

4 ΚΕΦΑΛΑΙΟ - Εδαφικές παραμορφώσεις– μετατοπίσεις λόγω ρευστοποίησης

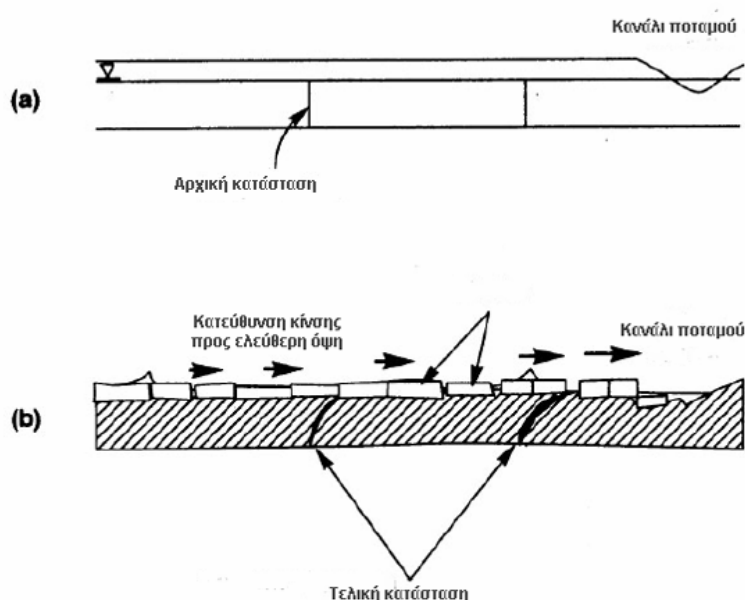
4.1 Εισαγωγή

Στη διεθνή βιβλιογραφία (Bartlett και Youd, 1992; Kramer, 1996; Cooke και Mitchell, 1999) αναφέρονται τέσσερις κατηγορίες εδαφικών παραμορφώσεων λόγω ρευστοποίησης, με αντίστοιχους μηχανισμούς γένεσης: πλευρική μετατόπιση (lateral spreading), καθίζηση (settlement), εδαφική ταλάντωση (ground oscillation) και εδαφική ροή (flow failure). Οι πρώτες τρεις προκαλούνται λόγω ανακυκλικής κινητικότητας (cyclic mobility) και δημιουργούν μετατοπίσεις μικρού έως μεσαίου μεγέθους ενώ η τέταρτη δημιουργείται κυρίως λόγω βαρυτικών δυνάμεων και προκαλεί μεγάλου μεγέθους αστοχίες εδαφικής ροής (flow failures) (Kramer, 1996). Έχοντας ως βασικό κριτήριο κατάταξης το μέγεθος των παραμορφώσεων, οι Seed et al. (2003) διακρίνουν τις αστοχίες λόγω ρευστοποίησης σε δύο κατηγορίες: η πρώτη ονομάζεται «μικρού έως μεσαίου μεγέθους» και περιλαμβάνει μετατοπίσεις μέχρι ενός μέτρου, είτε σε οριζόντια (πλευρική μετατόπιση) είτε σε κατακόρυφη κατεύθυνση (καθίζηση), και η δεύτερη «μεγάλου μεγέθους» με παραμορφώσεις μεγαλύτερες του 1 μέτρου. Στην περίπτωση κατά την οποία, κατασκευές βρίσκονται σε γειτνίαση με θέσεις εμφάνισης ρευστοποίησης, τότε υπάρχει κίνδυνος αστοχίας αυτών. Στη συνέχεια, αναλύεται ο μηχανισμός γένεσης των φαινομένων ρευστοποίησης, ξεχωριστά για κάθε κατηγορία, και παρουσιάζονται οι μέχρι τώρα δημοσιευμένες μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί και χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση των παραμορφώσεων ή αστοχιών που μπορεί να προκύψουν από την εκδήλωση του φαινομένου.

4.2 Πλευρική μετατόπιση

Πλευρικές μετατοπίσεις δημιουργούνται λόγω ολισθητικών κινήσεων υπερκείμενων εδαφικών σχηματισμών πάνω σε ρευστοποιημένα στρώματα είτε προς τα κάτω λόγω βαρύτητας, σε πρηνή με κλίση μικρότερη των τριών μοιρών (Youd και Garris, 1995), είτε προς την κατεύθυνση ελεύθερης όψης, όπως σε θέσεις αναχωμάτων ποταμών (Kramer, 1996). Οι κινήσεις αυτές λαμβάνουν χώρα όταν η αντοχή του

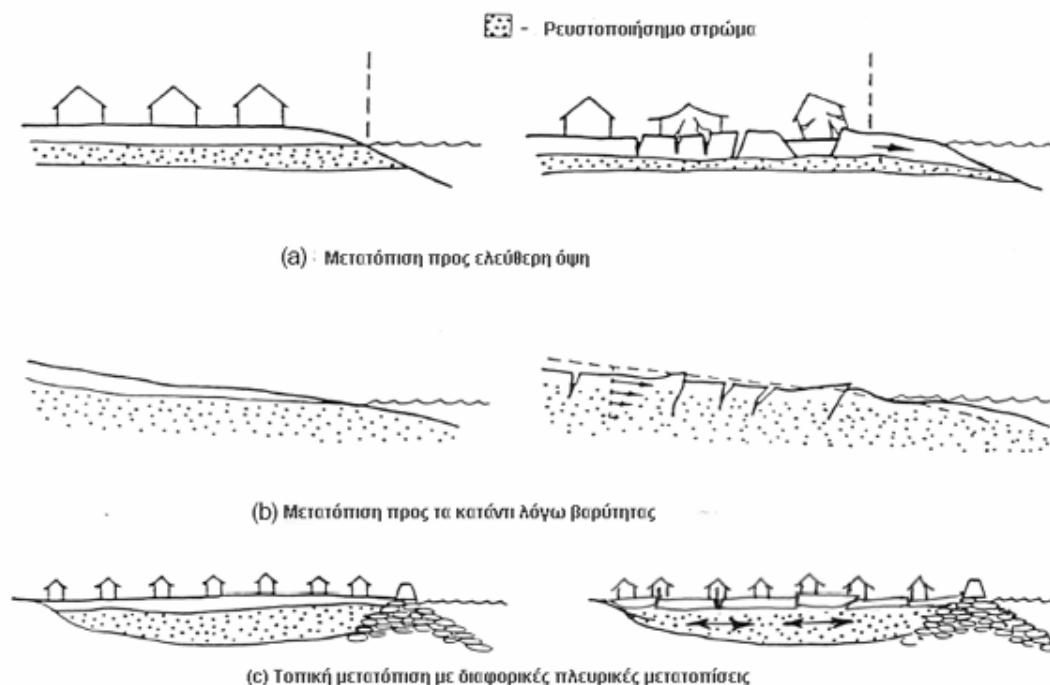
ρευστοποιήσιμου σχηματισμού δεν αρκεί για να αντισταθμίσει τις πλευρικές δυνάμεις οι οποίες ενεργούν στο υπερκείμενο μη ρευστοποιήσιμο επιφανειακό στρώμα (Kramer, 1996; Cooke και Mitchell, 1999). Ο συγκεκριμένος μηχανισμός αστοχίας δημιουργεί συνήθως σχισμές και ρωγμές στο επιφανειακό στρώμα, οι οποίες είναι πιθανό να προκαλέσουν το διαχωρισμό του σε διακριτά τμήματα, καθώς επίσης και την συμπίεση και κατά συνέπεια την κάμψη του εδάφους στον πόδα του πρανούς (Kramer, 1996). Οι σχισμές αυτές ορισμένες φορές γεμίζουν με νερό και άμμο, προερχόμενα από το υποκείμενο ρευστοποιημένο εδαφικό σχηματισμό (Obermeier et al., 2005).



Σχήμα 4.1. Μηχανισμός πλευρικής μετατόπισης (τροποποιημένο από Youd, 1984β)

Οι Seed et al. (2003) προσθέτουν μία επιπλέον κατηγορία αστοχιών στις μέχρι τώρα υπάρχουσες (Kramer, 1996), αντίστοιχη της υποκατηγορίας «ελεύθερη όψη», κατά την οποία το υπερκείμενο μη ρευστοποιήσιμο στρώμα είναι λεπτότερο του υποκείμενου, και με μικρές τιμές N , ρευστοποιήσιμου σχηματισμού (σχήμα 4.2). Στην περίπτωση αυτή, στο επιφανειακό στρώμα προκαλείται θραύση και τα νέο-σχηματιζόμενα τμήματα συμπεριφέρονται ως ανεξάρτητα, κινούμενα σε διαφορετικές κατευθύνσεις. Ο μηχανισμός γένεσης αυτής της μορφής παρουσιάζει κοινά στοιχεία με τον αντίστοιχο μηχανισμό της προτεινόμενης, από τους Bartlett και Youd (1993),

Kramer (1996) και Cooke και Mitchell (1999), κατηγορίας «εδαφική ταλάντωση», η οποία θα αναπτυχθεί στη συνέχεια.



Σχήμα 4. 2. Παραδείγματα αστοχιών λόγω πλευρικής μετατόπισης (τροποποιημένο από Seed et al. 2003)

Το μέγεθος των πλευρικών μετατοπίσεων οι οποίες περιλαμβάνονται σε αυτήν την κατηγορία δεν υπερβαίνουν τα 2 μέτρα (Kramer, 1996) ενώ οι Seed et al. (2003), κατατάσσουν σε αυτήν την κατηγορία, των «μικρών έως μέτριου μεγέθους μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης», τις μετακινήσεις έως 1 μέτρο. Το μέγεθος αυτών των μετατοπίσεων μπορεί να είναι μεγαλύτερο στην περίπτωση κατά την οποία ο υποκείμενος εν δυνάμει ρευστοποιήσιμος σχηματισμός βρίσκεται σε πολύ χαλαρή κατάσταση και οι γεωμετρικές συνθήκες το επιτρέπουν. Οι επιπτώσεις αυτών των εδαφικών μετατοπίσεων είναι ορατές σε κατασκευές όπως γέφυρες, δίκτυα κοινής ωφέλειας, λιμενικές εγκαταστάσεις κτλ.

