

3 ΚΕΦΑΛΑΙΟ Μέθοδοι υπολογισμού κινδύνου ρευστοποίησης

3.1 Εισαγωγή

Η ρευστοποίηση ενός εδαφικού σχηματισμού εξαρτάται από δύο παράγοντες: από τα χαρακτηριστικά της δόνησης (ένταση και διάρκεια) και από την επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση του συγκεκριμένου σχηματισμού. Έως τώρα εφαρμόζονται ευρέως δύο μέθοδοι εκτίμησης του κινδύνου ρευστοποίησης. Η πρώτη μέθοδος βασίζεται σε εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού του κινδύνου ρευστοποίησης των σχηματισμών σε μια τοποθεσία με βάση την απόσταση R από το επίκεντρο της μελλοντικής σεισμικής δόνησης μεγέθους M . Η δεύτερη έχει προκύψει από την επεξεργασία δεδομένων επί τόπου δοκιμών σε θέσεις εμφάνισης ή μη ρευστοποίησης και βασίζεται τόσο στα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά των εδαφών όσο και στα χαρακτηριστικά της σεισμικής δόνησης.

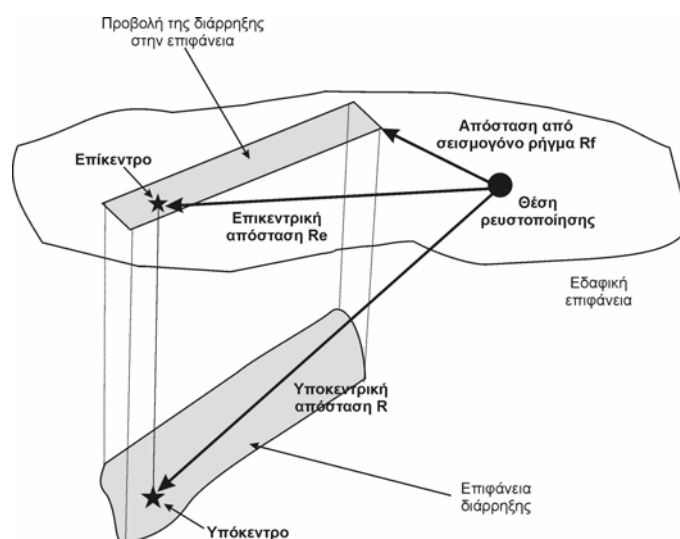
3.2 Μέθοδος εκτίμησης κινδύνου ρευστοποίησης βασιζόμενη σε εμπειρικές σχέσεις Μεγέθους σεισμικής δόνησης και απόστασης

Η καταγραφή των θέσεων στις οποίες εμφανίστηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης κατά το παρελθόν αποτελεί, όπως περιγράφεται στο 2^ο κεφάλαιο, ένα από τα βασικά στάδια για την τελική εκτίμηση της επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση μιας συγκεκριμένης περιοχής. Η συσχέτιση της κατανομής αυτών των θέσεων με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης, η οποία προκάλεσε την ρευστοποίηση, αποτελεί αντικείμενο έρευνας των επιστημόνων παγκοσμίως.

Στόχος αυτών των ερευνών είναι ο προσδιορισμός της μέγιστης απόστασης της θέσης όπου παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης είτε από το επίκεντρο της σεισμικής δόνησης είτε από το σειсмоγόνο ρήγμα. Η μεθοδολογία η οποία βασίζεται στον υπολογισμό της επικεντρικής απόστασης R_e , δηλαδή της απόστασης μεταξύ της θέσης όπου σημειώθηκαν εκδηλώσεις ρευστοποίησης από το επίκεντρο της δόνησης, μειονεκτεί στις περιπτώσεις των μικρού μεγέθους σεισμών καθώς μικρή απόκλιση στην τοποθέτηση του επικέντρου επιφέρει σημαντικά σφάλματα στον υπολογισμό

της επικεντρικής απόστασης (Ambraseys, 1988).

Ως R_f ορίζεται, σύμφωνα με τον Ambraseys (1988), η απόσταση του σχηματισμού από την σεισμική πηγή και αντιστοιχεί στην απόσταση από το σεισμογόνο ρήγμα. Όσον αφορά τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και τα κανονικά ρήγματα, ως σεισμική πηγή θεωρείται το μήκος L της επιφανειακής διάρρηξης του ρήματος. Εάν δεν υπάρχει επιφανειακή εμφάνιση διάρρηξης, τότε ως σεισμική πηγή λογίζεται το μήκος του κεντρικού άξονα της περιοχής, η οποία προσδιορίζεται από την κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών κατά το πρώτο χρονικό διάστημα της μετασεισμικής ακολουθίας. Για σεισμούς με σεισμογόνο ρήγμα ανάστροφου τύπου, ως σεισμική πηγή χαρακτηρίζεται η περιοχή όπου σημειώθηκε η τεκτονική ανύψωση της εδαφικής επιφάνειας.



Σχήμα 3.0 Ερμηνευτικό σχήμα υπολογισμού της επικεντρικής απόστασης και της απόστασης από το σεισμογόνο ρήγμα

3.2.1 Συσχέτιση Μεγέθους σεισμού με την επικεντρική απόσταση της θέσης εμφάνισης ρευστοποίησης

Οι Kuribayashi και Tatsuoka (1975), ήταν οι πρώτοι οι οποίοι δημοσίευσαν εμπειρική σχέση συσχετίζοντας τη μέγιστη απόσταση στην οποία είναι πιθανόν να προκληθεί ρευστοποίηση από ένα σεισμό, με το μέγεθος της δόνησης. Συγκεντρώνοντας

δεδομένα από 32 ιστορικούς σεισμούς οι οποίοι σημειώθηκαν στην Ιαπωνία, κατέληξαν στην παρακάτω εξίσωση:

$$\log(R_e) = 0.77 \cdot (M_J) - 3.60 \quad (1)$$

όπου R_e είναι η μέγιστη αναμενόμενη επικεντρική απόσταση (km) για την εμφάνιση φαινομένων ρευστοποίησης και M_J το μέγεθος του σεισμού προσδιορισμένο σύμφωνα με την κλίμακα της Ιαπωνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας.

Στη συνέχεια ο Youd (1977), οι Davis και Berrill (1984) και οι Seed et al. (1984) πρόσθεσαν νέα δεδομένα από σεισμούς από όλο τον κόσμο με αποτέλεσμα την τροποποίηση της εξίσωσης (1) σε :

$$\log(R_e) = 0.88 \cdot (M_J) - 4.4 \quad (2)$$

Βασικό μειονέκτημα της παραπάνω εξίσωσης αποτελεί η εκτίμηση του μεγέθους του σεισμού, ο προσδιορισμός του οποίου, όσον αφορά τους ιστορικούς σεισμούς της Ιαπωνίας, έγινε με βάση την κλίμακα JMA, ενώ τα προερχόμενα στοιχεία από τις υπόλοιπες σεισμικές δονήσεις αναφέρονται σε επιφανειακά M_s ή τοπικά M_L μεγέθη. Την ίδια περίοδο οι Liu και Xie (1984) λαμβάνοντας υπόψη δεδομένα από σεισμούς της Κίνας, πρότειναν την παρακάτω εξίσωση υπολογισμού της μέγιστης αναμενόμενης επικεντρικής απόστασης ρευστοποίησης με βάση το μέγεθος του σεισμού:

$$R = 0.82 \cdot 10^{0.862(M_L - 5)} \quad (3)$$

Όπου M_L είναι το τυπικό μέγεθος Richter

Ο Ambraseys (1988) συγκεντρώνοντας 137 περιπτώσεις ιστορικής εμφάνισης ρευστοποίησης από όλο τον κόσμο, 7 εκ των οποίων στην Ελλάδα, προχώρησε στη δημοσίευση μιας εμπειρικής σχέσης στην οποία όλα τα σεισμικά μεγέθη είχαν μετατραπεί σε μεγέθη σεισμικής ροπής M_w ενώ υπήρχε και διάκριση ανάλογα με το εστιακό βάθος του σεισμού. Σύμφωνα με τη μελέτη αυτή, στο διάγραμμα $M_w - R_e$ ο διαχωρισμός των «εν δυνάμει» ρευστοποιήσιμων περιοχών από τις μη ρευστοποιήσιμες σε σχέση με την επικεντρική απόσταση και το μέγεθος σεισμικής ροπής του αναμενόμενου επιφανειακού σεισμού πραγματοποιείται με βάση τη

γραφική παράσταση της εξίσωσης :

$$M_w = -0,31 + 2.65 \cdot 10^{-8} \cdot R_{\text{emax}} + 0.99 \log(R_{\text{emax}}) \quad R_{\text{emax}} \text{ σε cm} \quad (4)$$

Οι Papadopoulos και Lefkopoulos (1993) ανανέωσαν τη βάση δεδομένων του Ambraseys (1988) προσθέτοντας 33 νέες περιπτώσεις, 30 εκ των οποίων αναφέρονταν σε ιστορικά περιστατικά στον ελληνικό χώρο, και πρότειναν μια νέα τροποποιημένη εξίσωση υπολογισμού της επικεντρικής απόστασης ρευστοποίησης έναντι του μεγέθους σεισμικής ροπής:

$$M_w = -0.44 + 3 \cdot 10^{-8} \cdot R_{\text{emax}} + 0.98 \log(R_{\text{emax}}) \quad R_{\text{emax}} \text{ σε cm} \quad (5)$$

Οι ίδιοι ερευνητές, προχώρησαν στη δημοσίευση (Papadopoulos και Lefkopoulos, 1993) εμπειρικών σχέσεων οι οποίες αφορούν μόνο τον ελληνικό χώρο και οι οποίες είναι:

$$M_s = 3.686 + 1.584 \log(R_{\text{emax}}) \quad (M_s > 5.9) \quad R_{\text{emax}} \text{ σε km} \quad (6)$$

$$M_s = 5.647 + 0.181 \log(R_{\text{emax}}) \quad (5.8 < M_s < 5.9) \quad R_{\text{emax}} \text{ σε km} \quad (7)$$

Ο Wakamatsu (1993) χρησιμοποιώντας 46 νέα δεδομένα από ιστορικούς σεισμούς στην Ιαπωνία, οι οποίοι συνέβησαν μετά το 1906, πρότεινε μια νέα εξίσωση υπολογισμού της μέγιστης επικεντρικής απόστασης ρευστοποίησης για σεισμούς των οποίων τα μεγέθη προσδιορίζονται με βάση την κλίμακα JMA. Αυτή η εξίσωση ισχύει για μεγέθη μεγαλύτερα από 5 ($M_J > 5$) και είναι:

$$\log R_{\text{emax}} = 3.5 \log(1.4 M_J - 6) \quad (8)$$

Πρόσφατα ο Galli (2000) και οι Aydan et al. (2000), αφού επανεκτίμησαν τα σεισμικά χαρακτηριστικά δονήσεων οι οποίες σημειώθηκαν μετά το 1900 στην Ιταλία και στην Τουρκία αντίστοιχα, δημοσίευσαν τις ακόλουθες εξισώσεις υπολογισμού:

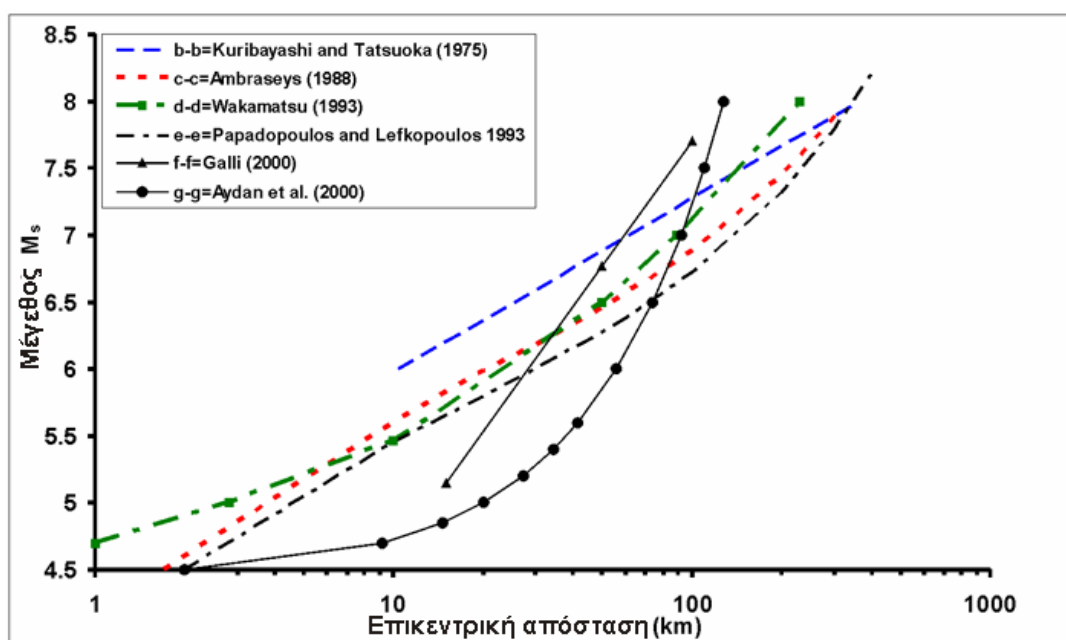
$$M_s = 1.5 + 3.1 \cdot \log(R_e) \quad R_e \text{ σε km} \quad (\text{Galli, 2000}) \quad (9)$$

$$R = 36 M_s - 200 \quad (\text{καμπύλη κύριας τάσης}), \quad (\text{Aydan et al., 2000})$$

$$R = 36 M_s - 160 \quad (\text{ανώτερο όριο}), \quad (\text{Aydan et al., 2000}) \quad (10)$$

$R=36 M_s-240$ (κατώτερο όριο), (Aydan et al., 2000)

Στις παραπάνω εμπειρικές σχέσεις η επικεντρική απόσταση R_e αντιστοιχεί στην απόσταση μεταξύ της θέσης εμφάνισης φαινομένων ρευστοποίησης από το επίκεντρο της δόνησης ενώ η απόσταση R , στις προτεινόμενες από τους Aydan et al. (2000) σχέσεις, αντιστοιχεί στην υποκεντρική απόσταση. Για την προβολή των γραφικών παραστάσεων όλων των παραπάνω εξισώσεων σε ένα ενιαίο διάγραμμα, μετατράπηκαν τα διαφορετικά μεγέθη των σεισμών σε επιφανειακά μεγέθη M_s (σχήμα 3.1).



