

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

### ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ

#### 2.1 Εισαγωγή

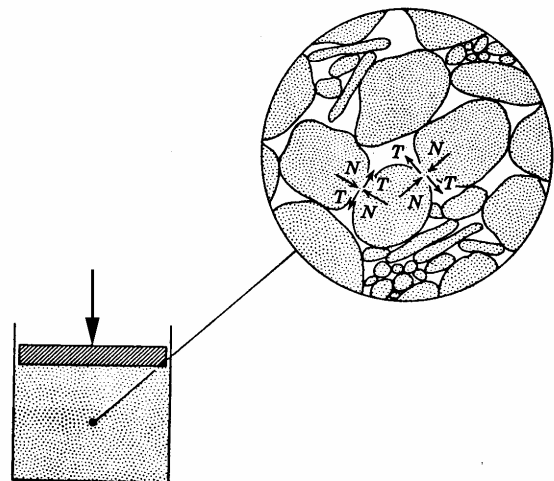
Στο Κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η προέλευση των εδαφικών υλικών και παρουσιάζονται τα φυσικά τους χαρακτηριστικά, δηλαδή οι σχέσεις μεταξύ της στερεάς, υγρής και αέριας φάσης, η κατανομή των μεγεθών των κόκκων τους και τα όρια Atterberg. Τα μεγέθη αυτά χρησιμοποιούνται κατά την κατάταξη των εδαφών σε κατηγορίες και διευκολύνουν τη μελέτη των μηχανικών τους χαρακτηριστικών. Τέλος, παρουσιάζονται τα κυριότερα συστήματα κατάταξης των εδαφών με βάση τα φυσικά τους χαρακτηριστικά.

#### 2.1.1 Προέλευση και φύση του εδάφους

##### 2.1.1.1 Προέλευση του εδάφους

Το έδαφος (βλέπε Σχήμα 2.1) είναι ένα μή-συμπαγές πολυφασικό υλικό, που αποτελείται από ασύνδετους ή ελαφρά συνδεδεμένους στερεούς κόκκους, τα κενά μεταξύ των οποίων (πόροι) περιέχουν υγρά (συνήθως νερό) ή/και αέρια (συνήθως αέρα). Τα εδαφικά υλικά προέρχονται από τη μηχανική ή/και χημική αποσάθρωση των πετρωμάτων. Η **μηχανική αποσάθρωση** οφείλεται σε παράγοντες, όπως ο παγετός, οι συνεχείς θερμοκρασιακές μεταβολές, η διάβρωση από το νερό και τον αέρα, οι λειτουργίες φυτών, ζώων και του ανθρώπου, και οδηγεί σε κατατεμαχισμό και θρυμματισμό των βράχων. Αντίστοιχα, η **χημική αποσάθρωση** προκαλεί την αποσύνθεση των πετρωμάτων λόγω οξειδωσης, ενανθράκωσης, αναγωγής και άλλων χημικών διαδικασιών. Γενικά, η χημική αποσάθρωση είναι ο κυριότερος παράγων γένεσης λεπτόκοκκων εδαφικών σχηματισμών (ιλύων και αργίλων), ενώ η μηχανική αποσάθρωση συντελεί κυρίως στη δημιουργία των χονδροκόκκων εδαφών (χαλίκων και άμμων), χωρίς όμως να αποκλείεται και η μερική συμμετοχή της εναλλακτικής μεθόδου αποσάθρωσης στη γένεση εδαφικών σχηματισμών κάθε τύπου.

Με βάση τον τρόπο μεταφοράς και τελικής απόθεσης των προϊόντων της αποσάθρωσης, τα εδάφη διακρίνονται σε **αυτόχθονα** και **ιζηματογενή**. Τα αυτόχθονα εδάφη προέρχονται από την επιτόπου απόθεση των προϊόντων αποσάθρωσης, χωρίς να μεσολαβήσει μεταφορά τους μακριά από την περιοχή της αποσάθρωσης. Αντίθετα, τα ιζηματο-



