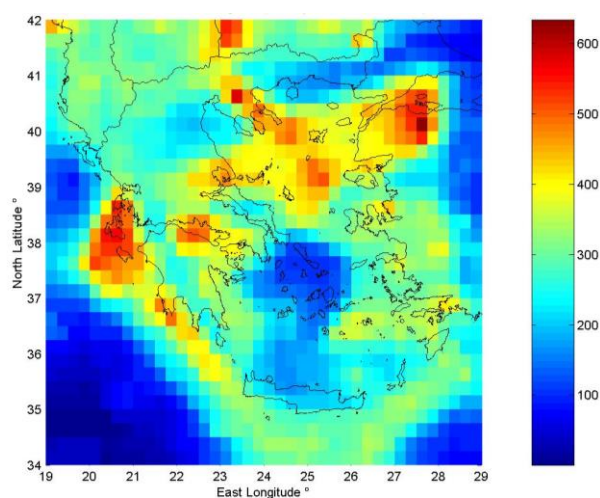




**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ & ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ
Πανεπιστημιούπολη – Ζωγράφου 157 84

ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΕΚΠΟΝΗΣΗ
ΝΕΟΥ ΧΑΡΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΣΥΜΒΑΤΟΥ ΜΕ ΤΟΝ
ΙΣΧΥΟΝΤΑ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΑΝΟΝΙΣΜΟ ΚΑΙ ΤΟΝ ΕΥΡΩΚΩΔΙΚΑ 8



Φορέας Ανάθεσης: ΟΑΣΠ

Επιστημονικός Υπεύθυνος
Καθηγητής Κ. Μακρόπουλος

ΑΘΗΝΑ 2002

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	Εισαγωγή	2
2	Μεθοδολογίες Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας	3
2.1	Στατιστικά πρότυπα υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας	3
2.1.1	Γενικά	3
2.1.2	Η Πουασόνια κατανομή σεισμών	4
2.1.3	Η κατανομή των ακραίων τιμών	5
2.2	Σεισμοτεκτονικά (ημι-στατιστικά) πρότυπα υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας	7
2.2.1	Γενικά	7
2.2.2	Μεθοδολογία Cornell τροποποιημένη από McGuire	10
2.2.3	Η μέθοδος SEISRISK III των Bender and Perkins	11
3	Σχέσεις εξασθένησης εδαφικών κινήσεων	13
4	Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με εφαρμογή της μεθόδου των Ακραίων Τιμών	15
4.1	Σεισμολογικά δεδομένα	15
4.2	Εφαρμογή μεθόδου Ακραίων Τιμών για αναμενόμενες Μέγιστες Εδαφικές Επιταχύνσεις.	17
4.3	Εφαρμογή μεθόδου Ακραίων Τιμών για αναμενόμενες Μέγιστες Εδαφικές Ταχύτητες.	26
5	Εφαρμογή της μεθόδου SEISRISK III για το Ελληνικό χώρο	28
5.1	Καθορισμός σεισμικών πηγών	28
5.2	Αποτελέσματα της μεθόδου SEISRISK III	32
6	Τελικά αποτελέσματα εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.	36
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	40

1. Εισαγωγή

Η παρούσα μελέτη εκπονήθηκε από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών στα του ερευνητικού έργου με τίτλο «Συλλογή και επεξεργασία σεισμικών δεδομένων και εκπόνηση νέου χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας συμβατού με τον ισχύοντα Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό και τον Ευρωκώδικα 8» με χρηματοδότηση του ΟΑΣΠ. Επιστημονικός Υπεύθυνος ήταν ο Διευθυντής του Εργαστηρίου Καθηγητής Κ. Μακρόπουλος, ενώ συμμετείχαν τα μέλη ΔΕΠ του Εργαστηρίου Ν. Βούλγαρης και Α. Τζάνης. Θα πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι στα πλαίσια της μελέτης αυτής εφαρμόστηκε για πρώτη φορά το σύστημα ISO 9001 με το οποίο έχει πιστοποιηθεί το Εργαστήριο Σεισμολογίας από τον οργανισμό διακρίβωσης TUV Γερμανίας.

Ο Επιστημονικός Υπεύθυνος

Καθηγητής Κ. Μακρόπουλος
Διευθυντής του Εργαστηρίου Σεισμολογίας

2. Μεθοδολογίες Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας

Οι μεθοδολογίες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας είναι δυνατόν, να διακριθούν σε δύο κύριες κατηγορίες:

- τις Στατιστικές και
- τις Ημι-στατιστικές

Στην παρούσα μελέτη για τον υπολογισμό της Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου χρησιμοποιήθηκαν αντιπροσωπευτικές μεθοδολογίες και από τις δύο κατηγορίες προκειμένου με τον συνδυασμό των αποτελεσμάτων τους να επιτευχθεί η επαλήθευση του τελικού χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας.

2.1 Στατιστικά πρότυπα υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας

2.1.1 Γενικά

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας η κατηγορία αυτή μεθοδολογιών βασιζεται αποκλειστικά στη στατιστική ανάλυση σεισμολογικών δεδομένων, χωρίς να λαμβάνει υπόψη της διαδικασία διάρρηξης.

Η κατανομή των σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο και το μέγεθος γενικά ερευνάται με τη χρησιμοποίηση όλων των διαθέσιμων σεισμών μιας περιοχής (πλήρης διεργασία - whole process), ή, μόνο των ακραίων μεγίστων τιμών δηλ. των μεγαλύτερων σεισμών που παρατηρήθηκαν ανά ορισμένη χρονική περίοδο (μερική διεργασία - part process).

Τα στατιστικά πρότυπα πλήρων διεργασιών βασίζονται (α) σε νόμους κατανομών του πλήθους των σεισμών στο χρόνο, οι οποίοι τους θεωρούν είτε ανεξάρτητους μεταξύ τους (Πουασόνιες αμνήμονες κατανομές), είτε εξαρτημένους με απλές (μαρκοβιανές) ή σύνθετες (μή-μαρκοβιανές) σχέσεις, και, (β) σε νόμους αριθμού – μεγέθους γραμμικούς, (Gutenberg and Richter, 1944) ή δευτεροβάθμιους (Cornell and Vanmarcke, 1969). Παρά τις προφανείς αδυναμίες πληρότητας κυρίως σε μικρού μεγέθους σεισμούς που, όπως αναφέρθηκε πάσχουν όλοι οι κατάλογοι, ακόμα και σε περιοχές με έντονη σεισμικότητα όπως είναι ο Ελληνικός χώρος, τα πρότυπα αυτά, και κυρίως οι κατανομές Poisson, λόγω της μαθηματικής απλότητάς τους, έχουν τύχει ευρείας εφαρμογής.

Τα στατιστικά πρότυπα που χρησιμοποιούν μόνο τις μέγιστες τιμές φαίνεται, κατ' αρχήν, να παρακάμπτουν τις δυσκολίες που αναφέρθηκαν. Επιπλέον, σε μια αντισεισμική σχεδίαση είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε τη μέγιστη δυναμική καταπόνηση που πιθανόν να υποστεί μια κατασκευή κατά τη διάρκεια της ζωής της, ή εναλλακτικά, τη πλέον πιθανή περίοδο επανάληψής της, στη συγκεκριμένη θέση. Ένα μειονέκτημα της μεθόδου, κυρίως για περιοχές με μικρή σεισμικότητας η ελλιπής γνώση της προϊστορίας,

προέρχεται από το γεγονός ότι οι μεγάλοι σεισμοί έχουν και μεγάλη περίοδο επανάληψης. Έτσι, το διαθέσιμο δείγμα (κατάλογος) ενδέχεται να μην είναι στατιστικά επαρκές για όλο το εύρος των σεισμών και κυρίως των μεγαλύτερου μεγέθους.

Η στατιστική θεωρία που φαίνεται να περιορίζει τα περισσότερα από τα παραπάνω προβλήματα είναι η θεωρία των Ακραίων Τιμών που θεμελιώθηκε από τον Gumbel (1935) και συνεχίζει να εφαρμόζεται και σε θέματα σεισμικής επικινδυνότητας. Κατωτέρω παρατίθενται τα βασικά σημεία κατανομών Poisson και Ακραίων Τιμών που θα εφαρμοστούν στην παρούσα μελέτη.

2.1.2 Η Πουασόνια κατανομή σεισμών.

Ας θεωρήσουμε ένα σεισμό που γίνεται σε ορισμένη χρονική στιγμή. Σύμφωνα με την κατανομή Poisson, η πιθανότητα για να συμβούν n σεισμοί ορισμένου εύρους μεγεθών σε ορισμένο όγκο του φλοιού της Γης κατά το χρονικό διάστημα t είναι:

$$P(n, \lambda t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!} \quad (1)$$

όπου λ είναι ο μέσος ρυθμός γένεσης σεισμών στη μονάδα του χρόνου. Σύμφωνα με τη σχέση αυτή, η πιθανότητα να μην υπάρξει σεισμός μέσα στο χρονικό διάστημα t είναι

$$P(0, \lambda t) = e^{-\lambda t}, \quad (2)$$

οπότε η πιθανότητα να υπάρξει τουλάχιστον ένας σεισμός στο ίδιο χρονικό διάστημα θα είναι

$$P(n \geq 1, \lambda t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (3)$$

όπου λ είναι συνάρτηση του μεγέθους M και του χρόνου t , δηλαδή $\lambda = f(M, t)$. Τότε, η πιθανότητα για τουλάχιστον ένα γεγονός με μέγεθος M μέσα στο χρονικό διάστημα t δίνεται από την

$$P(N \geq 1, \lambda_M t) = 1 - e^{-\lambda_M t} \quad (4)$$

Από το μοντέλο του Poisson και τον εκθετικό νόμο κατανομής μεγέθους των Gutenberg και Richter, οι Epstein και Lomnitz (1966) έδειξαν ότι η κατανομή των μεγίστων σεισμικών μεγεθών ακολουθεί το νόμο:

$$G(M) = \exp(-Ae^{-BM}), \quad M \geq 0 \quad (5)$$

ή

$$\ln[-\ln G(M)] = \ln A - BM \quad (6)$$

όπου οι σταθερές A και B συνδέονται με τις σταθερές a και b των Gutenberg-Richter με τις σχέσεις:

$$a = \frac{\ln A}{10} \quad \text{και} \quad b = \frac{B}{\ln 10} \quad (7)$$

2.1.3 Η κατανομή των ακραίων τιμών

Ανεξάρτητα από την κατανομή του πατρικού πληθυσμού, η κατανομή των ακραίων τιμών έχει τους εξής τρεις τύπους ασυμπτωτικών κατανομών οι οποίες και αναλύονται παρακάτω:

$$\text{I.} \quad \Phi(x)^{(1)} = \exp[-\exp(-a(x-u))], \quad a > 0 \quad (8)$$

$$\text{II.} \quad \Phi(x)^{(2)} = \exp[-(u - \varepsilon/x - \varepsilon)^k], \quad k > 0, \quad x \geq \varepsilon, \quad u > \varepsilon \geq 0 \quad (9)$$

$$\text{III.} \quad \Phi(x)^{(3)} = \exp[-(w - x/w - u)^k], \quad k > 0, \quad x \leq w, \quad u < w \quad (10)$$

Η πρώτη ασύμπτωτος ισχύει για αρχικές κατανομές ανοικτές και στις δύο διευθύνσεις. Η δεύτερη, όταν πρόκειται για αρχικές κατανομές φραγμένες προς τα κάτω. Η τρίτη ισχύει για κατανομές που έχουν άνω όριο. Και για τις τρεις ασυμπτώτους ισχύει:

$$\Phi(u) = 1/e \quad (11)$$

Δηλαδή περίπου το 36% των παρατηρήσεων σ' όλες τις περιπτώσεις πρέπει να βρίσκεται πριν από την τιμή $x=u$. $\Phi(x)$ είναι η πιθανότητα του να παρουσιαστεί σεισμός μικρότερος ή ίσος από αυτόν μεγέθους x , οπότε η πιθανότητα για μια τιμή να είναι μεγαλύτερη ή ίση αυτής του x είναι:

$$1 - \Phi(x) \quad (12)$$

και η αντίστροφή της

$$T(x) = 1/(1 - \Phi(x)) \quad (13)$$

είναι η περίοδος επανάληψης του σεισμού μεγέθους μεγαλύτερου ή ίσου του x .

Η περίοδος επανάληψης σεισμού δεδομένου μεγέθους είναι οπωσδήποτε μία παράμετρος σεισμικού κινδύνου με άμεσο ενδιαφέρον. Δείχνει το μέσο πλήθος των χρονικών διαστημάτων που απαιτούνται ώστε να παρουσιαστεί σεισμός με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο από αυτόν μεγέθους x . Στον

υπολογισμό του σεισμικού μεγέθους θα χρησιμοποιηθεί η τρίτη κυρίως ασύμπτωτος γιατί περιέχει σαν παράμετρο το άνω όριο που στην περίπτωση μας είναι ο μέγιστος δυνατός σεισμός της περιοχής ω δηλαδή ο σεισμός με πιθανότητα:

$$\Phi(\omega) = 1 \quad (14)$$

να είναι ο μέγιστος στην περιοχή.

Για εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας από άποψη αναμενόμενων μέγιστων μεγεθών εφαρμόζεται η τρίτη ασύμπτωτος (λόγω της ύπαρξης άνω ορίου, εξίσωση 10), ενώ για εκτίμηση των αναμενόμενων μέγιστων εδαφικών παραμέτρων εφαρμόζεται η πρώτη ασύμπτωτος (εξίσωση 8).

Χρήσιμες σχέσεις για τον υπολογισμό των παραμέτρων X (Μεγέθους, Επιτάχυνσης, Ταχύτητας, Μετατόπισης), είναι οι ακόλουθες:

1^η ασύμπτωτος :

$$G(x) = [\exp - \exp [-a(x-u)]] \quad (15)$$

1. Πλέον πιθανό ετήσιο μέγιστο:

$$\bar{X}_1 = u \quad (16)$$

2. Πλέον πιθανό μέγιστο μέσα σε T χρόνια:

$$\bar{X}_T = u + \ln T/a \quad (17)$$

3. Η τιμή X_p του μεγέθους που με πιθανότητα $1-p$ το περιμένουμε να παρουσιαστεί σαν ετήσιο μέγιστο:

$$X_{1p} = u - [\ln - \ln(1-p)]/a \quad (18)$$

(οπότε για $P = 63\%$ έχουμε $X_1 = u$).

4. Σε T χρόνια:

$$X_{TP} = X_{1p} + \ln T/a \quad (19)$$

5. Η πιθανότητα P_{XT} του να γίνει ένας σεισμός με παράμετρο μεγαλύτερη από X σε περίοδο T χρόνων είναι:

$$P_{XT} = 1 - \exp [-T \exp [-a(X-u)]] \quad (20)$$

(οπότε για $X=u$ και $T=1$ έχουμε: $P=63\%$ δηλ. την πιθανότητα του ετήσιου mode u).

3^η ασύμπτωτος :

Λόγω της ασυμμετρίας της τρίτης ασυμπτώτου, η χαρακτηριστική τιμή u δεν είναι το mode της συνάρτησης κατανομής. Η τιμή δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{X}_1 = \omega - (\omega - u) \cdot (1 - 1/k)^{1/k} \quad (21)$$

το οποίο για τα επόμενα T χρόνια θα είναι:

$$\bar{X}_T = \omega - (\omega - u) \left[(1 - 1/k) / T \right]^{1/k} \quad (22)$$

Και η παράμετρος X_{PT} που έχει πιθανότητα P να είναι το μέγιστο κατά τη διάρκεια T χρόνων είναι:

$$X_{PT} = \omega - (\omega - u) \cdot (-\ln p)^{1/k} / T^{1/k} \quad (23)$$

και η περίοδος επανάληψης σε χρόνια, Π.Ε:

$$\text{Π.Ε} = 1 / 1 - P^{1/T} \quad (24)$$

Οι Epstein and Lomnitz (1966) έδειξαν ότι η παράμετρος u της πρώτης ασυμπτώτου που εκφράζει το πιο πιθανό ετήσιο μέγιστο μέγεθος συνδέεται με τις σταθερές του νόμου συχνότητας - μεγέθους των Gutenberg και Richter ($\log N = a - b M$), με τη σχέση $u = a/b$.

2.2 Σεισμοτεκτονικά (ημι-στατιστικά) πρότυπα υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας

2.2.1 Γενικά

Σε αντίθεση με την προηγούμενη κατηγορία μεθοδολογιών, κατά την ημι-στατιστική προσέγγιση επιχειρείται ο συνδυασμός των διαθέσιμων σεισμολογικών και τεκτονικών στοιχείων με απώτερο στόχο την καλύτερη προσομοίωση της διαδικασίας διάρρηξης. Τα σεισμοτεκτονικά μοντέλα που συνήθως προτείνονται για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας συνδυάζουν τη σεισμικότητα της περιοχής μελέτης με τα κύρια τεκτονικά της στοιχεία. Ο κύριος σκοπός κάθε προσπάθειας προσομοίωσης (modelling) είναι ο προσδιορισμός μιας σχέσης κατανομής της παραμέτρου που ενδιαφέρει, π.χ. επιτάχυνσης, στο χρόνο και χώρο που μελετάται. Τέτοιες κατανομές έχουν την μορφή:

$$F(a/t) = P(A < a/t) \quad (25)$$

όπου P είναι η πιθανότητα ότι η επιτάχυνση, A , δεν θα υπερβεί κάποια προκαθορισμένη τιμή a , μέσα στα επόμενα T χρόνια.