Σχήμα 3.1 Διάγραμμα επικεντρικής απόστασης σε σχέση με το μέγεθος σεισμικής δόνησης όπου προβάλλονται οι γραφικές παραστάσεις των προτεινόμενων εξισώσεων υπολογισμού μέγιστης επικεντρικής απόστασης στην οποία παρατηρούνται φαινόμενα ρευστοποίησης

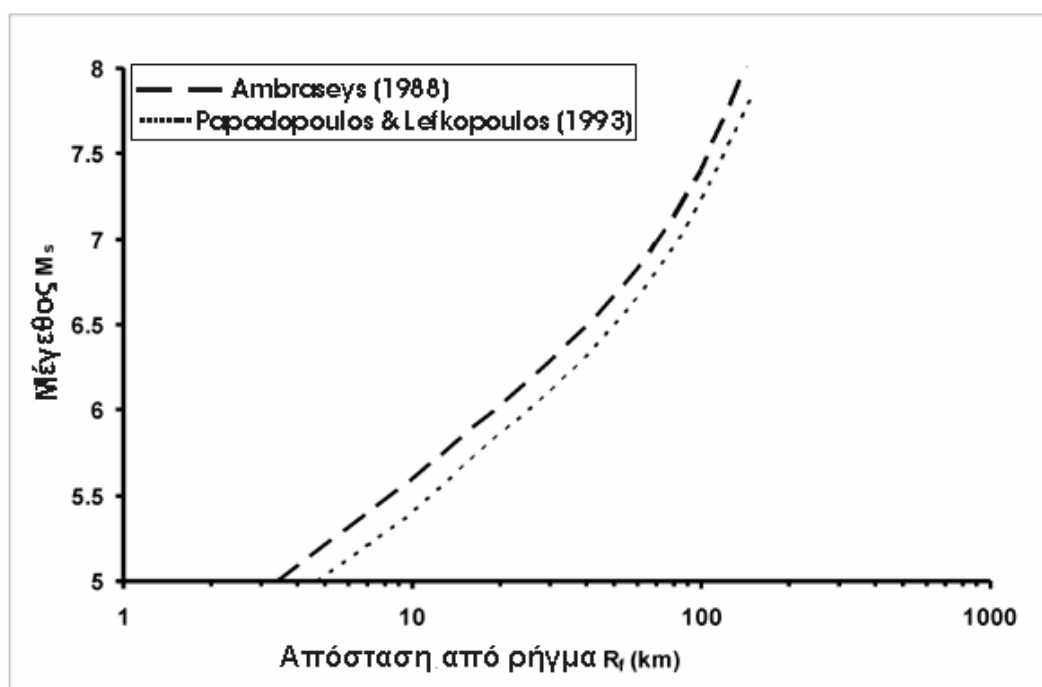
3.2.2 Συσχέτιση Μεγέθους σεισμού με την απόσταση της θέσης εμφάνισης ρευστοποίησης από το σεισμογόνο ρήγμα

Οι αποκλίσεις που παρατηρούνται στις συντεταγμένες των epicέντρων μπορεί να μην επηρεάζουν σημαντικά τον υπολογισμό των επικεντρικών αποστάσεων των θέσεων εμφάνισης φαινομένων ρευστοποίησης σε μεγάλους σεισμούς, όμως για σεισμικές

δονήσεις μικρού μεγέθους, όπου οι εμφανίσεις ρευστοποίησης παρατηρούνται σε απόσταση λίγων χιλιομέτρων ή μερικών εκατοντάδων μέτρων από το επίκεντρο, υπάρχει πιθανότητα σημαντικού σφάλματος κατά τον υπολογισμό τους.

Ο Youd (1977) και οι Youd και Perkins (1978), πρότειναν τον προσδιορισμό της απόστασης από το σεισμολόγο ρήγμα αντί της επικεντρικής απόστασης για την αποφυγή πιθανών σφαλμάτων κατά τη μέτρησης της τελευταίας (σχήμα 3.0). Η προτεινόμενη από τον Ambraseys (1988) εξίσωση συσχέτισης του μεγέθους σεισμού M_w με την απόσταση από το ρήγμα R_f είναι (σχήμα 3.2):

$$M_w = 0.18 + 9.2 \cdot 10^{-8} \cdot R_{fmax} + 0.9 \log (R_{fmax}) \quad R_{fmax} \text{ σε cm} \quad (11)$$



Σχήμα 3.2 Διάγραμμα απόστασης θέσης εμφάνισης ρευστοποίησης από το ρήγμα σε σχέση με το επιφανειακό Μέγεθος σεισμικής δόνησης. Στο σχήμα προβάλλονται οι γραφικές παραστάσεις των προτεινόμενων εξισώσεων υπολογισμού της μέγιστης απόστασης από το σεισμολόγο ρήγμα στην οποία παρατηρούνται φαινόμενα ρευστοποίησης

ενώ η τροποποιημένη από τους Papadopoulos και Lefkopoulos (1993) είναι:

$$M_w = -2.5 \cdot 10^{-3} + 9.25 \cdot 10^{-8} \cdot R_{fmax} + 0.9 \log (R_{fmax}) \quad R_{fmax} \text{ σε cm} \quad (12)$$

3.3 Ερωτήματα αναφορικά με την αξιοπιστία της παραπάνω μεθόδου

Η διαδικασία συλλογής των περιγραφών και ο διαφορετικός τρόπος υπολογισμού του μεγέθους ενός σεισμού από τους διάφορους επιστήμονες δημιουργούν αμφιβολίες για την ακρίβεια του συγκεκριμένου τρόπου αποτίμησης του κινδύνου ρευστοποίησης μιας τοποθεσίας.

Είναι προφανές, ότι στις περιοχές όπου το ανθρώπινο στοιχείο εμφανίζεται να έχει συνεχή παρουσία και στις οποίες υπάρχει πληθώρα γραπτών κειμένων και αναφορών για σεισμικά συμβάντα, υπάρχει η δυνατότητα αξιοποίησης των ιστορικών περιστατικών ρευστοποίησης σε μια τοποθεσία ως προς την εξαγωγή σχετικά αξιόπιστων συμπερασμάτων αναφορικά με την επιδεκτικότητα προς ρευστοποίηση της περιοχής. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, όπου η συνεχής παρουσία ανθρώπινου πολιτισμού συνετέλεσε στο να βρίσκει κανείς περιγραφές για σεισμικά δευτερογενή φαινόμενα από τον 5^ο αιώνα π.Χ.

Αντίθετα, περιοχές στις οποίες το χρονικό διάστημα το οποίο καλύπτουν παρόμοιου τύπου περιγραφές είναι μικρότερο, εμφανίζουν μικρότερη αξιοπιστία ως προς το χαρακτηρισμό τους ως επιδεκτικές ή μη προς ρευστοποίηση. Παρόλα αυτά, η έλλειψη ιστορικών ενδείξεων ρευστοποίησης δε θα πρέπει να αποτελεί απόδειξη της χαμηλής πιθανότητας εμφάνισης ρευστοποίησης σε αυτές. Χαρακτηριστική περίπτωση η οποία εντάσσεται σε αυτήν την κατηγορία αποτελούν οι Η.Π.Α.

Επίσης, τα δεδομένα τα οποία χρησιμοποιούνται στη ανάπτυξη των παραπάνω εμπειρικών σχέσεων έχουν προκύψει αποκλειστικά και μόνο από τη μακροσκοπική παρατήρηση επιφανειακών εκδηλώσεων φαινομένων ρευστοποίησης, όπως κώνοι άμμου, εδαφικές διαρρήξεις με ανάδυση λεπτόκοκκου υλικού και φαινόμενα πλευρικής μετατόπισης. Όμως, όπως θα αναφερθεί στο επόμενο κεφάλαιο, ένας εδαφικός σχηματισμός μπορεί να ρευστοποιηθεί σε ένα συγκεκριμένο βάθος χωρίς να εκδηλωθούν στην επιφάνεια κάποιο από τα παραπάνω φαινόμενα ρευστοποίησης. Έτσι, σε θέσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως μη ρευστοποιήσιμες και προβάλλονται στα δεξιά της καμπύλης στα προηγούμενα σχήματα, στην πραγματικότητα υπάρχει

πιθανότητα να έχουν ρευστοποιηθεί υποκείμενοι εδαφικοί σχηματισμοί σε αυτές

3.4 Μέθοδος εκτίμησης του κινδύνου ρευστοποίησης βασιζόμενη στην προσέγγιση των κυκλικών τάσεων (Cyclic stress approach)

Μετά τους καταστροφικούς σεισμούς του 1964 (Alaska, USA και Niigata, Ιαπωνία) υπήρξε σημαντική πρόοδος όσον αφορά τη γνώση σχετικά με τα φαινόμενα ρευστοποίησης και το μηχανισμό πρόκλησης αυτών. Η έρευνα για την κατανόηση αυτών των μηχανισμών επικεντρώθηκε στον υπολογισμό της σεισμικής φόρτισης η οποία απαιτείται για τη δημιουργία του φαινομένου. Αυτή η σεισμική φόρτιση εκφράστηκε ως κυκλικές διατμητικές τάσεις ενώ το δυναμικό ρευστοποίησης εκτιμήθηκε με βάση το πλάτος και τον αριθμό των κύκλων της σεισμικής δόνησης.

Η εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού με βάση την προσέγγιση των κυκλικών τάσεων στηρίζεται στη σύγκριση των κυκλικών διατμητικών τάσεων της σεισμικής φόρτισης με την αντίσταση στη ρευστοποίηση του εν λόγω σχηματισμού, εκφρασμένη σε κυκλικές διατμητικές τάσεις (Kramer, 1996). Σε θέσεις όπου η σεισμική φόρτιση υπερσχύει της αντίστασης, δηλαδή όταν ο λόγος των δύο μεγεθών είναι μικρότερος της μονάδας, προκαλείται ρευστοποίηση.

Τα μεγέθη της σεισμικής φόρτισης και της αντοχής ενός σχηματισμού έναντι στη ρευστοποίηση μπορούν να υπολογιστούν είτε με τη βοήθεια εργαστηριακών δοκιμών σε εδαφικά δείγματα είτε μέσω εμπειρικών σχέσεων οι οποίες έχουν προκύψει από τη συσχέτιση παρατηρούμενων εδαφικών συμπεριφορών με τις αντίστοιχες παραμέτρους επί τόπου δοκιμών (Seed et al., 2003)

Η χρήση εργαστηριακών δοκιμών περιπλέκεται λόγω των δυσκολιών οι οποίες εμφανίζονται κατά τη διατήρηση και διαμόρφωση στο εργαστήριο δοκιμών καθώς προκαλούνται αλλοιώσεις στο δείγμα κατά την εξόρυξη αλλά και κατά την επαναστερεοποίησή του. Επίσης, είναι αρκετά δύσκολη και συνάμα ακριβή η απόδοση στο εργαστήριο των συνθηκών οι οποίες επικρατούν κατά τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης (Seed et al., 2003), χωρίς αυτό να συνεπάγεται την αδυναμία εκτέλεσης των δοκιμών. Αυτά τα προβλήματα μπορούν να μειωθούν εν μέρει εφόσον κατά τη διάτρηση χρησιμοποιηθούν ειδικές τεχνικές π.χ. παγοποίησης “frozen”, οι

οποίες αυξάνουν όμως σημαντικά το κόστος.

Η χρησιμοποίηση εμπειρικών σχέσεων βασίζεται στο συνδυασμό των παρατηρήσεων εδαφικών αστοχιών με τα αποτελέσματα επί τόπου δοκιμών (Seed et al., 2003). Οι Youd και Idriss (2001) παρουσιάζουν συνοπτικά τα αποτελέσματα ημερίδας (NCEER), η οποία πραγματοποιήθηκε το 1998, με στόχο τη συγκέντρωση και παρουσίαση εκείνων των εμπειρικών σχέσεων οι οποίες αντιπροσωπεύουν την κρατούσα επιστημονική άποψη (state of the art) για το συγκεκριμένο θέμα. Σύμφωνα λοιπόν με τον Youd και Idriss (2001), υπάρχουν τέσσερις μεθοδολογίες για αντίστοιχες επί τόπου δοκιμές, οι οποίες πλέον παρουσιάζουν αξιόπιστα αποτελέσματα αναφορικά με την εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης ενός εδάφους: μέθοδος SPT, CPT, Vs, BPT. Στη συνέχεια ιδιαίτερη έμφαση θα δοθεί στη μέθοδο με βάση τη δοκιμή SPT, η οποία αποτελεί και την παλιότερη και ευρύτερα χρησιμοποιούμενη μέθοδο.

Εκτίμηση δυναμικού ρευστοποίησης με βάση επιτόπου δοκιμές

Οι Seed και Idriss (1971) χρησιμοποίησαν τα αποτελέσματα επί τόπου δοκιμών SPT σε θέσεις εμφάνισης ρευστοποίησης με στόχο τη δημιουργία εμπειρικής σχέσης εκτίμησης του δυναμικού ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού σε βάθος z κάτω από την επιφάνεια, η οποία θα βασίζεται στη σύγκριση της σεισμικής φόρτισης με τις τιμές των παραμέτρων της δοκιμής SPT. Αυτή η μέθοδος είναι γνωστή ως απλοποιημένη μέθοδος (simplified procedure) και παραμένει έως σήμερα σε ισχύ μετά τις απαραίτητες τροποποιήσεις που έγιναν σε αυτήν από διάφορους επιστήμονες (Seed et al., 1985, Youd και Idriss, 1997, Youd et al., 2001, Seed et al., 2003; Idriss και Boulanger, 2006). Αυτές οι αναθεωρήσεις βασίστηκαν είτε σε νέα δεδομένα τα οποία προέκυψαν κατά την εκτέλεση επί τόπου δοκιμών σε θέσεις πρόκλησης ρευστοποίησης από νέες σεισμικές δονήσεις είτε λόγω επανεκτίμησης των παλιών δεδομένων.

Για την εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης είναι απαραίτητος ο υπολογισμός του συντελεστή ασφαλείας F , ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο του λόγου της κυκλικής αντοχής CRR (cyclic residual ratio) προς το λόγο των αναπτυσσόμενων κυκλικών τάσεων CSR (cyclic stress ratio), $F = CRR / CSR$, δηλαδή ο λόγος της αντίστασης σε

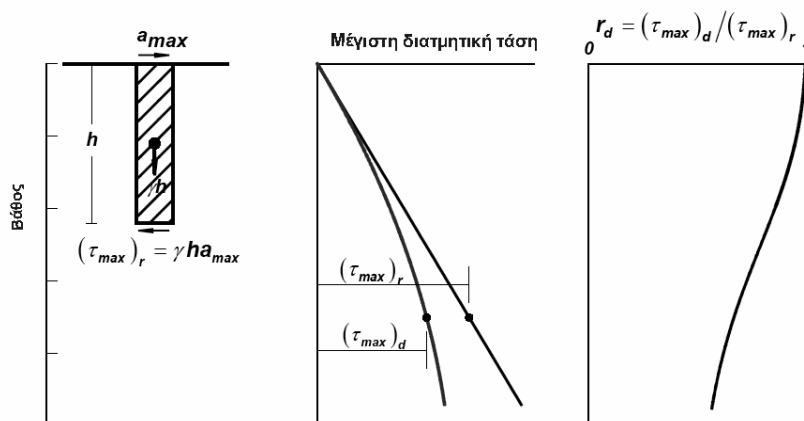
ρευστοποίηση του εδαφικού σχηματισμού (capacity) προς τον κίνδυνο της αναμενόμενη σεισμικής εδαφικής ταλάντωσης (seismic demand). Για τιμές του $F > 1$ το έδαφος χαρακτηρίζεται ως μη ρευστοποιήσιμο ενώ για $F \leq 1$ ως ρευστοποιήσιμο.

Προσδιορισμός δυναμικού σεισμικής εδαφικής ταλάντωσης (seismic demand)

Το δυναμικό της σεισμικής εδαφικής κίνησης χαρακτηρίζεται από το πλάτος και τη διάρκεια της (seismic demand). Ο προσδιορισμός του πλάτους μπορεί να επιτευχθεί είτε με λεπτομερέστερες αναλύσεις της εδαφικής κίνησης είτε με της χρήση απλοποιημένων προσεγγίσεων εκτίμησης του λόγου των αναπτυσσόμενων κυκλικών τάσεων (CSR).

