

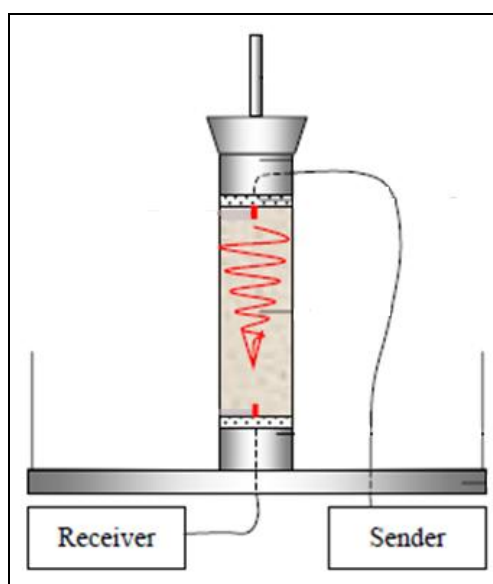


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

*«Προσδιορισμός του μέτρου διάτμησης εδαφικών σχηματισμών με
χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων»*



ΑΘΑΝΑΣΙΟΣ - ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ Σ. ΛΑΖΑΡΟΠΟΥΛΟΣ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΕΜΜ. ΣΤΕΙΑΚΑΚΗΣ	(ΕΠΙΚ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ – ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
ΖΑΧ. ΑΓΙΟΥΤΑΝΤΗΣ	(ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ)
ΑΝΤ. ΒΑΦΕΙΔΗΣ	(ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ)

ΧΑΝΙΑ

ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2013

.....
Λαζαρόπουλος Αθανάσιος Κων/νος

Διπλωματούχος Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης

Copyright© Λαζαρόπουλος Αθανάσιος Κων/νος, 2013

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

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

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Στην αδερφή μου ...

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Για τους ανθρώπους που με βοήθησαν, με τον ένα ή τον άλλο τρόπο, κατά την εξέλιξη της εργασίας αυτής αλλά και καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου, αυτές οι γραμμές δεν είναι αρκετές. Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν στην πραγματοποίηση της και ιδιαίτερα:

Τον επιβλέποντα κ. Στειακάκη Εμμανουήλ, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε σε όλη τη διάρκεια της εργασίας, για την πολύτιμη βοήθειά του, για την καθοδήγησή του και την έμπρακτη βοήθειά του. Η άριστη επιστημονική του κατάρτιση, σε συνδυασμό με την αδιάλειπτη προθυμία να με βοηθήσει με κάθε τρόπο, ήταν πρωταρχικής σημασίας για την ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας.

Τον Καθηγητή κ. Αγιουτάντη Ζαχαρία, μέλος της Εξεταστικής Επιτροπής. Η καθοδήγηση του, η εμπιστοσύνη του, οι συμβουλές του και η εποικοδομητική κριτική του, υπήρξαν ιδιαίτερα πολύτιμες.

Τον Καθηγητή κ. Βαφείδη Αντώνιο, μέλος της Εξεταστικής Επιτροπής για τις επισημάνσεις του και την πρόθεσή του στην κατανόηση διαφόρων προβλημάτων στην παρούσα εργασία.

Τον κ. Βαβαδάκη Διονύσιο επιστημονικό συνεργάτη του εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας για την συνεχή υποστήριξή του και την πολύπλευρη βοήθειά του.

Τον κ. Κρητικάκη Γεώργιο επιστημονικό συνεργάτη του εργαστηρίου εφαρμοσμένης γεωφυσικής για την πολύτιμη υποστήριξή του σε τεχνικά θέματα.

Η ολοκλήρωση ενός κύκλου σπουδών δεν θα σήμαινε τίποτα για μένα ως άνθρωπο, αν δεν συνοδευόταν από μια ζωή με πολλούς καλούς φίλους και άξιους ανθρώπους κοντά μου. Τελειώνοντας θα ήθελα να εκφράσω την αγάπη μου στους γονείς μου. Είναι πάντα ένα ισχυρό κίνητρο για να προσπαθώ.

*Κανείς δεν μπορεί να προβλέψει,
σε τι ύψη μπορείτε να πετάξετε.
Ούτε και Εσείς οι Ίδιοι δεν θα το ξέρετε,
προτού ανοίξετε τα φτερά Σας.*

(Τζον Μείσον)

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	2
2. ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ	5
2.1. Καταστατικά μοντέλα τάσης – παραμόρφωσης – χρόνου.....	5
2.2. Μέτρα δυστροπίας	6
2.3. Ελαστικές σταθερές	8
2.4. Ελαστικές σταθερές και ταχύτητες διάδοσης κυμάτων	11
2.5. Μέγιστο μέτρο διάτμησης.....	14
2.6. Παράμετροι επίδρασης του μέγιστου μέτρου διάτμησης.....	24
2.6.1. Επίδραση της διατμητικής παραμόρφωσης και της μεταβολής όγκου	27
2.6.2. Επίδραση της τάσης	27
2.6.3. Επίδραση της πλαστικότητας	29
2.6.4. Επίδραση του λόγου κενών	30
2.6.5. Επίδραση του λόγου προστερεοποίησης.....	31
2.6.6. Επίδραση της διαγένεσης	32
2.6.7. Επίδραση του ρυθμού παραμόρφωσης.....	34
2.6.8. Άλλες παράμετροι επίδρασης στο μέγιστο μέτρο διάτμησης	34
3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	36
3.1. Γεωφυσικές δοκιμές	36
3.2. Μέθοδος στήλης συντονισμού	38
3.3. Μέθοδος πιεζοηλεκτρικών στοιχείων	41
3.4. Σύγκριση των μεθόδων	46
4. ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΠΙΕΖΟΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ	47
4.1. Τρόποι υπολογισμού του χρόνου διάδοσης διατμητικού κύματος	47
4.2. Σήματα διέγερσης	48
4.2.1. Σήμα ενός ημιτόνου	48
4.2.2. Σήμα ενός παλμού.....	51
4.2.3. Σήμα πεπερασμένου αριθμού παλμών	52
4.3. Σύγκριση σημάτων διέγερσης	53

4.4. Τεχνικές υπολογισμού του χρόνου διάδοσης διατμητικού κύματος.....	53
4.4.1. Φαινόμενο επίδρασης κοντινού πεδίου (NFE).....	54
4.4.2. Μετρήσεις στο πεδίο του χρόνου.....	57
4.4.3. Μετρήσεις στο πεδίο της συχνότητας	64
4.5. Σύγκριση των τεχνικών υπολογισμού του χρόνου διάδοσης του διατμητικού κύματος	70
5. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΕΡΕΥΝΑ	73
5.1. Γεωτεχνική ταξινόμηση του γεωϋλικού	74
5.1.1. Κοκκομετρική διαβάθμιση	74
5.1.2. Προσδιορισμός ορίου υδαρότητας	79
5.1.3. Προσδιορισμός ορίου πλαστικότητας.....	82
5.1.4. Ταξινόμηση του γεωϋλικού	83
5.2. Προσδιορισμός βέλτιστης υγρασίας συμπύκνωσης.....	86
5.3. Εκτίμηση γεωτεχνικών παραμέτρων με την χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.....	90
5.3.1. Διάταξη και τεχνική των μετρήσεων	90
5.3.2. Διαμόρφωση δοκιμίων.....	95
5.3.3. Επιβολή τασικών συνθηκών πεδίου με τριαξονική φόρτιση.....	95
5.3.4. Στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων	100
5.3.5. Αποτελέσματα	102
5.4. Αποτελέσματα γεωφυσικών διασκοπήσεων	113
5.4.1. Μέθοδος σεισμικής διάθλασης.....	113
5.5.2. Μέθοδος πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων	114
5.5. Σύγκριση αποτελεσμάτων	115
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	118
6.1 Συμπεράσματα.....	118
6.2 Προτάσεις	119
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	120

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία επιχειρείται ο προσδιορισμός του μέτρου διάτμησης (G_{max}) εδάφους με χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων (bender elements) και η σύγκρισή του με γεωφυσικές μετρήσεις πεδίου.

Στο πλαίσιο της έρευνας, αρχικά έγινε ταυτοποίηση και ταξινόμηση του εξεταζόμενου εδάφους που προέρχεται από το πρόφραγμα του Χαλαβριανού χειμάρρου (Ηράκλειο Κρήτης). Πιο συγκεκριμένα πραγματοποιήθηκε κοκκομετρική διαβάθμιση και προσδιορίστηκαν τα όρια Atterberg και η βέλτιστη υγρασία συμπύκνωσης κατά Proctor, παράμετροι απαραίτητες για την διαμόρφωση των δοκιμίων στα οποία έγιναν οι μετρήσεις.

Αντιπροσωπευτικά δείγματα συμπυκνώθηκαν σε υγρασία 2% πλέον της βέλτιστης και στη συνέχεια διαμορφώθηκαν δοκίμια, τα οποία τοποθετήθηκαν στην τριαξονική συσκευή και επιβλήθηκαν οι τασικές συνθήκες του πεδίου. Ακολούθως, με χρήση των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων μετρήθηκε η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων και διαμήκων κυμάτων και εκτιμήθηκε το ελαστικό μέτρο διάτμησης (G_{max}), το μέτρο ελαστικότητας (E) και ο λόγος Poisson (ν).

Οι μετρήσεις επανελήφθησαν σε δοκίμια με διαφορετική υγρασία και διερευνήθηκε η επίδραση του βαθμού κορεσμού στις εκτιμώμενες παραμέτρους.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν με τη χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων συγκρίθηκαν με αυτά των γεωφυσικών μετρήσεων πεδίου, οι οποίες περιλάμβαναν σεισμική διάθλαση και πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων.

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων καταδεικνύει την πολύ καλή προσέγγιση των τιμών (απόκλιση από 3% έως 13%) και αναδεικνύει την δυνατότητα εκτίμησης της επίδρασης παραμέτρων, όπως το πλάτος παραμόρφωσης, τις τασικές συνθήκες και το βαθμό κορεσμού στις ιδιότητες του εδάφους.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η αντοχή και η ευστάθεια κτηρίων, γεφυρών, φραγμάτων, σιράγγων και άλλων τεχνικών έργων εξαρτώνται άμεσα και σε σημαντικό βαθμό από την αντοχή των εδαφών που τα στηρίζουν ή τα περιβάλλουν. Για παράδειγμα οι παραμορφώσεις που μπορεί να λάβουν χώρα σε ένα χαλαρό έδαφος υπό συνθήκες φόρτισης είναι μεγάλες και κατά συνέπεια δύνανται να θέσουν σε κίνδυνο την ευστάθεια και πιθανά την ασφάλεια της κατασκευής.

Οι περισσότερες μέθοδοι για την εκτίμηση της καθίζησης του εδάφους το οποίο υπόκειται μιας θεμελίωσης, χρησιμοποιούν το μέτρο ελαστικότητας του Young (E), το οποίο υπολογίζεται από την τριαξονική δοκιμή θλίψης. Οι Jardine et al. (1978) χρησιμοποιώντας την τριαξονική δοκιμή με μηκυνσιόμετρα εντός της κυψέλης, μέτρησαν πολύ μεγαλύτερες τιμές των ελαστικών παραμέτρων για δοκιμές σε μικρές παραμορφώσεις ($\approx 0,01\%$ έως $0,1\%$ της αρχικής διάστασης) έναντι των συμβατικών εργαστηριακών δοκιμών με μεγαλύτερες παραμορφώσεις της τάξης του 1% (της αρχικής διάστασης).

Επιπροσθέτως, η ανάλυση με πεπερασμένα στοιχεία των παρατηρημένων παραμορφώσεων γύρω από διάφορα τεχνικά έργα, δίνει πολύ μικρές παραμορφώσεις ($<0,1\%$), με τις τιμές των ελαστικών παραμέτρων να είναι μεγαλύτερες από αυτές που υπολογίστηκαν με βάση τις κλασσικές τριαξονικές δοκιμές (Menzies, 2001).

Οι δυναμικές δοκιμές που εκτελούνται με συσκευές στήλης συντονισμού (resonant column apparatus), εφαρμόζουν πολύ μικρές τιμές παραμόρφωσης ($<0,001\%$) και δίνουν τιμές των ελαστικών παραμέτρων μεγαλύτερες από τις ανάδρομα αναλυμένες τιμές πεπερασμένων στοιχείων. Η παραμόρφωση όμως που προκαλείται από τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων βρίσκεται σ' αυτό το εύρος των παραμορφώσεων ($<0,001\%$ των αρχικών διαστάσεων) και ως εκ τούτου δύναται να παρέχει μια καλή εκτίμηση του ανωτέρου ορίου των ελαστικών παραμέτρων του εδάφους.

Συγχρόνως, καθίσταται γενικά αποδεκτό, πως οι εδαφικές παραμορφώσεις που συνδέονται με τα περισσότερα προβλήματα της αλληλεπίδρασης εδάφους – δομής,

είναι μικρότερες από το 0,1% ώστε να απαιτείται οι ελαστικές παράμετροι να υπολογίζονται για μικρές τιμές ανηγμένης παραμόρφωσης (Jardine et al., 1986).

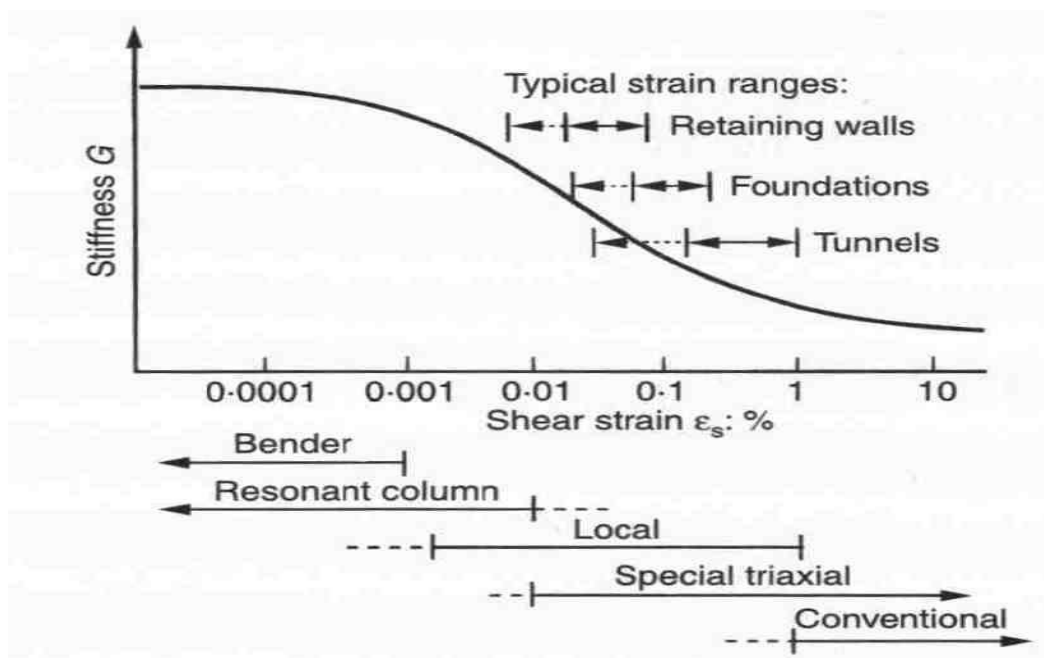
Σήμερα, αυτές οι μετρήσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε συνδυασμό με τις κλασσικές εργαστηριακές και επιτόπου μετρήσεις για τον υπολογισμό της ακαμψίας του εδάφους.

Γενικά υπάρχουν δύο διαφορετικές προσεγγίσεις στην εκτίμηση των εδαφικών ιδιοτήτων: α) οι σεισμικές μετρήσεις (επιτόπου δοκιμές, όπως οι μέθοδοι crosshole, downhole και η μέθοδος του σεισμικού κώνου) και β) οι εργαστηριακές δυναμικές μετρήσεις (όπως οι μέθοδοι στήλης συντονισμού, στρεπτικής διάτμησης, τριαξονικής φόρτισης).

Στην πρώτη περίπτωση, οι ιδιότητες – με έμφαση στην εδαφική ακαμψία – προσδιορίζονται από τα χαρακτηριστικά διάδοσης των κυμάτων στο πεδίο, χωρίς να αντιμετωπίζονται προβλήματα διατάραξης του εδάφους, π.χ. λόγω δειγματοληψίας. Όμως η εκτίμηση της επίδρασης παραμέτρων, όπως το πλάτος παραμόρφωσης, οι συνθήκες τάσεων, η συχνότητα και ο αριθμός των κύκλων φόρτισης στις ιδιότητες δεν είναι εφικτή με τις επί τόπου μετρήσεις. Τη δυνατότητα αυτή, αλλά και της διεξαγωγής συστηματικών παραμετρικών μελετών δίνουν οι εργαστηριακές μέθοδοι.

Η επίδραση πολλών παραμέτρων μπορεί να είναι καθοριστική στο σχεδιασμό κατασκευών υπό συνθήκες φόρτισης, και καθώς η εκτίμησή τους δε μπορεί να γίνει στο πεδίο, η εκτέλεση εργαστηριακών δοκιμών σε αντιπροσωπευτικά αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα είναι συχνά απαραίτητη.

Στο Σχήμα 1.1 παρουσιάζονται οι πιο συνηθισμένες μέθοδοι που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό του μέτρου διάτμησης για δεδομένο γεωτεχνικό πρόβλημα.



Σχήμα 1.1: Αδρή κατηγοριοποίηση της τάξης μεγέθους των παραμορφώσεων σε σχέση με το μέτρο διάτμησης (Atkinson,1993)

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι ο προσδιορισμός του μέτρου διάτμησης G σε ένα γεωλικό από το οποίο θα κατασκευαστεί ένα ομογενές επίχωμα για πρόφραγμα του χειμάρρου Χαμαλευρίου στον νομό Ηρακλείου (Κρήτη), προκειμένου να συγκριθούν τα αποτελέσματα από τις εργαστηριακές μετρήσεις με τα πιεζοηλεκτρικά στοιχεία και τις μετρήσεις πεδίου.

Ακόμα αντικείμενο της εργασίας αυτής είναι η διερεύνηση της μεταβολής του μέτρου διάτμησης με διάφορες συνθήκες οι οποίες θα διαμορφωθούν στο επίχωμα με την πλήρωση της δεξαμενής του φράγματος (βαθμός κορεσμού).

2. ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ

Οι ιδιότητες των γεωϋλικών και οι παράμετροι που τις επηρεάζουν πρέπει να σχετίζονται με μια μαθηματική σχέση, για να είναι δυνατή η πρόγνωση της συμπεριφοράς τους και ο αξιόπιστος σχεδιασμός των γεωτεχνικών έργων.

Η έρευνα έχει οδηγήσει στη διατύπωση μαθηματικών σχέσεων (καταστατικών μοντέλων), οι οποίες είτε προσδιορίζουν την αντοχή του εδάφους κάτω από φόρτιση (κριτήρια θραύσης), είτε συσχετίζουν τις τάσεις με τις παραμορφώσεις ή και το χρόνο, τόσο στην περίπτωση στατικών όσο και δυναμικών καταπονήσεων. Τα μοντέλα συσχέτισης τάσεων – παραμορφώσεων, χρησιμοποιούνται κατά το πλείστον για την εκτίμηση της παραμόρφωσης των γεωλογικών σχηματισμών με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Στειακάκης, 2003).

Δυστυχώς όμως, δεν υπάρχει ένα καταστατικό μοντέλο αρκετά γενικό, που να καλύψει την ανάλυση όλων των προβλημάτων για κάθε τύπο γεωϋλικού. Ως εκ τούτου, ανάλογα με τις ιδιαιτερότητες του προβλήματος που εξετάζεται, θα πρέπει να επιλέγεται και το κατάλληλο μοντέλο.

2.1. Καταστατικά μοντέλα τάσης – παραμόρφωσης – χρόνου

Ένα μοντέλο τάσης – παραμόρφωσης – χρόνου, είναι της μορφής:

$$\delta\epsilon = f(\delta\sigma', \delta t) \quad [2.1]$$

όπου,

$\delta\epsilon$ οι μεταβολές της παραμόρφωσης αναφορικά με μια αρχική κατάσταση (έναρξη ενός τεχνικού έργου ή ενός επιμέρους σταδίου μιας δοκιμής).

$\delta\sigma'$ οι μεταβολές της ενεργής τάσης, και

δt οι μεταβολές του χρόνου.

Οι μεταβολές της τάσης σχετίζονται άμεσα με τις παραμορφώσεις, ενώ η επίδραση του χρόνου εξαρτάται κυρίως από την στράγγιση – στερεοποίηση, τον ερπυσμό ή το ρυθμό παραμόρφωσης του εδάφους (Στειακάκης, 2003).

2.2. Μέτρα δυστροπίας

Για τη συσχέτιση της μεταβολής της τάσης με τις μεταβολές της παραμόρφωσης χρησιμοποιούνται τα μέτρα ακαμψίας (δυστροπίας), τα οποία συσχετίζουν την αντίδραση του εδάφους με την επιβαλλόμενη τάση.

Δεδομένου ότι η παραμόρφωση που προκαλείται με τη φόρτιση (κάτω από συνθήκες στράγγισης) οφείλεται σε αλλαγή σχήματος ή και σε μεταβολή του όγκου του εδάφους, τα μέτρα δυστροπίας αποδίδουν τόσο την επίδραση της τάσης στην αλλαγή του σχήματος (μέτρο διάτμησης G) όσο και την επίδραση της τάσης στη μεταβολή του όγκου (μέτρο μεταβολής όγκου K).

Όπως αναφέρουν οι Atkinson & Sallfors (1991), τα περισσότερα εδαφικά μοντέλα έχουν αναπτυχθεί με βάση τα αποτελέσματα εργαστηριακών δοκιμών σε δοκίμια με αξονική συμμετρία (δηλαδή, τις τριαξονικές δοκιμές και τις δοκιμές οιδημέτρου) και ως εκ τούτου, για την απόδοση της τασικής κατάστασης θεωρούν τους όρους της αποκλίνουσας (q) και μέσης ενεργής τάσης (p') που προσδιορίζονται με τις σχέσεις:

$$q' = (\sigma'_a - \sigma'_r) \quad [2.2]$$

και

$$p' = (\sigma'_a + 2 \cdot \sigma'_r) \quad [2.3]$$

Οι δείκτες a και r αναφέρονται στη διεύθυνση του άξονα και της διαμέτρου του δοκιμίου, αντίστοιχα.

Για την απόδοση της παραμόρφωσης, χρησιμοποιούνται οι όροι της αποκλίνουσας παραμόρφωσης (ϵ_s) και της μεταβολής όγκου (ϵ_v) που προσδιορίζονται από τις σχέσεις:

$$\varepsilon_s = \frac{2}{3 \cdot (\varepsilon_a - \varepsilon_r)} \quad [2.4]$$

και

$$\varepsilon_v = (\varepsilon_a + 2 \cdot \varepsilon_r) \quad [2.5]$$

Όσον αφορά δε, τα μέτρα δυστροπίας (μέτρο διάτμησης G και μέτρο μεταβολής όγκου K) που χρησιμοποιούνται για τη συσχέτιση της τασικής κατάστασης με την παραμόρφωση, αυτά ορίζονται από τις εξισώσεις:

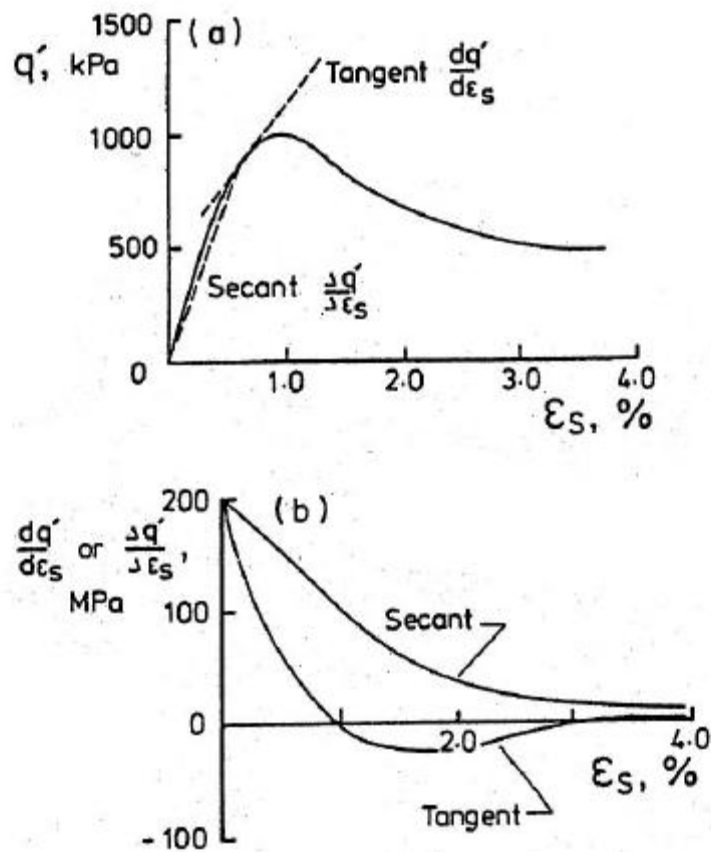
$$\frac{\delta q'}{\delta \varepsilon_s} = 3 \cdot G \quad [2.6]$$

και

$$\frac{\delta p'}{\delta \varepsilon_v} = K \quad [2.7]$$

Οι εξισώσεις αυτές αναφέρονται σε μικρές αυξήσεις της τάσης και της παραμόρφωσης και προκύπτουν από τριαξονικές δοκιμές με $\delta p' = 0$ και $\delta q' = 0$, αντίστοιχα. Καθώς οι αυξήσεις αυτές τείνουν στο μηδέν, τα μέτρα γίνονται εφαπτομενικά, ενώ όταν οι αυξήσεις από την έναρξη της φόρτισης είναι μεγάλες, τα μέτρα χαρακτηρίζονται σαν τέμνοντα (**Σχήμα. 2.1**).

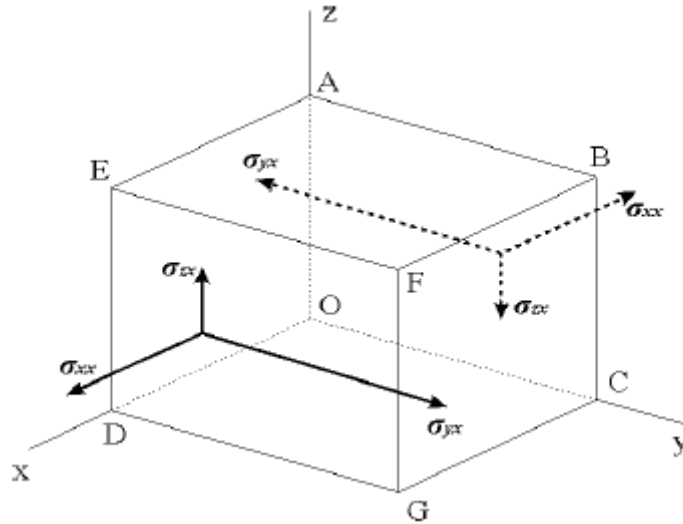
Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το μέτρο διάτμησης (G) και το μέτρο μεταβολής όγκου (K), αποδίδουν τις διατμητικές και ογκομετρικές επιδράσεις χωριστά, και γι' αυτό το λόγο παρέχουν μεγαλύτερη ευελιξία στους υπολογισμούς σε σύγκριση με το μέτρο του Young (E) και λόγο Poisson (ν). Εντούτοις, δεν αποδίδουν απαραίτητα μόνο την ελαστική συμπεριφορά και δεν μπορούν να συσχετισθούν άμεσα με τις παραμέτρους E και ν (Στειακάκης, 2003).



Σχήμα 2.1: (α) Εφαπτομενικό και τέμνον μέτρο διάτμησης, και (β) μεταβολή των μέτρων σε συνάρτηση με την ανηγμένη παραμόρφωση (Στειακάκης, 2003, από Atkinson & Salfors, 1991)

2.3. Ελαστικές σταθερές

Για να εκφραστεί μια κατάσταση τάσης – παραμόρφωσης χρησιμοποιούνται και οι ελαστικές σταθερές. Οι πιο γνωστές είναι το μέτρο ελαστικότητας του Young (E), ο λόγος του Poisson (ν) το μέγιστο μέτρο διάτμησης (G_{max}), και το μέτρο μεταβολής όγκου (K).



Σχήμα 2.2. Συνιστώσες της τάσης σε πλευρές κάθετες στον x άξονα (Sheriff and Geldart, 1995).

Τα E και ν ορίζονται από τις σχέσεις :

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\epsilon_{xx}} \quad [2.8]$$

και

$$\nu = -\frac{\epsilon_{yy}}{\epsilon_{xx}} = -\frac{\epsilon_{zz}}{\epsilon_{xx}} \quad [2.9]$$

όπου, το αρνητικό πρόσημο εισάγεται έτσι ώστε να προκύψει ν θετικό.

Για να οριστεί το μέτρο διόγκωσης K, θεωρείται ένα μέσο στο οποίο εφαρμόζεται μόνο μια τάση P, ως εξής:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P \quad [2.10]$$

και

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0 \quad [2.11]$$

Η τάση P προκαλεί μια ελάττωση στον όγκο ΔV και μια συστολή $\Delta = \Delta V/V$. Ως K ορίζεται ο λόγος της τάσης που ασκείται, προς την συστολή που προκαλεί αυτή, δηλαδή:

$$K = -\frac{P}{\Delta} \quad [2.12]$$

Το αρνητικό πρόσημο έχει εισαχθεί ώστε το K να παίρνει θετικές τιμές.

Αντικαθιστώντας τις προηγούμενες τιμές στον νόμο του Hooke προκύπτουν οι ακόλουθες σχέσεις μεταξύ των E , ν και K και των σταθερών του Lamé, λ και μ :

$$E = \frac{\mu \cdot (3 \cdot \lambda + 2 \cdot \mu)}{\lambda + \mu} \quad [2.13]$$

και

$$\nu = \frac{\lambda}{2 \cdot (\lambda + \mu)} \quad [2.14]$$

και

$$K = \frac{1}{3} \cdot (3 \cdot \lambda + 2 \cdot \mu) \quad [2.15]$$

Οι τιμές του ν έχουν ένα εύρος από 0,05 για πολύ σκληρά και άκαμπτα πετρώματα μέχρι περίπου 0,45 για μαλακά, μικρής συνεκτικότητας υλικά.

Για τα περισσότερα πετρώματα οι σταθερές E , K και μ κυμαίνονται σε ένα εύρος από 20 έως 120 GPa (2×10^{10} έως 12×10^{10} N/m²). (Παπακωνσταντίνου, 2004).

Η παραπάνω θεωρία προϋποθέτει ένα ισότροπο μέσο. Στην πραγματικότητα, οι γεωλογικοί σχηματισμοί απαντώνται σε στρώματα με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες, οι οποίες συχνά μεταβάλλονται με τη διεύθυνση. Παρ' όλ' αυτά, κατά τη διάδοση των κυμάτων, τέτοιες διαφορές αγνοούνται και οι γεωλογικοί σχηματισμοί αντιμετωπίζονται ως ισότροπα μέσα.

Με βάση αυτή τη θεώρηση, προκύπτουν εύκολα χρήσιμα αποτελέσματα, ενώ διαφορετικά θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν εξαιρετικά πολύπλοκες μαθηματικές εξισώσεις (Παπακωνσταντίνου, 2004).

2.4. Ελαστικές σταθερές και ταχύτητες διάδοσης κυμάτων

Οι βασικές σχέσεις που συνδέουν τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων χώρου με τις σταθερές του Lamé, αποτελούν ένα χρήσιμο εργαλείο για τον μετέπειτα προσδιορισμό των ελαστικών σταθερών. Οι σχέσεις αυτές εκφράζονται ως εξής (Παπακωνσταντίνου, 2004, από Sheriff & Geldart, 1995):

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot \mu}{\rho}} \quad [2.16]$$

και

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [2.17]$$

όπου,

ρ η πυκνότητα του γεωϋλικού,

V_P η ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων, και

V_S η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων.

Στην πράξη, εκτός από τις βασικές σχέσεις τάσης – παραμόρφωσης, σταθερών Lamé και ελαστικών παραμέτρων με τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, υπάρχει πληθώρα παράγωγων σχέσεων με τις οποίες συνδυάζοντας τις γνωστές παραμέτρους υπολογίζονται οι άγνωστες (Παπακωνσταντίνου, 2004).

Οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου V_P , V_S ως απ' ευθείας ένδειξη της ακαμψίας (υψηλές ταχύτητες αντιστοιχούν σε σχηματισμούς με μεγάλη ακαμψία – δυστροπία), καθώς και άλλων ιδιοτήτων του υλικού, μπορούν, συνδυαζόμενες μεταξύ τους, να δώσουν τα δυναμικά μέτρα γνωστών, στη γεωτεχνική μηχανική, παραμέτρων. Οι πλέον χρήσιμες

από αυτές είναι ο λόγος Poisson (ν), το μέτρο ελαστικότητας του Young (E), το μέγιστο μέτρο διάτμησης (G_{\max}), το μέτρο διόγκωσης (K) που θα αναλυθούν παρακάτω

Συνδυάζοντας την σχέση 2.14 με τις σχέσεις 2.16 και 2.17 προκύπτουν οι παρακάτω σχέσεις:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}} \quad [2.18]$$

και

$$\nu = \frac{\left[\frac{1}{2} \cdot \left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1 \right]}{\left[\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1 \right]} \quad [2.19]$$

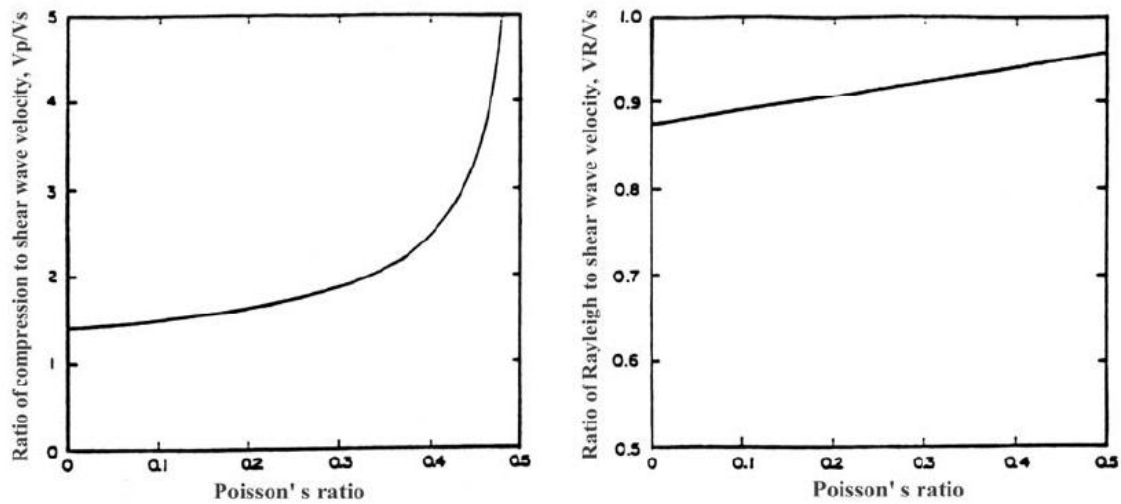
Οι σχέσεις αυτές χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του ν , όταν οι V_P και V_S είναι γνωστές από επιτόπου μετρήσεις, ή συσχετίσεις με γεωτεχνικές παραμέτρους, ή ακόμα από εργαστηριακές δοκιμές (Παπακωνσταντίνου, 2004).

Η μεταβολή του λόγου V_P/V_S , για τον οποίο ισχύει η σχέση:

$$\frac{V_P^2}{V_S^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2 \cdot \mu} = \frac{(0,5 - \nu)}{(1 - \nu)} \quad [2.20]$$

μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για το είδος του γεωλογικού σχηματισμού.

Για σταθερή V_S , με αυξανόμενη V_P , αυξάνει και ο λόγος Poisson ν (**Σχήμα 2.3**), βάσει της σχέσης 2.18. Όταν το ν είναι ίσο με 0, ο λόγος V_S/V_P παίρνει την ακρότατη τιμή 0,5, ενώ για ν ίσο με 0,5, όπως ισχύει για τα ασυμπιεστα υλικά, ο λόγος των ταχυτήτων θεωρητικά απειρίζεται (Παπακωνσταντίνου, 2004, από Sheriff & Geldart, 1995).



Σχήμα 2.3: Γραφικές παραστάσεις α) της θεωρητικής σχέσης μεταξύ του λόγου του Poisson και του λόγου των ταχυτήτων των κυμάτων χώρου (αριστερή εικόνα), και β) του λόγου των ταχυτήτων των κυμάτων Rayleigh και των S κυμάτων (δεξιά εικόνα) (Nazarian, 1984)

Το μέτρο διάτμησης G συνδέεται με την V_s (από επί τόπου ή εργαστηριακές δοκιμές), με τη σχέση:

$$G = \rho \cdot V_s^2 \quad [2.21]$$

όπου, ρ η πυκνότητα του γεωυλικού.

Εφόσον η τιμή του λόγου Poisson είναι γνωστή, μπορούν να υπολογισθούν και άλλα ελαστικά μέτρα, όπως το μέτρο ελαστικότητας του Young (Παπακωνσταντίνου, 2004):

$$E = 2 \cdot G \cdot (1 + \nu) \quad [2.22]$$

ή σε συνδυασμό με τη σχέση 2.19:

$$E = 2 \cdot \rho \cdot V_s^2 \cdot (1 + \nu) \quad [2.23]$$

2.5. Μέγιστο μέτρο διάτμησης

Το αρχικό (μέγιστο) μέτρο διάτμησης του εδάφους (G_{max}) είναι μια σημαντική παράμετρος για γεωτεχνικές εφαρμογές. Αυτό το μέτρο σχετίζεται με επίπεδα διατμητικής παραμόρφωσης κάτω από 0,005%.

Ο κρίσιμος ρόλος της δυσκαμψίας του εδάφους σε μικρές παραμορφώσεις στο σχεδιασμό και την ανάλυση των γεωτεχνικών έργων είναι σήμερα ευρέως αποδεκτός (Asslan, 2008).

Το αρχικό μέτρο διάτμησης είναι μια βασική παράμετρος σε δυναμικές αναλύσεις μικρών παραμορφώσεων, όπως στη συμπεριφορά του εδάφους ή στην αλληλεπίδραση εδάφους – κατασκευής κατά τη διάρκεια σεισμού, εκρήξεων, από μηχάνημα, ή ακόμα και από δόνηση κυκλοφορίας. Το μέτρο διάτμησης μπορεί να είναι εξίσου σημαντικό για μικρές παραμορφωτικές κυκλικές καταστάσεις, όπως αυτές που προκαλούνται από τον άνεμο ή τη φόρτιση κύματος, αλλά και για μικρές παραμορφωτικές στατικές καταστάσεις.