Για τον ακριβή προσδιορισμό της σχέσης $F(a)$ απαιτείται η όσο το δυνατόν μεγαλύτερη συγκέντρωση και ανάλυση στοιχείων - καταγραφών, από σεισμούς της περιοχής. Δυστυχώς όμως, η έλλειψη τέτοιων δεδομένων (π.χ.

επιταχυνσιογραφημάτων), όχι μόνο σε τοπικό επίπεδο αλλά και γενικότερα, όπως ήδη αναφέρθηκε, αναγκάζει την εισαγωγή στοχαστικών, πιθανολογικών μοντέλων κατανομής. Έτσι, η σύγχρονη μεθοδολογία αποτύπωσης της σεισμικής επικινδυνότητας, περιλαμβάνει τα παρακάτω στάδια:

- (i) Καθορισμό των σεισμικών ζωνών με τη βοήθεια της χωρικής κατανομής των επικέντρων, και τα κύρια γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής.
- (ii) Τη παραδοχή της διακεκριμένης στον χρόνο στοχαστικής διαδικασίας στον τρόπο γένεσης των σεισμών.
- (iii) Για κάθε ζώνη, καθορισμός της σχέσης συχνότητας σεισμών με το μέγεθος τους.
- (iv) Καθορισμός της αντιπροσωπευτικής καμπύλης (νόμου) εξασθένισης, και τέλος
- (v) Υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας.

Στα επόμενα θα σχολιαστούν τα κυριότερα σημεία των παραπάνω βημάτων που οδηγούν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής.

Έτσι σαν πρώτο βήμα θεωρείται ο καθορισμός των ζωνών που είναι ικανές να φιλοξενήσουν εστίες σοβαρών σεισμών στο μέλλον. Με δεδομένο ότι η γένεση ενός ισχυρού σεισμού συνδέεται άμεσα με το τεκτονικό καθεστώς μιας περιοχής ο διαχωρισμός σε ζώνες μεγάλης ή μικρής σεισμικής δυναμικότητας βασίζεται κυρίως στη δυνατότητα της διάκρισης των τεκτονικών χαρακτηριστικών. Με βάση τα παραπάνω, τα μοντέλα μελλοντικών σεισμικών πηγών διακρίνονται σε

- σημειακά
- γραμμικά
- κυκλικά και
- τετραπλευρικά.

Τα σημειακά χρησιμοποιούνται κυρίως όταν πρόκειται για πυκνές συγκεντρώσεις επικέντρων γύρω από ένα σημείο όπως στη περίπτωση ηφαιστειακής προέλευσης σεισμών ή σμηνοσεισμών που συνήθως είναι μικρού μεγέθους. Ευρύτερη χρήση πάντως έχουν τα άλλα τρία είδη πηγών που έχουν τη δυνατότητα γένεσης μεγάλων σεισμών και έτσι ενδιαφέρουν άμεσα τον αντισεισμικό σχεδιασμό.

Μετά το καθορισμό του είδους των πηγών, επόμενο βήμα είναι ο καθορισμός της χρονικής κατανομής των σεισμών στις παραπάνω ζώνες. Αυτό συνήθως προσεγγίζεται με στατιστικά μοντέλα με πιο συνηθισμένο το μοντέλο Poisson. Έτσι, η κατανομή της πιθανότητας να έχουμε n σεισμούς μέσα σε χρονικό διάστημα t δίνεται από τη σχέση:

$$P(n / t, \lambda) = \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!} \quad (26)$$

όπου λ είναι ο μέσος ρυθμός γένεσης (π.χ. πλήθος σεισμών ανά χρόνο). Αποδεικνύεται ότι στη κατανομή Poisson ο μέσος όρος της κατανομής $E(n/t, \lambda)$ και η τυπική της απόκλιση $\sigma(n/t, \lambda)$ παίρνουν τη τιμή λt .

Ο ρυθμός γένεσης λ όμως έχει άμεση σχέση με το σεισμικό μέγεθος M , είναι δηλαδή συνάρτηση του M : $\lambda(M)$ άρα η σχέση (26) μπορεί να γραφεί:

$$P(n / t, \lambda_c(M)) = \frac{(\lambda_c(M) \cdot t)^n \cdot e^{-\lambda_c(M) \cdot t}}{n!} \quad (27)$$

όπου τώρα $\lambda(M)$ είναι ο μέσος ετήσιος ρυθμός γένεσης σεισμού με μέγεθος M . Με δεδομένο ότι η κατανομή Poisson θεωρεί τα γεγονότα (σεισμούς) ανεξάρτητα μεταξύ τους, είναι όπως λέγεται χωρίς μνήμη, δηλαδή δεν επηρεάζεται από το αν έγιναν ή όχι σεισμοί προηγούμενα, και η παράμετρος $\lambda(M_1)$ είναι ανεξάρτητη από τη παράμετρο $\lambda(M_2)$. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να ισχύει:

$$P(n / t, \lambda_c(M)) = \frac{(\lambda_c(M) \cdot t)^n \cdot e^{-\lambda_c(M) \cdot t}}{n!} \quad (28)$$

όπου $\lambda_c(M)$ είναι ο αθροιστικός ετήσιος ρυθμός δηλαδή φανερώνει τον ετήσιο ρυθμό σεισμών με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M . Σαν άθροισμα ανεξάρτητων κατανομών Poisson, η σχέση (28) είναι επίσης κατανομή Poisson.

Μετά τον καθορισμό των ζωνών και την εκλογή του μοντέλου κατανομής του πλήθους των αναμενόμενων σεισμών πρέπει να καθοριστεί η σχέση που συνδέει το πλήθος των σεισμικών γεγονότων σε σχέση με το μέγεθος τους. Μια τέτοια σχέση είναι η γνωστή των Gutenberg-Richter:

$$\ln N_c(M) = a + bM \quad (29)$$

όπου $N_c(M)$ είναι το πλήθος των σεισμών στη μονάδα χρόνου με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M . Σύμφωνα με τα προηγούμενα, το $N_c(M)$ και $\lambda_c(M)$ είναι ισοδύναμα. Επομένως, στη σχέση (28) μπορεί να γίνει αντικατάσταση του $\lambda_c(M)$ με το $N_c(M)$ και έτσι να γίνει και χρήση της (29) που αντιπροσωπεύει το σεισμικό δυναμικό της ζώνης.

Μέχρι τώρα οι παραπάνω σχέσεις συνδέουν το πλήθος, μέγεθος και πιθανότητα γένεσης. Οι παράμετροι που ενδιαφέρουν άμεσα τον σχεδιαστή μηχανικό είναι αυτές της εδαφικής κίνησης στη θέση μελέτης και όχι στο επίκεντρο. Τέτοιες είναι, όπως ήδη αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση ή η ταχύτητα ή η μετατόπιση, που θα παρατηρηθούν στην θέση μελέτης σαν αποτέλεσμα της γένεσης ενός σεισμού με μέγεθος M σε απόσταση R από την εστία. Για τον υπολογισμό των παραμέτρων αυτών, απαιτείται η γνώση του τρόπου εξασθένησης. Τέτοιοι νόμοι αναφέρονται σε επόμενο κεφάλαιο.

Το τελικό στάδιο της διαδικασίας είναι η αποτύπωση της σεισμικής επικινδυνότητας από άποψη παραμέτρων εδαφικής κίνησης A, V και D δηλαδή:

$$F(a, v, d/t) = P(A, V, D < a, v, d/t) \quad (30)$$

Για παράδειγμα, στην περίπτωση της εδαφικής επιτάχυνσης και κάτω από τις ίδιες παραδοχές (Poisson κατανομή κλπ.), αν $\Phi_c(A)$ είναι ο μέσος αριθμός επιταχύνσεων με τιμή μεγαλύτερη ή ίση της τιμής A στη μονάδα χρόνου, τότε η σχέση (8) γίνεται:

$$P(n/t, \Phi_c(A)) = \frac{(\Phi_c(A) \cdot t)^n \cdot e^{-\Phi_c(A) \cdot t}}{n!} \quad (31)$$

από όπου έχουμε:

$$F(A/t) = P(A/t, \Phi_c(A)) = e^{-\Phi_c(A) \cdot t} \quad (32)$$

Από τη σχέση (30) και τον νόμο εξασθένησης της μορφής $A = f(R, M)$, η $\Phi_c(A)$ υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$\Phi_c(A) = \sum_{ij} N_c^j(M_i) \quad (33)$$

όπου ο δείκτης j αναφέρεται στην j -οστή σεισμική πηγή της περιοχής ενώ το M_i στο μέγεθος που είναι ικανό να δώσει επιτάχυνση A σε απόσταση από την εστία R .

2.2.2 Μεθοδολογία Cornell τροποποιημένη από McGuire.

Η μεθοδολογία McGuire στηρίζεται στον υπολογισμό της συνεισφοράς στο τελικό αποτέλεσμα δηλαδή της πιθανότητας που έχει να παρουσιαστεί ως μέγιστη στη θέση μελέτης μια συγκεκριμένη τιμή μεγέθους ή άλλης παραμέτρου αντιπροσωπευτικής της εδαφικής κίνησης π.χ. εδαφικής επιτάχυνσης, όλων των πηγών που περιβάλλουν τη θέση. Αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση του θεωρήματος της συνολικής πιθανότητας.

$$P(A > a) = \int_r \int_m P(A > a/s, r) \cdot f_s(s) \cdot f_R(r) ds dr \quad (34)$$

όπου P είναι η πιθανότητα, A η παράμετρος ενδιαφέροντος και S και R είναι συνεχείς ανεξάρτητες μεταβλητές που επηρεάζουν την τιμή της A . Η σχέση (14) δείχνει ότι η πιθανότητα ώστε η τιμή της παραμέτρου A να υπερβεί δεδομένη τιμή a υπολογίζεται με τον πολλαπλασιασμό της δεσμευτικής πιθανότητας της A δεδομένων των τιμών των s και r , με τις ανεξάρτητες πιθανότητες των s και r , ολοκληρώνοντας για όλες τις πιθανές τιμές των s και r . Τα s και r στην περίπτωση μας αντιστοιχούν στο μέγεθος (m) και απόσταση από τη θέση (R) αντίστοιχα, δηλαδή έχουμε

$$P(A>a) = \int_r \int_m P(A>a/m,r) f_M(m) f_R(r) dm dr \quad (35)$$

Σε ό,τι αφορά την κατανομή των μεγεθών η μέθοδος υιοθετεί την γνωστή σχέση συχνότητας μεγέθους των Gutenberg-Richter και με την παραδοχή της ανεξαρτησίας των σεισμών μέσα στην πηγή, η αθροιστική κατανομή των μεγεθών $f_M(m)$ δίνεται από τη σχέση

$$F_M(m) = k [1 - \exp(-\beta(m-m_0))], \quad m_0 \leq m \leq m_1 \quad (36)$$

όπου m_0 είναι το κάτω όριο του μεγέθους και m_1 το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να παρατηρηθεί στη συγκεκριμένη πηγή,

$$\beta = \ln 10, \quad \text{και} \quad k = [1 - \exp(-\beta(m_1-m_0))]^{-1}, \quad (37)$$

οπότε η συνάρτηση πυκνότητας του μεγέθους $f_M(m)$ της σχέσης (36) δίνεται από την:

$$f_M(m) = \beta k \exp(-\beta(m-m_0)) \quad (38)$$

Η συνήθης έκφραση της $A(m,r)$ είναι

$$\ln A = c_1 + c_2 m + c_3 \ln(r+r_0)$$

οπότε η (34) παίρνει την μορφή:

$$P(A > a) = \int_r \int_{m_0}^{m_1} [\Phi^*(a - c_1 - c_2 m - c_3 \ln(r + r_0))] \cdot \beta k e^{-\beta(m-m_0)} \cdot f_R(r) dm dr \quad (39)$$

Η λύση της (39) γίνεται αριθμητικά με πρόγραμμα που υπολογίζει τον συνολικά αναμενόμενο αριθμό των σεισμών που προκαλούν $A \geq a$ στη θέση μελέτης, αθροίζοντας την συμβολή κάθε πηγής. Τέλος υπολογίζει την αθροιστική ετήσια πιθανότητα υπέρβασης της συγκεκριμένης τιμής δεχόμενο κατανομή Poisson, από την σχέση

$$P = 1 - \exp(-\text{ολικός αναμενόμενος αριθμός σεισμών})$$

2.2.3. Η μέθοδος SEISRISK III των Bender and Perkins

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην αρχική προσέγγιση του Cornell (1968) όπως και αυτή του McGuire, με τις ακόλουθες βασικές τροποποιήσεις:

α) Μέσα σε κάθε σεισμική ζώνη η κατανομή των σεισμών είναι κανονική (normal) και όχι ομοιόμορφη όπως δέχεται η προηγούμενη μέθοδος. Συγκεκριμένα, εάν σ είναι η τυπική απόκλιση της θέσης του επικέντρου και εάν η αναμενόμενη θέση του βρίσκεται στο σημείο (X_e, Y_e) , η πιθανότητα να συμβεί ο σεισμός σε μία περιοχή A γύρω από την θέση $(X_e + \Delta x, Y_e + \Delta y)$, δίδεται από την σχέση

$$P_A(\Delta x, \Delta y) = \frac{A}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{\Delta x^2 + \Delta y^2}{2\sigma^2}}, \quad (40)$$

δηλαδή η επίδραση της ασάφειας ως προς τη θέση των επικέντρων και κατ' επέκταση της σεισμικής πηγής έχει σαν αποτέλεσμα την δημιουργία γειτονικών πηγών στις θέσεις $(\Delta x, \Delta y)$ και τον υπολογισμό της συμβολής τους στην τελική εκτίμηση των εδαφικών παραμέτρων. Αποτέλεσμα της κανονικής κατανομής είναι να εξομαλύνονται οι μεταβολές σεισμικότητας των ζωνών και αντίστοιχα τα επίπεδα των επιταχύνσεων, ώστε να μην παρουσιάζεται το σύνηθες φαινόμενο της μεγάλης διαφοράς αναμενόμενων επιταχύνσεων σε αποστάσεις λίγων χιλιομέτρων λόγω του γεγονότος ότι ανήκουν σε διαφορετικές σεισμικές ζώνες.

(β) Εκτελεί μερική εξομάλυνση μεγεθών θεωρώντας τις διαρρήξεις των πλησιέστερων αποστάσεων από το ρήγμα σαν να συνέβαιναν από ένα εύρος μεγεθών. Με τον τρόπο αυτό εξομαλύνονται οι επιταχύνσεις που υπολογίζονται από τις διαρρήξεις αυτές.

(γ) Επιτρέπει την εισαγωγή ρηγμάτων σύνθετης γεωμετρίας.

(δ) Δέχεται και ενσωματώνει στους υπολογισμούς για κάθε ζώνη τόσο το σφάλμα στην ακρίβεια υπολογισμού των επικέντρων των σεισμών, Δx , όσο και στον νόμο απόσβεσης των εδαφικών παραμέτρων, Δy .

3. Σχέσεις εξασθένησης εδαφικών κινήσεων

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων εδαφικής κίνησης όπως είναι η μέγιστη αναμενόμενη επιτάχυνση, A , ταχύτητα, V , και μετατόπιση, D , είναι απαραίτητη η γνώση του τρόπου διάδοσης και εξασθένησης της ενέργειας που απελευθερώνεται στην εστία κάποιου σεισμού. Ο τρόπος αυτός συνήθως περιγράφεται από τους λεγόμενους νόμους (εξασθένησης) απόσβεσης, οι οποίοι συνδέουν, συνήθως εμπειρικά, τη μέγιστη τιμή των παραμέτρων της εδαφικής κίνησης που παρατηρούνται σε δεδομένη θέση, με το μέγεθος του σεισμού (ενέργεια που ελευθερώνεται στην εστία) και την απόσταση εστίας-θέσης. Ένας γενικός τύπος εξασθένησης που περιγράφει τα παραπάνω και έχει τύχει μεγάλης εφαρμογής είναι αυτός της μορφής.

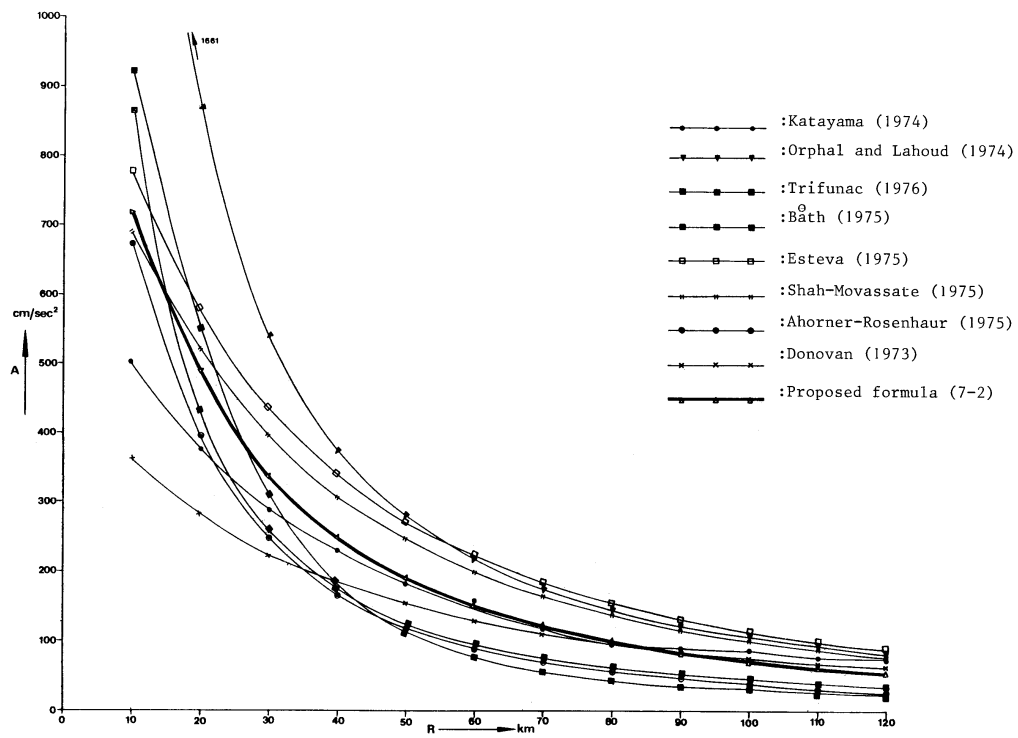
$$Y = b_1 e^{b_2 M} \cdot (R_h + b_3)^{-b_4} \quad (41)$$

όπου Y είναι η μέγιστη τιμή της παραμέτρου της εδαφικής κίνησης, M το σεισμικό μέγεθος, R η απόσταση εστίας-θέσης και τα b_1 , b_2 , b_3 , και b_4 οι αντίστοιχες σταθερές.