Σύμφωνα με τους Seed και Idriss (1971), ο λόγος των αναπτυσσόμενων κυκλικών τάσεων (CSR) σεισμικής δόνησης μεγέθους $M 7.5$, ενός εδαφικού σχηματισμού σε βάθος z , μπορεί να προσδιοριστεί με τη βοήθεια της παρακάτω εξίσωσης, για επίπεδες ή με μικρή κλίση περιοχές:

$$CSR_{7,5} = 0.65 (a_{max}/g) (\sigma_{vo}/\sigma'_{vo}) r_d \quad (13)$$



Σχήμα 3.3 Απεικόνιση του τρόπου εκτίμησης της διατμητικής τάσης τ_{max} και του συντελεστή αναγωγής τάσης (από Idriss και Boulanger, 2006)

όπου a_{max} = η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), g = η επιτάχυνση της βαρύτητας, σ_{vo} = ολική κατακόρυφη τάση, σ'_{vo} = ενεργή τάση, r_d = συντελεστής μείωσης της

τάσης με το βάθος z . Ο συντελεστής 0,65 χρησιμοποιείται για τη μετατροπή της μέγιστης τιμής του CSR κατά τη διάρκεια της φόρτισης στην αντιπροσωπευτική τιμή του CSR για όλη τη διάρκεια της σεισμικής φόρτισης.

Συντελεστής αναγωγής τάσης r_d (stress reduction factor)

Ο παράγοντας r_d εκφράζει την ευκαμψία του εδαφικού προφίλ και ο τρόπος υπολογισμού του αρχικά προτάθηκε από τους Seed και Idriss (1971) με βάση σεισμικές εδαφικές κινήσεις και τομές γεωτρήσεων αποτελούμενες από λεπτόκοκκη άμμο στα πρώτα 15 μέτρα. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ημερίδας του NCEER-1998 (Youd et al. 2001), η τιμή του μπορεί να υπολογιστεί με βάση τους δημοσιευμένους τύπους από τους Liao και Whitman (1986):

$$r_d = 1.0 - 0.00765z \quad \text{για } z \leq 9.15\text{m} \quad (14)$$

$$r_d = 1.174 - 0.0267z \quad \text{για } 9.15\text{ m} < z < 23\text{m} \quad (15)$$

όπου z = βάθος κάτω από την επιφάνεια του εδάφους σε μέτρα. Στο σχήμα που ακολουθεί απεικονίζονται οι κύριες τιμές του r_d σε σχέση με το βάθος, όπως δημοσιεύτηκαν από τους Youd και Idriss (2001) και υπολογίζονται από τις παραπάνω εξισώσεις καθώς επίσης και οι προτεινόμενες τιμές με τις αντίστοιχες διακυμάνσεις τους, έτσι όπως αναπτύχθηκαν από τους Seed και Idriss (1971).



Σχήμα 3.4 Μεταβολή του r_d σε σχέση με το βάθος (από Youd και Idriss, 2001)

Για τον άμεσο υπολογισμό του r_d οι Youd και Idriss (2001) προτείνουν την παρακάτω εξίσωση :

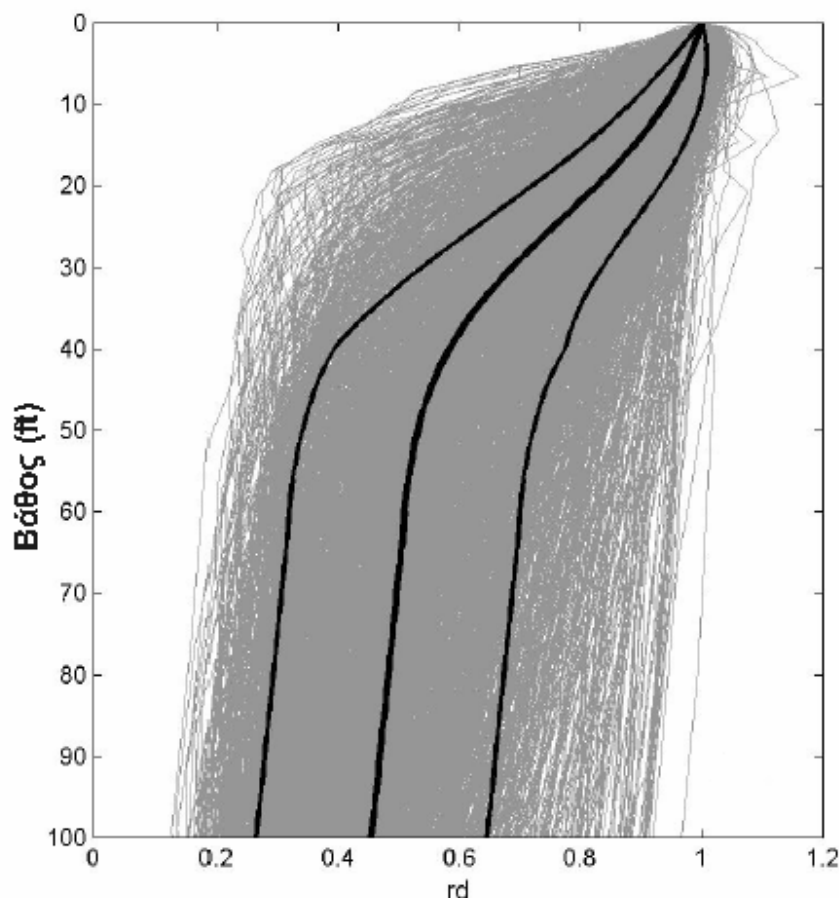
$$r_d = (1.00 - 0.4113z^{0.5} + 0.04052z + 0.001753z^{1.5}) / (1.00 - 0.4177z^{0.5} + 0.05792z - 0.006205z^{1.5} + 0.00121z^2) \quad (16)$$

Οι Seed et al. (2003) προτείνουν μια νέα σχέση υπολογισμού του r_d , η οποία εξαρτάται από το βάθος (d) στο οποίο βρίσκεται ο εδαφικός σχηματισμός, το μέγεθος του σεισμού (M_w), την ένταση της δόνησης εκφρασμένη ως μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (a_{max}) και τη δυστημσία του εδάφους (μέση τιμή της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων στα πρώτα 12 μέτρα, $V_{s,40ft}$). Αυτή η σχέση διακρίνεται για βάθη $d < 65ft$ ($\approx 22m$) και για βάθη μεγαλύτερα από 65 πόδια ενώ στο σχήμα 3.5 εμφανίζονται οι αντιπροσωπευτικές καμπύλες της κύριας τιμής και της ± 1 τυπικής απόκλισης του r_d σε συνάρτηση με το βάθος.

$$r_d = \{1 + [-23,013 - 2,949 a_{max} + 0,999 M_w + 0.016 V_{s,40ft}] / [16.258 + 0.201 e^{0.104(-d+0.0785 V_{s,40ft}+24.888)}]\} / \{1 + [-23,013 - 2,949 a_{max} + 0,999 M_w + 0.016 V_{s,40ft}] / [16.258 + 0.201 e^{0.104(+0.0785 V_{s,40ft}+24.888)}]\} \pm \sigma_{\varepsilon rd} \quad \text{για } d < 65ft \quad (17)$$

$$r_d = \{1 + [-23,013 - 2,949 a_{max} + 0,999 M_w + 0.016 V_{s,40ft}] / [16.258 + 0.201 e^{0.104(-65+0.0785 V_{s,40ft}+24.888)}]\} / \{1 + [-23,013 - 2,949 a_{max} + 0,999 M_w + 0.016 V_{s,40ft}] / [16.258 + 0.201 e^{0.104(+0.0785 V_{s,40ft}+24.888)}]\} \pm \sigma_{\varepsilon rd} \quad \text{για } d \geq 65ft \quad (18)$$

$$\text{όπου } \sigma_{\varepsilon rd} = d^{0.850} * 0.0072 \text{ για } d < 40ft \approx 13m \text{ και } \sigma_{\varepsilon rd} = 40^{0.850} * 0.0072 \text{ για } d \geq 40ft \quad (19)$$



Σχήμα 3.5 Απεικόνιση της μεταβολής της τιμής του r_d σε σχέση με το βάθος όπως αυτή υπολογίστηκε από 2,153 αναλύσεις εδαφικής απόκρισης από τους Cetin και Seed (2000)

Οι Idriss και Boulanger (2006) αναφέρουν ότι για τις περισσότερες περιπτώσεις ο παράγοντας r_d μπορεί να εκφραστεί σε συνάρτηση με το βάθος z και του μεγέθους M της σεισμικής δόνησης και προτείνουν την παρακάτω σχέση για τον υπολογισμό του:

$$\ln(r_d) = a(z) + B(z)M$$

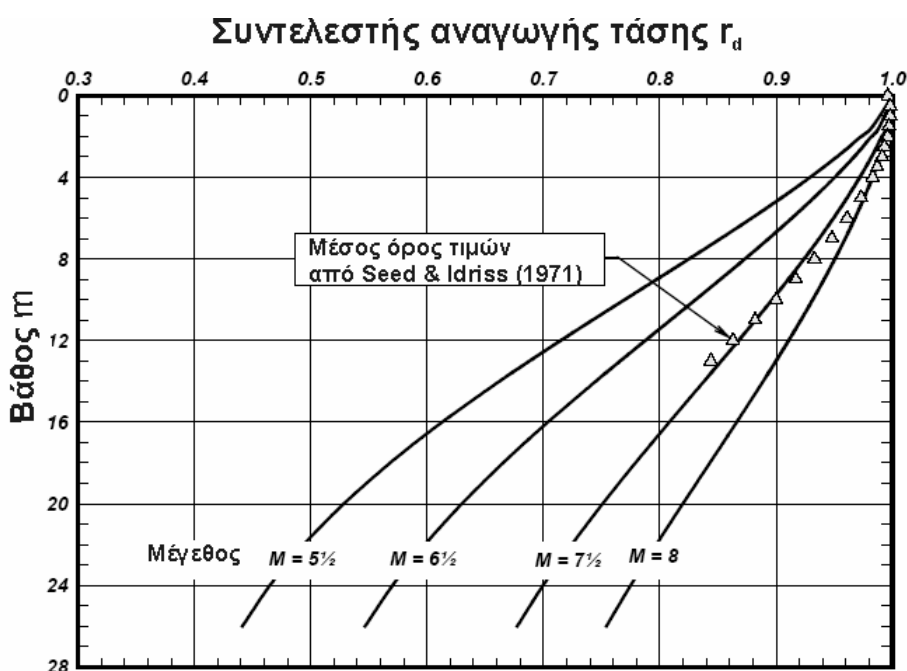
$$\text{Όπου } a(z) = -1.012 - 1.126 \sin[(z/11.73) + 5.133] \text{ και} \quad (20)$$

$$B(z) = 0.106 + 0.118 \sin[(z/11.28) + 5.142] \quad (21)$$

το z είναι το βάθος σε μέτρα και M το μέγεθος της σεισμικής ροπής. Η παραπάνω εξίσωση θεωρείται κατάλληλη για βάθη z έως 34 μέτρα. Για μεγαλύτερα βάθη ($z > 34\text{m}$) προτείνεται η παρακάτω σχέση:

$$r_d = 0,12 \exp(0,22M) \quad (22)$$

Σύμφωνα με τους Idriss και Boulanger (2006), για βάθος μεγαλύτερο των 20 μέτρων αυξάνει η αβεβαιότητα για τις υπολογισμένες, με τις παραπάνω εξισώσεις, τιμές του r_d . Έτσι λοιπόν, προτείνεται η χρησιμοποίηση της υπολογισμένης τιμής του παράγοντα r_d από αναλύσεις εδαφικής απόκρισης. Βέβαια, η πρόκληση ρευστοποίησης σε εδαφικούς σχηματισμούς σε τόσο μεγάλα βάθη αποτελεί εξαίρεση



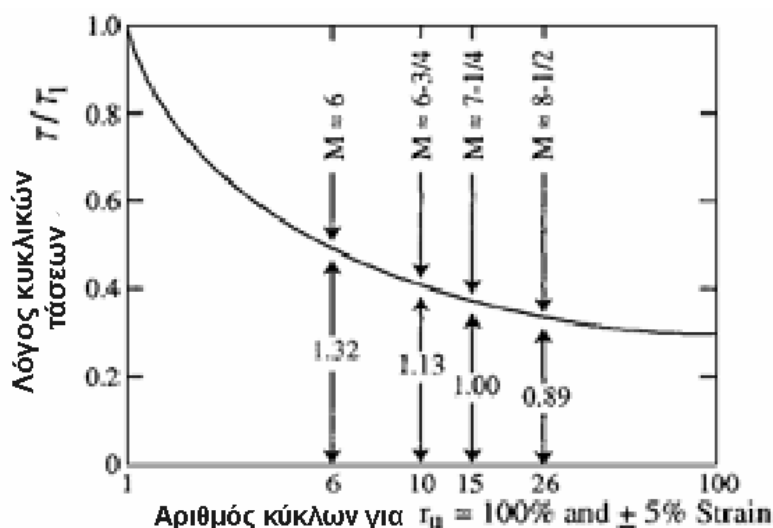
Σχήμα 3.6 Μεταβολή τιμών του r_d σε σχέση με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης και το βάθος z εδαφικού σχηματισμού (από Idriss και Boulanger, 2006)

σύμφωνα με τα έως τώρα παγκόσμια δεδομένα. Στο παραπάνω σχήμα (3.6) απεικονίζονται οι καμπύλες μεταβολής της τιμής του r_d με το βάθος για σεισμικές δονήσεις μεγέθους $M = 5^{1/2}$, $6^{1/2}$, $7^{1/2}$ και 8. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται επίσης, η προτεινόμενη από τους Seed και Idriss (1971) κύρια καμπύλη του παράγοντα r_d .

Συντελεστής αναγωγής μεγέθους *MSF* (magnitude scaling factor)

Η διάρκεια της σεισμικής δόνησης συσχετίζεται με το μέγεθος M με τη βοήθεια του συντελεστή *MSF* (magnitude scaling factor). Εξαιτίας του μικρού αριθμού δεδομένων, οι Seed και Idriss (1982) δεν κατάφεραν να κατασκευάσουν καμπύλες

ορίων μεταξύ ρευστοποιημένων και μη ρευστοποιημένων περιοχών για σεισμικές δονήσεις μεγέθους διαφόρου του 7.5. Συνεπώς, ανέπτυξαν αντιπροσωπευτικές, για διαφορετικά μεγέθη M σεισμών, τιμές του MSF με τη βοήθεια των μέσων όρων κυκλικών φορτίσεων προκαλούμενων από σεισμούς και εργαστηριακές δοκιμές. Στο επόμενο σχήμα εμφανίζεται η αντιπροσωπευτική καμπύλη του αριθμού των κυκλικών φορτίσεων που απαιτούνται για την πρόκληση ρευστοποίησης για συγκεκριμένο CSR (Seed και Idriss, 1982) μαζί με το μέσο όρο των κυκλικών φορτίσεων για διάφορες σεισμικές δονήσεις. Οι πρώτες τιμές του MSF προέκυψαν από αυτό το σχήμα, από τη διαίρεση των τιμών CSR της αντιπροσωπευτικής καμπύλης για τον αριθμό των κυκλικών φορτίσεων σεισμικής δόνησης συγκεκριμένου μεγέθους με την τιμή του



Σχήμα 3.7 Μεταβολή του CRR σε σχέση με τον αριθμό των απαιτούμενων για την πρόκληση ρευστοποίησης κυκλικών φορτίσεων (από Youd και Idriss, 2001)

CSR για 15 κυκλικές φορτίσεις (οι οποίες αντιστοιχούν σε σεισμό μεγέθους 7.5). Έτσι, κατά την εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης θα πρέπει η τιμή του CSR του μεγέθους M της αναμενόμενης σεισμικής δόνησης να ανάγεται με τη βοήθεια του MSF στην τιμή $CSR_{7.5}$.