Σχ. 2.1: Η φύση του εδάφους

γενή εδάφη προέρχονται από τη μεταφορά των προϊόντων αποσάθρωσης με τα νερά των ποταμών μακριά από την αρχική τους θέση και την επακόλουθη απόθεσή τους στην περιοχή των εκβολών. Σε ορισμένες περιπτώσεις η μεταφορά των προϊόντων της αποσάθρωσης γίνεται και από τον αέρα (αιολικές αποθέσεις). Η μεταφορά και απόθεση των ιζηματογενών εδαφικών σχηματισμών με το νερό οδηγεί στο διαχωρισμό τους κατά μέγεθος κόκκων. Έτσι, χονδρόκοκκα ιζήματα (χάλικες και άμμοι) αποτίθενται συνήθως στις κοίτες των ποταμών και σε περιοχές κοντά στις εκβολές τους. Αντίθετα, τα λεπτόκοκκα ιζήματα (ιλείς και άργιλοι) μεταφέρονται αιωρούμενα σε μεγάλες αποστάσεις και αποτίθενται με αργό ρυθμό στον πυθμένα των θαλασσών και λιμνών μακριά από τις εκβολές των ποταμών, σχηματίζοντας οριζόντιες ή περίπου οριζόντιες στρώσεις. Αρκετά συνηθισμένη είναι και η διαδοχική απόθεση στρώσεων χονδρόκοκκων και λεπτόκοκκων ιζημάτων στην ίδια περιοχή, που οφείλεται είτε σε τεκτονικές κινήσεις του γήινου φλοιού (που συχνά μετατρέπουν κοίτες ποταμών σε πυθμένες ωκεανών και το αντίθετο) είτε στη διαδοχή περιόδων έντονων βροχοπτώσεων και απορροών (που οδηγούν στην απόθεση χονδροκλαστικών κυρίως ιζημάτων) με ήπιες περιόδους (που οδηγούν στην απόθεση λεπτόκοκκων εδαφών).

Ανεξάρτητα από τον τρόπο γένεσης, μεταφοράς και απόθεσης των εδαφών, η διάταξη των κόκκων τους δημιουργεί κενά (πόρους) τα οποία, κατά την ιζηματογένεση στους πυθμένες των θαλασσών, επληρούντο με νερό. Στο μακρό χρονικό διάστημα, όμως, που μεσολάβησε από την ιζηματογένεση πολλοί εδαφικοί σχηματισμοί βρέθηκαν τελικώς πάνω από τη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα και το νερό των πόρων αντικαταστάθηκε μερικά ή ολικά από αέρα. Έτσι, σήμερα, τα περισσότερα εδάφη περιέχουν στους πόρους τους και νερό και αέρα.

### 2.1.1.2 Χονδρόκοκκα και λεπτόκοκκα εδάφη

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, τα ιζηματογενή εδάφη, που αποτελούν το σύνολο σχεδόν των εδαφικών σχηματισμών, διακρίνονται σε **χονδρόκοκκα** (χάλικες και άμμοι) και **λεπτόκοκκα** (ιλείς και άργιλοι). Αναφέρθηκε, επίσης, ότι τα χονδρόκοκκα ιζήματα προέρχονται κυρίως από τη μηχανική αποσάθρωση των βράχων, ενώ τα λεπτόκοκκα ιζήματα από τη χημική αποσάθρωση των πετρωμάτων. Οι διαφορές μεταξύ των χονδρόκοκκων και λεπτόκοκκων ιζημάτων εκτείνονται και πέραν του τρόπου γένεσής τους. Ειδικότερα, το μέγεθος των κόκκων τους διαφέρει σημαντικά: εδάφη με κόκκους μεγαλύτερους από 2 mm ανήκουν στην κατηγορία των **χαλίκων**, οι **άμμοι** έχουν κόκκους με διαστάσεις από 2mm έως 0.06 mm (η διάσταση αυτή είναι περίπου ίση με το μικρότερο μέγεθος κόκκου που είναι ορατός δια γυμνού οφθαλμού), οι **ιλείς** έχουν κόκκους από 0.06 mm έως 0.002 mm και, τέλος, οι **άργιλοι** έχουν κόκκους με μέγεθος μικρότερο από 0.002 mm (βλέπε Σχήμα 2.2).

Άργιλοι	Ιλείς			Άμμοι				Χάλικες			Κροκάλες				
	Λεπτές	Μέσες	Χονδρές	Λεπτές	Μέσες	Χονδρές	Λεπτές	Μέσες	Χονδρές						
0.001	0.002	0.006	0.02	0.06	0.1	0.2	0.6	1	2	6	10	20	60	100	200

Διαστάσεις κόκκων (mm)

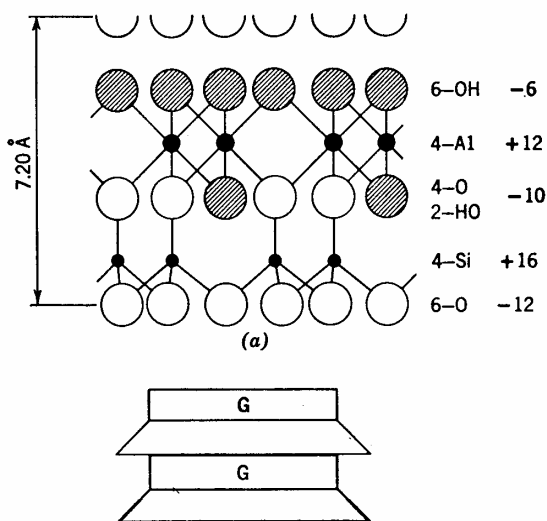
Σχ. 2.2: Όρια μεγεθών κόκκων εδαφικών υλικών

