

ΔΕΛΤΙΟΝ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
Bulletin of the Geological Society of Greece

ΤΟΜΟΣ III
VOLUME III

1955 / 1956

ΤΕΥΧΟΣ 1
NUMBER 1

ΑΝΑΚΟΙΝΩΣΕΙΣ

**ΕΞΑΡΤΗΣΗ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΕΩΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ
ΑΠΟ ΤΗ ΘΕΣΗ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΗ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΤΟΥ ΥΠΕΔΑΦΟΥΣ**

ΥΠΟ

Δ. ΚΙΣΚΥΡΑ *

Είναι γνωστό (**19** και **20**), ότι η ενέργεια των σεισμών είναι πιό έντονη στα μέρη, όπου τα οικοδομήματα έχουν κτισθεί πάνω σε χαλαρά ή αποσπασμένα εδάφη θεμελιώσεως· στις περιπτώσεις μάλιστα, που τα χαλαρά εδάφη έχουν μικρό πάχος και άμέσως κάτω απ' αυτά έρχονται στερεά πετρώματα, εκεί η ενέργεια των σεισμών είναι η πιό μεγάλη. Τις περισσότερες φορές, τα χαλαρά και ψαθυρά πετρώματα παρουσιάζονται σε νεώτερες διαπλάσεις και αυτό εξηγεί γιατί στην Ελλάδα οι νεογενείς και, κατά κύριο λόγο, οι τεταρτογενείς αποθέσεις υποφέρουν από τους σεισμούς γενικά πολύ περισσότερο απ' ό,τι άλλες. Οι νεογενείς όμως και τεταρτογενείς αποθέσεις δεν αποτελούνται σε όλα τα μέρη από ένα είδος πετρώματος, ούτε έχουν παντού το ίδιο πάχος. Δεν μπορεί λοιπόν να συμπεριφέρονται όμοια κατά τους σεισμούς. Αλλά και από το ίδιο πέτρωμα να ήσαν, πάλιν θα παρουσίαζαν διαφορές κατά τους σεισμούς ανάλογα με το είδος των γειτονικών πετρωμάτων και τη γεωλογική θέση και κατάσταση αυτών· π. χ. μαργαϊκά στρώματα του νεογενοῦς, τεκτονικά διατεταγμένα, υποφέρουν περισσότερο κατά τους σεισμούς, από άλλα, που δεν έχουν υποστεί τεκτονικές διαταραχές. Ακόμα το ίδιο γεωλογικό σώμα θα αντιδρά άλλοιως σάν έδαφος θεμελιώσεως, όταν η έστία του σεισμού βρίσκεται προς την Α ή Β κατεύθυνση (**II**). Έτσι, όταν λέμε, ότι η σύσταση του υπεδάφους έχει μιὰ ωρισμένη επίδραση στην ένταση των σεισμών σε μιὰ ωρισμένη περιοχή, δεν πρέπει να παίρνουμε τις φυσικές ιδιότητες αυτού, όπως τις βρίσκουμε μέσα στο εργαστήριο. Τα πετρώματα, που αποτελούν το υπέδαφος,

* KISKYRAS, D.— Abhängigkeit der Erdbebenstärke von der Lage und der physikalischen Zustand des Untergrundes.
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

είναι ένα κομμάτι της γῆς καί, σάν τέτοιο, βρίσκεται σέ ἀλληλοεξαρτώμενες σχέσεις μέ τὰ γειτονικά πετρώματα τόσο στήν ὀριζόντια, ὅσο καί κατακόρυφο διεύθυνση.

Κάθε περιοχὴ λοιπὸν θὰ ἀντιδρᾷ κατὰ τοὺς σεισμοὺς ἰδιαίτερα, κατὰ τὸ δικό της τρόπο, πὺν ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὶς τοπικὲς συνθῆκες. Ἀπαραίτητη λοιπὸν προϋπόθεση γιὰ κάθε σεισμολογικὴ ἔρευνα αὐτοῦ τοῦ εἴδους εἶναι ἡ ἐπιτόπια ἐξέταση. Μόνον ἔτσι θὰ μπορέσουμε νὰ προχωρήσουμε στὴ σωστὴ ἐξήγηση τῶν σεισμικῶν ἀποτελεσμάτων σὲ συσχέτιση μέ τὴ φύση τοῦ ὑπεδάφους καὶ νὰ βγάλουμε χρήσιμα συμπεράσματα γιὰ τὴ σεισμικότητα διαφόρων περιοχῶν καὶ γιὰ τὸν τρόπο, πὺν θὰ ἀντιδράσουμε στὶς σεισμικὲς καταστροφές. Νὰ ἀποσοβήσουμε ἓνα σεισμὸ εἶναι ἀδύνατο, μποροῦμε ὅμως εὐκόλα νὰ περιορίσουμε τὰ ἀποτελέσματα αὐτοῦ καὶ νὰ τὸν κάνουμε λιγώτερο ἐπικίνδυνο καὶ πολλὲς φορὲς ἀκίνδυνο.

Ὁ συγγραφεὺς εἶχε τὴν εὐκαιρία κατὰ τὴν περίοδο τῶν γεωλογικῶν του ἐρευνῶν στήν Πελοπόννησο 1936 - 1938 νὰ ἀσχοληθεῖ μέ μιὰ σεισμογεωλογικὴ μελέτη, τὰ πορίσματα τῆς ὁποίας ἀποτελέσαν τὴ βίαση μιᾶς γενικῆς ἐξετάσεως τοῦ προβλήματος τῆς ἐπικινδυνότητος τῶν ἐδαφῶν θεμελιώσεως στήν Ἑλλάδα.

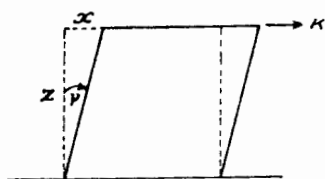
Ἐξάρτηση τῆς δράσεως τῶν σεισμικῶν κυμάτων ἀπὸ τὴ φυσικὴ κατάσταση καὶ χωρογραφικὴ θέση τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως.

Ἀπὸ γεωλογικὴ σεισμολογικὴ ἄποψη, τὰ ἐδάφη θεμελιώσεως στήν Ἑλλάδα μποροῦν νὰ χωρισθοῦν σὲ δυὸ μεγάλες κατηγορίες. Ἡ πρώτη περιλαμβάνει τὰ προνεογενῆ ἰζήματα, τὰ κρυσταλλοσχιστώδη καὶ ἐκρηξιγενῆ πετρώματα. Ὅλα αὐτὰ ἀποτελοῦν τὰ στερεὰ ἐδάφη θεμελιώσεως, τὰ σεισμικῶς ἀκίνδυνα. Στὴ δευτέρη κατηγορία ὑπάρχουν τὰ νεογενῆ καὶ τεταρτογενῆ ἰζήματα, πὺν συνήθως εἶναι ψαθυρὰ καὶ χαλαρά, τὰ σεισμικῶς ἐπικίνδυνα. Ὁ χωρισμὸς αὐτὸς στηρίζεται στὸ γεγονός, ὅτι τὰ προνεογενῆ ἰζήματα ἔχουν ὑποστῇ τὴν ἐπίδραση ἰσχυρῶν ὀρογενετικῶν κινήσεων, ἐξ αἰτίας τῶν ὁποίων τὰ πετρώματα αὐτὰ συμπιέστηκαν καὶ ἔγιναν πιὸ συνεκτικά, συμπαγῆ καὶ στερεὰ, ἀπέκτησαν δηλ. μεγάλο μέτρο ἐλαστικότητος. Τουναντίον ἢ ὡς ἓνα βαθμὸ, στερεότητος τῶν νεογενῶν καὶ νεωτέρων πετρωμάτων ὀφείλεται στὸ ὅτι ἔχουν ὑποστῇ μόνο διαγένεση. Φυσικὰ παρουσιάζονται σὲ μερικὲς περιοχὲς τῆς χώρας μας ὀρογενετικὰ φαινόμενα μέσα στὸ νεογενές, ἢ ἀκόμα καὶ σὲ νεώτερη περίοδο (22), αὐτὰ ὅμως ἔχουν περιορισμένη ἔκταση καὶ πολὺ μικρὴ ἔνταση. Ὅπως εἶναι γνωστό, ἡ τελευταία σημαντικὴ ὀρογενετικὴ κίνηση στήν Ἑλλάδα εἶναι ἡ Σαβικὴ μεταξὺ ὀλιγοκαίνου - μειοκαίνου. Ἄς δοῦμε τώρα πὺν ὀφείλεται ἡ σεισμικὴ ἐπικινδυνότης ὀρισμένων γεωλογικῶν μονάδων, πὺν ἔχουν ἀπομονωθεῖ σάν

εδάφη θεμελιώσεως. Στην Ελλάδα όπως και στις άλλες χώρες, για τεχνικούς και οικονομικούς λόγους, έχουν προτιμηθεί τα ιζηματογενή πετρώματα σάν εδάφη θεμελιώσεως· έτσι, στην παρούσα μελέτη, εξετάζονται μονάχα τα πετρώματα αυτά.

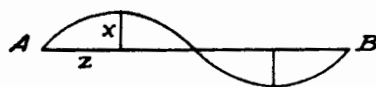
Από τη φυσική ξέρουμε, ότι οι ελαστικές παραμορφώσεις των σωμάτων εξαρτώνται από τα μέτρα ελαστικότητας αυτών. Στην περίπτωση τάσεως ή συμπίεσεως, ή μεταβολή του μήκους Δl μέσα στην περιοχή του νόμου του ΗΟΟΚΕ ορίζεται από τη σχέση $\frac{\Delta l}{l} = \frac{K}{qE}$, όπου q ή διατομή του σώματος, E το μέτρο ελαστικότητας και K ή ενέργεια, που ενεργεί πάνω στο σώμα. Στις ελαστικές παραμορφώσεις ισχύει και η σχέση $\gamma = \frac{K}{FG}$, (Σχ. 1), όπου γ ή γωνία στρωφής, G ο συντελεστής διατμήσεως και F ή επιφάνεια του σώματος. Για μικρές τιμές της γωνίας γ μπορούμε να πάρουμε αντί της εμφανιζόμενης τη γωνία $\gamma = \frac{x}{z}$ οπότε $\frac{x}{z} = \frac{K}{FG}$.

Από πειράματα έχει βρεθεί, ότι σε δείγματα γρανίτη επέρχεται διάρρηξη, όταν η δύναμη K φθάσει κάπου $1,4 \cdot 10^8 \text{ g/cm}^2$ (23, 24). Επειδή στο γρανίτη βρέθηκε, ότι κατά μέσο όρο $E=0,9 \cdot 10^{12}$ προκύπτει, ότι διάρρηξη γίνεται όταν $\frac{\Delta l}{l} = 1,5 \cdot 10^{-4}$. Στα άλλα πετρώματα μπορεί να πει κανείς γενικά, ότι επέρχεται πάντοτε διάρρηξη, όταν έχουμε $\frac{\Delta l}{l} > 10^{-5}$. Στα ιζηματογενή πετρώματα, όπου η τιμή του E είναι διαφορετική κά-



Σχ. 1

Ελαστική παραμόρφωση στρέψεως ή διατμήσεως.



Σχ. 2

Ελαστική παραμόρφωση στην περίπτωση έγκαρσιου κύματος.

θετα ή παράλληλα στη στρώση αυτών θα έχει σημασία και η διεύθυνση της δυνάμεως K . Σε μη στερεά πετρώματα αρκούν για τη διάρρηξη μικρότερες ακόμα τιμές. Με βάση αυτά, μπορεί κανείς να βρει ποιές δυνάμεις επιδρούν στα πετρώματα, για να προκαλέσουν ρήγματα και μεταπτώσεις στα γεωλογικά σώματα.