4.2.1 Εμπειρικές μέθοδοι υπολογισμού πλευρικών μετατοπίσεων

Αρκετοί μελετητές ασχολήθηκαν με τον υπολογισμό των μόνιμων παραμορφώσεων λόγω πλευρικής μετατόπισης λαμβάνοντας υπόψη ιστορικά περιστατικά. Οι μέθοδοι οι οποίες βασίζονται σε ιστορικές εμφανίσεις ρευστοποίησης ονομάζονται

εμπειρικές. Στη συνέχεια αναλύονται αυτές οι μέθοδοι κατά χρονολογική σειρά δημοσίευσης ενώ δίνεται έμφαση στα χαρακτηριστικά τους.

4.2.1.1 Μέθοδος Hamada et al. (1986)

Βασιζόμενοι σε θέσεις όπου παρατηρήθηκαν φαινόμενα πλευρικών μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης, κατά τους σεισμούς του 1964 στη Niigata, του 1983 στο Nihonkai-Chubu και του 1971 στο San Fernando, οι Hamada et al. (1986) προχώρησαν στη δημοσίευση μιας εμπειρικής μεθόδου υπολογισμού των αναμενόμενων παραμορφώσεων. Αρχικά, ταξινόμησαν τα δεδομένα τους σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με τις τοπογραφικές συνθήκες (σχήμα 4.3): i) εδαφικοί σχηματισμοί με μικρή κλίση, ii) οριζόντια διάταξη στρωμάτων με περιορισμένη οριζόντια επέκταση και iii) οριζόντια διατεταγμένοι σχηματισμοί, όπου η βάση του

ρευστοποιήσιμου

στρώματος
παρουσιάζει

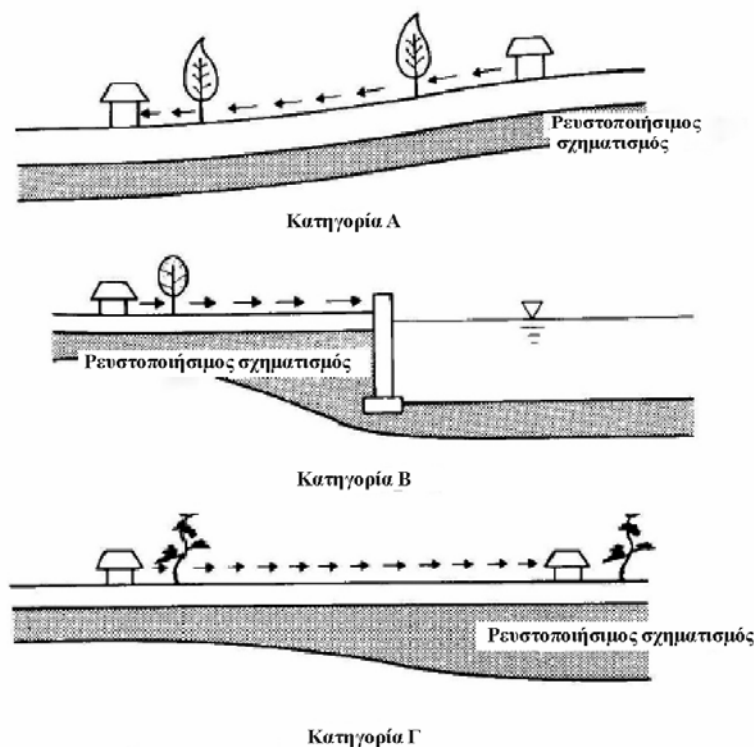
ελαφριά κλίση. Το
μέγεθος των
μόνιμων πλευρικών
παραμορφώσεων D,
σύμφωνα με τους
Hamada et al.
(1986), επηρεάζεται

από τις
τοπογραφικές και
γεωλογικές
συνθήκες που
επικρατούν στην

περιοχή όπως το
πάχος του εν
δυνάμει

ρευστοποιήσιμου

στρώματος H και η κλίση της επιφάνειας θ. Ο υπολογισμός του γίνεται με τη βοήθεια



Σχήμα 4.3. Κατηγορίες μόνιμων εδαφικών πλευρικών παραμορφώσεων (τροποποιημένο από Hamada et al. 1986)

του παρακάτω τύπου:

$$D_H = 0.75 H^{0.5} \theta^{0.33}$$

4.2.1.2 Μέθοδος Youd και Perkins (1987)

Ένα χρόνο αργότερα, οι Youd και Perkins (1987) συγκεντρώνοντας δεδομένα από πλευρικές μετατοπίσεις λόγω ρευστοποίησης στις δυτικές Η.Π.Α, προσδιόρισαν το μέγεθος των παραμορφώσεων με βάση τον δείκτη δριμύτητας (LSI, Liquefaction severity Index). Ο δείκτης αυτός λαμβάνει τιμές από 0 έως 100 και ισχύει για μελέτες σε θέσεις δελταικών αποθέσεων ή σε μικρής κλίσης θέσεις ποτάμιων αποθέσεων Άνω Ολοκαινικής ηλικίας. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν με αυτήν τη μεθοδολογία χαρακτηρίζονται ως συντηρητικά (Kramer, 1996). Η εξίσωση βάση της οποίας γίνεται ο υπολογισμός του δείκτη δριμύτητας (LSI) είναι:

$$\text{Log (LSI)} = -3.49 - 1.85 \log R + 0.98 M_w$$

Όπου R είναι η οριζόντια απόσταση της θέσης από την εστία του σεισμού σε km και M_w το μέγεθος σεισμικής ροπής.

Στον πίνακα που ακολουθεί εμφανίζονται οι αναμενόμενες εδαφικές αστοχίες σε σχέση με την τιμή του δείκτη δριμύτητας

Πίνακας 4. 1. Περιγραφή της φύσης των εδαφικών αστοχιών λόγω ρευστοποίησης για διάφορες τιμές του δείκτη LSI (Youd και Perkins, 1987)

LSI	Περιγραφή
5	Αρκετά σποραδικές μικρές εδαφικές παραμορφώσεις όπως κώνοι άμμου με διασπορά άμμου έως 0.5m σε διάμετρο, διαρρήξεις με άνοιγμα έως 0.1m πλάτος και εδαφικές καθιζήσεις έως 25mm. Οι αστοχίες εμφανίζονται κυρίως σε θέσεις πρόσφατων αποθέσεων με υδροφόρους ορίζοντες κοντά στην επιφάνεια.

10	Σποραδικές εδαφικές αστοχίες όπως κώνοι άμμου με διασπορά άμμου έως 1m σε διάμετρο, διαρρήξεις με άνοιγμα έως 0.3m πλάτος και εδαφικές καθιζήσεις μερικών ιντσών σε χαλαρούς σχηματισμούς. Οι αστοχίες εμφανίζονται κυρίως σε θέσεις πρόσφατων αποθέσεων στις οποίες το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα είναι μικρότερο από 3 μέτρα..
30	Γενικά αραιές αλλά κατά τόπους πολυάριθμες εδαφικές αστοχίες όπως κώνοι άμμου με διασπορά άμμου έως 2m σε διάμετρο, διαρρήξεις με άνοιγμα αρκετών εκατοστών πλάτος και σποραδικές εδαφικές καθιζήσεις έως 0.3m. Οι μεγάλες παραμορφώσεις εμφανίζονται σε θέσεις με πρόσφατες αποθέσεις στις οποίες ο υδροφόρος ορίζοντας είναι σε βάθος μικρότερο των 3 μέτρων.
50	Πολυάριθμες εδαφικές αστοχίες όπως κώνοι άμμου με διασπορά άμμου έως 3m σε διάμετρο, διαρρήξεις με άνοιγμα έως 1.5m και εδαφικές καθιζήσεις μεγαλύτερες του 0.3m παρατηρούνται τοπικά.
70	Εδαφικές αστοχίες με κώνους άμμου με διασπορά άμμου περισσότερο των 3m σε διάμετρο, μεγάλες διαρρήξεις με άνοιγμα έως 2m και εδαφικές καθιζήσεις μεγαλύτερες του 0.3m.
90	Πολυάριθμες εδαφικές αστοχίες όπως κώνοι άμμου με μεγάλης διαμέτρου διασπορά άμμου, μεγάλες διαρρήξεις με άνοιγμα μεγαλύτερο των 2m και εδαφικές καθιζήσεις μεγαλύτερες του 0.3m.