Οι κόκκοι των άμμων και των χαλίκων είναι γενικά σφαιροειδείς, με την έννοια ότι η μέγιστη και η ελάχιστη διάσταση του κόκκου δεν διαφέρουν σημαντικά: ακόμη και στην περίπτωση πολύ πεπλατυσμένων κόκκων, ο λόγος της μέγιστης προς την ελάχιστη διάσταση δεν υπερβαίνει συνήθως το πέντε (5). Η μορφή της επιφάνειας

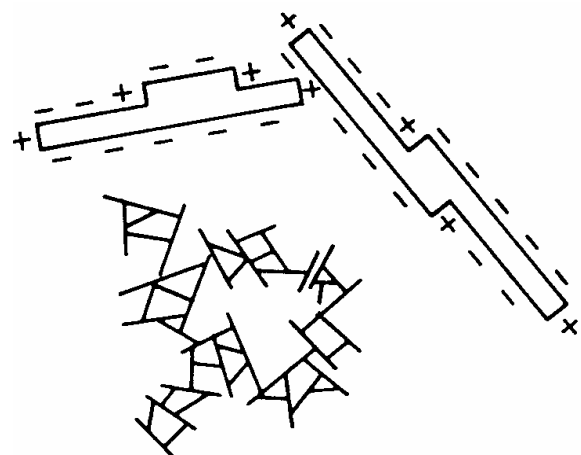
των κόκκων ποικίλλει και κυμαίνεται μεταξύ **λείας** (στην περίπτωση εδαφών που η επιφάνεια των κόκκων τους έχει λειανθεί από τη διάβρωση) και **γωνιώδους** (στην περίπτωση πρόσφατων κλαστικών ιζημάτων). Η διάταξη των κόκκων των χονδρόκοκκων εδαφών καθορίζεται από το βάρος, τις διαστάσεις, τη μορφή της επιφάνειας και τις μηχανικές δυνάμεις επαφής που ασκούνται μεταξύ των κόκκων. Η μηχανική αυτή διάταξη των κόκκων δημιουργεί μια δομή (**εδαφικός σκελετός**) με πυκνότητα που κυμαίνεται μεταξύ μιας ελάχιστης τιμής (πολύ χαλαρή δομή) και μιας μέγιστης τιμής (πολύ πυκνή δομή). Πάντως, η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης πυκνότητας δεν είναι σημαντική, επειδή σε όλες τις περιπτώσεις οι κόκκοι βρίσκονται σε επαφή.

Σε αντίθεση με τα χονδρόκοκκα εδάφη, οι κόκκοι των λεπτόκοκκων εδαφών είναι πολύ πεπλατυσμένοι και έχουν τη μορφή πλακιδίων (αργιλικά πλακίδια) με μικρό πάχος που είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με το μούριό τους. Αντίθετα, στις άλλες δύο διαστάσεις ο κρύσταλλος των αργιλικών πλακιδίων αναπτύσσεται κανονικά με τη διάταξη μεγάλου αριθμού μορίων. Το Σχήμα 2.3 παρουσιάζει τη δομή του πλακιδίου του **καολίνης**, ενός αργιλικού ορυκτού με πάχος πλακιδίου περί τα 0.1 μm (1 μm = 0.001 mm) και μεγάλη διάσταση (διάμετρο) 0.3-1 μm, που έχει δηλαδή λόγο διαμέτρου προς πάχος ίσο με 3-10. Ο καολίνης είναι ένα από τα αργιλικά ορυκτά με μικρό λόγο διαμέτρου προς πάχος, δηλαδή ένα από τα ολιγότερο ενεργά αργιλικά ορυκτά. Άλλα περισσότερο ενεργά αργιλικά ορυκτά είναι ο **ιλλίτης**, με λόγο διαμέτρου προς πάχος του πλακιδίου ίσο με 10-30, και ο **μοντμοριλλονίτης**, με αντίστοιχο λόγο διαμέτρου προς πάχος περί το 100.

Λόγω των ιδιαίτερα μικρών διαστάσεων και της πλακοειδούς μορφής των αργιλικών ορυκτών, η αλληλεπίδραση μεταξύ των πλακιδίων διέπεται και από άλλες δυνάμεις πέραν της βαρύτητας και της τριβής μεταξύ των πλακιδίων. Ειδικότερα, η επιφάνεια των αργιλικών πλακιδίων είναι ηλεκτρικά φορτισμένη, η άνω και κάτω (μεγάλες) επιφάνειες φέρουν αρνητικά φορτία, και η περιφέρεια (το πάχος) φέρει ίσα και αντίθετα θετικά φορτία (βλέπε Σχήμα 2.4). Οι επιφανειακές ηλεκτρικές δυνάμεις έλξης και άπωσης, που πρακτικά δεν εμφανίζονται στα χονδρόκοκκα εδάφη, κυριαρχούν στα λεπτόκοκκα εδάφη, επειδή η έντασή τους είναι αρκετές τάξεις μεγέθους ισχυρότερη από τις δυνάμεις βαρύτητας. Πιο συγκεκριμένα, ο λόγος των ηλεκτρικών δυνάμεων (που είναι ανάλογες της επιφάνειας) προς τις δυνάμεις βαρύτητας (που είναι ανάλογες της μάζας) εξαρτάται από την **ειδική επιφάνεια**,



