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific Rise, 13-23°S. *Earth and Planetary Science Letters*, **121,** 173-193.

Mahoney, J.J., Graham, D.W., Christie, D.M., Johnson, K.T.M., Hall, L.S. and Vonderhaar, D.L. (2002). Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86°E–118°E. *J. Petrol*., **43**(7), 1155–1176.

Maia, M., Hekinian, R., Ackermand, D., Delghani, G.A., Gente, P., Naar, D., O'Connor, J., Perrot, K., Phips Morgan, J., Ramillien, G., Révillon, S., Sabetian, A., Sandwell, D., Stoffers, P. (1999). The Foundation Seamounts: A Ridge–hotspot interaction in the South Pacific. *Geology*, submitted.

Maia, M. et al. (2000). The Pacific-Antarctic Ridge-Foundation hotspot interaction : a case study of a ridge approaching a hot spot. *Mar. Geol.*, **167**, 61-84.

Maia, M., Hémond, C. and Gente P. (2001). Contrasted interactions between plume, upper mantle, and lithosphere: Foundation chain case. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **2**, doi:10.1029/2000GC000117.

Main, I.G. (1995). Earthquakes as critical phenomena: Implications for probabilistic seismic hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am*., **85**, 1299-1308.

Main, I.G. (1996). Statistical physics, seimogenesis, and seismic hazard. *Reviews of Geophysics*, **34** (4), 433-462.

Main, I.G. (2000). Apparent breaks in scaling in the earthquake cumulative frequency-magnitude distribution: fact or artifact?.*Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 86-97.

Makropoulos, K. C. and P. W. Burton (1983). Seismic risk of circum-Pacific earthquakes: 1) Strain energy release. *Pure Appl. Geophys.*,**121,** 247-267.

Mammerickx, J. (1992). The Foundation Seamounts: tectonic setting of a newly discovered seamount chain in the South Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett*., **113**, 293–306.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Mammerickx, J., Smith, S.M., Taylor, I.L., and Chase, T.E. (1974). Bathymetry of the south Pacific. *Chart 15, Scripps Inst. of Oceanography IMR Tech. Rept.,* 48A.

Marks, K. M. and Stock, J.M. (1994). Variations in ridge morphology and depth-age relationships on the Pacific-Antarctic Ridge. *J. Geophys. Res.,* **99**(B1), 531–541.

Martinez, F., Hey, R.N. and Johnson, P.D. (1997). The East ridge system 28.5°-32°S East Pacific Rise: Implications for overlapping spreading center development. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, **151**, 13-31.

Masalu, D.C.P. and Tamaki K. (1999). Mobility and immobility of mid-ocean ridges and their implications to mantle dynamics. *Conference on Advances on Marine Sciences in Tanzania., IMS, Zanzibar (Tanzania),* p. 43.

Masson, J.P., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., and Ashtiany, M. (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int*., **160**, 217-226.

Mayes, C.L., Lawyer, L.A., and Sandwell, D.T. (1990). Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *J . Geophys. Res*., **95**, 8543-8567.

McCann, W.R., Nishenko, S.P., Sykes, L.R. and Krause, J. (1979). Seismic gaps and plate tectonics : seismic potential for major boundaries. *Pure Appl. Geophys.,* **117**, 1082-1147.

McClusky, S. *et al. (*2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. geophys. Res.,* **105,** 5695–5719.

McKenzie, D.P. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.,* **72,** 6261–6273.

McKenzie, D. and Parker, R.L. (1967). The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature,* **216**, 1276-1280.

McKenzie, D.P and Morgan, W.J. (1969). Evolution of triple junctions. *Nature*, **224**, 125-133.

McKenzie, D. and Sclater, J.G. (1971). The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Geophys. J. R. Astron. Soc*., **25**, 437–528.

Menard, H.W. (1955). Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of North America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **66**, 1149-1198.

Menard, H.W. (1960). The East Pacific rise. *Science,* **132**(3441), 1737-1746.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Mengyi Ren, Jianping Chen, Ke Shao, Sheng Zhang (2016). Metallogenic information extraction and quantitative prediction process of seafloor massive sulfide resources in the Southwest Indian Ocean. *Ore Geology Reviews*, Volume **76**, 108-121, ISSN 0169-1368, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.008.

Metropolis, N., Ulam, S., (1949). The Monte Carlo Method. *Journal of the American Statistical Association*, **44**, 247, 335-341.

Meyzen, C.M., Toplis, M.J., Humler, E., Ludden, J.N. and Mevel, C. (2003). A discontinuity in mantle composition beneath the southwest indian ridge. *Nature*, **421**, 731–733, doi:10.1038/nature01424.

Michael, P.J., Langmuir, C.H., Dick, H.J., et al. (2003). Magmatic and Amagmatic Seafloor Generation at the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Nature*, **423**, 956–961.

Michard, A., Montigny, R. and Schlich, R. (1986). Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez Triple Junction and the South-East Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**(1), 104–114, doi:10.1016/0012-821X(86)90176-7.

Mignan, A. (2011). Retrospective on Accelerating Seismic Release (ASR) hypothesis: Controversy and new horizons. *Tectonophysics*, **505**, 1-16.

Mignan, A., Bowman, D.D. and King, G.C.P. (2006). An observational test of the origin of accelerating moment release before large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **111**, B11304, doi: 10.1029/2006JB004374.

Mignan, A., Werner M.J., Wiemer S.,. Chen, C.-C. and Wu, Y.-M. (2011). Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**, doi:10.1785/0120100223.

Mignan, A., Woessner J. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, doi:10.5078/corssa-00180805. Available at http://www.corssa.org.

Milne, W.G. and Davenport, A.G. (1969). Determination of earthquakes risk in Canada. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 729-754.

Minshull, T.A., Muller, M.R. and White, R.S. (2006). Crustal structure of the southwest indian ridge at 66°E: Seismic constraints. *Geophys. J. Int.*, **166**, 135–147.

Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P. and Haines, E. (1974). Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **36**, 541.

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

Miyamura, S. (1962). Magnitude-frequency Relations and its Bearing to Geotectonics. *Proc. Japan. Acad.*, **38**, 27-30.

Mogi, K. (1962). Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and some Related Problems in Earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 831-853.

Mogi, K. (1963). The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena (second paper). *Bull. Earth. Res. Inet.*, **41,** 595-614.

Mogi, K. (1967). Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **45**, 313-325.

Mogi, K. (1968). Development of aftershock areas of great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 175-203.

Mogi, K. (1981). Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. *In: Earthquake Prediction, An International Review (eds. Simpson, D.W. and Richards, P.G.) Maurice Ewing Series, Am. Geophys. Union 1981)*, **4**, 43-52.

Mogi, K. (1985). Earthquake prediction. Academic Press, pp. 255.

Molenaar, E.J. and Dotinga, H.M. (2008). The Mid-Atlantic Ridge: A Case Study on the Conservation and Sustainable Use of Marine Biodiversity in Areas Beyond National Jurisdiction. *IUCN Marine Law and Policy Paper*, **3**.

Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bull. seism. SOC. Am.,* **69,** 115-133.

Molnar, P., Atwater, T., Mammerickx, J. and Smith, S.M. (1975). Magnetic Anomalies, Bathymetry and the Tectonic Evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **40**, 383–420.

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F., Masters, G. (2006). A catalogue of deep man- tle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7 (11)**.

Montessus de Ballore, F. (1906). Les tremblement de terre. *Géographie séismologique. Armand Colin, Paris.*

Morgan, W.J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**(6), 1959–1982.

Morgan, W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, **230**, 42–43.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Morgan, W.J. (1978). Rodriguez, Darwin, Amsterdam, . . ., a second type of hotspot island. *J Geophys Res Solid Earth,* **83**(8), 5355–5360.