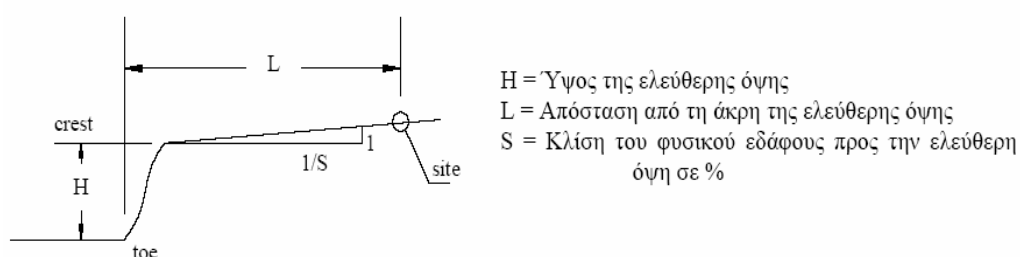
4.2.1.3 Μέθοδος Rauch και Martin (2000, 2001)

Οι Rauch και Martin (2000, 2001) δημιούργησαν μια νέα βάση δεδομένων ιστορικών περιστατικών εμφάνισης πλευρικών μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης, στην οποία κάθε στοιχείο αντιπροσωπεύεται ως μοναδικό, χαρακτηριζόμενο από μία μέγιστη και μέση οριζόντια και κατακόρυφη παραμόρφωση αντίστοιχα. Στη μέθοδο υπολογισμού των Rauch και Martin (2000, 2001), η προβλεπόμενη τιμή της πλευρικής μετατόπισης

μειώνεται με την αύξηση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης PGA (Zhang και Zhao, accepted).

4.2.1.4 Μέθοδος Youd et al. (2002)

Η μέθοδος αυτή όπως και η επόμενη, έχουν ως αφετηρία τη βάση δεδομένων ιστορικών περιστατικών πλευρικών μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης, την οποία δημιούργησαν από κοινού οι Bartlett και Youd (1992). Τα δεδομένα της βάσης χωρίστηκαν σε δύο κατηγορίες: πλευρικές μετατοπίσεις σε θέσεις με ελεύθερη όψη και παραμορφώσεις σε περιοχές μικρής κλίσης χωρίς ελεύθερη όψη.



Σχήμα 4.4. Σχηματική απεικόνιση των παραμέτρων της προτεινόμενης εξίσωσης από τους Youd et al. (2002) (από Πιτιλάκη και Αργυρούδη, 2004).

Διατηρώντας αυτήν την κατηγοριοποίηση και προσθέτοντας στη βάση δεδομένων νέα στοιχεία από πρόσφατες σεισμικές δονήσεις, οι Youd et al. (2002) προσπάθησαν να βελτιστοποιήσουν τις μεταβλητές της αντίστοιχης μεθόδου. Οι εξισώσεις τις οποίες προτείνουν ως κατάλληλες για τον υπολογισμό των μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης είναι:

Θέσεις ελεύθερης όψης

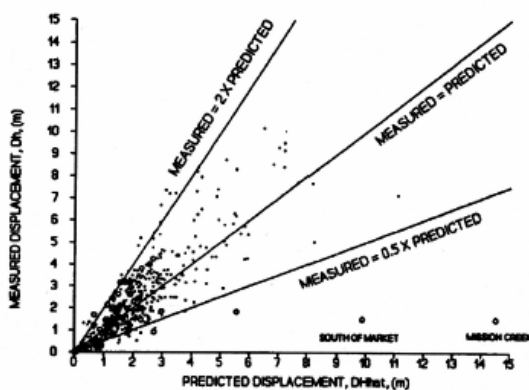
$$\text{Log } D_H = -16.713 + 1.532 M - 1.406 \log R^* - 0.012 R + 0.592 \log W + 0.540 \log T_{15} + 3.413 \log (100 - F_{15}) - 0.795 \log (D50_{15} + 0.1\text{mm})$$

Θέσεις με μικρή κλίση

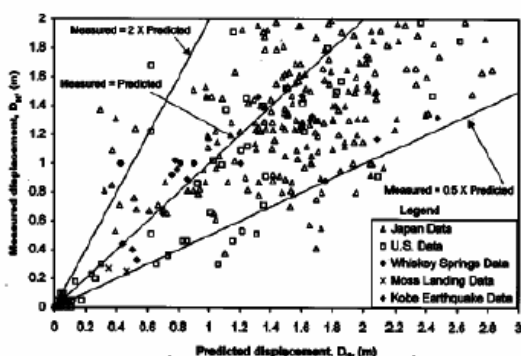
$$\text{Log } D_H = -16.213 + 1.532 M - 1.406 \log R^* - 0.012 R + 0.338 \log S + 0.540 \log T_{15} + 3.413 \log (100 - F_{15}) - 0.795 \log (D50_{15} + 0.1\text{mm})$$

Όπου D_H : η υπολογιζόμενη πλευρική μετατόπιση (m), M_w : το μέγεθος σεισμικής ροπής, $R^* = R + R_0$ ($R_0 = 10^{(0.89M-5.64)}$), R : η οριζόντια απόσταση της θέσης από την εστία του σεισμού (km), W : ο λόγος του ύψους της ελεύθερης όψης προς την οριζόντια απόσταση μεταξύ της βάσης της ελεύθερης όψης και του σημείου μελέτης $W = (H/L) \cdot 100$ σε ποσοστό %, T_{15} : το αθροιστικό πάχος των κορεσμένων κοκκωδών στρωμάτων με $(N_1)_{60} < 15$ σε μέτρα, F_{15} : η μέση τιμή του ποσοστού των λεπτόκοκκων στα κοκκώδη στρώματα που συμμετέχουν στον υπολογισμό του T_{15} και $D_{50_{15}}$: η μέση τιμή του μεγέθους των κόκκων (mm) των σχηματισμών που διαμορφώνουν το T_{15} .

Στο σχήμα 4.5 φαίνεται η κατανομή των καταχωρημένων, στη βάση δεδομένων, τιμών των πλευρικών μετατοπίσεων με τις αντίστοιχες προβλεπόμενες από τους



(α) Όλα τα ιστορικά περιστατικά



(β) Εμφανίσεις μετατόπισης μικρότερης των 2 μέτρων

Σχήμα 4.5. Κατανομή τιμών προβλεπόμενων έναντι πραγματικών παραμορφώσεων ιστορικών περιστατικών λόγω πλευρικής μετατόπισης (τροποποιημένο από Youd et al., 2002)

παραπάνω τύπους τιμές.

Όπως διακρίνεται, η πρόβλεψη μετατοπίσεων μεγαλύτερων του 1.5 μέτρου είναι αρκετά αξιόπιστη σε αντίθεση με τις προβλέψεις που αφορούν παραμορφώσεις μικρότερες του 1.5 μέτρου.

4.2.1.5 Μέθοδος Bardet et al. (1999)

Οι Bardet et al. (1999) χρησιμοποίησαν τις υπάρχουσες βάσεις δεδομένων των Bartlett και Youd (1992), με στόχο την ανάπτυξη

πιθανολογικών μοντέλων πρόβλεψης μόνιμων πλευρικών μετατοπίσεων. Για την ανάλυση αυτή, τα δεδομένα διακρίθηκαν σε δύο κατηγορίες: i) όλα τα δεδομένα για μετακινήσεις κάθε μεγέθους και ii) δεδομένα με μετατοπίσεις με μέγεθος μικρότερο των 2 μέτρων από τη διορθωμένη βάση των Youd et al. (2002). Στη μέθοδο αυτή παρέμεινε σε ισχύ ο διαχωρισμός των περιπτώσεων με μικρή κλίση και αυτών με ελεύθερη όψη. Η εξίσωση υπολογισμού των πλευρικών παραμορφώσεων τόσο για θέσεις με μικρή κλίση όσο και για θέσεις ελεύθερης όψης δίνεται στη συνέχεια, ενώ στον πίνακα 4.2 που ακολουθεί παρουσιάζονται οι τιμές των έξι συντελεστών για τις κατηγορίες i και ii.

$$\text{Log}(D+0.01) = b_0 + b_{\text{off}} + b_1 M_w + b_2 \log R + b_3 R + b_4 \log W + b_5 \log S + b_6 \log T_L$$

Όπου D είναι η υπολογιζόμενη εδαφική μετακίνηση (m), M_w το μέγεθος σεισμικής ροπής, R είναι η οριζόντια απόσταση από την εστία του σεισμού, S είναι η κλίση του εδάφους και T_L είναι το πάχος του ρευστοποιήσιμου στρώματος.

Πίνακας 4.2. Τιμές των παραμέτρων της σχέσης των Bardet et al. (1999)

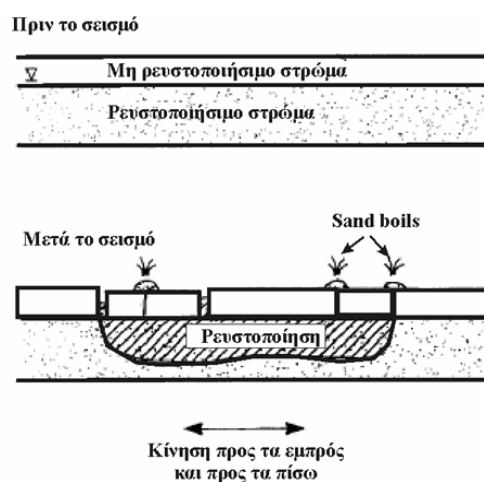
	b_0	b_{off}	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6
i	-6.815	-0.465	1.017	-0.278	-0.026	0.497	0.454	0.558
ii	-6.747	-0.162	1.001	-0.289	-0.021	0.090	0.203	0.289

Η στατιστική επεξεργασία των δεδομένων για τις δύο κατηγορίες έδειξε ότι η ακρίβεια του μοντέλου για τη δεύτερη κατηγορία (ii) είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της πρώτης κατηγορίας (i).

Σύμφωνα με τους Seed et al. (2003), οι σύγχρονες μελέτες για τον προσδιορισμό πιθανολογικών μοντέλων πρόβλεψης των πλευρικών μετατοπίσεων λόγω ρευστοποίησης, έχουν πλέον ως δεδομένο τη μοναδικότητα της κάθε περίπτωσης δεχόμενες όμως και την ανομοιογένεια των ενδεχόμενων κινήσεων των παραμορφώσεων. Για την εκτίμηση αυτών, προτείνεται η στατιστική μέθοδος Bayesian αντί της μέχρι τώρα χρησιμοποιούμενης πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης.