Σχ. 2.3: Η δομή του αργιλικού ορυκτού καολίνη



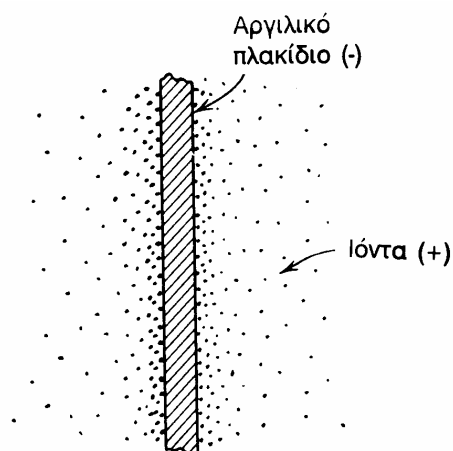
Σχ. 2.4: Ηλεκτρικά φορτία στην επιφάνεια των αργιλικών πλακιδίων

δηλαδή το λόγο της επιφάνειας προς τη μάζα του πλακιδίου. Η ειδική επιφάνεια ενός σφαιρικού κόκκου μεσόκοκκης άμμου είναι  $2.3 \text{ m}^2/\text{kg}$ , ενώ η ειδική επιφάνεια του καολίνης είναι  $15000 \text{ m}^2/\text{kg}$  και του μοντμοριλλονίτη  $800.000 \text{ m}^2/\text{kg}$ . Η μεγάλη διαφορά στην ειδική επιφάνεια των κόκκων μεταξύ των χονδρόκοκκων (αμμωδών) και των λεπτόκοκκων (αργιλικών) εδαφών καθορίζει την τελείως διαφορετική δομή τους και, κατ' επέκταση, τις διαφορές της μηχανικής τους συμπεριφοράς. Τα λεπτόκοκκα εδάφη ονομάζονται επίσης και **συνεκτικά**, επειδή παρουσιάζουν συνοχή μεταξύ των κόκκων τους (που οφείλεται στις ηλεκτρικές έλξεις μεταξύ των αργιλικών πλακιδίων). Αντίστοιχα, τα χονδρόκοκκα εδάφη ονομάζονται και **μή-συνεκτικά**, επειδή δεν παρουσιάζουν συνοχή μεταξύ των κόκκων τους.

### 2.1.1.3 Αλληλεπίδραση μεταξύ του νερού και των αργιλικών ορυκτών

Η επιρροή του νερού στη μηχανική συμπεριφορά των χονδρόκοκκων εδαφών είναι πρακτικά μηδενική, εφόσον η επιβολή της φόρτισης γίνεται με επαρκώς βραδύ ρυθμό. Η γωνία διατμητικής τριβής, π.χ., μιας άμμου είναι η ίδια ανεξάρτητα από το εάν η άμμος είναι ξηρή ή κορεσμένη με νερό. Αντίθετα, η συμπεριφορά των αργιλικών εδαφών επηρεάζεται σημαντικά από την παρουσία και την ποσότητα του νερού στους πόρους. Η επιρροή αυτή οφείλεται κυρίως στην ηλεκτρική αλληλεπίδραση του νερού με τις φορτισμένες επιφάνειες των αργιλικών πλακιδίων. Όπως είναι γνωστό, το μόριο του νερού, αν και ηλεκτρικά ουδέτερο, παρουσιάζει τις ιδιότητες **ηλεκτρικού δίπολου**, με κέντρα θετικού και αρνητικού φορτίου που δεν ταυτίζονται. Τα ηλεκτρικά αυτά δίπολα έλκονται προς την ηλεκτρικά φορτισμένη επιφάνεια των αργιλικών πλακιδίων (βλέπε Σχήμα 2.5) και **προσροφώνται** σ'αυτή, δηλαδή συνδέονται ισχυρά με την επιφάνεια των αργιλικών πλακιδίων και αποτελούν ενιαίο σώμα. Η έλξη των διπόλων του νερού προς τα αργιλικά πλακίδια είναι πολύ ισχυρή κοντά στην επιφάνεια και μειώνεται ραγδαία με την απόσταση από την επιφάνεια, επειδή, ως γνωστόν, οι ηλεκτρικές δυνάμεις είναι αντιστρόφως ανάλογες του τετραγώνου της απόστασης. Έτσι, δημιουργείται μια ζώνη γύρω από το αργιλικό πλακίδιο, στην οποία το προσροφημένο νερό έχει ιδιότητες πολύ διαφορετικές από το ελεύθερο νερό που βρίσκεται έξω από τη ζώνη αυτή. Η ζώνη (στρώση) του προσροφημένου νερού γύρω από το αργιλικό πλακίδιο ονομάζεται **διπλή στρώση**, επειδή αναπτύσσεται και στις δύο επιφάνειες του πλακιδίου.