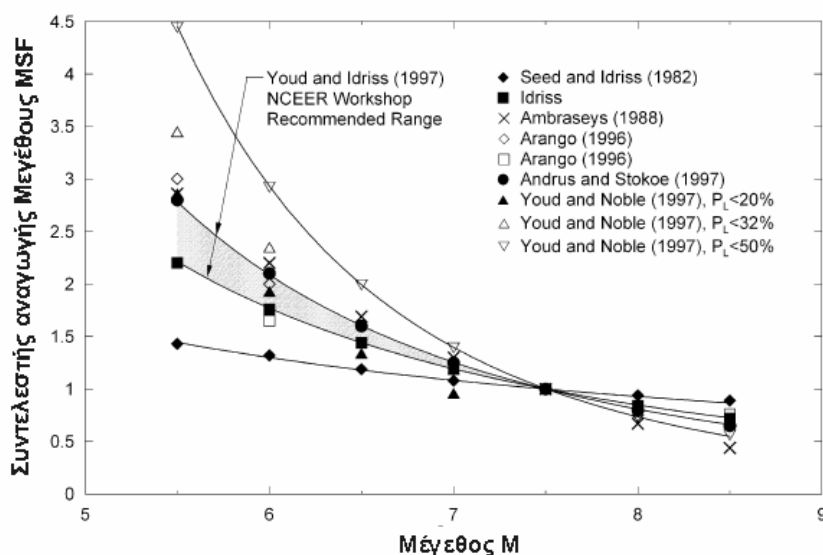
Αρκετοί ερευνητές (Seed και Idriss, 1982; Ambraseys, 1988; Arango, 1996; Andrus και Stokoe, 1997; Youd και Noble, 1997) πρότειναν σχέσεις υπολογισμού του συντελεστή MSF, των οποίων οι γραφικές παραστάσεις απεικονίζονται στο σχήμα. Οι προτεινόμενες από την επιτροπή NCEER-1998 για χρήση σχέσεις, μεταξύ αυτών

των οποίων οι γραφικές παραστάσεις προβάλλονται στο σχήμα, είναι οι προτεινόμενες από τον Idriss (1995) και τους Andrus και Stokoe (1997):

$$MSF = 10^{2.24} / M^{2.56} = (M_W / 7.5)^{-2.56}, \text{ Idriss (1995)} \quad (23)$$

$$MSF = (M / 7.5)^{-3.3}, \text{ Andrus και Stokoe (1997)} \quad (24)$$

Αναλυτικότερα, οι αρχικά προτεινόμενες τιμές του MSF θεωρούνται συντηρητικές ενώ για σεισμικές δονήσεις μεγέθους M μικρότερου του 7,5 θα πρέπει να λαμβάνεται ως κατώτερο όριο της επιτρεπόμενης διακύμανσης του MSF, γραμμοσκιασμένη περιοχή του σχήματος, η γραφική παράσταση της προτεινόμενης από τον Idriss (1995) εξίσωσης. Η ανώτερη τιμή για $M > 7,5$ μπορεί να υπολογιστεί με βάση τις προτεινόμενες από τους Andrus και Stokoe (1997), Ambraseys (1988), και Arango (1996) εξισώσεις. Για σεισμικές δονήσεις μεγέθους M μεγαλύτερου του 8, προτάθηκε από την επιτροπή NCEER-1998 η χρησιμοποίηση της εξίσωσης του Idriss (1995) καθώς τα ελάχιστα δεδομένα δεν επέτρεπαν τη δημιουργία μιας πιο αξιόπιστης εμπειρικής σχέσης (Youd και Idriss, 2001).



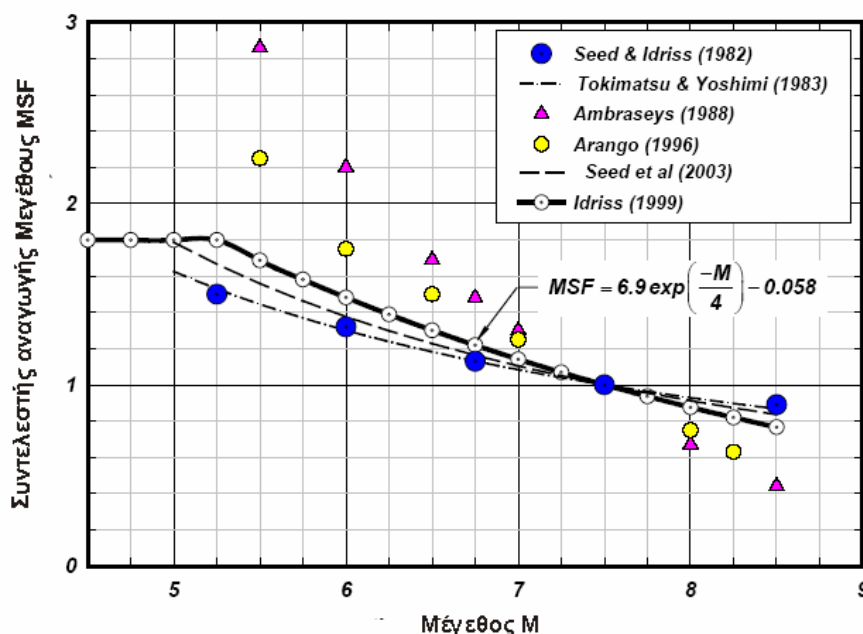
Σχήμα 3.8 Προτεινόμενες γραφικές παραστάσεις μεταβολής της τιμής του MSF σε σχέση με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης (από Youd και Idriss, 2001)

Στη συνέχεια, οι Idriss και Boulanger (2006) αναδημοσιεύουν τις προτεινόμενες από τον Idriss (1999) τιμές του συντελεστή MSF, οι οποίες προκύπτουν με τη βοήθεια της

εξίσωσης:

$$MSF = 6.9 \exp(-M/4) - 0.058 \quad \text{για } MSF \leq 1,8 \quad (25)$$

Στο σχήμα που ακολουθεί προβάλλονται οι γραφικές παραστάσεις των εξισώσεων υπολογισμού του συντελεστή MSF (Idriss, 1999) μαζί με τις νέες, προτεινόμενες από τον Idriss (1999), τιμές. Όπως είναι εμφανές, αυτές οι τιμές του MSF (Idriss, 1999) είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες προτεινόμενες από τους Seed και Idriss (1982) και τους Seed et al. (2003) ενώ είναι μικρότερες για σεισμικές δονήσεις μέγεθος $M < 7$ από τις αντίστοιχες δημοσιευμένες από τους Ambraseys (1988) και Arango (1996)



Σχήμα 3.9 Προτεινόμενες γραφικές παραστάσεις μεταβολής της τιμής του MSF σε σχέση με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης (από Idriss και Boulanger, 2006)

Στο συνοπτικό πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζονται οι τιμές του MSF σε σχέση με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης έτσι όπως έχουν προταθεί από τις μέχρι τώρα δημοσιευμένες επιστημονικές εργασίες.

Πίνακας 3.1. Πίνακας τιμών του MSF σε σχέση με το μέγεθος της σεισμικής δόνησης

Μέγεθος	Seed και Idriss	Ambraseys	Idriss	Andrus και Stokoe	Idriss
5.5	1.43	2.86	2.20	2.8	1.69
6	1.32	2.2	1.76	2.1	
6.5	1.19	1.69	1.44	1.6	1.3
7	1.08	1.3	1.19	1.25	
7.5	1	1	1	1	1
8	0.94	0.67	0.84	0.8	
8.5	0.89	0.44	0.72	0.65	0.77

Συνεπώς, εφόσον υπολογιστεί ο συντελεστής MSF, τότε είναι δυνατή η τελική εκτίμηση του δυναμικού της σεισμικής εδαφικής κίνησης (seismic demand), για σεισμική δόνηση μεγέθους M 7.5, με τη βοήθεια του παρακάτω τύπου:

$$CSR_{7.5} = 0.65 (a_{\max}/g) (\sigma_{vo}/\sigma'_{vo}) r_d (1 / MSF) \quad (26)$$

Προσδιορισμός της αντίστασης σε ρευστοποίηση του εδαφικού σχηματισμού (capacity)

Έχοντας υπολογίσει την ένταση της σεισμικής εδαφικής φόρτισης για σεισμική δόνηση μεγέθους M 7.5 ως λόγο των αναπτυσσόμενων κυκλικών τάσεων, $CSR_{7.5}$, απομένει ο υπολογισμός της αντίστασης σε ρευστοποίηση των εδαφικών σχηματισμών CRR στη συγκεκριμένη θέση για να είναι εφικτός ο χαρακτηρισμός ενός εδαφικού σχηματισμού ως ρευστοποιήσιμου ή μη ρευστοποιήσιμου με τη βοήθεια του συντελεστή ασφάλειας $F=CRR/CSR$. Στη συνέχεια αναλύεται αυτή η διαδικασία προσδιορισμού του CRR για την δοκιμή SPT.

Δοκιμή Πρότυπης Διείσδυσης (Standard Penetration Test – SPT)

Η δοκιμή πρότυπης διείσδυσης SPT είναι η περισσότερο χρησιμοποιούμενη επί τόπου δοκιμή για τον προσδιορισμό της αντοχής σε ρευστοποίηση ενός εδάφους. Κατά την εκτέλεση της δοκιμής καταγράφεται ο αριθμός των κρούσεων που

απαιτούνται για την ανά 15 cm διείσδυση του δειγματολήπτη στο έδαφος, μέχρι αυτός να εισχωρήσει συνολικά 45 εκατοστά. Ως αριθμός N, ονομάζεται ο αριθμός των κρούσεων που απαιτήθηκαν για τη διείσδυση του κώνου στα τελευταία 30 cm στο έδαφος και εκφράζει την αντίσταση του εδάφους στη διείσδυση του δειγματολήπτη (Κούκης και Σαμπατάκης, 2002). Ο αριθμός των κρούσεων που χρειάστηκαν για τη διείσδυση των πρώτων 15 εκατοστών δε λαμβάνεται υπόψη διότι το έδαφος σε αυτήν τη θέση μπορεί να έχει διαταραχθεί κατά την εκτέλεση της δοκιμής. Το πλεονέκτημα της δοκιμής SPT είναι ότι ταυτόχρονα με τη διείσδυση πραγματοποιείται δειγματοληψία από το συγκεκριμένο σημείο, με αποτέλεσμα να είναι δυνατός ο προσδιορισμός των φυσικο-μηχανικών ιδιοτήτων του σχηματισμού. Η δοκιμή θα πρέπει να εκτελείται όπως ορίζεται από τις προδιαγραφές ASTM – 1586 και από τις αντίστοιχες ελληνικές E106/86 ΥΠΕΧΩΔΕ.

Η αντίσταση σε ρευστοποίηση ενός εδάφους με ποσοστό λεπτόκοκκων $FC < 5\%$, CRR, για σεισμική δόνηση μεγέθους M 7.5, δίνεται σε σχέση με τον αριθμό N με τη βοήθεια της εξίσωσης (Youd, 1998):

$$CRR_{7.5} = (a + cx + ex^2 + gx^3) / (1 + bx + dx^2 + fx^3 + hx^4) \quad (27)$$

Όπου $a=0.048$, $b=-0.1248$, $c=-0.004721$, $d=0.009578$, $e=0.0006136$, $f=-0.0003285$, $g=-1.674E-05$, $h=3.714E-06$ και $x = (N_1)_{60cs}$, η διορθωμένη τιμή του N.

Η παραπάνω σχέση ισχύει για τιμές του συντελεστή διόρθωσης, $(N_1)_{60cs}$, μικρότερες του 30, αφού για μεγαλύτερες τιμές του N το έδαφος είναι πολύ σκληρό για να ρευστοποιηθεί και χαρακτηρίζεται ως μη ρευστοποιήσιμο. Κατά την ημερίδα του NCEER το 1998, τα αποτελέσματα της οποίας δημοσιεύτηκαν από τους Youd και Idriss (2001), προτάθηκε μια διαφορετική σχέση για τον υπολογισμό του CRR:

$$CRR_{7.5} = 1 / (34 - (N_1)_{60cs}) + (N_1)_{60cs} / 135 + 50 / [10 (N_1)_{60cs} + 45]^2 - 1/200 \quad (28)$$

Η τιμή του CRR_{7.5} μπορεί να υπολογιστεί σύμφωνα με του Boulanger και Idriss (2004) με τη βοήθεια του τύπου:

$$CRR_{7.5} = \exp[(N_1)_{60cs} / 14.1] + [(N_1)_{60cs} / 126]^2 - [(N_1)_{60cs} / 23.6]^3 + [(N_1)_{60cs} / 25.4]^4 - 2.8 \quad (29)$$

Υπολογισμός $(N_1)_{60cs}$

Για να γίνει αναγωγή του αριθμού κρούσεων N στο διορθωμένο αριθμό $(N_1)_{60cs}$ θα πρέπει να πραγματοποιηθούν αρκετές διορθώσεις οι οποίες έχουν σα στόχο την κανονικοποίηση του N , καθώς λόγω της ποικιλίας στον χρησιμοποιούμενο εξοπλισμό για την εκτέλεση της δοκιμής SPT, δεν συνίσταται η απευθείας χρησιμοποίηση του N στις παραπάνω εξισώσεις υπολογισμού του $CRR_{7.5}$. Αυτή η αναγωγή πραγματοποιείται με τη βοήθεια διορθωτικών συντελεστών οι οποίοι πιστοποιούν την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Ο συντελεστής $(N_1)_{60cs}$ υπολογίζεται με βάση τους παρακάτω τύπους:

$$(N_1)_{60} = N C_N C_E C_B C_R C_S \quad (30)$$

$$\text{και } (N_1)_{60cs} = \alpha + \beta (N_1)_{60} \quad (31)$$

όπου N = ο αριθμός κρούσεων κατά την εκτέλεση της δοκιμής, C_N = διορθωτικός συντελεστής για να ληφθεί υπόψη η επιρροή της πίεσης σ'_{vo} του υπερκείμενου εδάφους (Liao και Whitman, 1986), C_E = συντελεστής του λόγου ενέργειας (ER), C_B = συντελεστής αναφερόμενος στη διάμετρο της γεώτρησης, C_R = διορθωτικός συντελεστής του μήκους των στελεχών κάτω από τον άκμονα, C_S = διόρθωση για δείγματα με ή χωρίς φραγμούς.