Mori, J., Abercrombie, R.E. (1997). Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distribution in California: Implications for the rupture initiation. *J. Geophys. Res.*, **102**, 15081-15090.

Mottl, M.J., and Wheat, C.G. (1994). Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: Fluxes of heat and magnesium. *Geochim.Cosmochim. Acta,* **58,** 2225–2237.

Mukhopadhyay, R., Iyer, S.D. (1993). Petrology of tectonically segmented Central Indian Ridge. *Curr Sci,* **65**, 623–628.

Muller, M.R., Minshull, T.A. and White, R.S. (1999). Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge. *Geology*, v. **27**, p. 867–870.

Müller, R.D., Royer, Y.J. and Lawver, L.A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology,* **21**, 275–278.

Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest W.R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

Munschy, M., Schlich, R. (1989). The Rodriguez Triple Junction (Indian Ocean): structure and evolution for the past one million years. *Mar Geophys Res,* **11,** 1–14.

Murton, B.J., Tindle, A.G, Milton, J.A. and Sauter, D. (2005). Heterogeneity in southern Central Indian Ridge MORB: Implications for ridge–hot spot interaction. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q03E20, doi:10.1029/2004GC000798.

Musson, R.M.W. (1999). Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region. *Annali di Geofisica,* **42**, 1109–1124.

Musson, R.M.W. (2000). The use of Monte Carlo simulations for seismic hazard assessment in the U.K. *Annali di Geofisica,* **43**, 1–9.

Musson, R.M.W., Sargeant, S.L. (2007). Eurocode 8 seismic hazard zoning maps for the U.K. Technical Report, CR/07/125. British Geological Survey, pp. 1–62.

Mutter, J.C. and Cande, S.C. (1983). The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **65,** 369-376.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Mutter, J.C., Hegarty, K.A., Cande, S.C., Weissel, J.K. (1985). Breakup between Australia and Antarctica; a brief review in the light of new data. *Tectonophysics,* **114**, 255-279.

Naar, D.F. and Hey, R.N. (1986). Fast rift propagation along the East Pacific Rise near Easter Island. *J. Geophys. Res*, **91**, 3425-3438.

Naar, D.F. and Hey, R.N. (1989). Recent Pacific-Easter-Nazca plate motions. *Evolution of Mid Ocean Ridges* (J. M Sinton), *Geophys. Monogr*., **57**, 9-30.

Naar, D.F., and Hey, R.N. (1991). Tectonic evolution of the Easter microplate. *J. Geophys. Res.,* **96**, B5, 7961-7993.

Natland, J.H. (1980). Effect of axial magma chambers beneath spreading centers on the compositions of basaltic rocks. In: *Rosendahl BR, Hekinian R et al. (eds) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **54**, 833–850.

Natland, J.H., Niu, Y., Castillo, P.R., Lonsdale, R.F. and Bloomer, S.H. (1992). Petrologic exploration of the Pacific-Antarctic East Pacific Rise in the vicinity of the Udintsev and Eltanin transform faults. *Eos Trans. AGU,* **75**(44), Fall Meet. Suppl., 742.

Navarro, A., Catalao, J., Miranda, J.M., Fernandes, R.M. (2003). Estimation of the Terceira Island (Azores) main strain rates from GPS data. *Earth Planet Space*, **55**, 637–642.

Nishenko, S.P. and Bullard, R. (1987). A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **77**, 1382–1399.

Ogata, Y., Imoto, M. and Katsura, K. (1991). 3-D spatial variation of b-values of magnitude-frequency distribution beneath the Kanto district, Japan. *Geophys. J. Int.*, **104**, 135-146.

Ogata, Y., and Katsura, K. (1993). Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophys. J. Int.,* **113**, 727-738.

Okal, E.A. and Cazenave, A. (1985). A model for the plate tectonic evolution of the east-central Pacific based on Seasat investigations. *Earth Planet Sci. Lett*., **72**. 99-116.

Okuda, S., Ouchi, T. and Terashima, T. (1992). Deviation of Magnitude Frequency-Distribution of Earthquakes from the Gutenberg-Richter Law - Detection of Precursory Anomalies Prior to Large Earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter*., **73** (3-4), 229-238.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Omori, F. (1894). On aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111-200.

Ondréas, H., Aslanian, D., Géli, L., Olivet, J.L., Briais, A. (2001). Variations in axial morphology, segmentation, and seafloor roughness along the Pacific-Antarctic Ridge between 56°S and 66°S. *J. Geophys. Res*., **106**, 8521-8546.

Orowan, E. (1964). Continental drift and the origin of mountains. *Science*., **146,** 1003-1010.

Oxburgh, E.R., and Turcotte, D.L. (1969). Increased estimate for heat flow at oceanic ridges. *Nature,* **223,** 1354–1355.

Pacheco, J.F., Sykes, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bull Seism Soc Am*, **82**, 1306-1349.

Pacheco, J.F., Scholz, C.H. and Sykes, L.R. (1992). Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature,* **355**, 71-73.

Page, R. (1968). Aftershocks and microaftershocks. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **58**, 1131-1168.

Palmer, J., Sempere, J.C., Christie, D.M. and Phipps Morgan, J. (1993). Morphology and tectonics of the Australian- Antarctic Discordance between 123°E and 128°E. *Mar. Geophys. Res*., **15**, 121–152.

Papadimitriou P (2008). Identification of seismic precursors before large earthquakes: decelerating and accelerating seismic patterns. *J Geophys Res,* **113**, doi: 10.1029/2007JB005112.

Papadopoulos, G.A. (1988). Long-term accelerating foreshock activity may indicate the occurrence time of a strong shock in the Western Hellenic Arc. *Tectonophysics*, **152**, 179–192.

Papadopoulos, G.A., Skafida, H.G. and Vassiliou, I.T. (1993). Nonlinearity of the Magnitude-Frequency Relation in the Hellenic Arc-Trench System and the Characteristic Earthquake Model. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, **98** (B10), 17737-17744.

Papazachos, B.C. (1974a). On certain foreshock and aftershock parameters in the area of Greece. *Ann. Geofis.*, 27, 497–515.

Papazachos, B.C. (1974b). On the time distribution of aftershocks and foreshocks in the area of Greece. *Pure Appl. Geophys.*, **112**, 627–631.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Papazachos, B.C. (1974c). On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. *Eng. Geology*, **8**, 39-48.

Papazachos, B.C. (1974d). Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. *Pure Appl. Geophys.*, **112**, 1059-1065.

Papazachos, B.C. (1975). Foreshocks and earthquake prediction. *Tectonophysics*, **28**, 213-226.

Papazachos, B.C. (1989). A time-predictable model for earthquakes in Greece. *Bull. Seismol. Soc. Am*., **79,** 77-84.

Papazachos, B.C. (1990). Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics,* **178**, 287-308.

Papazachos, B.C. (1992). A time and magnitude predictable model for generation of shallow earthquakes in the Aegean area. *Pure Appl. Geophys*., **138**, 287-308.

Papazachos, B.C. (1993). Long-term prediction of intermediate-depth earthquakes in Southern Aegean Region based on a time and magnitude predictable model. *Natural Hazards*, **7**, 211-218.

Papazachos, B.C., Delibasis, N., Liapis, N., Moumoulidis, G. and Purcaru, G. (1967). Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece. *Ann. Geofis.***, 20**, 1-93.

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papaioannou, Ch. A., and Karakaisis, G. F. (1987). Probabilities of occurrence of large earthquakes in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 597-612.

Papazachos, B.C. and Papaioannou, Ch.A.. (1993). Long term earthquake prediction in the Aegean area based on the time and magnitude predictable model. *Pure Appl. Geophys.*, **140**, 593-612.

Papazachos, B.C., Papazachou, C.B. (1997). Earthquakes of Greece. *Ziti Publ, Thessaloniki*. **304** pp.