4.3 Εδαφική ταλάντωση

Το φαινόμενο της εδαφικής ταλάντωσης λαμβάνει χώρα σε θέσεις με οριζόντια (επίπεδη) επιφάνεια στις οποίες δεν παρατηρούνται φαινόμενα πλευρικής μετατόπισης (lateral spreading). Κατά την διάρκεια της σεισμικής δόνησης, οι υπερκείμενοι μη ρευστοποιήσιμοι εδαφικοί σχηματισμοί λόγω πλευρικών δυνάμεων κινούνται προς τα εμπρός και πίσω με αποτέλεσμα να δημιουργούνται ρωγμές οι οποίες διαχωρίζουν το ενιαίο, πριν το σεισμό, εδαφικό κάλυμμα σε περισσότερα του ενός τμήματα. Τα τμήματα αυτά συνεχίζουν να κινούνται προς διαφορετικές κατευθύνσεις μεταξύ τους ενώ είναι πιθανή η ανάδυση, μέσω των ρωγμών, λεπτόκοκκου υλικού του ρευστοποιήσιμου σχηματισμού στην επιφάνεια. Οι παραμορφώσεις – μετατοπίσεις που προκαλούνται λόγω της εδαφικής ταλάντωσης συνήθως έχουν μικρές τιμές και επηρεάζουν κατασκευές με επιφανειακές θεμελιώσεις και πεζόδρομους (Cooke και Mitchell, 1999). Σύμφωνα με τον Youd (1993), οι εδαφικές μετατοπίσεις οι οποίες προκάλεσαν τη θραύση και κάμψη των πεζόδρομων στην περιοχή της μαρίνας του San Francisco κατά τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης του 1989, προκλήθηκαν λόγω της εδαφικής ταλάντωσης. Στο σχήμα 4.6 που ακολουθεί βλέπουμε την εμφάνιση της εδαφικής ταλάντωσης σε μια στρωματογραφική στήλη όπως αποδόθηκε από τον Youd (1984β).



Σχήμα 4.6. Παραμόρφωση λόγω εδαφικής ταλάντωσης (τροποποιημένο από Youd, 1984β)

Οι πλευρικές δυνάμεις που ασκούνται στους σχηματισμούς και προκαλούν την εδαφική τους ταλάντωση κατά τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης, οφείλονται είτε στα κύματα χώρου (body waves S) είτε στα επιφανειακά κύματα (surface waves) σύμφωνα με τους Pease και O'Rourke (1995) και τον Youd (1984β) αντίστοιχα. Οι κατακόρυφες τάσεις οφείλονται κυρίως στα Rayleigh κύματα ενώ οι διατμητικές προκαλούνται από τα S ή τα Love κύματα (Obermeier et al, 2005). Έως τώρα δεν έχουν υπάρξει ικανοποιητικά αποτελέσματα όσον αφορά την πρόβλεψη του μεγέθους της εδαφικής ταλάντωσης και των συνεπειών αυτής στα τεχνικά έργα. Η μέθοδος πρόβλεψης επιφανειακής εμφάνισης του φαινομένου της ρευστοποίησης σε σχέση με τη μέγιστη τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης PGA, η οποία προτάθηκε από τον Ishihara (1985), αναφέρεται σε εμφανίσεις ανεξαρτήτου μηχανισμού γένεσης και κατά συνέπεια δε θα αναπτυχθεί στο συγκεκριμένο κεφάλαιο. Η συγκεκριμένη μέθοδος παρουσιάζεται στη συνέχεια και πιο συγκεκριμένα στην ενότητα Επιφανειακές εμφανίσεις ρευστοποίησης – Κώνοι άμμου (Sand boils).

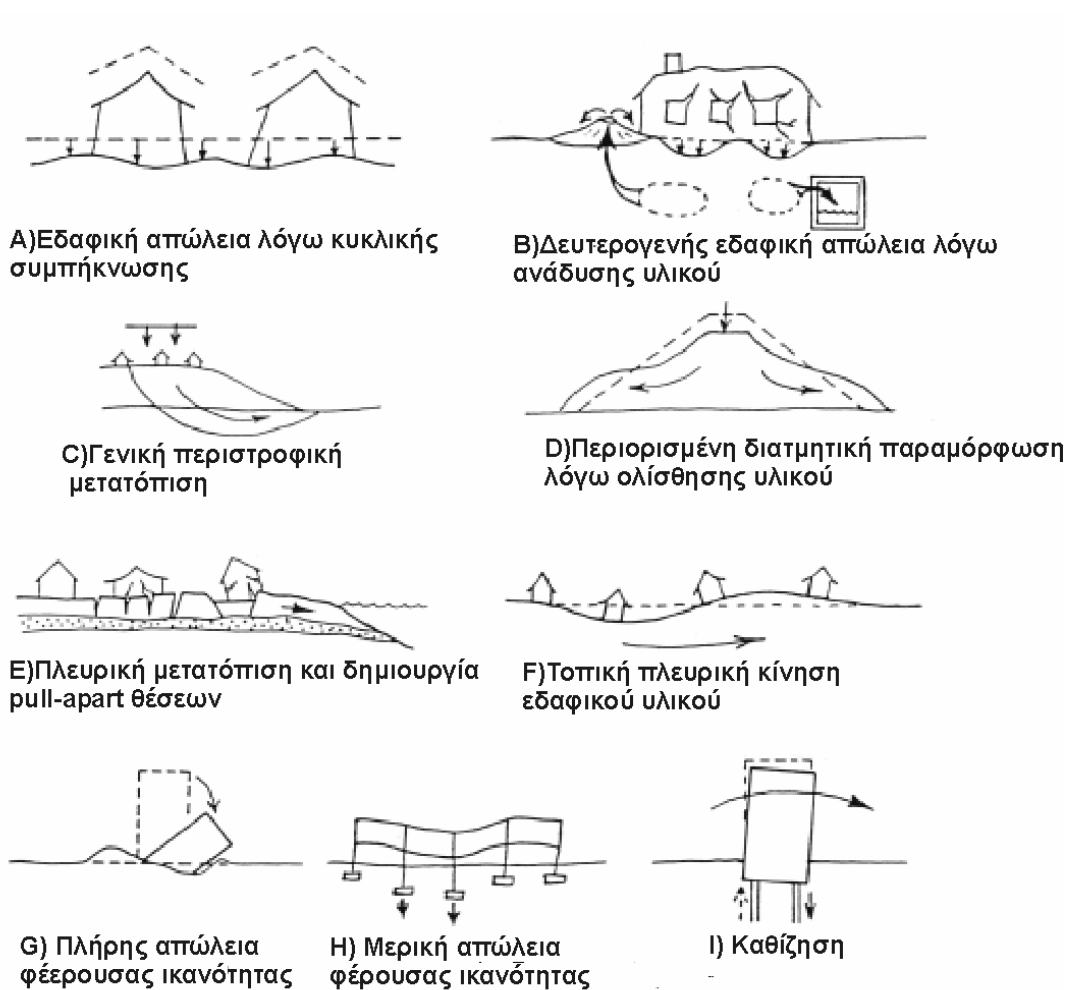
4.4 Καθίζηση κορεσμένων άμμων

Η σεισμική δόνηση μπορεί να προκαλέσει, εκτός από την πλευρική παραμόρφωση του εδαφικού σχηματισμού, τη συμπύκνωση και κατά συνέπεια τη μεταβολή του όγκου του. Αυτή η μεταβολή επιφέρει καθίζηση, δηλαδή παραμόρφωση κατακόρυφης διεύθυνσης της επιφάνειας, με αποτέλεσμα την αστοχία κατασκευών με επιφανειακές θεμελιώσεις και δικτύων κοινής ωφέλειας, τοποθετημένα σε μικρό βάθος.

Όσον αφορά τις ξηρές άμμους, αυτές παρουσιάζουν ταχύτερη συμπύκνωση από την αντίστοιχη των κορεσμένων, η οποία συνήθως ολοκληρώνεται με το τέλος της σεισμικής φόρτισης (Kramer, 1996). Στις κορεσμένες άμμους, το αντίστοιχο χρονικό διάστημα συμπύκνωσης, εξαρτάται τόσο από τη διαπερατότητα και τη δυνατότητα συμπύκνωσης αυτών (σχετική πυκνότητα) όσο και από το μέγεθος της υπερπίεσης πόρων η οποία δημιουργείται από το σεισμό.

Στο σχήμα 4.7, το οποίο δημοσιεύτηκε από τους Seed et al. (2003), βλέπουμε περιπτώσεις κατακόρυφης μετατόπισης και τις επιπτώσεις αυτών είτε στην επιφάνεια είτε σε κατασκευές οι οποίες βρίσκονται σε γειτονικές θέσεις. Οι μορφές των

καθιζήσεων κατά τους Seed et al. (2003), διακρίνονται σε τρεις γενικές κατηγορίες: i) καθίζηση λόγω μείωσης ή απώλειας του όγκου του (a, b), ii) καθιζήσεις λόγω διαφορετικών εδαφικών κινήσεων (c, d, e, f) και iii) δομικές καθιζήσεις λόγω μερικής ή ολικής αστοχίας (g, h, i). Πρέπει να τονιστεί ότι στη δεύτερη κατηγορία συγκαταλέγονται περιπτώσεις οι οποίες συνδέονται με αρχικές πλευρικές μετατοπίσεις.