Τα συμπεράσματα αυτά, που βγήκαν από την πειραματική έρευνα, ισχύουν φυσικά και όταν τα πετρώματα υφίστανται την επίδραση των σεισμικών δυνάμεων, γιατί και αυτές προξενούν ρήγματα σε γεωλογικά σώματα. Στην περίπτωση επιμήκων κυμάτων το μήκος l του παραμορφωμένου σώματος είναι η απόσταση μεταξύ δύο πυκνώσεων ή δύο αραιώσεων,

δηλ. μισό μισό μήκος κύματος $l = \frac{\lambda}{2}$ και η παραμόρφωση ίση με τὸ πλάτος τοῦ κύματος, δηλ. $\Delta l = A$, ὁπότε ἔχουμε $\frac{\Delta l}{l} = \frac{K}{qE} = \frac{2A}{\lambda}$

Στὴν περίπτωση τῶν ἐγκαρσίων κυμάτων, ὅπως φαίνεται ἀπὸ τὸ σχῆμα 2, τὸ $z = \frac{1}{4}$ τοῦ μήκους κύματος δηλ. $z = \frac{\lambda}{4}$ καὶ $x = \frac{A}{2}$, δηλ. ἴσο μετὰ τὸ μισὸ πλάτος τοῦ σεισμικοῦ κύματος, ὁπότε $\gamma = \frac{x}{z} = \frac{2A}{\lambda} = \frac{K}{FG}$. Αὐτὸ σημαίνει, ὅτι τὰ σεισμικὰ κύματα θὰ προκαλοῦν διάρρηξη στὰ πετρώματα, ἐφ' ὅσον $\frac{2A}{\lambda} > 10^{-5}$ ἢ $\frac{2A}{vT} > 10^{-5}$, ὅπου v ἡ ταχύτης καὶ T ἡ περίοδος τῶν σεισμικῶν κυμάτων. Μετὰ ἄλλα λόγια ἡ ἀντοχὴ ἐνὸς ἐδάφους θεμελιώσεως ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὴν ἔνταση τοῦ σεισμοῦ, ποὺ στὸν πιὸ πάνω τύπο, γιὰ τὸ ἴδιο εἶδος θεμελιώσεως, ἐκφράζεται μετὰ τὸ πλάτος τῶν σεισμικῶν κυμάτων, καὶ ἀπὸ τὸ εἶδος καὶ φυσικὴ κατάσταση τοῦ πετρώματος ἐδάφους θεμελιώσεως, ποὺ ἐδῶ ἀντικαθρεπίζεται στὸ μήκος κύματος.

Γιὰ μιὰ σωστὴ ὅμως σεισμολογικὴ ἔρευνα δὲν ἀρκοῦν τὰ δύο αὐτὰ στοιχεῖα. Τὸ ἐδαφος θεμελιώσεως δὲν εἶναι ἓνα κομμάτι πετρώματος μετὰ γνωστὸ μέγεθος, ποὺ ἐξετάζουμε στὸ ἐργαστήριον ἀνεξάρτητα ἀπὸ τὸ φυσικὸ του περιβάλλον καὶ κάτω ἀπὸ νέες, ἀλλὰ γνωστές, συνθήκες. Αὐτὸ συνδέεται κατὰ ἓνα ὁρισμένο τρόπο μετὰ τὰ γύρω του πετρώματα καὶ ἡ σύνδεση αὐτῇ, ποὺ ἔχει μιὰ ὁρισμένη ἐπίδραση στὸ πλάτος τῶν ἐδαφικῶν κινήσεων, δὲν εἶναι παντοῦ ἡ ἴδια, ἀλλὰ διαφέρει καὶ μπορεῖ νὰ ἀλλάξει γιὰ τὸ ἴδιο εἶδος πετρώματος ἀπὸ τόπο σὲ τόπο. Ἐδῶ λοιπὸν χρειάζονται καὶ ἄλλα στοιχεῖα, ποὺ καθορίζονται ἀπὸ τὴν χωρογραφικὴ θέσιν τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως καὶ ἀπὸ τὴν σύνδεση αὐτοῦ πρὸς τὰ ὑποκείμενα γεωλογικὰ σώματα. Ἀλλὰ καὶ στὴν περίπτωση ἀκόμα, ποὺ δεχθοῦμε, ὅτι τὰ στοιχεῖα αὐτὰ παραμένουν πάντοτε τὰ ἴδια, ὁπότε ὅλα τὰ ἐδάφη θεμελιώσεως δέχονται στὸ ὑπέδαφος τὸ ἴδιο ποσὸ σεισμικῆς ἐνεργείας, καὶ πάλι δὲν μποροῦμε νὰ ποῦμε, ὅτι ἡ σεισμικὴ ἐπικινδυνότης τῶν ἐδαφῶν θεμελιώσεως ἐξαρτᾶται μόνο ἀπὸ τὴν φυσικὴν κατάσταση τῶν πετρωμάτων, δηλ. ὅσο στερεὸ καὶ ἀνθεκτικὸ εἶναι ἓνα πέτρωμα, τόσο ἀκίνδυνον εἶναι σὰν ἐδαφος θεμελιώσεως. Τὰ ἀποτελέσματα τοῦ σεισμοῦ στὴν ἐπιφάνεια τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως θὰ ἐξαρτηθοῦν καὶ ἀπὸ τὴν ἀπορρόφηση τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας μέσα στὸ ἐδαφος αὐτό. Στὴν προκειμένη ὅμως περίπτωση, ἡ ἀπορρόφηση δὲν ἐξαρτᾶται μόνο ἀπὸ τὸ πάχος τῶν χαλαρῶν ἰζημάτων, ἀλλὰ καὶ ἀπὸ τὶς ἄλλες διαστάσεις αὐτοῦ, ἀνάλογα μετὰ τὴν διεύθυνση τῶν σεισμικῶν κυμάτων.

Τὸ ἴδιο μποροῦμε νὰ ποῦμε καὶ στὴν περίπτωση τῆς δράσεως τῶν σεισμῶν πάνω στὰ οἰκοδομήματα, ποὺ εἶναι καὶ τὸ πιὸ σπουδαιότερο. Καὶ ἐδῶ γιὰ τὴν ἀκινδυνότητα τῶν σπιτιῶν δὲν ἀρκεῖ ἡ φυσικὴ κατάσταση αὐτῶν. Μεγάλῃ σημασίᾳ ἔχει καὶ ἡ σχέση τοῦ συστήματος «οἰκοδόμημα» πρὸς τὸ σύστημα ἐδάφους θεμελιώσεως. Ἐνδεχομένως θὰ τὴν μετὰ τὴν ἀντικα-

τεστράφησαν σπίτια πάνω σὲ στερεὰ ἐδάφη θεμελιώσεως, ὅπως ἀκριβῶς τὰ σπίτια σὲ χαλαρὰ ἐδάφη. Ἔτσι τὸ πάχος, ἢ, γενικώτερα, οἱ διαστάσεις τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως πρέπει νὰ λαμβάνονται ὑπ' ὄψη, ὅχι μονάχα στὴν περίπτωση τῶν χαλαρῶν ἐδαφῶν θεμελιώσεως, ἀλλὰ ἀπαραίτητα καὶ στὴν περίπτωση τῶν στερεῶν ἐδαφῶν.

Ἄς ἐξετάσουμε λοιπὸν τὴν ἐπίδραση τῶν παραγόντων αὐτῶν στὴν περίπτωση τῶν ἐδαφῶν θεμελιώσεως τῆς χώρας μας.

Φυσικὴ κατάσταση τοῦ ὑπεδάφους

Ἡ στερεότης τῶν ἱζηματογενῶν πετρωμάτων γεωλογικὰ ἐκφράζεται ἀπὸ τὸ βαθμὸ διαγενέσεώς των καὶ σεισμολογικὰ ἀπὸ τὴν ταχύτητα τῶν σεισμικῶν κυμάτων μέσα σ' αὐτά. Στὰ νεογενῆ καὶ τεταρτογενῆ πετρώματα, ἢ ταχύτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων εἶναι πολὺ μικρὴ, γιὰ τὰ πρῶτα κάπου 1.200-2.000 m/sec καὶ γιὰ τὰ δεύτερα γύρω στὰ 500-1.000 m/sec. Ἡ περίοδος τῶν σεισμικῶν κυμάτων στὴν περιοχὴ τῶν ἐπικέντρων εἶναι περίπου 0,5-1,0 sec, γιὰ καταστρεπτικούς σεισμούς. Ἔτσι τὰ πετρώματα αὐτὰ μποροῦν νὰ ὑποστοῦν διαρρηξεις καὶ στὴν περίπτωσι ἀκόμη, ποὺ τὰ πλάτη τῶν σεισμικῶν κυμάτων εἶναι μικρότερα τοῦ χιλιοστομέτρου, γιὰτὶ ἐδῶ ὁ λόγος $\frac{2A}{\sigma T}$ παίρνει τιμὲς κοντὰ στὸ 10^{-5} . Στούς καταστρεπτικούς σεισμούς, τὸ πλάτος τῶν ἐδαφικῶν κρυσταλλῶν εἶναι μεγαλύτερο κάπου 2,5 - 5,0 mm καὶ πολὺ σπάνια μπορεῖ νὰ φθάσει μιὰ Ἴντσα δηλ. 25,5 mm (7, 51). Σὲ γενικὲς γραμμές, ἔτσι περίπου ἐξηγοῦνται οἱ ρωγμὲς καὶ τὰ χάσματα, ποὺ παρατηροῦνται σὲ διάφορες σεισμικὲς περιοχὲς καὶ ποὺ τώρα τελευταῖα παρατηρήθηκαν σὲ πολλὰ μέρη τῶν Ἑλτανήσων καὶ Θεσσαλίας κατὰ τοὺς πρόσφατους σεισμούς. Τὰ πλαστικά σώματα, ὅπως π. χ. οἱ ἄργιλλοι, πηλοὶ καὶ ἀργιλοῦχες μάργες, ποὺ ἔχουν διαβραχεῖ, παρουσιάζουν μιὰ ἐξαιρετικὴ μείωσι τῶν ἐλαστικῶν σταθερῶν σὲ τρόπο, ποὺ μποροῦν νὰ φθάσουν χιλιοστὰ μόνον τῆς ἀρχικῆς τιμῆς (9). Ἔτσι ἡ παραμόρφωση μπορεῖ νὰ γίνῃ ἐδῶ καὶ μὲ μικρότερες δυνάμεις δηλ. μποροῦν νὰ δημιουργηθοῦν ἐδῶ χάσματα καὶ ἀπὸ ἀπλὲς κατακαθίσεις ἢ ὀλισθήσεις τοῦ ἐδάφους. Στὰ προνεογενῆ πετρώματα, ἢ ταχύτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων εἶναι συνήθως μεγαλύτερη καὶ ὁ λόγος $\frac{2A}{\sigma T}$ παίρνει μικρὲς τιμὲς. Ἐδῶ τότε μόνον θὰ παραγῶν ἀνάλογα φαινόμενα, ὅταν τὸ $2A$, δηλ. τὸ πλάτος μεγαλώσῃ, αὐτὸ ὅμως προϋποθέτει αὔξησι τῆς σεισμικῆς ἐντάσεως, δηλ. μόνο στὴν περίπτωση πολὺ ἰσχυρῶν σεισμῶν προξενοῦνται ρωγμὲς καὶ χάσματα σὲ στερεὰ καὶ συμπαγῆ ἐδάφη θεμελιώσεως.