Papazachos, B.C, Karakaisis, G.F., Papadimitriou, E.E. and Papaioannou, Ch.A. (1997a). The regional time and magnitude predictable model and its application to the Alpine-Himalayan belt. *Tectonophysics,* **271**, 295-323.

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F. and Panagiotopoulos, D.G. (1997b). Long-term earthquake prediction in the Circum-Pacific convergent belt. *Pure Appl. Geophys.*, **149**, 173-217.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Papazachos, B.C., Karakaisis, G.F., Papazachos C.B., Savvaidis, A.C. and Scordilis E.M. (2000). Properties of the preshock crustal deformation in the region of the Aegean area. *Proc. of the 27th General Assembly of the European Seismological Community*, Lisbon, Portugal, 10–15 September, 295–300.

Papazachos, B. C., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M. and Savaidis A.S. (2001). A method for estimating the origin time of an ensuing mainshock by observations of preshock crustal seismic deformation. *Proc. 9th International Congress Geol. Soc. Greece*, Athens, 20–25 September, **4,** 1573–1582.

Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Kiratzi, A.A., Margaris, B.N., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M. (2002). Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece. *J Seismol*., **6**, 557-570.

Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B. and Karakaisis, G.F. (2007). Currently active regions of decelerating-accelerating seismic ctrain in central Asia. *J. Geophys. Res*., **112**, B10309, doi:10.1029/2006JB004587.

Papazachos, C.B. (1999a). Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia Interaction. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2653-2656, 10.1029/1999GL900411.

Papazachos, C.B (1999b). An Alternative Method for a Reliable Estimation of Seismicity with an Application in Greece and the Surrounding Area. *Bull. seism. Soc. Am*.. **89**.

Papazachos, C.B. (2001). An algorithm of intermediate-term earthquake prediction using a model of accelerating seismic deformation. *2nd Hellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology*, 28–30 November, 107–115.

Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A. (1992). A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece. *Geophys. J. Int.*, **111**, 424-432.

Papazachos, C.B. , Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C. (1993). Rates of active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Proc. of the 6th Congress of the Geological Society of Greece*, Athens, Greece, May 1992, **XXVIII**(1), 21-32.

Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, **253**, 129-153.

Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S. and Papazachos, B.C. (2002). Accelerating seismic crustal deformation in the southern Aegean area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 570 -580.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F. and Papazachos, B.C. (2005). Decelerating preshock seismic deformation in fault regions during critical periods. *Bull. Geol. Soc. Greece*, **36**, 1491-1498.

Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. (2006). New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release. *Tectonophysics*, **423**, 83-96.

Parson, L.M., Patriat, P., Searle, R.C. and Briais, A.R. (1993). Segmentation of the Central Indian Ridge between 12°12'S and the Indian Ocean Triple Junction. *Mar. Geophys. Res*., **15**, 265–282.

Parsons, B., and Sclater, J.G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophy. Res*., **82,** 803–827.

Parsons, B., and McKenzie, D. (1978). Mantel convection and the thermal structure of the plates. *J. Geophys. Res*., **83,** 4485–4496.

Patane, D., Caltabiano, T., Del Pezzo, E. and Gresta, S. (1992). Time variation of b and Qc at Mt. Etna (1981-1987). *Phys. Earth Planet. Interiors*, **71**, 137-140.

Patriat, P. and Achache, J. (1984). India/Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, **311**, 615–621.

Patriat, P., Segoufin, J. (1988). Reconstruction of the central Indian Ocean. *Tectonophys*, **155**: 211–234.

Patriat, P., Sauter, D., Munschy, M. and Parson, L.M. (1997). A survey of the Southwest Indian Ridge between Atlantis II FZ and the Indian Ocean Triple Junction: Regional setting and large scale segmentation. *Mar. Geophys. Res*., **19**, 457–480.

Patriat, P., Sloan, H. and Sauter, D. (2008). From slow to ultraslow: a previously undetected event at the southwest indian ridge at ca. 24 Ma. *Geology*, **36**, 207–210.

Perfit, M.R. and Chadwick, W.W., Jr. (1998). Magmatism at Mid-Ocean Ridges: Constraints from Volcanological and Geochemical Investigations. *In Geophysical Monograph 106, Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges, Ed. by W. R. Buck, P. T. Delaney, J. A. Karson, and Y. Lagabrielle (Washington, DC, 1998),* pp. 59–115.

Petterson, H. (1949). Exploring the bed of the ocean. *Nature*, **164**, 468–470.

Peyve, A.A. and Chamov, N.P. (2008). Basic Tectonic Features of the Knipovich Ridge (North Atlantic) and Its Neotectonic Evolution. *Geotectonics,* **42** (1), 31–47.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Pilger, R.H. (1981). Plate Reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Sob. Amer. Bull*., **92,** 448-456.

Pilger, R.H. and HandSchumacher, D.W. (1981). The fixed hotspot hypothesis and the origin of the Easter-Sala y Gomez- Nazca trace. *Geol. Sob. Amer. Bull.,* **92**, 437-446.

Pitman, W.C., Herron, E.M. and Heirtzler, J.R. (1968). Magnetic anomalies in Pacific and sea floor spreading. *J. Geophys. Res.,* **73**(6), 2069–2085.

Pollack, H.N., Hurter, S.J., and Johnston, J.R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Rev. Geophysics*, **31**, 267-280.

Pushcharovsky, Yu.M. (2003). Geodynamic Variations in Ocean-Floor Spreading with Reference to the Atlantic Ocean. *Geotectonics,* **37** (4), 261–270.

Puthenpura S., and Sinha, N.K. (1986). Modified maximum likelihood method for the robust estimation of system parameters from very noisy data. *Automatica*, **22**, 231–235.

Pyle, D.G. (1994). Geochemistry of mid-ocean ridge basalt within and surrounding the Australian-Antarctic Discordance, *Ph.D. thesis*. *Oregon State University*, 178 pp.

Pyle, D.G., Christie, D. M. and Mahoney, J. J. (1992). Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic discordance. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **112**(1–4), 161–178.

Qin, C., Papazachos, C.B., and Papadimitriou, E. (2002). Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summation of earthquakes. *Tectonophysics*, **359**, 29-46.

Radha Krishna, M. (1995). Seismic moment release along selected major transforms on the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean, and its tectonic implications. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Earth and Planetary Sciences*, **104**, 693-706.

Radha Krishna, M., Verma, R.K., Arora, S.K. (1998). Near-ridge intraplate earthquakes in the Indian Ocean. *Marine Geology*, **147**, 109-122.

Raff, A.D. (1968). Sea-floor spreading - another rift. *J. Geophys. Res*., **73**, 3699.

Raff, A.D. and Mason, R.G. (1961). Magnetic survey off the west coast of North America, 40˚ N latitude to 50˚ N latitude. *Geol. Soc. Am. Bull*., **72**, 1267-1270.

Rais, R.B. (1986). The Indian Ocean and the Superpowers. London: Croom Helm.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Raitt, R.W. (1963). Chapter 6. The crustal rocks. *In The Sea, ed. M. N. Hill, Interscience,* volume **3**, pp. 85–102.

Raleigh, C.B., K. Sieh, L.R. Sykes and Anderson D.L. (1982). Forecasting Southern California earthquakes. *Science* **217**, 1097-1104.

Ramana, M.V., Ramprasad, T., Kamesh Raju, K.A. and Desa, M. (1993). Geophysical studies over a segment of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Marine Geology*, v. **115**, p.21–28. doi:10.1016/0025-3227(93)90072-4.

Rea, D. K. (1981). Tectonics of the Nazca-Pacific divergent plate boundary. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 27-62.

Reasenberg, P. (1985). Second-order moment of Central California seismicity, 1969−1982. *J. Geophys. Res.*, **90**, 5479–5495.

Reid, H.F. (1910). The Mechanics of the Earthquake. *Carnegie Inst. Of Washington Publ.*, **87**, 192 pp.