Ο διορθωτικός συντελεστής C_N χρησιμοποιείται για την κανονικοποίηση τις τιμές του N για ενεργή τάση υπερκείμενων εδαφών σ'_{vo} ίση με 100 KPa (1 atm). Αυτή η αναγωγή είναι απαραίτητη καθώς η τιμή του N κατά τη δοκιμή SPT αυξάνει καθώς αυξάνει και η ενεργός πίεση των υπερκείμενων στρωμάτων. Η προτεινόμενη από την επιτροπή NCEER εξίσωση υπολογισμού του C_N είναι αυτή η οποία δημοσιεύτηκε από τους Liao και Whitman (1986):

$$C_N = (Pa / \sigma'_{vo})^{0.5} \quad (32)$$

ενώ στα ίδια αποτελέσματα καταλήγει και η δημοσιευμένη από τους Kayen et al. (1992) εξίσωση:

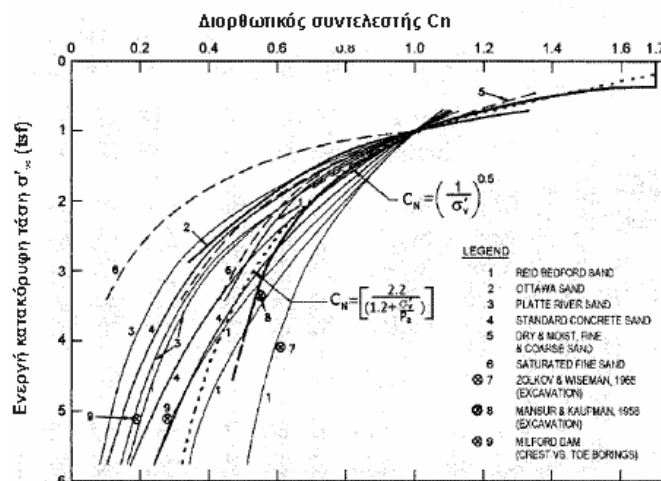
$$C_N = 2,2 / (1,2 + \sigma'_{vo} / Pa) \quad (33)$$

Ως ανώτερη τιμή του C_N αρχικά ορίστηκε το 2, όμως αργότερα έγινε

αποδεκτή η τιμή 1.7. Το 2004, οι Boulanger και Idriss δημοσίευσαν έναν νέο τύπο υπολογισμού του C_N :

$$C_N = (Pa / \sigma'_{vo})^\alpha \leq 1,7 \tag{34}$$

Όπου $\alpha = 0,784 - 0,0768 [(N_1)_{60}]^{1/2}$ για $(N_1)_{60} \leq 46$



Σχήμα 3.10 Διάγραμμα προτεινόμενων γραφικών παραστάσεων υπολογισμού του C_N (από Youd και Idriss, 2001)

Ακόμη ένας σημαντικός παράγοντας, ο οποίος πρέπει να ληφθεί υπόψη, είναι η ενέργεια η οποία μεταφέρεται κατά την πτώση της σφύρας στο δειγματολήπτη της δοκιμής SPT. Ο λόγος ενέργειας ER, ορίζεται ως ο λόγος της ενέργειας που αποδίδεται στο στέλεχος κάτω από τον άκμονα, προς την ενέργεια που προκύπτει από μια θεωρητικά ελεύθερη πτώση του πρότυπου βάρους, στον άκμονα (Κούκης και Σαμπατάκης, 2002). Η τιμή του αποδεχόμενου λόγου ενέργειας (ER) είναι 60% και εξαρτάται από τον τύπο της σφύρας και από τη μέθοδο απελευθέρωσής της. Οι διορθωτικοί συντελεστές $C_E = ER/60\%$ για τη μετατροπή των αποτελεσμάτων της δοκιμής SPT για λόγο ενέργειας 60% εμφανίζονται στον πίνακα 2. Πλέον συνηθίζεται να πραγματοποιείται ο υπολογισμός του λόγου ενέργειας για κάθε τιμή του N κατά την εκτέλεση της δοκιμής SPT και όχι εκ των υστέρων με τη βοήθεια του πίνακα. Στην περίπτωση κατά την οποία αυτό δεν είναι εφικτό, τότε θα πρέπει να πραγματοποιείται η δοκιμή σύμφωνα με τις προδιαγραφές ASTM – 1586 για να

λαμβάνονται αξιόπιστα αποτελέσματα.

Ο διορθωτικός συντελεστής C_R , αντιστοιχεί στη διόρθωση του μήκους των στελεχών κάτω από τον άκμονα. Αρχικά ο Skempton (1986) και στη συνέχεια οι Robertson και Wride (1998) πρότειναν τιμές του C_R για βάθη μεγαλύτερα των 10 μέτρων. Για βάθη μικρότερα των 3 μέτρων θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη οι δημοσιευμένες τιμές από τον Seed et al. (1985), $C_R = 0.75$. Στον πίνακα εμφανίζονται οι προτεινόμενες, από την επιτροπή NCEER-1998, τιμές για το συντελεστή C_R καθώς επίσης και για τους διορθωτικούς συντελεστές C_B και C_S .

Πίνακας 3.2. Τιμές διορθωτικών συντελεστών για την δοκιμή SPT

Παράγοντας	Εξοπλισμός	Συντελεστής	Διορθωτικές τιμές
Πίεση υπερκείμενων		C_N	$C_N = (Pa / \sigma'_{vo})^{0.5}$
Πίεση υπερκείμενων		C_N	$C_N \leq 1.7$
Λόγος ενέργειας	Donut hammer	C_E	0.5 – 1.0
Λόγος ενέργειας	Safety hammer	C_E	0.7 – 1.2
Λόγος ενέργειας	Automatic – Trip	C_E	0.8 – 1.4
Διάμετρος	65-115 mm	C_B	1.0
Διάμετρος	150 mm	C_B	1.05
Διάμετρος	200 mm	C_B	1.15
Μήκος στελεχών	<3 m	C_R	0.75
Μήκος στελεχών	3-4 m	C_R	0.8
Μήκος στελεχών	4-6 m	C_R	0.85
Μήκος στελεχών	6-10 m	C_R	0.95
Μήκος στελεχών	10-30 m	C_R	1
Μέθοδος		C_S	1.0
Μέθοδος		C_S	1.1-1.3

Η τελευταία διόρθωση η οποία πραγματοποιείται στην τιμή N της δοκιμής SPT, αναφέρεται στο ποσοστό των λεπτόκοκκων υλικών στον εδαφικό σχηματισμό. Πρέπει να τονιστεί ότι αυτή η διόρθωση επιβάλλεται μόνο στην περίπτωση κατά την οποία θέλουμε να προσδιορίσουμε τη συμπεριφορά του σχηματισμού με τη βοήθεια του διαγράμματος CSR - $(N_1)_{60cs}$ και σε σχέση με την καμπύλη καθαρής άμμου “clean sand base curve”. Οι Seed et al. (1985), αφού συμπέραναν ότι η αύξηση του ποσοστού των λεπτόκοκκων προκαλεί αύξηση του CRR, προχώρησαν στην κατασκευή καμπυλών ποσοστά λεπτόκοκκων 5%, 15% και 35%. Αυτές οι καμπύλες καθώς επίσης και η διαδικασία προβολής των εδαφικών σχηματισμών αναλύονται στην επόμενη ενότητα. Οι Youd και Idriss (2001) δημοσίευσαν τις προτεινόμενες από την επιτροπή NCEER-1998 εξισώσεις υπολογισμού του $(N_1)_{60cs}$ με τις οποίες μπορεί να γίνει αναγωγή της τιμής του CRR εδαφικών σχηματισμών με διάφορα ποσοστά λεπτόκοκκων στην τιμή του CRR για εδάφη με ποσοστό λεπτόκοκκων μικρότερο του 5%. Αυτοί οι τύποι, οι οποίοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν και σε υπολογιστικά προγράμματα (EXCEL) είναι:

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

όπου $\alpha=0$ για $FC \leq 5\%$,

$$\alpha = \exp [1.76 - (190 / FC^2)] \quad \text{για } 5\% < FC < 35\%$$

$$\alpha = 5 \quad \text{για } FC \geq 35\%$$

$$\beta = 1.0 \quad \text{για } FC \leq 5\%$$

$$\beta = [0.99 + FC 1.5 / 1000] \quad \text{για } 5\% < FC < 35\%$$

$$\beta = 1.2 \quad \text{για } FC \geq 35\%$$

Οι Seed et al. (2003) προτείνουν τον παρακάτω τύπο για τον υπολογισμό του $(N_1)_{60cs}$:

$$(N_1)_{60cs} = (N_1)_{60} * C \tag{35}$$

όπου ο συντελεστής C είναι ίσος με 1 για $FC \leq 5\%$ ενώ λαμβάνει τη μέγιστη τιμή του για $FC > 35\%$. Η εξίσωση βάση της οποίας υπολογίζεται ο συντελεστής είναι:

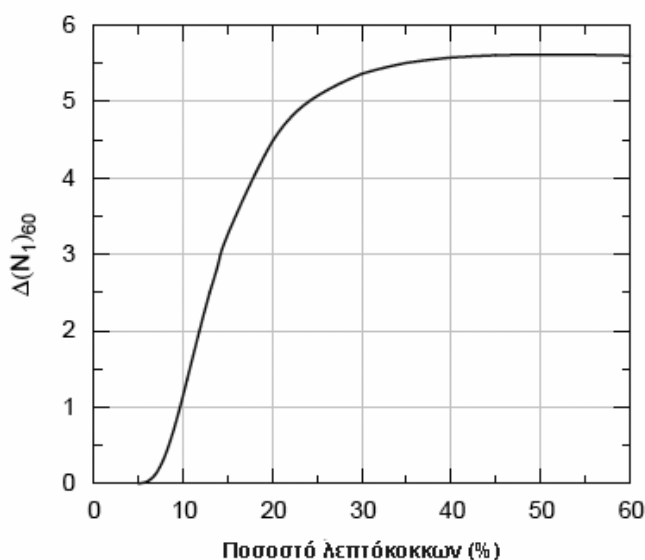
$$C = (1+0.004 FC) + 0.05 [FC / (N_1)_{60}] \quad (36)$$

Όπου $FC =$ είναι το ποσοστό των λεπτόκοκκων εκφρασμένο ως καθαρός αριθμός (πχ. 15% λεπτόκοκκα εκφράζεται ως 15 και $(N_1)_{60}$ είναι ο αριθμός των κρούσεων σε μονάδες blows/ft.

Οι Boulanger και Idriss (2004) δημοσίευσαν τον ακόλουθο τύπο βάση του οποίου προτείνουν να γίνεται η διόρθωση στην τιμή $(N_1)_{60}$ για λεπτόκοκκα εδάφη:

$$(N_1)_{60cs} = (N_1)_{60} + \Delta (N_1)_{60} \quad (37)$$

όπου $\Delta (N_1)_{60} = \exp \{1.63 + [9.7/(FC+0.1)] - [15.7/FC+0.1]^2\}$ και FC είναι το ποσοστό των λεπτόκοκκων στον εδαφικό σχηματισμό. Στο σχήμα που ακολουθεί απεικονίζεται η μεταβολή του $\Delta (N_1)_{60}$ με το ποσοστό FC των λεπτόκοκκων.



Σχήμα 3.11 Διάγραμμα μεταβολής της τιμής $(N_1)_{60}$ με το ποσοστό των λεπτόκοκκων σε ένα εδαφικό σχηματισμό (από Idriss και Boulanger, 2006)

Συντελεστής διόρθωσης για την πίεση των υπερκείμενων στρωμάτων K_σ (Correction for high overburden stress)

Από την εκτέλεση εργαστηριακών δοκιμών κυκλικών φορτίσεων σε ιστροπικά στερεοποιημένα αμμώδη δείγματα διαπιστώθηκε ότι η αντίσταση σε ρευστοποίηση

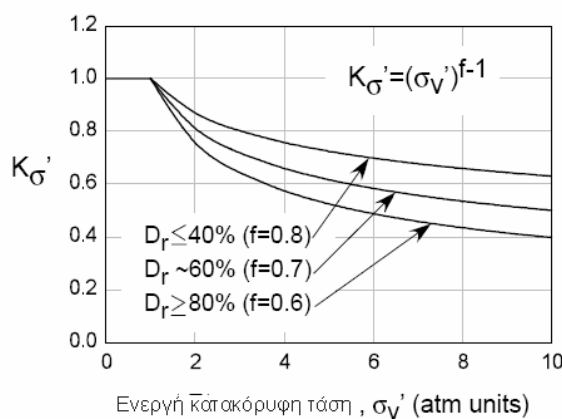
αυξάνει με την αύξηση της πλευρικής ισότροπης τάσης. Αυτή η μεταβολή θα πρέπει να υπολογίζεται κατά τον προσδιορισμό του CRR, για να είναι εφικτή η αναγωγή των τιμών του για ενεργή τάση υπερκείμενων ίση με 1 atm. Λαμβάνοντας υπόψη το λόγο του CRR για διαφορετικές τιμές της πλευρικής ισότροπης τάσης προς το CRR για πίεση ίση προς 100 kPa (1 atm), ο Seed (1983) ανέπτυξε την αρχική καμπύλη διόρθωσης του συντελεστή K_{σ} ενώ στη συνέχεια διάφοροι επιστήμονες πρότειναν τροποποιήσεις σε αυτήν για τον πιο ακριβή προσδιορισμό της τιμής του.

Η επιτροπή NCEER-1998 κατέληξε ότι ο πιο αξιόπιστος υπολογισμός του K_{σ} γίνεται με την βοήθεια της προτεινόμενης εξίσωσης των Hynes και Olsen (1999):

$$K_{\sigma} = (\sigma'_{vo} / Pa)^{(f-1)} \quad (38)$$

Όπου σ'_{vo} είναι η ενεργή τάση, Pa η ατμοσφαιρική πίεση και f ένας δείκτης ο οποίος εξαρτάται από την σχετική πυκνότητα, την ηλικία και τον λόγο υπερστερεοποίησης του εδαφικού σχηματισμού. Οι τιμές του f σύμφωνα με την επιτροπή NCEER-1998, οι οποίες δημοσιεύονται από τους Youd και Idriss (2001), είναι $f=0.6-0.7$ για σχετική πυκνότητα μεταξύ 60% και 80% και $f=0.7-0.8$ για $40\% < D_r < 60\%$.

Οι Idriss και Boulanger (2006) διατύπωσαν τις παρακάτω εξισώσεις για τον υπολογισμό του συντελεστή K_{σ} , πάντα σε σχέση με τη σχετική πυκνότητα D_r του εδαφικού σχηματισμού:



Σχήμα 3.12 Διάγραμμα προτεινόμενων τιμών του K_{σ}' (από Seed et al., 2003)

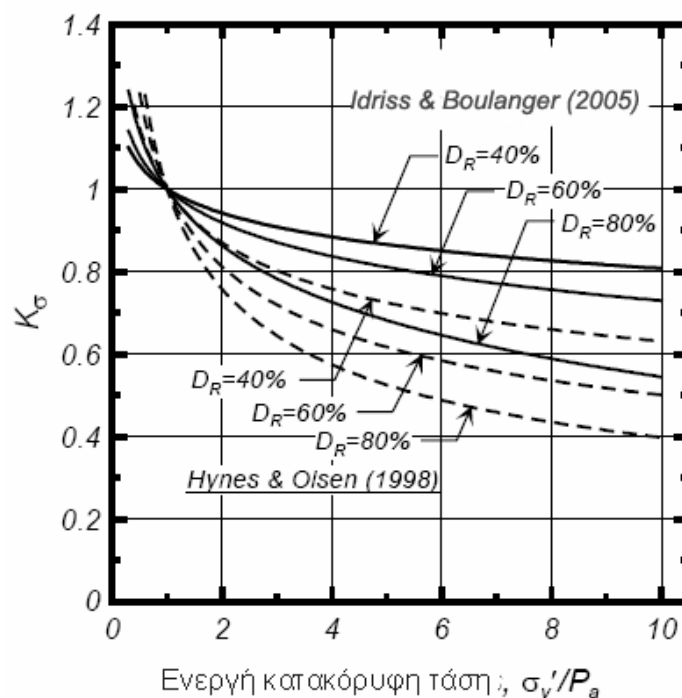
$$K_{\sigma} = 1 - C_{\sigma} \ln (\sigma'_{vo} / Pa) \leq 1 \quad (39)$$

$$C_{\sigma} = 1 / (18,9 - 17,3 D_r) \leq 0,3 \quad (40)$$

$$\text{και } D_r = [(N_1)_{60} / 46]^{1/2} \quad (41)$$

ενώ ο συντελεστής C_σ μπορεί να προσδιοριστεί επίσης από τη μαθηματική σχέση:

$$C_\sigma = 1 / (18.9 - 2.55 (N_1)_{60}^{1/2}) \text{ για τιμές } (N_1)_{60} < 37 \quad (42)$$



Σχήμα 3.13 Διάγραμμα στο οποίο απεικονίζονται οι προτεινόμενες από τους Idriss και Boulanger και Hynes και Olsen (1999) τιμές του K_σ (από Idriss και Boulanger, 2006)

Οι γραφικές παραστάσεις των παραπάνω εξισώσεων εμφανίζονται στο παραπάνω σχήμα μαζί με τις προηγούμενες προτεινόμενες των Hynes και Olsen (1999), όπως αυτές προτάθηκαν από τους Youd και Idriss (2001).

Συνεπώς, αφού υπολογιστεί η τιμή του CRR είναι εφικτός πλέον ο χαρακτηρισμός του σχηματισμού ως ρευστοποιήσιμου ή μη ρευστοποιήσιμου με βάση τον συντελεστή ασφαλείας $F = CRR/CSR_{7.5}$. Για τιμές του $F > 1$ δεν υπάρχει κίνδυνος ρευστοποίησης ενώ για $F \leq 1$ τότε το έδαφος μπορεί θεωρητικά να ρευστοποιηθεί.

Επειδή από τις εξισώσεις που προαναφέρθηκαν υπολογίζεται η τιμή του CRR για σεισμική δόνηση μεγέθους M 7.5 θα πρέπει να προσεχθεί ιδιαίτερα η χρησιμοποίηση του παράγοντα MSF. Συνήθως όταν επιθυμούμε να υπολογίσουμε το συντελεστή ασφαλείας τότε, αρχικά διαιρούμε την τιμή του CSR_M , με την τιμή του MSF που

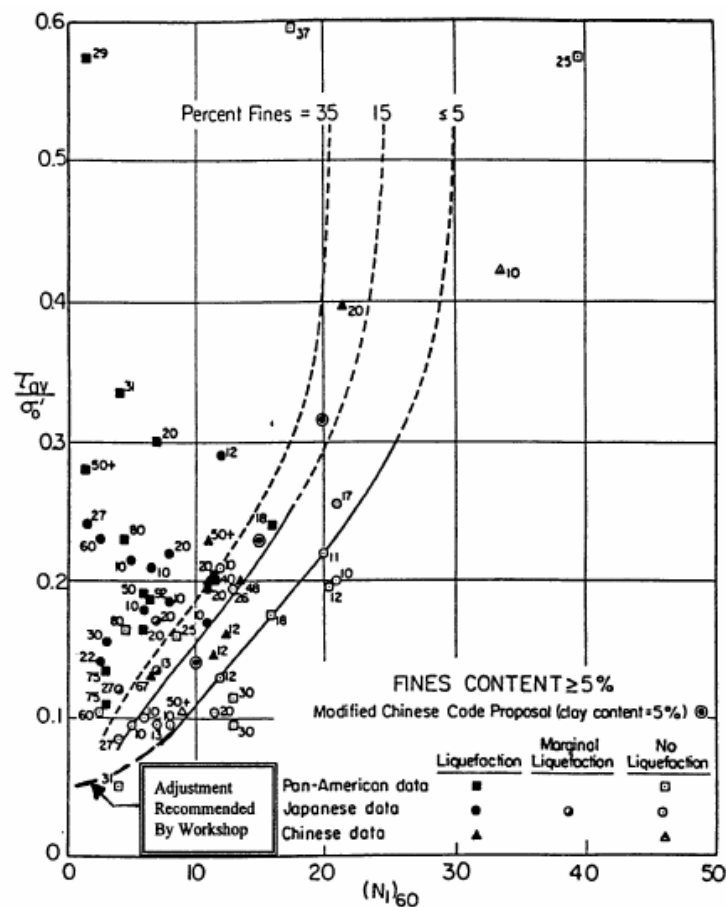
αντιστοιχεί σε σεισμό μεγέθους M , δηλαδή $(CSR)_{7.5} = (CSR)_M / MSF$. Έπειτα ο συντελεστής ασφαλείας υπολογίζεται από τη σχέση $F = (CRR)_{7.5} / (CSR)_{7.5}$. Αντίθετα, αν μας ενδιαφέρει να υπολογίσουμε το συντελεστή ασφαλείας F για συγκεκριμένη σεισμική δόνηση μεγέθους M , τότε πολλαπλασιάζουμε τον υπολογισμένο $CRR_{7.5}$ με το συντελεστή MSF , $(CRR)_M = (CRR)_{7.5} MSF$ και στη συνέχεια διαιρούμε τον $(CRR)_M$ με την υπολογισμένη τιμή του $(CSR)_M$, $F = (CRR)_M / (CSR)_M$

3.5 Αιτιοκρατικές και πιθανολογικές μέθοδοι εκτίμησης δυναμικού ρευστοποίησης

Η γραφική απεικόνιση της παραπάνω διαδικασίας υπολογισμού του δυναμικού ρευστοποίησης, πραγματοποιείται σε διάγραμμα λόγου κυκλικών τάσεων $CSR_{7.5}$ – διορθωμένη τιμή διείδυσης του κώνου $N_{1(60)}$, για τις δοκιμές SPT, όπου η προβολή των τιμών του CRR, διαγράφει μια καμπύλη η οποία αποτελεί το όριο μεταξύ των περιοχών ρευστοποίησης και μη ρευστοποίησης, και στο οποίο προβάλλεται ο συγκεκριμένος εδαφικός σχηματισμός σύμφωνα με τις αντίστοιχες τιμές του. Η προβολή του εδαφικού στρώματος σε μία από τις δύο περιοχές χαρακτηρίζει τη συμπεριφορά του.

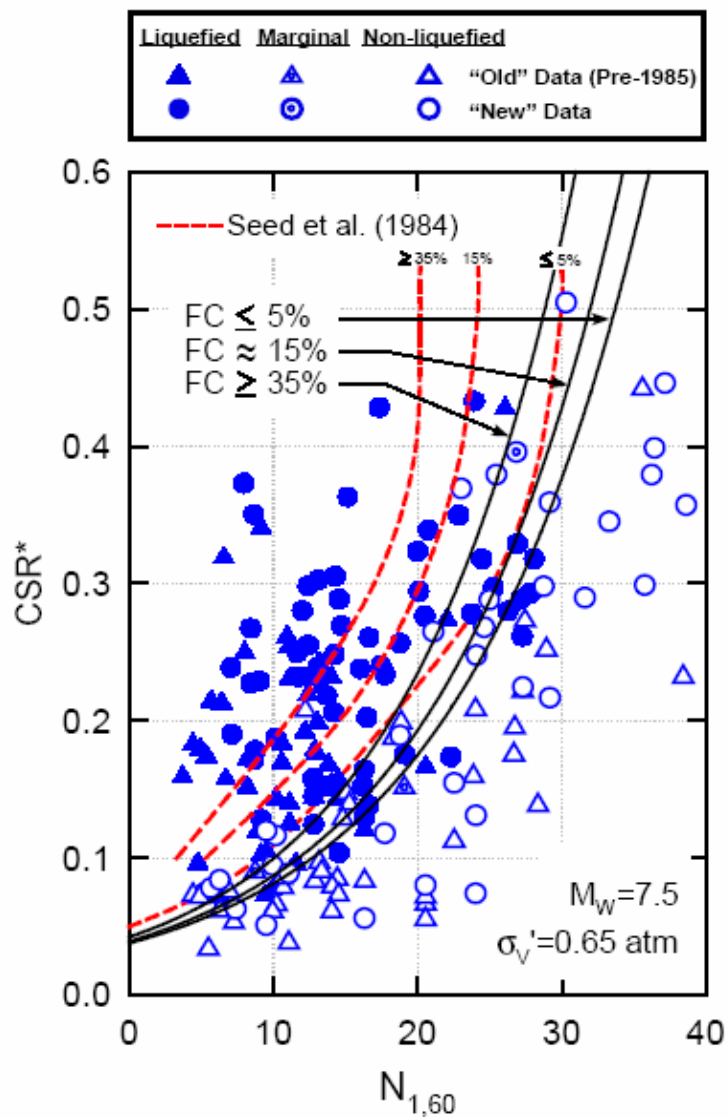
Αιτιοκρατικές μέθοδοι εκτίμησης

Αρχικά, οι Seed et al. (1985) οριοθέτησαν αυτές τις δύο περιοχές ρευστοποίησης και μη ρευστοποίησης με βάση αποτελέσματα εδαφικών σχηματισμών με ποσοστό λεπτόκοκκων μικρότερο από 5% ($FC < 5\%$). Αυτή η καμπύλη είναι γνωστή στη διεθνή βιβλιογραφία με το χαρακτηρισμό «καμπύλη βάσης καθαρής άμμου» (“clean sand base curve”). Στη συνέχεια αφού διαπίστωσαν ότι η τιμή του CRR αυξάνει καθώς αυξάνει και το ποσοστό των λεπτόκοκκων, προσέγγισαν δύο νέες καμπύλες για ποσοστό λεπτόκοκκων $FC = 15\%$ και $FC = 35\%$, με βάση όχι μόνο επί τόπου δοκιμές. Μετά την επανεξέταση των δεδομένων από την επιτροπή της NCEER, πραγματοποιήθηκε μια προσθήκη στην προτεινόμενη από τους Seed et al. (1985) «καμπύλη βάσης καθαρής άμμου». Αυτή η προσθήκη, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα, εμφανίζεται ως διακεκομμένη στο κατώτερο τμήμα της καμπύλης και τέμνει τον κατακόρυφο άξονα του CSR στη τιμή 0,05.

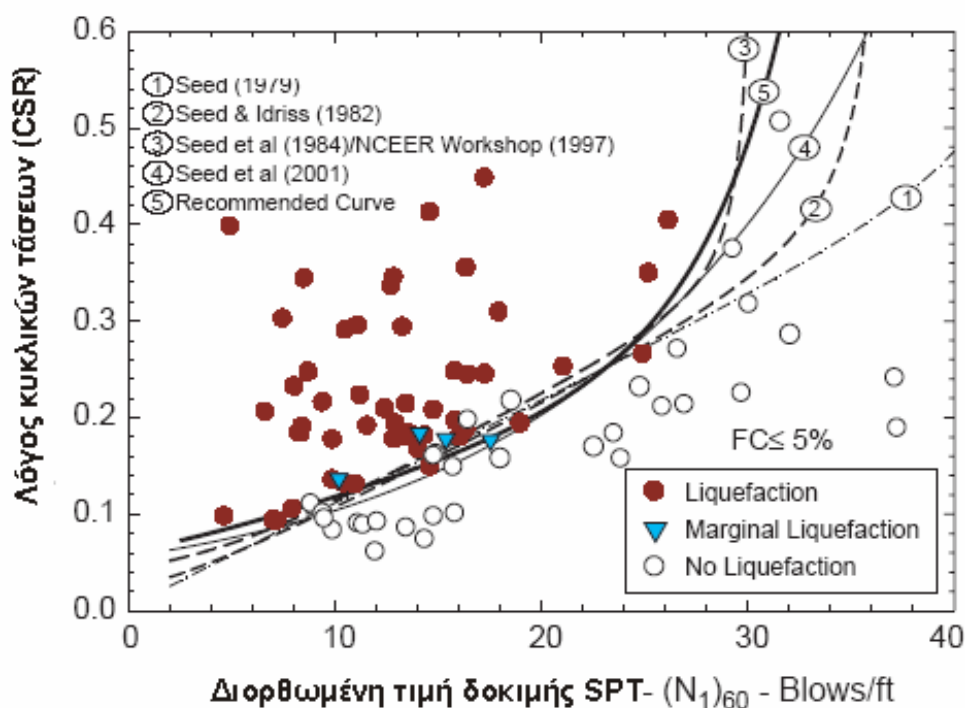


Σχήμα 3.14 Προτεινόμενο από τους Seed et al. (1985) και την επιτροπή NCEER-1998 διάγραμμα χαρακτηρισμού ενός εδάφους ως ρευστοποιήσιμου (από Youd και Idriss, 2001)

Στη συνέχεια οι Cetin et al. (2000), οι Seed et al. (2003) και οι Idriss και Boulanger (2006) αφού ανέπτυξαν, όπως περιγράφεται στην προηγούμενη ενότητα, νέες τροποποιημένες εξισώσεις υπολογισμού των διορθωτικών συντελεστών, δημοσίευσαν ανάλογα διαγράμματα χαρακτηρισμού εδαφικών σχηματισμών ως ρευστοποιήσιμων ή μη ρευστοποιήσιμων. Σε αυτά τα διαγράμματα, τα οποία εμφανίζονται στη συνέχεια, προβάλλονται τόσο οι προηγούμενες προτεινόμενες καμπύλες των Seed et al. (1984) τις οποίες αποδέχτηκε η επιτροπή NCEER (1998) όσο και οι νέες καμπύλες όπως αυτές προέκυψαν με βάση τις τελευταίες αναθεωρήσεις.



Σχήμα 3.15 Προτεινόμενο από τους Seed et al. (2003) διάγραμμα χαρακτηρισμού ενός εδάφους ως ρευστοποιήσιμον (από Seed et al., 2003)



Σχήμα 3.16 Προτεινόμενο από τους Idriss και Boulanger (2006) διάγραμμα χαρακτηρισμού ενός εδάφους ως ρευστοποιήσιμο (από Idriss και Boulanger, 2006)

Οι νέες καμπύλες στο διάγραμμα, σχ. 3.15, των Seed et al. (2003) προέκυψαν με βάση την εξίσωση [49] όταν το ποσοστό της πιθανότητας ρευστοποίησης είναι $P_L=20\%$. Οι καμπύλες αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για το χαρακτηρισμό ενός εδάφους, εφόσον πραγματοποιηθούν όλες οι απαραίτητες διορθώσεις όπως αναλύθηκαν προηγουμένως, εκτός από αυτήν η οποία αναφέρεται στο ποσοστό των λεπτόκοκκων. Εφόσον γίνει αναγωγή του ποσοστού των λεπτόκοκκων του εδάφους σύμφωνα με την εξίσωση [35] στο ποσοστό καθαρής άμμου ($FC<5$) τότε θα πρέπει να ληφθεί υπόψη η τροποποιημένη “clean sand base curve”.

Όσον αφορά το διάγραμμα, σχ. 3.16, των Idriss και Boulanger (2006), μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο εφόσον έχει πραγματοποιηθεί η αναγωγή της τιμής $(N_1)_{60}$ στην τιμή $(N_1)_{60cs}$ με τη βοήθεια της εξίσωσης [37]. Έπειτα ανάλογα με τη θέση προβολής του δείγματος, αριστερά ή δεξιά της καμπύλης χαρακτηρίζεται ως ρευστοποιήσιμο ή όχι αντίστοιχα.

Πιθανολογικές μέθοδοι εκτίμησης

Οι μέθοδοι που περιγράφηκαν παραπάνω στηρίχθηκαν σε δεδομένα προερχόμενα από αποτελέσματα επί τόπου δοκιμών σε θέσεις εκδήλωσης ή μη φαινομένων ρευστοποίησης. Σύμφωνα με τις μεθόδους αυτές, ο χαρακτηρισμός ενός σχηματισμού ως ρευστοποιήσιμου ή μη εξαρτάται από την τιμή του συντελεστή ασφαλείας F (Juang et al., 2002). Αν και αυτές οι μέθοδοι θεωρούνται αξιόπιστες δεν έχουν τη δυνατότητα να αποδώσουν την τιμή της πιθανότητας ρευστοποίησης σε μια τοποθεσία καθώς η ανάπτυξη τους δε βασίζεται σε τυπικές πιθανολογικές προσεγγίσεις (Juang et al., 2002; Seed et al., 2003). Αυτήν την έλλειψη στην πληροφόρηση έρχονται να συμπληρώσουν οι πιθανολογικές μέθοδοι εκτίμησης του δυναμικού ρευστοποίησης, οι οποίες αναπτύχθηκαν τα τελευταία χρόνια.

Οι περισσότερες στατιστικές αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με βάση τη μέθοδο της διμερούς λογιστικής παλινδρόμησης, logistic regression (Liao et al., 1988; Noble και Youd, 1998; Toprak et al., 1999 και Juang et al., 2002) αφού η συγκεκριμένη μεθοδολογία προκρίνεται σε εκείνες τις περιπτώσεις στις οποίες η εξαρτημένη μεταβλητή είναι διχοτομημένη, (υπάρχει ή όχι πιθανότητα ρευστοποίησης, ναι / όχι).

Αρχικά, οι Liao et al. (1988), αφού ανέλυσαν 278 ιστορικά περιστατικά ρευστοποίησης προχώρησαν στη πρόταση της παρακάτω εμπειρικής σχέσης με την οποία υπολογίζεται η πιθανότητα ρευστοποίησης P_L :

$$P_L = 1 / [1 + \exp(-(\beta_0 - \beta_1 \ln CSR + \beta_2 (N_1)_{60})] \quad (43)$$

Όπου οι τιμές των συντελεστών β_0 , β_1 , β_2 εμφανίζονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 3.3. Τιμές συντελεστών β_0 , β_1 , β_2 (Liao et al., 1988)

Δεδομένα	Αριθμός	β_0	β_1	β_2
Όλες οι	278	10.167	4.1933	-0.24375
Άμμοι	182	16.447	6.4603	-0.3976
Ιλυώδεις άμμοι	96	6.4831	2.6854	-0.18190

Οι Toprak et al. (1999) χρησιμοποιώντας 440 δεδομένα από παγκόσμιες σεισμικές δονήσεις κατέληξαν στην παρακάτω εξίσωση:

$$\text{Logit}(P_L) = \ln [P_L / (1 - P_L)] = 10.4459 - 0.2295(N_1)_{60cs} + 4.0573 \ln(\text{CSR}_M/\text{MSF}) \quad (44)$$

Όπου ο παράγοντας P_L εκφράζει την πιθανότητα ρευστοποίησης ενώ ο παράγοντας $1 - P_L$ την πιθανότητα να μην εμφανιστεί ρευστοποίηση. Επειδή στα μεγέθη των σεισμών για τον υπολογισμό των λόγων CSR πραγματοποιήθηκε αναγωγή για μέγεθος M 7.5 με βάση τις τιμές MSF που προτείνει ο Idriss (1993), θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν οι ίδιες τιμές σε ενδεχόμενη χρησιμοποίηση του τύπου.

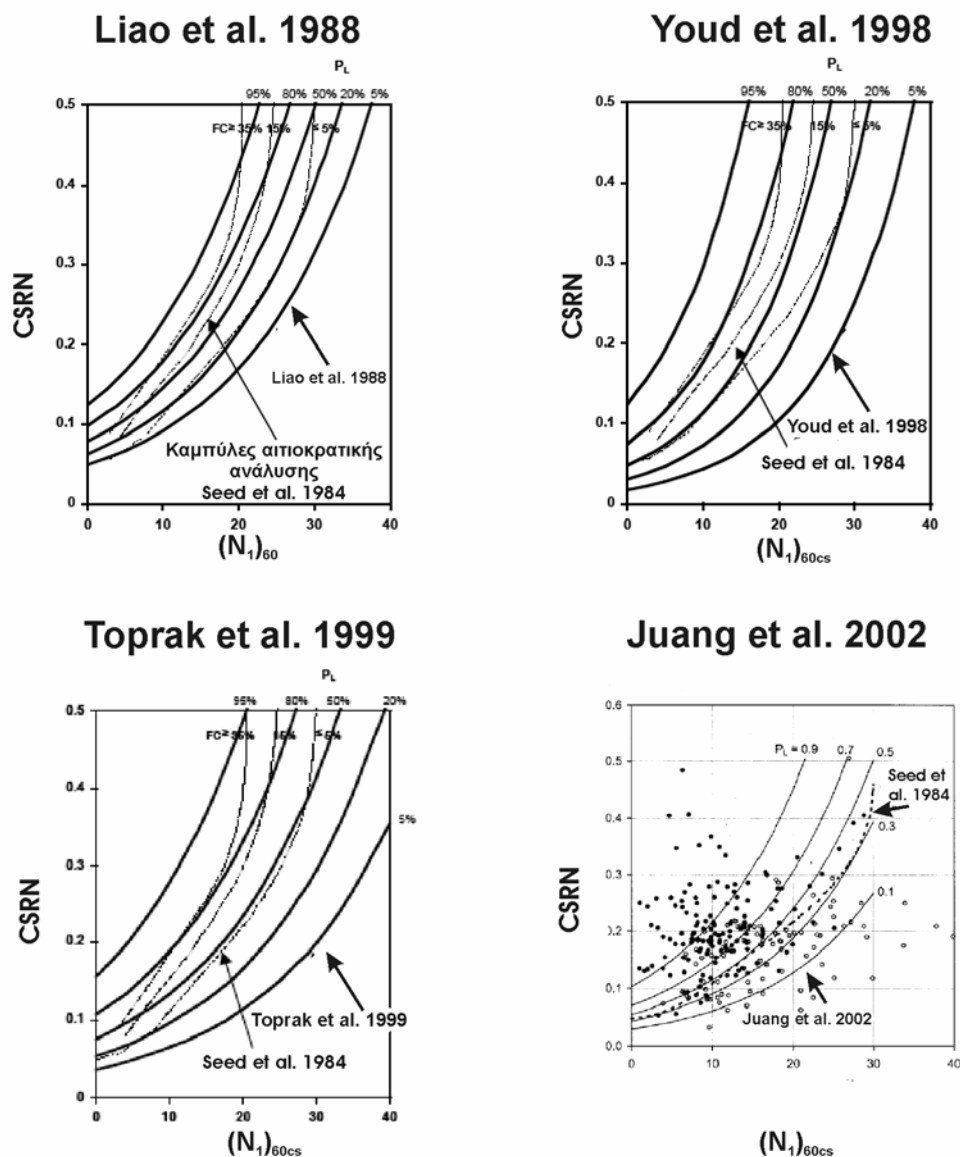
Οι Juang et al. (2002) επεξεργάστηκαν 243 δεδομένα από επί τόπου δοκιμές SPT, τα οποία είχαν συλλέξει οι Fear και McRoberts (1995). Αναλύοντας αυτά τα δεδομένα με τη μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης κατέληξαν στην εξίσωση:

$$\ln [P_L / (1 - P_L)] = 10,1129 - 0,2572 (N_1)_{60cs} + 3,4825 \ln (\text{CSR}_{7.5}) \quad (45)$$

όπου P_L η πιθανότητα ρευστοποίησης. Ο συντελεστής Nagelkerke (αντίστοιχος με το R^2) της εξίσωσης είναι 0,49 και η αναλογία στην ταξινόμηση μεταξύ πραγματικών και υπολογισμένων ρευστοποιημένων και μη ρευστοποιημένων περιστατικών είναι της τάξης του 87% (130/150) και 66% (61/93) αντίστοιχα.

Στα σχήματα που ακολουθούν εμφανίζονται οι προτεινόμενες καμπύλες πιθανότητας ρευστοποίησης των Liao et al. (1988), Noble και Youd (1998), Toprak et al. (1999) και Juang et al. (2002), σε σύγκριση με τις καμπύλες οι οποίες διαμορφώθηκαν με βάση την απλοποιημένη μέθοδο των Seed et al. (1984). Η βάση δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε από τους Liao et al. (1988) αποτελούνταν συνολικά από 278 καταχωρήσεις, στις 182 εκ των οποίων το ποσοστό των λεπτόκοκκων στους εδαφικούς σχηματισμούς δεν ξεπερνούσε το 12% και γι'αυτό το λόγο δεν γίνεται διόρθωση στην τιμή του $(N_1)_{60}$ για το ποσοστό των λεπτόκοκκων, ενώ η βάση δεδομένων των Noble και Youd (1998) αποτελούταν από 367 καταχωρήσεις με σχηματισμούς στους οποίους το ποσοστό των λεπτόκοκκων δεν ξεπερνούσε το 35%. Η εξίσωση των Toprak et al. (1999) βασίστηκε σε 440 δεδομένα στα οποία το ποσοστό των λεπτόκοκκων ήταν μέχρι 50% ενώ στις τρεις τελευταίες στατιστικές

αναλύσεις, Noble και Youd (1998), Toprak et al. (1999) και Juang et al. (2002), πραγματοποιήθηκε διόρθωση του ποσοστού των λεπτόκοκκων.



Σχήμα 3.17 Διάγραμμα υπολογισμού πιθανότητας ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού με βάση την μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης

Για τον υπολογισμό της πιθανότητας ρευστοποίησης πραγματοποιήθηκε στατιστική επεξεργασία των δεδομένων, όχι μόνο με τη μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης, αλλά και με τη μεθοδολογία Bayesian. Σύμφωνα με τους Juang et al. (2002), η μέθοδος αυτή συσχετίζει τον υπολογισμένο με βάση την αιτιοκρατική μέθοδο

συντελεστή ασφάλειας F με την πιθανότητα εμφάνισης ρευστοποίησης (P_L) με τη βοήθεια της εξίσωσης:

$$P_L = f_L(F) / [f_L(F) + f_{NL}(F)] \quad (46)$$

Όπου $f_L(F)$ και $f_{NL}(F)$ είναι η πιθανοθεωρητική συνάρτηση πυκνότητας των υπολογισμένων συντελεστών ασφαλείας F για περιστατικά ρευστοποίησης και μη ρευστοποίησης αντίστοιχα.

Για τον υπολογισμό της πιθανότητας εμφάνισης ρευστοποίησης, οι Juang et al. (2002) χρησιμοποιώντας 243 δεδομένα από επί τόπου δοκιμές SPT, κατέληξαν στην παρακάτω μαθηματική σχέση:

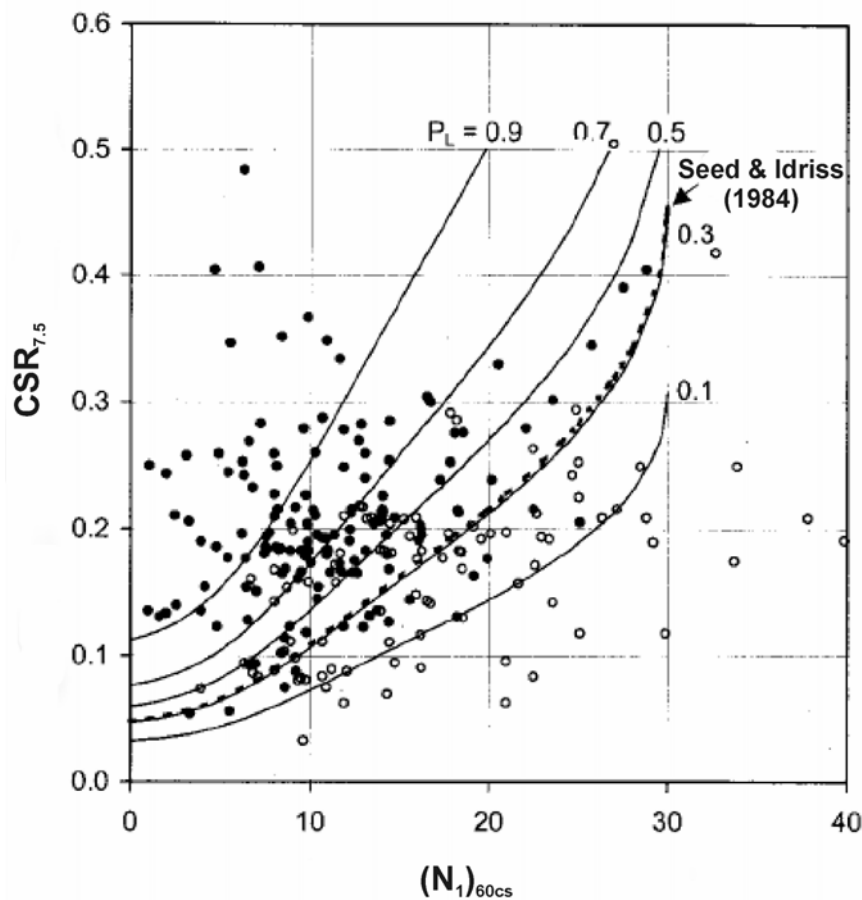
$$P_L = 1 / [1 + (F/A)^B], \quad (47)$$

όπου $A=0.8$ και $B = 3.5$

Στο σχήμα που ακολουθεί εμφανίζονται οι γραφικές παραστάσεις της εξίσωσης για τιμές πιθανότητας P_L 0.1, 0.3, 0.5, 0.7 και 0.9. Οι καμπύλες αυτές ορίστηκαν από την λύση της εξίσωσης με βάση τις γνωστές πλέον σχέσεις $F=CRR/CSR$ και $CRR=f[(N_1)_{60cs}]$. Συνεπώς η εξίσωση θα έχει την μορφή

$$f[(N_1)_{60cs}] / CSR_{7.5} = A[(1/P_L)-1]^{1/B} \quad (48)$$

οπότε για συγκεκριμένες τιμές P_L θα αντιστοιχούν ζεύγη τιμών $CSR_{7.5}$ και $(N_1)_{60cs}$. Η καμπύλη η οποία εκφράζει την αιτιοκρατική μέθοδο ανάλυσης των Seed και Idriss (1984) αντιστοιχεί σε πιθανότητα ρευστοποίησης 31%, καθώς σύμφωνα με την Bayesian προσέγγιση της εξίσωσης για συντελεστή ασφαλείας $F=1$ έχουμε $P_L=0.31$.



Σχήμα 3.18 Διάγραμμα υπολογισμού πιθανότητας ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού με βάση την μέθοδο Bayesian (από Juang et al., 2002)

Οι Cetin et al. (2000) επανεξέτασαν, με βάση τις προτεινόμενες αναθεωρήσεις από την επιτροπή NCEER-1998, τα 126 δεδομένα ιστορικών περιστατικών ρευστοποίησης τα οποία είχαν αρχικά χρησιμοποιηθεί από τους Seed et al. (1984) για τη διατύπωση της απλοποιημένης μεθόδου. Επιπλέον διορθώσεις πραγματοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης PGA καθώς λήφθηκαν υπόψη στοιχεία τα οποία αφορούσαν την επίδραση σε αυτήν της κατευθυντικότητας και των τοπικών συνθηκών.

Από τα 126 δεδομένα διατηρήθηκαν στη νέα βάση τα 90 καθώς τα υπόλοιπα 36 κρίθηκαν ως μη αξιόπιστα. Στη συνέχεια νέα δεδομένα, τα οποία προέκυψαν από σεισμικές δονήσεις μετά το 1984, συλλέχθηκαν και καταχωρήθηκαν στη νέα βάση

δεδομένων με αποτέλεσμα ο συνολικός αριθμός στοιχείων τα οποία επεξεργάστηκαν για την διατύπωση των παρακάτω εξισώσεων να φθάσει τα 203 περιστατικά ρευστοποίησης ή μη ρευστοποίησης. Οι διορθώσεις οι οποίες πραγματοποιήθηκαν από τους Cetin et al. (2000) κατά τον υπολογισμό τόσο του λόγου των κυκλικών τάσεων CSR όσο και για τον υπολογισμό του CRR, δημοσιεύονται από τους Seed et al. (2003) και έχουν ήδη παρουσιαστεί σε προηγούμενες ενότητες.