Οι τιμές των σταθερών αυτών καθορίζονται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων που εφαρμόζεται πάνω σε αντίστοιχα δεδομένα. Ο Πίνακας 1 περιλαμβάνει μερικές από τις πιο γνωστές σχέσεις εξασθένησης που αναφέρονται στη μέγιστη επιτάχυνση με σχόλια για την ισχύ τους. Από το σχήμα 1 όπου έχουν σχεδιαστεί οι σχέσεις του Πίνακα 1 για $M=7.5$ και βάθος $h = 40$ km, είναι προφανές ότι αυτές παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά πράγμα που δείχνει και το ρόλο που παίζει ο τοπικός παράγοντας (τοπικό γεωτεκτονικό καθεστώς) στην εξαγωγή της κάθε σχέσης.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 Σχέσεις απόσβεσης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης

1	$A=1080 \cdot e^{0.5M} \cdot (R+25)^{-1.32}$	Donovan (1973)	in cm/sec ²
2	$A=0.066 \cdot 10^{0.6M} \cdot R^{-1.39}$	Orphal and Lahoud, (1974)	in g, hard rock $\Delta b_2 = \pm 0.076$ $\Delta b_3 = \pm 0.063$
3	$A=5600 \cdot e^{0.8M} \cdot (R+60)^{-2}$	Esteva (1984)	in cm/sec ² , hard rock
4	$A=5000 \cdot e^{0.8M} \cdot (R+40)^{-2}$	Shah et al. (1975)	in cm/sec ² , hard rock
5	$A=1230 \cdot e^{0.8M} \cdot (R+13)^{-2}$	Ahorner & Rogenhaur (1975)	in cm/sec ² , hard rock
6	$A=1.03h^{0.6} \cdot 10^{0.54M} \cdot R^{-1.5}$	Bath (1975)	in cm/sec ²
7	$\log A = 2.308 - 1637 \log(R+30) - 0.611M$	Katayama (1974)	in cm/sec ²
8	$\log A_p = M + \log A(R) - \log A_0(M, s, p, v)$	Trifunac (1976)	in cm/sec ²

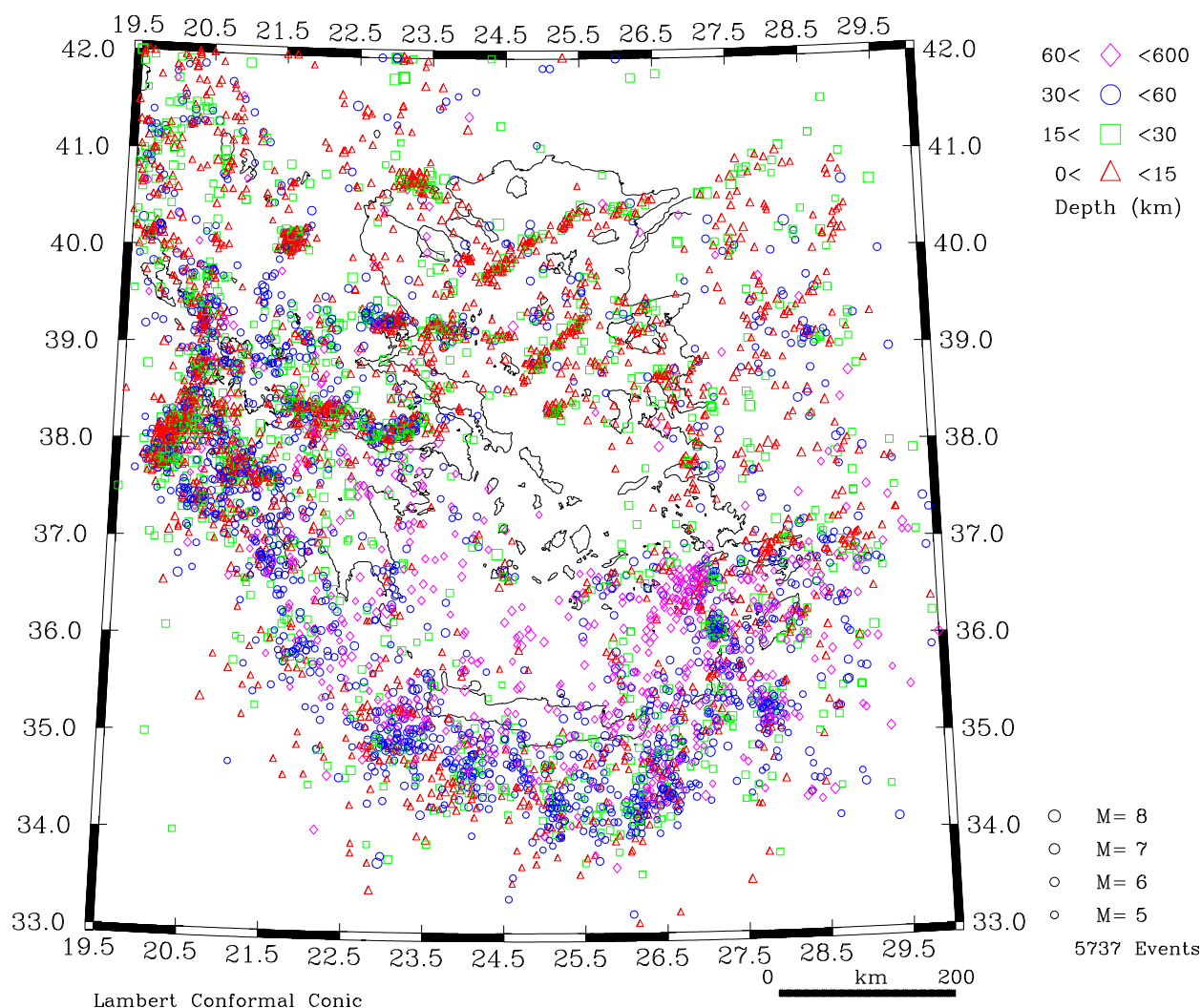


Σχήμα 1. Καμπύλες εξασθένησης επιτάχυνσης για $M=7.5$ και $h=10\text{km}$.

4. Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με εφαρμογή της μεθόδου των Ακραίων Τιμών

4.1. Σεισμολογικά δεδομένα

Στο σχήμα 2 παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών που συνέβησαν κατά τον 20^ο αιώνα, και οι οποίοι οφείλονται στις σεισμικές εστίες που αποτελούν τις γνωστές πηγές σεισμικής επικινδυνότητας για τον Ελληνικό χώρο. Στο χάρτη έχουν χρησιμοποιηθεί διαφορετικά σύμβολα για σεισμούς διαφόρων τάξεων εστιακών βαθών, ενώ οι διαστάσεις κάθε συμβόλου είναι ανάλογες του μεγέθους. Τα στοιχεία αυτά προέρχονται από τον κατάλογο των Makropoulos et al, (1989), που πρόσφατα συμπληρώθηκε ώστε να περιλαμβάνει ιστορικούς σεισμούς της περιόδου 1860-1900 και ενόργανους σεισμούς μέχρι και το 1999.



Σχήμα 2. Επίκεντρα των σεισμών που συνέβησαν κατά τον 20^ο αιώνα στον Ελληνικό χώρο.

Οι παράμετροι των σεισμών ενός καταλόγου καθώς και η πληρότητά του, αν δηλαδή περιέχει όλους τους σεισμούς συγκεκριμένου μεγέθους, είναι φυσικό να παίζουν καθοριστικό ρόλο στην αξιοπιστία κάθε προσπάθειας αποτίμησης του σεισμικού καθεστώτος μιας περιοχής και επομένως, στο πόσο ρεαλιστική θα είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητάς της. Είναι όμως εξίσου προφανές ότι λόγω της συνεχώς αυξανόμενης τεχνολογικής ανάπτυξης και του πλήθους των συστημάτων καταγραφής, παρουσιάζει διαφορετικό βαθμό πληρότητας και ομοιογένειας που εξαρτάται κυρίως από τη χρονική περίοδο στην οποία αναφέρεται. Έτσι, αναγκαστικά στις πρώτες δεκαετίες του 20^{ου} αιώνα (1900 - 1950), ο πολύ μικρός αριθμός των σειсмоγράφων, σε συνδυασμό και με την χαμηλή ευαισθησία τους, δεν επέτρεπαν την καταγραφή παρά μόνο σχετικά μεγάλου μεγέθους σεισμών ($M \geq 5,0$), από μακρινές αποστάσεις. Για τους λόγους αυτούς και πριν από τη χρήση κάθε καταλόγου είναι απαραίτητος ο έλεγχος του βαθμού πληρότητας.

Για τον έλεγχο της πληρότητας του καταλόγου εφαρμόστηκε η αναλυτική μέθοδος του Stepp, (1971). Με τη μέθοδο αυτή καθορίστηκαν τα χρονικά διαστήματα κατά τα οποία ορισμένη τάξη μεγέθους περιέχεται πλήρως στο κατάλογο. Η ανάλυση βασίζεται στο προσδιορισμό της χρονικής περιόδου που απαιτείται για την αποκατάσταση σταθερού ρυθμού έκλυσης του συγκεκριμένου εύρους μεγεθών. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 2. Έτσι, παρατηρούμε ότι ο κατάλογος είναι πλήρης για όλη τη χρονική περίοδο 1860 - 1995 για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.5$, ενώ μόνο μετά το 1975 περιέχει όλους τους σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.0$. Με βάση τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής, είναι δυνατό να δημιουργηθεί ένας τεχνητά ομοιογενής και πλήρης κατάλογος για όλη τη χρονική περίοδο. Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε και στην παρούσα μελέτη.

Πίνακας 2

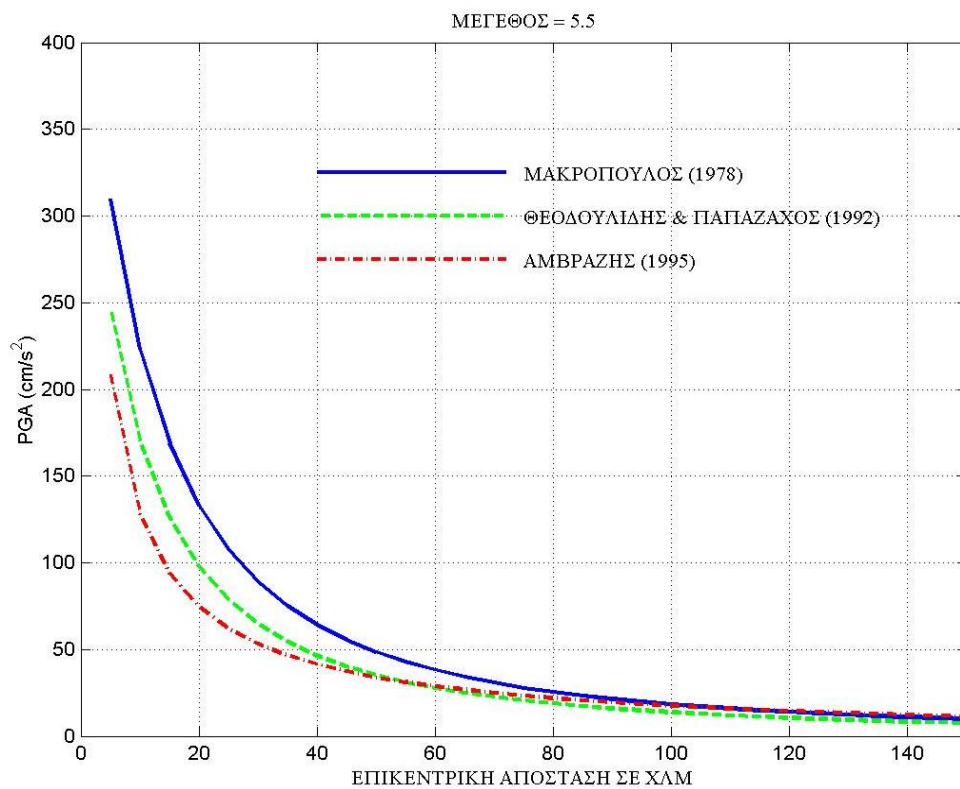
Τάξη Μεγέθους	Χρονική Περίοδος με πλήρη δεδομένα
$M \geq 4.0$	1975 – 1999
$M \geq 4.5$	1964 – 1999
$M \geq 5.0$	1950 – 1999
$M \geq 5.5$	1920 – 1999
$M \geq 6.0$	1911 – 1999
$M \geq 6.5$	1860 – 1999

4.2 Εφαρμογή μεθόδου Ακραίων Τιμών για αναμενόμενες Μέγιστες Εδαφικές Επιταχύνσεις.

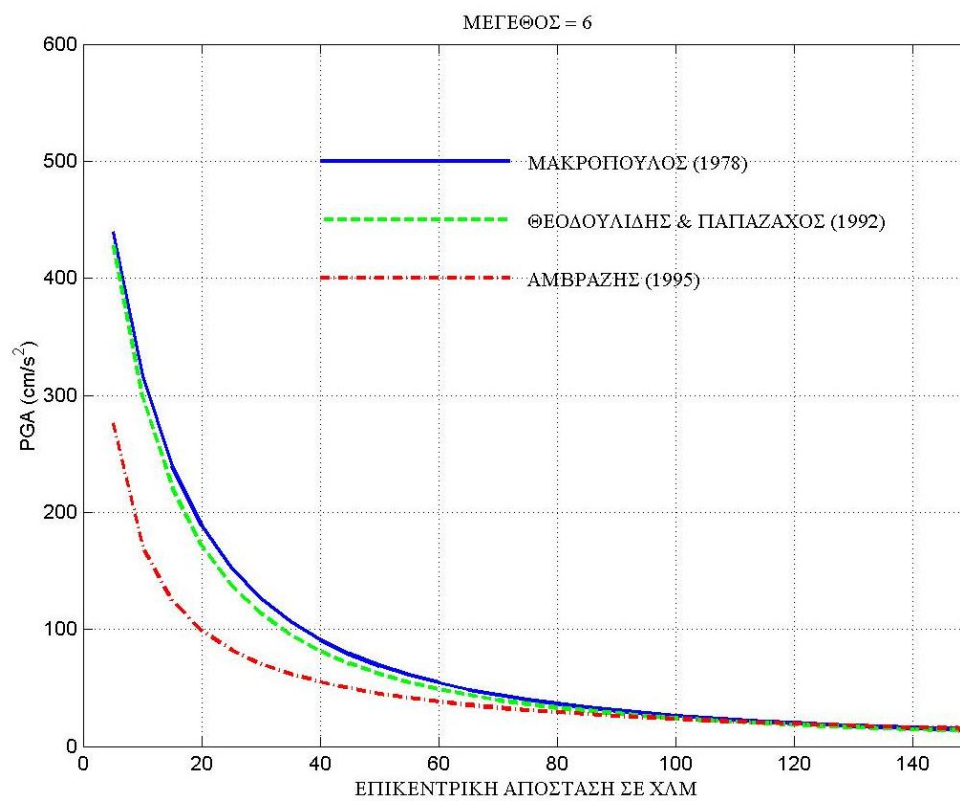
Στον χάρτη του σχήματος 7 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου ακραίων τιμών (πρώτη ασύπτωτος), με χρήση του Νόμου απόσβεσης 1. Εικονίζεται η αναμενόμενη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση – PGA – με πιθανότητα 90% να μην ξεπεραστεί στα επόμενα 50 έτη, δηλ. χρόνος επανάληψης 475 ετών, ενώ στο σχήμα 13 ο αντίστοιχος χάρτης για πιθανότητα 90% να μην ξεπεραστεί στα επόμενα 100 έτη, δηλ. χρόνος επανάληψης 949 ετών. Στο σχήμα 8 επαναλαμβάνεται ο χάρτης 7 με τιμές PGA κανονικοποιημένες ως προς 700 cm/s^2 , ώστε να είναι απ' ευθείας συγκρίσιμος με τα αντίστοιχα αποτελέσματα PGA του σχήματος 9, τα οποία προκύπτουν με χρήση του Νόμου απόσβεσης 2. Τέλος, στο σχήμα 10 εμφανίζονται τα αποτελέσματα αναμενόμενης PGA με χρήση του Νόμου απόσβεσης 3.