Reid, I. and Jackson, H.R. (1981). Oceanic spreading rate and crustal thickness. *Mar. Geophys. Res*., **5**, 165-172.

Richardson, R.M., Solomon, S.C., & Sleep, N.H. (1979). Tectonic stress in the plates. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**(5), 981-1019.

Richter, C. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, 1-32.

Rickers, F., Fichtner, A., Trampert, J. (2013). The Iceland–Jan Mayen plume system and its impact on mantle dynamics in the North Atlantic region: evidence from full-waveform inversion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **367**, 39–51.

Rigo, A., Souriau, A. and Sylvander, M. (2018). Spatial variations of b-value and crustal stress in the Pyrenees. *Journal of Seismology*., **22**, 337-352. 10.1007/s10950-017-9709-6.

RISE Team: Spiess, F.N., Macdonald K.C. et al. (1980). East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. *Science* **207,** 1421-1433.

Rikitake, T. (1976). Recurrence of great earthquakes at subduction zones. *Tectonophysics,* **35**, 335-362.

Robinson, R. (2000). A test of the precursory accelerating moment release model on some recent New Zealand earthquakes. *Geophys. J. Int.*, **140**, 568–576.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Rodriguez-Perez, Q., Márquez-Ramírez, V., and Zúñiga, F. (2020). Seismicity characterization of oceanic earthquakes in the Mexican territory. *Solid Earth*., **11**, 791-806. 10.5194/se-11-791-2020.

Rögnvaldsson, S.Th., Guðmundsson Á. and Slunga R. (1998). Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland. *J. Geophys. Res.* ,**103**(B12), 30.117-30.129.

Rowley, D.B. (2018). Oceanic axial depth and age-depth distribution of oceanic lithosphere; comparison of magnetic anomaly picks versus age-grid models. *Geological Society of America, Boulder, CO,* United States. doi:10.1130/L1027.1

Royer, J.Y. and Schlich, R. (1988). Southeast Indian Ridge between the Rodriguez Triple Junction and the Amsterdam and Saint-Paul Islands: Detailed kinematics for the past 20 Myr. *J Geophys Res*, **93**, 13.524–13.550.

Royer, J.Y., Patriat, P., Bergh, H.W. and Scotese, C.R. (1988). Evolution of the Southwest Indian Ridge from the Late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20). *In: C.R. Scotese and W.W. Sager (Editors). Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. Tectonophysics,* **155,** 235-260.

Royer, J.Y. and Sandwell, D. T. (1989). Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.,* **94**(B10), 13.755– 13782, doi:10.1029/JB094iB10p13755.

Royer, J.Y., Gordon, R.G., DeMets, C. and Vogt, P.R. (1997). New limits on the motion between India and Australia since chron 5 (11 Ma) and implications for lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean. *Geophys. J. Int*., **129**, 41–53.

Rundle, J.B., Klein, W. and Gross, S. (1999). Physical basis for statistical patterns in complex earthquake populations: models, predictions and tests. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 575-607.

Rundquist, D.V., Sobolev, P.O. (2002). Seismicity of midoceanic ridges and its geodynamic implications: a review. *Earth-Science Reviews*, **58**, 143-161.

Rusby, R.I. (1992). Tectonic pattern and evolution of the Easter microplate, based on GLORIA and other geophysical data. *Ph.D. Dissertation, University of Durhan.*

Rydelek, P.A. and Sacks, I.S. (2003). Comment on "Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan" by Stefan Wiemer and Max Wyss. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1862–1867.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Sæmundsson, K. (1974). Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 495–504.

Saleur, H., Sammis, C.G., Sornette, D. (1996). Discrete scale invariance, complex fractal dimensions, and log-periodic fluctuations in seismicity. *J. Geophys. Res.*, **101**, 17661–17677.

Sammis, C., Wyss, M., Nadeau, R. and Wiemer, S. (2001). Comparison between seismicity on creeping and locked patches of the San Andreas fault near Parkfield, California: fractal dimension and b-value. *Bull. Seism. Soc. Am.*, submitted.

Sammis, C.G., Bowman, D.D., King, G. (2004). Anomalous seismicity and AMR preceding the 2001 and 2002 Calexico Mexico earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2369–2378.

Samuel, H., and King, S.D. (2014). Mixing at mid-ocean ridges controlled by small-scale convection and plate motion. *Nat. Geosci.,* doi: 10.1038/NGEO2208.

Sandwell, D.T., Smith, W.H.F. (1995). Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. *Geological Data Center Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA.*

Sauter, D. et al. (2004). Focused magmatism versus amagmatic spreading along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from TOBI side scan sonar imagery. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **5**, Q10K09.

Sauter, D., Sloan, H., Cannat, M., Goff, J., Patriat, P., Schaming, M. and Roest, W.R. (2011). From slow to ultra-slow: How does spreading rate affect seafloor roughness and crustal thickness?. *Geology,* **39**, 911–914.

Sauter, D., Cannat, M., Roumejon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., Brunelli, D., Carlut, J., Delacour, A., Guyader, V., MacLeod, C.J., Manatschal, G., Mendel, V., Menez, B., Pasini, V., Ruellan, E. and Searle, R. (2013). Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the southwest indian ridge for 11 million years. *Nat. Geosci.*, **6**, 314–320.

Scheirer, D. S. and Macdonald, K. C. (1995). Near-axis seamounts on the flanks of the East Pacific Rise, 8°N to 17°N. *J. Geophys. Res.,* **100**, 2239-2259.

Scheirer, D.S., Macdonald, K.C., Forsyth, D.W. and Shen, Y. (1996). Abundant seamounts of the Rano Rahi Seamount Field near the Southern East Pacific Rise, 15°S to 19°S. *Mar. Geophys. Res.,* **18,** 13-52.

Scheirer, D.S., Forsyth, D.W., Conder, J.A., Eberle, M., Hung, S.H., Johnson, K., Graham, D.W. (2000). Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Ridge near the Amsterdam-St. Paul plateau. *Journal of Geophysical Research.*, **105** (B4), 8243–8262. doi:10.1029/1999jb900407.

Schlich, R. (1982). The Indian Ocean: Aseismic ridges, spreading centers and oceanic ridges. *In The Ocean Basins and Margins*, vol. **6**, edited by A. E. M. Nairn and F. G. Steheli, pp. 51–147, Springer, New York.

Scholz, C.H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.

Scholz, C.H. (2002). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, pp. 471.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake size

Schorlemmer, D., Gerstenberger M.C., Wiemer S., Jackson D.D., and Rhoades D.A. (2007). Earthquake likelihood model testing. *Seism. Res. Lett.*, **78**(1), 17-29.

Schwartz, D.P., and Coppersmith, K.J. (1984). Fault behaviour and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.

Sclater, J.G., and Francheteau, J. (1970). The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **20,** 509–542.

Sclater, J.G. and Klitgord, K.D. (1973). A geophysical study of the Galapagos spreading center at 86°W. *J. Geophys. Res.*, **78**, 6951.

Sclater, J.G., Fisher, R.L., Patriat, P., Tapscott, C., Parsons, B. (1981). Eocene to recent development of the Southwest Indian Ridge a consequence of the evolution of the Indian Ocean triple junction. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **64**, 587-604.

Scordilis, E.M. (2006). Empirical global relations converting M_S and m_b to moment magnitude. *Journal of Seismology*, **10**, 225-236.

Searle, R.C. (1980). Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth Planet Sci. Lett.*, **51**, 415–435.

Searle, R.C. (1984). GLORIA survey of the East Pacific Rise near 3.5° S: tectonic and volcanic characteristics of a fast-spreading mid-ocean rise. *Tectonophysics*, **101**, 319– 344.

Searle, R.C. (2013). Mid-Ocean Ridges. *Cambridge Univ. Press, Cambridge*.