Οἱ οἰκοδομές, ποὺ βρίσκονται πάνω σὲ πετρώματα πού, κατὰ τοὺς σεισμούς, ὅχι μόνον δονοῦνται ἰσχυρότατα, ἀλλὰ ἐφίστανται χάσματα καὶ ρωγμὲς, μποροῦν εὐκόλως νὰ ὑποστοῦν ζημιές. Οἱ ζημιὲς αὐτὲς εἶναι ἀποτέλεσμα τοῦ μεγάλου πλάτους τῶν κτιριακῶν κινήσεων. Εἶναι γνωστό, ὅτι τὸ

πλάτος τῶν ἑδαφικῶν κινήσεων αὐξάνει ὅσο πλησιάζουμε ἀπὸ τὸ ὑπέδαφος πρὸς τὴν ἐπιφάνεια. Εἶναι λοιπὸν πολὺ φυσικὸ τὰ οἰκήματα, πού βρίσκονται πάνω στὴν ἐπιφάνεια, νὰ κινοῦνται πολὺ ἐντονώτερα, δηλ. μὲ μεγαλύτερα πλάτη, ἀπὸ ὅ,τι τὸ ὑπέδαφος, ὁπότε εἶναι δυνατὸν νὰ ὑποστοῦν ζημιές καὶ μάλιστα σημαντικὲς γιὰτὶ ὅπως θὰ δοῦμε πιὸ κάτω, τὸ πλάτος αὐτῶν αὐξάνεται ἀκόμα περισσότερο ἀπὸ τὴν ἐπίδραση καὶ ἄλλων παραγόντων.

Ἀπὸ τὰ νεογενῆ πετρώματα στὴν Πελοπόννησο, ὁ ψαμμιτικὸς μαργαϊκὸς ἀσβεστόλιθος (ποριὰ) δείχθηκε πιὸ ἀνθεκτικώτερο ἑδαφος θεμελιώσεως ἀπὸ τὶς μάργες καὶ ἀργίλλους τοῦ ἴδιου συστήματος. Οἱ πόλεις Πύλος, Γαργαλιάνοι καὶ Κυπαρισσία, πού ἔχουν χτισθεῖ πάνω σὲ ποριὰ τοῦ νεογενοῦς καὶ κρητιδικοῦ καίνους ἀσβεστόλιθους, δὲν ὑπέστησαν μεγάλες ζημιές κατὰ τοὺς μεσσηνιακοὺς σεισμούς, ἐνῶ τὰ γειτονικά τους χωριά, κτισμένα πάνω σὲ νεογενεῖς μάργες καὶ ἀργίλλους, κατεστράφησαν ὁλοσχερῶς. Ὁ ΒΟΡΕΑΔΗΣ (3) ἀναφέρει ἐπίσης, ὅτι, κατὰ τοὺς σεισμούς τῆς Β. Εὐβοίας, οἱ ζημιές ἦσαν μικρότερες σὲ οἰκοδομήματα, πού βρίσκονται πάνω σὲ ἀσβεστομαργαϊκὰ ἀπ' ὅτι σὲ μαργαϊκὰ, ἀργιλλικὰ πετρώματα. Τὰ ἴδια ἀναφέρει καὶ γιὰ τοὺς σεισμούς τῶν Ἰονίων νήσων τοῦ 1953 (3α). Ἐκεῖ ὁ πορώδης ἀσβεστόλιθος τοῦ ἀνωτάτου ὁρίζοντος τοῦ νεογενοῦς ὅπου εἶχε τὸ συνηθισμένο πάχος του παρουσίασε τὴν ἴδια ἀντίδραση τῆς σεισμικῆς δονήσεως ὅπως οἱ μεσοζωϊκοὶ ἀσβεστόλιθοι. Τὰ ἀσβεστομαργαϊκὰ πετρώματα, μπορεῖ νὰ πεῖ κανεὶς, χάρη στὴν ἀσβεστολιθικὴ συνδετικὴ ὕλη ἔχουν ὑποστεί σὲ ἐντονώτερο βαθμὸ τὴ διαγένεση ἀπὸ τὰ ἄλλα καὶ ἔτσι παρουσιάζονται πιὸ συνεκτικὰ καὶ συμπαγῆ ἀπὸ τὶς μάργες καὶ ἀργίλλους δηλ. μὲ μεγαλύτερες τιμὲς τοῦ Ε καὶ υ' ἐπὶ πλεόν οἱ τιμὲς αὐτὲς δὲν διαφέρουν πολὺ κάθιστα ἢ παράλληλα στὴ στρώση τοῦ πετρώματος, ὅπως συμβαίνει στὶς μάργες καὶ ἀργίλλους. Ἐπίσης αὐτὰ ἀντέχουν περισσότερο στὴ διάβρωση καὶ δὲν ὑπόκεινται εὐκόλα σὲ κατολισθήσεις, πού ἐπιτείνουν τὴν ἔνταση τῶν καταστροφῶν.

Στὴν περίπτωσι ἀργιλλικῶν στρωμάτων ἰδιαίτερα τοῦ τεταρτογενοῦς πρέπει νὰ τονισθεῖ ἡ σημασία τῶν κολλοειδῶν σωμάτων. Πολλὰ συστατικά τῶν πετρωμάτων αὐτῶν βρίσκονται σὲ κολλοειδῆ κατάστασι καὶ κατέχουν, ὅπως εἶναι γνωστὸ, διαφορετικὲς μηχανικὲς ιδιότητες ἀπὸ τὰ ἄλλα σώματα. Ἐξ αἰτίας τῶν σεισμικῶν δονήσεων εἶναι πολὺ εὐκόλο ἕνα κολλοειδὲς νὰ μεταβεῖ ἀπὸ μιὰ κατάστασι σὲ ἄλλη. Ἀπὸ τὴν ἀποψη αὐτῇ ἐξαιρετικὰ ἐνδιαφέρον εἶναι τὸ φαινόμενο τῆς τηξοτροπίας, πού παρουσιάζεται ὄχι μόνο στὰ ἀργιλλικὰ πετρώματα, ἀλλὰ καὶ σὲ στρώματα ἄμμου μὲ συγκολλητικὴ ὕλη ἀπὸ κολλοειδεῖς οὐσίες, π.χ. ἱλύ. Χάρις στὴν τηξοτροπία εἶναι δυνατὸν στερεὰ σώματα νὰ ἀποκτήσουν κατὰ τὴν ὥρα τοῦ σεισμοῦ ιδιότητες ὑγρῶν καὶ νὰ καταρρεύσουν, ὅπως ἀναφέρεται στὸ ἱαπωνικὸ σεισμὸ τοῦ Kwanto τοῦ 1923 (21): Ἐξαιρετικὰ ἐπικίνδυνα ἐδάφη θεμελιώσεως εἶναι ^{Ψηφιακὴ Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.} οἱ προερχομέναι ἀπὸ τὰ κορηματα τοῦα ὅτις κλιτεῖς βουνῶν,

γιά τὸ λόγο, ὅτι δὲν ἔχουν ὑποστῇ ἀκόμα καμμιὰ ἀξιόλογη διαγένεση. Ἀναφέρουμε ἐδῶ τὴν περίπτωσι ὁλοσχεροῦς καταστροφῆς τοῦ χωριοῦ Κρεμμύδια Μεσσηνίας κατὰ τὸ σεισμὸ τῆς 27-8-1886.¹ Ἐδῶ στὴ σύστασι τοῦ ἑδάφους θεμελιώσεως μετέχουν λατύπες καὶ κροκάλες ἀπὸ ἄσβεστολίθους, κερατολίθους καὶ σχιστολίθους μὲ ἐνδιάμεσα ὕλικά ἀπὸ Terra rossa, ποὺ ἔχουν ἀποτεθεῖ στοὺς πρόποδες ἑνὸς βουνοῦ ἀπὸ κροκαλοπαγῆ τοῦ φλύσχη. Ἀπὸ τὴν ἔρευνα τοῦ Ἰνστιτούτου Γεωλογίας καὶ Ἑρευνῶν τοῦ Ὑπεδάφους διαπιστώθηκε, ὅτι εἰς τὴν Κεφαλληνία ἡ ζώνη τῶν πλευρικῶν κορημάτων ὑπέφερε περισσότερο κατὰ τοὺς τελευταίους σεισμοὺς τοῦ Ἰονίου.

Ἀπὸ τὰ προνεογενῆ πετρώματα ἰδιαίτερη σημασία σὰν ἑδαφος θεμελιώσεως ἔχει ὁ φλύσχη. Τὰ χωριά τῆς Μεσσηνίας Πήδαςος καὶ Καντιλισκέρι, ποὺ ἔχουν κτισθεῖ στὸ φλύσχη ἐλάχιστα ὑπέφεραν κατὰ τὸ σεισμὸ τῆς 27 Αὐγούστου 1886. Κατὰ τὸν ἴδιο σεισμό, ὅπως ἀναφέρει ὁ PHILIPPSON (16, 333) ἐλάχιστα ἢ σχεδὸν καθόλου ὑπέφεραν τὰ χωριά Μελιγαλά, Βασιλίτσι καὶ Σμέρνα, ποὺ εἶναι κτισμένα πάνω σὲ φλύσχη. Ἀλλὰ καὶ ὁ NOWACK (8) σημειώνει, ὅτι τὰ χωριά, ποὺ ἦσαν κτισμένα στὸ φλύσχη, παρὰ τὴ μικρὴ του ἀπόστασι ἀπὸ τὸ ὑποτιθέμενο ἐπίκεντρο κατὰ τὸν Ἀλβανικὸ σεισμὸ τοῦ τέλους τοῦ 1930 ὑπέφεραν λιγώτερο ἀπ' αὐτά, ποὺ ἦσαν πάνω στὸν ἄσβεστόλιθο. Τουναντίον κατὰ ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΝ (4) στὴ Λευκάδα τὰ χωριά, ποὺ ἔχουν κτισθεῖ πάνω στὸ φλύσχη, ὑποφέρουν, περισσότερον κατὰ τοὺς σεισμοὺς, ἀπὸ τὰ κτισμένα πάνω σὲ συμπαγῆ ἄσβεστόλιθο, αὐτὸ ὀφείλεται ὅμως στὸ ὅτι τὰ χωριά αὐτὰ ἔχουν κτισθεῖ πάνω στὰ χαλαρὰ μέρη τοῦ φλύσχη, μάργες καὶ σχιστολίθους. Ἐπίσης τὰ φλυσχοκροκαλοπαγῆ φάνηκαν καλὸ ἑδαφος θεμελιώσεως. Τὸ χωριὸ τῆς Πυλίας Βελανιδιές (Φουρτζῆ), ποὺ, κατὰ ἓνα μεγάλο μέρος εἶναι κτισμένο στὰ κροκαλοπαγῆ τοῦ φλύσχη, ἐλάχιστα ὑπέφερε κατὰ τοὺς μεσσηνιακοὺς σεισμοὺς τοῦ 1886 καὶ 1947. Τὰ φλυσχοκροκαλοπαγῆ ἀποτελοῦνται ἀπὸ ἄσβεστολιθικὲς καὶ κερατολιθικὲς κροκάλες καὶ σπάνια ψαμμιτικὲς. Ἡ συνδετικὴ ἔλη εἶναι ἄσβεστοψαμμιτικὴ-πυριτικὴ καὶ τὸ πέτρωμα, λόγῳ τῶν ἰσχυρῶν ὀρογενετικῶν κινήσεων, ἔχει ὑποστῇ πολὺ καλὴ διαγένεση καὶ παρουσιάζεται συμπαγὲς καὶ ἐξαιρετικὰ στερεὸ (10). Ὁ φλύσχος ἀποτελεῖται ἀπὸ ἐναλλασσόμενα στρώματα ἀργίλλου, μαργῶν καὶ ψαμμιτῶν μὲ ἄσβεστολιθικὲς ἐπιστρώσεις. Τὰ ψαμμιτικὰ στρώματα τοῦ φλύσχη εἶναι συμπαγῆ καὶ στερεὰ πετρώματα, ποὺ δύσκολα ἀποσαθροῦνται. Τουναντίον οἱ μάργες καὶ ἀργίλλοι δὲν παρουσιάζουν τὴν ἀντοχὴ τῶν ψαμμιτῶν καὶ κροκαλοπαγῶν καὶ ὑφίστανται εὐκολώτερα τὴν ἀποσάθρωσι. Ἐπειδὴ ὅμως τὰ πετρώματα αὐτὰ ἔχουν ὑποστῇ ἰσχυρὰ διαγένεση λόγῳ τῶν ὀρογενετικῶν κινήσεων, εἶναι

1. Πιὸ κάτω ἀναφέρεται συχνὰ ὁ σεισμὸς αὐτὸς ὄχι μόνον ἐπειδὴ πρόκειται γιὰ ἓνα ἀπὸ τοὺς περισσότερο μελετηθέντες σεισμοὺς, ἀλλὰ καὶ γιὰ τὸ λόγο, ὅτι εἶχε ἐστία μεγάλου βάθους, ὥστε αἱ ἐστιακὲς ἀποστάσεις διαφόρων περιοχῶν νὰ μὴ διαφέρουν πολὺ.