Τα σχήματα 11 και 12 εμφανίζουν τις διαφορές μεταξύ των εφαρμογών της μεθόδου ακραίων τιμών με τους Νόμους 1 και 2 αντιστοίχως (Νόμος 2 – Νόμος 1), υπό μορφή χάρτη (σχήμα 11) και ιστογράμματος (σχήμα 12). Οι διαφορές παρουσιάζουν αξιολογή διασπορά, με κεντρική τιμή τα 15 cm/s^2 και την πλειονότητα ($\pm 2\sigma$) να κυμαίνεται μεταξύ -40 και 55 cm/s^2 (σχήμα 12). Οι διαφορές αποδίδονται, αφ' ενός μόν στις μεγάλες διαφορές εκτίμησης της επιτάχυνσης για μεγάλα μεγέθη – μικρές αποστάσεις, αφ' ετέρου δε στους διαφορετικούς ρυθμούς απόσβεσης που εμφανίζουν οι δύο νόμοι για μεσαία – μεγάλα μεγέθη και μικρές – μέσες επικεντρικές αποστάσεις. Οι πολύ μεγάλες αποκλίσεις ($>90 \text{ cm/s}^2$) εμφανίζονται σε περιπτώσεις μεγάλων μεγεθών – μικρών επικεντρικών αποστάσεων, όπως άλλωστε σαφώς διακρίνεται στο σχήμα 11. Ως τελικά συμπεράσματα από την μελέτη των σχημάτων 3-12, προκύπτουν τα ακόλουθα:

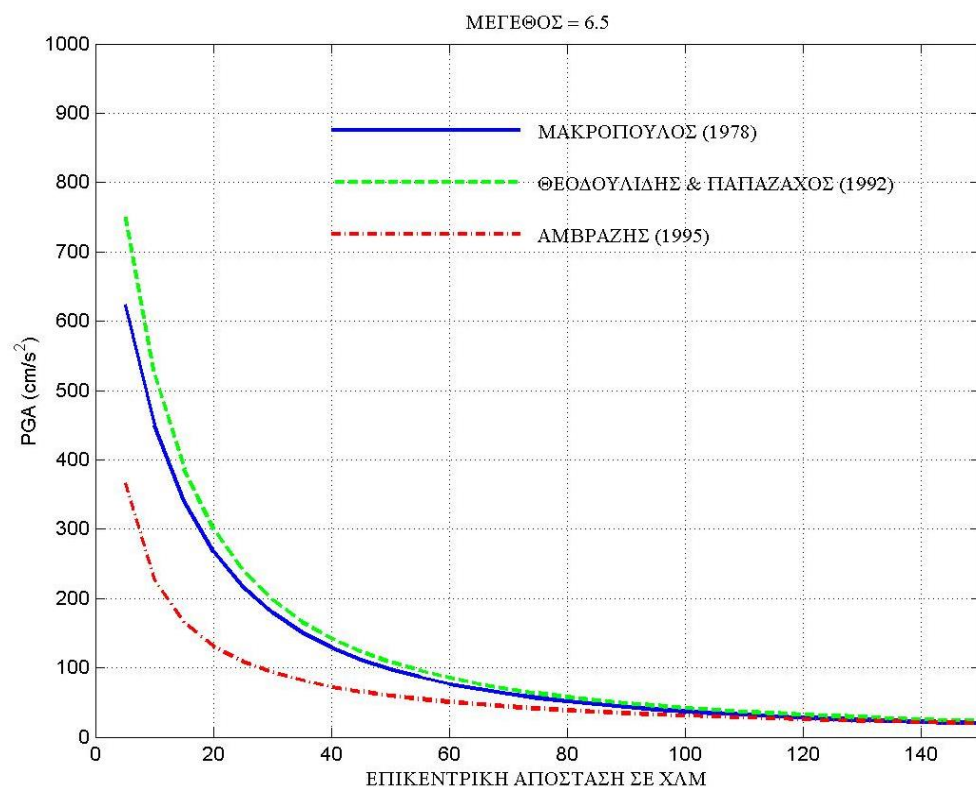
1. Η μέθοδος ακραίων τιμών (πρώτη ασύπτωτος) με χρήση του Νόμου 3 (Ambraseys, 1995), μάλλον υποτιμά τις αναμενόμενες μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις, ακόμη και στην εγγύς ζώνη του ρήγματος.
2. Η χρήση του Νόμου 2 (Theodulidis and Papazachos, 1992), φαίνεται ότι οδηγεί σε μικτά αποτελέσματα.
 - i. Για μεγάλα μεγέθη (> 6.5), σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις οι αναμενόμενες εδαφικές επιταχύνσεις φαίνονται μάλλον υπερεκτιμημένες, ενώ σε μέσες – μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις, ο ταχύτερος ρυθμός απόσβεσης καταβιβάζει τις αναμενόμενες τιμές PGA σε επίπεδα παρόμοια με τα λαμβανόμενα διά του Νόμου 1.
 - ii. Αντιθέτως, για μικρά – μεσαία μεγέθη (μέχρι $M \approx 6.3$), η χρήση του Νόμου 2 σαφώς υποτιμά τις αναμενόμενες PGA σε όλες σχεδόν τις επικεντρικές αποστάσεις.
3. Δεδομένης της ποιοτικά συνεπέστερης συμπεριφοράς του Νόμου απόσβεσης 1, τελικά φαίνεται ότι η μέθοδος Ακραίων Τιμών με εφαρμογή του Νόμου 1 πιθανότατα δίδει την πιθανοφανέστερη εκτίμηση αναμενόμενης ισχυρής εδαφικής κίνησης στον Ελληνικό Χώρο.



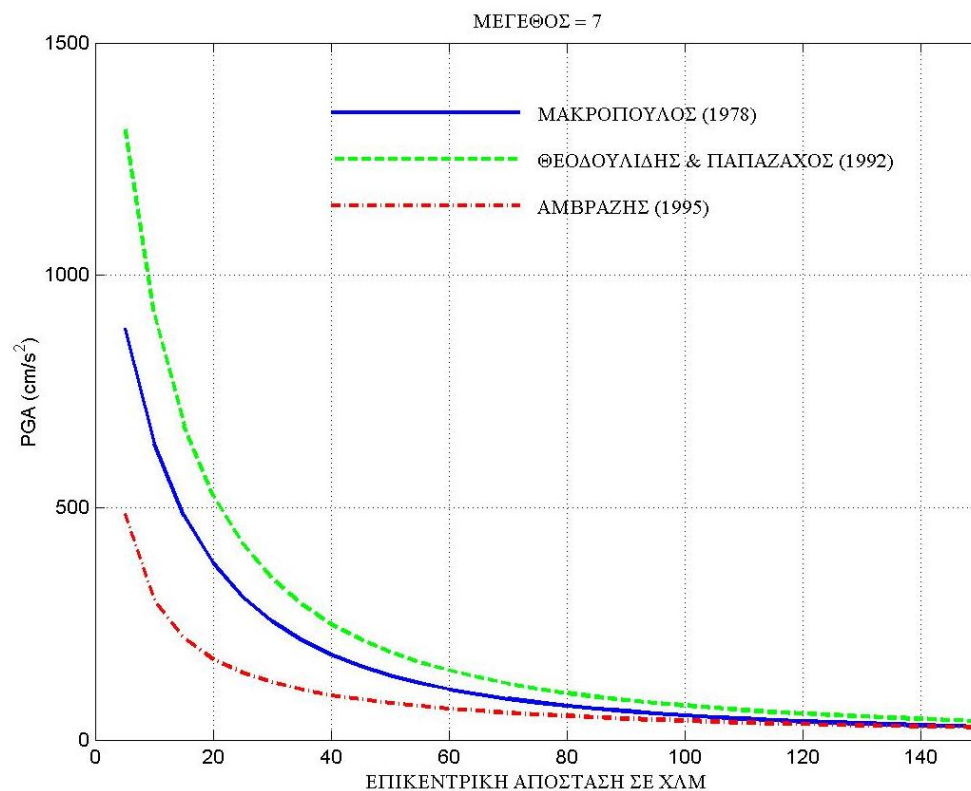
Σχήμα 3. Γραφική απεικόνιση των νόμων απόσβεσης για $M=5.5$.



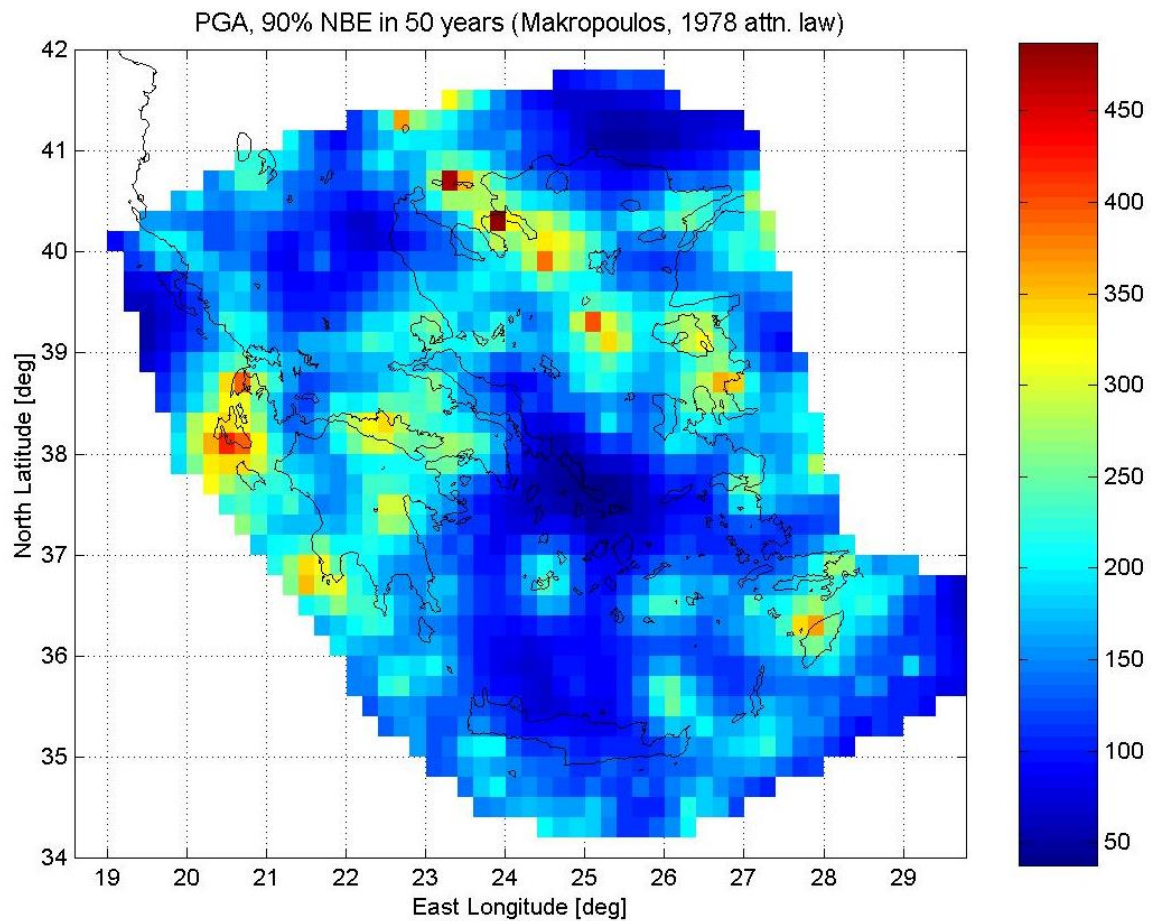
Σχήμα 4. Γραφική απεικόνιση των νόμων απόσβεσης για $M=6.0$.



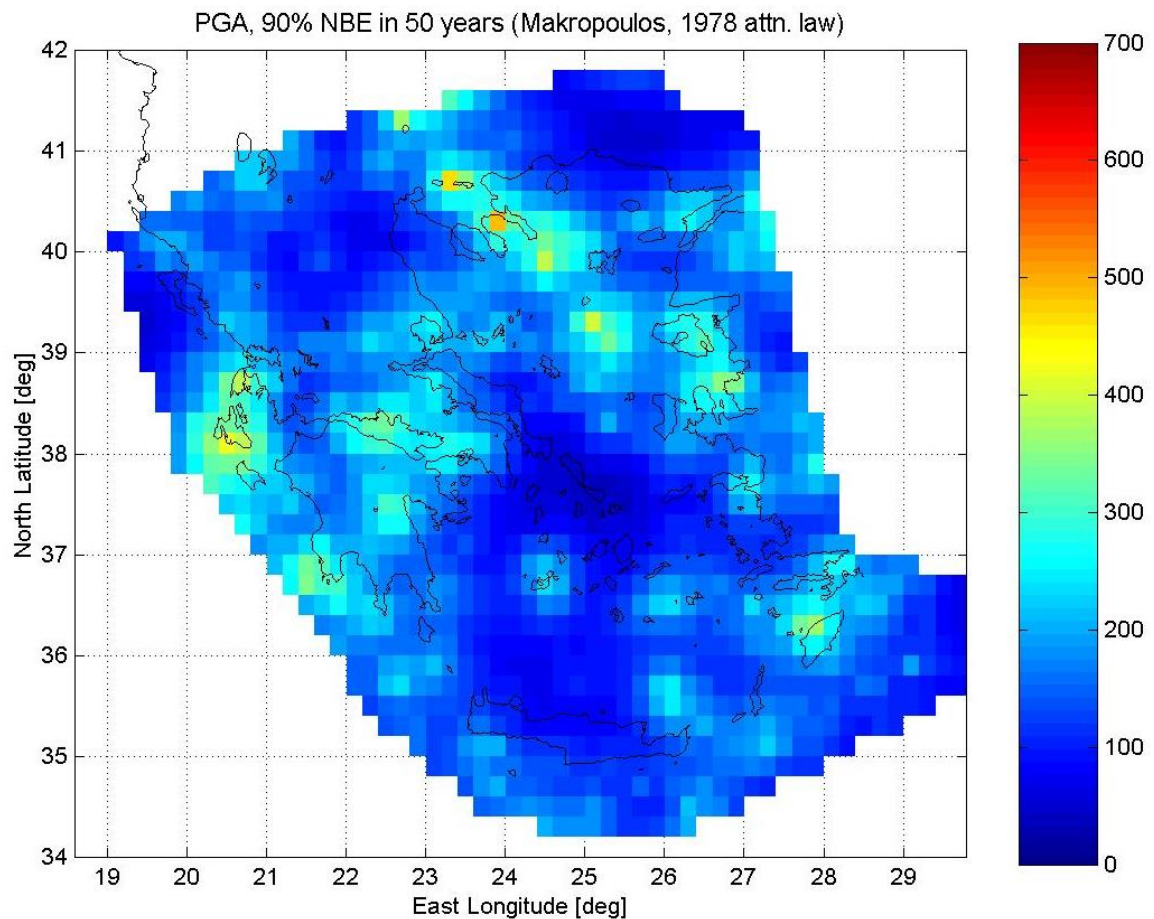
Σχήμα 5. Γραφική απεικόνιση των νόμων απόσβεσης για $M=6.5$.



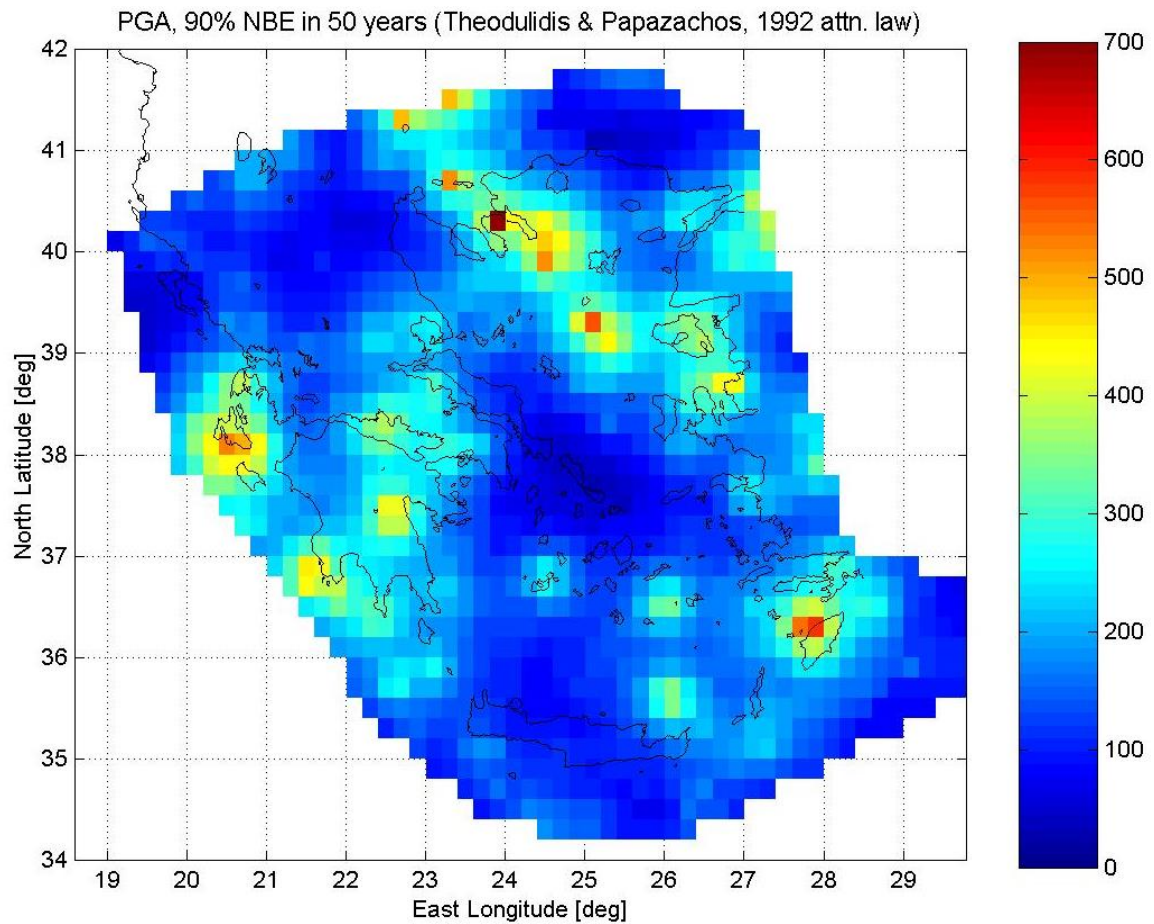
Σχήμα 6. Γραφική απεικόνιση των νόμων απόσβεσης για $M=7.0$.