Η ύπαρξη και το μέγεθος της διπλής στρώσης είναι καθοριστικοί παράγοντες των μηχανικών ιδιοτήτων των αργιλικών εδαφών. Έτσι, π.χ., με την αύξηση της υγρασίας (δηλαδή της ποσότητας του νερού στους πόρους των αργιλικών εδαφών) αυξάνει αρχικά και το πάχος της διπλής στρώσης, επειδή ένα μέρος του διαθέσιμου νερού προσροφάται στην επιφάνεια των αργιλικών πλακιδίων. Εάν το ποσοστό της υγρασίας αυξηθεί πέρα από κάποιο όριο, το πάχος της διπλής στρώσης γίνεται πολύ μεγάλο, οπότε τα μόρια του νερού που βρίσκονται στο απομακρυσμένο από το πλακίδιο όριο της διπλής στρώσης και είναι ασθενώς συνδεδεμένα με τη διπλή στρώση (λόγω της πτώσης του ηλεκτρικού δυναμικού με την απόσταση) αποκτούν ιδιότητες ελεύθερου νερού (δηλαδή εμφανίζουν μικρή έως

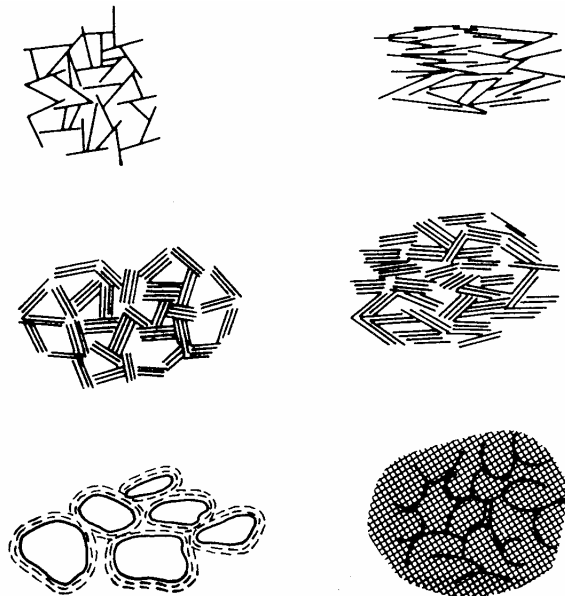


Σχ. 2.5: Προσροφημένα δίπολα νερού σε αργιλικό πλακίδιο

μηδενική διατμητική αντοχή). Κατά συνέπεια, οι επαφές μεταξύ των πλακιδίων, μέσω των μορίων του νερού που είναι ασθενώς συνδεδεμένα με τις διπλές στρώσεις, οδηγεί στη βαθμιαία μείωση της διατμητικής αντοχής της αργίλου και τη μετάπτωσή της από τη στερεά μορφή (για μικρά ποσοστά υγρασίας) στην υδαρή κατάσταση. Αντίθετα, η μείωση της υγρασίας έχει σαν συνέπεια τη μείωση του πάχους των διπλών στρώσεων, την ισχυρότερη ηλεκτρική αλληλεπίδραση μεταξύ των αργιλικών πλακιδίων (έλξη της θετικά φορτισμένης περιφέρειας ενός πλακιδίου προς τις αρνητικά φορτισμένες παρειές του γειτονικού πλακιδίου) και την αύξηση της διατμητικής αντοχής του εδάφους. Εάν το σύνολο του προσροφημένου νερού απομακρυνθεί (π.χ. με θέρμανση σε κλίβανο), τότε οι ηλεκτρικές δράσεις μεταξύ των πλακιδίων είναι ισχυρότερες λόγω της μικρής απόστασης και η διατμητική αντοχή μέγιστη (όπως π.χ. στα κεραμικά υλικά). Στην περίπτωση αυτή η αλληλεπίδραση μεταξύ των πλακιδίων είναι τόσο ισχυρή που, ακόμη και αν η άργιλος βραχεί, τα πλακίδια δεν απομακρύνονται και δεν επιτρέπουν την είσοδο νερού στους πόρους και το σχηματισμό διπλών στρώσεων προσροφημένου νερού. Για το λόγο αυτό τα (καλά) κεραμικά δεν απορροφούν νερό και δεν χάνουν την αντοχή τους εάν βραχούν. Από όλα τα προηγούμενα καθίσταται πλέον σαφής η δραστική επίδραση της υγρασίας στα αργιλικά εδάφη.