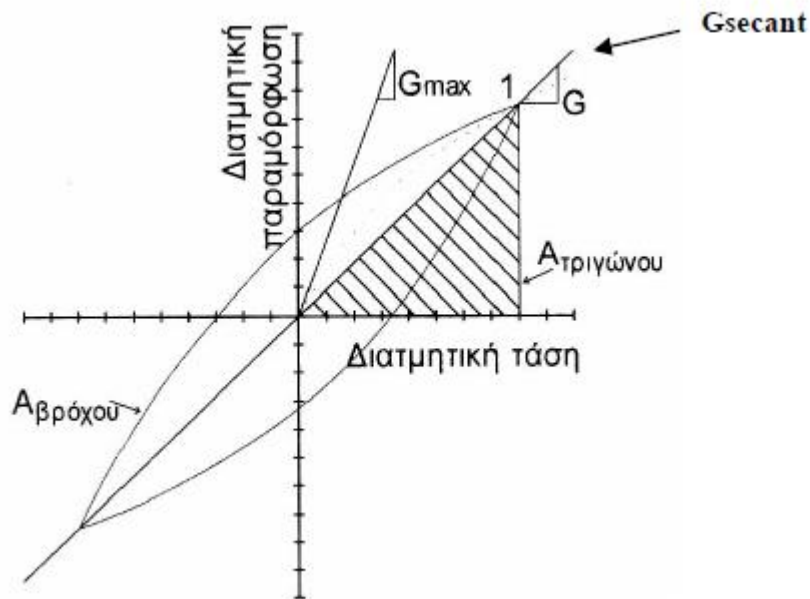
Το μέτρο διάτμησης μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί ως μια έμμεση ένδειξη των διαφόρων παραμέτρων του εδάφους, όπως η πυκνότητα και η διατάραξη του δείγματος (Asslan, 2008).

Τα τελευταία χρόνια αναπτύχθηκε μια τεχνική που χρησιμοποιεί Πιεζοηλεκτρικά Στοιχεία, προκειμένου να διερευνηθεί το (μικρών παραμορφώσεων) μέγιστο μέτρο διάτμησης, G_{max} . Η τιμή του G_{max} εξαρτάται από έναν αριθμό παραμέτρων, συμπεριλαμβανομένων του λόγου κενών, της αξονικής φόρτισης, της δομής του εδάφους, του βαθμού κορεσμού, της θερμοκρασίας, της ιστορίας φόρτισης και του χρόνου (Asslan, 2008).

Οι δυναμικές φορτίσεις είναι δυνατό να εφαρμοσθούν σε δοκίμια εδαφών. Για το σκοπό αυτό, με τη χρήση ειδικού εργαστηριακού εξοπλισμού, εκτελούνται επαναληπτικές φορτίσεις και αποφορτίσεις (κύκλοι) στο υπό εξέταση δοκίμιο, ώστε να υπόκειται σε κόπωση. Κατά τη διάρκεια του πειράματος καταγράφονται οι τιμές των τάσεων και των παραμορφώσεων συναρτήσει του χρόνου, από τις οποίες κατασκευάζεται

χαρακτηριστικό διάγραμμα τάσης – παραμόρφωσης με τη μορφή βρόγχου (Παπακωνσταντίνου, 2004).

Τέτοιο διάγραμμα, διατμητικής τάσης – διατμητικής παραμόρφωσης, σε κυκλική φόρτιση γραμμικά ελαστικού υλικού, δίνεται στο **Σχήμα 2.4**.

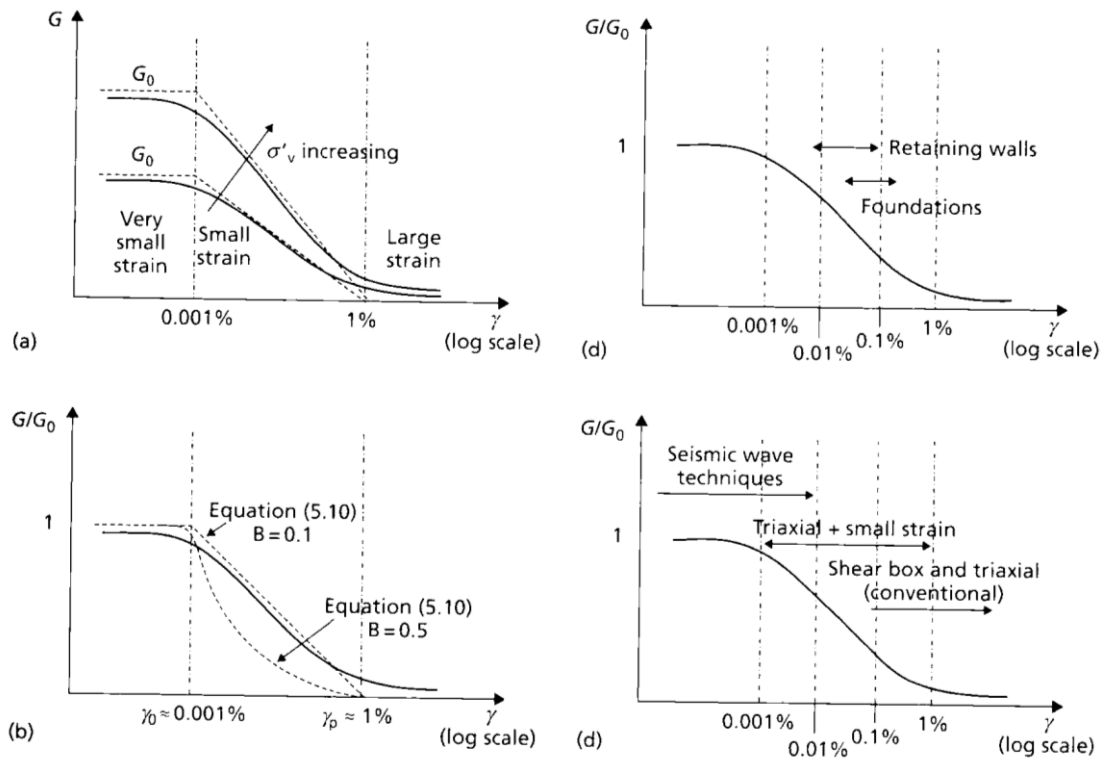


Σχήμα 2.4: Διάγραμμα διατμητικής τάσης – διατμητικής παραμόρφωσης, σε κυκλική φόρτιση γραμμικά ελαστικού υλικού (Λοντζετίδης, 2001)

Το μέτρο διάτμησης εκφράζεται συνήθως ως ο συντελεστής της τέμνουσας από τα ακραία σημεία του βρόγχου υστέρησης (Seed & Idriss, 1970) (Asslan, 2008).

Η κλίση στο σημείο αρχής της καμπύλης αυτής αντιστοιχεί στο μέγιστο μέτρο διάτμησης, G_{max} . Η σχέση τάσης – παραμόρφωσης στις πολύ μικρές παραμορφώσεις θεωρείται μια γραμμή. Συνεπώς, το G_{max} είναι το μέτρο διάτμησης στο εύρος μικρών παραμορφώσεων και συνήθως θεωρείται σε τιμές κάτω από την γραμμική ελαστική περιοχή, κοντά όριο των 0,005% (Asslan, 2008).

Στην πραγματικότητα, το μέτρο διάτμησης του εδάφους (G) δεν είναι σταθερό για το υλικό, αλλά ακολουθεί μη γραμμική συνάρτηση της διατμητικής παραμόρφωσης και της ενεργής τάσης (Atkinson, 1993), όπως φαίνεται στο **Σχήμα 2.5**.



Σχήμα 2.5: Μεταβολή μέτρου διάτμησης του εδάφους σε σχέση με την διατμητική παραμόρφωση (Atkinson, 1993)

Σε πολύ μικρές τιμές παραμόρφωσης είναι ίσο με το μέγιστο και γενικά αυξάνει με το βάθος μέσα στο έδαφος.

Εάν το μέτρο διάτμησης κανονικοποιείται με το G_{max} , ώστε να αναιρεθεί η εξάρτηση του από τη ενεργή τάση, τότε προκύπτει η μη γραμμική καμπύλη του G/G_{max} συναρτήσει της διατμητικής παραμόρφωσης, όπως αυτή φαίνεται στο Σχήμα 2.5 (Atkinson, 1993).

Ο Atkinson (2000) πρότεινε ότι αυτή η σχέση μπορεί να προσεγγιστεί από την εξίσωση:

$$\frac{G}{G_{max}} = \frac{1 - (\gamma_p / \gamma)^B}{1 - (\gamma_p / \gamma_0)^B} \quad [2.25]$$

όπου,

γ η διατμητική παραμόρφωση,

- γ_0 η μέγιστη διατμητική παραμόρφωση στο μέτρο διάτμησης G_{max} (περίπου στο 0,0001%),
- γ_p η παραμόρφωση στην οποία το εδαφικό υλικό αρχίζει να εμφανίζει πλαστική συμπεριφορά (περίπου στο 1%), και
- B σταθερά που καθορίζει την μορφή της καμπύλης (κυμαίνεται μεταξύ 0,1 – 0,5 και εξαρτάται από το υλικό).

Όπως προαναφέρθηκε, το μέτρο διάτμησης G_{max} αποτελεί σημαντική παράμετρο για τον υπολογισμό της δυναμικής απόκρισης του εδάφους και την σεισμική απόκριση συστημάτων εδάφους – κατασκευής. Λόγω της μη γραμμικής συμπεριφοράς του εδάφους, το μέτρο διάτμησης εξαρτάται από το επίπεδο της επιβαλλόμενης παραμόρφωσης (Graig, 2012).

Η εργαστηριακή μέτρηση του G_{max} είναι σχετικά δυσχερής, καθότι αναφέρεται σε πολύ μικρές παραμορφώσεις. Η εν λόγω μέτρηση είναι εφικτή με χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων, προσαρμοσμένων στην τριαξονική συσκευή.

Η μέτρηση του G_{max} γίνεται με έμμεσο τρόπο, μετρώντας την ταχύτητα διάδοσης του διατμητικού κύματος V_s (Γεωργιάννου, 2008):

$$G_{max} = \rho \cdot V_s^2 \quad [2.26]$$

όπου, ρ η πυκνότητα του εδαφικού δείγματος.

Το μέγιστο μέτρο διάτμησης, G_{max} εκφράζει την αρχική ακαμψία του εδάφους, και όπως όλα τα εδαφικά χαρακτηριστικά στην περιοχή των μικρών παραμορφώσεων, είναι ανεξάρτητο του πλάτους παραμόρφωσης (πρακτικά συνήθως ισχύει $\gamma = 0,00001\%$) (Καλλιόγλου, 2003).

Πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τον προσδιορισμό του G_{max} . Οι **Πίνακες 2.1, 2.2 και 2.3** παρουσιάζουν εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού του G_{max} που δίνονται στη βιβλιογραφία, για αμμώδη, συνεκτικά και χαλικώδη εδάφη, αντίστοιχα, και οι οποίες προέκυψαν από εργαστηριακές δοκιμές ανακυκλιζόμενης και δυναμικής φόρτισης (Καλλιόγλου, 2003).

Όπως φαίνεται από τους πίνακες αυτούς, το μέγιστο μέτρο διάτμησης εξαρτάται από τους κάτωθι παράγοντες (Καλλιόγλου, 2003):

- α) την κατάσταση του εδάφους που εκφράζεται από το συνδυασμό του δείκτη πόρων του εδάφους και το μέγεθος των ενεργών τάσεων, και
- β) την εδαφική σύνθεση και την εδαφική δομή που αντανακλά τις συνθήκες κατά την εναπόθεση (διαδικασία ιζηματογένεσης) και έπειτα της εναπόθεσης (διαδικασία διαγένεσης, ανάπτυξης συγκολλητικών δεσμών κ.ά.).

Πίνακας 2.1: Σχέσεις υπολογισμού του μέγιστου μέτρου διάτμησης, G_{max} , για αμμόδη εδάφη

Γενική μορφή εξίσωσης *	Σταθερές				Τύπος εδάφους	Μέθοδος δοκιμής **	Βιβλιογραφική αναφορά
	A	f(e)	n	f(PI), f(OCR), f(FC)***			
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n$	7000	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Άμμος Ottawa (στρογγυλεμένοι κόκκοι)	Σ.Σ.	Hardin & Richart (1963)
	3300	$(2.97 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Χαλαζιακή άμμος (γωνιώδεις κόκκοι)	Σ.Σ.	Hardin & Richart (1963)
	42000	$0.67 \cdot e / (1+e)$	0.5		Τρία είδη καθαρής άμμου	Υπερηχητικός πάλμος	Shibata & Soelarno (1975)
	9000	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.4		Δεκαπέντε είδη καθαρής άμμου	Σ.Σ.	Iwasaki & Tatsuoka (1977)
	8400	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Άμμος Toyoura	Κ.Τ.	Kokusho (1980)
	7000	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Τρία είδη καθαρής άμμου	Σ.Σ.	Yu & Richart (1984)
	8400	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Άμμοι Toyoura & Gifu	Κ.Τ.	Kanataki et al. (1994)
	6063	$(2.17 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.512		Χαλαζιακή άμμος (σφαιρικοί κόκκοι)	Σ.Σ.	Αναστασιάδης (1994)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n (p_a)^n$	3100	$1 / (0.3 + 0.7e^2)$	0.18		Αδιατάρακτη άμμος με συγκολλητικούς δεσμούς (cemented sand)	Σ.Σ.-Σ.Δ.	Stokoe et al. (1995)
	398	$1 / (0.3 + 0.7e^2)$	0.65		Αναζυμωμένες άμμοι με $CaCO_3$ (ανθρακική άμμος)	Σ.Σ.-Σ.Δ.	Stokoe et al. (1995)
	354	$1 / (0.3 + 0.7e^2)$	0.63		Αναζυμωμένες άμμοι με αφαίρεση $CaCO_3$	Σ.Σ.-Σ.Δ.	Stokoe et al. (1995)
	1680	$(1.6 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.5		Άμμος	Κ.Τ.	Rivera (1988)
	718	$1 / (0.3 + 0.7e^2)$	0.44		Αναζυμωμένη λεπτή άμμος	Σ.Σ.	Stokoe & Ni (1985)
	6000	$1/e^{1.3}$	0.5		Αναζυμωμένες άμμοι	Εργαστηριακές	Jamiolkowski et al. (1995b)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n (p_a)^{(1-n)} OCR^m$	116000	$(3.6 \cdot e)^2 / (1+e)$	0.592	OCR ^{0.29}	Άμμος Quiou, ανθρακική μη-συγκολλημένη	Σ.Σ., Σ.Σ.-Σ.Δ., Κ.Τ. & Κ.Σ.	Fioravante et al. (1994b)

Γενική μορφή εξίσωσης *	Σταθερές				Τύπος εδάφους	Μέθοδος δοκιμής **	Βιβλιογραφική αναφορά
	A	f(e)	n	f(PI), f(OCR), f(FC)***			
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n f(FC)$	204	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.56	0<FC<10% $f(FC)=1+0.021(FC)-0.001(FC)^2$	Άμμος με λεπτόκοκκα	Σ.Σ.	Chien et al. (1995)
	204	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.56	10<FC<30% $f(FC)=1.603+0.573(FC)+0.001(FC)^2$			

* G_{max} και σ'_o σε kPa, p_a η ατμοσφαιρική πίεση (= 100 kPa)

** Σ.Σ.: δοκιμή στήλης συντονισμού, Κ.Τ.: δοκιμή τριαξονικής ανακυκλιζόμενης φόρτισης, Σ.Σ.-Σ.Δ.: δοκιμή στήλης συντονισμού και στρεπτικής διάτμησης, Κ.Σ.: δοκιμή πιεζοηλεκτρικού στοιχείου

*** FC: ποσοστό λεπτόκοκκων (< 2 μm)

Πίνακας 2.2: Σχέσεις υπολογισμού του μέγιστου μέτρου διάτμησης, G_{max} , για συνεκτικά εδάφη

Γενική μορφή εξίσωσης *	Σταθερές				Τύπος εδάφους	Μέθοδος δοκιμής **	Βιβλιογραφική αναφορά
	A	f(e)	n	f(PI), f(OCR), f(FC)			
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n$	3231	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.5		Καολινίτης και άργιλος Boston blue	Σ.Σ.	Hardin & Black (1968)
	445	$(4.4-e)^2/(1+e)$	0.5		Μπετονίτης PI=60%	Σ.Σ.	Marcuson & Wahls (1972)
	4500	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.5		Καολινίτης PI=25%		
	141	$(7.32-e)^2/(1+e)$	0.6		Τριάντα φυσικά εδάφη (e=1.5-4.0 & PI=40-100 %)	K.T.	Kokusho et al. (1982)
	121.7	$1/(0.1+0.7e^2)$	0.883		Μαλακές άργιλοι (e=0.601-1.092)	Σ.Σ.	Αναστασιάδης (1994)
	834.7	$(3.78-e)^2/(1+e)$	0.487		Στιφρές άργιλοι (e=0.409-0.816)	Σ.Σ.	Αναστασιάδης (1994)
	9600	$1/(1+1.2e^2)$	0.5		Άργιλοι (PI=9-27 % & e=0.583-1.068)	Σ.Σ.	Vrettos & Savidis (1999)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n$	5000	$1/e^{1.5}$	0.5		Επτά άργιλοι	Εργαστηριακές & επιτόπου	Shibuya & Tanaka (1996)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n (p_o)^n$	370	$1/(0.3+0.7e)^2$	0.54		Πυώδεις άργιλοι	Σ.Σ.	Stokoe et al. (1995)
	600	$1/e^{1.3}$	0.5		Τεταρτογενείς ιταλικές άργιλοι	Εργαστηριακές	Jamiolkowski et al. (1995a)
	358	$1/e^{1.21}$	0.57		Αμμώδεις ιλεις - ιλυώδεις άμμοι	Σ.Σ.	D'Elia & Lanzo (1996)
	506	$1/e^{1.1}$	0.42		Αργλώδεις ιλεις	Σ.Σ.	D'Elia & Lanzo (1996)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n OCR^k$	3231	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.5	k=f(PI)	PI=0-85 %	Σ.Σ.	Hardin & Black (1969)
	1576	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.5		e=0.48-1.36 & PI=12-30 %	Σ.Σ.	Kim & Novak (1981)

(συνεχίζεται)

Γενική μορφή εξίσωσης *	Σταθερές				Τύπος εδάφους	Μέθοδος δοκιμής **	Βιβλιογραφική αναφορά
	A	f(e)	n	f(PI), f(OCR), f(FC)			
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n (p_a)^{(1-n)} OCR^k$	625	$1/(0.3+0.7e)^2$	0.5	k=f(PI)	Κανονικά στερεοποιημένες άργιλοι (e=0.4-1.2)	Σ.Σ.	Hardin (1978)
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n (p_a)^{(1-n)} OCR^m$	677	$1/(0.3+0.7e)^2$	0.487	$OCR^{0.419}$	Καολινίτης	Σ.Σ.	Athanasopoulos (1981)
$G_{max} = A OCR^m$	47750			0.42		Σ.Σ.	Athanasopoulos (1993)
$G_{max} = A p_r^{n-1} (\sigma'_o)^n f(OCR)$	$100+290$ $0(1-$ $PI/50)$		$0.6+0$ $.25(PI$ $/50)<$ 0.85	OCR^m $m=0.18+0.1(P$ $I/50)<0.28$	$p_r=1kPa$	Κ.Σ.	Viggiani & Atkinson (1995)
$G_{max} = (\sigma'_o)^n f(PI)$			1	285-(2 PI)	PI>30%	Σ.Σ.	Zen et al. (1987)
$G_{max} = A (\sigma'_o)^n f(PI)$	280		0.82	$(1/(PI-Ir))^{(PI-Ir)}$ σε δεκαδική μορφή ***	Άργιλος του Μεξικού PI=92-234% e=4.00-9.37	Σ.Σ.	Romo (1995)
$G_{max} = f(e)(\sigma'_o)^n f(PI)$		$1/(0.4+0.7e)$	1	358-(3.8 PI)	PI=30-50%	Σ.Σ.	Kagawa (1992)

* G_{max} και σ'_o σε kPa, p_a η ατμοσφαιρική πίεση (= 100 kPa)

** Σ.Σ.: δοκιμή στήλης συντονισμού, Κ.Τ.: δοκιμή τριαξονικής ανακυκλιζόμενης φόρτισης, Κ.Σ.: δοκιμή πιεζοηλεκτρικού στοιχείου

*** $Ir = (w_L - w) / PI$

Πίνακας 2.3: Σχέσεις υπολογισμού του μέγιστου μέτρου διάτμησης, G_{max} , για χαλικώδη εδάφη

Γενική μορφή εξίσωσης *	Σταθερές			Τύπος εδάφους	Μέθοδος δοκιμής **	Βιβλιογραφική αναφορά
	A	f(e)	n			
$G_{max} = A f(e) (\sigma'_o)^n$	7230	$(2.97-e)^2/(1+e)$	0.38	Χονδρό αμμοχάλικο, $D_{50}=40\text{mm}$, $C_u=3$	Στήλη Συντονισμού ($D=100\text{cm}$, $L=60\text{cm}$)	Prange (1981)
	13000	$(2.17-e)^2/(1+e)$	0.55	Θρυμματισμένος βράχος, $D_{50}=30\text{mm}$, $C_u=10$	Τριαξονική ($D=30\text{cm}$, $L=60\text{cm}$)	Kokusho & Esashi (1981)
	8400	$(2.17-e)^2/(1+e)$	0.60	Στρογγυλοί χάλικες, $D_{50}=10\text{mm}$, $C_u=20$	Τριαξονική ($D=30\text{cm}$, $L=60\text{cm}$)	Kokusho & Esashi (1981)
	3080	$(2.17-e)^2/(1+e)$	0.60	Χάλικες, $D_{50}=10\text{mm}$, $C_u=20$	Τριαξονική ($D=10\text{cm}$, $L=20\text{cm}$)	Tanaka et al. (1987)
	9360	$(2.17-e)^2/(1+e)$	0.44	Χάλικες, $D_{50}=10.7\text{mm}$, $C_u=13.8$	Τριαξονική	Nishio et al. (1985)
	1200	$(2.17-e)^2/(1+e)$	0.85	Χάλικες, $D_{50}=2\text{mm}$, $C_u=10$, (αδιατάρακτο)	Τριαξονική ($D=30\text{cm}$, $L=60\text{cm}$)	Goto et al. (1987)

* G_{max} και σ'_o σε kPa

** D : διάμετρος δοκιμίου, L : ύψος δοκιμίου

2.6. Παράμετροι επίδρασης του μέγιστου μέτρου διάτμησης

Μία από τις πρώτες εργαστηριακές μελέτες των παραμέτρων που επηρεάζουν τις δυναμικές ιδιότητες του εδάφους είναι αυτή των Hardin & Richart (1963), οι οποίοι χρησιμοποιώντας τη συσκευή στήλης συντονισμού τύπου «ελεύθερο – ελεύθερο», υπολόγισαν τις ταχύτητες διάδοσης διαμήκων και διατμητικών κυμάτων αμμωδών εδαφών σε μικρά πλάτη παραμόρφωσης, με ιδιαίτερη έμφαση στην εκτίμηση του μέτρου διάτμησης σε αναζυμωμένα δείγματα.

Παρατήρησαν ότι το μέγιστο μέτρο διάτμησης, G_{max} , εξαρτάται άμεσα από την ισότροπη ενεργή τάση στερεοποίησης, σ'_o , και το δείκτη πόρων, e , ενώ το μέγεθος των κόκκων, η κοκκομετρία και η σχετική πυκνότητα επιδρούν έμμεσα μεταβάλλοντας το δείκτη πόρων (Καλλιόγλου, 2003).

Στη συνέχεια, οι Hardin & Black (1968) διεξήγαγαν ένα πρόγραμμα εργαστηριακών δοκιμών για την παραμετρική μελέτη του μέτρου διάτμησης αδιατάρακτων και αναζυμωμένων δοκιμίων, συνεκτικών και μη συνεκτικών εδαφών,.

Κατέληξαν πως το μέτρο διάτμησης εξαρτάται από μια σειρά παραμέτρων όπως οι η ενεργή ισότροπη τάση στερεοποίησης, ο δείκτης πόρων, το περιβάλλον τάσεων, η ιστορία δυναμικής φόρτισης, ο βαθμός κορεσμού, σύνθεση του εδάφους (μέγεθος και σχήμα κόκκων, κοκκομετρία και ορυκτολογική σύσταση), και η εδαφική δομή, πλάτος και συχνότητα επιβαλλόμενης δυναμικής διέγερσης, χρόνος πρωτεύουσας στερεοποίησης και δευτερεύουσας συμπίεσης, η θερμοκρασία (Καλλιόγλου, 2003).

Τις δεκαετίες που ακολούθησαν, δημοσιεύτηκε μεγάλος αριθμός εργασιών, βασισμένες στη μελέτη παραμέτρων επιρροής των εδαφικών δυναμικών παραμέτρων.

Σύμφωνα με τους Hardin & Drnevich (1972a) οι παράμετροι που επηρεάζουν το μέτρο διάτμησης, G , χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες: στις πολύ σημαντικές, στις λιγότερο σημαντικές και στις σχετικά ασήμαντες. Οι πέντε πιο σημαντικές παράμετροι είναι το πλάτος παραμόρφωσης (γ), η ενεργή μέση τάση, (σ'_m), ο δείκτης πόρων (e), ο αριθμός των κύκλων φόρτισης (N), και ο βαθμός κορεσμού, S_r .

Οι Dobry & Vucetic (1987) βασισμένοι σε μεγάλο αριθμό δημοσιευμένων εργασιών παρουσίασαν τα συμπεράσματα του **Πίνακα 2.4**, για κανονικά και ελαφρώς υπερστερεοποιημένες αργίλους.

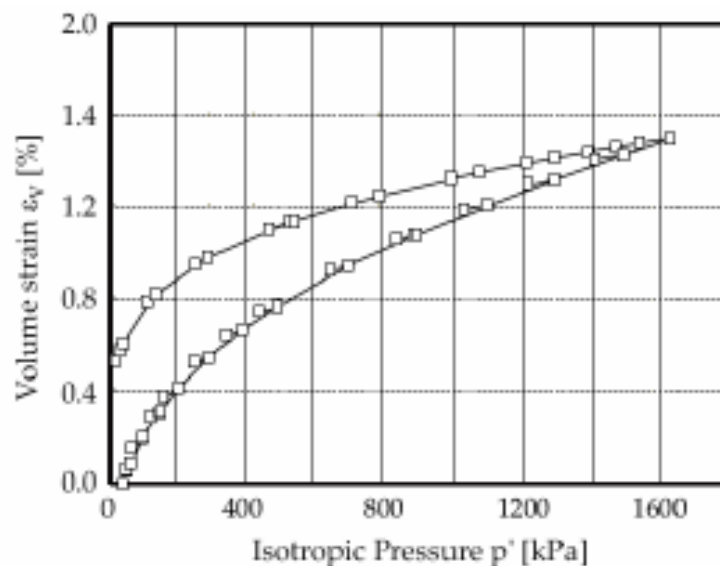
Είναι ουσιαστικά οι παράμετροι των Hardin & Black (1968), έχουν προστεθεί όμως πληροφορίες σχετικά με τον τρόπο επίδρασής τους στο μέτρο διάτμησης (Καλλιόγλου, 2003).

Οι Lade & Abelev (2005) μελέτησαν την σχέση τάσης – παραμόρφωσης όγκου της άμμου της Νεβάδας στην δοκιμή ισότροπης συμπίεσης (βλέπε **Σχήμα 2.6**).

Οι παραπάνω ερευνητές σύγκριναν το συντελεστή μεταβολής όγκου (K), που λαμβάνεται από ισότροπη φόρτιση και αποφόρτιση, με αυτόν που λαμβάνεται από την διακοπή της συνεχιζόμενης φόρτισης με μικρούς κύκλους φόρτισης. Διαπίστωσαν ότι στην αρχική φόρτιση, η ακαμψία του εδάφους είναι υψηλότερη από την ακαμψία του εδάφους στην συνεχιζόμενη φόρτιση.

Πίνακας 2.4: Παράμετροι επίδρασης του G_{max} για κανονικά στερεοποιημένα και ελαφρώς υπερστερεοποιημένα αργιλικά εδάφη (Καλλιόγλου, 2003, από Dobry & Vucetic, 1987)

Παράμετροι	G_{max}
Ενεργή τάση στερεοποίησης, σ'_o	Αυξάνεται με την σ'_o
Δείκτης πόρων, e	Μειώνεται με το e
Γεωλογική ηλικία, t	Αυξάνεται με το t
Συγκολλητικοί δεσμοί, c	Αυξάνεται με το c
Λόγος υπερστερεοποίησης, OCR	Αυξάνεται με το OCR
Δείκτης πλαστικότητας, PI	Αυξάνεται με το PI όταν OCR>1 Σχεδόν δε μεταβάλλεται όταν OCR=1
Κυκλική παραμόρφωση, γ_c	-
Ρυθμός παραμόρφωσης, $\dot{\gamma}$ (συχνότητα κυκλικής φόρτισης, f)	Αυξάνεται με το $\dot{\gamma}$
Αριθμός κύκλων φόρτισης, N	Μειώνεται με το N σε μεγάλα γ_c αλλά επανακάτ την αρχική του τιμή με το χρόνο



Σχήμα 2.6: Δοκιμή ισότροπης συμπίεσης, διακοπτόμενη από κύκλους μικρών παραμορφώσεων (Lade & Abelev, 2005)

2.6.1. Επίδραση της διατμητικής παραμόρφωσης και της μεταβολής όγκου

Το μέγιστο μέτρο διάτμησης μπορεί να προσδιοριστεί από το μέτρο ελαστικότητας (E) και το μέτρο μεταβολής όγκου (K), υποθέτοντας μια τιμή για το λόγο Poisson (ν) (Atkinson, 2000 όπως αναφέρεται από τον Asslan (2008)), δεδομένου ότι μπορεί να θεωρηθεί ότι ο λόγος Poisson είναι σταθερός στο επίπεδο των μικρών παραμορφώσεων, αφού αυξάνεται ελαφρώς με την εφαρμοζόμενη τάση.

2.6.2. Επίδραση της τάσης

Οι Hardin & Richard (1963) πρότειναν την παρακάτω γενική σχέση μεταξύ του μέγιστου μέτρου διάτμησης G_{\max} και της μέσης ενεργής τάσης p' :

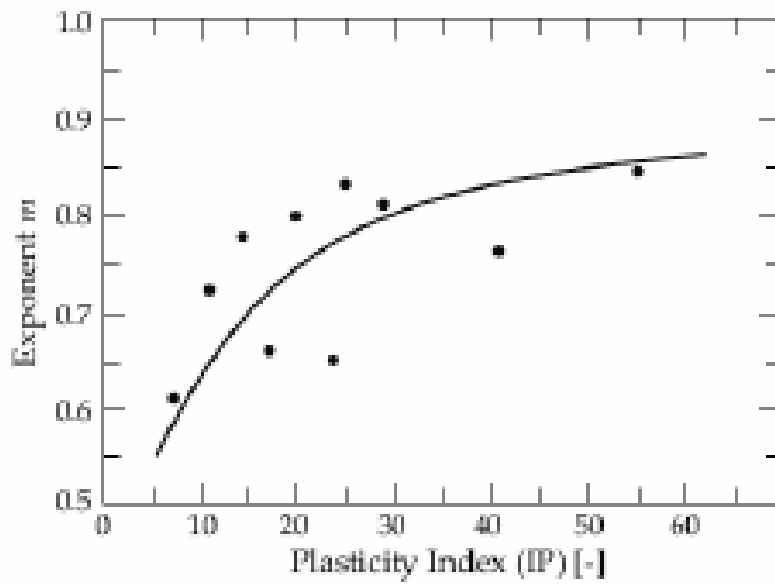
$$G_{\max} = f \left[(p')^m \right] \quad [2.27]$$

Οι ίδιοι μελετητές χρησιμοποιούν την τιμή $m = 0,5$ για συνεκτικά και μη συνεκτικά εδάφη. Η τιμή αυτή για τον συντελεστή m έχει ευρέως επιβεβαιωθεί, δεδομένου ότι όλες οι πρόσφατες μελέτες χρησιμοποιούν τιμές από 0,40 έως 0,55 για μη συνεκτικά εδάφη (Hoque & Tatsuoka, 2004, Καλλιόγλου & Παπαδοπούλου, 2003, Kuwano & Jardine, 2002).

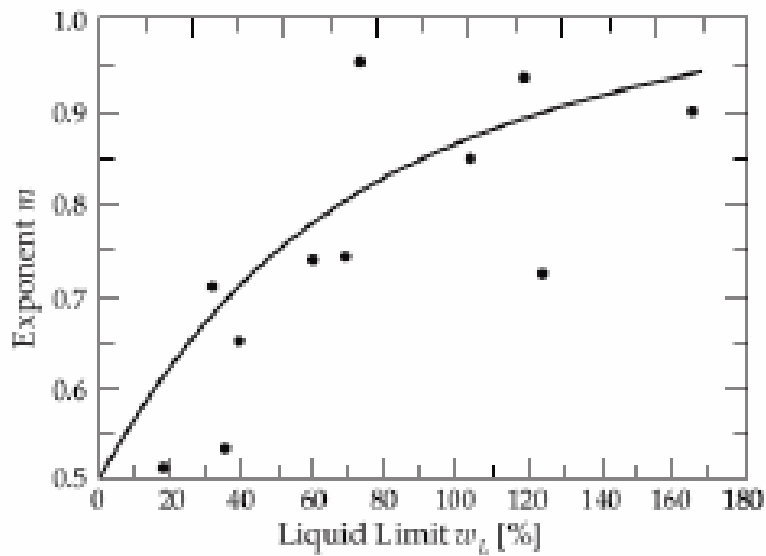
Για συνεκτικά εδάφη, η τιμή του συντελεστή m δεν έχει ακόμα επιβεβαιωθεί. Πολλές μελέτες θεώρησαν την τιμή $m = 0,5$, ενώ άλλοι πολύ υψηλότερη, έως και $m = 1,0$ (Asslan, 2008).

Τα **Σχήματα 2.7** και **2.8** δείχνουν την μεταβολή του συντελεστή m συναρτήσει του δείκτη πλαστικότητας και του ορίου υδαρότητας, αντίστοιχα.

Οι Viggiani & Atkinson (1995) και ο Hicher (1996) διεξήγαγαν δοκιμές σε λεπτόκοκκα εδάφη, σε τριαξονική συσκευή εφοδιασμένη με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία.



Σχήμα 2.7: Μεταβολή του εκθέτη m με τον δείκτη πλαστικότητας (Viggiani & Atkinson, 1995)



Σχήμα 2.8: Μεταβολή του εκθέτη m με το όριο υδαδαρότητας (Hicher, 1996)

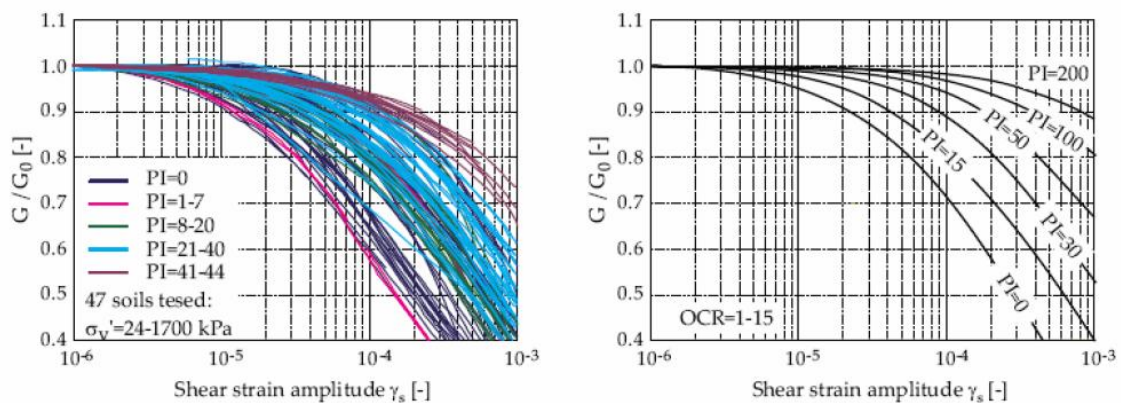
Οι προαναφερόμενοι μελετητές μέτρησαν με τον τρόπο αυτό (πιεζοηλεκτρικά στοιχεία) το G_{max} σε διάφορα χρονικά σημεία κατά τη διάρκεια της τριαξονικής δοκιμής και ερμήνευσαν τα δεδομένα από τη λήψη του πραγματικού μήκους, όπως την απόσταση

μεταξύ των άκρων των στοιχείων και την άφιξη του κύματος διάτμησης ως πρώτη σημαντική αναστροφή της πολικότητας του λαμβανόμενου σήματος (Asslan, 2008).

Τα δεδομένα δείχνουν ότι η τιμή του G_{\max} αυξάνει με την μέση ενεργή τάση. Συνεπώς, η επιρροή της μέσης ενεργής τάσης στο G_{\max} καθίσταται πιο σημαντική και αυτό οφείλεται στην αύξηση της συμπίεσιμότητας (Asslan, 2008).

2.6.3. Επίδραση της πλαστικότητας

Στο Σχήμα 2.9 οι καμπύλες έχουν συλλεχθεί από 16 δημοσιεύσεις και τουλάχιστον 12 ερευνητικές ομάδες. Δείχνουν την επιρροή της πλαστικότητας του εδάφους σε μικρές παραμορφώσεις (Asslan, 2008).



Σχήμα 2.9: Επίδραση του δείκτη πλαστικότητας (PI) για τη μείωση του κανονικοποιημένου μέτρου διάτμησης. Αριστερά: Βάση δεδομένων για εδάφη με διαφορετικό PI (Hsu & Vucetic, 2002). Δεξιά: Διάγραμμα PI (Vucetic & Dobry, 1991)

Επειδή παρατηρείται μεγάλη διασπορά σε αυτές τις καμπύλες, το διάγραμμα θα πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή ειδικά για $PI > 30\%$ (Stokoe et al., 2004).

Δεδομένου ότι με $\gamma_{0,7}$ ορίζεται η διατμητική παραμόρφωση για $G/G_{\max} = 0,7$, προτείνεται γραμμική αύξηση του $\gamma_{0,7}$ από 1×10^{-4} για $PI = 0$ έως 6×10^{-4} για την $PI = 100$ (Asslan, 2008).

2.6.4. Επίδραση του λόγου κενών

Οι Hardin & Richart (1963) μέτρησαν την ταχύτητα διατμητικών κυμάτων σε διάφορους τύπους άμμου, με τη χρήση της μεθόδου στήλης συντονισμού. Ελήφθησαν τιμές των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων για διάφορα δείγματα με διαφορετικούς λόγους κενών για διάφορες τιμές αξονικής φόρτισης (Asslan, 2008).

Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων βρέθηκε να μεταβάλλεται γραμμικά με το λόγο κενών και ανεξάρτητα από το μέγεθος των κόκκων, τη διαβάθμιση και τη σχετική πυκνότητα. Όμως, η ταχύτητα αυτή είναι ουσιαστικά η ίδια για τον ίδιο λόγο κενών.

Ως εκ τούτου, η μόνη συνέπεια του μεγέθους των κόκκων και της διαβάθμισης είναι να αλλάξει το φάσμα των πιθανών λόγων κενών. Έτσι, οι παραπάνω ερευνητές πρότειναν μια σχέση μεταξύ G_{\max} και του λόγου κενών, ως εξής (Asslan, 2008):

$$G_{\max} = \frac{(2,17 - e)^2}{1 + e} \quad \text{για στρογγυλεμένους κόκκους άμμου (} e < 0,80 \text{)} \quad [2.28]$$

$$G_{\max} = \frac{(2,97 - e)^2}{1 + e} \quad \text{για γωνιώδεις κόκκους άμμου (} e < 0,60 \text{)} \quad [2.29]$$

Άλλες σχέσεις μεταξύ G_{\max} και e που βρέθηκαν στη βιβλιογραφία είναι συνήθως της μορφής:

$$G_{\max} = f(e^{-x}) \quad [2.30]$$

Πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να καθορίσουν τη μεταβλητή x .

Ο Fioravante (2000) καθόρισε το G_{\max} διαφορετικών γεωλογικών στρωμάτων άμμων μέσω εργαστηριακών σεισμικών δοκιμών που πραγματοποιήθηκαν σε τριαξονική συσκευή. Βρήκε $x = 0,8$ για την άμμο (Asslan, 2008).

Οι Lo Presti et al. (1993) προσδιόρισαν το $x = 1,3$ για άμμο και λεπτόκοκκα εδάφη, ενώ οι Biarez & Hicher (1994) θεώρησαν το $x = 1$ για την άμμο και ιλύ. Τέλος, οι Lo Presti & Jamiolkowski (1998) πρότειναν το εύρος 1,1 έως 1,5 για το x , για διάφορες αργίλους.

2.6.5. Επίδραση του λόγου προστερεοποίησης

Ο λόγος προστερεοποίησης (OCR) είναι ο λόγος της μέγιστης κατακόρυφης ενεργής τάσης προφόρτισης προς την τρέχουσα κατακόρυφη ενεργή τάση. Σε συνεκτικά εδάφη το G_{max} αυξάνει με τον λόγο προστερεοποίησης.

Οι Hardin & Black (1968) προτείνουν την ακόλουθη εμπειρική γενική σχέση:

$$G_{max} = f[(OCR)^K] \quad [2.31]$$

όπου, K είναι μια παράμετρος που κυμαίνεται μεταξύ 0 για άμμο και 0,5 για υψηλής πλαστικότητας αργίλους.

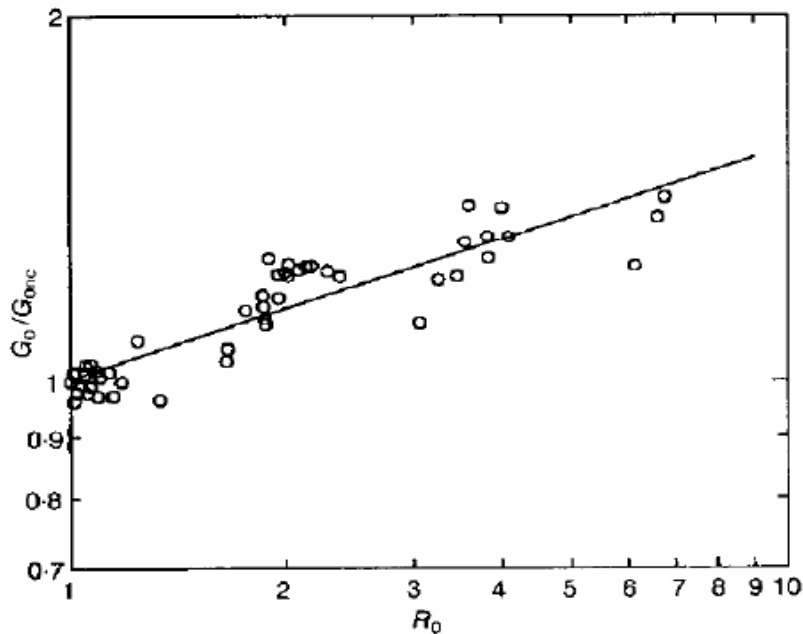
Αργότερα το ίδιο έτος (1968), οι Hardin & Black πρότειναν και πάλι μια γενική σχέση (Asslan, 2008):

$$G_{max} = f(R_O^K) \quad [2.32]$$

όπου, R_O είναι ο λόγος της μέσης κατακόρυφης ενεργής τάσης προφόρτισης προς την μέση τρέχουσα κατακόρυφη ενεργή τάση.

Οι Viggiani & Atkinson (1995) που όπως προαναφέρθηκε, διεξήγαγαν δοκιμές σε λεπτόκοκκα εδάφη σε υδραυλική τριαξονική συσκευή εφοδιασμένη με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία, φόρτισαν δείγματα σε τάσεις που κυμαίνονται από 50 έως 400 kPa, με R_O από 1 έως 8.

Διαπίστωσαν ότι η τιμή του G_{max} σε μια συγκεκριμένη τάση αυξάνει με τον λόγο προστερεοποίησης. Τα δεδομένα αναπαρίστανται γραφικά ως G_{max}/G_{Onc} , όπου G_{Onc} η τιμή του G_{max} που αντιστοιχεί σε κανονικά στερεοποιημένα δείγματα με την ίδια μέση ενεργή τάση (βλέπε **Σχήμα 2.10**).



Σχήμα 2.10: Μεταβολή της G_{max} με τον λόγο προστερεοποίησης (Viggiani & Atkinson, 1995)

Έτσι, το K κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 0,25 για PI από 10 έως 40%.

Δεδομένου ότι αυτή η διακύμανση είναι σχετικά μικρή, από πρακτική άποψη, κάποιοι ερευνητές πρότειναν να παραλείπεται εντελώς η επίδραση του OCR στο G_{max} (Asslan, 2008).

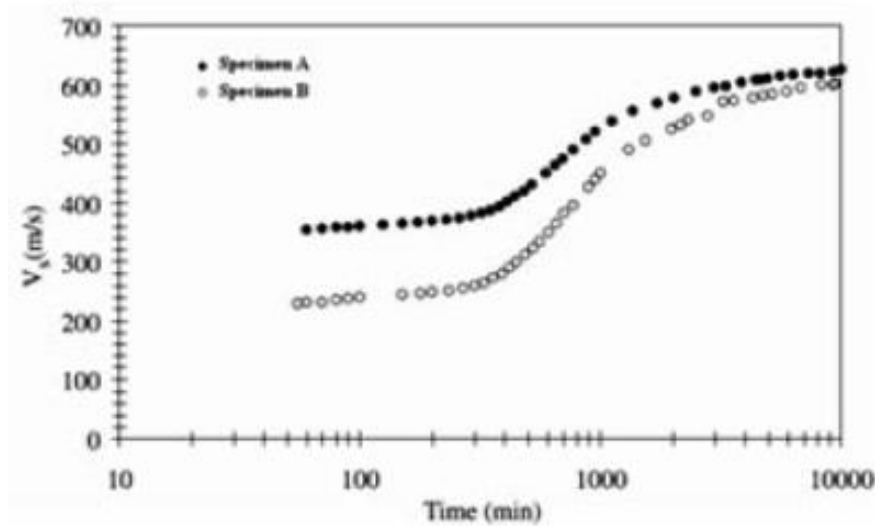
2.6.6. Επίδραση της διαγένεσης

Η διαγένεση αναφέρεται στην αλλαγή της υφής των σωματιδίων, τη μετατροπή των μετάλλων από το ένα είδος στο άλλο και το σχηματισμό διασωματιδιακών δεσμών, ως αποτέλεσμα αυξημένης θερμοκρασίας, πίεσης και χρόνου (Mitchell & Soga, 2005).

Η διαγενετική διαδικασία μεταβάλλει την ακαμψία των εδαφών με το χρόνο. Οι πιο σημαντικές επιδράσεις της διαγένεσης είναι η τσιμέντωση και η γήρανση, οι οποίες ορίζονται ως μια αλλαγή σε διάφορες μηχανικές ιδιότητες που προκύπτουν από δευτερογενή συμπίεση κάτω από ένα σταθερό εξωτερικό φορτίο (Asslan, 2008).

Γενικώς, η γήρανση συνδέεται με ιλύ, αλλά μπορεί επίσης να συμβεί σε άμμο, τόσο χαλικώδη όσο και αργιλώδη. Η τσιμέντωση προκαλείται από φυσικές ή τεχνητές διαδικασίες σταθεροποίησης του εδάφους (Asslan, 2008).

Σύμφωνα με τους Fernandez & Santamarina (2001), η ταχύτητα του διατμητικού κύματος αυξάνει με το χρόνο, προσεγγίζοντας ασυμπτωτικά το ίδιο μέτρο ακαμψίας. Ως εκ τούτου, η τσιμέντωση υπερσχύει της ενεργής τάσης και το μέτρο διάτμησης (σε δείγματα άμμου) μπορεί να αυξηθεί κατά μία τάξη μεγέθους ή μεγαλύτερη, λόγω τσιμέντωσης (Σχήμα 2.11).



Σχήμα 2.11: Επίδραση της τσιμέντωσης στην διατμητική ταχύτητα του κύματος (Fernandez & Santamarina, 2001)

Ο όρος «γήρανση» περιγράφει μεταβολή των μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους με το χρόνο, κάτω από συνεχή εξωτερική τάση. Στις συνέπειες της γήρανσης περιλαμβάνεται η τσιμέντωση των επαφών των κόκκων.

Οι Shibuya et al (1995) προτείνουν την ακόλουθη εξίσωση για να εκτιμηθεί ο χρόνος (Asslan, 2008):

$$\frac{G_{\max}(t)}{G_{\max}(t_p)} = \left(\frac{t}{t_p} \right)^{N_G} \quad [2.33]$$

όπου,

t ο χρόνος «γήρανσης»,

t_p ο χρόνος της πρωτεύουσας στερεοποίησης ($t_p < t$),

$G_{\max}(t)$ το μέγιστο μέτρο διάτμησης σε χρόνο t ,

$G_{\max}(t_p)$ το μέγιστο μέτρο διάτμησης σε χρόνο t_p , και
 N_G εμπειρικός συντελεστής για το υλικό.

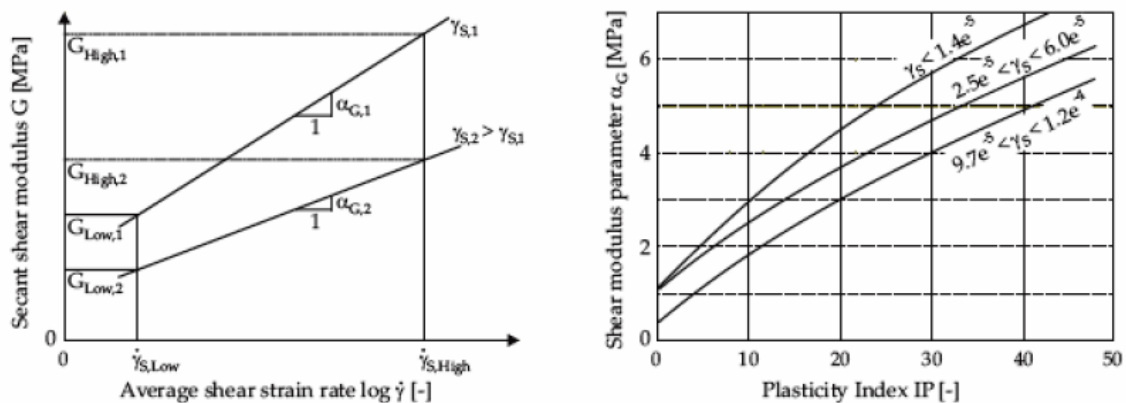
2.6.7. Επίδραση του ρυθμού παραμόρφωσης

Πειραματικές έρευνες δείχνουν ότι το G_{\max} αυξάνεται με το ρυθμό του φορτίου (Vucetic & Tabata, 2003). Σε συνεκτικά εδάφη, η επίδραση του ρυθμού παραμόρφωσης αυξάνει με το δείκτη πλαστικότητας (Asslan, 2008).

Οι Yong & Jarr (1967) ορίζουν το ποσοστό παραμόρφωσης του μέτρου διάτμησης ως εξής:

$$\alpha_G = \frac{\Delta G_s}{\Delta \log \dot{\gamma}} \quad [2.34]$$

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.12, η παράμετρος του μέτρου διάτμησης, α_G , καθορίζει την κλίση της γραμμής της τάσης έναντι του ρυθμού παραμόρφωσης σε ημι-λογαριθμική κλίμακα (Asslan, 2008).



Σχήμα 2.12: Ο ρυθμός μεταβολής της έντασης της εξάρτησης των παραμέτρων του μέτρου διάτμησης στο πλάτος της έντασης και στον δείκτη πλαστικότητας (Vucetic et al., 2003)

2.6.8. Άλλες παράμετροι επίδρασης στο μέγιστο μέτρο διάτμησης

Η γωνία εσωτερικής τριβής έχει μικρή επίδραση στο μέτρο διάτμησης στις μικρές παραμορφώσεις (Seed & Idriss, 1970).

Οι Hardin & Richart (1963) χρησιμοποίησαν τη μέθοδο στήλης συντονισμού για την αξιολόγηση της διατμητικής ταχύτητας σε δείγματα διαφορετικής άμμου.

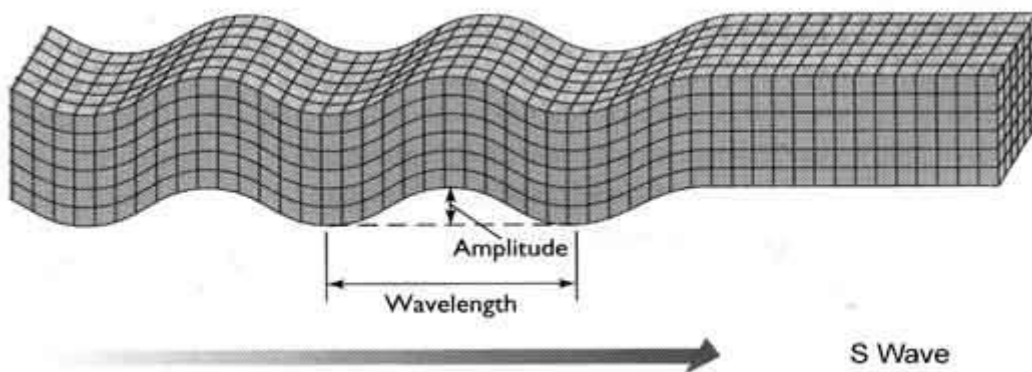
Συνέκριναν τις διατμητικές ταχύτητες σε στρογγυλεμένων κόκκων άμμου και σε εξαιρετικά γωνιώδη άμμο. Διαπίστωσαν ότι σε χαμηλές αξονικές φορτίσεις και σε συγκρίσιμους λόγους κενών, η διατμητική ταχύτητα του κύματος είναι υψηλότερη στις γωνιώδεις άμμους, απ' ό,τι σε άμμους με στρογγυλεμένους κόκκους. Καθώς αυξάνεται η αξονική φόρτιση, οι ταχύτητες των δύο υλικών προσεγγίζουν η μία την άλλη (Asslan, 2008).

Η μέση διάμετρος των κόκκων και η κατανομή του μεγέθους των κόκκων έχουν επίσης επίδραση στο μέγιστο μέτρο διάτμησης. Οι Iwasaki & Tatsouka (1977) ανέφεραν 10% έως και 25% μείωση του G_{max} σε καλά διαβαθμισμένη άμμο, σε σύγκριση με ελάχιστα διαβαθμισμένη άμμο.

Τέλος, με τη μείωση του κορεσμού, τα λεπτά σωματίδια αργίλου όλο και μεταναστεύουν σε επαφές διασωματιδιακών επαφών και αποτελούν αντηρίδες και γέφυρες που αυξάνουν το G_{max} (Asslan, 2008).

3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Διατμητικά κύματα ή κύματα τύπου «S», όπως συνηθίζονται στην διεθνή βιβλιογραφία, είναι τα ελαστικά κύματα χώρου, κατά την διάδοση των οποίων προκαλείται παραμόρφωση του μέσου διάδοσης σε διεύθυνση κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσής τους (**Σχήμα 3.1**). Μια πιο συνηθισμένη ονομασία που χρησιμοποιεί η Φυσική για κύματα τέτοιου τύπου είναι ο όρος «εγκάρσια» (Simons et al., 2002).



Σχήμα 3.1: Διατμητικά κύματα

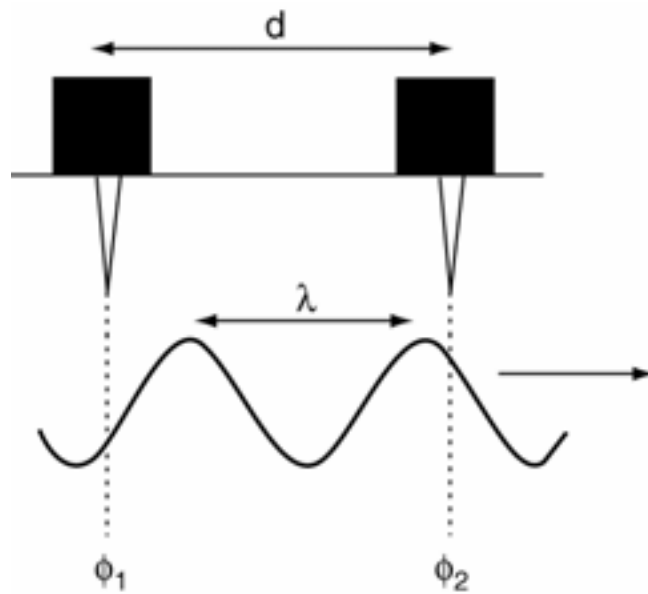
Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων, V_s , σε εδαφικές αποθέσεις, αποτελεί μια από τις βασικότερες παραμέτρους για τον χαρακτηρισμό του εδάφους σε πολλά προβλήματα της Γεωτεχνικής Μηχανικής. Συμβάλλει στον υπολογισμό παραμέτρων όπως η σεισμική εδαφική απόκριση, η εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης, η αποτίμηση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων σταθεροποίησης του εδάφους, η εκτίμηση της ποιότητας καθώς και των αρχικών τάσεων σε κατάσταση ηρεμίας των εδαφικών δοκιμίων (Simons et al., 2002).

3.1. Γεωφυσικές δοκιμές

Η μέθοδος αυτή πραγματοποιείται σε πραγματικό χρόνο στην περιοχή στην οποία ενδιαφέρουν τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Η αρχή λειτουργίας της στηρίζεται στην

παραγωγή διατμητικών κυμάτων, με την χρήση μιας ακολουθίας πομποδεκτών κατά μήκος της επιφάνειας του εδάφους (Simons et al., 2002).

Ο προσδιορισμός της ταχύτητας V_s προκύπτει από την παρακολούθηση της διαφοράς φάσης των ελαστικών κυμάτων που ανιχνεύει ο δέκτης μεταξύ δυο διαδοχικών πομποδεκτών, οι οποίοι απέχουν συγκεκριμένη απόσταση μεταξύ τους. Στο **Σχήμα 3.2** φαίνεται ο τρόπος που υπολογίζεται η ταχύτητα διάδοσης.



Σχήμα 3.2: Αρχή λειτουργίας γεωφυσικών δοκιμών

Για δυο πομποδέκτες που απέχουν μεταξύ τους δεδομένη απόσταση d και για συγκεκριμένη συχνότητα f των ελαστικών κυμάτων που στέλνουν οι πομποί, η διαφορά φάσης που ανιχνεύεται στους αισθητήρες συνδέεται με το μήκος κύματος λ των διατμητικών κυμάτων από την σχέση:

$$\frac{\Phi_1 - \Phi_2}{360} = \frac{d}{\lambda} \quad [3.1]$$

Υπολογίζοντας το μήκος κύματος λ , η ταχύτητα διάδοσης των διατμητικών κυμάτων προκύπτει από την σχέση:

$$V_s = \lambda \cdot f \quad [3.2]$$

Στην **Φωτογραφία 3.1** που ακολουθεί φαίνεται ο τρόπος εφαρμογής της μεθόδου των γεωφυσικών δοκιμών στο πεδίο (Simons et al., 2002).



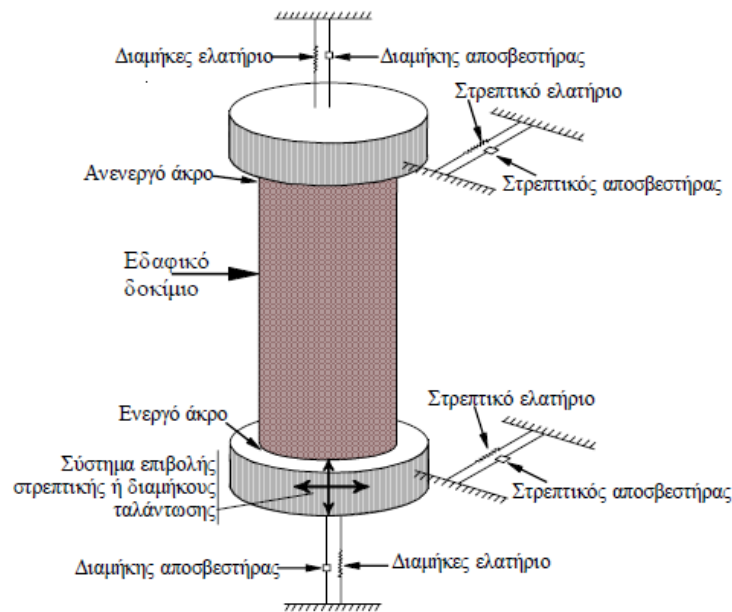
Φωτογραφία 3.1: Μέτρηση της ταχύτητας V_s στο έδαφος

Μπορεί κανείς εύκολα να παρατηρήσει τους διαδοχικούς πομποδέκτες της διάταξης, καθώς και το σύστημα που επεξεργάζεται και αναλύει τα δεδομένα (Simons et al., 2002).

3.2. Μέθοδος στήλης συντονισμού

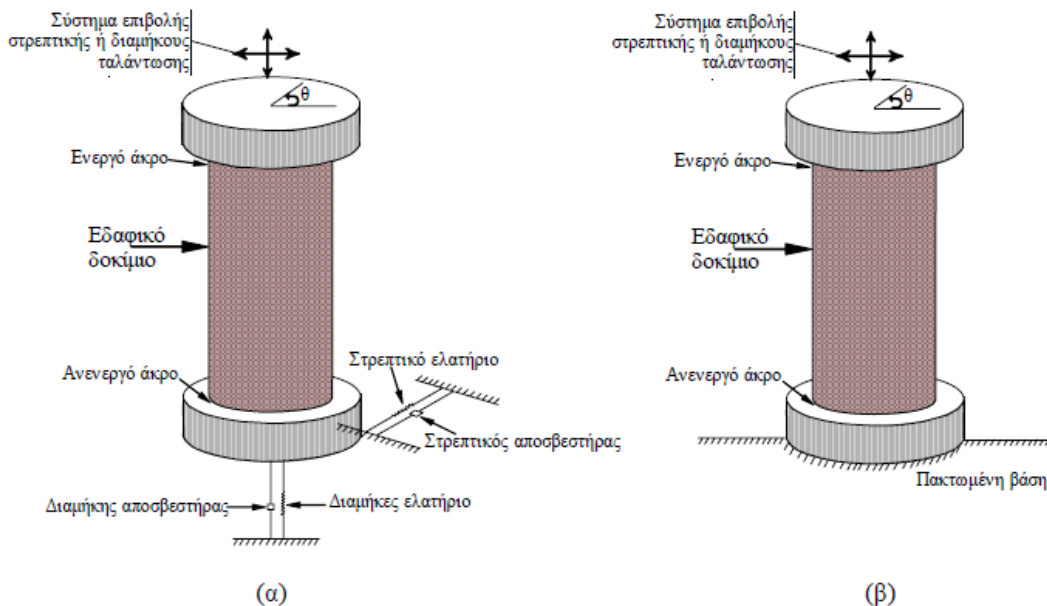
Η συσκευή στήλης-συντονισμού χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των δυναμικών ιδιοτήτων πολλών γεωϋλικών από το 1930, ενώ τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες έχει συμβάλει ουσιαστικά στη μελέτη της εδαφοδυναμικής συμπεριφοράς στην περιοχή των μικρών ($\gamma < 10^{-5} \%$) και μεσαίων παραμορφώσεων ($10^{-5} \% < \gamma < 10^{-3} \%$).

Σχεδιάστηκαν συσκευές στήλης-συντονισμού διαφόρων τύπων, οι γενικές οριακές συνθήκες των οποίων δίνονται στο **Σχήμα 3.3**.



Σχήμα 3.3: Γενικές οριακές συνθήκες στη συσκευή στήλης συντονισμού (Καλλιόγλου, 2003)

Οι συσκευές αυτές χρησιμοποιούν σύστημα επιβολής αξονικής ή / και στρεπτικής δυναμικής διέγερσης και γενικά κατατάσσονται στις εξής δύο κατηγορίες, ανάλογα με τις συνθήκες στήριξης των άκρων του δοκιμίου (Σχήμα 3.4): (α) τύπου «ελεύθερο – ελεύθερο», και (β) τύπου «πακτωμένο – ελεύθερο».



Σχήμα 3.4: Συσκευή στήλης συντονισμού, τύπου «ελεύθερο – ελεύθερο» (α), και «πακτωμένο – ελεύθερο» (β) (Καλλιόγλου, 2003)

Μπορούν να χρησιμοποιηθούν δοκίμια ξηρά, μερικώς κορεσμένα και πλήρως κορεσμένα.

Το δοκίμιο καλύπτεται με ελαστική μεμβράνη, περιβάλλεται με υγρό (νερό) και υποβάλλεται σε ισότροπη τάση, σ_0 , και αύξηση της πίεση του νερού των πόρων (back pressure), u_b . Ηλεκτρομαγνητική διέγερση (δύναμη ή ροπή) επιβάλλεται στο δοκίμιο δια μέσου ειδικής πλάκας (πλάκα φόρτισης), που φέρει το μηχανισμό διέγερσης αποτελούμενο από ένα σύστημα πηνίων και μαγνητών και που συνδέεται με το άνω άκρο του δοκιμίου (ενεργό άκρο) μέσω μιας δεύτερης μεταλλικής πλάκας (top cap) (Καλλιόγλου, 2003).

Απλή αρμονική αξονική ή στρεπτική ταλάντωση, εφαρμόζεται στην άνω βάση του δοκιμίου και δημιουργεί διαμήκη ή διατμητικά κύματα, αντίστοιχα, τα οποία διαδίδονται ως το άλλο άκρο του δοκιμίου (παθητικό άκρο), όπου ανακλώνται. Η συχνότητα διέγερσης μεταβάλλεται έως ότου επέλθει συντονισμός στην πρώτη ιδιομορφή ταλάντωση.

Τούτο συμβαίνει όταν η διέγερση είναι σε γωνία φάσης 180° με την ταχύτητα στο ενεργό άκρο του δοκιμίου. Μετράται η συχνότητα συντονισμού, το μέγεθος της διέγερσης (δύναμη ή ροπή) καθώς κι η επιτάχυνση στο ενεργό άκρο του δοκιμίου (διαμήκης ή στρεπτική όταν επιβάλλεται δύναμη ή ροπή αντίστοιχα).

Οι τιμές αυτές σε συνδυασμό με τα χαρακτηριστικά του δοκιμίου (γεωμετρία και μάζα) και της συσκευής (μάζα κι ακαμψία του ενεργού άκρου) χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης διαμήκων και διατμητικών κυμάτων, V_P και V_S , του μέτρου ελαστικότητας και διάτμησης, E και G , του λόγου αξονικής και στρεπτικής απόσβεσης, DL και DT , και της αξονικής και διατμητικής παραμόρφωσης, ϵ και γ , αντίστοιχα. Ο λόγος απόσβεσης μπορεί επίσης να υπολογιστεί από την καταγραφή της μείωσης του πλάτους ταλάντωσης μετά τη απότομη διακοπή της διέγερσης (Καλλιόγλου, 2003).

3.3. Μέθοδος πιεζοηλεκτρικών στοιχείων

Η εργαστηριακή μέθοδος των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων. Όπως και η μέθοδος στήλης συντονισμού, συγκαταλέγεται στις μη καταστροφικές μεθόδους.

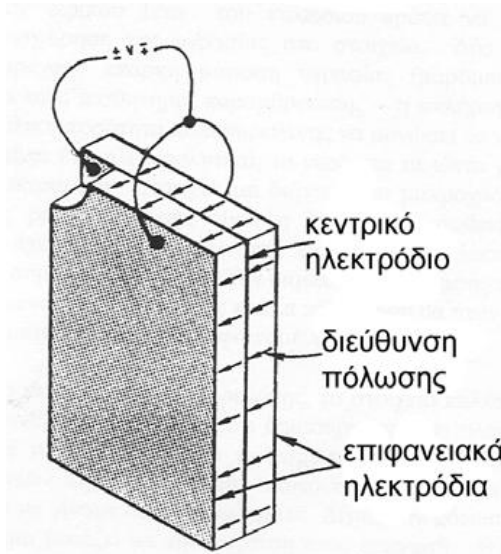
Πριν γίνει η αναλυτική περιγραφή της μεθόδου των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων, κρίνεται σκόπιμο να δοθούν κάποια στοιχεία που περιγράφουν τα χαρακτηριστικά και τον τρόπο λειτουργίας των αισθητηρίων που χρησιμοποιεί η μέθοδος αυτή. Πιεζοηλεκτρισμός είναι η ιδιότητα ορισμένων κεραμικών υλικών να παράγουν ηλεκτρική τάση όταν υποβάλλονται σε μηχανική παραμόρφωση και αντίστροφα.

Τα πιεζοηλεκτρικά υλικά δημιουργούνται από ορισμένα κεραμικά υλικά με την έκθεσή τους για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα σε ισχυρό ηλεκτρικό πεδίο και υψηλές θερμοκρασίες. Ανάλογα με τις απαιτήσεις, μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν πομποί ή σαν δέκτες (Θεόπουλος, 2008).

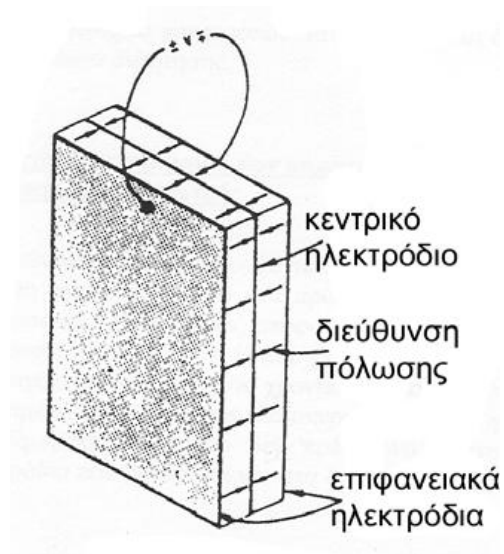
Στα **Σχήματα 3.4** και **3.5** παρουσιάζεται η διάταξη και η συνδεσμολογία πιεζοηλεκτρικών στοιχείων, όταν χρησιμοποιούνται ως πομποί, ή ως δέκτες, αντίστοιχα (Θεόπουλος, 2008).

Όπως φαίνεται στα σχήματα, τα αισθητήρια αποτελούνται από τρία ηλεκτρόδια, μεταξύ των οποίων παρεμβάλλεται πιεζοηλεκτρικό υλικό.

Όταν το αισθητήριο χρησιμοποιείται ως πομπός (Σχήμα 3.4) εφαρμόζεται θετική τάση στο κεντρικό ηλεκτρόδιο και αρνητική στα δυο εξωτερικά ή το αντίστροφο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να εμφανίζεται ομόρροπη πόλωση και στα δυο κεραμικά πλακίδια που προκαλεί την στρέψη τους προς συγκεκριμένη φορά (θεωρώντας ότι το πάνω άκρο παραμένει σταθερό) (GDS BES manual, 2013).



Σχήμα 3.4: Συνδεσμολογία πομπού



Σχήμα 3.5: Συνδεσμολογία δέκτη

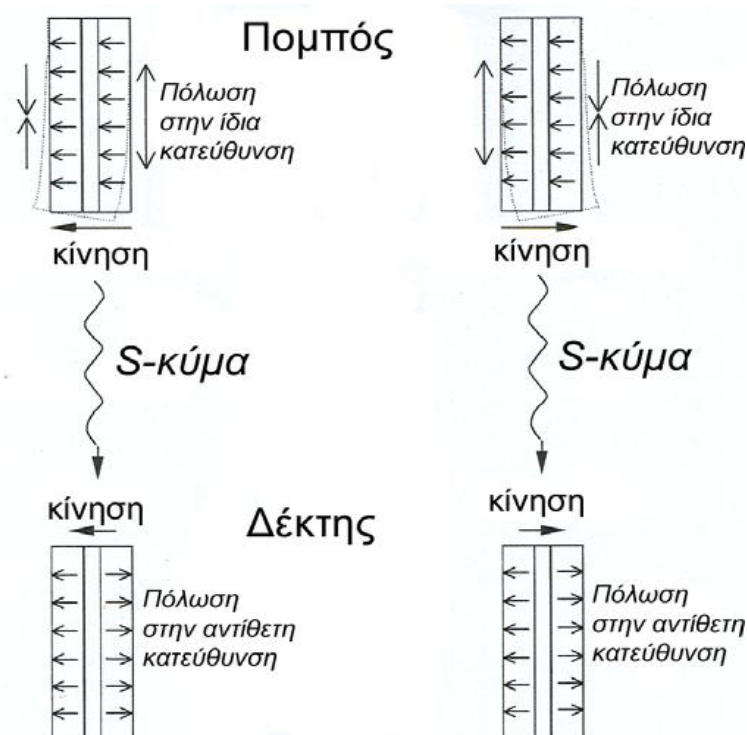
Στην περίπτωση που το αισθητήριο χρησιμοποιείται ως δέκτης (Σχήμα 3.5) και θεωρώντας ότι το κάτω άκρο παραμένει σταθερό, ενδεχόμενη στρέψη του πάνω τμήματος προς αριστερά ή δεξιά θα έχει ως αποτέλεσμα τα δυο κεραμικά πλακίδια να εμφανίσουν αντίρροπη πόλωση. Επομένως θα εμφανιστεί τάση στα δυο εξωτερικά ηλεκτρόδια, με πολικότητα που εξαρτάται από την φορά στρέψης του αισθητήρα (Θεόπουλος, 2008).

Οι συνδεσμολογίες που δόθηκαν παραπάνω είναι αυτές που χρησιμοποιούνται ως επί το πλείστον σε πιεζοηλεκτρικούς πομποδέκτες και τα πιεζοηλεκτρικά αισθητήρια δεν αποτελούν εξαίρεση.

Στο **Σχήμα 3.6** δίνεται σχηματική διάταξη της λειτουργίας αυτών των αισθητηρίων.

Στο αριστερό μέρος, για δεδομένης πολικότητας τάση, ο πομπός κάμπτεται προς τα αριστερά και παράγει διατμητικό κύμα (S) το οποίο ανιχνευόμενο από τον δέκτη τον κινεί προς τα αριστερά παράγοντας στα εξωτερικά ηλεκτρόδια ηλεκτρική τάση.

Στον πομπό, η πόλωση των κεραμικών πλακιδίων είναι προς την ίδια κατεύθυνση, με αποτέλεσμα να εμφανίζεται στο αριστερό μέρος σύνθλιψη και στο δεξιό εφελκυσμός. Στον δέκτη, η διέγερσή του προς τα αριστερά, προκαλεί στα πλακίδια αντίρροπη πόλωση και εμφάνιση τάσης συγκεκριμένης πολικότητας στα εξωτερικά ηλεκτρόδια.



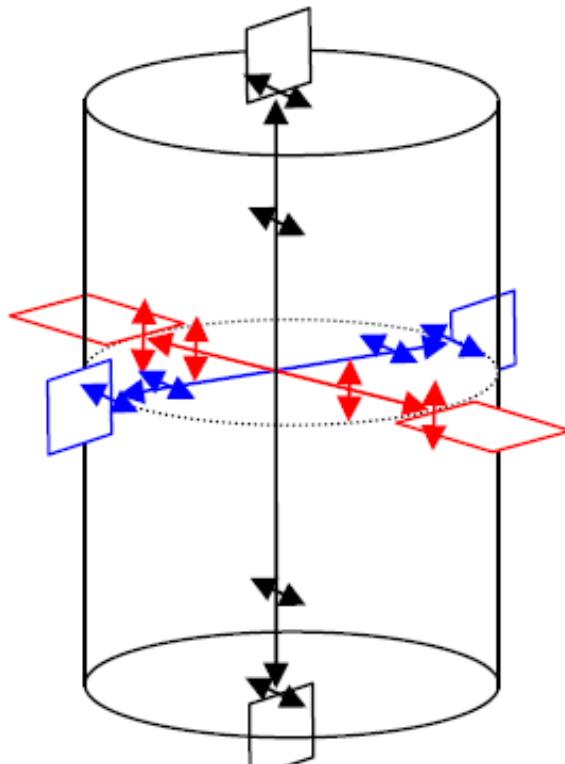
Σχήμα 3.6: Σχηματική διάταξη λειτουργίας των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων για την παραγωγή διατμητικών κυμάτων (GDS BES manual, 2013)

Στο δεξιό μέρος του σχήματος, η εφαρμοζόμενη τάση έχει αντίθετη πολικότητα σε σχέση με πριν. Αυτή τη φορά με ομόρροπη πολικότητα, στο αριστερό τμήμα του πομπού παρουσιάζεται εφελκυσμός και στο δεξιό σύνθλιψη.

Το διαδιδόμενο διατμητικό κύμα διεγείρει τον δέκτη προς τα δεξιά με αποτέλεσμα να εμφανίζεται στα εξωτερικά του ηλεκτρόδια τάση αντίθετης πολικότητας σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση (GDS BES manual, 2013).

Στο **Σχήμα 3.7** παρουσιάζονται οι διάφοροι τρόποι σύνδεσης των αισθητηρίων bender elements στο κυλινδρικό δοκίμιο. Ανάλογα με την θέση που τοποθετείται ο πομπός και ο δέκτης, υπάρχουν οι ακόλουθες συνδεσμολογίες:

- οριζόντιας διάδοσης και οριζόντιας πόλωσης (μπλε διάταξη),
- οριζόντιας διάδοσης και κάθετης πόλωσης (κόκκινη διάταξη), και
- κάθετης διάδοσης και οριζόντιας πόλωσης (μαύρη διάταξη).



Σχήμα 3.7: Τρόποι τοποθέτησης των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων στο δοκίμιο (GDS BES manual, 2013)

Θα πρέπει να αναφερθεί ότι εκτός από την δυνατότητα παραγωγής διατμητικών κυμάτων (S), τα πιεζοηλεκτρικά αυτά στοιχεία μπορούν να παράγουν και διαμήκη κύματα (P).

Εικόνα των εν λόγω αισθητήριων δίνεται στην **Φωτογραφία 3.2**.

Αν και δεν είναι εύκολα διακριτό στην **Φωτογραφία 3.2**, τα δυο αισθητήρια διαφέρουν ως προς την κατασκευή τους. Έχοντας περιγράψει τον τρόπο λειτουργίας για την παραγωγή S κυμάτων, η λειτουργία τους κατά την παραγωγή P κυμάτων είναι αντίστροφη.

Στην περίπτωση αυτή, ως πομπός των διαμηκών αυτή τη φορά κυμάτων, χρησιμοποιείται το αισθητήριο που ήταν δέκτης για τα S κύματα και αντίστοιχα τον ρόλο του δέκτη των P κυμάτων έχει ο πομπός των διατμητικών κυμάτων (GDS BES manual, 2013).



Φωτογραφία 3.2: Πιεζοηλεκτρικά αισθητήρια

Η εναλλαγή ανάμεσα σε S ή P κύμα επιτυγχάνεται με αλλαγή του τρόπου σύνδεσης των αισθητηρίων και κατάλληλη πολικότητα στις τροφοδοσίες των πομπών. Χάρη στην σύγχρονη τεχνολογία, η προαναφερθείσα εναλλαγή επιτυγχάνεται αυτόματα μέσω της γεννήτριας του ηλεκτρομαγνητικού παλμού που είναι και το κέντρο ελέγχου της διάταξης.

Η μελέτη της ταχύτητας διάδοσης των διαμηκών κυμάτων σε εδαφικά δείγματα, αποτελεί μια ακόμη παράμετρο έρευνας των ιδιοτήτων του εδάφους. Η διαδικασία μέτρησης με P κύματα είναι παρόμοια με αυτή των S κυμάτων (GDS BES manual, 2013).

3.4. Σύγκριση των μεθόδων

Οι γεωφυσικές δοκιμές δίνουν σημαντικές πληροφορίες για την σύσταση και την καταλληλότητα του εδάφους που εξετάζεται. Όπως γίνεται όμως αντιληπτό, εξ ορισμού αποτελούν ένα σύνθετο τρόπο μέτρησης που συμπεριλαμβάνει όλες τις δυσκολίες που μπορεί να παρουσιαστούν κατά την εκτέλεση μετρήσεων σε εξωτερικούς χώρους. Επιπλέον, απαιτείται η χρήση εξειδικευμένου εξοπλισμού, με ότι αυτό συνεπάγεται (δυσκολία στις μετακινήσεις, η δυνατότητα μετρήσεων εξαρτάται από τις καιρικές συνθήκες κ.λπ.).

Από την άλλη, οι εργαστηριακές μέθοδοι της στήλης συντονισμού και των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων παρέχουν την «ασφάλεια» του εργαστηρίου από εξωτερικούς παράγοντες και δίδουν την δυνατότητα εκτίμησης της επίδρασης παραμέτρων, όπως το πλάτος παραμόρφωσης, τις τασικές συνθήκες και το βαθμό κορεσμού στις ιδιότητες του εδάφους στις μετρούμενες παραμέτρους.

4. ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΠΙΕΖΟΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται περιγραφή των σημάτων διέγερσης του πομπού και τις τεχνικές υπολογισμού του χρόνου διάδοσης του διατμητικού κύματος, τόσο στο πεδίο του χρόνου όσο και στο πεδίο της συχνότητας.

4.1. Τρόποι υπολογισμού του χρόνου διάδοσης διατμητικού κύματος

Ο πλέον συνηθισμένος τρόπος υπολογισμού του χρόνου διάδοσης των κυμάτων με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων χρησιμοποιεί την απεικόνιση των σημάτων στην οθόνη ενός παλμογράφου. Χρησιμοποιώντας ένα κανάλι για το σήμα διέγερσης του πομπού και ένα κανάλι για το σήμα που ανιχνεύει ο δέκτης, σε ένα σύγχρονο ψηφιακό παλμογράφο, με την βοήθεια κέρσορα που διαθέτει για το κάθε κανάλι, μπορεί να εκτιμηθεί ο χρόνος διάδοσης υπολογίζοντας το χρονικό διάστημα, dt , μεταξύ του σημείου άφιξης του σήματος στο δέκτη και του σημείου αποστολής του σήματος διέγερσης (Θεόπουλος, 2008).

Ένας άλλος τρόπος υπολογισμού του χρόνου διάδοσης είναι με την βοήθεια εξειδικευμένου λογισμικού. Οι διάφορες εταιρίες που κατασκευάζουν τις τριαξονικές συσκευές φόρτισης (π.χ. GDS Instruments), τα τελευταία χρόνια έχουν εισέλθει στον χώρο των μετρήσεων με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία, συνοδεύοντας τις συσκευές τους από εξοπλισμό και λογισμικό, τα οποία αφενός δημιουργούν το σήμα διέγερσης του πομπού και αφετέρου ανιχνεύουν και απεικονίζουν το σήμα που λαμβάνει ο δέκτης.

Ο χειρισμός της μέτρησης και ο υπολογισμός του χρόνου διάδοσης γίνεται αυτόματα από την οθόνη υπολογιστή, όπως έγινε σε αυτήν την εργασία.

Οι δυο παραπάνω τρόποι έχουν κάποια μειονεκτήματα, για διαφορετικούς λόγους.

Η γεννήτρια και ο παλμογράφος είναι δυο όργανα που συναντώνται σχεδόν σε κάθε εργαστήριο και στελεχώνουν με επιτυχία σύγχρονες μετρητικές διατάξεις. Παρ' όλα αυτά, στο συγκεκριμένο πρόβλημα μειώνεται η ευελιξία του χρήστη, καθώς πρέπει να χειρίζεται ταυτόχρονα και τα δύο όργανα και επιπλέον ο προσδιορισμός του χρόνου διάδοσης εξαρτάται και από την ευκρίνεια – διακριτική ικανότητα της οθόνης του παλμογράφου (Θεόπουλος, 2008).

Επίσης, δεν υπάρχει η δυνατότητα επεξεργασίας (φιλτραρίσματος) του σήματος του δέκτη, η οποία κρίνεται πολύ σημαντική, δεδομένου ότι πρόκειται για σήματα λίγων mV με έντονη παρουσία θορύβου.

Από την άλλη, τα λογισμικά που διαθέτουν οι εταιρίες παρέχουν καλύτερη ευκρίνεια, το υψηλό όμως κόστος τους αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα.

Τέλος, επιπλέον αρνητικό στοιχείο αποτελεί το γεγονός ότι και οι δυο τεχνικές παρέχουν δυνατότητα μέτρησης μόνο στο πεδίο του χρόνου. Όπως αναλύεται παρακάτω, σημαντικές τεχνικές μέτρησης έχουν αναπτυχθεί στο πεδίο των συχνοτήτων και λύνουν πολλά ενδογενή προβλήματα της μεθόδου των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.

4.2. Σήματα διέγερσης

Όπως προαναφέρθηκε τα αισθητήρια bender elements είναι πιεζοκρυσταλλικά. Η μηχανική ταλάντωση στην οποία υποβάλλονται απαιτεί σήματα διέγερσης σημαντικής ισχύος για να επιτευχθεί ένα ανιχνεύσιμο διατμητικό κύμα στον δέκτη, δεδομένης της όχι και τόσο μεγάλης συνοχής του μέσου διάδοσης.

4.2.1. Σήμα ενός ημιτόνου

Ο πιο συνηθισμένος τρόπος παραγωγής διατμητικού κύματος είναι με την διέγερση του πομπού από ένα και μοναδικό ημίτονο.

Ο λόγος που χρησιμοποιείται ένας και μοναδικός παλμός και όχι μια συνεχόμενη ημιτονοειδής κυματομορφή έχει να κάνει με την φύση του προβλήματος. Για να γίνει

κατανοητό αυτό θα πρέπει να γίνει αναφορά και σε κάποιου άλλου είδους μετρήσεις με μηχανικά κύματα, όπως για παράδειγμα στις μετρήσεις απόστασης με υπέρηχους.

Οι υπέρηχοι είναι διαμήκη κύματα, τα οποία δημιουργούνται και αυτά από πιεζοκρυσταλλικά αισθητήρια. Κατά τις μετρήσεις απόστασης με υπερήχους συνηθίζεται να στέλνεται ακολουθία παλμών και να παρατηρείται ο χρόνος άφιξης μιας ομάδας παλμών στον δέκτη.

Ένας άλλος τρόπος μέτρησης είναι με αποστολή υπερήχων παραγόμενων από μια συνεχή ημιτονοειδή κυματομορφή. Με τον τρόπο αυτό ανιχνεύεται η μεταβολή στη συχνότητα και από εκεί υπολογίζεται ο χρόνος άφιξης του υπερήχου.

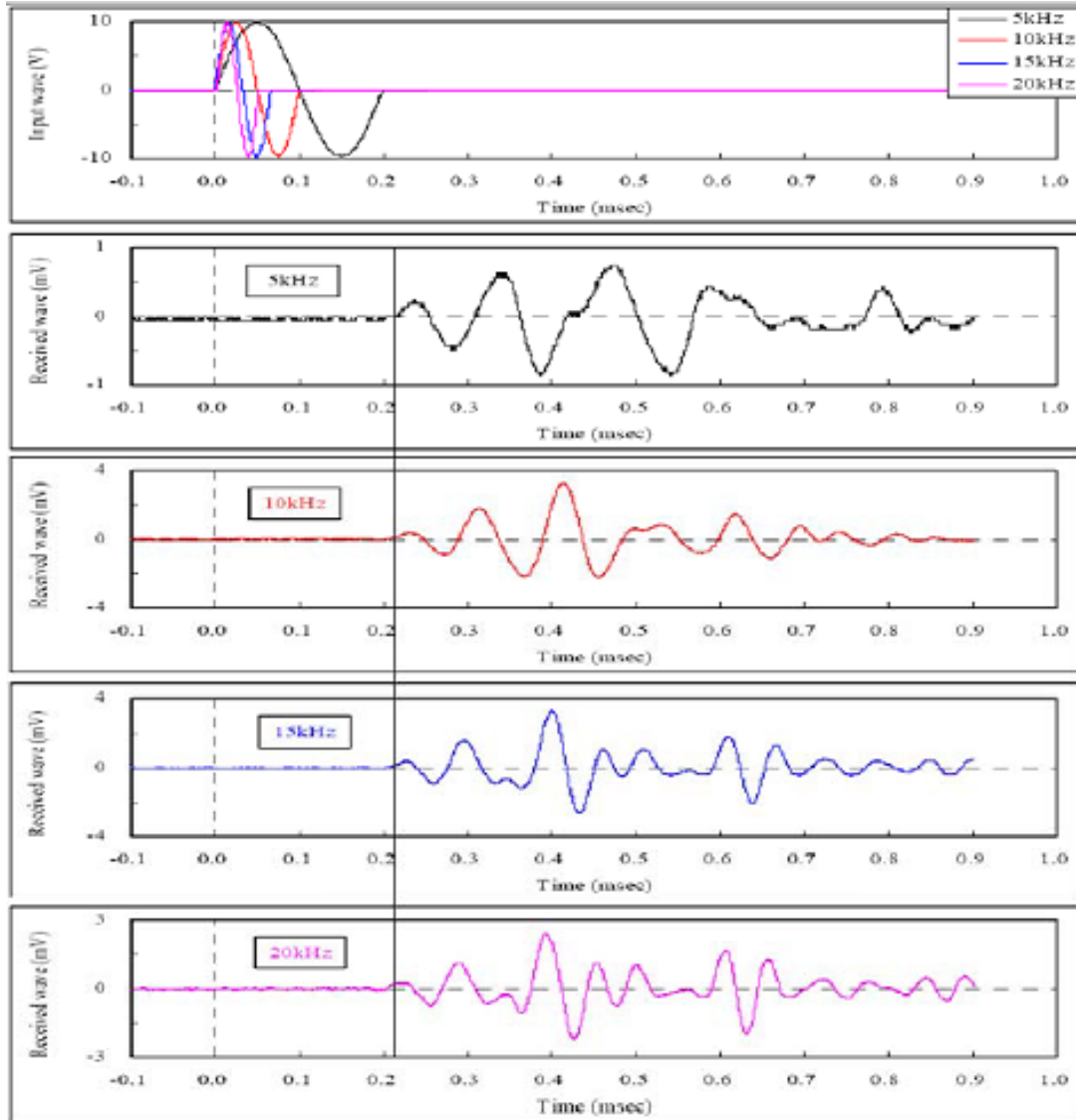
Στις μετρήσεις αυτού του είδους ως μέσο διάδοσης θεωρείται ο αέρας. Αυτό συνεπάγεται ότι οι διαδιδόμενοι υπέρηχοι υπόκεινται σε μεγάλη εξασθένιση, λόγω της αραιότητας του μέσου, άρα η αποστολή ενός μοναδικού παλμού δεν έχει σημαντικές πιθανότητες ανίχνευσης από τον δέκτη. Για τον λόγο αυτόν χρησιμοποιούνται συνήθως παλμοσειρές (Θεόπουλος, 2008).

Επίσης, σε τέτοιου είδους μετρήσεις, λόγω της φύσης του μέσου διάδοσης, είναι δύσκολο να παρουσιαστούν ανακλάσεις που θα επηρεάσουν την μέτρηση. Αυτός είναι και ο κυριότερος λόγος που στην μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων επιλέγεται η αποστολή ενός και μοναδικού παλμού:

Οι πεπερασμένες διαστάσεις του μετρούμενου εδαφικού δοκιμίου σε σύγκριση με το μήκος κύματος του παλμού που διαδίδεται, δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες ανακλάσεων στα πλευρικά τοιχώματα του δοκιμίου. Η δημιουργία τέτοιων ανακλάσεων επηρεάζει τον πραγματικό χρόνο άφιξης του διατμητικού κύματος στον δέκτη και οδηγεί σε λάθος εκτιμήσεις (Θεόπουλος, 2008).

Για τους παραπάνω λόγους, η επιλογή ενός μοναδικού παλμού, ο οποίος είναι συνήθως ένα ημίτονο κρίνεται ως η καλύτερη λύση και χρησιμοποιείται κατά κόρον σε τέτοιες μετρήσεις.

Στο Σχήμα 4.1 απεικονίζονται κυματομορφές του σήματος διέγερσης του πομπού και του σήματος που ανιχνεύει ο δέκτης, για συγκεκριμένο εδαφικό δοκίμιο και σε συγκεκριμένη τάση.



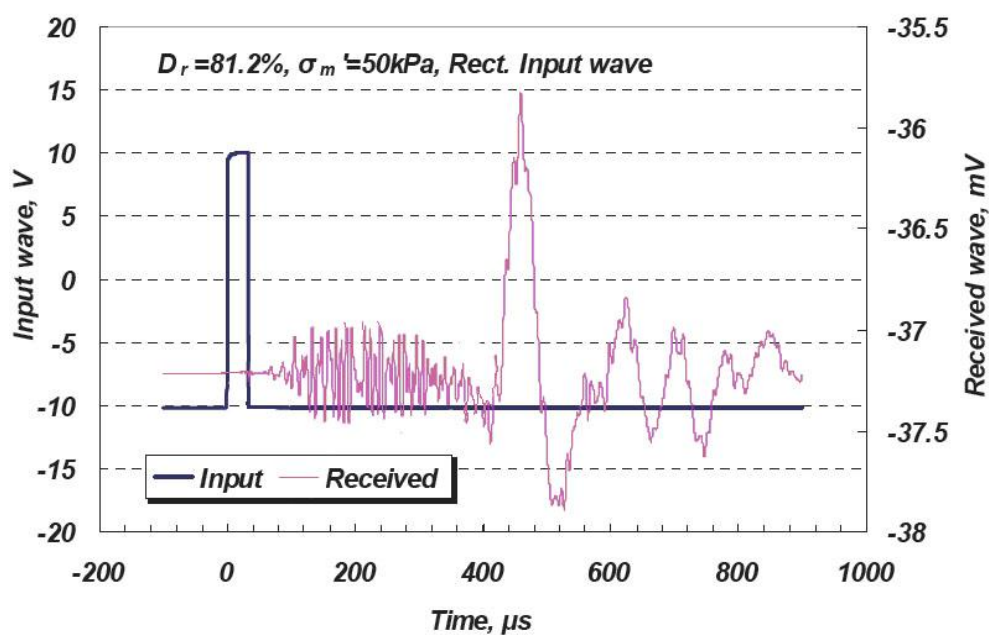
Σχήμα 4.1: Παραδείγματα σημάτων διέγερσης – ανίχνευσης πομπού και δέκτη αισθητήριων *bender elements*

Στο πρώτο γράφημα φαίνονται το σήμα αποστολής του πομπού πλάτους 10 V, για την περίπτωση των 5, 10, 15 και 20 kHz. Ακολουθούν τα γραφήματα των σημάτων που ανιχνεύει ο δέκτης για κάθε μια από τις παραπάνω περιπτώσεις, αντίστοιχα. Όπως φαίνεται, πρόκειται για σήματα λίγων mV.

4.2.2. Σήμα ενός παλμού

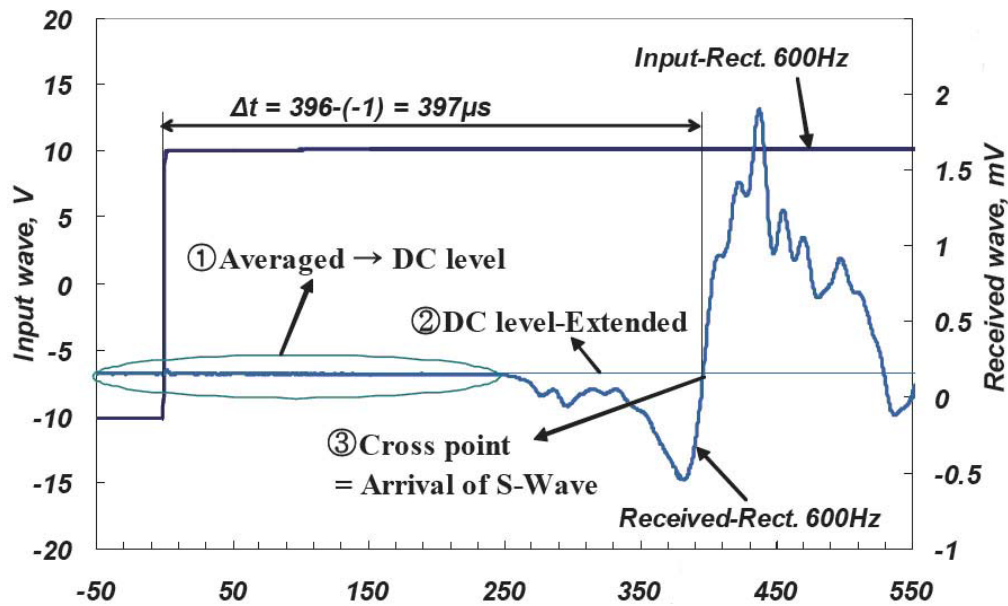
Για την παραγωγή διατμητικού κύματος ενίοτε χρησιμοποιείται τετραγωνικός παλμός συγκεκριμένης διάρκειας ή διέγερση μορφής παλμού μοναδιαίου βήματος.

Στο **Σχήμα 4.2** απεικονίζεται ένα παράδειγμα τετραγωνικού παλμού συγκεκριμένης διάρκειας και η αντίστοιχη απόκριση του δέκτη (Θεόπουλος, 2008).



Σχήμα 4.2: Παράδειγμα τετραγωνικού παλμού διέγερσης και σήματος ανίχνευσης δέκτη

Στο **Σχήμα 4.3** παρουσιάζεται η περίπτωση παλμού μοναδιαίου βήματος.



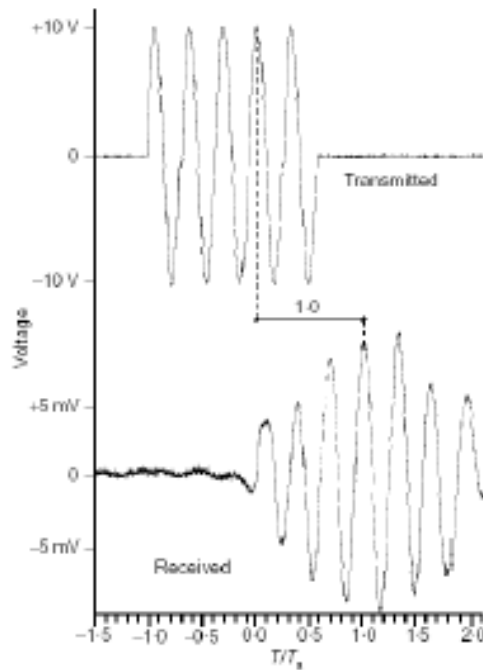
Σχήμα 4.3: Παράδειγμα παλμού διέγερσης μοναδιαίου βήματος και σήματος αντίχρευσης δέκτη (Θεόπουλος, 2008)

4.2.3. Σήμα πεπερασμένου αριθμού παλμών

Σε κάποιες περιπτώσεις στη βιβλιογραφία, συναντάται η τεχνική παραγωγής διατμητικών κυμάτων με περισσότερους από έναν παλμούς, συνήθως ημιτονοειδούς μορφής. Στον δέκτη εμφανίζονται διαδοχικοί ημιτονοειδείς παλμοί αυξανόμενου πλάτους που φτάνουν σε κάποια μέγιστη τιμή και έπειτα αρχίζουν να φθίνουν (Θεόπουλος, 2008).

Ο χρόνος διάδοσης υπολογίζεται μετρώντας το χρονικό παράθυρο ανάμεσα σε κάποιο μέγιστο του σήματος διέγερσης και στο αντίστοιχο σε σειρά μέγιστο του σήματος του δέκτη.

Στο Σχήμα 4.4 δίνεται παράδειγμα της περίπτωσης αυτής.



Σχήμα 4.4: Παράδειγμα σήματος πεπερασμένου αριθμού παλμών (Jovicic et al., 1996)

4.3. Σύγκριση σημάτων διέγερσης

Από τα προαναφερόμενα αναλυθέντα σήματα διέγερσης, η περίπτωση του ενός ημιτόνου είναι αυτή που χρησιμοποιείται περισσότερο. Κρίνεται ως η καλύτερη επιλογή, καθώς εμφανίζει σαφώς λιγότερες φασματικές συνιστώσες – για παράδειγμα, σε σχέση με ένα τετραγωνικό παλμό.

Αποφεύγεται με τον τρόπο αυτό η χρήση συχνοτικών συνιστωσών των οποίων η συμπεριφορά είναι δύσκολα προσδιορίσιμη και θα μπορούσε να επηρεάσει την αξιοπιστία της μέτρησης (π.χ. δημιουργώντας ευνοϊκές συνθήκες για διαδοχικές ανακλάσεις μέσα στο δοκίμιο).

4.4. Τεχνικές υπολογισμού του χρόνου διάδοσης διατμητικού κύματος

Η αξιοπιστία των υπολογισμών των εδαφικών χαρακτηριστικών είναι συνάρτηση της σωστής εκτίμησης της ταχύτητας διάδοσης των διατμητικών κυμάτων στο δοκίμιο. Η

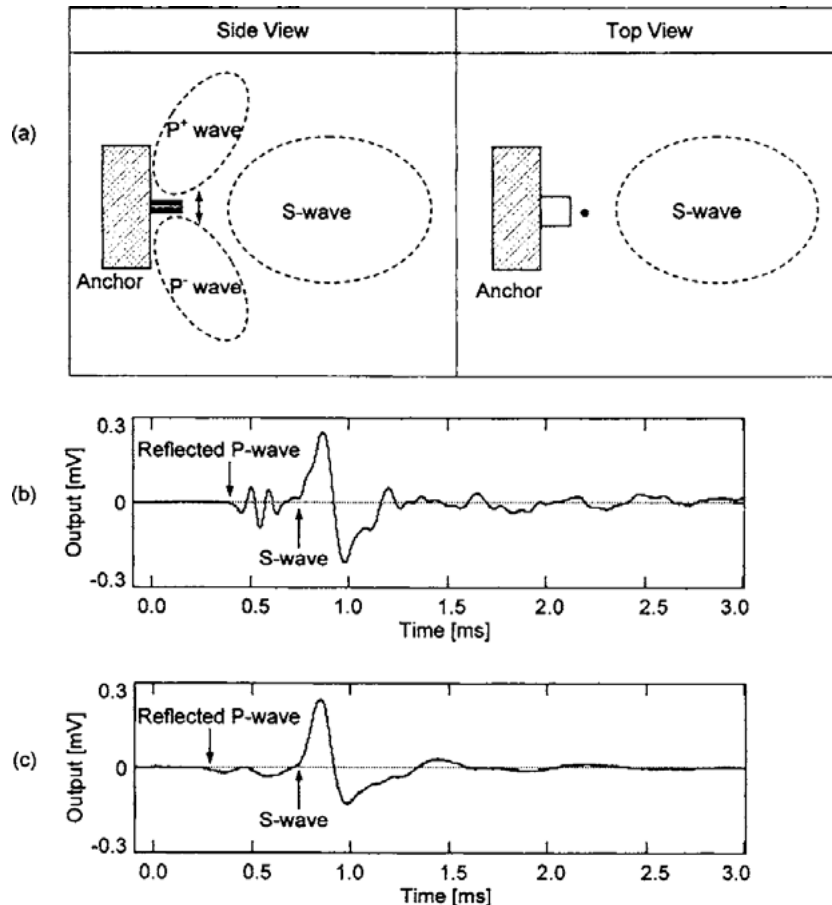
παράμετρος αυτή, όπως προαναφέρθηκε, προκύπτει από τον χρόνο διάδοσης του κύματος.

4.4.1. Φαινόμενο επίδρασης κοντινού πεδίου (NFE)

Πριν αναλυθούν οι μέθοδοι υπολογισμού του χρόνου διάδοσης κρίνεται απαραίτητο να περιγραφεί ένα φαινόμενο που παρατηρείται στις μετρήσεις με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων και επηρεάζει την τιμή του υπολογιζόμενου χρόνου. Το φαινόμενο αυτό έχει επικρατήσει να λέγεται Near Field Effect (NFE) και σε ελεύθερη μετάφραση «φαινόμενο επίδρασης κοντινού πεδίου».

Οι έρευνες των Salinero, Roesset & Stokoe (1986) έδειξαν ότι η πρώτη άφιξη στο σήμα που ανιχνεύει ο δέκτης είναι πιθανό να μην αντιπροσωπεύει την άφιξη του διατμητικού κύματος (S), αλλά την άφιξη του επονομαζόμενου near-field στοιχείου το οποίο διαδίδεται με ταχύτητα διαμήκους κύματος (P). Στοιχεία που πιστοποίησαν την ύπαρξη του NFE πρωτοπαρουσιάστηκαν από τους Brignoli & Gotti (1992) και από τότε η επίδρασή του λαμβάνεται σοβαρά υπόψη στην εκτίμηση του χρόνου διάδοσης για την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.

Οι πεπερασμένες διαστάσεις του δείγματος, καθώς και η γεωμετρία της διάταξης μαζί με τα αισθητήρια, δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες εμφάνισης κυμάτων συμπίεσης. Στο **Σχήμα 4.5** φαίνεται ο τρόπος δημιουργίας αυτού του φαινομένου (βλέπε Εικόνα α).



Σχήμα 4.5: Δημιουργία και επίδραση του Near Field Effect (Lee, Santamarina, 2005)

Το τμήμα του αισθητήρα που προεξέχει και είναι βυθισμένο μέσα στο δείγμα ταλαντώνεται σε κατακόρυφη διεύθυνση. Η κίνηση αυτή, αφενός έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία διατμητικού κύματος το οποίο διαδίδεται κατά μήκος του άξονα του δοκιμίου, αφετέρου όμως δημιουργεί πύκνωση και αραιώση στο μέσο διάδοσης, στις περιοχές γύρω από το αισθητήριο, δηλαδή κύματα συμπίεσης (Lee, Santamarina, 2005).

Έπειτα από διαδοχικές ανακλάσεις στα τοιχώματα του δοκιμίου, τα κύματα αυτά φτάνουν στον δέκτη. Όπως γίνεται αντιληπτό, το πότε τα κύματα συμπίεσης θα φτάσουν στον δέκτη είναι θέμα μείζονος σημασίας για την σωστή εκτίμηση του χρονικού σημείου άφιξης του διατμητικού κύματος.

Αν το κύμα συμπίεσης φτάσει αργότερα από την άφιξη του επιθυμητού διατμητικού κύματος δεν θεωρείται ιδιαίτερο πρόβλημα, καθώς η αρχική διέγερση που φαίνεται στον δέκτη αντιπροσωπεύει το S κύμα και η εκτίμηση του σημείου άφιξης είναι

εύκολη. Αν όμως τα δυο κύματα φτάσουν σχεδόν την ίδια χρονική στιγμή, ο δέκτης θα ανιχνεύσει το «άθροισμα» των δυο κυμάτων και η εκτίμηση του σημείου άφιξης του διατμητικού κύματος γίνεται δύσκολη υπόθεση.

Στο Σχήμα 4.5 (Εικόνες b και c) φαίνονται παραδείγματα της επίδρασης του NFE. Η αρχική διέγερση του δέκτη δεν αντιπροσωπεύει σε καμία από τις δύο περιπτώσεις την άφιξη του διατμητικού κύματος, πριν από την άφιξη του ανακλώμενου κύματος συμπίεσης. Έτσι, το διατμητικό κύμα εκτιμάται ότι φτάνει αργότερα στον δέκτη.

Η πιθανότητα της εμφάνισης του NFE είναι δύσκολα προβλέψιμη. Εξαρτάται από αρκετούς παράγοντες, μερικοί από τους οποίους είναι μεταβαλλόμενοι κατά την διαδικασία μιας μέτρησης (Lee, Santamarina, 2005).

Το μήκος του δοκιμίου και η διάμετρός του είναι οι γεωμετρικοί παράγοντες που προσδιορίζουν το μήκος της διαδρομής που θα κάνει ένα κύμα συμπίεσης μέχρι να φτάσει στον δέκτη.

Για μια συγκεκριμένη μέτρηση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δοκιμίου παραμένουν σχεδόν σταθερά. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων συμπίεσης, μπορεί να μεταβάλλεται συναρτήσει της τάσης στην οποία υποβάλλεται το δοκίμιο. Όσο περισσότερο συμπιέζεται το δείγμα τόσο μικραίνει ο χρόνος διάδοσης του P κύματος, διότι αυξάνεται η συνοχή του μέσου διάδοσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα σε μια μέτρηση η επίδραση του NFE να μεταβάλλεται, καθώς η τάση στο δοκίμιο αλλάζει. Συνήθως η επίδραση αυξάνεται σε συνάρτηση με την αύξηση της τάσης (Lee, Santamarina, 2005).

Οι Viggiani & Atkinson (1995), μελετώντας το φαινόμενο για διαφορετικές συνθήκες μέτρησης (μήκος δοκιμίου, συχνότητα σήματος διέγερσης), κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η εμφάνιση του “near field effect” είναι έντονη όταν το μήκος του δοκιμίου είναι εντός της περιοχής $0.25 \cdot \lambda - 4 \cdot \lambda$ (μήκη κύματος) του διατμητικού διαδιδόμενου κύματος.

Το μήκος κύματος (λ) που ορίστηκε προηγουμένως, μπορεί να εκτιμηθεί από την σχέση:

$$\lambda = \frac{V_s}{f} \quad [4.1]$$

όπου, V_s η ταχύτητα διάδοσης του διατμητικού κύματος, και f η μέση συχνότητα του σήματος που ανιχνεύεται στον δέκτη.

Η παραπάνω εκτίμηση οδηγεί στο συμπέρασμα ότι όσο αυξάνεται το μήκος του δοκιμίου που εξετάζεται τόσο μειώνεται η πιθανότητα εμφάνισης του NFE. Με δεδομένες όμως τις ιδιαιτερότητες της μεθόδου των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων είναι δύσκολο να χρησιμοποιηθούν μεγάλου μήκους δείγματα.

Επομένως, κατά την εκτίμηση του χρόνου διάδοσης πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ο παράγοντας που αναλύθηκε στην παράγραφο αυτή.

4.4.2. Μετρήσεις στο πεδίο του χρόνου

Σε ότι αφορά τις μετρήσεις στο πεδίο του χρόνου, υπάρχουν κυρίως τρεις τεχνικές υπολογισμού του χρόνου διάδοσης του διατμητικού κύματος.

Οι δύο πρώτες στηρίζονται στον υπολογισμό του ζητούμενου χρόνου από τα γραφήματα των σημάτων του πομπού και του δέκτη (τεχνικές point to point και peak to peak). Η τρίτη τεχνική χρησιμοποιεί το θεώρημα της συνέλιξης (cross correlation) για να εκτιμήσει τον παραπάνω χρόνο.

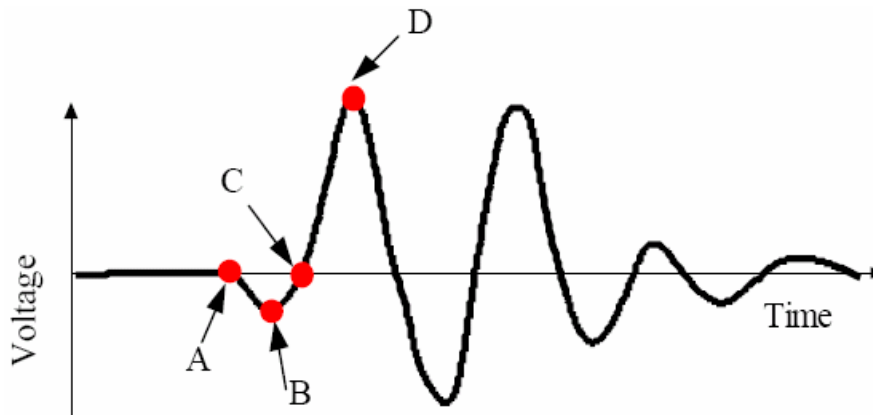
Τεχνική point to point

Χρησιμοποιώντας κάποιον από τους τρόπους καταγραφής και απεικόνισης των σημάτων πομπού και δέκτη που περιγράφηκαν παραπάνω, η εκτίμηση του χρόνου διάδοσης σε ότι αφορά την τεχνική point to point, βασίζεται στην επιλογή των χρονικών σημείων αποστολής και άφιξης του διατμητικού κύματος.

Με σήμα διέγερσης παλμό ενός ημιτόνου συγκεκριμένης συχνότητας, ως έναρξη του χρόνου διάδοσης θεωρείται η αρχή του ημιτόνου, η οποία εύκολα προσδιορίζεται (GDS BES manual, 2013).

Από την άλλη, ο προσδιορισμός του χρονικού σημείου άφιξης αποτελεί αντικείμενο ευρείας συζήτησης στη διεθνή βιβλιογραφία. Έχουν δημοσιευθεί πολλές εργασίες με αντικείμενο έρευνας την ορθή επιλογή του σημείου άφιξης.

Στο **Σχήμα 4.6** παρουσιάζεται ένα παράδειγμα σήματος που καταγράφει ο δέκτης, για διέγερση του πομπού από ένα ημίτονο.



Σχήμα 4.6: Η επιλογή του χρονικού σημείου άφιξης

Τα σημεία A, B, C και D είναι αυτά γύρω από τα οποία εστιάζεται η επιλογή του πραγματικού σημείου άφιξης του διατμητικού κύματος. Με την σειρά που παρουσιάζονται, το σημείο A αναφέρεται ως το σημείο της πρώτης παρεκτροπής, το σημείο B ως το σημείο του πρώτου ελάχιστου, το C ως το σημείο του πρώτου μηδενικού μετά την πρώτη διέγερση και το D ως το σημείο του πρώτου μεγίστου.

Με πιθανή την επίδραση του NFE, το σημείο A είναι συνήθως το σημείο άφιξης των κυμάτων συμπίεσης και όχι του διατμητικού κύματος.

Το σημείο B μπορεί να θεωρηθεί ως η πιο πιθανή επιλογή για σημείο άφιξης, καθώς λίγο μετά αρχίζουν να παρατηρούνται μεγάλες τιμές πλάτους που υποδηλώνουν στοιχεία διατμητικού κύματος.

Το πρώτο μηδενικό μετά το πρώτο ελάχιστο, το σημείο C δηλαδή, έχει τις ίδιες πιθανότητες ορθότητας με το σημείο B. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις παρατηρείται

ένα μικρό αρνητικό offset που μετατοπίζει την κυματομορφή προς τα κάτω (Θεόπουλος, 2008).

Ως συνέπεια αυτού το πρώτο μηδενικό θα βρίσκεται λίγο αργότερα από ότι θα βρισκόταν χωρίς την ύπαρξη του offset, με αποτέλεσμα να δίνει μεγαλύτερο χρόνο διάδοσης. Για τον λόγο αυτό, θα πρέπει να γίνει μια διορθωτική εκτίμηση για την επιλογή του σημείου C, λίγο πιο πριν από το πρώτο μηδενικό.

Ως τελευταία επιλογή στην παραπάνω εικόνα δίνεται το σημείο D. Η διαφορά με τα υπόλοιπα σημεία είναι ότι για το συγκεκριμένο, ως χρονικό σημείο αποστολής του κύματος, θεωρείται το μέγιστο του ημιτόνου διέγερσης του πομπού. Με απλά λόγια, πρόκειται για μέτρηση από μέγιστο σε μέγιστο του σήματος του πομπού και του σήματος του δέκτη (GDS BES manual, 2013).

Η επιλογή αυτή δίνει σημαντικές αποκλίσεις σε σχέση με τα σημεία B και C. Ωστόσο, είναι μια ακόμη εκτίμηση για τον υπολογισμό του χρόνου διάδοσης.

Όπως γίνεται αντιληπτό από την παραπάνω ανάλυση, δεν υπάρχει απόλυτη εκτίμηση για τον προσδιορισμό του πραγματικού σημείου άφιξης του διατμητικού κύματος. Χαρακτηριστικό είναι ότι και οι τέσσερις περιπτώσεις έχουν εφαρμοστεί σε πειραματικές μετρήσεις από ερευνητικές ομάδες, όπως διαπιστώνεται από την βιβλιογραφία.

Ωστόσο, η επιλογή του σημείου B ή του σημείου C είναι οι πιο συνηθισμένες και περισσότερο αποδεκτές, ως χρονικό σημείο άφιξης του διατμητικού κύματος στον δέκτη (GDS BES manual, 2013).

Τεχνική peak to peak

Η τεχνική peak to peak (Viggiani & Atkinson 1995) βασίζεται στην υπόθεση ότι το λαμβανόμενο σήμα φέρει μια υψηλή ομοιότητα με το μεταδιδόμενο. Ο χρόνος μεταξύ της κορυφής του μεταδιδόμενου σήματος και της πρώτης μεγάλης κορυφής του λαμβανόμενου σήματος, λαμβάνεται ως χρόνος διάδοσης του διατμητικού κύματος.

Λόγω του φαινομένου διασποράς που προκαλείται από το δείγμα, και τη φύση του εδάφους, το λαμβανόμενο σήμα είναι συνήθως παραμορφωμένο σε διάφορους βαθμούς, ενώ εξασθενεί με την απόσταση. Υπό τις συνθήκες αυτές, ο καθορισμός της πρώτης μείζονος κορυφής γίνεται πιο δύσκολος, όπως όταν το σήμα έχει αρκετές συνεχόμενες κορυφές με πολύ μικρές διαφορές πλάτους.

Όπως και με την τεχνική point to point, η τεχνική αυτή επηρεάζεται επίσης σημαντικά από την ποιότητα των λαμβανόμενων σημάτων (Viggiani & Atkinson 1995).

Τεχνική του θεωρήματος της συσχέτισης

Πολλές φορές για την επεξεργασία σήματος χρησιμοποιούνται μαθηματικά μοντέλα, τα οποία παρέχουν αξιοπιστία και ακρίβεια στην εκτίμηση μετρούμενων παραμέτρων.

Το θεώρημα της συνέλιξης είναι μια μαθηματική διεργασία, η οποία χρησιμοποιείται πολύ συχνά σε μετρητικές διατάξεις που στελεχώνονται από πομπό και δέκτη και έχουν στόχο την μέτρηση του χρόνου διάδοσης ενός κύματος από τον πομπό στον δέκτη. Κάποια από τα πεδία εφαρμογής είναι τα ραντάρ, σόναρ, ψηφιακές τηλεπικοινωνίες, γεωλογία κ.ά.

Αντικειμενικός σκοπός της μεθόδου είναι να υπολογίσει τον βαθμό συσχέτισης – ομοιότητας μεταξύ των δύο σημάτων.

Ας υποθεθεί ότι διατίθενται δυο πραγματικές ακολουθίες σημάτων $x(n)$ και $y(n)$, πεπερασμένης ενέργειας. Η συνέλιξη των $x(n)$ και $y(n)$ είναι μια ακολουθία $r_{xy}(l)$ η οποία ορίζεται ως εξής:

$$r_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} [x(n) \cdot y(n-l)] \quad \text{για } l = 0, \pm 1, \pm 3, \dots \quad [4.2]$$

ή ισοδύναμα ως:

$$r_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} [x(n-l) \cdot y(n)] \quad \text{για } l = 0, \pm 1, \pm 3, \dots \quad [4.3]$$

Ο όρος l είναι η παράμετρος ολίσθησης (χρόνου) και οι δείκτες xy στην ακολουθία συνέλιξης r_{xy} αντιπροσωπεύουν τις ακολουθίες των σημάτων, των οποίων εξετάζεται ο βαθμός συσχέτισης. Η σειρά των δεικτών με το x να προηγείται του y , δείχνει την κατεύθυνση στην οποία η μια ακολουθία ολισθαίνει σε σχέση με την άλλη (Yamashita et al., 2003).

Στην πρώτη από τις παραπάνω σχέσεις η ακολουθία $x(n)$ παραμένει σταθερή και η $y(n)$ ολισθαίνει κατά l στοιχείο στο χρόνο προς τα δεξιά αν το l έχει θετική τιμή και προς τα αριστερά αν η τιμή του είναι αρνητική. Αντίστοιχα, στην δεύτερη σχέση το σήμα που παραμένει σταθερό είναι το $y(n)$ και το $x(n)$ ολισθαίνει χρονικά. Η ολίσθηση είναι προς τα αριστερά για θετικό l και προς τα δεξιά για αρνητικό.

Αντιστρέφοντας την φορά των δεικτών xy προκύπτουν ισοδύναμες σχέσεις με αυτές που δόθηκαν παραπάνω και αποδεικνύεται ότι τελικά ισχύει:

$$\mathbf{r}_{xy}(l) = \mathbf{r}_{yx}(-l) \quad [4.4]$$

Οι διεργασίες που εκτελούνται κατά την μαθηματική αυτή ανάλυση είναι ολίσθηση της μιας ακολουθίας ως προς την άλλη, πολλαπλασιασμός των δυο ακολουθιών μεταξύ τους και άθροισμα όλων των όρων της ακολουθίας που παράγεται από τον πολλαπλασιασμό.

Η φυσική σημασία του θεωρήματος της συσχέτισης είναι να προκύψει μια ακολουθία τιμών συναρτήσει του χρόνου, η οποία να εμφανίζει μέγιστες εξάρσεις του σήματος γύρω από τα σημεία στα οποία και οι δύο αρχικές ακολουθίες σημάτων εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές (Yamashita et al., 2003).

Επιστρέφοντας στο πρόβλημα του υπολογισμού του χρόνου διάδοσης, η τεχνική της συσχέτισης μπορεί να εφαρμοστεί στα σήματα του πομπού και του δέκτη. Θεωρώντας ως $x(T)$ και $y(T)$ τα σήματα πομπού και δέκτη, αντίστοιχα, ως χρονικές ακολουθίες του πλάτους πεπερασμένης διάρκειας, η συνάρτηση της θεωρίας της συνέλιξης (CC_{xy}), σύμφωνα με τους Viggiani & Atkinson (1995), μπορεί να εκφραστεί και ως εξής:

$$CC_{xy}(t) = \lim_{T_r \rightarrow \infty} \frac{1}{T_r} \cdot \int_{T_r}^{T_r+T} [\mathbf{x}(T) \cdot \mathbf{y}(T+t) \cdot dT] \quad [4.5]$$

όπου, T_r είναι ουσιαστικά η καταγραφή του χρόνου για την ακολουθία, και t είναι το ποσό ολίσθησης του ενός σήματος ως προς το άλλο.

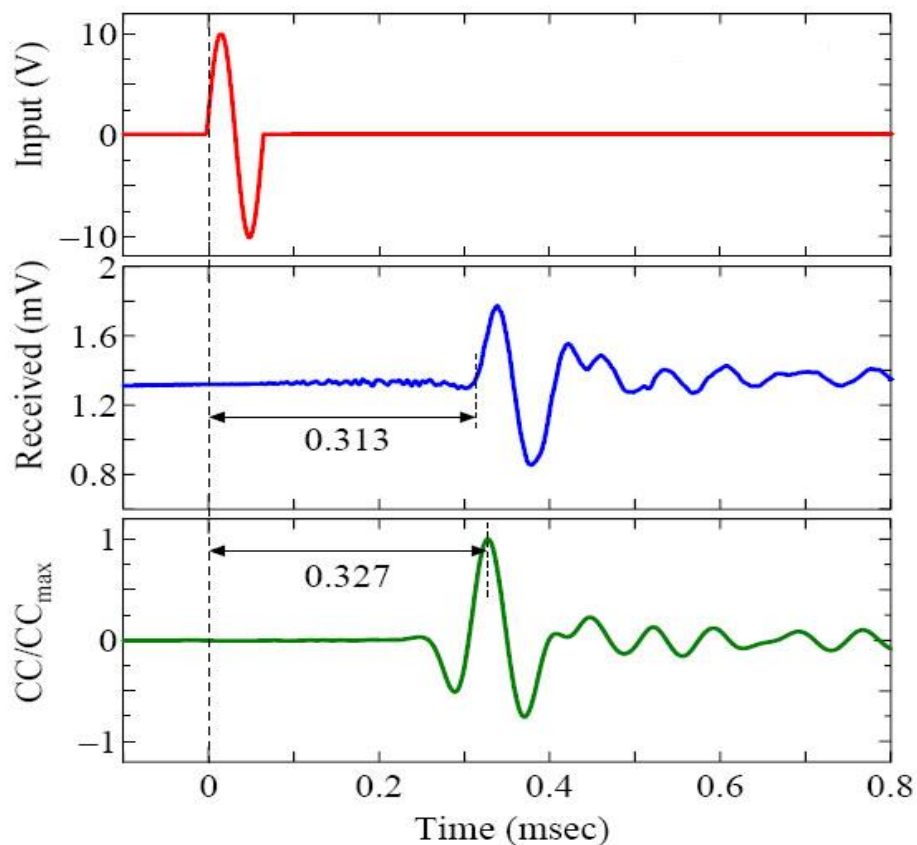
Συγκεκριμένα, το μέγεθος του t είναι το χρονικό διάστημα που απέχουν δυο διαδοχικές τιμές πλάτους της ακολουθίας του ενός ή του άλλου σήματος και όπως γίνεται αντιληπτό σε ένα καταγεγραμμένο από παλμογράφο σήμα, εξαρτάται από την ανάλυση του οργάνου κατά την διάρκεια της δειγματοληψίας (Yamashita et al., 2003).

Η παραπάνω συνάρτηση είναι μια άλλη μορφή της ακολουθίας που προκύπτει από το θεώρημα της συσχέτισης. Η ύπαρξη του ορίου υποδηλώνει ότι οι ακολουθίες των σημάτων πομπού και δέκτη έχουν πεπερασμένες διαστάσεις στο πεδίο του χρόνου, ενώ το ολοκλήρωμα εισάγει την έννοια της εξαγωγής ενός γραφήματος της συνέλιξης των δυο σημάτων συναρτήσει του χρόνου.

Με την μια ή την άλλη έκφραση το αποτέλεσμα είναι το ίδιο και εξάγει μια ακολουθία η οποία δείχνει τον βαθμό συσχέτισης των δυο σημάτων.

Στο **Σχήμα 4.7** απεικονίζεται παράδειγμα υπολογισμού του χρόνου διάδοσης με την μέθοδο της συνέλιξης.

Το τρίτο γράφημα απεικονίζει την συσχέτιση των σημάτων πομπού και δέκτη. Εμφανίζει ένα μέγιστο το οποίο θεωρείται το χρονικό σημείο άφιξης του διατμητικού κύματος.



Σχήμα 4.7: Παράδειγμα εφαρμογής του θεωρήματος της συσχέτισης στα σήματα πομπού και δέκτη (Yamashita et al., 2003)

Ο χρόνος που προκύπτει με την τεχνική της συσχέτιση είναι λίγο μεγαλύτερος από αυτόν της τεχνικής point to point. Αυτό παρατηρείται στις περισσότερες μετρήσεις χωρίς όμως να αποτελεί κανόνα.

Μια ερμηνεία που θα μπορούσε να δοθεί είναι ότι οφείλεται στο NFE. Πιο συγκεκριμένα, η τεχνική point to point επιλέγει το χρονικό σημείο άφιξης με κανόνα την εμφάνιση έξαρσης του σήματος του δέκτη. Αν δεν υπάρχει μεγάλη επίδραση του NFE η επιλογή αυτή είναι αντικειμενική, αν όμως έχουμε επίδραση του NFE, τότε το σημείο που επιλέγει έχει περισσότερες πιθανότητες να είναι η άφιξη του P κύματος και όχι του S (Yamashita et al., 2003).

Από την άλλη, η τεχνική της συσχέτιση θα επιλέξει ως σημείο άφιξης την μεγαλύτερη διακύμανση, η οποία φυσικά θα παρατηρηθεί όταν φτάσει το S κύμα στο δέκτη. Η συνέλιξη επομένως θα προσπελάσει την άφιξη του P κύματος, λόγω του μικρού

πλάτους του σε σχέση με το S κύμα, και θα εστιάσει στην μεγάλη διακύμανση που εμφανίζεται από την άφιξη του διατμητικού κύματος.

Από την παραπάνω ανάλυση προκύπτει ότι η τεχνική της συσχέτισης είναι πιο αξιόπιστη από την point to point. Αποτελεί επίσης ένα τρόπο αντιμετώπισης του φαινομένου επίδρασης κοντινού πεδίου (NFE).

Τέλος, αναφέρεται ότι σε πολλές μετρήσεις η συσχέτιση των δυο σημάτων παράγει περισσότερα από ένα μέγιστα. Στις περιπτώσεις αυτές ως σημείο άφιξης του διατμητικού κύματος θεωρείται το πρώτο μέγιστο της καμπύλης (Yamashita et al., 2003).

Συμπερασματικά η τεχνική του θεωρήματος της συσχέτισης εκφράζει την ομοιότητα των 2 κυμάτων. Δεν είναι ο πραγματικός χρόνος αλλά η διαφορά των 2 σημάτων, δηλαδή ο χρόνος διαδρομής από τον πομπό στον δέκτη.

4.4.3. Μετρήσεις στο πεδίο της συχνότητας

Η μετάβαση από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο της συχνότητας γίνεται με μετασχηματισμούς Fourier (Fast Fourier Transformation ή FFT). Μια ακολουθία $x(n)$ είναι συνήθως το αποτέλεσμα της δειγματοληψίας ενός αναλογικού συνεχούς σήματος $x_a(t)$, σε μια συχνότητα δειγματοληψίας F_s (Spiegel, 1978).

Για να υπολογισθεί το πραγματικό φάσμα από μια τέτοια ακολουθία, $x(n)$, πεπερασμένης διάρκειας, πρέπει να γίνουν τα εξής:

Θεωρώντας το $x_a(t)$ ως σήμα πεπερασμένης ενέργειας, η οποία περιγράφεται από την σχέση:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} [|x_a(t)|^2 \cdot dt] \quad [4.6]$$

ο μετασχηματισμός Fourier του $x_a(t)$ δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{X}_\alpha(\mathbf{F}) = \int_{-\infty}^{\infty} [\mathbf{x}_\alpha(t) \cdot e^{-j2\pi\mathbf{F}\cdot t} \cdot dt] \quad [4.7]$$

και τελικά, από το θεώρημα του Parseval, προκύπτει:

$$\mathbf{E} = \int_{-\infty}^{\infty} [|\mathbf{X}_\alpha(\mathbf{F})|^2 \cdot d\mathbf{F}] \quad [4.8]$$

Ο όρος $|\mathbf{X}_\alpha(\mathbf{F})|^2 = \mathbf{S}_{xx}$ αντιπροσωπεύει την κατανομή της ενέργειας του σήματος συναρτήσει της συχνότητας και ονομάζεται «φάσμα ενεργειακής πυκνότητας του σήματος» (power spectrum) (Spiegel, 1978).

Επομένως, η ολική ενέργεια του σήματος προκύπτει από το ολοκλήρωμα του \mathbf{S}_{xx} σε όλο το πεδίο των συχνοτήτων \mathbf{F} .

Είναι σημαντικό να παρατηρήσει κανείς ότι η παραπάνω έκφραση μπορεί να προκύψει από την συνάρτηση auto correlation, ως ο μετασχηματισμός Fourier της τελευταίας. Στην προηγούμενη παράγραφο αναλύθηκε η συνάρτηση της συνέλιξης για δυο σήματα $x(t)$ και $y(t)$. Η συνάρτηση auto correlation είναι η ίδια διαδικασία αλλά μόνο για ένα σήμα, έστω το $x(t)$, και περιγράφεται ως εξής:

$$\mathbf{r}_{xx}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} [\mathbf{x}_\alpha(t) \cdot \mathbf{x}_\alpha(t + \mathbf{T}) \cdot dt] \quad [4.9]$$

Ο μετασχηματισμός Fourier της τελευταίας σχέσης δίνει όπως αποδεικνύεται το φάσμα ενεργειακής πυκνότητας του σήματος:

$$\int_{-\infty}^{\infty} [\mathbf{r}_{xx}(\tau) \cdot e^{-j2\pi\mathbf{F}\cdot\tau} \cdot dt] = \mathbf{S}_{xx}(\mathbf{F}) = |\mathbf{X}_\alpha(\mathbf{F})|^2 \quad [4.10]$$

Η σχέση 4.5 δίνει την συνέλιξη των δυο σημάτων, όπως προαναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο.

Επίσης, το γραμμικό φάσμα $S_x(f)$ ενός σήματος $x(T)$ είναι μια συνάρτηση της συχνότητας και δίνεται από τον μετασχηματισμό Fourier του $x(T)$:

$$\mathbf{S}_x(\mathbf{f}) = \mathbf{FFT}[\mathbf{x}(T)] \quad [4.11]$$

Το γραμμικό φάσμα είναι ένα διάνυσμα στο μιγαδικό επίπεδο, το πλάτος και η φάση του είναι αντίστοιχα η ολίσθηση του πλάτους και της φάσης κάθε αρμονικού στοιχείου του σήματος (Spiegel, 1978).

Με βάση τα παραπάνω, το ενεργειακό φάσμα της συνέλιξης (cross power spectrum) δυο σημάτων $x(T)$ και $y(T)$ αποδεικνύεται ότι δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{S}_{xy}(\mathbf{f}) = \mathbf{S}_x(\mathbf{f}) \cdot \mathbf{S}_y^*(\mathbf{f}) \quad [4.12]$$

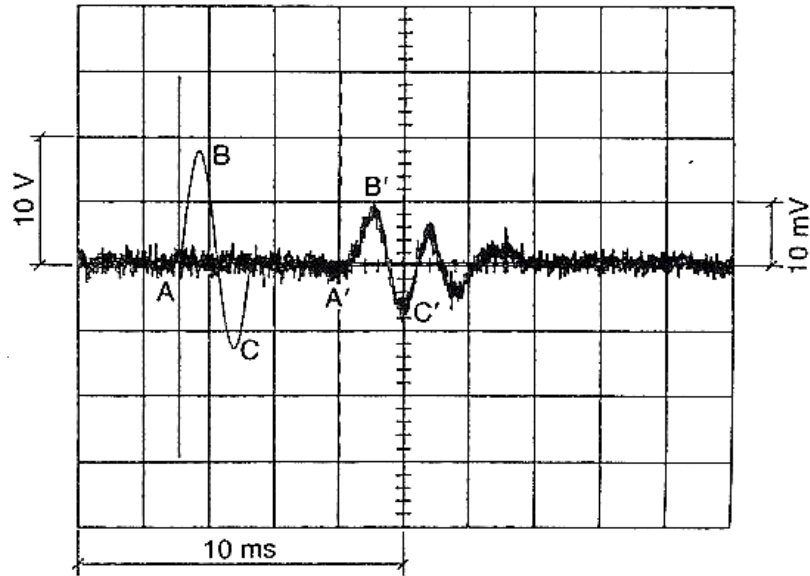
όπου, \mathbf{S}_y^* είναι ο συζυγής μιγαδικός του γραμμικού φάσματος του $y(T)$, και S_{xy} είναι ο μετασχηματισμός Fourier της συνάρτησης $CC_{xy}(t)$.

Για κάθε συχνότητα, το πλάτος και η φάση στο ενεργειακό φάσμα της συνέλιξης είναι αντίστοιχα το αποτέλεσμα των πλατών και των διαφορών φάσεως των στοιχείων των δυο σημάτων στη συγκεκριμένη συχνότητα. Από το πλάτος δίνεται η δυνατότητα να βρεθεί το εύρος των συχνοτήτων που είναι κοινές για τα δυο σήματα, ενώ από την φάση $\Phi(f)$ του ενεργειακού φάσματος της συνέλιξης να προσδιορισθεί η ταχύτητα φάσης για κάθε συχνοτικό στοιχείο (Spiegel, 1978).

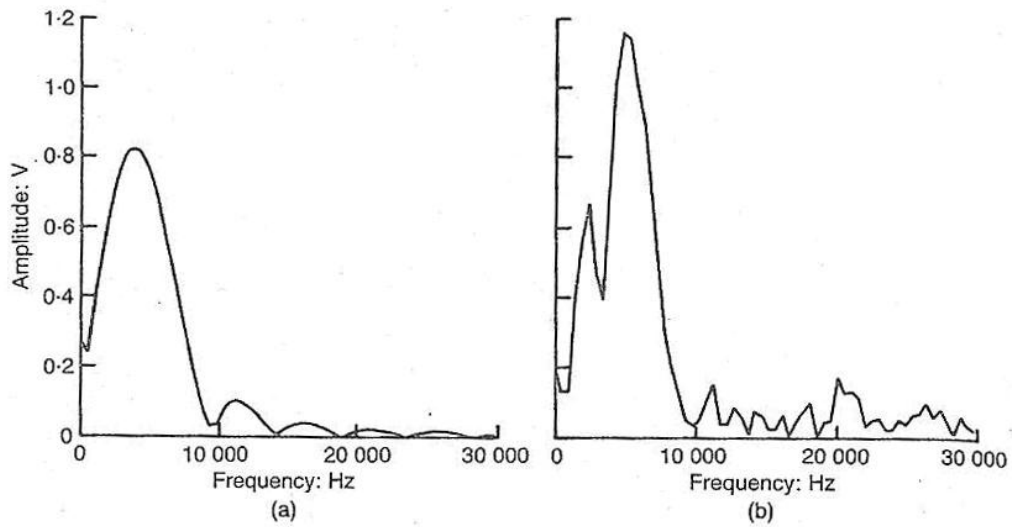
Στην τελευταία διαπίστωση στηρίζεται και η τεχνική υπολογισμού του χρόνου διάδοσης που περιγράφεται στην παράγραφο αυτή.

Ας θεωρηθεί ότι διατίθενται σήματα διέγερσης, όπως αυτά που απεικονίζονται στο **Σχήμα 4.8**. Τα γραμμικά συχνοτικά φάσματα του σήματος του πομπού και του σήματος του δέκτη θα έχουν την μορφή που παρατηρείται στο **Σχήμα 4.9** (a και b, αντίστοιχα).

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφερθεί πως ένα και μοναδικό ημίτονο (π.χ 5 kHz, όπως στο παράδειγμα) αποτελείται από την επαλληλία αρκετών ημιτόνων γύρω από αυτή την συχνότητα, γεγονός που φαίνεται και στην συχνοτική ανάλυση του σήματος του πομπού (Jovicic et al., 1996).



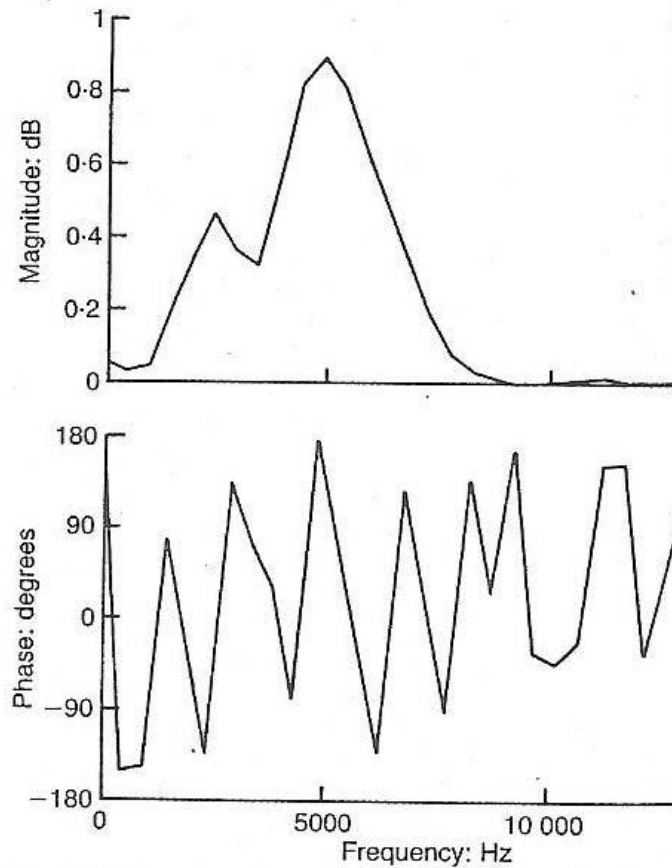
Σχήμα 4.8: Σήματα πομπού και δέκτη (5 kHz) (Viggiani & Atkinson, 1995)



Σχήμα 4.9: Γραμμικό συχνοτικό φάσμα σημάτων πομπού και δέκτη (Jovicic et al., 1996)

Από την φασματική ανάλυση του σήματος στο δέκτη παρατηρείται ότι οι περισσότερες φασματικές συνιστώσες είναι γύρω από την περιοχή της συχνότητας του σήματος διέγερσης όπως είναι αναμενόμενο. Επίσης είναι ευδιάκριτη η παρουσία θορύβου από τις φασματικές συνιστώσες που εμφανίζονται σε μεγαλύτερες συχνότητες (Jovicic et al., 1996).

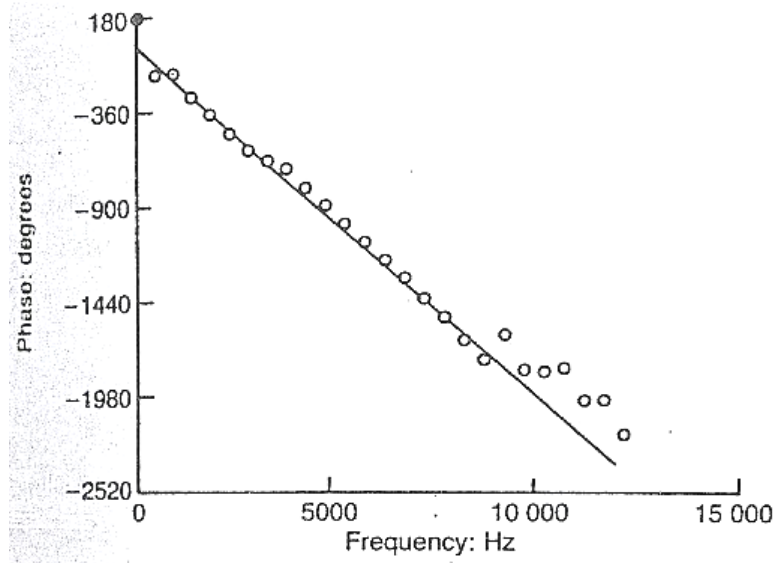
Το ενεργειακό φάσμα της συνέλιξης των δυο σημάτων φαίνεται στο **Σχήμα 4.10**. Απεικονίζονται η κατανομή του πλάτους και της φάσης συναρτήσει της συχνότητας.



Σχήμα 4.10: Πλάτος και φάση στο ενεργειακό φάσμα συνέλιξης των δυο σημάτων (Jovicic et al., 1996)

Από το γράφημα του πλάτους είναι δυνατή η εκτίμηση της περιοχής συχνοτήτων που είναι κοινή για τα δύο σήματα. Όπως είναι αναμενόμενο αυτή εμφανίζεται γύρω από την συχνότητα του ημιτόνου του πομπού (Jovicic et al., 1996).

Στο δεύτερο γράφημα παρατηρείται η μεταβολή των διαφορών φάσεων των δυο σημάτων για κάθε συχνότητα. Αν υπολογισθεί αθροιστικά η μεταβολή της φάσης, καθώς μεγαλώνουν οι τιμές της συχνότητας, εξάγεται το γράφημα που φαίνεται στο **Σχήμα 4.11**.



Σχήμα 4.11: Διάγραμμα αθροιστικής μεταβολής φάσης συναρτήσει της συχνότητας (Jovicic et al., 1996)

Από το γράφημα αυτό υπολογίζεται ο χρόνος διάδοσης του διατμητικού κύματος ως εξής:

Η ταχύτητα φάσης για κάθε συχνότητα μπορεί να εκφραστεί από την σχέση:

$$V(f) = \frac{\lambda}{T} = \lambda \cdot f = 2 \cdot \pi \cdot f \cdot \frac{L}{\Phi(f)} \quad [4.13]$$

όπου, λ είναι το μήκος κύματος, και L το μήκος του δοκιμίου.

Αναλύοντας περαιτέρω την σχέση 4.13 προκύπτει:

$$\frac{L}{t_g} = 2 \cdot \pi \cdot f \cdot \frac{L}{\Phi(f)} \quad [4.14]$$

συνεπώς:

$$t_g = \frac{\Phi(f)}{2 \cdot \pi \cdot f} \quad [4.15]$$

και τελικά:

$$t_g = \frac{\alpha}{2 \cdot \pi} \quad [4.16]$$

Αποδεικνύεται επομένως ότι ο χρόνος διάδοσης, t_g , μιας ομάδας στοιχείων για δεδομένη περιοχή συχνοτήτων μπορεί να υπολογιστεί από την κλίση, α , της καλύτερης ευθείας για την παραπάνω συχνοτική περιοχή.

Η ομάδα στοιχείων που προαναφέρθηκε, ουσιαστικά αντιπροσωπεύει όλες τις σημαντικές συχνοτικές συνιστώσες που φαίνονται στο διάγραμμα πλάτους του ενεργειακού φάσματος της συνέλιξης. Αφού οι παραπάνω συνιστώσες αντιπροσωπεύουν το κοινό σήμα μεταξύ πομπού και δέκτη, συνεπάγεται ότι ο χρόνος t_g αντιπροσωπεύει τον χρόνο διάδοσης του διατμητικού κύματος στο δοκίμιο (Jovicic et al., 1996).

Η φυσική σημασία της παραπάνω ανάλυσης είναι ότι σε κάθε μέτρηση υπάρχει πάντα μια συχνοτική περιοχή όπου η διαφορά φάσης μεταξύ του σήματος του πομπού και του σήματος του δέκτη μεταβάλλεται με σχεδόν σταθερό ρυθμό. Εκτός της περιοχής αυτής, όπως παρατηρείται και στο γράφημα, ο ρυθμός μεταβάλλεται ακανόνιστα συναρτήσει της συχνότητας.

Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αυτή η συχνοτική περιοχή περιέχει το διαδιδόμενο διατμητικό κύμα. Επομένως, μετρώντας τον ρυθμό αυτό με την βοήθεια των παραπάνω σχέσεων μπορεί να υπολογισθεί ο χρόνος διάδοσης του διατμητικού κύματος.

Οι τιμές που προκύπτουν από την τεχνική αυτή είναι λίγο μεγαλύτερες και από την μέθοδο point to point και από την μέθοδο της συνέλιξης.

4.5. Σύγκριση των τεχνικών υπολογισμού του χρόνου διάδοσης του διατμητικού κύματος

Η τεχνική point to point είναι αυτή που χρησιμοποιείται περισσότερο από τις ερευνητικές ομάδες που ασχολούνται με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων. Είναι μια εύκολη διαδικασία, καθώς δεν χρειάζεται μαθηματική ανάλυση και δίνει αποτελέσματα με την απευθείας μέτρηση στην οθόνη ενός παλμογράφου.

Ωστόσο, η δυσκολία στην εκτίμηση του πραγματικού χρονικού σημείου άφιξης οφείλεται, όχι μόνο στην πιθανή επίδραση του near field effect, αλλά και στον έντονο θόρυβο που μαζί με το ωφέλιμο σήμα ανιχνεύει ο δέκτης. Με βάση τα κριτήρια αυτά η τεχνική point to point μπορεί να χαρακτηριστεί ως εύκολη και γρήγορη εκτίμηση του χρόνου διάδοσης, αλλά σίγουρα όχι ως η πλέον αξιόπιστη.

Τα ίδια μπορούν να ειπωθούν για την τεχνική peak to peak, η οποία όμως δεν χρησιμοποιείται στην συχνότητα που εφαρμόζεται η τεχνική point to point.

Στην τεχνική της συνέλιξης υπολογίζεται ο βαθμός ομοιότητας των δυο σημάτων στο πεδίο του χρόνου. Η κυματομορφή συνέλιξης που προκύπτει εμφανίζει ευδιάκριτα μέγιστα, το πρώτο από τα οποία θεωρείται ως το χρονικό σημείο άφιξης.

Για τους λόγους που αναλύθηκαν, η τεχνική αυτή φαίνεται να μην επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από το NFE. Επίσης, είναι ένας τρόπος φιλτραρίσματος του σήματος, καθώς οι συνιστώσες του θορύβου είναι μικρού πλάτους και επομένως δεν έχουν μεγάλο μερίδιο στην ακολουθία που προκύπτει από την συνέλιξη.

Όμως, όπως γίνεται αντιληπτό, μιλώντας για επεξεργασία σήματος απαιτείται η χρήση κάποιου υπολογιστικού εργαλείου που θα εφαρμόσει τα μαθηματικά μοντέλα, γεγονός που κάνει την τεχνική αυτή περισσότερο σύνθετη από την μέθοδο point to point.

Η τελευταία τεχνική που παρουσιάστηκε μελετά την ταχύτητα φάσης στο πεδίο της συχνότητας. Η μεταφορά της μέτρησης στο πεδίο της συχνότητας αυτομάτως οδηγεί στην επεξεργασία σήματος. Τα μαθηματικά που εφαρμόζει είναι λίγο πιο σύνθετα από την μέθοδο της συνέλιξης και στηρίζονται στην ανάλυση Fourier.

Σε ότι αφορά τα πλεονεκτήματα αλλά και τις απαιτήσεις αυτής της τεχνικής, ισχύουν αυτά που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο (4.4.3). Η βασική ιδέα είναι να μελετηθεί ο ρυθμός μεταβολής της διαφοράς φάσης μεταξύ των σημάτων πομπού και δέκτη στο πεδίο της συχνότητας. Μπορεί να θεωρηθεί ως η καλύτερη προσέγγιση στην αντιμετώπιση των προβλημάτων της μέτρησης του χρόνου διάδοσης.

Ωστόσο, εμφανίζει ένα μικρό μειονέκτημα που αφορά στην επιλογή της συχνοτικής περιοχής για την οποία υπολογίζεται η καλύτερη ευθεία. Η περιοχή αυτή καθορίζεται

από το διάγραμμα του πλάτους του ενεργειακού φάσματος της συνέλιξης, λαμβάνοντας υπόψη τις μεγαλύτερες φασματικές συνιστώσες. Όπως γίνεται αντιληπτό, ο προσδιορισμός της περιοχής είναι μια κατά κάποιον τρόπο υποκειμενική διαδικασία, καθώς είναι δύσκολο να προσδιοριστούν οι συνοριακές φασματικές συνιστώσες που οφείλονται στο πραγματικό σήμα και όχι σε κάτι άλλο.

Συμπερασματικά προκύπτει ότι μεγαλύτερη αξιοπιστία αποτελεσμάτων εξ' ορισμού παρέχουν οι τεχνικές που περιλαμβάνουν επεξεργασία σήματος, είτε στο πεδίο του χρόνου είτε στο πεδίο της συχνότητας. Δεδομένου όμως ότι ποτέ δεν υπάρχει απόλυτος τρόπος μέτρησης δεν θα ήταν σωστό να χαρακτηριστεί κάποια από αυτές τις τεχνικές απόλυτα σωστή ή λανθασμένη.

Αξιοσημείωτο είναι ότι γενικά χρησιμοποιούνται όλες οι τεχνικές που αναφέρθηκαν, με πιο συχνή την μέθοδο point to point, λόγω της απλότητάς της.

5. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται όλες οι εργαστηριακές δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν, προκειμένου να προσδιορισθούν οι γεωτεχνικές παράμετροι του εξεταζόμενου γεωυλικού.

Το υλικό που εξετάστηκε προέρχεται από δανειοθάλαμο υλικού που χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή, προφράγματος του χειμάρρου Χαμαλευρίου στον νομό Ηρακλείου (Κρήτη) και χαρακτηρίζεται μακροσκοπικά ως «αργιλομάργα».

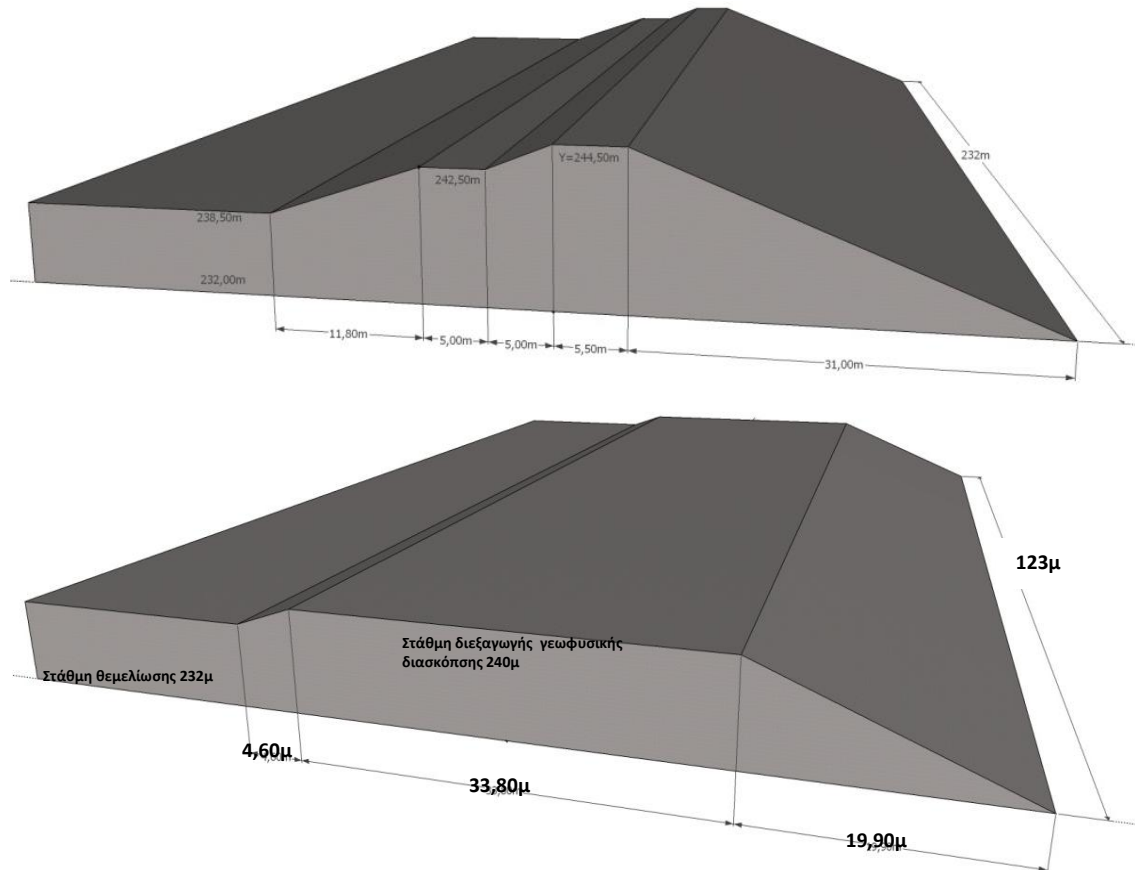
Το πρόφραγμα είναι ομογενές και στην τελική του μορφή θα διαθέτει στέγη πλάτους 5 m και ύψους 13 m (συμπεριλαμβανομένου φίλτρου πάχους 0,5 m), από την θεμελίωση (απόλυτο υψόμετρο 232 m), και διαστάσεις 78,5 m × 123,0 m.

Η γεωφυσική διασκόπηση (σεισμική διάθλαση και πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων) για την εκτίμηση των παραμέτρων E και ν πραγματοποιήθηκε τον Μάρτιο του 2010 (βλέπε **Σχήμα 5.1**).

Κατασκευάζεται από κατάλληλα προϊόντα εκσκαφής, τα οποία διαστρώνονται μετά από ομοιόμορφη ανάμιξη και ύγρανση τους έως την απαιτούμενη περιεκτικότητα υγρασίας σε χώρο προσωρινής απόθεσης.

Κατά τη διάστρωση στο επίχωμα, η περιεκτικότητα σε νερό επιτρέπεται να κυμαίνεται μεταξύ -1% και +2% της βέλτιστης περιεκτικότητας που καθορίζεται για το υλικό από την εργαστηριακή δοκιμή Proctor.

Τα υλικά διαστρώνονται με κατεύθυνση παράλληλη προς τον κατά μήκος άξονα του προφράγματος σε πάχος πριν από τη συμπίκνωση που δεν υπερβαίνει τα 20 cm. Η συμπίκνωση κάθε στρώσης περιελάμβανε τουλάχιστον δώδεκα (12) διελεύσεις κυλινδροσυμπιεστών.



Σχήμα 5.1: Τυπική διατομή του σώματος στήριξης του προφράγματος. Πάνω: Στην τελική του μορφή. Κάτω: Την περίοδο διεξαγωγής των γεωφυσικών διασκοπήσεων

5.1. Γεωτεχνική ταξινόμηση του γεωϋλικού

Για την γεωτεχνική ταξινόμηση του υλικού έγινε καταρχήν κοκκομετρική διαβάθμισή του και προσδιορίστηκαν τα όρια πλαστικότητας και υδαρότητας. Από τα αποτελέσματα αυτών των εργαστηριακών δοκιμών, πραγματοποιήθηκε ταξινόμησή του με βάση το Ενοποιημένο Σύστημα (USCS).

5.1.1. Κοκκομετρική διαβάθμιση

Η κοκκομετρική διαβάθμιση ενός εδαφικού δείγματος έγινε με:

- (1) την μηχανική μέθοδο (κοσκίνηση), για το κλάσμα με διάμετρο κόκκων > 0.075 mm.

- (2) Την υδρομετρική μέθοδο (αραιομέτρηση – καθίζηση σε υγρό περιβάλλον), για κόκκους που διέρχονται από το κόσκινο Νο. 200 (< 0.0075 mm) και μέχρι διαμέτρου 0.001 mm περίπου.

Η κοκκομετρική διαβάθμιση έγινε με την τεχνική της υγρής κοσκίνησης. Η διαδικασία είναι ίδια με αυτήν της κοσκίνησης εν ξηρώ, με μόνη διαφορά ότι γίνεται σε υγρό περιβάλλον.

Πιο αναλυτικά λαμβάνεται ποσότητα αντιπροσωπευτικού δείγματος ξηρού εδάφους, σύμφωνα με τις προδιαγραφές E105-86. Το δείγμα ζυγίζεται και διέρχεται από μια σειρά κοσκίνων που είναι διαβαθμισμένα από τα μεγαλύτερα προς τα μικρότερα μεγέθη, όπως διακρίνεται στην **Φωτογραφία 5.1(α)**.



(α)



(β)

Φωτογραφία 5.1: Σειρά κοσκίνων (α) και αραιόμετρο (β) του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας που χρησιμοποιήθηκαν

Τελευταίο τοποθετείται πάντα το κόσκινο Νο. 200 και κάτω από αυτό ο συλλέκτης του κλάσματος που διέρχεται από αυτό.

Τα δείγματα, περνώντας από τα κόσκινα, διαβρέχονται και δονούνται για τον διαχωρισμό τους. Στη συνέχεια ξηραίνονται και ζυγίζεται το κλάσμα που συγκρατείται σε κάθε κόσκινο.

Το άθροισμα των επιμέρους κλασμάτων συγκρίνεται με το αρχικό βάρος του δείγματος που κοσκινίστηκε, προκειμένου να εξακριβωθεί αν υπήρξε απώλεια υλικού κατά την διάρκεια της δόνησης.

Στον **Πίνακα 5.1** φαίνονται τα αποτελέσματα της κοσκίνησης του γεωϋλικού που εξετάστηκε.

Πίνακας 5.1: Αποτελέσματα κοσκίνησης του εξεταζόμενου γεωϋλικού

Αρχική μάζα ξηρού δείγματος: 455.07 g						
Αριθμός κοσκίνου	Διάμετρος κοσκίνου (mm)	Μάζα κοσκίνου (g)	Μάζα κοσκίνου + συγκρ. υλικού (g)	Μάζα συγκρ. υλικού (g)	Συγκρ. υλικό (%)	Διερχ. υλικό (%)
16	1,180	406,13	439,28	33,15	7,45	92,55
40	0,425	345,18	358,82	13,64	3,06	89,49
60	0,250	325,74	368,55	42,81	9,62	79,88
140	0,106	310,74	362,8	52,06	11,69	68,18
200	0,075	298,85	317,67	18,82	4,23	63,96
Συλλέκτης	-	283,24	284,76	284,76	63,96	-

Για την κοκκομετρική διαβάθμιση του λεπτόκοκκου κλάσματος, χρησιμοποιήθηκε μικρή ποσότητα (περίπου 40 g) ξηρού εδαφικού δείγματος, που διέρχεται από το κόσκινο No. 200, όπως ορίζεται από τις προδιαγραφές ASTM D422. Η ποσότητα αυτή αναμιγνύεται με 125 ml διαλύματος Calgon (αντικροκιδωτικό) 5% κ.β. και στη συνέχεια τοποθετείται σε ογκομετρικό κύλινδρο που πληρούται με απιονισμένο νερό μέχρι τα 1000 ml.

Η καθίζηση των εδαφικών κόκκων στον πολφό που προκύπτει, μετά από ανάδευση, είναι πιθανό να διαρκέσει πολλές ώρες ή και ημέρες.

Κατά την διάρκεια της καθίζησης καταγράφεται, ανά τακτά χρονικά διαστήματα, η μάζα των εδαφικών κόκκων, που βρίσκονται εν αιωρήσει. Για τις μετρήσεις αυτές

χρησιμοποιήθηκε το αραιόμετρο (ή υδρόμετρο) που φαίνεται στη **Φωτογραφία 5.1(β)**. Ταυτόχρονα καταγράφονται και μετρήσεις θερμοκρασίας (T) του διαλύματος.

Η μέθοδος της αραιομέτρησης βασίζεται στο Νόμο του Stokes για την κίνηση σφαιρών σε ιξώδες ρευστό με την επίδραση της βαρύτητας. Η οριακή ταχύτητα καθίζησης εξαρτάται από τη διάμετρο και την πυκνότητα του υλικού των σφαιρών, την πυκνότητα του ρευστού και το ιξώδες του:

$$u = \frac{d^2 \cdot (\rho_s - \rho_f)}{1800 \cdot n} \quad [5.1]$$

όπου,

u η ταχύτητα καθίζησης (cm/s),

d η διάμετρος των εδαφικών κόκκων (mm),

ρ_s η πυκνότητα των εδαφικών κόκκων (g/cm^3),

ρ_f η πυκνότητα του υγρού μέσα στο οποίο λαμβάνει χώρα η καθίζηση (g/cm^3), και

n το ιξώδες του διαλύματος ($\text{poise} \approx \text{g} \cdot \text{s}/\text{cm}^2$).

Με βάση την ταχύτητα καθίζησης των κόκκων του εδαφικού υλικού, προκύπτει η κατανομή του μεγέθους των κόκκων. Οι μεγάλοι κόκκοι καθιζάνουν στο πυθμένα του κυλίνδρου πρώτοι και οι μικρότερης διαμέτρου κόκκοι τελευταίοι.

Το αραιόμετρο μετράει την μάζα του εν αιωρήσει στερεού υλικού μέσα σ' ένα υγρό μέσο (απιονισμένο νερό) σύμφωνα με την σχέση:

$$w = \frac{R \cdot \alpha}{W} \cdot 100 \quad [5.2]$$

όπου,

w το ποσοστό (%) των εδαφικών κόκκων που βρίσκονται (σε δεδομένη χρονική στιγμή) εν αιωρήσει στο διάλυμα,

R η διορθωμένη ένδειξη του αραιομέτρου (g),

α ο συντελεστής διόρθωσης πυκνότητας εδαφικών κόκκων (από πίνακες), και

W η μάζα (g) του ξηρού δείγματος που προστέθηκε αρχικά στο διάλυμα (≈ 40 g).

Σημειώνεται ότι το ποσοστό των εδαφικών κόκκων που βρίσκονται εν αιωρήσει στο διάλυμα (w) ανάγεται στο αρχικό ξηρό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε στην κοσκίνηση.

Επίσης, η αρχική ένδειξη του αραιομέτρου (R_0) διορθώνεται σύμφωνα με την σχέση:

$$R = R_0 + 0,31 \cdot T - 11,77 \quad [5.3]$$

λόγω των σφαλμάτων που προκαλούνται από τον μηνίσκο που εμφανίζεται στα τοιχώματα του οργάνου, το αντικροκιδωτικό που προστέθηκε και την θερμοκρασία του διαλύματος (T σε °C).

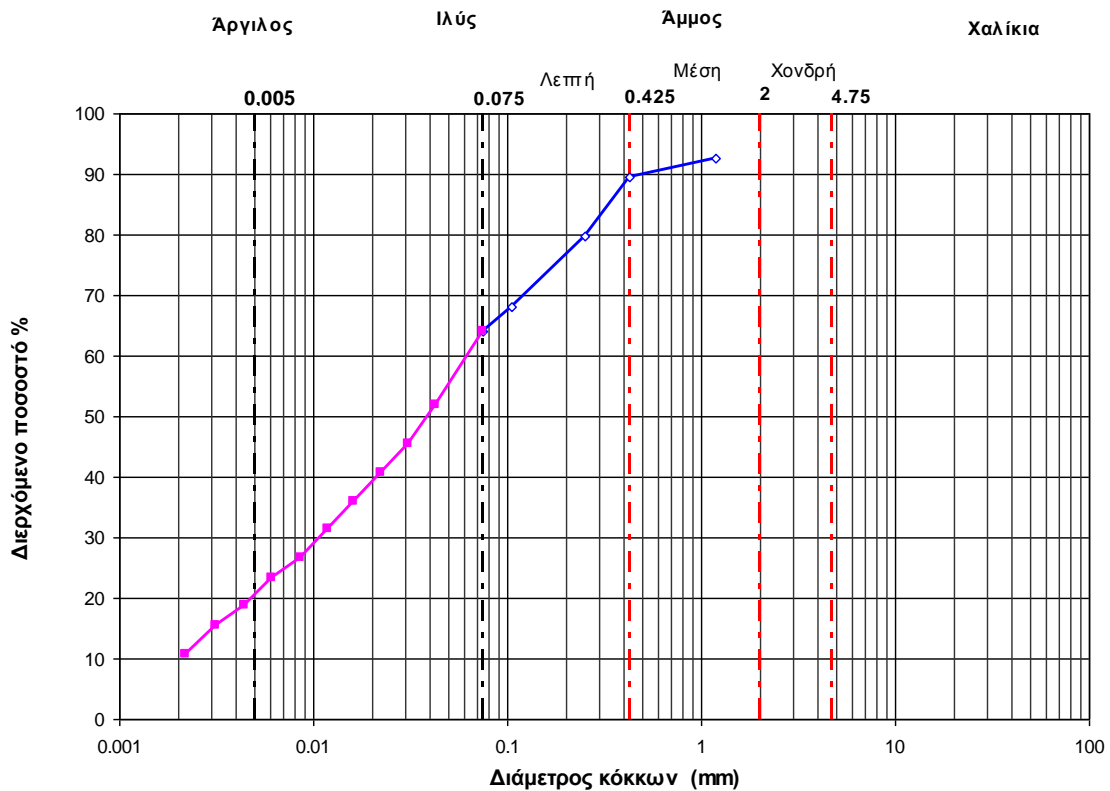
Στον **Πίνακα 5.2** φαίνονται τα αποτελέσματα της αραιομέτρησης που πραγματοποιήθηκε.

Πίνακας 5.2: Αποτελέσματα αραιομέτρησης στο μελετούμενου γεωϋλικό

Αρχική μάζα ξηρού δείγματος: 40 g					
Χρόνος, t (min)	Αρχική ανάγνωση, R_0 (g)	Θερμοκρασία, T (°C)	Διορθωμένη ανάγνωση, R (g)	Διάμετρος κόκκων εν αιωρήσει, d (mm)	Ποσοστό επί του συνόλου του δείγματος (%)
1	38	21,2	59,20	81,09	51,87
2	34	21,2	55,20	71,21	45,54
4	31	21,2	52,20	63,79	40,80
8	28	21,2	49,20	56,37	36,05
15	25	21,2	46,20	48,96	31,31
30	22	21,2	43,20	41,54	26,57
60	20	21,2	41,20	36,59	23,40
120	17	21,3	38,30	29,25	18,71
240	15	21,3	36,30	24,31	15,55
510	12	21,2	33,20	16,82	10,76
1350	8	21,5	29,50	7,16	4,58
1590	7	21,9	28,90	4,99	3,19

Με βάση τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης, τόσο από την κοσκίνηση όσο και από την αραιομέτρηση, σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη (ASTM D422) του γεωϋλικού που εξετάστηκε (βλέπε **Σχήμα 5.2**).

Από την κοκκομετρική καμπύλη προκύπτει ότι το συγκεκριμένο γεωϋλικό είναι καλά διαβαθμισμένο. Συγκεκριμένα, περιλαμβάνει άργιλο σε ποσοστό 28%, ιλύ σε ποσοστό 36%, και άμμο και χαλίκια (χονδρόκοκκα κλάσματα) σε ποσοστό 36%.



Σχήμα 5.2: Κοκκομετρική καμπύλη του εξεταζόμενου γεωϋλικού

5.1.2. Προσδιορισμός ορίου υδαρότητας

Όριο υδαρότητας θεωρείται η περιεκτικότητα σε νερό, στην όποια το έδαφος παρουσιάζει μια συγκεκριμένη αντοχή σε διάτμηση. Το όριο αυτό διαχωρίζει την υδαρή από την πλαστική κατάσταση του εδάφους και συμβολίζεται ως LL.

Αυτή η αυθαίρετη οριακή τιμή χαρακτηρίζει το έδαφος, το οποίο εάν τοποθετηθεί στο κύπελλο της συσκευής Casagrande και διαιρεθεί με ένα συγκεκριμένων διαστάσεων εργαλείο αυλάκωσης, απαιτεί 25 χτυπήματα για να εκδηλωθεί ροή του εδάφους και να ενωθεί η αυλάκωση στη βάση της σε μήκος 12,7 mm (0,5 inches).

Η διαδικασία προσδιορισμού του ορίου υδαρότητας που ακολουθήθηκε, σύμφωνα με τις προδιαγραφές ASTM D4318-83, έχει ως εξής:

Λαμβάνεται δείγμα μάζας τουλάχιστον 200 g από το γεωυλικό, που έχει αναμιχθεί καλά και διέρχεται από το κόσκινο ανοίγματος Νο. 40 (425 μm). Το υλικό τοποθετείται σε κάψα, προστίθεται μικρή ποσότητα νερού και αναμειγνύεται καλά με σπάτουλα, μέχρις ότου δημιουργηθεί μια ομοιόμορφη, παχύρρευστη μάζα (πάστα).

Το δείγμα τοποθετείται στο κύπελλο της συσκευής Casagrande, έτσι ώστε να δημιουργηθεί ένα στρώμα με ομαλή επιφάνεια. Το μέγιστο πάχος του στρώματος πρέπει να είναι περίπου 1 cm.

Το εδαφικό δείγμα χωρίζεται σε δυο ίσα μέρη σύροντας το εργαλείο αυλάκωσης κατά μήκος του άξονα συμμετρίας του κυπέλλου. Περιστρέφεται ο χειροκίνητος στρόφαλος της συσκευής με ρυθμό 2 περιστροφές ανά δευτερόλεπτο και μετρώνται οι πτώσεις, που απαιτούνται, έως ότου οι δυο πλευρές του δείγματος ενωθούν στην βάση της χαραγής και σε μήκος 12,7 mm.

Εάν ο αριθμός των περιστροφών, που απαιτούνται, είναι μεταξύ 5 και 40, λαμβάνεται με τη σπάτουλα ποσότητα δείγματος από την περιοχή της επαφής (της κλειστής πλέον αύλακας). Η ποσότητα αυτή τοποθετείται σε γυάλινο υποδοχέα, μετά τις απαραίτητες ζυγίσεις, και στο ξηραντήριο για την εκτίμηση της υγρασίας.

Στη συνέχεια, μεταβάλλεται η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, είτε προσθέτοντας νερό στο ίδιο ή σε άλλο δείγμα, το οποίο παρασκευάζεται ανάλογα. Επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία μέχρις ότου προσδιοριστεί ένας αριθμός τουλάχιστον τεσσάρων τιμών περιεκτικότητας σε νερό, για τις οποίες ο αριθμός των πτώσεων του κυπέλλου, που απαιτούνται για να κλείσει η αύλακα, είναι μεταξύ 5 και 40.

Μετά από 24 ώρες οι υποδοχείς αφαιρούνται από το ξηραντήριο και καταγράφονται οι ξηρές τους μάζες. Η απώλεια μάζας αναφέρεται σαν μάζα ύδατος (υγρασία).

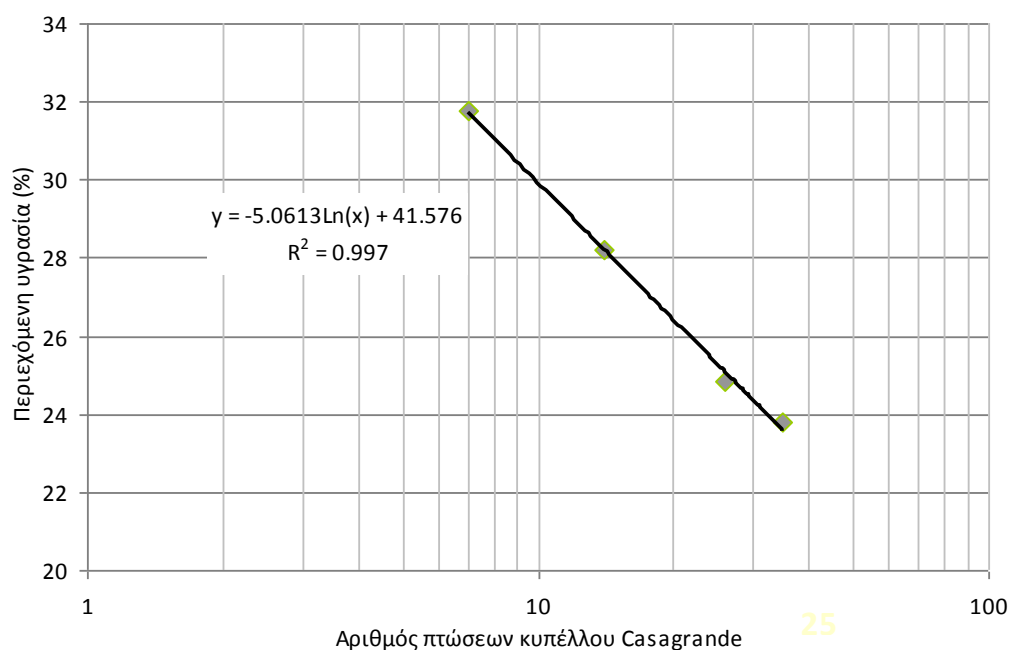
Από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του ορίου υδαρότητας του εξεταζόμενου γεωυλικού, προέκυψαν τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στον **Πίνακα 5.3**.

Πίνακας 5.3: Αποτελέσματα προσδιορισμού ορίου υδαρότητας του εξεταζόμενου γεωϋλικού

Αριθμός δοκιμίου	Αριθμός πτώσεων κυπέλλου	Μάζα υποδοχέα (g)	Μάζα υποδοχέα με ξηρό δείγμα (g)	Μάζα υγρού δείγματος (g)	Μάζα ξηρού δείγματος (g)	Απώλεια υγρασίας (g)	Ποσοστό υγρασίας (%)
1	7	41,68	50,21	11,24	8,53	2,71	31,77
2	14	40,43	50,03	12,31	9,60	2,71	28,23
3	26	41,36	45,55	5,23	4,19	1,04	24,82
4	35	40,21	48,70	10,51	8,49	2,02	23,79

Από τα δεδομένα του παραπάνω πίνακα κατασκευάστηκε το ημιλογαριθμικό διάγραμμα που παρουσιάζεται στο **Σχήμα 5.3**.

Από το διάγραμμα αυτό προκύπτει ότι το όριο υδαρότητας του εξεταζόμενου γεωϋλικού είναι **LL = 25,3 %** (υγρασία που αντιστοιχεί σε 25 χτυπήματα του κυπέλλου Casagrande).



Σχήμα 5.3: Διάγραμμα υπολογισμού ορίου υδαρότητας του εξεταζόμενου γεωϋλικού

5.1.3. Προσδιορισμός ορίου πλαστικότητας

Μειώνοντας το ποσοστό υγρασίας, το έδαφος θα σταματήσει να επιδεικνύει πλαστική συμπεριφορά και θα αρχίσει να παραμορφώνεται δύσκολα (δύσκαμπτο). Η κατάσταση αυτή χαρακτηρίζεται ως ημιστερεή.

Η περιεκτικότητα σε νερό, που αντιστοιχεί στο όριο μεταξύ της πλαστικής και ημιστερεής κατάστασης, καλείται όριο πλαστικότητας, PL (Στειακάκης, 2008, από Craig, 1984).

Η διαδικασία, που ακολουθήθηκε σύμφωνα με τις προδιαγραφές ASTM D4318-83, έχει ως εξής:

Ελήφθησαν περίπου 20 g εδαφικού υλικού που έχει αναμειχθεί καλά και διέρχεται από το κόσκινο No. 40. Το δείγμα τοποθετείται μέσα σε κάψα και προστίθεται νερό, ενώ αναμειγνύεται με τη σπάτουλα, ώστε να αποκτήσει πλαστικότητα.

Η μάζα κυλινδρώνεται μεταξύ των δακτύλων και μιας γυάλινης πλάκας ή άλλης ομαλής επιφάνειας με την απαιτούμενη πίεση, ώστε να σχηματισθεί ραβδίσκος ομοιόμορφης διαμέτρου 3 mm σε όλο το μήκος του.

Εάν το έδαφος είναι πολύ ξηρό και δεν είναι δυνατή η διαμόρφωση ραβδίσκου διαμέτρου 3 mm, το δείγμα αναπλάθεται προσθέτοντας περισσότερο νερό και η διαδικασία επαναλαμβάνεται.

Εάν το έδαφος διαμορφώνει ραβδίσκο με διάμετρο μικρότερη των 3 mm, αναπλάθεται σε βόλο και η διαδικασία κυλίνδρωσης επαναλαμβάνεται σε ομαλή επιφάνεια, που καλύπτεται με τραχείας υφής χαρτί.

Επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία, προσεγγίζεται τελικά μια περιεκτικότητα σε νερό κατά την οποία ο ραβδίσκος, κυλινδρούμενος προκειμένου να μειωθεί η διάμετρός του κάτω από 3 mm, θρυμματίζεται. Τα θρύμματα τοποθετούνται σε υποδοχέα (τρυβλίο Petri) μετά τις απαραίτητες ζυγίσεις, στο ξηραντήριο για την εκτίμηση της υγρασίας.

Μετά από 24 ώρες οι υποδοχείς αφαιρούνται από το ξηραντήριο και καταγράφονται οι ξηρές τους μάζες. Η απώλεια μάζας αναφέρεται σαν μάζα ύδατος (υγρασία).

Από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του ορίου πλαστικότητας, προέκυψαν τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.4.

Πίνακας 5.4: Αποτελέσματα προσδιορισμού ορίου πλαστικότητας εξεταζόμενης αργιλομάργας

Αριθμός δοκιμίου	Μάζα υποδοχέα (g)	Μάζα υποδοχέα με ξηρό δείγμα (g)	Μάζα υγρού δείγματος (g)	Μάζα ξηρού δείγματος (g)	Απώλεια υγρασίας (g)	Ποσοστό υγρασίας (%)
1	43,10	45,02	2,25	1,92	0,33	17,19
2	41,56	43,38	2,15	1,82	0,33	18,13
3	42,57	44,26	1,97	1,69	0,28	16,57
4	40,31	41,99	1,99	1,68	0,31	18,45

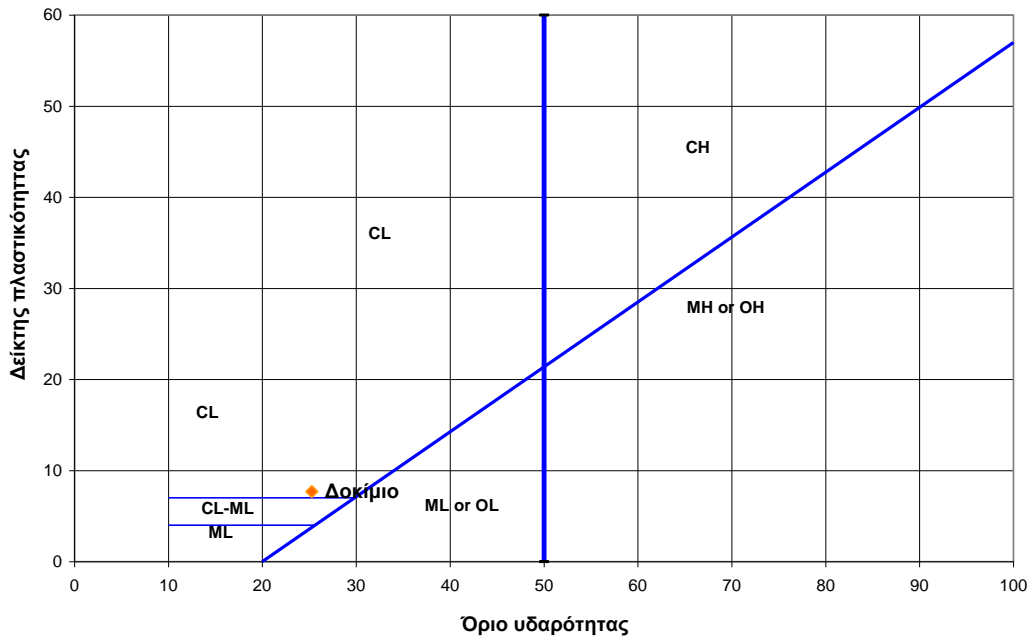
Τελικά, το όριο πλαστικότητας υπολογίσθηκε ως ο μέσος όρος των μετρήσεων υγρασίας ως **PL = 17,6 %**.

5.1.4. Ταξινόμηση του γεωϋλικού

Η ταξινόμηση του εξεταζόμενου γεωϋλικού έγινε καταρχήν για το λεπτόκκοκο κλάσμα της από το «Διάγραμμα Πλαστικότητας Casagrande». Ο δείκτης πλαστικότητας, PI, είναι η διαφορά μεταξύ του ορίου υδαρότητας και του ορίου πλαστικότητας:

$$PI = LL - PL$$

[5.4]



Σχήμα 5.4: Θέση του εξεταζόμενου γεωυλικού στο διάγραμμα πλαστικότητας Casagrande

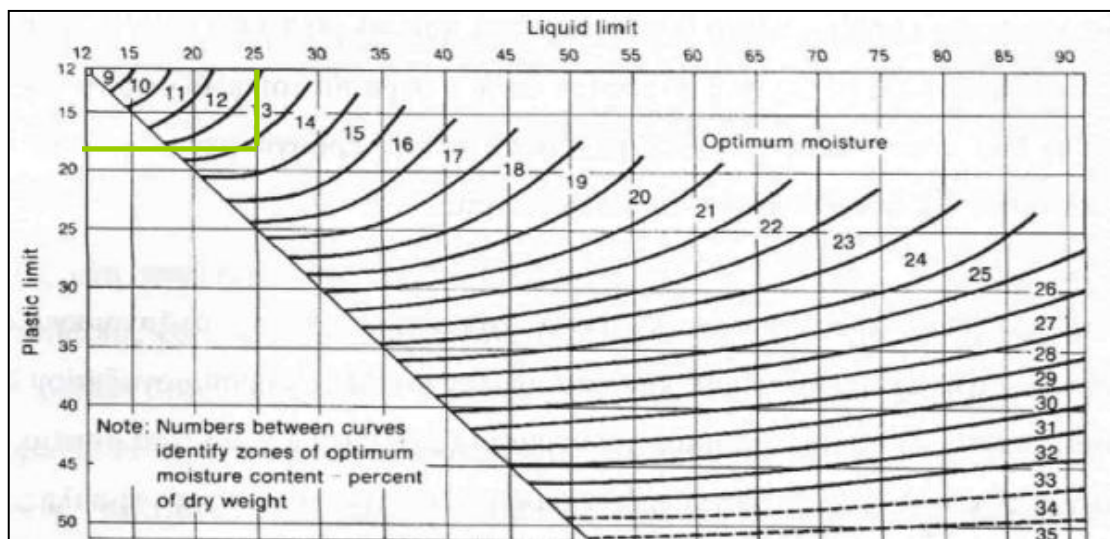
Όπως λοιπόν φαίνεται στο Σχήμα 5.4, από την προβολή στο διάγραμμα πλαστικότητας, το γεωυλικό χαρακτηρίζεται ως «**CL**».

Τελικά, με βάση και τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής διαβάθμισης, και χρησιμοποιώντας το κατάλληλο διάγραμμα ροής του «Ενοποιημένου Συστήματος Ταξινόμησης» (βλέπε **Σχήμα 5.5**), το εξεταζόμενο γεωυλικό ταξινομείται ως «**αμμώδης αδύνατη άργιλος**».

5.2. Προσδιορισμός βέλτιστης υγρασίας συμπύκνωσης

Προσέγγιση της τιμής βέλτιστης υγρασίας συμπύκνωσης δύναται να γίνει με βάση τα όρια υδαρότητας (LL) και πλαστικότητας (PL).

Από τα LL και PL που υπολογίσθηκαν και με βάση το νομόγραμμα στο **Σχήμα 5.6**, εκτιμάται $omc \approx 14\%$.



Σχήμα 5.6: Νομόγραμμα προσέγγισης omc (Στειακάκης, 2008, από Craig, 1984)

Χρησιμοποιώντας την παραπάνω τιμή πραγματοποιήθηκαν σειρά συμπυκνώσεων στο εξεταζόμενο γεωϋλικό με υγρασίες 10, 12, 14, 16 και 18%, σύμφωνα με την πρότυπη μέθοδο Proctor. Οι συμπυκνώσεις αυτές έγιναν στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωλογίας.

Οι δοκιμές συμπύκνωσης είχαν ως σκοπό τον προσδιορισμό, της σχέσης μεταξύ περιεχόμενης υγρασίας και ξηρού μοναδιαίου βάρους του εδάφους και τον ακριβή προσδιορισμό της βέλτιστης υγρασίας συμπύκνωσης.

Για κάθε συμπύκνωση, ακολουθήθηκε η διαδικασία, σύμφωνα με την προδιαγραφή ASTM D698 (Στειακάκης, 2008). Πιο αναλυτικά:

Το έδαφος συμπυκνώνεται με τη χρήση μεταλλικού κόπανου κυκλικής διατομής διαμέτρου $50,8 \pm 0,127$ mm και βάρους $2,49 \pm 0,01$ kg που πέφτει ελεύθερα από ύψος $304,8 \pm 1,524$ mm πάνω από την ανώτερη επιφάνεια του εδαφικού δοκιμίου.

Η κυλινδρική μήτρα (διαμέτρου 10,14 cm και ύψους 11,64 cm) στην οποία τοποθετείται το δείγμα, συνδέεται με πρόσθετο δακτύλιο και ανεξάρτητη βάση.

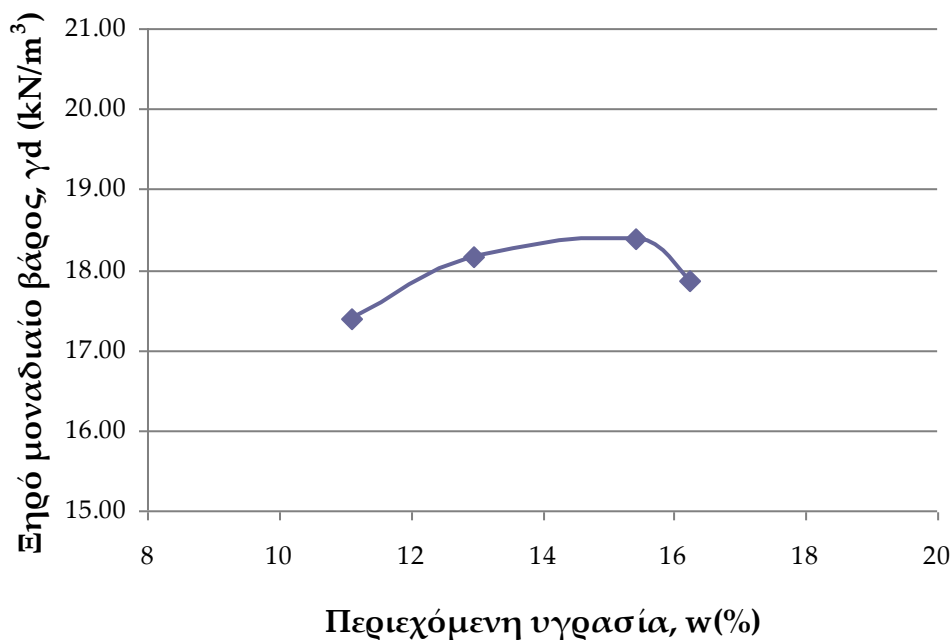
Η διαδικασία που ακολουθήθηκε έχει ως εξής:

- Το κλάσμα του εδαφικού δείγματος που διέρχεται από το κόσκινο Νο. 4 (με διάμετρο οπών ίση με 4,75 mm) ξηραίνεται και στη συνέχεια θραύονται τα συσσωματώματά του.
- Λαμβάνεται αντιπροσωπευτικό δείγμα από το κοσκινισμένο έδαφος (περίπου 3 kg), το οποίο αναμιγνύεται καλά με επαρκή ποσότητα νερού για να υγρανθεί.
- Στη συνέχεια, τοποθετείται σε τρεις ίσες στρώσεις μέσα στη μήτρα για την παρασκευή ενός συμπυκνωμένου υλικού ύψους περίπου 127 mm. Κάθε στρώση συμπυκνώνεται με 25 ομοιόμορφα κατανεμημένους κτύπους με τον κόπανο της συσκευής συμπίκνωσης.
- Μετά τη συμπίκνωση, το συμπυκνωμένο έδαφος περικόπτεται προσεκτικά μέχρι την κορυφή της μήτρας, ζυγίζεται και υπολογίζεται το υγρό μοναδιαίο βάρος του, γ_b (kN/m³).
- Το δοκίμιο εξάγεται από την μήτρα και από το κεντρικό του τμήμα λαμβάνεται δείγμα (όχι μικρότερο από 100 g) για τον προσδιορισμό της πραγματικής περιεχόμενης υγρασίας του (w). Σημειώνεται ότι η υγρασία αυτή δεν θα πρέπει να διαφέρει σημαντικά από την αρχικά επιδιωκόμενη.

Τα αποτελέσματα της παραπάνω διαδικασίας δίδονται σε διάγραμμα ξηρού μοναδιαίου βάρους (γ_d) – περιεχόμενης υγρασίας (w), με τη βοήθεια του οποίου προσδιορίζεται το μέγιστο ξηρό μοναδιαίο βάρος (γ_{dmax}) και η βέλτιστη υγρασία συμπίκνωσης (omc).

Στο **Σχήμα 5.7** παρουσιάζεται το διάγραμμα της περιεχόμενης υγρασίας σε συνάρτηση με το ξηρό μοναδιαίο βάρος, για τα πέντε (5) εδαφικά δείγματα αργιλομάργας που εξετάστηκαν.

Σύμφωνα με το εν λόγω σχήμα, το εδαφικό δείγμα παρουσιάζει μέγιστο μοναδιαίο βάρος $\gamma_{dmax} = 18,37 \text{ kN/m}^3$, για βέλτιστη υγρασία συμπίκνωσης **omc = 15,4%**.



Σχήμα 5.7: Προσδιορισμός μέγιστου ξηρού μοναδιαίου βάρους και βέλτιστης υγρασίας συμπίκνωσης της εξεταζόμενης αργιλομάργας

Τα δοκίμια συμπυκνώθηκαν με την πρότυπη μέθοδο Proctor στην βέλτιστη υγρασία συμπίκνωσής τους (βλέπε παρ. 5.3) πριν τοποθετηθούν στην τριαξονική συσκευή φόρτισης. Στη συνέχεια, οι μετρήσεις με τα πιεζοηλεκτρικά στοιχεία έγιναν κάτω από διαφορετικές υγρασίες, αλλά ίδιες συνθήκες φόρτισης (p, q).

Στον **Πίνακα 5.5** παρουσιάζονται οι παράμετροι, των τεσσάρων (4) δοκιμίων που τελικά εξετάστηκαν.

Πίνακας 5.5: Παράμετροι δοκιμίων

Παράμετρος / Ιδιότητα		Αποτέλεσμα
Ορυκτολογική σύσταση		Χαλαζίας: 29,0% Κλινόχλωρο: 22,5% Ασβεστίτης: 19,2% Μοσχοβίτης: 12,5% Αλβίτης: 10,7% Δολομίτης: 6,0%
Κοκκομετρική διαβάθμιση		Άργιλος: 26,8% Πλύς: 14,45% Λ. άμμος: 14,45% Μ. άμμος: 26,21% Χ. άμμος: 0,30%
Ενεργότητα		1,28
Βέλτιστη υγρασία συμύκνωσης (omc)		14%
Όριο Υδαρότητας (LL)		25%
Όριο Πλαστικότητας (PL)		18%
Λόγος κενών (e)	M1	0,532
	M2	0,461
	M3	0,402
	M4	0,344
Βαθμός κορεσμού (Sr)	M1	68,45%
	M2	51,31%
	M3	40,7%
	M4	22,11%
Πυκνότητα (d)	M1	2,004 gr/cm ³
	M2	2,005 gr/cm ³
	M3	2,005 gr/cm ³
	M4	2,006 gr/cm ³
Υγρασία (w)	M1	18,1%
	M2	12,7%
	M3	8,15%
	M4	3,8%
Ειδικό βάρος κόκκων (Gs)		2,7

Έχοντας προσδιορίσει την υγρασία και τις τάσεις που θα ασκηθούν στο δοκίμιο, ακολουθεί η φόρτισή του μέχρις ότου επιτευχθούν οι τιμές των επιθυμητών τάσεων (προσομοίωση στις συνθήκες που επικρατούν στο περιβάλλον).

5.3. Εκτίμηση γεωτεχνικών παραμέτρων με την χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων

5.3.1. Διάταξη και τεχνική των μετρήσεων

Στις εργαστηριακές μεθόδους υπολογισμού της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων, V_S , το εδαφικό δείγμα είναι σκόπιμο να υποβάλλεται σε τασικές συνθήκες ανάλογες του πεδίου. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται συσκευές οι οποίες έχουν την δυνατότητα επιβολής ελεγχόμενου φορτίου στο εξεταζόμενο δείγμα και αυτές είναι οι «τριαξονικές συσκευές φόρτισης» που χρησιμοποιούν συστήματα εμβόλων για να επιτύχουν την επιθυμητή συμπίεση.

Ο χειρισμός και ο έλεγχος των παραπάνω συσκευών γίνεται από ηλεκτρονικό υπολογιστή που συνδέεται με διατάξεις αισθητήρων, οι οποίοι δίνουν πληροφορίες για την εφαρμοζόμενη δύναμη, την πίεση, και διάφορες άλλες παραμέτρους.

Για την επίτευξη των επιθυμητών τασικών συνθηκών το δοκίμιο τοποθετείται σε κατάλληλη κυλινδρική κυψέλη (**Φωτογραφία 5.4**).



Φωτογραφία 5.4: Τριαξονική κυψέλη

Η συμπίεση του δείγματος γίνεται με την βοήθεια νερού που διοχετεύεται από υδραυλικό σύστημα μέσα στην κυψέλη..

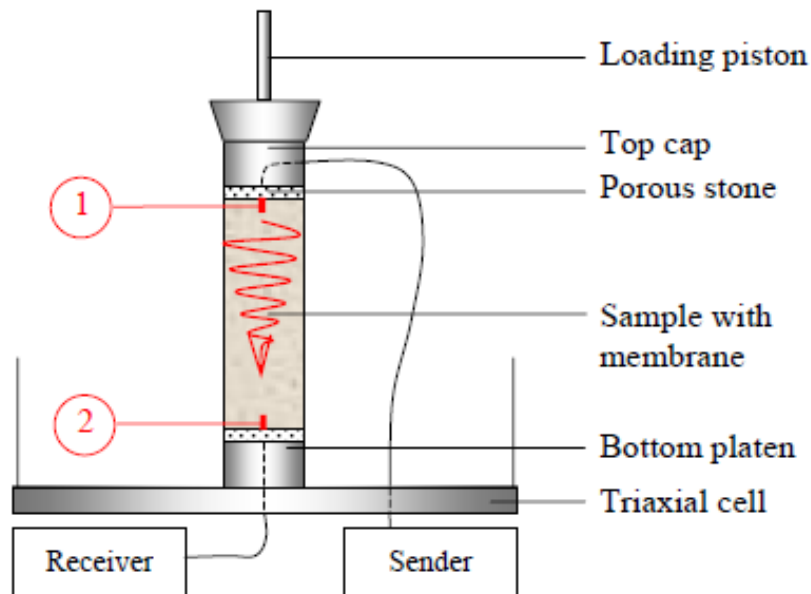
Το σχήμα του δοκιμίου είναι κυλινδρικό και μέσω μεμβράνης (**Φωτογραφία 5.5**), στεγανοποιείται από τον υπόλοιπο θάλαμο που κατακλύζεται από νερό. Οι διαστάσεις του είναι συνήθως διαμέτρου 50mm και ύψους 100mm.



Φωτογραφία 5.5: Εδαφικό δοκίμιο με μεμβράνη

Η επιτυχία μιας μέτρησης με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων εξαρτάται από πολλούς παράγοντες και απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή και ακρίβεια σε όλη την διάρκειά της, από το κομμάτι της προετοιμασίας του δοκιμίου, μέχρι την ολοκλήρωση της μέτρησης.

Στο **Σχήμα 5.8** τα αισθητήρια έχουν τοποθετηθεί με έναν από τους δυο τρόπους οριζόντιας διάδοσης. Στην μετρητική διάταξη που χρησιμοποιείται έχει επιλεγεί η περίπτωση της κατακόρυφης διάδοσης. Ο πομπός βρίσκεται στο πάνω μέρος του δείγματος και ο δέκτης στο κάτω. Το διατμητικό κύμα διαδίδεται επομένως κατά μήκος του άξονα του δοκιμίου (Θεόπουλος, 2008).

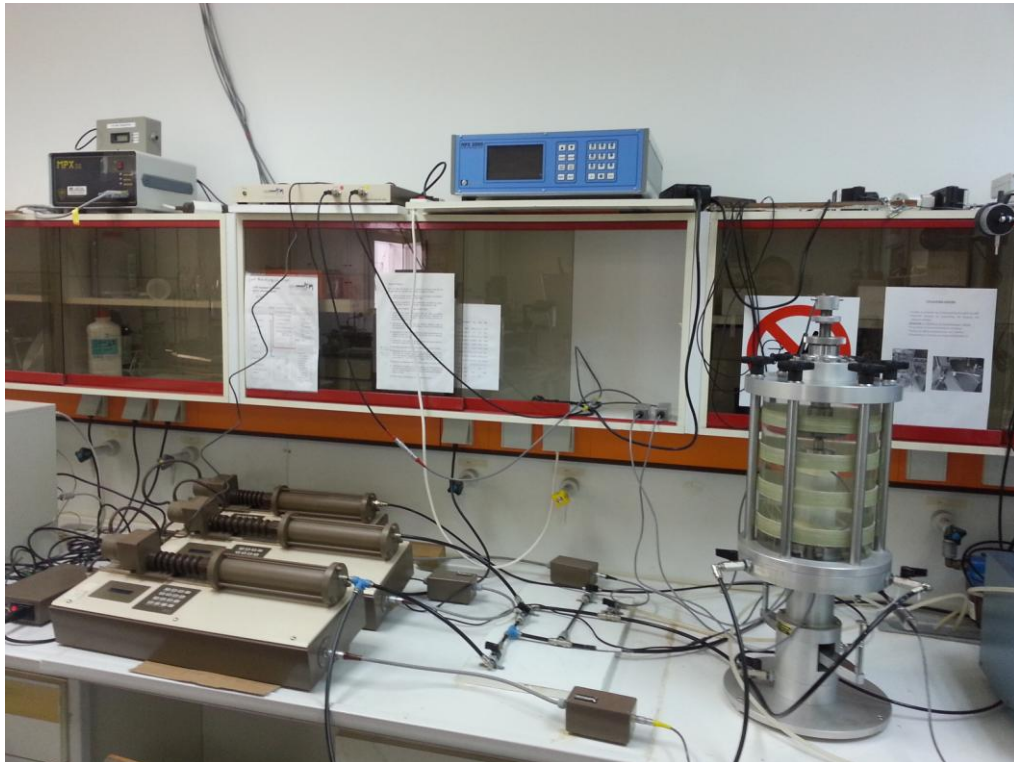


Σχήμα 5.8: Τοποθέτηση των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων στο δοκίμιο (Karg, 2005)

Θα πρέπει να αναφερθεί ότι με σύνθετες διατάξεις υπάρχει δυνατότητα ταυτόχρονης μέτρησης και στους τρεις άξονες.

Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία για την λήψη των μετρήσεων φαίνεται στη **Φωτογραφία 5.6**.

Διακρίνεται η τριαξονική συσκευή με την κυνέλη στην οποία τοποθετείται το δοκίμιο, ο ηλεκτρονικός υπολογιστής που ελέγχει την διάταξη και απεικονίζει πληροφορίες για τις συνθήκες φόρτισης.



Φωτογραφία 5.6: Εξοπλισμός τριαξονικής δοκιμής του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας

Έχοντας κάνει όλη την απαραίτητη προετοιμασία που προαναφέρθηκε, το δοκίμιο τοποθετείται ανάμεσα στα πιεζοηλεκτρικά αισθητήρια.

Τα άκρα των αισθητηρίων συνδέονται σε όργανα παραγωγής και καταγραφής των σημάτων διέγερσης. Συγκεκριμένα, το ηλεκτρικό σήμα που διεγείρει τον πομπό και δημιουργεί το διατμητικό κύμα παράγεται από μια γεννήτρια συχνοτήτων, το σήμα αυτό καταγράφεται στο ένα κανάλι της, ενώ στο δεύτερο κανάλι καταγράφεται το σήμα που λαμβάνει ο δέκτης στο κάτω μέρος του δείγματος.

Η γεννήτρια στέλνει το σήμα διέγερσης, το οποίο συνήθως είναι ένας παλμός που καταγράφεται σε ένα κανάλι της. Ο πομπός παράγει το διατμητικό κύμα, το οποίο διαδίδεται στο εδαφικό δείγμα και έπειτα από χρόνο t φτάνει στον δέκτη. Το ηλεκτρικό σήμα που παράγει ο δέκτης καθώς διεγείρεται από το διατμητικό κύμα καταγράφεται στο δεύτερο κανάλι και παρουσιάζεται στην οθόνη του υπολογιστή.

Στην οθόνη του υπολογιστή κατά την εκτέλεση της δοκιμής εμφανίζεται ο χρόνος που χρειάστηκε για να διαδοθεί το διατμητικό κύμα (μέσω κυματομορφών) και για δεδομένο μήκος L του δοκιμίου υπολογίζεται η ταχύτητα διάδοσης V_s του διατμητικού κύματος στο εδαφικό δείγμα. Για τον προσδιορισμό αυτό χρησιμοποιείται η σχέση:

$$V_s = \frac{L}{t} \quad [5.5]$$

5.3.2. Διαμόρφωση δοκιμίων

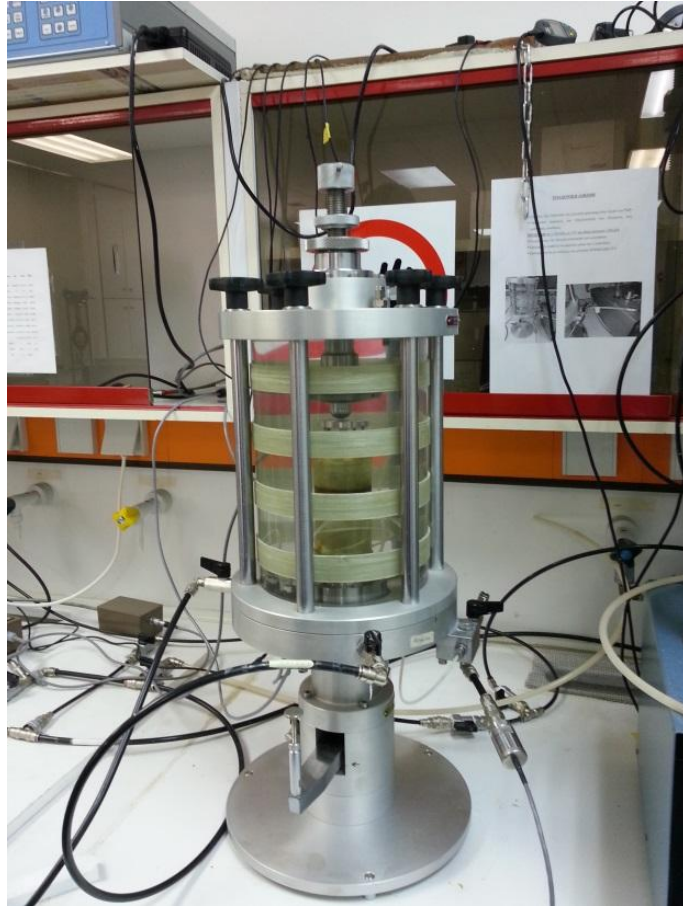
Έχοντας προσδιορίσει την βέλτιστη υγρασία – απαραίτητη για την διαμόρφωση των δειγμάτων σε πυκνότητα ανάλογη με αυτή του επιχώματος (βλέπε παρ. 5.2), ακολουθεί η διαμόρφωση των δοκιμίων για την τριαξονική συσκευή.

Κατά την προετοιμασία του δοκιμίου κατεβλήθη προσπάθεια, ώστε η διατάραξή του να μειώνεται στο ελάχιστο.

Στην παρούσα εργασία διαμορφώθηκαν δοκίμια με διάμετρο 50 mm και ύψος από 100 έως 110 mm. Η επιλογή αυτού του καθορίστηκε από μέγεθος των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας.

5.3.3. Επιβολή τασικών συνθηκών πεδίου με τριαξονική φόρτιση

Η συσκευή τριαξονικής φόρτισης χρησιμοποιήθηκε για την επιβολή των τασικών συνθηκών του πεδίου στο οποίο πραγματοποιήθηκαν και η γεωφυσική διασκόπηση προκειμένου να είναι εφικτή η σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων (πιεζοηλεκτρικά στοιχεία και γεωφυσικές μετρήσεις). Η εφαρμογή του κατακόρυφου φορτίου, που εξασκείται κατά τον άξονα του δοκιμίου και υπόκειται ταυτόχρονα σε μια πλευρική πίεση, ελέγχεται με τη μέτρηση των παραμορφώσεων του δοκιμίου και των τάσεων που εξασκούνται σ' αυτό (Φωτογραφία 5.7).



Φωτογραφία 5.7: Υδαρλική τριαξονική κοψέλη του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας

Η δοκιμή αυτή παρέχει τα δεδομένα για τον προσδιορισμό των διατμητικών ιδιοτήτων και της σχέσης τάσης – παραμόρφωσης των εδαφών.

- Είναι η πλέον αντιπροσωπευτική και αξιόπιστη δοκιμή διερεύνησης της συμπεριφοράς του εδάφους που υπόκειται σε εντατικές καταστάσεις. Παρουσιάζει τα εξής πλεονεκτήματα. Α) Οι συνθήκες της δοκιμής δεν απέχουν πολύ από τις πραγματικές του εδάφους.
- Β) Είναι δυνατή η μέτρηση της πίεσης των πόρων και ο προσδιορισμός των ενεργών τάσεων.

Μετά την τοποθέτηση του δοκιμίου στην συσκευή τριαξονικής φόρτισης, όπου είναι προσαρμοσμένα τα πιεζοηλεκτρικά στοιχεία, ακολουθεί η φόρτιση του δοκιμίου στις επικρατούσες συνθήκες πεδίου.

Έχοντας εκτιμήσει τις συνθήκες που επικρατούσαν στο πεδίο, οι ίδιες συνθήκες προσομοιάστηκαν στο Εργαστήριο ως εξής:

$$\sigma_1 = \gamma \cdot h \quad [5.6]$$

όπου, γ το μοναδιαίο βάρος του γεωϋλικού σε kN/m^3 , και h το βάθος σε m .

$$\sigma_3 = 0,3 \cdot \sigma_1 \quad [5.7]$$

και

$$q = \sigma_1 - \sigma_3 \quad [5.8]$$

και

$$p = \frac{1}{3} \cdot (\sigma_1 + 2 \cdot \sigma_3) \quad [5.9]$$

Επομένως τα δοκίμια φορτίστηκαν κάτω από τις εξής συνθήκες:

$$q = 112 \text{ MPa}$$

$$p = 85 \text{ MPa}$$

Η φόρτιση διήρκησε 24 ώρες και μετά ακολούθησε η μέτρηση με τα bender elements.

Σε επιλεγμένα δοκίμια ακολούθησε φόρτιση μέχρι αστοχίας του δοκιμίου προκειμένου να προσδιοριστεί η απομείωση του μέτρου διάτμησης με την διαμητική παραμόρφωση.

Η τασική διαδρομή φόρτισης επιβλήθηκε με σταθερή αποκλίνουσα τάση και ρυθμό φόρτισης 1 kPa/h σε στραγγιζόμενες συνθήκες

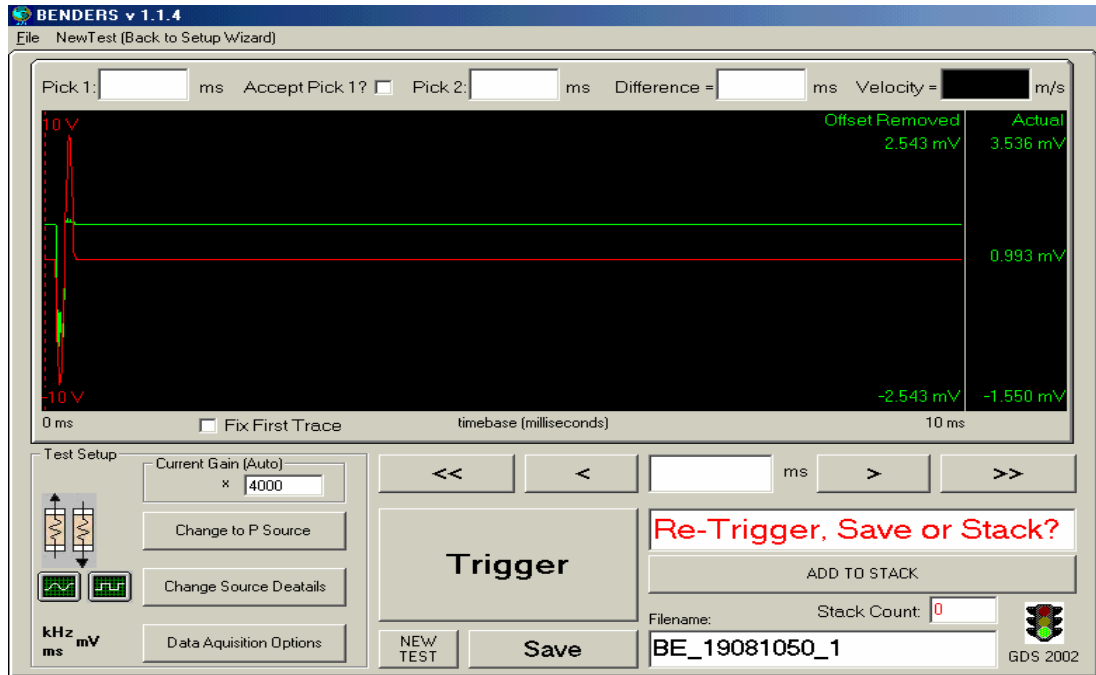
Εκτέλεση μετρήσεων ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων με χρήση πιεζοηλεκτρικών στοιχείων

Χρησιμοποιώντας τη «διάταξη δοκιμής», ο χρήστης μπορεί να εισάγει όλες τις παραμέτρους της δοκιμής.

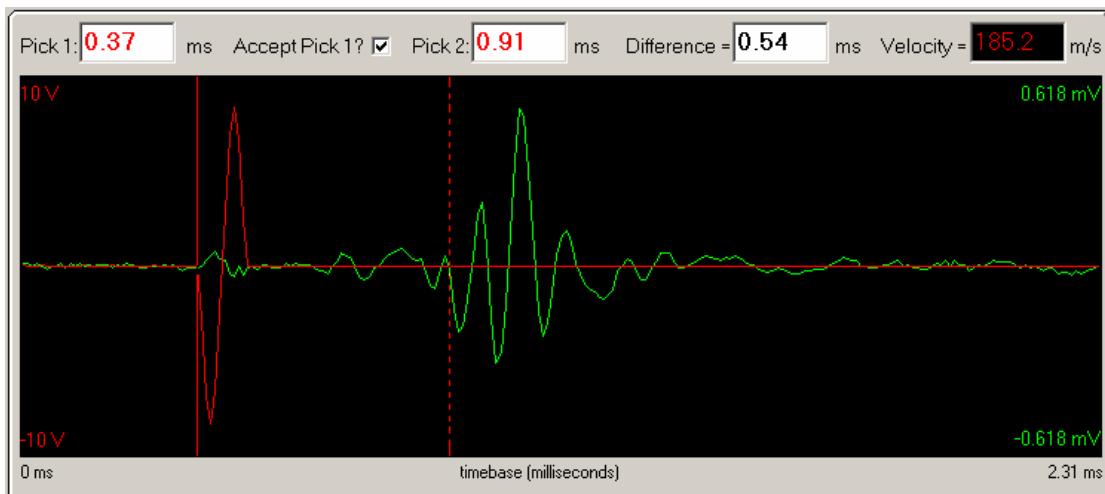
- Ύψος Δείγματος (σε mm)
- Συχνότητα δειγματοληψίας (σε χιλιάδες δείγματα ανά δευτερόλεπτο ή kHz)
- Χρόνος δειγματοληψίας (σε ms)
- Αυτόματη ενίσχυση (το λογισμικό θα επιλέξει αυτόματα την καλύτερη σειρά ενίσχυσης για δειγματοληψία)
- Κυματομορφή (ημιτονοειδής, τετραγωνική, χρήστης)
- Περίοδο $f = 1/T$ (σε ms)
- Πλάτος (σε Volt, V)
- Υπέρθωση (Stacking)
- Ενεργοποίηση καταγραφής (Trigger) – (χειροκίνητη, αυτόματη, με καθυστέρηση, δευτερόλεπτα μεταξύ λήψεων)

Η οθόνη εκτέλεσης της δοκιμής εμφανίζει γραφικά τα αποτελέσματα και επιτρέπει στο χρήστη να δει τη κυματομορφή της πηγής και την καταγραφή στον δέκτη, στο ίδιο διάγραμμα (βλέπε **Σχήμα 5.9**).

Αυτό δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει γραφικά το σημείο στο οποίο το κύμα ξεκίνησε από την πηγή και το σημείο στο οποίο το κύμα έφτασε στο δέκτη. Επίσης, μπορεί να επιλέξει τα πρώτα σημεία άφιξης για την επιστροφή των P ή S κυμάτων (**Σχήμα 5.10**).



Σχήμα 5.9: Οθόνη κατά την εκτέλεση της δοκιμής



Σχήμα 5.10: Επιλογή χρόνων άφιξης κύματος

Η επιλογή των χρόνων άφιξης του κύματος παίζει καθοριστικό ρόλο στην εκτίμηση της ταχύτητας, οπότε κρίνεται απαραίτητο να μπορεί ο χρήστης να προσδιορίσει το φαινόμενο του κοντινού πεδίου (NFE) και τυχόν παρεμβολές κατά την μέτρηση.

Η παραπάνω διαδικασία έγινε με την τεχνική «point to point» και η επαναληψιμότητά της ήταν 30 μετρήσεις, επί του κάθε επιλεγμένου σημείου για στατιστική επεξεργασία που ακολουθεί στην παρακάτω ενότητα.

5.3.4. Στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων

Κατά τη διαδικασία μέτρησης ενός μεγέθους, η πραγματική (αντιπροσωπευτική) του τιμή είναι άγνωστη. Μόνο μετά από εκτέλεση μεγάλου αριθμού μετρήσεων, και με την προϋπόθεση ότι η κατάσταση του συστήματος που χρησιμοποιείται για τις μετρήσεις παραμένει κατά προσέγγιση ίδια, αναμένεται η μέση τιμή των μετρήσεων να συγκλίνει στη πραγματική τιμή του παρατηρούμενου μεγέθους. Έτσι λοιπόν, μελετήθηκε η Κατανομή των μετρήσεων και εκτιμήθηκε η τυπική απόκλιση των μετρήσεων.

Η Κανονική Κατανομή, $G(x)$ δίνεται από τη σχέση:

$$G(x) = \frac{1}{\sqrt{2 \cdot \pi \cdot \sigma^2}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2 \cdot \sigma^2}} \quad [5.10]$$

όπου, μ η μέση τιμή της κατανομής, και σ η τυπική της απόκλιση.

Η μέση τιμή καθορίζει τη θέση του κέντρου της κατανομής, ενώ η τυπική απόκλιση καθορίζει το εύρος της.

Η Κανονική Κατανομή αναφέρεται σε συνεχείς μεταβλητές, αποτελώντας μία «συνεχή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας». Χρησιμοποιείται ευρέως ως πρώτη προσέγγιση για να περιγραφούν τυχαίες μεταβλητές πραγματικών τιμών, οι οποίες τείνουν να συγκεντρώνονται γύρω από μια μέση τιμή.

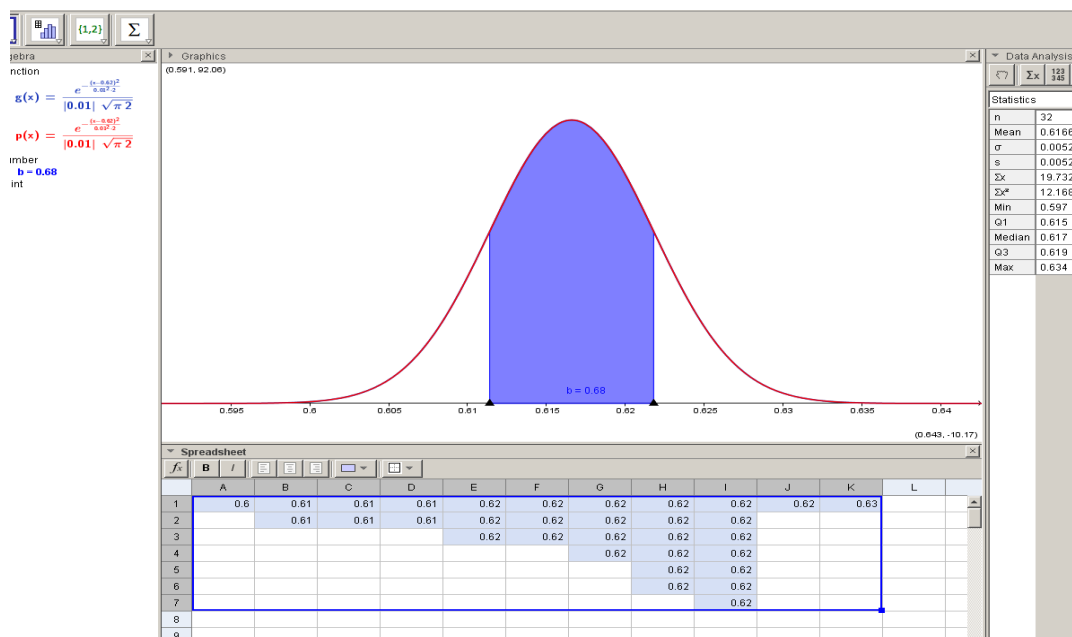
Αποτελεί την πιο σημαντική κατανομή της στατιστικής για τους εξής βασικούς λόγους:

- Την Κανονική Κατανομή ακολουθούν είτε με ακρίβεια είτε με μεγάλη προσέγγιση τα περισσότερα συνεχή φαινόμενα.
- Πολλές ασυνεχείς κατανομές πιθανοτήτων μπορούν να προσεγγιστούν μέσω της Κανονικής Κατανομής.
- Η Κανονική Κατανομή αποτελεί σύμφωνα με το κεντρικό οριακό θεώρημα τη βάση της στατιστικής συμπερασματολογίας ή επαγωγικής στατιστικής.

- Τυχαία σφάλματα που εμφανίζονται σε διάφορες μετρήσεις ακολουθούν Κανονική Κατανομή. Γι' αυτό το λόγο, η κατανομή αυτή αναφέρεται πολλές φορές και ως κατανομή σφαλμάτων.

Στην παρούσα εργασία διατίθενται 30 μετρήσεις από την τεχνική point to point για κάθε χρόνο άφιξης του διατμητικού κύματος, και επομένως ικανός αριθμός μετρήσεων για την επιλεγμένη κατανομή.

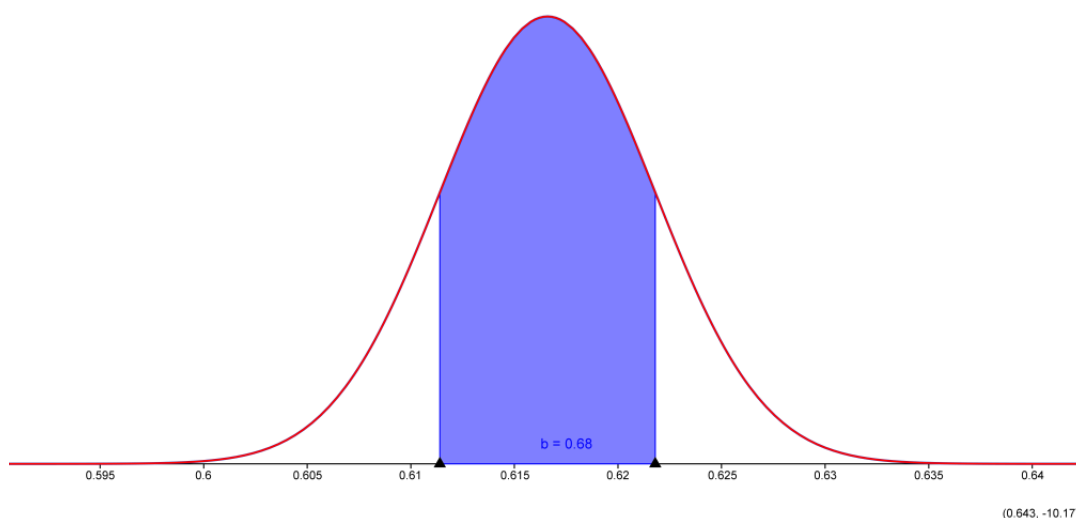
Η στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων με την Κανονική Κατανομή έγινε με το λογισμικό GeoGebra. Το λογισμικό αυτό είναι ελεύθερο (GeoGebra.com) και πολλών εφαρμογών, καθώς ενσωματώνει γεωμετρία, άλγεβρα, πίνακες, γραφήματα και λογισμό σε ένα πακέτο (Σχήμα 5.11).



Σχήμα 5.11: Περιβάλλον εργασίας λογισμικού GeoGebra

Επισημαίνεται ότι η παραπάνω στατιστική ανάλυση έγινε για όλα τα δοκίμια μόνο στις μετρήσεις που προέκυψαν από την τεχνική point to point. Από την εφαρμογή των υπολοίπων τεχνικών δεν διατίθενται ικανός αριθμός μετρήσεων για ανάλυσή τους σε Κανονική Κατανομή.

Παράδειγμα διαγράμματος Κανονικής Κατανομής παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.12.



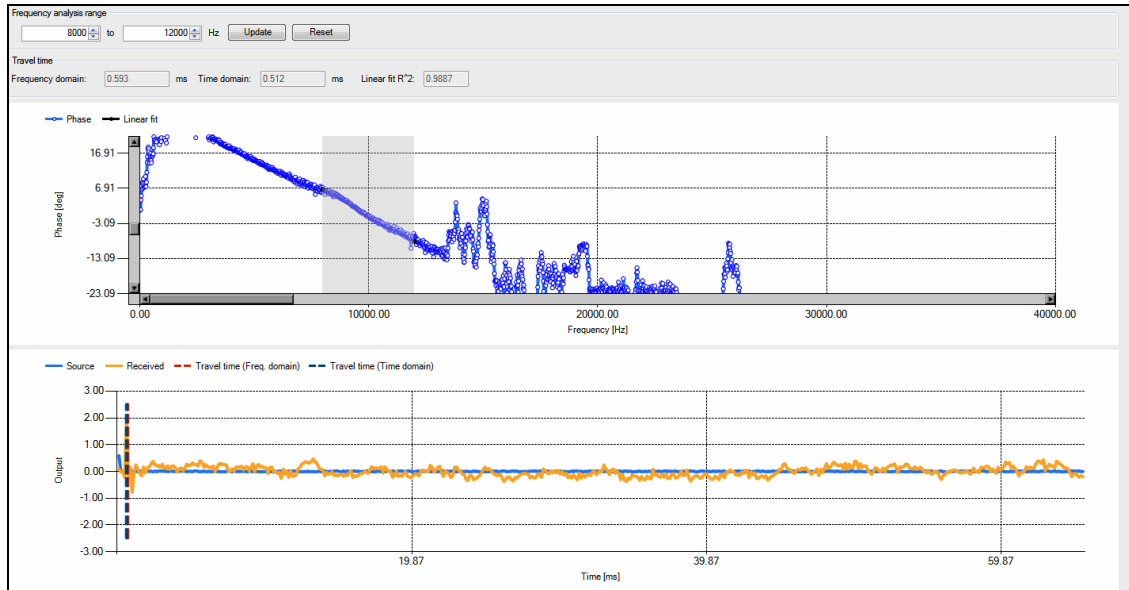
Σχήμα 5.12: Κανονική κατανομή δοκιμίου M1 συχνότητας 250 kHz

Η τυπική απόκλιση των μετρήσεων υπολογίστηκε σε $\sigma = 0,005$, γεγονός που προσδίδει αξιοπιστία στην εφαρμογή της μεθόδου «point to point» και στις μετρήσεις που έγιναν. Οι τιμές συνέκλιναν πολύ κοντά στην τιμή που εκτιμήθηκε κατά την διάρκεια της δοκιμής και παρουσιάζονται στον **Πίνακες 5.6 - 5.9** (χρόνος για το σημείο A).

5.3.5. Αποτελέσματα

Οι μετρήσεις έγιναν με την τεχνική «point to point» και επιλέχθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων το σημείο επιλογής χρόνου A (βλέπε κεφ. 4, παρ. 4.4.2). Αυτό γιατί σε θεωρήθηκε ότι το σημείο A είναι η άφιξη του κύματος αφού ακολουθούσε πάντα μετά από αυτό ένα ολόκληρο ημιτονοειδές σήμα, ίδιο με αυτό του σήματος εισόδου.

Ο μετασχηματισμός στο πεδίο της συχνότητας γίνεται αυτόματα από τον ηλεκτρονικό υπολογιστή χρησιμοποιώντας ένα πρόσθετο (add-on) για το λογισμικό Microsoft Excel, που χρησιμοποιεί η ίδια η εταιρία και χρησιμοποιεί τους μετασχηματισμούς Fourier και δίνει γραφικά το αποτέλεσμα στην οθόνη του υπολογιστή (**Σχήμα 5.13**).



Σχήμα 5.13: Μετασχηματισμός από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο των συχνοτήτων, στο πρόσθετο (add-on) από το Microsoft Office

Για τον υπολογισμό του μέτρου ελαστικότητας (E) χρησιμοποιήθηκε η σχέση:

$$\mathbf{E} = 2 \cdot \rho \cdot V_s^2 \cdot (1 + \nu) \quad [5.11]$$

όπου, ρ η πυκνότητα, V_s η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων, και ν ο λόγος Poisson.

Ο λόγος Poisson (ν) προσδιορίστηκε από την εξίσωση (Sheriff & Geldart, 1995):

$$\nu = \frac{0,5 \cdot \left[\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1 \right]}{\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1} \quad [5.12]$$

όπου, V_P η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων.

Το μέτρο διάτμησης προσδιορίστηκε ξεχωριστά, για συγκριτικούς λόγους, από τις σχέσεις:

$$G = \frac{E}{2 + 2 \cdot \nu} \quad [5.13]$$

και

$$G = \rho \cdot V_s^2 \quad [5.14]$$

Στους Πίνακες 5.6 έως και 5.9 δίνονται όλες οι μετρήσεις όπως αυτές πραγματοποιήθηκαν με την χρήση των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων, χρησιμοποιώντας τεχνικές τόσο στο πεδίο του χρόνου (point to point = 1st arrival, peak to peak και θεωρήματος της συνέλιξης, βλέπε κεφ. 4, παρ. 4.4.2) όσο και στο πεδίο της συχνότητας (Frequency, βλέπε κεφ. 4, παρ. 4.4.3).

Στον ίδιο πίνακα παρουσιάζονται και τα αποτελέσματα προσδιορισμού των γεωτεχνικών παραμέτρων του εξεταζόμενου γεωυλικού (V_s , V_p , ν , E , και G).

Επίσης, στην τελευταία στήλη κάθε ενός από τους τέσσερις παραπάνω πίνακες δίδεται ο συντελεστής συσχετισμού, R^2 , της περιοχής του σήματος που προσαρμόζεται γραμμικά.

Πίνακας 5.6: Αποτελέσματα δοκιμών με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία για το Δοκίμιο M1

Συχνότητα (kHz)	Τεχνική		Χρόνος (sec)	Ταχύτητα V_s (m/s)	Ταχύτητα V_p (m/s)	ν	E (MPa)	G (MPa) { $E/(2+2\nu)$ }	G (MPa) { $\rho \cdot V_s^2$ }	Phase linear fit R^2
250	1st arrival	A	0,617	168,6	838,7	0,479	166,8	56,4	56,4	0,990
		C	0,844	123,2		0,489	90,6	30,4	30,4	
	Peak to Peak		0,600	173,3		0,478	177,9	60,2	60,2	
	Cross Correlation		0,796	130,7		0,488	101,8	34,2	34,2	
	Frequency		0,591	176,0		0,477	183,3	62,1	62,1	
300	1st arrival	A	0,616	168,8	820,8	0,478	166,7	56,4	56,4	0,987
		C	0,840	123,8		0,488	91,4	30,7	30,7	
	Peak to Peak		0,593	175,3		0,476	181,8	61,6	61,6	
	Cross Correlation		0,807	128,9		0,487	99,0	33,3	33,3	
	Frequency		0,594	175,1		0,476	181,4	61,4	61,4	
350	1st arrival	A	0,616	168,8	820,8	0,478	165,5	56,0	56,0	0,991
		C	0,836	124,4		0,488	92,2	31,0	31,0	
	Peak to Peak		0,611	170,3		0,478	171,7	58,1	58,1	
	Cross Correlation		0,803	129,5		0,487	100,0	33,6	33,6	
	Frequency		0,599	173,6		0,477	178,4	60,4	60,4	

Πίνακας 5.7: Αποτελέσματα δοκιμών με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία για το Δοκίμιο M2

Συχνότητα (kHz)	Τεχνική		Χρόνος (sec)	Ταχύτητα V_s (m/s)	Ταχύτητα V_p (m/s)	ν	E (MPa)	G (MPa) { $E/(2+2\nu)$ }	G (MPa) { $\rho \cdot V_s^2$ }	Phase linear fit R^2
250	1st arrival	A	0,416	264,4	1100,0	0,469	412,0	140,2	140,1	0,922
		C	0,440	251,1		0,473	372,4	126,5	126,4	
	Peak to Peak		0,430	257,0		0,471	389,7	132,4	132,4	
	Cross Correlation		0,570	192,3		0,484	220,1	74,1	74,1	
	Frequency		0,560	197,5		0,483	232,0	78,2	78,2	
300	1st arrival	A	0,414	265,7	1030,9	0,464	414,6	141,5	141,5	0,926
		C	0,470	235,5		0,472	327,6	111,2	111,2	
	Peak to Peak		0,560	197,5		0,481	231,6	78,2	78,2	
	Cross Correlation		0,570	194,0		0,482	223,6	75,5	75,4	
	Frequency		0,670	163,7		0,487	159,8	53,7	53,7	
350	1st arrival	A	0,485	226,8	1061,6	0,476	304,5	103,1	103,1	0,937
		C	0,583	188,7		0,484	211,8	71,4	71,3	
	Peak to Peak		0,430	258,8		0,468	394,5	134,3	134,2	
	Cross Correlation		0,570	194,3		0,483	224,6	75,7	75,7	
	Frequency		0,470	232,6		0,475	319,8	108,4	108,4	

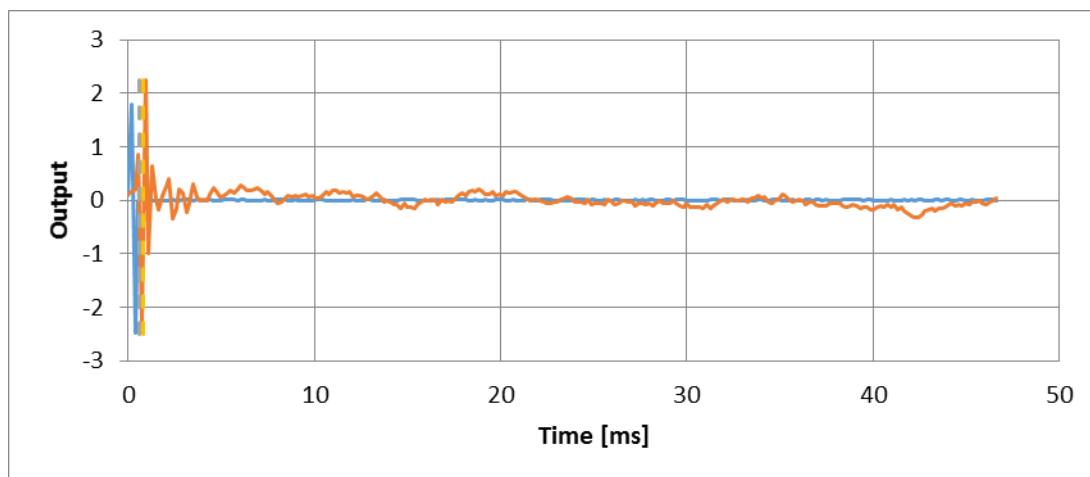
Πίνακας 5.8: Αποτελέσματα δοκιμών με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία για το Δοκίμιο M3

Συχνότητα (kHz)	Τεχνική		Χρόνος (sec)	Ταχύτητα V_s (m/s)	Ταχύτητα V_p (m/s)	ν	E (MPa)	G (MPa) { $E/(2+2\cdot\nu)$ }	G (MPa) { $\rho\cdot V_s^2$ }	Phase linear fit R^2
250	1st arrival	A	0,255	392,2	1136,4	0,432	883,3	308,3	308,2	0,860
		C	0,340	290,7		0,465	496,4	169,4	169,3	
	Peak to Peak		0,330	304,9		0,461	544,6	186,4	186,3	
	Cross Correlation		0,400	247,5		0,475	362,4	122,8	122,8	
	Frequency		0,840	118,8		0,494	84,5	28,3	28,3	
300	1st arrival	A	0,269	371,7	1111,1	0,437	796,3	277,1	276,9	0,894
		C	0,310	319,5		0,455	595,5	204,7	204,6	
	Peak to Peak		0,520	191,1		0,485	217,4	73,2	73,2	
	Cross Correlation		0,370	272,5		0,468	437,1	148,9	148,8	
	Frequency		0,410	246,9		0,474	360,4	122,2	122,2	
350	1st arrival	A	0,270	370,4	1061,6	0,431	787,0	275,0	274,9	0,962
		C	0,310	321,4		0,450	600,6	207,2	207,1	
	Peak to Peak		0,330	302,0		0,456	532,6	182,9	182,8	
	Cross Correlation		0,400	248,1		0,471	363,2	123,5	123,4	
	Frequency		0,370	268,8		0,466	424,7	144,9	144,8	

Πίνακας 5.9: Αποτελέσματα δοκιμών με πιεζοηλεκτρικά στοιχεία για το Δοκίμιο M4

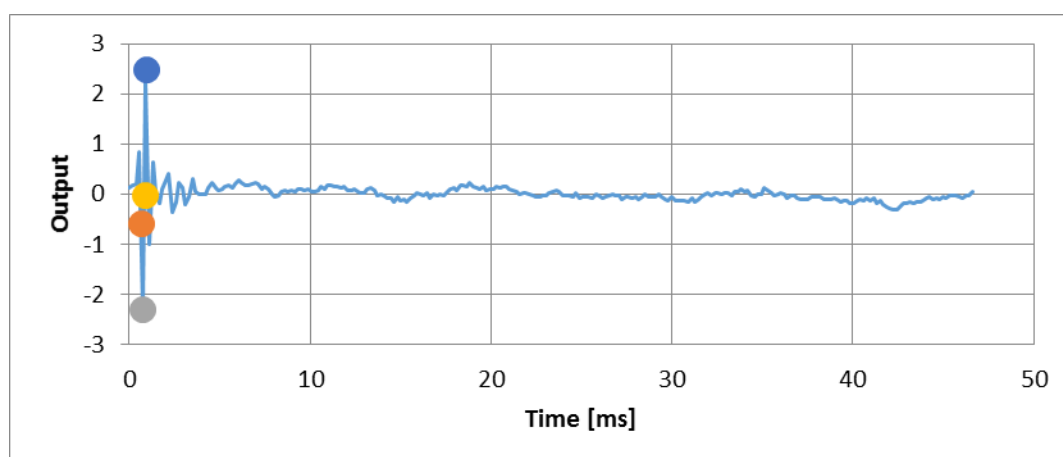
Συχνότητα (kHz)	Τεχνική		Χρόνος (sec)	Ταχύτητα V_s (m/s)	Ταχύτητα V_p (m/s)	ν	E (MPa)	G (MPa) { $E/(2+2\nu)$ }	G (MPa) { $\rho \cdot V_s^2$ }	Phase linear fit R^2
250	1st arrival	A	0,241	431,5	1083,3	0,401	1090,3	389,2	389,2	0,878
		C	0,312	333,3		0,448	644,7	222,7	222,7	
	Peak to Peak		0,248	419,4		0,412	995,1	352,4	352,4	
	Cross Correlation		0,184	565,2		0,313	1681,2	640,2	640,2	
	Frequency		0,219	474,9		0,381	1248,3	451,9	451,9	
300	1st arrival	A	0,235	442,6	1006,8	0,374	1125,7	409,7	409,7	0,850
		C	0,303	342,9		0,434	676,0	235,6	235,6	
	Peak to Peak		0,243	427,5		0,390	1018,0	366,2	366,2	
	Cross Correlation		0,193	538,9		0,299	1512,1	581,9	581,9	
	Frequency		0,202	514,9		0,323	1405,5	531,2	531,2	
350	1st arrival	A	0,235	442,6	984,8	0,293	1023,3	395,9	395,9	0,924
		C	0,308	337,3		0,398	637,8	228,0	228,0	
	Peak to Peak		0,243	427,5		0,384	1013,5	366,2	366,2	
	Cross Correlation		0,191	544,5		0,280	1520,8	594,2	594,2	
	Frequency		0,223	466,4		0,355	1181,6	435,9	435,9	

Στο **Σχήμα 5.14** δίνεται παράδειγμα με το σήμα εισόδου και εξόδου πομπού και δέκτη των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.