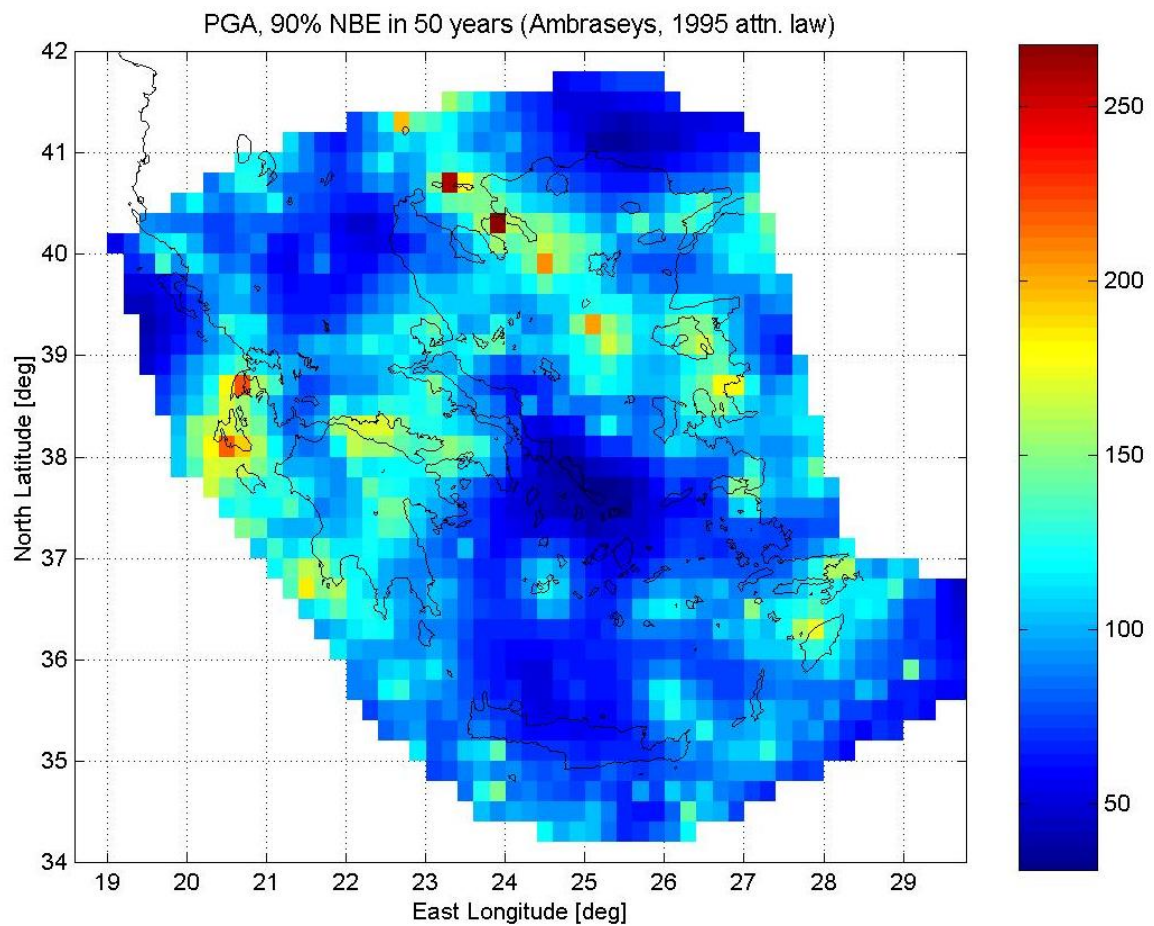
Σχήμα 7. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978).



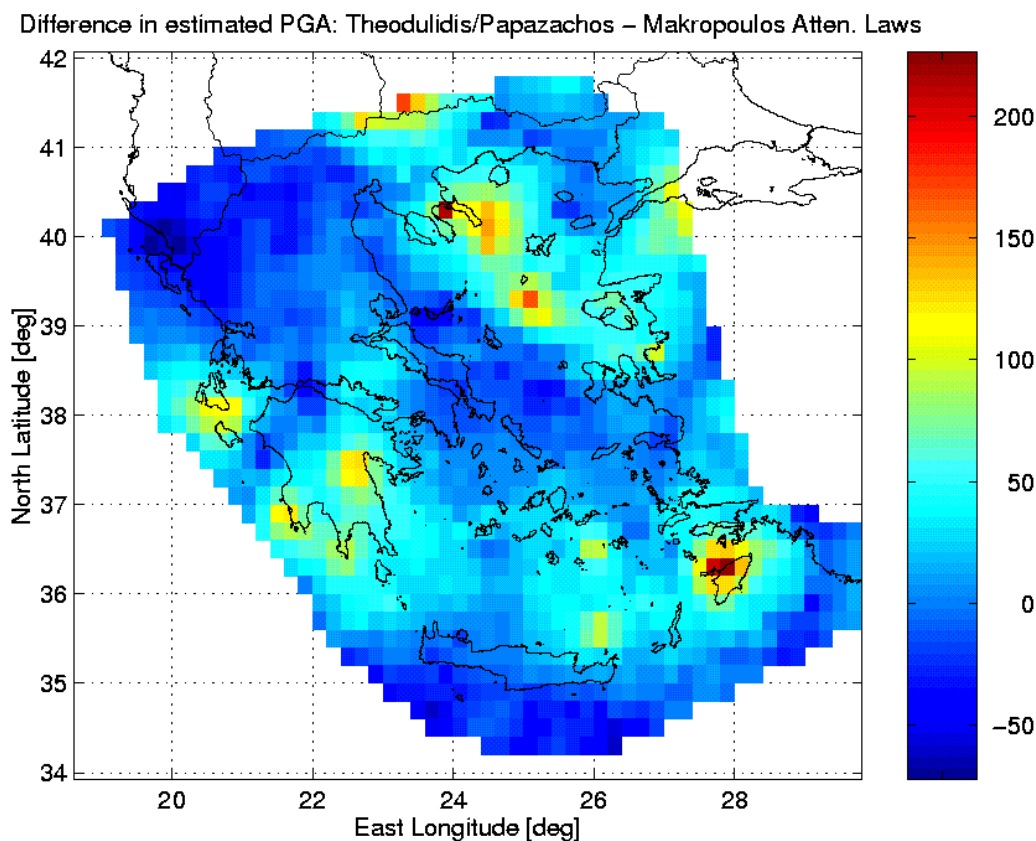
Σχήμα 8. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια. Κανονικοποιημένες τιμές ως προς 700 cm/sec/sec (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978).



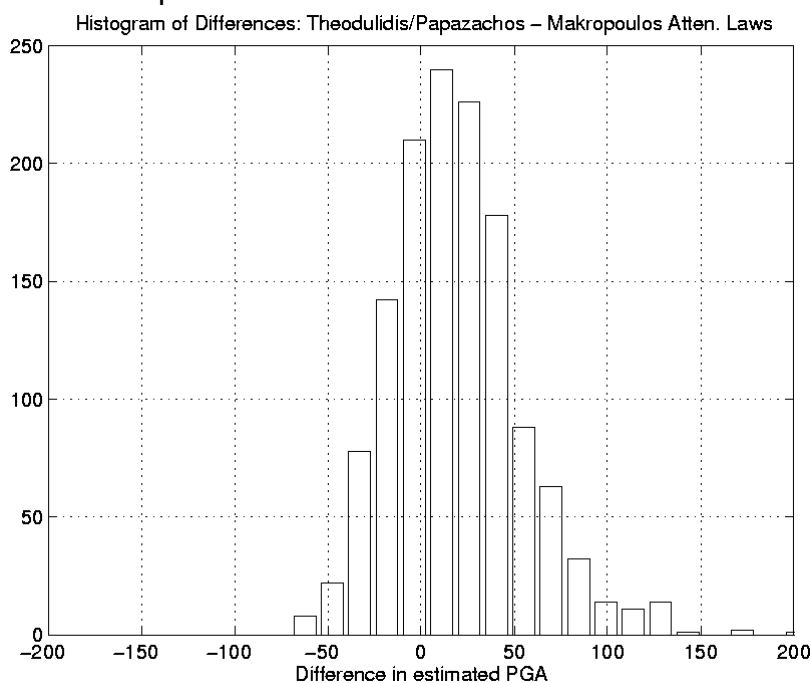
Σχήμα 9. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Theodoulidis Papazachos 1992).



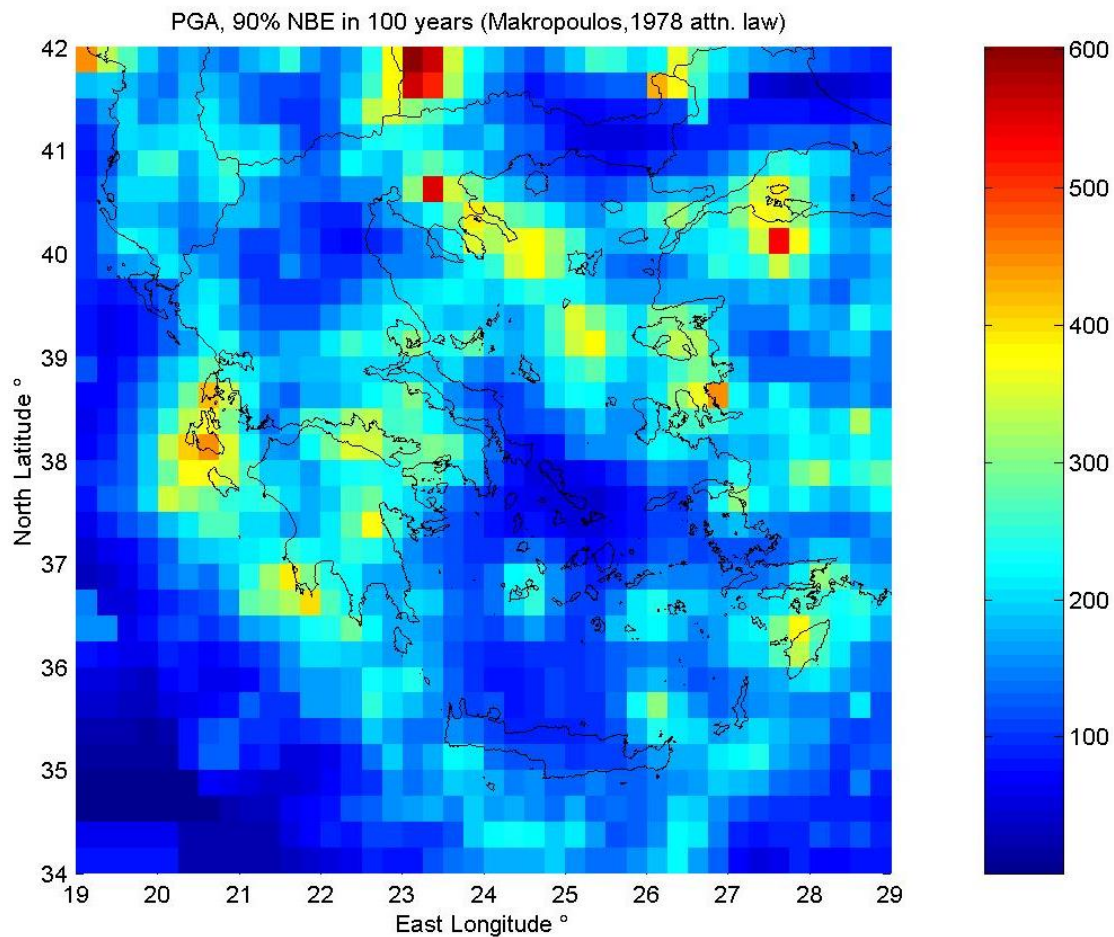
Σχήμα 10. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Ambraseys 1995).



Σχήμα 11. Κατανομή διαφορών των τιμών Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια για τις σχέσεις απόσβεσης Theodoulidis Papazachos 1992 και Makropoulos 1978.



Σχήμα 12. Ιστογράμμο κατανομής διαφορών των τιμών Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια για τις σχέσεις απόσβεσης Theodoulidis Papazachos 1992 και Makropoulos 1978.



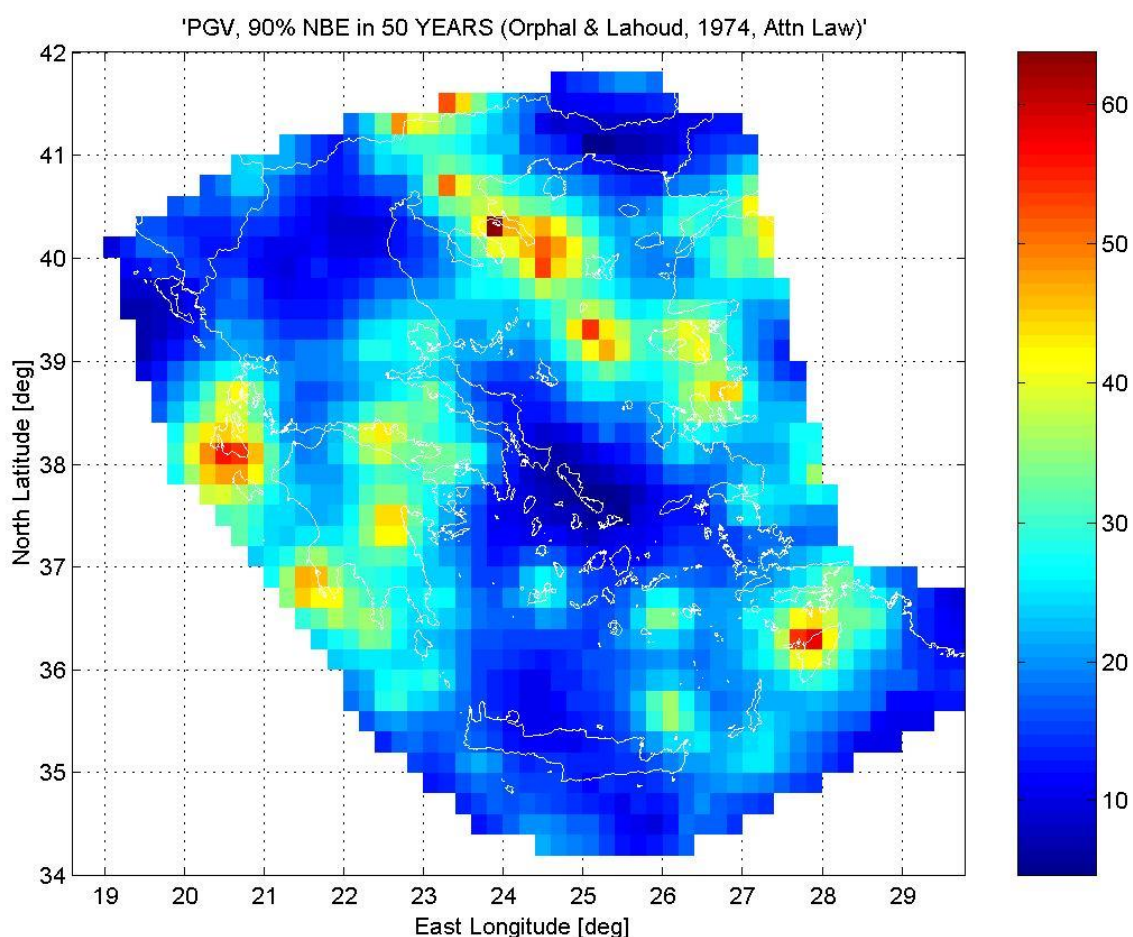
Σχήμα 13. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978).

4.3 Εφαρμογή μεθόδου Ακραίων Τιμών για αναμενόμενες Μέγιστες Εδαφικές Ταχύτητες.