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

Searle, R.C., Rusby, R.I., Engeln, J., Hey, R.N., Zukin, J., Hunter, P.M., LeBas, T. P., Hoffman, H.J. and Livermore, R. (1989). Comprehensive sonar imaging of the Easter microplate. *Nature*, **341**, 701-705.

Searle, R.C., Francheteau, J. and Cornaglia, B. (1995). New observations on mid-plate volcanism and the tectonic history of the Pacific plate, Tahiti to Easter microplate. *Earth and Planetary Sci. Lett*., **131**, 395-421.

Sempere, J.C., Palmer, J., Christie, D.M., Phipps Morgan J. and Shor, A.N. (1991). Australian-Antarctic discordance. *Geology*, **19,** 429–432.

Sempere, J.C., Cochran, J.R. and SEIR-Scientific-Team. (1997). The Southeast Indian Ridge between 88◦E and 120◦E: variations in crustal accretion at constant spreading rate. *J. geophys. Res*, **102,** 15.489–15.505.

Seyler, M., Cannat, M. and Mevel, C. (2003). Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the southwest indian ridge (52 ° to 68 ° E). *Geochem. Geophy. Geosy.*, **4**, 9101, doi:10.1029/2002gc000305.

Shah, A. and Sempere, J.C. (1998). Morphology of the transition from an axial high to a rift valley at the Southeast Indian Ridge and the relation to variations in mantle temperature. *J. geophys. Res*., **103**, 5203–5223.

Shapira, A. (1983). Potential earthquake risk estimations by application of a simulation process. *Tectonophysics*, **95**, 75–89.

Shaw, B.E. (1995). Frictional weakening and slip complexity in earthquake faults. *J. Geophys. Res*., **100**, 18239-18252.

Shen, Y. (2002). Seismicity at the southern East Pacific Rise from recordings of an ocean bottom seismometer array. *J. Geophys. Res.*, **107**(B12), 2368, doi:10.1029/2001JB001742.

Shen-Tu, B., Holt, W.E. & Haines, A.J. (1998). The contemporary kinematics of thewestern United States determined from earthquake moment tensors, very long baseline interferometry, and GPS observations. *J. geophys. Res.,* **103,** 18 087–18 117.

Shen-Tu, B., Holt, W.E. & Haines, A.J. (1999). Deformation kinematics in the western United States determined from Quaternary fault slip rates and recent geodetic data. *J. geophys. Res.,* **104,** 28 927–28 955.

Shi, Y. and Bolt, B.A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency *b*-value. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1677-1687.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett*., **7,** 279-282.

Sigmundsson, F., Einarsson, P., Bilham, R., Sturkell, E. (1995). Rift-transform kinematics in south Iceland: deformation from global positioning system measurements, 1986–1992. *J. Geophys. Res*., **100**, 6235–6248.

Sims, K.W.W., Blichert-Toft, J., Fornari, D.J., Perfit, M.R., Goldstein, S.J., Johnson, P., DePaolo, D.J., Hart, S.R., Murrell, M.T., Michael, P.J., Layne, G.D., Ball, L. (2003). Aberrant youth: chemical and isotopic constraints on the origin of off-axis lavas from the East Pacific Rise, 9°–10°N. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **4** (10).

Singh, C., Bhattacharya, P.M. and Chadha R.K. (2008). Seismicity in the Konya-Warna reservoir site in Western India: Fractal and b-value mapping. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, no. 1, 476–482.

Singh, S.K., Astiz, L. and Haskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 827-843.

Sinton, J.M., Smaglik, S.M., Mahoney, J.J. and Macdonald, K.C. (1991). Magmatic processes at superfast mid-ocean ridges: Glass compositional variations along the East Pacific Rise 13–23°S. *J. Geophys. Res.*, **96**, 6133– 6155.

Small, C. (1995). Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **100**(B9), 17.931–17.946, doi:10.1029/95JB01377.

Smith, D.K. and Cann, J.R. (1990). Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24–30° N. *Nature*, **348**, 152–155.

Smith, D.K., Humphris S.E., Tivey, M.A. and Cann, J.R. (1997). Viewing the morphology of the MidAtlantic ridge from a new perspective. *EOS,* **78,** 26.

Smith D.K. and Cann, J.R. (1998). Mid-Atlantic Ridge Volcanic Processes, How Erupting Lava Forms Earth's Anatomy. *Reports on research from the woods hole oceanographic institution,* Vol. **41**, No. 1, ISSN 0029-8182.

Smith, D.K., Escartin, J., Cannat, M. et al. (2003). Spatial and temporal distribution of seismicity along the northern Mid-Atlantic Ridge (15°–35° N). *Journal of Geophysical Research*, **108, (B3)**, 2167.

Smith, W.D. (1981). The b-value as an earthquake precursor. *Nature,* **289**, 136–139.

Sólnes, J., Sigbjörnsson, R. and Elíasson, J. (2004). Probabilistic Seismic Hazard Mapping of Iceland; Proposed seismic zoning and de-aggregation mapping for

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

EUROCODE 8. *13th World Conference on Earthquake Engineering; Vancouver, B.C., Canada; August 1-6*, **2337**.

Solomon, S. (1989). In *Drilling the Oceanic Lower Crust and Mantle: JOI/USSAC Workshop Report* (ed. Dick, H. J. B.), 73-74 (Woods Hole Oceanographic Institution, 1989).

Sornette, A. and Sornette D. (1990). Earthquake rupture as a critical point. Consequences for telluric precursors. *Tectonophysics,* **179**, 327-334.

Sornette, D. and Sammis C.G. (1995). Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions. *J. Phys. I.*, **5**, 607-619.

Spiess, F.N., Lowenstein, C.D., and McIntyre, M.C. (1984). Analysis of a method for precisely relating a sea floor point to a distant point on land: A report under NASA grant NAG 5-320. *MPL-U-31/84, Marine Physical Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego.*

Spiess, F.N. and Hildebrand, J.A. (1995). Employing geodesy to study temporal variability at a mid-ocean ridge. *EOS Trans. AGU*, **76**, 451, 455.

Spiess, F.N., Chadwell, C.D., Hildebrand, J.A., Young, L.E., Purcell, Jr., G.H., and Dragert, H. (1998). Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **108**, 101–112.

Spinelli, G.A. et al. (2004). Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.,* **109,** B01102.

Spinelli, G.A., and Harris, R.N. (2011). Effects of the legacy of axial cooling on partitioning of hydrothermal heat extraction from oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.,* **116,** B09102.

Spjotvoll E, Aastveit, AH. (1980). Comparison of robust estimators on some data from field experiments. *Scand J Stat*,**7,**1–13.

Standish, J.J., Dick, H.J.B., Michael, P.J., Melson, W.G. and O'Hearn, T. (2008). MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9°-25° E): Major element chemistry and the importance of process versus source. *Geochem. Geophys. Geosyst***., 9**, Q05004.

Staples, R.K., White, R.S., Brandsdóttir, B., Menke,W., Maguire, P.K., McBride, J.H. (1997). Faroe-Iceland ridge experiment 1: crustal structure of northeastern Iceland. *J. Geophys. Res.,* **102**, 7849–7866.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Stefánsson, R. and Halldórsson, P. (1988). Strain build-up and strain release in the South Iceland seismic zone. *Tectonophysics,* **152**, 267–276.

Stein, C.A., and Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, **359,** 123–129.

Stein, C., and Stein, S. (1994). Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012), **99,** 3081–3095.

Stein, R.S., and Hanks, T.C. (1998). M>= 6 earthquakes in southern California during the twentieth century:No evidence for a seismicity or moment deficit. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 635-652.

Stewart, L.M. and Okal, E.A. (1983). Seismicity and aseismic slip along the Eltanin fracture zone. *J. geophys. Res.,* **88,** 10.495–10.507.