πιό συμπαγή και στερεά από τα ανάλογα πετρώματα του νεογενοῦς. Ἐπιπλέον ὁ φλύσχη δὲν παρουσιάζει τὰ ρήγματα καὶ μεταπτώσεις, πού συναντᾶ κανεὶς σὲ πολλοὺς ἀσβεστολίθους καί, ἀπὸ σεισμολογικὴ ἀποψη, μπορεῖ νὰ θεωρηθεῖ, σὰν σύνολο, ἑνιαῖο σύστημα.

Ἀπὸ τὰ πετρώματα τῆς ζώνης Ὤλονοῦ - Πίνδου οἱ ἀσβεστόλιθοι δείχτηκαν, σὲ ὁρισμένες περιπτώσεις, ἀνθεκτικώτερα ἐδάφη θεμελιώσεως ἀπὸ τοὺς κερατολίθους. Τὰ χωριὰ τῆς Μεσσηνίας Κόκκινο καὶ Πανέϊκα, πού, κατὰ τὸ μεγαλύτερο μέρος, εἶχαν κτισθεῖ πάνω σὲ κερατολίθους, κατεστράφησαν ὁλοκληρωτικά. Τοῦναντίον τὰ γειτονικά χωριὰ Ζιζάνι καὶ Μιστράκι, πού εἶναι κτισμένα πάνω σὲ ἀσβεστόλιθο, ἐλάχιστα υπέφεραν κατὰ τὸν ἴδιο σεισμό τῆς 27.8.1886, ὅπως ἀναφέρει ὁ PHILIPPSON (16, 361). Ἡ ἐπιτόπια ἐξέταση ἔδειξε, ὅτι οἱ κερατόλιθοι αὐτοὶ ἀποσθαιρῶνται εὐκολώτερα καὶ πιὸ ἔντονα ἀπὸ τοὺς ἀσβεστολίθους. Τὰ προϊόντα ἀποσθαιρώσεως, γωνιώδη τεμάχια χωρὶς καμμιά συνδετική ὕλη, καλύπτουν τοὺς κερατολίθους σὲ μικρὸ πάχος. Στὴν περιοχὴ, ἐξ ἄλλου, αὐτὴ, ἡ ἔκταση τῶν κερατολιθικῶν στρωμάτων εἶναι περιορισμένη καὶ τὸ πάχος αὐτῶν μικρό. Τὰ πετρώματα αὐτὰ παρουσιάζονται ἐδῶ σὰν μικροὶ ὀμαλοὶ λόφοι, πού ἔχουν καθήσει πάνω στὸ φλύσχη. Ἡ ἰδιάζουσα αὐτὴ θέση τῶν στρωμάτων αὐτῶν παῖζει οὐσιώδη ρόλο γιὰ τὴ σεισμικὴ ἐπικινδυνότητα τῆς περιοχῆς λόγω τῶν φαινομένων συντονισμοῦ ὅπως θὰ δοῦμε πιὸ κάτω. Καταστροφὲς οἰκισμῶν, πού ἔχουν κτισθεῖ πάνω σὲ κερατολίθους ἀναφέρει καὶ ὁ ΓΕΩΡΓΑΛΑΣ κατὰ τὸ σεισμό τῆς Κορίνθου τὸ 1928 καὶ τὶς ἀποδίδει στὰ κακά δομήσιμα ὕλικά.

Ἐπίδραση τῶν διαστάσεων τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως

Ὅταν τὰ σεισμικὰ κύματα ἔρχονται ἀπὸ συμπαγῆ πετρώματα σὲ χαλαρά, τότε ἐπέρχεται ἀπότομη ἐλάττωση τῆς ταχύτητος αὐτῶν καὶ αὔξηση τῆς σεισμικῆς δράσεως. Στὴν περίπτωσι ὅμως, πού τὰ χαλαρά ἐδάφη ἔχουν ἀρκετὸ πάχος, ἡ σεισμικὴ ἐνέργεια ὑφίσταται μεγάλη ἐξασθένηση, λόγω τοῦ μεγάλου ἐδῶ πλάτους σὲ σύγκριση μὲ τὸ μῆκος κύματος, καὶ ἐλαττοῦνται σημαντικὰ μέχρις ὅτου διέλθει ὅλο τὸ πάχος τῶν στρωμάτων αὐτῶν. Ἔτσι ἡ δύναμη, πού δρᾷ στὴν ἐξωτερικὴ ἐπιφάνεια τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως εἶναι μικρὴ καὶ πολλὲς φορὲς ἀνίκανη νὰ προκαλέσει καταστροφές. Αὐτὸ ἐξηγεῖ γιὰ τὰ χαλαρά ἐδάφη εἶναι σεισμικῶς ἐπικίνδυνα, ὅταν ἔχουν μικρὸ πάχος καὶ σχεδὸν ἀκίνδυνα, ὅταν ἔχουν μεγάλο. Τὰ σεισμικὰ ὅμως κύματα δὲν διασγίζουν πάντοτε τὰ στρώματα κατακόρυφα. Αὐτὸ γίνεται μονάχα στὴν περιοχὴ τοῦ ἐπικέντρου. Στὰ ἄλλα μέρη ἔρχονται ἀπὸ τὰ πλάγια καὶ διαπερνοῦν τὸ χαλαρὸ ὑπέδαφος σὲ μῆκος μεγαλύτερο τοῦ πάχους. Ἔτσι τὰ σεισμικὰ κύματα θὰ ὑφίστανται ἐξασθένηση, πού ἀναλογεῖ σὲ ὅμοια στρώματα μεγαλύτερου πάχους. Ἐπομένως γιὰ τὴ σεισμικὴ ἐπικινδυνότητά των χαλαρῶν ἐδαφῶν, ἐκτὸς ἀπὸ τὸ πάχος, ἔχει σημασία

και η έκταση αυτών. Έδω θα μπορούσε κανείς να προσθέσει, ότι στην περίπτωση μικρής έκτάσεως χαλαρών ιζημάτων υπάρχουν μεγαλύτερες πιθανότητες να έχουν κτισθεί τα σίτια κοντά στην επαφή χαλαρών και συμπαγών πετρωμάτων, όπου το πάχος των πρώτων είναι πολύ μικρό. Από την άποψη αυτή παρουσιάζουν άρκετο ενδιαφέρον μερικές παρατηρήσεις στην Πελοπόννησο.

Έχει παρατηρηθεί π.χ., ότι τα χωριά, που έχουν κτισθεί στο νεογενές της Β. Πελοποννήσου (Άχαϊα, Ήλιδα, Κορινθία), υποφέρουν λιγότερο κατά τους σεισμούς, απ' ό,τι τα χωριά, που έχουν κτισθεί πάνω στο νεογενές της Μεσσηνίας και Λακωνίας και στην περίπτωση βέβαια που η ένταση στη σεισμική εστία είναι η ίδια. Η διαφορά αυτή είναι τόσο εμφανής, ώστε οι περιοχές του νεογενοῦς στη Μεσσηνία και Λακωνία μπορούν να θεωρηθούν σαν σεισμικές ζώνες πρώτης τάξεως, ενώ στη Β. Πελοπόννησο αυτό θα μπορούσε να ισχύσει μόνο για τις παραλιακές περιοχές με τετατογενείς αποθέσεις.

Πετρογραφικά - στρωματογραφικά το νεογενές της Β. Πελοποννήσου, πάνω στο οποίο έχουν κτισθεί χωριά, μοιάζει με αυτό της Ν. Πελοποννήσου. Μόνο στο πάχος και στην έκταση διαφέρει. Γενικά μπορεί κανείς να πη, ότι το νεογενές στη Β. Πελοπόννησο παρουσιάζει μεγάλη εξέπλωση και μεγάλο πάχος, π. χ. στην Ήλιδα εκατοντάδες μέτρα, ενώ στη Ν. Πελοπόννησο μικρό πάχος και περιορισμένη έκταση. Κατά τον PHILIPSON (17), η πλειοκαινική καταβύθιση ήταν μικρότερη στο νότιο τμήμα της Πελοποννήσου. Το μεγάλο πάχος των πλειοκαινικών ιζημάτων στην Άχαϊα προήλθε, κατά τον ΨΑΡΙΑΝΟ (26), από τη βραδεία καταβύθιση της θάλασσας την εποχή του Κάτω Πλειοκαίνου. Θα μπορούσε κανείς να υποθέσει, (11 α), ότι τα νεογενή ιζήματα της Ν. Πελοποννήσου ποτέ δεν είχαν το πάχος των νεογενών αποθέσεων της Β. Πελοποννήσου. Είναι μάλιστα πολύ πιθανόν, ότι στη Μεσσηνία και Λακωνία η απόθεση του νεογενοῦς άρχισε πολύ αργότερα απ' ό,τι στη Β. Πελοπόννησο, όπου ίσως παρουσιάζονται και παλαιότερες διαπλάσεις του νεογενοῦς (Μειόκαινο). Τα πλειοκαινικά στρώματα της Μεσσηνίας και Λακωνίας έχουν αποτεθεί σε μιὰ επιφάνεια του παλαιογενοῦς και κρητιδικού, που παρουσίαζε βυθίσματα και κοιλάτες λόγω διαβρώσεως των στρωμάτων αυτών σε προπλειοκαινική εποχή. Το άνωτερο στρώμα των νεογενών αποθέσεων στη Μεσσηνία, συνήθως αργιλοαμμώδες, διαβρώθηκε αργότερα, σε τρόπο, που το νεογενές να παρουσιάζεται σήμερα μονάχα στα μέρη, όπου είχε πληρώσει κοιλότητες της προνεογενοῦς επιφανείας. Έτσι το νεογενές, στις περιοχές αυτές, έχει ένα πάχος μέχρι 20 μ., σπάνια φθάνει τα 30 μέτρα και σπανιότερα τα 50 μ. Η έκταση αυτού φθάνει τα 500 - 2000 μέτρα και σπάνια υπερβαίνει τα 5,000 μέτρα. Έπειδή οι μικρές εμφανίσεις του νεογενοῦς δεν αναφέρονται στο γεωλογικό χάρτη, είναι αδύνατο να γίνει σεισμοπετρογραφική μελέτη χωρίς την επιτόπια εξέταση. Πολλά χωριά της Μεσσηνίας, που έχουν υπο-

στεῖ μεγάλες καταστροφές κατὰ τοὺς σεισμοὺς (Μηνάγια, Χαλαμπρέζα, Καλοχώριον, Βούτενα, Βάλτα, Κανελουποῦ, Χριστιάνοι κλπ.) ἔχουν κτισθεῖ πάνω στὸ νεογενὲς μὲ πολὺ περιορισμένη ἔκταση, ποὺ δὲν σημειώνεται στοὺς γεωλογικοὺς χάρτες.