Μια άλλη εφαρμογή της επιρροής της διπλής στρώσης του προσροφημένου νερού στη συμπεριφορά των αργιλικών εδαφών είναι οι συνέπειες της μεταβολής του ΡΗ του νερού των πόρων, λόγω π.χ. μεταβολής της αλατότητας του περιβάλλοντος. Η κατάσταση αυτή απαντάται στα θαλάσσια ιζήματα, όπου το νερό των πόρων είναι αλμυρό, δηλαδή εκτός από τα δίπολα του νερού υπάρχουν και τα ιόντα των διαλυμένων αλάτων. Στην περίπτωση αυτή, λόγω της μεγάλης συγκέντρωσης ιόντων στο νερό, η πτώση του ηλεκτρικού δυναμικού των αργιλικών πλακιδίων με την απόσταση είναι εντονότερη από ότι στην περίπτωση που οι πόροι πληρούνται με γλυκό νερό. Έτσι, το πάχος της διπλής στρώσης είναι μικρότερο, με συνέπεια την ισχυρότερη αλληλεπίδραση μεταξύ των αργιλικών πλακιδίων. Εάν το ίζημα αυτό βρεθεί πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και εκπλυθεί με γλυκό νερό (π.χ. από τον υδροφόρο ορίζοντα), τότε η αλατότητα του νερού των πόρων θα μειωθεί, οι διπλές στρώσεις θα αυξηθούν σε μέγεθος και θα τείνουν να απομακρύνουν τα αργιλικά πλακίδια, δηλαδή να μειώσουν τη διατμητική τους αντοχή (ευαίσθητες άργιλοι).

Συνέπεια της δράσης των διπλών στρώσεων και των ηλεκτρικών αλληλεπιδράσεων μεταξύ των αργιλικών πλακιδίων είναι και η προκύπτουσα "ανοικτή" δομή της αργίλου, που εμφανίζει σημαντικό ποσοστό κενών (βλέπε Σχήμα 2.6).



Σχ. 2.6: Σχηματική διάταξη (δομή) αργιλικών πλακιδίων

### 2.1.2 Σχέσεις μεταξύ των φάσεων

Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο εδάφιο, το έδαφος είναι ένα πολυφασικό υλικό, που αποτελείται αφενός μεν από στερεούς κόκκους αφετέρου δέ από τα κενά (πόρους) που δημιουργούνται μεταξύ των κόκκων και περιέχουν νερό ή/και αέρα. Το Σχήμα 2.7 παρουσιάζει τις τρεις φάσεις ενός εδαφικού υλικού. Ο συνολικός όγκος  $V$  του εδάφους αποτελείται από τον όγκο  $V_s$  που καταλαμβάνουν οι στερεοί κόκκοι και τον όγκο  $V_v$  των πόρων. Ο όγκος των πόρων πληρούται από νερό (με όγκο  $V_w$ ) και αέρα (με όγκο  $V_g$ ). Οι αντίστοιχες μάζες ( $M$ ) ή, ισοδύναμα, τα βάρη ( $W$ ) των ανωτέρω ποσοτήτων είναι:  $M$  (ολική μάζα),  $M_s$  (μάζα στερεών κόκκων),  $M_w$  (μάζα νερού των πόρων) και  $M_g$  (μάζα του αέρα των πόρων). Στα επόμενα η μάζα του αέρα των πόρων αμελείται, επειδή η πυκνότητα του αέρα είναι πολύ μικρή σε σχέση με τις πυκνότητες των υπολοίπων μεγεθών (στερεών κόκκων και νερού).

Με βάση τα ανωτέρω μεγέθη, ορίζονται οι εξής χρήσιμες ποσότητες:

1. Το **πορώδες**, που είναι ο λόγος του όγκου των κενών προς τον ολικό όγκο του εδάφους:

$$n = \frac{V_v}{V}$$

Το πορώδες συχνά εκφράζεται και σαν ποσοστό επί τοις εκατό.

2. Ο **δείκτης πόρων**, που είναι ο λόγος του όγκου των κενών προς τον όγκο των στερεών κόκκων:

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

Το πορώδες και ο δείκτης πόρων συσχετίζονται ως εξής (να αποδειχθεί):

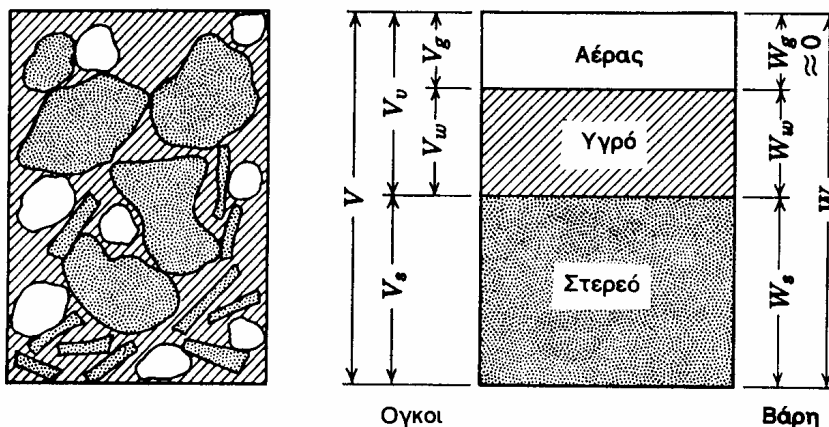
$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{ή} \quad e = \frac{n}{1-n}$$