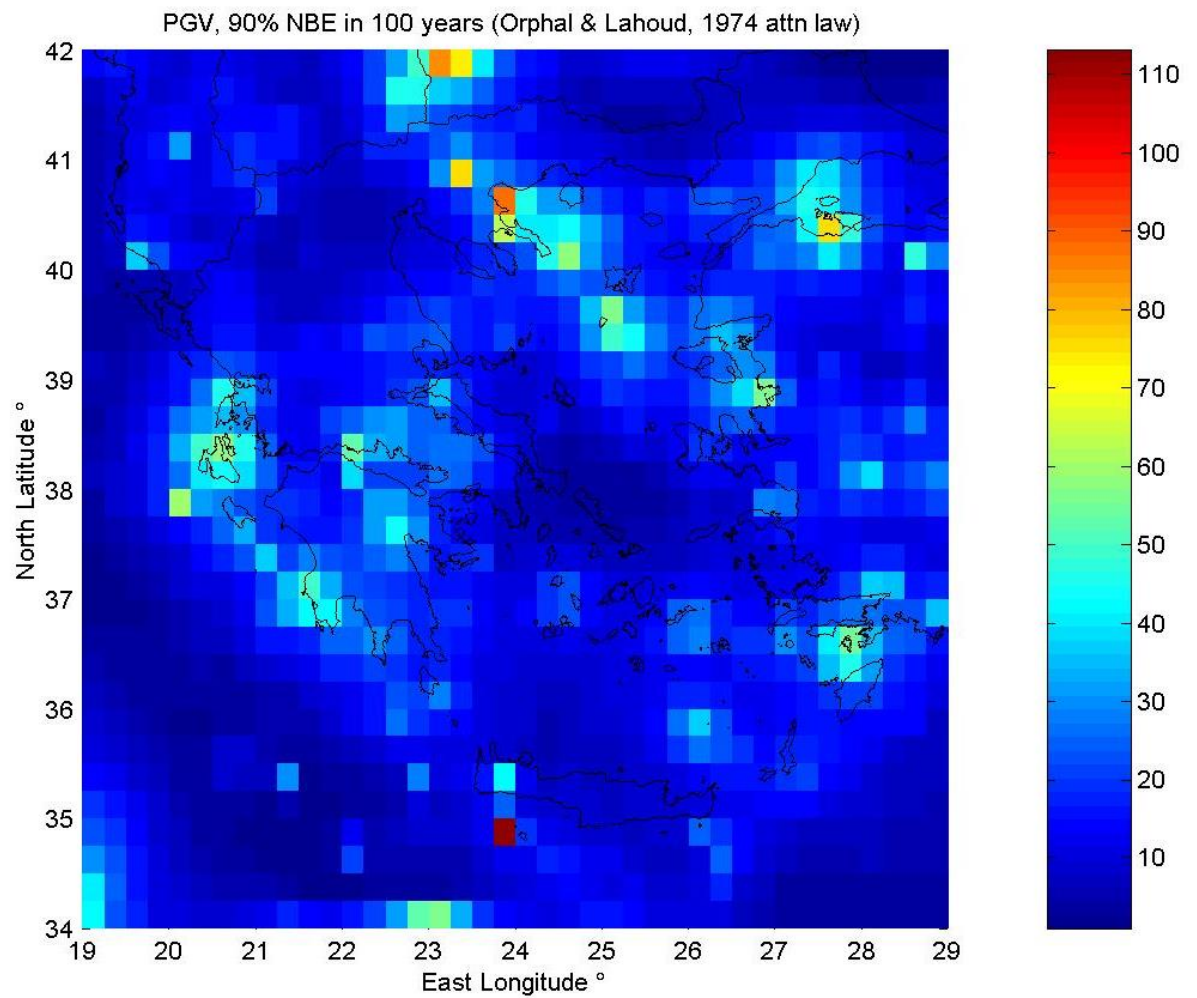
Η εφαρμογή της μεθόδου Ακραίων Τιμών (1^η ασύμπτωτος) για τον υπολογισμό των μεγίστων αναμενόμενων εδαφικών ταχυτήτων βασίστηκε στους αντίστοιχους νόμους απόσβεσης των Orphal and Lahoud, (1974):

Ταχύτητα : $V = 0.726 \cdot 10^{0.52M} \cdot R^{-1.39}$ cm/sec

Τα αποτελέσματα παρατίθενται υπό μορφή χάρτη στα σχήματα 14 και 15 για 90% πιθανότητα μη υπέρβασης για 50 και 100 χρόνια αντίστοιχα.



Σχήμα 14. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978).



Σχήμα 15. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978).

5. Εφαρμογή της μεθοδου SEISRISK III για το Ελληνικό χώρο

5.1 Καθορισμός σεισμικών πηγών

Όπως προκύπτει από την προηγούμενη παρουσίαση των βασικών θεωρητικών αρχών της ημι-στατιστικής μεθοδολογίας, απαραίτητη προϋπόθεση για την εφαρμογή οποιασδήποτε μεθόδου αποτελεί ο καθορισμός της γεωμετρίας και του δυναμικού των σεισμικών πηγών. Η εργασία αυτή βασίζεται στην απο κοινού αξιολόγηση σεισμολογικών και γεωλογικών – τεκτονικών δεδομένων.

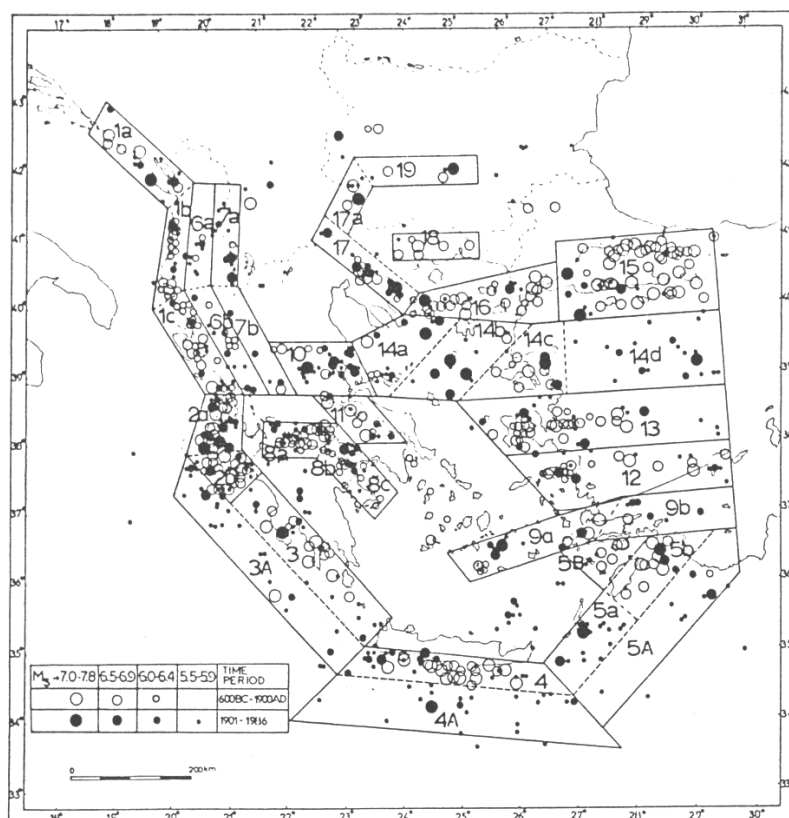
Κατά τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας για τις ανάγκες του ΕΑΚ 2000 το 1990 είχε υιοθετηθεί η πρόταση Παπαζάχου κ.α. (σχήματα 16 και 17). Η προσέγγιση αυτή περιελάμβανε 36 σεισμικές πηγές για μικρά εστιακά βάθη και 6 πηγές για σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Κατά τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας και προκειμένου να εκφραστεί η σεισμική δραστηριότητα σε περιοχές του Ελληνικού χώρου όπου δεν είχε καθοριστεί σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε η έννοια της σεισμικότητας «υποβάθρου» (background seismicity).

Νεώτερη προσέγγιση στο πρόβλημα του καθορισμού των σεισμικών πηγών για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο αποτελεί η πρόταση των Παπαϊωάννου κ.α. 2000 (σχήμα 18). Η νεότερη χρονικά αυτή πρόταση αύξησε σημαντικά τον αριθμό των επιφανειακών σεισμικών πηγών σε 67.

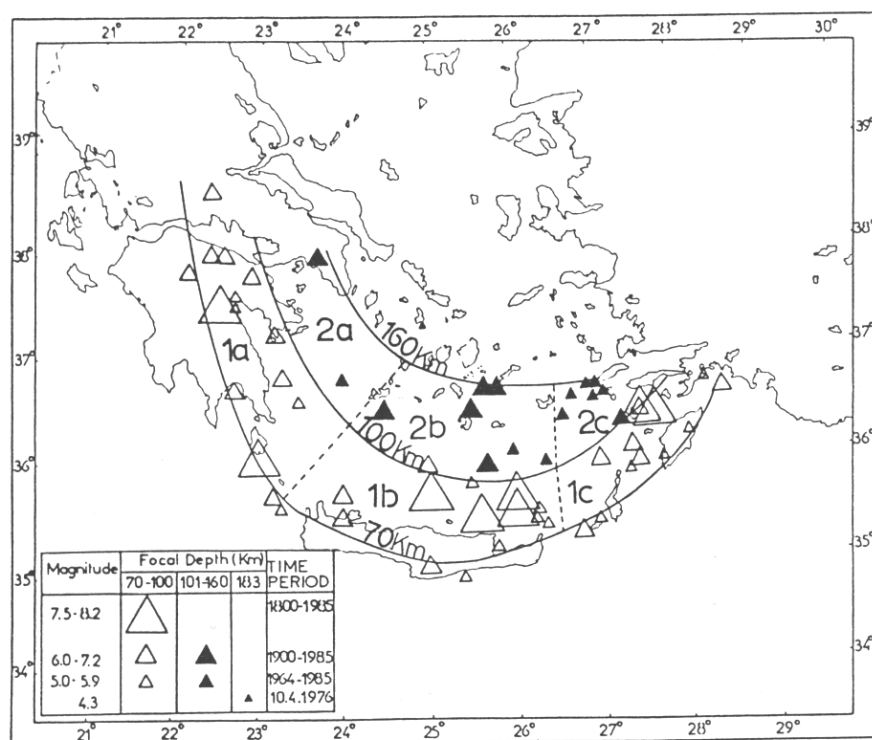
Προκειμένου να εφαρμοστεί η μέθοδος SEISRISK III, στα πλαίσια της παρούσας μελέτης, καθορίστηκαν εκ νέου οι σεισμικές πηγές του Ελληνικού χώρου λαμβάνοντας υπόψη:

1. Τη γεωγραφική κατανομή των διαθέσιμων δεδομένων για ιστορικούς σεισμούς (προ του 1900).
2. Τη γεωγραφική κατανομή των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων από ενόργανες παρατηρήσεις (1900 μέχρι σήμερα).
3. Τα διαθέσιμα σεισμοτεκτονικά και μορφολογικά δεδομένα και
4. Τις προηγούμενες προσεγγίσεις του θέματος που αναφέρθηκαν προηγούμενα.

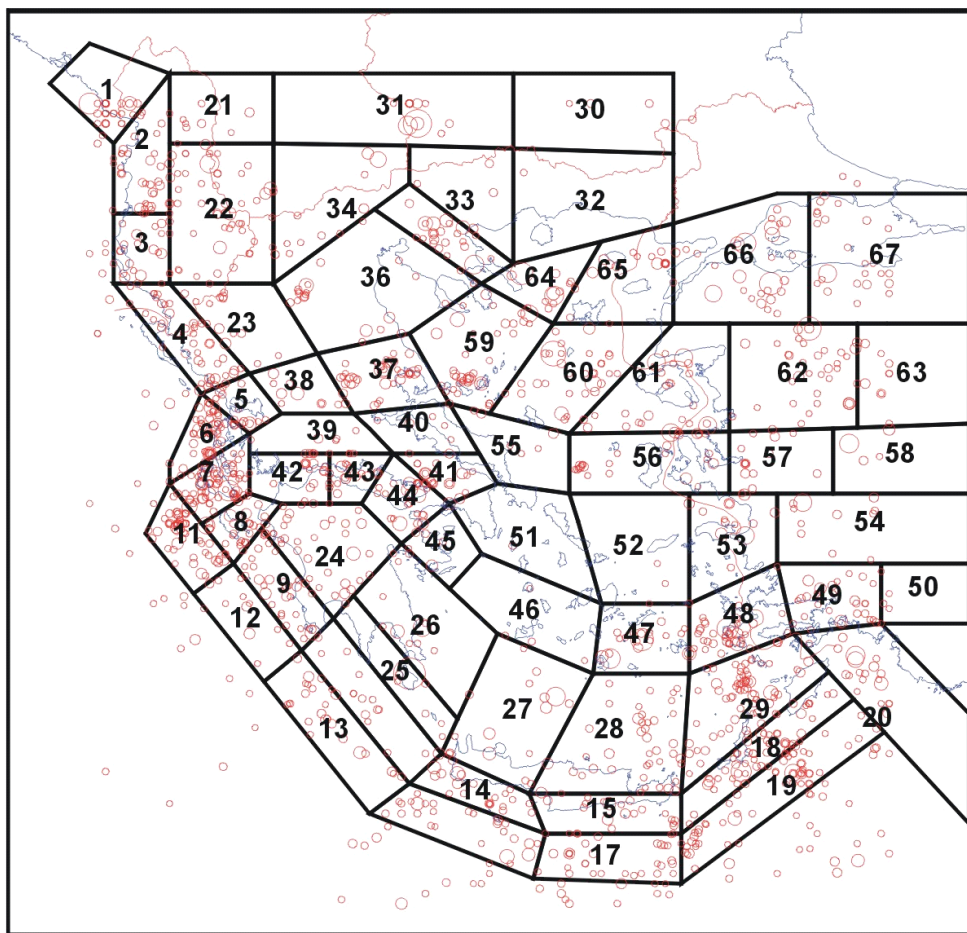
Η διαδικασία που ακολουθήθηκε είχε επαναληπτικό χαρακτήρα (σχήμα 19) προκειμένου να εξασφαλιστεί και η στατιστική σημασία του καθορισμού των πηγών, ώστε γειτονικές σεισμικές πηγές να διαφέρουν στατιστικά όσον αφορά το σεισμικό τους δυναμικό. Το τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής παρουσιάζεται στο σχήμα 20, ενώ ο συνολικός αριθμός των σεισμικών πηγών που καθορίστηκαν είναι 38. Σύμφωνα με τις απαιτήσεις του αλγορίθμου υπολογίστηκαν αρχικά οι παράμετροι a και b της σχέσης Gutenberg-Richter και στη συνέχεια ο ετήσιος ρυθμός εμφάνισης για συγκεκριμένα σεισμικά μεγέθη.



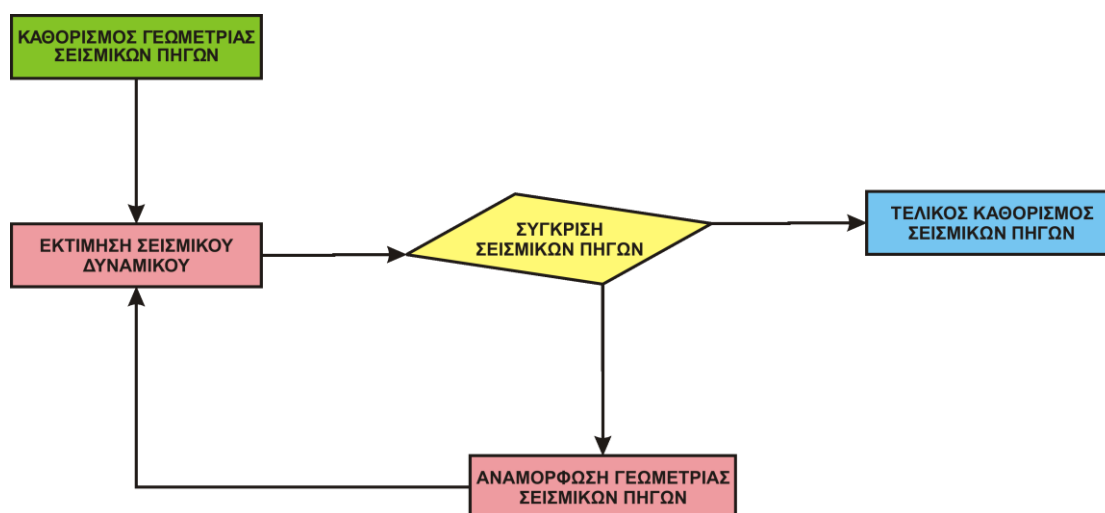
Σχήμα 16. Επιφανειακές σεισμικές πηγές (Παπαζαχος και συνεργάτες 1990)



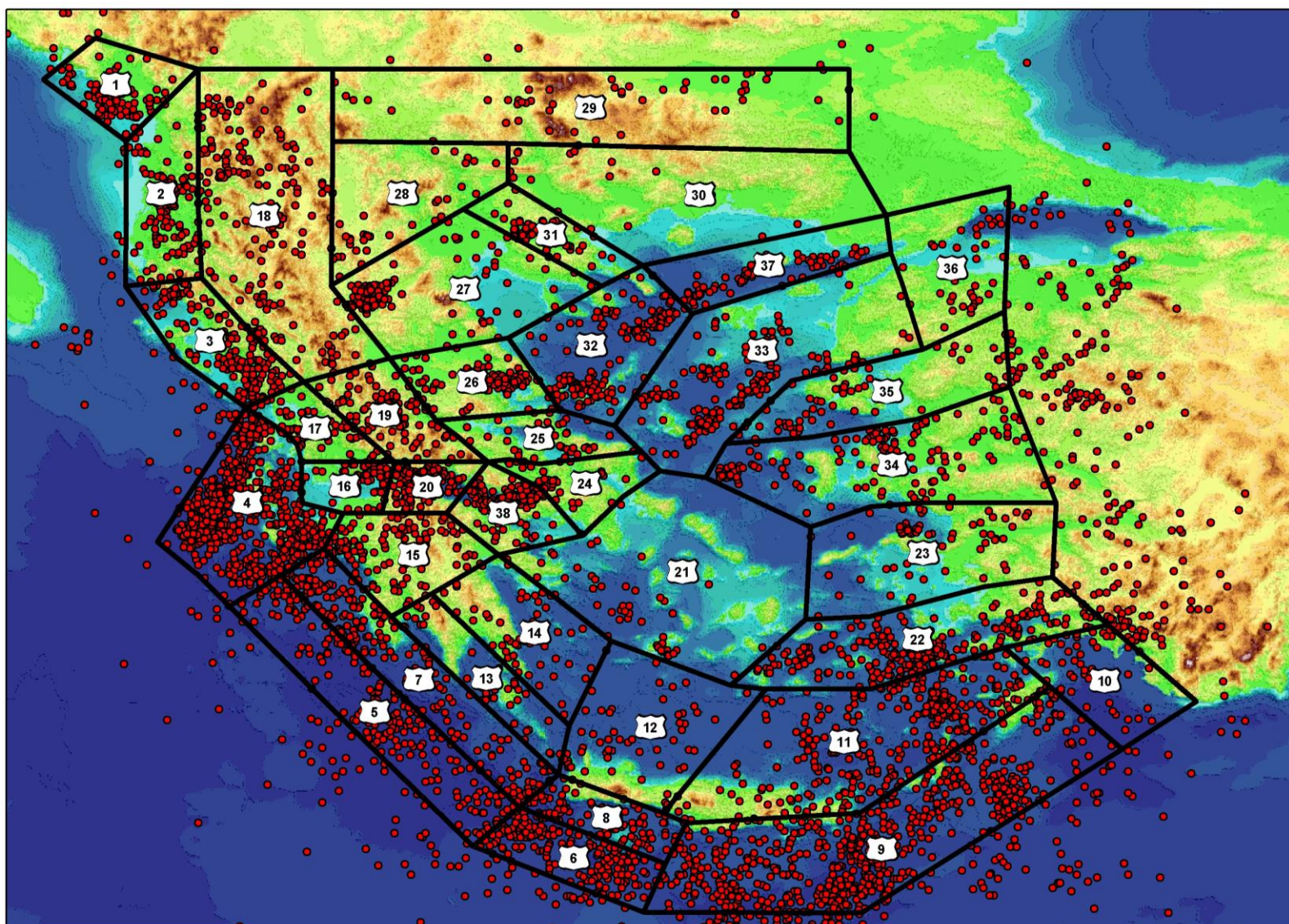
Σχήμα 17. Σεισμικές πηγές βάθους (Παπαζαχος και συνεργάτες 1990)



Σχήμα 18. Σεισμικές πηγές Ελληνικού χώρου (Papaioanou et al 2000)



Σχήμα 19. Διάγραμμα ροής διαδικασίας καθορισμού των σεισμικών πηγών του Ελληνικού χώρου.