Σχήμα 4.7. Απεικόνιση παραμορφώσεων λόγω κατακόρυφων μετατοπίσεων (τροποποιημένο από Seed et al. 2003)

Αναλυτικά, η περίπτωση a του σχήματος 4.7, απεικονίζει καθιζήσεις λόγω συμπίκνωσης, και κατά συνέπεια μείωσης του όγκου, ρευστοποιημένων

σχηματισμών καθώς η προκληθείσα υπερπίεση του νερού των πόρων εκτονώνεται μέσω αποστράγγισης. Η εικόνα b, απεικονίζει την πρόκληση καθίζησης με ταυτόχρονη εμφάνιση στην επιφάνεια κώνων άμμου (sand boils). Το αναδυόμενο υλικό μπορεί να εμφανιστεί είτε στην επιφάνεια είτε στα υπόγεια των κατασκευών δημιουργώντας συνήθως φαινόμενα τοπικών διαστάσεων, τα οποία μερικές φορές προκαλούν προβλήματα διαφορικών καθιζήσεων στην κατασκευή. Ένας τρόπος αντιμετώπισης τέτοιων αστοχιών είναι η θεμελίωση των κατασκευών με πασσάλους οι οποίοι εκτείνονται κάτω από το βάθος του ρευστοποιήσιμου στρώματος.

Στις εικόνες c και d απεικονίζονται κατακόρυφες μετατοπίσεις λόγω γενικής περιστροφής (global rotational) και πλευρικής κύλισης (slumping) σε περιοχές κοντά στο «φρύδι» πρανούς ή σε αναχώματα. Τα σχήματα e και f απεικονίζουν καθιζήσεις λόγω πλευρικής μετατόπισης σε περιοχές με τοπικές διαφορικές επεκτάσεις όπως αναλύθηκε στην προηγούμενη ενότητα και κατακόρυφες παραμορφώσεις λόγω διατήρησης του συνολικού όγκου εδάφους το οποίο υπόκειται σε πλευρικές κινήσεις.

Η τελευταία κατηγορία περιλαμβάνει τις περιπτώσεις g, h και i στις οποίες απεικονίζονται αστοχίες κατασκευών λόγω πλήρους απώλειας της φέρουσας ικανότητας του εδάφους (full bearing failure), μερικής απώλειας (partial bearing failure) και επίπλευσης αντίστοιχα (foundation settlement due to ground softening, rocking).

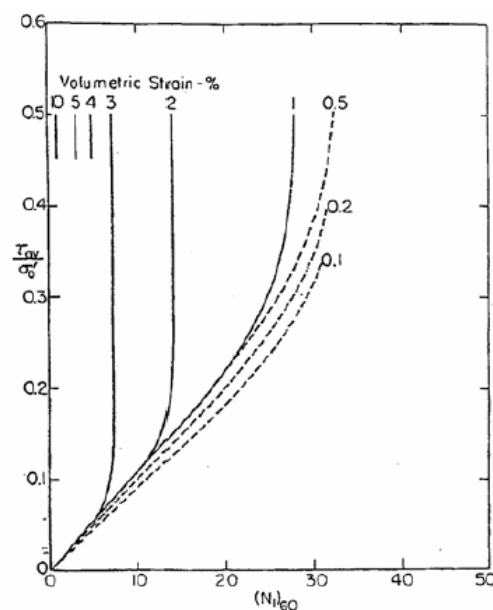
4.4.1 Μέθοδοι υπολογισμού κατακόρυφων παραμορφώσεων

Στη διεθνή βιβλιογραφία έχουν αναπτυχθεί εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού των κατακόρυφων μετατοπίσεων λόγω σεισμικών φορτίσεων σε αμμώδεις εδαφικούς σχηματισμούς. Μολονότι υπάρχουν μέθοδοι οι οποίες αναφέρονται τόσο για κορεσμένα όσο και για μη κορεσμένα εδαφικά στρώματα, στα πλαίσια της εργασίας αυτής θα αναπτυχθούν εκείνες οι μεθοδολογίες οι οποίες αναφέρονται μόνο σε κορεσμένα εδάφη. Πληροφορίες για μη κορεσμένα στρώματα υπάρχουν στο βιβλίο του Kramer (1996) και στις πανεπιστημιακές σημειώσεις των Πιτιλάκη και Αργυρούδη (2004).

Μέθοδος Tokimatsu και Seed (1987)

Οι Tokimatsu και Seed (1987) στηρίχθηκαν στο γεγονός ότι, λόγω σεισμικής φόρτισης, οι κυκλικές διατμητικές παραμορφώσεις προκαλούν συμπύκνωση των κοκκωδών εδαφών με αποτέλεσμα την ογκομετρική τους παραμόρφωση. Το τελικό μέγεθος αυτής της κατακόρυφης κίνησης, σύμφωνα πάντα με τους Tokimatsu και Seed (1987), εξαρτάται από τη σχετική πυκνότητα του σχηματισμού καθώς επίσης και από το μέγεθος των κυκλικών διατμητικών παραμορφώσεων που παράγονται από το σεισμό. Οι κυκλικές διατμητικές παραμορφώσεις είναι συνάρτηση του λόγου των κυκλικών τάσεων (CSR), του μεγέθους του σεισμού και της σχετικής πυκνότητας του σχηματισμού, η τιμή της οποίας μπορεί να προσδιοριστεί από τη διορθωμένη τιμή $(N_1)_{60}$ του αριθμού κτύπων της πρότυπης δοκιμής διείδυσης SPT. Με βάση τα παραπάνω οι Tokimatsu και Seed (1987) προτείνουν τη χρήση του σχήματος 4.8 για την εκτίμηση των αναμενόμενων κατακόρυφων παραμορφώσεων (%) ενός εδαφικού σχηματισμού με συγκεκριμένη τιμή $(N_1)_{60}$ ως αποτέλεσμα των προκαλούμενων κυκλικών τάσεων από σεισμό

μεγέθους $M=7.5$. Στην περίπτωση κατά την οποία η σεισμική δόνηση έχει διαφορετικό μέγεθος, τότε με την βοήθεια ενός συντελεστή γίνεται αναγωγή του CSR στο επιθυμητό μέγεθος ($M=7.5$). Η τιμή που θα προκύψει πολλαπλασιάζεται με το πάχος του στρώματος για την τελική εκτίμηση της καθίζησης του σχηματισμού. Το άθροισμα των παραμορφώσεων των επί μέρους εδαφικών σχηματισμών μιας στρωματογραφικής στήλης θα μας δώσει και την τελική τιμή της αναμενόμενης καθίζησης στην επιφάνεια.



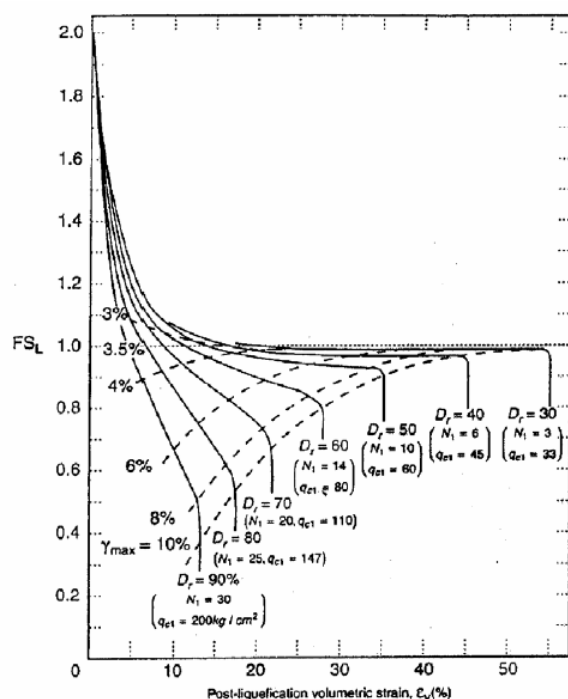
Σχήμα 4.8. Διάγραμμα υπολογισμού μεταβολής του όγκου - καθιζήσεων (από Tokimatsu και Seed, 1987)

Οι ποσοστιαίες ογκομετρικές παραμορφώσεις που προκαλούνται λόγω ρευστοποίησης είναι πιθανόν να φτάσουν έως και 2-3% για χαλαρούς

σχηματισμούς (άμμους) ενώ υψηλότερες τιμές αναμένονται για πολύ χαλαρά εδάφη. Ο Kramer (1996) αναφέρει ότι ο σεισμός του Tokachioki (1968, $M = 7.9$) στην Ιαπωνία προκάλεσε την καθίζηση κατά 50 – 70 cm ενός πολύ χαλαρού σχηματισμού πάχους 5 μέτρων στην περιοχή Hachinoche.

Οι συνεχείς καμπύλες στο διάγραμμα αναφέρονται σε ρευστοποιήσιμα εδάφη (συντελεστής ασφάλειας σε ρευστοποίηση μικρότερος της μονάδας) ενώ οι διακοπτόμενες σε εδάφη με συντελεστή ασφάλειας μεγαλύτερο της μονάδας.

4.4.1.1 Μέθοδος Ishihara και Yoshimine (1992)



Σχήμα 4.9. Διάγραμμα υπολογισμού μεταβολής του όγκου - καθιζήσεων (από Ishihara και Yoshimine, 1992)

αντιστοιχούν σε συγκεκριμένες τιμές D_r , N_1 ή τιμή της δοκιμής SPT σύμφωνα με την μεθοδολογία η οποία ακολουθείται στην Ιαπωνία ή q_{c1} για δοκιμή πενετρόμετρου είναι δυνατή η εκτίμηση της προκαλούμενης μεταβολής όγκου στο εξεταζόμενο στρώμα. Η τελική καθίζηση στην επιφάνεια θα προσδιοριστεί από το άθροισμα των καθιζήσεων των επί μέρους εδαφικών σχηματισμών.

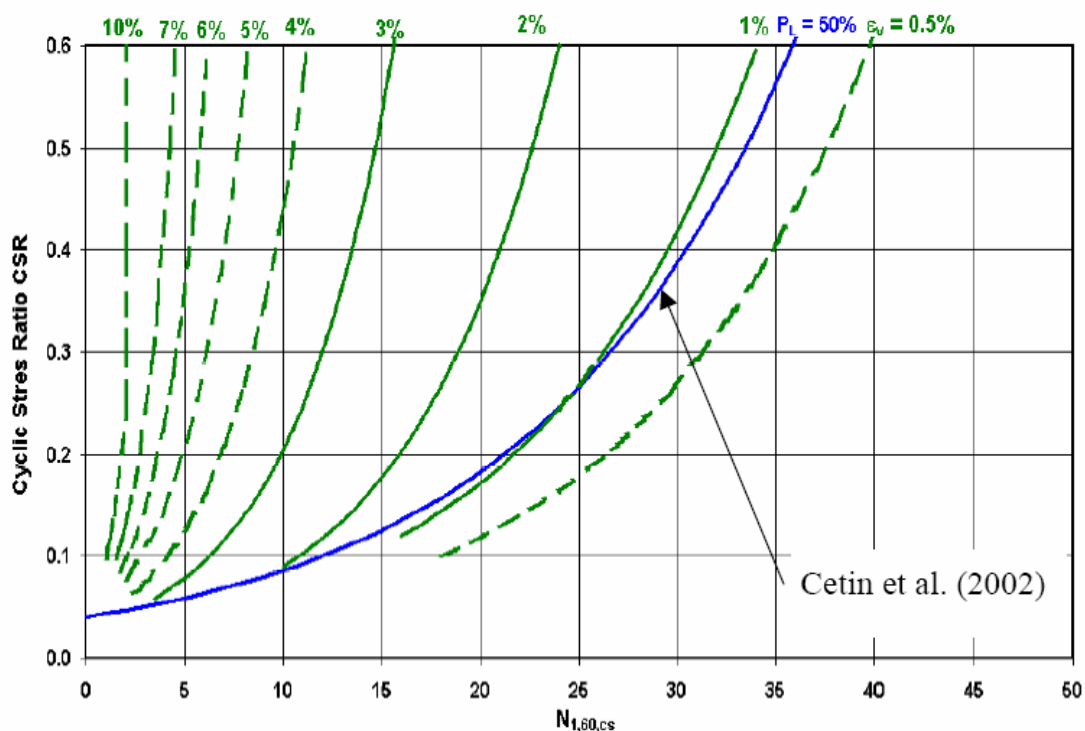
Οι Ishihara και Yoshimine (1992), χρησιμοποίησαν για τον υπολογισμό των κατακόρυφων μετατοπίσεων παρόμοια μεθοδολογία με τη προηγούμενη. Αυτοί προτείνουν την χρήση διαγράμματος όπου στον κατακόρυφο άξονα υπάρχει ο συντελεστής ασφάλειας σε ρευστοποίηση του αμμώδους σχηματισμού $F = CRR / CSR$ (όπου CRR είναι η αντίσταση στην ρευστοποίηση του εδάφους και CSR είναι ο λόγος των κυκλικών τάσεων) ενώ στον οριζόντιο άξονα βρίσκεται η αναζητούμενη τιμή της ογκομετρικής παραμόρφωσης. Με τη βοήθεια καμπυλών οι οποίες

Για τη χρησιμοποίηση αυτού του διαγράμματος θα πρέπει να γίνει μετατροπή του N_1 στην τιμή $(N_1)_{60}$. Σύμφωνα με τον Kramer (1996), για την μετατροπή αυτή θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί η σχέση $N_1 = 0,83 (N_1)_{60}$ ενώ ο Seed (1991) προτείνει τη σχέση $N_1 = 1,1 (N_1)_{60}$. Πρακτικά όμως, μπορούν οι δύο αυτές τιμές να θεωρηθούν ίσες αφού η τελική τιμή της αναμενόμενης καθίζησης περιέχει ένα ποσοστού λάθους της τάξης του 25 έως 50% τουλάχιστον (Kramer, 1996).

Όπως και στην προηγούμενη μέθοδο των Tokimatsu και Seed (1987), έτσι και σε αυτήν είναι δυνατή η εκτίμηση των καθιζήσεων εδαφικών στρωμάτων με συντελεστή ασφάλειας μεγαλύτερου της μονάδας, $F > 1$. Οι αναμενόμενες τιμές για ένα τέτοιο αμμώδη σχηματισμό θα είναι πάρα πολύ μικρές.

4.4.1.2 Μέθοδος Wu (2003)

Η μέθοδος αυτή στηρίζεται όπως και στην πρώτη μέθοδο των Tokimatsu και Seed (1987) στη συσχέτιση του λόγου κυκλικών τάσεων CSR με τη διορθωμένη τιμή $N_{1,60,cs}$ λαμβάνοντας όμως υπό όψιν και τις μετατροπές λόγω παρουσίας λεπτόκοκκων υλικών στον εδαφικό σχηματισμό. Η συνεχής γραμμή η οποία προτάθηκε από τους Cetin et al. (2002) οριοθετεί την περιοχή όπου η πιθανότητα πρόκλησης ρευστοποίησης είναι 50%. Η συνολική καθίζηση υπολογίζεται αθροίζοντας τις καθιζήσεις των επί μέρους στρωμάτων στα οποία είχε αρχικά χωριστεί η στρωματογραφική στήλη.



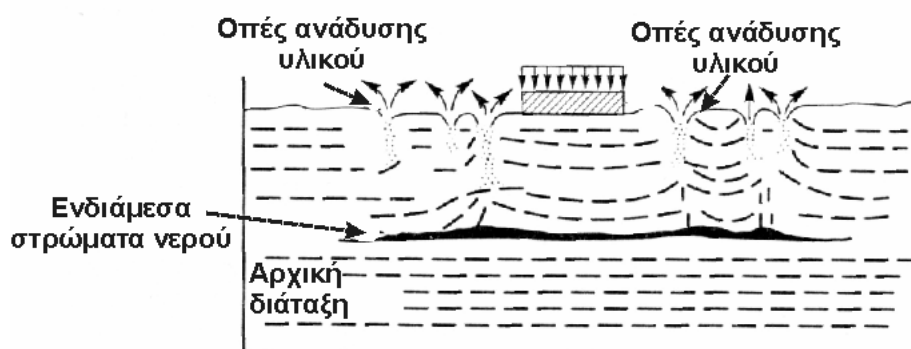
Σχήμα 4.10. Διάγραμμα υπολογισμού καθιζήσεων (από Wu, 2003)

4.5 Επιφανειακές εμφανίσεις ρευστοποίησης – Κώνοι άμμου (Sand boils)

Τόσο οι πλευρικές όσο και οι κατακόρυφες παραμορφώσεις οι οποίες προκαλούνται λόγω ρευστοποίησης εδαφικών σχηματισμών είναι δυνατό να έχουν ως αποτέλεσμα την εμφάνιση κωνοειδών εξάρσεων στην επιφάνεια αποτελούμενων συνήθως από άμμο. Οι εμφανίσεις αυτές έχουν χαρακτηριστεί ως απόδειξη ρευστοποίησης ενός υποκείμενου στρώματος και αποτελούν ένδειξη ανάπτυξης υπερπίεσης του νερού των πόρων σε αυτό. Επιπλέον, με βάση την κοκκομετρική τους σύσταση μπορεί να επιτευχθεί ο προσδιορισμός του σχηματισμού προέλευσης.

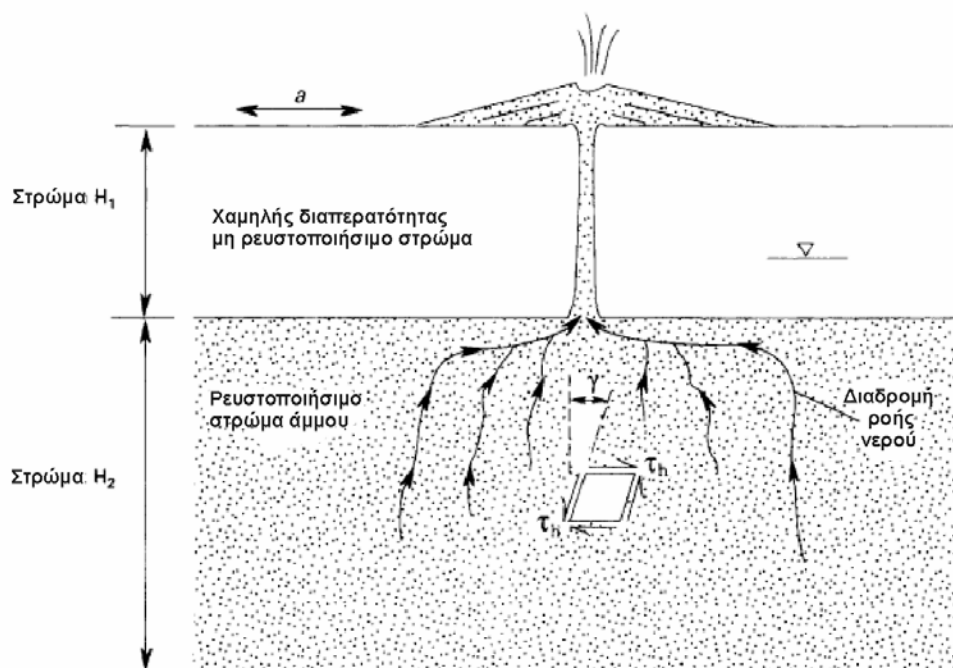
Μολονότι, η εμφάνιση κώνων άμμου λαμβάνεται ως απόδειξη ρευστοποίησης, η απουσία τέτοιων περιστατικών δε θα πρέπει να μας οδηγεί στο αντίθετο συμπέρασμα καθώς η δημιουργία τους εξαρτάται από διάφορους παράγοντες. Βασική προϋπόθεση είναι η ανάπτυξη υψηλής πίεσης πόρων η οποία εκτονώνεται χάρη στην προς την επιφάνεια ροή του νερού των πόρων. Αυτή η ροή θα δημιουργήσει συνθήκες ικανές, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, για την μελλοντική

επαναρευστοποίηση του σχηματισμού καθώς προκαλεί χαλάρωση των δεσμών των κόκκων στο ανώτερο μέρος του στρώματος. Στο σχήμα 4.11 παρατηρούμε το συνδυασμό της διαδικασίας εμφάνισης κώνων άμμου με τη δημιουργία μεσοστρωμάτων νερού – χαλαρού υλικού, τα οποία αποκτούν μεγάλη σημασία όταν η επιφάνεια παρουσιάζει κλίση καθώς είναι ικανά να δημιουργήσουν φαινόμενα εδαφικής ροής. Επιπλέον η ανάδυση υλικού στην επιφάνεια θα οδηγήσει στην ανακατανομή των κόκκων του σχηματισμού με αποτέλεσμα τη μείωση του όγκου του και την καθίζηση του όπως αναπτύχθηκε στην προηγούμενη παράγραφο.



Σχήμα 4.11 Εμφάνιση ενδιάμεσων στρωμάτων νερού σε εργαστηριακά πειράματα των Liu και Qiao (1984) (Τροποποιημένο από Kramer, 1996)

Συνεπώς, κατά την ανάπτυξη υπερπιάσεων του νερού των πόρων λόγω της σεισμικής δόνησης και εφόσον η υδραυλική κλίση φτάσει στο επίπεδο κατά το οποίο η κατακόρυφη ενεργή πίεση μηδενιστεί (quick condition) τότε η ταχύτητα του νερού είναι ικανή να συμπαρασύρει τεμαχίδια από το σχηματισμό κατά την κίνησή του προς την επιφάνεια (Kramer, 1996). Αυτή η ανάδυση πραγματοποιείται συνήθως μέσω ρωγμών στον υπερκείμενο μη ρευστοποιήσιμο σχηματισμό, οι οποίες δημιουργήθηκαν είτε κατά την πλευρική του μετατόπιση (lateral spreading) είτε κατά την εδαφική του ταλάντωση (ground oscillation).



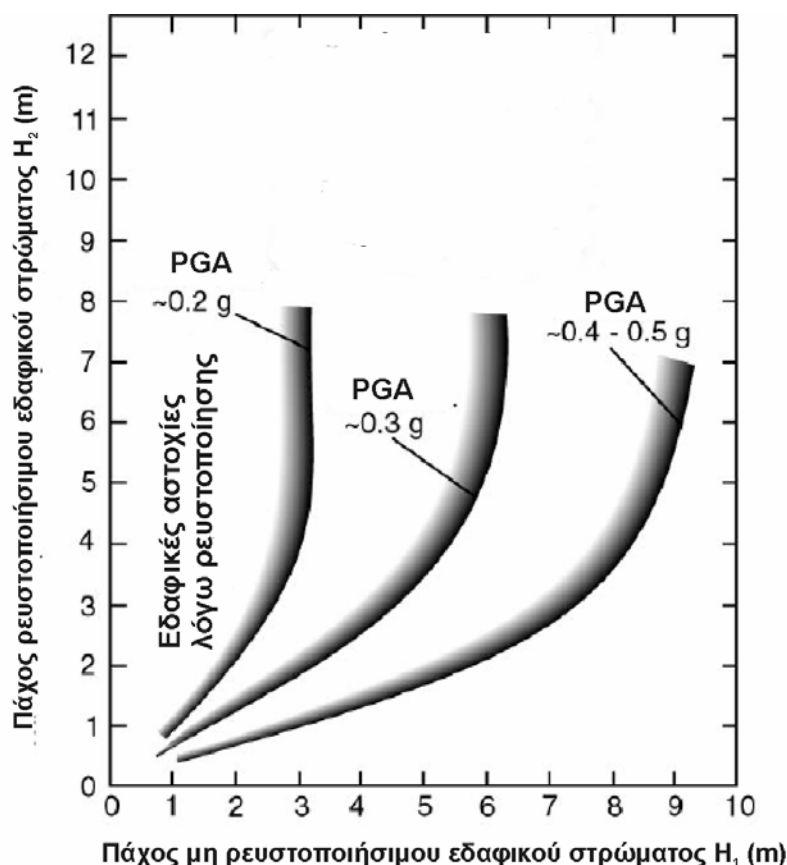
Σχήμα 4.12. Μηχανισμός δημιουργίας κώνων άμμου (τροποποιημένο από Obermeier et al. 2005)

Εκτός από την ανάπτυξη υπερπίεσεων του νερού των πόρων, σημαντικό ρόλο στην εμφάνιση κώνων άμμου στην επιφάνεια διαδραματίζει τόσο το πάχος όσο και το βάθος του εν δυνάμει ρευστοποιήσιμου στρώματος ή αντίστοιχα το πάχος του υπερκείμενου μη ρευστοποιήσιμου σχηματισμού. Η ρευστοποίηση εδαφών σε μεγάλα βάθη ή σε στρώματα με μικρό πάχος είναι πιθανό να μην προκαλέσει τέτοιες χαρακτηριστικές εμφανίσεις, ενώ αντίθετα μικρές πιέσεις πόρων σε επιφανειακούς σχετικά σχηματισμούς μεγάλου πάχους ίσως οδηγήσουν στη δημιουργία τέτοιων φαινομένων. Επίσης, η παρουσία ενός υπερκείμενου λεπτόκοκκου μικρής διαπερατότητας εδαφικού σχηματισμού ίσως εμποδίσει την απαραίτητη για τη δημιουργία κώνων άμμου, ταχύτατη ροή προς την επιφάνεια, παρόλη την ανάπτυξη υψηλών πιέσεων νερού των πόρων στον ρευστοποιημένο υποκείμενο σχηματισμό.

4.5.1.1 Μέθοδος Ishihara (1985)

Ο Ishihara (1985), συγκεντρώνοντας στοιχεία από επιφανειακές εμφανίσεις ρευστοποίησης, κώνων άμμου και εδαφικών διαρρήξεων, παρουσίασε μια μέθοδο

πρόβλεψης η οποία βασίζεται στο πάχος του εν δυνάμει ρευστοποιήσιμου H_2 και το πάχος του υπερκείμενου μη ρευστοποιήσιμου σχηματισμού H_1 . Ο χαρακτηρισμός σύμφωνα με τον Ishihara (1985), ενός σχηματισμού ως ρευστοποιήσιμου ή όχι απεικονίζεται στο σχήμα 4.14α που ακολουθεί. Με βάση αυτά τα κριτήρια προχώρησε στη δημοσίευση ενός διαγράμματος με το οποίο μπορεί να προβλεφθεί η επιφανειακή εμφάνιση ρευστοποίησης ανάλογα με την αναμενόμενη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση PGA. Οι Youd και Garriss (1995), εφαρμόζοντας την παραπάνω μεθοδολογία σε ιστορικά περιστατικά επιφανειακών εμφανίσεων ρευστοποίησης κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η προτεινόμενη από τον Ishihara (1985) μέθοδος, δεν ισχύει σε περιπτώσεις εδαφικής παραμόρφωσης λόγω πλευρικών μετατοπίσεων ή εδαφικής ταλάντωσης των σχηματισμών.

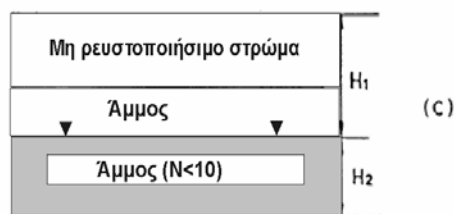
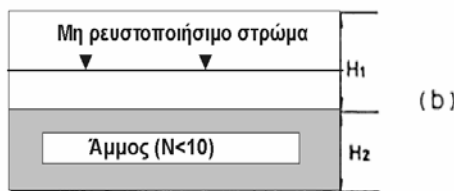
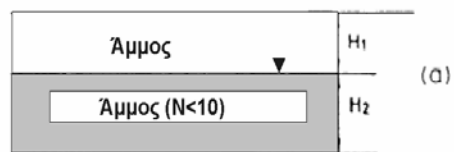


Σχήμα 4.13. Διάγραμμα εκτίμησης επιφανειακών εμφανίσεων ρευστοποίησης σε σχέση με την τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (τροποποιημένο από Ishihara, 1985)

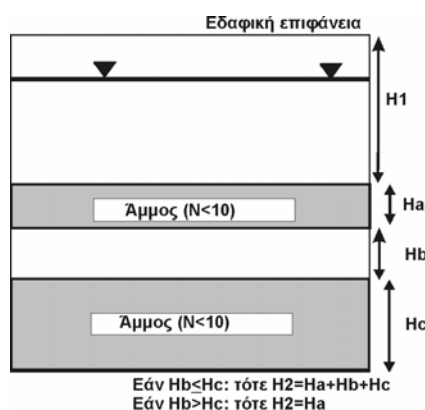
Στην περίπτωση κατά την οποία τα εξεταζόμενα στρώματα εμφανίζονται σε εναλλαγές, τότε το πάχος H_1 και H_2 υπολογίζεται με βάση το σχήμα 4.14β. Συνεπώς, με τη συγκεκριμένη μεθοδολογία εφόσον είναι γνωστό το πάχος του ρευστοποιήσιμου και το πάχος του μη ρευστοποιήσιμου σχηματισμού είναι δυνατόν να προβλέψουμε την εμφάνιση επιφανειακών μορφών ρευστοποίησης σε μια θέση για συγκεκριμένη τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης.