Stock, J. and Molnar, P. (1987). Revised history of early Tertiary plate motion in the southwest Pacific. *Nature,* **325**, 495-499.

Stoffers, P., Worthington, T., Hkinian, R., Petersen, S., Hannington, M. and Trkay, M. (2001). Silicic volcanism and hydrothermal activity documented at Pacific-Antarctic ridge. *Eos Trans. AGU,* **83**(28), 301– 304.

Storchak, D.A., Giacomo, D.Di., Engdahl, E.R., Harris, J., Bondár, I., Lee, W.H.K., Bormann P. and Villaseñor, A. (2015). The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): Introduction. *Phys. Earth Planet. Int.,* **239**, 48-63, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.009.

Stover, C.W. (1973). Seismicity and tectonics of the East Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.,* **78**, 5209-5220.

Stow, D.A.V. (2006). Oceans: an illustrated reference. *Chicago: University of Chicago Press. ISBN 0-226-77664-6.*

Straub, C., Kahle, H.-G., and Schindler, C. (1997). GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. geophys. Res.,* **102,** 27 587–27 601.

Sturkell, E., Einarsson, P., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Ólafsson, H., Pedersen, R., de Zeeuw-van Dalfsen, E., Linde, A.T., Sacks, S.I., Stefánsson, R. (2006). Volcano geodesy and magma dynamics in Iceland. *J. Volc. Geoth. Res.,* **150**, 14–24.

Sturm, M.E., Goldstein, S.J., Klein, E.M., Karson, J.A. and Murrell, M.T. (2000). Uranium-series age constraints on lavas from the axial valley of the Mid-Atlantic Ridge, MARK area. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **181**, 61-70.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Stüwe, K. (2002). Geodynamics of the Lithosphere: an Introduction. *Springer,* **449**pp.

Suyehiro, S. (1966). Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seism. Soc. Am.***, 56**, 185-200.

Suyehiro, S., Asada, T. and Ohtake, M. (1964). Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake. *Meteorol. Geophys.*, **15**, 71-88.

Suzuki, Z. (1958). A statistical study on the occurrence of small earthquakes, I, II, III, IV. *The science Rep. of the Tohoku Univ.,* Series 5, Geophysics 10, No.1, 15.

Sykes, L.R. (1967). Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *J . Geophys Res.*, **72**, 2131-2153.

Sykes, L.R. (1969). Seismicity of the mid-oceanic ridge system. *In: Hart, P.J. (Ed.), The Earth's Crust and Upper Mantle. Geophys. Monogr.,* vol. **13**., *American Geophysical Union, Washington, DC,* 148–153.

Sykes L.R. (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res*., **75** 6598-6611.

Sykes, L.R., and Sbar, M.L. (1974). Focal mechanism solution of intraplate earthquakes and stresses in the lithosphere. *Geodynamics of Icelandand the North Atlantic Area*, edited by L. Kristjanssonp, p. 207-224, D. Reidel, Hingham, Mass.

Sykes, L.R. and Quittmeyer, R.C. (1981). Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries. *In: D.W. Simpson and P.G. Richards (Editors), Earthquake Prediction, An nternational Review (Maurice Ewing Series, Am. Geophys. Union),* **4**, 217-247.

Sykes, L.R. and Jaumé S. (1990). Seismic activity on neighbouring faults as a long term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area. *Nature*, **348**, 595-599.

Sykes, L.R. and Ekström, G. (2012). Earthquakes along Eltanin transform system, SE Pacific Ocean: Fault segments characterized by strong and poor seismic coupling and implications for long-term earthquake prediction. *Geophys. J. Int.*, **188**(2), 421–434.

Tamaribuchi, K., Yagi, Y., Enescu, B. and Hirano, S. (2018). Characteristics of foreshock activity inferred from the JMA earthquake catalog. *Earth, Planets and Space.*, **70**.

Tao, C., Li, H., Huang, W., Han, X., Wu, G., Su, X., Zhou, N., Lin, J., He, Y.H., Zhou, J.P. (2011a). Mineralogical and geochemical features of sulfide chimneys from the

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

49° 39′ E hydrothermal field on the Southwest Indian Ridge and their geological inferences. *Chin Sci Bull*, **56**(26), 2828–2838.

Tao, C., Lin. J., Guo, S., et al. (2011b). First active hydrothermal vents on an ultraslow-spreading center: Southwest Indian Ridge. *Geology*, **40**(1), 47–50.

Tao, C., Lin, J., Guo, S., Chen, Y., Wu, G., Han, X., German, C.R., Yoerger, D.R., Zhou, N., Li, H., Su, X., Zhu, J. (2012). First active hydrothermal vents on an ultraslow-spreading center: Southwest Indian Ridge. *Geology*, **40** (1), 47–50.

Taylor, F.B. (1910). Bearing of the Tertary mountain belt on the origin of the Earth's plan. *Geol. Soc. Am. Bull*., **21**, 179-226.

Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., Labrecque, J.L. and Vergara, H. (1997). The Chile ridge: A tectonic framework, *J. Geophys. Res.,* **102**, B6, 12035-12059.

Thordarson, Th., Larsen, G. (2007). Volcanism in Iceland in Historical Time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *J. Geodyn*., **43**, 118–152.

Tikku, A.A. and Cande, S.C. (1996). Early Tertiary reconstructions of the Australian and Antarctic plates. *EOS Trans. Am. Geophys. Union,* **77**, 689.

Tikku, A.A and Cande, S.C. (1999). The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons?. *J. Geophys. Res.*, **104**, 661– 677.

Tiku ML, Akkaya AD. (2004). Robust estimation and hypothesis testing. New Delhi: New Age International Publishers, Oscar Publications, www.alltimebooks.Com.

Tinti, S. (1989). Bayesian Interval Estimation of the Parameter B for Grouped Magnitudes. *Tectonophysics*, **168** (4), 319-326.

Tinti, S. and Mulargia, F. (1987). Confidence intervals of *b*-values for grouped magnitudes. *Bull. Seismol. Soc.Am.*, **77**, 2125-2134.

Tocher, D. (1959). Seismic history of the San Francisco bay region. *Calif. Div. Mines Spec. Rep.*, **57**, 39-48.

Tolstoy, M., Harding, A.J., Orcutt, J.A. and Phipps Morgan, J. (1995). Crustal thickness at the Australian Antarctic Discordance and neighboring Southeast Indian Ridge. *EOS Trans. Am. Geophys. Un.*, **76**, F570.

Toomey, D.R., Purdy, G.M., Solomon, S.C. and Wilcock, W.S.D. (1990). The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30′N. *Nature*, **347**, 639–645.

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

Tozer, D.C. (1965). Thermal History of the Earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **9**, 95–112.

Trønnes, R.G. (2002). Field trip: Introduction. Geology and geodynamics of Iceland. *In: S. Planke (ed.) Iceland 2002 – Petroloeum Geology Field Trip Guide, prepared for Statoil Faroes Licence Groups by Volcanic Basin Petroleum Research, Nordic Volcanological Institute and Iceland National Energy Authority,* p. **23-43**.

Tryggvason, K., Husebye, E., Stefansson, R. (1983). Seismic image of the hypothesized Icelandic hotspot. *Tectonophys*, **100**, 97-118.

Tsai, Y.-B. and Aki, K. (1970). Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5729-5743.

Tsang-Hin-Sun, E., Royer, J.-Y., Perrot, J. (2016). Seismicity and active accretion processes at the ultraslow-spreading Southwest and intermediate-spreading Southeast Indian ridges from hydroacoustic data. *Geophysical Journal International*, **206**, Issue 2, 1232–1245, https://doi.org/10.1093/gji/ggw201.

Tsapanos, T.M. (1994). Long term earthquake prediction in mid-ocean ridges based on the time and the magnitude predictable model. *Proc. of the XXIV Gen. Assembly of E.S.C., Athens, September*, **19-24**, Vol. II, 1054-1063.