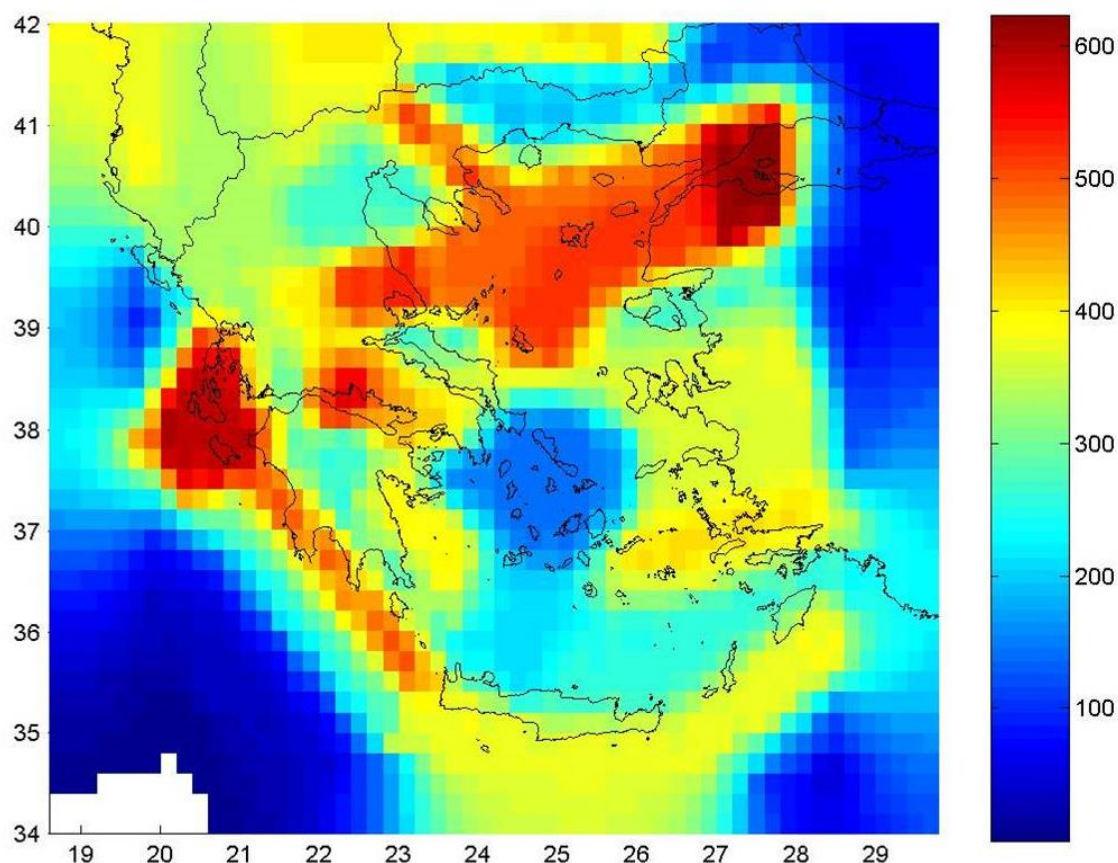


Σχήμα 20. Σεισμικές πηγές Ελληνικού χώρου που υπολογίστηκαν στα πλαίσια της παρούσας μελέτης

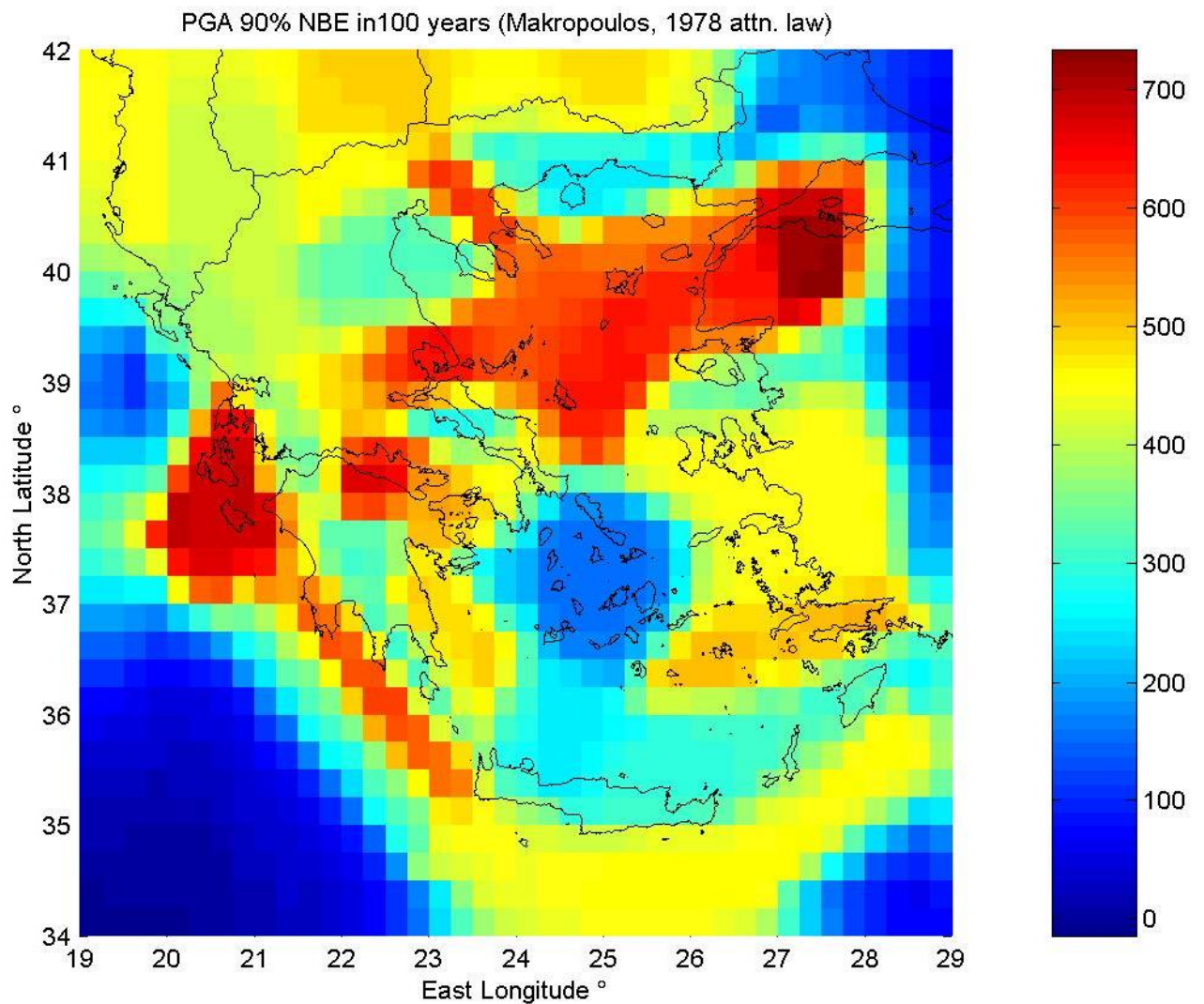
5.2 Αποτελέσματα της μεθόδου SEISRISK III

Σύμφωνα με τα όσα έχουν αναφερθεί προηγούμενα, κατά την εφαρμογή της Στατιστικής μεθόδου των Ακραίων Τιμών, η σχέση απόσβεσης Μακρόπουλος (1978) εμφανίζεται ως μία ικανοποιητική μέση επιλογή. Έτσι για τους υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας με τη μέθοδο SEISRISK III χρησιμοποιήθηκε και πάλι η σχέση αυτή. Στο σχήμα 21 παρουσιάζεται ο χάρτης Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης (PGA) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια, ενώ στο σχήμα 22 παρουσιάζεται ο αντίστοιχος χάρτης με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια.

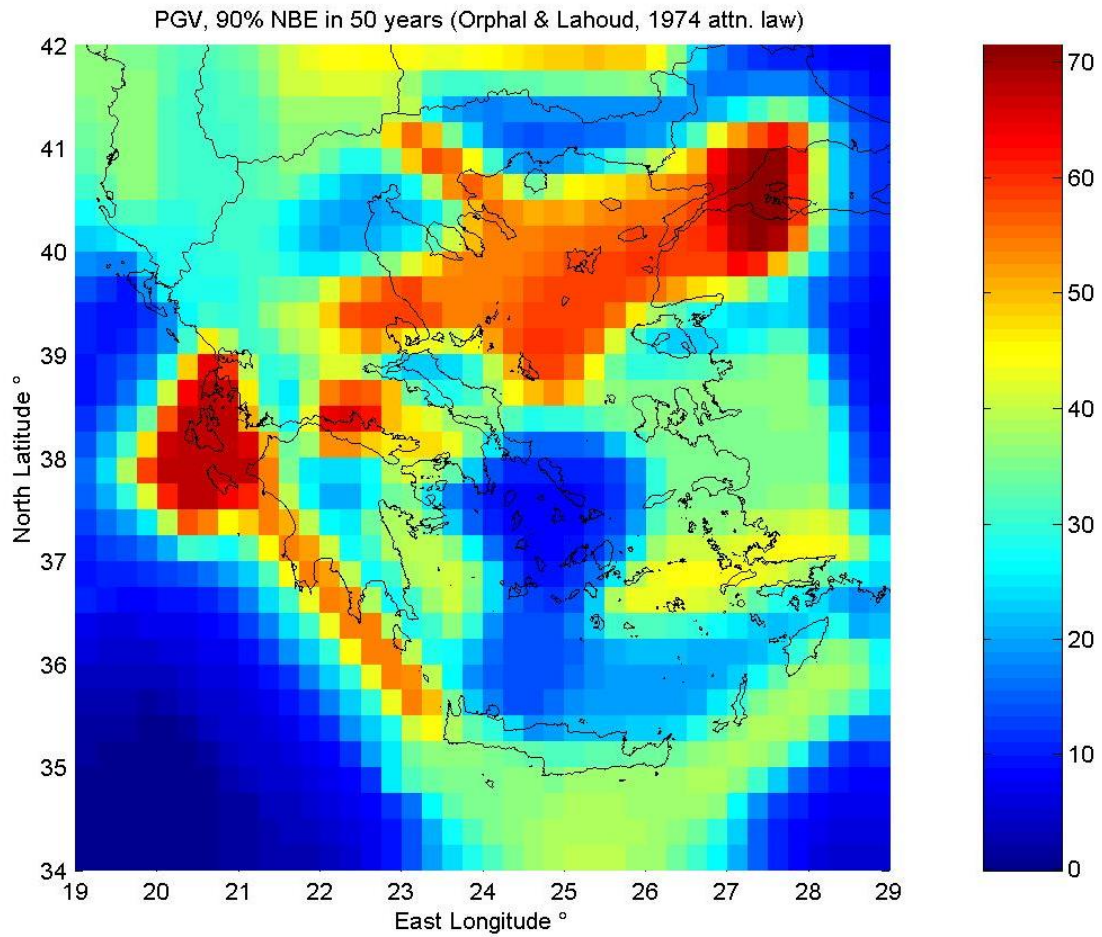
Κατ' αναλογία με την εφαρμογή της μεθόδου Ακραίων Τιμών (1η ασύμπτωτος) όπου ο υπολογισμός των μεγίστων αναμενόμενων εδαφικών ταχυτήτων βασίστηκε στον αντίστοιχο νόμο απόσβεσης των Orphal and Lahoud, (1974), έτσι και για την εφαρμογή της μεθόδου SEISRISK III χρησιμοποιήθηκε και πάλι η σχέση $V = 0.726 \cdot 100.52M \cdot R^{-1.39}$ cm/sec. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου παρουσιάζονται υπό την μορφή χαρτών στα σχήματα 23 και 24 και για 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 και 100 χρόνια αντίστοιχα.



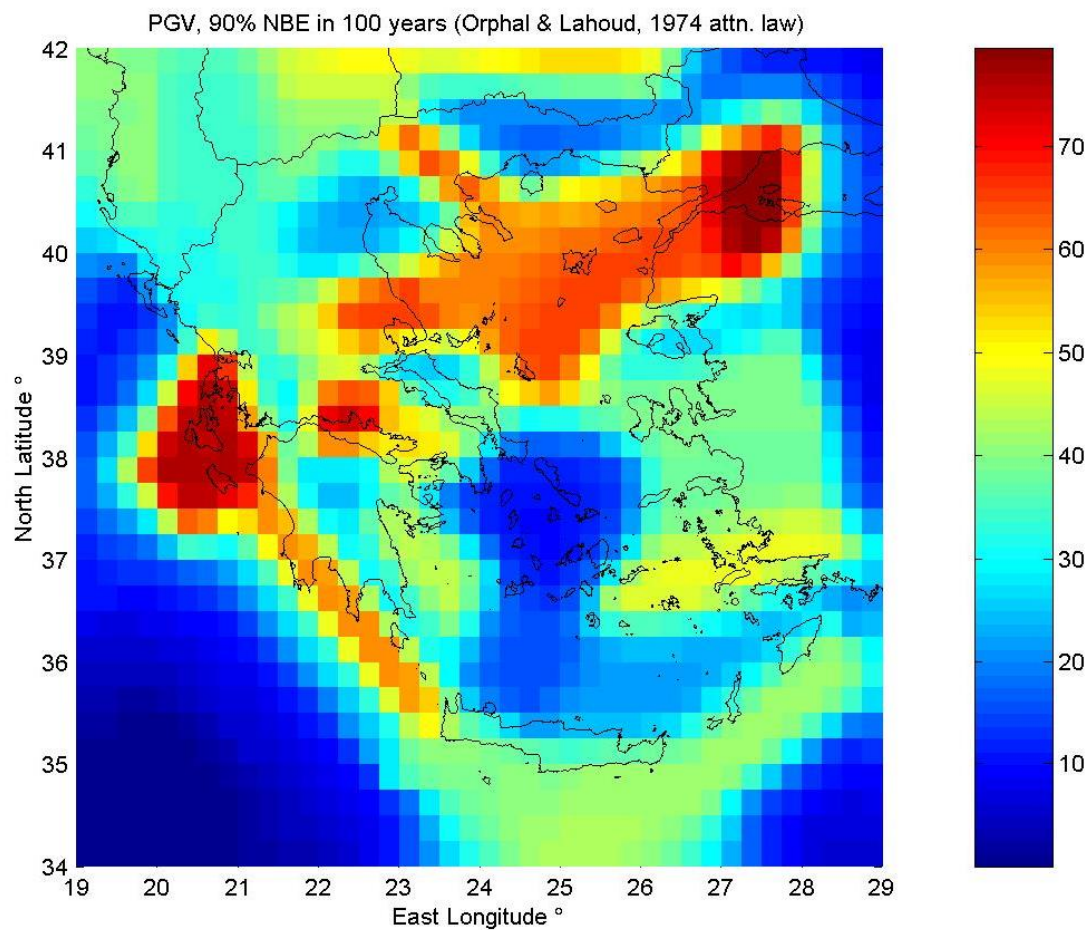
Σχήμα 21. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης (cm/sec^2) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978- SEISRISK III).