4.6 Εδαφικές ροές

Όπως αναφέρεται στο προηγούμενο κεφάλαιο, η εδαφική ροή προκαλείται όταν η αντοχή του ρευστοποιημένου εδάφους είναι μικρότερη από τις διατμητικές τάσεις οι οποίες ασκούνται σε αυτό σε μια κεκλιμένη επιφάνεια (Kramer, 1996). Αυτό συνεπάγεται τη διατάραξη της στατικής ισορροπίας η οποία υπήρχε πριν τη ρευστοποίηση του σχηματισμού βάση της οποίας παρέμεινε σταθερό το πρηνές. Σύμφωνα με τον Kramer (1996), διακρίνονται τρεις κατηγορίες μηχανισμών πρόκλησης εδαφικής ροής, οι οποίες αναπτύσσονται περιληπτικά στη συνέχεια.



Σχήμα 4.14α. Χαρακτηρισμός εδαφικών σχηματισμών (από Ishihara, 1985)

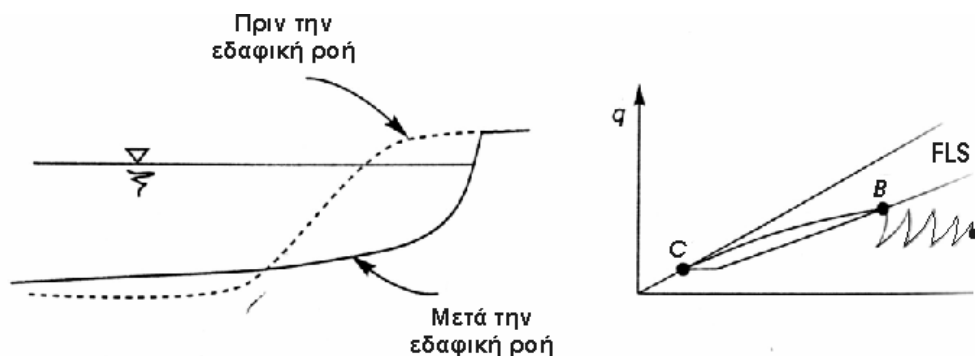


Σχήμα 4.14β. Χαρακτηρισμός εναλασσόμενων εδαφικών σχηματισμών

4.6.1 Εδαφική ροή λόγω ρευστοποίησης

Απαραίτητη προϋπόθεση για την πρόκληση του φαινομένου είναι η

ύπαρξη αστράγγιστων συνθηκών οι οποίες δε θα επιτρέψουν την εκτόνωση της πίεσης πόρων και τη μεταβολή του όγκου του εδαφικού σχηματισμού. Η αναπτυσσόμενη πίεση πόρων, λόγω κυκλικών φορτίσεων, θα προκαλέσει τη μετατροπή της κατάστασης του εδάφους από το αρχικό στάδιο της ισορροπίας σε αυτό της ρευστοποίησης. Ο συγκεκριμένος μηχανισμός προκαλείται μόνο κατά τη διάρκεια σεισμικής δόνησης και έτσι διακρίνεται από τους παρακάτω αντίστοιχους μηχανισμούς. Οι εδαφικές ροές λόγω ρευστοποίησης λαμβάνουν χώρα με μεγάλη ταχύτητα και προκαλούν μετατοπίσεις μεγάλου μεγέθους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα τέτοιας αστοχίας είναι η περίπτωση του φράγματος κατά τη σεισμική δόνηση του San Fernando, Η.Π.Α το 1971.

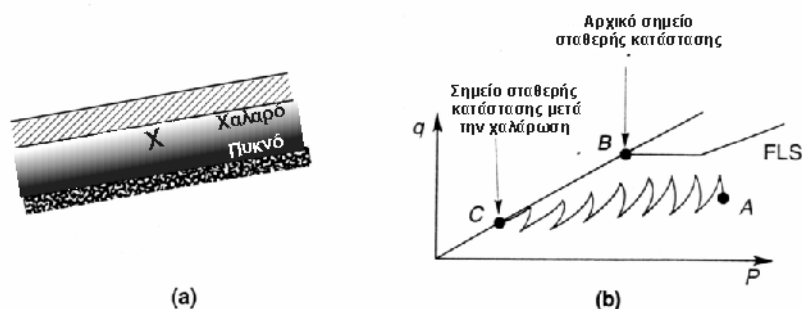


Σχήμα 4.15. α) Τυπική τομή μεταβολής της εδαφικής επιφάνειας λόγω εδαφικής ροής β) Διάγραμμα μεταβολής τάσης λόγω σεισμικής δόνησης. Αρχικά το έδαφος βρίσκεται σε ισορροπία στην θέση Α, έπειτα λόγω κυκλικών φορτίσεων μεταβαίνει στην θέση Β και καταλήγει στη θέση C λόγω μείωσης της διατμητικής του αντοχής (Τροποποιημένο από Kramer, 1996)

4.6.2 Εδαφική ροή λόγω τοπικής χαλάρωσης

Όταν ένας αμμώδης σχηματισμός υπόκειται ενός λιγότερου διαπερατού, ο οποίος δεν επιτρέπει την αποστράγγιση κατά τη σεισμική δόνηση, τότε ο συνολικός όγκος του αμμώδους σχηματισμού διατηρείται. Κάτω όμως από την επίδραση της βαρύτητας, σε συνθήκες αρχικής ρευστοποίησης της άμμου, πραγματοποιείται μια αναδιάταξη των κόκκων με συνέπεια την αύξηση της πυκνότητας στο κατώτερο μέρος του συγκεκριμένου σχηματισμού ενώ αντίθετα στο ανώτερο τμήμα αυτού παρατηρείται

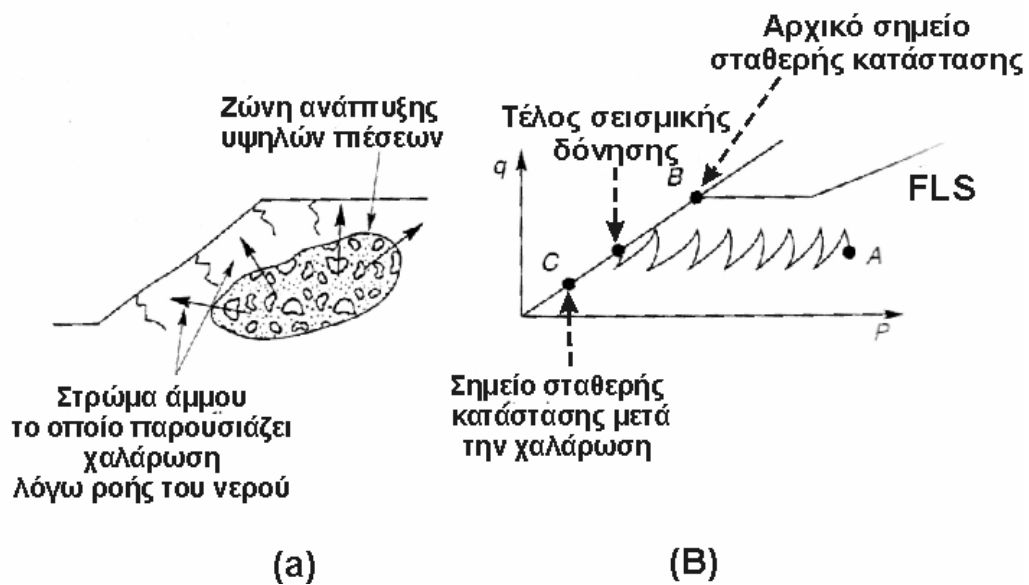
μια χαλάρωση (Kramer, 1996). Εάν η αντοχή του εδάφους σε αυτό το στάδιο γίνει μικρότερη από τις διατμητικές τάσεις οι οποίες ασκούνται τότε προκαλείται το φαινόμενο της εδαφικής ροής.



Σχήμα 4.16 α) Αναδιάταξη των κόκκων μέσα στο ίδιο στρώμα, β) Μετατόπιση του σημείου ισορροπίας σε νέα θέση επιρρεπή προς εδαφική ροή (Τροποποιημένο από Kramer, 1996)

4.6.3 Εδαφική ροή λόγω γενικής χαλάρωσης

Το φαινόμενο αυτό δημιουργείται όταν επιφανειακοί σχηματισμοί χαλαρώνουν λόγω της επίδρασης της ροής νερού των πόρων από υποκείμενα στρώματα προς την επιφάνεια. Έτσι η αντοχή με την οποία διατηρούταν η ισορροπία μειώνεται με αποτέλεσμα οι διατμητικές τάσεις να προκαλέσουν εδαφική ροή. Η διαφορά αυτού του μηχανισμού γένεσης από τον προηγούμενο είναι ότι στην συγκεκριμένη περίπτωση δεν παρατηρείται πυκνότερη διάταξη του σχηματισμού στο κατώτερο τμήμα του.



Σχήμα 4.17 α) Απεικόνιση εδαφικής ροής λόγω γενικής χαλάρωσης, β) διάγραμμα διαδρομής τάσεων όπου A είναι το σημείο εντατικής κατάστασης και C το σημείο όπου το αρχικά σταθερό εδαφικό στρώμα πλέον τείνει να αστοχήσει λόγω εδαφικής ροής (Τροποποιημένο από Kramer, 1996)