

Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XIX	σελ. 347-363	Αθήνα 1987
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΜΕ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΕΣ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

B. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ*, A. ΚΥΡΑΤΖΗ*, X. ΠΑΠΑ-ΓΩΑΝΝΟΥ
& N. ΘΕΟΔΟΥΛΙΔΗΣ**

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σήμερα οι σεισμολόγοι κλίνουν υπέρ της άποψης ότι οι παράμετροι της εστίας του σεισμού (τύπος της πηγής, διαστάσεις και γεωμετρία του σεισμογόνου ρήγματος, εστιακό βάθος, σεισμική ροπή, πτώση τάσης) είναι εκείνες που κυρίως καθορίζουν το φάσμα συχνοτήτων ακτινοβολίας της ενέργειας. Οι ιδιότητες του μέσου διάδοσης και οι τοπικές εδαφικές συνθήκες φαίνεται να παίζουν επίσης σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση της εδαφικής κίνησης.

Μία διαδικασία που οδηγεί στον υπολογισμό των εδαφικών κινήσεων και η δυνατότητα εφαρμογής της στην Ελλάδα περιγράφεται. Η μεθοδολογία αυτή στηρίζεται στην υπόθεση ότι οι μελλοντικές εδαφικές κινήσεις στη χώρα μας, θα είναι ίδιες με αυτές που ήδη παρατηρήθηκαν στο παρελθόν, σε τόπους με παρόμοιες σεισμοτεκτονικές συνθήκες. Η εφαρμογή της μεθόδου βασίζεται στη διαβάθμιση των επιταχυνσιογραμμάτων με βάση το τοπικό μέγεθος, M_L , το οποίο παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τον αντισεισμικό σχεδιασμό γιατί υπολογίζεται από κύματα βραχείας περιόδου. Η έλλειψη δεδομένων σε αντίθεση με τις συνεχώς αυξανόμενες γνώσεις μας για την τεκτονική του χώρου του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών καθώς και η δυνατότητα αξιόπιστου υπολογισμού του M_L , ενισχύουν την πεποίθησή μας, ότι αυτή η μεθοδολογία είναι η πιο εφικτή για την αντιμετώπιση της σεισμικής επικινδυνότητας στη χώρα μας, για το παρόν τουλάχιστον.

ABSTRACT

Nowdays, seismologists seem to believe that the source spectrum of an earthquake is mainly defined by the source parameters (i.e. type of source, dimension and geometry of the seismic fault, focal depth, seismic moment, stress drop). Properties of the propagation path, as well as soil conditions at the site, are believed to play also an important role in the level of ground shaking.

A procedure for estimating ground motions in Greece using recorded accelero -

* Εργαστήριο Γεωφυσικής, Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος", Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

** Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών, Θεσσαλονίκη.

grams is described. The premise of this study, is the assumption that future ground motions in Greece will be similar to those observed for similar site and tectonic situations in other areas. Existing accelerograms are scaled on the basis of local magnitude, M_L , which due to its determination from short-period seismic waves is of immediate interest to Earthquake Engineering. The lack of available strong motion data contrary to our continuously increasing knowledge about the tectonics of Aegean and surrounding areas, and our access to an accurate and reliable estimation of M_L , intensify our belief that this methodology, under the present conditions is the most attainable for the estimation of seismic hazard in Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Μέχρι πριν από μία δεκαετία, η προσοχή των σεισμολόγων ήταν σχεδόν αποκλειστικά στραμμένη σε παρατηρήσεις σεισμικών κυμάτων που γραφόταν σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (μελέτες μηχανισμού γένεσης σεισμών, κλπ). Η ανάλυση πολύ μικρών εδαφικών κινήσεων σε μακρινές αποστάσεις δίνει πληροφορίες για την περιοχή των μικρών συχνοτήτων του φάσματος της σεισμικής πηγής, από το οποίο ορισμένες φυσικές ποσότητες που χαρακτηρίζουν την σεισμική εστία, όπως η σεισμική ροπή, μπορούν να μετρηθούν (Aki 1966).

Όμως, οι σεισμολόγοι, τα τελευταία χρόνια, έστρεψαν την προσοχή τους και στη λεπτομερή διαδικασία της διάρρηξης στη σεισμική εστία, η οποία διάρρηξη είναι υπεύθυνη για την γένεση των κυμάτων ενδιαμέσων και υψηλών συχνοτήτων (συχνότητες μεγαλύτερες από 0,1 Hz). Πιστεύεται, ότι η λύση αυτού του προβλήματος, δηλαδή της σχέσης μεταξύ της διαδικασίας διάρρηξης στη σεισμική εστία και του πλάτους των κυμάτων υψηλών συχνοτήτων, θα προέλθει κυρίως από την ανάλυση επιταχυνσιογραμμάτων σε επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 100 km, γιατί αυτές οι κινήσεις δίνουν πληροφορίες για αυτό το τμήμα του φάσματος. Επειδή οι ιδιοσυχνότητες των περισσότερων τεχνικών κατασκευών κυμαίνονται σ'αυτή την περιοχή συχνοτήτων, η σημασία των ερευνών αυτών είναι μεγάλη για πρακτικά προβλήματα της Αντισεισμικής Μηχανικής. Είναι, συνεπώς, απαραίτητο να γίνει εκτίμηση των εδαφικών κινήσεων που ενδιαφέρουν την Αντισεισμική Μηχανική, με βάση τις γνώσεις μας για τις παραμέτρους που χαρακτηρίζουν τη γεωμετρία του σεισμολόγου ρήγματος και τη διαδικασία της διάρρηξης στη σεισμική εστία.