Turcotte, D.L. and Oxburgh, E.R. (1967). Finite-amplitude convective cells and continental drift. *J. Fluid Mech.*, **28**, 29-42.

Turcotte, R. (1997). Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. *Cambridge University Press*, Cambridge.

Tzanis, A., Valianatos, F. (2003). Distributed power-law seismicity changes and crustal deformation in the SW Hellenic Arc. *Natur. Haz. Earth Sys. Sci.*, **3**, 179-195.

Udias, A., Lopez Arroyo, A. and Mezcua, J. (1976). Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, **31**, 259-289.

Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula log $n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (with English summary). *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.,* **13**, 99-103.

Utsu, T. (1966). A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups. *J. Phys. Earth,* **14**, 37-40.

Utsu, T. (1969). Aftershock and earthquake statistics (I): Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.,* Ser. VII, **3**, 129–195.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Utsu, T. (1970). Seismic activity and seismic observation in Hokkaido in recent years. *Report of the Coodinating Committee for Earthquake Prediction*, **2**, 1–2 (in Japanese).

Utsu, T. (1971). Aftershocks and earthquake statistic (III): Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1). *J. Faculty Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **3**, 379–441.

Utsu, T. (1972). Aftershocks and earthquake statistics (IV). *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University Series VII (Geophysics)*, **4**, 1–42.

Utsu, T., (1984). Estimation of parameters for recurrence models of Earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo,* **59**, 53–66.

Utsu, T. (1992). On seismicity. *In Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics*, pp. 139-157, Institute for Statistical Mathematics, Tokyo.

Utsu, T. (1999). Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and some new approaches. *PAGEOP*, **155**, 509-535.

Utsu, T. (2002). Relationships between magnitude scales. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, **81**, 733-746.

van Stiphout, T., Zhuang, J., Marsan, D. (2012). Seismicity declustering. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, doi:10.5078/corssa-52382934, http://www.corssa.org.

Vaughan, DC. (2002). The generalized secant hyperbolic distribution and its properties.*Commun Stat – Theor Meth,* **31**, 219–238.

Vine, F.J. and Matthews, G.H. (1963). Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, **199**, 947–949.

Visini, F. (2012). Seismic crustal deformation in the Southern Apennines (Italy). *Italian Journal of Geosciences*, **131**, 10.3301/IJG.2011.31.

Von Herzen, R. (1959). Heat-flow values from the southeastern Pacific. *Nature*, **183**, 882-883.

Von Herzen, R.P., and Uyeda, S. (1963). Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.,* **68,** 4219–4250.

Vorobieva, I., Narteau, C., Shebalin, P., Beauducel, F., Nercessian, A., Clouard, V., Bouin, M.-P. (2013). Multiscale Mapping of Completeness Magnitude of Earthquake Catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103** (4), 2188–2202. doi: https://doi.org/10.1785/0120120132

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Wang, J.H., Chen K.C., Leu P.L. and Chang, J.H. (2015). b-Values Observations in Taiwan: A review. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.,* **26**, 475-492, doi: 10.3319/TAO.2015.04.28.01(T).

Wang, T.T., Chen, Y.S.J., Tao, C.H. (2011). Revisit the K-segment of the Southeast Indian Ridge for new evidence of hydrothermal plumes. *Chinese Sci Bull*, **56**, 3605 - 3609, doi: 10.1007/s11434-011-4723-5.

Ward, S. (1990). Pacific–North America plate motions: new results from very long baseline interferometry. *J. geophys. Res.,* **95,** 21 965–21 981.

Ward, S.N. (1998a). On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. *Geophys. J. Int.,* **134**, 172–186.

Ward, S.N. (1998b). On the consistency of earthquake moment rates and space geodetic strain rates: Europe. *Geophys. J. Int.*, **135**, 1011 –1018.

Warren, N.W., and Latham, G.V. (1970). An Experimental Study of Thermally Induced Microfracturing and its Relation to Volcanic Seismicity. *J. Geophys. Res.*, **75,** 4455-4464.

Watson, J.M. (1999). World Distribution of Mid-Oceanic ridges. USGS, U.S Geological Survey, (Retrieved from http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/baseball.html)

Wegener, A. (1915). Die enstehung der kontinente und ozeone. *Vieweg. Braunschweing*, **94**pp.

Wegener, A. (1924). The origin of the continents and oceans. *E.P. Dutton, NY, Trans. from 3rd German edit. by G.A. Scerl*., **212**pp.

Wegener, A. (1929). Die enstehung der kontinente und ozeone [The Origin of Continents and Oceans] (in German). *Vieweg. Braunschweing, forth edition*.

Weichert D.H. and Milne, W.G. (1979). On Canadian methodologies of probabilistic seismic risk estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **69**, 1549-1566.

Weidner, D.J. and Aki K. (1973). Focal depth and mechanism of mid-ocean ridge earthquakes. *J. Geophys. Res*., **78**(11), 1818–1831, doi:10.1029/JB078i011p01818.

Weissel, J.K. and Hayes, D.E. (1974). The Australian-Antarctic Discordance: New results and implications. *J. Geophys. Res*., **79**, 2579– 2587.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Weissel, J.K., Hayes, D.E. and Herron, E.M. (1977). Plate tectonics synthesis: The displacement between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous. *Mar. Geol.*, **25**, 231-277.

Weissel, J.K., Anderson, R.N., Geller, C.A. (1980). Deformation of the Indo-Australian plate. *Nature,* **287**, 284-290.

Wesnousky, S.G. (1994). The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?. *Bull.Seism. Soc. Am.*, **84**, 1940-1959.

Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimazaki, K. and Matsuda, T. (1984). Integration of geological and seismological data for analysis of seismic hazard: a case study of Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 687-708.

Wessel, P. and Smith, W. (1995). New version of the Generic Mapping Tools. *EOS*, 76-329.

West, B.P., Sempere, J.C., Pyle, D.G., Phipps Morgan, J. and Christie, D.M. (1994). Evidence for variable upper mantle temperature and crustal thickness in and near the Australian-Antarctic Discordance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 135–153.

West, B.P., Wilcock, W.S.D., Sempéré, J.C. and Géli, L. (1997). Three-dimensional structure of asthenospheric flow beneath the Southeast Indian Ridge. *J. Geophys. Res.*, **102**(B4), 7783–7802, doi:10.1029/96JB03895.

Westerhaus, M., Wyss, M., Yilmaz, R. and Zschau, J. (2001). Correlating variations of b values and crustal deformations uring the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 Izmit earthquake of Aug. 17, 1999. *Geophys. J. Int.*, in press.

White, R., McKenzie, D.P. (1989). Magmatism at rift zones: the generation ration of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res*, **94** (B6), 7685–7729.

White, S.M., Haymon, R.M., Fornari, D.J., Perfit, M.R., Macdonald, K.C. (2002). Correlation between volcanic and tectonic segmentation of fast-spreading ridges: evidence from volcanic structures and lava morphology on the East Pacific Rise, 9°–10°N. *J. Geophys. Res.*, **107 (B8)**, 2173.

White, W.M., McBirney, A.R. and Duncan, R.A. (1993). Petrology and geochemistry of the Galapagos: Portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, **98**, 19, 533–19, 563.

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters,* **72(3)**, pp.373-382, https://doi.org/10.1785/gssrl.72.3.373.

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

Wiemer, S., and Benoit, J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geoph. Res. Letts.* , **23**, 1557-1560.

Wiemer, S., and McNutt, S. (1997). Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geoph. Res. Letts.* , **24**, 189-192.

Wiemer, S. and Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times. *J. Geophys. Res.*, **102**, 15115-15128.

Wiemer, S., McNutt, S.R. and Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.*, **134**, 409 – 421.

Wiemer, S. and Katsumata, K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *J. Geophys. Res.*, **104**(B6), 13.135–13.151.