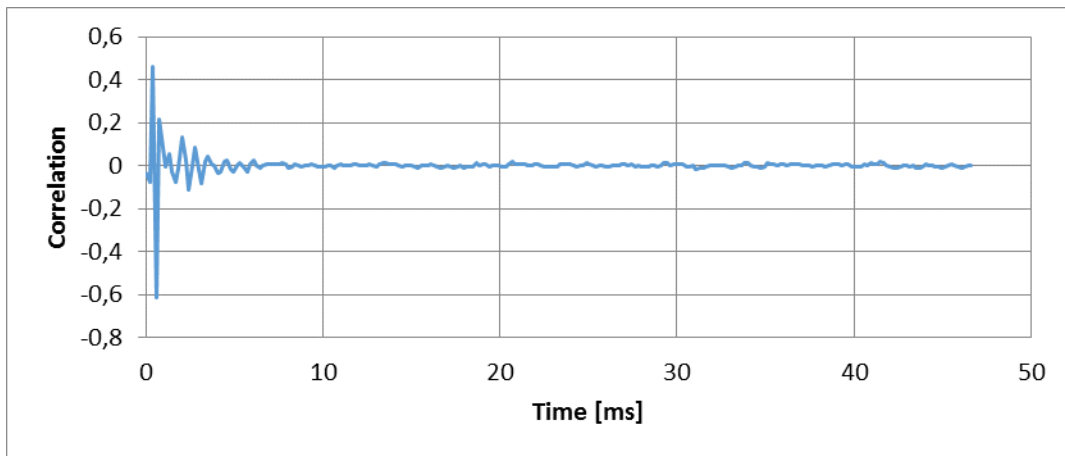
Σχήμα 5.14: Σήμα εισόδου και εξόδου πομπού και δέκτη

Επιπρόσθετα, στο **Σχήμα 5.15** δίνεται παράδειγμα με σημεία επιλογής χρόνου σήματος εξόδου των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.



Σχήμα 5.15: Σημεία επιλογής χρόνου σήματος εξόδου

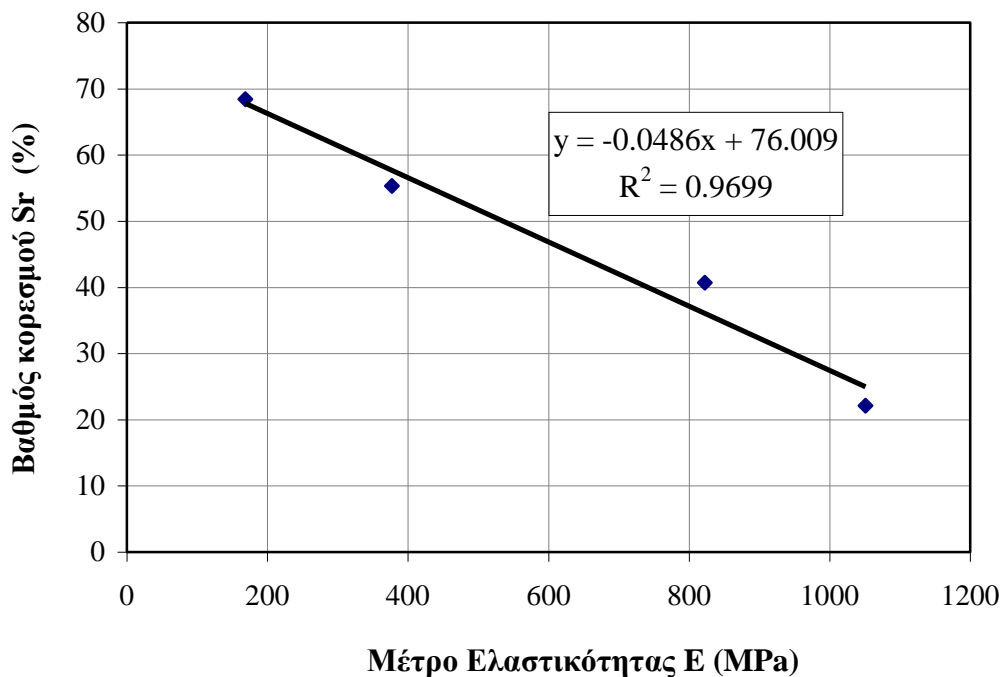
Τέλος, στο **Σχήμα 5.16** παρουσιάζεται παράδειγμα γραφικής παράστασης της τεχνικής του θεωρήματος της συνέλιξης.



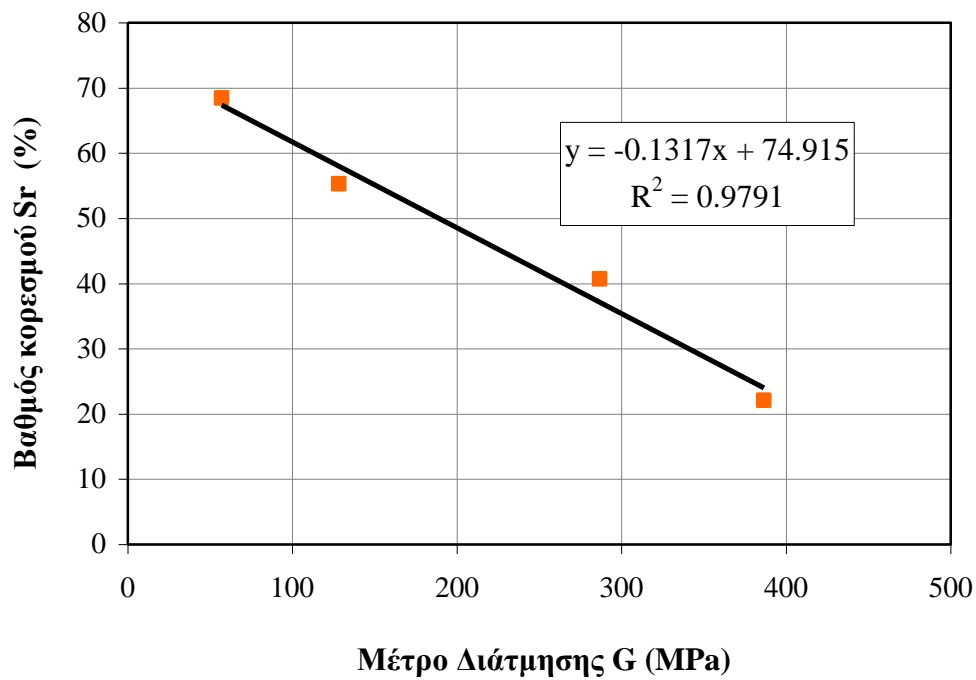
Σχήμα 5.16: Γραφική παράσταση της τεχνικής του θεωρήματος της συνέλιξης

Με βάση τις μετρήσεις προκύπτει ότι, κάτω από τις ίδιες συνθήκες φόρτισης ο βαθμός κορεσμού επηρεάζει τις ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων, και συνεπώς το μέτρο ελαστικότητας (E) και το μέτρο διάτμησης (G).

Τα παραπάνω φαίνονται και στα **Σχήματα 5.17** και **5.18**.

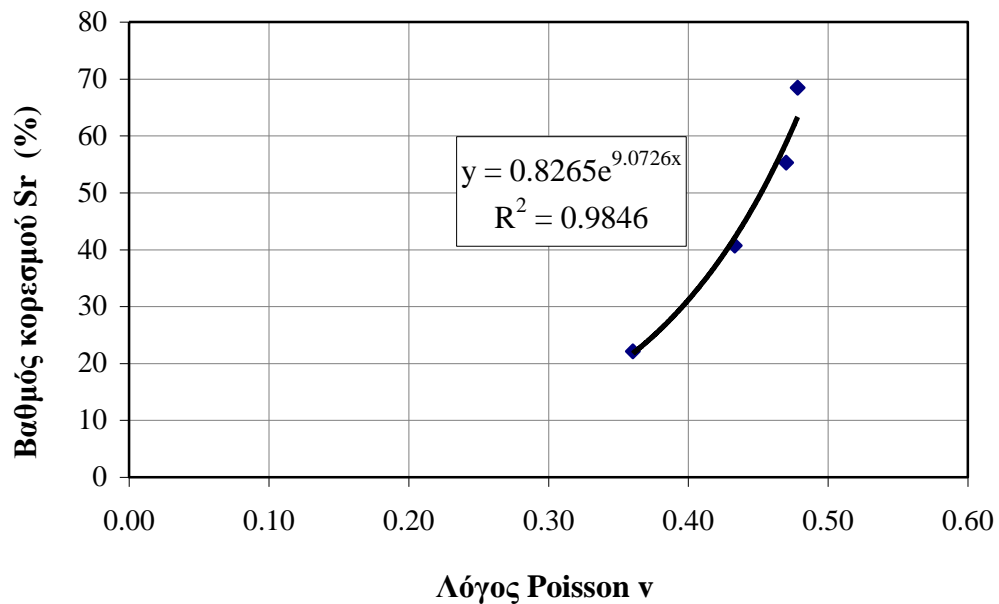


Σχήμα 5.17: Μεταβολή του μέτρου ελαστικότητας συναρτήσει του βαθμού κορεσμού



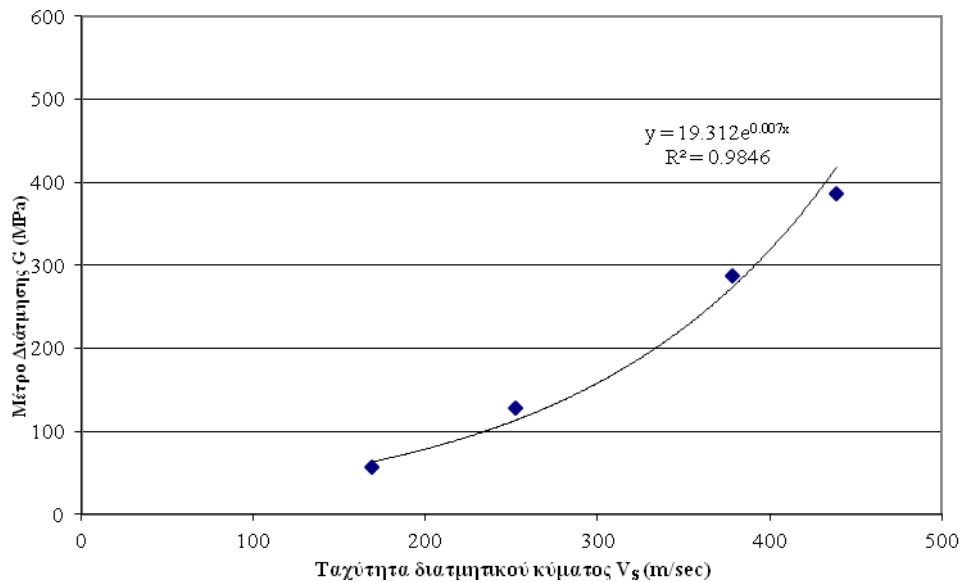
Σχήμα 5.18: Μεταβολή του μέτρου διάτμησης συναρτήσει του βαθμού κορεσμού

Ομοίως για τον λόγο Poisson (ν) προέκυψε ότι με αύξηση της υγρασίας η τιμή του αυξάνεται εκθετικά (Σχήμα 5.19).



Σχήμα 5.19: Μεταβολή του λόγου Poisson συναρτήσει του βαθμού κορεσμού

Τέλος, στο **Σχήμα 5.20** παρουσιάζεται μεταβολή του μέτρου διάτμησης συναρτήσει της ταχύτητας του διατμητικού κύματος.



Σχήμα 5.20: Μεταβολή του μέτρου διάτμησης συναρτήσει της ταχύτητας του διατμητικού κύματος

Στον **Πίνακα 5.10** παρουσιάζονται συνοπτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.

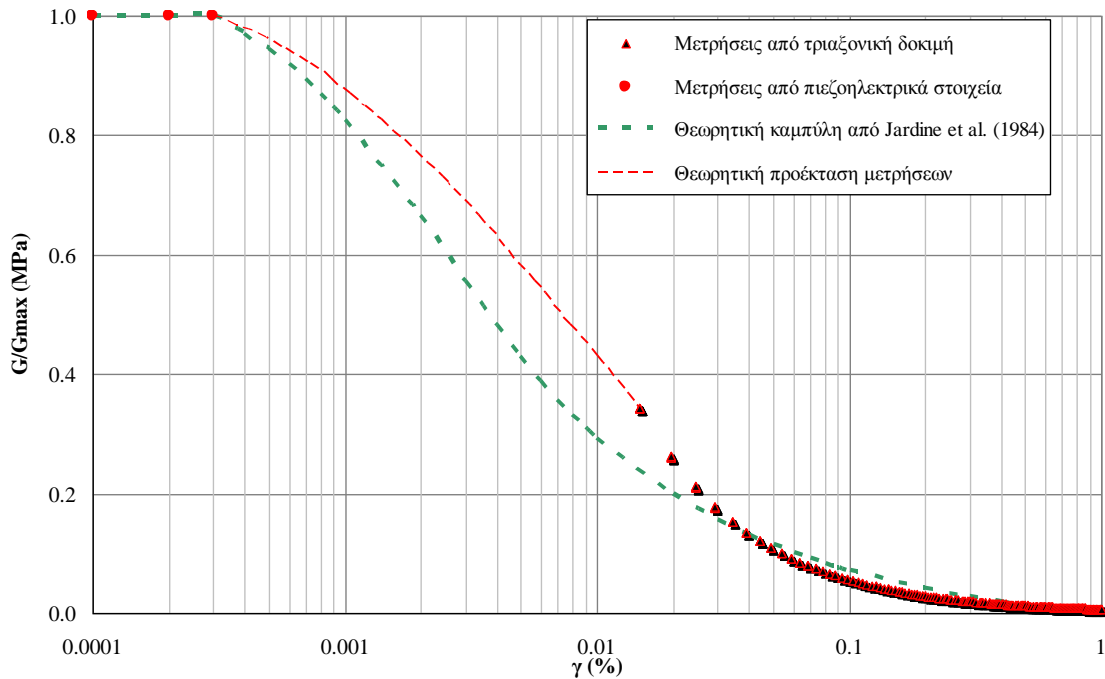
Πίνακας 5.10: Αποτελέσματα δοκιμών με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων

Δοκίμιο	Sr (%)	E (MPa)	ν	G_{\max} (MPa)	V_s (m/s)	V_p (m/s)
M1	39,61	168,7	0,478	57,1	168,7	826,8
M2	31,38	377,0	0,470	128,3	252,3	1064,2
M3	21,94	822,2	0,433	286,8	378,1	1103,0
M4	11,51	1050,8	0,360	386,4	438,9	1025,0

Μέτρο διάτμησης συναρτήσει διατμητικής παραμόρφωσης

Με βάση τα αποτελέσματα των δοκιμών πιεζοηλεκτρικών στοιχείων και της τριαξονικής φόρτισης μέχρι θραύσης, επιχειρήθηκε να κατασκευαστεί η καμπύλη το μέτρου διάτμησης συναρτήσει της διατμητικής παραμόρφωσης και να συγκριθεί με

θεωρητική καμπύλη (Graig and Knappett, 2012). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο **Σχήμα 5.29**



Σχήμα 5.29: Σύγκριση θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης

Από το παραπάνω γράφημα φαίνεται η απομείωση του μέτρου διάτμησης για παραμόρφωση 0,01% είναι περίπου 30% και ομοίως για παραμόρφωση 0,1% είναι περίπου 10%.

5.4. Αποτελέσματα γεωφυσικών διασκοπήσεων

5.4.1. Μέθοδος σεισμικής διάθλασης

Το πείραμα της σεισμικής διάθλασης πραγματοποιήθηκε από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης κατά μήκος γραμμής μελέτης συνολικού μήκους 47 m.

Δεδομένου του διαθέσιμου εξοπλισμού, το πείραμα πραγματοποιήθηκε σε 2 αναπτύγματα (spread) των 24 m με ισαπόσταση μεταξύ των γεωφώνων 1 m. Ως πηγή σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε σφύρα με κρούση σε μεταλλική πλάκα, η οποία

ενεργοποιήθηκε σε διάφορες θέσεις σε σχέση με το πρώτο και το τελευταίο γεώφωνο κάθε αναπτύγματος σε θέσεις συμμετρικές για κάθε ανάπτυγμα.

Το μοντέλο βάθους αποκαλύπτει σταδιακή αύξηση της ταχύτητας διάδοσης των διαμήκων κυμάτων με το βάθος, κυμαινόμενη μεταξύ 450 m/s κοντά στην επιφάνεια και 1150 m/s στη βάση του επιχώματος.

Η διακύμανση αυτή των διαμήκων κυμάτων ήταν αναμενόμενη, δεδομένου της ομοιογένειας του επιχώματος και της κοινής προέλευσης του υλικού του επιχώματος με το υλικό της βάσης του.

5.5.2. Μέθοδος πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων

Για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW) χρησιμοποιήθηκε η ίδια διάταξη γεωφώνων με το πείραμα της σεισμικής διάθλασης.

Η θέση της πηγής βρισκόταν 2 m πριν το 1^ο γεώφωνο. Για την παραγωγή ψευδοτομής V_s , η διάταξη πηγής – γεωφώνων μετακινήθηκε 13 φορές σε ισαποστάσεις των 2 m, με αποτέλεσμα η υπεδαφική κάλυψη της σεισμικής διασκόπησης να είναι 24 m.

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι μετρήσεις αυτές έγιναν στο επίχωμα σε βάθος που φτάνει περίπου τα 10m.

Από τις μετρήσεις πεδίου τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις 2 μεθόδους των γεωφυσικών διασκοπήσεων για τις διάφορες παραμέτρους παρουσιάζονται στον

Πίνακα 5.11:

Πίνακας 5.11: Αποτελέσματα δοκιμών γεωφυσικών διασκοπήσεων

Παράμετρος	Γεωφυσικές διασκοπήσεις
V_s (m/s)	318,4
V_p (m/s)	973,1
ν	0,412
E (MPa)	683,8

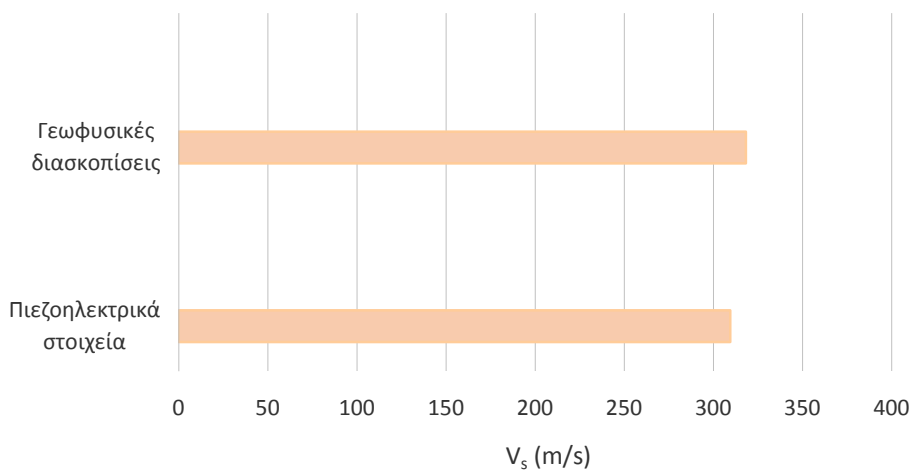
5.5. Σύγκριση αποτελεσμάτων

Στον Πίνακα 5.12 παρουσιάζονται συγκριτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν τόσο από τις μετρήσεις με τα πιεζοηλεκτρικά στοιχεία όσο και από τις γεωφυσικές δοκιμές πεδίου (όσα ήταν διαθέσιμα).

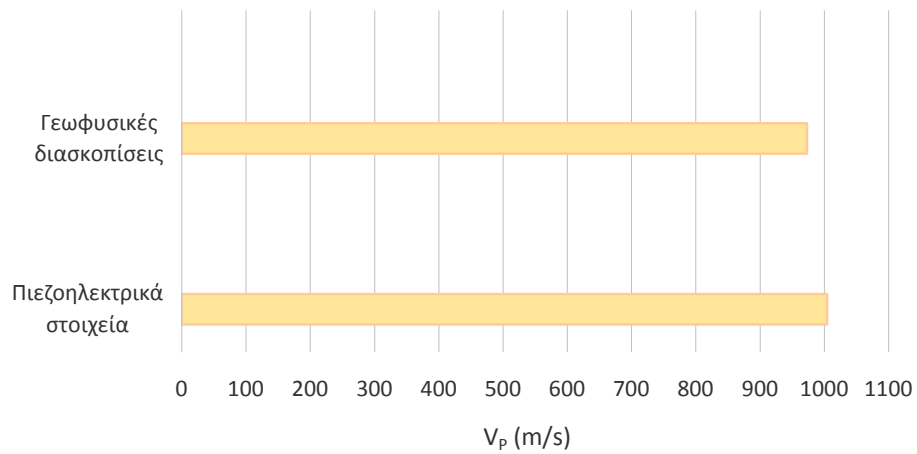
Οι τιμές του παραπάνω πίνακα δίνονται και γραφικά, στα Σχήματα 5.25 έως και 5.28, ώστε να είναι ακόμα περισσότερο ευδιάκριτη η σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων.

Πίνακας 5.12: Συγκριτικά αποτελέσματα δοκιμών πιεζοηλεκτρικών στοιχείων και γεωφυσικών διασκοπήσεων

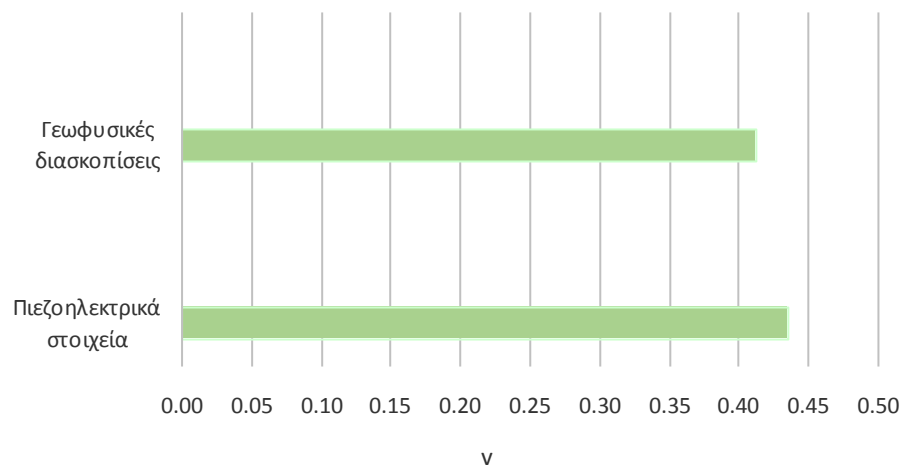
Παράμετρος	Πιεζοηλεκτρικά στοιχεία	Γεωφυσικές διασκοπήσεις	Απόκλιση (%)
V_S (m/s)	309,5	318,4	3
V_P (m/se)	1004,7	973,1	3
ν	0,435	0,412	5
E (MPa)	604,7	683,8	13



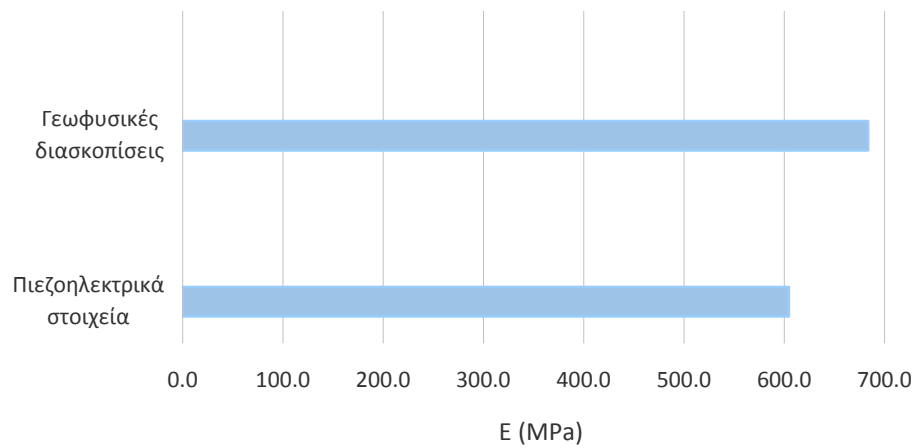
Σχήμα 5.25: Σύγκριση των ταχυτήτων V_S των δύο μεθόδων



Σχήμα 5.26: Σύγκριση των ταχυτήτων V_p των δύο μεθόδων



Σχήμα 5.27: Σύγκριση του λόγου Poisson ν των δύο μεθόδων



Σχήμα 5.28: Σύγκριση του μέτρου ελαστικότητας E των δύο μεθόδων

Παρατηρείται πολύ καλή συσχέτιση των αποτελεσμάτων με τις δύο διαφορετικές μεθόδους, γεγονός που ενισχύει την αξιοπιστία των μετρήσεων που έγιναν στην παρούσα εργασία με την μέθοδο των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

6.1 Συμπεράσματα

- Η αύξηση της συχνότητας του σήματος της διέγερσης οδηγεί σε βελτίωση της ποιότητας του λαμβανόμενου σήματος.
- Οι διαστάσεις του δοκιμίου είναι καθοριστικής σημασίας και αποτελεί τον ισχυρότερο παράγοντα παρεμβολών στο σήμα.
- Το ύψος του εδαφικού δοκιμίου διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη μείωση των ανακλάσεων και των φαινόμενων εγγύς πεδίου.
- Η τεχνική «point to point» για την εκτίμηση του χρόνου διάδοσης του κύματος, (και κατ' επέκταση του μέτρου διάτμησης G_{max}) είναι γρήγορη και αξιόπιστη.
- Οι τεχνικές που αφορούν επεξεργασία σήματος (θεωρία συνέλιξης και συχνότητα) είναι αξιόπιστες, όμως ενδέχεται να προκύψουν λάθη κατά την εκτίμηση του G_{max} , δεδομένου των πολύπλοκων μαθηματικών που χρησιμοποιούν.
- Μεταξύ των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων (πιεζοηλεκτρικών στοιχείων και γεωφυσικών διασκοπήσεων), διαπιστώθηκε πολύ καλή συσχέτιση γεγονός που ενισχύει την αξιοπιστία των μετρήσεων.
- Το μέγεθος του μέτρου διάτμησης εκτιμήθηκε συναρτήσει του βαθμού κορεσμού των δοκιμίων δίδοντας την δυνατότητα εκτίμησης της συμπεριφοράς του επιχώματος σε διάφορες συνθήκες λειτουργίας (κορεσμού).
- Η μέτρηση της ταχύτητας διατμητικών κυμάτων (V_s) που πραγματοποιείται στο πεδίο με γεωφυσικές δοκιμές αποδίδει αξιόπιστα την συμπεριφορά του εδάφους, αποφεύγοντας την διαταραχή λόγω δειγματοληψίας, αλλά η επιτυχία της τεχνικής εξαρτάται σημαντικά από την ακρίβεια του εξοπλισμού καθώς και την ορθή αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Εντούτοις με βάση τις δοκιμές αυτές δεν μπορεί να γίνει συστηματική μελέτη διαφόρων παραμέτρων που επηρεάζουν τη V_s , όπως

είναι η διατμητική παραμόρφωση, η συχνότητα φόρτισης, ο αριθμός κύκλων φόρτισης, η περιβάλλουσα τάση κ.α. παράμετροι που μπορούν να εκτιμηθούν εργαστηριακά με χρήση των πιεζοηλεκτρικών στοιχείων.

6.2 Προτάσεις

- Προτείνεται η φόρτιση δοκιμίων με διάφορες τασικές συνθήκες προκειμένου να διερευνηθεί η διαφοροποίηση του μέτρου διάτμησης σε διάφορα βάθη, ώστε να δοθεί η δυνατότητα βέλτιστης προσομοίωσης της συμπεριφοράς του έργου.
- Ακόμα προτείνεται η διερεύνηση του μέτρου διάτμησης σε σχέση με το λόγο κενών και την κοκκομετρία του γεωϋλικού προκειμένου να δοθεί η δυνατότητα εκτίμησης τυχόν διαφοροποίησης του μέσα στην μάζα του επιχώματος.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Arroyo, M., Pineda, J.A. and Romero, E. (2012). “Shear Wave Measurements Using Bender Elements in Argillaceous Rocks”. *Geotechnical Testing Journal*, Vol.33, No.6.
- Asslan M., (2008), “Factors Influencing Small-Strain Stiffness of soils and its Determination”, Bauhaus-Universität Weimar.
- Atkinson J., (1993), “An introduction to the mechanics of soils and foundations through critical state of soil mechanics”, McGraw Hill, London.
- Atkinson J., (2000), “Non – linear soil stiffness in routine design”, *Geotechnique* 50, No.5, pp.487-508.
- Brignoli EGM, Gotti M, and Stokoe KH., (1996), “Measurement of shear waves in laboratory specimens by means of piezoelectric transducers”. *Geotechnical Testing Journal*, 19(4):384–97.
- Brignoli, Gotti and Stokoe (1996) “Measurements of Shear Waves in Laboratory Specimens by Means of Piezoelectric Transducers” *Geotechnical Testing Journal*, GTJODJ, Vol.19, No.4, December 1996, pp.384 – 397.
- Chan, K.H., Boonyatee. T. and Mitachi, T. (2010). “Effect of bender element installation in clay samples”. *Geotechnique* 60, No.4, pp.287-291.
- Craig, R.F. (1978). *Soil mechanics*. 3rd Edition, Published by Van Nostrand Reinhold (UK) Co. Ltd, England, pp. 355-357.
- De-Alba, P. and Baldwin, K.C. (1991). “Use of bender elements in soil dynamics experiments”. *Geotechnical Special Publication No.29*, pp.86-101.

- Dobry, R. and Vucetic, M. (1987). “Dynamic properties and seismic response of soft clay deposits”, International Symposium on Geotechnical Engineering in Soft Soils, Mexico city, Vol. 2, pp. 51-87
- Fernandez, A.I. and Santamarina, J.C., (2001), “Effect of cementation on the small-strain parameters of sands”. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 38, pp. 191-199,.
- Fioravante, V., (2000), “Anisotropy of small-strain stiffness of Ticino and Kenya sands from seismic wave propagation measured in triaxial testing”. Soils and Foundations, Vol. 40, No. 4, pp. 129-142.
- GDS BES Hardware and Software Manual, (2013), The GDS Bender Element System Handbook, GDS Instruments Ltd.
- Craig R.F and Knappett J., (2012), Craig's Soil Mechanics, Eighth Edition, Spon Press, London.
- Hardin, B.O. and Richart, F.E., (1963), “Elastic wave velocities in granular soils. Journal of Soil Mechanics and Foundations Division”, 89(SM1), pp. 33-65.
- Hicher, P.-Y., (1996), “Elastic properties of soil. ASCE Journal of Geotechnical Engineering”, 122(8), pp. 641-648.
- Hoque, E. and Tatsuoka, F., (2004), “Effects of stress ratio on small-strain stiffness during triaxial shearing”. Géotechnique 54, No. 7, pp. 429-439.
- Hsu, C-C. and Vucetic, M., (2002), “Dynamic and cyclic behavior of soils over a wide range of shear strains in NGI-type simple shear testing device”. UCLA Research Report ENG-02-228, Civil and Environmental Engineering Department, University of California, Los Angeles.
- Iwasaki, T. and Tatsuoka, F., (1977), “Effects on grain size and grading on dynamics shear moduli of sands”. Soils and Foundations, Vol. 17, No. 3, pp. 19-35.

- Jong-Sub, L. and Santamarina, J.C., (2005), “Bender Elements: Performance and Signal Interpretation”. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, pp.1063-1070.
- Jovicic V, Coop MR, Simic M., (1996), “Objective criteria for determining G_{max} from bender element tests”. *Geotechnique*, 46(2):357–62.
- Kallioglou, T.T. and Papadopoulou, A., (2003), “Shear modulus and damping of natural sands”. *Deformation Characteristics of Geomaterials*, Di Benedetto et al. (eds). pp. 401-407.
- Karg C., (2005), “Advanced cyclic triaxial and bender element test equipment”, *Innovatie Forum Geotechniek*, Antwerp, Belgium, KHBO – Departement of Industrial Sciences.
- Kuwano, R. and Jardine, R.J., (2002), “On the application of cross-anisotropy elasticity to granular materials at very small strains”. *Géotechnique* 52, No. 10, pp. 727-749.
- Lade P.V. and Abelev, V., (2005), “Characterization of cross-anisotropic soil deposits from isotropic compression test”. *Soils and Foundations*, 45(5), pp. 89-102.
- Lee JS, Santamarina JC., (2005), “Bender elements: performance and signal interpretation”. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, 131(9):1063–70.
- Leong, E.C., Cahyadi, J. and Rahardjo, H., (2009), “Measuring shear and compression wave velocities of soil using bender–extender elements”. *Can. Geotech. J.*46, pp.792-812.
- Menzies, B., (2000), “Near-surface site characterization by ground stiffness profiling using surface wave geophysics”, Technical report, GDS Instruments Ltd, U.

- Nazarian, S., (1964), “In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method”, Ph. D. Texas, U.S.A.
- Santamarina, J. & Alouft, M., (1999), “Small strain stiffness: A micromechanical experimental study”, Proceedings of the Second International Symposium on Pre-failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Torino Italy September 1999, Vol. 1, pp.451-458
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., (1995), Exploration Seismology, 2nd Edition, Cambridge University Press, ISBN 0-521-46282-7.
- Shirley, D.J., and Hampton, L.D., (1978), “Shear-Wave Measurements in Laboratory Sediments”, Journ. of Acoust. Soc. of America, 63 (2), pp.
- Simons N., Menzies B., and Matthews M., (2002), “A short course in Geotechnical site investigation”, Great Britain, ISBN: 07277 2948 9.
- Spiegel M., (1978), “Ανάλυση Fourier” McGraw-Hill, New York. Μετάφραση Περσίδης Σ., ΕΣΠΙ Εκδοτική, Αθήνα.
- Stokoe K.H., Darendeli, M.B., Gilbert, R.B., Menq, F.-Y., and Choi, W.K., (2004), “Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves”. In International Workshop on Uncertainties in Nonlinear Soil Properties and their Impact on Modeling Dynamics Soil Response, UC Berkeley, CA.
- Viggiani G, and Atkinson JH., (1995), “Interpretation of bender element tests”. Geotechnique, 45(1):149–54.
- Vucetic, M. and Dobry, R., (1991), “Effect of soil plasticity on cyclic response”. ASCE Journal of Geotechnical Engineering, 117(1), pp. 89-107.

- Yamashita, Fujiwara, Kawaguchi, Mikami, Nakata, Shibuya, (2003), “International Parallel Test on the Measurement of G_{max} Using Bender Elements” Organized by TC-29” Japanese Domestic Committee for TC-29.
- Young-Jin, M., Jae-Woo, J. and Man-Jin, H. - Chul-Soo, P., (2006), “Implementation of Bender Elements to Measure In-situ Stiffness of Soft Clays”. 4th International Conference on Earthquake Engineering Taipei, Taiwan, Paper No.33.
- Βαφείδης, Α., (1993), Εφαρμοσμένη Γεωφυσική – 1, Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- Γεωργιάννου, Β.Ν. και Τσομώκος, Α., (2006), “Measurement of G_{max} Using Bender Elements”. 5^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής & Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής, ΤΕΕ, Ξάνθη.
- Θεόπουλος Α., (2008), “Μελέτη και Ανάπτυξη Υπολογιστικού Συστήματος Ανάλυσης Σημάτων Μέτρησης Ιδιοτήτων Εδαφικών Δειγμάτων”, Διπλωματική εργασία, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη,.
- Καββαδάς, Μ., (2000), Στοιχεία Εδαφομηχανικής, Εκδόσεις Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Αθήνα.
- Καλλιόγλου Π., (2003), “Μελέτη των δυναμικών ιδιοτήτων εδαφών στη συσκευή στήλης –συντονισμού”, Διδακτορική διατριβή, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Λοντζετίδης, Κ., (2001), “Προσδιορισμός δυναμικών ιδιοτήτων εδαφικών σχηματισμών με τη χρήση μίας νέας τεχνικής Down Hole”, Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής και Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής, Αθήνα.
- Παπακωνσταντίνου, Κ., (2004), “Μελέτη των μηχανικών παραμέτρων του εδάφους με τη χρήση σεισμικών μεθόδων και εργαστηριακών μετρήσεων”, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.

- Στειακάκης Ε., (2003), “Συμπεριφορά ανοικτών εκσκαφών μεγάλου βάθους. Έρευνα γεωτεχνικών παραμέτρων και κινητικότητας εδαφών στο λιγνιτικό πεδίο Πτολεμαΐδας – Αμυνταίου”, Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- Στειακάκης Ε., (2008), Εργαστηριακές ασκήσεις Τεχνικής Γεωλογίας - Εδαφομηχανικής, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- Τίκα Θ., Παπαδοπούλου Α., Λαόπουλος Θ., Θεόπουλος Α. & Καλλιόγλου Π, (2008), “The measurement of shear waves velocity with the bender element method”, 3^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Άρθρο 1841.