Στην εργασία αυτή, που είναι κυρίως μεθοδολογική, αναπτύσσεται μία διαδικασία για την εκτίμηση αυτών των εδαφικών κινήσεων, που σχετικά εύκολα μπορεί να εφαρμοσθεί στην Ελλάδα και η οποία στηρίζεται στην υπόθεση ότι οι μελλοντικές εδαφικές κινήσεις θα είναι παρόμοιες με αυτές που ήδη παρατηρήθηκαν στον παρελθόν

σ' άλλες χώρες με τις ίδιες σεισμολογικές συνθήκες. Λόγω έλλειψης επαρκών δεδομένων (επιταχυνσιογραμμάτων, κλπ), είμαστε αναγκασμένοι να υπολογίσουμε τις αναμενόμενες εδαφικές κινήσεις, βασιζόμενοι σε έμμεσα στοιχεία. Για τον έλεγχο του αποτελέσματος της εφαρμογής της μεθοδολογίας πρέπει να λάβουμε υπόψη ότι οι κινήσεις που θα υπολογισθούν πρέπει να δίνουν μακροσεισμικά αποτελέσματα (βλάβες κλπ) παρόμοια με αυτά που πράγματι έχουν παρατηρηθεί και να είναι σε συμφωνία με τη σημερινή γνώση όσον αφορά τις ιδιότητες των ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Η τελευταία παρατήρηση ενεργοποιεί το ενδιαφέρον μας για τη σημασία των κλιμάκων μεγέθους και ιδιαίτερα αυτής του τοπικού μεγέθους, M_L , γιατί αυτό προσδιορίζεται από τα κύματα (βραχείας περιόδου εγκάρσια κύματα) τα οποία προκαλούν τις βλάβες.

Στην παρούσα εργασία με τον όρο σεισμική επικινδυνότητα εννοούμε μία ποσότητα που είναι αύξουσα συνάρτηση ενός στοιχείου (εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας κλπ) της σεισμικής κίνησης από το οποίο εξαρτώνται οι βλάβες καθώς και της συχνότητας επανάληψης της σεισμικής κίνησης σ'ένα τόπο. Συνήθως, η σεισμική επικινδυνότητα, εκφράζεται ποσοτικά με την πιθανότητα να παρατηρηθεί στον τόπο σεισμική επιτάχυνση μεγαλύτερη μιας ορισμένης τιμής σε ορισμένο χρονικό διάστημα, D , ίσο με το χρόνο ζωής των τεχνικών κατασκευών. Ο σεισμικός κίνδυνος είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού της σεισμικής επικινδυνότητας και της τρατότητας των κατασκευών.

Στην Ελλάδα έχουν ασχοληθεί διάφοροι ερευνητές με το πρόβλημα της σεισμικής επικινδυνότητας. Έτσι ο Γαλανόπουλος (1956, 1968, 1974) μελέτησε τη σεισμική επικινδυνότητα στην Ελλάδα, ενώ οι Δρακόπουλος και Καρυδάκης (1977) δημοσίευσαν χάρτη με τις μέγιστες παρατηρούμενες εντάσεις. Οι Algepmissen και οι συνεργάτες του (1976), στα πλαίσια προγράμματος της UNESCO, δημοσίευσαν σχετικούς χάρτες χρησιμοποιώντας καμπύλες απόσβεσης των Shabell and Seed (1973). Ο Δρακόπουλος (1977) μελέτησε την μεταβολή της έντασης με την απόσταση, ενώ ο Μακρόπουλος (1978) ασχολήθηκε εκτενέστερα με το πρόβλημα της σεισμικής επικινδυνότητας στην Ελλάδα. Οι Παπαϊωάννου και συνεργάτες του (1984) μελέτησαν την σεισμική επικινδυνότητα δέκα μεγάλων πόλεων της Ελλάδας. Η αυξημένη σεισμικότητα της χώρας μας και της ευρύτερης περιοχής, συγκέντρωσε την προσοχή και ορισμένων ξένων ερευνητών, μεταξύ των οποίων είναι ο Hattori (1979, 1980), Hattori and Ibrahim (1981) και Båth (1979).

2. ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΕΣΤΙΑΣ

Το κύριο αντικείμενο της διαδικασίας που αναπτύσσεται παρακάτω είναι να μεταφράσουμε τις γνώσεις για τα ρήγματα ενός τόπου σε αναμενόμενες εδαφικές κινήσεις.

Κατά συνέπεια, πρέπει να βρεθούν κάποια μέσα για να χαρακτηρίσουμε τους σεισμούς που αναμένεται να εμφανισθούν σ' ένα ρήγμα.

Το μέγεθος είναι η πιό συχνά χρησιμοποιούμενη, τόσο από γεωλόγους όσο και από μηχανικούς, παράμετρος της εστίας. Από τις κλίμακες που χρησιμοποιούνται σήμερα, εκείνη που παρουσιάζει ιδιαίτερη σημασία είναι του τοπικού μεγέθους, M_L , όπως ορίστηκε από τον Richter (1935). Αυτή καθορίστηκε σε σχέση με το λογάριθμο του μέγιστου πλάτους αναγραφής ενός σεισμού, από σειсмоγράφο Wood-Anderson, $T_0 = 0,8$ sec, σε απόσταση 100 Km από την πηγή. Στον ορισμό συμπεριλήφθηκε και μία διόρθωση για την απόσταση έτσι ώστε το σεισμομέτρο μπορεί να βρίσκεται οπουδήποτε μέχρι 1000 Km από την εστία του σεισμού. Η σημασία του M_L βρίσκεται στο γεγονός ότι αυτό προσδιορίζεται από κύματα βραχείας περιόδου, που είναι αυτά που προκαλούν τις καταστροφές, και για το λόγο αυτό θεωρείται ότι αποτελεί μέτρο της ικανότητας του σεισμού να προκαλέσει βλάβες.

Η σεισμική ροπή, M_0 , (Aki 1966) είναι ο συνδετικός κρίκος μεταξύ των διαστάσεων του ρήγματος και των σεισμικών κυμάτων που ακτινοβολούν στην εστία. Αυτή δίνεται από τη σχέση:

$$M_0 = \mu * A * \bar{D} \quad (1)$$

όπου μ είναι ο συντελεστής ακαμψίας του υλικού της εστίας, A είναι η επιφάνεια του ρήγματος και \bar{D} η μέση τιμή της μετατόπισης. Έχει γίνει πολύ συζήτηση μεταξύ των επιστημόνων για τη σχέση της σεισμικής ροπής, M_0 , και του πλάτους των εδαφικών κινήσεων και όλοι καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι οποιαδήποτε μελέτη του σεισμικού κινδύνου σ' ένα τόπο θα πρέπει να περιλαμβάνει την σεισμική ροπή ως παράμετρο.