Έτσι λοιπόν η πιθανότητα ρευστοποίησης σε μια θέση με βάση την Bayesian μέθοδο, όπως αυτή περιγράφεται αναλυτικά από τους Cetin και Seed (2000) είναι:

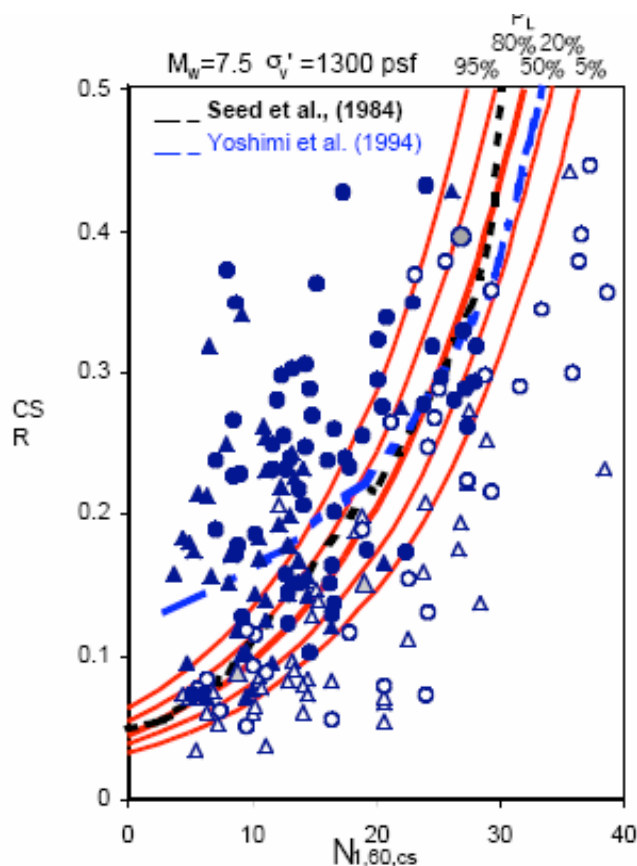
$$P_L = \Phi \left\{ -\left[N_{1,60}(1+0.004FC) - 13.32 \ln(CSR) - 29.53 \ln(M_w) - 3.70 \ln(\sigma') + 0.05FC + 44.97 \right] / 2.70 \right\} \quad (49)$$

Όπου P_L είναι η πιθανότητα ρευστοποίησης εκφρασμένη ως δεκαδικός αριθμός π.χ. 0.2 και Φ είναι τυπική αθροιστική κανονική κατανομή.

Επίσης ο λόγος της αντοχής σε ρευστοποίηση CRR εκφράζεται ως:

$$CRR = \exp \left\{ \left[N_{1,60}(1+0.004 FC) - 29.53 \ln(M_w) - 3.70 \ln(\sigma') + 0.05FC + 44.97 + 2.7\Phi^{-1}(P_L) \right] / 13.32 \right\} \quad (50)$$

Όπου $\Phi^{-1}(P_L)$ είναι το αντίστροφο της τυπικής αθροιστικής κανονικής κατανομής. Η εντολή για τη δημιουργία της παραπάνω μαθηματικής σχέσης σε υπολογιστικά προγράμματα τύπου EXCEL είναι 'NORMINV ($P_L, 0, 1$). Στο σχήμα 3.19 απεικονίζονται οι καμπύλες πιθανότητας, όπως ορίζονται από την εξίσωση σε σχέση με την αρχική καμπύλη καθαρής άμμου, όπως αυτή είχε διατυπωθεί από τους Seed et al. (1984).



Σχήμα 3.19 Διάγραμμα υπολογισμού πιθανότητας ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού με βάση τη μέθοδο Bayesian (από Seed et al., 2003)

3.6 Δείκτης δυναμικού ρευστοποίησης LPI (Liquefaction Potential Index)

Με την απλοποιημένη μέθοδο (simplified procedure) επιτυγχάνεται η πρόβλεψη της συμπεριφοράς ενός εδαφικού στρώματος σε ένα συγκεκριμένο βάθος. Όμως η εμφάνιση φαινομένων ρευστοποίησης και η πιθανή αστοχία κατασκευών εξαρτάται από τη συνολική συμπεριφορά της εδαφικής στήλης και τη δριμύτητα της ρευστοποίησης που προκαλείται σε αυτήν και όχι μονάχα από ένα μεμονωμένο στρώμα της.

Οι Iwasaki et al. (1978) πρότειναν ως μέτρο εκτίμησης αυτής της δριμύτητας των φαινομένων ρευστοποίησης, τον Δείκτη Δυναμικού Ρευστοποίησης LPI (Liquefaction Potential Index) ο οποίος εξαρτάται από:

- Το πάχος του εν δυνάμει ρευστοποιήσιμου εδαφικού στρώματος
- Το πάχος του επιφανειακού μη ρευστοποιήσιμου στρώματος
- Τον συντελεστή ασφαλείας F

ενώ για τον υπολογισμό του προτάθηκε η χρησιμοποίηση της παρακάτω εξίσωσης.:

$$LPI = \int_0^z F(z)W(z)dz \quad (51)$$

όπου $F(z)=1-F$ για $F \leq 1$ και $F(z)=0$ για $F > 1$, F είναι ο συντελεστής ασφαλείας του εδαφικού σχηματισμού σε βάθος z, και $W(z)= 10-0.5z$. Το βάθος z, το οποίο αποτελεί το κατώτερο όριο διερεύνησης είναι αυτό των 20 μέτρων καθώς σε μεγαλύτερα βάθη δεν έχει αναφερθεί δημιουργία ρευστοποίησης.

Στη συνέχεια, οι Iwasaki et al. (1982) αφού συγκέντρωσαν και επεξεργάστηκαν δεδομένα από επί τόπου δοκιμές SPT σε 85 θέσεις στην Ιαπωνία, 63 εκ των οποίων εμφάνισαν φαινόμενα ρευστοποίησης κατά τη διάρκεια 6 σεισμικών δονήσεων (Nobi, 1891 M=8.0; Tonankai, 1944 M=8.0; Fukui, 1948 M=7.3; Niigata, 1964 M=7.5 και Miyagi-ken-oki, 1978 M=7.4) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για τιμές $LPI > 15$ το δυναμικό ρευστοποίησης της συγκεκριμένης εδαφικής στήλης είναι πολύ υψηλό ενώ για $LPI=0$ είναι πολύ μικρό. Αναλυτικά, η προτεινόμενη βαθμονόμηση του δυναμικού ρευστοποίησης σε σχέση με το δείκτη δυναμικού ρευστοποίησης εμφανίζεται στον πίνακα 3.4

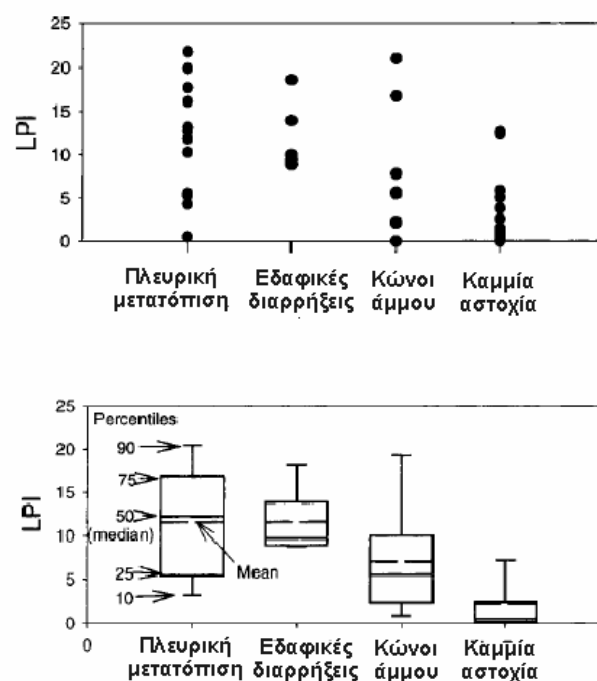
Πίνακας 3.4. Πίνακας συσχέτισης των τιμών του δείκτη δυναμικού ρευστοποίησης μιας εδαφικής στήλης με το δυναμικό αυτής (Iwasaki et al., 1982)

Δείκτης Δυναμικού Ρευστοποίησης	Δυναμικό ρευστοποίησης
LPI=0	Πολύ χαμηλό
$0 < LPI \leq 5$	Χαμηλό
$5 < LPI \leq 15$	Υψηλό
LPI > 15	Πολύ υψηλό

Οι Toprak και Holzer (2003) στη συνέχεια χρησιμοποίησαν δεδομένα από 243 επί τόπου δοκιμές στη δυτική πλευρά των ΗΠΑ και πιο συγκεκριμένα σε θέσεις όπου προκλήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης από σεισμικές δονήσεις (Imperial Valley, 1979; Loma Prieta, 1989; San Fernando, 1971; Superstition Hills, 1987 και Northridge, 1994), έχοντας ως στόχο τόσο τη δημιουργία σχέσεων μεταξύ του δείκτη LPI και της πιθανότητας εμφάνισης ρευστοποίησης όσο και την ταξινόμηση των κατηγοριών των επιφανειακών εκδηλώσεων ρευστοποίησης με την τιμή του δείκτη LPI.

Αφού επιβεβαίωσαν τη βαθμονόμηση των Iwasaki et al. (1982) έπειτα πρότειναν μια συσχέτιση μεταξύ των τιμών πιθανότητας ρευστοποίησης για συγκεκριμένες τιμές του δείκτη LPI. Σύμφωνα λοιπόν με τους Toprak και Holzer (2003), όταν η τιμή του LPI μιας εδαφικής στήλης είναι 15 τότε υπάρχει 93% πιθανότητα εκδήλωσης επιφανειακών φαινομένων ρευστοποίησης ενώ για $LPI=5$ αυτή η πιθανότητα μειώνεται στο 53%. Όσον αφορά την ταξινόμηση των μορφών των αστοχιών λόγω ρευστοποίησης, από

την επεξεργασία δεδομένων από το σεισμό της Loma Prieta, 1989 διαπιστώθηκε ότι η μέση τιμή του LPI σε θέσεις εκδήλωσης πλευρικών μετατοπίσεων είναι 12 ενώ όσο μειώνεται αυτή η τιμή τόσο μειώνεται και η σφοδρότητα των εδαφικών αστοχιών μέχρι την τιμή 0, η οποία



Σχήμα 3.20 Διαγράμματα συσχέτισης του δείκτη δυναμικού ρευστοποίησης με τον τύπο των εδαφικών αστοχιών (από Toprak και Holzer, 2003)

αντιστοιχεί σε μη εμφάνιση φαινομένων ρευστοποίησης. Αναλυτικά, τα αποτελέσματα της στατιστικής επεξεργασίας των Toprak και Holzer (2003) αναφορικά με τη σφοδρότητα των εδαφικών αστοχιών εμφανίζονται στο σχήμα 3.20

Η διαφορά στην εφαρμογή της απλοποιημένης μεθόδου με την οποία υπολογίζεται μόνο ο συντελεστής ασφάλειας ενός στρώματος με αυτήν του δείκτη του δυναμικού ρευστοποίησης ολόκληρης της εδαφικής στήλης είναι ότι η τελευταία μπορεί να ενσωματωθεί σε προγράμματα γεωγραφικών συστημάτων πληροφόρησης (GIS) παρέχοντας χωρικά δεδομένα για την αναπαραγωγή χαρτών επιδεκτικότητας προς ρευστοποίηση περιοχών. Τέτοιες εφαρμογές έχουν πραγματοποιηθεί σε αρκετές περιοχές ανά τον κόσμο όπως π.χ. Hosseini (1998), Luna και Frost (1998), Crespelliani et al. (1999) και Holzer et al (2002). Για την Ελλάδα παρόμοια εφαρμογή πραγματοποιήθηκε από τους Parathanassiou et al. (2005b) για την πόλη της Λευκάδας, στην οποία συγκρίνονται το δυναμικό ρευστοποίησης του υπεδάφους της πόλης με τις αστοχίες οι οποίες προκλήθηκαν από τη σεισμική δόνηση της 14^{ης} Αυγούστου του 2003. Η παρουσίαση της συγκεκριμένης μελέτης αναπτύσσεται στο 6^ο κεφάλαιο.

Όπως φαίνεται στον πίνακα 3.4 των Iwasaki et al. (1982) δεν υπάρχει αντιστοίχιση της κατηγορίας «μη εμφάνιση ρευστοποίησης», η οποία χαρακτηρίζει το δυναμικό μιας θέσης ως μη ρευστοποιήσιμο, με συγκεκριμένη τιμή του δείκτη LPI. Η αδυναμία έκφρασης αυτής της περίπτωσης αποτελούσε σημαντική παράλειψη καθώς οδηγούσε σε υπερσυντηρητική εκτίμηση του δυναμικού ρευστοποίησης κατά τη δημιουργία ανάλογων χαρτών επιδεκτικότητας. Αυτό συνέβαινε διότι, σύμφωνα με την παραπάνω βαθμονόμηση, όλες οι θέσεις αποτελούσαν εν δυνάμει περιοχές εμφάνισης ρευστοποίησης, είτε χαμηλού είτε υψηλού δυναμικού, κάτι το οποίο ασφαλώς δεν συναντάται στην πραγματικότητα.

Ο Sonmez (2003) κάλυψε αυτό το κενό τροποποιώντας την παραπάνω βαθμονόμηση των Iwasaki et al. (1982) και τον τρόπο υπολογισμού του LPI, δημιουργώντας μια νέα κατηγοριοποίηση η οποία εμφανίζεται στον πίνακα 3.5. Για τον υπολογισμό του LPI, ο Sonmez (2003), υιοθέτησε ως όριο ρευστοποίησης ενός εδαφικού σχηματισμού την τιμή 1.2 του συντελεστή ασφαλείας αντί της τιμής 1 των Iwasaki et al. (1982). Αυτή η τιμή του συντελεστή ασφαλείας $F=1.2$ ως όριο μεταξύ ρευστοποιήσιμων και μη

ρευστοποιήσιμων συνθηκών έχει ήδη χρησιμοποιηθεί από τους Tosun και Ulusay (1997) και Ulusay και Kuru (2004) ενώ οι Seed και Idriss (1982) αποδέχτηκαν την τιμή 1.2 και 1.5 ως όριο για τα μη ρευστοποιήσιμα εδάφη.

Ο Sonmez (2003) διατήρησε τη γενική μορφή της προτεινόμενης από τους Iwasaki et al. (1978) εξίσωσης υπολογισμού του LPI, τροποποιώντας μονάχα τις εξισώσεις υπολογισμού του $F(z)$. Αυτές οι νέες μαθηματικές σχέσεις είναι:

$$F(z) = 1-F \text{ για } F < 0.95 \quad (52\alpha)$$

$$F(z) = 2 \cdot 10^6 e^{-18.427F} \text{ για } 0.95 < F < 1.2 \quad (52\beta)$$

$$F(z) = 0 \text{ για } F > 1.2 \quad (52\gamma)$$

Πίνακας 3.5 Πίνακας συσχέτισης των τιμών του δείκτη δυναμικού ρευστοποίησης μιας εδαφικής στήλης με το δυναμικό αυτής (Sonmez, 2003)

Δείκτης Δυναμικού Ρευστοποίησης	Δυναμικό ρευστοποίησης
LPI=0	Μη ρευστοποιήσιμο
0<LPI<2	Χαμηλό
2<LPI<5	Μέτριο
5<LPI<15	Υψηλό
15>LPI	Πολύ υψηλό