3. Ο **βαθμός κορεσμού**, που είναι ο λόγος του όγκου του νερού των πόρων προς τον όγκο των κενών:

$$S = \frac{V_w}{V_v}$$

και εκφράζει το ποσοστό (συνήθως επί τοις εκατό) του όγκου των πόρων που πληρούται με νερό. Οι πιθανές τιμές του βαθμού κορεσμού ενός εδαφικού υλικού κυμαίνονται μεταξύ 0 και 100%. Ένα ξηρό εδαφικό υλικό έχει βαθμό κορεσμού μηδέν, ενώ ένα εδαφικό υλικό του οποίου το σύνολο των πόρων πληρούται με νερό (κορεσμένο) έχει βαθμό κορεσμού 1 (100%).

4. Το **ποσοστό υγρασίας**, που είναι ο λόγος της μάζας του νερού των πόρων προς



Σχ. 2.7: Φάσεις των εδαφικών υλικών

τη μάζα των στερεών κόκκων:

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

και συχνά εκφράζεται και επί τοις εκατό. Το ποσοστό υγρασίας ενός ξηρού εδαφικού υλικού είναι μηδέν. Το ποσοστό υγρασίας ενός (υγρού) εδαφικού υλικού υπολογίζεται με την εξής μέθοδο: ένα δείγμα του εδάφους ζυγίζεται στη φυσική του κατάσταση (μάζα  $M_1$ ) και αφού ξηρανθεί σε κατάλληλο κλίβανο, ώστε να εξατμισθεί το σύνολο του νερού των πόρων (μάζα  $M_2$ ). Στη συνέχεια, το ποσοστό υγρασίας υπολογίζεται από τη σχέση:

$$w = \frac{M_1 - M_2}{M_2} \quad \text{ή} \quad w = \frac{M_1 - M_2}{M_2} \times 100 \quad (\%)$$

5. Η **πυκνότητα του εδαφικού υλικού**, που (κατά τον συνήθη ορισμό της πυκνότητας ενός υλικού) είναι ο λόγος της μάζας του εδαφικού δείγματος προς τον όγκο του:

$$\rho = \frac{M}{V}$$

6. Η **πυκνότητα των στερεών κόκκων**, που είναι ο λόγος της μάζας των στερεών κόκκων προς τον όγκο τους:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

7. Τέλος, η **πυκνότητα του νερού** που (κατά τον συνήθη ορισμό) είναι:

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} = 1 \text{ Mg/m}^3$$

Οι προηγούμενες ποσότητες συνδέονται με τις εξής σχέσεις (να αποδειχθούν):

$$\rho = \rho_s \left( \frac{1+w}{1+e} \right), \quad \rho_s w = S e \rho_w$$

Εκτός από τις ανωτέρω θεμελιώδεις ποσότητες μπορούν να ορισθούν και τα εξής παράγωγα μεγέθη:

- (i) η **ξηρή πυκνότητα** του εδαφικού υλικού:

$$\rho_d = \rho_s \frac{1}{1+e}$$

που είναι η πυκνότητα ενός εδαφικού υλικού με ποσοστό υγρασίας μηδέν.

- (ii) Η **πυκνότητα του κορεσμένου** εδαφικού υλικού:

$$\rho_{sat} = \frac{\rho_s + e \rho_w}{1+e}$$

που είναι η πυκνότητα ενός εδαφικού υλικού με βαθμό κορεσμού  $S = 1$ .

- (iii) Η **υπό άνωση πυκνότητα** ενός (κορεσμένου) εδαφικού υλικού:

$$\rho_b = \rho_{sat} - \rho_w = \frac{\rho_s - \rho_w}{1+e}$$

Στα επόμενα δίνονται μερικές τυπικές τιμές των θεμελιωδών μεγεθών για διάφορα εδαφικά υλικά:

- (1) **Πορώδες:**

Άμμοι: 0,30 έως 0,50

Άργιλοι: 0,20 έως 0,60 (ή και υψηλότερο)

- (2) **Δείκτης πόρων:**

Άμμοι: 0,40 έως 1,00

Άργιλοι: 0,30 έως 1,50 (ή και υψηλότερος)