Οι Thatcher and Hanks (1973) βρήκαν ότι υπάρχει μία γενική σχέση μεταξύ της ροπής και του τοπικού μεγέθους στη Ν. Καλιφόρνια, της μορφής:

$$M_L \approx \frac{\log M_0 - 16}{1.5} \quad (2)$$

Για το χώρο της Ελλάδας, γνωρίζουμε (Παπαζάχος και συνεργάτες 1984, αδημοσίευτα δεδομένα) ότι ισχύει σχεδόν ίδια σχέση. Οι Hanks and Kanamori (1979) όρισαν την κλίμακα του μεγέθους, M , της σεισμικής ροπής που δίνεται από τη σχέση:

$$M \equiv \frac{\log M_0 - 16.05}{1.5} \quad (3)$$

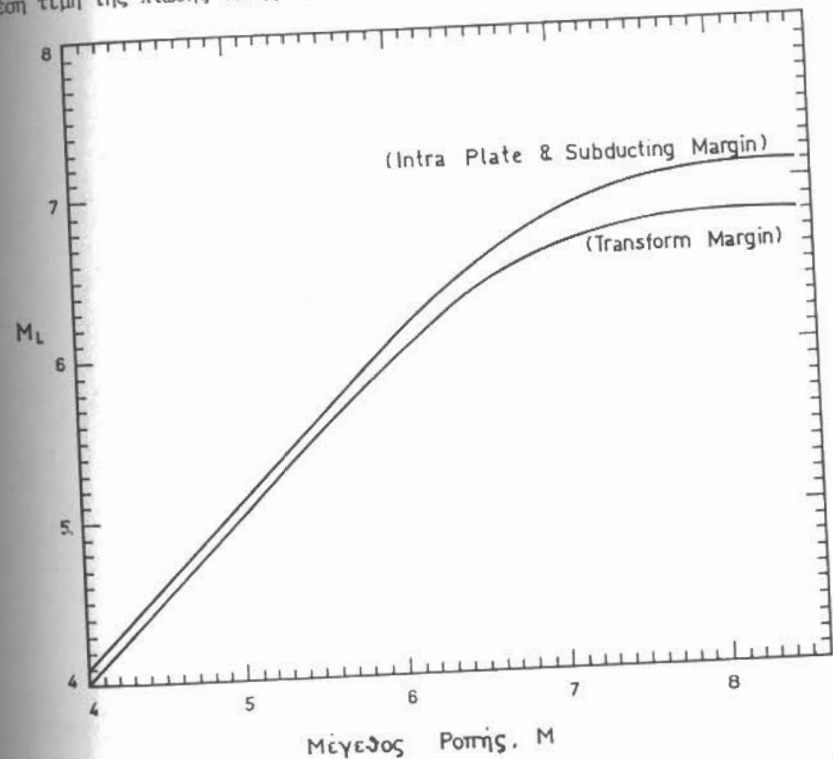
Καθώς το μέγεθος αυτό, M , μπορεί να υπολογισθεί κατ'ευθείαν από την επιφάνεια του ρήγματος και τη μέση μετατόπιση είναι ένα πολύ καλό μέτρο της αφοδρότητας του

σεισμού.

Μία άλλη παράμετρος της εστίας, με ιδιαίτερη σημασία, είναι η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, που είναι ίση με τη διαφορά της τιμής της τάσης πριν και μετά το σεισμό. Η πτώση τάσης δίνεται από τη σχέση:

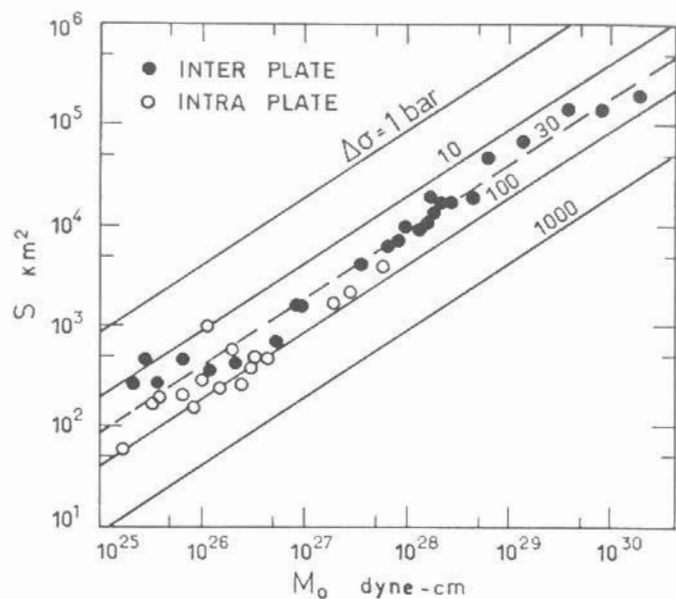
$$\Delta\sigma = \frac{K * \mu * \bar{D}}{W} \quad (4)$$

όπου K είναι παράγοντας που εξαρτάται από το σχήμα της επιφάνειας διάρρηξης (Kanamori and Anderson 1975) και W το πλάτος του ρήγματος. Φαίνεται ακόμα ότι υπάρχει εξάρτηση της πτώσης τάσης από το τεκτονικό περιβάλλον (Nuttli 1983a,b). Οι σεισμοί των οποίων οι εστίες βρίσκονται στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών (intra-plate) εμφανίζουν συστηματικά υψηλότερες τιμές της πτώσης τάσης ($\Delta\sigma = 60$ bars) από τους σεισμούς στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών (inter-plate) όπου η μέση τιμή της πτώσης τάσης είναι 30 bars ($1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dyn/cm}^2$).



Σχ. 1.- Σχέση μεταξύ του τοπικού μεγέθους, M_L , και του μεγέθους ροπής, M , για τρεις διαφορετικές τεκτονικές συνθήκες (Heaton et al 1983).

Το σχήμα (1) δείχνει τη σχέση μεταξύ του μεγέθους, M_L , και του μεγέθους ροπής, M , για τρεις διαφορετικές τεκτονικές περιοχές (Heaton et al 1983), ενώ το σχήμα (2) παρουσιάζει τη σχέση της επιφάνειας του ρήγματος και της σεισμικής ροπής (Kanamori 1980). Οι συνεχείς γραμμές δηλώνουν σταθερές τιμές της πτώσης τάσης και η διακοσμημένη γραμμή ισχύει για $\Delta\sigma = 30$ bars.