Κατὰ τὴ σεισμολογικὴ ἔρευνα τῆς Πελοποννήσου διαπιστώθηκε ἀκόμα, ὅτι τὸ νεογενὲς πάνω στὸ φλύσχη παρουσιάζεται σὰν ἔδαφος θεμελιώσεως λιγώτερο ἀνθεκτικὸ ἀπὸ τὸ νεογενὲς πάνω στοὺς ἀσβεστολίθους. Τὰ χωριὰ τῆς Πυλίας (Πύλα, Μπαλοδημέικα, Νταοῦτι, Κάτω Μηνάγια, Τσακάλι κλπ.), ποὺ ἦσαν κτισμένα σὲ νεογενές, ποὺ βρίσκεται πάνω στὸ φλύσχη, κατεστράφησαν δολοκληρωτικὰ κατὰ τὸ σεισμὸ τοῦ 1886. Ἀλλὰ καὶ κατὰ τὸ σεισμὸ τοῦ 1947 (τῆς 6 Ὀκτωβρίου), παρατηρήθηκε τὸ ἴδιο φαινόμενο. Οἱ περιοχὲς μὲ τὶς μεγαλύτερες καταστροφές, ὅπως Πισπίσα, Ἰκλενα, Πύλα, Μηλίτσα, Ταβέρονα κλπ. ἀποτελοῦνται ἀπὸ νεογενές, ποὺ βρίσκεται πάνω στὸ φλύσχη. Στὴ σύσταση τοῦ νεογενοῦς αὐτοῦ ἐπικρατοῦν ἀργιλλικὰ - μαργαῖκα πετρώματα, ποὺ, ὅπως εἶδαμε, εἶναι τὰ πιὸ ἐπικίνδυνα. Ἐπιπλέον σὲ ὅλες αὐτὲς τὶς περιπτώσεις, τὸ νεογενὲς ἔχει μικρὸ πάχος καὶ περιορισμένη ἔκταση, ποὺ εὐνοεῖ τὶς καταστροφές. Αὐτὸ ὀφείλεται στὸ γεγονὸς, ὅτι ὁ φλύσχη, κατὰ τὴν ἀπόθεση τῶν νεογενῶν ἰζημάτων, παρουσίαζε - ὅπως καὶ σήμερα - ὁμαλότερη μορφολογία ἀπὸ τὸν ἀσβεστόλιθον λόγῳ τῆς εὐκολώτερης διαβρώσεώς του καὶ ἔτσι τὸ νεογενὲς κατὰ τὴν ἀπόθεσή του πλήρωσε μικρὲς ὁμαλὲς κοιλότητες τοῦ φλύσχη.

Φαινόμενα συντονισμοῦ καὶ ἐξάρτηση τῆς ἐπικινδυνότητος τοῦ ἐδάφους θεμελιώσεως ἀπὸ τὴ σύνδεση αὐτοῦ μὲ τὰ ὑποκείμενα γεωλογικὰ σώματα.

Ἀπὸ σεισμολογικὴ ἄποψη ἔχει μεγάλη σημασία τὸ φαινόμενο τοῦ συντονισμοῦ μεταξὺ ἐδαφικῶν κραδασμῶν καὶ ἰδιοκυμάνσεων τῶν οἰκοδομημάτων. Αὐτὸ συμβαίνει ὅταν οἱ ἰδιοκυμάνσεις τῶν οἰκοδομῶν καὶ ὑπεδάφους ἔχουν τὴν ἴδια περίπου περίοδο. Ἐξ αἰτίας τοῦ συντονισμοῦ αὐτοῦ εἶναι δυνατόν μικρὰ ἐδαφικὰ πλάτη νὰ διεγείρουν μεγάλα πλάτη στὰ οἰκοδομήματα (1, 2 καὶ 18). Ὅταν οἱ ἰδιοκυμάνσεις τοῦ ὑπεδάφους ἔχουν πολὺ μεγαλύτερη περίοδο ἀπ' ὅ,τι οἱ ἰδιοκυμάνσεις τῶν οἰκοδομῶν, τότε στὰ τελευταῖα παράγονται πολὺ μικρὰ πλάτη, ἀκίνδυνα. Ἡ περίοδος τῶν ἰδιοκυμάνσεων οἰκοδομημάτων εἶναι κάπως γνωστή. Βρέθηκε π. χ. ὅτι σὲ διάφορες λιθοδομὲς ὕψους 10 μ. ἡ περίοδος τῶν ἰδιοκυμάνσεων εἶναι περίπου 0,3 sec.

Ἄς δοῦμε τώρα τὶ ἰδιοκυμάνσεις παρουσιάζουν τὰ διάφορα ἐδάφη θεμελιώσεως. Στὴν Πελοπόννησο τὰ νεογενῆ στρώματα, ὡς ἐπὶ τὸ πλεῖστον πλειόκαινα, ἔχουν ἀποτεθεῖ ἀπ' εὐθείας σὲ πτυχωμένα μεσοζωϊκὰ καὶ παλαιογενῆ (κατὰ κύριο λόγο ἠώκαινα) στρώματα, δηλ. σὲ πολλὰς περι-

Ψηφιακὴ Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

πτώσεις λείπουν τὰ ἐνδιάμεσα παλαιογενῆ καὶ νεογενῆ. Ἡ διαχωριστικὴ ἐπιφάνεια τῶν στρωμάτων αὐτῶν μπορεῖ νὰ θεωρηθεῖ ἀπὸ σεισμολογικὴ ἄποψη σὰν «ἐπιφάνεια ἀσυνεχείας». Ἐδῶ δὲν πρόκειται μόνο γιὰ μιὰ γεωλογικὴ ἀσυμφωνία, ἀλλὰ καὶ γιὰ μιὰ ἀπότομη ἀλλαγὴ στὶς ἐλαστικὲς ιδιότητες τῶν σωμάτων αὐτῶν. Ἔτσι μπορεῖ νὰ ὑποθέσει κανεὶς, ὅτι, κατὰ τοὺς σεισμούς τὸ κάλυμμα αὐτὸ τῶν μεσοζωϊκῶν καὶ παλαιογενῶν στρωμάτων ὑπόκειται σὲ ἰδιαίτερες κινήσεις ἀνεξάρτητες ἀπὸ τὶς κινήσεις τοῦ ὑποβάθρου των, δηλ. σὲ ὀριζόντιες κραδάνσεις χωρὶς κατακόρυφη συνιστώσα, πού ἀναλογοῦν σὲ στάσιμα κύματα. Στὴν περίπτωσιν αὕτῃ ἡ διαχωριστικὴ ἐπιφάνεια τῶν στρωμάτων αὐτῶν εἶναι δεσμικὴ ἐπιφάνεια, ὁπότε τὸ πάχος αὐτῶν, ὡς γνωστὸν, εἶναι $h = \frac{1}{4}$ καὶ $T = \frac{4h}{v}$, ὅπου v ἡ ταχύτης τῶν ἐπιφανειακῶν κυμάτων καὶ T ἡ περίοδος τῶν βασικῶν ιδιοκυμάνσεων τοῦ ὑπεδάφους (Grundschwingungen). Στὴ Βόρ. Πελοπόννησο, ὅπου τὰ νεογενῆ ἰζημάτα ἔχουν μεγάλον πάχος καὶ μπορούμε νὰ δεχθοῦμε, κατὰ τόπους, πάχος ἰζημάτων τοῦ νεογενοῦς 200 μέτρα, τότε ἡ περίοδος τῶν βασικῶν ιδιοκυμάνσεων εἶναι $T = \frac{800}{v}$. Ἀπὸ τὶς σεισμικὲς μετρήσεις βρέθηκε, ὅτι ἡ ταχύτης τῶν ἐπιμήκων κυμάτων σὲ ἀργιλικά καὶ μαργαῖκα στρώματα τοῦ νεογενοῦς εἶναι 1200—2000 m/sec. Ἡ ταχύτης τῶν ἐπιφανειακῶν κυμάτων εἶναι πολὺ μικρότερη. Ἄν πάρουμε σὰν ταχύτητα τῶν στασίμων αὐτῶν κυμάτων τὰ 1200 m/sec, στὴν πραγματικότητα εἶναι πολὺ μικρότερη κάπου 500 m/sec, ἔχουμε τὸ ὀλιγώτερον $T = 0,66$ sec. Δηλ. ἡ περίοδος τῶν βασικῶν ιδιοκυμάνσεων εἶναι πολὺ μεγαλύτερη ἀπὸ τὴν περίοδο τῶν κτιριακῶν κυμάνσεων καί, κατὰ συνέπεια, δὲν μπορεῖ νὰ γίνῃ συντονισμὸς μεταξύ τους. Μόνο στὴν περίπτωσιν ἀνωτέρας τάξεως ιδιοκυμάνσεων τοῦ ὑπεδάφους μπορεῖ νὰ λάβῃ χώρα συντονισμὸς ἐδαφικῶν καὶ κτιριακῶν κραδασμῶν, γιὰτὶ ἐδῶ ἡ περίοδος τῶν ἐδαφικῶν κραδασμῶν παίρνει πολὺ μικρὰς τιμὰς. Γιὰ τὴν δευτέρην ιδιοκύμανση ἀνωτέρας τάξεως (zweite Oberschwingung) $h = \frac{5}{4} \lambda$ καὶ γιὰ $v = 500$ m/sec $T = 0,32$ sec. Ὄταν τὰ χαλαρὰ ἐδάφη ἔχουν μικρότερον πάχος, π. χ. 50 μ., τότε οἱ βασικὲς διακυμάνσεις ἔχουν μιὰ περίοδο $T = 0,40$ sec, ὁπότε εἶναι δυνατόν νὰ γίνῃ συντονισμὸς αὐτῶν μὲ τὶς ιδιοκυμάνσεις τῶν οἰκοδομῶν.

Ὄταν τὰ νεογενῆ ἀποτελοῦνται ἀπὸ στρώματα διαφόρων πετρωμάτων χωρὶς καμμιά ἀξιόλογη σύνδεση μεταξύ τους, τότε εἶναι δυνατόν τὸ ἀνώτερον στρῶμα νὰ κινεῖται καὶ αὐτὸ μὲ δικές του ιδιοκυμάνσεις, βασικὲς ιδιοκυμάνσεις μικρῆς ὅμως περιόδου, ὅμοιες μὲ τὶς ιδιοκυμάνσεις ἀνωτέρας τάξεως τοῦ ὅλου συστήματος, καὶ νὰ γίνῃται ἔτσι πῶς ἐπικίνδυνον. Ὄταν ὅμως τὸ ἀνώτερον στρῶμα, ἔχει συνδεθεῖ γερὰ μὲ τὸ ὑποκείμενον, π. χ. λόγῳ συμπτυχώσεως, τότε τὸ σύστημα τῶν νεογενῶν πετρωμάτων συμπεριφέρεται κατὰ τοὺς σεισμούς σὰν ἑνιαῖον σύνολον μὲ ἀρκετὸ πάχος καὶ ἔτσι γίνονται λιγώτερον ἐπικίνδυνον σὰν ἐδαφος θεμελιώσεως.