Wiemer, S., and Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 859–869.

Wiemer, S., Gerstenberger, M.C. and Hauksson, E. (2001). Properties of the 1999, Mw7.1, Hector Mine earthquake: Implications for aftershock hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.

Wiemer, S., Giardini, D., Fah, D., Deichmann, N., Sellami, S. (2009). Probabilistic seismic hazard assessment of Switzerland: best estimates and uncertainties. *Journal of Seismology*, **13** (4), 449–478.

Wiens, D.A., and Stein, S. (1983). Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *J. Geophys. Res.*, **88**, pp. 6455-6468.

Wiens, D.A., Stein, S. (1984). Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11442-l1464.

Wiens, D.A. and Petroy, D.E. (1990). The largest recorded earthquake swarm: Intraplate faulting near the Southwest Indian Ridge. *J. Geophys. Res.*, **95**(B4), 4735–4750, doi:10.1029/JB095iB04p04735.

Wilder, Douglas T. (2003). Relative motion history of the Pacific-Nazca (Farallon) plates since 30 million years ago. *M.S. Thesis, University of South Florida, Graduate Theses and Dissertations*, http://scholarcommons.usf.edu/etd/1506.

Wilson, J.T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, **41**(6), 863-870.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Wilson, J.T. (1965a). Transform faults, Oceanic ridges, and magnetic anomalies of southwest Vancouver Island. *Science,* **150**, 482-485.

Wilson, J.T. (1965b). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**, 343–347.

Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis. *London, Unwin Hyman.*

Woessner, J., and Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am*., **95**, doi:10.1785/012040007.

Wolfe, C.J., Purdy, G.M., Toomey, R., Solomon, S.C. (1995). Micro-earthquakes characteristics and crustal velocity structure at 29°N on the Mid-Atlantic Ridge: the architecture of a slow spreading segment. *J. Geophys. Res*., **100,** 24,449–24,472.

Wolfe, C.J., Bjarnason, I.T., VanDecar, J.C., Solomon, S.C. (1997). Seismic structure of the Iceland plume. *Nature,* **385**, 245-247.

Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **31,** 341–359.

Wyss, M. and Lee, W.H.K. (1973). The variation of the average earthquake magnitude in central California. *Stanford Univ.*, *Publ. Geol. Sci.*, **13**, 24-42.

Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S. (1997). Mapping active magma chambers by b-value beneath Off-Izu volcano, Japa., *J. Geophys.Res.,* **102**, 20413-20433.

Wyss, M., Hasegawa, A., Wiemer, S. and Umino N. (1999). Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, m7.1 off-sanriku earthquake, japan. *Annali Di Geofisica*, **42**, 851-869.

Wyss, M., and Wiemer, S. (2000). Change in the probabilities for earthquakes in Southern California due to the Landers M7.3 earthquake. *Science*, **290**, 1334-1338.

Wyss, M., Schorlemmer, D. and Wiemer, S. (2000). Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones. *J. Geophys. Res*., **105**, 7829-7844.

Wyss, M., Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2001a). Source and path of magma for volcanoes in the subduction zone of northeastern Japan. *Geoph. Res. Letts.*, in press.

Wyss, M., Nagamine, K., Klein, F.W., and Wiemer, S. (2001b). Evidence for magma at intermediate crustal depth below Kilauea's East Rift, Hawaii, based on anomalously high b-values. *J. Volc. Geoth. Res*., **106**, 23-37.

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

Wyss, M., Sammis, C. G., Nadeau, R. M. and Wiemer S. (2004). Fractal dimension and b-value on creeping and locked patches of the San Andrea fault near Parkfield, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* **94**, no. 2, 410–421.

Yeo, I. (2012). Detailed studies of mid-ocean ridge volcanism at the Mid-Atlantic Ridge (45N) and elsewhere. Durham theses, Durham University. Available at Durham E-Theses Online:http://etheses.dur.ac.uk/4944/

Yeo, I., Searle, R.C., Achenbach, K., LeBas, T. and JC24 Shipboard Scientific Party (2012). Eruptive hummocks: building blocks of the upper ocean crust. *Geology*, **40**, (1), 91–94.

Young, L.E., Wu, S.C., and Dixon, T.H. (1987). Decimeter GPS positioning for surface element of sea floor geodesy system. *Proc. Int. Symp. on Marine Positioning,* 223-232, Boston: D. Reidel.

Yucemen, M.S. and Akkaya, A.D. (2012). Robust estimation of magnitude–frequency relationship parameters. *Structural Safety*, **38**, 32-39.

Zaionchek, A.V., Brekke, H., Sokolov, S. Yu., et al. (2010). Structure of Continent–Ocean Transition Zone in the Northwestern Framework of the Barents Sea from the Results of 24, 25 and 26 Cruises of the R/V, Akademik Nikolai Strakhov, 2006–2009. *In Structure and Evolution History of the Lithosphere: Contribution of Russia to the International Polar Year (Paulsen, Moscow),* Vol**. 4**, pp. 111–157 [in Russian].

Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raessi, M. (2014). Crustal Stress Map of Iran: Insight From Seismic and Geodetic Computations. *Pure and Applied Geophysics*., 10.1007/s00024-013-0711-9.

Zhang, T., Gao, J. (2011). Characters of magmatic activity and tectonics on the ultraslow spreading ridge in Southwest Indian ocean. *Advances in Marine Science*, **29**(03), 314–322 (in Chinese).

Zhuang, J., Ogata, Y., Vere-Jones, D. (2002). Stochastic declustering of space–time earthquake occurrences. *J. Am. Stat. Assoc.,* **97,** 369–380.

Zhuang, J., Ogata, Y., Vere-Jones, D. (2004). Analyzing earthquake features by using stochastic reconstruction. *J. Geophys. Res.,* **109**, B05301. doi:10.1029/2003JB002879

Zobin, V.M. (1979). Variations of volcanic earthquake source parameters before volcanic eruptions. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*, **6**, 279-293.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Zuniga, R., and Wyss, M. (1995). Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1858-1866.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Παπαζάχος, Κ. και Παπαζάχος, Β. (2008). Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 581.

Ρωσσικόπουλος, Δ. (1992). Τοπογραφικά δίκτυα και υπολογισμοί. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Στουραϊτη, Χ. (2015). Γεωχημεία. Γεωχημικές διεργασίες στο εσωτερικό της γης. Εθνικόν και Καποδιστριακόν Πανεπιστήμιον Αθηνών, http://opencourses.uoa.gr/courses/GEOL2/

Διαδικτυακές Πηγές

Division of Ocean-Earth System Science Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo, Department of Ocean Floor Geoscience, Plate Motion Calculator, http://ofgs.aori.u-tokyo.ac.jp/~okino/platecalc_new.html, K. Tamaki, K. Okino.

University of Waikato, www.sciencelearn.org.nz, https://www.sciencelearn.org.nz/images/1821-paleomagnetic-barcode

Wikipedia, Plate Tectonics, https://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics, File:Continental-continental constructive plate boundary.svg (created by domdomegg, 19 August 2016) https://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics#/media/File:Continental-continental_constructive_plate_boundary.svg, File:Continental-continental destructive plate boundary.svg (created by domdomegg, 25 December 2015) https://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics#/media/File:Continental-continental_destructive_plate_boundary.svg, File:Continental-continental conservative plate boundary opposite directions.svg (created by domdomegg, 20 August 2016) https://en.wikipedia.org/wiki/Plate_tectonics#/media/File:Continental-continental_conservative_plate_boundary_opposite_directions.svg

Wikipedia, Indian Ocean, https://en.wikipedia.org/wiki/Indian_Ocean, File: Indian Ocean-CIA WFB Map.png (created by United States Central Intelligence

Agency - *The World Factbook*, 1 January 2002)
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Indian_Ocean-CIA_WFB_Map.png,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης