

2 ΚΕΦΑΛΑΙΟ - Ρευστοποίηση εδαφικών σχηματισμών

2.1 Εισαγωγή

Μη συνεκτικοί κορεσμένοι εδαφικοί σχηματισμοί έχουν την τάση όταν υπόκεινται σε άμεση φόρτιση κάτω από αστράγγιστες συνθήκες να τείνουν προς συμπίκνωση, όμως λόγω της αδυναμίας μεταβολής του όγκου τους παρουσιάζεται αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων τους 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. Στο κεφάλαιο αυτό, παρουσιάζεται αναλυτικά ο μηχανισμός δημιουργίας του φαινομένου καθώς επίσης και οι κατηγορίες στις οποίες διακρίνεται. 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, όμως πριν το στάδιο της τελικής εκτίμησης του δυναμικού αυτής, επιβάλλεται η εξέταση συγκεκριμένων κριτηρίων τα οποία καθιστούν ένα εδαφικό υλικό επιδεκτικό προς ρευστοποίηση. Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά στις προϋποθέσεις τις οποίες πρέπει να πληρεί ένας εδαφικός σχηματισμός ώστε να χαρακτηριστεί εν δυνάμει ρευστοποιήσιμος.

2.2 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 αστράγγιστες συνθήκες, 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 το μηχανισμό γένεσης σε δύο γενικές κατηγορίες: την εδαφική ροή (flow failure) και την ανακυκλική κινητικότητα (cyclic mobility). Μολονότι η εδαφική ροή παρουσιάζει λιγότερες πιθανότητες

εμφάνιση 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 (Kramer, 1996). 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 την 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 μπορεί να κινηθούν τα υλικά του ρευστοποιημένου εδάφους. Χαρακτηριστικά παραδείγματα εμφάνισης εδαφικής ροής αποτελούν οι αστοχίες των φραγμάτων Sheffield και Lower San Fernando (Olson, 2001)

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. Στην παρούσα έρευνα θα ασχοληθούμε κυρίως με τη δημιουργία φαινομένων ανακυκλικής κινητικότητας και τις προκαλούμενες από αυτήν εδαφικές παραμορφώσεις και μετατοπίσεις. 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.

2.3 Διαδικασία ρευστοποίησης

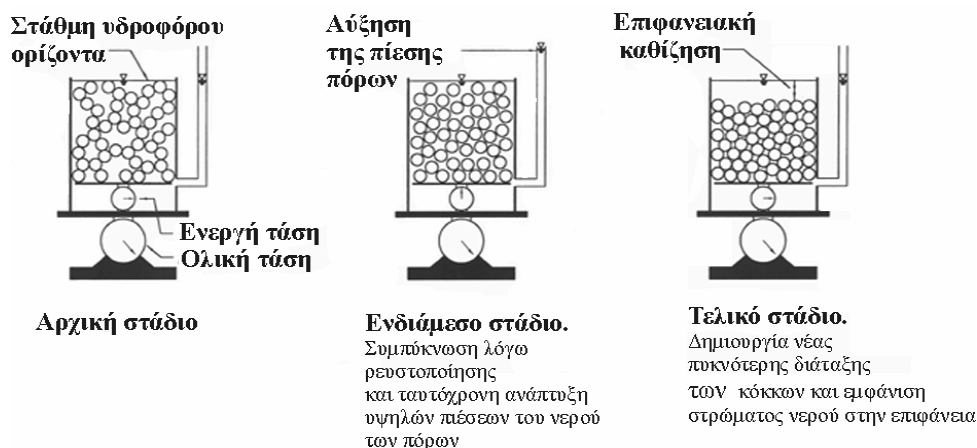
Όταν ένας χαλαρός κοκκώδης εδαφικός σχηματισμός υπόκειται σε ανακυκλική δόνηση, όπως στην περίπτωση ενός σεισμού, τότε επιδεικνύει τάση συμπίκνωσης δηλαδή μεταβολής του όγκου. Συγκεκριμένα, οι κόκκοι από τους οποίους αποτελείται το εδαφικό υλικό μετακινούνται έχοντας ως στόχο την μείωση των μεταξύ τους κενών. Όμως, η παρουσία νερού σε αυτά τα κενά, στην περίπτωση κορεσμένων χαλαρών εδαφών σε αστράγγιστες συνθήκες, εμποδίζει αυτήν την 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:

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

όπου $\sigma'_v = \sigma - u$, σ : τάση, σ'_v : ενεργή τάση, φ' : ενεργός (δρώσα) γωνία τριβής και 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



Σχήμα 2.1. Αναδιάταξη κόκκων εδαφικού σχηματισμού λόγω ρευστοποίησης του (τροποποιημένο από Obermeier et al., 2005)

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 το χρόνο που χρειάζεται για να αποκατασταθεί η υδραυλική ισορροπία στην εδαφική στήλη. Έτσι λοιπόν, είναι σύνηθες φαινόμενο η συνέχιση αυτής της ροής και μετά το

τέλος της σεισμικής δόνησης.

2.4 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 διακινδύνευσης μιας συγκεκριμένης θέσης. Προκειμένου να θεωρηθεί ένα έδαφος εν δυνάμει ρευστοποιήσιμο θα πρέπει να πληρεί 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 ικανότητα 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.

2.4.1 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 το μεγαλύτερο βαθμό επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση (Youd, 1998). 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 παλιότερες (Kramer, 1996). Εδαφικοί σχηματισμοί ηλικίας Άνω Ολοκαίνου είναι περισσότερο επιδεκτικοί προς ρευστοποίηση από σχηματισμούς του Ολοκαίνου, ενώ ρευστοποίηση εδαφών Πλειστοκαινικής ηλικίας έχει προκληθεί σε συγκεκριμένες

περιστάσεις. Τέλος, δεν έχουν παρατηρηθεί σύγχρονα φαινόμενα ρευστοποίησης σε ιζήματα προ – Πλειστοκαίνου (Obermeier, 1996).

2.4.2 Γεωμορφολογικά κριτήρια

Σημαντικό ρόλο στην επιδεκτικότητα ρευστοποίησης ενός σχηματισμού παίζει επίσης το περιβάλλον απόθεσης του. Όταν οι συνθήκες επιτρέπουν την απόθεση ενός ομοιόμορφου ταξινομημένου σχηματισμού σε χαλαρή κατάσταση τότε αυτό συνεπάγεται την υψηλή επιδεκτικότητα της απόθεσης. Έτσι λοιπόν ποτάμιες, κολλούβιες και αιολικές αποθέσεις είναι επιδεκτικές προς ρευστοποίηση όταν βρίσκονται σε κορεσμένο στάδιο (Kramer, 1996). Φαινόμενα ρευστοποίησης έχουν παρατηρηθεί σε σχηματισμούς αλλουβιακών ριπιδίων, σε αλλουβιακές πεδιάδες και σε δελταικές 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. Ο Iwasaki (1986) έχοντας επεξεργαστεί μεγάλο αριθμό δεδομένων εμφανίσεων ρευστοποίησης από σεισμούς στην Ιαπωνία, διαμόρφωσαν τον παρακάτω πίνακα 2.1, στον οποίο παρουσιάζεται το δυναμικό ρευστοποίησης εδαφικών σχηματισμών ανάλογα με το γεωμορφολογικό περιβάλλον τους.

Πίνακας 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

2.4.3 Υδροφόρος ορίζοντας

Όπως έχει αναφερθεί στο κεφάλαιο της διαδικασίας ρευστοποίησης, 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 ρευστοποίηση 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 (Youd, 1998). Αποτελέσματα γεωτεχνικών ερευνών σε θέσεις εμφάνισης ρευστοποίησης έδειξαν ότι τα περισσότερα περιστατικά παρουσιάστηκαν σε περιοχές όπου η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρισκόταν έως 3 μέτρα βάθος από την επιφάνεια, μερικές εμφανίσεις συνδέονται με βάθος στάθμης υδροφόρο έως τα 10 μέτρα, ενώ ελάχιστες είναι οι περιπτώσεις ρευστοποίησης σε θέσεις όπου η υδροστατική στάθμη βρισκόταν σε βάθη μεγαλύτερα των 15 μέτρων (Youd, 1998). Στον πίνακα 2.2 που ακολουθεί, παρουσιάζεται η σχέση της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση εδαφών με το βάθος της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα.

Πίνακας 2.2. 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 έως 6 μέτρα	Υψηλή
6 έως 10 μέτρα	Μέτρια
10 έως 15 μέτρα	Χαμηλή
>15 μέτρα	Πολύ χαμηλή

2.4.4 Σχετική πυκνότητα

Εδαφικοί σχηματισμοί παρόμοιας κοκκομετρικής σύστασης είναι δυνατό να επιδεικνύουν διαφορετική συμπεριφορά ως προς την δυνατότητα ρευστοποίησης 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). (Κούκης και Σαμπατάκης, 2002)

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 διείσδυσης SPT, όπως φαίνεται στον πίνακα 2.3 που ακολουθεί. Άμμοι που ταξινομούνται από χαλαρές έως πολύ χαλαρές είναι εν δυνάμει ρευστοποιήσιμες. Αντιθέτως, για να δημιουργηθούν ικανές συνθήκες πρόκλησης ρευστοποίησης σε μερικώς πυκνά αμμώδη στρώματα απαιτούνται πολύ δυνατές φορτίσεις.

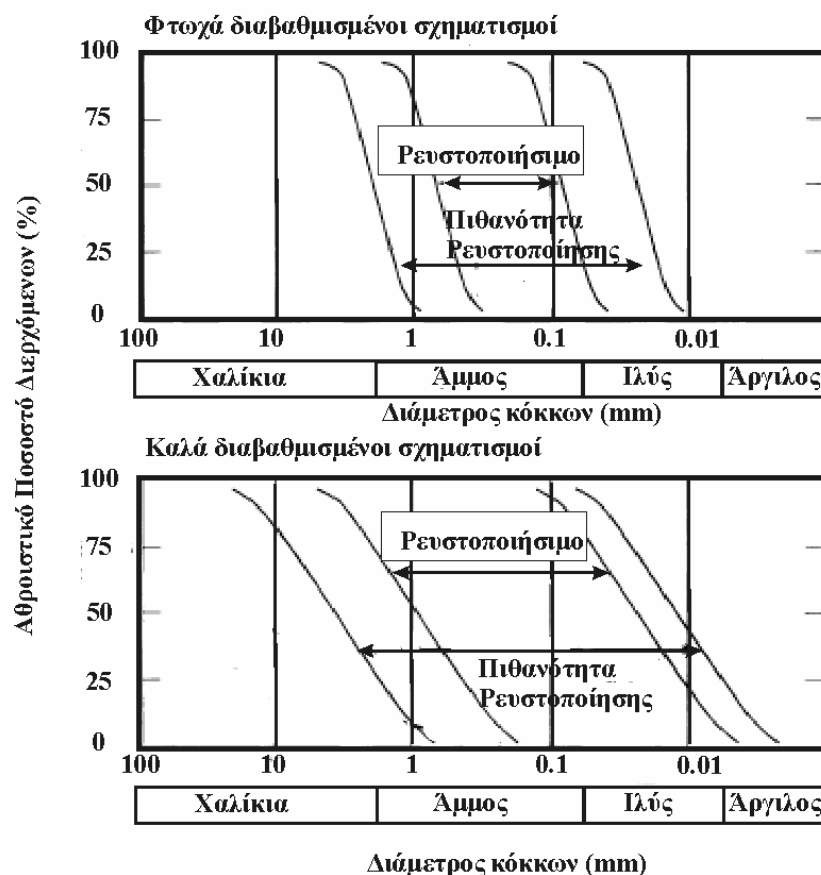
Πίνακας 2.3. Σχετική πυκνότητα άμμων ανάλογα με τον αριθμό κρούσεων N_{SPT} της δοκιμής τυποποιημένης διείσδυσης SPT (Obermeier et al., 2005)

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

2.4.5 Κοκκομετρική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά των εδαφών

Τα κριτήρια τα οποία αναπτύσσονται σε αυτήν την ενότητα, θεωρούνται τα πιο σημαντικά για τον χαρακτηρισμό ενός εδάφους ως ρευστοποιήσιμου. Τα πρώτα συμπεράσματα τα οποία είχαν προκύψει από τις αρχικές μελέτες του φαινομένου της ρευστοποίησης, χαρακτήριζαν ως επιδεκτικούς προς ρευστοποίηση εκείνους τους εδαφικούς σχηματισμούς οι οποίοι αποτελούνταν μόνο από καθαρή άμμο. Τα λεπτόκοκκα εδάφη θεωρούνταν μη ικανά να αναπτύξουν τις απαιτούμενες, για την δημιουργία του φαινομένου, υψηλές πιέσεις πόρων ενώ η παρουσία αργλικού κλάσματος σε αυτά συντελούσε στην ανάπτυξη συνοχής c . Τα χονδρόκοκκα εδάφη είναι πολύ διαπερατά ώστε να διατηρήσουν την απαιτούμενη υπερπίεση του νερού των πόρων μέχρις ότου να προκληθεί ρευστοποίηση.

Η κοκκομετρική διαβάθμιση του εδάφους επηρεάζει επίσης το βαθμό επιδεκτικότητας. Καλά διαβαθμισμένα εδάφη είναι λιγότερο πιθανό να ρευστοποιηθούν σε σχέση με εδάφη ομοιόμορφης διαβάθμισης καθώς η πλήρωση των κενών μεταξύ των μεγαλύτερων κόκκων από μικρότερους κάτω από συνθήκες πλήρους αποστράγγισης έχει ως αποτέλεσμα την συμπύκνωση σε μικρότερο όμως ποσοστό και κατά συνέπεια μικρότερη τιμή υπερπίεσης πόρων υπό αστράγγιστες συνθήκες (Kramer, 1996). Το παραπάνω συμπέρασμα έχει επιβεβαιωθεί και από ιστορικά περιστατικά ρευστοποίησης, όπου ανομοιόμορφα διαβαθμισμένοι εδαφικοί σχηματισμοί προκάλεσαν αστοχίες λόγω ρευστοποίησης. Όσον αφορά το σχήμα των κόκκων, είναι φανερό ότι εδάφη αποτελούμενα από στρογγυλοποιημένους κόκκους αυξάνουν την πυκνότητα τους σε μεγαλύτερο βαθμό από εδάφη με γωνιώδεις κόκκους. Επομένως, τα εδάφη αυτά παρουσιάζουν μεγαλύτερη επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση (Kramer, 1996). Μία πρώτη προσέγγιση της πιθανότητας ρευστοποίησης εδαφικών σχηματισμών ανάλογα με την κοκκομετρική τους σύσταση, τόσο για υλικά με ομοιόμορφη όσο και με ανομοιόμορφη κατάταξη, δημοσιεύτηκε από τον Tsuchida (1971) και εμφανίζεται στα σχήματα που ακολουθούν. Οι καμπύλες ορίζουν περιοχές πολύ μεγάλης ή μεγάλης αντίστοιχα, πιθανότητας ρευστοποίησης των εδαφών.



Σχήμα 2.2. Διάγραμμα πιθανότητας ρευστοποίησης εδαφών ανάλογα με την κοκκομετρική τους καμπύλη (τροποποιημένο από Tsuchida, 1971)

Όσον αφορά τα αδρόκοκκα εδάφη, η δυνατότητα άμεσης αποστράγγισης τους τεκμηριώνει απόλυτα την ταξινόμηση τους ως μη επιδεκτικά προς ρευστοποίηση, μολονότι η συμπεριφορά τους σε ανακυκλιζόμενη φόρτιση δε διέφερε σε μεγάλο βαθμό από αυτήν των άμμων, καθώς χονδρόκοκκα έως χαλικώδη εδάφη είναι εν δυνάμει ικανά να αναπτύξουν υψηλές πιέσεις πόρων και κατά συνέπεια ρευστοποίηση. Ιστορικά περιστατικά όμως ρευστοποίησης αδρόκοκκων εδαφικών σχηματισμών οδήγησαν στην επαναδιατύπωση των παραπάνω συμπερασμάτων. Έτσι λοιπόν, σύμφωνα με τους Seed et al. (2003), το πλεονέκτημα της άμεσης αποστράγγισης των αδρόκοκκων έως χαλικωδών εδαφών εξουδετερώνεται, με αποτέλεσμα να θεωρούνται επιδεκτικά προς ρευστοποίηση, όταν ικανοποιούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις: i) περιστοιχίζονται από λεπτόκοκκα εδάφη κατά τέτοιο τρόπο ώστε να δημιουργούνται αστράγγιστες συνθήκες, ii) υπάρχει παρουσία λεπτόκοκκων τα οποία καταλαμβάνουν τα διάκενα ανάμεσα στα αδρόκοκκα στοιχεία

του σχηματισμού με αποτέλεσμα τη μείωση της διαπερατότητας του, iii) όταν το στρώμα του αδρόκοκκου σχηματισμού έχει μεγάλες διαστάσεις και κατά συνέπεια η απόσταση στην οποία θα πρέπει να γίνει άμεση αποστράγγιση κατά τη διάρκεια μιας σεισμικής δόνησης είναι μεγάλη.

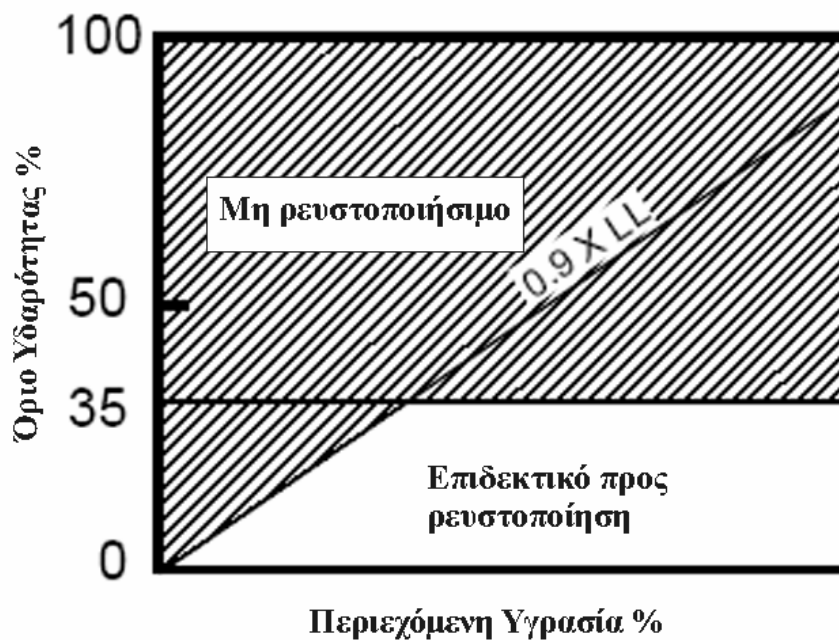
Η συμπεριφορά των λεπτόκοκκων και των αμμοδών εδαφών με υψηλό ποσοστό λεπτόκοκκων, αποτελούσε πάντα αντικείμενο επιστημονικών μελετών. Τα δεδομένα τα οποία υπάρχουν από επί τόπου δοκιμές σε περιοχές εμφάνισης ρευστοποίησης συνεχώς εμπλουτίζονται με νέα στοιχεία προερχόμενα από νεώτερους σεισμούς, Kocaelli, Turkey και Chi-Chi, Taiwan το 1999 (Bray et al., 2001; Sancio et al., 2002 και Sancio et al., 2003).

Η πρώτη προσπάθεια συσχέτισης φυσικών χαρακτηριστικών αργίλων και ιλύων, όπως είναι το ποσοστό λεπτόκοκκων και οι τιμές ορίων Atterberg, με την επιδεκτικότητα ρευστοποίησης πραγματοποιήθηκαν στην Κίνα από τον Wang (1979). Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξε είναι γνωστά στη διεθνή βιβλιογραφία ως «Κινέζικα Κριτήρια» και στηρίχθηκαν σε εμφανίσεις ρευστοποίησης λεπτόκοκκων εδαφικών σχηματισμών. Οι Seed και Idriss (1982) επανεξετάζοντας τα παραπάνω δεδομένα, πρόσθεσαν ότι τα αργιλικά εδάφη πρέπει να θεωρούνται μη ρευστοποιήσιμα ενώ για τον χαρακτηρισμό ενός εδάφους, το οποίο προβάλλεται πάνω από την Α-γραμμή στο διάγραμμα πλαστικότητας, ως έδαφος επιδεκτικό προς ρευστοποίηση θα πρέπει να πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

Ποσοστό λεπτόκοκκων (<0,005mm) < 15%

Όριο Υδαρότητας < 35%

Περιεχόμενη υγρασία > 0,9 x Όριο Υδαρότητας



Σχήμα 2.3. Τροποποιημένα «Κινέζικα κριτήρια» (τροποποιημένο από Wang, 1979; Seed και Idriss, 1982)

Η γραμμοσκιασμένη περιοχή του παραπάνω διαγράμματος, οριοθετεί την περιοχή των μη επιδεκτικών προς ρευστοποίηση εδαφών.

Ο Koester (1992) απέδειξε ότι οι τιμές του ορίου υδαρότητας, υπολογισμένες με τη συσκευή Casagrande η οποία χρησιμοποιείται στις Η.Π.Α, διαφέρουν κατά τέσσερις ποσοστιαίες μονάδες από τις αντίστοιχες τιμές με βάση τη συσκευή πενετρόμετρου κώνου (μεθοδολογία που ακολουθείται στην Κίνα). Βασιζόμενος σε αυτές τις παρατηρήσεις ο Koester (1992) πρότεινε τη μείωση τις τιμής του LL από 35% σε 31%.

Οι Andrews και Martin (2000) αφού επανεξέτασαν τα προηγούμενα δεδομένα και προσθέτοντας ταυτόχρονα νέα στοιχεία από μεταγενέστερους σεισμούς, τροποποίησαν τα «Κινέζικα Κριτήρια» με βάση τις προδιαγραφές που χρησιμοποιούνται στις Η.Π.Α, αναφορικά με τη μέγιστη διάμετρο των αργιλικών υλικών (0,002 mm αντί για 0,005 mm). Το πλαίσιο στο οποίο κατέληξαν για το χαρακτηρισμό ενός λεπτόκοκκου εδαφικού σχηματισμού ως επιδεκτικού προς ρευστοποίηση παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα 2.4

Πίνακας 2.4. Κριτήρια επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση ιλυώδων και αργιλώδων άμμων (τροποποιημένο από Andrews και Martin, 2000)

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

Οι παραπάνω προτάσεις αποτελούσαν βασικό κριτήριο για το χαρακτηρισμό ενός εδάφους ως εν δυνάμει ρευστοποιήσιμου έως ότου δημοσιεύτηκαν τα πρώτα αποτελέσματα μελετών φαινομένων ρευστοποίησης που παρατηρήθηκαν στις πόλεις Adapazari (Τουρκία) και Wu Feng, Yuan Lin και Nantou (Taiwan), τα οποία προκλήθηκαν το 1999 από τους δύο καταστροφικούς σεισμούς Kocaeli και Chi-Chi αντίστοιχα. Σε αυτές τις πόλεις σημειώθηκαν εκτεταμένες εδαφικές παραμορφώσεις αλλά και αστοχίες κατασκευών λόγω ρευστοποίησης, σε περιοχές όπου οι εδαφικοί σχηματισμοί ταξινομούσαν ως μη ρευστοποιήσιμοι σύμφωνα με τα «Κινέζικα Κριτήρια» (Seed et al., 2003).

Σύμφωνα λοιπόν με τις μελέτες αυτές (Bray et al., 2001; Sancio et al., 2002 και Sancio et al., 2003) το κριτήριο του ποσοστού των κόκκων μεγέθους αργίλου που εμφανίζεται στις προϋποθέσεις που ορίζουν είτε τα «Κινέζικα Κριτήρια» είτε οι Andrews και Martin (2000) ως μικρότερο από 15% και 10% αντίστοιχα, θα πρέπει να αναθεωρηθεί αφού σημασία έχει το ποσοστό των αργιλικών ορυκτών και η ενεργότητα αυτών (Seed et al., 2003). Έτσι λοιπόν, ένας εδαφικός σχηματισμός που περιέχει μεγάλο ποσοστό κόκκων χαλαζία με διάμετρο 2-5 mm αλλά με μη πλαστική συμπεριφορά θα συμπεριφερθεί ως ρευστοποιήσιμο υλικό κάτω από ανακυκλιζόμενες φορτίσεις. Συνεπώς, τα προηγούμενα κριτήρια θα πρέπει να θεωρούνται ανενεργά καθώς εδάφη επιδεκτικά προς ρευστοποίηση ταξινομούνται ως

μη ρευστοποιήσιμα με αποτέλεσμα τη λανθασμένη εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης.

Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξαν οι Seed et al. (2003) διακρίνουν τρεις κατηγορίες επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση των εδαφικών σχηματισμών. Στην πρώτη κατηγορία ταξινομούνται εδάφη με δείκτη πλαστικότητας (PI) μικρότερο του 12 και όριο υδαρότητας (LL) μικρότερο του 37 ενώ η περιεχόμενη υγρασία τους θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη από το 80% του LL. Τα εδάφη ονομάζονται εν δυνάμει ρευστοποιήσιμα και τοποθετούνται στη ζώνη A του διαγράμματος πλαστικότητας. Η δεύτερη κατηγορία (ζώνη B), περιλαμβάνει εδάφη των οποίων ο δείκτης πλαστικότητας δεν υπερβαίνει την τιμή 20 και το όριο υδαρότητας είναι μικρότερο του 37. Τα εδάφη αυτά θεωρούνται επιδεκτικά προς ρευστοποίηση όταν η περιεχόμενη υγρασία τους είναι μεγαλύτερη από το 85% της τιμής του LL αν και σύμφωνα με τους Seed et al. (2003), παρουσιάζουν πιο όλκιμη συμπεριφορά και ίσως δεν εμφανίσουν τόσο μεγάλες διαφορές στην τιμή της αντοχής και της δυστημσίας τους. Τέλος τα εδάφη που ταξινομούνται στη ζώνη C του διαγράμματος πλαστικότητας θεωρούνται ως μη επιδεκτικά προς ρευστοποίηση και κατά συνέπεια δε συντρέχουν λόγοι περαιτέρω διερεύνησης του δυναμικού ρευστοποίησης αυτών.

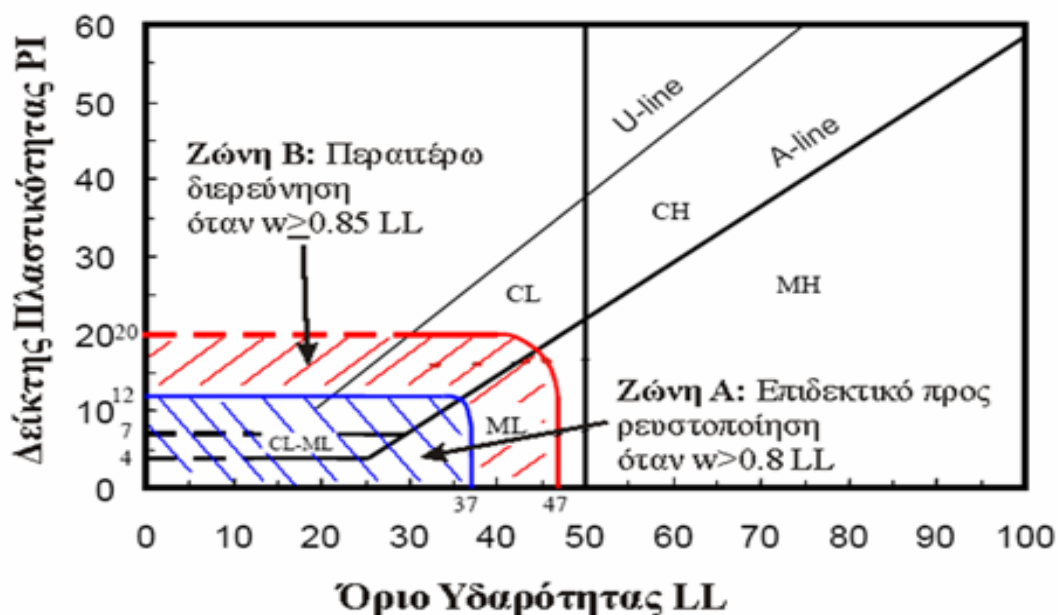
Στην περιοχή της ζώνης B ταξινομείται και μια ειδική κατηγορία αργιλικών εδαφών, η παρουσία των οποίων σε μια περιοχή επιβάλλει τη διενέργεια περαιτέρω έρευνας. Αυτά τα εδάφη, τα οποία ονομάζονται «ευαίσθητα», είναι στην πλειοψηφία τους άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας CL, με μερικές εξαιρέσεις ιλύων χαμηλής πλαστικότητας ML, και μπορεί να προκαλέσουν εκτεταμένες ζημιές λόγω μείωσης της αντοχής τους κατά τη διάρκεια σεισμικών ανακυκλιζόμενων διατμητικών φορτίσεων. Τα κριτήρια τα οποία χρησιμοποιούνται από τους ερευνητές για την αναγνώριση τέτοιων εδαφών, σύμφωνα με τον Youd (1998), είναι τα παρακάτω:

Τιμή ευαισθησίας μεγαλύτερη του 4,

Όριο Υδαρότητας μικρότερο του 40

Περιεχόμενη υγρασία μεγαλύτερη του 90% του LL και

Διορθωμένος αριθμός κρούσεων δοκιμής SPT $(N_1)_{60}$ μικρότερος του 5



Σχήμα 2.4. Κριτήρια επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση εδαφικών σχηματισμών (τροποποιημένο από Seed et al., 2003)

Μετά την πραγματοποίηση προκαταρκτικού ελέγχου της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση και εφόσον οι εδαφικοί σχηματισμοί σε μια τοποθεσία πληρούν τις προϋποθέσεις που αναπτύχθηκαν παραπάνω, τότε και μόνο τότε δικαιολογείται η συνέχιση της έρευνας για την εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης των επιμέρους εδαφών. Εάν προηγηθεί η εξέταση του δυναμικού των στρωμάτων τότε στον τελικό υπολογισμό των εδαφικών παραμορφώσεων λόγω ρευστοποίησης δε θα πρέπει να μετέχουν τα εδάφη τα οποία δεν πληρούν τα προαναφερθέντα κριτήρια.

2.4.6 Ιστορικά περιστατικά

Η καταγραφή ιστορικών εμφανίσεων ρευστοποίησης αποτελεί ακόμα ένα κριτήριο (Kramer, 1996) για τη διερεύνηση της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση ενός εδάφους σε μια θέση στην ύπαιθρο. Σύμφωνα με τον Iwasaki (1986), το δυναμικό ρευστοποίησης των σχηματισμών μιας περιοχής στην οποία παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης κατά το παρελθόν είναι μεγαλύτερο από το αντίστοιχο δυναμικό σε περιοχές όπου δεν καταγράφηκαν ιστορικά περιστατικά ρευστοποίησης. Η παραπάνω συνθήκη ισχύει μόνο σε περιπτώσεις κατά τις οποίες στη

ρευστοποιημένη κατά το παρελθόν περιοχή, οι γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες, που επικρατούσαν κατά τη στιγμή της ιστορικής εμφάνισης παραμένουν ως είχαν (Youd, 1984a). Επίσης σύμφωνα με τον Obermeier (1996), ερευνητικές εργασίες παλαιορευστοποίησης έδειξαν ότι το ίδιο στρώμα έχει επανειλημμένως ρευστοποιηθεί στο παρελθόν και πρόσθεσε μάλιστα ότι η εκτόνωση της υπερπίεσης των πόρων, μέσω της ροής προς την επιφάνεια μίγματος άμμου και νερού, πραγματοποιήθηκε μέσω προυπάρχουσων οδών διαφυγής.

Το παραπάνω συμπέρασμα όμως, έρχεται σε αντίθεση με τη διαδικασία ρευστοποίησης όπως αυτή περιγράφεται στην αρχή του κεφαλαίου, κατά την οποία ένας εδαφικός σχηματισμός λόγω της αναδιάταξης των κόκκων και τη διαφυγή μέρους του νερού το οποίο καταλαμβάνει το χώρο στα διάκενα, μετά την εκτόνωση του φαινομένου παρουσιάζει πιο πυκνή διάταξη. Συνεπώς, ένα ήδη ρευστοποιημένο έδαφος, θα έπρεπε να παρουσιάζει μεγαλύτερη αντίσταση στην ρευστοποίηση.

Την εξήγηση σε αυτήν την αντίφαση δίνει ο Obermeier (1996), με τη βοήθεια δεδομένων από θέσεις στην περιοχή των σεισμών New Madrid του 1811-1822, όπου παρατηρήθηκαν εκτεταμένες εμφανίσεις ρευστοποίησης. Σύμφωνα λοιπόν με αυτές, όταν ένα στρώμα χαλαρού σχηματισμού υπόκειται ενός αδιαπέρατου και ρευστοποιείται, τότε πράγματι το μεγαλύτερο τμήμα του συμπυκνώνεται μετά το συμβάν. Στην κορυφή όμως του συγκεκριμένου στρώματος, δηλαδή κοντά στην επαφή με το αδιαπέρατο, ένα τμήμα του παραμένει σε χαλαρή κατάσταση το οποίο συνεχίζει να παρουσιάζει μεγάλη επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση ακόμα και μετά την εκτόνωση του φαινομένου. Αυτό συμβαίνει διότι στην περιοχή αυτή συγκεντρώνονται ποσότητες νερού οι οποίες στη συνέχεια χαλαρώνουν τους δεσμούς μεταξύ των κόκκων (Obermeier, 1996). Το φαινόμενο αυτό επαληθεύτηκε με εργαστηριακές δοκιμές με τις οποίες μελετήθηκε η συμπεριφορά αμμωδών σχηματισμών ανάμεσα σε αργιλικά λεπτά στρώματα., στις οποίες παρατηρήθηκε κατά μήκος της βάσης των αργίλων η δημιουργία ενός νέου χαλαρού στρώματος άμμου (Elgamal et al., 1989)

Ο συνδυασμός ιστορικών εμφανίσεων ρευστοποίησης με το βαθμό επιδεκτικότητας των περιοχών, με βάση τα γεωλογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της τοποθεσίας όπως αυτά αναλύθηκαν παραπάνω, παρέχει τη δυνατότητα οριοθέτησης

περιοχών επιδεικτικών προς ρευστοποίηση και τη σύνταξη αντίστοιχων προκαταρκτικών χαρτών. Τη μεθοδολογία αυτή θα αναλύσουμε σε επόμενο κεφάλαιο παρουσιάζοντας ταυτόχρονα ένα προκαταρκτικό χάρτη, ο οποίος συντάχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, για την περιοχή της Ελλάδος.

Τέλος, όσον αφορά τα ιστορικά κριτήρια θα πρέπει να τονίσουμε ότι η ύπαρξη ιστορικών περιγραφών συντελεί στην αξιολόγηση της περιοχής ως θέση όπου στο μέλλον υπάρχει πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης ενώ η έλλειψη παρόμοιων αναφορών δε θα πρέπει να αποκλείει την πιθανότητα πρόκλησης ρευστοποίησης όταν τα υπόλοιπα δεδομένα οδηγούν σε αυτό το συμπέρασμα.