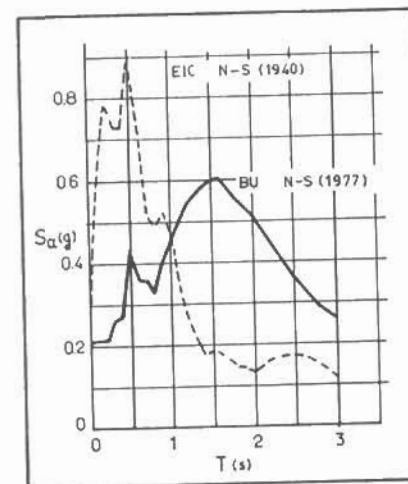


Σχ. 2.- Σχέση μεταξύ της επιφάνειας του ρήγματος και της σεισμικής ροπής. Οι συνεχείς γραμμές δηλώνουν σταθερή πτώση τάσης ενώ η διακοσμημένη δηλώνει μία τιμή της πτώσης τάσης περίπου 30 bars. Οι μαύροι κύκλοι αντιστοιχούν σε σεισμούς που βρίσκονται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλάκων (inter-plate), ενώ οι άσπροι σε σεισμούς που βρίσκονται μέσα σε λιθοσφαιρικές πλάκες (intra-plate), (Kanamori, 1980).

Είναι γνωστό ότι στο εσωτερικό τμήμα του τόξου του Αιγαίου κυριαρχούν κανονικά ρήγματα, ενώ στα όρια της κατάδυσης ανάστροφα ρήγματα (McKenzie 1972, 1978, Papazachos and Delimbasis 1969, Papazachos and Comninakis 1969, Papazachos and Comninakis 1971, Papazachos et al 1984), εκτός από μία περιοχή στο Β. Αιγαίο όπου υπάρχουν και οι τρεις τύποι ρηγμάτων.

Ο McGarr (1982) αναφέρει ότι οι μεγαλύτερες τιμές των μέγιστων επιταχύνσεων είναι μικρότερες από 0,4 g για εφελκυστικό πεδίο, από 2,0 g για συμπιεστικό πεδίο και από 0,7 g για ιδανική περίπτωση ρηγμάτων διεύθυνσης (strike-slip). Ο Campbell (1981) βρήκε ότι τα μέγιστα των επιταχύνσεων από ανάστροφα ρήγματα είναι κατά 28% υψηλότερα από τις αντίστοιχες τιμές των δύο άλλων τύπων ρηγμάτων.

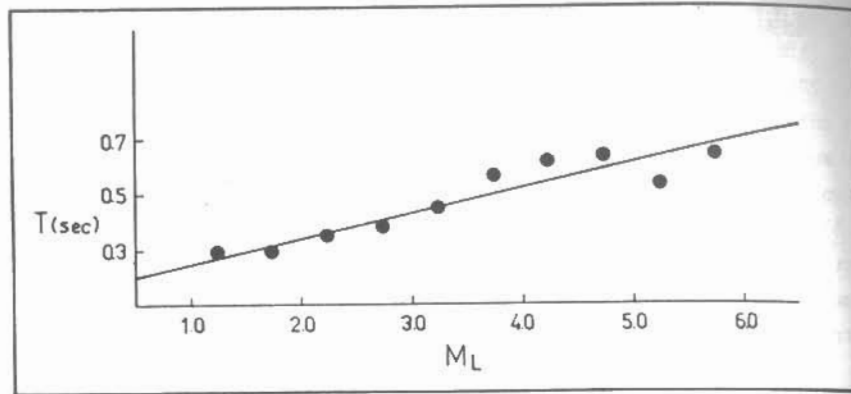
Το εστιακό βάθος είναι μία άλλη παράμετρος της εστίας που επηρεάζει το φάσμα των κυμάτων. Το φάσμα των σεισμών ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους είναι μετατοπισμένο προς μεγαλύτερες περιόδους σε σχέση με φάσματα επιφανειακών σεισμών. Το σχήμα (3) δείχνει αυτή την επίδραση αφού τα μέγιστα πλάτη για τον ενδιάμεσου βάθους σεισμό της Ρουμανίας (1977) είναι σημαντικά μετατοπισμένα προς τις μεγαλύτερες περιόδους, σε σχέση προς το κλασικό φάσμα του επιφανειακού σεισμού του El Centro 1940 (Ambraseys 1977).



Σχ.3.-φάσμα απόκρισης επιτάχυνσης της NS συνιστώσας, του σεισμού του Βουκουρεστίου (1977), σε σύγκριση με αντίστοιχο φάσμα επιτάχυνσης του σεισμού του El Centro (1940), (Ambraseys 1977).

Σήμερα, όλες οι ενδείξεις ενισχύουν την άποψη ότι οι ιδιότητες της εστίας (φάσμα της πηγής) παίζουν καθοριστικό ρόλο στο φάσμα των σεισμών, και σε λιγότερο ίσως βαθμό οι ιδιότητες του μέσου διάδοσης (Hermann 1975, Papageorgiou 1981). Η άποψη αυτή ενισχύεται από τη μελέτη μεταβολής της περιόδου, T , σε συνάρτηση με την απόσταση Δ και το μέγεθος, M_L , για ένα δείγμα σεισμών της Ελλάδας, από το οποίο βρέθηκε ότι η T εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την ισχύ του

σεισμού (μέγεθος) και ελάχιστα από την απόσταση. Το σχήμα (4) δείχνει τη μεταβολή



Σχ. 4.- Μεταβολή της περιόδου T, σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος M_L , για επίκεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq 310 \text{ km}$

λή του μέσου όρου της περιόδου, T, με το μέγεθος, M_L , που βασίζεται σε 1553 παρατηρήσεις οι οποίες προέρχονται από τους σεισμογράφους βραχείας περιόδου του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής της Θεσσαλονίκης και του δικτύου Στενού της Δ.Ε.Η. Η μεταβολή της περιόδου, T, σε συνάρτηση με το μέγεθος, M_L , δίνεται από τη σχέση:

$$T = 0.086 M_L + 0.185 \quad (5)$$

3. ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η μεταβολή του πλάτους, A, των σεισμικών κυμάτων σε σχέση με την απόσταση, Δ , είναι συνήθως της μορφής:

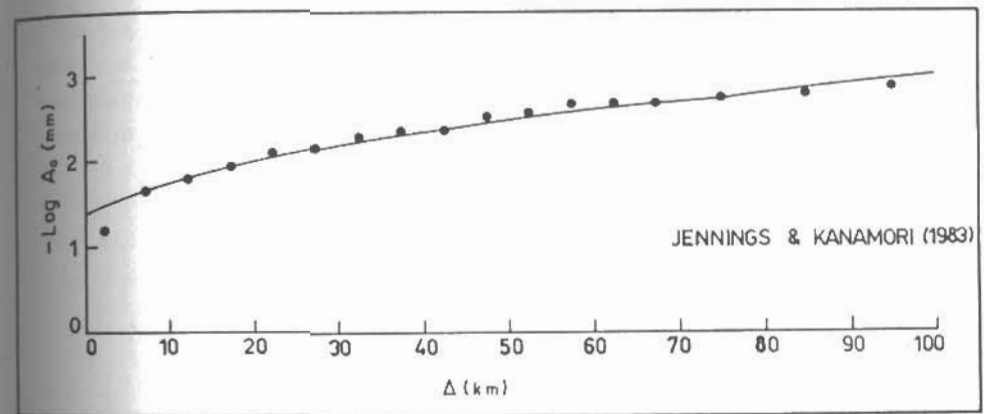
$$A \sim \Delta^{-n} \quad (6)$$

όπου n είναι ο συντελεστής απόσβεσης. Ίδιας μορφής σχέση ισχύει και για την απόσβεση του πλάτους της επιτάχυνσης ή του πλάτους της ταχύτητας. Οι Bath et al (1976) βρήκαν ότι οι τιμές του συντελεστή n είναι σχεδόν ίδιες για την μετάθεση, την ταχύτητα και την επιτάχυνση.

Η απόσβεση των κυμάτων σε μικρές αποστάσεις από την εστία, παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τον αντισεισμικό σχεδιασμό. Οι Jennings and Kanamori

(1983), χρησιμοποιώντας δεδομένα επιταχυνσιογράφων για αποστάσεις $\Delta < 100 \text{ km}$, προσδιόρισαν το νόμο της απόσβεσης των κυμάτων για αυτό το εύρος αποστάσεων. Σύμφωνα με τους ίδιους, επειδή τα δεδομένα προέρχονται από επιταχυνσιογράμματα σε μικρές αποστάσεις, τα αποτελέσματά τους είναι ανεξάρτητα από την τεκτονική δομή (Kanamori and Jennings 1978).

Η Κυρατζή και οι συνεργάτες της (1984) μελέτησαν την απόσβεση σ' ένα τμήμα του Ελληνικού χώρου για μικρές αποστάσεις, χρησιμοποιώντας δεδομένα από φορητούς σεισμογράφους. Το σχήμα (5) παρουσιάζει τους νόμους απόσβεσης των Jennings και Kanamori (1983) και της Κυρατζή και των συνεργατών της (μαύροι κύκλοι). Από το σχήμα προκύπτει εντυπωσιακή σύμπτωση των δεδομένων του Ελληνικού χώρου με την καμπύλη των Jennings και Kanamori (1983) και συνεπώς ενισχύεται η άποψή τους ότι ο νόμος απόσβεσης είναι ανεξάρτητος από την τεκτονική δομή.



Σχ. 5.- Νόμος απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με την απόσταση, για την κλίμακα του τοπικού μεγέθους, M_L , των Jennings and Kanamori (1983). Οι μαύροι κύκλοι είναι τα αποτελέσματα της εργασίας της Κυρατζή και συνεργατών της (1984).

Η απόσβεση των εντάσεων, I, στην κλίμακα MM με την απόσταση, Δ , δίνεται από σχέσεις της μορφής:

$$I(\Delta, S) = a * S - b * \Delta - c * \log(\Delta + d) \quad (7)$$

όπου S, είναι όρος που εξαρτάται από την ισχύ του σεισμού, και a, b, c, d σταθερές.

Οι Παπαϊωάννου και Παπαζάχος από μελέτη της απόσβεσης των εντάσεων, I , και των επιταχύνσεων, A , των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου κατέληξαν στις ακόλουθες σχέσεις:

$$I = 6.362 + 1.200 * M - 4.402 * \log(\Delta + 15) \quad (h \leq 60 \text{ Km}) \quad (8)$$

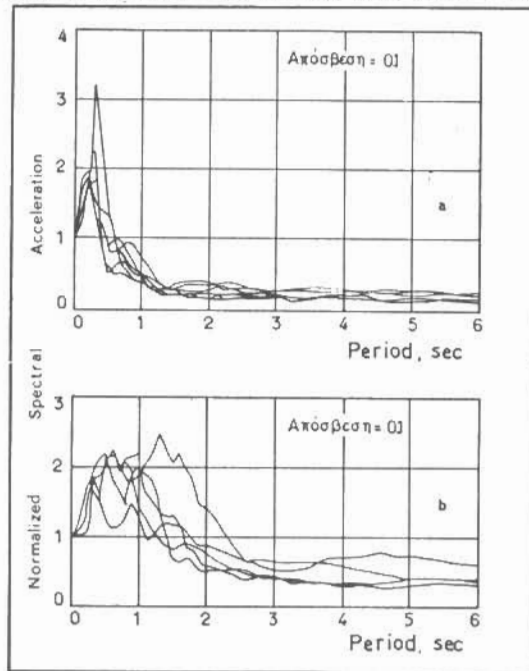
$$I = 7.745 + 2.251 * M - 7.720 * \log(\Delta + 100) \quad (h > 60 \text{ Km}) \quad (9)$$

$$\log A = 3.775 + 0.387 * M - 2.370 * \log(\Delta + 23) \quad (h < 60 \text{ Km}) \quad (10)$$

Στις σχέσεις αυτές η ένταση είναι στην κλίμακα MM και η επιτάχυνση μετριέται σε cm/sec^2 .

4. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΙΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ

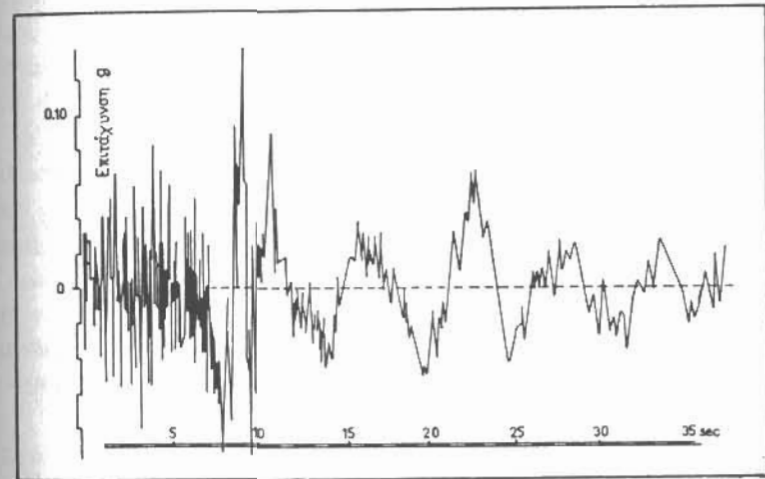
Η εδαφική κίνηση που φθάνει στην κατασκευή, αφού έχει ήδη υποστεί την επίδραση της εστίας και του δρόμου διαδρομής, κρύσταται και την επίδραση των εδαφικών συνθηκών. Η μελέτη αυτής της επίδρασης απασχόλησε αρκετούς ερευνητές, γιατί θεωρείται ουσιώδης για διάφορους λόγους, όπως είναι η επέκταση των οικισμών,



Σχ.6.- Μελέτη του φάσματος της επιτάχυνσης για δόμηση της ίδιας κατασκευής σε σκληρό ηπυρικό πέτρωμα (πάνω) και χαλαρό έζημα (κάτω) (Ohsaki 1969).

και η ανάγκη δόμησης κατασκευών σε προβληματικά εδάφη (Murphy et al 1971, Schultz 1967, Murphy and Davis 1969). Στο σχήμα (6) φαίνεται η μεταβολή του φάσματος των επιταχύνσεων, για την περίπτωση θεμελίωσης σε σκληρό ηπυρικό πέτρωμα (πάνω) και για την περίπτωση της ίδιας θεμελίωσης σε χαλαρό έδαφος (κάτω), (Ohsaki, 1969).

Παρατηρούμε, ότι στην πρώτη περίπτωση (σκληρό πέτρωμα) τα μέγιστα των επιταχύνσεων εμφανίζονται σε περιόδους της τάξης 0,2-0,3 sec με απότομη μείωση του πλάτους στη συνέχεια, ενώ αντίθετα στη δεύτερη περίπτωση (χαλαρό έδαφος) τα μέγιστα των επιταχύνσεων εμφανίζονται σε εκτεταμένη περιοχή περιόδων και είναι μετατοπισμένα στις υψηλότερες περιόδους. Ένα άλλο μειονέκτημα του χαλαρού εδάφους, είναι ο αυξημένος κίνδυνος ρευστοποίησης του κατά την διάρκεια των ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το επιταχυνσιόγραμμα του σεισμού της Niigata 1964, όπως φαίνεται στο σχήμα (7), όπου μετά από τα πρώτα 8 sec, εμφανίζεται μία έντονη μετατόπιση προς τις μεγάλες περιόδους, λόγω ακριβώς της ρευστοποίησης του εδάφους.

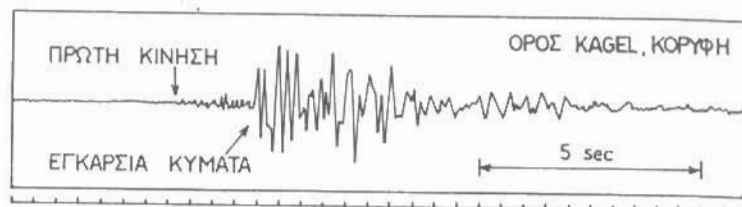


Σχ. 7.- Ρευστοποίηση του εδάφους στο σεισμό της Niigata του 1964. (Faccioli and Resendiz 1976).

Η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης έγινε κατανοητή από πολλούς επιστήμονες που ασχολούνται με αντισεισμικές κατασκευές. Έτσι οι Αντισεισμικοί Κανονισμοί πολλών κρατών προτείνουν να αποφεύγεται η δόμηση σε τελείως χαλαρά εδάφη.

Πέρα από τους παράγοντες που αναφέραμε παραπάνω η τοπογραφία της περιοχής δόμησης έχει επίδραση στη σεισμική κίνηση. Τα σειсмоγράμματα του σχήματος (8) αποτελούν σύγχρονη καταγραφή ενός μετασεισμού του κυρίου σεισμού του San Fernando

1971, από ένα σεισμόμετρο στην κορυφή του όρους Kagel (ύψους 422 m) και από ένα σεισμόμετρο στη βάση του (Davis and West 1973). Είναι εντυπωσιακή η διαφορά μεταξύ των δύο αναγραφών σε σχέση με τη διάρκεια και το πλάτος των εγκάρσιων κυμάτων. Τα μέγιστα πλάτη στην κορυφή του βουνού είναι 2-4 φορές μεγαλύτερα από ότι στη βάση.



Σχ.8.- NS σειсмоγράμματα (ταχύτητας) που γράφτηκαν το 1971 στην κορυφή (πάνω) και στη βάση (κάτω) του βουνού Kagel (Καλιφόρνια), σε απόσταση 5,5 Km από το επίκεντρο (Davis and West 1973).

Κατά συνέπεια η γενική αντίληψη ότι οι κατασκευές που είναι δομημένες σε σκληρά εδάφη υφίστανται λιγότερες καταστροφές απ'αυτές σε χαλαρά εδάφη είναι μεν γενικά σωστή αλλά μπορεί κάτω από ειδικές συνθήκες να μην ισχύει.

5. ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ

Όπως είναι γνωστό, στην Ελλάδα υπάρχουν πολύ λίγα επιταχυνσιογράμματα, κυρίως για ορισμένους επιφανειακούς σεισμούς. Η βασική ιδέα ν'αντιμετωπισθεί αυτό το πρόβλημα είναι να χρησιμοποιηθούν επιταχυνσιογράμματα από περιοχές της Γης με σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά παρόμοια μ'αυτά της περιοχής που θέλουμε να μελετήσουμε (Guzman and Jennings 1976, Heaton et al 1983). Η κλίμακα τοπικών μεγεθών M_L , θα χρησιμοποιηθεί για τη διαβάθμιση των εγγραφημάτων σε σχέση με το μέγεθος του σεισμού, για τους λόγους που έχουν ήδη αναφερθεί. Σ'αυτή τη διαδικασία, πρέπει να επιλεγούν εκείνα τα επιταχυνσιογράμματα που απαιτούν τις λιγότερες υποθέ-

σεις και αβεβαιότητες. Συλλέγοντας δεδομένα από παρόμοιες σεισμοτεκτονικά περιοχές, μπορούμε να εισάγουμε στη διαδικασία επεξεργασίας, σημαντικές φυσικές παραμέτρους με άμεσο τρόπο. Είναι απαραίτητο, όμως, να είναι διαθέσιμος ένας μεγάλος αριθμός δεδομένων, αν θέλουμε να έχουμε σωστό αποτέλεσμα.