Στὴν Ἑλλάδα, τὰ ἑλλοιβακὰ καὶ διλοισθακὰ στρώματα ἔχουν ἀπο-

τεθεῖ σχεδὸν παντοῦ ἀπ' εὐθείας πάνω στὰ πλειόκαινα ἢ παλαιότερα πετρώματα. Ἄν λάβει κανεὶς ὑπ' ὄψη, ὅτι τὰ στρώματα αὐτὰ σὲ λίγες μόνο περιοχὲς ἔχουν ὑποστρεῖ ὁρογενετικὲς κινήσεις καὶ αὐτὲς πολὺ ἀσθενεῖς, μπορεῖ νὰ θεωρήσῃ ἀκόμη καὶ ἐδῶ τὴ διαχωριστικὴ τους ἐπιφάνεια ἀπὸ τὰ κάτω πετρώματα σὰν ἐπιφάνεια ἀσυνεχείας, πὺν στὴν περίπτωσιν σεισμικῶν δονήσεων ἀποτελεῖ δεσμικὴ ἐπιφάνεια. Ἐπειδὴ στὰ στρώματα αὐτὰ ἡ ταχύτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων εἶναι πολὺ μικρότερη ἀπ' ὅτι στὰ προηγούμενα, οἱ βασικὲς ἰδιοκυμάνσεις τοῦ ὑπεδάφους, σύμφωνα μὲ τὸν πιὸ πάνω τύπο, ἔχουν μεγαλύτερη περίοδο, ἀπ' αὐτὴν τῶν νεογενῶν στρωμάτων ὁμοίου πάχους καὶ ἐπομένως εἶναι δυσκολώτερο νὰ συμβεῖ ἐδῶ συντονισμὸς μεταξὺ αὐτῶν καὶ τῶν ἰδιοκυμάνσεων τῶν κτιρίων. Ἀλλὰ τὰ τεταρτογενῆ στρώματα, σὰν ἐδάφη θεμελιώσεως, μποροῦν νὰ παρουσιάζουν μεταξὺ τους διάφορο περίοδο ἰδιοκυμάνσεων, ἀνάλογα μὲ τὸ εἶδος καὶ τὴν ἡλικία τῶν πετρωμάτων αὐτῶν (ἀλλουβιακὰ - δολουβιακὰ). Κατὰ τὸν NASU (14) τὸ δολουβιακὸ ὑπόβαθρον τῆς πόλεως Hongkong παρουσιάζει ἰδιοκυμάνσεις μὲ περίοδο. 0,3 sec., ἐνῶ τὸ ἀλλουβιακὸ τῆς Maunouti 0,4-0,7 sec., δηλ. τὰ περισσότερα χαλαρὰ ἐδάφη παρουσιάζουν μεγαλύτερη περίοδο ἰδιοκυμάνσεων, χωρὶς νὰ ἀναφέρει τὸ πάχος τους. Θὰ πρέπει λοιπὸν νὰ συμπεράνει κανεὶς, ὅτι ἡ ἐπικινδυνότης τῶν πετρωμάτων αὐτῶν, ἐφ' ὅσον δὲν ἔχουν πολὺ μικρὸ πάχος, δὲν ὀφείλεται στὴν ἐπενέργεια τῶν ἰδιοκυμάνσεων, ἀλλὰ στὶς κατακαθίσεις, κατολισθήσεις καὶ ρήγματα, πὺν παρὰγονται σ' αὐτὰ κατὰ τοὺς σεισμοὺς λόγω τῆς χαλαρότητος αὐτῶν καὶ τῆς κολλοειδοῦς καταστάσεως ὠρισμένων συστατικῶν τους. Ἄλλως τε εἶναι γνωστὸ, ὅτι τεταρτογενῆ στρώματα μὲ μεγάλο πάχος παρουσιάζουν μεγάλη ἐξασθένιση τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας καὶ πολλὰς φορὰς δὲν ὑποφέρουν πολὺ ἀπὸ σεισμοὺς σὰν ἐδάφη θεμελιώσεως.

Τὸ φαινόμενο τοῦ συντονισμοῦ μεταξὺ ἰδιοκυμάνσεων οἰκοδομῶν καὶ ὑπεδάφους μπορεῖ νὰ παρουσιασθῇ καὶ στὴν περίπτωσιν συμπαγῶν καὶ στερεῶν πετρωμάτων, πὺν χρησιμοποιοῦνται σὰν ἐδάφη θεμελιώσεως. Ἀπαραίτητος προϋπόθεσις γιὰ τοῦτο εἶναι νὰ διαφέρουν τὰ στρώματα αὐτὰ στὶς φυσικὰς τοὺς ιδιότητες ἀπὸ τὰ ὑποκείμενα, δηλ. ἡ διαχωριστικὴ ἐπιφάνεια μεταξὺ αὐτῶν νὰ εἶναι ἐπιφάνεια ἀσυνεχείας ἀπὸ σεισμολογικὴ ἄποψη. Αὐτὸ παρουσιάζεται στὴν περίπτωσιν ἐπωθησιγενῶν καλυμμάτων, πρῶγμα συνηθισμένο στὴ δυτικὴ Ἑλλάδα. Ἐδῶ μάλιστα, ἐπειδὴ ἡ ταχύτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων εἶναι μεγαλύτερη παρὰ στὰ χαλαρὰ ἐδάφη, ἡ περίοδος τῶν βασικῶν ἰδιοκυμάνσεων θὰ εἶναι, σύμφωνα μὲ τὸν τύπο $T = \frac{4h}{v}$, μικρότερη ἀπ' ὅτι στὰ προηγούμενα ἐδάφη θεμελιώσεως, ὁπότε εἶναι εὐκολώτερο νὰ ἔχουμε συντονισμό μὲ τὶς ἰδιοκυμάνσεις τῶν οἰκοδομῶν, πὺν συνήθως ἔχουν μικρὴ περίοδο. Σὲ φαινόμενα συντονισμοῦ θὰ μπορούσε κανεὶς νὰ ἀποδώσει, ὡς ἓνα σημεῖο, καὶ τὶς καταστροφὰς τῶν οἰκισμῶν τῆς Μεσσηνίας, πὺν ἔχουν κτισθῇ πάνω σὲ μεσοζωϊκὰ κερατολιθικὰ στρώματα. Τὰ στρώματα αὐτὰ ἔχουν ἐκεῖ μικρὸ πάχος καὶ περιορισμένη ἐξάπλωση

καί, κατὰ συνέπεια, ιδιοκυμάνσεις μικρῆς περιόδου, ὁπότε εὐκόλα ἐπέρχεται συντονισμός μεταξύ αὐτῶν καὶ ιδιοκυμάνσεων χαμηλῶν κτιρίων.

Ἀπὸ τὴν ἄποψη αὕτη εἶναι πολὺ ἐνδιαφέρον νὰ ἐξετασθῇ καὶ ἡ περιπτώση τοῦ βράχου τῆς Ἀκροπόλεως. Ὅπως εἶναι γνωστό, τὰ ἀσβεστολιθικά πετρώματα τῆς Ἀκροπόλεως ἀνήκουν στὸ κάλυμμα ποῦ ἔχει ἐπωθηθῇ πάνω στοὺς Ἀθηναῖκους σχιστολίθους. Κατὰ τὸ σεισμὸ τῆς 17-XI-1805 ἔπесαν κομμάτια ἀπὸ τὸ δυτικὸ τύμπανο τοῦ Παρθενῶνος καὶ ἀργότερα, κατὰ τὸ σεισμὸ τῆς 17-1-1874 ἔπесε ἓνας τοῖχος τῆς ἐπάλξεως τοῦ Ὀδυσσεύς Ἀνδρούτσου, ποῦ χτίστηκε τὸ 1822.

Στὴν περίπτωσι, ποῦ τὰ χαλαρὰ ἐδάφη θεμελιώσεως (νεογενῇ καὶ τεταρτογενῇ ἰζημάτων) ἔχουν διαβραχεῖ, ἡ σεισμικὴ ἐπικινδυνότης αὐτῶν αὐξάνει π. χ. μαργαϊκὰ στρώματα τῆς περιοχῆς Κορώνης. Ἐδῶ φαίνεται, ὅτι ἡ ἐπικινδυνότης τῶν στρωμάτων αὐτῶν ὀφείλεται σὲ φαινόμενα καταλισθήσεων, διαρρήξεων κλπ. ποῦ, ὅπως ἀναφέραμε, συνδέονται μὲ τὰ κολοειδῆ συστατικά τοῦ ὑπεδάφους, παρὰ τὴν ἐκδοχὴ τοῦ SIEBERG (19-564) ὅτι στὶς περιπτώσεις αὐτὲς μαζί μὲ τὰ πλάτη, ἐλαττοῦται ἡ περίοδος τῶν σεισμικῶν κυμάτων μὲ ἀποτέλεσμα τὴν αὐξηση τῆς ἐπιταχύνσεως αὐτῶν.

Ἀπὸ σεισμολογικὴ ἄποψη μποροῦμε νὰ παρομοιάσωμε τὰ οἰκοδομήματα κατὰ πρώτη προσέγγισι μὲ σειсмоγράφους, ποῦ ἔχουν κακὴ ἐξασθένιση (2). Στὴν περίπτωσι σεισμῶν μικρῆς ἐπικεντρικῆς ἀποστάσεως, ἢ μικροῦ βάθους, οἱ ιδιοκυμάνσεις τοῦ ὑπεδάφους, βασικῆς ἢ ἀνωτέρας τάξεως, ἔχουν συνήθως περίοδο, ποῦ πλησιάζει μὲ τὴν περίοδο ιδιοκυμάνσεων τοῦ ἐκκρεμοῦς σειсмоγράφου τύπου Wiechert καί, κατὰ συνέπεια, ἐπέρχεται συντονισμός μεταξύ τους. Ἐξ αἰτίας αὐτοῦ τὰ ἐπιφανειακὰ κύματα ἀναγράφονται μὲ μεγάλα πλάτη, πολὺ μεγαλύτερα τοῦ κανονικοῦ. Κάτι ἀνάλογο γίνεται καὶ στὴν περίπτωσι ἐδαφῶν θεμελιώσεως μὲ μικρὸ πάχος. Ἐπειδὴ ἐδῶ ἡ περίοδος τῶν ιδιοκυμάνσεων τοῦ ὑπεδάφους εἶναι ἴση ἢ πλησιάζει αὐτὴν τῶν οἰκοδομῶν, γίνεται συντονισμός μεταξύ αὐτῶν μὲ ἀποτέλεσμα τὴν αὐξηση τοῦ πλάτους τῶν κτιριακῶν κινήσεων. Μὲ ἄλλα λόγια ἡ δυναμικὴ μεγέθυνση τοῦ οἰκοδομήματος σειсмоγράφου εἶναι μεγαλύτερη τῆς στατικῆς καὶ οἱ οἰκοδομὲς δονοῦνται μὲ μεγαλύτερα πλάτη ἀπὸ τὰ κανονικά. Τουναντίον, ὅταν τὰ πετρώματα, ποῦ χρησιμοποιοῦνται σὰν ἐδάφη θεμελιώσεως, ἔχουν μεγάλο πάχος, ἡ περίοδος τῶν ιδιοκυμάνσεων τοῦ ὑπεδάφους εἶναι μεγάλη καὶ ἡ δυναμικὴ μεγέθυνσις τοῦ οἰκοδομήματος - σειсмоγράφου δὲν μπορεῖ νὰ ὑπερβῇ τὴ στατικὴ. Τὰ οἰκοδομήματα κινοῦνται τῶρα μὲ κανονικά ἢ ἀκόμα μικρότερα πλάτη καὶ ἔτσι δὲν παρουσιάζουν καταστροφές. Ἡ ἴδια ἀναλογία παρουσιάζεται στὴν περίπτωσι σεισμῶν μεγάλου βάθους, ὅπου τὰ ἐπιφανειακὰ κύματα ἔχουν μεγάλη περίοδο, ἀλλὰ μικρὸ πλάτος.