Σχήμα 22. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης (cm/sec^2) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978- SEISRISK III).



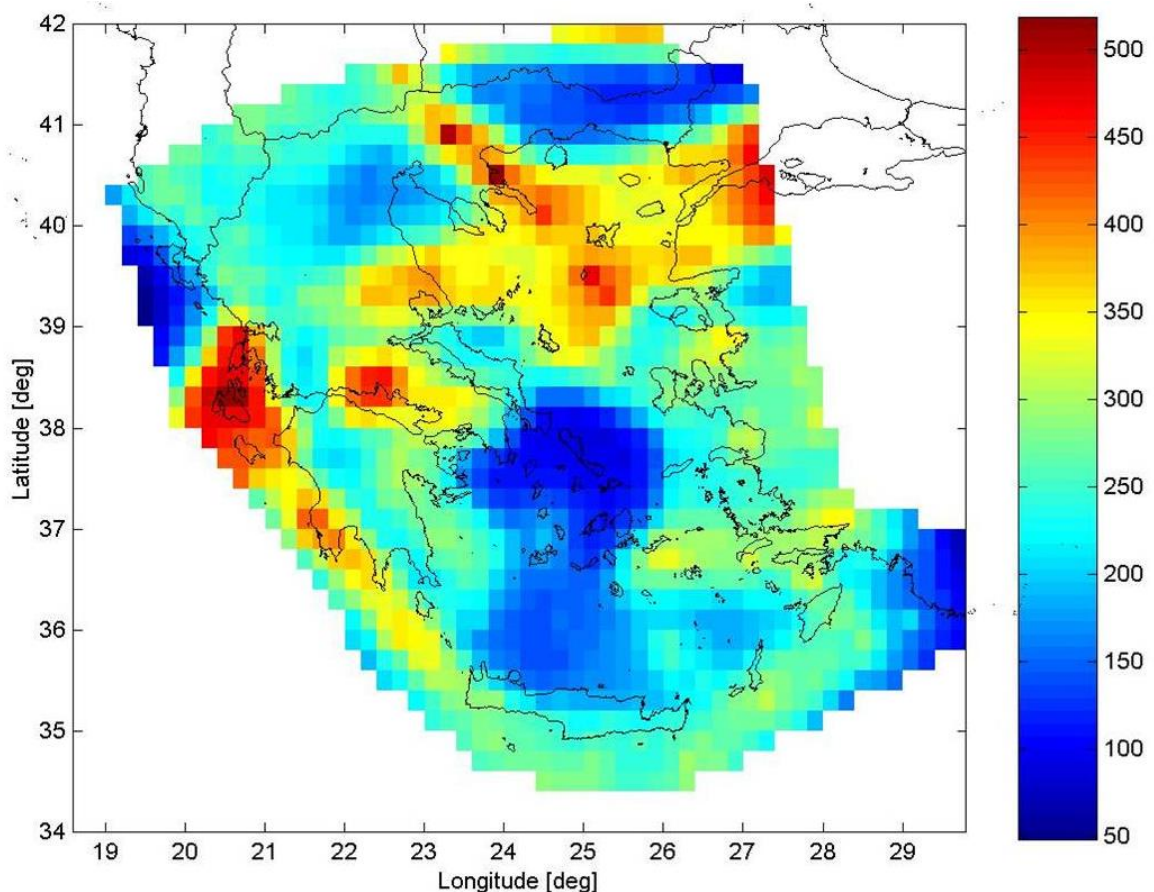
Σχήμα 23. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας (cm/sec) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978- SEISRISK III).



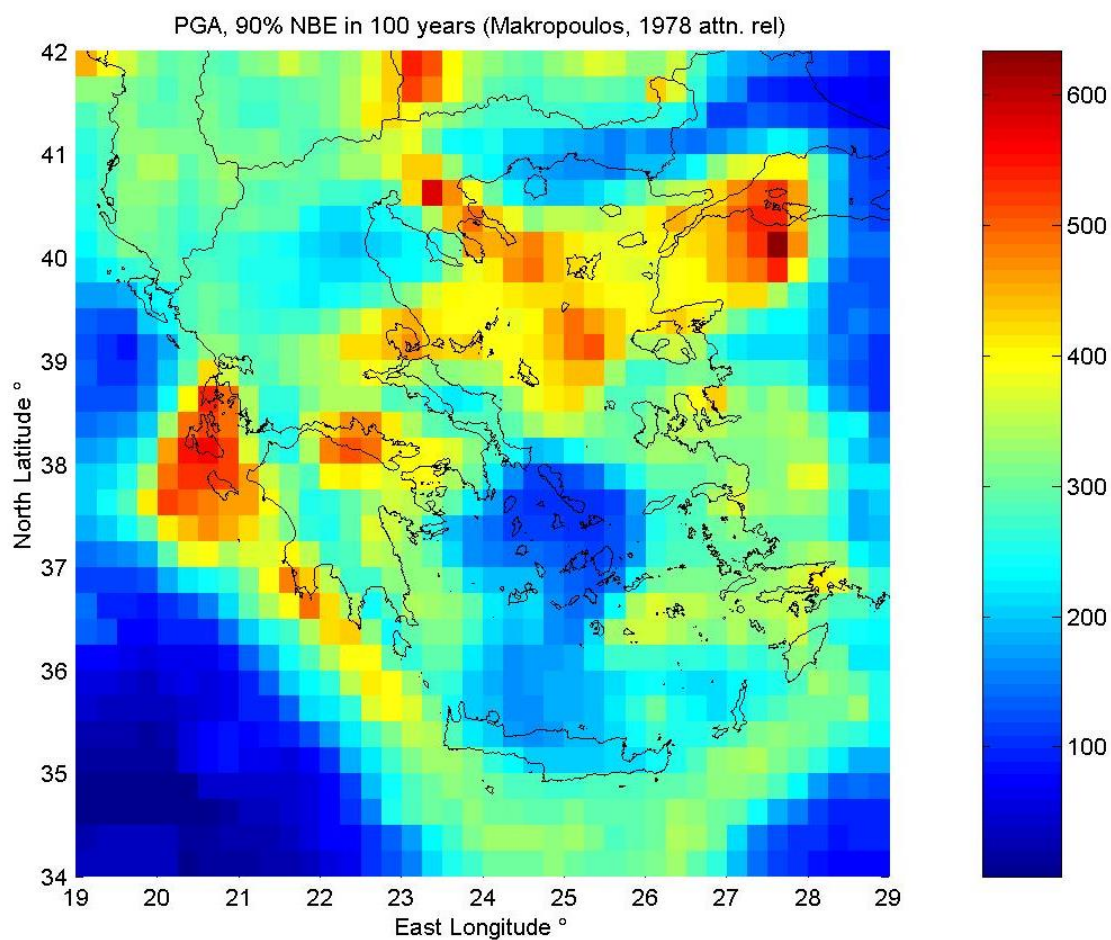
Σχήμα 24. Κατανομή Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας (cm/sec) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια (Σχέση απόσβεσης Makropoulos 1978- SEISRISK III).

6. Τελικά αποτελέσματα εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

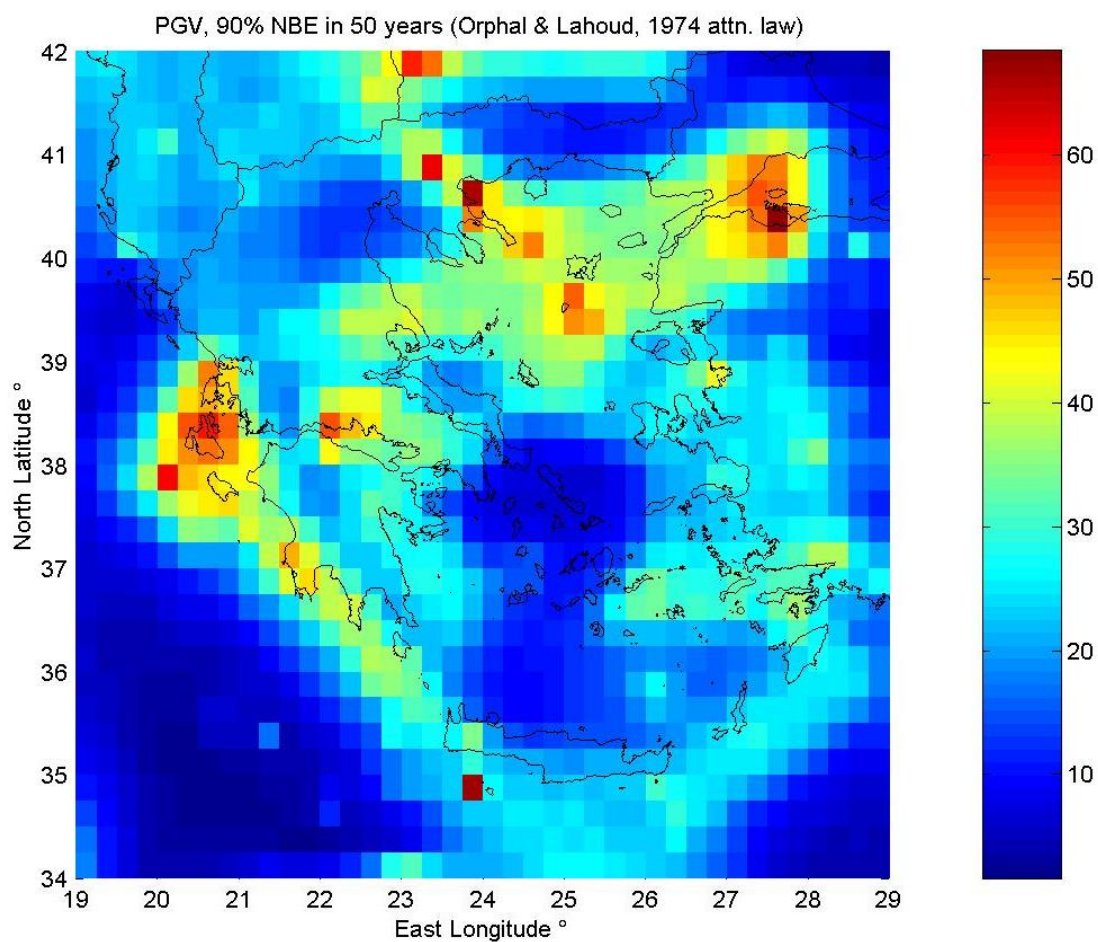
Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα στα πλαίσια της εκπόνησης της παρούσας μελέτης για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιήθηκαν τόσο η στατιστική όσο και η ημι-στατιστική μεθοδολογία. Η έκφραση των τελικών αποτελεσμάτων υπό τη μορφή μέγιστης αναμενόμενης επιτάχυνσης και ταχύτητας που παρουσιάζονται στα σχήματα 25 έως 28 και προέρχονται από τον συνδυασμό των αποτελεσμάτων των δύο μεθοδολογιών (μέση τιμή), είναι δυνατόν να θεωρηθεί ως η πλέον αντιπροσωπευτική δεδομένου ότι αφενός μεν επιτυγχάνεται ο έλεγχος των αποτελεσμάτων αφετέρου δε εξομαλύνονται ακραίες τιμές που προέρχονται από αδυναμίες της διαδικασίας υπολογισμού της κάθε μεθοδολογίας.



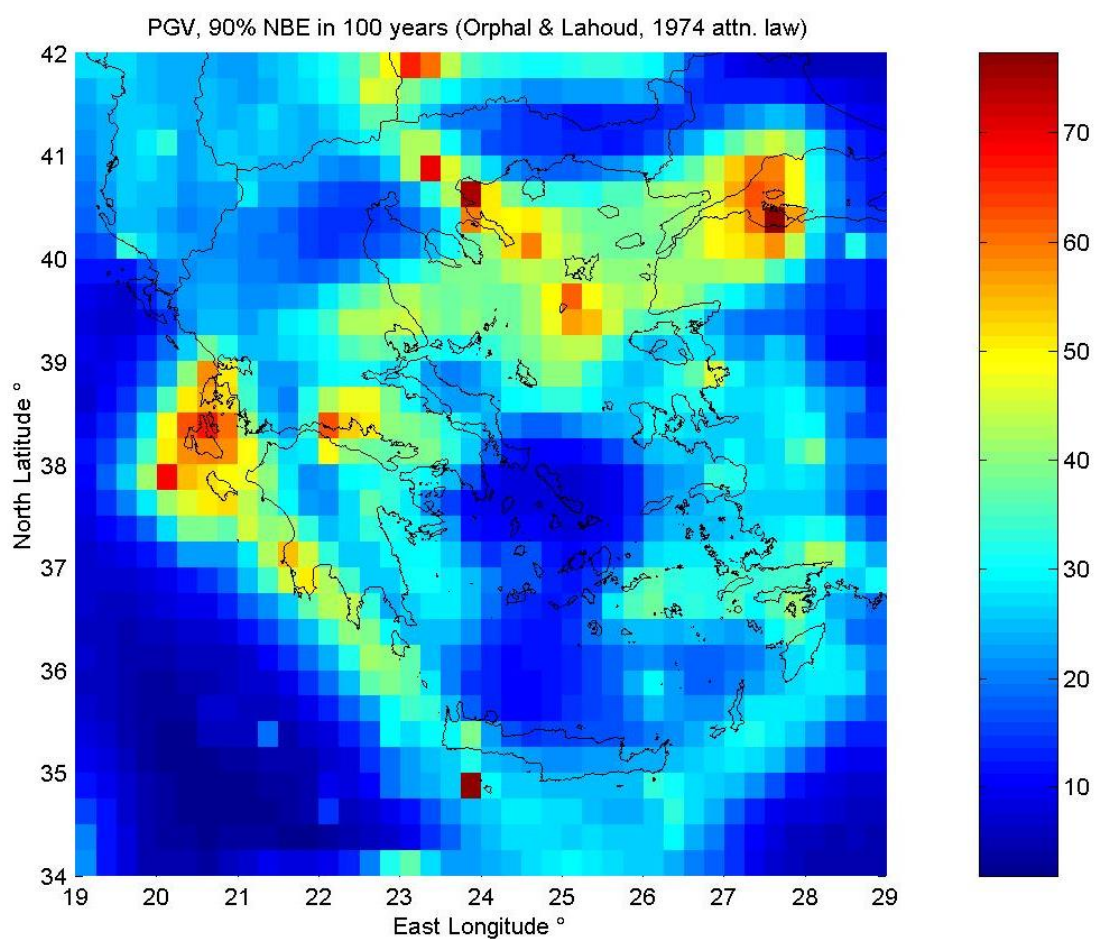
Σχήμα 25. Τελικός χάρτης Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης (cm/sec^2) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια.



Σχήμα 26. Τελικός χάρτης Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Επιτάχυνσης (cm/sec^2) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια.



Σχήμα 27. Τελικός χάρτης Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας (cm/sec) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια.



Σχήμα 28. Τελικός χάρτης Μέγιστης Αναμενόμενης Εδαφικής Ταχύτητας (cm/sec) με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης τα επόμενα 100 χρόνια.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahorner, L., and Rosenhaur, W., 1975. Probability distribution of earthquake acceleration for the sites in Western Germany, fifth European Conf. On Earth. Eng., Instabul, Turkey.
- Ambraseys, N.N. 1995, The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe, *Earth. Eng. & Str. Dyn.*, 24.
- Bath, M., 1975. Seismicity of the Tanzania region. *Tectonophysics*.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58.
- Cornell, C.A., and E.H. Vanmarcke, 1969. The major influences on seismic risk "4th World Conf. On Earth Engineering", Chile.
- Donovan N., 1973. A statistical Evaluation of Strong Motion Data Including the February 9, 1971 San Fernado Earthquake 5th World Conf. On Earth. Eng. Rome.
- Epstein, B., and Lomnitz, C., 1966. A model for the occurrence of large earthquakes, *Nature*.
- Esteve, L., 1974. Geology and probability in the assessment of seismic risk, *Proc. 2nd Int. Congr. Int. Assoc. Eng. Geol.*, Sau Paulo.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Katayama, T., 1974. Statistical analysis of peak acceleration of recorded earthquake ground motions, *SEISAN - KENKYU*, Univ. of Tokyo.
- Lomnitz, C., 1974. Global tectonics and earthquake risk, *Elsev. Scient. Publ. Comp.*, Amsterdam.
- Makropoulos, K.C., 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of greek seismicity, Ph.D. thesis, Univ. of Endinburgh.
- Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J., and Latoussakis, J.B., 1989. A revised and extended earthquake catalogue in Greece since 1900. *Geophys. J. Int.* 98.
- Orphal, D., and Lahoud, J., 1974. Prededction of Peak Ground Motion from Earthquakes *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Papaioannou, Ch. A. and B.C. Papazachos (2000). Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 22-33.
- Shah, H.C., and Mavassate, M., 1975. Seismic risk analysis - California state water Project, Firth European Conf. On Earth Eng., Istanbul, Turkey.
- Shakal, A.F., and Willis, D.E., 1972. Estimated earthquake probability in the North Circum - Pacific Area, *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Stepp, J.C., 1971. An investigation of Earthquake Risk in the Puget Sound Area by use of the type I Distribution of Largeste Extremes, Ph. D Thesis, Pensylvania State Univ.
- Theodulidis, N. and Papazachos, B., 1992, Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity foe shallow earthquakes in Greece: I, Peak horizontal acceleration, velocity and displacement, *Soil. Dyn. & Earth. Eng.*, 11, 387-402.
- Trifunac, M.D., 1976. Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion - dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.*