Η διαδικασία για τον υπολογισμό των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων σ'ένα τόπο που προτείνεται από τους Heaton και τους συνεργάτες του (1983), βασίζεται στη σχέση:

$$A = A_0 * 10^{(M_L + C)} \quad (11)$$

όπου A_0 είναι η διόρθωση για την απόσταση της θέσης από την εστία, M_L το μέγεθος του υποτιθέμενου σεισμού, C παράγοντας διόρθωσης για τις εδαφικές συνθήκες και A το αναμενόμενο πλάτος σε σειсмоγράφο Wood-Anderson.

Οι παράμετροι που λαμβάνονται υπόψη για την επιλογή κατάλληλων σεισμών για διαβάθμιση (scaling) είναι:

- Οι τεκτονικές συνθήκες της περιοχής όπου βρίσκεται ο δεδομένος σεισμός (Inter-plate, Intra-plate, πεδίο εφελκυσμού, πεδίο συμπίεσης, κλπ).
- Οι εστιακές παράμετροι του σεισμού (μήκος και πλάτος ρήγματος, σεισμική ροπή, πτώση τάσης).
- Η απόσταση του ρήγματος από τη θέση καταγραφής.
- Οι εδαφικές συνθήκες στον τόπο καταγραφής (παράμετρος εδαφικών συνθηκών C για μαλακά, ενδιάμεσα και σκληρά εδάφη).

Αφού με βάση τις παραπάνω παραμέτρους, γίνει η επιλογή των κατάλληλων σεισμών από καταλόγους επιταχυνσιογραμμάτων, υπολογίζονται τα πλάτη A^i , όπου $i=1,2,\dots,n$, με τη σχέση (11). Υπολογίζεται κατόπιν, ο συντελεστής διαβάθμισης S_i , (scaling factor) για κάθε καταγραφή από τη σχέση:

$$S_i = \frac{A}{A^i} \quad (12)$$

Σκοπός της διαδικασίας αυτής είναι η δημιουργία αντιπροσωπευτικού δείγματος του είδους των εδαφικών κινήσεων που εμφανίσθηκαν σε θέσεις με παρόμοιες σεισμοτεκτονικές συνθήκες με την υπό μελέτη περιοχή. Πολλαπλασιάζοντας τις τιμές του φάσματος (επιτάχυνση, ταχύτητα, μετάθεση) της i καταγραφής, με το αντίστοιχο S_i , παίρνουμε το φάσμα που θα δώσει προσεγγιστικά ο αναμενόμενος σεισμός στη θέση που μελετάται. Κάνοντας το ίδιο για όλες τις καταγραφές, έχουμε ένα αντιπροσωπευτικό δείγμα του τύπου των κινήσεων που έχουν εμφανισθεί για παρόμοιες σεισμοτεκτονικές συνθήκες. Οι διαβαθμισμένες πλέον καταγραφές χρησιμοποιούνται για φάσματα σχεδιασμού, ανάλογα με τη συγκεκριμένη εφαρμογή και με το επίπεδο του σεισμικού κινδύνου που υποθέτουμε.

Η εργασία αυτή αφορά κυρίως την υπόδειξη μεθοδολογίας, που ήδη άρχισε να εφαρμόζεται από το Εργαστήριο Γεωφυσικής, για τον καθορισμό των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων και τη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας στην Ελλάδα. Λόγω έλλειψης δεδομένων επιταχυνσιογράφων, προτείνεται η χρήση δεδομένων από άλλες περιοχές, των οποίων οι σεισμοί έχουν τις ίδιες φυσικές παραμέτρους με της Ελλάδας (τύπος της πηγής, είδος ρηγμάτων, σεισμική ροπή, πτώση τάσης, γεωλογική δομή, απόσβεση, εδαφικές συνθήκες). Τα επιταχυνσιογράμματα που υπάρχουν στη χώρα μας είναι για ορισμένους επιφανειακούς σεισμούς και δεν υπάρχει ούτε ένα για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του Ν.Αιγαίου, των οποίων το φάσμα, όπως αναφέρθηκε, θα είναι μετατοπισμένο στις μεγάλες περιόδους και για το λόγο αυτό είναι ιδιαίτερα επικίνδυνοι για τα υψηλά κτίρια έστω κι' αν αυτά βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις.

Όπως διαμορφώθηκε η γνώση μας γύρω από την τεκτονική του Αιγαίου και της ευρύτερης περιοχής (McKenzie 1972, 1978, Papazachos and Delimbasis 1969, Papazachos and Comninakis 1969, Papazachos and Comninakis 1971, Papazachos et al 1984), μας δίνει τη δυνατότητα εφαρμογής της μεθοδολογίας των Heaton και των συνεργατών του (1983), για τον υπολογισμό των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων.

Η μεθοδολογία αυτή δεν είναι βέβαια πανάκεια για τη λύση του προβλήματος της σεισμικής επικινδυνότητας αλλά παρουσιάζει ιδιαίτερα πλεονεκτήματα για τη χώρα μας, γιατί χρησιμοποιεί την κλίμακα τοπικού μεγέθους, M_L , και η ύπαρξη δυνατότητας αξιόπιστου υπολογισμού του M_L (Kiritzi and Papazachos 1984) διευκολύνει την εφαρμογή της.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G wave spectrum. "Bull. Earth.Res.Inst.To - kyo Univ." , 44, 73-88.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Insherwood, W., Gordon, D., Reagor, G. and Howard, C., 1976. Seismic risk evaluation of the Balkan region. "Proc. Sem. on seismic zoning maps", II, 172-240.
- Ambraseys, N.N., 1977. Long-period effects in the Romanian earthquake of March 1977. "Nature", 268, 324-325.
- Båth, M., 1979. Seismic risk in Turkey-a preliminary approach. "Tectonophysics", 54, T9-T16.