Τὰ νεογενῇ ἰζήματα τῆς Πελοποννήσου, μὲ ἓνα πάχος 200 μ. καὶ μὲ μεγάλῃ ἔκτασι, δειχθήκαν καλὰ ἐδάφη θεμελιώσεως γὰρ λιθόκτιστες οἰκοδομὲς μετρίου μεγέθους (διόροφα μέχρι τριόροφα σπίτια). Ὅταν τὸ πά-

χος και η έκταση των στρωμάτων αυτών λιγοστεύει, η επικινδυνότης τους αυξάνει, σε τρόπο που νεογενή με πάχος κάτω από 50 μ. να θεωρούνται επικίνδυνα σαν εδάφη θεμελιώσεως για διόροφα σπίτια χωρίς αντισεισμική κατασκευή. Το θέμα των αντισεισμικών κατασκευών θα μᾶς ἀπασχολήσει σε ιδιαίτερη μελέτη.

Τὴν ἐπίδραση τοῦ πάχους καὶ ἐκτάσεως τῶν πετρωμάτων στὴ σεισμικὴ ἐπικινδυνότητα βλέπουμε καὶ σὲ ἄλλες περιπτώσεις. Εἶναι γνωστό, ὅτι κοντὰ σὲ μεταπτώσεις, ἡ σεισμικὴ καταστροφή εἶναι μεγαλύτερη. Χάρης στὴν μετάπτωση, τὸ ὑπόβαθρο ἔχει χωρισθεῖ σὲ τμήματα, πού, σὰν μικρότερα, θὰ παρουσιάζουν ἰδιοκυμάνσεις μὲ μικρότερη περίοδο, θὰ γίνεται δηλ. ἐδῶ ὅτι καὶ στὴν περίπτωσι εδάφους θεμελιώσεως μὲ μικρὸ πάχος. Μὲ αὐτὰ συμφωνεῖ καὶ ἡ παρατήρησι τοῦ ΠΑΠΑΣΤΑΜΑΤΙΟΥ, ὅτι κατὰ τοὺς σεισμοὺς τοῦ Αὐγούστου 1953 στὴν Κεφαλληνία οἱ πλακώδεις ἀσβεστόλιθοι δειχθήκαν καλύτερα εδάφη θεμελιώσεως ἀπὸ τοὺς ἀσβεστολίθους, πού παρουσιάζονται σὰν ὀγκόλιθοι.

Ἀπὸ τὰ παραπάνω βγαίνει τὸ συμπέρασμα, ὅτι ἡ ἐπικινδυνότης τοῦ εδάφους θεμελιώσεως ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὴ στερεότητα τοῦ ὑπεδάφους, τὸ πάχος καὶ γενικὰ τὶς διαστάσεις του, τὴ σύνδεσή του μὲ τὰ ὑποκείμενα γεωλογικὰ σώματα τὴν κατάστασι τῶν τελευταίων, τὴ θέσι των σχετικὰ μὲ τὴν ἐστία τοῦ σεισμοῦ καὶ τὴ διεύθυνσι τῆς καλλίτερης ἐξαπλώσεως τῶν σεισμικῶν κυμάτων. Γιὰ τὸ λόγο αὐτὸ εἶναι πολὺ δύσκολο νὰ ἐκφρασθεῖ ἡ ἐπικινδυνότης μὲ ἓνα μαθηματικὸ τύπο. Ἄν ἀποκλείσουμε τὴν ἐπίδρασι, πού ἔχει ὁ παράγων «χωρογραφικὴ θέσι τοῦ ἐπικέντρου», τότε θὰ μπορούσε κανεὶς νὰ χρησιμοποιήσῃ τὸν τύπο $E = \frac{K}{v h}$, ὅπου K ἡ δύναμι τοῦ σεισμοῦ, πού δέχεται τὸ ἔδαφος θεμελιώσεως, v ἡ ταχύτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων, πού σχετίζεται μὲ τὸ ἔδαφος θεμελιώσεως καὶ h τὸ πάχος τοῦ ἐνιαίου εδάφους θεμελιώσεως, ἀπ' ὅπου θὰ ἐξαρτηθεῖ ἡ ἀπορρόφησις τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας καὶ ἡ περίοδος τῶν ἰδιοκυμάνσεων τοῦ ὑπεδάφους. Ὁ τύπος αὐτὸς ἐκφράζει καλλίτερα τὴ φαινόμενη ἐπίδρασι τῶν σεισμῶν ἀπ' ὅτι ὁ τύπος τοῦ MEISSER $\frac{1}{v d}$, ὅπου v ἡ ταχύτης τῶν ἐπιμήκων κυμάτων καὶ d ἡ πυκνότης τοῦ ὑπεδάφους, γιατί τώρα περιέχει τὸν παράγοντα h. Αὐτὸ ὅμως δὲν σημαίνει, ὅτι ὁ τύπος αὐτὸς εἶναι καὶ ἀκριβής. Τὸ E π. χ. δὲν ἐξαρτᾶται στὴν αὐτὴ ἀναλογία ἀπὸ τὰ δύο ποσὰ v καὶ h. Πάντως, σύμφωνα μὲ τὸν τύπο αὐτό, μπορεῖ κανεὶς νὰ πεῖ, ὅτι ἡ μικρότερη σεισμικὴ ἐπικινδυνότης τῶν προνεογενῶν πετρωμάτων δὲν ὀφείλεται ἀποκλειστικὰ καὶ μόνο στὴ στερεότητα αὐτῶν, ἀλλὰ καὶ στὸ μεγάλο πάχος καὶ ἐκτασι τῶν πετρωμάτων αὐτῶν. Τὰ προνεογενῆ ἱζήματα, πού συναντοῦνται σήμερα στὴν ἐπιφάνεια, ἔχουν συμπυκνωθεῖ πολὺ ἢ λίγο μὲ τὰ ὑποκείμενα πετρώματα κι' ἐτσι παρουσιάζονται σὰν ἐνιαῖο σύνολο μὲ μεγάλο πάχος. Οἱ ὑφαλοὶ ὅμως ἐπωθησιγενῶν καλυμμάτων, πού ἔχουν ἀποκοπῇ ἀπὸ τὴν ἐπιφάνειαν τοῦ γῆρας καὶ ἔχουν ἐπικλινθεῖ σὲ νεώτερα πετρώ-

ματα, ἔχουν μικρὸ πάχος καὶ ἔκταση, ὅποτε, σὰν ἐδάφη θεμελιώσεως, εἶναι σεισμικῶς ἐπικίνδυνα. Ὅπου ὅμως τὰ καλύμματα αὐτὰ ἔχουν μεγάλο πάχος, π. γ. περιοχὴ βουνοῦ Ὀλonoῦ, εἶναι σεισμικῶς ἀκίνδυνα.

ZUSAMMENFASSUNG

Geologisch lassen sich die Bauböden Griechenlands in zwei Gruppen aufteilen. Die erste enthält vorneogene Sedimente, eruptive und kristalline Gesteine, die man als ungefährliche Böden betrachtet. Zu der zweiten Gruppe gehören neogene und quartäre Sedimente, die als gefährliche Bauböden bekannt sind. Diese Trennung beruht darauf, dass die Sedimente der ersten Gruppe den Einfluss von orogenetischen Bewegungen erfahren haben, wodurch sie kompakter, fester und von höherem Modulus sind.

Das Hook'sche Gesetz ist auch bei der Erdbebenwirkung gültig: bei den Transversalwellen wird die elastische Verformung durch die Formel $\frac{x}{z} = \frac{k}{FG}$ und bei den Longitudinalen durch die Formel $\frac{\Delta l}{l} = \frac{k}{qE}$ ausgedrückt. Da bei den longitudinalen Wellen eine Verdünnung einem Zug und eine Verdichtung einem Druck entspricht, ist der Abstand zwischen zwei Verdünnungen bzw. Verdichtungen gleich einer Halbwellenlänge. Es ist weiter anzunehmen, dass die Grösse der Verdünnung oder Verdichtung gleich der Wellenamplitude ist $\frac{\Delta l}{l} = \frac{A}{\lambda/2}$.

Bei Transversalwellen ist die Verschiebung x gleich einer Halbwellenbreite und der Abstand z einem Viertel der Wellenlänge, sodass die elastische Verformung $\gamma = \frac{2A}{\lambda}$ und $\frac{2A}{\lambda} = \frac{K}{FG}$ ist.

Wenn man in Betracht zieht, dass der Granit beim $\frac{\Delta l}{l} = 1,5 \cdot 10^{-4}$ bricht, dann kann man annehmen, dass alle Gesteine brechen, wenn $\frac{\Delta l}{l} > 1,5 \cdot 10^{-5}$ ist. Das heisst: Die Bruchfestigkeit eines Bodens hängt von der Erdbebenstärke (Wellenamplitude) und der Art und dem physikalischen Zustand des Bodens (Wellenlänge) ab. Diese zwei Daten genügen für eine genaue seismische Arbeit nicht. Der Bauboden ist kein Gesteinsstück von bestimmter Grösse, das im Laboratorium unabhängig von seiner Umgebung und unter bekannten Verhältnissen untersucht werden kann. Sein Zusammenhang mit den anderen Gesteinen des Untergrundes spielt eine gewisse Rolle für die seismische Gefährlichkeit und ist stets zu berücksichtigen. Es sind daher einige Daten von der Mächtigkeit des Bodens in der Ri-

chtung der Wellenfortpflanzung erforderlich. In ähnlicher Weise hängt die seismische Gefährlichkeit für die Gebäude nicht nur von ihrer Festigkeit, sondern auch von dem Zusammenhang zwischen Gebäuden und Untergrund ab.

In neogenen und quartären Mergeln und Tonen, in denen die seismischen Wellen (longitudinalen) eine Geschwindigkeit von 1200–2000 m/sec bzw. 500 – 1000 m/sec erreichen, können diese Wellen Risse und Spalten hervorrufen, wenn ihre Amplitude von einer Größenordnung von Millimetern ist. So erklärt sich, dass im Epizentralgebiet oft Risse bei leichten Beben vorkommen. Im Gegensatz dazu zeigen die kompakten Gesteine keine Risse bei solchen Beben, weil hier die Wellenamplitude gering ist. Das ist nur bei starken Beben möglich, da hier die Amplitude gross ist.

Von den neogenen Sedimenten vom Peloponnes hat sich der psammitische mergelige Kalkstein (Poros der alten Griechen) als Bauboden besser als die Mergeln und Tone gezeigt. Dieses Gestein hat einen hohen Gehalt an Kalkbindemittel was zur Entwicklung der Diagenese beigetragen hat. Bei den Tonen und Sanden des Quartärs muss man darauf achten, dass diese Schichten viele kolloidale Substanzen enthalten, die besondere Eigenschaften besitzen, welche die seismische Gefährlichkeit verstärken.

Als guter Bauboden hat sich der tertiäre Flysch, besonders seine Teile aus Sandstein und Konglomerate bewiesen. Dieses orogene Sediment zeigt in West – Griechenland eine grosse Verbreitung und eine starke Mächtigkeit. Von den älteren Sedimenten Messeniens haben sich die Hornsteinschiefer bei Beben empfindlicher gezeigt, als die Kalke desselben Alters. Der Grund dafür ist die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Klippenreste und die lockeren Verwitterungsprodukte dieser Gesteine.

Weiter wurde festgestellt, dass die Ortschaften, die auf dem Neogen des Nord – Peloponnes erbaut sind, weniger von Erdbeben betroffen werden, als die Ortschaften, die auf dem Neogen des Südpeloponnes (Messenien und Lakonien) liegen. Der Grund dafür ist in der starken Mächtigkeit und der grösseren Ausdehnung des Neogens im Nord-Peloponnes zu suchen. Es wird hier betont, dass die Absorption der seismischen Energie nicht nur von der Mächtigkeit der neogenen und quartären Sedimente abhängt, sondern auch von ihrer Ausdehnung, d. h. welche Strecke die seismische Energie durchläuft.

