



**ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ**

ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ - ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΕΠΙΣΤΗΜΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ

ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

**ΣΧΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ  
ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ  
ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΜΕ  
ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΚΑΙ ΣΤΗ  
ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΕΔΑΦΩΝ**

*Αικατερίνη Ν. Μιχαλάκη*

Αθήνα, Οκτώβριος 2016

**«ΕΠΙΣΤΗΜΗ &  
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ  
ΥΔΑΤΙΚΩΝ  
ΠΟΡΩΝ»**

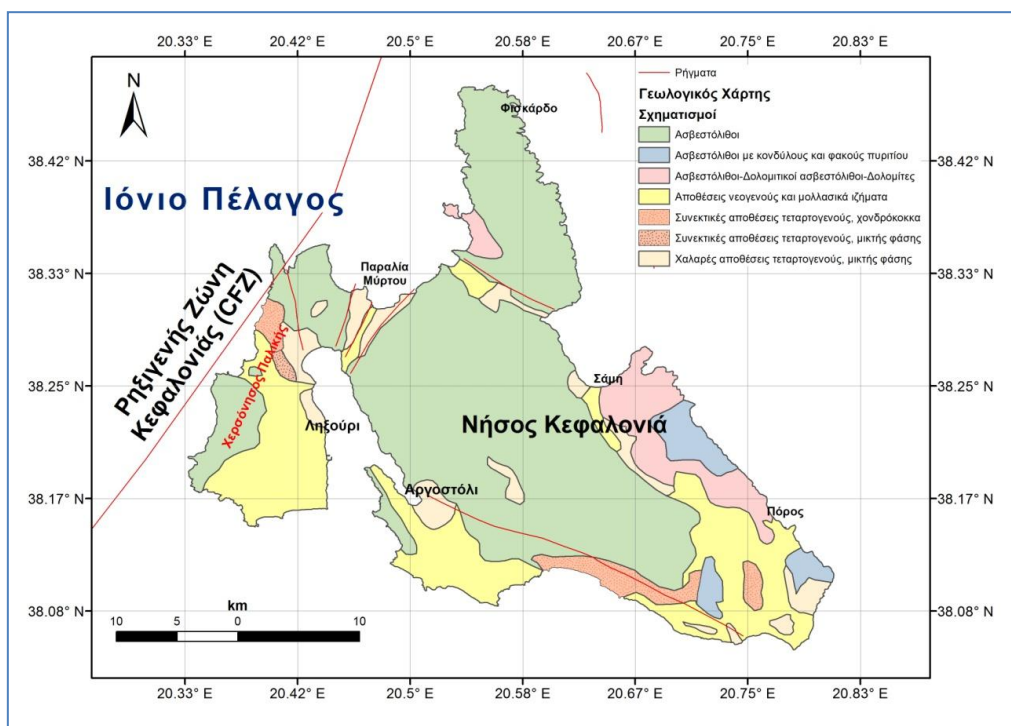
Επιβλέπων:  
Ομότιμος Καθηγητής Ι. Κουμαντάκης



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ  
Δ.Π.Μ.Σ. – ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ

Μεταπτυχιακή Εργασία με Θέμα:

# ΣΧΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ, ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΚΑΙ ΣΤΗ ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΕΔΑΦΩΝ



Επιμέλεια: Μιχαλάκη Αικατερίνη  
Α.Μ.:21014032

Τριμελής επιτροπή:  
Κουμαντάκης Ιωάννης (Επιβλέπων)  
Μακρόπουλος Χρήστος  
Κασάρας Ιωάννης

Αθήνα, 2016



## Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο **“Σχέσεις και αλληλεπιδράσεις υπογείων νερών και φυσικών καταστροφικών φαινομένων, με έμφαση στους σεισμούς και στη ρευστοποίηση εδαφών”** εκπονήθηκε στα πλαίσια του Διατμηματικού-Διεπιστημονικού Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών “Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων” του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, βασιζόμενη σε ελληνική και ξένη βιβλιογραφία, καθώς και σε εμπειρική έρευνα με χρήση πρωτογενών πειραματικών δεδομένων. Το αντικείμενο ενδιαφέροντος, καθώς και η εποπτεία της εργασίας αυτής υπάγονται στη Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου (ΕΜΠ).

Μετά την ολοκλήρωση αυτής της προσπάθειας θα ήθελα να ευχαριστήσω όσους με βοήθησαν κατά τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας.

Αρχικά, οφείλω να ευχαριστήσω τον κ. Ιωάννη Κουμαντάκη, Ομότιμο Καθηγητή της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών του ΕΜΠ, ο οποίος ανέλαβε την επίβλεψη και καθοδήγηση αυτής της εργασίας.

Ιδιαίτερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Ιωάννη Κασσάρα, Επίκουρο Καθηγητή Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών (ΕΚΠΑ), για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια καθ’ όλη τη διάρκεια αυτής της προσπάθειας. Μου παραχώρησε πλούσια βιβλιογραφία και δεδομένα που αφορούν την περιοχή μελέτης και ήταν εκεί σε κάθε βήμα επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων.

Καθοριστική ήταν η συνδρομή του Δρ Γιώργου Παπαθανασίου μέλους Ε.Δι.Π του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ), ο οποίος αποτέλεσε τον δάσκαλό μου στα θέματα ρευστοποίησης.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ Ελένη Βασιλείου και τον Δρ Κωνσταντίνο Μαρκαντώνη - Ε.Δι.Π. της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών του ΕΜΠ - για την καθοδήγηση κατά τη συγγραφή της παρούσας εργασίας και τις πολύτιμες παρατηρήσεις τους.

Θα ήθελα, ακόμη, να αναφερθώ σε κάποιους ανθρώπους που με βοήθησαν στην αρχή αυτού του εγχειρήματος, κατά τη συλλογή βιβλιογραφίας και δεδομένων. Συγκεκριμένα, τον κ. Ανδρέα Καλλιώρα (Επίκουρο Καθηγητή της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών του ΕΜΠ), τον κ. Ευάγγελο Κούκο (Διεύθυνση Οδικών Υποδομών του Υπουργείου Υποδομών, Μεταφορών και Δικτύων), τον κ. Λάμπρο Νικολάου (Περιφέρεια Κεφαλονιάς), καθώς και την κα Ιωάννα Βασιλείου (Κεντρικά Εργαστήρια Δημοσίων Έργων - ΚΕΔΕ).

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους και συνεργάτες μου κ. Στέλιο Μουρλούκο και κ. Παναγιώτη Στούμπο για τη βοήθειά τους στην επεξεργασία των δεδομένων, καθώς και για τα επικοινωνητικά σχόλια επί του κειμένου της εργασίας.



## Περιεχόμενα

Πρόλογος.....	3
Περίληψη.....	4
1) Εισαγωγή.....	5
1.1) Διάρθρωση της εργασίας.....	6
2) Σεισμικοί Κίνδυνοι.....	7
2.1) Αλληλεπίδραση σεισμών και νερού.....	8
2.1.1) Ρευστοποίηση.....	8
2.1.2) Ηφαίστεια λάσπης.....	9
2.1.3) Αυξημένη απορροή ποταμών.....	10
2.1.4) Αλλαγή της στάθμης των υπόγειων υδάτων.....	11
2.1.5) Αλλαγές στη θερμοκρασία και σύσταση.....	11
2.1.6) Θερμοπίδακες (Geysers).....	11
2.2) Σεισμοί που επηρεάζονται απ' το νερό.....	12
2.3) Υδρολογικά πρόδρομα φαινόμενα εκδήλωσης σεισμού.....	13
3) Γεωλογικές, Υδρογεωλογικές και Γεωτεχνικές Συνθήκες.....	13
3.1) Γεωλογικές συνθήκες.....	13
3.2) Υδρογεωλογικές συνθήκες.....	17
3.3) Γεωτεχνικές συνθήκες.....	18
3.3.1) Δοκιμή πρότυπης διείδυσης (SPT-Standard Penetration Test).....	20
3.3.2) Εμπειρικοί τύποι και συσχετισμοί τους με εδαφικές παραμέτρους από επί τόπου δοκιμές.....	20
3.3.3) Γενικευμένο γεωτεχνικό υπεδαφικό προφίλ.....	21
4) Τεκτονικό Καθεστώς.....	23
4.1) Ενεργός τεκτονική.....	23
5) Σεισμικότητα.....	25
5.1) Ιστορική αναδρομή.....	25
5.2) Οι σεισμοί Ιανουαρίου-Φεβρουαρίου 2014.....	27
5.2.1) Γεωπεριβαλλοντικές επιπτώσεις.....	28
6) Σεισμικός Εδαφικός Θόρυβος και Προσομοίωση Εδαφικής Κίνησης.....	30
6.1) Ο Σεισμικός εδαφικός θόρυβος.....	30
6.1.1) Διαδικασία συλλογής δεδομένων.....	32
6.1.2) Παράμετροι καταγραφής.....	32
6.1.3) Το πείραμα.....	33

6.2) Προσομοίωση εδαφικής κίνησης.....	37
6.2.1) Στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κεφαλονιάς της 26ης Ιανουαρίου 2014, $M_w=6.1$ .....	39
6.2.2) Στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κεφαλονιάς της 3ης Φεβρουαρίου 2014, $M_w=6.0$ .....	43
7) Ταξινόμηση Εδαφών .....	46
7.1) Τι είναι το $V_{s30}$ ;.....	46
7.2) Λογισμικό ModelHVSR .....	47
7.3) Εδαφικές συνθήκες - Eurocode 8.....	48
7.4) Μεθοδολογία υπολογισμού $V_{s30}$ και ταξινόμηση εδαφών .....	52
8) Ρευστοποίηση Εδαφικών Σχηματισμών .....	56
8.1) Μηχανισμός πρόκλησης ρευστοποίησης .....	56
8.2) Διαδικασία ρευστοποίησης .....	57
8.3) Προϋποθέσεις πρόκλησης ρευστοποίησης .....	58
8.3.1) Γεωλογική ηλικία εδαφικών σχηματισμών.....	58
8.3.2) Γεωμορφολογικά κριτήρια.....	59
8.3.3) Υδροφόρος ορίζοντας .....	59
8.3.4) Σχετική πυκνότητα .....	60
8.3.5) Κοκκομετρική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά των εδαφών .....	60
8.3.6) Ιστορικά περιστατικά .....	62
9) Το Φαινόμενο της Ρευστοποίησης .....	62
9.1) Συντελεστής ασφαλείας (Factor of Safety, FS) .....	63
9.2) Δείκτης Πιθανότητας Ρευστοποίησης (Liquefaction Potential Index, LPI) .....	63
9.2.1) Γεωτεχνικές και γεωλογικές προσεγγίσεις .....	64
9.2.2) Επίδραση του βάθους του υδροφόρου ορίζοντα.....	65
9.2.3) Χωρική ομοιογένεια των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών .....	65
9.3) Υπολογισμός αντίστασης ρευστοποίησης του εδάφους.....	65
9.4) Υπολογισμός αντίστασης ρευστοποίησης του εδάφους με χρήση $V_s$ .....	71
9.5) Υπολογισμός πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους.....	72
9.5.1) Λογισμικό LiqIT.....	72
9.5.2) Μεθοδολογία υπολογισμού πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους .....	73
9.5.3) Αποτελέσματα από καταγεγραμμένες τιμές PGA .....	76
9.5.4) Αποτελέσματα από προσομοιωμένες τιμές PGA .....	95
9.6) Σύγκριση αποτελεσμάτων.....	108

10) Αλληλεπίδραση Στάθμης Υδροφόρου Ορίζοντα και Πιθανότητας Ρευστοποίησης.....	113
11) Συμπεράσματα και Προτάσεις.....	139
11.1) Συμπεράσματα.....	139
11.2) Προτάσεις.....	139
Βιβλιογραφία .....	141
Ελληνική βιβλιογραφία.....	141
Ξενόγλωσση βιβλιογραφία .....	143
Άλλες πηγές.....	151
Παράρτημα Α.....	152
Παράρτημα Β.....	168

## Περίληψη

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι οι σχέσεις και αλληλεπιδράσεις των υπόγειων νερών και των φυσικών καταστροφικών φαινομένων. Μετά από αναζήτηση στην ελληνική και ξενόγλωσση βιβλιογραφία για φυσικά καταστροφικά φαινόμενα, τα αποτελέσματα των οποίων επηρεάζονται από υπόγεια ύδατα, αποφασίσαμε αυτή η εργασία να εστιάζει στην αλληλεπίδραση αυτών με σεισμούς με αποτέλεσμα τη ρευστοποίηση εδαφών. Η ρευστοποίηση εδαφών μετά από σεισμό αποτελεί ένα ιδιαίτερα επικίνδυνο φαινόμενο, του οποίου η πιθανότητα εμφάνισης μπορεί να υπολογιστεί και να μας δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα.

Στην παρούσα εργασία, αρχικά, γίνεται σύντομη περιγραφή των σεισμικών κινδύνων και συγκεκριμένα αυτών που μπορεί να προκληθούν από την αλληλεπίδραση σεισμών και νερού. Ακόμη, παρουσιάζονται οι γεωλογικές, υδρογεωλογικές και γεωτεχνικές συνθήκες της περιοχής μελέτης, καθώς και η τεκτονική και σεισμικότητα αυτής. Οι πληροφορίες των παραπάνω ενοτήτων είναι αποτέλεσμα εκτεταμένης βιβλιογραφικής έρευνας, τόσο ελληνικής όσο και ξενόγλωσσης.

Στη συνέχεια, γίνεται μια εκτενής περιγραφή των εργασιών υπαίθρου που πραγματοποιήθηκαν για τη συλλογή δεδομένων σεισμικού εδαφικού θορύβου, καθώς και των μεθοδολογιών που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων αυτών. Ακόμη, περιγράφεται η μεθοδολογία προσομοίωσης εδαφικής κίνησης και ταξινόμησης του εδάφους με βάση τα παραπάνω δεδομένα.

Ακολουθούν δύο κεφάλαια που αφορούν τη ρευστοποίηση του εδάφους. Στο πρώτο γίνεται περιγραφή του φαινομένου με βάση τη διαθέσιμη βιβλιογραφία και στο δεύτερο αναλύεται η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους.

Τέλος, αξιολογείται η επίδραση της μεταβολής του ύψους της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα στη ρευστοποίηση παρατηρώντας ότι πέρα από το μέγεθος του σεισμού και την τιμή PGA που επηρεάζουν την επιδεκτικότητα σε ρευστοποίηση, σημαντικό ρόλο παίζει και η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα. Πιο συγκεκριμένα, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα εμφανίζει έντονη αλληλεπίδραση με το είδος και τα χαρακτηριστικά του σχηματισμού ή σχηματισμών που αποτελούν το κάθε στρώμα.

Η παραπάνω εργασία ολοκληρώνεται με μία σύνοψη των κυριότερων συμπερασμάτων και τη διατύπωση ορισμένων προτάσεων για τις δυνατότητες περαιτέρω ανάπτυξης και χρήσης των μεθόδων εκτίμησης της τρωτότητας σε ρευστοποίηση, μετά από την εκδήλωση ενός σεισμού, καθώς επίσης άλλων σημαντικών ενεργειών για την πιο εύκολη και αποτελεσματική επίτευξη όλων των ανωτέρω.

## 1) Εισαγωγή

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η αλληλεπίδραση των υπογείων νερών και των φυσικών καταστροφικών φαινομένων, με έμφαση στους σεισμούς και στην πιθανότητα ρευστοποίησης εδαφών.

Η οριοθέτηση των περιοχών που είναι επιρρεπείς σε ρευστοποίηση, ο υπολογισμός της επιδεκτικότητας (susceptibility) ρευστοποίησης και η λεπτομερής χαρτογράφησή τους αποτελούν σημαντικά ζητήματα ώστε μετά από κατάλληλο σχεδιασμό ή/και στοχευμένες παρεμβάσεις να επιτευχθεί απομείωση της επικινδυνότητας ρευστοποίησης και η ελαχιστοποίηση - ή ακόμη και αποφυγή - ζημιών. Την τελευταία δεκαετία, οι σεισμικές μικροζωνικές μελέτες αποτελούν σημαντικό εργαλείο εκτίμησης της επικινδυνότητας ρευστοποίησης σε αστικές περιοχές και ιδιαίτερα σε περιοχές όπου προγραμματίζεται η ανέγερση νέων αστικών και βιομηχανικών υποδομών.

Για την εργασία αυτή επιλέχθηκε ως περιοχή μελέτης το νησί της Κεφαλονιάς. Η Κεφαλονιά είναι ένα νησί γνωστό για τη φυσική του ομορφιά, που βρίσκεται στο Ιόνιο Πέλαγος, δίπλα από το νησί της Ιθάκης. Είναι το έκτο μεγαλύτερο νησί της χώρας, το μεγαλύτερο από τα νησιά του Ιονίου - με έκταση 734 km<sup>2</sup> - και ο πληθυσμός του ισούται με 35800 ανθρώπους, σύμφωνα με την απογραφή του 2011. Η πρωτεύουσα του νομού Κεφαλονιάς και Ιθάκης είναι το Αργοστόλι, με 9122 κατοίκους, με το Ληξούρι να είναι η δεύτερη πιο μεγάλη πόλη του νησιού (3741 κάτοικοι).

Η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία αποτελείται από χρήση διάφορων λογισμικών και επεκτάσεων προγραμμάτων, με οδηγό πάντα την υπάρχουσα βιβλιογραφία. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω:

- Το λογισμικό *ModelHVSR (Herak, 2008)*, που αποτελεί επέκταση του προγράμματος Matlab. Μέσω αυτού έγινε επεξεργασία των δεδομένων του σεισμικού εδαφικού μικροθορύβου προκειμένου να υπολογίσουμε το πάχος, το βάθος, την αντίσταση και τη μέση ταχύτητα του κάθε στρώματος, σε θέσεις μέτρησης εδαφικού μικροθορύβου.
- Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης (*Boore, 2005*), που χρησιμοποιείται πολύ συχνά για τον προσδιορισμό σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν επαρκή δεδομένα ως προς την καταγραφή των σεισμικών βλαβών.
- Το λογισμικό *Geopsy (SESAME, 2005)*, στην οποία εισάγοντας τα δεδομένα μικροθορύβου - μετά την επεξεργασία τους στο λογισμικό ModelHVSR - προκειμένου να υπολογισθούν τιμές  $V_{s30}$  για κάθε θέση μέτρησης μικροθορύβου, καθώς και η ταξινόμηση του εδάφους σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα (Eurocode 8, EC-8).
- Το λογισμικό *LiqIT (GeoLogismiki, 2006)*, το οποίο αναλύει τη ρευστοποίηση του εδάφους και δίνει τη δυνατότητα εκτίμησης της πιθανότητας ρευστοποίησης, βασισμένη στα κοινώς χρησιμοποιούμενα δεδομένα πεδίου (SPT, CPT και Vs).

## 1.1) Διάρθρωση της εργασίας

Η εργασία περιλαμβάνει την παρούσα Εισαγωγή (Κεφάλαιο 1), δέκα ακόμη κεφάλαια, βιβλιογραφία και δύο παραρτήματα. Ακολουθεί σύντομη περιγραφή του περιεχομένου του κάθε κεφαλαίου, βιβλιογραφίας και παραρτήματος:

*Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή*

*Κεφάλαιο 2 - Σεισμικοί Κίνδυνοι:* Συνοπτική περιγραφή των φαινομένων που παρατηρούνται κατά την αλληλεπίδραση σεισμών και νερού και αναφορά στα υδρολογικά πρόδρομα φαινόμενα εκδήλωσης σεισμού.

*Κεφάλαιο 3 - Γεωλογικές, Υδρογεωλογικές και Γεωτεχνικές Συνθήκες:* Παρατίθενται στοιχεία για τις γεωλογικές, υδρογεωλογικές και γεωτεχνικές συνθήκες της Κεφαλονιάς. Ακόμη, περιγράφεται η δοκιμή πρότυπης διείδυσης (SPT), οι εμπειρικοί τύποι που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης ταχύτητας σε κάθε στρώμα, κάθε γεώτρησης, καθώς και το γεωτεχνικό εδαφικό προφίλ της περιοχής.

*Κεφάλαιο 4 - Τεκτονικό Καθεστώς:* Περιγράφεται το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, καθώς και η ενεργός τεκτονική της.

*Κεφάλαιο 5 - Σεισμικότητα:* Ιστορική αναδρομή της σεισμικότητας στην Κεφαλονιά και αναφορά στους σεισμούς που έλαβαν χώρα τον Ιανουάριο και Φεβρουάριο του 2014, καθώς και στις επιπτώσεις αυτών.

*Κεφάλαιο 6 - Σεισμικός Εδαφικός Θόρυβος και Προσομοίωση Εδαφικής Κίνησης:* Επεξήγηση του ορισμού του σεισμικού εδαφικού θορύβου, περιγραφή του αναγκαίου εξοπλισμού για τη μέτρησή του και της διαδικασίας συλλογής δεδομένων, καθώς και του ίδιου του πειράματος. Επιπλέον, περιγράφεται η μεθοδολογία προσομοίωσης εδαφικής κίνησης και παρατίθενται τα αντίστοιχα αποτελέσματα.

*Κεφάλαιο 7 - Ταξινόμηση Εδαφών:* Περιγραφή της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό της τιμής  $V_{s30}$  και την ταξινόμηση του εδάφους κατά EC-8.

*Κεφάλαιο 8 - Ρευστοποίηση Εδαφικών Σχηματισμών:* Περιγραφή του μηχανισμού, της διαδικασίας και των προϋποθέσεων πρόκλησης ρευστοποίησης.

*Κεφάλαιο 9 - Το Φαινόμενο της Ρευστοποίησης:* Αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας υπολογισμού της πιθανότητας ρευστοποίησης και υπολογισμός της πιθανότητας ρευστοποίησης στην περιοχή μελέτης.

*Κεφάλαιο 10 - Αλληλεπίδραση Στάθμης Υδροφόρου Ορίζοντα και Πιθανότητας Ρευστοποίησης:* Παρατίθενται τα αποτελέσματα από το λογισμικό LiqIT, για κάθε γεώτρηση και για διάφορες στάθμες του υδροφόρου ορίζοντα.

*Κεφάλαιο 11 - Συμπεράσματα και Προτάσεις:* Συνοψίζονται τα κύρια συμπεράσματα της εργασίας και διατυπώνονται ορισμένες προτάσεις για μελλοντική εργασία.

*Βιβλιογραφία:* Εκτενής κατάλογος ελληνικής και ξενόγλωσσης βιβλιογραφίας που χρησιμοποιήθηκε, καθώς και καταγραφή άλλων πηγών.

Παράρτημα Α: Πίνακες με στοιχεία γεωτρήσεων

Παράρτημα Β: Πίνακες PGA για τα δύο σενάρια προσομοίωσης κίνησης εδάφους.

## 2) Σεισμικοί Κίνδυνοι

Μια σειρά από φυσικά φαινόμενα, όπως σεισμοί, τυφώνες, ανεμοστρόβιλοι και πλημμύρες, είναι ικανά να προκαλέσουν θανάτους, τραυματισμούς και υλικές ζημιές. Αυτοί οι φυσικοί κίνδυνοι προκαλούν τεράστιες ζημιές σε όλο τον κόσμο κάθε χρόνο. Οι κίνδυνοι που συνδέονται με τους σεισμούς αναφέρονται ως σεισμικοί κίνδυνοι. Η εφαρμογή της σεισμικής μηχανικής περιλαμβάνει τον προσδιορισμό και τον μετριασμό των σεισμικών κινδύνων. Οι πιο σημαντικοί σεισμικοί κίνδυνοι είναι (*Kramer, 1996*):

1. Κίνηση εδάφους
2. Κίνδυνοι δομικών αστοχιών
3. Ρευστοποίηση εδάφους
4. Κατολισθήσεις
5. Αστοχίες δομών συγκράτησης (όπως τοίχοι αντιστήριξης)
6. Κίνδυνοι στα δίκτυα εξυπηρέτησης του ανθρώπου (όπως τηλεπικοινωνίες, δίκτυο ύδρευσης-ηλεκτροδότησης κλπ)
7. Τσουνάμι

Μερικά από τα πιο εντυπωσιακά παραδείγματα ζημιών από σεισμό έχουν συμβεί όταν οι αποθέσεις του εδάφους χάνουν τη συνοχή τους και ρέουν σαν υγρά. Αυτό το φαινόμενο ονομάζεται *ρευστοποίηση* και κατά την εμφάνισή του η αντοχή του εδάφους μειώνεται - συχνά δραστικά - σε σημείο όπου δεν είναι σε θέση να υποστηρίξει κατασκευές ή να παραμείνει σταθερό. Επειδή αυτό συμβαίνει μόνο σε κορεσμένα εδάφη, η ρευστοποίηση παρατηρείται πιο συχνά κοντά σε ποτάμια, κόλπους και άλλα υδατικά συστήματα.

Επιπλέον, ισχυροί σεισμοί προκαλούν συχνά *κατολισθήσεις*. Αν και η πλειονότητα αυτών των κατολισθήσεων είναι μικρές, οι σεισμοί προκαλούν και πολύ μεγάλες ολισθήσεις. Σε ορισμένες ατυχείς περιπτώσεις, κατολισθήσεις που προκαλούνται από σεισμό προκαλούν ζημιές καταστρέφοντας κτίρια ή γέφυρες και άλλες εγκαταστάσεις. Πολλές κατολισθήσεις που προκαλούνται από σεισμό προκύπτουν από φαινόμενα ρευστοποίησης, αλλά και πολλές άλλες αντιπροσωπεύουν απλώς τις αστοχίες των πρανών που ήταν οριακά στατικά σταθερά.

Τέλος, γρήγορες κινήσεις κάθετες στον θαλάσσιο πυθμένα που προκαλούνται από ρήξη ρήγματος κατά τη διάρκεια σεισμού μπορούν να παράγουν θαλάσσια κύματα μακράς περιόδου που ονομάζονται *τσουνάμι*. Στην ανοικτή θάλασσα, τα τσουνάμι διανύουν μεγάλες αποστάσεις με υψηλές ταχύτητες, αλλά είναι δύσκολο να ανιχνευθούν, καθώς συνήθως έχουν ύψος μικρότερο από 1 m και μήκος κύματος αρκετών εκατοντάδων χιλιομέτρων. Καθώς ένα τσουνάμι πλησιάζει την ακτή, το βάθος του νερού μειώνεται προκαλώντας μείωση και της ταχύτητάς του, ενώ το ύψος του κύματος αυξάνεται. Σε ορισμένες παράκτιες περιοχές, το σχήμα του πυθμένα μπορεί να ενισχύσει το κύμα, παράγοντας έναν σχεδόν κάθετο τοίχο νερού που διατρέχει την ενδοχώρα και προκαλεί καταστροφικές ζημιές.

## 2.1) Αλληλεπίδραση σεισμών και νερού

Με την πάροδο των χρόνων έχουν παρατηρηθεί υδρολογικές αλλαγές μετά από σεισμούς, οι οποίες μεταφράζονται σε υγροποίηση ιζημάτων, αυξημένη απορροή ποταμών, αλλαγές στο επίπεδο των υπόγειων υδάτων, αλλαγές στη θερμοκρασία και τη χημική σύνθεση των υπόγειων υδάτων, σχηματισμό νέων πηγών, εξαφάνιση πηγών που ήταν ενεργές μέχρι εκείνη τη στιγμή και τέλος, αλλαγές στις δραστηριότητες των ηφαιστειών λάσπης και των θερμοπιδάκων (geysers). Αυτές οι υδρολογικές αλλαγές είναι αποτέλεσμα των πολύ μεγάλων παραμορφώσεων που δημιουργούνται από σεισμούς και μπορούν να παρατηρηθούν σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις.

Οι σεισμοί και το νερό αλληλεπιδρούν μεταξύ τους τόσο μέσω των τάσεων όσο και των φυσικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων. Η μελέτη και ερμηνεία της προέλευσης υδρολογικών μεταβολών μπορούν να παρέχουν πληροφορίες για υδρογεωλογικές και τεκτονικές διεργασίες που δεν θα μπορούσαν να μελετηθούν διαφορετικά λόγω της χωρικής και χρονικής κλίμακας.

Επιπλέον, λόγω των σεισμών προκαλούνται στατικές και δυναμικές αλλαγές των τάσεων στον φλοιό, οι οποίες μειώνονται με την αύξηση της απόστασης από το σημείο του σεισμού. Το σχετικό μέγεθος των στατικών και δυναμικών τάσεων αντικατοπτρίζεται στις υδρολογικές αυτές αλλαγές και είναι ζωτικής σημασίας για την κατανόηση της προέλευσής τους.

Τέλος, πέραν του ακαδημαϊκού ενδιαφέροντος για το θέμα, η μελέτη των υδρολογικών αλλαγών που προκαλούνται από τους σεισμούς συμβάλλει σημαντικά στην έρευνα για τους υδάτινους πόρους, την αναζήτηση υδρογονανθράκων και άλλων μηχανικών επιχειρήσεων.

Οι σημαντικότερες αλλαγές που οφείλονται σε σεισμούς και αφορούν τον εκάστοτε υδάτινο φορέα περιγράφονται παρακάτω.

### 2.1.1) Ρευστοποίηση

Το σημαντικότερο φαινόμενο αλληλεπίδρασης υπόγειου νερού/σεισμού είναι η ρευστοποίηση του εδάφους, το οποίο αποτελεί ένα δευτερογενές σεισμικό φαινόμενο.

Ρευστοποίηση εδάφους είναι η διαδικασία με την οποία μηδενίζεται η ακαμψία των κορεσμένων σχηματισμών με αποτέλεσμα αυτοί να παρουσιάζουν χαρακτηριστικά ρευστού. Αυτό συμβαίνει κυρίως κατά τους σεισμούς και συνδέεται πάντοτε με υψηλή πορική πίεση, όπως αποδεικνύεται από την εμφάνιση εκτινάξεων νερού και ιζημάτων σε σημαντικό ύψος λόγω του φαινομένου. Πέρα απ' τη σημασία του φαινομένου ως μια υδρογεωλογική διαδικασία, η ρευστοποίηση αποτελεί σημαντικό πεδίο έρευνας των μηχανικών, καθώς μπορεί να δημιουργήσει ζημιές στις τεχνικές κατασκευές, λόγω της υποχώρησης του εδάφους που προκαλείται.

Ο *Terzaghi (1925)*, πρότεινε τη μελέτη του φαινομένου με βάση την αρχή της ενεργούς τάσης, σύμφωνα με την οποία η ρευστοποίηση είναι συνέπεια της αύξησης της πορικής πίεσης σε ιζήματα που βρίσκονται σε "κορεσμένη" κατάσταση κατά τη διάρκεια σεισμών. Όταν η πίεση των πόρων γίνει αρκετά υψηλή ώστε η ενεργός τάση να μηδενιστεί ( $\mu \sim 0$ ), τα ιζήματα ρευστοποιούνται, παρουσιάζουν δηλαδή συμπεριφορά ρευστού. Ρευστοποίηση



“κορεσμένων” ιζημάτων μπορεί να προκληθεί μόνο στην επικεντρική περιοχή, εφόσον σε μεγαλύτερες αποστάσεις η σεισμική ενεργειακή πυκνότητα θεωρείται πολύ μικρή για να προκαλέσει ρευστοποίηση, ακόμα και αν τα ιζήματα είναι ιδιαίτερα επιδεκτικά (Wang, 2007).



Εικόνα 2.1.1.1:

Κλίση πολυκατοικιών μετά τον σεισμό στη Νιγκάτα. Παρά την ακραία κλίση, στα κτίρια προκλήθηκαν πολύ μικρές δομικές βλάβες.

(Wang and Manga, 2010)

### **Εξάρτηση της ρευστοποίησης από τη σεισμική συχνότητα**

Οι Seed και Idriss (1971) πρότειναν τη χρήση της μέγιστης επιτάχυνσης του εδάφους (Peak Ground Acceleration-PGA) ως δείκτη για την πρόβλεψη της επικινδυνότητας ρευστοποίησης, καθώς η τιμή PGA είναι ανάλογη προς τη μέγιστη διατμητική τάση που επάγεται στο ίζημα (Terzaghi et al., 1996). Σε αντίθεση με τη θεωρία των Seed και Idriss οι Midorikawa και Wakamatsu (1988) διαπίστωσαν ότι η εμφάνιση της ρευστοποίησης συσχετίζεται καλύτερα με την υπολογισμένη μέγιστη ταχύτητα του εδάφους (Peak Ground Velocity-PGV) από ότι με την PGA. Αυτό οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η ρευστοποίηση μπορεί να είναι πιο ευαίσθητη στις χαμηλής συχνότητας συνιστώσες της εδαφικής κίνησης.

### **2.1.2) Ηφαίστεια λάσπης**

Η εκτίναξη λάσπης από το υπέδαφος οδηγεί στον σχηματισμό των ηφαιστειών λάσπης, το μέγεθος των οποίων κυμαίνεται από < 1 m μέχρι και μερικές εκατοντάδες μέτρα ύψος, με πλευρική εξάπλωση για περισσότερο από 1 km. Τα ηφαίστεια λάσπης αποτελούν επιφανειακές δομές που αποτελούνται από κόκκους ιζημάτων, νερό, αέρια (κυρίως CO<sub>2</sub> και μεθάνιο) και συχνά θραύσματα πετρωμάτων που παρασύρονται κατά την άνοδο της λάσπης και για τη δημιουργία τους απαιτούνται παχιά στρώματα μη ενοποιημένων ιζημάτων με υψηλές πιέσεις πόρων. Έτσι, παρατηρούνται συχνότερα σε περιοχές με υψηλά ποσοστά καθίζησης - όπως οι ιζηματογενείς λεκάνες - και σε περιοχές όπου επικρατούν

συμπιεστικές συνθήκες, οι οποίες αυξάνουν τις πιέσεις των πόρων (Wang and Manga, 2010).



Εικόνα 2.1.2.1:  
Ηφαιστειο λάσπης Garadag, 40 km νότια του Μπακού, Αζερμπαϊτζάν  
(Wang and Manga, 2010)

### **Ηφαιστεια λάσπης και σεισμοί**

Σύμφωνα με τους επιστήμονες που έχουν ασχοληθεί με το θέμα (Mellors et al., 2007, Manga et al., 2009, Chigira and Tanaka, 1997, Aliyev et al., 2002) ο αριθμός των τεκμηριωμένων εκρήξεων ηφαιστειών λάσπης είναι μικρός και δεν ξεπερνάει τις 26. Έτσι, παρόλο που μπορεί να επιδεικνύουν μία ευαισθησία σε σεισμούς και να παρουσιάζουν μια πιο επιφανειακή μορφή ρευστοποίησης - είναι σαφές ότι ο αριθμός των καταγεγραμμένων συμβάντων είναι πολύ μικρός, και η ποσότητα και η ποιότητα των δεδομένων πολύ περιορισμένες, για να εξαχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα.

### **2.1.3) Αυξημένη απορροή ποταμών**

Οι πιο ενδιαφέρουσες υδρολογικές αλλαγές που παρατηρούνται μετά από σεισμούς είναι οι αλλαγές στην απορροή των ποταμών. Σε αυτό συμβάλει το γεγονός ότι μπορούν να παρατηρηθούν άμεσα, είναι ανθεκτικές και μπορούν να τεκμηριωθούν ποσοτικά για μεγάλο χρονικό διάστημα. Οι αλλαγές αυτές μπορεί να διαρκούν λίγες μέρες και να επηρεάζουν μόνο την επιφανειακή απορροή ή να συντηρούνται για μεγάλο χρονικό διάστημα - που μπορεί να φτάσει μέχρι και μήνες (Wang and Manga, 2010).

Οι μικρής διάρκειας αλλαγές αναφέρονται σε δημιουργία στιγμιαίου καταρράκτη (από σχηματισμό ρηγμάτων), μείωση της κατάντη παροχής (λόγω εμποδίων που παρεμβάλλονται στις ορεινές κοιλάδες - κατολισθήσεις και καταπτώσεις βράχων), καθώς και αύξηση της παροχής στις περιοχές υψηλής πίεσης (λόγω μεγάλων ποσοτήτων χιονιού σε χαμηλότερα υψόμετρα).

#### 2.1.4) Αλλαγή της στάθμης των υπόγειων υδάτων

Από τα πιο παλιά και καλά τεκμηριωμένα και καταγεγραμμένα υδρολογικά φαινόμενα που προκαλούνται από σεισμούς είναι οι αλλαγές της στάθμης του νερού σε πηγάδια κατά τη διάρκεια και μετά από τους σεισμούς, για την καταγραφή και μελέτη των οποίων χρησιμοποιούνται δύο προσεγγίσεις. Η πρώτη προσέγγιση βασίζεται σε δεδομένα που συγκεντρώνονται από ένα πηγάδι και στο πως αυτό ανταποκρίνεται σε πολλούς σεισμούς, ενώ η δεύτερη προσέγγιση εξετάζει δεδομένα από πολλά πηγάδια που ανταποκρίνονται σε έναν και μόνο σεισμό (*Wang and Manga, 2010*).

#### 2.1.5) Αλλαγές στη θερμοκρασία και σύσταση

Πέρα από αλλαγές στη θερμοκρασία, μετά από σεισμούς έχουν παρατηρηθεί και αλλαγές στην οσμή και τη γεύση των υπόγειων υδάτων. Αυτές οι αλλαγές ανήκουν στην κατηγορία των αλλαγών που μπορούν να παρατηρηθούν άμεσα μετά από έναν σεισμό και οφείλονται τόσο στη θερμότητα και τις διαλυτές ουσίες που μεταφέρονται λόγω της ροής των υπογείων υδάτων μετά από έναν σεισμό, όσο και στις μεγάλες ποσότητες θερμότητας που παράγονται λόγω τριβής κατά μήκος ενός ρήγματος και αυξάνουν τη θερμοκρασία των υπόγειων υδάτων (*Wang and Manga, 2010*).

Λόγω όμως των ελάχιστων δεδομένων και μετρήσεων που αφορούν αλλαγές που προκαλούνται στη θερμοκρασία και στη σύσταση, η πρόοδος στον τομέα αυτό είναι μικρή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι είναι πολύ δύσκολη η συλλογή τους και τα αποτελέσματα είναι πολλές φορές μη αξιόπιστα.

#### Αλλαγές στη θερμοκρασία των υπόγειων υδάτων λόγω σεισμού

Αλλαγές στη θερμοκρασία των υπόγειων υδάτων, μετά από έναν σεισμό έχουν παρατηρηθεί σε:

1. Θερμές πηγές (*Mogi et al., 1989*)
2. Πηγάδια (*Ma et al., 1990*)
3. Θαλάσσια ενδοθερμικά συστήματα (*Sohn et al., 1998, Baker et al., 1999, Dziak et al., 2003, Johnson et al., 2000, 2001*)
  - Μεταβολή της θερμοκρασίας σε υδροθερμικές πηγές σε μεσοωκεάνιες ράχες
  - Μεταβολή της θερμοκρασίας σε ωκεάνιες γεωτρήσεις σε μεσοωκεάνιες ράχες

#### 2.1.6) Θερμοπίδακες (Geysers)

Θερμοπίδακες ή geysers είναι πηγές που κατά διαστήματα εκτινάσσουν μείγματα νερού, ατμού και άλλων αερίων, όπως το CO<sub>2</sub>. Για τον σχηματισμό τους απαιτείται μεγάλη παροχή θερμότητας - ώστε να βράσει το νερό - και ένα σύστημα υδραυλικών εγκαταστάσεων με γεωμετρία που να επιτρέπει την ξαφνική έκρηξη, η οποία μπορεί να είναι περιοδική, ακανόνιστη ή να εμφανίζει χαστικά χαρακτηριστικά. Πρόκειται για μία σπάνια γεωλογική δομή (λιγότεροι από 1000 θερμοπίδακες σε όλο τον κόσμο), ο αριθμός των εμφανίσεων της οποίας μειώνεται λόγω της γεωθερμικής ανάπτυξης των υδροθερμικών συστημάτων (*Bryan, 2005*).



Εικόνα 5.1.6.1:  
Θερμοπίδακας στο Εθνικό Πάρκο Yellowstone  
(Wang and Manga, 2010)

Όσον αφορά τη σχέση τους με τους σεισμούς, έχει αποδειχθεί ότι επηρεάζονται ιδιαίτερα (Silver and Vallette-Silver, 1992, Marler, 1964, Rinehart and Murphy, 1969, Hutchinson, 1985, Husen et al., 2004 κ.ά.) - ακόμα και σε μακρινές αποστάσεις από το επίκεντρο του σεισμού - με αλλαγές να παρατηρούνται στη συχνότητα των εκρήξεων τους. Σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρείται αύξηση της συχνότητας, αλλά σε κάποιες άλλες μείωση αυτής, ενώ πολλές φορές η κατάσταση αυτή γίνεται νόμιμη με τον θερμοπίδακα να μην επιστρέφει στην προηγούμενη συχνότητα εκρήξεων.

## 2.2) Σεισμοί που επηρεάζονται απ' το νερό

Πέρα από τους τρόπους που οι σεισμοί επηρεάζουν τον εκάστοτε υδάτινο φορέα, υπάρχουν περιπτώσεις όπου το νερό επηρεάζει τους σεισμούς, με σεισμούς να προκαλούνται από μεταβολές στην πίεση των πόρων (αύξηση της πίεσης των πόρων σε περιβάλλον όπου η διαπερατότητα είναι πολύ χαμηλή). Η πρόκληση σεισμού θα αυξήσει τη διαπερατότητα και αυτή η αύξηση είναι που προωθεί τη ροή των υπογείων υδάτων, τη δημιουργία ορυκτών και τέλος, τη μείωση της διαπερατότητας. Ως αποτέλεσμα,



επιτυγχάνεται μία ισορροπία στην οποία η χρονική μέση διαπερατότητα φιλοξενεί τη μεταφορά των υγρών που παρέχονται στον φλοιό (*Wang and Manga, 2010*).

Έτσι, σεισμοί μπορούν να προκληθούν από κάποια υδρολογική μεταβολή - και σε αυτήν την περίπτωση αυτή η αλλαγή παίζει κυρίαρχο ρόλο - ή μπορεί η εκάστοτε υδρολογική μεταβολή να συμβάλει στην αύξηση της τάσης που προκαλεί τον σεισμό και έτσι να ενεργοποιηθεί η εκδήλωσή του.

Σεισμοί μπορούν να προκληθούν λόγω των παρακάτω:

1. Καταπτώσεις υγρών και βράχων
2. Έγχυση και εξόρυξη υγρών
3. Επιφανειακές δεξαμενές
4. Φυσική υδρολογική ενεργοποίηση
5. Σεισμών που οφείλονται σε υδρολογικές διεργασίες

### **2.3) Υδρολογικά πρόδρομα φαινόμενα εκδήλωσης σεισμού**

Πρόδρομο φαινόμενο εκδήλωσης ενός σεισμού θεωρείται μια αλλαγή σε μια μετρημένη ποσότητα που υπήρχε πριν από ένα σεισμό και δεν προέρχεται από οποιαδήποτε άλλη διεργασία, εκτός από αυτές που οδήγησαν στον σεισμό. Τέτοιες αλλαγές μπορεί να εμφανιστούν στην πίεση του νερού, στην απορροή, καθώς και στη γεωχημεία και θολότητα του νερού.

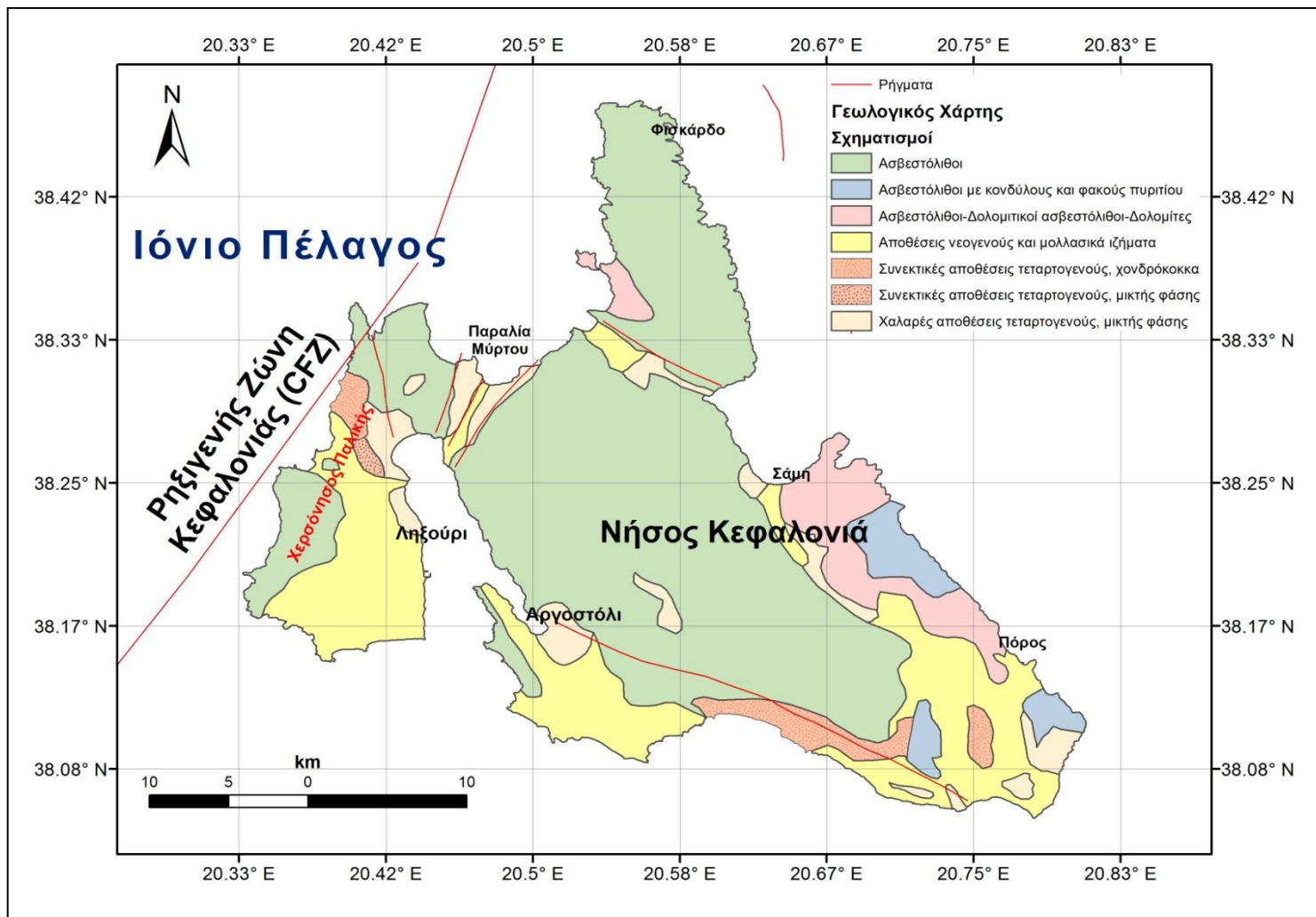
Υπάρχουν πολλές τέτοιες αναδρομικές αναφορές υδρολογικών αλλαγών που προηγούνται των σεισμών και φαίνεται να μην έχουν καμία άλλη προφανή εξήγηση, παρ' όσα αυτά σε πολύ λίγες περιπτώσεις πληρούνται τα κριτήρια που χρειάζονται για να προχωρήσουμε σε κριτική αξιολόγηση. Τέλος, για να αναγνωριστούν αυτές οι αλλαγές ως πρόδρομα φαινόμενα - και να μπορέσουν κατά συνέπεια να αξιοποιηθούν - πρέπει να μπορούν να διακριθούν από τα μη πρόδρομα φαινόμενα που μπορεί να παρατηρηθούν (*Wang and Manga, 2010*).

## **3) Γεωλογικές, Υδρογεωλογικές και Γεωτεχνικές Συνθήκες**

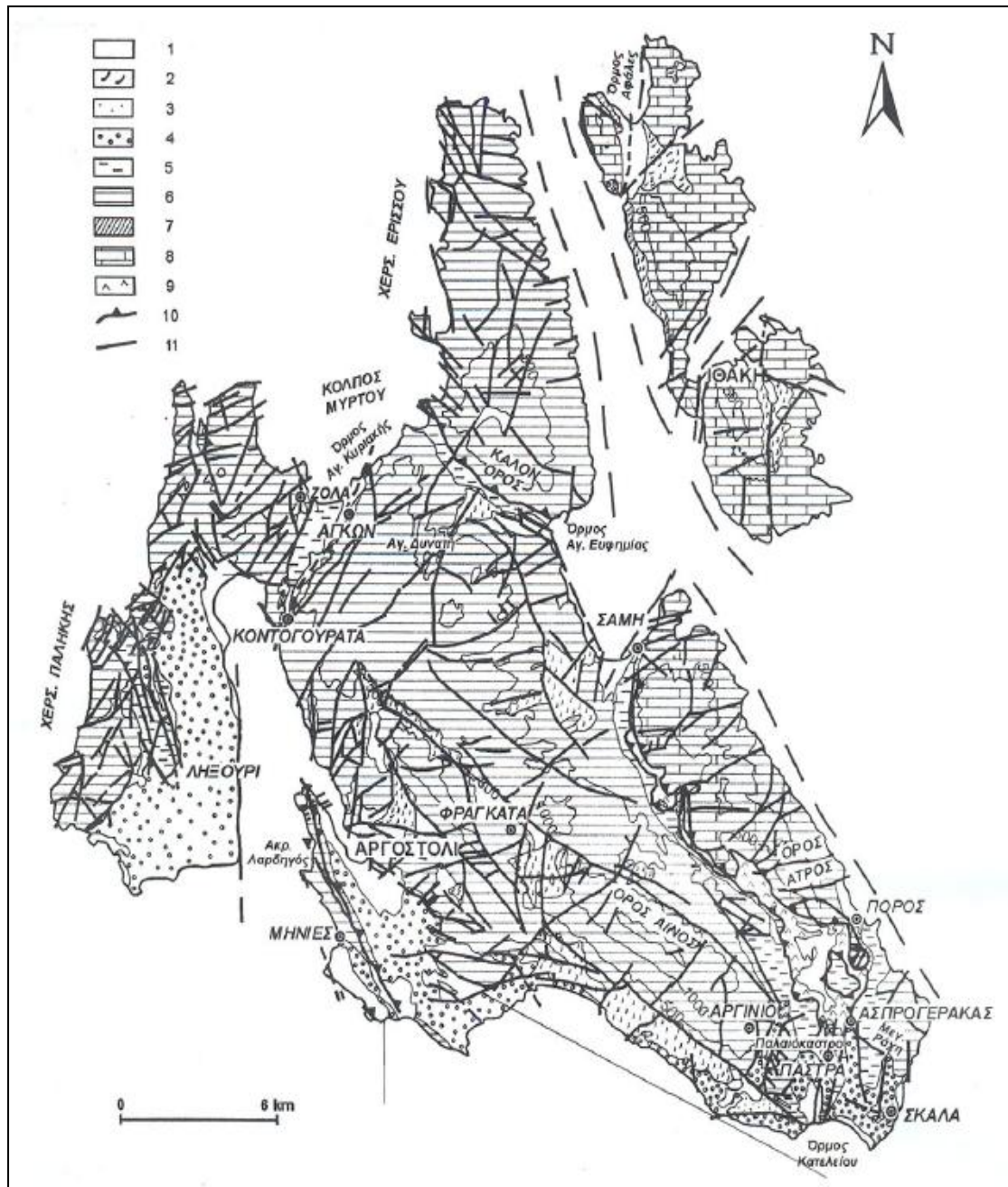
Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι γεωλογικές, υδρογεωλογικές και γεωτεχνικές συνθήκες της Κεφαλονιάς, που αποτελεί την περιοχή μελέτης μας.

### **3.1) Γεωλογικές συνθήκες**

Η γεωλογική δομή της Κεφαλονιάς είναι σύνθετη, γεγονός που έχει επιδράσει στη διαμόρφωση του έντονου μορφολογικού ανάγλυφου του νησιού (Εικόνες 3.1.1 και 3.1.2) Το υπόβαθρό της αποτελείται από δύο γεωτεκτονικές ενότητες - των Παξών (Εικόνα 3.1.3.A) και αυτή της Ιόνιας (Εικόνα 3.1.3.B) - των οποίων η σχέση καθορίζεται από μια μεγάλη γραμμή επώθησης, διευθύνσεως περίπου Β-Ν. Βρίσκεται ανατολικά της Ελληνικής τάφρου κατά μήκος της οποίας έχουμε τη μεγάλη κίνηση του Ελληνικού τόξου. Η κίνηση αυτή, για την ενότητα των Παξών, σταμάτησε κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο (*Λέκκας κ.ά., 2001*).



Εικόνα 3.1.1:  
Γεωλογικός χάρτης Κεφαλονιάς (ΙΓΜΕ, 1985)



Εικόνα 3.1.2:

Γεωλογικός-Νεοτεκτονικός χάρτης Κεφαλονιάς και Ιθάκης (Λέκκας κ.ά. 2001)

(1. Σύγχρονοι αλλουβιακοί σχηματισμοί και μεσοπαγετώδεις αποθέσεις Μέσου Πλειστόκαινου, 2. Κορήματα και λατυποπαγή κλιτύων Μέσου Πλειστόκαινου, 3. Θαλάσσιοι ασβεσταρένιτες Μέσου Πλειστόκαινου, 4. Κλαστικοί σχηματισμοί Πλειοκαλάβριας σειράς, 5. Αργιλοκλαστική σειρά Μέσου Μειόκαινου-Κατώτερου Πλειόκαινου, 6.

Ανθρακικά ιζήματα νηριτικά και κατά θέσεις πελαγικά Τριαδικού-Μέσου Μειόκαινου, 7. Φλύσχης Ιονίου ενότητας, 8. Παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι και ερυθροί κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι Ιουρασικού-Κρητιδικού, 9. Εβαποριτική σειρά Τριαδικού, 10. Επώθηση-Επίπτουση, 11. Ρήγμα)

Lithology	Geologic Time	Formation
	Tyrrhenian	
	Plio-Pleistocene	
	L. Pliocene	
	Messinian	Gypsum-Clays Salts
	U. Miocene	Claystone & Sandstone
	L. Miocene	Clays & Marls
	Cretaceous-Eocene	Maiolica-Scaglia
	Dogger-Malm	Aptici
	Lias	Complesso Anidritico
	Upper Triassic	Limestones-dolomites & Anhydrites
		Burano Dolomites

Εικόνα 3.1.3.A:

Λιθοστρωματογραφική στήλη ζώνης Παξών

Lithology	Geologic Time	Formation
	Plio-Pleistocene	
	U. Miocene-L. Pliocene	
	L. Miocene	
	Oligocene	Flysch Claystone & Sandstone
	U. Cretaceous-Eocene	Breccias limestone
	L. Cretaceous	Vigla Limestone Limestones with cherts & marls intercalations
	Dogger-Malm	Posidonia Beds
	Lias	Pantokrator Limestones & dolomites
	Upper Triassic	Evaporites -Breccias Anhydrites and salt with intercalations of dolomite limestone and shales

Εικόνα 3.1.3.B:

Λιθοστρωματογραφική στήλη Ιόνιας ζώνης

Στη γεωλογική δομή της Κεφαλονιάς, καθώς και της Ιθάκης, παρατηρείται η ύπαρξη αλπικών και μεταλπικών σχηματισμών. Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν τόσο στην ενότητα των Παξών όσο και στην Ιόνια (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, 1965, BP Co. et al., 1985).

Η ενότητα Παξών εκπροσωπείται από τα ανώτερα μέλη της ανθρακικής σειράς που αντιστοιχούν στην περίοδο Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Μειόκαινο, καθώς και από την αργιλοκλαστική σειρά του φλύσχη που αποτελεί κανονική συνέχεια της προηγούμενης και αντιστοιχεί στο διάστημα Μέσο Μειόκαινο-Κατώτερο Πλειόκαινο. Τέλος, η αργιλοκλαστική σειρά του φλύσχη αποτελεί την κανονική εξέλιξη της κυρίως ανθρακικής σειράς, με ηλικία Λάγγιο-Μεσσήνιο. Το πάχος της ανέρχεται σε μερικές εκατοντάδες μέτρα και εμφανίζεται στη χερσόνησο της Παλικής, στην περιοχή του κόλπου του Αργοστολίου και στον όρμο του



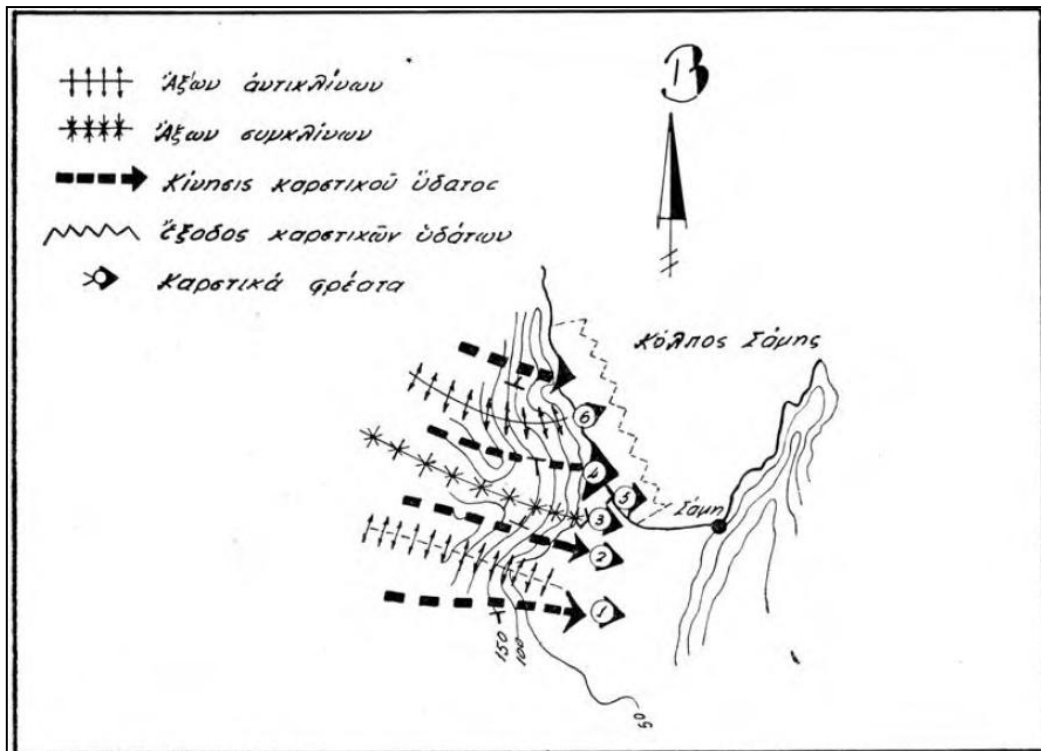
Κατελειού. Σε αυτήν τη σειρά συμμετέχουν κυρίως μάργες με ενδιαστρώσεις ψαμμιτών, αργίλων, ολιγόμεικτων λατυποπαγών και κροκαλοπαγών (BP Co., 1971).

Η Ιόνια ενότητα στην περιοχή αποτελείται μόνο από τους ορίζοντες της μεσοζωικής ανθρακικής σειράς. Οι παλαιότεροι σχηματισμοί της ενότητας είναι τριαδικοί εβαπορίτες, υπολειμματικά άστρωτα λατυποπαγή ασβεστολίθων και δολομιτών, καθώς και άργιλοι διάλυσης. Πάνω από αυτούς αναπτύσσεται μια ανθρακική σειρά που περιλαμβάνει δολομίτες, φυκώδεις ασβεστόλιθους και ασβεστόλιθους με πυριτόλιθους στην κορυφή, αντίστοιχους των νηριτικών “Ασβεστόλιθων Παντοκράτορα”, με ηλικία Ανώτερο Τριαδικό-Μέσο Λιάσιο (BP Co., 1971). Στη συνέχεια, ακολουθούν ασβεστόλιθοι με πυριτιολίθους, σχιστόλιθοι με Ποσειδωνίες του Δογгерίου και πελαγικοί Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι με ή χωρίς πυριτιολίθους, οι οποίοι γίνονται λατυποπαγείς προς την κορυφή της σειράς (BP Co., 1971, Renz, 1955). Τέλος, μπορεί να υπάρχουν σχηματισμοί νεότεροι του Μεσοζωικού με τη μορφή τεκτονικών ρακών (Νικολάου, 1983).

Τέλος, συναντάμε τους μεταλλικούς σχηματισμούς - ασύμφωνα τοποθετημένους πάνω στους αλπικούς - οι οποίοι διακρίνονται σε μια κατώτερη σειρά θαλάσσιων ιζημάτων ηλικίας Κατώτερου Πλειόκαινου-Κατώτερου Πλειστοκαίνου (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, 1965) και μία ανώτερη σειρά αποθέσεων ηπειρωτικού κυρίως χαρακτήρα (BP Co., 1971, Sorel, 1976, Underhill, 1985 και 1989).

### 3.2) Υδρογεωλογικές συνθήκες

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί καταλαμβάνουν γενικά μεγάλη έκταση στην Κεφαλονιά, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη ποικίλων καρστικών μορφών, τόσο επιφανειακών όσο και υπόγειων. Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής δεν είναι ιδιαίτερα αναπτυγμένο λόγω της έντονης καρστικοποίησης των ανθρακικών πετρωμάτων. Το μεγαλύτερο ποσοστό λουπόν του υπόγειου νερού διακινείται μέσω των δευτερογενών διαρρήξεων και εγκοίλων των ανθρακικών μαζών. Οι μεγαλύτερες υδρογεωλογικές ενότητες είναι ανοικτές από μία ή περισσότερες πλευρές προς τη θάλασσα, με την οποία βρίσκονται σε ελεύθερη υδραυλική επικοινωνία σε μήκος πολλών χιλιομέτρων. Έρευνες στις αρχές του 1960 έδειξαν ότι το σύστημα καταβοθρών του Αργοστολίου επικοινωνεί, μέσω ενός δαιδαλώδους συστήματος σιφώνων, καταβοθρών και σηράγγων και αφού αναμιχθεί με το γλυκό νερό των ασβεστολίθων της ορεινής μάζας, αναβλύζει ως υφάλμυρο στην αντίθετη πλευρά του νησιού, 15 km ανατολικά του Αργοστολίου, στην ευρύτερη περιοχή της παραλιακής ζώνης του Καραβόμυλου (λιμνοσπήλαιο Μελισσάνης, Καραβόμυλος). Εκτός από το λιμνοσπήλαιο της Μελισσάνης, στην περιοχή της Σάμης έχουν εντοπιστεί πολυάριθμα βαραθρώδη σπήλαια, υπόγεια λιμνοσπήλαια και χοανοειδή βυθίσματα (Εικόνα 3.2.1) (IGME, 2014).



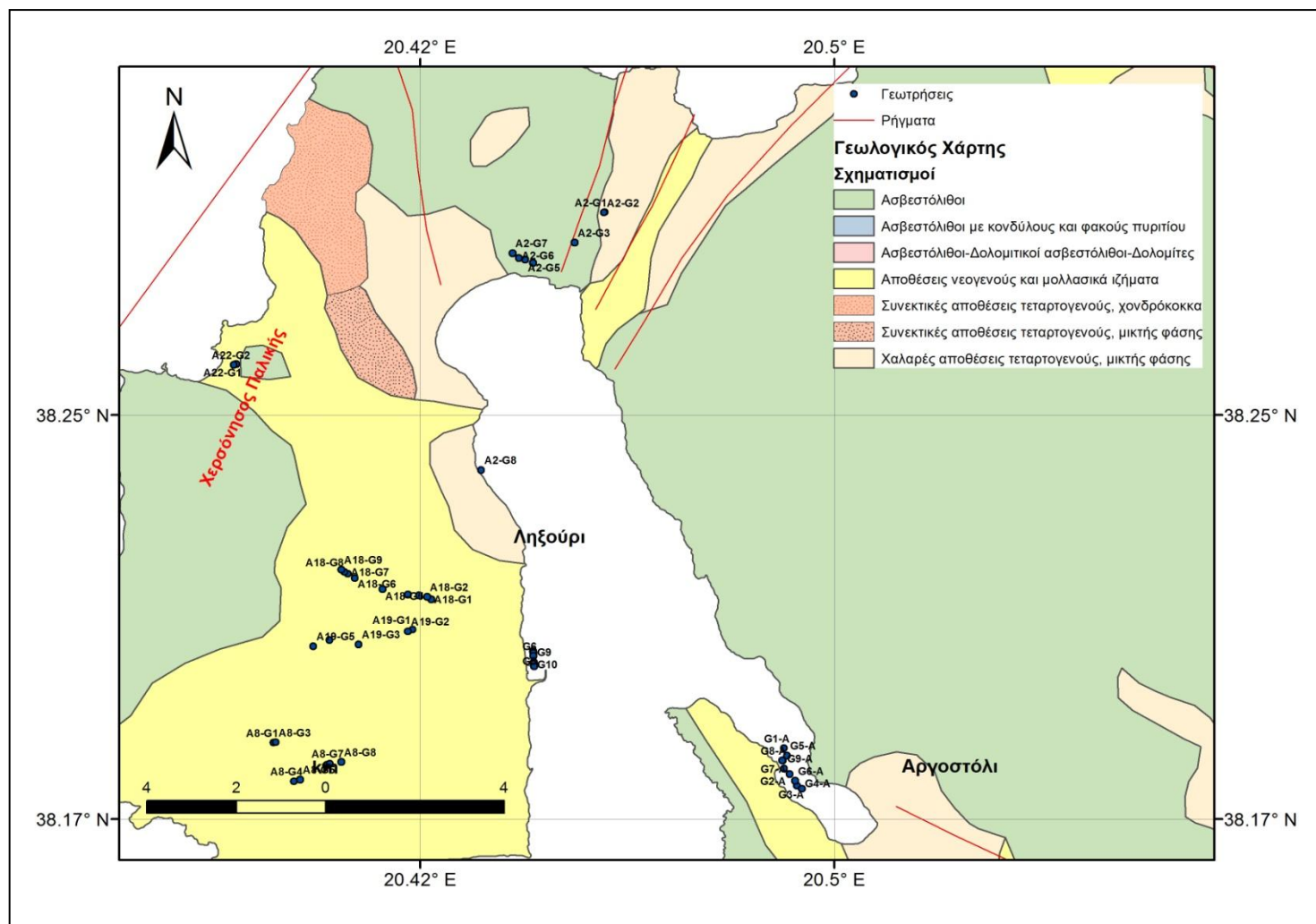
Εικόνα 3.2.1:

Καρστικοί σχηματισμοί περιοχής Σάμης.

Λιμνοσπήλαια: (1) Αγγαλάκι, (2) Αγία Ελεούσα, (3) Ζερβάτη, (4) Μελισσάνη, (5) Καραβόμυλος, (6) Φρύδι  
(Φραγκόπουλος & Μαλεφάκης, 1963)

### 3.3) Γεωτεχνικές συνθήκες

Για την προσέγγιση των γεωτεχνικών συνθηκών που επικρατούν στο νησί, αξιοποιήθηκαν τα πρόσφατα αποτελέσματα των γεωτρήσεων και επιτόπου δοκιμών SPT του Τμήματος Γεωτεχνικής Μηχανικής & Γεωλογίας του Κ.Ε.Δ.Ε. (Κ.Ε.Δ.Ε., 2016). Επιπλέον, συγκεντρώθηκε πληθώρα αποτελεσμάτων παλαιότερων γεωτρήσεων και επιτόπου δοκιμών που πραγματοποιήθηκαν για δημόσια και ιδιωτικά έργα στην Κεφαλονιά (Δ.Λ.Ε.Ε.Α., 2014 και Δ.Μ.Ε.Ο., 2014 κ.ά.).



Εικόνα 3.3.1:  
Θέσεις εκτέλεσης γεωτρήσεων και επιτόπου δοκιμών

### 3.3.1 Δοκιμή πρότυπης διείσδυσης (SPT-Standard Penetration Test)

Η δοκιμή αυτή χρησιμοποιείται ευρέως ως επιτόπου ποιοτική ένδειξη των ιδιοτήτων των εδαφών και συγκεκριμένα για τον προσδιορισμό της σχετικής πυκνότητας και της αντίστασης των σχηματισμών στη διείσδυση. Επιπλέον, με εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων εκτιμώνται η διατμητική αντοχή και συμπίεστικότητα για τον καθορισμό της επιτρεπόμενης φέρουσας ικανότητας και των καθιζήσεων των κατασκευών.

Η εκτέλεση της δοκιμής γίνεται με τη βοήθεια γεωτρητικού συγκροτήματος κατά την ανόρυξη των γεωτρήσεων, σε διάφορα βάθη, με τον εξής τρόπο:

Αρχικά προσδιορίζεται ο αριθμός των κρούσεων (N) για προχώρηση του ειδικού δειγματολήπτη Terzaghi με την πτώση αντίβαρου 63.5 kg από ύψος 76.2 cm, κατά 45 cm (σε τρία διαδοχικά τμήματα των 15 cm). Έπειτα απορρίπτεται ο αριθμός των κρούσεων για τη διείσδυση του δειγματολήπτη στο πρώτο τμήμα των 15 cm, καθώς πρόκειται για διαταραγμένο από τη διαδικασία διάτρησης υλικό ή πληρωμένο με υλικά που έχουν καταπέσει από το ασωλήνωτο τμήμα της γεώτρησης. Τέλος, ακολουθεί ο χαρακτηρισμός των δειγμάτων βάση της προχώρησης στα δύο υπόλοιπα τμήματα των 15 cm (σύνολο 30 cm), όπως δίνεται βιβλιογραφικά, σύμφωνα με σχετικούς πίνακες (*Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας & Υδρογεωλογίας, Ε.Μ.Π.*).

### 3.3.2 Εμπειρικοί τύποι και συσχετισμοί τους με εδαφικές παραμέτρους από επί τόπου δοκιμές

Μετά από επεξεργασία και αξιολόγηση πλήθους επί τόπου αλλά και εργαστηριακών δοκιμών εκτιμήθηκαν εδαφικές παράμετροι που οδήγησαν σε ένα σημαντικό αριθμό εμπειρικών σχέσεων. Αυτοί οι τύποι αποτελούν ένα βασικό εργαλείο υπολογισμών, αλλά πρέπει πάντα να υπενθυμίζεται ότι έχουν σχετικό βαθμό αξιοπιστίας στην επίλυση πρακτικών προβλημάτων και ότι πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ο εμπειρικός χαρακτήρας και η αναφορά τους στις συγκεκριμένες εδαφικές συνθήκες.

Στη δική μας περίπτωση χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι εμπειρικοί τύποι από διαφορετικούς επιστήμονες, οι οποίοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για όλα τα Ελληνικά εδάφη και με τους οποίους μπορούμε να υπολογίσουμε την τιμή  $V_s$  (ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων). Έτσι, πιο συγκεκριμένα έχουμε:

- ❖ *Καλτεζιώτης et al. (1992):*
  - $V_s = 76.55N_{SPT}^{0.445}$  (Συνεκτικά Εδάφη)
  - $V_s = 49.1N_{SPT}^{0.502}$  (Μη Συνεκτικά Εδάφη)
- ❖ *Λοντζετίδης et al. (1997):*
  - $V_s = 123.44N_{60}^{0.286}$  (Χαλαρές Αμμοϊλύες – Άμμοι,  $N_{SPT} < 10$ )
  - $V_s = 99.95N_{60}^{0.237}$  (Μέτριες – Πυκνές Άμμοι,  $N_{SPT} > 10$ )
  - $V_s = 105.67N_{60}^{0.325}$  (Μαλακές Άργιλοι,  $N_{SPT} < 8$ )
  - $V_s = 184.19N_{60}^{0.174}$  (Σκληρές Άργιλοι,  $N_{SPT} > 8$ )
  - $V_s = 10.78N_{60} - 299.3$  (Μάργες)
- ❖ *Tsiambaos & Sabatakakis (2011):*
  - $V_s = 112.2N_{60}^{0.324}$  (Αργιλικά Εδάφη και Μάργες)
  - $V_s = 88.8N_{60}^{0.370}$  (Ιλυώδη Εδάφη)
  - $V_s = 79.7N_{60}^{0.365}$  (Αμμώδη Εδάφη)

όπου  $V_s$  σε m/sec και  $N_{60} = 0.75(N_{30} - SPT)$

### 3.3.3. Γενικευμένο γεωτεχνικό υπεδαφικό προφίλ

Το γενικευμένο γεωτεχνικό υπεδαφικό προφίλ της περιοχής μελέτης, περιγράφεται λαμβάνοντας υπόψη τον γεωλογικό χάρτη της Κεφαλονιάς του ΙΓΜΕ (Φύλλο Νήσος Κεφαλονιά, κλίμακας 1:50.000), τον νεοτεκτονικό χάρτη Κεφαλονιάς-Ιθάκης κλίμακας 1:100.000 του Πανεπιστημίου Αθηνών, τη δημοσιευμένη εργασία των *Λέκκας κ.ά., 2001*, καθώς και τη γεωτεχνική έρευνα του *Κ.Ε.Δ.Ε. (2016)*.

Έτσι, συγκεντρώνοντας όλες τις παραπάνω πληροφορίες καταλήγουμε στα παρακάτω:

- Επιφανειακά αναπτύσσονται κυρίως αλλουβιακές σύγχρονες αποθέσεις του Τεταρτογενούς (Ολόκαινο), που αποτελούνται από αδρομερείς μεταλλικούς σχηματισμούς. Περιλαμβάνουν άμμους, χάλικες, αργίλους και κώνους προσχώσεων χειμάρρων.
- Των αλλουβιακών σύγχρονων αποθέσεων υπόκεινται οι Τριτογενείς σχηματισμοί, στο ανώτερο τμήμα των οποίων παρατηρείται η αργιλοκλαστική Νεογενή σειρά (Μέσο Μειόκαινο-Κάτω Πλειόκαινο). Αυτή συνίσταται από υποκίτρινες άμμους, ψαμμίτες, αργίλους, σπάνια παρεμβαλλόμενα μικρά στρώματα μαργών, και κυανές μάργες με λεπτόκκοκους ψαμμίτες στους ανώτερους ορίζοντες.
- Υπόβαθρο των ανωτέρω αποτελούν οι αλπικοί σχηματισμοί της ζώνης Παξών που αντιπροσωπεύεται από την ανθρακική σειρά των ασβεστολίθων του Ανώτερου Κρητιδικού.

Από την αξιολόγηση, τώρα, της πρόσφατης μελέτης του *Κ.Ε.Δ.Ε. (2016)* προέκυψαν τα εξής:

Οι σχηματισμοί του υπεδάφους διακρίνονται σε τρεις γεωτεχνικές ενότητες, οι οποίες χαρακτηρίζονται από ένα ορισμένο πλαίσιο ομοιογένειας των φυσικών και μηχανικών τους χαρακτηριστικών.

- Στρώμα Α: Τεχνητές αποθέσεις επίχωσης (Υλικά Εξυγίανσης)
- Στρώμα Ι: Άμμοι, αμμοχάλικα, χάλικες
- Στρώμα ΙΙ: Άργιλοι, πλαστικές ιλύες

Αναλυτικότερα, για την κάθε γεωτεχνική ενότητα ισχύουν τα παρακάτω:

#### **Στρώμα Α:**

Τεχνητές αποθέσεις επίχωσης (μπάζα), οι οποίες αντιπροσωπεύουν τα υλικά εξυγίανσης. Τα υλικά αυτά συνίστανται από φερτά, αδρομερή υλικά, κυρίως χαλαρής έως πυκνής εναπόθεσης, αποτελούμενα από αμμοχάλικα, αργιλώδεις χάλικες και ιλυώδεις άμμους, με παρουσία από λατύπες φερτών υλικών.

#### **Στρώμα Ι:**

Μη συνεκτικά υλικά, συνιστάμενα από:

1. Σκουρότεφρες, υπότεφρες, ανοικτότεφρες, ανοικτοκάστανες έως καστανοκίτρινες ιλυώδεις έως αργιλώδεις και σπανιότερα αργιλοϊλυώδεις άμμους.

2. Σκουρότεφρα, τεφρά, καστανέρυθρα, καστανότεφρα, ανοικτοκάστανα έως καστανοκίτρινα αργιλώδη αμμοχάλικα και αργιλώδεις χάλικες, με παρουσία άμμου.

Και στις δύο παραπάνω περιπτώσεις, τα σκουρότεφρα-τεφρά υλικά (που συναντώνται κυρίως στους ανώτερους ορίζοντες) περιέχουν σε αρκετές θέσεις φύκια και θραύσματα οστράκων, ενώ τα ανοικτοκάστανα-καστανοκίτρινα, περικλείουν λεπτά ψαμμιτικά θραύσματα και χαλίκια.

### **Στρώμα II:**

Συνεκτικά υλικά, που αποτελούνται από:

1. Καστανές, καστανέρυθρες, καστανότεφρες, σκουρότεφρες, ανοικτοκάστανες έως καστανοκίτρινες, ισχνές έως παχειές, σε αρκετές θέσεις τοπικά αμμώδεις αργίλους, με σποραδικά ασβεστιτικά συγκρίματα και θραύσματα οστράκων κατά θέσεις.
2. Τεφρές, καστανότεφρες έως τεφρομέλανες πολύ αμμώδεις ιλύες, υψηλής πλαστικότητας, με σποραδικά φύκια και όστρακα.

Στο Παράρτημα Α παρατίθενται οι αναλυτικοί πίνακες (Πίνακας Α.1 και Πίνακας Α.2) με τα πλήρη στοιχεία των γεωτρήσεων, καθώς και τις τιμές των ταχυτήτων, όπως αυτές υπολογίστηκαν σύμφωνα με τους εμπειρικούς τύπους που αναφέρθηκαν παραπάνω.

## 4) Τεκτονικό Καθεστώς

Η Κεφαλονιά βρίσκεται στο ΒΔ άκρο του Ελληνικού τόξου στη Δυτική Ελλάδα. Η τεκτονική δομή του νησιού και της ευρύτερης περιοχής αποτελείται από συνθήκες υποβύθισης. Στην περιοχή μεταξύ της Κεφαλονιάς και της ηπειρωτικής χώρας, έχουν προσδιοριστεί περισσότερα από 5 km πάχους νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα (Stiros *et al.*, 1994).

Κυρίαρχο τεκτονικό γεγονός της περιοχής είναι η επώθηση των σχηματισμών της Ιονίου Ζώνης κατά το κατώτερο Πλειόκαινο πάνω στο σχετικά αυτόχθονο σύστημα της ζώνης Παξών. Μια άλλη μεγάλη τεκτονική δομή που χαρακτηρίζει την Κεφαλονιά είναι ένα μεγάλο αντίκλινο, ο άξονας του οποίου συμπίπτει με τη διεύθυνση ανάπτυξης των κορυφογραμμών του Αίνου, δηλαδή ΒΑ-ΝΑ.

Επίσης, πρέπει να αναφερθεί ότι ο τεκτονισμός είναι πολύ έντονος στην Κεφαλονιά και έχει διαμορφώσει σε μεγάλο βαθμό τη μορφολογία τόσο της παράκτιας ζώνης όσο και του εσωτερικού του νησιού. Η ενεργός τεκτονική, στην οποία οφείλεται και η υψηλή σεισμικότητα της Κεφαλονιάς, διαπιστώνεται εκτός από τη συχνότητα και το μέγεθος των σεισμών, από ανυψώσεις ή και τις τοπικές καθοδικές κινήσεις του εδάφους. Νεοτεκτονικά ρήγματα εντοπίζονται σε πολλές περιοχές, είναι όμως περισσότερο εμφανή νότια του Αργοστολίου (ΙΓΜΕ, 2014).

Η κύρια τεκτονική δομή στην περιοχή μελέτης είναι η παρουσία του ρήγματος της Κεφαλονιάς (Cephalonia Transform Fault Zone, CFZ), η οποία αντιπροσωπεύει το ενεργό όριο μεταξύ της ΝΔ κινούμενης μικροπλάκας του Αιγαίου και την πλατφόρμα της Απουλίας. Το συνολικό μήκος του φτάνει περί τα 130 km και ξεκινά από τα ανοικτά της Ζακύνθου, περνά δυτικά της Κεφαλονιάς και εκτείνεται ως τα βορειοδυτικά παράλια της Λευκάδας. Πρόκειται για ένα μεγάλο ρήγμα μετασχηματισμού, προϊόν της ασυμβατότητας των τεκτονικών κινήσεων της καταβυθιζόμενης αφρικανικής πλάκας προς τα βορειοανατολικά και της ηπειρωτικής ώθησης της πλάκας της Απουλίας προς τα βορειοδυτικά. Ο ρυθμός ολίσθησης του ρήγματος έχει προσδιοριστεί από μετρήσεις GPS σε 15 mm/έτος (Andizei *et al.*, 2001; Papathanassiou *et al.*, 2005).

Από γεωφυσικά δεδομένα έχει προταθεί ότι αυτή η λεκάνη αντιπροσωπεύει ένα ρήγμα μετασχηματισμού το οποίο οριοθετεί το βορειοδυτικό άκρο της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης. Η πρόταση αυτή έχει ενισχυθεί από μηχανισμούς γένεσης σεισμών, μικροσεισμικές μελέτες και γεωδαιτικές μετρήσεις που έχουν δείξει ότι το ρήγμα της Κεφαλονιάς είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού.

Τέλος, η τεκτονική αναστράφηκε κατά το Κάτω Πλειόκαινο και η περιοχή μέχρι και σήμερα βρίσκεται υπό καθεστώς συμπίεσης με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ.

### 4.1) Ενεργός τεκτονική

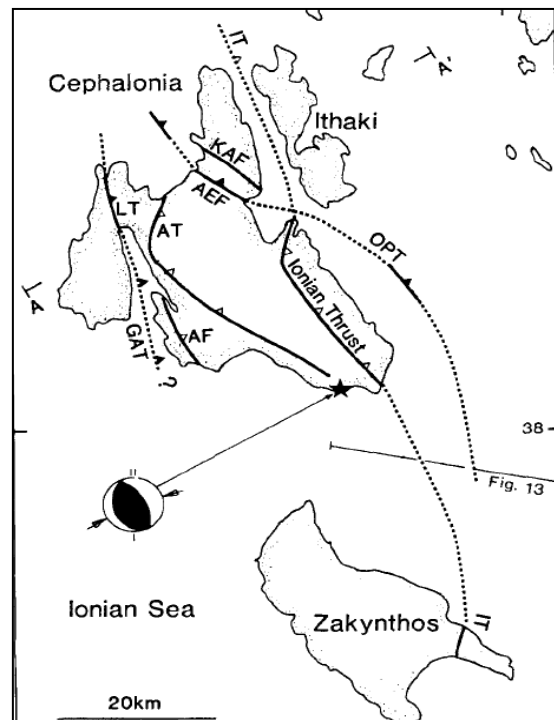
Η συμπίεστική τεκτονική είναι ακόμη ενεργή, σύμφωνα με δεδομένα που αντλούμε από την έντονη σεισμικότητα (Πίνακας 4.1.1), τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και μικροσεισμών, τη γεωδαισία και την τεκτονική.

Πίνακας 4.1.1:

Η σεισμική ιστορία της Κεφαλονιάς τα τελευταία 500 χρόνια από ιστορικά δεδομένα  
(*Parazachos and Parazachou, 1989*)

Ημερομηνία	Ms
1983.01.17	7.0
1972.09.17	6.3
1953.08.12	7.2
1939.09.20	6.3
1912.01.24	6.8
1867.02.04	7.2
1862.03.14	6.6
1767.07.22	7.2
1766.07.24	6.7
1759.06.22	6.5
1714.08.28	6.4
1743.02.20	7.0
1688	6.5
1661	?
1658.08.24	6.8
1636.09.30	7.1
1469	7.2

Επίσης, τα παράκτια δεδομένα δείχνουν ότι η ανύψωση συνεχίζεται. Μερικά από τα σημαντικότερα ρήγματα είναι ενεργά (Εικόνα 4.1.1) και επίσης έχουν παρατηρηθεί μικρά ρήγματα στο νησί που διατρέχουν τεταρτογενή ιζήματα. Τέλος, έχουν αναγνωρισθεί πτυχωμένα θαλάσσια ιζήματα ηλικίας 0.5 My.



Εικόνα 4.1.1:

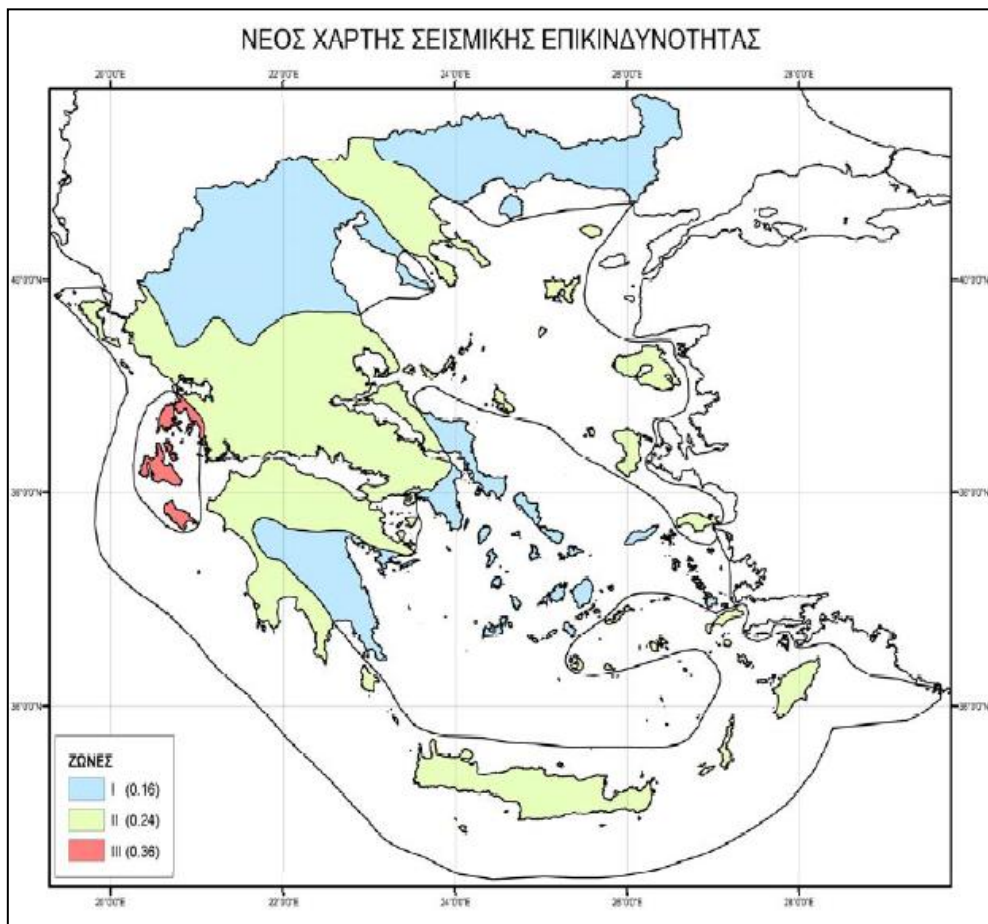
Σχηματική αναπαράσταση της τεκτονικής δομής της ευρύτερης περιοχής της Κεφαλονιάς όπως τροποποιήθηκε από *Sorel (1976)*, *Cushing (1985)* και *Underhill (1989)*



## 5) Σεισμικότητα

Το Ιόνιο πέλαγος είναι μια περιοχή υψηλής σεισμικότητας και πολύπλοκης τεκτονικής, που κυριαρχείται από συχνή σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Cephalonia Transform Fault Zone, CFZ) (Valkaniotis et al., 2014).

Η περιοχή της Κεφαλονιάς θεωρείται η πλέον σεισμογενής του Ελληνικού χώρου και σύμφωνα με τον Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό (ΕΑΚ, 2004) κατατάσσεται στην υψηλότερη κατηγορία ΙΙΙ ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας, με σεισμική επιτάχυνση εδάφους  $A = 0.36g$  (Εικόνα 5.1).



Εικόνα 5.1:

Οι τρεις κατηγορίες (ΙΙΙ, ΙΙ, Ι) ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας στις οποίες χωρίσθηκε ο Ελληνικός χώρος σύμφωνα με την τελευταία τροποποίηση (ΦΕΚ Β' 1154 /12-8-2003) (ΕΑΚ, 2004)

Η γεωδυναμική και σεισμοτεκτονική του νησιού είναι ιδιαίτερα περίπλοκη και η υψηλή σεισμικότητα που τη χαρακτηρίζει επιβεβαιώνεται από τα γεγονότα του παρελθόντος. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η σεισμική δράση του Αυγούστου του 1953 με σεισμούς μεγέθους 6.5, 6.8 και 7.2 που ισοπέδωσαν την Κεφαλονιά, τη Ζάκυνθο και την Ιθάκη και προκάλεσαν 476 θανάτους (Louvari et al., 1999 και Sachpazi et al., 2000).

### 5.1) Ιστορική αναδρομή

Σύμφωνα με την υπάρχουσα βιβλιογραφία, στην ευρύτερη περιοχή μελέτης έχουν καταγραφεί τόσο κατά τους ιστορικούς χρόνους όσο και κατά τον 20ο αιώνα σεισμοί οι

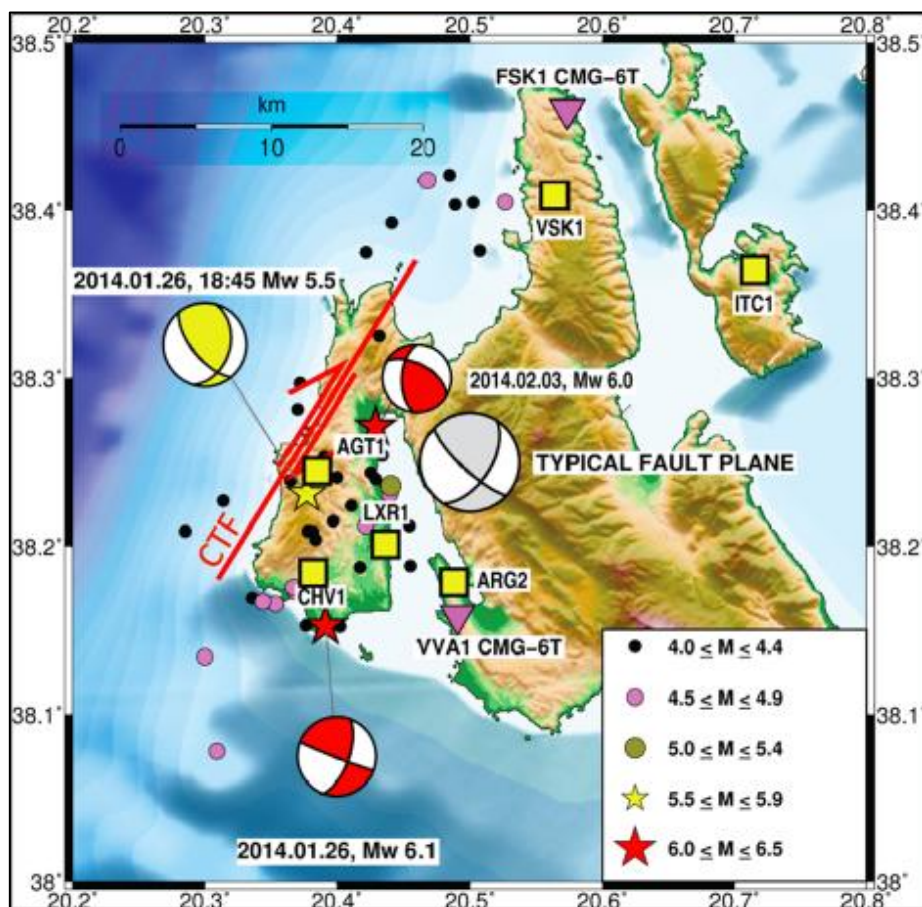
οποίοι δικαιολογούν την αυξημένη σεισμική επικινδυνότητα του χώρου. Ενδεικτικά από το 1953, όπου σημειώθηκε ο καταστροφικότερος καταγεγραμμένος σεισμός με 476 νεκρούς και σχεδόν ολοκληρωτική καταστροφή της Κεφαλονιάς και της Ζακύνθου, στην περιοχή έχουν σημειωθεί οι ακόλουθοι ισχυροί σεισμοί (ΙΓΜΕ, 2014):

- 1953, 9 Αυγούστου: Σεισμός 6.4 R με επίκεντρο τον Σταυρό Ιθάκης. Ακολούθησε στις 11 Αυγούστου σεισμός 6.8 R, βορειοδυτικά της Ζακύνθου, με μετασεισμούς μεγέθους 5.3 R και 5 R. Την επόμενη μέρα το πρωί έλαβε χώρα σεισμός 5.2 R και ακολούθησε αργότερα την ίδια μέρα ο ισχυρότερος και καταστροφικότερος από όλους, μεγέθους 7.2 R, με επίκεντρο στην νοτιοανατολική Κεφαλονιά. Μάλιστα ο σεισμός αυτός ανύψωσε την Κεφαλονιά κατά 60 cm. Ακολούθησε μετασεισμός 6.3 R μέσα στην ίδια μέρα.
- 1954, 8 Μάρτη: Σεισμός 5.3 R με επίκεντρο το Αργοστόλι.
- 1962, 17 Απρίλη: Σεισμός 5.3 R με επίκεντρο τη Σάμη. Είχε προηγηθεί, στις 10/4 ισχυρή σεισμική δόνηση 6.3 R στις Βολίμες της Ζακύνθου.
- 1969, 7 Ιούνη: Σεισμός 5 R με επίκεντρο τα Βαλσαμάτα (περιοχή Αγίου Γερασίμου).
- 1970, 1 Σεπτέμβρη: Νέος ισχυρός σεισμός 5.0 R με επίκεντρο τα Βαλσαμάτα. Η περιοχή έχει δώσει ένα πλήθος δονήσεων μεταξύ 4.0 και 5.0 R τις τελευταίες δεκαετίες, χωρίς αξιοσημείωτες υλικές ζημιές.
- 1972, 17 Σεπτέμβρη: Σεισμός 6.3 R με επίκεντρο την Παλική (Χαβριάτα, Κουβαλάτα, Δαμουλιανάτα). Υλικές ζημιές. Στις 30/10 ισχυρός σεισμός στο Νιοχώρι Ερίσου (5.4 R).
- 1974, 14 Δεκέμβρη: Σεισμός 5.4 R στη Σάμη. Μικρές ζημιές.
- 1976, 11 Μάη: Ισχυρός σεισμός 6.5 R στη Ζάκυνθο, γίνεται αισθητός στην Κεφαλονιά.
- 1983, 17 Γενάρη: Μεγάλος σεισμός 7 R στην Κεφαλονιά (ο μεγαλύτερος μετά το 1953). Ελάχιστες υλικές ζημιές σημειώνονται στο νησί. Μεγάλη μετασεισμική ακολουθία στην περιοχή. Στις 19/1, νέος σεισμός 5.8 R στην περιοχή της Παλικής (Αγία Θέκλη), όπου και τρίτος ισχυρός σεισμός (6.2 R) στις 23/3. Από 17/1 μέχρι 14/5 σημειώνονται στην περιοχή άλλοι 10 σεισμοί μεγέθους πάνω από 5.0 R.
- 1987, 27 Φλεβάρη: Σεισμός 5.7 R στην Κεφαλονιά, χωρίς υλικές ζημιές.
- 1988: Στις 18 και 22 Μάη και 6 Ιούνη, 3 ισχυροί σεισμοί 5.3, 5.4 και 5.0 R αντίστοιχα στην Κεφαλονιά. Στις 16/10, σεισμός 6.0 R στη θαλάσσια περιοχή δυτικά της Κυλλήνης γίνεται αισθητός στην Κεφαλονιά. Όλοι χωρίς υλικές ζημιές.
- 1989, 24 Αυγούστου: Σεισμός στο θαλάσσιο χώρο μεταξύ Κεφαλονιάς και Ζακύνθου μεγέθους 5.2 R.
- 1992, 23 Γενάρη: Δύο ισχυροί σεισμοί στην Κεφαλονιά (5.6 και 5.1 R) χωρίς υλικές ζημιές.
- 1997, 18 Νοέμβρη: Ισχυρός σεισμός 6.6 R στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά της Ζακύνθου γίνεται αισθητός σε Ζάκυνθο και Κεφαλονιά.
- 2003, 14 Αυγούστου: Ο σεισμός της Λευκάδας (6.3 R) που προκάλεσε σοβαρές υλικές ζημιές στο νησί γίνεται αισθητός ιδίως στο βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς – μικρές υλικές ζημιές σε παλιά σπίτια.

- 2006, 11 και 12 Απρίλη: Τέσσερις ισχυροί σεισμοί με μεγέθη από 5.2 έως 5.9 πλήττουν τη Ζάκυνθο, με αρκετές υλικές ζημιές - γίνονται αισθητοί και στην Κεφαλονιά, με μικρές υλικές ζημιές.
- 2007, 25 Μάρτη: Ισχυρός σεισμός μεγέθους 5.9 R (κατ' άλλες μετρήσεις 5.7) με επίκεντρο τη θαλάσσια περιοχή βορειοδυτικά της Κεφαλονιάς προκαλεί αρκετές υλικές ζημιές στο βορειοδυτικό κυρίως τμήμα του νησιού
- 2008, 8 Ιούνη: Ο ισχυρότατος και φονικός (2 νεκροί) σεισμός μεγέθους 6.9 R στην Ανδραβίδα Ηλείας με πολλές υλικές ζημιές στην περιοχή, γίνεται αισθητός στην Κεφαλονιά.
- 2008, 30 Ιούλη: Σεισμός με επίκεντρο νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς και μέγεθος 5.5 R, χωρίς να προκληθούν υλικές ζημιές.
- 2014, 26 Ιανουαρίου: Σεισμός 5.9 R με επίκεντρο λίγο βόρεια του Ληξουρίου, προκάλεσε εκτεταμένες ζημιές στη χερσόνησο της Παλικής. Στις 3 Φεβρουαρίου ακολούθησε νέα ισχυρή δόνηση 5.7 R στην ίδια περιοχή που αύξησε σημαντικά τις καταστροφές σε σπίτια και υποδομές.

## 5.2) Οι σεισμοί Ιανουαρίου-Φεβρουαρίου 2014

Στις 26/01/2014 και 03/02/2014 δύο ισχυροί σεισμοί μεγέθους  $M_w$ 6.1 και  $M_w$ 6.0 διέρρηξαν το δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς, ενώ το βράδυ της 26<sup>ης</sup> Ιανουαρίου έγινε σεισμός μεγέθους  $M_w$ 5.5 (Εικόνα 5.2.1) (Theodoulidis et al., 2015).



Εικόνα 5.2.1:

Οι τρεις μεγαλύτεροι σεισμοί και οι μηχανισμοί γένεσής τους  
(Theodoulidis et al., 2015)

Η σεισμική ακολουθία της Κεφαλονιάς του 2014 εξελίχθηκε σε ένα σειсмоγόνο χώρο με γενική διεύθυνση από ΒΒΑ προς ΝΝΔ και ο οποίος αποτελεί την προς τα ΝΝΔ συνέχεια του σειсмоγόνου χώρου της Λευκάδας του 2003. Επιπλέον, τόσο ο σεισμός της Λευκάδας (14/08/2003) όσο και οι δύο ισχυρότεροι σεισμοί της Κεφαλονιάς (26/01/2014 και 03/02/2014) έχουν παρόμοιους μηχανισμούς γένεσης που υποδεικνύουν δεξιόστροφη διάρρηξη με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και κλίση προς ΝΑ. Η χωρική διασύνδεση των ακολουθιών του 2003 και 2014 και η ομοιότητα των μηχανισμών γένεσης οδηγούν στο συμπέρασμα ότι από το θαλάσσιο χώρο της δυτικής Λευκάδας μέχρι τη δυτική Κεφαλονιά η ενεργός τεκτονική κυριαρχείται από δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση μήκους περίπου 80 km (ρήγμα CFZ, βλ. Κεφάλαιο 4).

### 5.2.1) Γεωπεριβαλλοντικές επιπτώσεις

Η πλειοψηφία των επιπτώσεων που σχετίζονται με τους πρόσφατους σεισμούς του 2014 αφορούσαν φαινόμενα ρευστοποίησης, οδικών αστοχιών, πτώσεις βράχων και μικρές κατολισθήσεις. Τα φαινόμενα αυτά παρουσιάστηκαν κυρίως στην χερσόνησο της Παλικής και την περιοχή γύρω από τον κόλπο του Αργοστολίου. Στο βόρειο και ανατολικό τμήμα του νησιού, παρατηρήθηκαν μόνο μερικές απομονωμένες βραχοπτώσεις και κατολισθήσεις σαθρών σχηματισμών. Οι περισσότερες περιβαλλοντικές επιπτώσεις δημιουργήθηκαν από το πρώτο συμβάν στις 26 Ιανουαρίου με περαιτέρω επιβάρυνση αυτών από το δεύτερο σεισμό μία εβδομάδα αργότερα (3 Φλεβάρη) (Parathanassiou et al., 2015).

Συνοπτικά παρατηρήθηκαν:

- 1) Βαριές βλάβες σε τεχνικές κατασκευές και υποδομές και εικόνα καταστροφής σε κεντρικά σημεία του Ληξουρίου
- 2) Άλλες επιπτώσεις στο ανθρωπογενές περιβάλλον (π.χ. ανατροπές επιτύμβιων στηλών και άλλων αντικειμένων)
- 3) Εδαφικές αστοχίες που περιλαμβάνουν κατολισθήσεις, καταπτώσεις ογκολίθων, ρευστοποιήσεις εδαφών και διαρρήξεις σε οδοστρώματα

### Γεωτεχνικές αστοχίες

- Το οδικό δίκτυο επηρεάστηκε σημαντικά από τον σεισμό, καθώς προκλήθηκαν κατολισθήσεις σε πλαγιές (κυρίως ασβεστολιθικής σύστασης).
- Παρατηρήθηκε ένας μεγάλος αριθμός από βλάβες σε τοίχους αντιστήριξης από πέτρα, που μπορούν να αποδοθούν σε σημαντικές πλευρικές ωθήσεις κατά τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης.
- Σημαντικές μετατοπίσεις καταγράφηκαν στους τοίχους της προβλήτας του λιμένα του Ληξουρίου - και σε μικρότερο βαθμό - στο λιμάνι του Αργοστολίου σε συνδυασμό με εκτεταμένες ρωγμές στις προβλήτες παράλληλα προς την ακτογραμμή που θα πρέπει να συνδέονται με τη ρευστοποίηση.
- Ο δεύτερος σεισμός αύξησε τις προαναφερθείσες γεωτεχνικές αστοχίες, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν και νέες.

Όσον αφορά τις κατασκευές, σε γενικές γραμμές, η καταγραφείσα σφοδρότητα της εδαφικής κίνησης δεν αντικατοπτρίζεται στις βλάβες που παρατηρήθηκαν, εφόσον αυτές ήταν μικρής έκτασης (Theodoulidis et al., 2014).

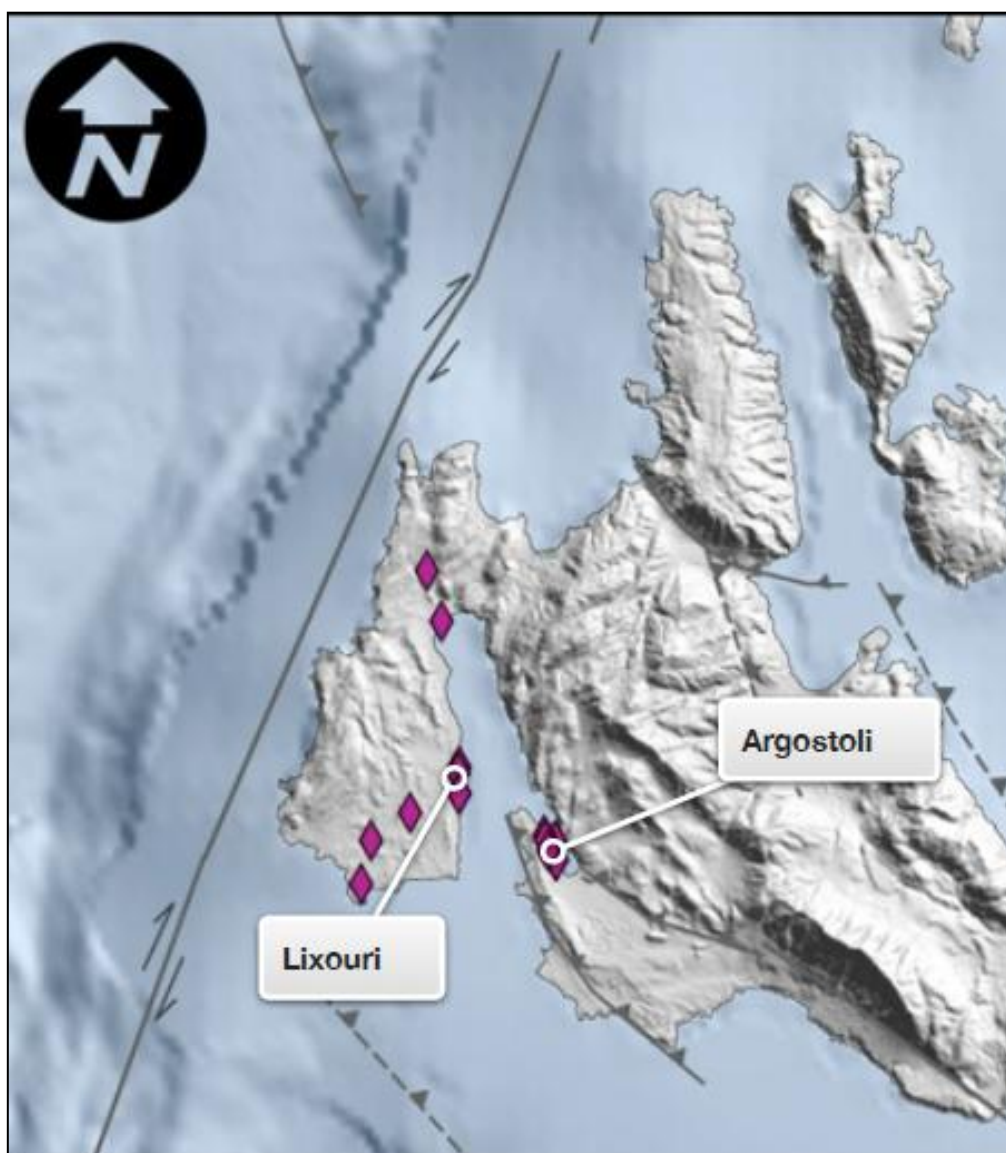


### Αστοχίες πρανών

Σύμφωνα με τους *Papathanassiou et al. (2015)*, ρωγμές, σπασίματα στους δρόμους, καθώς και αστοχίες πρανών παρατηρήθηκαν σε μια περιοχή με ακτίνα περίπου 10 km γύρω από το επίκεντρο του πρώτου σεισμού. Στη νότια Παλική παρατηρήθηκαν πολλές αστοχίες στους δρόμους, λόγω κακής ποιότητας υλικού πλήρωσης που χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία τους - κυρίως πάνω σε λόφους με νεογενή μαλακά ιζήματα - για την σύνδεση γειτονικών χωριών. Κατολισθήσεις μικρού/μεσαίου μεγέθους ήταν διαδεδομένες σε μαλακά νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα, αλλά παρατηρήθηκαν και σε τοπικό επίπεδο σε κλαστικούς σχηματισμούς αποθέσεων Μειοκαινικού φλύσχη.

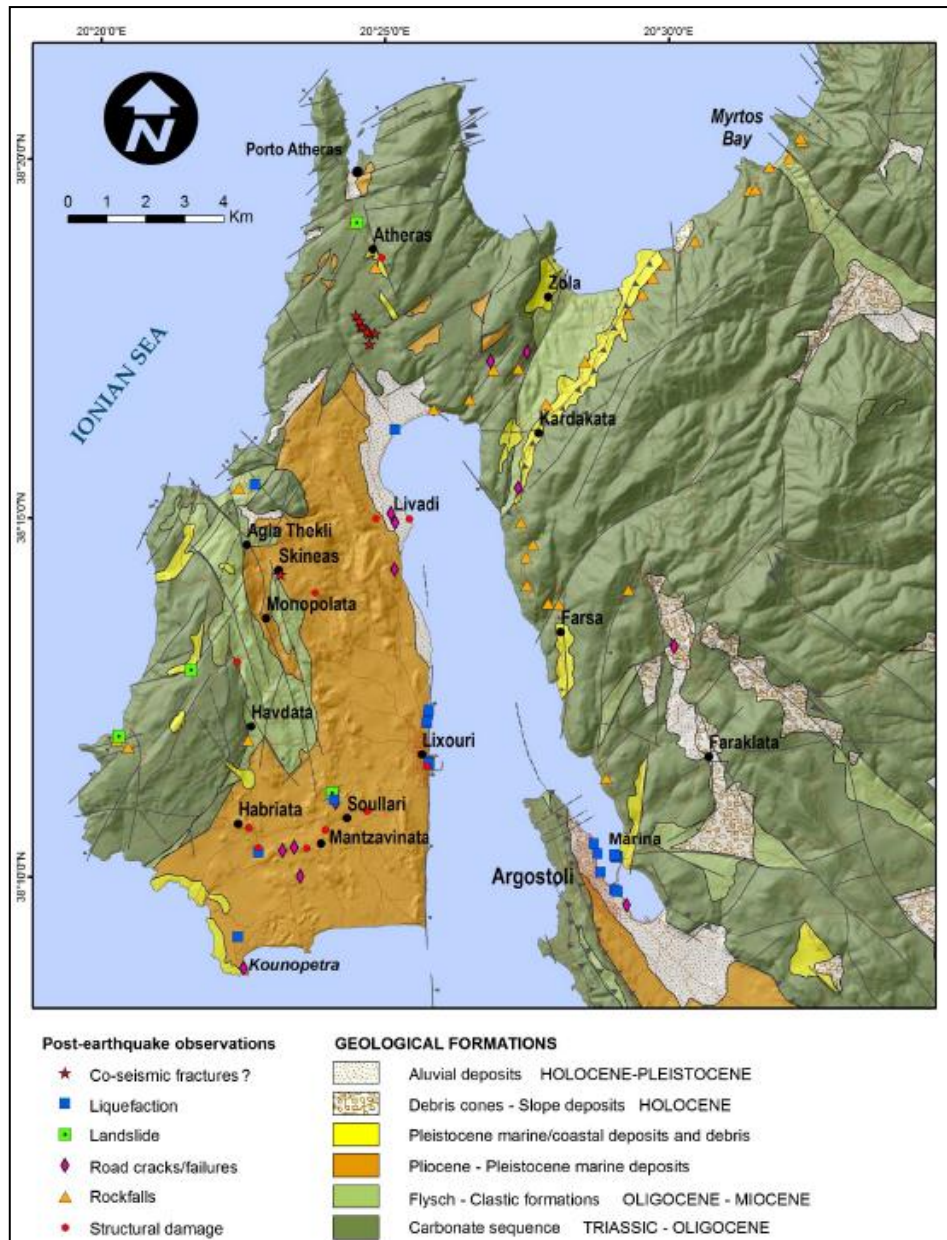
### Φαινόμενα ρευστοποίησης

Εκτεταμένα φαινόμενα ρευστοποίησης εμφανίστηκαν σε περιοχές κοντά στη θάλασσα και στις προκυμαίες του Αργοστολίου και Ληξουρίου, προκαλώντας ζημιές σε κρηπιδώματα, πεζοδρόμια και προβλήτες (Εικόνα 5.2.1.1).



Εικόνα 5.2.1.1:

Χάρτης που δείχνει την κατανομή των φαινομένων ρευστοποίησης στο νησί της Κεφαλονιάς  
(*Papathanassiou et al., 2015*)



Εικόνα 5.2.1.2:

Γεωλογικός χάρτης της δυτικής Κεφαλονιάς που δείχνει την κατανομή των γεωπεριβαλλοντικών επιπτώσεων των σεισμών του 2014 (Valkaniotis *et al.*, 2014)

## 6) Σεισμικός Εδαφικός Θόρυβος και Προσομοίωση Εδαφικής Κίνησης

### 6.1) Ο Σεισμικός εδαφικός θόρυβος

Η επιφάνεια της Γης συνεχώς πάλλεται. Αυτή η συνεχής ταλάντωση της επιφάνειας της Γης χαρακτηρίζεται ως εδαφικός θόρυβος (microtremor ή microseism). Το πλάτος μετατόπισης αυτού του θορύβου είναι σε γενικές γραμμές - με μερικές εξαιρέσεις - πολύ μικρό, της τάξης του  $10^{-5}$ - $10^{-3}$  cm και μπορεί να προκληθεί από πολλούς παράγοντες, όπως τις καθημερινές ανθρώπινες δραστηριότητες, την κίνηση των αυτοκινήτων, τη λειτουργία των βιομηχανιών, το περπάτημα των ανθρώπων και τα φυσικά φαινόμενα, όπως η ροή του νερού στα ποτάμια, η βροχή, ο άνεμος, η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης και τα

ωκεάνια κύματα. Οι καθημερινές δραστηριότητες και τα φυσικά φαινόμενα - όπως το κλίμα και οι συνθήκες πάνω από τους ωκεανούς - μεταβάλλονται σε συνάρτηση με τον χρόνο, με αποτέλεσμα και ο εδαφικός θόρυβος να μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τον χρόνο. Η μεταβολή αυτή είναι σύνθετη, ακανόνιστη και μη επαναλαμβανόμενη. Όταν ο εδαφικός θόρυβος καταγράφεται ταυτόχρονα από σταθμούς που βρίσκονται σε διαφορετική απόσταση μεταξύ τους παρατηρείται τελικά ότι δεν είναι τελείως τυχαίος και ότι υπάρχουν κάποια κύματα που εμφανίζονται σε όλες τις καταγραφές.

Ο σεισμικός θόρυβος ανάλογα με την περίοδο της εδαφικής κίνησης διακρίνεται σε μικροδονήσεις (microtremors) για μικρής περιόδου σεισμικό θόρυβο και σε μικροσεισμούς (microseisms) για περιόδους μεγαλύτερες από 2 sec. Η καταγραφή εδαφικού θορύβου και μικροσεισμών - που προέρχεται από σχετικά μακρινές πηγές και όχι τοπικές ισχυρές πηγές κοντά στον σταθμό καταγραφής - περιέχει την πληροφορία της αλληλεπίδρασής τους με τα επιφανειακά στρώματα, η οποία απομονώνεται με κατάλληλες τεχνικές. Οι μικροδονήσεις που οφείλονται σε ανθρώπινες δραστηριότητες χαρακτηρίζονται από περιόδους μικρότερες του 1 sec ( $f > 1$  Hz) και εμφανίζουν ξεκάθαρη ημερήσια μεταβολή τόσο στο πλάτος όσο και στην περίοδο. Οι μικροδονήσεις που οφείλονται σε φυσικά φαινόμενα έχουν δεσπόζουσες περιόδους μεγαλύτερες από 1 sec ( $f < 1$  Hz) και οι μεταβολές που εμφανίζουν στο πλάτος και την περίοδο σχετίζονται άμεσα με τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του φαινομένου που τις προκάλεσε.

Μια λεπτομερέστερη ανάλυση δείχνει ότι ο εδαφικός θόρυβος μεταβάλλεται ανάλογα με την τοποθεσία. Παρά το γεγονός ότι οι καταγραφές του εδαφικού θορύβου δείχνουν σαφέστατα ότι πρόκειται για ένα ιδιαίτερος ακανόνιστο χωροχρονικά φαινόμενο, στα πλαίσια της ελαστικής θεωρίας είναι ένα σύνολο κυμάτων χώρου και επιφανείας. Αποτελείται από ένα σύνολο στατικών και σταθερών φασμάτων με πολύ μικρή μεταβολή, για χρονικό διάστημα μιας ώρας και σε μία περιοχή ακτίνας 1-2 km.

Από την ανάλυση των καταγραφών προκύπτουν πληροφορίες για:

- Σύνθετες πηγές
- Το μέσο διάδοσης
- Δομή του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

Η χρήση του εδαφικού θορύβου μεγάλης περιόδου (microseisms) στην εκτίμηση της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών σε μελλοντικό σεισμό έχει μελετηθεί από τους *Sakajiri (1982)*, *Horike (1985)*, *Ohta et al. (1978)* και *Kagami et al. (1982, 1986)*, οι οποίοι κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ο φασματικός λόγος της καταγραφής σε μια περιοχή με μαλακό έδαφος, σε σχέση με μια πετρώδη περιοχή, εξαρτάται άμεσα από το πάχος των ιζημάτων. Ωστόσο, παραδέχονται ότι ενώ η προσέγγιση αυτή είναι χρήσιμη για μια γενική ταξινόμηση των συνθηκών της περιοχής δεν μπορεί να δώσει μια ακριβή εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης εξαιτίας της άγνωστης επίδρασης της πηγής.

Έτσι, παρά τα προβλήματα που φαίνεται ότι υπάρχουν, οι μετρήσεις του εδαφικού θορύβου αποδείχθηκε ότι σε πλήθος περιπτώσεων παρέχουν μια πολύ ενδιαφέρουσα προσέγγιση της εκτίμησης των εδαφικών επιδράσεων, ενώ λόγω του χαμηλού κόστους, της ταχύτητας με την οποία εκτελούνται οι εργασίες στην ύπαιθρο, καθώς και της απλότητας

στην ανάλυση των δεδομένων, η μέθοδος αναγνωρίζεται ως ιδιαίτερα ανταγωνιστική άλλων (π.χ. μελέτη ισχυρής εδαφικής κίνησης, γεωτρήσεις κ.ά.) οι οποίες δίνουν παρόμοια αποτελέσματα.

Στα κεφάλαια που θα ακολουθήσουν θα περιγραφούν ο απαραίτητος εξοπλισμός για την συλλογή δεδομένων μικροθορύβου, καθώς επίσης η διαδικασία, οι παράμετροι καταγραφής και καθ' αυτό το πείραμα.

### 6.1.1) Διαδικασία συλλογής δεδομένων

Για τη διεκπεραίωση της μεθόδου αυτής χρειαζόμαστε έναν αισθητήρα τριών συνιστωσών καθώς και έναν ψηφιοποιητή σήματος. Σαν γενικός κανόνας συνίσταται η χρησιμοποίηση σειсмоγράφων που έχουν την υψηλότερη συχνότητά τους χαμηλότερη από τη συχνότητα που μας ενδιαφέρει, η οποία στη μέθοδο H/V θα πρέπει να είναι η κεντρική συχνότητα της τοποθεσίας, μαζί με κάποιο περιθώριο σφάλματος για σιγουριά. Σύμφωνα με τις οδηγίες του Ευρωπαϊκού Προγράμματος SESAME (SESAME - Site EffectS assessment using AMbient Excitations), ο πιο ευέλικτος αισθητήρας είναι ο σειсмоγράφος 5 sec. Οποιοσδήποτε εξοπλισμός και αν χρησιμοποιηθεί σημαντικό θεωρείται να γίνουν οι σωστές περιοδικές διακυμάνσεις τιμών έτσι ώστε να εντοπιστούν τυχόν προβλήματα εκ των προτέρων (Hunter and Crow, 2012).

Οι πειραματικές παράμετροι που μελετήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος SESAME ταξινομούνται σε τρεις βασικές κατηγορίες:

1. Παράμετροι που σχετίζονται με τα όργανα και την καταγραφή
2. Παράμετροι που σχετίζονται με την τοποθεσία των μετρήσεων
3. Παράμετροι που σχετίζονται με τη μεταβλητότητα των εξωτερικών συνθηκών

Δεν συνιστάται οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου να εκτελούνται χρησιμοποιώντας σεισμόμετρα με φυσική ιδιοπερίοδο υψηλότερη από 20 sec, επειδή απαιτούν μεγάλο χρόνο σταθεροποίησης χωρίς ουσιαστικά να δίνουν καλύτερα αποτελέσματα. Ακόμη, δεν συνίσταται να χρησιμοποιούνται σεισμόμετρα των οποίων η φυσική συχνότητα είναι μεγαλύτερη από τη χαμηλότερη συχνότητα ενδιαφέροντος (Hunter and Crow, 2012).

Όσον αφορά τη διάρκεια των καταγραφών, για να είναι μία μέτρηση αξιόπιστη θα πρέπει να ισχύει η σχέση  $f_0 > (10/I_w)$ , όπου  $f_0$  η δεσπόζουσα συχνότητα της θέσης και  $I_w$  είναι το μήκος του παραθύρου. Η συνθήκη αυτή προτείνεται έτσι ώστε στη συχνότητα ενδιαφέροντος να υπάρχουν τουλάχιστον 10 σημαντικοί κύκλοι σε κάθε παράθυρο. Συνίσταται ο συνολικός αριθμός σημαντικών κύκλων  $n_c = I_w * n_w * f_0$  να είναι μεγαλύτερος από 200 (π.χ. για μια κορυφή που βρίσκεται στη συχνότητα 1 Hz να υπάρχουν τουλάχιστον 20 παράθυρα 10 sec το κάθε ένα ή για μια κορυφή των 0.5 Hz να υπάρχουν 10 παράθυρα 40 sec). Για να θεωρηθεί μια κορυφή αξιόπιστη ("Clear peak") θα πρέπει το πλάτος του φασματικού λόγου HVSR ( $A_0$ ) που αντιστοιχεί στη δεσπόζουσα συχνότητα ( $f_0$ ) της θέσης να έχει τιμή μεγαλύτερη του 2.

### 6.1.2) Παράμετροι καταγραφής

Για την έναρξη των μετρήσεων θα πρέπει το σεισμόμετρο να είναι καλά οριζοντιωμένο και το επίπεδο ενίσχυσης του σήματος να είναι καθορισμένο στη μέγιστη, χωρίς κορεσμό, τιμή.



Στη συνέχεια, κατά τη σύζευξη εδάφους-σεισμομέτρου πρέπει το σεισμόμετρο να βρίσκεται σε άμεση επαφή με το έδαφος όποτε είναι δυνατόν. Η τοποθέτηση του σεισμομέτρου σε άσφαλτο ή σε οπλισμένο σκυρόδεμα δεν έχει επιπτώσεις στα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR σε συχνότητες από 0.2 έως 20 Hz (δεν παρατηρείται καμία τεχνητή κορυφή). Εξαιρέση αποτελεί το πολύ σκληρό τεχνητό περιβάλλον (π.χ. πεζοδρόμια) πάνω από μαλακά στρώματα, καθώς σε τέτοιες περιπτώσεις εμφανίζονται διαφορές στις ταχύτητες που μπορεί να εξαφανίσουν την κορυφή της καμπύλης H/V και να δημιουργήσουν πρόβλημα κατά την ανάλυση.

Επιπλέον, το σεισμόμετρο πρέπει να αποφεύγεται να τοποθετείται σε “μαλακά εδάφη” (λάσπη, οργωμένο χώμα, χλόη κλπ.) ή πάνω σε χώμα μουσκεμένο από βροχή, όπως επίσης και σε πλάκες από “μαλακά” υλικά όπως το λάστιχο αφρού, το χαρτόνι κλπ.. Ένα ακόμη πρόβλημα αποτελούν οι απότομες κλίσεις που δεν επιτρέπουν τη σωστή οριζοντίωση του σεισμομέτρου, οπότε αυτό πρέπει να τοποθετείται σε ένα σωρό άμμου ή σε ένα κιβώτιο γεμάτο άμμο οριζοντιωμένη. Σε περίπτωση παρουσίας χιονιού ή πάγου στην περιοχή το σεισμόμετρο πρέπει να εγκατασταθεί πάνω σε μία μεταλλική ή ξύλινη πλάκα ή σε ένα κιβώτιο γεμάτο άμμο, έτσι ώστε να αποφεύγεται η κλίση του λόγω υγροποίησης του χιονιού ή του πάγου.

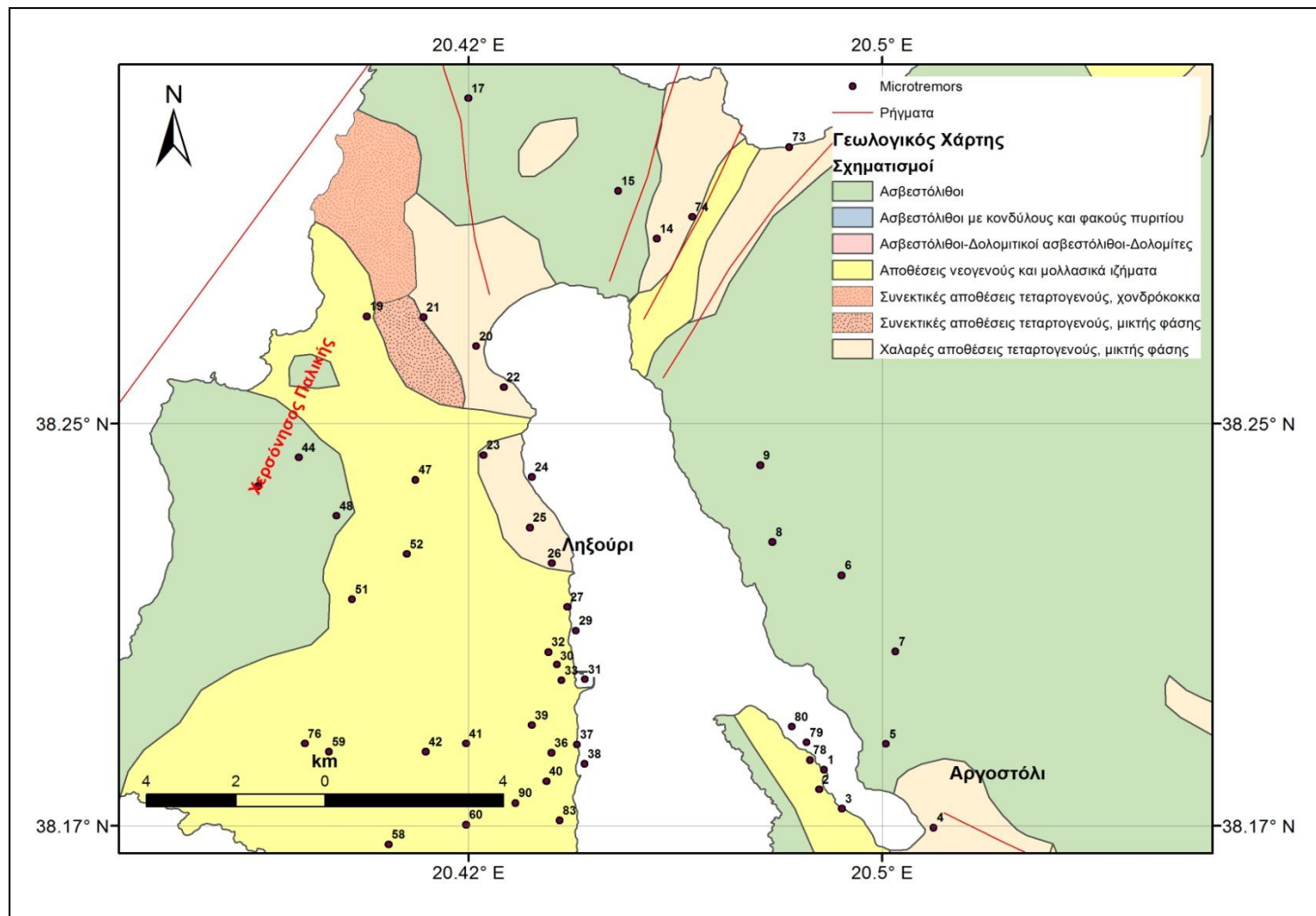
Η πιο σημαντική παράμετρος καταγραφής είναι η διάρκεια των μετρήσεων. Σαν οδηγός, όσο πιο χαμηλή είναι η αναμενόμενη κεντρική συχνότητα και όσο πιο “θορυβώδες” είναι το περιβάλλον (π.χ. μετρήσεις κοντά σε αυτοκινητόδρομους μεγάλης κυκλοφορίας, κακές καιρικές συνθήκες κ.ά.) τόσο πιο μεγάλη θα πρέπει να είναι η διάρκεια των καταγραφών. Σύμφωνα πάντα με τις οδηγίες του SESAME, η ελάχιστη προτεινόμενη διάρκεια είναι μεταξύ 2 και 30 λεπτών για τοποθεσίες με δεσπόζουσες περιόδους κάπου μεταξύ 10 και 0.2 Hz αντίστοιχα.

Κάποιοι περιβαλλοντολογικοί παράγοντες μπορεί, επίσης, να επηρεάσουν τις καταγραφές και για αυτόν τον λόγο το σεισμόμετρο πρέπει να προστατεύεται από τον άνεμο, τη βροχή και λοιπές μετεωρολογικές διαταραχές. Ακόμη και ένας ασθενής άνεμος (ταχύτητας > 5 m/sec) μπορεί να επηρεάσει έντονα τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR, με την εισαγωγή μεγάλων διαταραχών στις χαμηλές συχνότητες (κάτω από 1 Hz) που δεν συσχετίζονται με τις εδαφικές συνθήκες της περιοχής.

Κοντινές πηγές θορύβου, όπως κίνηση αυτοκινήτων ή ακόμη και βήματα, μπορεί να δημιουργήσουν παροδικό θόρυβο. Ο παροδικός θόρυβος (θόρυβος μικρής διάρκειας που διαταράσσει τις καταγραφές) δεν έχει σημαντική επίδραση, αλλά καλό θα ήταν να γίνεται καταγραφή του εδαφικού θορύβου αρκετές δεκάδες μέτρα μακριά από οποιοδήποτε δυνατό παροδικό θόρυβο.

### **6.1.3) Το πείραμα**

Τα δεδομένα που αναλύονται καταγράφηκαν κατά το χρονικό διάστημα από 13 έως 16 Μαΐου 2014 στην Κεφαλονιά σε χαρακτηριστικές θέσεις, ώστε να επιτευχθεί πυκνή διάταξη μετρήσεων. Επιλέχθηκαν ενενήντα (90) θέσεις, έτσι ώστε να καλυφθεί ολόκληρη η χερσόνησος της Παλικής και ένα μεγάλο μέρος του Αργοστολίου.



Εικόνα 6.1.3.1:  
Θέσεις όπου λήφθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην Κεφαλονιά

Η επιλογή των θέσεων έγινε με τα ακόλουθα κριτήρια:

- Δυνατότητα πρόσβασης στην επιλεγμένη θέση
- Αποφυγή ανθρωπογενών και άλλων ανεπιθύμητων θορύβων

Παρ' όλο που με βάση βιβλιογραφικά δεδομένα δεκάλεπτες μετρήσεις κρίνονταν ικανοποιητικές, οι μετρήσεις σε κάθε θέση είχαν διάρκεια 20 λεπτά τουλάχιστον. Αυτό έγινε προκειμένου κατά την ανάλυση να υπάρχει η δυνατότητα απόρριψης τμημάτων του σήματος με μεταπτώσεις λόγω εξωγενών παραγόντων.



Εικόνα 6.1.3.2:  
Μέτρηση στην Κεφαλονιά

Για τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου χρησιμοποιήθηκαν ψηφιακοί σειсмоγράφοι τύπου REFTEK 72A τριών συνιστωσών και σεισμόμετρα τύπου Guralp CMG40T ιδιοσυχνότητας 1 Hz. Ο φορητός σεισμολογικός σταθμός REFTEK 72A αποτελείται από τις ακόλουθες μονάδες:

1. Σύστημα συλλογής δεδομένων (Data Acquisition System, DAS), που είναι εφοδιασμένο με ψηφιοποιητή 24-bits και 2.5 MB μνήμη RAM.
2. Σκληρό δίσκο (Hard Disk Recording Subsystem), όπου αντιγράφονται οι καταγραφές από τη RAM του συστήματος συλλογής δεδομένων. Η χωρητικότητα του δίσκου είναι 4 GB επιτρέποντας έτσι την αποθήκευση μεγάλου όγκου δεδομένων.
3. Δέκτης GPS, ο οποίος λαμβάνει μέσω δορυφόρων του συστήματος GPS (Global Positioning System) τον απόλυτο χρόνο UTC και τις συντεταγμένες της θέσης του.
4. Σεισμόμετρο (ή αισθητήρας). Χρησιμοποιήθηκε σεισμόμετρο τύπου Guralp CMG40T τριών συνιστωσών με ιδιοσυχνότητα 1 Hz.
5. Μπαταρία 12 Volt για την τροφοδοσία των μονάδων.
6. Φορητός υπολογιστής (laptop ή palmtop) για τον έλεγχο της λειτουργίας του.





Εικόνα 6.1.3.3:

Φορητός σεισμολογικός σταθμός που χρησιμοποιήθηκε για τις καταγραφές του εδαφικού θορύβου. Περιλαμβάνει (i) μονάδα αποθήκευσης-σκληρός δίσκος, (ii) κεντρική μονάδα επεξεργασίας σήματος, (iii) σεισμόμετρο, (iv) δέκτη χρόνου και (v) μονάδα τροφοδοσίας.

Ο χρήστης καθορίζει τις παραμέτρους και ελέγχει τη λειτουργία των μονάδων μέσω του προγράμματος FCS (Field Setup Controller). Ο παράγοντας προενίσχυσης (preamplification gain) καθορίστηκε ίσος με τη μονάδα και ο ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate) ίσος με 0.008 sec (δηλαδή 125 samples/sec). Οι γεωγραφικές συντεταγμένες των θέσεων των μετρήσεων υπολογίστηκαν με συσκευές GPS χειρός, με ακρίβεια 10 m.

Κατά το πείραμα, αλλά και στη συνέχεια κατά την ανάλυση των στοιχείων, ακολουθήθηκε η προβλεπόμενη διαδικασία από την πιστοποίηση κατά ISO-9002, την οποία κατέχει το Εργαστήριο Σεισμολογίας (Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ) από το έτος 2001.

Για να γίνει η επεξεργασία των δεδομένων, έπρεπε να μεταφερθούν από τους σκληρούς δίσκους των σειсмоγράφων σε σκληρό δίσκο Η/Υ, όπου ακολουθήθηκε μετατροπή των δεδομένων και η αρχειοθέτησή τους μέσω του λογισμικού PASSCAL. Οι εργασίες υπαίθρου, καθώς και η αρχική επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκαν από την ερευνητική ομάδα του *Εργαστηρίου Σεισμολογίας του ΕΚΠΑ (2015)*.

Από τις ενενήντα θέσεις, για τις οποίες συλλέχθηκαν δεδομένα μικροθορύβου – και μετά από την αξιολόγηση και επεξεργασία αυτών – στη διπλωματική αυτή εργασία χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από πενήντα (50) θέσεις, τα οποία και αξιολογήθηκαν ως τα πλέον κατάλληλα και χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

Πίνακας 6.1.3.1:

Πληροφορίες (Κωδικός θέσης μέτρησης και συντεταγμένες της εγγραφής) για τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στην Κεφαλονιά που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

ID	Lat	Lon	23	38.2435	20.4196	44	38.2430	20.3824
1	38.1783	20.4883	24	38.2390	20.4294	47	38.2384	20.4059
2	38.1742	20.4873	25	38.2285	20.4290	48	38.2309	20.3900
3	38.1702	20.4919	26	38.2211	20.4334	49	38.2371	20.3742
4	38.1663	20.5104	27	38.2120	20.4365	51	38.2136	20.3931
5	38.1836	20.5008	29	38.2071	20.4383	52	38.2230	20.4042
6	38.2186	20.4918	30	38.2001	20.4345	58	38.1628	20.4005
7	38.2028	20.5027	31	38.197	20.4401	59	38.1820	20.3885
8	38.2255	20.4779	32	38.2027	20.4327	60	38.1669	20.4161
9	38.2414	20.4754	33	38.1968	20.4354	73	38.3074	20.4813
14	38.2884	20.4546	36	38.1818	20.4333	74	38.2929	20.4617
15	38.2983	20.4468	37	38.1835	20.4385	76	38.1837	20.3836
17	38.3175	20.4166	38	38.1795	20.4400	78	38.1803	20.4855
19	38.2723	20.3961	39	38.1875	20.4294	79	38.1839	20.4848
20	38.2661	20.4182	40	38.1759	20.4323	80	38.1872	20.4818
21	38.2721	20.4075	41	38.1837	20.4161	83	38.1678	20.4350
22	38.2576	20.4237	42	38.1820	20.4080	90	38.1714	20.4261

## 6.2) Προσομοίωση εδαφικής κίνησης

Σύμφωνα με τον *Boore (2005)*, η στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης είναι μία απλή μέθοδος, που βασίζεται στην υπόθεση ότι το εύρος των εδαφικών κινήσεων σε μια περιοχή μπορεί να προσεγγιστεί με αιτιοκρατικό τρόπο, μέσα από ένα τυχαίο φάσμα το οποίο έχει επεξεργαστεί με τέτοιο τρόπο ώστε η κίνηση να κατανέμεται εντός μίας χρονικής διάρκειας σχετικής με το μέγεθος και την απόσταση από την πηγή. Η μέθοδος είναι πολύ χρήσιμη όταν προσομοιώνονται εδαφικές κινήσεις υψηλών συχνοτήτων και χρησιμοποιείται πολύ συχνά για τον προσδιορισμό σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν επαρκή δεδομένα ως προς την καταγραφή των σεισμικών βλαβών.

Για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης για μεγάλους σεισμούς εγγύς πεδίου στην Κεφαλονιά χρησιμοποιήθηκε η στοχαστική μέθοδος μοντέλου πεπερασμένου ρήγματος, η οποία προτάθηκε από τους *Beresnev and Atkinson (1997, 1998)*. Οι παράμετροι που λάβαμε υπόψη σε αυτό το μοντέλο είναι η γεωμετρία του ρήγματος, η κατανομή και η ανομοιογένεια της ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (μπορεί να επηρεάσει σημαντικά τη διάρκεια), το φασματικό περιεχόμενο και το πλάτος των προσομοιώσεων.

Στη στοχαστική προσέγγιση πεπερασμένου ρήγματος το παραλληλόγραμμο ρήγμα διαιρείται σε μικρότερα υπορήγματα και κάθε ένα από αυτά θεωρείται ως σημειακή πηγή η οποία χαρακτηρίζεται από ένα φάσμα τύπου  $\omega^2$  (*Brune, 1970* και *Boore, 1983*). Η διάρρηξη ξεκινά στο ορισθέν υπόκεντρο και διαδίδεται μέχρι να ενεργοποιηθεί κάθε υπορήγμα (*Hartzell, 1978*). Το μέτωπο της διάρρηξης που εξαπλώνεται ακτινικά από το υπόκεντρο

ενεργοποιεί τα υπορήγματα όταν φτάσει στα κέντρα τους και το φάσμα της επιτάχυνσης για κάθε υπορήγμα εκφράζεται ως αποτέλεσμα συνέλιξης πηγής, διαδρομής και εδαφικών συνθηκών.

Το φάσμα της σεισμικής κίνησης προσομοιώνεται βάσει της παρακάτω σχέσης (*Joyner and Boore, 1988, Boore, 1996*):

$$R(f) = CS(f)A(f)D(f)I(f)$$

όπου:

- C, παράγοντας κλίμακας
- S(f), το φάσμα της πηγής
- A(f), ο παράγοντας ενίσχυσης της θέσης
- D(f), η συνάρτηση απόσβεσης
- I(f), ένας παράγοντας που περιλαμβάνει την απόκριση του οργάνου, καθώς και τα τυχόν φίλτρα που χρησιμοποιούνται στη διαδικασία

Η πτώση τάσης  $\Delta\sigma$ , αποτελεί σημαντική παράμετρο, η οποία ελέγχει το σχήμα του φάσματος και η οποία προσεγγίζεται μέσω της σχέσης που ακολουθεί (*Brune, 1971*):

$$\Delta\sigma = 7M_0/16R^3$$

όπου:

- $M_0$ , η σεισμική ροπή
- R, η ακτίνα της πηγής

Μια άλλη σημαντική παράμετρος είναι το  $k_0$ , που ελέγχει τις υψηλές συχνότητες της συνάρτησης απόσβεσης D(f) και εξαρτάται από τις τοπικές συνθήκες. Ο υπολογισμός της πραγματοποιήθηκε από τον συνδυασμό διάφορων αποτελεσμάτων για τον ελληνικό χώρο (*Margaris and Boore, 1998, Ktenidou et al., 2015*), καθώς και με διαδικασία δοκιμών αποδοχής-απόρριψης.

Άλλη παράμετρος που ελέγχει τη συνάρτηση απόσβεσης D(f) του φάσματος και εξαρτάται από τις συνθήκες της απόστασης εστίας-θέσης παρατήρησης είναι η συνάρτηση του παράγοντα ανελαστικής εξασθένησης Q(f). Λόγω της εγγύτητας της πόλης με τα υπό εξέταση ρήγματα, η συνάρτηση αυτή δεν αναμένεται να επηρεάσει σημαντικά τα αποτελέσματα. Χρησιμοποιήθηκε η συνάρτηση που προτάθηκε από τον *Boore (1983)*, η οποία βρέθηκε σε καλή συμφωνία με μελέτες στον ελλαδικό χώρο (*Hatzidimitriou, 1993a, 1993b και 1995*).

Η επίδραση των εδαφικών συνθηκών σε κάθε θέση αντιπροσωπεύεται από την καμπύλη H/V που υπολογίστηκε για την αντίστοιχη μέτρηση μικροθορύβου και για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης (PGA, Sa) χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος EXSIM (*Boore, 2003, Motazedian and Atkinson, 2005*).

Τέλος, η ισχυρή εδαφική κίνηση συνθέθηκε για τους δύο σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην Κεφαλονιά τον Ιανουάριο και Φεβρουάριο του 2014 και τα αποτελέσματα της στοχαστικής αυτής προσομοίωσης για τα δύο παραπάνω σενάρια παρατίθενται στα κεφάλαια που



ακολουθούν. Οι τιμές PGA που υπολογίστηκαν για κάθε θέση μέτρησης για τα δύο σενάρια παρατίθενται στο Παράρτημα Α.

### 6.2.1) Στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κεφαλονιάς της 26ης Ιανουαρίου 2014, $M_w=6.1$

Η πρώτη προσπάθεια προσομοίωσης αφορά τον σεισμό της 26ης Ιανουαρίου 2014 με μέγεθος  $M_w = 6.1$ . Προκειμένου να συσταθεί η γεωμετρία της σεισμικής πηγής, οι διαστάσεις και η πτώση τάσης για τον σκοπό της προσομοίωσης, αξιοποιήθηκαν τα αποτελέσματα των εργασιών των *Ganas et al., 2015*, *Gospodinov et al., 2015* και *Sokos et al., 2015*. Τέλος, η παραμετροποίηση επιβεβαιώθηκε μέσω εμπειρικών σχέσεων από τις εργασίες των *Wells and Coppersmith, 1994*, καθώς και των *Mohammadioun and Serva, 2001*.

Η απόκριση του εδάφους σε κάθε θέση εκτιμήθηκε βάσει των φασματικών λόγων H/V που προέκυψαν από την ανάλυση των δεδομένων μικροθορύβου σε 50 σημεία μετρήσεων και η ενίσχυση της διαδρομής ρήγματος-σεισμικού υποβάθρου θεωρήθηκε ίση με 1. Οι διαστάσεις των υπορηγμάτων υπολογίστηκαν από τη σχέση που ακολουθεί, η οποία τα συνδέει με το μέγεθος  $M_w$  (*Beresnev and Atkinson, 2002*).

$$\log \Delta l = 0.4 M_w - 2 \quad \text{για} \quad 4.0 \leq M_w \leq 8.0$$

Ως μέτρο βαθμονόμησης και αξιολόγησης των παραμέτρων της διαδικασίας χρησιμοποιήθηκαν οι πραγματικές καταγραφές του σεισμού (*Theodoulidis et al., 2015*) και ως συναρτήσεις μεταφοράς του εδάφους χρησιμοποιήθηκαν οι φασματικοί λόγοι H/V γειτονικών μετρήσεων μικροθορύβου. Μετά από αρκετές προσπάθειες δοκιμής-απόρριψης επιλέχθηκαν οι παράμετροι που παρουσιάζονται στον Πίνακα 6.2.1.1 που ακολουθεί και οι οποίοι απέδωσαν καλή συμφωνία μεταξύ συνθετικών-πραγματικών, τόσο στις απόλυτες τιμές της επιτάχυνσης στο πεδίο του χρόνου όσο και στο πεδίο συχνοτήτων.

Πίνακας 6.2.1.1:

Παράμετροι της διαδικασίας προσομοίωσης του σεισμού της 26ης Ιανουαρίου 2014

Διεύθυνση/Κλίση ρήγματος	20°/70°
Βάθος άνω πλευράς	9.2 km
Μήκος ρήγματος	13.2 km
Πλάτος ρήγματος	7.9 km
Λόγος ταχύτητας διάρρηξης/ $V_s$	2.6/3.4 km/sec
Γεωγραφικό πλάτος άκρου ρήγματος	38.09°
Γεωγραφικό μήκος άκρου ρήγματος	20.28°
Αριθμός υπορηγμάτων κατά μήκος	5
Αριθμός υπορηγμάτων κατά πλάτος	2
Μήκος υπορήγματος	3 km
Πλάτος υπορήγματος	3 km
Πυκνότητα ( $\rho$ )	2.6 gr/cm <sup>3</sup>
Πτώση τάσης	36.23 bars
Παράγοντας Εξασθένησης ( $\kappa$ )	0.02 sec
$M_w$	6.1

Βάσει των παραπάνω παραμέτρων που επιλέχθηκαν, συνθέθηκε η εδαφική κίνηση σε 50 θέσεις και υπολογίσθηκαν συνθετικές χρονοσειρές επιτάχυνσης και φάσματα απόκρισης. Οι τιμές της μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) συνδυάστηκαν μέσω ενός αλγόριθμου “φυσικής γεινίασης” (natural neighbor) του προγράμματος GIS και παρουσιάζονται στον χάρτη της Εικόνας 6.2.1.1.

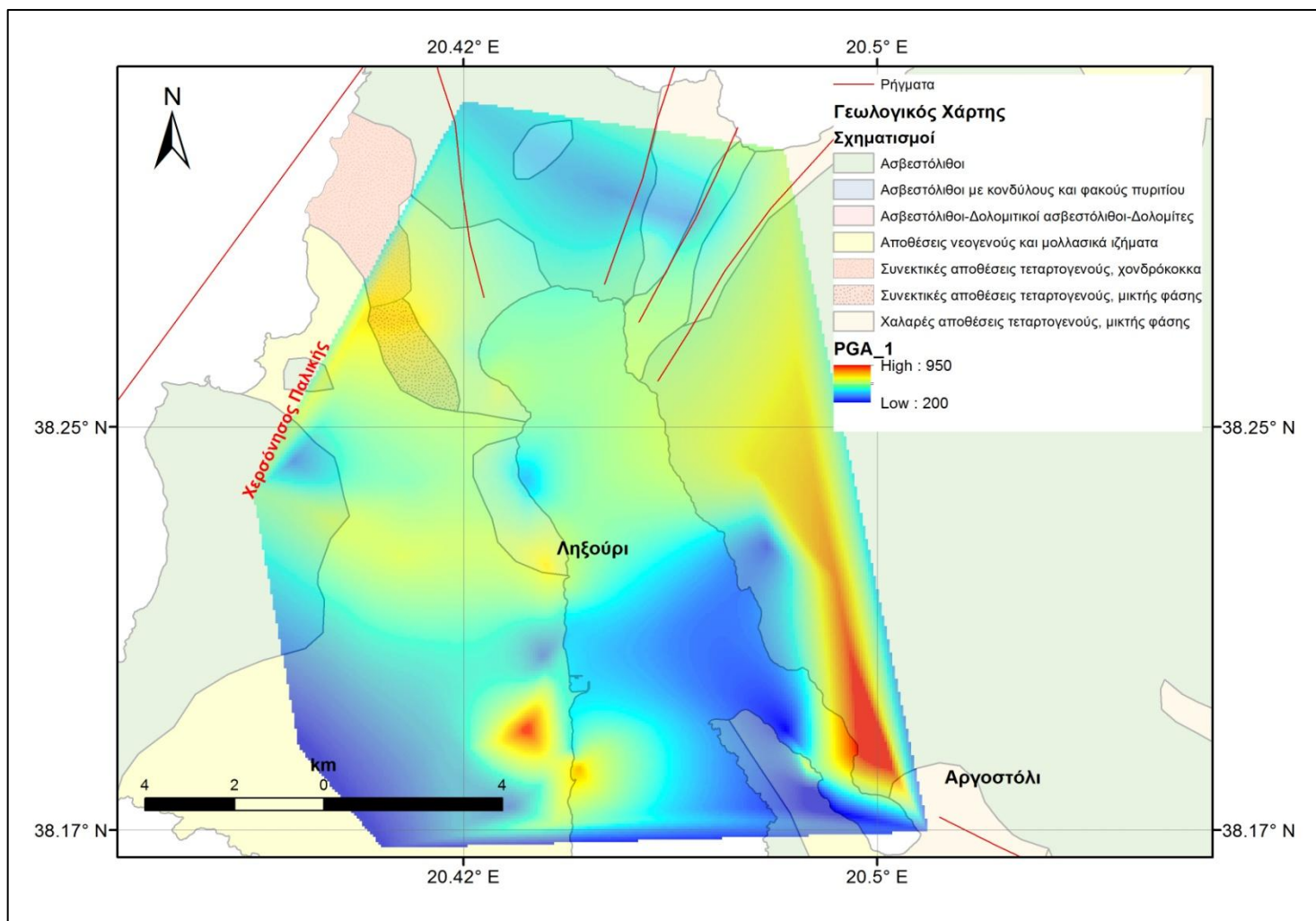
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης, οι τιμές της μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) κυμαίνονται μεταξύ 200-950 mg. Η Κεφαλονιά δέχεται μέγιστες επιταχύνσεις της τάξης 340-1440 mg, σε συμφωνία με τις ενόργανες παρατηρήσεις, καθ’ υπέρβαση των μέγιστων τιμών σχεδιασμού που προβλέπονται από τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό (900 mg). Οι μέγιστες τιμές παρουσιάζονται στις παραλιακές ζώνες του Ληξουρίου και του Αργοστολίου.

Στον χάρτη που απεικονίζεται στην Εικόνα 6.2.1.2, εκτός από τις τιμές της μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA), αποτυπώνονται και οι βλάβες-ζημιές που προκλήθηκαν από τον σεισμό της 26ης Ιανουαρίου 2014. Στον Πίνακα 6.2.1.2 επεξηγούνται οι συμβολισμοί των βλαβών-ζημιών. Παρατηρώντας την κατανομή των βλαβών αυτών, βλέπουμε ότι παρουσία ρευστοποίησης εδάφους εμφανίζεται κυρίως στις περιοχές όπου οι τιμές PGA φτάνουν τη μέγιστη τιμή τους.

Πίνακας 6.2.1.2:

Επεξήγηση των συμβολισμών βλαβών-ζημιών

ID	Περιγραφή
RF	Road Failure - Αστοχία οδοστρώματος
RC	Road Cracks - Ρωγμές στο οδόστρωμα
LS	Landslide - Κατολίσθηση
LF	Liquefaction - Ρευστοποίηση
SD	Urban Damage - Ζημιές στο αστικό περιβάλλον
CS	Ground Cracks - Ρωγμές εδάφους



Εικόνα 6.2.1.1:  
Χάρτης κατανομής μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) για το σενάριο του σεισμού της 26ης Ιανουαρίου 2014



### 6.2.2) Στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κεφαλονιάς της 3ης Φεβρουαρίου 2014, $M_w=6.0$

Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία με αυτή του προηγούμενου σεναρίου έχουμε τα εξής:

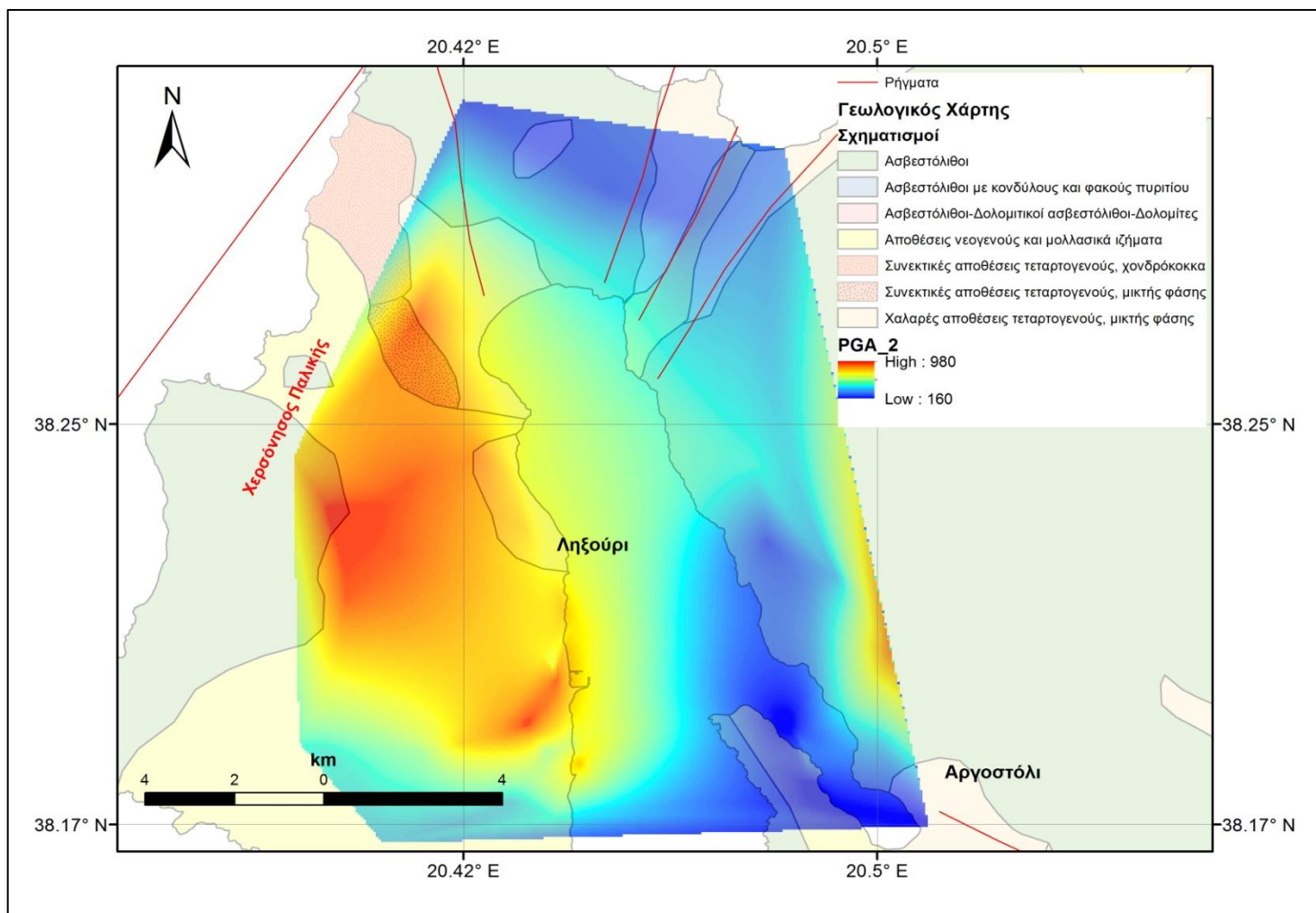
Πίνακας 6.2.2.1:

Παράμετροι της διαδικασίας προσομοίωσης του σεισμού της 3ης Φεβρουαρίου 2014

Διεύθυνση/Κλίση ρήγματος	20°/50°
Βάθος άνω πλευράς	3.5 km
Μήκος ρήγματος	13.2 km
Πλάτος ρήγματος	7.9 km
Λόγος ταχύτητας διάρρηξης/ $V_s$	2.8/3.2 km/sec
Γεωγραφικό πλάτος άκρου ρήγματος	38.20°
Γεωγραφικό μήκος άκρου ρήγματος	20.37°
Αριθμός υπορηγμάτων κατά μήκος	5
Αριθμός υπορηγμάτων κατά πλάτος	2
Μήκος υπορήγματος	3 km
Πλάτος υπορήγματος	3 km
Πυκνότητα ( $\rho$ )	2.8 gr/cm <sup>3</sup>
Πτώση τάσης	25.65 bars
Παράγοντας Εξασθένησης ( $\kappa$ )	0.02 sec
$M_w$	6.0

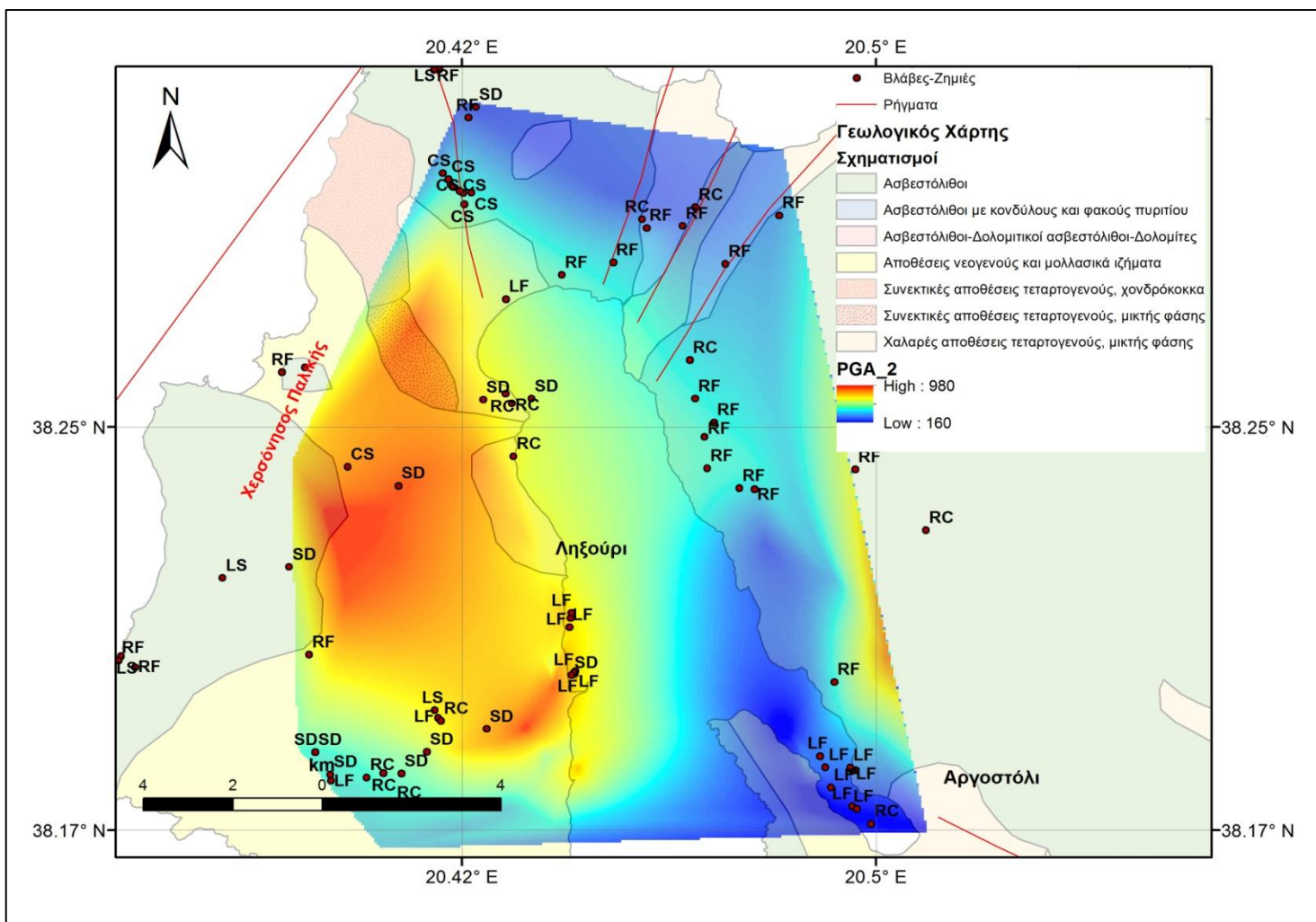
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης, οι τιμές της μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) κυμαίνονται μεταξύ 160-980 mg. Η Κεφαλονιά δέχεται μέγιστες επιταχύνσεις της τάξης 340-1440 mg, σε συμφωνία με τις ενόργανες παρατηρήσεις, καθ' υπέρβαση των μέγιστων τιμών σχεδιασμού που προβλέπονται από τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό (900 mg). Οι μέγιστες τιμές παρουσιάζονται, κυρίως, στις παραλιακές ζώνες του Ληξουρίου και στη Χερσόνησο της Παλικής.

Στον χάρτη που απεικονίζεται στην Εικόνα 6.2.2.2, εκτός από τις τιμές της μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA), αποτυπώνονται και οι βλάβες-ζημιές που προκλήθηκαν από τον σεισμό της 3ης Φεβρουαρίου 2014. Παρατηρώντας την κατανομή των βλαβών αυτών, βλέπουμε ότι παρουσία ρευστοποιήσεως εδάφους εμφανίζεται κυρίως σε περιοχές όπου οι τιμές PGA φτάνουν την μέγιστη τιμή τους.



Εικόνα 6.2.2.1:  
Χάρτης κατανομής μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) για το σενάριο του σεισμού της 3ης Φεβρουαρίου 2014





Εικόνα 6.2.2.2:

Χάρτης κατανομής μέγιστης απόλυτης επιτάχυνσης (PGA) για το σενάριο του σεισμού της 3ης Φεβρουαρίου 2014, καθώς και οι βλάβες-ζημιές που προκλήθηκαν

## 7) Ταξινόμηση Εδαφών

Οι επιπτώσεις ενός σεισμού μπορούν να αξιολογηθούν χρησιμοποιώντας μια τυπική παράμετρο ταξινόμησης εδάφους, το  $V_{s30}$  (η μέση τιμή της ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων στα πρώτα 30 m). Ωστόσο, αυτός ο δείκτης δεν αντιπροσωπεύει την πολυπλοκότητα του προφίλ ταχύτητας, ειδικά τη μεταβλητότητά του σε σχέση με το βάθος (Régnier et al., 2014).

Οι επιπτώσεις που δημιουργούνται μετά από έναν σεισμό είναι αποτέλεσμα των σεισμικών κυμάτων που έχουν παγιδευτεί - και στη συνέχεια ενισχυθεί - μέσα σε μαλακά επιφανειακά ιζήματα που βρίσκονται πάνω από πιο σκληρό σχηματισμό (Bard and Bouchon, 1985). Ακόμη, είναι αναγνωρισμένο ότι μπορούν να αυξήσουν δραματικά τη σεισμική κίνηση στην επιφάνεια του εδάφους. Κατά συνέπεια, ένα μεγάλο μέρος της τοπικής μεταβλητότητα της σεισμικής κίνησης συνδέεται με τις επιπτώσεις.

Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων σχετίζεται με την ακαμψία του υλικού και ως εκ τούτου αυτή η παράμετρος έχει έναν σημαντικό ρόλο, καθώς ελέγχει την ενίσχυση της κίνησης του εδάφους και σε τοπικό επίπεδο τη μεταβλητότητα της κίνησης του εδάφους (Shearer and Orcutt, 1987, Cranswick et al., 1990, Semblat and Pecker, 2009).

Σήμερα, το  $V_{s30}$  χρησιμοποιείται ευρέως για την ταξινόμηση των εδαφών σε σεισμικούς κώδικες, όπως Ευρωκώδικας 8 (Eurocode 8, 2004) και το Εθνικό Πρόγραμμα Μείωσης των Κινδύνων των Σεισμών (National Earthquake Hazard Reduction Program).

### 7.1) Τι είναι το $V_{s30}$ ;

Το  $V_{s30}$  είναι μία μέτρηση της μέσης ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων των επιφανειακών υλικών στο βάθος των 30 μέτρων. Αυτό μπορεί να είναι βραχώδες, εδαφικό ή ένας συνδυασμός των υλικών αυτών. Ο όρος  $V_{s30}$  θεωρείται ακόμα πιο σωστά ως “χρόνος διαδρομής-σταθμισμένος” μέσης ταχύτητας επιφανειακών σεισμικών κυμάτων (traveltime-weighted), κάτι που την καθιστά διαφορετική από “πάχος-σταθμισμένο” μέσης ταχύτητας επιφανειακών κυμάτων (thickness-weighted). Η μέση ταχύτητα  $V_{s30}$  μπορεί να υπολογισθεί εάν διαιρέσουμε 30 m με το συνολικό χρόνο διαδρομής ενός επιφανειακού σεισμικού κύματος έως τα 30 m.

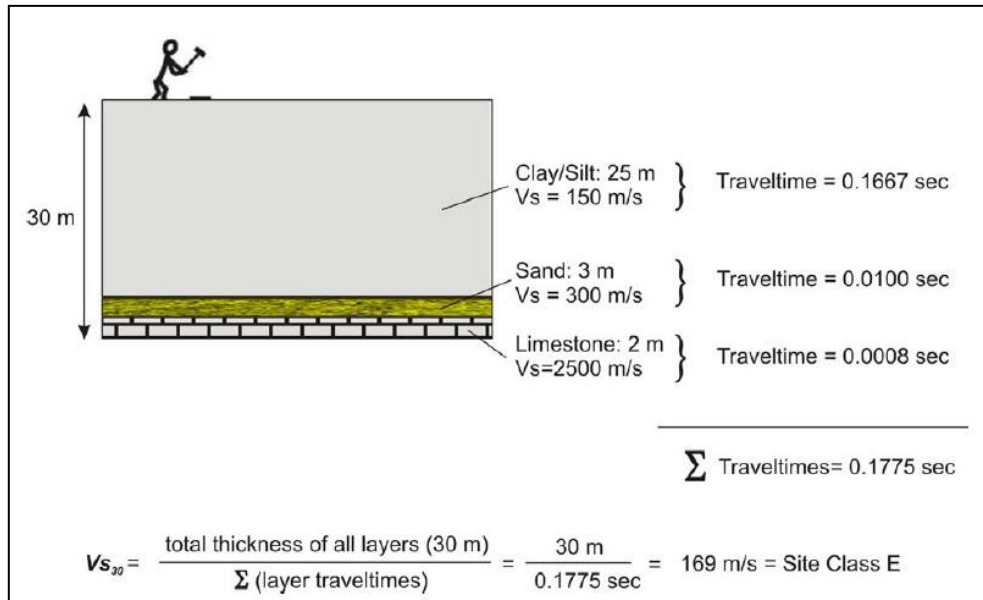
Όπως αναφέρεται και στο *Commentary J, Structural Commentaries of the NBCC (NRC, 2006)*, έχουμε:

$$V_{s30} = \frac{\text{total thickness of all layers (30 m)}}{\sum \left( \frac{\text{layer thickness}}{\text{layer shear wave velocity}} \right)}$$

το οποίο ισοδυναμεί με:

$$V_{s30} = \frac{\text{total thickness of all layers (30 m)}}{\sum (\text{layer traveltimes})}$$

Έτσι, η μέτρηση αυτή αναφέρεται ως “χρόνος διαδρομής-σταθμισμένος” μέσης ταχύτητας επιφανειακών κυμάτων αφού υπολογίζεται με βάση το σύνολο των χρόνων διαδρομής μέσα από όλα τα στρώματα στα πρώτα 30 m του εδάφους. Ακολουθεί εικόνα με παράδειγμα για καλύτερη κατανόηση (Hunter and Crow, 2012).

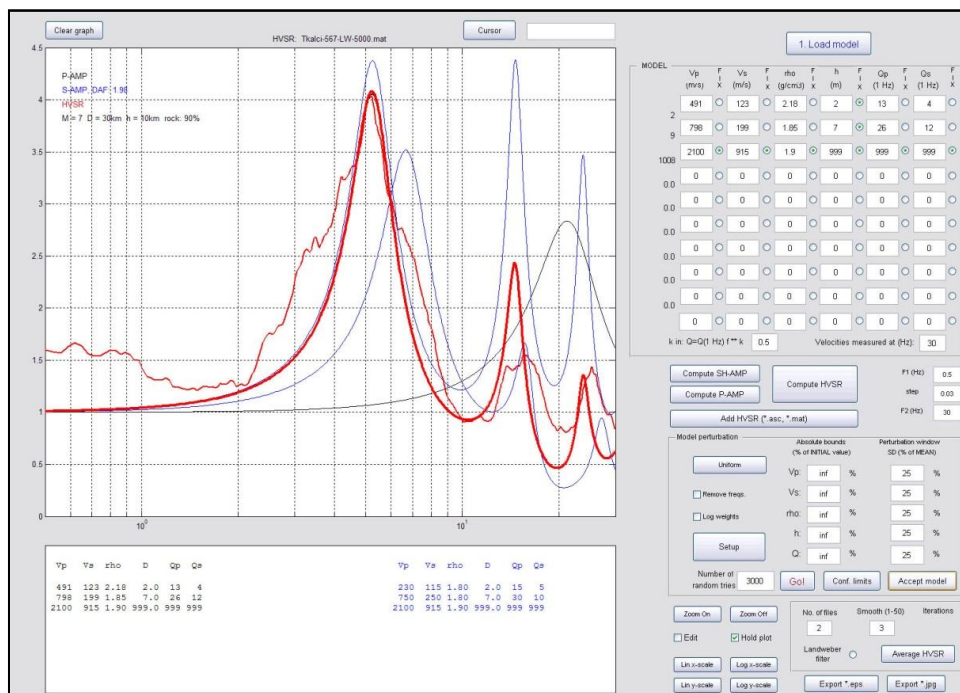


Εικόνα 7.1.1:

Δείγμα υπολογισμού  $V_{s30}$  βασισμένο στα δεδομένα του *Commentary J of the 2005 NBCC (NRC, 2006)*

## 7.2) Λογισμικό ModelHVSR

Με τη χρήση του λογισμικού ModelHVSR μπορούμε να προσδιορίσουμε τα δυναμικά χαρακτηριστικά ( $V_{s30}$ ) των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών μέσω αντιστροφής των καμπύλων HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio).



Εικόνα 7.2.1:

Αρχικό παράθυρο προγράμματος, που απεικονίζει την απόκριση του εδάφους (ενίσχυση)

Πρόκειται για ένα λογισμικό επέκτασης του προγράμματος *Matlab* με σκοπό την μοντελοποίηση επιφανειακών σχηματισμών με χρήση δεδομένων εδαφικού θορύβου. Το πρόγραμμα:

- Υπολογίζει AMP(S), το θεωρητικό φάσμα ενίσχυσης του κύματος S, το οποίο είναι και η οριζόντια απόκριση.
- Υπολογίζει το AMP(P), το θεωρητικό φάσμα ενίσχυσης κύματος P, το οποίο σε αυτήν την περίπτωση αντιστοιχεί στην κατακόρυφη απόκριση.
- Υπολογίζει τον θεωρητικό λόγο H/V από τα βήματα 1 και 2, με βάση τα AMP(S)/AMP(P).
- Συγκρίνει τα ανωτέρω αποτελέσματα με την παρατηρηθείσα τιμή HVSR.
- Βρίσκει τη μέση τιμή των παρατηρηθεισών τιμών HVSR.
- Ψάχνει το μοντέλο του οποίου η θεωρητική τιμή HVSR ταιριάζει καλύτερα με την παρατηρηθείσα τιμή.
- Σχεδιάζει τα όρια εμπιστοσύνης καθώς και 3-D γραφήματα των συναρτήσεων απόκλισης για ανεστραμμένα μοντέλα.

Το πλαίσιο *MODEL* δείχνει τις παραμέτρους του τρέχοντος μοντέλου που χρησιμοποιείται, του οποίου μπορεί να αλλάξει οποιαδήποτε παράμετρος. Ακόμη, υπάρχει πρόσθετη επιλογή για την υπέρθεση της παρατηρηθείσας καμπύλης HVSR πάνω από τη θεωρητική (επιλογή “Add HVSR”).

Σύμφωνα με το εγχειρίδιο χρήσης του λογισμικού ModelHVSR, παραθέτουμε την πειραματική διαδικασία που ακολουθήσαμε για τη διεκπεραίωση των εργασιών:

1. Φόρτωση του προγράμματος με βάση το αρχικό μοντέλο μιας θέσης.
2. Επιλογή κοντινών θέσεων.
3. Κλείδωμα των παχών στην αρχική επιφάνεια χρήσης.
4. Επιλογή “NORMAL”.
5. “Number of random tries”: 5000.
6. “Perturbation window”: 25%.
7. Στην επιλογή “Setup”, “percentage of tries...”: 60.
8. “GO!”, φορτώνοντας την παρατηρηθείσα καμπύλη HVSR.
9. “Accept model” και έλεγχος. Εάν το αποτέλεσμα ήταν κακό (bad result), επανάληψη των βημάτων 1 έως 8. Αλλιώς, συνέχεια στο 10.
10. Αλλαγή παραμέτρων “Perturbation window” σε 4% και στην επιλογή “Setup”, “percentage of tries...”: 100.
11. “GO!”, φορτώνοντας την παρατηρηθείσα καμπύλη HVSR.
12. Έλεγχος των αποτελεσμάτων.
13. Επανάληψη της διαδικασίας για επόμενη, κοντινή τοποθεσία.

Η διαδικασία αυτή έγινε για όλες τις θέσεις του χάρτη μας με αποτέλεσμα να υπολογίσουμε το πάχος και τη μέση ταχύτητα του κάθε στρώματος, σε κάθε θέση όπου είχαμε μέτρηση εδαφικού μικροθορύβου. Στη συνέχεια, χρησιμοποιήσαμε τα αποτελέσματα αυτά για να υπολογίσουμε την τιμή  $V_{S30}$  σε κάθε θέση μέτρησης, καθώς και για να προχωρήσουμε σε ταξινόμηση του εδάφους σύμφωνα με τον Eurocode 8.

### 7.3) Εδαφικές συνθήκες - Eurocode 8

Σύμφωνα με τον Eurocode 8 υπάρχουν πέντε (5) τυπικοί τύποι εδάφους (A, B, C, D, E) και δύο (2) ειδικό τύποι εδάφους ( $S_1$ ,  $S_2$ ). Η μέση ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων στα

πρώτα 30 m από την επιφάνεια του εδάφους υπολογίζεται σύμφωνα με την ακόλουθη εξίσωση:

$$V_{s,30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{v_i}}$$

όπου:

- $h_i$ , το πάχος (σε m)
- $v_i$ , η ταχύτητα του διατμητικού κύματος (σε επίπεδο διάτμησης  $10^{-5}$  ή λιγότερο)

για σχηματισμό ή στρώμα  $i$ , σε ένα σύνολο  $N$ .

Οι πέντε τυπικοί τύποι εδάφους είναι οι εξής:

- A-Βράχος
- B- Πολύ πυκνή άμμος ή χαλίκι ή πολύ σκληρή άργιλος
- C- Πυκνή άμμος ή χαλίκι ή σκληρή άργιλος
- D- Χαλαρό έως μέσο μη συνεκτικό έδαφος ή μαλακό έως άκαμπτο, συνεκτικό έδαφος
- E- Επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα C ή D, 5-20 m πάχους, πάνω από ένα πολύ άκαμπτο υλικό

Οι 2 ειδικοί τύποι εδάφους - που απαιτούν ειδικές μελέτες - είναι οι εξής:

- $S_1$  και  $S_2$

Εάν η τιμή του  $V_{s30}$  δεν είναι διαθέσιμη, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο αριθμός των κρούσεων ανά 0.3 m σε δοκιμή SPT ( $N_{SPT}$ ). Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 7.3.1) παρουσιάζεται η περιγραφή του κάθε τύπου εδάφους, καθώς και οι παράμετροι αυτού.

Πίνακας 7.3.1:  
Τύποι εδάφους, περιγραφή αυτών και οι παράμετροί τους (Eurocode 8, 2004)

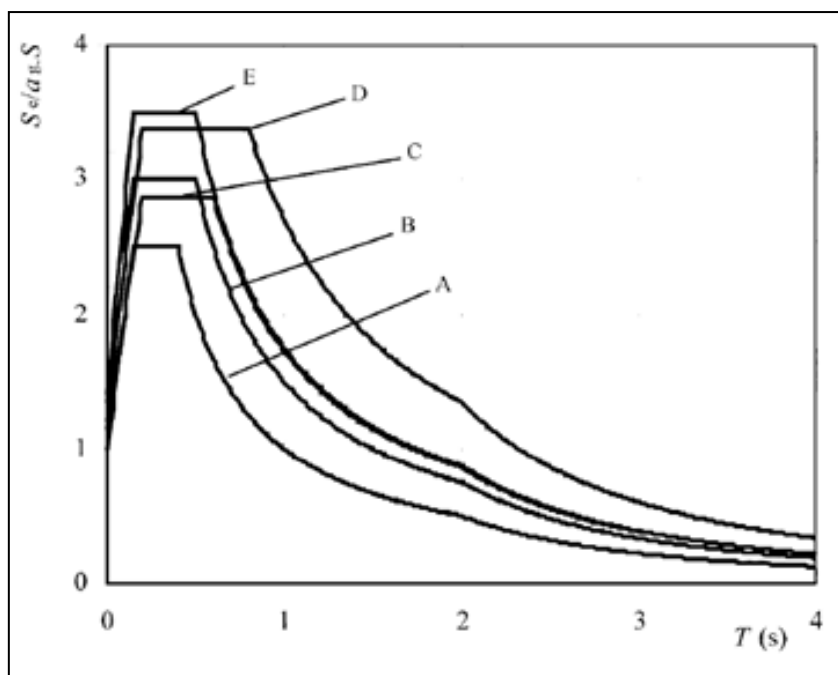
Τύπος εδάφους	Περιγραφή στρωματογραφικού προφίλ	Παράμετροι		
		$V_{s30}$ (m/s)	$N_{SPT}$ (κρούσεις/30cm)	$C_u$ (kPa)
A	Βράχος ή άλλος γεωλογικός σχηματισμός που μοιάζει με βράχο, συμπεριλαμβανομένου το πολύ 5 m από το ασθενέστερο επιφανειακό υλικό	> 800	-	-
B	Αποθέσεις πολύ πυκνής άμμου, χαλικιών, ή πολύ σκληρής αργίλου, αρκετές δεκάδες μέτρα πάχος, που χαρακτηρίζεται από σταδιακή αύξηση των μηχανικών ιδιοτήτων με το βάθος	360-800	> 50	> 250
C	Βαθιές αποθέσεις πυκνής ή μέσης πυκνότητας άμμου, χαλικιών ή σκληρής αργίλου, με πάχος από μερικές δεκάδες έως πολλές εκατοντάδες μέτρα	180-360	15-50	70-250
D	Αποθέσεις χαλαρών έως μεσαίων μη συνεκτικών εδαφών (με ή χωρίς παρουσία μαλακών συνεκτικών στρωμάτων), ή μαλακό έως άκαμπτο συνεκτικό έδαφος	< 180	< 15	< 70
E	Έδαφικό προφίλ που αποτελείται από ένα επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα με τιμές $V_s$ ίδιες με του τύπου C ή D, με πάχος που κυμαίνεται μεταξύ 5-20 m, υπόκεινται ενός άκαμπτου υλικού με $V_s > 800$ m/s			
S1	Αποθέσεις που αποτελούνται ή περιέχουν ένα στρώμα πάχους τουλάχιστον 10 m, από μαλακή άργιλο/ίλυ με υψηλό δείκτη πλαστικότητας ( $PI > 40$ ) και υψηλή περιεκτικότητα σε νερό	< 100 (ενδεικτικό)	-	10-20
S2	Αποθέσεις ρευστοποιήσιμων εδαφών, ευαίσθητες άργιλοι ή οποιοδήποτε άλλο εδαφικό προφίλ που δεν περιλαμβάνεται στους προηγούμενους τύπους			

Στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 7.3.1 και 7.3.2) παρουσιάζονται τα φάσματα ελαστικής απόκρισης όπως αυτά ορίζονται από τον Eurocode 8 για κάθε τύπο εδάφους. Πιο συγκεκριμένα, ορίζονται δύο τύποι φάσματος:

- Τύπος 1, για περιοχές με υψηλή σεισμική δραστηριότητα ( $M > 5.5$ )
- Τύπος 2, για περιοχές με μέση σεισμική δραστηριότητα ( $M < 5.5$ )

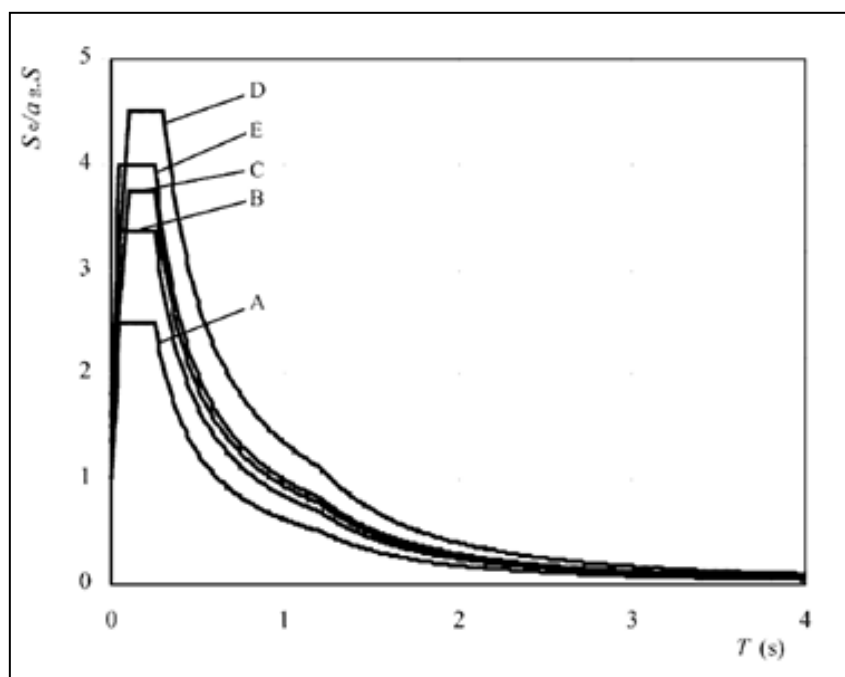
Τα φάσματα που παρουσιάζονται συνυπολογίζουν όλους τους προαναφερθέντες τύπους εδάφους. Στον κατακόρυφο άξονα αποτυπώνεται η φασματική επιτάχυνση μιας ελαστικής δομής, κανονικοποιημένης ως προς τη μέγιστη επιτάχυνση της βαρύτητας ( $a_g$ ).





Εικόνα 7.3.1:

Ελαστική απόκριση φάσματος Τύπου 1 σύμφωνα με Eurocode 8 για απόσβεση 5% (Eurocode 8, 2004)



Εικόνα 7.3.2:

Ελαστική απόκριση φάσματος Τύπου 2 σύμφωνα με Eurocode 8 για απόσβεση 5% (Eurocode 8, 2004)

Στη συνέχεια, παρατίθενται δύο πίνακες που παρουσιάζουν την επίδραση των τοπικών παραγόντων του εδάφους σε σεισμική δραστηριότητα λόγω της επιτάχυνσης του εδάφους. Οι παράγοντες που εξαρτώνται από τον τύπο του εδάφους είναι:

- Ο συντελεστής εδάφους,  $S$
- Οι περίοδοι  $T_B$ ,  $T_C$  και  $T_D$ , όπου:
  - $T_B$ , το κατώτερο όριο της περιόδου του κλάδου της σταθερής φασματικής επιτάχυνσης

- $T_C$ , το ανώτερο όριο της περιόδου του κλάδου της σταθερής φασματικής επιτάχυνσης
- $T_D$ , η τιμή που καθορίζει το εύρος της σταθερής απόκρισης μετατόπισης του φάσματος

Ο Eurocode 8 (EC-8) προβλέπει διαφορετικές τιμές για τους παράγοντες αυτούς, ανάλογα με το φάσμα ελαστικής απόκρισης που έχει υιοθετηθεί σε κάθε περιοχή (Τύπου 1 και Τύπου 2).

Πίνακας 7.3.2:

Τιμές για την ελαστική απόκριση φάσματος Τύπου 1 σύμφωνα με τον Eurocode 8  
(Eurocode 8, 2004)

Τύπος εδάφους	S	$T_B$	$T_C$	$T_D$
A	1	0.15	0.4	2
B	1.2	0.15	0.5	2
C	1.15	0.2	0.6	2
D	1.35	0.2	0.8	2
E	1.4	0.15	0.5	2

Πίνακας 7.3.3:

Τιμές για την ελαστική απόκριση φάσματος Τύπου 2 σύμφωνα με τον Eurocode 8  
(Eurocode 8, 2004)

Τύπος εδάφους	S	$T_B$	$T_C$	$T_D$
A	1	0.05	0.25	1.2
B	1.35	0.05	0.25	1.2
C	1.5	0.1	0.25	1.2
D	1.8	0.1	0.3	1.2
E	1.6	0.05	0.25	1.2

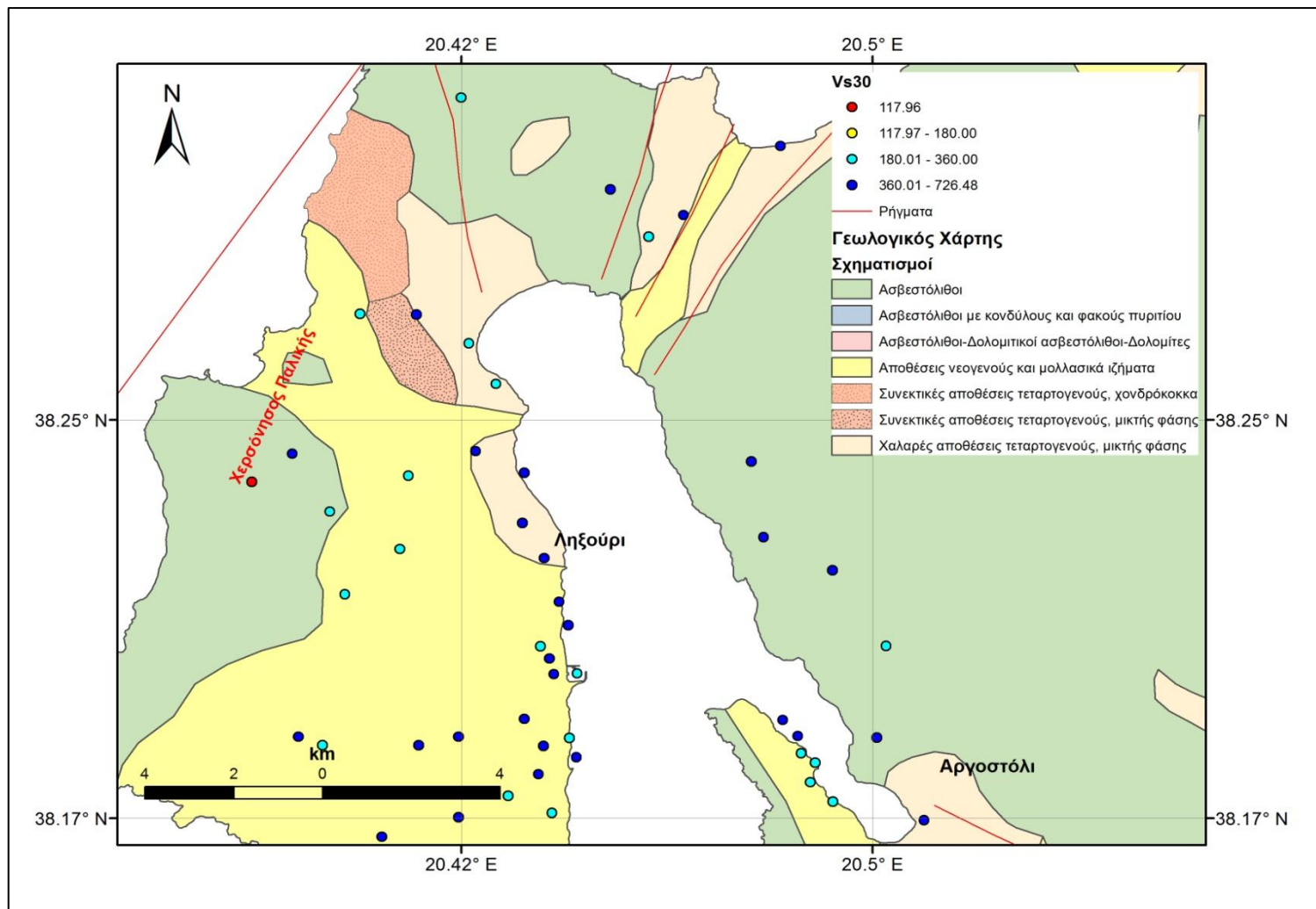
#### 7.4) Μεθοδολογία υπολογισμού $V_{s30}$ και ταξινόμηση εδαφών

Για τον υπολογισμό της τιμής  $V_{s30}$  σε κάθε θέση χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα *Geopsy*, η ομάδα δημιουργίας του οποίου έχει ως στόχο την ανάπτυξη και διανομή ενός ανοικτού κώδικα που θα λειτουργεί ως εργαλείο στις γεωφυσικές έρευνες και εφαρμογές. Η προσπάθεια ξεκίνησε το 2005, στα πλαίσια του ευρωπαϊκού προγράμματος SESAME. Σταδιακά, άρχισαν να προστίθενται περισσότερες συμβατικές τεχνικές με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας υψηλής ποιότητας ελεύθερης πλατφόρμας.

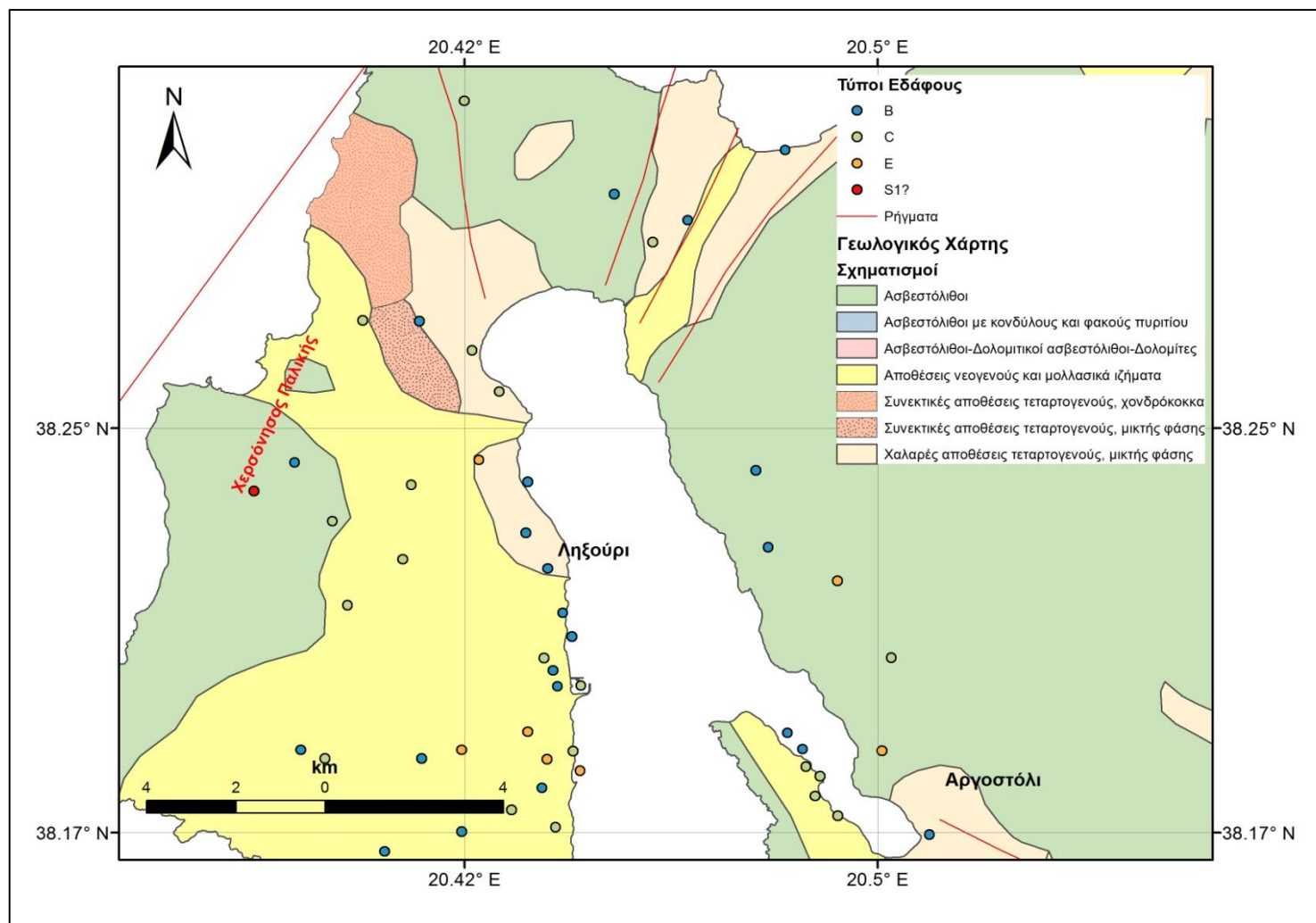
Για τον υπολογισμό της τιμής  $V_{s30}$  και την ταξινόμηση του εδάφους κατά Eurocode 8, χρησιμοποιήσαμε μία εφαρμογή του λογισμικού *Geopsy*, μέσω της οποίας παράχθηκε ένα .txt αρχείο στο οποίο μπορούσαμε να δούμε την υπολογισμένη τιμή  $V_{s30}$  για κάθε θέση, καθώς επίσης και την ταξινόμηση του εδάφους σε αυτήν τη θέση σύμφωνα με τον Eurocode 8. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον Πίνακα 7.4.1 και στις Εικόνες 7.4.1 και 7.4.2.

Πίνακας 7.4.1:  
Τιμές  $V_{s30}$  και τύποι εδάφους

ID	Lat	Lon	$V_{s30}$	Τύπος Εδάφους
1	38.1783	20.4883	264.902	C
2	38.1742	20.4873	254.25	C
3	38.1702	20.4919	274.795	C
4	38.1663	20.5104	558.37	B
5	38.1836	20.5008	502.813	E
6	38.2186	20.4918	414.383	E
7	38.2028	20.5027	300.575	C
8	38.2255	20.4779	663.01	B
9	38.2414	20.4754	414.747	B
14	38.2884	20.4546	236.882	C
15	38.2983	20.4468	378.14	B
17	38.3175	20.4166	269.184	C
19	38.2723	20.3961	318.474	C
20	38.2661	20.4182	347.358	C
21	38.2721	20.4075	404.346	B
22	38.2576	20.4237	258.929	C
23	38.2435	20.4196	518.234	E
24	38.2390	20.4294	502.96	B
25	38.2285	20.4290	367.034	B
26	38.2211	20.4334	484.788	B
27	38.2120	20.4365	429.844	B
29	38.2071	20.4383	546.846	B
30	38.2001	20.4345	441.104	B
31	38.197	20.4401	294.013	C
32	38.2027	20.4327	255.719	C
33	38.1968	20.4354	504.337	B
36	38.1818	20.4333	479.731	E
37	38.1835	20.4385	312.3	C
38	38.1795	20.4400	543.674	E
39	38.1875	20.4294	547.618	E
40	38.1759	20.4323	566.55	B
41	38.1837	20.4161	408.007	E
42	38.1820	20.4080	566.316	B
44	38.2430	20.3824	490.85	B
47	38.2384	20.4059	203.869	C
48	38.2309	20.3900	203.869	C
49	38.2371	20.3742	117.96	S1?
51	38.2136	20.3931	219.751	C
52	38.2230	20.4042	188.558	C
58	38.1628	20.4005	432.038	B
59	38.1820	20.3885	339.93	C
60	38.1669	20.4161	590.227	B
73	38.3074	20.4813	726.475	B
74	38.2929	20.4617	423.888	B
76	38.1837	20.3836	511.46	B
78	38.1803	20.4855	323.705	C
79	38.1839	20.4848	366.979	B
80	38.1872	20.4818	384.29	B
83	38.1678	20.4350	339.925	C
90	38.1714	20.4261	295.423	C



Εικόνα 7.4.1:  
Χάρτης όπου απεικονίζονται οι υπολογισμένοι μέσω Geopsy τιμές  $V_{s30}$  σε κάθε θέση



Εικόνα 7.4.2:  
Χάρτης όπου απεικονίζονται οι υπολογισμένοι μέσω Geopsy τύποι εδάφους σε κάθε θέση, σύμφωνα με τον Eurocode 8

## 8) Ρευστοποίηση Εδαφικών Σχηματισμών

Μη συνεκτικοί κορεσμένοι εδαφικοί σχηματισμοί έχουν την τάση όταν υπόκεινται σε άμεση φόρτιση κάτω από μη ευνοϊκές συνθήκες αποστράγγισης, να τείνουν προς συμπύκνωση, όμως λόγω της αδυναμίας μεταβολής του όγκου τους, παρουσιάζεται αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων με ταυτόχρονη μείωση έως και μηδενισμό της διατμητικής τους αντοχής. Κατά την παραπάνω διαδικασία μετατρέπεται η κατάσταση αυτών των εδαφικών στρωμάτων από τη στερεά στη ρευστή φάση, δηλαδή προκαλείται ρευστοποίηση αυτών. Βασικό ρόλο στην πρόκληση ρευστοποίησης διαδραματίζουν οι συνθήκες κάτω από τις οποίες οι εδαφικοί σχηματισμοί συναντώνται στη φύση. Αυτοί οι μη συνεκτικοί λεπτόκοκκοι κορεσμένοι σχηματισμοί έχουν μεγάλες πιθανότητες ρευστοποίησης, πριν το στάδιο της τελικής εκτίμησης του δυναμικού αυτής επιβάλλεται η εξέταση συγκεκριμένων κριτηρίων, τα οποία καθιστούν ένα εδαφικό υλικό επιδεκτικό προς ρευστοποίηση.

### 8.1) Μηχανισμός πρόκλησης ρευστοποίησης

Η αύξηση της πίεσης των πόρων μη συνεκτικών κορεσμένων εδαφικών σχηματισμών, η οποία προκαλείται από δυναμικού τύπου δονήσεις (σεισμικές ταλαντώσεις, κλπ.) - υπό κακές συνθήκες αποστράγγισης - μπορεί να επιφέρει τη μείωση έως και την απώλεια της διατμητικής αντοχής του υλικού δημιουργώντας το φαινόμενο της ρευστοποίησης. Η διαδικασία αυτή παρατηρείται κυρίως σε ομοιόμορφα, χαλαρά, λεπτά έως μεσοκοκκώδη ιζήματα. Ο όρος που χρησιμοποιείται για την περιγραφή αυτής της κατάστασης είναι ρευστοποίηση εδαφικών σχηματισμών.

Τα φαινόμενα ρευστοποίησης διακρίνονται, με βάση τον μηχανισμό γένεσης, σε δύο γενικές κατηγορίες: την εδαφική ροή (flow failure) και την ανακυκλική κινητικότητα (cyclic mobility).

Μολονότι η εδαφική ροή παρουσιάζει λιγότερες πιθανότητες εμφάνισης από την ανακυκλική κινητικότητα, οι επιπτώσεις της είναι αρκετά πιο σοβαρές. Η εδαφική ροή συναντάται συνήθως σε χαλαρά, μη συνεκτικά ιζήματα τα οποία είναι τοποθετημένα σε πρηνή με σημαντική κλίση και στα οποία η διατμητική τάση η οποία απαιτείται για τη στατική ισορροπία της εδαφικής μάζας είναι μεγαλύτερη από την υπολειπόμενη διατμητική αντοχή του εδάφους. Οι εφαρμοσμένες ανακυκλιζόμενες τάσεις οδηγούν τον εδαφικό σχηματισμό σε αστάθεια, καθώς η αντοχή του μειώνεται με αποτέλεσμα οι υπάρχουσες στατικές φορτίσεις να προκαλέσουν στη συνέχεια τη δημιουργία εδαφικής ροής. Ένα τέτοιο μηχανισμό μονοτονικής φόρτισης αποτελεί η διάβρωση του πόδα ενός πρηνούς ή αντίστοιχα η φόρτιση της κεφαλής του. Το συγκεκριμένο φαινόμενο χαρακτηρίζεται από την απότομη εμφάνιση, την ταχύτατη κίνηση και τη μεγάλη σε κλίμακα απόσταση στην οποία μπορούν να κινηθούν τα υλικά του ρευστοποιημένου εδάφους.

Η ανακυκλική κινητικότητα (cyclic mobility), η οποία χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης, μπορεί να προκληθεί σε περιοχές χωρίς ή με μικρή κλίση (έως 3°), ενώ οι επιπτώσεις αυτής χαρακτηρίζονται ελαφριές έως πολύ σοβαρές. Σε αντίθεση με την εδαφική ροή, φαινόμενα ρευστοποίησης λόγω ανακυκλικής κινητικότητας προκαλούνται



όταν η στατική διατμητική τάση είναι μικρότερη της διατμητικής αντοχής του εδαφικού σχηματισμού.

## 8.2) Διαδικασία ρευστοποίησης

Όταν ένας χαλαρός κοκκώδης εδαφικός σχηματισμός υπόκειται σε ανακυκλική δόνηση, όπως στην περίπτωση ενός σεισμού, τότε επιδεικνύει τάση συμπύκνωσης, δηλαδή μεταβολής του όγκου. Συγκεκριμένα, οι κόκκοι από τους οποίους αποτελείται το εδαφικό υλικό μετακινούνται έχοντας ως στόχο τη μείωση των μεταξύ τους κενών. Όμως, η παρουσία νερού σε αυτά τα κενά, στην περίπτωση κορεσμένων χαλαρών εδαφών σε αστράγγιστες συνθήκες, εμποδίζει αυτήν τη μετατόπιση. Αυτή η πίεση που μεταφέρεται στο νερό των πόρων, λόγω των αστράγγιστων συνθηκών δεν μπορεί να εκτονωθεί με συνέπεια την απότομη αύξηση της πίεσης των πόρων  $u$ . Η συνεχιζόμενη αύξηση της  $u$  αντιστοιχεί σε μείωση της διατμητικής αντοχής του εδάφους, έως και την πλήρη απώλεια αυτής, σύμφωνα με τον νόμο του Coulomb:

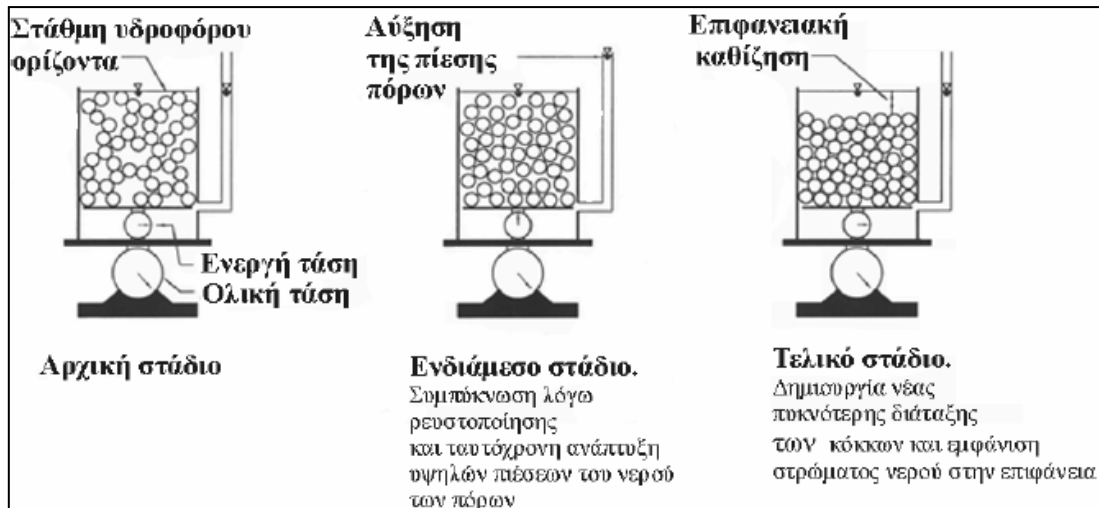
$$\tau = \sigma'_v \tan \phi'$$

όπου,

- $\sigma'_v = \sigma - u$
- $\sigma$ , τάση
- $\sigma'_v$ , ενεργή τάση
- $\phi'$ , ενεργός γωνία τριβής
- $u$ , πίεση των πόρων

Ο όρος της συνοχής  $c$  δεν υπάρχει διότι αναφερόμαστε σε μη συνεκτικά εδάφη.

Στο στάδιο αυτό, το οποίο ονομάζεται ολική ρευστοποίηση, η πίεση του νερού των πόρων, το οποίο δεν έχει απεγκλωβιστεί από το εδαφικό στρώμα, ανταποκρίνεται στην πίεση που ασκούν τα υπερκείμενα στρώματα διατηρώντας τον όγκο του σχηματισμού. Παράλληλα οι δυνάμεις σύνδεσης μεταξύ των κόκκων - ο δομικός ιστός του εδάφους - έχει καταρρεύσει με αποτέλεσμα αυτό να συμπεριφέρεται πλέον ως ρευστό. Η εκτόνωση της πίεσης του νερού των πόρων, στη συνέχεια θα προκαλέσει την αύξηση της πυκνότητας του εδάφους και την ταυτόχρονη μείωση του όγκου του. Η ποσότητα του νερού που παρέμεινε εγκλωβισμένη στο ίζημα θα διοχετευτεί προς την επιφάνεια λόγω της μεγάλης υδραυλικής κλίσης παρασέρνοντας εδαφικό υλικό. Η διάρκεια αυτής της ροής προς την επιφάνεια εξαρτάται από τον χρόνο που χρειάζεται για να αποκατασταθεί η υδραυλική ισορροπία στην εδαφική στήλη. Έτσι, είναι σύνηθες φαινόμενο η συνέχιση αυτής της ροής και μετά το τέλος της σεισμικής δόνησης.



Εικόνα 8.2.1:

Αναδιάταξη κόκκων εδαφικού σχηματισμού λόγω ρευστοποίησής του (τροποποιημένο από Obermeier et al., 2005)

### 8.3) Προϋποθέσεις πρόκλησης ρευστοποίησης

Η εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού αποτελεί ένα από τα αντικείμενα των γεωτεχνικών μελετών, οι οποίες πραγματοποιούνται στο πλαίσιο εξέτασης της σεισμικής επικινδυνότητας μιας συγκεκριμένης περιοχής. Προκειμένου να θεωρηθεί ένα έδαφος εν δυνάμει ρευστοποιήσιμο θα πρέπει να πληροί ορισμένες προϋποθέσεις, η εξέταση των οποίων είναι απαραίτητο να πραγματοποιηθεί πριν την τελική εκτίμηση της πιθανότητας ρευστοποίησης του συγκεκριμένου εδαφικού σχηματισμού. Από τα αποτελέσματα αυτής της προκαταρκτικής εξέτασης της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση των εδαφικών σχηματισμών θα προκύψει η αναγκαιότητα ή όχι της περαιτέρω μελέτης του δυναμικού ρευστοποίησης αυτών. Ως επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση ενός εδαφικού σχηματισμού ορίζεται η ιδιότητα του εδάφους να ρευστοποιείται κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες.

Από τη μελέτη ιστορικών περιστατικών εμφάνισης ρευστοποίησης - στα οποία έγινε συσχετισμός κυρίως των γεωλογικών, υδρογεωλογικών και φυσικών χαρακτηριστικών των ρευστοποιηθέντων εδαφικών υλικών - ορίστηκαν τα κριτήρια επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση ενός εδαφικού σχηματισμού τα οποία παρουσιάζονται αναλυτικά στη συνέχεια.

#### 8.3.1) Γεωλογική ηλικία εδαφικών σχηματισμών

Η γεωλογική ηλικία καθώς και το περιβάλλον απόθεσης του εδαφικού σχηματισμού αποτελούν βασικά κριτήρια για την ταξινόμηση του εξεταζόμενου εδάφους ως επιδεκτικού προς ρευστοποίηση. Κορεσμένες, χαλαρές και ψαθυρές αποθέσεις παρουσιάζουν τον μεγαλύτερο βαθμό επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση. Επειδή η πυκνότητα και ο βαθμός συγκόλλησης των εδαφών αυξάνονται με την πάροδο του χρόνου, η αύξηση της αντοχής έναντι ρευστοποίησης των σχηματισμών θα είναι ανάλογη της ηλικίας τους. Κατά συνέπεια, νεώτερες αποθέσεις παρουσιάζουν μεγαλύτερη επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση από παλαιότερες. Εδαφικοί σχηματισμοί ηλικίας Άνω Ολοκαίνου είναι περισσότερο επιδεκτικοί προς ρευστοποίηση από σχηματισμούς του Ολοκαίνου, ενώ ρευστοποίηση εδαφών

Πλειστοκαινικής ηλικίας έχει προκληθεί σε συγκεκριμένες περιπτώσεις. Τέλος, δεν έχουν παρατηρηθεί σύγχρονα φαινόμενα ρευστοποίησης σε ιζήματα προ-Πλειστοκαινού.

### 8.3.2) Γεωμορφολογικά κριτήρια

Σημαντικό ρόλο στην επιδεκτικότητα ρευστοποίησης ενός σχηματισμού παίζει επίσης το περιβάλλον απόθεσής του. Όταν οι συνθήκες επιτρέπουν την απόθεση ενός ομοιόμορφου ταξινομημένου σχηματισμού σε χαλαρή κατάσταση τότε αυτό συνεπάγεται την υψηλή επιδεκτικότητα της απόθεσης. Έτσι, ποτάμιες, κολλούβιες και αιολικές αποθέσεις είναι επιδεκτικές προς ρευστοποίηση όταν βρίσκονται σε κορεσμένο στάδιο. Φαινόμενα ρευστοποίησης έχουν παρατηρηθεί σε σχηματισμούς αλλουβιακών ριπιδίων, σε αλλουβιακές πεδιάδες και σε δελταϊκές αποθέσεις με μικρότερη όμως συχνότητα. Ειδική αναφορά πρέπει να γίνει στις ανθρωπογενείς αποθέσεις, όπως επιχώσεις και φίλτρα φραγμάτων, στις οποίες δεν έχει πραγματοποιηθεί συμπύκνωση μετά την τοποθέτησή τους και οι οποίες σε περίπτωση κορεσμού συγκαταλέγονται στα εδάφη με μεγάλη επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση.

Πίνακας 8.3.2.1:  
Ταξινόμηση εδαφών με βάση γεωμορφολογικά κριτήρια  
(Iwasaki, 1986)

Κατηγορία	Γεωμορφολογικές ενότητες	Δυναμικό ρευστοποίησης
A	Πρόσφατος ποτάμιος βυθός, παλιός ποτάμιος βυθός, βάλτος	Υψηλή πιθανότητα ρευστοποίησης
B	Ριπίδια, ποτάμιες προσχώσεις, πλημμυρικές πεδιάδες	Πιθανότητα ρευστοποίησης
Γ	Λόφοι, βουνά	Μη ρευστοποιήσιμα

### 8.3.3) Υδροφόρος ορίζοντας

Όπως έχει προαναφερθεί απαραίτητη και αναγκαία προϋπόθεση για τη ρευστοποίηση ενός εδάφους είναι να βρίσκεται σε κορεσμένη κατάσταση, δηλαδή να βρίσκεται κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα, οπότε η στάθμη του υδροφόρου επηρεάζει την επιδεκτικότητα προς ρευστοποίησή του. Καθώς η αντοχή έναντι ρευστοποίησης ενός στρώματος σε μια στρωματογραφική στήλη αυξάνεται όταν αυξάνεται η πίεση των υπερκείμενων (γεωστατική τάση) και η ηλικία του - δηλαδή είναι ανάλογη του βάθους αφού και οι δύο παράγοντες αυξάνονται με αυτό - τότε θα αυξάνεται και με το βάθος της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Συνεπώς, όσο πιο χαμηλή είναι η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα τόσο μεγαλύτερη αντίσταση θα προβάλει το συγκεκριμένο εδαφικό στρώμα σε ενδεχόμενη πιθανότητα ρευστοποίησης. Αποτελέσματα γεωτεχνικών ερευνών σε θέσεις εμφάνισης ρευστοποίησης έδειξαν ότι τα περισσότερα περιστατικά παρουσιάστηκαν σε περιοχές όπου η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρισκόταν έως 3 m βάθος από την επιφάνεια, μερικές εμφανίσεις συνδέονται με βάθος στάθμης υδροφόρου έως τα 10 m, ενώ ελάχιστες είναι οι περιπτώσεις ρευστοποίησης σε θέσεις όπου η υδροστατική στάθμη βρισκόταν σε βάθη μεγαλύτερα των 15 m. Στον πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζεται η σχέση της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση εδαφών με το βάθος της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα.

Πίνακας 8.3.3.1:  
Επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση εδαφικών σχηματισμών ανάλογα με το βάθος της  
στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα  
(Youd, 1998)

Βάθος στάθμης υδροφόρου ορίζοντα από την επιφάνεια	Επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση
< 3 μέτρα	Πολύ υψηλή
3 ως 6 μέτρα	Υψηλή
6 ως 10 μέτρα	Μέτρια
10 ως 15 μέτρα	Χαμηλή
> 15 μέτρα	Πολύ χαμηλή

#### 8.3.4) Σχετική πυκνότητα

Εδαφικοί σχηματισμοί παρόμοιας κοκκομετρικής σύστασης είναι δυνατό να επιδεικνύουν διαφορετική συμπεριφορά ως προς τη δυνατότητα ρευστοποίησής τους, ανάλογα με την τιμή της σχετικής τους πυκνότητας. Όσο πιο χαλαρή είναι η διάταξη των κόκκων ενός εδάφους τόσο η τιμή του δείκτη πόρων είναι μεγαλύτερη και αντίστοιχα η τιμή της σχετικής πυκνότητας του  $D_r$  (%) είναι μικρότερη. Η τιμή της  $D_r$  υπολογίζεται με τη βοήθεια της σχέσης:

$$D_r = (e_{\max} - e) / (e_{\max} - e_{\min})$$

όπου  $e$  είναι ο πραγματικός δείκτης πόρων της άμμου,  $e_{\max}$  είναι ο δείκτης πόρων που αντιστοιχεί στην ελάχιστη συμβατική πυκνότητα (π.χ. με απλή απόθεση του υλικού) και  $e_{\min}$  είναι ο δείκτης πόρων που αντιστοιχεί στη μέγιστη συμβατική πυκνότητα (π.χ. μετά από συμπύκνωση).

Σύμφωνα με τους *Terzaghi και Peck (1967)*, στα αμμώδη εδάφη η σχετική πυκνότητα συνδέεται με τον αριθμό κρούσεων  $N_{SPT}$  της επί τόπου δοκιμής τυποποιημένης διείδυσης SPT, όπως φαίνεται στον πίνακα που ακολουθεί.

Πίνακας 8.3.4.1:  
Σχετική πυκνότητα άμμων ανάλογα με τον αριθμό κρούσεων  $N_{SPT}$  της δοκιμής  
τυποποιημένης διείδυσης SPT  
(Obermeier et al., 2005)

Αριθμός κρούσεων N	Χαρακτηρισμός	Σχετική πυκνότητα $D_r$ (%)
0-4	Πολύ χαλαρό	0-15
4-10	Χαλαρό	15-35
10-30	Ενδιάμεσο	35-65
30-50	Πυκνό	65-85
>50	Πολύ Πυκνό	85-100

#### 8.3.5) Κοκκομετρική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά των εδαφών

Τα πρώτα συμπεράσματα από τις αρχικές μελέτες του φαινομένου της ρευστοποίησης, χαρακτήριζαν ως επιδεκτικούς προς ρευστοποίηση τους εδαφικούς σχηματισμούς, οι οποίοι αποτελούνταν μόνο από καθαρή άμμο. Τα χονδρόκοκκα εδάφη θεωρούνταν πολύ διαπερατά ώστε να διατηρήσουν την απαιτούμενη υπερπίεση του νερού των πόρων μέχρις

όπου να προκληθεί ρευστοποίηση. Ιστορικά περιστατικά, όμως, ρευστοποίησης αδρόκοκκων εδαφικών σχηματισμών οδήγησαν στην επαναδιατύπωση των παραπάνω συμπερασμάτων ως προς την πιθανότητα ρευστοποίησης αυτών, η οποία αποδείχθηκε τελικά αυξημένη.

Η πρώτη προσπάθεια συσχέτισης φυσικών χαρακτηριστικών αργίλων και ιλύων, πραγματοποιήθηκαν στην Κίνα από τον *Wang (1979)*. Σύμφωνα με τα “Κινέζικα Κριτήρια”, τα αργιλικά εδάφη πρέπει να θεωρούνται μη ρευστοποιήσιμα, ενώ για τον χαρακτηρισμό ενός εδάφους επιδεκτικό προς ρευστοποίηση, θα πρέπει να πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

- Ποσοστό λεπτόκοκκων (<0,005 mm) < 15%
- Όριο Υδαρότητας < 35%
- Περιεχόμενη υγρασία > 0.9 x Όριο Υδαρότητας

Ο *Koester (1992)* πρότεινε τη μείωση της τιμής του LL από 35% σε 31%.

Τέλος, οι *Andrews & Martin (2000)* τροποποίησαν τις προηγούμενες θεωρίες και το πλαίσιο στο οποίο κατέληξαν, για τον χαρακτηρισμό ενός λεπτόκοκκου εδαφικού σχηματισμού ως επιδεκτικού προς ρευστοποίηση παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 8.3.5.1:

Κριτήρια επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση ιλυώδων και αργιλώδων άμμων  
(τροποποιημένο από *Andrews & Martin, 2000*)

Ποσοστό κόκκων μεγέθους αργίλου	Όριο Υδαρότητας, LL < 32	Όριο Υδαρότητας, LL ≥ 32
< 10%	Επιδεκτικό	Περαιτέρω διερεύνηση κρίνεται απαραίτητη
≥ 10%	Περαιτέρω διερεύνηση κρίνεται απαραίτητη	Μη επιδεκτικό

Γενικά, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία (*Seed et al., 2003*) διακρίνονται τρεις κατηγορίες επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση των εδαφικών σχηματισμών (Πίνακας 8.3.5.1).

Πίνακας 8.3.5.2:

Κατηγορίες επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση των εδαφικών σχηματισμών

PI (δείκτης πλαστικότητας)	LL (όριο υδαρότητας)	Περιεχόμενη υγρασία	Χαρακτηρισμός	Ζώνη
< 12	< 37	> 80%LL	Εν δυνάμει ρευστοποιήσιμα	A
< 20	< 37	> 85%LL	Επιδεκτικά προς ρευστοποίηση	B
			Μη επιδεκτικά προς ρευστοποίηση	C

Στην περιοχή της ζώνης B ταξινομούνται εδάφη, στην πλειοψηφία τους άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας CL, με μερικές εξαιρέσεις ιλύων χαμηλής πλαστικότητας ML που μπορεί να

προκαλέσουν εκτεταμένες ζημιές, λόγω μείωσης της αντοχής τους κατά τη διάρκεια επαναλαμβανόμενων διατμητικών φορτίσεων.

Τα κριτήρια τα οποία χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση τέτοιων εδαφών *Youd (1998)* είναι τα παρακάτω:

- Τιμή ευαισθησίας μεγαλύτερη του 4
- Όριο Υδαρότητας μικρότερο του 40
- Περιεχόμενη υγρασία μεγαλύτερη του 90% του LL
- Διορθωμένος αριθμός κρούσεων δοκιμής SPT  $(N_1)_{60}$  μικρότερος του 5

### 8.3.6) Ιστορικά περιστατικά

Η ύπαρξη ιστορικών καταγραφών συντελεί στην αξιολόγηση της περιοχής ως θέση όπου στο μέλλον υπάρχει πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης, ενώ η έλλειψη παρόμοιων αναφορών δεν θα πρέπει να αποκλείει την πιθανότητα πρόκλησης ρευστοποίησης, όταν τα υπόλοιπα δεδομένα οδηγούν σε αυτό το συμπέρασμα. Ο συνδυασμός ιστορικών γεγονότων ρευστοποίησης με τον βαθμό επιδεκτικότητας των περιοχών με βάση τα γεωλογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της τοποθεσίας, όπως αυτά αναλύθηκαν παραπάνω, παρέχει τη δυνατότητα οριοθέτησης περιοχών επιδεκτικών προς ρευστοποίηση και τη σύνταξη αντίστοιχων προκαταρκτικών χαρτών (*Παπαθανασίου, 2006*).

## 9) Το Φαινόμενο της Ρευστοποίησης

Ρευστοποιήσεις και αστοχίες εδάφους έχουν παρατηρηθεί ευρέως κατά τη διάρκεια πολλών καταστροφικών σεισμών. Όταν μία κορεσμένη άμμος υποβάλλεται σε εδαφικές δονήσεις, τείνει να συμπιέζει και να μειώνει τον όγκο της. Εάν δεν μπορεί να γίνει αποστράγγιση, η τάση για μείωση του όγκου μετατρέπεται σε αύξηση της πίεσης των πόρων. Έτσι, εάν η πίεση των πόρων του νερού συσσωρευτεί σε σημείο όπου να είναι ίση με την υπερκείμενη πίεση, η ενεργή τάση γίνεται μηδέν, η άμμος χάνει πλήρως τη δύναμή της και εμφανίζεται ρευστοποίηση.

Σύμφωνα με τους *Youd και Idriss (2001)*, η κορεσμένη χαλαρή άμμος, η ιλυώδης άμμος, οι αμμώδης ιλύες, οι μη πλαστικές ιλύες και μερικά αμμοχάλικα είναι επιδεκτικά στην ρευστοποίηση σε περίπτωση σεισμού. Η ρευστοποίηση του εδάφους εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, την ένταση και τη διάρκεια της κίνησης, την απόσταση από την πηγή του σεισμού, τις ειδικές συνθήκες που μπορεί να επικρατούν στην περιοχή, την επιτάχυνση του εδάφους, τον τύπο και το πάχος του εδάφους, τη σχετική πυκνότητα, την κατανομή μεγέθους των κόκκων, τη σύσταση και πλαστικότητα των κόκκων, τον βαθμό κορεσμού, την πίεση που ασκείται, τα χαρακτηριστικά διαπερατότητας του στρώματος του εδάφους, τη θέση και τις διακυμάνσεις του υδροφόρου ορίζοντα, τη μείωση της ενεργούς τάσης και μέτρου διάτμησης. Η εμφάνιση ρευστοποίησης που οφείλεται σε αστοχία του εδάφους, επηρεάζεται από το πάχος των μη ρευστοποιημένων και των ρευστοποιημένων στρωμάτων του εδάφους. Επιπλέον, δεδομένου ότι η εμφάνιση ρευστοποίησης εξαρτάται από την πυκνότητα του εδάφους, στρώματα εδάφους με τιμές SPT  $> 30$  ( $N > 30$ ) θεωρούνται πάρα πολύ πυκνά για να ρευστοποιηθούν. Μέτρα για τον περιορισμό των ζημιών που προκαλούνται από ρευστοποιήσεις απαιτούν ακριβή υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης των εδαφών (*Dixit et al., 2012*).



### 9.1) Συντελεστής ασφαλείας (Factor of Safety, FS)

Οι *Seed και Idriss (1971)* πρότειναν μια απλοποιημένη διαδικασία για τον υπολογισμό της αντίστασης ρευστοποίησης του εδάφους σε τιμές του συντελεστή ασφαλείας (Factor of Safety, FS) με χρήση του λόγου της ικανότητας ενός στοιχείου του εδάφους να αντισταθεί στην ρευστοποίηση προς την σεισμική επίδραση που του επιβλήθηκε.

Η ικανότητα αντίστασης στην ρευστοποίηση υπολογίζεται ως βαθμός της κυκλικής αντίστασης (Cyclic Resistance Ratio, CRR) και η σεισμική επίδραση υπολογίζεται ως βαθμός κυκλικής τάσης (Cyclic Stress Ratio, CSR). Το FS από ένα στρώμα εδάφους μπορεί να υπολογιστεί με τη βοήθεια διάφορων δοκιμών in-situ, όπως η πρότυπη δοκιμή διείδυσης (Standard Penetration Test, SPT), η κωνική δοκιμή διείδυσης (Conic Penetration Test, CPT), η δοκιμή διείδυσης Becker (Becker Penetration Test, BPT) και η δοκιμή ταχύτητας διατμητικών κυμάτων (Vs) (*Youd et al., 2001*). Η απλοποιημένη εμπειρική διαδικασία SPT χρησιμοποιείται ευρέως για τον υπολογισμό της αντίστασης των εδαφών σε ρευστοποίηση.

Οι συντελεστές ασφαλείας (FS) κατά μήκος του βάθους του προφίλ του εδάφους υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τη μέγιστη επιτάχυνση του εδάφους (Peak Ground Acceleration, PGA), το μέγεθος του σεισμού ( $M_w$ ) και τα δεδομένα SPT, την υπερκείμενη πίεση ( $\sigma_v$ ), τη σύσταση των κόκκων (FC), την περιεκτικότητα σε άργιλο, τα όρια υδαρότητας και την κατανομή μεγέθους των κόκκων (*Seed and Idriss, 1971, Seed et al., 1985, Youd et al., 2001*). Ένα στρώμα εδάφους με  $FS < 1$  είναι γενικά ρευστοποιήσιμο και με  $FS > 1$  είναι γενικά μη ρευστοποιήσιμο (*Seed and Idriss, 1971*). Παρόλα αυτά ένα στρώμα μπορεί να ρευστοποιηθεί κατά τη διάρκεια ενός σεισμού ακόμη και με  $FS > 1$ .

Παρά το γεγονός ότι το FS δείχνει την πιθανότητα ρευστοποίησης ενός στρώματος εδάφους σε ένα συγκεκριμένο βάθος, δεν δείχνει τον βαθμό της ρευστοποίησης σε μία περιοχή επιρρεπή σε αυτήν. Οι *Iwasaki et al. (1978)* πρότειναν τον δείκτη πιθανότητας ρευστοποίησης (LPI) για να ξεπεραστεί αυτός ο περιορισμός του FS.

### 9.2) Δείκτης Πιθανότητας Ρευστοποίησης (Liquefaction Potential Index, LPI)

Πολλοί ερευνητές έχουν εφαρμόσει τον δείκτη LPI για να χαρτογραφήσουν τον κίνδυνο ρευστοποίησης σε τοπικό επίπεδο. Ο δείκτης LPI ενσωματώνει την πιθανότητα ρευστοποίησης ευπαθών στοιχείων εδάφους σε μια συγκεκριμένη θέση, σε μια μόνο τιμή και έχει χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση τόσο της χωρικής μεταβλητότητας της πιθανότητας ρευστοποίησης όσο και της πιθανότητας ρευστοποίησης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών (*Holzer, 2008*).

Η τιμή LPI για μια στήλη εδάφους υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τον συντελεστή ασφαλείας (FS), το πάχος και το βάθος του κάθε στρώματος. Η εξίσωση που χρησιμοποιείται είναι η εξής (*Youd and Idriss, 2001*):

$$LPI = \int_0^h F \cdot w(z) dz$$

όπου:

- $F = 1 - FS$ , για  $FS \leq 1$  και  $F = 0$ , για  $FS \geq 1$
- $w(z) = 10 - 0.5 * z$ , με  $z$  να αντιπροσωπεύει το βάθος από την επιφάνεια σε  $m$
- Το βάθος ( $h$ ) είναι συνήθως μέχρι 20  $m$
- $F = 0$  πάνω από τον υδροφόρο ορίζοντα

Σύμφωνα με τις τιμές που προτείνουν οι *Iwasaki et al. (1978)*, η πιθανότητα ρευστοποίησης θα πρέπει να χαρακτηρίζεται ως:

- “πολύ χαμηλή” όταν  $LPI = 0$
- “χαμηλή” σε περιοχές όπου  $0 < LPI < 5$
- “υψηλή” όπου  $LPI$  είναι ανάμεσα σε 5-15

### 9.2.1) Γεωτεχνικές και γεωλογικές προσεγγίσεις

Η αντίσταση του εδάφους στη ρευστοποίηση καθορίζεται από έναν συνδυασμό ιδιοτήτων του εδάφους, καθώς και από περιβαλλοντικούς παράγοντες (*Seed and Idriss, 1982*), τα οποία πρέπει να λαμβάνονται υπόψη σε μια αξιολόγηση. Επειδή μια ολοκληρωμένη αξιολόγηση των ιδιοτήτων του εδάφους και του περιβάλλοντος είναι πολύ δύσκολη, έχουν αναπτυχθεί απλουστευμένες προσεγγίσεις. Οι προσεγγίσεις αυτές χωρίζονται σε γεωτεχνικές και γεωλογικές, και πολύ συχνά συνδυάζονται για τοπική χαρτογράφηση του κινδύνου ρευστοποίησης.

Η πιο γνωστή γεωτεχνική προσέγγιση είναι η απλοποιημένη διαδικασία (simplified procedure) (*Seed and Idriss, 1971*). Στη διαδικασία αυτή, χρησιμοποιούνται δύο παράμετροι για να προβλέψουν την πιθανότητα ρευστοποίησης:

1. Μία σεισμική παράμετρος που μετρά τη δύναμη φόρτισης από σεισμό (βασίζεται στη μέγιστη επιτάχυνση του εδάφους, PGA)
2. Μία παράμετρος που μετρά την αντίσταση του εδάφους σε ρευστοποίηση (συνήθως βασίζεται στην αντίσταση διείσδυσης σε ένα συγκεκριμένο βάθος)

Η γεωτεχνική προσέγγιση είναι χρήσιμη για τεχνικές αναλύσεις σε συγκεκριμένες περιοχές, αλλά θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί μαζί και με άλλες παραμέτρους ή παρατηρήσεις προκειμένου να προβλέψει τον κίνδυνο ρευστοποίησης, καθώς οι τιμές διείσδυσης υπολογίζουν την αντίσταση σε ρευστοποίηση μόνο για ένα συγκεκριμένο βάθος του στρώματος. Οι τιμές δεν μπορούν να προβλέψουν τον συνολικό κίνδυνο ρευστοποίησης σε μία θέση, δηλαδή στο σύνολο της εδαφικής στήλης.

Η γεωλογική προσέγγιση βασίζεται στις παρατηρούμενες διακυμάνσεις απόκρισης των διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών σε κάθε σεισμική κίνηση. Αυτή η μεταβλητότητα προκαλείται από διαφορές στην τρωτότητα από ρευστοποίηση, οι οποίες με τη σειρά τους οφείλονται τόσο στην ιζηματογένεση του κάθε σχηματισμού όσο και στη γεωλογική του ιστορία/ηλικία (*Youd and Hoose, 1977*). Είναι πιο εύκολη στην εφαρμογή, λόγω της πρακτικότητας στη γεωλογική χαρτογράφηση μεγάλων περιοχών. Επίσης, μπορεί να βελτιώσει την ακρίβεια των ορίων των ζωνών κινδύνου, καθώς συνήθως συμπίπτουν με τα όρια μεταξύ των γεωλογικών σχηματισμών. Έτσι, η δυσκολία συναντάται στον συνδυασμό

των γεωτεχνικών εκτιμήσεων με τη γεωλογία, κατά τέτοιο τρόπο ώστε να επιτρέπει την πιθανολογική εκτίμηση του κινδύνου ρευστοποίησης σε μια χωρική βάση.

### 9.2.2) Επίδραση του βάθους του υδροφόρου ορίζοντα

Οι τιμές του LPI μπορούν να επηρεαστούν από το βάθος του ορίζοντα των υπόγειων υδάτων και για αυτόν το λόγο αποτελεί έναν σημαντικό παράγοντα για τη χαρτογράφηση κινδύνου. Σε θέσεις όπου υφίστανται εποχιακές διακυμάνσεις, η επιλογή του υδροφόρου για ένα σενάριο απαιτεί προσεκτική εξέταση. Οι επιλογές για χάρτες με σενάρια κινδύνου περιλαμβάνουν τη χρήση ακραίων βαθών (μέγιστα και ελάχιστα), το μικρότερο ιστορικά βάθος, καθώς και το μέσο βάθος του υδροφόρου. Ο ιστορικά ρηχότερος υδροφόρος ορίζοντας είναι κατάλληλος για λεκάνες όπου τα επίπεδα του νερού έχουν μειωθεί από άντληση, αλλά μπορεί να επιστρέψουν στο μέλλον σε κανονικό επίπεδο.

### 9.2.3) Χωρική ομοιογένεια των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών

Η ομαδοποίηση με βάση τον επιφανειακό γεωλογικό σχηματισμό υποθέτει ότι κάθε σχηματισμός είναι περίπου χωρικά ομοιογενής από την άποψη κινδύνου ρευστοποίησης. Συνήθως πρακτική κατά τη χαρτογράφηση επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών είναι να χρησιμοποιούνται σαν κύρια κριτήρια τα μορφολογικά χαρακτηριστικά και ο γεωργικός τύπος του εδάφους, και όχι οι γεωτεχνικές ιδιότητες.

Τέλος, το πάχος ενός χαρτογραφημένου σχηματισμού μπορεί να είναι σημαντικό όταν χρησιμοποιούνται γεωλογικοί χάρτες επιφανειακών σχηματισμών για να οριοθετήσουν τον κίνδυνο ρευστοποίησης. Όταν ένας σχηματισμός (ή μέρος αυτού) είναι λεπτός και πάνω από τον υδροφόρο ορίζοντα, ο κίνδυνος ρευστοποίησης προκύπτει από τους υποκείμενους σχηματισμούς - που βρίσκονται κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα.

## 9.3) Υπολογισμός αντίστασης ρευστοποίησης του εδάφους

Οι *Youd και Idriess (2001)*, ανέπτυξαν την παρακάτω μεθοδολογία για τον υπολογισμό της αντίστασης του εδάφους σε ρευστοποίηση:

### Βήμα 1 - Υπολογισμός μέγιστης επιτάχυνσης στην επιφάνεια του εδάφους, $\alpha_{max}$

Αυτή η τιμή μπορεί να ληφθεί από:

- Καταγραφή επιτάχυνσης από κοντινή περιοχή
- Σχέσεις “εξασθένησης” που αφορούν το  $\alpha_{max}$  και το μέγεθος του σεισμού και περιλαμβάνουν άμεσα τις επιπτώσεις στο έδαφος
- Ανάλυση απόκρισης της περιοχής χρησιμοποιώντας μια χρονοσειρά μετρήσεων χρόνου (αν αυτό γίνει, το CSR μπορεί να προσδιοριστεί αμέσως από τα αποτελέσματα)
- Συντελεστές ενίσχυσης μαλακού εδάφους
- Εθνικοί χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας

### Βήμα 2 - Προσδιορισμός του βαθμού κυκλικής τάσης (CSR)

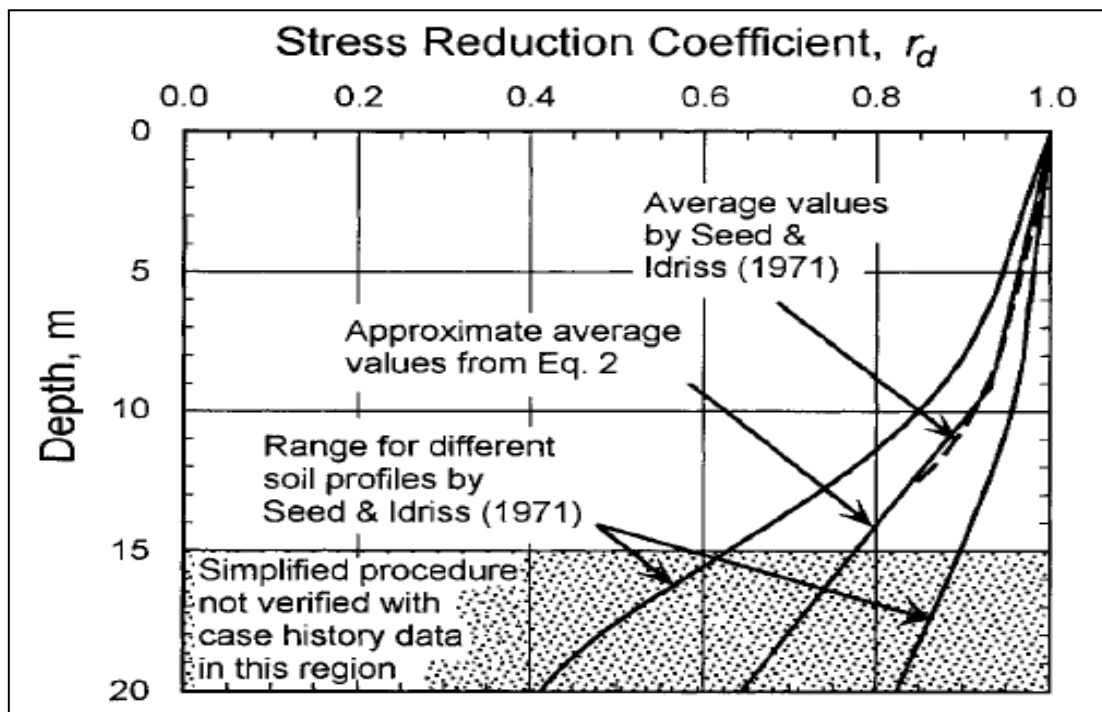
Ένα ποσοτικοποιημένο μέτρο για τη σεισμική κίνηση που προκαλείται μέσα σε ένα εδαφικό προφίλ υπολογίζεται από τον βαθμό κυκλικής τάσης (Cyclic Stress Ratio, CSR). Ο βαθμός κυκλικής τάσης (CSR) χαρακτηρίζει τη σεισμική επίδραση που προκαλείται από έναν

δεδομένο σεισμό και μπορεί να προσδιοριστεί από τη μέγιστη επιφανειακή επιτάχυνση του εδάφους που εξαρτάται από τις κινήσεις του εδάφους.

$$CSR = \frac{\tau_{ave}}{\sigma'_{vo}} = 0.65 \frac{a_{max}}{g} \frac{\sigma_{vo}}{\sigma'_{vo}} r_d$$

όπου:

- $\tau_{ave}$ , μέση τάση κυκλικής διάτμησης
- $\sigma'_{vo}$ , κατακόρυφη ενεργός τάση (συνολική κατακόρυφη τάση μείον την πίεση πόρων του νερού) στο βάθος ενδιαφέροντος
- $\sigma_{vo}$ , συνολική κατακόρυφη τάση στο βάθος ενδιαφέροντος
- $g$ , επιτάχυνση της βαρύτητας
- $r_d$ , συντελεστής μείωσης βάθους (Εικόνα 9.3.1)

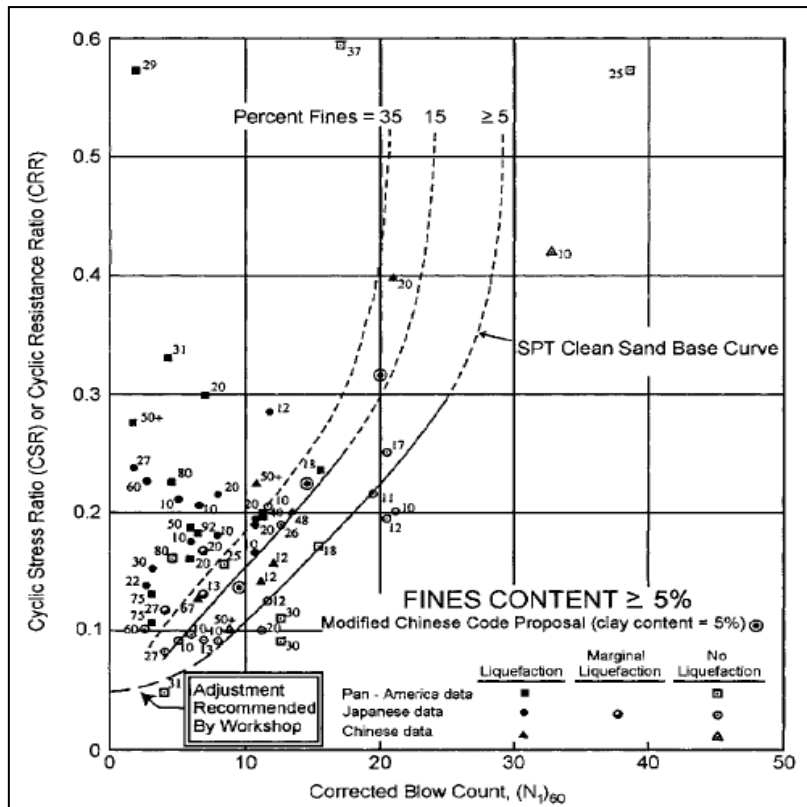


Εικόνα 9.3.1:

Διάγραμμα  $r_d$  συναρτήσει του βάθους (Seed and Idriss, 1971)

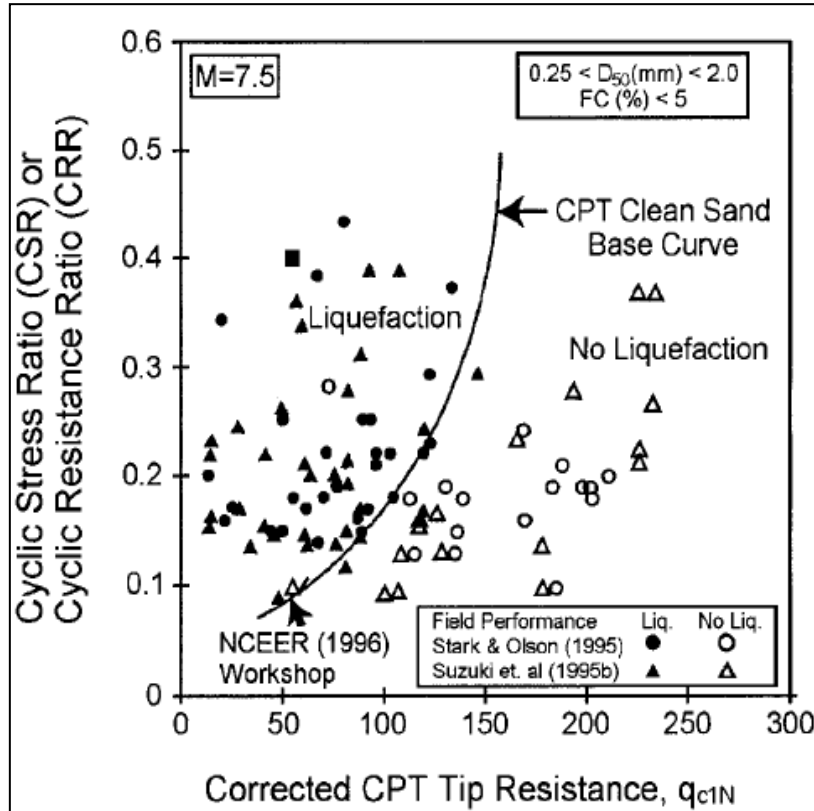
### Βήμα 3 - Προσδιορισμός του βαθμού κυκλικής αντίστασης (CRR)

Η ικανότητα του εδάφους να αντισταθεί στην κίνηση χωρίς να ρευστοποιηθεί υποδεικνύεται από τον βαθμό κυκλικής αντίστασης (Cyclic Resistance Ratio, CRR). Ο CRR μπορεί να προσδιοριστεί από τα αποτελέσματα των δοκιμών SPT (Εικόνα 9.3.2), των δοκιμών CPT (Εικόνα 9.3.3) ή τις τιμές  $V_s$  (Εικόνα 9.3.4).



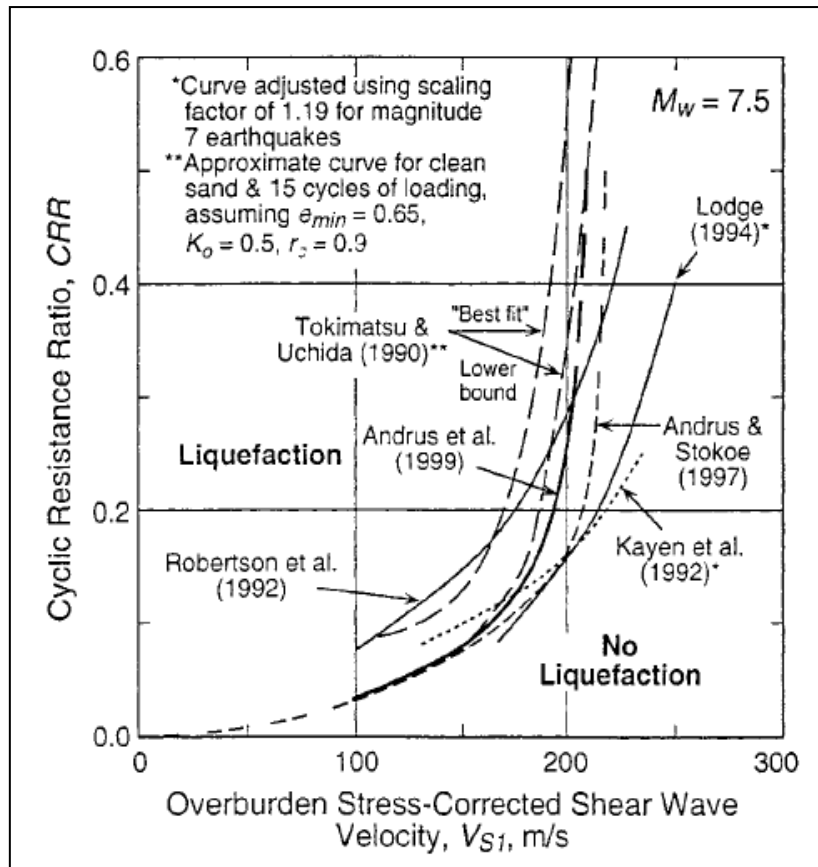
Εικόνα 9.3.2:

Διάγραμμα SPT – καθαρής άμμου για σεισμούς μεγέθους 7.5 με στοιχεία από περιπτώσεις ρευστοποίησης (Seed et al., 1985)



Εικόνα 9.3.3:

Διάγραμμα υπολογισμού του CRR από CPT, Δεδομένα μαζί με εμπειρικά δεδομένα ρευστοποίησης από πραγματικές περιπτώσεις (Robertson and Wride, 1998)



Εικόνα 9.3.4:

Σύγκριση των επτά σχέσεων μεταξύ αντίστασης σε ρευστοποίηση και υπερκείμενης τάσης (διόρθωση Vs για κοκκώδη εδάφη) (Youd and Idris, 2001)

#### Βήμα 4 - Προσδιορισμός N-τιμών από SPT σε διάφορα βάθη σε όλη την περιοχή ενδιαφέροντος

Αυτές οι τιμές πρέπει να διορθωθούν για να αντιπροσωπεύουν το βάθος (πίεση υπερκείμενων) και διάφορους άλλους συντελεστές που φαίνονται στον Πίνακα 9.3.1, ώστε να πάρουμε την κανονικοποιημένη αντίσταση διείδυσης  $(N_1)_{60}$ . Ο  $(N_1)_{60}$  είναι ο αριθμός χτυπημάτων σε μία δοκιμή SPT με υπερκείμενη πίεση περίπου 100 kPa και αποτελεσματικότητα του σφυριού στο 60%.

$$(N_1)_{60} = N_m C_N C_E C_B C_R C_S$$

όπου:

- $N_m$ , μετρημένη αντίσταση διείδυσης
- $C_N$ , διόρθωση για την υπερκείμενη πίεση  $(P_a / \sigma'_{v0})^{0.5}$
- $P_a$ , ατμοσφαιρική πίεση σε ίδιες μονάδες με  $\sigma'_{v0} = 1 \text{ TSF}, 100 \text{ kPa}, 1 \text{ kg/cm}^2$
- $C_E$ , διόρθωση ενέργειας (Πίνακας 9.3.1)
- $C_B$ , διόρθωση διαμέτρου γεώτρησης (Πίνακας 9.3.1)
- $C_R$ , διόρθωση μήκους ράβδου (Πίνακας 9.3.1)
- $C_S$ , διόρθωση μεθόδου δειγματοληψίας (Πίνακας 9.3.1)



Πίνακας 9.3.1:  
Διορθώσεις SPT (*Robertson and Wride, 1998*)

Factor	Test Variable	Term	Correction
Overburden Pressure <sup>1</sup>		$C_N$	$(P_d / \sigma_{vo}')^{0.5}$ $C_N \leq 1.7$
Energy Ratio	Donut Hammer Safety Hammer Automatic-Trip DonutType Hammer	$C_E$	0.5 to 1.0 0.7 to 1.2 0.8 to 1.3
Borehole Diameter	65 mm to 115 mm 150 mm 200 mm	$C_B$	1.0 1.05 1.15
Rod Length <sup>2</sup>	< 3 m 3 m to 4 m 4 m to 6 m 6 m to 10 m 10 m to 30 m > 30 m	$C_R$	0.75 0.8 0.85 0.95 1.0 >1.0
Sampling Method	Standard Sampler Sampler without Liners	$C_S$	1.0 1.1 to 1.3

#### **Βήμα 5 - Εντοπισμός $(N_1)_{60}$ σε άλλη περίπτωση**

Εάν ο σεισμός είναι μεγέθους 7.5 και το βάθος του σημείου που αξιολογείται αντιστοιχεί σε μια ενεργή υπερκείμενη πίεση 1 TSF, 100 kPa ή 1 kg/cm<sup>2</sup>, τότε το CRR δίνεται από την αντίστοιχη τιμή στην καμπύλη που χωρίζει τις περιοχές ρευστοποίησης και μη ρευστοποίησης (Εικόνα 9.3.2).

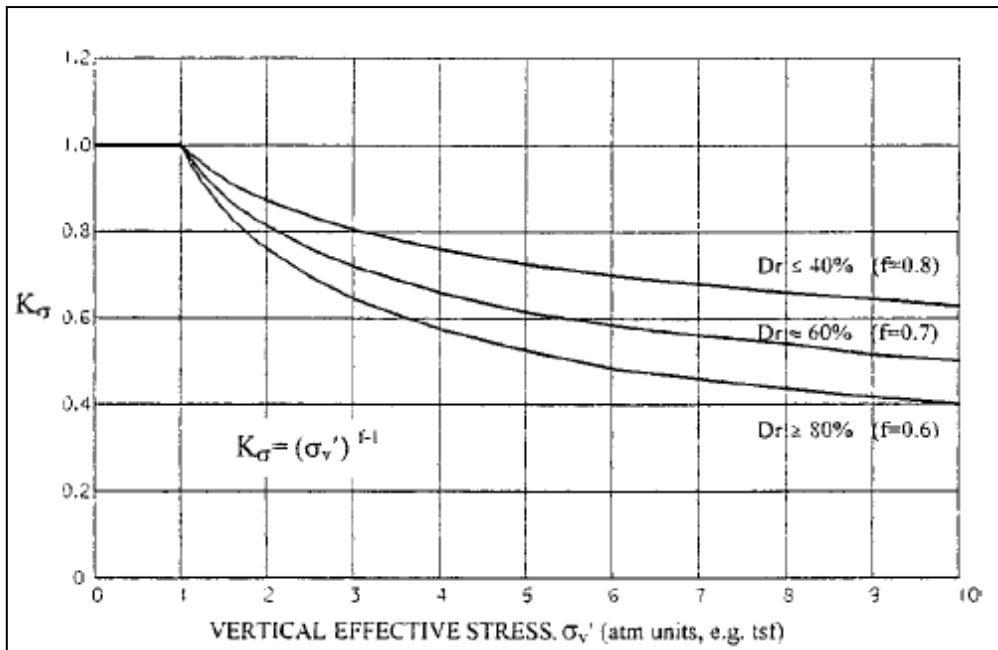
#### **Βήμα 6 - Αλλαγές σε περίπτωση που η ενεργή υπερκείμενη πίεση ( $\sigma'_{vo}$ ) είναι μεγαλύτερη από 1 TSF, 100 kPa ή 1 kg/cm<sup>2</sup>**

Εάν η ενεργή υπερκείμενη πίεση ( $\sigma'_{vo}$ ) είναι μεγαλύτερη από 1 TSF, 100 kPa ή 1 kg/cm<sup>2</sup>, τότε το CRR πρέπει να μειωθεί σύμφωνα με την Εικόνα 9.3.5 κατά:

$$(CRR)_{(\sigma'_{vo})} = (CRR)_{(\sigma'_{vo})=1} \times K\sigma$$

όπου:

- $K\sigma$ , διορθωτικός συντελεστής της υπερφόρτωσης

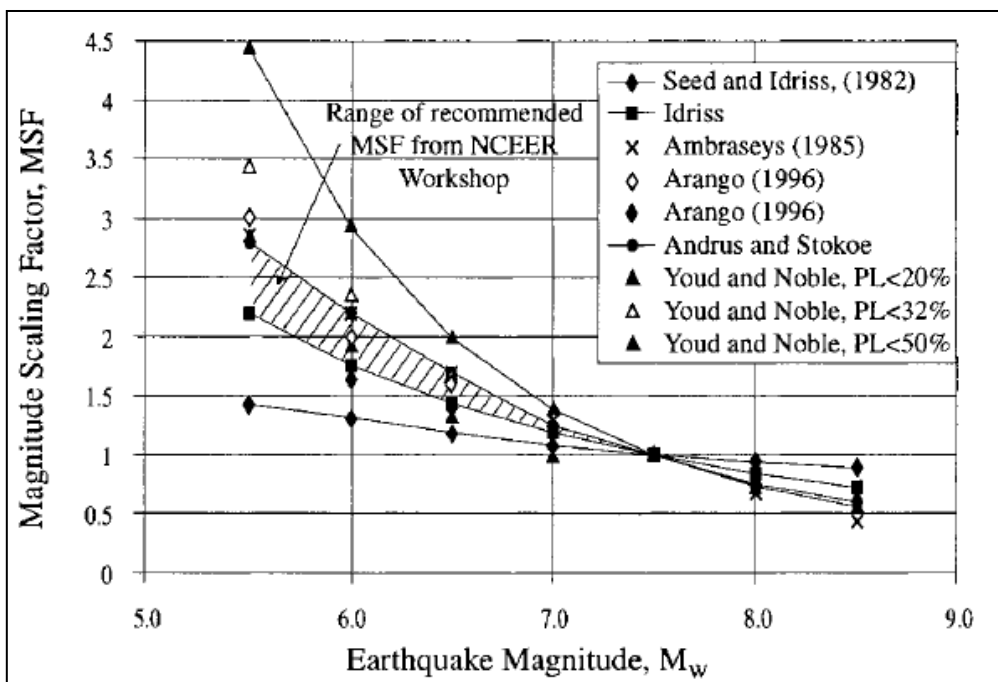


Εικόνα 9.3.5:  
Προτεινόμενοι συντελεστές για  $K_\sigma$  (Youd and Idriss, 2001)

Εάν, όμως, το μέγεθος του σεισμού είναι μικρότερο από 7.5, τότε το CRR θα πρέπει να αυξηθεί σύμφωνα με:

$$(CRR)_{M < 7.5} = (CRR)_{M = 7.5} \times MSF$$

Ο συντελεστής κλίμακας μεγέθους (MSF) δίνεται από τη σκιασμένη ζώνη στην Εικόνα 9.3.6. Επιπλέον, εάν το μέγεθος είναι μεγαλύτερο από 7.5, τότε το CRR θα πρέπει να μειωθεί σύμφωνα με τη σχέση στην Εικόνα 9.3.4.



Εικόνα 9.3.6:  
Συντελεστής κλίμακας μεγέθους (MSF) από διάφορους ερευνητές (Youd and Noble, 1997a)

### Βήμα 7 - Έδαφος με περιεκτικότητα σε κόκκους μεγαλύτερη από 5%

Εάν το έδαφος περιέχει περισσότερο από 5% κόκκους, το FC πρέπει να διορθωθεί με τη χρήση των ακόλουθων σχέσεων:

$$(N_1)_{60cs} = \alpha + \beta(N_1)_{60}$$

όπου:

- $\alpha = 0$ , για  $FC \leq 5\%$
- $\alpha = \exp[1.76 - (190/FC^2)]$ , για  $5\% \leq FC \leq 35\%$
- $\alpha = 5.0$ , για  $FC \geq 35\%$
- $\beta = 1.0$ , για  $FC \leq 5\%$
- $\beta = [0.99 + (FC \cdot 1.5/1000)]$ , για  $5\% \leq FC \leq 35\%$
- $\beta = 1.2$ , για  $FC \geq 35\%$

### Βήμα 8 - Συντελεστής ασφάλειας έναντι ρευστοποίησης

Ο συντελεστής ασφάλειας έναντι ρευστοποίησης ορίζεται από:

$$FS_{LIQ'N} = CRR/CSR$$

για  $FS > 1.35$

## 9.4) Υπολογισμός αντίστασης ρευστοποίησης του εδάφους με χρήση Vs

Οι *Andrus και Stokoe (1997, 2000)* ανέπτυξαν κριτήρια αντίστασης σε ρευστοποίηση από μετρήσεις πεδίου της διατμητικής ταχύτητας των κυμάτων Vs. Η χρήση της Vs ως δείκτη στον τομέα της αντίστασης σε ρευστοποίηση είναι τεκμηριωμένη, διότι τόσο η Vs και ο CRR επηρεάζονται παρόμοια από την ύπαρξη κενού, τις ενεργές τάσεις, την ιστορία των τάσεων και τη γεωλογική ηλικία. Τα πλεονεκτήματα της χρήσης της Vs είναι:

1. Μετρήσεις Vs είναι δυνατές σε εδάφη που είναι δύσκολο να γίνουν δοκιμές CPT και SPT ή να εξαχθούν δείγματα χωρίς να καταστραφούν (όπως στα χαλικώδη εδάφη) ή σε χώρους όπου γεωτρήσεις δεν επιτρέπονται.
2. Η Vs είναι μια βασική μηχανική ιδιότητα των υλικών του εδάφους που σχετίζεται άμεσα με το μέτρο διάτμησης μικρής κλίμακας παραμορφώσεων.
3. Το μέτρο διάτμησης μικρής κλίμακας παραμορφώσεων είναι μια παράμετρος που απαιτείται για την εκτίμηση της δυναμικής απόκρισης του εδάφους, καθώς και στην ανάλυση της αλληλεπίδρασης της δομής του εδάφους.

Τρία προβλήματα προκύπτουν κατά τη χρήση της Vs για τον υπολογισμό της αντίστασης σε ρευστοποίηση:

1. Οι μετρήσεις ταχύτητας σεισμικών κυμάτων πραγματοποιούνται σε μικρές παραμορφώσεις, όπου η συσσώρευση πίεσης του πορικού νερού και η έναρξη φαινομένων ρευστοποίησης εμφανίζονται με μέτρια έως υψηλή συχνότητα.
2. Οι σεισμικές δοκιμές δεν παράγουν δείγματα για την ταξινόμηση των εδαφών και την αναγνώριση των μη ρευστοποιήσιμων εδαφών, που είναι πλούσια σε μαλακή άργιλο.

3. Λεπτά στρώματα με χαμηλή τιμή Vs δεν μπορούν να ανιχνευθούν, αν το διάστημα μέτρησης είναι πολύ μεγάλο.

### 9.5) Υπολογισμός πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους

Προκειμένου να υπολογιστεί το δυναμικό ρευστοποίησης του εδάφους, ο συντελεστής ασφαλείας έναντι ρευστοποίησης (FS) θα πρέπει να υπολογίζεται προσεγγίζοντας την τάση, μέθοδος που προτάθηκε αρχικά από τους *Seed et al. (1985)* και τροποποιήθηκε από *Youd et al. (2001)*.

Για τον υπολογισμό του συντελεστή ασφάλειας, μπορούμε να εφαρμόσουμε τη μέθοδο των *Idriss και Boulanger (2008)*, η οποία συγκρίνει την σχέση του CSR που προκαλείται από τον σεισμό, με τη σχέση του CRR. Επιπλέον, λόγω έλλειψης δεδομένων από εργαστηριακές δοκιμές, μπορεί να χρησιμοποιηθεί συνδυαστικά και η μέθοδος των *Robertson και Wride (1998)*.

Για τον υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης σε κάθετη στήλη εδάφους που αποτελείται από πολλαπλά στρώματα, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο Δείκτης Πιθανότητας Ρευστοποίησης (Liquefaction Potential Index, LPI) που προτείνουν οι *Iwasaki et al. (1978)*. Ο δείκτης αυτός διαμορφώθηκε με βάση τις τιμές που λαμβάνονται από τις μετρήσεις SPT. Η τιμή LPI παρέχει τη δυνατότητα υπολογισμού της πιθανότητας ρευστοποίησης μιας στήλης εδάφους μέχρι και 20 m από την επιφάνεια του εδάφους (*Parathanassiou et al., 2015*).

Ο *Parathanassiou (2008)* ανέφερε ότι το πλεονέκτημα του LPI είναι ότι ποσοτικοποιεί την πιθανότητα ρευστοποίησης στον χώρο, παρέχοντας μία μοναδική τιμή για το σύνολο της στήλης εδάφους, αντί πολλών παραγόντων ασφαλείας (έναν για κάθε στρώμα) και κατά συνέπεια, υπολογίζει τη χωρική πιθανότητα ρευστοποίησης.

#### 9.5.1) Λογισμικό LiqIT

Στην παρούσα διπλωματική εργασία για τον υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους χρησιμοποιήσαμε το λογισμικό *LiqIT (GeoLogismiki, 2006)*, το οποίο χρησιμοποιεί τις πιο πρόσφατες και γνωστές αιτιοκρατικές και πιθανολογικές μεθόδους που υπάρχουν σήμερα. Πρόκειται για ένα λογισμικό ανάλυσης της ρευστοποίησης του εδάφους, που δίνει τη δυνατότητα εκτίμησης της πιθανότητας ρευστοποίησης, βασισμένη στα κοινώς χρησιμοποιούμενα δεδομένα πεδίου (SPT, CPT και Vs).

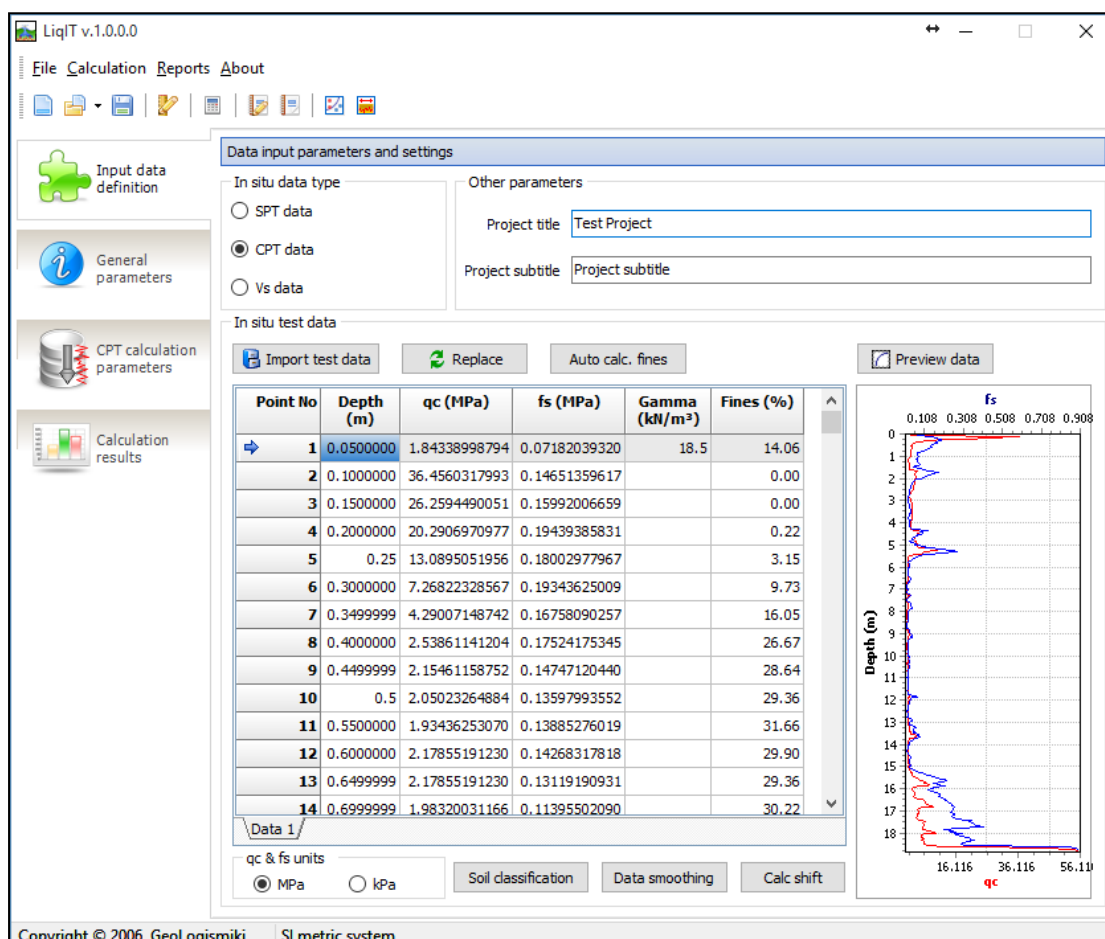
Τα κύρια χαρακτηριστικά του λογισμικού είναι τα εξής (*GeoLogismiki, 2006*):

- Εισαγωγή δεδομένων πεδίου SPT, CPT, καθώς και μετρήσεις Vs
- Αιτιοκρατικές και πιθανοτικές μέθοδοι ανάλυσης της ρευστοποίησης
- Πρόσφατες και πλήρως ανεπτυγμένες τεχνικές, όπως αυτές των *Seed et al. (2004)* και *Moss et al. (2006)*
- Εκτίμηση των κάθετων καθιζήσεων που προκαλούνται από την ρευστοποίηση του εδάφους
- Εκτίμηση των πλευρικών μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης του εδάφους
- Συνολικό δυναμικό ρευστοποίησης σύμφωνα με τον *Iwasaki*
- Εξαγωγή βασικών αποτελεσμάτων σε διάφορες μορφές
- Εκτενής αναφορά για κάθε μέθοδο που χρησιμοποιείται κ.ά.

Η διαδικασία υπολογισμού περιλαμβάνει:

1. Αξιολόγηση των CRR
2. Εκτίμηση του σεισμικού φορτίου που προκαλείται, μέσω CSR
3. Υπολογισμός του συντελεστή ασφαλείας έναντι ρευστοποίησης

Επιπλέον, το LiqIT μπορεί να εκτιμήσει την προκληθείσα καθίζηση μετά από την εμφάνιση ρευστοποίησης, καθώς και τη συνολική πιθανότητα ρευστοποίησης (Iwasaki, δείκτης LPI).



Εικόνα 9.5.1.1:

Αρχική οθόνη του λογισμικού LiqIT (GeoLogismiki, 2006)

### 9.5.2) Μεθοδολογία υπολογισμού πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους

Για τον υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης του εδάφους, επιλέξαμε την εισαγωγή δεδομένων SPT και χρησιμοποιήσαμε τα δεδομένα των γεωτρήσεων (βάθος στρώματος, συγκεντρωτικά στους Πίνακες A.1 και A.2), καθώς και στοιχεία από τα αποτελέσματα των εργαστηριακών δοκιμών των γεωτρήσεων, όπως το  $N_{200}$  (αριθμός διερχόμενων κόκκων από το κόκκινο Νο 200) και το  $N_{SPT}$  (αριθμός κρούσεων/30 cm κατά τη δοκιμή SPT). Από αυτά, αξιοποιήσιμα ήταν τα δεδομένα που αφορούσαν γεωτρήσεις με εμφάνιση στρώματος τεταρτογενούς ηλικίας, όπου η τιμή του PI (Plasticity Index, Δείκτης Πλαστικότητας) ήταν μικρότερη του 12 ( $PI < 12$ ).

Ο δείκτης πλαστικότητας, PI, είναι το εύρος της περιεχόμενης υγρασίας στο οποίο το έδαφος είναι πλαστικό. Όσο πιο λεπτομερές είναι το υλικό, τόσο μεγαλύτερος είναι ο

δείκτης πλαστικότητας. Μεγάλη τιμή του δείκτη πλαστικότητας δείχνει μεγάλο εύρος για την περιεχόμενη υγρασία, διατηρώντας το έδαφος σε πλαστική κατάσταση. Σχηματισμοί με μεγάλη τιμή PI δεν ρευστοποιούνται.

Η εισαγωγή των στρωμάτων κάθε γεώτρησης στο λογισμικό πραγματοποιήθηκε με βάση τα εδαφικά χαρακτηριστικά τους και όχι τον προϋπάρχον διαχωρισμό σε σχηματισμούς. Πιο συγκεκριμένα, αξιοποιήθηκαν οι τιμές  $N_{SPT}$  που είχαν υπολογιστεί σε κάθε στρώμα. Στρώματα με δύο διαφορετικές τιμές  $N_{SPT}$ , οι οποίες διέφεραν πολύ μεταξύ τους, εισάχθηκαν ως δύο στρώματα στο λογισμικό, κ.ο.κ..

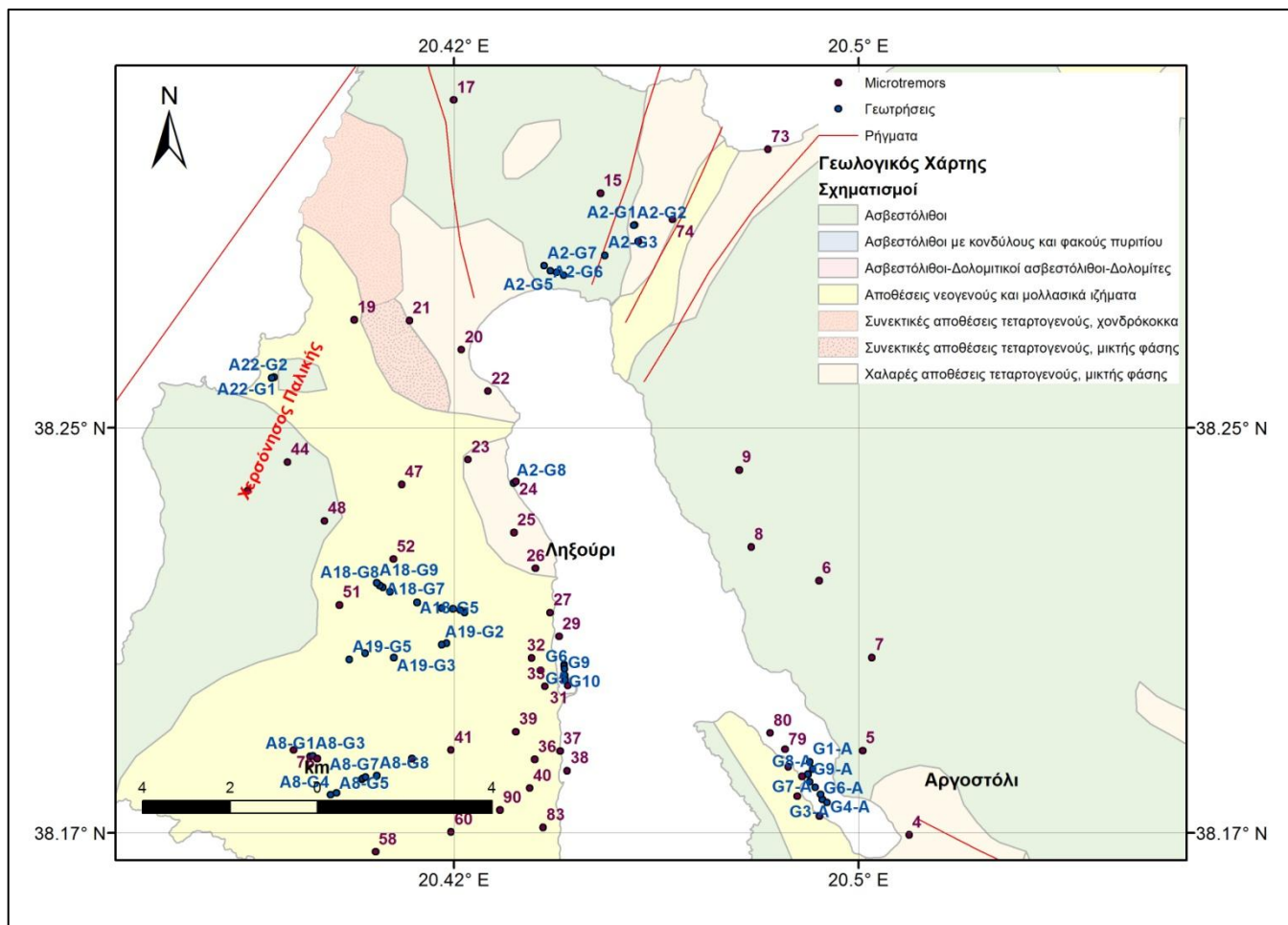
Ακόμη, τα δεδομένα που έπρεπε να εισαγάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα είναι:

- Βάθος υδροφόρου ορίζοντα = 1 m, καθώς οι πλειοψηφία των γεωτρήσεων βρίσκονται στην παραλιακή ζώνη του νησιού
- Τιμή FS = 1

Επιπλέον, στο πρώτο στρώμα δίνουμε πάντα τιμή  $N_{200} = 2$  στο πεδίο "*Fines content (%)*" και στο πεδίο "*Unit weight (kN/m<sup>3</sup>)*" δίνουμε πάντα τιμή  $G = 19 \text{ kN/m}^3$ , εκτός και αν πρόκειται για τεχνητούς ογκόλιθους όπου δίνουμε τιμή  $G = 20 \text{ kN/m}^3$ .

Τέλος, υπολογίσαμε την πιθανότητα ρευστοποίησης του εδάφους για τρεις περιοχές όπου έχουμε γεωτρήσεις. Τα αναλυτικά αποτελέσματα παρατίθενται στο Παράρτημα Β, ενώ στα κεφάλαια που ακολουθούν παρατίθεται η περιγραφή των αποτελεσμάτων. Τα αποτελέσματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν οι υπολογισμοί που έγιναν με βάση τις τιμές PGA που καταγράφηκαν από τους επιταχυνσιογράφους κατά τους σεισμούς του 2014. Στη δεύτερη, ως τιμές PGA δόθηκαν οι τιμές που προέκυψαν από την προσομοίωση της εδαφικής κίνησης και οι θέσεις των οποίων είναι δίπλα σε θέση γεώτρησης (Εικόνα 9.5.2.1).





Εικόνα 9.5.2.1:  
Θέσεις microtremors και γεωτρήσεων

### 9.5.3) Αποτελέσματα από καταγεγραμμένες τιμές PGA

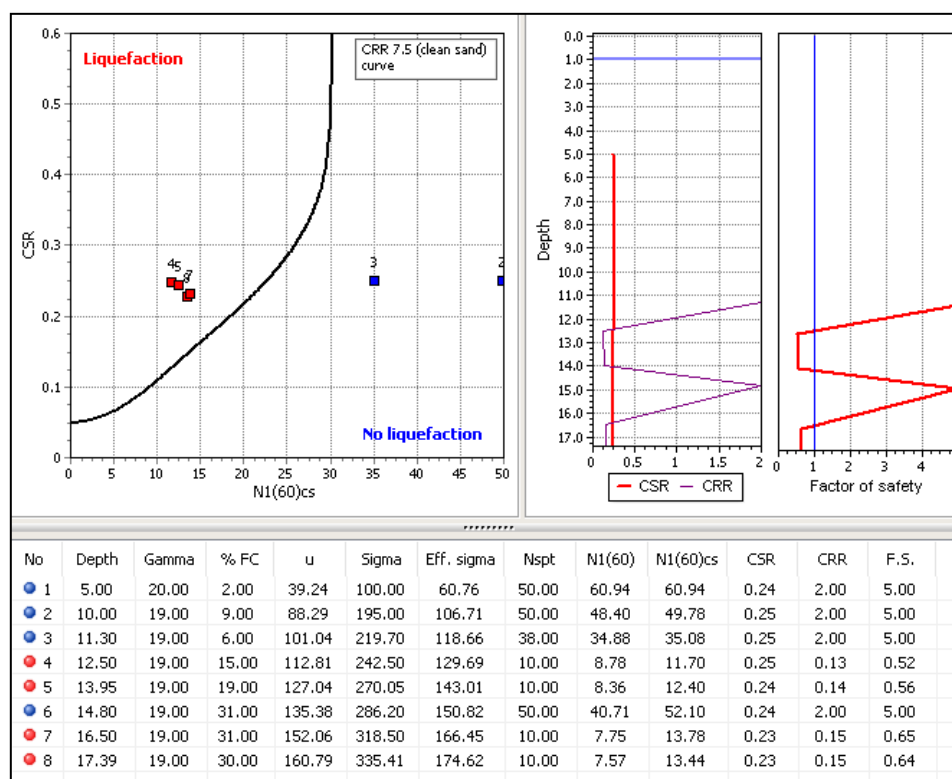
#### Αργοστολί-Περίπτωση Α

Πρόσθετα δεδομένα που έπρεπε να εισαγάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα ήταν τα εξής (Theodoulidis et al., 2015):

- Μέγεθος σεισμού  $M_w = 6.1$ , χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς το μέγεθος του σεισμού που έλαβε χώρα στις 26/01/2014
- Τιμή PGA = 0.39 g, χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς την τιμή PGA του σεισμού που έλαβε χώρα στις 26/01/2014

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

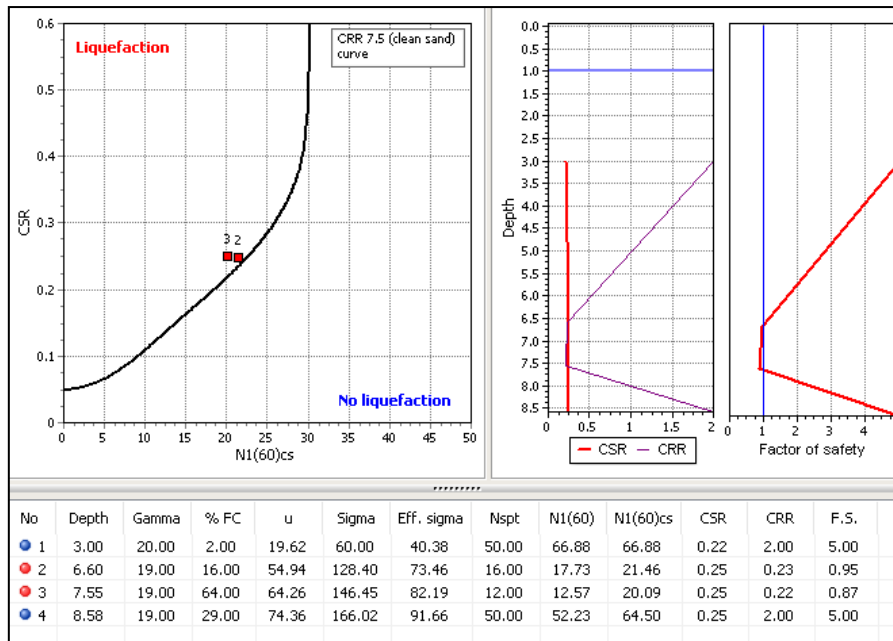
Γεώτρηση Γ1-Α: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 4, 5, 7 και 8 που αντιστοιχούν σε ιλυώδη άμμο (στρώματα 4 και 5) και ιλυώδη έως αργιλοίλυδη άμμο (στρώματα 7 και 8) (Εικόνα 9.5.3.1).



Εικόνα 9.5.3.1:

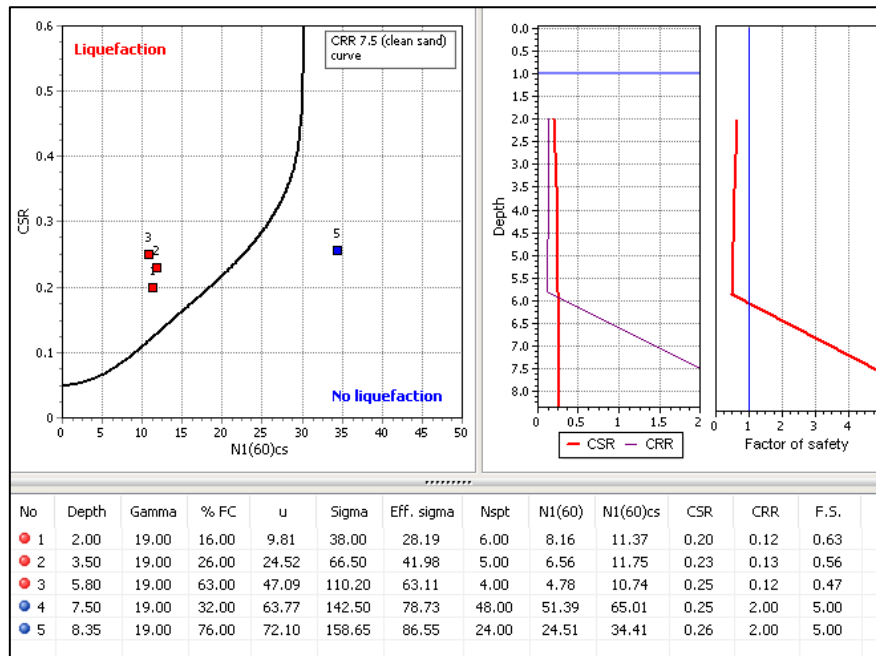
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ1-Α

Γεώτρηση Γ2-Α: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλοίλυδη αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.2).



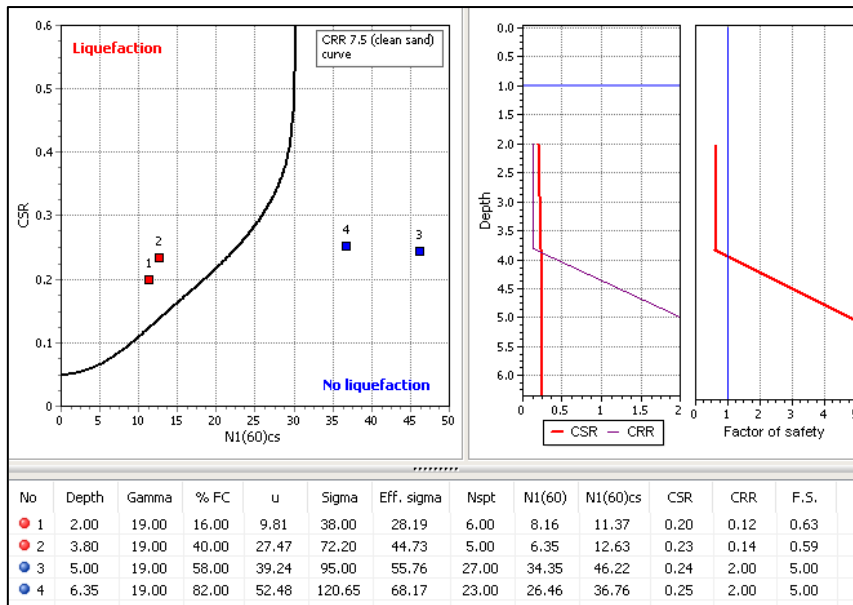
Εικόνα 9.5.3.2:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση G2-A

Γεώτρηση G3-A: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1, 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις, αργιλώδη άμμο έως αργιλώδεις χάλικες και αμμώδη άργιλο αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.3). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



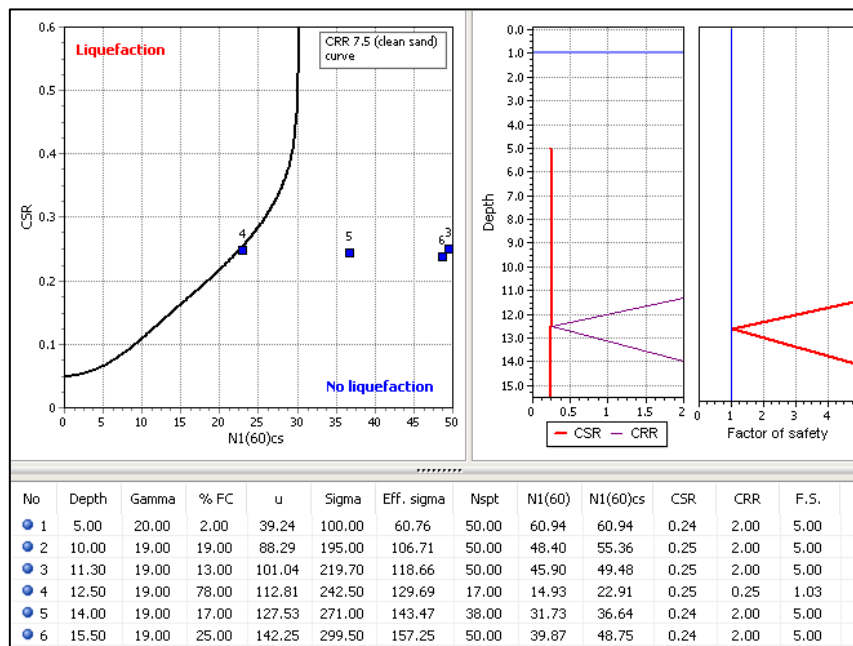
Εικόνα 9.5.3.3:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση G3-A

Γεώτρηση G4-A: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1 και 2 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδη άμμο έως χάλικες αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.4). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.4:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4-Α

Γεώτρηση Γ5-Α: Σύμφωνα με τις τιμές SPT που δίνονται για τη συγκεκριμένη θέση, δεν ρευστοποιείται (Εικόνα 9.5.3.5.Α). Παρατηρώντας καλύτερα τα υπόλοιπα αποτελέσματα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι οι τόσο υψηλές τιμές SPT δεν δικαιολογούνται, οπότε μπορεί αυτές να οφείλονται σε κακή ποιότητα του δείγματος ή αστοχία της μεθόδου SPT λόγω κρούσης σε χαλίκι που βρέθηκε μέσα στην λυώδη άμμο και στην άργιλο (βάθος γεώτρησης 11.50-14 m). Οι υποψίες αυτές επιβεβαιώνονται από τις φωτογραφίες δειγμάτων των γεωτρήσεων από τη γεωτεχνική μελέτη του Κ.Ε.Δ.Ε. (2016) (Εικόνα 9.5.3.5.Β). Έτσι, αλλάζοντας τις τιμές SPT, με άλλες αντίστοιχων σχηματισμών κοντινής γεώτρησης, επαναλαμβάνουμε τη διαδικασία και παρατηρούμε ότι το στρώμα 5, που αντιστοιχεί σε αργιλώδη άμμο παρουσιάζει πιθανότητα ρευστοποίησης (Εικόνα 9.5.3.5.Γ).



Εικόνα 9.5.3.5.Α:  
Αρχικά αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-Α



ΒΑΘΟΣ: 0,00 – 3,30μ



ΒΑΘΟΣ: 3,30 – 7,10μ



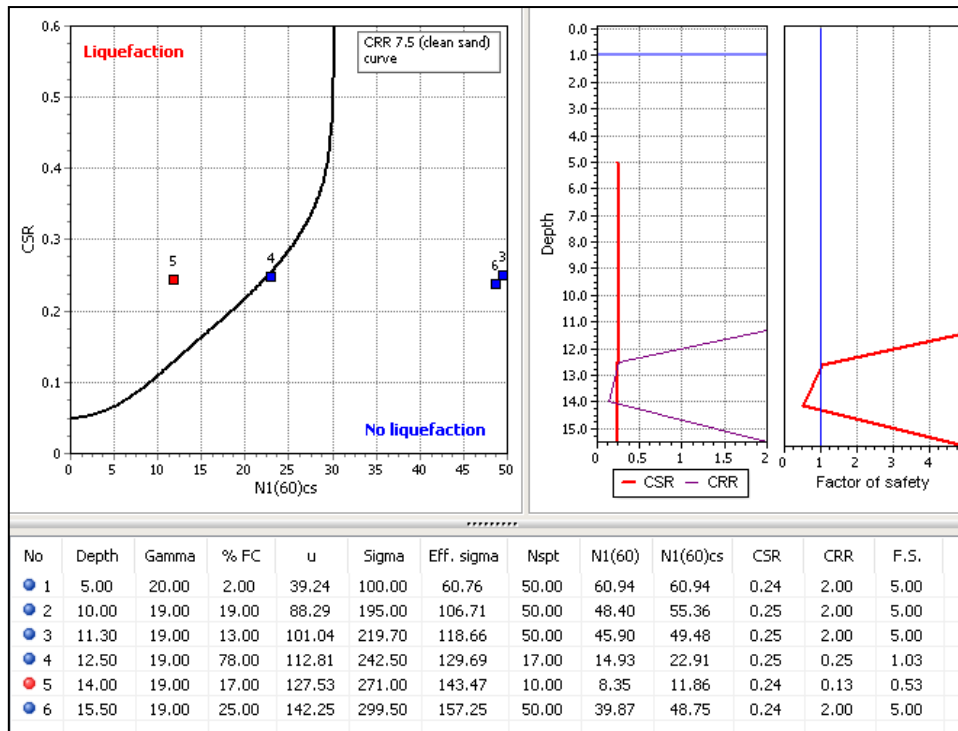
ΒΑΘΟΣ: 7,10 – 12,20μ



ΒΑΘΟΣ: 12,20 – 15,12μ

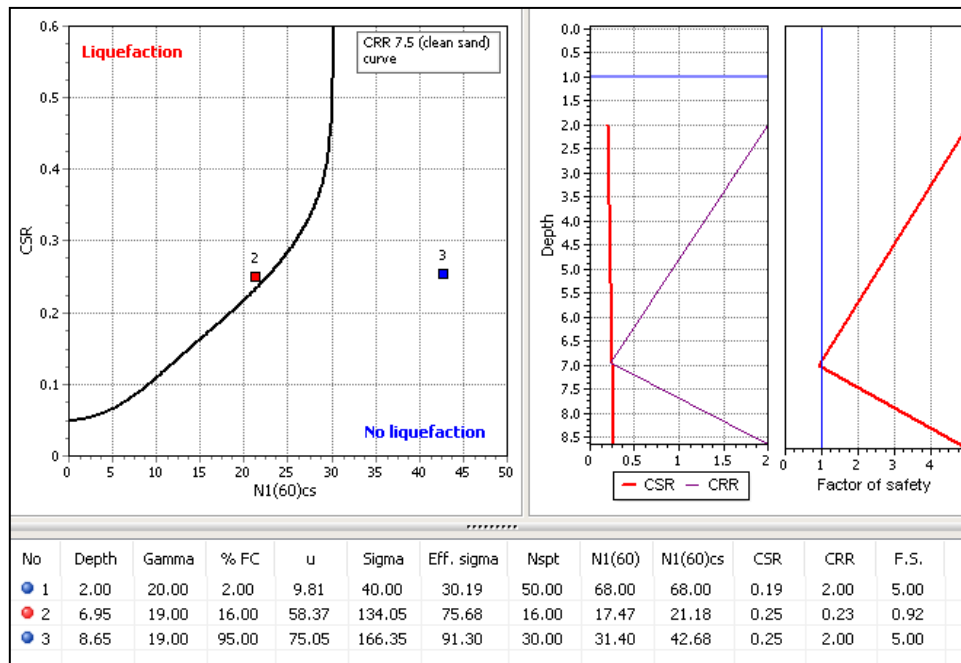
Εικόνα 9.5.3.5.Β:  
Φωτογραφίες δειγμάτων Γεώτρησης Γ5-Α (Κ.Ε.Δ.Ε., 2016)





Εικόνα 9.5.3.5.Γ:  
Τελικά αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-Α

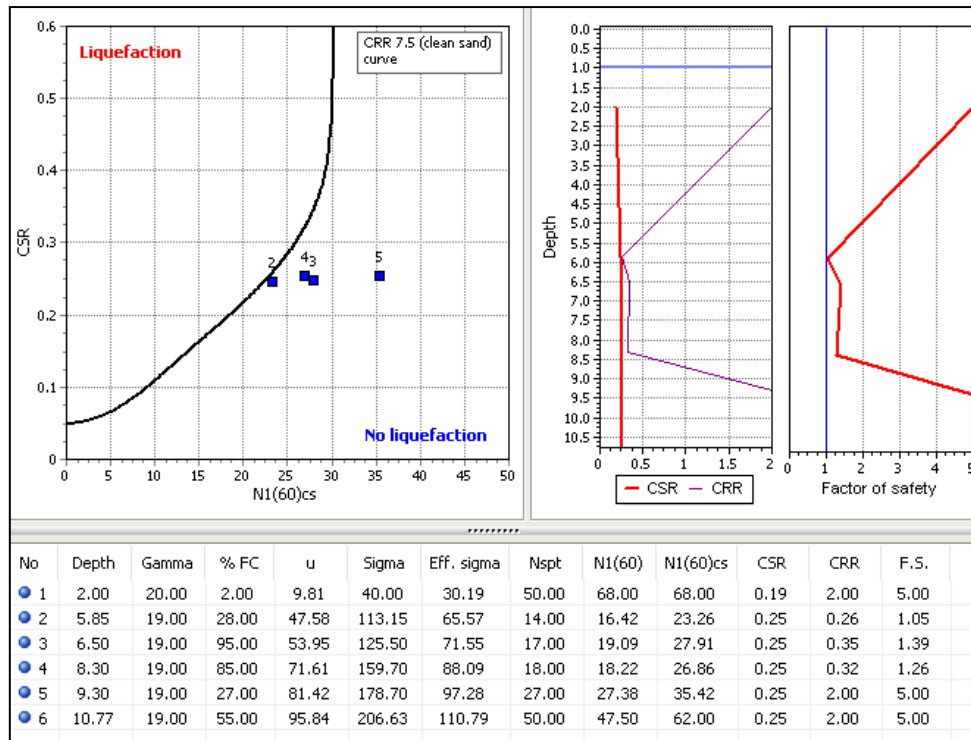
Γεώτρηση Γ6-Α: Ρευστοποίηση του στρώματος 2 που αντιστοιχεί σε τεχνητές επιχώσεις (Εικόνα 9.5.3.6).



Εικόνα 9.5.3.6:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6-Α

Γεώτρηση Γ7-Α: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.7), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεικτικό σε ρευστοποίηση.

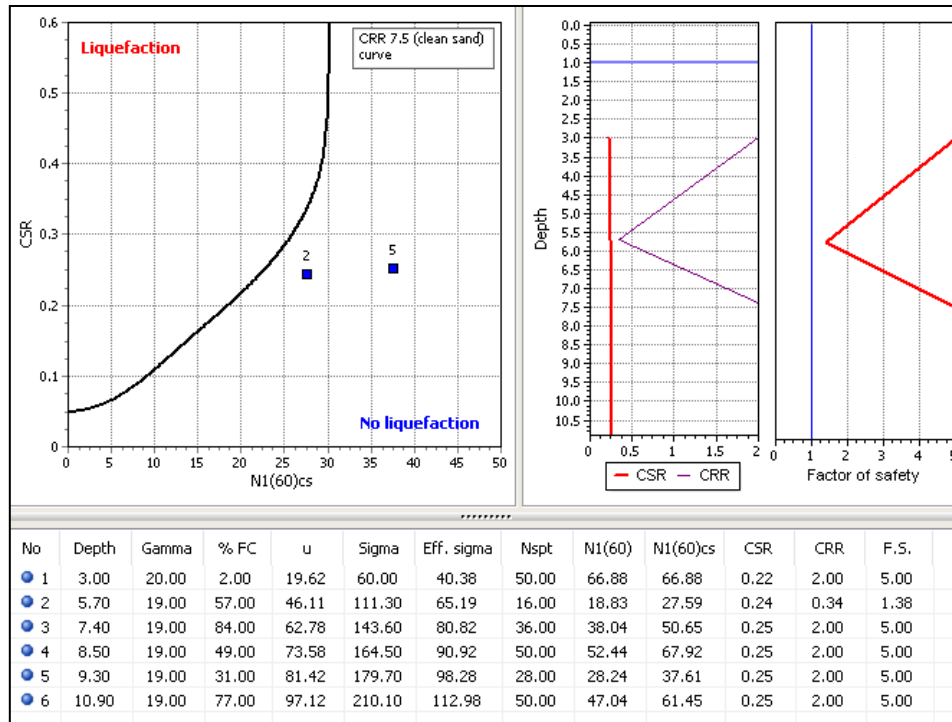




Εικόνα 9.5.3.7:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ7-A

Γεώτρηση Γ8-A: Δεν αξιοποιείται, καθώς αποτελείται μόνο από τεχνητές επιχώσεις λίγων μέτρων.

Γεώτρηση Γ9-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.8), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος) είναι επιδεικτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.8:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9-A

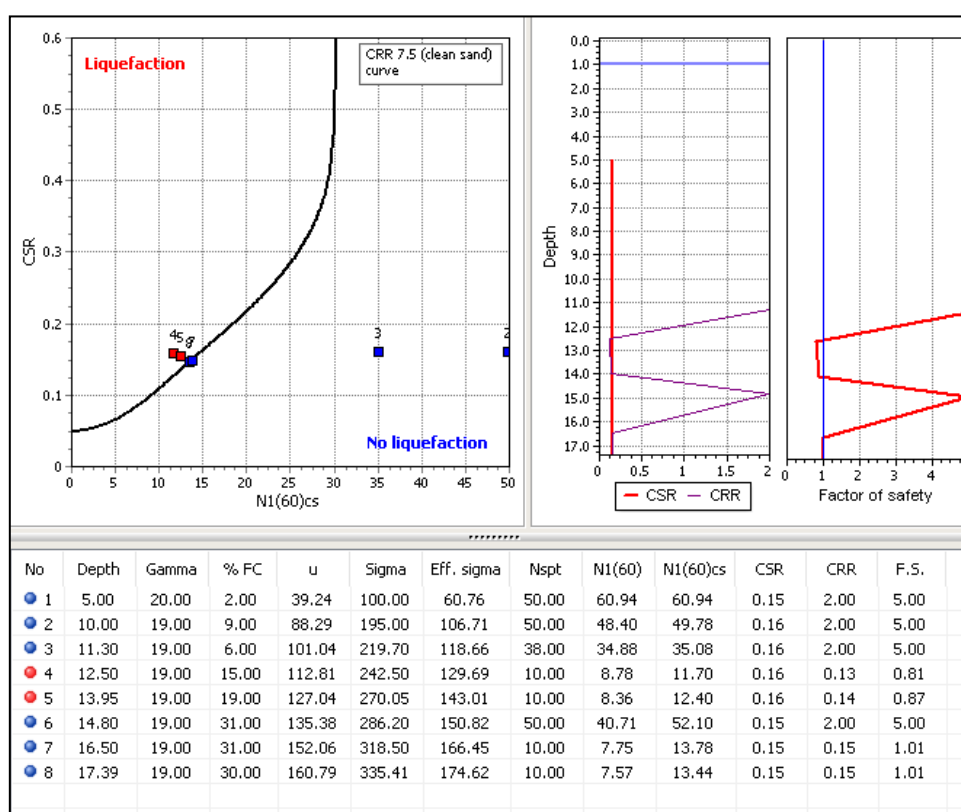
### Αργοστόλι- Περίπτωση Β

Πρόσθετα δεδομένα που έπρεπε να εισάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα ήταν τα εξής (Theodoulidis et al., 2015):

- Μέγεθος σεισμού  $M_w = 6.0$ , χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς το μέγεθος του σεισμού που έλαβε χώρα στις 03/02/2014
- Τιμή PGA = 0.26 g, χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς την τιμή PGA του σεισμού που έλαβε χώρα στις 03/02/2014

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

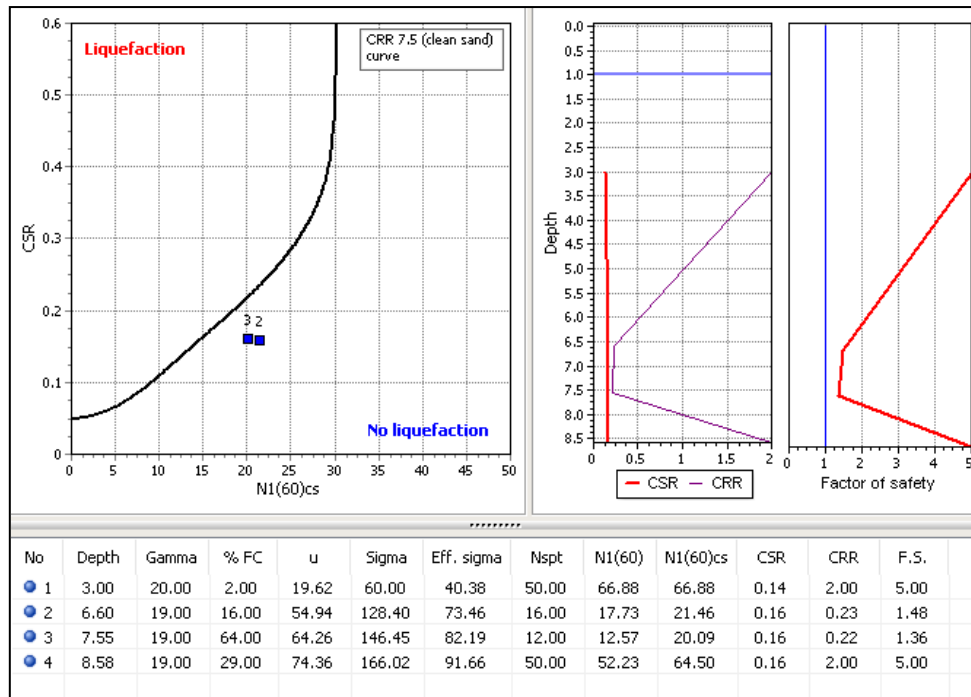
Γεώτρηση Γ1-A: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 4 και 5 που αντιστοιχούν σε ιλυώδη άμμο (Εικόνα 9.5.3.9).



Εικόνα 9.5.3.9:

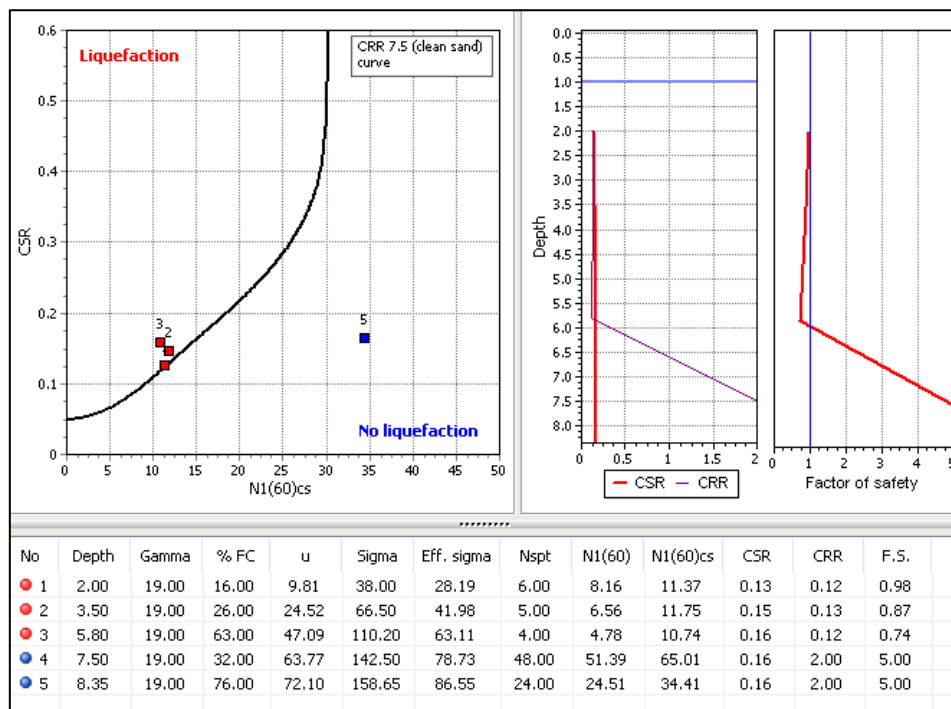
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ1-A

Γεώτρηση Γ2-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.10), αν και τα στρώματα 2 και 3 - που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλοίλυ αντίστοιχα - είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση.



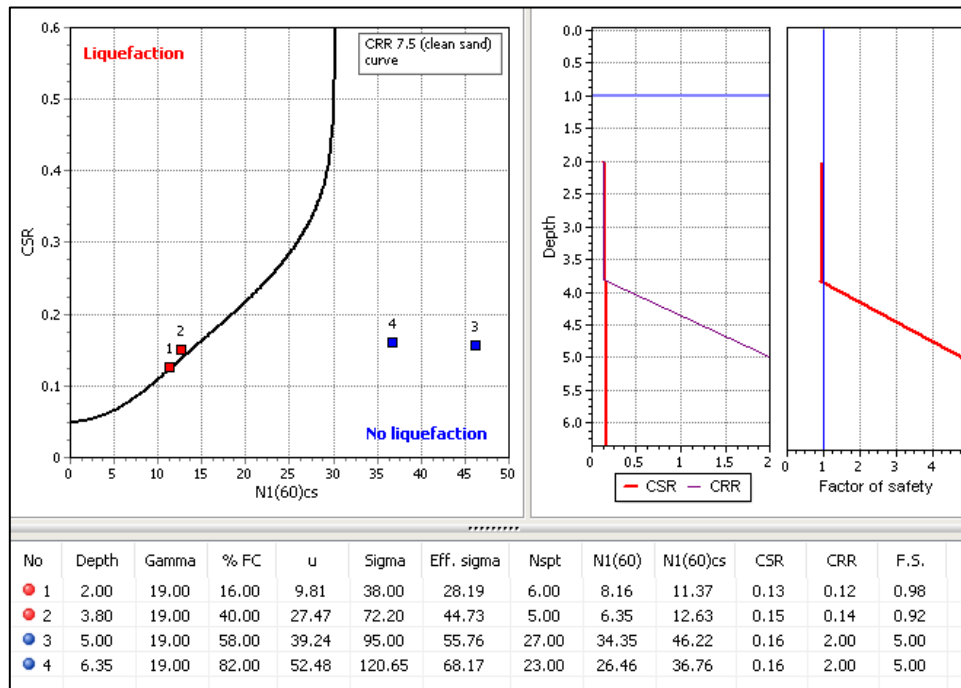
Εικόνα 9.5.3.10:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ2-Α

Γεώτρηση Γ3-Α: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1, 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις, αργιλώδη άμμο έως αργιλώδης χάλικες και αμμώδη άργιλο αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.11). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.11:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ3-Α

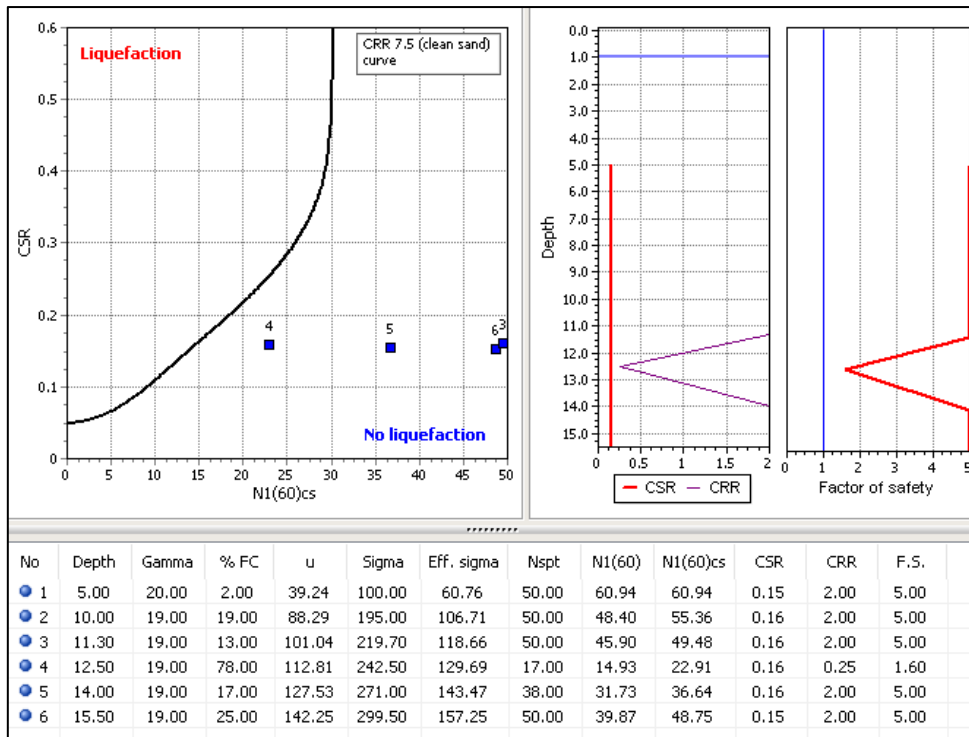
Γεώτρηση Γ4-A: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1 και 2 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδη άμμο έως χάλικες αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.12). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



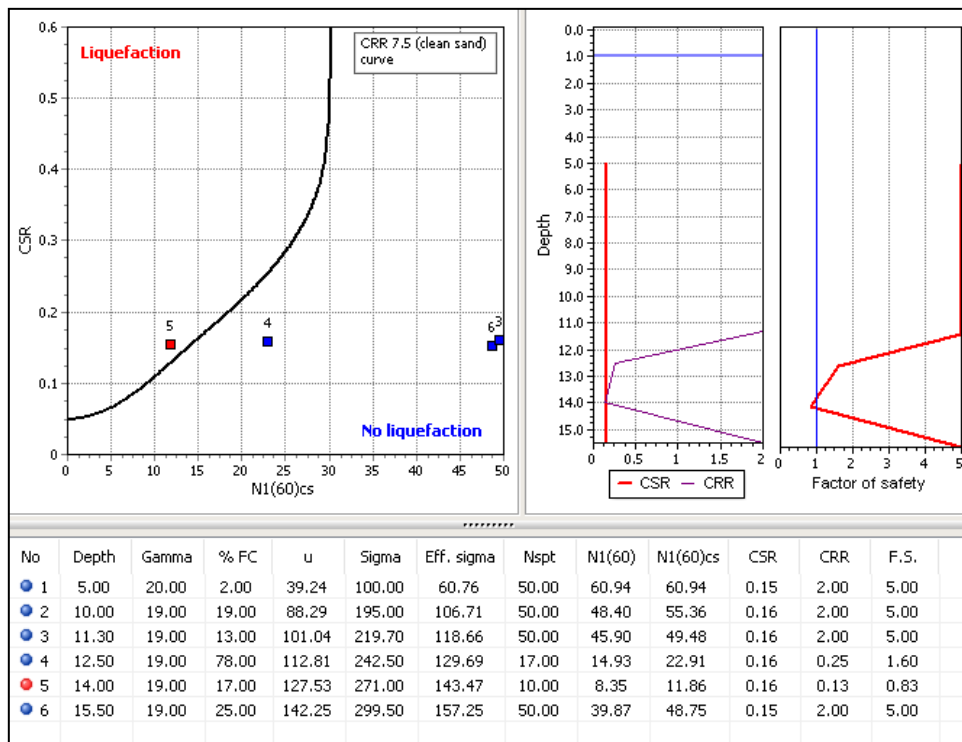
Εικόνα 9.5.3.12:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4-A

Γεώτρηση Γ5-A: Σύμφωνα με τις τιμές SPT που δίνονται για την συγκεκριμένη θέση, δεν ρευστοποιείται (Εικόνα 9.5.3.13.A). Παρατηρώντας καλύτερα τα υπόλοιπα αποτελέσματα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι οι τόσο υψηλές τιμές SPT δεν δικαιολογούνται, οπότε μπορεί αυτές να οφείλονται σε κακή ποιότητα του δείγματος ή αστοχία της μεθόδου SPT λόγω κρούσης σε χαλίκι που βρέθηκε μέσα στην ιλυώδη άμμο και στην άργιλο (βάθος γεώτρησης 11.50-14 m). Οι υποψίες αυτές επιβεβαιώνονται από τις φωτογραφίες δειγμάτων των γεωτρήσεων από τη γεωτεχνική μελέτη του Κ.Ε.Δ.Ε. (2016) (Εικόνα 9.5.3.5.B). Έτσι, αλλάζουμε τις τιμές SPT, με άλλες αντίστοιχων σχηματισμών κοντινής γεώτρησης, ξανατρέχουμε το λογισμικό μας και βλέπουμε ότι τώρα μας δίνει ρευστοποίηση το στρώμα 5, που αντιστοιχεί σε αργιλώδη άμμο (Εικόνα 9.5.3.13.B).

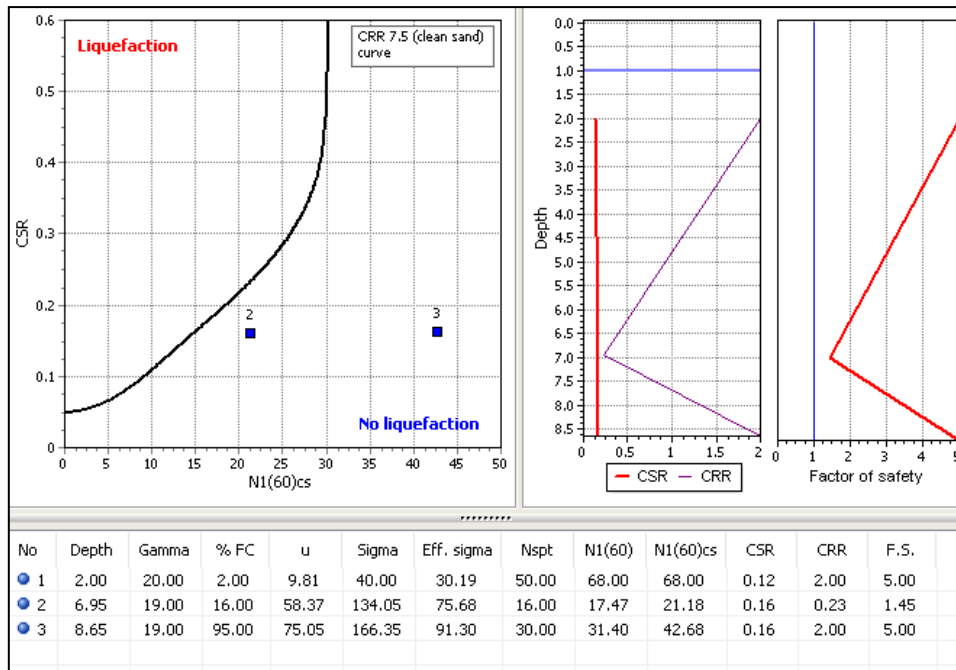


Εικόνα 9.5.3.13.A:  
Αρχικά αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-A



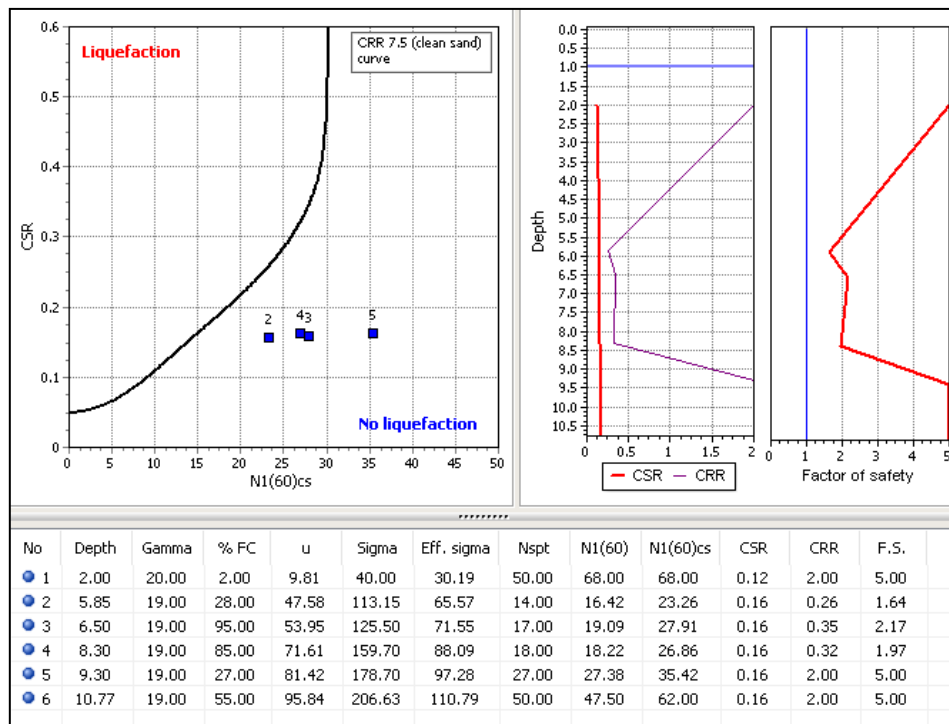
Εικόνα 9.5.3.13.B:  
Τελικά αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-A

Γεώτρηση Γ6-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.14), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.14:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqT για την γεώτρηση Γ6-Α

Γεώτρηση Γ7-Α: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.15), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.

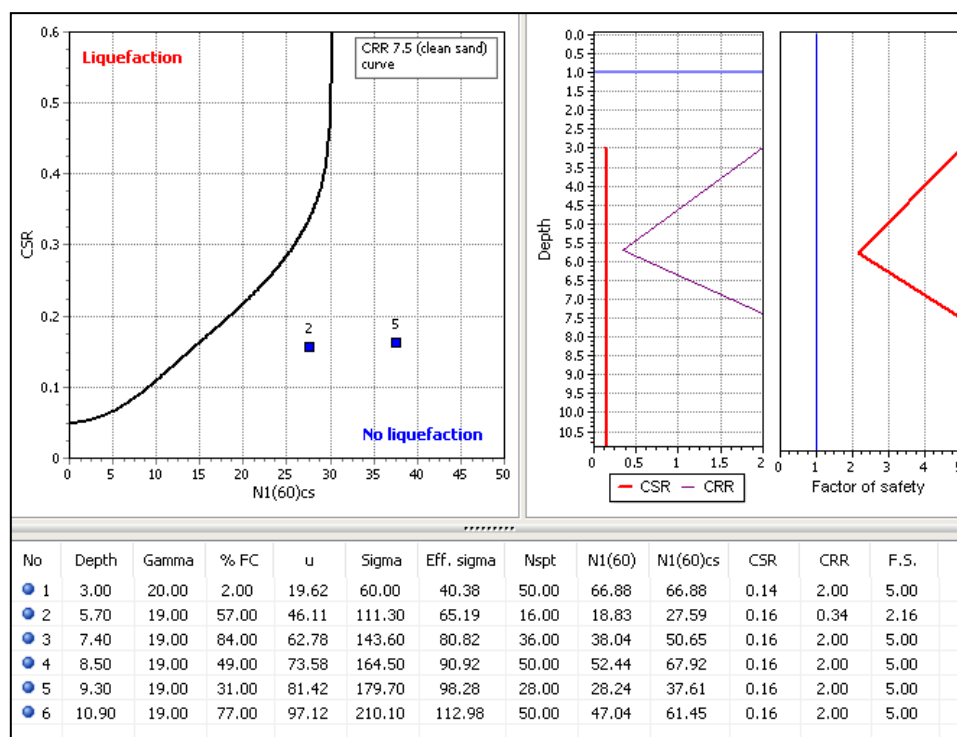


Εικόνα 9.5.3.15:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqT για την γεώτρηση Γ7-Α

Γεώτρηση Γ8-Α: Δεν αξιοποιείται, καθώς αποτελείται μόνο από τεχνητές επιχώσεις λίγων μέτρων.



Γεώτρηση Γ9-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.16), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.16:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9-A

### Ληξούρι

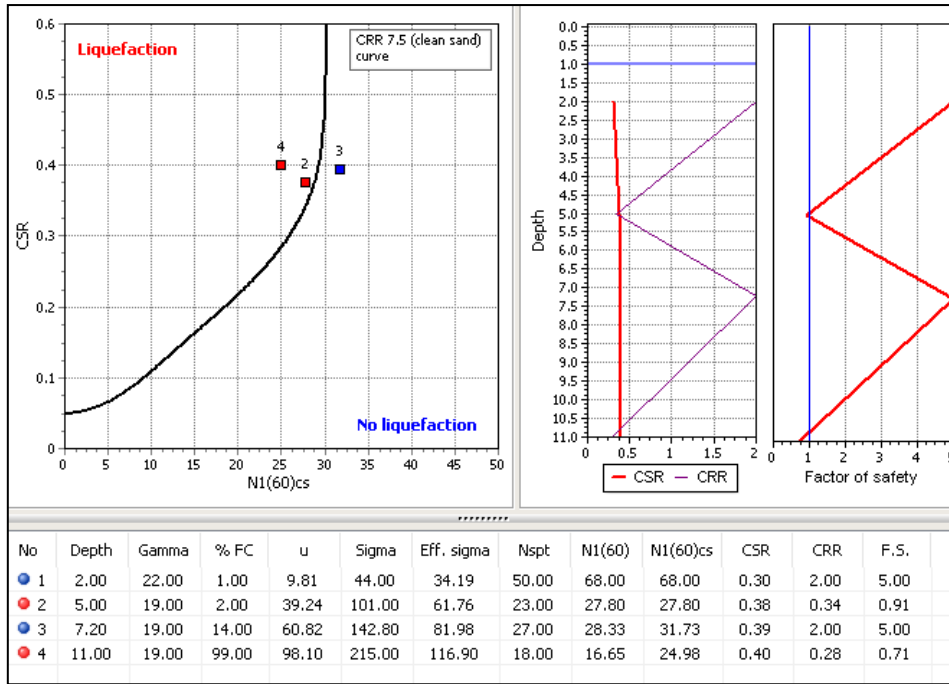
Πρόσθετα δεδομένα που έπρεπε να εισαγάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα ήταν τα εξής (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, 2014):

- Μέγεθος σεισμού  $M_w = 5.9$
- Τιμή PGA = 0.68 g

Για την περίπτωση αυτή αξιοποιήθηκαν τα δεδομένα από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (2014), που είναι πιο αντιπροσωπευτικές για την περιοχή, καθώς οι τιμές των παραμέτρων που χρησιμοποιήσαμε στην περίπτωση του Αργοστολίου δεν μας έδιναν σωστά αποτελέσματα - συγκρίνοντας με τις πραγματικές εμφανίσεις ρευστοποιήσεων που παρατηρήθηκαν μετά τους σεισμούς του Ιανουαρίου και Φεβρουαρίου 2014 στην Κεφαλονιά.

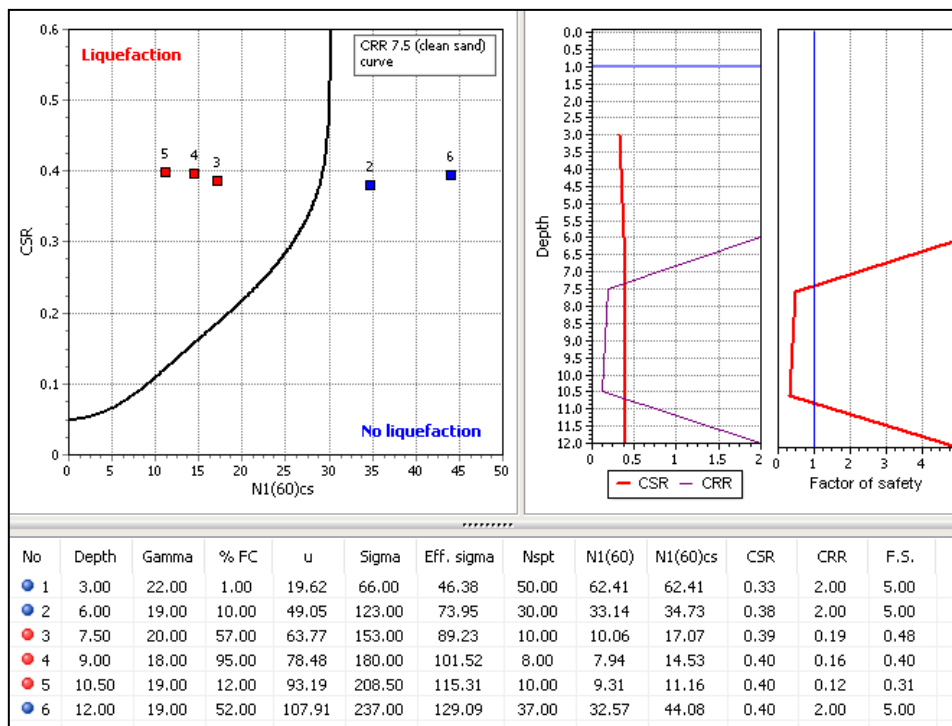
Για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Ληξουρίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

Γεώτρηση Γ4: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 2 και 4 που αντιστοιχούν σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) και αργιλοϊλυώδη άμμο έως αμμοίλυ και άργιλο αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.3.17).



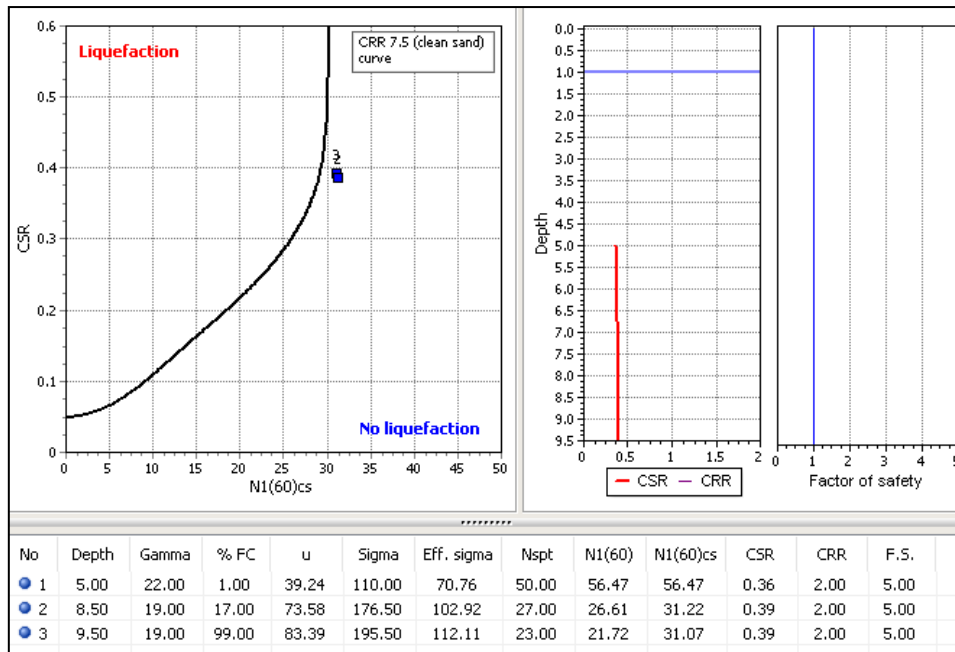
Εικόνα 9.5.3.17:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4

Γεώτρηση Γ5: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 και 4 (αργιλιώδη άμμο έως αμμοίλυ) και 5 (άργιλος) (Εικόνα 9.5.3.18)



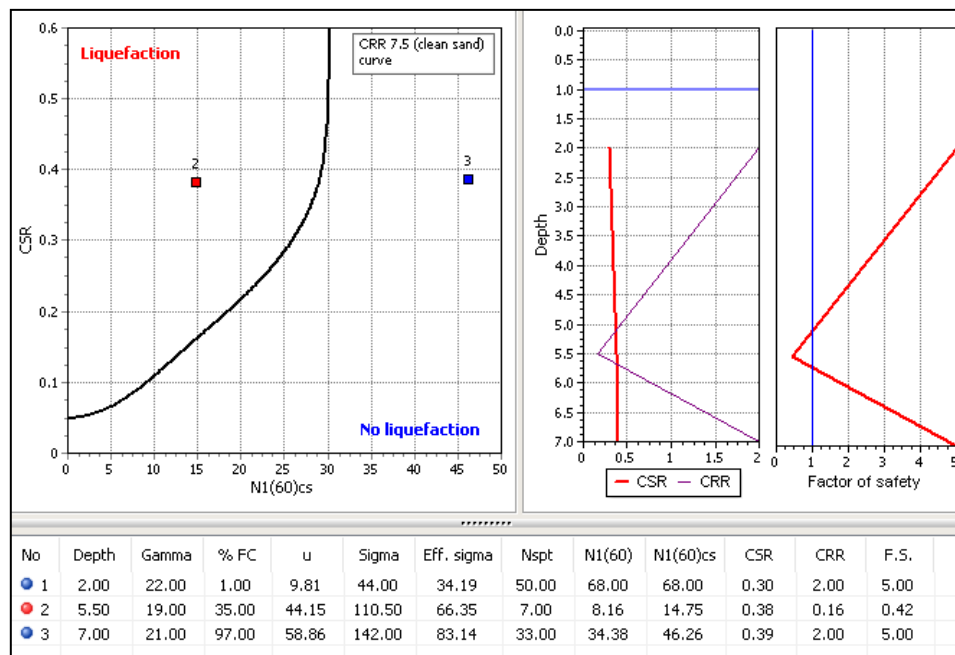
Εικόνα 9.5.3.18:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5

Γεώτρηση Γ6: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.3.19), αν και τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) και άργιλο, αντίστοιχα, είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση.



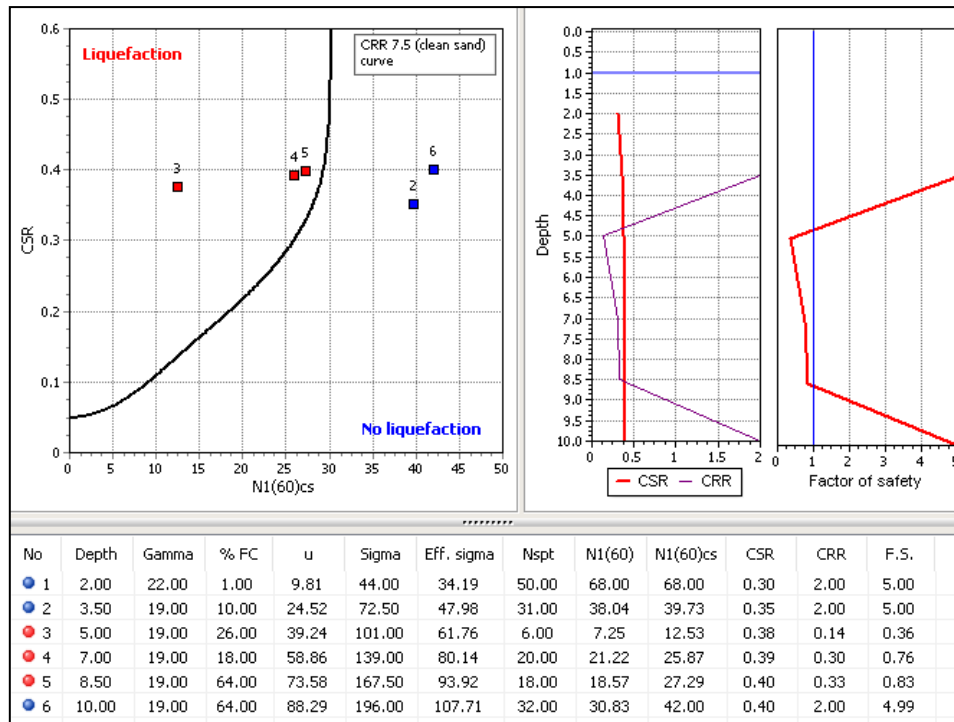
Εικόνα 9.5.3.19:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6

Γεώτρηση Γ9: Ρευστοποίηση του στρώματος 2 που αντιστοιχεί σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) (Εικόνα 9.5.3.20).



Εικόνα 9.5.3.20:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9

Γεώτρηση Γ10: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 (εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες)) , 4 (αργιλοιλύδη άμμος έως αμμοιλύς) και 5 (άργιλος) (Εικόνα 9.5.3.21).



Εικόνα 9.5.3.21:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ10

#### Χερσόνησος Παλικής-Περίπτωση Α

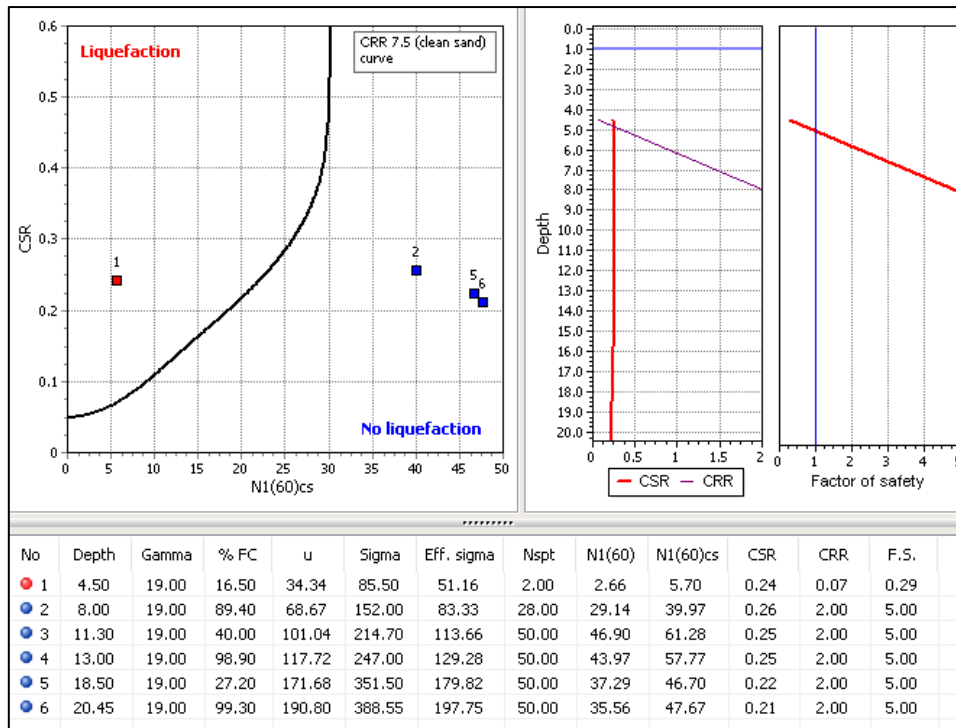
Μόνο τέσσερις γεωτρήσεις αξιοποιήθηκαν από αυτές που είχαν πραγματοποιηθεί στη χερσόνησο της Παλικής, καθώς μόνο αυτές βρίσκονταν πάνω σε τεταρτογενείς αποθέσεις.

Πρόσθετα δεδομένα που έπρεπε να εισαγάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα ήταν τα εξής (Theodoulidis et al., 2015):

- Μέγεθος σεισμού  $M_w = 6.1$ , χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς το μέγεθος του σεισμού που έλαβε χώρα στις 26/01/2014
- Τιμή PGA = 0.39 g, χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς την τιμή PGA του σεισμού που έλαβε χώρα στις 26/01/2014

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στη χερσόνησο της Παλικής προέκυψαν τα παρακάτω:

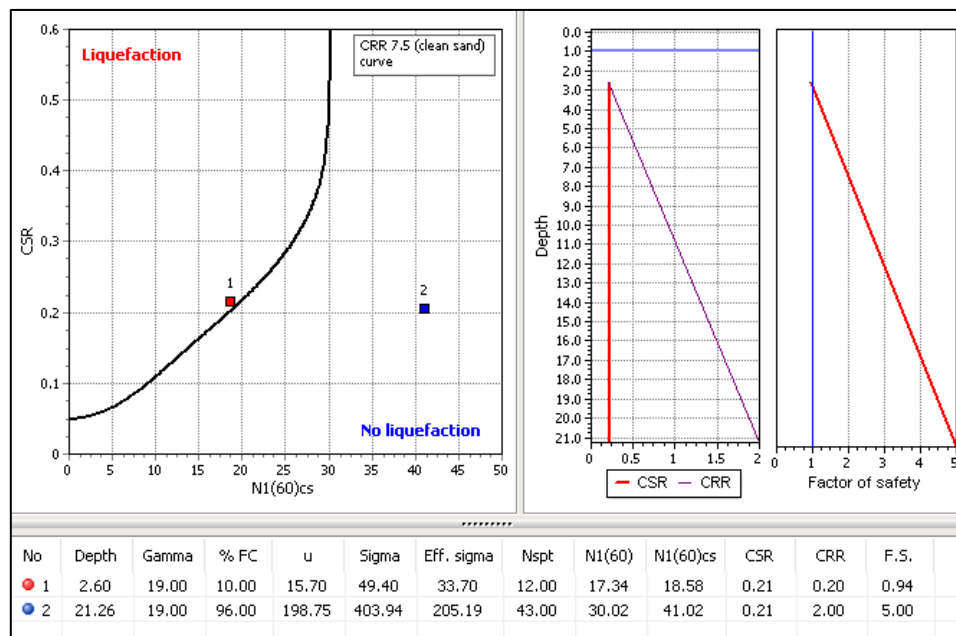
Γεώτρηση Α2-Γ2: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος (Εικόνα 9.5.3.22).



Εικόνα 9.5.3.22:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A2-Γ2

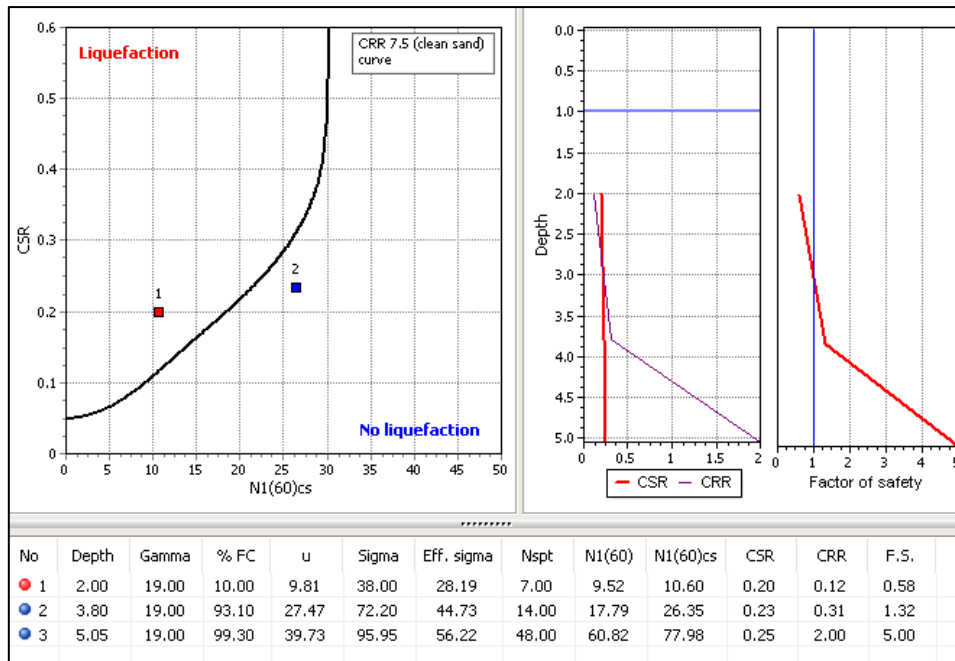
Γεώτρηση A8-Γ1: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος (Εικόνα 9.5.3.23).



Εικόνα 9.5.3.23:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A8-Γ1

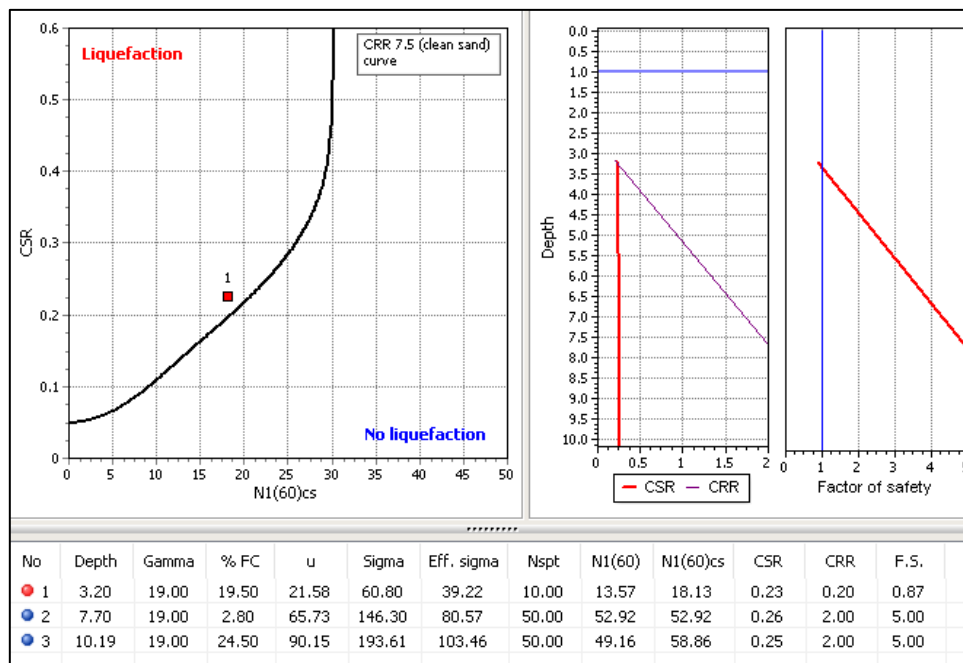
Γεώτρηση A8-Γ8: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος (Εικόνα 9.5.3.24).



Εικόνα 9.5.3.24:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A8-G8

Γεώτρηση A22-G2: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε λυώδης χάλικες με άμμο (Εικόνα 9.5.3.25).



Εικόνα 9.5.3.25:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A22-G2

Οι συγκεκριμένες περιπτώσεις αφορούν γεωτρήσεις που βρίσκονται πάνω στον οδικό άξονα, όπου έχουμε μαργαϊκό υπόβαθρο, οπότε ο ορισμός της ρευστοποίησης δεν είναι δόκιμος (οι μαργαϊκοί σχηματισμοί δεν ρευστοποιούνται). Θα μπορούσαμε να μιλάμε για πιθανότητα αστοχίας του έργου, αλλά όχι για ανάδυση υλικού. Το πιο πιθανό είναι ότι τα παραπάνω αποτελέσματα οφείλονται στην παρουσία των υλικών επιχώματος, τα οποία



εμφανίζουν υψηλή τρωτότητα σε ρευστοποίηση. Έτσι, για τις παραπάνω περιπτώσεις απαιτείται περαιτέρω μελέτη.

### Χερσόνησος Παλικής-Περίπτωση Β

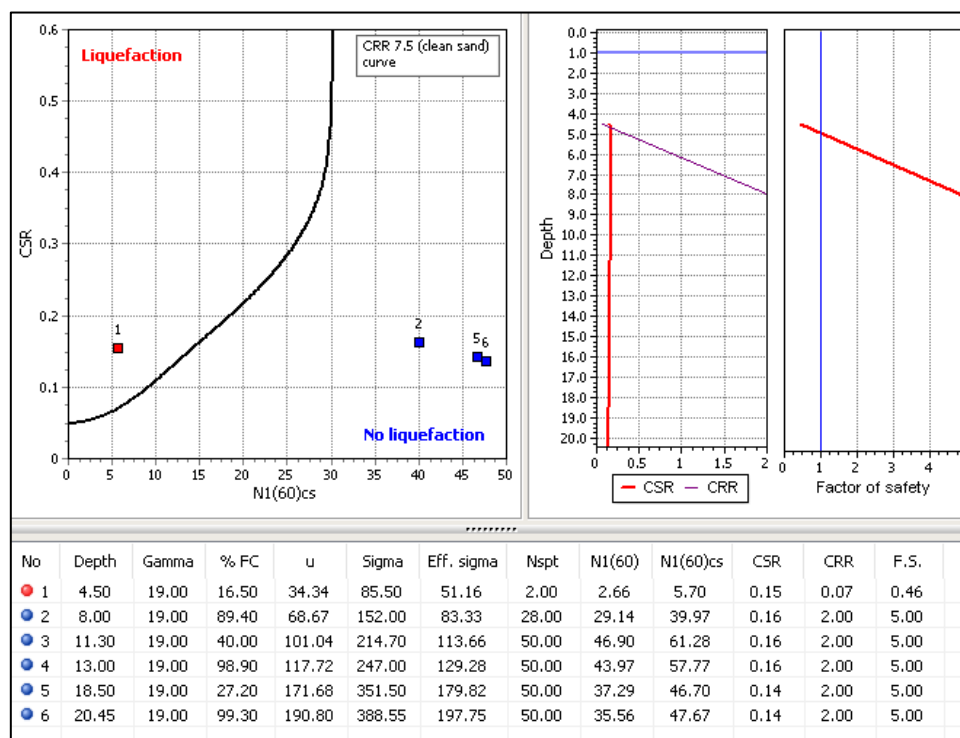
Μόνο τέσσερις γεωτρήσεις αξιοποιήθηκαν από αυτές που είχαν πραγματοποιηθεί στη χερσόνησο της Παλικής, καθώς μόνο αυτές βρίσκονταν πάνω σε τεταρτογενείς αποθέσεις.

Πρόσθετα δεδομένα που έπρεπε να εισαγάγουμε εξ' αρχής στο πρόγραμμα ήταν τα εξής (Theodoulidis et al., 2015):

- Μέγεθος σεισμού  $M_w = 6.0$ , χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς το μέγεθος του σεισμού που έλαβε χώρα στις 03/02/2014
- Τιμή PGA = 0.26 g, χρησιμοποιήσαμε ως σημείο αναφοράς την τιμή PGA του σεισμού που έλαβε χώρα στις 03/02/2014

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην Χερσόνησο της Παλικής προέκυψαν τα παρακάτω:

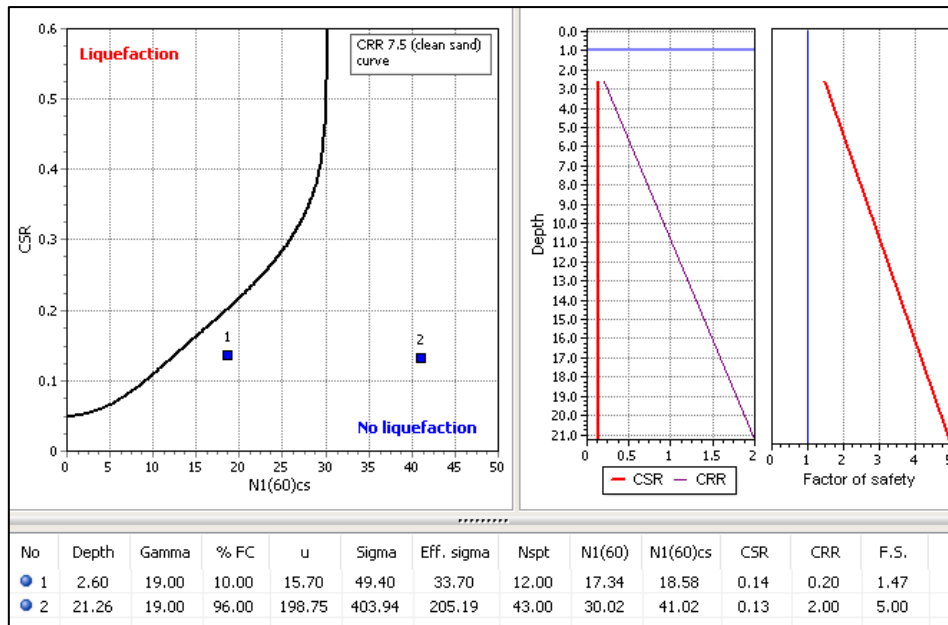
Γεώτρηση A2-Γ2: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος (Εικόνα 9.5.3.26).



Εικόνα 9.5.3.26:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A2-Γ2

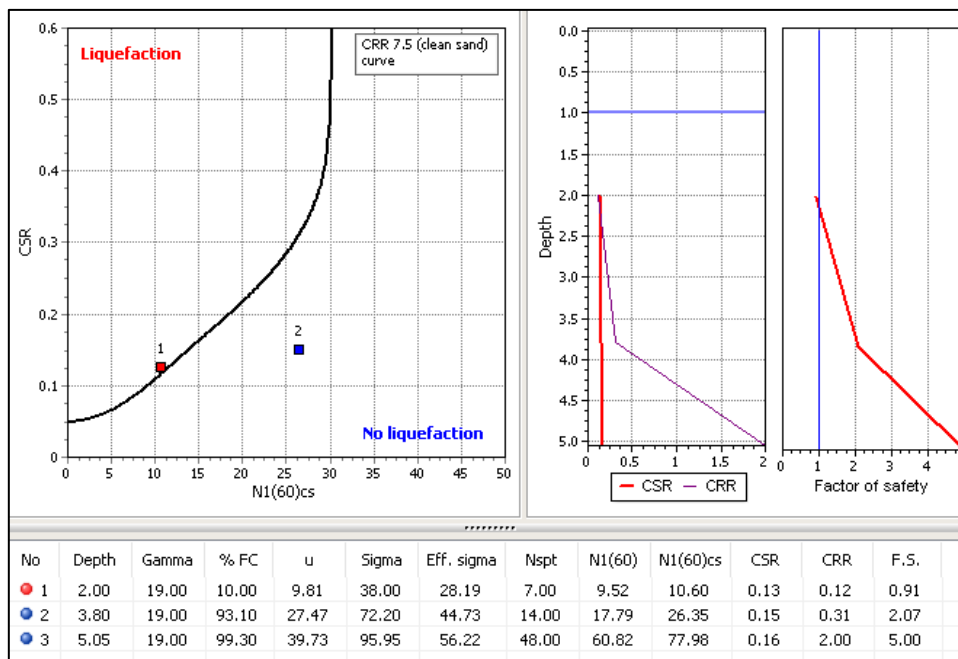
Γεώτρηση A8-Γ1: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος είναι επιδεικτικό σε ρευστοποίηση (Εικόνα 9.5.3.27).



Εικόνα 9.5.3.27:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A8-Γ1

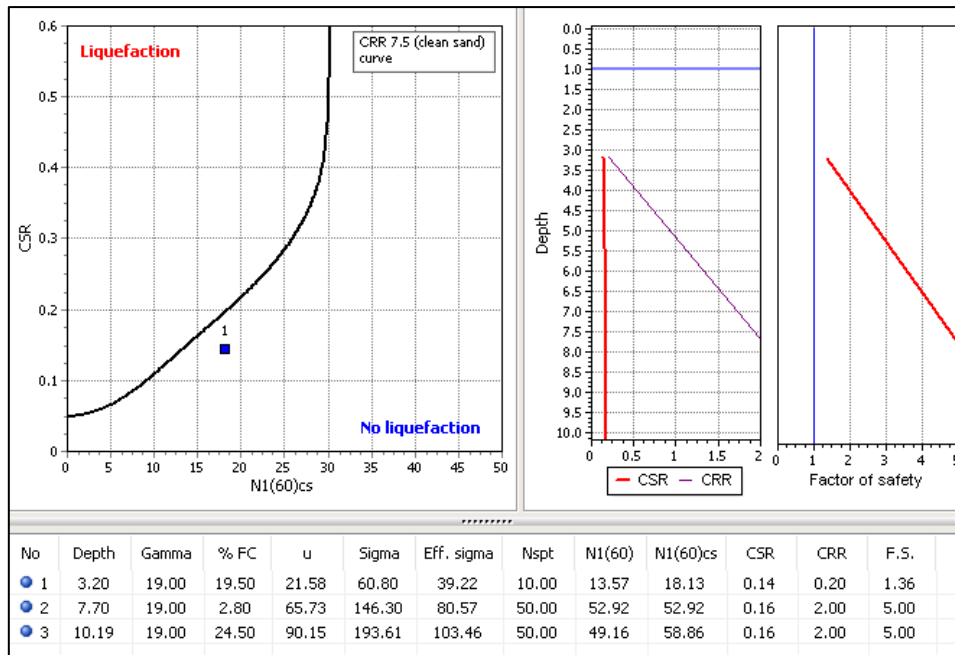
Γεώτρηση A8-Γ8: Ρευστοποίηση του στρώματος 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος (Εικόνα 9.5.3.28).



Εικόνα 9.5.3.28:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A8-Γ8

Γεώτρηση A22-Γ2: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 1 που αντιστοιχεί σε υλικά επιχώματος είναι επιδεικτικό σε ρευστοποίηση (Εικόνα 9.5.3.29).



Εικόνα 9.5.3.29:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση A22-Γ2

Και σε αυτήν την περίπτωση τα αποτελέσματα δεν είναι αξιόπιστα, ισχύουν τα ίδια με την Περίπτωση A και απαιτείται περαιτέρω μελέτη.

Τέλος, πρέπει να επισημάνουμε ότι στις θέσεις που δεν παρουσιάζεται ρευστοποίηση, παρ' όλο που κάποια στρώματα είναι επιδεικτικά, μπορεί είτε να έχουμε αυξημένη τιμή SPT ή ο υδροφόρος να βρίσκεται σε τέτοια απόσταση ώστε να μην τα επηρεάζει.

#### 9.5.4) Αποτελέσματα από προσομοιωμένες τιμές PGA

##### Αργοστόλι-Περίπτωση A

Η τιμή PGA που δόθηκε σε κάθε περίπτωση φαίνεται στον Πίνακα 9.5.4.1, ενώ το μέγεθος ( $M_w$ ) του σεισμού διατηρήθηκε σταθερό και ίσο με 6.1.

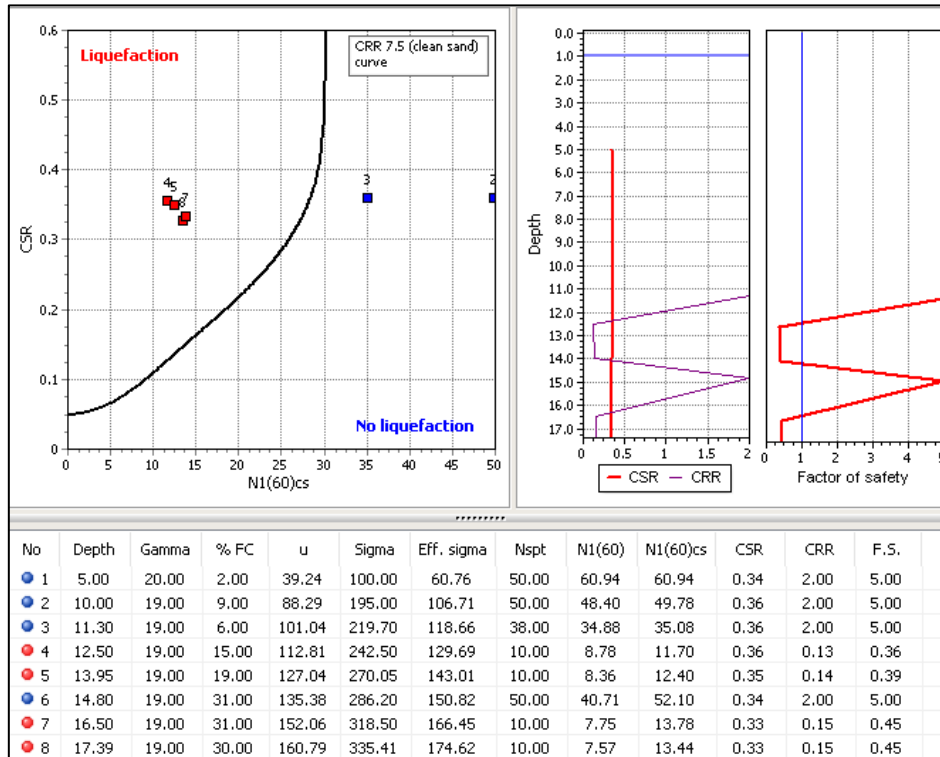
Πίνακας 9.5.4.1:

Τιμή PGA ανά γεώτρηση, σύμφωνα με την κοντινότερη θέση microtremor

ID Γεώτρησης	ID Microtremor	Τιμή PGA (g)
Γ1-A	78	0.56
Γ2-A	2	0.20
Γ3-A	3	0.25
Γ4-A	3	0.25
Γ5-A	1	0.48
Γ6-A	2	0.20
Γ7-A	1	0.48
Γ9-A	1	0.48

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

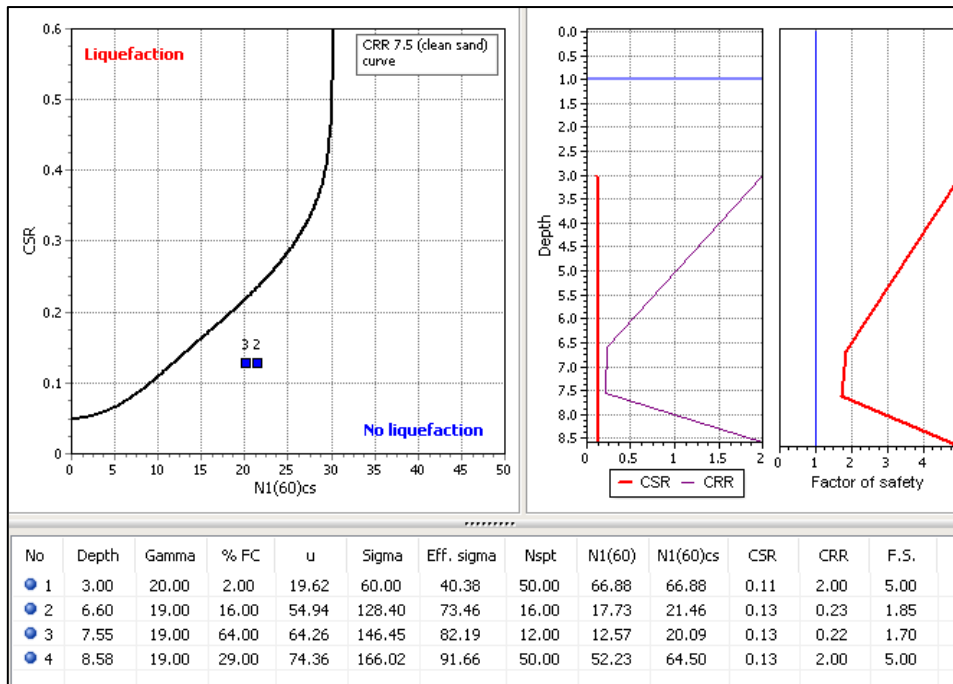
*Γεώτρηση Γ1-A:* Ρευστοποίηση των στρωμάτων 4, 5, 7 και 8 που αντιστοιχούν σε ιλυώδη άμμο (στρώματα 4 και 5) και ιλυώδη έως αργιλοίλυδη άμμο (στρώματα 7 και 8) (Εικόνα 9.5.4.1).



Εικόνα 9.5.4.1:

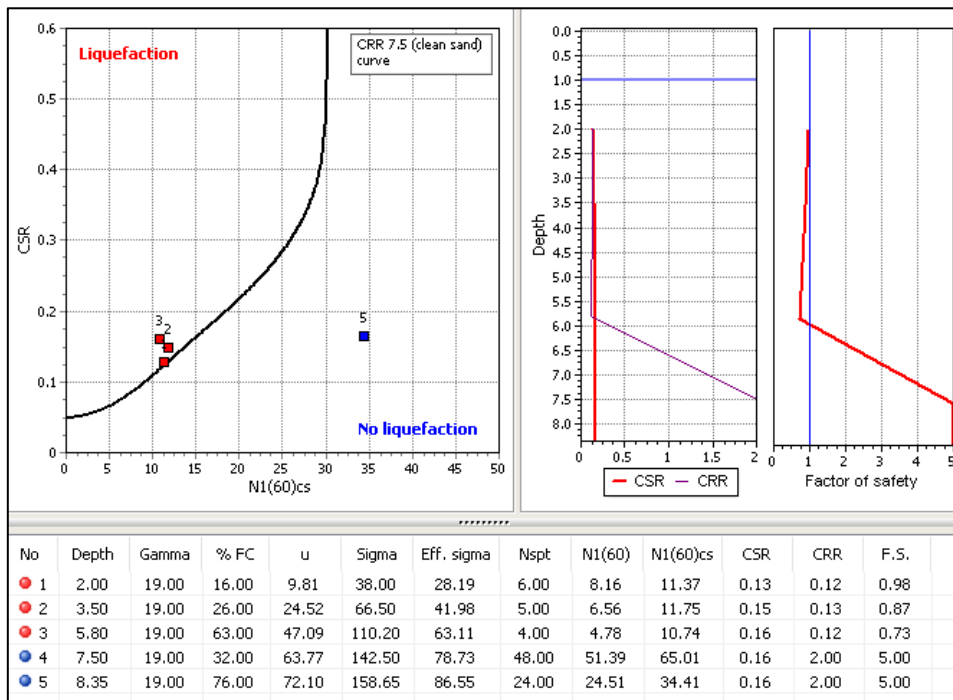
Αποτελέσματα λογισμικού LiqPI για την γεώτρηση Γ1-A

*Γεώτρηση Γ2-A:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλοίλυδο αντίστοιχα είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση (Εικόνα 9.5.4.2).



Εικόνα 9.5.4.2:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ2-Α

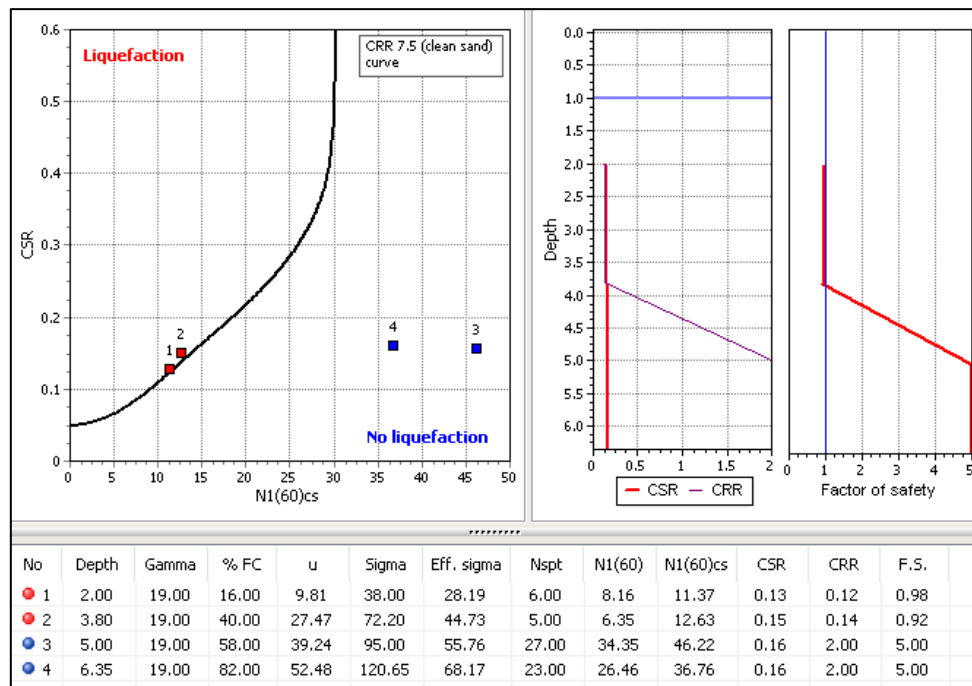
Γεώτρηση Γ3-Α: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1, 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις, αργιλώδη άμμο έως αργιλώδεις χάλικες και αμμώδη άργιλο αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.4.3). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.4.3:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ3-Α

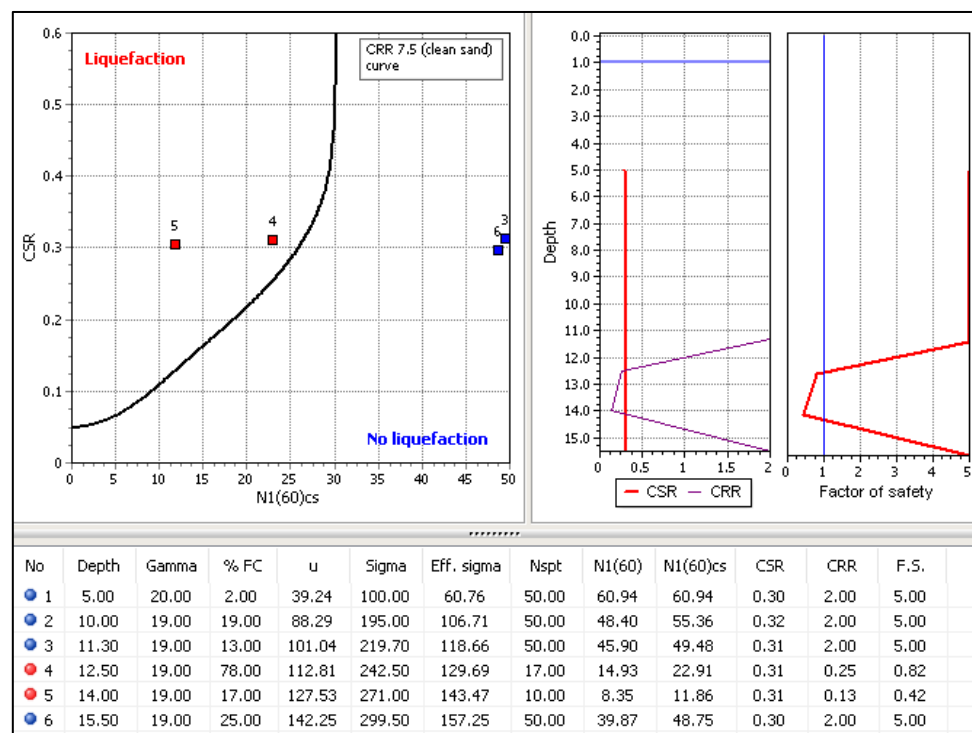
Γεώτρηση Γ4-Α: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 1 και 2 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδη άμμο έως χάλικες αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.4.4). Σύμφωνα με τα

δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.3.4:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση G4-A

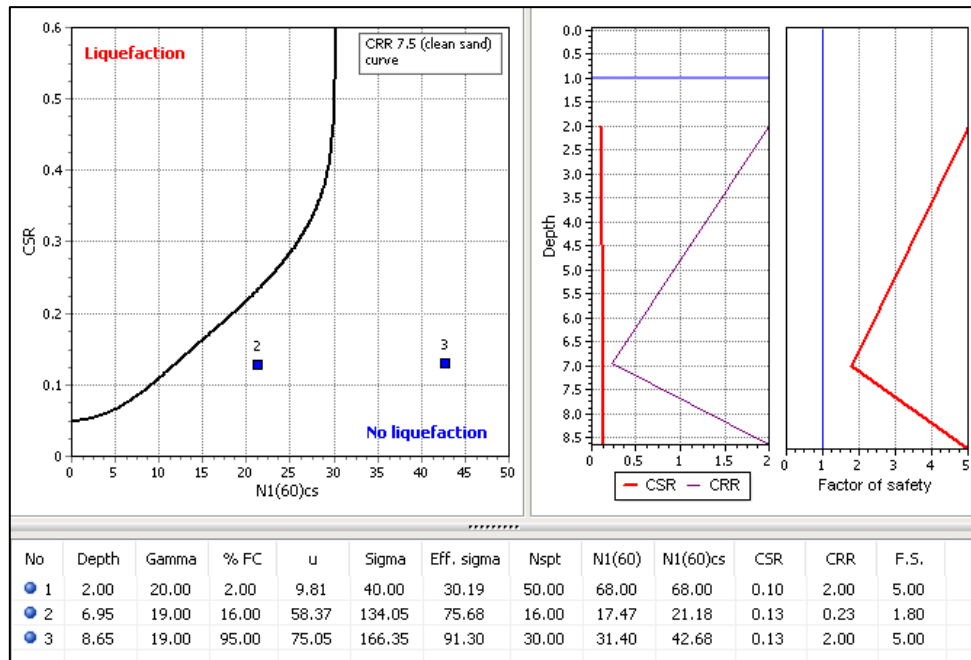
Γεώτρηση G5-A: Ρευστοποίηση του στρώματος 4 που αντιστοιχεί σε λυώδη άμμο και αμμώδη άργιλο και του 5 που αντιστοιχεί σε αργιλώδη άμμο (Εικόνα 9.5.4.5).



Εικόνα 9.5.4.5:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση G5-A

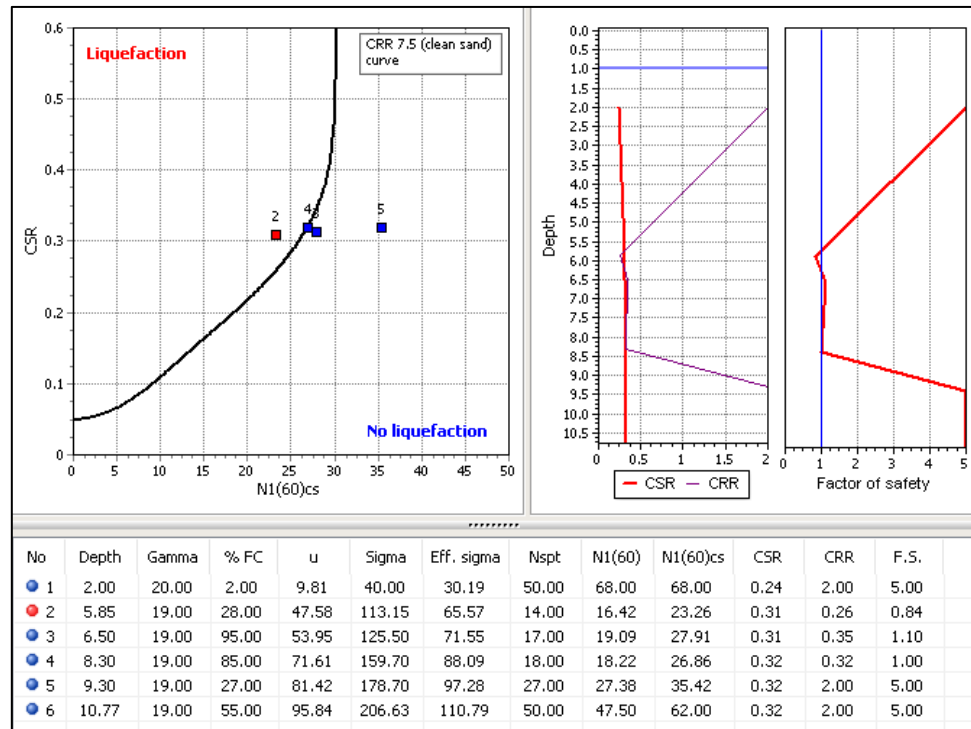


Γεώτρηση Γ6-Α: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 που αντιστοιχεί σε τεχνητές επιχώσεις είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση (Εικόνα 9.5.4.6).



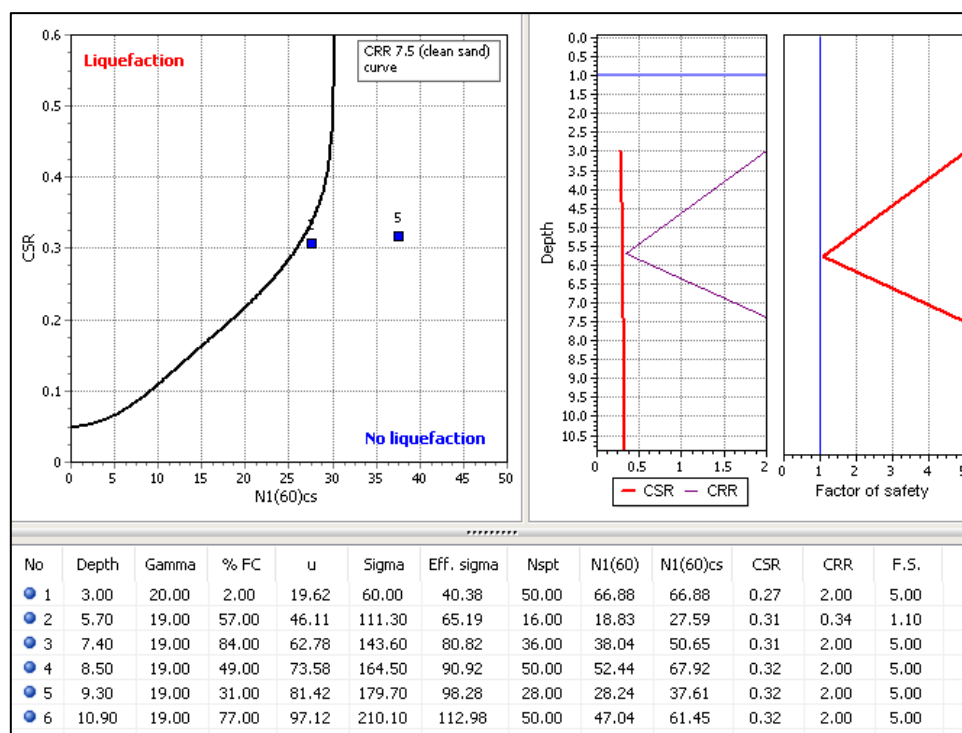
Εικόνα 9.5.4.6:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6-Α

Γεώτρηση Γ7-Α: Ρευστοποιείται το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) (Εικόνα 9.5.4.7).



Εικόνα 9.5.4.7:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ7-Α

Γεώτρηση Γ9-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.8), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.4.8:  
Αποτελέσματα λογισμικού LIQIT για την γεώτρηση Γ9-A

### Αργοστόλι- Περίπτωση Β

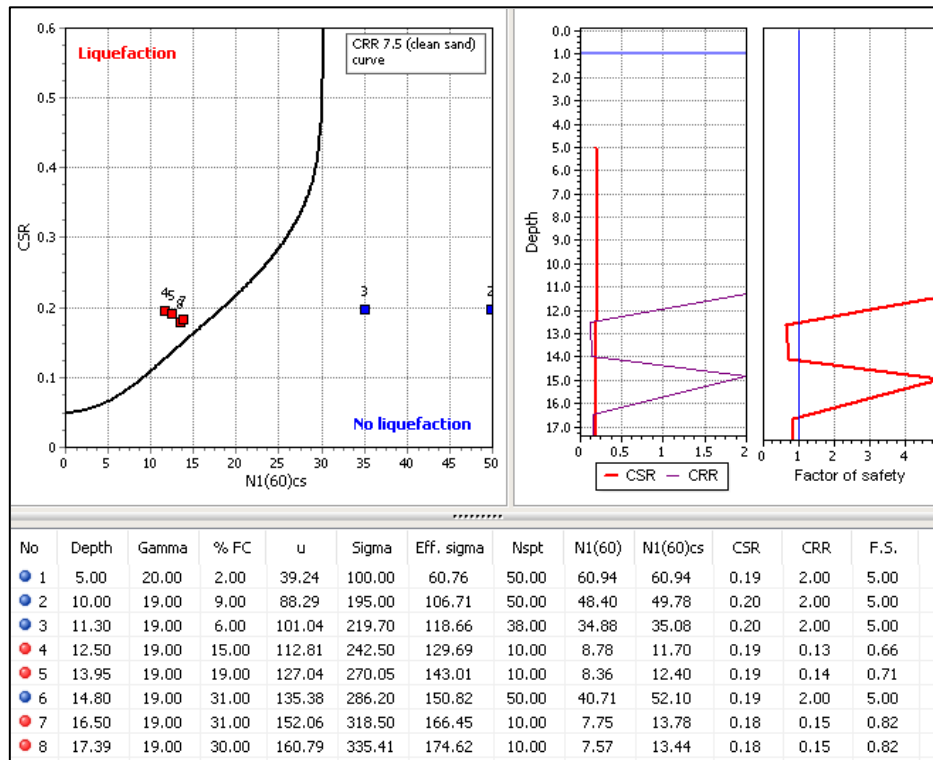
Η τιμή PGA που δόθηκε σε κάθε περίπτωση φαίνεται στον Πίνακα 9.5.4.2, ενώ το μέγεθος ( $M_w$ ) του σεισμού διατηρήθηκε σταθερό και ίσο με 6.0.

Πίνακας 9.5.4.2:  
Τιμή PGA ανά γεώτρηση, σύμφωνα με την κοντινότερη θέση microtremor

ID Γεώτρησης	ID Microtremor	Τιμή PGA (g)
Γ1-A	78	0.32
Γ2-A	2	0.17
Γ3-A	3	0.19
Γ4-A	3	0.19
Γ5-A	1	0.30
Γ6-A	2	0.17
Γ7-A	1	0.30
Γ9-A	1	0.30

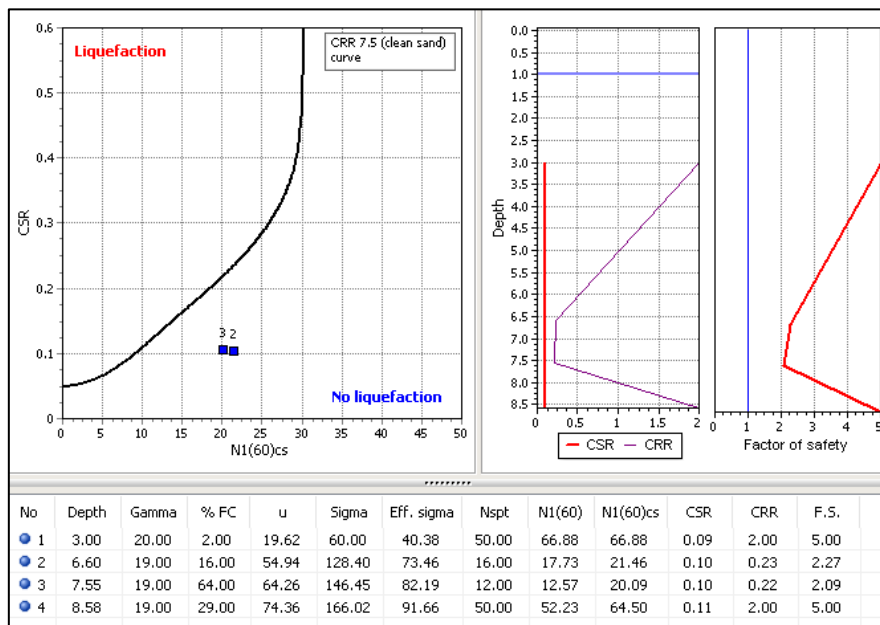
Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

Γεώτρηση Γ1-A: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 4, 5, 7 και 8 που αντιστοιχούν σε ιλυώδη άμμο (στρώματα 4 και 5) και ιλυώδη έως αργιλοίλυδη άμμο (στρώματα 7 και 8) (Εικόνα 9.5.4.9).



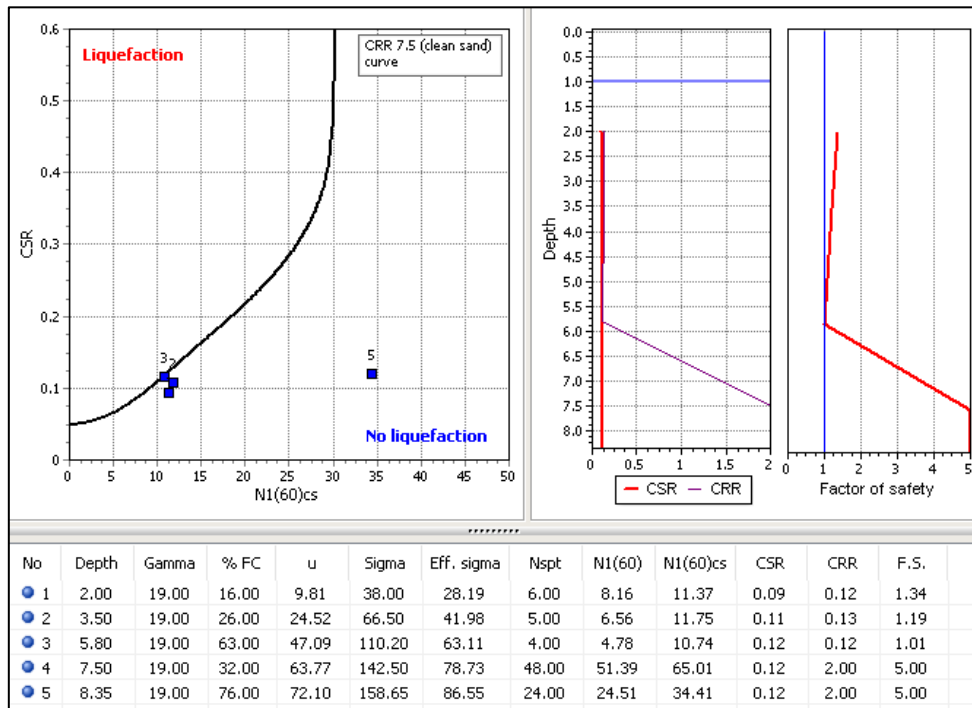
Εικόνα 9.5.4.9: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ1-A

Γεώτρηση Γ2-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.10), αν και τα στρώματα 2 και 3 - που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλοίλυδο αντίστοιχα - είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση.



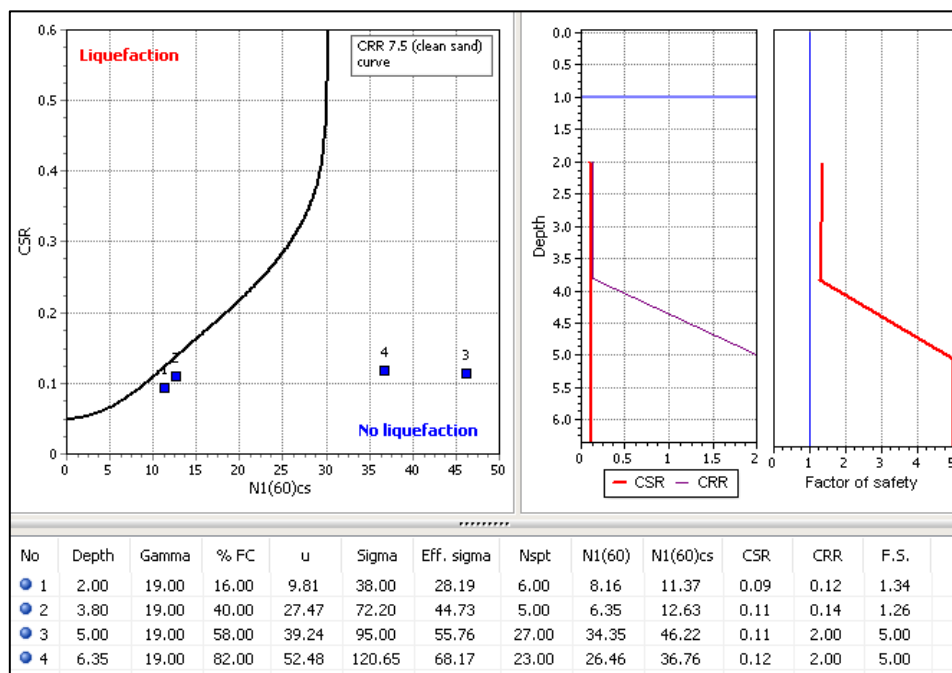
Εικόνα 9.5.4.10: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ2-A

Γεώτρηση Γ3-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.11). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



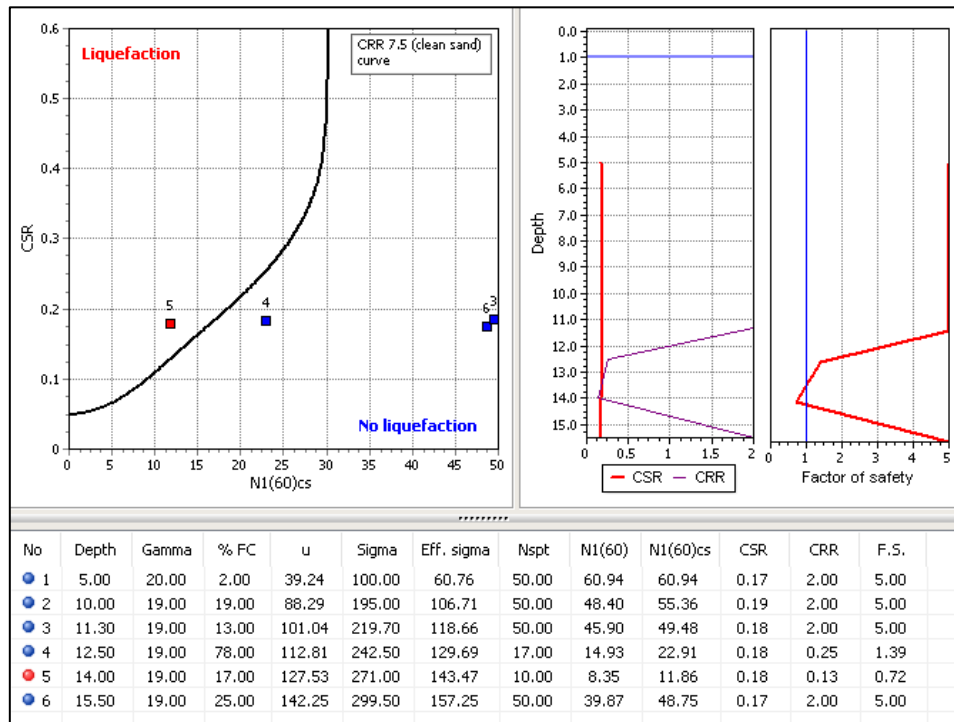
Εικόνα 9.5.4.11:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ3-A

Γεώτρηση Γ4-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.12). Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση.



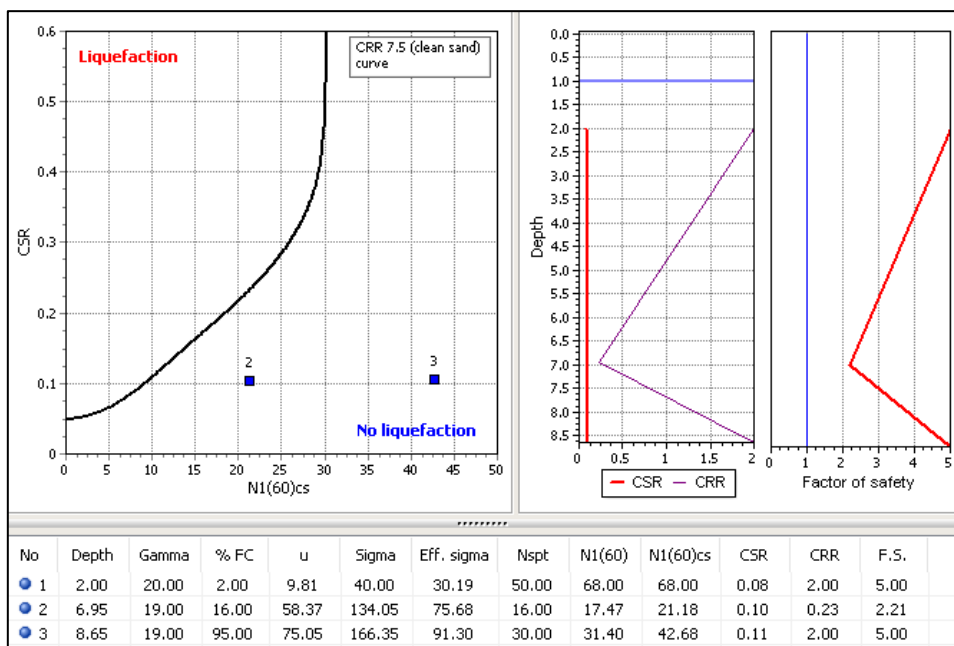
Εικόνα 9.5.3.12:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4-A

Γεώτρηση Γ5-Α: Ρευστοποίηση του στρώματος 5 που αντιστοιχεί σε αργιλώδη άμμο (Εικόνα 9.5.4.13). Το στρώμα 4 που αντιστοιχεί σε λυώδη άμμο και αμμώδη άργιλο, αν και επιδεκτικό σε ρευστοποίηση δεν ρευστοποιείται.



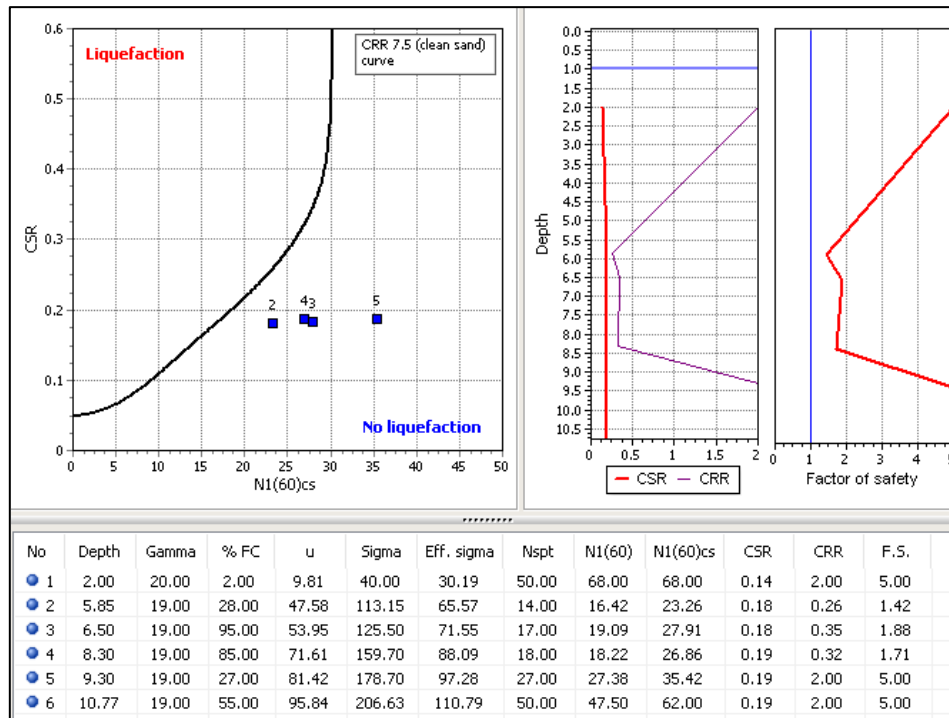
Εικόνα 9.5.4.13:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-Α

Γεώτρηση Γ6-Α: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 που αντιστοιχεί σε τεχνητές επιχώσεις είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση (Εικόνα 9.5.4.14).



Εικόνα 9.5.4.14:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6-Α

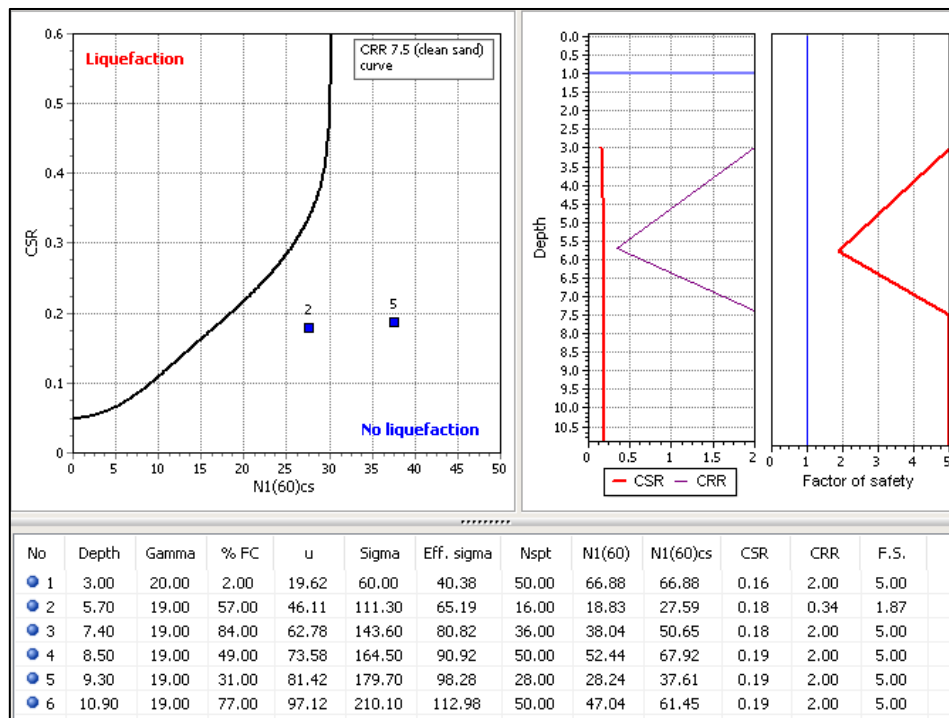
Γεώτρηση Γ7-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.15), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.4.15:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ7-A

Γεώτρηση Γ9-A: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.16), αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.4.16:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9-A

## Ληξούρι

Η τιμή PGA που δόθηκε σε κάθε περίπτωση φαίνεται στον Πίνακα 9.5.4.3, ενώ το μέγεθος ( $M_w$ ) του σεισμού διατηρήθηκε σταθερό και ίσο με 5.9.

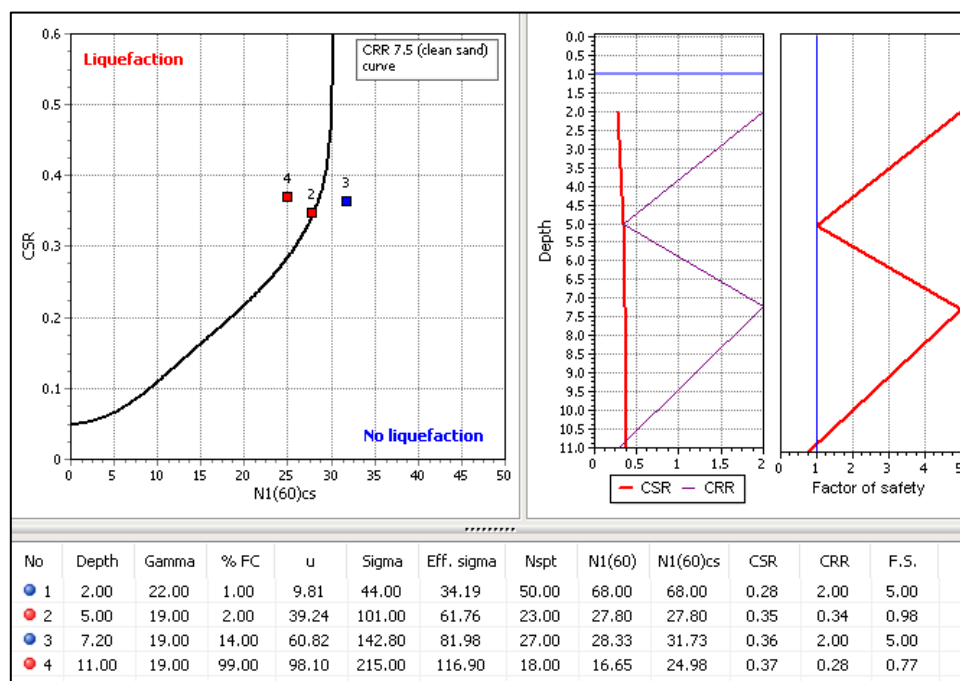
Πίνακας 9.5.4.3:

Τιμή PGA ανά γεώτρηση, σύμφωνα με την κοντινότερη θέση microtremor

ID Γεώτρησης	ID Microtremor	Τιμή PGA (g)
Γ4	30	0.63
Γ5	30	0.63
Γ6	30	0.63
Γ9	30	0.63
Γ10	33	0.93

Για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Ληξουρίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

**Γεώτρηση Γ4:** Ρευστοποίηση των στρωμάτων 2 και 4 που αντιστοιχούν σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) και αργιλοϊλυώδη άμμο έως αμμοϊλύ και άργιλο αντίστοιχα (Εικόνα 9.5.4.17).

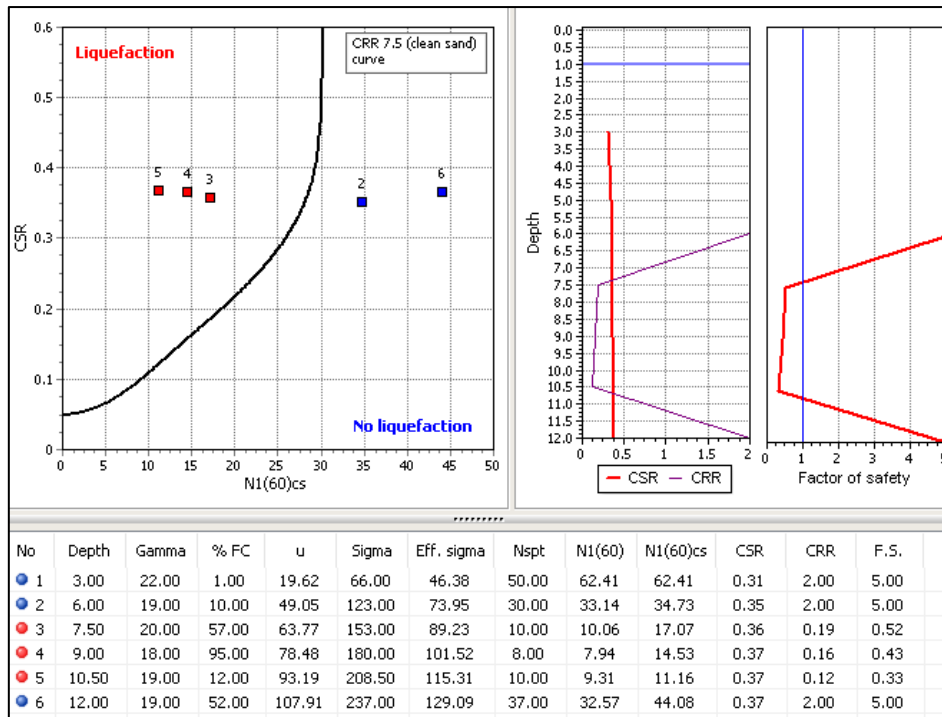


Εικόνα 9.5.4.17:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4

**Γεώτρηση Γ5:** Ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 και 4 (αργιλοϊλυώδη άμμο έως αμμοϊλύ) και 5 (άργιλος) (Εικόνα 9.5.4.18).

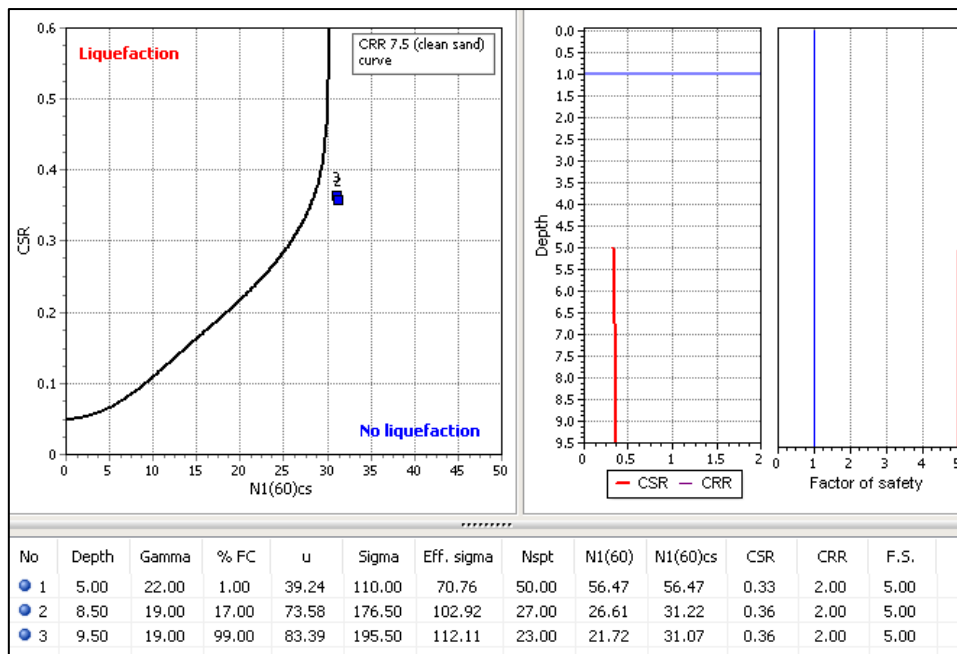




Εικόνα 9.5.4.18:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5

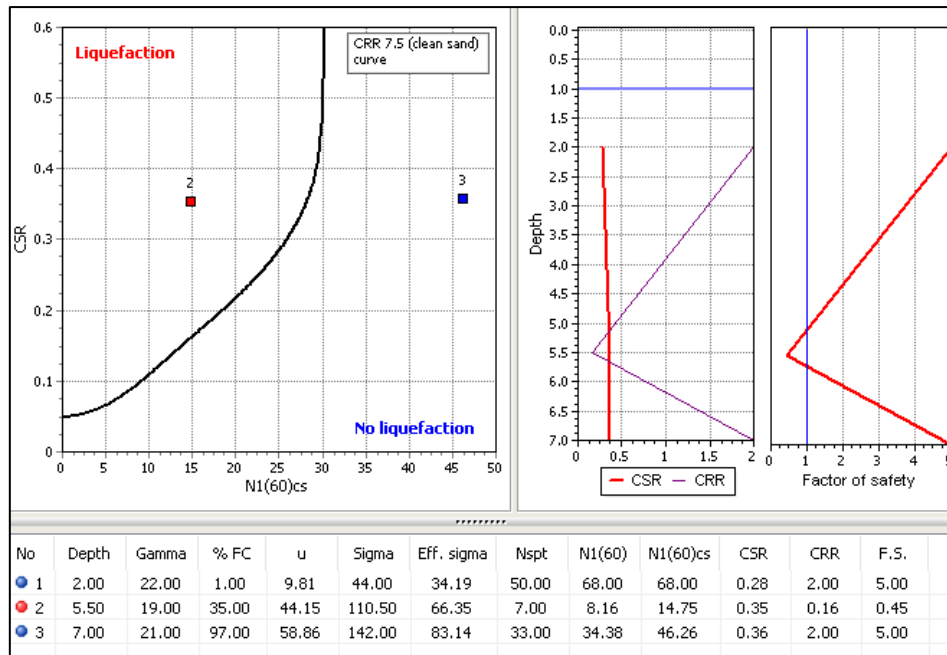
Γεώτρηση Γ6: Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα (Εικόνα 9.5.4.19), αν και τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) και άργιλο, αντίστοιχα, είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση.



Εικόνα 9.5.4.19:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6

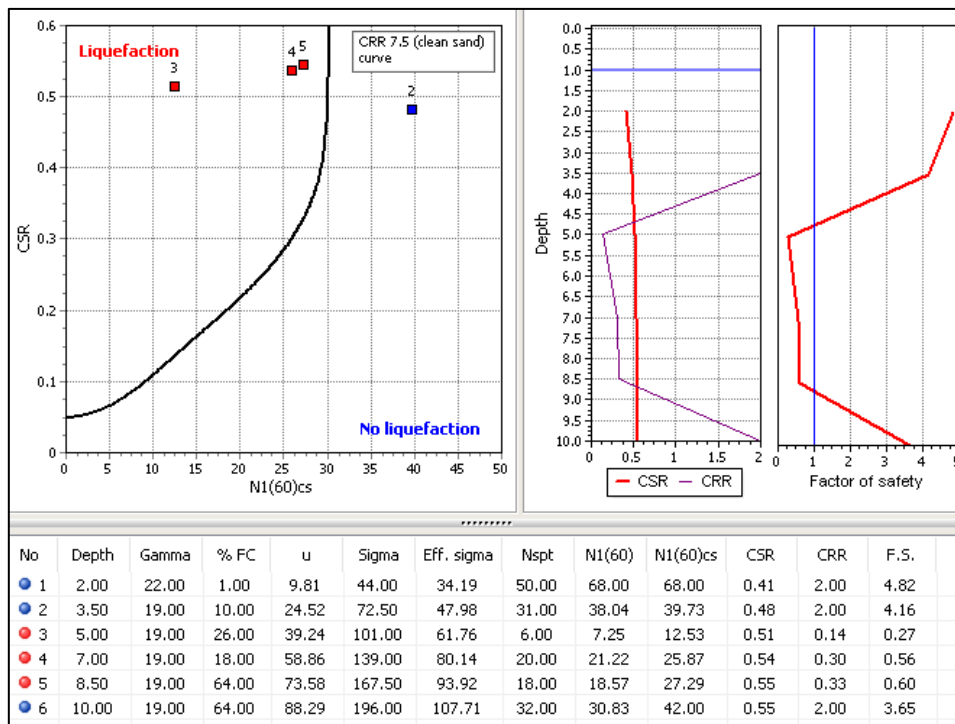
Γεώτρηση Γ9: Ρευστοποίηση του στρώματος 2 που αντιστοιχεί σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) (Εικόνα 9.5.4.20).



Εικόνα 9.5.4.20:

Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9

Γεώτρηση Γ10: Ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 (εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες)), 4 (αργιλοίλυδη άμμος έως αμμοιύς) και 5 (άργιλος) (Εικόνα 9.5.4.21).



Εικόνα 9.5.4.21:

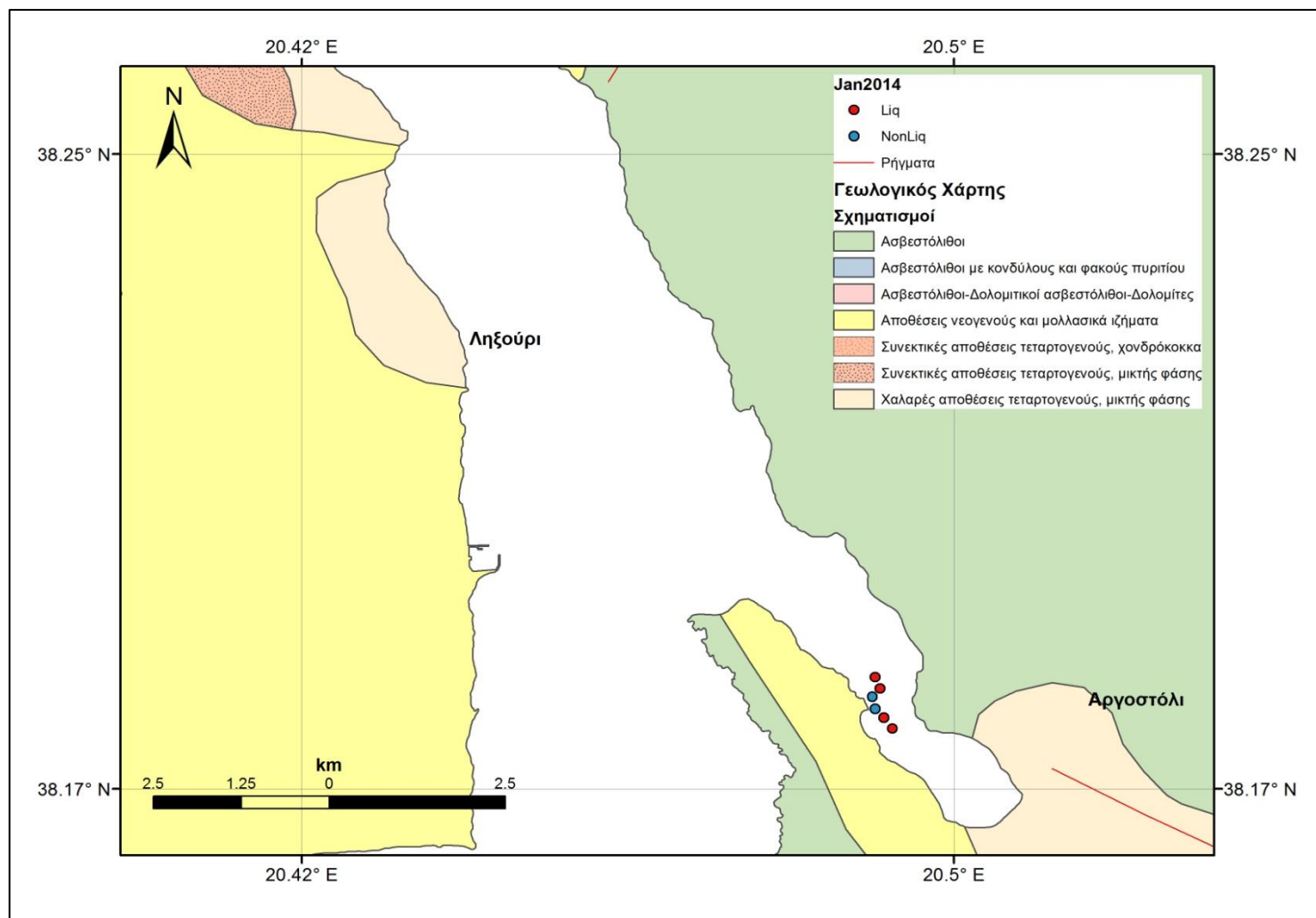
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ10

Τέλος, πρέπει να επισημάνουμε ότι στις θέσεις που δεν παρουσιάζεται ρευστοποίηση, παρ' όλο που κάποια στρώματα είναι επιδεικτικά, μπορεί είτε να έχουμε αυξημένη τιμή SPT ή ο υδροφόρος να βρίσκεται σε τέτοια απόσταση ώστε να μην τα επηρεάζει.

## 9.6) Σύγκριση αποτελεσμάτων

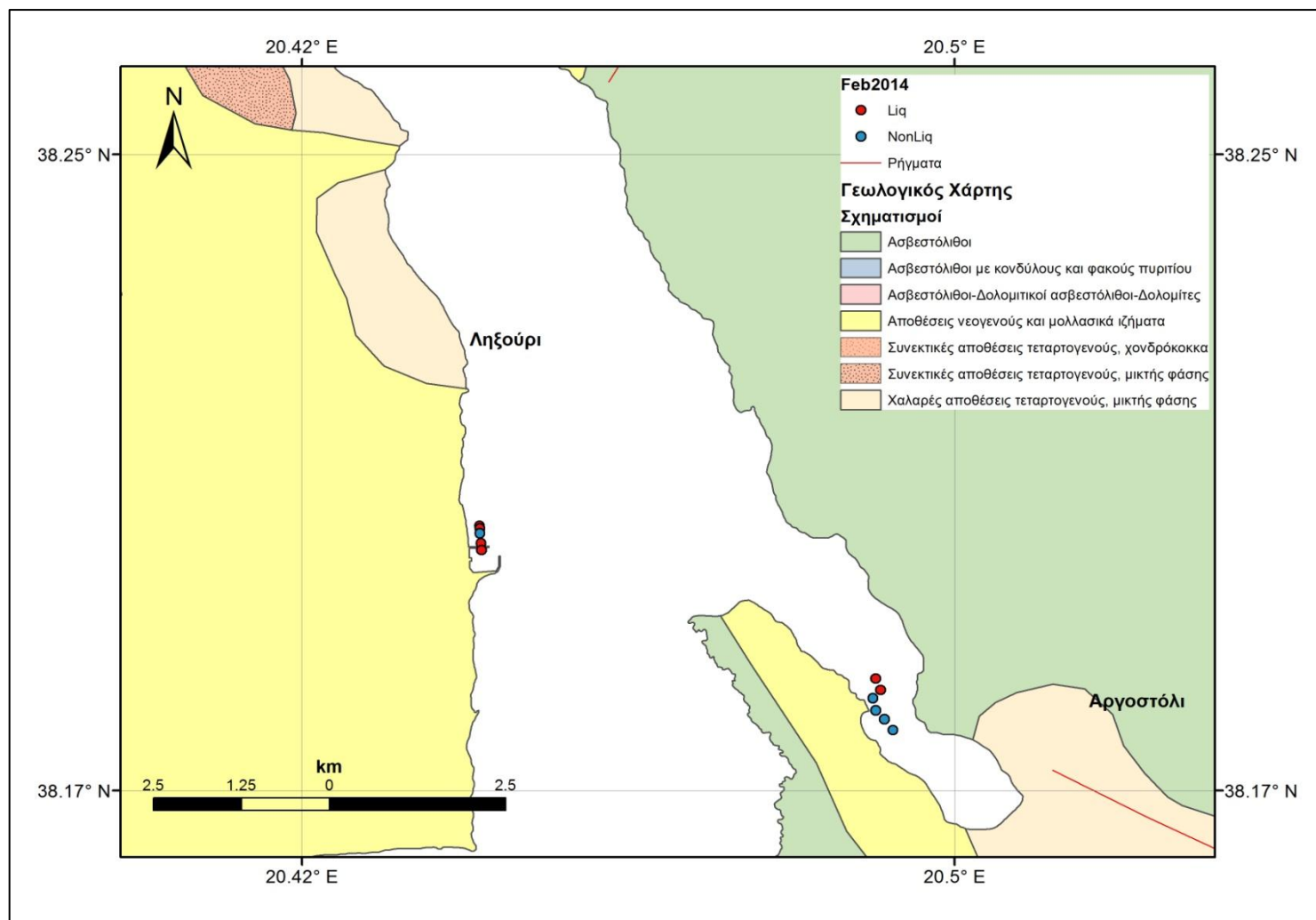
Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των δύο κατηγοριών καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι αύξηση του PGA οδηγεί σε αύξηση του βαθμού κυκλικής τάσης (CSR) και κατ' επέκταση σε αύξηση της πιθανότητας ρευστοποίησης ενός στρώματος. Αυτό αναμένεται καθώς εξ ορισμού γνωρίζουμε ότι το CSR χαρακτηρίζει την σεισμική επίδραση που προκαλείται από έναν δεδομένο σεισμό και μπορεί να προσδιοριστεί από τη μέγιστη επιφανειακή επιτάχυνση του εδάφους.

Έτσι, συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των δύο περιπτώσεων μπορούμε να διακρίνουμε ποια επιπλέον στρώματα θα ρευστοποιηθούν σε περίπτωση που εκδηλωθεί στην περιοχή μεγαλύτερος σεισμός, ο οποίος με τη σειρά του θα αναπτύξει και μεγαλύτερες τιμές PGA.



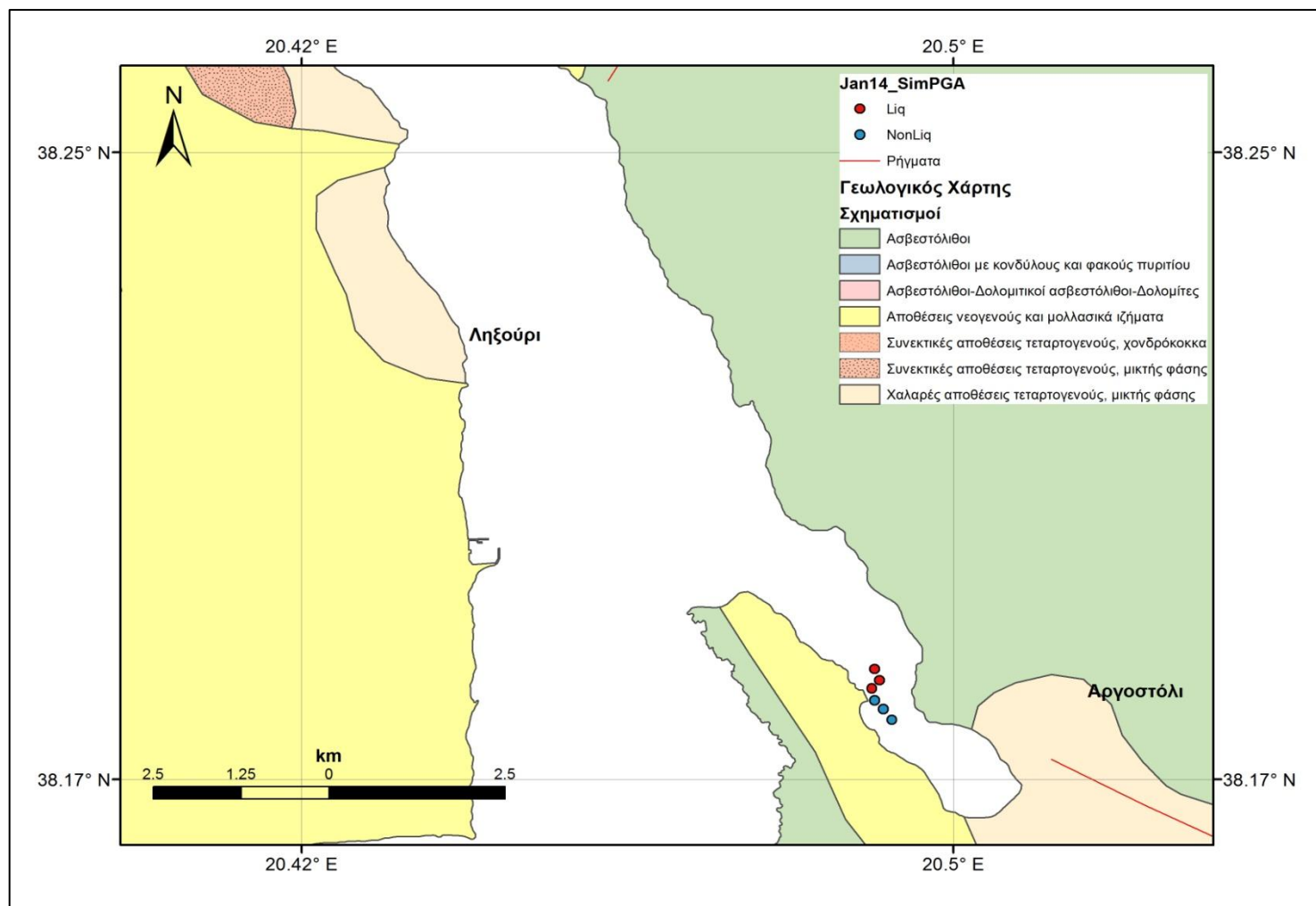
Εικόνα 9.6.1:

Χάρτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις όπου εκτιμάται ότι θα παρατηρηθεί ρευστοποίηση για  $M_w = 6.1$  και  $PGA = 0.39$  g (Αργοστόλι)



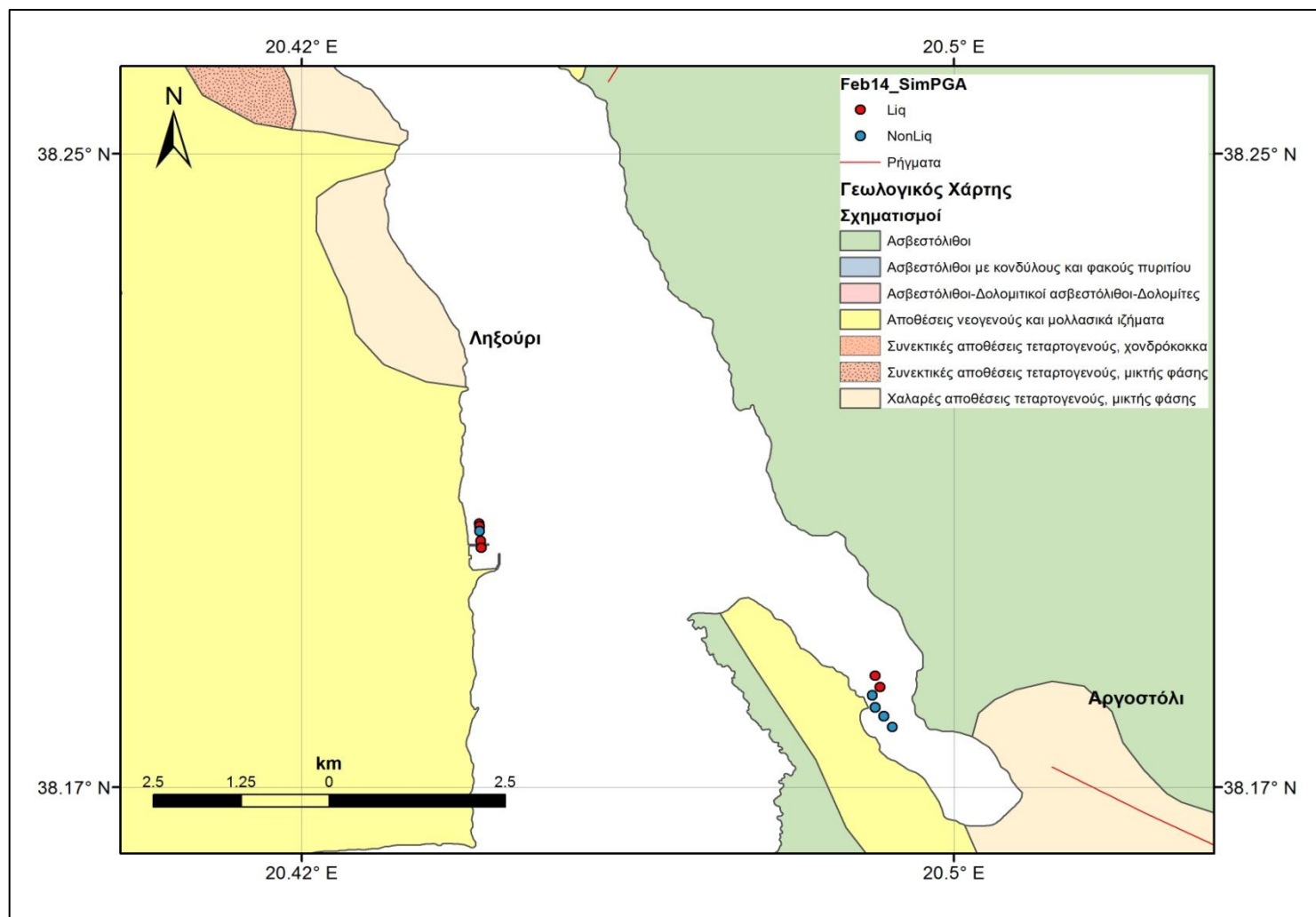
Εικόνα 9.6.2:

Χάρτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις όπου εκτιμάται ότι θα παρατηρηθεί ρευστοποίηση για  $M_w = 6.0$  και  $PGA = 0.26$  g (Αργοστόλι) και  $M_w = 5.9$  και  $PGA = 0.68$  g (Ληξούρι)



Εικόνα 9.6.3:

Χάρτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις όπου εκτιμάται ότι θα παρατηρηθεί ρευστοποίηση για  $M_w = 6.1$  και κυμαινόμενο-προσομοιωμένο PGA (Αργοστόλι)



Εικόνα 9.6.4:

Χάρτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις όπου εκτιμάται ότι θα παρατηρηθεί ρευστοποίηση για  $M_w = 6.0$  (Αργοστόλι),  $M_w = 5.9$  (Ληξούρι) και κυμαινόμενο-προσομοιωμένο PGA



## 10) Αλληλεπίδραση Στάθμης Υδροφόρου Ορίζοντα και Πιθανότητας Ρευστοποίησης

Σε αυτό το κεφάλαιο - και πάλι με τη βοήθεια του λογισμικού LiqIT - μεταβάλαμε τις τιμές της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα σε κάθε θέση, ώστε να δούμε σε ποιο σημείο έχουμε ρευστοποίηση επιπλέον (επιδεκτικών πάντα) στρωμάτων και σε ποιο σημείο ακόμη και τα επιδεκτικά δεν θα ρευστοποιηθούν. Όλες οι υπόλοιπες παράμετροι παρέμειναν σταθερές. Παρακάτω παρατίθενται τα αποτελέσματα:

### Αργοστόλι-Περίπτωση Α

Σεισμός που έλαβε χώρα στις 26/01/2014, με  $M_w = 6.1$  και  $PGA = 0.39$  g (Theodoulidis et al., 2015):

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

*Γεώτρηση Γ1-Α:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν. Τα στρώματα 2 και 3 αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις που είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση, αλλά έχουν υψηλή τιμή SPT, οπότε δεν επηρεάζονται από την τιμή της στάθμης. Αν σταδιακά αρχίσει να πέφτει η στάθμη, παρατηρούμε ότι στα 13 m σταματάει να ρευστοποιείται το στρώμα 4 (ιλυώδης άμμος), στα 14 m το στρώμα 5 (ιλυώδης άμμος), στα 17 m το στρώμα 7 (ιλυώδης έως αργιλιώδης άμμος) και στα 17.50 m το στρώμα 8 (ιλυώδης έως αργιλιώδης άμμος) (Εικόνα 10.1.A και 10.1.B). Επίσης, όμως, παρατηρούμε ότι η συμπεριφορά των στρωμάτων αυτών δεν αλλάζει και ο λόγος που δεν ρευστοποιούνται πια είναι γιατί παύουν να είναι κορεσμένα.

*Γεώτρηση Γ2-Α:* Εκτός από τα στρώματα 2 και 3, που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλιώδη αντίστοιχα, δεν έχουμε άλλο στρώμα επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Έτσι, προσπαθούμε να βρούμε σε ποιο βάθος πρέπει να πέσει η στάθμη, ώστε να μην παρατηρηθεί ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι το στρώμα 2 σταματάει να ρευστοποιείται όταν η στάθμη πέσει στα 2 m, ενώ το στρώμα 3 όταν η στάθμη πέσει στα 3.50 m (Εικόνα 10.2).

*Γεώτρηση Γ3-Α και Γ4-Α:* Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση και δεν κάνουμε δοκιμές.

*Γεώτρηση Γ5-Α:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν. Τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση, όπως και τα στρώματα 4 (ιλυώδης άμμος και αμμώδης άργιλος) και 6 (αργιλιώδης άμμος), δεν επηρεάζονται από την τιμή της στάθμης. Ακόμη, αν πέσει η στάθμη μέχρι και τα 14 m (1.50 m πριν το τέλος της γεώτρησης) το στρώμα 5 (αργιλιώδης άμμος) θα συνεχίσει να ρευστοποιείται (Εικόνα 10.3).

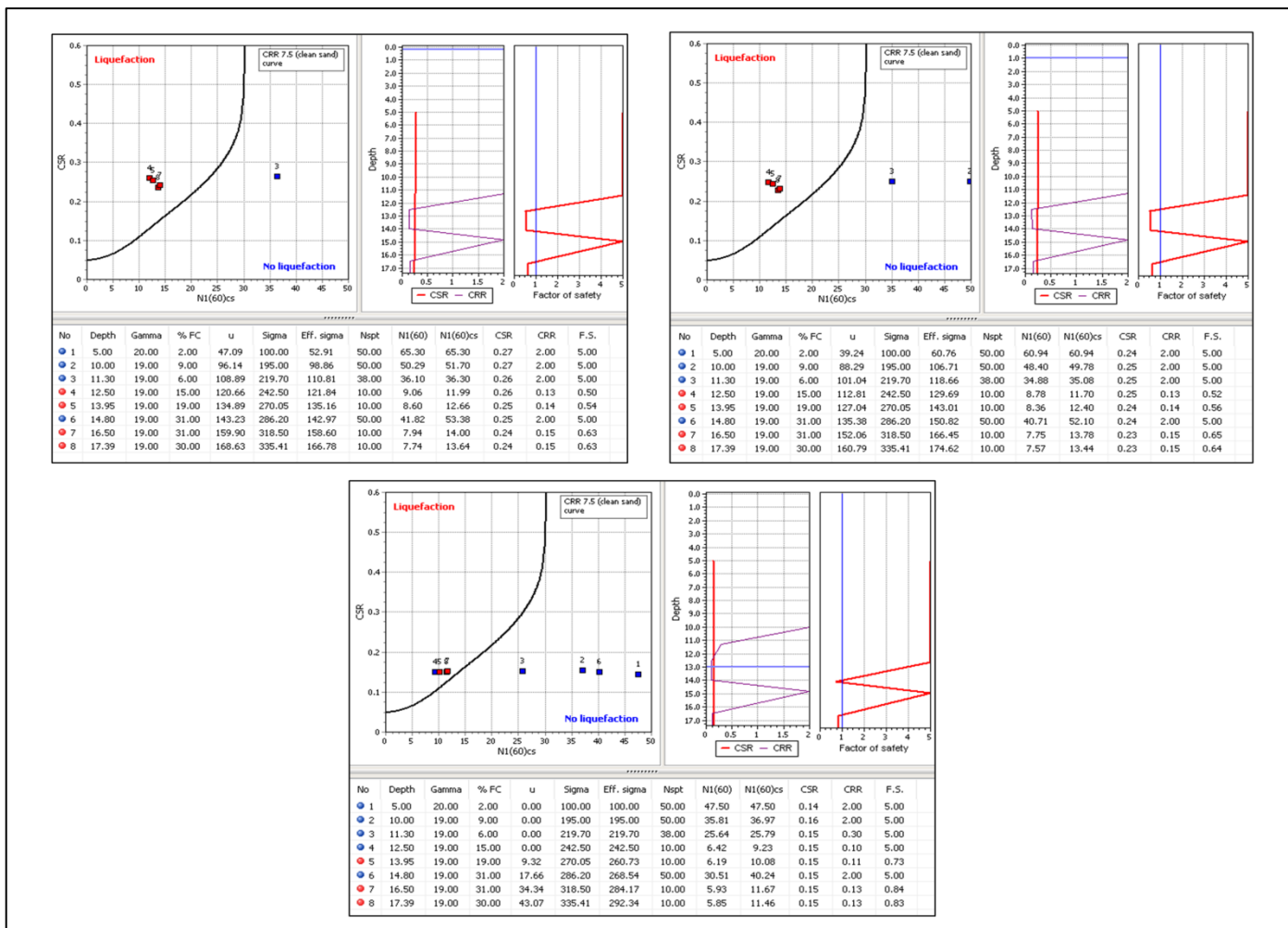
*Γεώτρηση Γ6-Α:* Εκτός από το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις), δεν έχουμε άλλο στρώμα επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Έτσι, προσπαθούμε να βρούμε σε ποιο βάθος πρέπει να πέσει

η στάθμη, ώστε να μην παρατηρηθεί ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι το στρώμα 2 σταματάει να ρευστοποιείται όταν η στάθμη πέσει στα 2.50 m (Εικόνα 10.4).

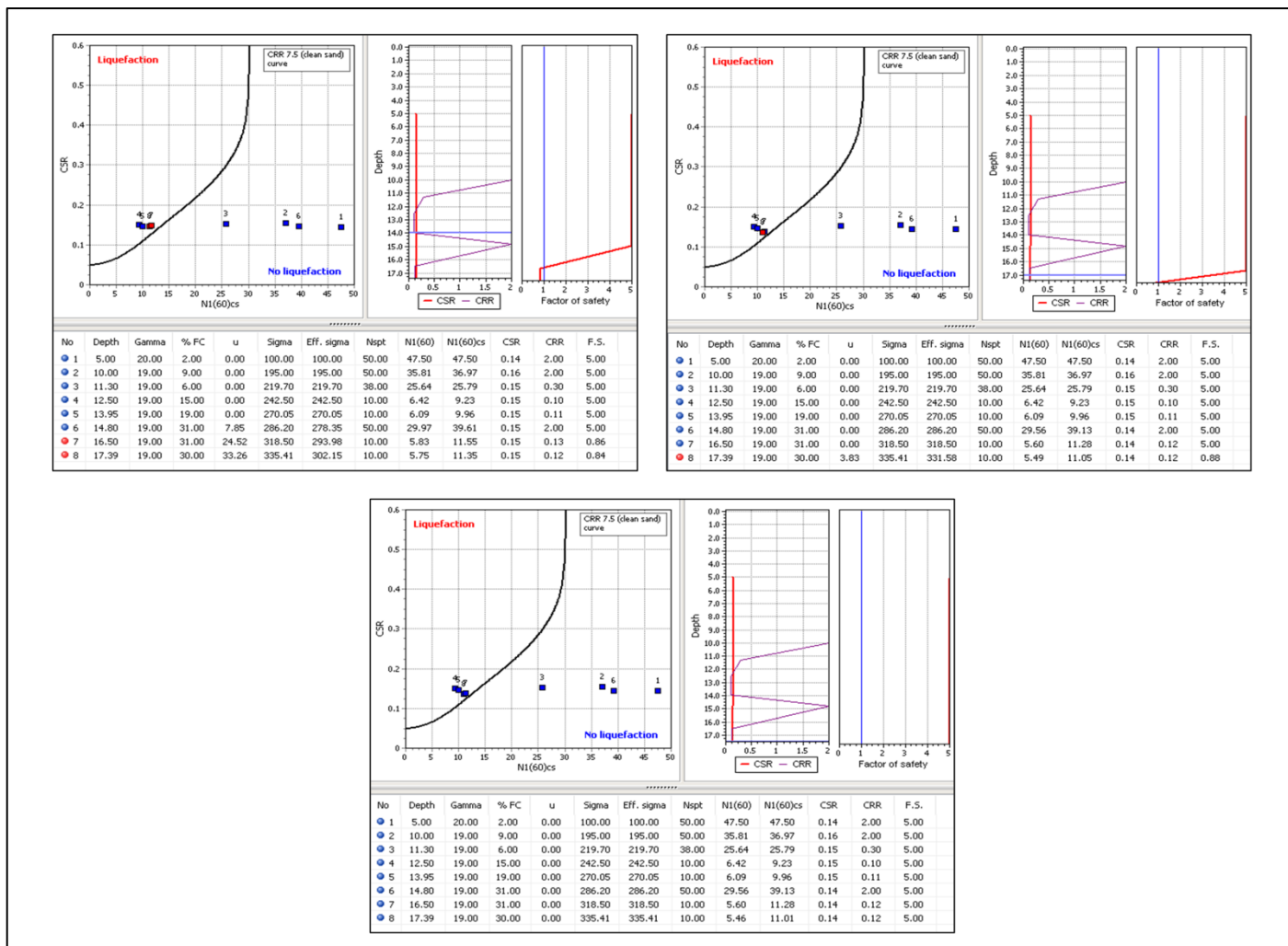
*Γεώτρηση Γ7-Α:* Αρχικά, δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Οπότε ψάχνουμε να δούμε, πόσο πρέπει να ανέβει η στάθμη για να ρευστοποιηθεί. Μετά από δοκιμές παρατηρούμε ότι το στρώμα 2 ρευστοποιείται όταν η στάθμη ανέβει στα 0.20 m (Εικόνα 10.5).

*Γεώτρηση Γ8-Α:* Δεν αξιοποιείται, καθώς αποτελείται μόνο από τεχνητές επιχώσεις λίγων μέτρων.

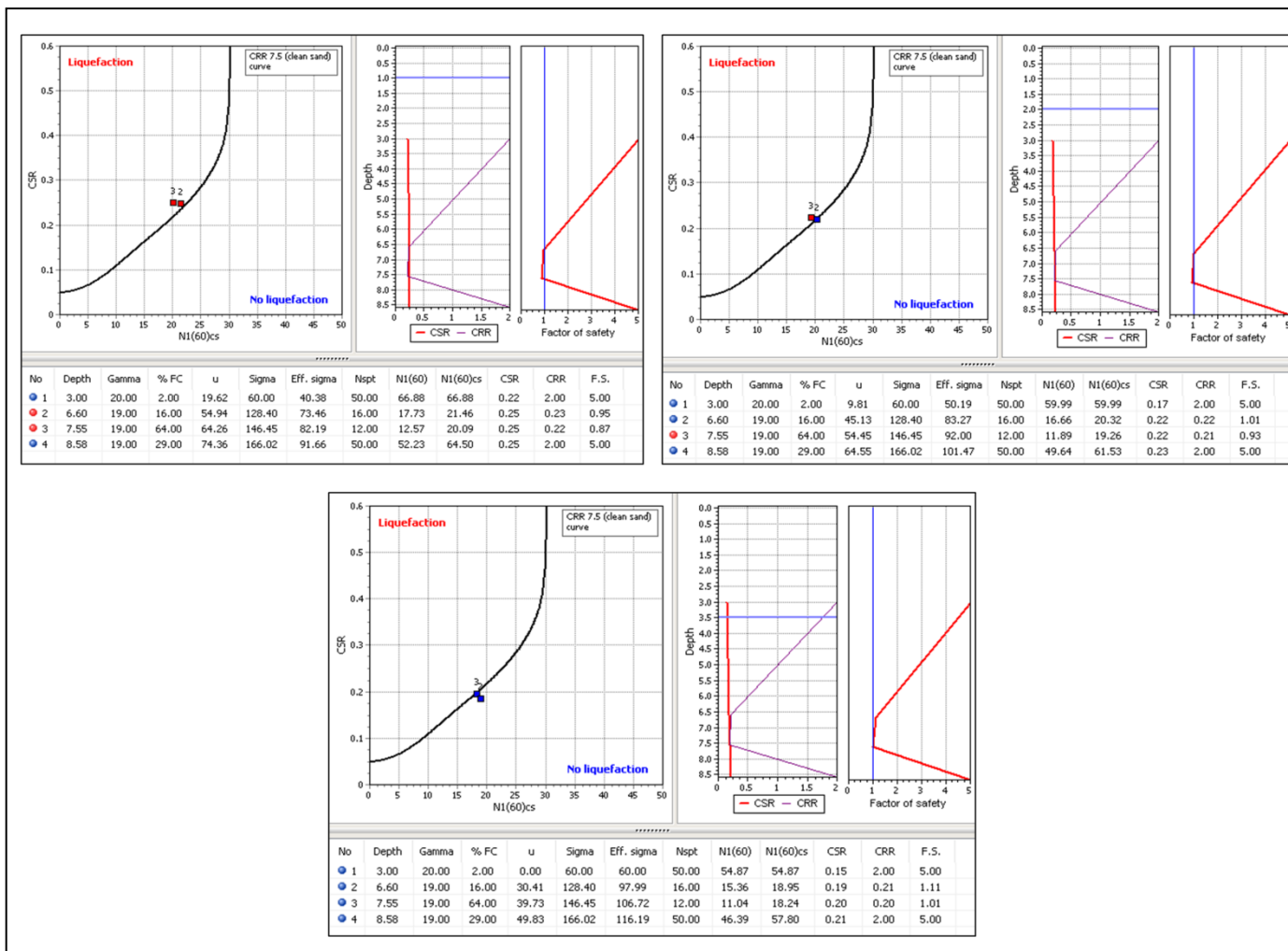
*Γεώτρηση Γ9-Α:* Αρχικά, δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Οπότε ψάχνουμε να δούμε, πόσο πρέπει να ανέβει η στάθμη για να ρευστοποιηθεί. Μετά από δοκιμές παρατηρούμε ότι το στρώμα 2 δεν ρευστοποιείται ακόμη και αν η στάθμη ανέβει στα 0.20 m (Εικόνα 10.6).



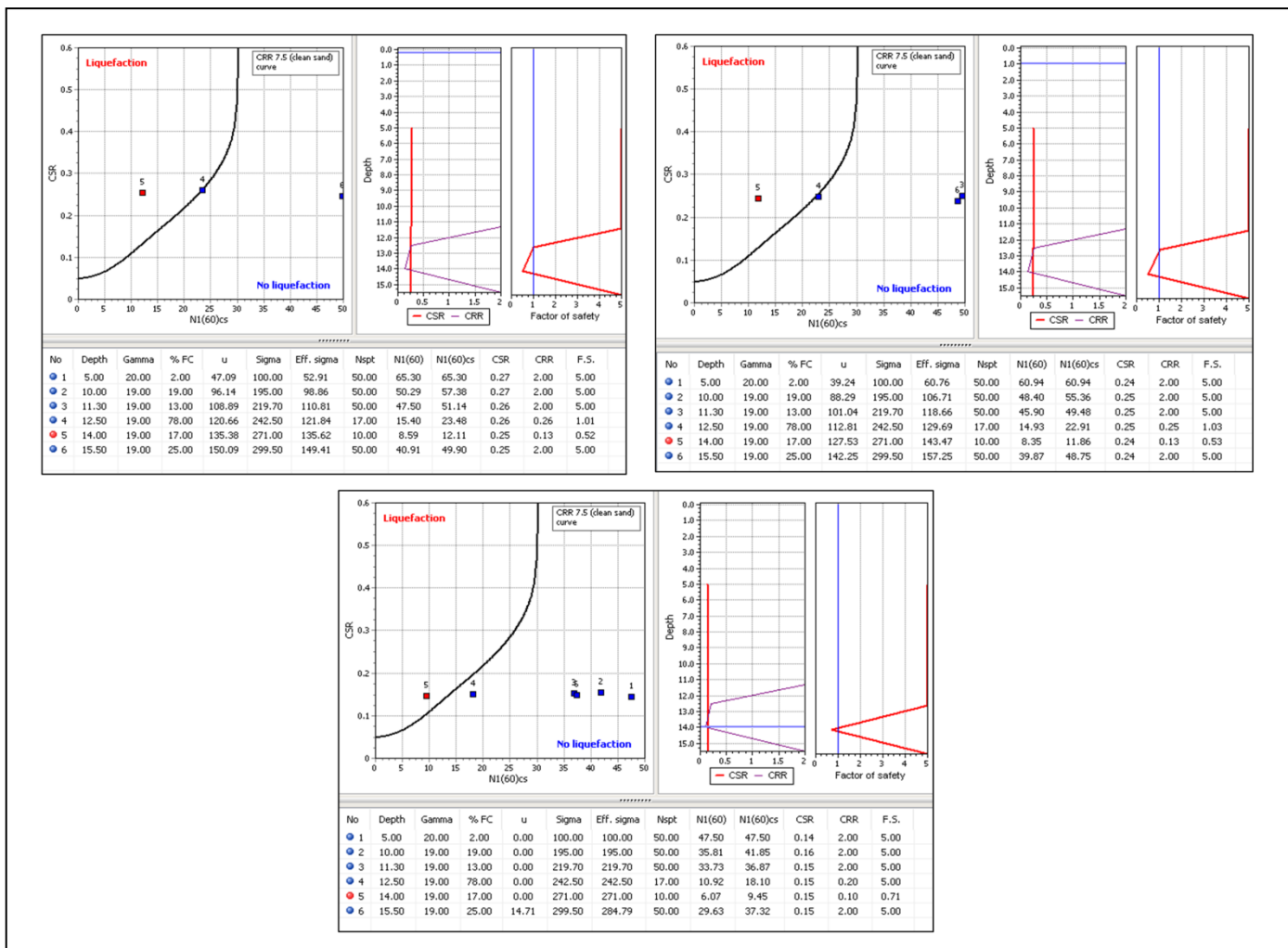
Εικόνα 10.1.A:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ1-A, για στάθμες 0.20 m, 1 m και 13 m



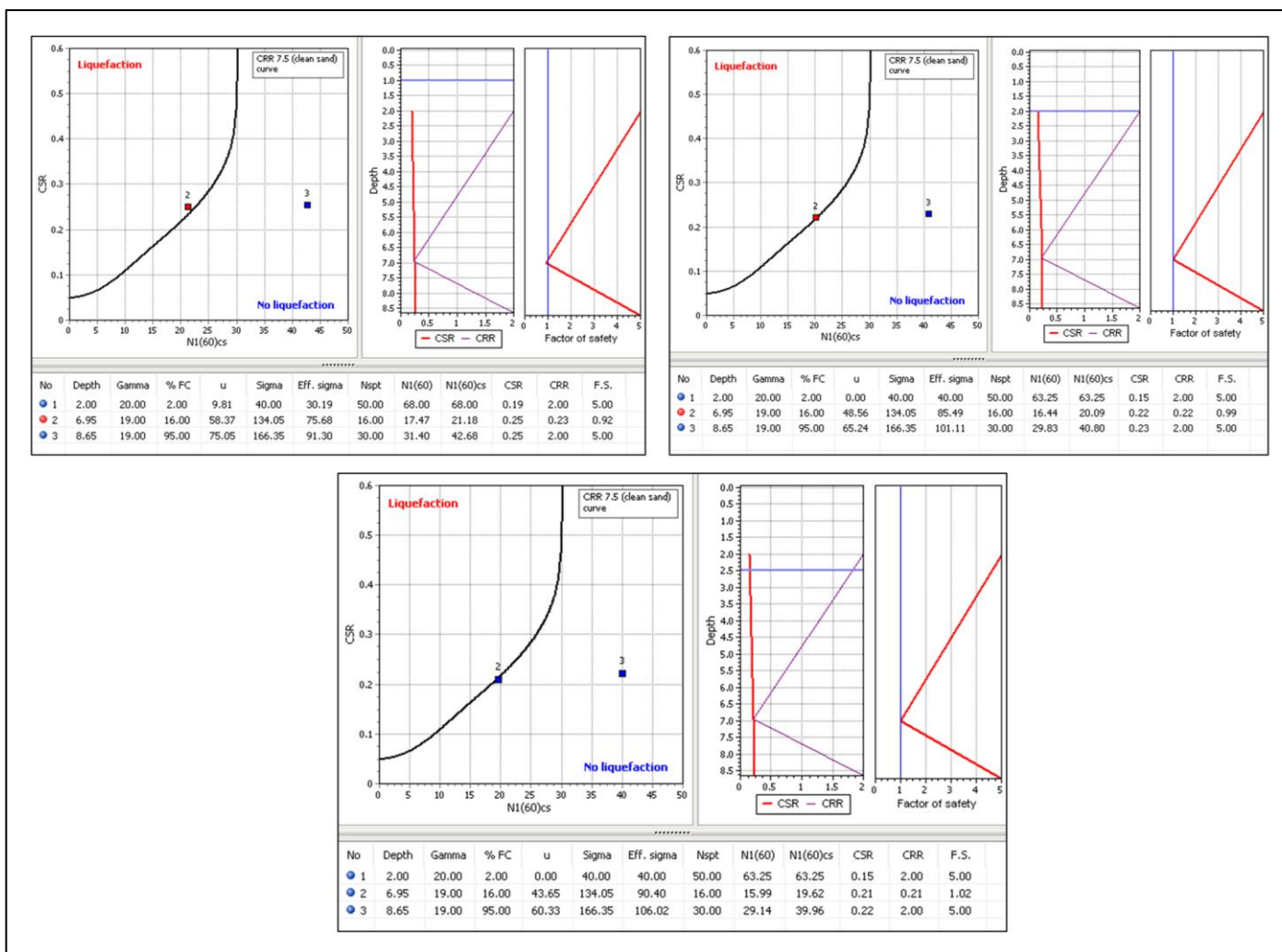
Εικόνα 10.1.B:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ1-A, για στάθμες 14 m, 17 m και 17.50 m



Εικόνα 10.2: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ2-A, για στάθμες 1 m, 2 m και 3.50 m

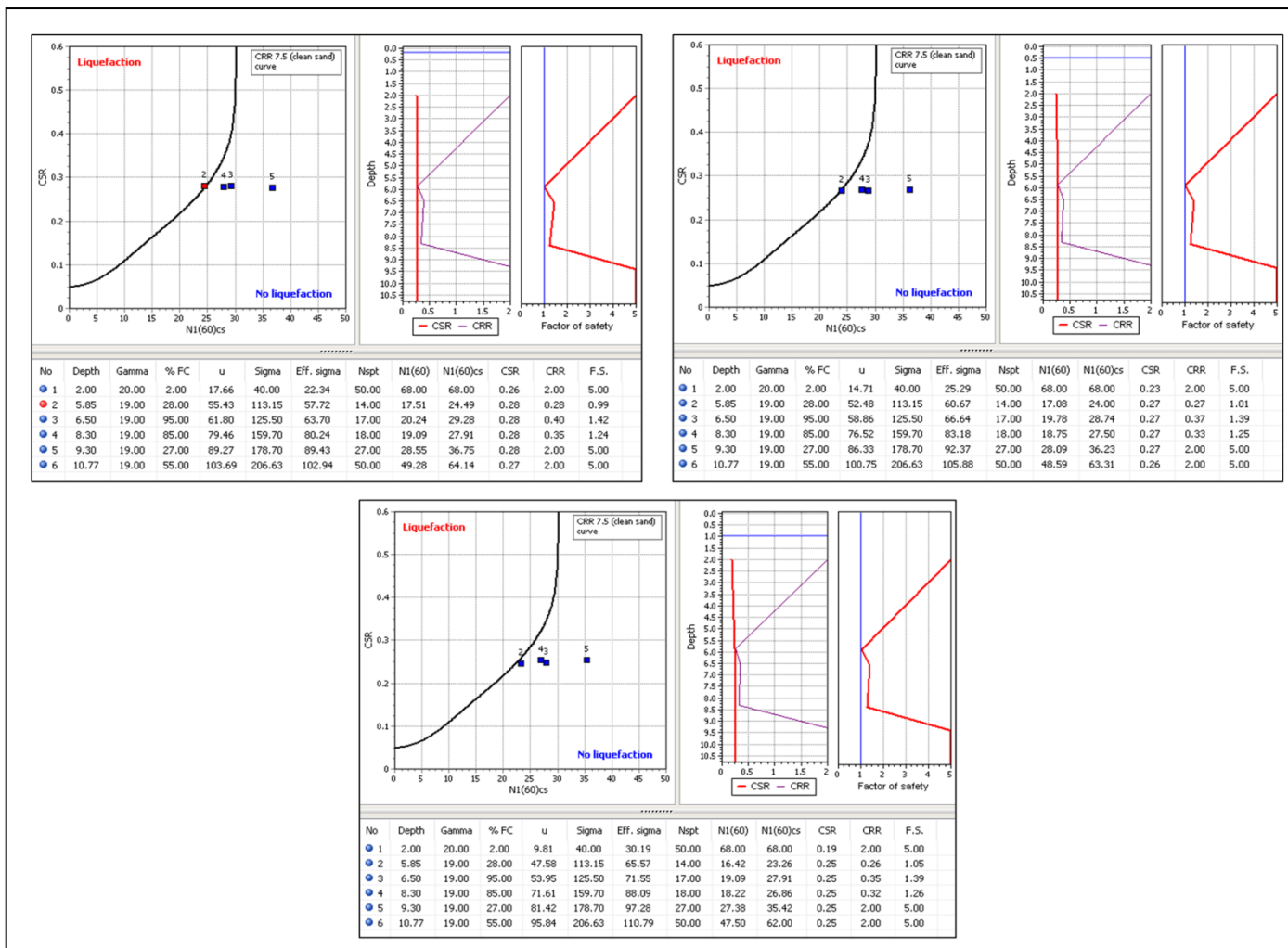


Εικόνα 10.3: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-Α, για στάθμες 0.20 m, 1 m και 14 m

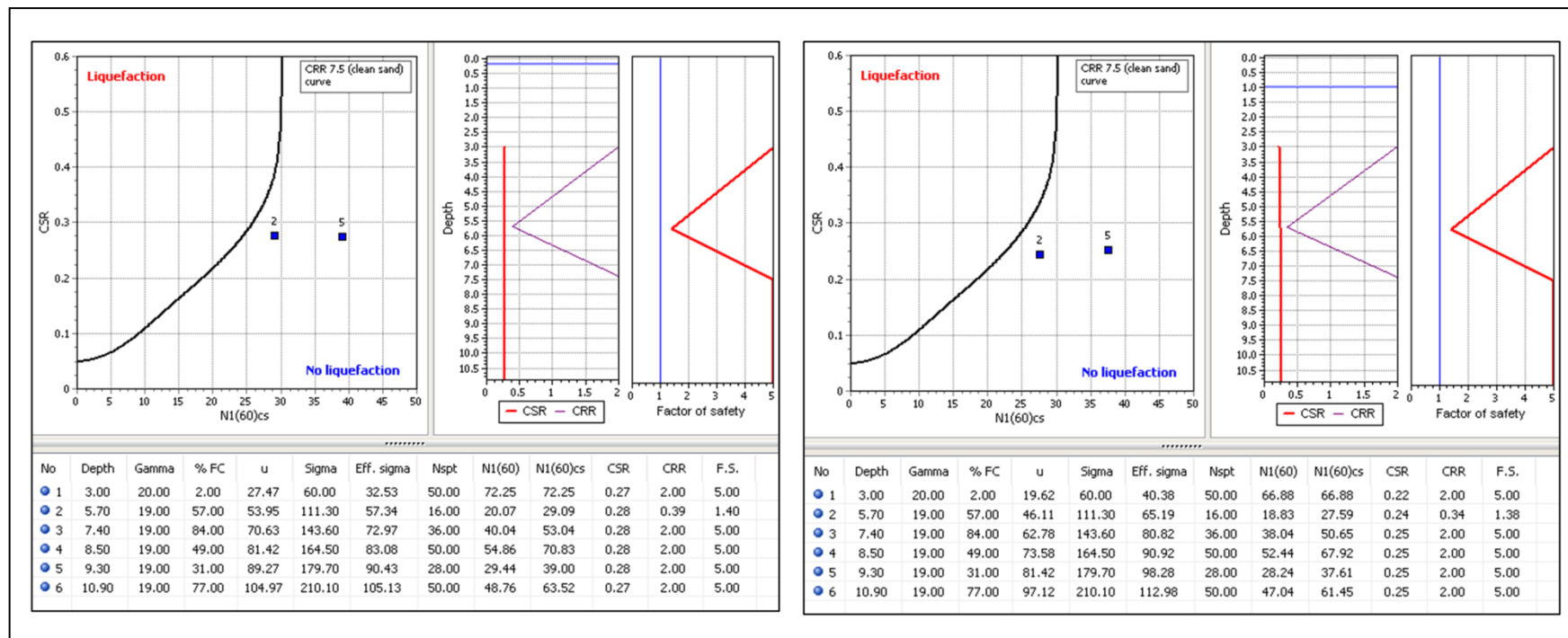


Εικόνα 10.4:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6-A, για στάθμες 1 m, 2m και 2.50 m





Εικόνα 10.5:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ7-A, για στάθμες 0.20 m, 0.50 m και 1 m



Εικόνα 10.6:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9-Α, για στάθμες 0.20 m και 1 m

### **Αργοστόλι- Περίπτωση Β**

Σεισμός που έλαβε χώρα στις 03/02/2014, με  $M_w = 6.0$  και  $PGA = 0.26$  g (Theodoulidis et al., 2015):

Έτσι, για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Αργοστολίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

*Γεώτρηση Γ1-Α:* Παρατηρούμε ότι αν η στάθμη ανέβει στα 0.20 m από την επιφάνεια, πέρα από τα στρώματα 4 και 5 (ιλυώδης άμμος), θα ρευστοποιηθούν και τα στρώματα 2 και 3 (τεχνητές επιχώσεις). Στην περίπτωση που η στάθμη αρχίσει να πέφτει, παρατηρούμε ότι στα 7 m θα ρευστοποιείται μόνο το στρώμα 5 και στα 10 m δεν θα ρευστοποιείται κανένα (Εικόνα 10.7).

*Γεώτρηση Γ2-Α:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και τα στρώματα 2 και 3 - που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και αμμώδη άργιλο έως αργιλοίλυ αντίστοιχα - είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.50 m από την επιφάνεια, δεν θα εκδηλωθεί ρευστοποίηση (Εικόνα 10.8).

*Γεώτρηση Γ3-Α και Γ4-Α:* Σύμφωνα με τα δεδομένα των εργαστηριακών δοκιμών βλέπουμε ότι  $PI > 12$ , οπότε δεν δικαιολογείται ρευστοποίηση και δεν κάνουμε δοκιμές.

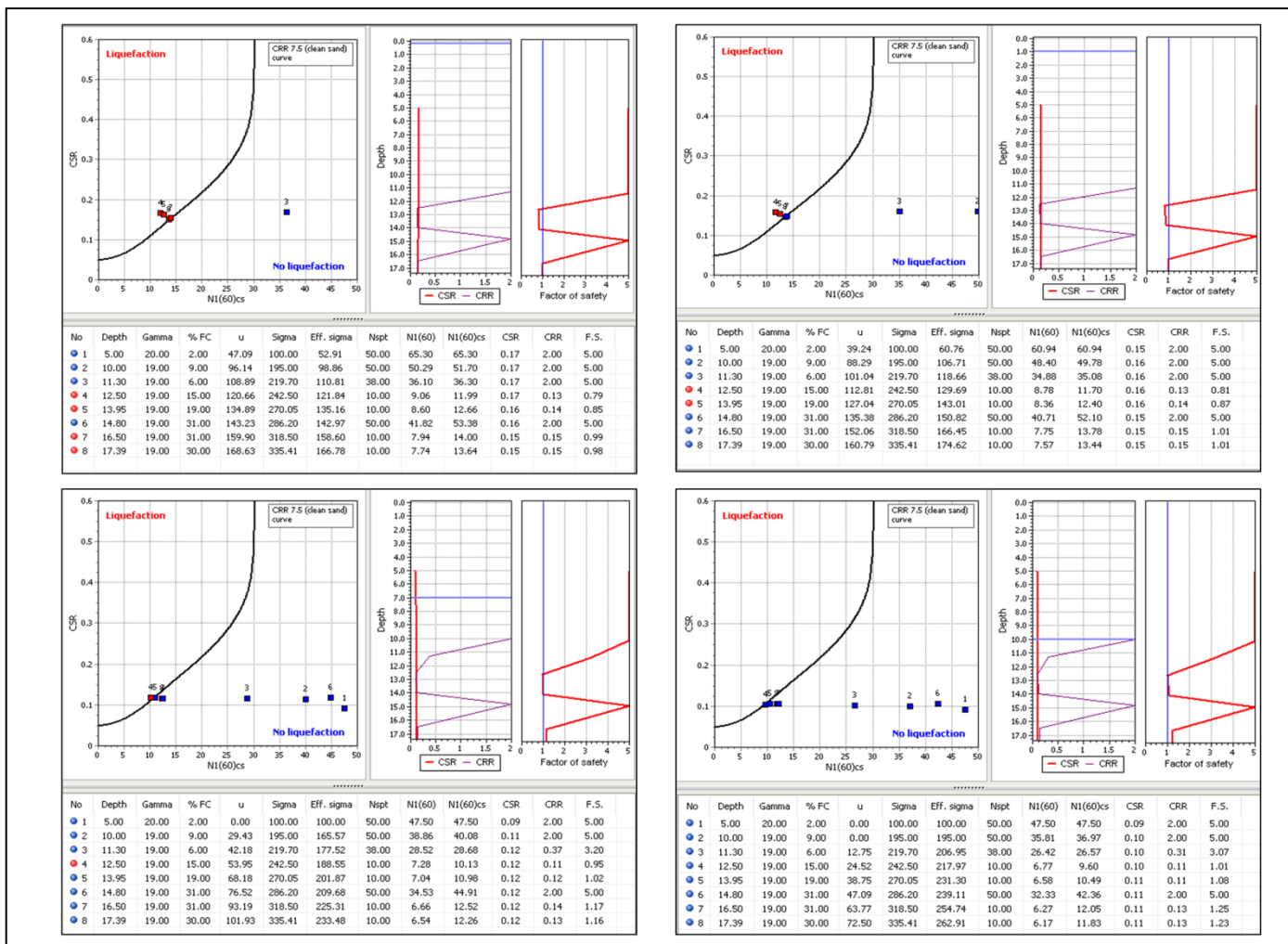
*Γεώτρηση Γ5-Α:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν. Τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε τεχνητές επιχώσεις και είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση, όπως και τα στρώματα 4 (ιλυώδης άμμος και αμμώδης άργιλος) και 6 (αργιλώδης άμμος), δεν επηρεάζονται από την τιμή της στάθμης. Ακόμη, το στρώμα 5 (αργιλώδης άμμος) θα σταματήσει να ρευστοποιείται αν η στάθμη πέσει στα 8.50 m (Εικόνα 10.9).

*Γεώτρηση Γ6-Α:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα εκδηλωθεί ρευστοποίηση (Εικόνα 10.10).

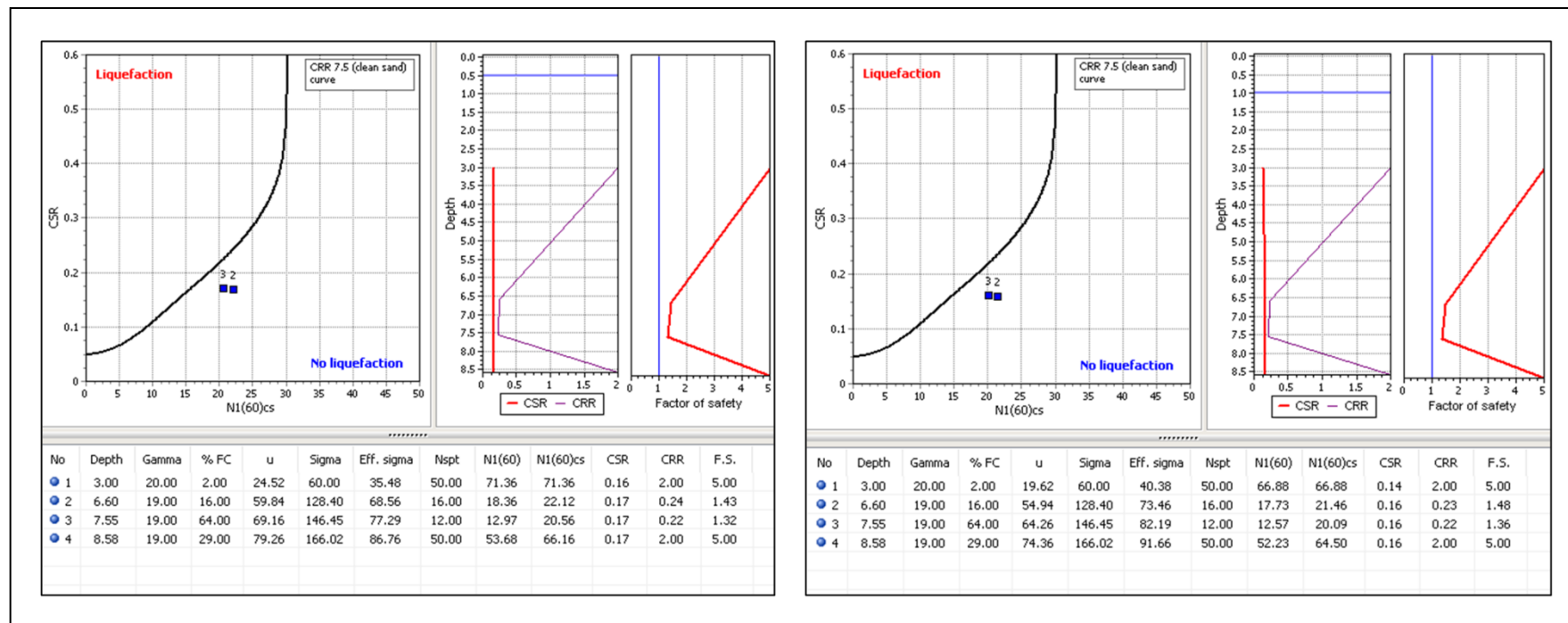
*Γεώτρηση Γ7-Α:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα εκδηλωθεί ρευστοποίηση (Εικόνα 10.11).

*Γεώτρηση Γ8-Α:* Δεν αξιοποιείται, καθώς αποτελείται μόνο από τεχνητές επιχώσεις λίγων μέτρων.

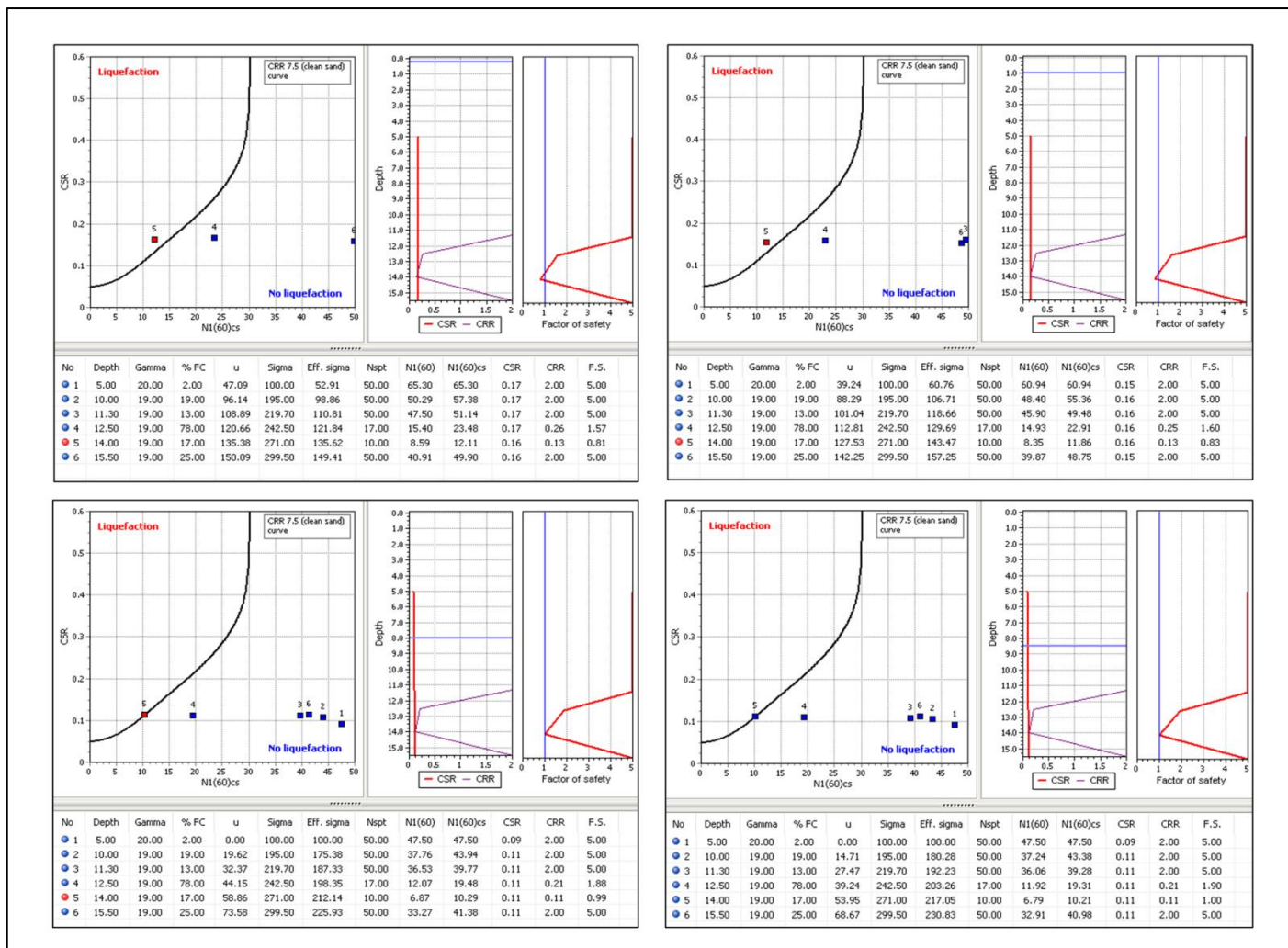
*Γεώτρηση Γ9-Α:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και το στρώμα 2 (τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα εκδηλωθεί ρευστοποίηση (Εικόνα 10.12).



Εικόνα 10.7: Αποτελέσματα λογισμικού LiqT για την γεώτρηση Γ1-A, για στάθμες 0.20 m, 1 m, 7m και 10 m

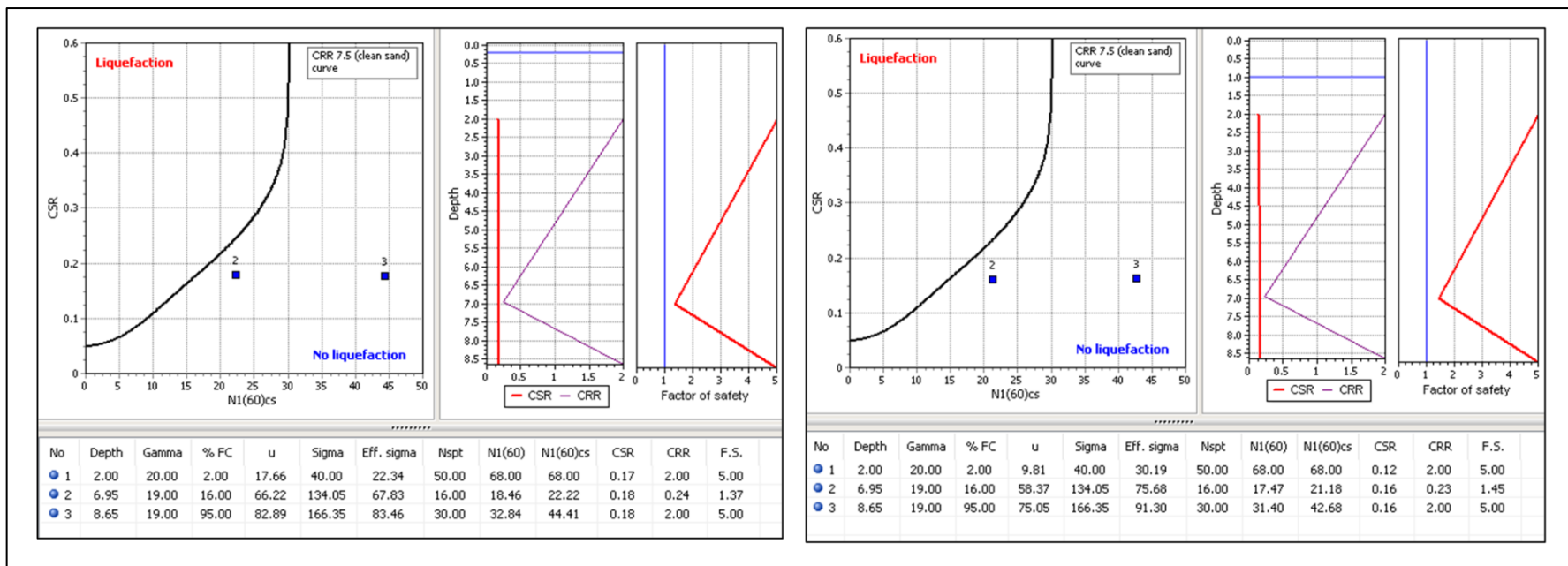


Εικόνα 10.8:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ2-Α, για στάθμες 0.50 m και 1 m



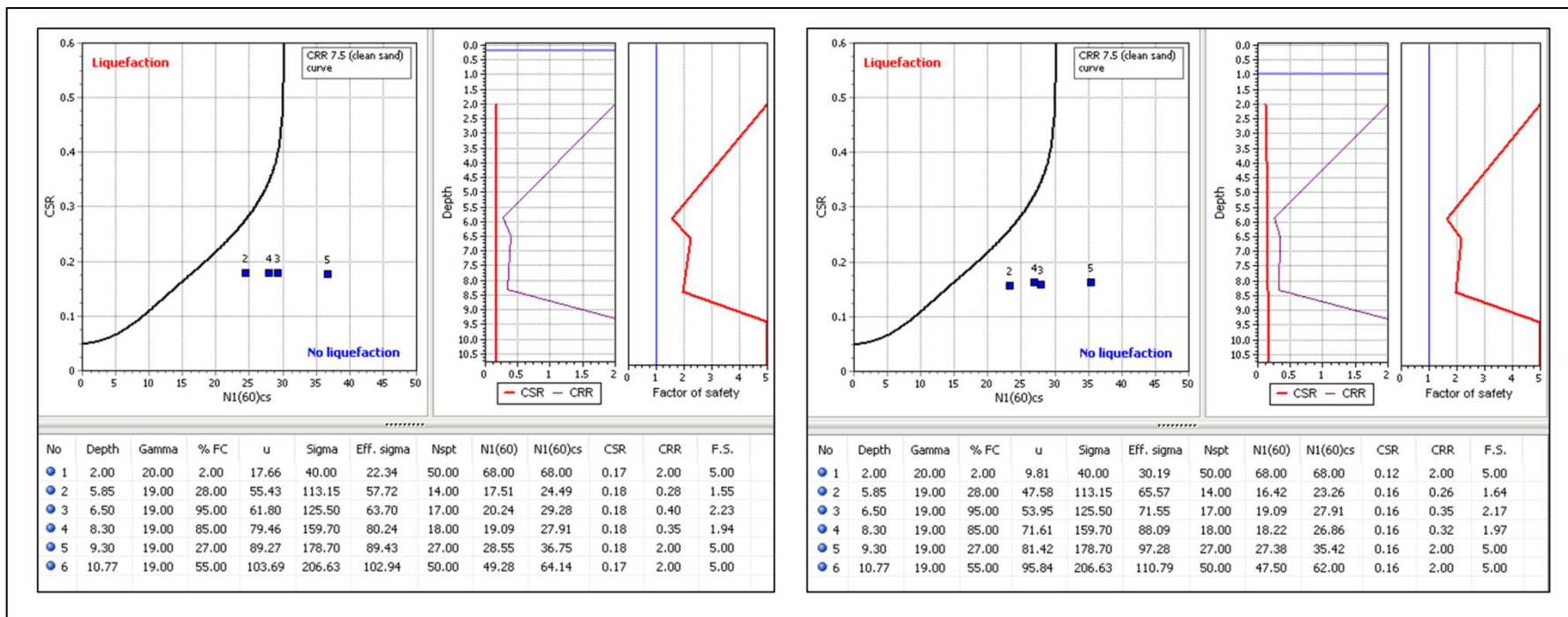
Εικόνα 10.9: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5-A, για στάθμες 0.20 m, 1 m, 8m και 8.50 m



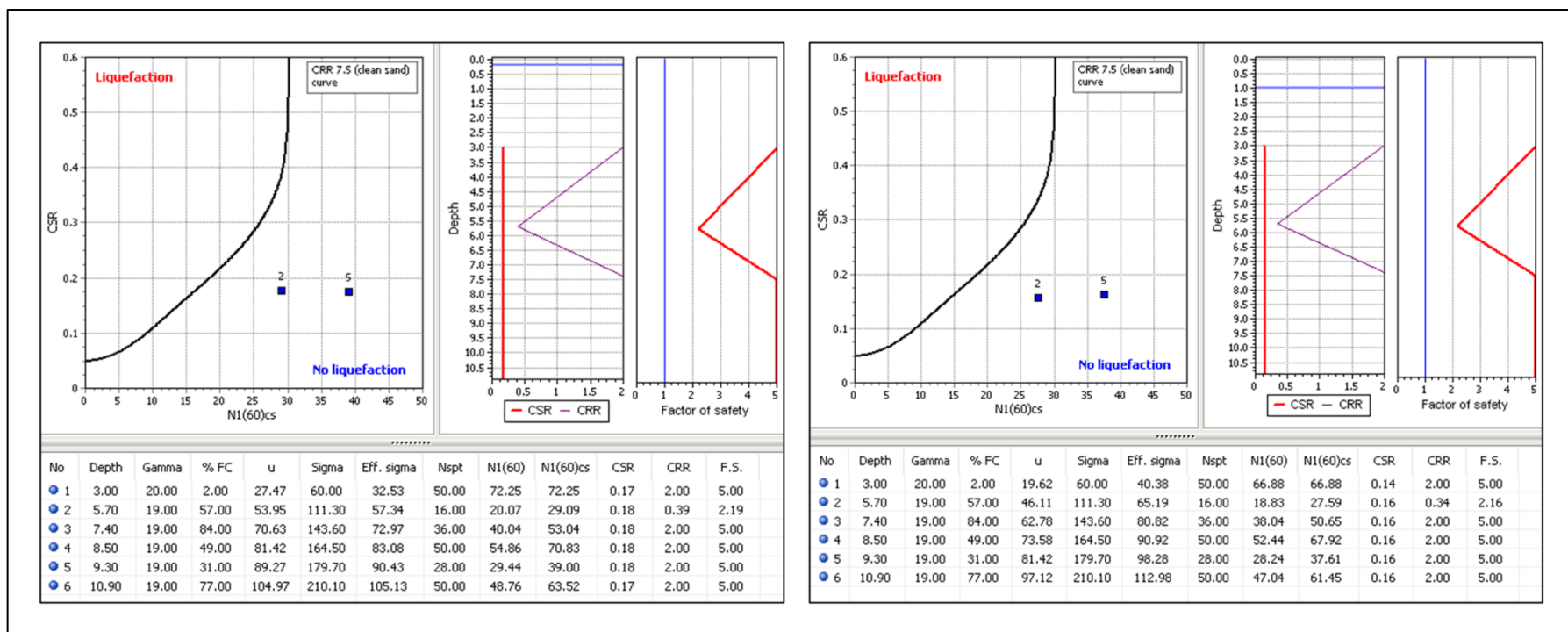


Εικόνα 10.10:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6-Α, για στάθμες 0.20 m και 1 m





Εικόνα 10.11: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ7-Α, για στάθμες 0.20 m και 1 m



Εικόνα 10.12:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIt για την γεώτρηση Γ9-Α, για στάθμες 0.20 m και 1 m

## Ληξούρι

Σεισμός με  $M_w = 5.9$  και  $PGA = 0.68$  g (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, 2014):

Για τις γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή του Ληξουρίου - και συγκεκριμένα στο λιμάνι αυτού - προέκυψαν τα παρακάτω:

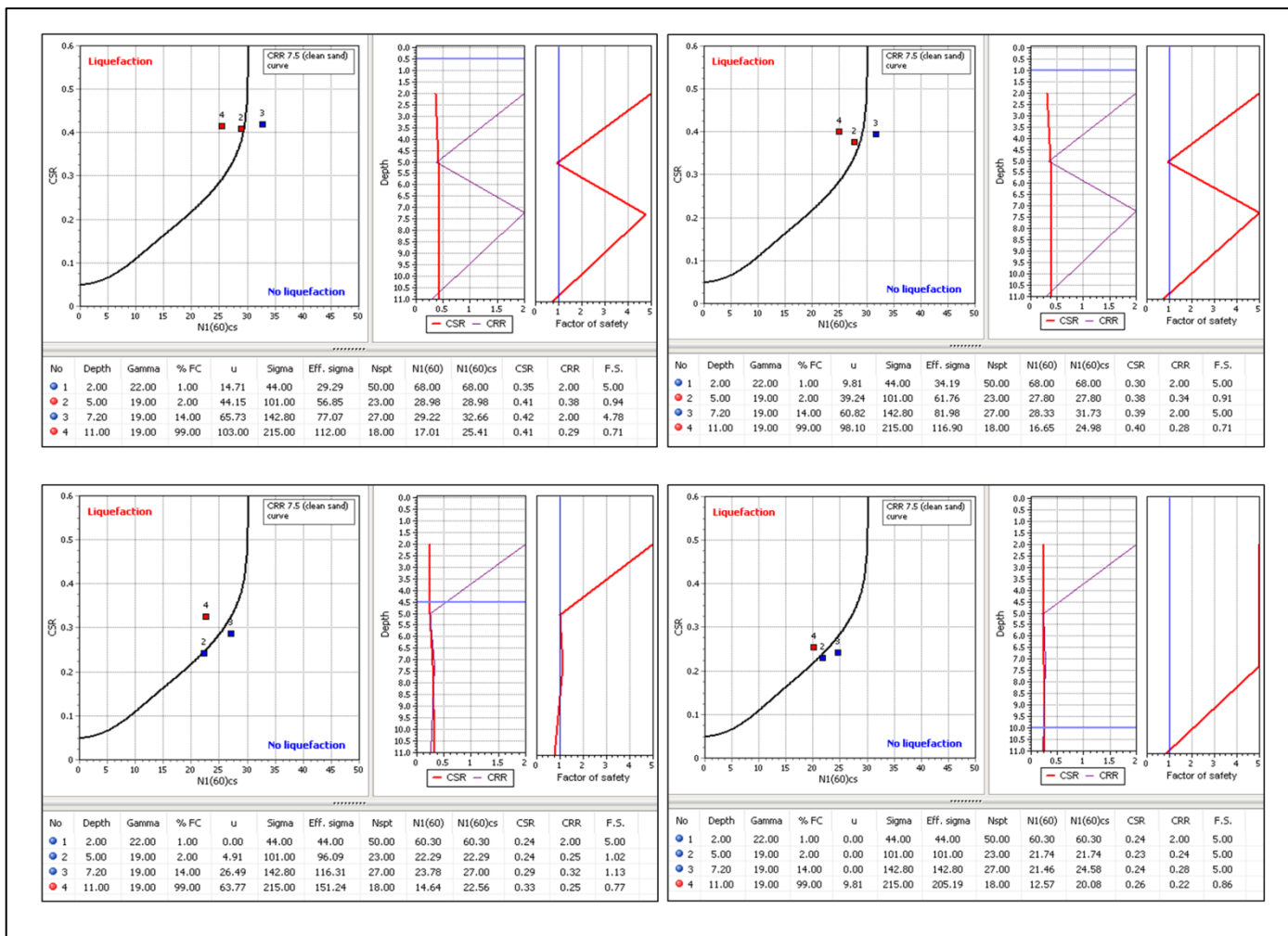
*Γεώτρηση Γ4:* Το στρώμα 3 (όμοιο με 2, άρα και επιδεκτικό σε ρευστοποίηση) δεν ρευστοποιείται ακόμα και αν η στάθμη ανέβει στα 0.50 m. Η ρευστοποίηση του στρώματος 2 - που αποτελείται από εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) - σταματάει όταν η στάθμη πέσει στα 4.50 m, ενώ το στρώμα 4 (αργιλοϊλυώδης άμμος έως αμμοϊλός και άργιλος) ρευστοποιείται μέχρι και τα 10 m όπου έφτασαν οι δοκιμές μας (1 m πριν το τέλος της γεώτρησης) (Εικόνα 10.13).

*Γεώτρηση Γ5:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν, αν και το στρώμα 6 (άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Η ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 και 4 (αργιλοϊλυώδης άμμο έως αμμοϊλός), καθώς και 5 (άργιλος) θα συνεχίσει μέχρι τα 8 m, 9.50 m και 12.50 m αντίστοιχα, όπου και θα σταματήσουν να είναι κορεσμένα, οπότε και δεν θα μπορούν να ρευστοποιηθούν (Εικόνα 10.14).

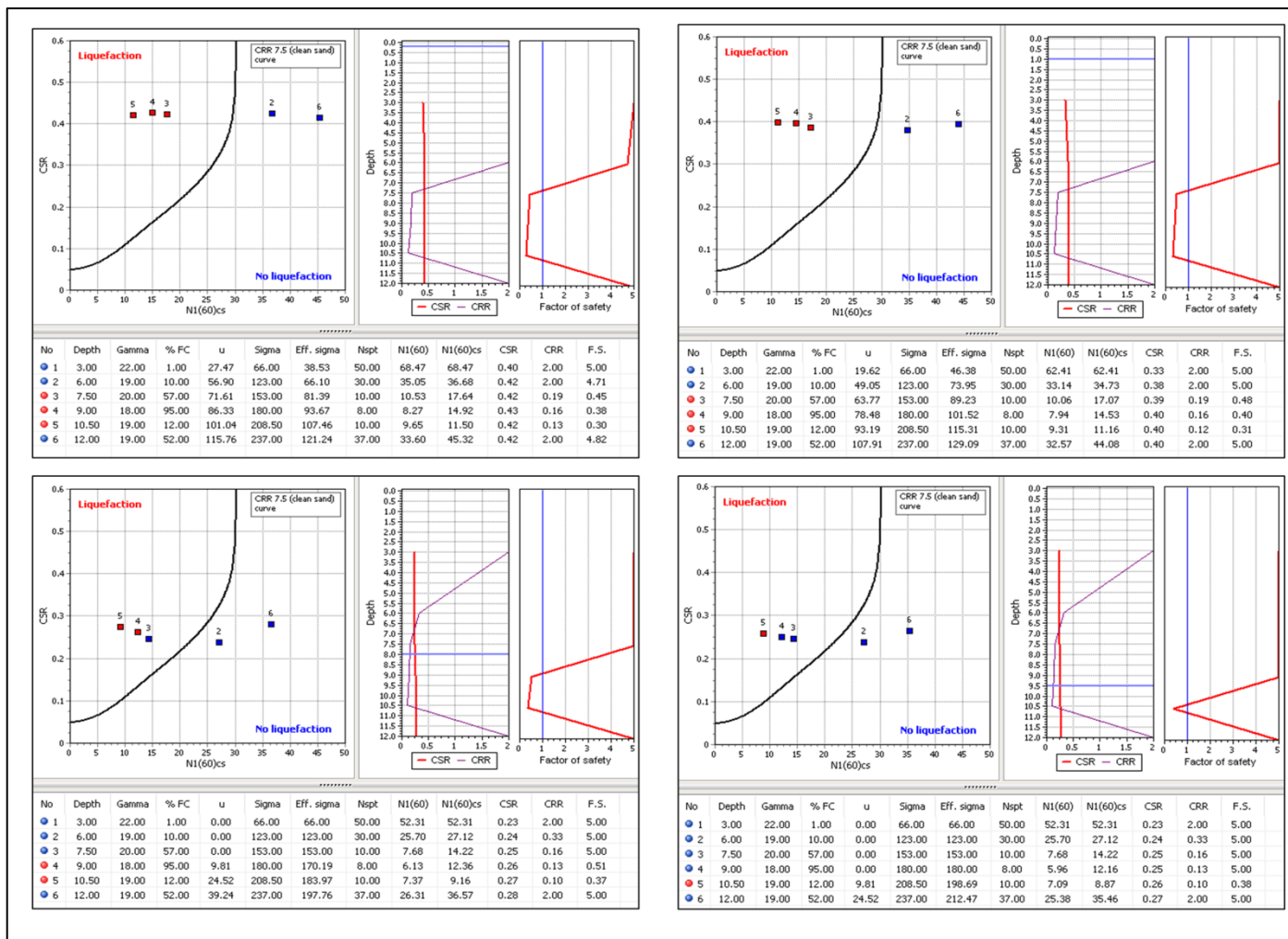
*Γεώτρηση Γ6:* Δεν ρευστοποιείται κανένα στρώμα, αν και τα στρώματα 2 και 3 που αντιστοιχούν σε που αντιστοιχούν σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) και άργιλο είναι επιδεκτικά σε ρευστοποίηση. Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα εκδηλωθεί ρευστοποίηση (Εικόνα 10.15).

*Γεώτρηση Γ9:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν, αν και το στρώμα 3 (αργιλοϊλυώδης άμμος έως αμμοϊλός και άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Η ρευστοποίηση του στρώματος 2 που αντιστοιχεί σε εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες) θα συνεχίσει μέχρι και τα 5.50m όπου και σταμάτησαν οι δοκιμές μας (1.50 m μέχρι το τέλος της γεώτρησης) (Εικόνα 10.16).

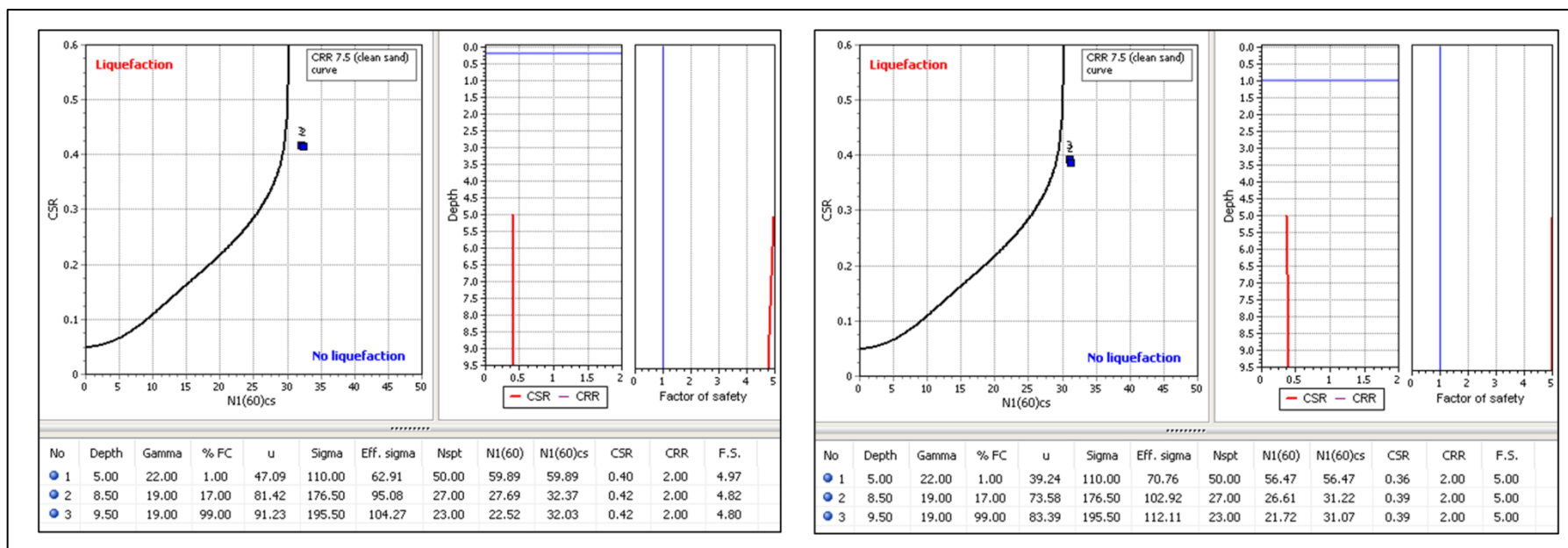
*Γεώτρηση Γ10:* Παρατηρούμε ότι ακόμα και αν η στάθμη ανέβει και απέχει 0.20 m από την επιφάνεια, δεν θα αυξηθούν τα στρώματα που θα ρευστοποιηθούν, αν και το στρώμα 6 (άργιλος) είναι επιδεκτικό σε ρευστοποίηση. Η ρευστοποίηση των στρωμάτων 3 (εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες)), 4 (αργιλοϊλυώδης άμμος έως αμμοϊλός) και 5 (άργιλος) θα συνεχίσει μέχρι τα 5.50 m, 7.50 m και 9 m αντίστοιχα, όπου και θα σταματήσουν να είναι κορεσμένα, οπότε και δεν θα μπορούν να ρευστοποιηθούν (Εικόνα 10.17).



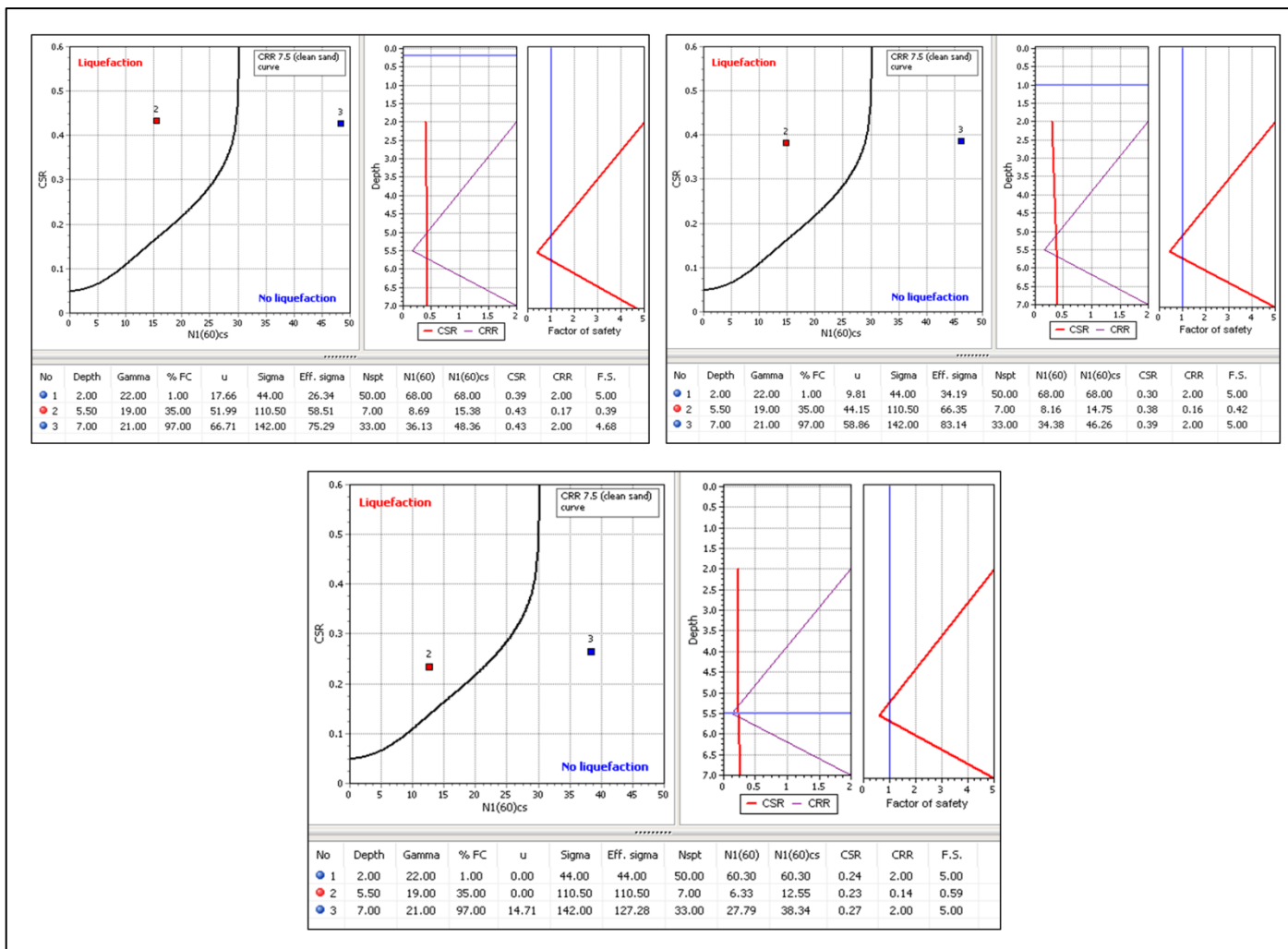
Εικόνα 10.13:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ4, για στάθμες 0.50 m, 1 m, 4.50 m και 10 m



Εικόνα 10.14:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ5, για στάθμες 0.20 m, 1 m, 8 m και 9.50 m

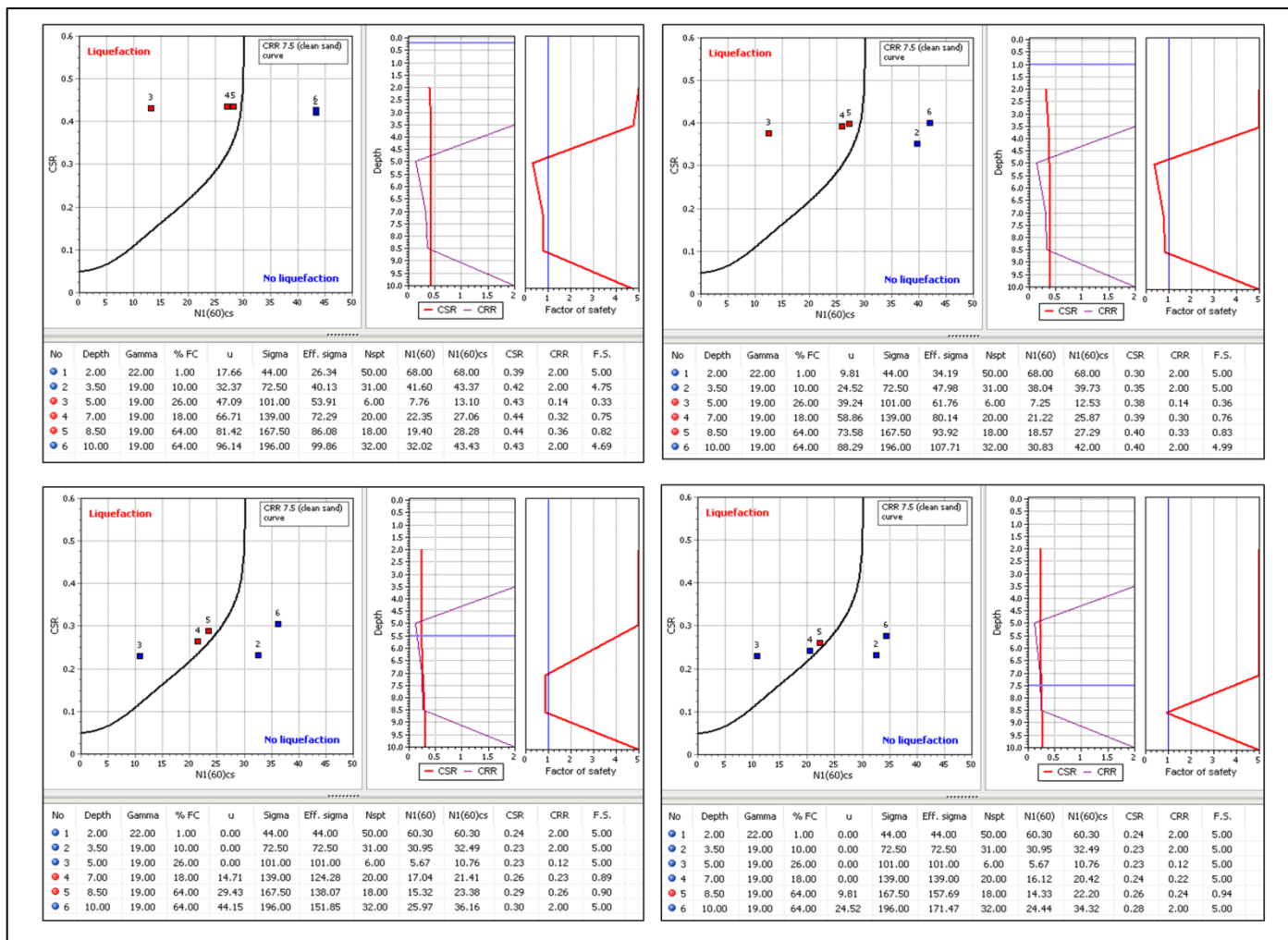


Εικόνα 10.15:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ6, για στάθμες 0.20 m και 1 m



Εικόνα 10.16:  
Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ9, για στάθμες 0.20 m, 1 m και 5.50 m





Εικόνα 10.17: Αποτελέσματα λογισμικού LiqIT για την γεώτρηση Γ10, για στάθμες 0.20 m, 1 m, 5.50 m και 7.50 m

Από όλες τις παραπάνω δοκιμές (και για όλες τις περιπτώσεις και θέσεις) καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι πέρα από το μέγεθος του σεισμού και την τιμή PGA που επηρεάζουν την πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης, σημαντικό ρόλο παίζει και η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα. Πιο συγκεκριμένα, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα εμφανίζει έντονη αλληλεπίδραση με το είδος και τα χαρακτηριστικά του σχηματισμού ή σχηματισμών που αποτελούν το κάθε στρώμα. Πιο αναλυτικά ισχύουν τα εξής:

Για την περιοχή του Αργοστολίου και για σεισμό με  $M_w = 6.1$  και  $PGA = 0.39$  g:

- Οι σχηματισμοί ιλυώδης άμμος, ιλυώδης άμμος έως αργιλοϊλυώδης άμμος, αργιλώδης άμμος και τεχνητές επιχώσεις σταματάνε να ρευστοποιούνται μόνο όταν πέσει η στάθμη τόσο ώστε να μην είναι πια κορεσμένοι.
- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος έως αργιλοϊλός σταματάνε να ρευστοποιούνται με σταδιακή πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Πρέπει να επισημάνουμε ότι σε αυτήν την κατηγορία οι σχηματισμοί παραμένουν κορεσμένοι.
- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις και αργιλώδης άμμος ρευστοποιούνται μόνο με μεγάλη άνοδο της στάθμης του υδροφόρου (0.20 έως 0.50 m απόσταση από την επιφάνεια).
- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις και αμμώδης άργιλος δεν ρευστοποιούνται σε καμία από τις περιπτώσεις μελέτης.

Στην περιοχή του Αργοστολίου και για σεισμό με  $M_w = 6.0$  και  $PGA = 0.26$  g:

- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις, αμμώδης άργιλος έως αργιλοϊλός, αργιλώδης άμμος, αμμώδης άργιλος δεν ρευστοποιούνται σε καμία από τις περιπτώσεις μελέτης.
- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις ρευστοποιούνται μόνο με μεγάλη άνοδο της στάθμης του υδροφόρου (0.20 έως 0.50 m απόσταση από την επιφάνεια).
- Οι σχηματισμοί ιλυώδης άμμος και αργιλώδης άμμος σταματάνε να ρευστοποιούνται με σταδιακή πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Πρέπει να επισημάνουμε ότι σε αυτήν την κατηγορία οι σχηματισμοί παραμένουν κορεσμένοι.

Στην περιοχή του Ληξουρίου και για σεισμό με  $M_w = 5.9$  και  $PGA = 0.68$  g:

- Οι σχηματισμοί αργιλώδης άμμος έως αμμοϊλός, άργιλος, αργιλοϊλυώδης άμμος έως αμμοϊλός και εξυγιαντική στρώση σταματάνε να ρευστοποιούνται μόνο όταν πέσει η στάθμη τόσο ώστε να μην είναι πια κορεσμένοι.
- Οι σχηματισμοί τεχνητές επιχώσεις σταματάνε να ρευστοποιούνται με σταδιακή πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Πρέπει να επισημάνουμε ότι σε αυτήν την κατηγορία οι σχηματισμοί παραμένουν κορεσμένοι.
- Οι σχηματισμοί άργιλος και εξυγιαντική στρώση δεν ρευστοποιούνται σε καμία από τις περιπτώσεις μελέτης.

Επίσης, πρέπει να αναφέρουμε ότι οι σχηματισμοί των τεχνητών επιχώσεων αλλάζουν συμπεριφορά στις περιπτώσεις που έχουν ενοποιηθεί σε ένα στρώμα με κάποιον άλλο

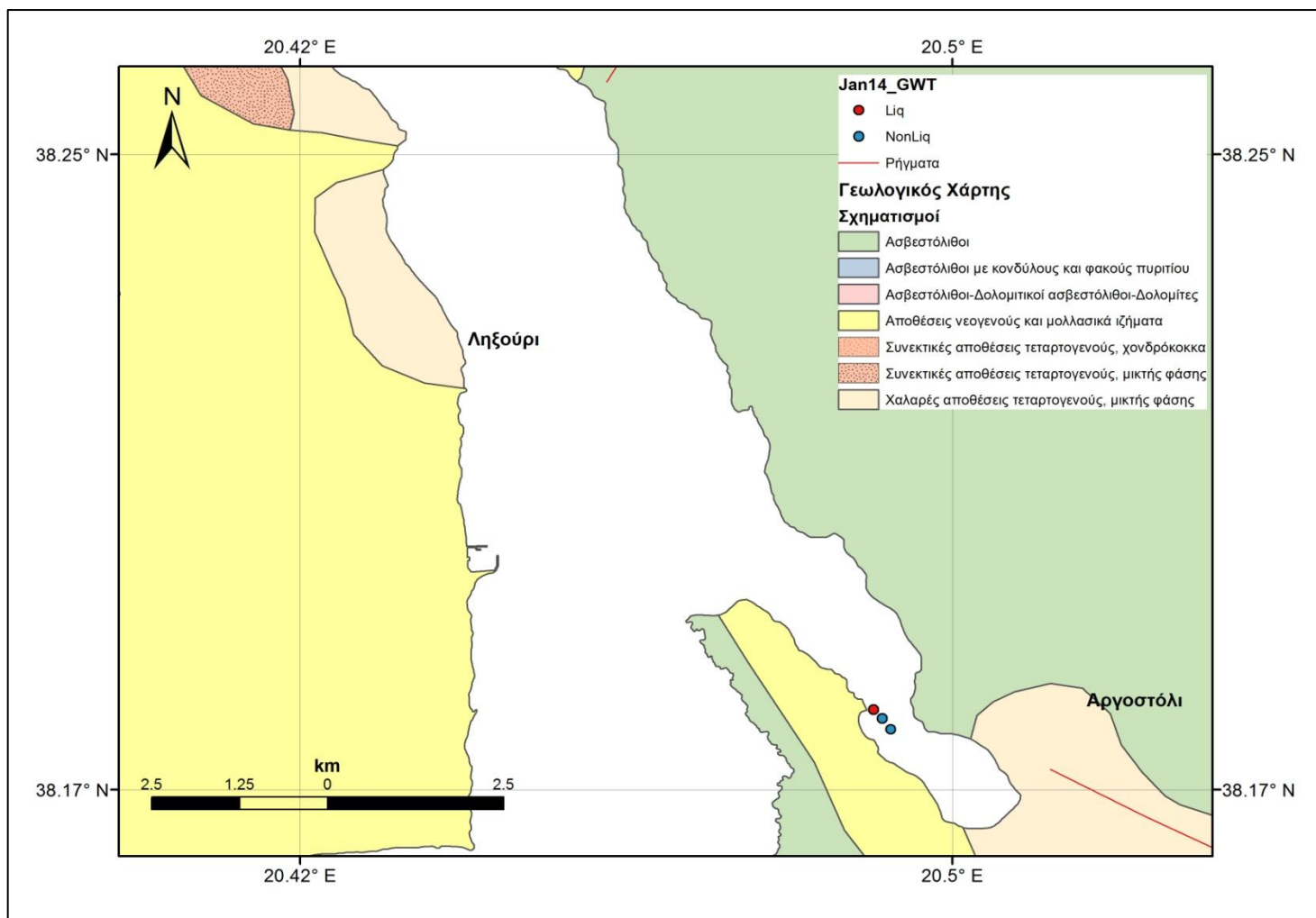
σχηματισμό. Τα χαρακτηριστικά του άλλου σχηματισμού, επηρεάζουν και την τελική συμπεριφορά των τεχνητών επιχώσεων και για αυτόν τον λόγο μπορεί να παρατηρήσουμε την παρουσία των τεχνητών επιχώσεων σε παραπάνω από μία κατηγορίες.

Ακόμη ένας σχηματισμός του οποίου η συμπεριφορά παρουσιάζει μεταβολές είναι αυτός της εξυγιαντικής στρώσης. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι λόγω του μικρού του πάχους και της έλλειψης πληροφοριών για τα χαρακτηριστικά του, πάντα συνοδεύεται από κάποιον άλλο σχηματισμό, του οποίου η συμπεριφορά επικρατεί.

Η άργιλος παρατηρούμε ότι δεν ρευστοποιείται πάρα μόνο όταν βρεθεί σε στρώμα με κάποιον άλλο σχηματισμό. Η αιτία για την συμπεριφορά αυτή της άργιλου έγκειται στο γεγονός ότι παρουσιάζει ή πολύ υψηλές τιμές SPT, οπότε και είναι πολύ σκληρή/συνεκτική ή πολύ υψηλές τιμές PI, οπότε είναι πολύ πλαστική. Και στις δύο περιπτώσεις δεν μπορεί να ρευστοποιηθεί.

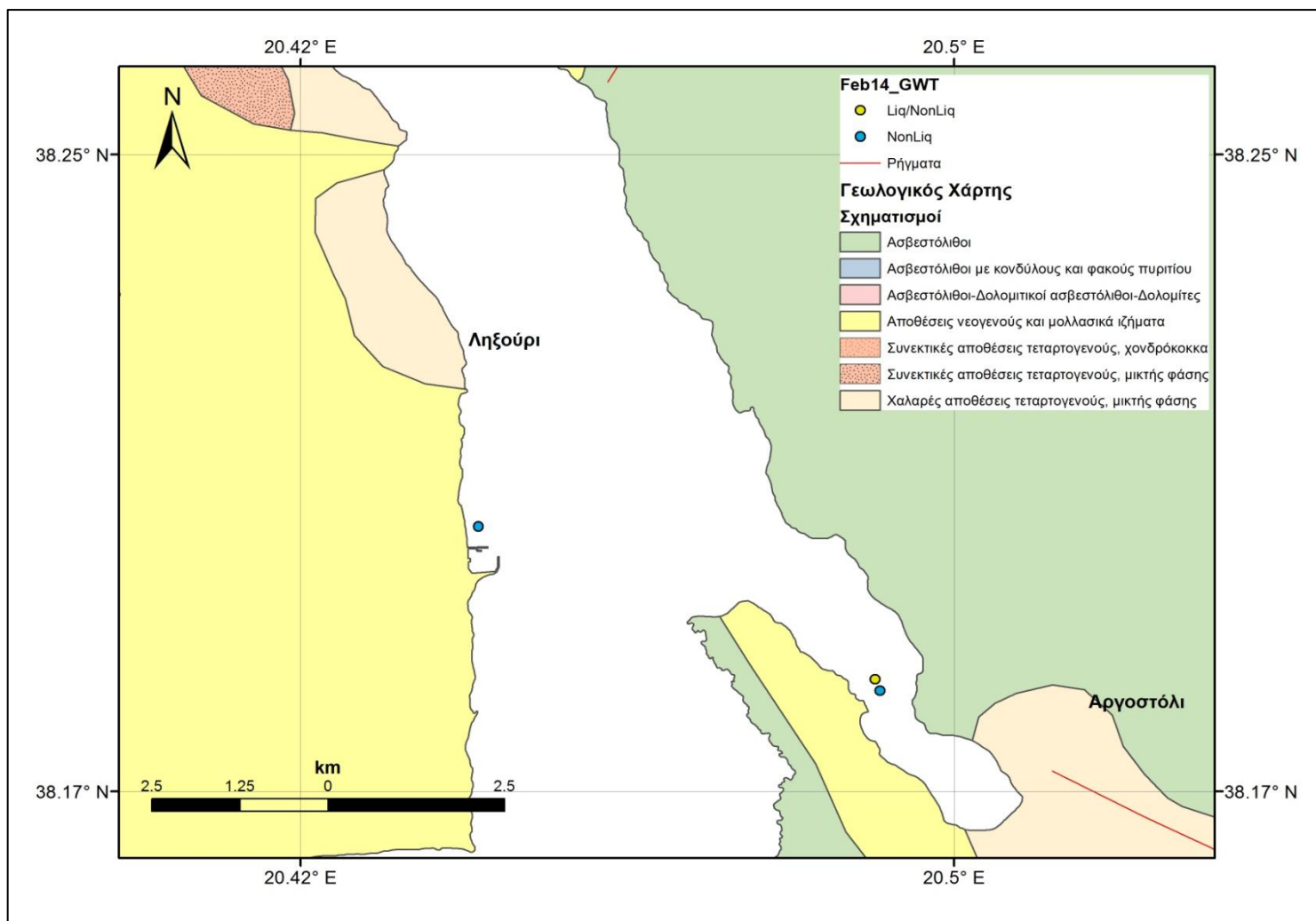
Επιπλέον, πρέπει να αναφέρουμε ότι ακόμη και αν ένας σχηματισμός ρευστοποιηθεί, αλλά βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο από τα 4 m, τότε δε θα έχουμε εμφάνιση ρευστοποίησης (ανάδυση υλικού, κώνος κλπ) στην επιφάνεια.

Τέλος, στις Εικόνες 10.18 και 10.19 που ακολουθούν απεικονίζονται οι θέσεις όπου θα παρουσιαστούν μεταβολές στην πιθανότητα ρευστοποίησης. Με κόκκινο απεικονίζονται οι θέσεις που πριν δεν ρευστοποιούνταν, αλλά με αύξηση της στάθμης του υδροφόρου εμφανίζουν πιθανότητα ρευστοποίησης, με μπλε αυτές που με πτώση της στάθμης του υδροφόρου παύουν να ρευστοποιούνται και τέλος, με κίτρινο απεικονίζονται οι θέσεις όπου με μείωση της στάθμης παύουν να ρευστοποιούνται, ενώ με αύξηση αυτής ρευστοποιούνται παραπάνω στρώματα από ότι πριν.



Εικόνα 10.18:

Χάρτης μεταβολής της πιθανότητας ρευστοποίησης ανάλογα με την στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα για  $M_w = 6.1$  και  $PGA = 0.39$  g (Αργοστόλι)



Εικόνα 10.19:

Χάρτης μεταβολής της πιθανότητας ρευστοποίησης ανάλογα με την στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα  $M_w = 6.0$  και  $PGA = 0.26$  g (Αργοστόλι) και  $M_w = 5.9$  και  $PGA = 0.68$  g (Ληξούρι)

## 11) Συμπεράσματα και Προτάσεις

### 11.1) Συμπεράσματα

Σε αυτό το κεφάλαιο παρατίθενται τα κυριότερα συμπεράσματα στα οποία καταλήγουμε αξιολογώντας όλα τα παραπάνω αποτελέσματα.

Αρχικά, πρέπει να αναφερθεί ότι οι περισσότερες στήλες εδάφους χαρακτηρίστηκαν ως Β ή C κατά την ταξινόμηση εδαφών, αλλά παρ' όλα αυτά πολλές από αυτές παρουσιάζουν πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης. Λόγω αυτού, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι μπορεί η εδαφική στήλη να ανήκει στο σύνολό της στην κατηγορία Β ή C, αλλά το στρώμα να εμφανίζει χαρακτηριστικά άλλης κατηγορίας, πιο επιδεκτικής σε ρευστοποίηση.

Μεταβολές στην τιμή PGA επηρεάζουν την πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης, συμπέρασμα στο οποίο καταλήγουμε από το γεγονός ότι αύξηση του PGA οδηγεί σε αύξηση του βαθμού κυκλικής τάσης (CSR) και κατ' επέκταση σε αύξηση της πιθανότητας ρευστοποίησης ενός στρώματος. Αυτό αναμένεται καθώς εξ ορισμού γνωρίζουμε ότι το CSR χαρακτηρίζει τη σεισμική επίδραση που προκαλείται από έναν δεδομένο σεισμό και μπορεί να προσδιοριστεί από τη μέγιστη επιφανειακή επιτάχυνση του εδάφους. Έτσι, συγκρίνοντας τα αποτελέσματα δύο ή περισσότερων περιπτώσεων μπορούμε να διακρίνουμε ποια επιπλέον στρώματα θα ρευστοποιηθούν σε περίπτωση που εκδηλωθεί στην περιοχή μεγαλύτερος σεισμός, ο οποίος με τη σειρά του θα αναπτύξει και μεγαλύτερες τιμές PGA.

Πέρα από το μέγεθος του σεισμού και την τιμή PGA που επηρεάζουν την πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης, σημαντικό ρόλο παίζει και η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα. Πιο συγκεκριμένα, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα εμφανίζει έντονη αλληλεπίδραση με το είδος και τα χαρακτηριστικά του σχηματισμού ή σχηματισμών που αποτελούν το κάθε στρώμα.

Τέλος, αν συγκρίνουμε τις θέσεις όπου παρατηρείται αυξημένη πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης (για κάθε περίπτωση μελέτης) με τις θέσεις των παρατηρημένων εμφανίσεων ρευστοποίησης κατά τους σεισμούς του 2014, βλέπουμε ότι αυτές στις περισσότερες θέσεις ταυτίζονται. Έτσι, έχουμε έναν δείκτη που επιβεβαιώνει τα αποτελέσματα των περιπτώσεων μελέτης μας.

### 11.2) Προτάσεις

Παρακάτω δίνονται μερικές από τις δυνατότητες περαιτέρω ανάπτυξης και χρήσης των μεθόδων εκτίμησης της τρωτότητας σε ρευστοποίηση, μετά από εκδήλωση ενός σεισμού:

- Μελέτη επίδρασης του μέγιστου αναμενόμενου σεισμού στην πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης, καθώς το ρήγμα που υπάρχει στην περιοχή (CFZ) έχει ήδη προκαλέσει μεγαλύτερους σεισμούς κατά το παρελθόν.
- Υπολογισμός πιθανότητας εμφάνισης ρευστοποίησης με χρήση Vs (χρήση εδαφικών προφίλ από HVSR και όχι των εδαφικών προφίλ των γεωτρήσεων) και σύγκριση με τα αποτελέσματα που λάβαμε αξιοποιώντας τα δεδομένα των γεωτρήσεων.

- Μελέτη πιθανότητας εμφάνισης ρευστοποίησης και σε άλλες σειсмоγενείς περιοχές και σύγκριση αποτελεσμάτων. Αναγνώριση και αξιολόγηση των παραγόντων που επηρεάζουν περισσότερο σε κάθε περίπτωση.
- Περαιτέρω μελέτη για την οριοθέτηση και χαρτογράφηση των περιοχών που είναι επιρρεπείς σε ρευστοποίηση.
- Μέτρα πρόληψης και σχέδια αντιμετώπισης ώστε να επιτευχθεί η μείωση του κινδύνου ρευστοποίησης και η ελαχιστοποίηση - ή ακόμη και αποφυγή - της εμφάνισης ζημιών.
- Σεισμικές μικροζωνικές μελέτες, οι οποίες αποτελούν σημαντικό έργο για τις αστικές περιοχές και τις περιοχές όπου προγραμματίζεται η ανέγερση νέων κτιρίων και υποδομών.

Τέλος, πέρα από τις προτάσεις που αφορούν και σχετίζονται στενά με τη διπλωματική αυτή εργασία, παρατίθενται και κάποιες προτάσεις που μπορεί να φαντάζουν γενικού περιεχομένου, αλλά αποτελούν σημαντικές ενέργειες για την πιο εύκολη και αποτελεσματική επίτευξη των ανωτέρω:

- Δημιουργία μιας βάσης δεδομένων με στόχο τη συγκέντρωση στοιχείων γεωτεχνικών και σεισμολογικών στοιχείων ανά περιοχή.
- Εύκολη πρόσβαση στην καταγεγραμμένη πληροφορία από τις ενδιαφερόμενες κοινότητες (επιστημονικές, επαγγελματικές) για σταδιακή δημιουργία χαρτών διακινδύνευσης που θα καλύπτουν το σύνολο της χώρας.
- Διάθεση των χαρτών στους υπεύθυνους φορείς της Πολιτείας για έγκαιρη μετασεισμική επέμβαση, στους δημόσιους και ιδιωτικούς φορείς με στόχο την αντισεισμική θωράκιση των πόλεων, στις Ασφαλιστικές εταιρείες προς εκτίμηση της αξίας γης και των απωλειών σε περίπτωση σεισμού.



## Βιβλιογραφία

### Ελληνική βιβλιογραφία

Γεωργιάδου-Δικαιούλια Ε. (1965), *“Το Νεογενές της Κεφαλληνίας”*, Διατριβή επί διδακτορία, Ann. Geol. Pays, Hell., 18, 43-106

ΕΑΚ 2000, Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός 2000

Εργαστήριο Σεισμολογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Σχολή Θετικών Επιστήμων, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών (2015), *“Σεισμοτεκτονική μελέτη της ακολουθίας της Κεφαλονιάς του 2014”*, Αθήνα

Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας & Υδρογεωλογίας, *“Δοκιμή πρότυπης διείδυσης (S.P.T. ή Terzaghi)”*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών

Θεοδουλίδης Ν., Μάργαρης Β., Παπαϊωάννου Χ., Σαββαΐδης Α. (2014), *“Ισχυρή σεισμική κίνηση των σεισμών στην Κεφαλονιά (26/01 & 03/02/2014)”*, Ημερίδα: Εμπειρίες και διδάγματα από τους σεισμούς της Κεφαλονιάς 2014, 2 Ιουλίου 2014, Θεσσαλονίκη

Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών & Μελετών (Ι.Γ.Μ.Ε.Μ.) - Τμήμα Τεχνικής Γεωλογίας (2014), *“Τεχνικογεωλογική εξέταση των σπηλαίων Μελισσάνης και Δρογκαράτης της Δ.Ε. Σάμης του Δήμου Κεφαλληνίας”*, Τ-2805, Φεβρουάριος 2014, Αθήνα

Καλτεζιώτης Ν., Σαμπατακάκης Ν., Βασιλείου Ι. (1992), *“Εκτίμηση των δυναμικών χαρακτηριστικών των εδαφών στον Ελληνικό χώρο”*, Πρακτικά 2<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, Θεσσαλονίκη 21-23 Οκτωβρίου, Τόμος 2, 239-246

Καρακώστας Χ., Λεκίδης Β., Σαλονικιός Θ., Μορφίδης Κ. (2014), *“Ενοργάνωση και παρακολούθηση σεισμικής απόκρισης κτιρίου Διοίκησης του Νοσοκομείου Ληξουρίου”*, Ημερίδα: Εμπειρίες και διδάγματα από τους σεισμούς της Κεφαλονιάς 2014, 2 Ιουλίου 2014, Θεσσαλονίκη

Λεκίδης Β., Σαλονικιός Θ., Καρακώστας Χ., Μορφίδης Κ. (2014), *“Συμπεριφορά δομικών κατασκευών στην Κεφαλονιά-Συγκρίσεις των δύο σεισμών”*, Ημερίδα: Εμπειρίες και διδάγματα από τους σεισμούς της Κεφαλονιάς 2014, 2 Ιουλίου 2014, Θεσσαλονίκη

Λέκκας Ε., Δαναμός Γ., Μαυρίκας Γ. (2001), *“Γεωλογική δομή και εξέλιξη των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης”*, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, Τομ. XXXIV/1, 11-17, Πρακτικά 9<sup>ου</sup> Διεθνούς Συνεδρίου, Σεπτέμβριος 2001, Αθήνα

Λοντζετίδης Κ.Δ., Ραπτάκης Δ.Γ., Πιτιλάκης Κ.Δ. (1997), *“Σχέσεις συσχέτισης  $V_S-N_{SPT}$  για Ελληνικά εδάφη”*, Πρακτικά 3<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, σ. 419-425, Πάτρα

Νικολάου Κ. (1983), *“Συμβολή στην γνώση και οριοθέτηση της Ιόνιας και Προαπούλιας ζώνης σε σχέση με πετρελαιογεωλογικές παρατηρήσεις στα νησιά Στροφάδες, Ζάκυνθο και Κεφαλλονιά”*, Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 350σ

Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) (2004), *“Ε.Α.Κ 2004 - Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός”*, Αθήνα

Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας-Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΟΑΣΠ-ΙΤΣΑΚ) (2014), *“Α΄ Προκαταρκτική ανακοίνωση: Για τις καταγραφές του δικτύου επιταχυνσιογράφων ΟΑΣΠ-ΙΤΣΑΚ στην Κεφαλονιά από τον ισχυρό σεισμό 6.1 της 26/01/2014”*, 27 Ιανουαρίου 2014, Θεσσαλονίκη

Παπαθανασίου Γ. (2008), *“Φαινόμενα ρευστοποίησης εδαφών στον ελληνικό χώρο”*, Διδακτορική διατριβή, Αριθμός 97 του παραρτήματος της Επιστημονικής Επετηρίδας, Τομέας Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ, 327σ

Πιτιλάκης Κ., Γκαζέπης Χ., Αναστασιάδης Α. (2003), *“Σεισμικές δράσεις σχεδιασμού στον ΕΑΚ 2000 και στον EC8. Προτάσεις για μια ακριβέστερη κατηγοριοποίηση των εδαφών και των συναφών συντελεστών φασματικής ενίσχυσης”*, Πρακτικά 14<sup>ου</sup> Ελληνικού Συνεδρίου Σκυροδέματος

Σαλονικιός Θ., Λεκίδης Β., Καρακώστας Χ., Μορφίδης Κ. (2014), *“Συμπεριφορά Ιστορικών Κτιρίων και Μνημείων”*, Ημερίδα: Εμπειρίες και διδάγματα από τους σεισμούς της Κεφαλονιάς 2014, 2 Ιουλίου 2014, Θεσσαλονίκη

Σέξτος Α. και Στυλιανίδης Κ. (2014), *“Συσχέτιση προσεισμικού και μετασεισμικού ελέγχου δημοσίων κτιρίων Ληξουρίου”*, Ημερίδα: Εμπειρίες και διδάγματα από τους σεισμούς της Κεφαλονιάς 2014, 2 Ιουλίου 2014, Θεσσαλονίκη

Φραγκόπουλος Ι. & Μαλεφάκης Ι. (1963), *“Υδρογεωλογική και γεωχημική μελέτη της νήσου Κεφαλληνίας”*, Δελτίο Επιστημονικών Ερευνών Αριθμ. 1 (ΥΔ), Γενική Διεύθυνση Γεωργίας, Υπηρεσία Εγγείων Βελτιώσεων, Διεύθυνσις 1, Τμήμα Υδρογεωλογικών, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Δ.Ε.-Διεύθυνση Λιμενικών Έργων & Έργων Αεροδρομίων (Δ.Λ.Ε.Ε.Α.) (2014), *“Αποκατάσταση βλαβών στον λιμένα Ληξουρίου Ν. Κεφαλληνίας μετά τους σεισμούς στις 26/1/2014 και 3/2/2014”*, Γεωτεχνική Έρευνα, ΓΕΩΣΥΜΒΟΥΛΟΙ ΕΠΕ-Γεωτεχνικές Μελέτες και Έρευνες, Μάρτιος 2014, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Δ.Ε.-Διεύθυνση Μελετών Έργων Οδοποιίας (Δ.Μ.Ε.Ο.) (2014), *“Αποκατάσταση βλαβών στο οδικό δίκτυο Ν. Κεφαλληνίας από τους σεισμούς-Σύμβαση 7, Γεωτεχνική έρευνα και μελέτη στον οδικό άξονα 2”*, Απρίλιος 2014, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Δ.Ε.-Διεύθυνση Μελετών Έργων Οδοποιίας (Δ.Μ.Ε.Ο.) (2014), *“Αποκατάσταση βλαβών στο οδικό δίκτυο Ν. Κεφαλληνίας από τους σεισμούς-Σύμβαση 7, Γεωτεχνική έρευνα και μελέτη στον οδικό άξονα 8”*, Απρίλιος 2014, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Δ.Ε.-Διεύθυνση Μελετών Έργων Οδοποιίας (Δ.Μ.Ε.Ο.) (2014), *“Αποκατάσταση βλαβών στο οδικό δίκτυο Ν. Κεφαλληνίας από τους σεισμούς-Σύμβαση 7, Γεωτεχνική έρευνα και μελέτη στους οδικούς άξονες 18 και 19”*, Απρίλιος 2014, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Δ.Ε.-Διεύθυνση Μελετών Έργων Οδοποιίας (Δ.Μ.Ε.Ο.) (2014), *“Αποκατάσταση βλαβών στο οδικό δίκτυο Ν. Κεφαλληνίας από τους σεισμούς-Σύμβαση 7, Γεωτεχνική έρευνα και μελέτη στους οδικούς άξονες 4, 22 και 25”*, Απρίλιος 2014, Αθήνα

Υπουργείο ΥΠΟ.ΜΕ.ΔΙ Γ.Γ.Υ.-Γενική Διεύθυνση Υποστήριξης-Διεύθυνση Κ.Ε.Δ.Ε. (Κ.Ε.Δ.Ε.)-Τμήμα Γεωτεχνικής Μηχανικής & Γεωλογίας (Τ.Γ.Μ.Γ.) (2016), *“Γεωτεχνική έρευνα στο*

λιμάνι Αργοστολίου-Ν. Κεφαλονιάς για τη μελέτη αποκατάστασης των ζημιών που προκλήθηκαν από τους σεισμούς το 2014”, Γεωτεχνική Έρευνα, Φεβρουάριος 2016, Αθήνα

### Ξενόγλωσση βιβλιογραφία

Aliyev A.A., Guliyev I.S. and Belov I.S. (2002), *“Catalogue of Recorded Eruptions of Mud Volcanoes of Azerbaijan for a Period of Years 1810–2001”*, 88 pages, Baku, Azerbaijan: Nafta Press

Andizei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Mantovani E., Pesci A., Riguzzi F., Serpelloni E. (2001), *“Insights Into Present-Day Crustal Motion in the Central Mediterranean Area From GPS Surveys”*, *Geophys. J. Int.* 146 (1), 98– 110

Andrews D.C.A. and Martin G.R. (2000), *“Criteria for Liquefaction of Silty Soils”*, Proceedings of 12<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand

Andrus R. and Stokoe K., II. (1997), *“Liquefaction resistance based on shear wave velocity”*, Proc., NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, Nat. Ctr. for Earthquake Eng.Res., State Univ. of New York at Buffalo, 89–128

Andrus R. and Stokoe K., II. (2000), *“Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity”*, *J. Geotech. and Geoenviron. Eng.*, ASCE, 126(11), 1015–1025

Atkinson G.M., Boore D.M., Assatourians K., Campbell K. and Motazedian D. (2009), *“A guide to differences between stochastic point source and stochastic finite fault simulation methods”*, Bulletin of the Seismological Society of America, November 2009 (companion to Boore paper, 2009)

Baker E.T., Fox C.G. and Cowen J.P. (1999), *“In situ observations of the onset of hydrothermal discharge during the 1998 submarine eruption of Axial volcano, Juan de Fuca Ridge”*, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3445–3448

Bard P.-Y. and Bouchon M. (1985), *“The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys”*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, p.519–541

Beresnev I.A. and Atkinson G.M. (1997), *“Modeling finite-fault radiation from the x2 spectrum”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, 67–84

Beresnev I.A. and Atkinson G.M. (1998), *“Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. Validation on rock sites”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, 1392–1401

Beresnev I.A. and Atkinson G.M. (2002), *“Source parameters of earthquakes in eastern and western North America based on finite-fault modeling”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, 695–710

Boore D.M. (1983), *“Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, 1865–1894

- Boore D.M. (1996), *"SMSIM-Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 1.0"*, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept. 96-80-A and 96-80-B
- Boore D.M. (2003), *"Simulation of ground motion using the stochastic method"*, Pure Appl. Geophys. 160, 635–676
- Boore D.M. (2005), *"SMSIM-Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: Version 2.3, A revision of OFR 96-80-A"*, U.S. Geol. Surv., Open-File Report. 00-509, 55
- Boore D.M. (2009), *"Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 6, pp. 3202–3216, December 2009
- BP Co. (British Petroleum Co.) (1971), *"The geological results of petroleum exploration in Western Greece"*. Ειδ. Μελέται Γεωλογίας της Ελλάδος, No 10, ΙΓΕΥ, Αθήνα
- Brune J.N. (1970), *"Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes"*, Journal of Geophysical Research, Vol. 75, 4997–5009
- Brune J.N. (1971), *"Correction to tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes"*, Journal of Geophysical Research, Vol. 76, 5002
- Bryan T.S. (2005), *"Geysers: What they are and How they Work"*, 2nd ed., 69 pp, Missoula, MT: Mountain Press Publishing
- Chigira M. and Tanaka K. (1997), *"Structural features and the history of mud volcanoes in Southern Hokkaido, Northern Japan"*, J. Geol. Soc. (Japan), 103, 781–791
- Cranswick E., King K., Carver D., Worley D., Williams R., Spudich P. and R. Banfill (1990), *"Site response across downtown Santa Cruz, California"*, Geophys. Res. Lett. 17, no. 10, 1793–1796
- Cushing E. (1985), *"Evolution structurale de la marge nord-ouest Hellenique dans l'île Levkas et ses environs (Grèce Nord-Occidentale)"*, PhD thesis, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay.
- Dixit J., Dewaikar D. and Jangid R. (2012), *"Assessment of liquefaction potential index for Mumbai city"*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2759–2768
- Dziak R.P., Chadwick W.W., Fox C.G. and Embley R.W. (2003), *"Hydrothermal temperature changes at the southern Juan de Fuca Ridge associated with M-w 6.2 Blanc transform earthquake"*, Geology, 31, 119–22
- Eurocode 8 (2004), *"Design of structures for earthquake resistance, part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings"*, EN 1998-1, European Committee for Standardization (CEN), Brussels
- Ganas A., Cannavo F., Chousianitis K., Kassaras I. and Drakatos G. (2015), *"Displacements recorded on continuous GPS stations following the 2014 M6 Cephalonia (Greece)"*

*earthquakes: Dynamic characteristics and kinematic implications*”, Acta Geodyn. Geomater., Vol. 12, No. 1 (177), 5–27

Ganas A., Marinou A., Anastasiou D., Paradissis D., Papazissi K., Tzavaras P., Drakatos G. (2012), “GPS-derived estimates of crustal deformation in the central and north Ionian Sea, Greece: 3-yr results from NOANET continuous network data”, Journal of Geodynamics

GEER/EERI/ATC Team (2014), “January 26<sup>th</sup>/February 2<sup>nd</sup> 2014 Cephalonia, Greece Events, Version 1”, GEER/EERI/ATC Cephalonia, Greece 2014

GeoLogismiki (2006), “LiqIT User's Manual v.1.0”, Copyright 2006

Geopsy (2006), “Geopsy Manual”, Copyright 2006

Gospodinov D., Karakostas V., Papadimitriou E. (2015), “Seismicity rate modeling for prospective stochastic forecasting: the case of 2014 Kefalonia, Greece, seismic excitation”, Springer, Nat Hazards

Hartzell S. (1978), “Earthquake aftershocks as Green's functions”, Geophys. Res. Lett. 5, 1–14

Hatzidimitriou P.M. (1993), “Attenuation of coda waves in northern Greece”, Pageoph 140, 63-78

Hatzidimitriou P.M. (1995), “S-wave attenuation in the crust in northern Greece”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, 1381-1387

Hatzidimitriou P.M., Papazachos C., Kiratzi A. and Theodulidis N. (1993), “Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece”, Tectonophysics 217, 243-253

Holzer T. (2008), “Probabilistic Liquefaction Hazard Mapping”, Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics IV, GSP 181

Hunter J.A. and Crow H.L. (2012), “Shear Wave Velocity Measurement Guidelines for Canadian Seismic Site Characterization in Soil and Rock”, Geological Survey of Canada open file 7078

Husen S., Taylor R., Smith R.B. and Heasler H. (2004), “Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park induced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake”, Geology, 32, 537–540

Hutchinson R.A. (1985), “Hydrothermal changes in the upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, after the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake”, in R.S. Stein, and R.C. Bucknam, etc.”, USGS Open File Report 85-0290A, 612–624

Idriss I.M. and Boulanger R.W. (2006), “Semi-empirical procedures for evaluating liquefaction potential during earthquakes”, Soil Dynam. Earthq. Eng., 26, 115–130

Idriss I.M. and Boulanger R.W. (2008), “Soil liquefaction during earthquakes. MNO 12.”, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, USA, p.242

Idriss I.M. and Boulanger R.W. (2010), *"SPT-Based liquefaction triggering procedures"*, Center for geotechnical modeling, Department of civil & environmental engineering, College of engineering, University of California at Davis, Report No. UCD/CGM-10/02, December 2010

Iwasaki T. (1986), *"Soil Liquefaction Studies in Japan"*, Soil Dyn. Earthq. Eng., 5(1), 2–68

Iwasaki T., Tatsuoka F., Tokia K.i., Yasuda S. (1978), *"A practical method for assessing soil liquefaction potential based on case studies at various sites in Japan"*, 2<sup>nd</sup> Int. Conf. on Microzonation, San Francisco, Proceedings, p. 885–896

Iwasaki T., Tokida K., Tatsuoka F. and Yasuda S. (1978), *"A practical method for assessing soil liquefaction potential based on case studies at various sites in Japan"*, Proceedings of 2nd International Conference on Microzonation, San Francisco, 885–896

Johnson H.P., Hutnak M., Dziak R.P., Fox C.G., Urcuyo I., Cowen J.P., Nabelek J. and Fisher C. (2000), *"Earthquake-induced changes in a hydrothermal system on the Juan de Fuca mid-ocean ridge"*, Nature, 407, 174–177

Johnson H.P., Dziak R.P., Fisher C.R., Fox C.G. and Pruis M.J. (2001), *"Impact of earthquakes on hydrothermal systems may be far reaching"*, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 82, 233–236

Joyner W.B. and Boore D.M. (1988), *"Measurement, characterization and prediction of strong ground motion, in Proc"*, Earthquake Eng. Soil Dyn. II, GTDiv/ASCE, Park City, Utah, 1988, 43-102

Karakostas V., Papadimitriou E., Mesimeri M., Gkarlaouni C. and Paradisopoulou P. (2014), *"The 2014 Kefalonia doublet (Mw6.1 and Mw6.0), central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic implications along the Kefalonia Transform Fault Zone"*, Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences

Koester J.P.(1992a), *"The Influence of Test Procedure on Correlation of Atterberg Limits with Liquefaction in Fine-Grained Soils"*, Geotechnical Testing Journal, 15(4): 352-361

Koester J.P. (1992b), *"Cyclic Strength and Pore Pressure Generation Characteristics of Fine-Grained Soils"*, Ph.D. Thesis, University of Colorado, Denver

Kongar I., Rossetto T. and Giovinazzi S. (2015), *"Evaluating Desktop Methods for Assessing Liquefaction-Induced Damage to Infrastructure for the Insurance Sector"*, 12<sup>th</sup> International Conference on Applications of Statistics and Probability in Civil Engineering, ICASP12, Vancouver, Canada, July 12-15 2015

Kramer S. (1996), *"Geotechnical earthquake engineering"*, Prentice Hall

Ktenidou O.J., Gélis C. and Bonilla L.F. (2015), *"A study on the variability of kappa ( $\kappa$ ) in a borehole: Implications of the computation process"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103

- Li Y. and Wang G., *"An improved stochastic point source method for simulation of strong ground motion"*
- Louvari E., Kiratzi A. and Papazachos B. (1999), *"The CTF and its extension to western Lefkada Island"*, Tectonophysics, 308, 223-236
- Ma Z., Fu Z., Zhang Y., Wang C., Zhang G. and Liu D. (1990), *"Earthquake Prediction: Nine Major Earthquakes in China (1966–1976)"*, pp. 332, Beijing: Seismological Press
- Manga M., Brumm M. and Rudolph M.L. (2009), *"Earthquake triggering of mud volcanoes"*, Mar. Petrol. Geol., 26, 1785–1798
- Margaris B.N. and Boore D.M. (1998), *"Determination of  $\Delta\sigma$  and  $\omega^2$  from response spectra of large earthquakes in Greece"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, No. 1, 170-182
- Marler G.D. (1964), *"Effects of the Hebgen Lake earthquake of August 27, 1959, on the hot spring of the Firehole Geysers basins, Yellowstone National Park"*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 435-Q, 185–197
- Mellors R., Kilb D., Aliyev A., Gasanov A. and Yetirmishli G. (2007), *"Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions"*, J. Geophys. Res., 112, B04304
- Midorikawa S. and Wakamatsu K. (1988), *"Intensity of earthquake ground motion at liquefied sites"*, Soils Found., 28, 73–84
- Moghaddam H., Fanaie N. and Hamzehloo H., *"Studying the important parameters in earthquake simulation based on stochastic finite fault modeling"*
- Mogi K., Mochizuki H. and Kurokawa Y. (1989), *"Temperature changes in an artesian spring at Usami in the Izu Peninsula (Japan) and their relation to earthquakes"*, Tectonophysics, 159, 95–108
- Mohammadioun B. and Serva L. (2001), *"Stress drop, slip type, earthquake magnitude and seismic hazard"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, 694–707
- Moss R.S., Seed B.R., Kayen R.E., Stewart J.P., Kiureghian A., Cetin O.K. (2006), *"CPT-Based probabilistic and deterministic assessment of in situ seismic soil liquefaction potential"*, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 132
- Motazedian D. and Atkinson G.M. (2005), *"Stochastic finite fault modeling based on a dynamic corner frequency"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, 995–1010
- Nakamura Y. (1989), *"A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface"*, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30, No.1
- NRC (2006), *"Structural Commentaries of the NBCC"*, Commentary J



- Obermeier S.F., Olson S.M. and Green R.A. (2005), *“Fields Occurrences of Liquefaction-Induced Features: A Primer for Engineering Geologic Analysis of Paleoseismic Shaking”*, Eng. Geol. 76 (3-4), 290-234
- Papadimitriou E. (2002), *“Mode of Strong Earthquake Recurrence in the Central Ionian Islands (Greece): Possible Triggering due to Coulomb Stress Changes Generated by the Occurrence of Previous Strong Shocks”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 8, p. 3293–3308, December 2002
- Papadopoulos G. et al. (2014), *“The Cephalonia, Ionian Sea (Greece), sequence of strong earthquakes of January-February 2014: A first report”*, Research in Geophysics, Volume 4:5441
- Papathanassiou G. (2008), *“LPI-based approach for calibrating the severity of liquefaction-induced failures and for assessing the probability of liquefaction surface evidence”*, Eng. Geol. 96, 94–104
- Papathanassiou G., Ganas A., Valkaniotis S. (2015), *“Recurrent liquefaction-induced failures triggered by 2014 Cephalonia, Greece earthquakes: Spatial distribution and quantitative analysis of liquefaction potential”*, Engineering Geology 200 (2016) 18–30
- Papathanassiou G., Mantovani A., Tarabusi G., Rapti D., Caputo R. (2015) *“Assessment of liquefaction potential for two liquefaction prone areas considering the May 20, 2012 Emilia (Italy) earthquake”*, Engineering Geology 189 (2015), p.1–16
- Papathanassiou G., Pavlides S., Ganas A. (2005), *“The 2003 Lefkada Earthquake: Field Observations and Preliminary Microzonation Map Based on Liquefaction Potential Index for the Town of Lefkada”*, Engineering Geology 82 (2005) 12–31
- Papanikolaou D., Triantaphyllou M. (2013), *“Growth folding and uplift of Lower and Middle Pleistocene marine terraces in Kephallonia: implications to active tectonics”*, 4<sup>th</sup> International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 9-14 October 2013, Aachen, Germany
- Papazachos B. and Papazachou K. (1989), *“The Earthquakes of Greece”*, Zitis, Thessaloniki (in Greek)
- Régnier J., Bonilla L.F., Bertrand E. and Semblat J.-F. (2014) *“Influence of the Vs Profiles beyond 30 m Depth on Linear Site Effects: Assessment from the KiK-Net Data”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 104, No. 5, October 2014
- Renz C. (1955), *“Die vorneogene stratigraphie der normalsedimentaren formationen Griechenlands”*, IGSR (Ed.), 637p., Athens
- Rinehart J.S. and Murphy A. (1969), *“Observations on pre- and post-earthquake performance of old faithful geyser”*, J. Geophys. Res., 74, 574–575
- Robertson P.K. and Wride C.E. (1998), *“Evaluating cyclic liquefaction potential using the cone penetration test”*, Can. Geotech. J. 35(3), 442–459, Ottawa

Sachpazi M., Hirn A., Clement C., Haslinger F., Laigle M., Kissling E., Charvis P., Hello Y., Lepine J.-C., Sapin M., Ansorge J. (2000), *“Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain”*, Tectonophysics 319, p. 301–319

Seed H.B., Cetin K.O., Moss R.E.S., Kammerer A.M., Wu J., Pestana J.M., Riemer M.F., Sancio R.B., Bray J.D., Kayen R.E. and Faris A. (2003), *“Recent advances in soil liquefaction engineering: A unified and consistent framework”*, 26<sup>th</sup> Annual ASCE, Los Angeles, Geotechnical Spring Seminar, Keynote Presentation, H.M.S. Queen Mary, Long Beach, California, April 30<sup>th</sup>

Seed H.B. and Idriss I.M. (1971), *“Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential”*, J. Soil Mechanics and Foundation Eng. 97(9): 1249-1273

Seed H.B. and Idriss I.M. (1982), *“Ground motions and soil liquefaction during earthquakes”*, Monograph 5. EERI, Oakland, CA: p.134

Seed H.B., Tokimatsu K., Harder L.F., Chung R.M. (1985), *“The influence of SPT procedures in soil liquefaction resistance evaluations”*, J. Geotech. Eng. ASCE 111 (12), 1425–1445

Semblat J.-F. and A. Pecker (2009), *“Waves and Vibrations in Soils: Earthquakes, Traffic, Shocks, Construction Works”*, IUSS Press

SESAME (2004), *“Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation”*, European research project, No. EVG1-CT-2000-00026, December 2004

Shahri A.A., Rajablou R., Ghaderi A. (2012), *“An improved method for seismic site characterization with emphasis on liquefaction phenomena”*, Scientific Research, Open Journal of Earthquake Research, 1, 13-21

Shearer P. and Orcutt J. (1987), *“Surface and near-surface effects on seismic waves—Theory and borehole seismometer results”*, Bull. Seismol. Soc. Am. 77, no. 4, 1168–1996

Silver P.G. and Vallette-Silver N.J. (1992), *“Detection of hydrothermal precursors to large northern California earthquakes”*, Science, 257, 1363–1368

Sohn R.A., Fornari D.J., Von Damm K.L., Hildebrand J.A. and Webb S.C. (1998), *“Seismic and hydrothermal evidence of a cracking event on the East Pacific Rise near 98509 N”*, Nature, 396, 159–161

Sokos E., Kiratzi A., Gallovič F., Zahradník J., Serpetsidaki A., Plicka V., Janský J., Kostelecký J., Tselentis G.-A. (2015), *“Rupture process of the 2014 Cephalonia, Greece, earthquake doublet (Mw6) as inferred from regional and local seismic data”*, Tectonophysics

Sorel D. (1976), *“Etude neotectonique des iles Ioniennes de Cephalonie et de Zante et de l’Elide occidentale (Grece)”*, These 3e cycle, Universite Paris Sud, Orsay

Stiros S., Pirazzoli P., Laborel J. and Laborel-Deguen F. (1994), *“The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting”*, Geophys. J. Int. (1994) 117, 834-849

Subhadra N., Padhy S., Prasad P.P., Seshunarayana T. (2015), *“Site-specific ground motion simulation and seismic response analysis for microzonation of Nanded City, India”*, Springer, Natural Hazards (2015) 78:915–938

Terzaghi K. (1925), *“Erdbaummechanik”*, Vienna: Franz Deuticke

Terzaghi K. and Peck R.B. (1967), *“Soil Mechanics in Engineering Practice”*, Second Edition: John Wiley & Sons, New York, p.729

Terzaghi K., Peck R.B. and Mesri G. (1996), *“Soil Mechanics in Engineering Practice”*, 3rd ed., pp. 195, New York: John Wiley and Sons

Theodoulidis N., Karakostas C., Lekidis V., Makra K., Margaris B., Morfidis K., Papaioannou C., Rovithis M., Salonikios T., Savvaidis A. (2014), *“The Cephalonia (Greece) earthquakes of January 26 & February 3, 2014: Effects on soil and built environment”*, 2<sup>nd</sup> European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Istanbul, 25-29 August 2014

Theodoulidis N., Karakostas C., Lekidis V., Makra K., Margaris B., Morfidis K., Papaioannou C., Rovithis M., Salonikios T., Savvaidis A. (2015), *“The Cephalonia, Greece, January 26 (M6.1) and February 3, 2014 (M6.0) earthquakes: near-fault ground motion and effects on soil and structures”*, Bull. Earthquake Eng.

Tsiambaos G., Sabatakakis N. (2011), *“Empirical estimation of shear wave velocity from in situ tests on soil formation in Greece”*, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 70:291 – 297, doi: 10.1007/s10064-010-0324-9

Underhill J.R. (1985), *“Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in Western Greece”*, PhD thesis, Univ. Wales

Underhill J.R. (1989), *“Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, Western Greece”*, Geol. Soc. Am. Bull., 101, 613-634

Valkaniotis S., Ganas A., Papathanassiou G., Papanikolaou M. (2014), *“Field observations of geological effects triggered by the January-February 2014 Cephalonia (Ionian Sea, Greece) earthquakes”*, Tectonophysics

Van Hinsbergen D.J., Van der Meer D., Zachariasse W., Meulenkamp J. (2005), *“Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia”*, Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) (2006) 95, p.463–490

Wang W. (1979), *“Some Findings in Soil Liquefaction”*, Report Water Conservancy and Hydro-electric Power Scientific Research Institute, Beijing, China, 1-17

Wang C.-Y. (2007), *“Liquefaction beyond the near field”*, Seismo. Res. Lett., 78, 512–517

Wang C.-Y. and Manga M. (2010), *“Earthquakes and Water”*, Lecture notes in Earth Sciences, Berkeley, California, Springer

Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994), *“New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, 4, 974-1002

Youd T.L. (1998), *“Screening Guide for Rapid Assessment of Liquefaction Hazard at Highway Bridge Sites”*, Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research Technical Report, MCEER-98-0005, p. 58

Youd T.L. and Hoose S. (1977), *“Liquefaction susceptibility and geologic setting, World Conference on Earthquake Engineering”*, Proc. 6<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Eng.: 2189-2194

Youd T.L. and Idriss I.M (2001), *“Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils”*, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, April 2001

Youd T.L., Idriss I.M., Andrus R.D., Arango I., Christian J.T., Dobry R., Finn W.D.L., Harder L.F., Hynes M.E., Ishihara K., Koester J.P., Liao S.S.C., Marcuson W.F., Martin G.R., Mitchell J.K., Moriwaki Y., Power M.S., Robertson P.K., Seed R.B., Stokoe K.H. (2001), *“Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils”*, J. Geotech. Geoenviron. Eng. 127 (10), 817–833

Youd T. and Noble S. (1997a), *“Magnitude scaling factors”*, Proc., NCEER Workshop on evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, Nat. Ctr. for Earthquake Engrg. Res., State Univ. of New York at Buffalo, 149–165

Zhu J., Baise L., Thompson E. and Magistrale H. (2014), *“Testing national and regional geospatial liquefaction models in the United States”*, 10<sup>th</sup> U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Frontiers of Earthquake Engineering, Anchorage, Alaska, July 21-25 2014

## Άλλες πηγές

BP Co. (British Petroleum Co.), University of Munich & Μίγκρος Γ. (1985), *Γεωλογικός Χάρτης Ελλάδας, “Φύλλο Νήσος Κεφαλληνία (Βόρειο και Νότιο Τμήμα)”*, Κλίμακα 1:50.000, ΙΓΜΕ, Αθήνα

Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας (1985), *“Φύλλο Νήσος Κεφαλονιά (Βόρειον Τμήμα)”*, κλίμακα 1:50.000, ΙΓΜΕ

Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας (1985), *“Φύλλο Νήσος Κεφαλονιά (Νότιον Τμήμα)”*, κλίμακα 1:50.000, ΙΓΜΕ

Νεοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας (Λέκκας Ε., 1996), *“Νήσοι Κεφαλλονιά-Ιθάκη”*, κλίμακα 1:100.000, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

## **Παράρτημα Α**

Πίνακες με στοιχεία γεωτρήσεων.

Πίνακας Α.1α:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4188	38.2120	A18-Γ1	1.10	1.10			Τεχνητές επιχώσεις							
			2.00	0.80			Άργιλος	2.14	2.90					
			5.25	3.25	46	34.5	Μάργα			420.60	341.07	353.38	371.69	
20.4180	38.2125	A18-Γ2	0.05	0.05			Ασφαλτοτάπητας							
			0.50	0.45			Υλικό βάσης οδοστρώματος	2.14	4.60					
			0.80	0.30			Άργιλος							
			5.00	4.20	APN		Μάργα							
20.4164	38.2128	A18-Γ3	0.20	0.20			Αργιλώδης άμμος με χαλίκια	2.14	4.65					
			3.00	2.80	16	12	Άργιλος			262.89	283.82	250.98	265.90	
			5.42	2.42	49	36.75	Μάργα			432.60	344.84	360.69	379.38	
20.4141	38.2130	A18-Γ4	0.50	0.50			Τεχνητές επιχώσεις							
			2.00	1.50			Άργιλος	2.14	Στεγνή					
			5.11	3.11	39	29.25	Μάργα			390.81	331.41	334.98	352.40	
20.4090	38.2141	A18-Γ5	0.05	0.05			Ασφαλτοτάπητας							
			1.00	0.95			Υλικά επιχώματος	2.14	3.40					
			14.05	13.05	38	28.5	Μάργα			386.32	329.92	332.17	349.47	

Πίνακας Α.1β:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4035	38.2164	A18-Γ6	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας							
			1.20	1.10			Υλικά επιχώματος	2.14	2.90					
			5.03	3.83	26	19.5	Μάργα			326.29	308.84	293.74	309.62	
20.4021	38.2173	A18-Γ7	0.10	0.10			Σκυρόδεμα							
			0.40	0.30			Υλικά επιχώματος							
			1.40	1.00			Αργιλώδης άμμος με χαλίκια	2.14	3.40					
			15.00	13.60	46	34.5	Μάργα			420.60	341.07	353.38	371.69	
20.4014	38.2177	A18-Γ8	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας							
			1.00	0.90			Υλικά επιχώματος							
			2.50	1.50	12	9	Άργιλος	2.14	2.65	231.30	269.96	228.65	243.30	
			15.02	12.52	44	33	Μάργα			412.36	338.44	348.33	366.38	
20.4007	38.2181	A18-Γ9	0.15	0.15			Ασφαλτοτάπητας							
			1.00	0.85			Υλικά επιχώματος							
			1.90	0.90			Άργιλος	2.14	4.70					
			15.41	13.51	37	27.75	Μάργα			381.76	328.39	329.31	346.49	



Πίνακας Α.1γ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4151	38.2057	A19-Γ1	0.10	0.10			Σκυρόδεμα							
			0.50	0.40			Υλικά επιχώματος							
			3.30	2.80	39	29.25	Άργιλος	2.14	3.60		390.81	331.41	334.98	352.40
			15.03	11.73	48	36	Μάργα				428.64	343.61	358.29	376.85
20.4142	38.2054	A19-Γ2	2.00	2.00	12	9	Υλικά επιχώματος	2.04			170.93	168.24	177.73	172.30
			5.45	3.45	13	9.75	Άργιλος	2.14	Στεγνή		239.69	273.75	234.66	249.36
20.4043	38.2028	A19-Γ3	0.30	0.30			Τεχνητές επιχώσεις							
			5.30	5.00	12	9	Άργιλος	2.14	2.30		231.30	269.96	228.65	243.30
			15.09	9.79	APN		Μάργα							
20.3984	38.2037	A19-Γ4	1.10	1.10			Υλικά επιχώματος							
			3.10	2.00	38	28.5	Άργιλος	2.14	3.60		386.32	329.92	332.17	349.47
			5.15	2.05	32	24	Μάργα				357.88	320.20	314.18	330.75
20.3951	38.2024	A19-Γ5	1.80	1.80			Άργιλος							
			3.20	1.40	31	23.25	Αργιλώδεις χάλικες με άμμο	2.14	4.00		275.26	290.56	251.31	272.37
			5.05	1.85	25	18.75	Αμμώδης άργιλος				320.65	306.74	290.03	305.81

Πίνακας Α.1δ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.3871	38.1825	A8-Γ1	0.05	0.05			Ασφαλτοτάπητας							
			2.60	2.55	12	9	Υλικά επιχώματος	2.14	11.20		170.93	168.24	177.73	172.30
			21.26	18.66	43	32.25	Μάργα				408.17	337.09	345.75	363.67
20.3876	38.1825	A8-Γ3	0.10	0.10			Σκυρόδεμα							
			1.40	1.30			Υλικά επιχώματος	2.14	4.50					
			15.00	13.60	35	26.25	Μάργα				372.44	325.23	323.44	340.37
20.3912	38.1745	A8-Γ4	0.05	0.05			Σκυρόδεμα							
			1.50	1.45			Υλικά επιχώματος							
			2.50	1.00			Άργιλος	2.14	3.30					
			5.25	2.75	35	26.25	Μάργα				372.44	325.23	323.44	340.37
20.3924	38.1749	A8-Γ5	0.40	0.40			Άμμος							
			1.60	1.20			Άργιλος	2.14	1.60					
			5.04	3.44	38	28.5	Μάργα				386.32	329.92	332.17	349.47
20.3977	38.1777	A8-Γ6-1	2.00	2.00			Υλικά επιχώματος							
			3.00	1.00	15	11.25	Άργιλος	2.14	2.20		255.45	280.65	245.79	260.63
			20.00	17.00	APN		Μάργα							

Πίνακας Α.1ε:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.3979	38.1779	A8-Γ6-2	0.80	0.80			Υλικά επιχώματος							
			3.20	2.40	15	11.25	Άργιλος	2.14	6.10		255.45	280.65	245.79	260.63
			15.00	11.80	37	27.75	Μάργα				381.76	328.39	329.31	346.49
20.3985	38.1781	A8-Γ7	0.50	0.50			Υλικά επιχώματος	2.14	5.20					
			15.03	14.53	APN		Μάργα							
20.4007	38.1785	A8-Γ8	2.00	2.00	7	5.25	Υλικά επιχώματος				130.41	198.35	145.99	158.25
			3.80	1.80	14	10.5	Άργιλος	2.14	4.60		247.73	277.30	240.36	255.13
			5.05	1.25	48	36	Μάργα				428.64	343.61	358.29	376.85
20.3796	38.2605	A22-Γ1	0.05	0.05			Ασφαλτοτάπητας	2.24						
			0.40	0.35			Υλικό βάσης οδοστρώματος							
			2.70	2.30	APN		Ιλυώδεις χάλικες με άμμο							
			5.00	2.30			Μαργαϊκός ασβεστόλιθος							

Πίνακας Α.1στ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή	
20.3791	38.2604	A22-Γ2	0.05	0.05			Ασφαλτοτάπητας								
			3.20	3.15	10	7.5	Ιλυώδεις χάλικες με άμμο				155.98	161.13	166.29	161.13	
			7.70	4.50	APN		Μαργαϊκός ασβεστόλιθος	2.24							
			10.19	2.49	APN		Αργιλώδεις χάλικες με άμμο								
20.4538	38.2918	A2-Γ1	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας	2.04							
			0.30	0.20			Υλικό βάσης οδοστρώματος	2.45							
			3.50	3.20	10	7.5	Άργιλος	2.04			213.28	261.53	215.53	230.11	
			6.70	3.20	APN		Λατυποπαγές	2.09							
			7.80	1.10	APN		Αμμώδης άργιλος		13.40						
			9.10	1.30			Άργιλος								
			10.20	1.10	APN		Ιλυοαργιλώδεις χάλικες με άμμο	2.14							
			15.50	5.30			Λατυποπαγές								
20.40	4.90	44	33	Αργιλώδεις χάλικες				328.17	304.20	285.57	305.98				

Πίνακας Α.1ζ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή	
20.4537	38.2917	A2-Γ2	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας	2.12							
			4.50	4.40	2	1.5	Υλικά επιχώματος				69.53	135.89	92.41	99.28	
			8.00	3.50	28	21	Ιλύς	2.04			337.23	312.85	273.93	308.00	
			11.30	3.30	APN		Ιλυσσαργιλώδεις χάλικες	1.84							
			13.00	1.70	APN		Άργιλος	2.04	18.20						
			13.40	0.40			Λατυποπαγές								
			18.50	5.10	APN		Αργιλώδεις χάλικες με άμμο								
			20.45	1.95	APN		Ιλύς	1.96							
20.4478	38.2856	A2-Γ3	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας								
			0.50	0.40			Υλικό βάσης οδοστρώματος		5.70						
			10.00	9.50			Μαργαϊκός ασβεστόλιθος								

Πίνακας Α.1η:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4393	38.2814	A2-Γ4	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας							
			0.50	0.40			Υλικό βάσης οδοστρώματος							
			3.80	3.30	APN		Ιλυοαργιλώδεις χάλικες με άμμο		2.10					
			10.20	6.40			Μαργαϊκός ασβεστόλιθος	2.04						
20.4377	38.2820	A2-Γ5	0.50	0.50			Υλικά επιχώματος							
			2.50	2.00			Ιλυώδεις χάλικες		3.50					
			15.00	12.50	APN		Μαργαϊκός ασβεστόλιθος	2.09						
20.4365	38.2824	A2-Γ6	0.10	0.10			Ασφαλτοτάπητας							
			1.00	0.90			Υλικά επιχώματος		2.25					
			15.00	14.00			Μαργαϊκός ασβεστόλιθος							

Πίνακας Α.1θ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Κατεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4352	38.2834	Α2-Γ7	2.00	2.00			Υλικά επιχώματος							
			8.50	6.50	22	16.5	Ιλαιοαργιλώδεις χάλικες με άμμο	2.04	8.40		231.73	277.79	221.74	243.75
			15.20	6.70			Μαργαϊκός ασβεστόλιθος							
20.4289	38.2387	Α2-Γ8	0.20	0.20			Ιλαιοαργιλώδης άμμος με λίγα χαλίκια	2.04	2.00					
			4.70	4.50	38	28.5	Άργιλος				386.32	329.92	332.17	349.47
			15.45	10.75	37	27.75	Μάργα				381.76	328.39	329.31	346.49
20.4394	38.2013	Γ4	0.95	0.95			Έγχυτο σκυρόδεμα							
			4.25	3.30			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			7.00	3.25	21	15.75	Εξυγιαντική στρώση (Λίθοι και χάλικες)				226.38	276.10	218.00	240.16
			7.60	0.60			Αργιλοίλυδης άμμος έως αμμοίλυσ							
			15.45	7.85	13	9.75	Άργιλος	1.98			239.69	273.75	234.66	249.36



Πίνακας Α.1:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Κατεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4394	38.2010	Γ5	1.30	1.30			Έγχυτο σκυρόδεμα							
			4.55	3.25			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			6.80	2.25	24	18	Εξυγιαντική στρώση (Λίθοι και χάλικες)			242.07	280.98	228.89	250.65	
			8.20	1.40			Αργιλοϊλύδης άμμος έως αμμοίλυσ	2.06						
			12.75	4.55	14	10.5	Άργιλος	1.86		247.73	277.30	240.36	255.13	
20.4394	38.2004	Γ6	0.70	0.70			Έγχυτο σκυρόδεμα							
			7.60	6.90			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			9.10	1.50	21	15.75	Εξυγιαντική στρώση (Λίθοι και χάλικες)			226.38	276.10	218.00	240.16	
			11.45	2.35	25	18.75	Άργιλος	2.04		320.65	306.74	290.03	305.81	

Πίνακας Α.1κ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Χερσόνησος Παλικής και Ληξούρι)

Φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4395	38.1991	Γ9	1.15	1.15			Έγχυτο σκυρόδεμα							
			4.33	3.18			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			5.30	0.97	5	3.75	Εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες)			110.14	228.78	129.12	156.01	
			6.00	0.70			Αργιλοϊλύδης άμμος έως αμμοίλυσ							
			10.95	4.95	29	21.75	Άργιλος	2.08		342.54	314.76	304.32	320.54	
20.4396	38.1982	Γ10	1.10	1.10			Έγχυτο σκυρόδεμα							
			2.60	1.50			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			4.60	2.00	23	17.25	Εξυγιαντική στρώση (λίθοι και χάλικες)			236.96	279.41	225.36	247.24	
			6.30	1.70			Αργιλοϊλύδης άμμος έως αμμοίλυσ	2.10						
			10.65	4.35	21	15.75	Άργιλος	2.02		296.71	297.57	274.10	289.46	

Πίνακας Α.2α:  
Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Αργοστόλι)

φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Κατεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4899	38.1813	Γ1-A	8.50	8.50			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			11.30	2.80	44	33	Τεχνητές επιχώσεις							
			13.95	2.65	44	33	Ιλυώδης άμμος με χαλίκια	1.95		0.80	328.17	228.91	285.57	280.88
			14.80	0.85			Αργιλώδες αμμοχάλικο	1.95						
			17.39	2.59	50	37.5	Ιλυώδης έως αργιλοϊλυώδης άμμος	1.95		349.92	235.95	299.21	295.03	
20.4910	38.1760	Γ2-A	4.70	4.70			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			6.60	1.90			Τεχνητές επιχώσεις							
			7.55	0.95	12	9	Αμμώδης άργιλος έως αργιλοϊλός	1.96		0.80	231.30	269.96	228.65	243.30
			8.58	1.03	50	37.5	Αργιλώδη χαλίκια με άμμο	1.95		349.92	235.95	299.21	295.03	

Πίνακας Α.2β:  
Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Αργοστόλι)

φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4925	38.1735	Γ3-A	0.30	0.30			Άοπλο σκυρόδεμα							
			2.50	2.20	6	4.5	Τεχνητές επιχώσεις							
			3.50	1.00			Αργιλώδης άμμος έως αργιλώδεις χάλικες	1.95						
			5.80	2.30	4	3	Αμμώδης άργιλος	1.96	0.60	141.86	151.01	160.17	151.01	
			7.50	1.70	48	36	Αργιλώδης άμμος έως αμμοχάλικο	1.95		342.82	233.68	294.79	290.43	
			8.35	0.85	24	18	Άργιλος έως ιλύς	1.96			314.88	304.57	286.22	301.89
20.4935	38.1729	Γ4-A	0.30	0.30			Άοπλο σκυρόδεμα							
			2.50	2.20			Τεχνητές επιχώσεις							
			3.80	1.30			Αργιλώδης άμμος έως χάλικες	1.95	0.60					
			6.35	2.55	25	18.75	Άργιλος	1.96		320.65	306.74	290.03	305.81	

Πίνακας Α.2γ:  
Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Αργοστόλι)

φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4905	38.1798	Γ5-A	8.50	8.50			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			11.30	2.80	50	37.5	Τεχνητές επιχώσεις							
			11.50	0.20			Ιλυώδης άμμος	1.95		0.80				
			12.50	1.00			Αμμώδης άργιλος	1.96						
			15.50	3.00	44	33	Αργιλώδης άμμος έως αμμοχάλικο	1.95			328.17	228.91	285.57	280.88
20.4921	38.1746	Γ6-A	5.00	5.00			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			6.95	1.95	16	12	Τεχνητές επιχώσεις			0.80				
			8.65	1.70	30	22.5	Άργιλος	1.96			347.75	316.63	307.68	324.02
20.4896	38.1788	Γ7-A	4.50	4.50			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			5.00	0.50			Τεχνητές επιχώσεις							
			5.85	0.85			Αργιλώδης άμμος	1.95						
			8.30	2.45	18	13.5	Αμμώδης άργιλος	1.96		0.80	277.04	289.70	260.75	275.83
			9.30	1.00	27	20.25	Ιλυώδης άμμος	1.95			256.82	203.89	238.95	233.22
			10.50	1.20			Άργιλος	1.96						
10.77	0.27	50	37.5	Αργιλώδης άμμος με χαλίκια	1.95			436.50	346.06	363.06	381.87			

Πίνακας Α.2δ:

Αναλυτικός πίνακας στοιχείων γεωτρήσεων και τιμές ταχυτήτων, όπως υπολογίστηκαν βάσει των εμπειρικών τύπων (Αργοστόλι)

φ	λ	ID Γεώτρησης	Βάθος	Πάχος	N30	N60	Χαρακτηρισμός	Υγρό Φαινόμενο Βάρος (t/m <sup>3</sup> )	Βάθος Υπόγειου Νερού, Βράδυ (m)	Στάθμη Θάλασσας (m)	Καλτεζιώτης	Λοντζετίδης	Τσιαμπάος- Σαμπατακάκης	Μέση Τιμή
20.4896	38.1788	Γ8-A	0.25	0.25			Άοπλο σκυρόδεμα							
			4.85	4.60	26	19.5	Τεχνητές επιχώσεις			0.80	326.29	308.84	293.74	309.62
20.4899	38.1772	Γ9-A	4.70	4.70			Τεχνητοί ογκόλιθοι							
			5.30	0.60			Τεχνητές επιχώσεις							
			5.70	0.40			Αμμώδης άργιλος	1.96						
			7.40	1.70	36	27	Άργιλος	1.96		0.80	377.14	326.83	326.40	343.46
			9.30	1.90	39	29.25	Αργιλώδης χάλικες έως ιλυώδη άμμο	1.95			308.88	222.46	273.27	268.21
			10.90	1.60	50	37.5	Αμμώδης ιλύς	1.96			436.50	346.06	339.47	374.01

## Παράρτημα Β

Πίνακες PGA για τα δύο σενάρια προσομοίωσης κίνησης εδάφους.

Πίνακας Α:

Τιμές PGA για κάθε θέση μέτρησης, για σεισμό μεγέθους  $M_w = 6.1$

ID	Lat	Lon	PGA (mg)	Fault Distance (km)	Hypo Distance (km)
1	38.1783	20.4883	484.68	9.83	14.38
2	38.1742	20.4873	200.46	9.93	14.47
3	38.1702	20.4919	248.78	10.17	14.6
4	38.1663	20.5104	325.79	10.87	14.88
5	38.1836	20.5008	954.95	9.40	14.18
6	38.2186	20.4918	721.25	9.40	14.18
8	38.2255	20.4779	307.50	9.21	14.28
9	38.2414	20.4754	627.27	9.21	14.68
14	38.2884	20.4546	467.86	9.95	17.08
15	38.2983	20.4468	364.57	10.40	17.82
17	38.3175	20.4166	400.76	12.32	19.76
19	38.2723	20.3961	629.53	12.19	17.71
20	38.2661	20.4182	474.18	10.96	16.67
21	38.2721	20.4075	622.47	11.60	17.29
22	38.2576	20.4237	549.83	10.56	16.14
23	38.2435	20.4196	507.25	10.46	15.76
24	38.2390	20.4294	396.38	10.03	15.34
25	38.2285	20.4290	512.42	9.89	15.10
26	38.2211	20.4334	622.8	9.67	14.86
27	38.2120	20.4365	439.95	9.51	14.69
29	38.2071	20.4383	410.92	9.43	14.63
30	38.2001	20.4345	417.38	9.47	14.72
32	38.2027	20.4327	336.27	9.51	14.76
33	38.1968	20.4354	448.39	9.46	14.72
36	38.1818	20.4333	582.57	9.71	14.96
37	38.1835	20.4385	417.39	9.57	14.80
38	38.1795	20.4400	667.45	9.64	14.84
39	38.1875	20.4294	823.56	9.68	14.97
40	38.1759	20.4323	436.37	9.88	15.11
41	38.1837	20.4161	396.96	10.13	15.44
42	38.1820	20.4080	360.14	10.46	15.75
44	38.2430	20.3824	352.65	12.20	17.17
47	38.2384	20.4059	465.26	10.94	16.08
48	38.2309	20.3900	558.45	11.52	16.55
49	38.2371	20.3742	499.54	12.51	17.40



ID	Lat	Lon	PGA (mg)	Fault Distance (km)	Hypo Distance (km)
51	38.2136	20.3931	443.67	11.01	16.18
58	38.1628	20.4005	260.70	11.35	16.50
59	38.1820	20.3885	271.40	11.31	16.54
60	38.1669	20.4161	384.76	10.63	15.82
73	38.3074	20.4813	529.36	9.82	18.15
74	38.2929	20.4617	365.82	9.81	17.28
76	38.1837	20.3836	253.92	11.52	16.73
78	38.1803	20.4855	556.79	9.72	14.33
79	38.1839	20.4848	379.17	9.62	14.26
80	38.1872	20.4818	259.54	9.50	14.21
83	38.1678	20.4350	511.69	10.11	15.26
90	38.1714	20.4261	334.36	10.18	15.39

Πίνακας Β:

Τιμές PGA για κάθε θέση μέτρησης, για σεισμό μεγέθους  $M_w = 6.0$

ID	Lat	Lon	PGA (mg)	Fault Distance (km)	Hypo Distance (km)
1	38.1783	20.4883	303.93	10.34	10.43
2	38.1742	20.4873	166.72	10.40	10.53
3	38.1702	20.4919	190.88	10.80	11.02
4	38.1663	20.5104	192.03	12.08	12.44
5	38.1836	20.5008	392.34	10.97	11.10
6	38.2186	20.4918	375.97	9.39	10.01
7	38.2028	20.5027	872.54	10.54	10.83
8	38.2255	20.4779	250.26	8.31	9.14
9	38.2414	20.4754	462.34	7.69	9.43
14	38.2884	20.4546	385.45	6.10	11.37
15	38.2983	20.4468	260.46	6.08	11.96
17	38.3175	20.4166	243.48	6.42	13.16
20	38.2661	20.4182	676.63	3.79	8.48
21	38.2721	20.4075	892.78	3.53	8.83
23	38.2435	20.4196	850.80	4.26	6.96
24	38.2390	20.4294	645.37	4.89	7.01
25	38.2285	20.4290	745.49	5.15	6.58
26	38.2211	20.4334	661.55	5.63	6.57
27	38.2120	20.4365	775.66	6.09	6.62
29	38.2071	20.4383	711.83	6.35	6.72
30	38.2001	20.4345	634.25	6.31	6.66
32	38.2027	20.4327	711.08	6.12	6.54
33	38.1968	20.4354	929.71	6.47	6.78
36	38.1818	20.4333	525.69	6.77	7.29
37	38.1835	20.4385	597.86	7.05	7.42

<b>ID</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>	<b>PGA (mg)</b>	<b>Fault Distance (km)</b>	<b>Hypo Distance (km)</b>
38	38.1795	20.4400	757.08	7.26	7.68
39	38.1875	20.4294	957.37	6.36	6.88
40	38.1759	20.4323	562.94	6.91	7.58
41	38.1837	20.4161	756.71	5.64	6.69
42	38.1820	20.4080	526.18	5.23	6.66
44	38.2430	20.3824	746.12	3.55	6.81
47	38.2384	20.4059	929.14	3.81	6.46
48	38.2309	20.3900	973.09	3.53	6.12
51	38.2136	20.3931	926.65	3.76	5.72
52	38.2230	20.4042	923.35	4.00	5.86
58	38.1628	20.4005	372.33	6.04	7.89
59	38.1820	20.3885	422.97	4.34	6.65
60	38.1669	20.4161	363.44	6.46	7.75
73	38.3074	20.4813	325.70	8.75	14.08
74	38.2929	20.4617	284.14	6.75	12.03
76	38.1837	20.3836	458.37	4.12	6.62
78	38.1803	20.4855	321.57	10.11	10.16
79	38.1839	20.4848	314.05	9.96	9.99
80	38.1872	20.4818	165.40	9.67	9.68
83	38.1678	20.4350	441.85	7.42	8.18
90	38.1714	20.4261	381.98	6.75	7.67