- Båth, M., Kulhánek, O., Van Eck, T., and Wåhlstrom, R., 1976. Engineering analysis of ground motion in Sweden. "Seism. Inst. Upps. "Report No 5-76, pp 48.
- Campbell, K.W., 1981. Near-Source attenuation of peak horizontal acceleration. "Bull. Seism. Soc. Am.", 71, 2039-2070.
- Davis, L.L. and West, R.W., 1973. Observed effects of topography on ground motion. "Bull. Seism. Soc. Am.", 63, 283-298.
- Δρακόπουλος, Γ. και Καρυδάκης, Ι., 1977. Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας Ελληνικού χώρου-Διάδοση κανονικών σεισμών στην Ελλάδα. Αθήνα, σελ.28+χάρτης.
- Drakopoulos, J., 1977. Magnitude estimation as a function of intensities for shallow shocks in the area of Greece. "Proc. Symp. Analysis of Seismicity and on Seismic Risk", Liblice, 159-172.
- Faccioli F., and D. Resendiz, 1976. Soil dynamics: Behaviour including liquefaction, in "Seismic risk and earthquake decisions", Lomnitz and Rosenbluth (editors), 71-139.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., 1956. Η σεισμική επικινδυνότητα των Αθηνών. "Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών", 31, 465-472.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., 1968. On quantitative determination of earthquake risk. "Ann. di Geof.", XXI, 193-206.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., 1974. Some realistic views of microzoning and earthquake risk. "Τεχν. Χρον. Σεπτ.", 667-668.
- Guzman, G.A and Jennings, P.C., 1976. Design spectra for nuclear power plants. "J. Power Div., ASCE", 102, No P02, Proc. paper 12521, 165-178.
- Hanks, T.C. and Kanamori, J., 1979. A moment magnitude scale. "J. Geoph. Res.", 84, 2348-2350.
- Hattori, S., 1979. Seismic risk maps in the World (Maximum Acceleration and Maximum Particle Velocity). II Balcan, Middle East, Southeast Asia, Central America and Others. "Bull. Int. Inst. Seism. Earth. Eng.", 17, 33-96.
- Hattori, S., 1980. Seismic risk maps in Turkey, Iran and Mediterranean areas. "Proc. 7th World Conf. Earth. Eng.", 1, 285-292.
- Hattori, S. and Ibrahim, E.M., 1981. Evaluation of seismic risk in and around Egypt. "Zisin", 34, 505-520.
- Heaton, T.H., Tajima, F. and Mori, A.W., 1983. Estimating ground motions using recorded accelerograms. (Manuscript).
- Hermann, R.B., 1975. The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude. "Bull. Seism. Soc. Am.", 65, 899-913.
- Jennings, P.C. and Kanamori, H., 1983. Effects of distance on local magnitudes from strong motion records. "Bull. Seism. Soc. Am.", 73, 265-280.
- Kanamori, H., 1980. The state of stress in the Earth's lithosphere. "Ph. of the Earth's Interior", 78, 531-554.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. "Bull. Seism. Soc. Am.", 65, 1073-1095.

- Kanamori, H. and Jennings, P.C., 1978. Determination of local magnitude, M_L , from strong-motion accelerograms. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 68, 471-485.
- Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C., 1984. Magnitude scales in Greece. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 74/3, (in press).
- Κυρατζή, Α.Α., Σκορδύλης, Ε.Μ., Θεοδουλίδης, Ν.Π. και Παπαζάχος, Β.Κ., 1984. Ιδιότητες των σεισμικών εστιών και του μέσου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων που καθορίζουν τις σεισμικές βλάβες στον Ελληνικό χώρο. " Πρακτ. Συν., Σεισμοί και Κατασκευές, Αθήνα ", 1, 262-274.
- Makropoulos, K.C., 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation on Greek seismicity. " Ph., D., thesis, Univ. of Edinburgh ", pp. 193.
- McGarr, A., 1982. Upper bounds on near-source peak ground motion based on a model of inhomogeneous faulting. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 71, 2039-2070.
- Mckenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. " Geoph. J. R. Astron. Soc. ", 30, 109-185.
- Mckenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding region. " Geoph. J. R. Astron. Soc. ", 55, 217-254.
- Murphy, J.R. and Davis, A.H., 1969. Amplification of Rayleigh waves in a surface layer of variable thickness. " National Technical Information Service, U.S. Dep. of Commerce ", NVO-1163-175, AEC.
- Murphy, J.R., Davis, A.H. and Weaver, N.L., 1971. Amplification of seismic body waves by low-velocity surface layers. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 61, 109-145.
- Nuttli, O.W., 1983a. Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 73, 519-535.
- Nuttli, O.W., 1983b. Average seismic source-parameter relation for plate-margin earthquakes. (Manuscript).
- Ohsaki, Y., 1969. The effects of local soil conditions upon earthquake damage. " Proc. Specialty Session, 4th Inter. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Mexico City ", 2, 3-32.
- Papageorgiou, A.S., 1981. On an earthquake source model of inhomogeneous faulting and its applications to earthquake engineering. " Ph., D., thesis Massachusetts Institute of Technology ", pp. 195.
- Παπαϊωάννου, Χ.Α., Χατζηδημητρίου, Π.Μ., Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. και Παπαζάχος, Β.Κ., 1984. Εφαρμογή διαφόρων μεθόδων για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε μεγάλες πόλεις του Ελληνικού χώρου. " Πρακτ. Συν., Σεισμοί και Κατασκευές, Αθήνα ", 1, 251-261.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1969. Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. " Com. Ren. des Seances de la conference Reunie a Madrid ", 16, 74-75.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. " J. Geophys. Res. ", 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D., 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. " Tectonophysics ", 7, 231-255.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Rocca, A.Ch., 1984. Seismic faults in the Aegean Area. " Tectonophysics ", (in press).
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 25, 1-52.
- Schnabel, P.B. and Seed, H.B., 1973. Acceleration in rock for earthquakes in the Western United States. " Bull. Seism. Soc. Am. ", 63, 501-516.
- Schultz, A., 1967. Magnification of Love waves. " National Technical Information Service, U.S. Dep. of Commerce ", NVO-1163-80, AEC.
- Thatcher, W. and Hanks, T.C., 1973. Source parameters of southern California earthquakes. " J. Geophys. Res. ", 78, 8547-8576.