Das Neogen auf Flysch wird in Mitleidenschaft gezogen, mehr als das Neogen auf den benachbarten Kalken; das Neogen auf Flysch

ist dünner als das Neogen auf Kalken und besteht mehr aus Tonen und Mergeln.

Die Ursache für gewisse Erdbebenschäden an Gebäuden ist die Resonanz zwischen Eigenschwingungen der Gebäude und den Schichtschwingungen des Untergrundes. Die Schichtschwingungen entstehen bei dem Übergang der seismischen Wellen in die lockeren Schichten des Neogens. In Griechenland liegen die neogenen Sedimente, die meistens pliozän sind, discordant auf dem Eozän oder auf dem Mesozoikum. Man kann also die untere Fläche des Neogens als eine Unstetigkeitsfläche betrachten. Demnach erfährt diese Decke des Mesozoikums und Eozäns bei den Beben Schichtschwingungen d.h. Bewegungen ohne Vertikalkomponente. Die Dichte dieser Schichten deren untere Fläche eine Knotenfläche darstellt, ist $h = \frac{1}{4}\lambda$ wobei $\lambda = v \cdot T$. Im Nord-Peloponnes, wo das Neogen oft die Mächtigkeit von 200 m beträgt, erreicht die Periode der Grundschnwingungen den Wert $T = \frac{800}{v}$, wobei v die Geschwindigkeit der Grundschnwingungen ist. Wenn man mit $v = 1200$ m/sec, was hoch geschätzt ist, rechnet, findet man $T = 0,66$ sec d. h. die Bodenschnwingungen sind länger, als die Eigenschwingungen zweistöckiger Gebäude, die eine Periode von 0,3 sec zeigen. So kann hier keine Resonanz zwischen diesen beiden stattfinden, was eine Verstärkung des Bebens zur Folge hätte. Da die Geschwindigkeit der Schichtschwingungen nicht grösser als 500 m/sec ist, kann eine Resonanz zwischen Gebäudeschnwingungen und Bodenschnwingungen nur bei der zweiten Oberschnwingung $h = \frac{5}{4}\lambda$ stattfinden, wobei $T = 0,22$ sec ist.

Im Falle neogener Sedimente geringer Mächtigkeit d.h. unter 50 m, ist eine Resonanz zwischen Boden- und Gebäudeschnwingungen auch bei Grundschnwingungen des Untergrundes möglich, da hier $T = 0,4$ sec ist. Wenn die neogenen Sedimente aus verschiedenen Schichten ohne festen Zusammenhang bestehen, dann ist es möglich, dass die obere Schicht Grundschnwingungen von kurzer Periode erfährt, die der Periode der Oberschnwingungen des ganzen Systems gleicht.

Die neogenen Sedimente vom Peloponnes von 200 m Mächtigkeit haben sich als gute Bauböden für zwei bis dreistöckige Gebäude erwiesen. Wenn die Mächtigkeit dieser Schichten abnimmt, dann steigt ihre Gefährlichkeit an, so dass neogene Sedimente von einer Mächtigkeit unterhalb von 50 m gefährliche Bauböden für zweistöckige Gebäude sind.

Die alluvialen und diluvialen Schichten ruhen oft diskordant auf dem Neogen oder direkt auf älteren Formationen. Man kann also auch hier annehmen, dass diese Schichten bei dem Erdbeben Schichtschwingungen erfahren. Da hier die Wellengeschwindigkeit

geringer als bei dem Neogen ist, wird die Periode der Bodenschwingungen länger sein als bei dem Neogen von derselben Mächtigkeit und infolgedessen tragen sie nicht zu einer Resonanz mit den Gebäudeschwingungen bei. Wie bekannt zeigen mächtige Quartär-Schichten eine beträchtliche Dämpfung der seismischen Energie. Die Erdbebengefährlichkeit mächtiger Schichten steht, falls sie auftritt, in keinem Zusammenhang mit der Resonanz. Es sind hier Massenumlagerungen (Sackungen und Rutschungen), die bei den kolloidalen Sedimenten üblich sind, dafür verantwortlich.

Bei Erdbeben treten auch bei festen Böden Eigenschwingungen auf, die unter gewissen Verhältnissen lange Perioden erreichen. Das ist der Fall bei kleinen Deckenresten, die, getrennt von ihrer Umgebung, auf dem Vorland liegen. Da hier die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen grösser als bei den lockeren Böden ist, erhalten die Grundschwingungen solcher Schollen kürzere Perioden, was zu einer leichten Resonanz führen kann. So könnte man einigermassen die Zerstörung von Ortschaften erklären, die auf den mesozoischen Hornsteinschiefern der Olonos - Pindos - Zone in Messenien liegen. Es wäre interessant, wenn man die Akropolis von Athen, die zuweilen von Erdbeben erschüttert wird, auf diese Weise untersuchen würde. Der Hügel auf dem sie gebaut ist, ist ein Deckenrest.

Wenn die neogenen Sedimente durchgewässert sind, erhöht sich ihre seismische Gefährlichkeit bedeutend. Diese Erhöhung kann man nicht durch die Annahme Siebergs erklären, dass die Amplitude und die Periode der seismischen Wellen durch die Durchwässerung abnehme, was eine Steigerung der Beschleunigung zur Folge hätte. Es sind hier Rutschungen und Sackungen des Bodens verantwortlich dafür.

Betrachtet man die Gebäude bei erster Annäherung als schlecht gedämpfte Seismographen, so ist bei dünnen Schichten die Eigenperiode des Bodens geringer als die Eigenperiode der Gebäude; die dynamische Vergrösserung wird hier stärker als die statische und die Gebäude bewegen sich mit grösseren Amplituden, was für sie sehr gefährlich ist. Im Gegensatz hierzu kann bei mächtigen Sedimenten die dynamische Vergrösserung die statische nicht übersteigen und die Gebäude bewegen sich mit normalen oder geringeren Amplituden.

Die Tatsache, dass die durch Verwerfungen durchsetzten Gebiete seismisch gefährlich sind, erklärt sich einigermassen dadurch, dass diese Gebiete wegen der Verwerfungen in geringere Schollen zerteilt wurden die sich bei dem Erdbeben mit geringeren Perioden bewegen.

Aus dem Vorerwähntem zeigt sich, dass es sehr schwer ist, die seismische Gefährlichkeit des Bodens in einer mathematischen Formel auszudrücken. Wenn man die von der Raumstelle des Epizentrums abhängige Faktoren nicht berücksichtigt, könnte man die Formel $\mathfrak{E} = \frac{K}{v h}$ benutzen, wobei $\mathfrak{E}$ die Gefährlichkeit des Bodens, K die seismische Kraft, die den Boden erreicht, v die Geschwindigkeit der seismischen Wellen in dem betreffendem Gebiet und h die Schichtendicke des Untergrundes ist. Man sieht hier, dass die geringere seismische Gefährlichkeit der vorneogenen Sedimente nicht nur von ihrer Festigkeit, sondern auch von ihrer Mächtigkeit abhängt. Die vorneogene Sedimente, die mit den unter ihnen liegenden Schichten zusammengefaltet sind, zeigen als Ganzes starke Mächtigkeit und sind daher seismisch relativ ungefährlich. Dagegen ist in Fällen geringer Mächtigkeit der Decken Erdbebengefahr gegeben.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. ANGENHEISTER G. — Bodenschwingungen. *Ergebn. exakt. Naturwiss.*, XV. 1936
2. " — Verwendung der Resonanzmethode bei seismischen Untersuchungen. *Union Géod. Géoph. Intern. Série A. N° 10.*
3. ΒΟΡΕΑΛΟΥ Γ. — Αἱ σεισμικαὶ δονήσεις τῆς Β. Εὐβοίας τῆς 11 καὶ 13 Σεπτεμβρίου 1931. *Δημοσιεύματα τῆς Γεωλογικῆς Ὑπηρεσίας τῆς Ἑλλάδος*, ἀριθ. 21.
- 3α. " — *Τεχνικὰ Χρονικά* (Γενικὴ ἐκδοσις) Τεύχ. 49—50 1954.
4. GALANOPOULOS A. — Die Seismizität der Insel Leukas. *II. Gerlands Beiträge z. Geophysik*, 63 (1950) p. 1—15.
5. " — The Koroni (Messinia) Earthquake of October 6, 1947. *Bull. of the Seism. Society of America*, 39 (1949) p. 33.
6. ΓΕΩΡΓΙΑΔΑ Γ. — Οἱ σεισμοὶ τῆς Κορίνθου. Ἀθῆναι 1928.
7. FREEMAN R. J. — Earthquake Damage and Earthquake Insurance. London and New York. 1932.
8. HECK H. N. — Earthquakes. London 1936.
9. ISHIMOTO M., IDA, K. — Determination of the Elastic Constants of Soils by means of Vibrations Methods. II (Modulus of Rigidity and Poisson's Ratio). *Bull. Earth. Res. Instit.* XV (1937) p. 67.
10. ΚΙΣΚΥΡΑ Δ. — Τὰ ἰζηματογενῆ πετρώματα τῆς Μεσσηνίας. Ἀθῆναι 1938.
11. " — Διάδοση τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας καὶ ἐξάρτηση αὐτῆς ἀπὸ τὴν τεκτονικὴ καὶ τὴ θέση τῆς ἐστίας. *Δελτίον Γεωλογικῆς Ἑταιρείας*. 1955, p. 40—55.
- 11α. " — Μερικὰ στοιχεῖα γιὰ τὴν παλαιομορφολογία τῆς Πελοποννήσου. Ἀδημοσίευτη μελέτη.
12. KÖHLER R. — Seismische Untersuchungen des Geop. Instit. im

- Göttingen. Eigenschwingungen des Untergrundes, ihre Anregung und ihre seismische Bedeutung. *Nachricht. Gesell. Wiss. Göttingen, N. F.* Band 1.
13. MEISSER O. —Praktische Geophysik. Dresden 1943.
 14. NASU M. —The great Indian Earthquake of 15-1-1934. *Bull. Earthquake Res. Institut.* (1935) XIII, p. 417.
 15. NOWACK ERO. —Das albanische Erdbeben Ende 1930. *Geol. Rundsch.* (1931) XVII.
 16. PHILIPPSON A. —Der Peleponnes. Berlin 1891-92.
 17. " —Beiträge zur Morphologie Griechenlands. *Geograph. Abhandlungen*, Reihe 3, Heft 3 (1930).
 18. RAMSPECK A. —Zusammenhang zwischen Boden- und Gebäudeschwingungen. *Zt. f. Geophysik* 8, p. 467.
 19. SIEBERG A. —Geologie der Erdbeben. *Handbuch der Geophysik* (1939) IV.
 20. " —Versuche und Erfahrungen über Entstehung, Verhütung und Beseitigung von Erdbebenschäden (Veröffentl. Reichsamt f. Erdbebenforschung, Jena). Berlin, 1941.
 21. TERADA T. —Colloids and Seismology. *Bull. Earth. Res. Inst.* (1935) XIII, p. 562.
 22. TRIKKALINOS J. —Über die attischen und wallachischen orogenen Bewegungen in Attika. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, XV (1940) p. 437.
 23. TSUBOI GHUJI —Notes, of the Mechanical Strength of the Earth's Crust. *Bull. Earth. Res. Inst.*, XI (1933), p. 274-276.
 24. " —Deformation of the Earth's Crust. as disclosed by geodetic measurements. *Ergebnisse d. kosm. Physik*, 4 (1939).
 25. WOOD O. —Earthquake Investigations in the Field, Nation. Res. Council, 90 (*The Physik of the Earth* 6, p. 48).
 26. ΨΑΡΙΑΝΟΥ Η. —Αί πλειοκαινικαί ἀποθέσεις τῆς Ἀχαΐας. *Annales Géol. des pays helléniques*. 1951.