- (3) **Βαθμός κορεσμού:** 0 έως 1
- (4) **Ποσοστό υγρασίας:**  
Κυμαίνεται συνήθως στις άμμους από 0 έως 0,40 (40%) και στις αργίλους από 0 έως 1 (100%). Σε ορισμένα εδάφη (π.χ. οργανικά ή ευαίσθητες αργίλους) μπορεί να φθάνει και το 5 (500%).
- (5) **Πυκνότητα εδαφικού υλικού** (σε  $Mg/m^3$ ):  
Άμμοι και χάλικες: 1,70 έως 2,40  
Ιλείς και άργιλοι: 1,40 έως 2,10  
Οργανικά και ευαίσθητες άργιλοι: 1,00 έως 1,60.
- (6) **Πυκνότητα στερεών κόκκων:**  
Για όλους τους τύπους εδαφών (πλην οργανικών):  
 $\rho_s = 2,50 - 2,80 Mg/m^3$   
Τα οργανικά εδάφη μπορεί να έχουν πυκνότητα στερεών κόκκων πολύ μικρότερη από  $2,50 Mg/m^3$ .

## 2.2 Φυσικά Χαρακτηριστικά μη-Συνεκτικών Εδαφών

Τα κυριότερα φυσικά χαρακτηριστικά των μη-συνεκτικών (αμμωδών, κοκκωδών ή χονδρόκοκκων) εδαφικών υλικών είναι η **σχετική πυκνότητα** και η **κοκκομετρική διαβάθμιση**, που μελετώνται στα επόμενα εδάφια.

### 2.2.1 Σχετική πυκνότητα

Ένα συγκεκριμένο μη-συνεκτικό εδαφικό υλικό μπορεί να εμφανισθεί στη φύση με διάφορες τιμές του δείκτη πόρων ( $e$ ), που εξαρτώνται από την εκάστοτε διάταξη (δομή) των κόκκων του. Η πλέον χαλαρή διάταξη των κόκκων με το μέγιστο ποσοστό κενών αντιστοιχεί στην **ελάχιστη πυκνότητα**. Η πυκνότητα αυτή μπορεί να πραγματοποιηθεί κατά τη βραδεία απόθεση μιας άμμου μέσα στο νερό με συνθήκες αντίστοιχες με αυτές της ιζηματογένεσης. Κατά συνέπεια, πρόσφατες αποθέσεις άμμων τείνουν να έχουν πυκνότητες που προσεγγίζουν την ελάχιστη πυκνότητα. Η πλέον πυκνή διάταξη των κόκκων με το ελάχιστο ποσοστό κενών αντιστοιχεί στη **μέγιστη πυκνότητα**. Η πυκνότητα αυτή μπορεί να πραγματοποιηθεί με παρατεταμένη και έντονη δόνηση της άμμου, που προκαλεί συμπύκνωση με την επαναδιάταξη των κόκκων της σε πυκνότερη δομή. Είναι σαφές ότι τόσο η ελάχιστη όσο και η μέγιστη πυκνότητα είναι συμβατικά μεγέθη και αναφέρονται σε **πρότυπες** εργαστηριακές δοκιμές (π.χ. συγκεκριμένος τρόπος απόθεσης ή συγκεκριμένος τρόπος δόνησης μιας άμμου). Κατά συνέπεια, είναι δυνατόν μια άμμος να υπάρξει στη φύση σε κατάσταση με πυκνότητα μικρότερη από την ελάχιστη ή μεγαλύτερη από τη μέγιστη συμβατική.

Ένα χρήσιμο μέγεθος για το χαρακτηρισμό της κατάστασης μιας άμμου σε σχέση με την ελάχιστη και τη μέγιστη πυκνότητα είναι η λεγόμενη **σχετική πυκνότητα** ( $D_r$ ), η οποία ορίζεται ως εξής:

$$D_r \equiv \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}} \times 100 \quad (\%)$$

- όπου:  $e$  είναι ο πραγματικός δείκτης πόρων της άμμου,  
 $e_{max}$  είναι ο δείκτης πόρων που αντιστοιχεί στην ελάχιστη συμβατική πυκνότητα (μέγιστη τιμή του δείκτη πόρων) και  
 $e_{min}$  είναι ο δείκτης πόρων που αντιστοιχεί στη μέγιστη συμβατική πυκνότητα (ελάχιστη τιμή του δείκτη πόρων).



Οι τιμές της μέγιστης και ελάχιστης πυκνότητας μιας άμμου εξαρτώνται από το σχήμα και την ποικιλία των μεγεθών της. Έτσι, όσο μεγαλύτερη είναι η ποικιλία μεγεθών των κόκκων και όσο πιο σφαιρικοί είναι οι κόκκοι σε ένα αμμώδη εδαφικό σχηματισμό, τόσο η ελάχιστη και η μέγιστη πυκνότητα είναι μεγαλύτερες.

Η κατάταξη των αμμωδών εδαφών με βάση τη σχετική τους πυκνότητα γίνεται σύμφωνα με τον ακόλουθο Πίνακα:

Σχετική πυκνότητα (%)	Περιγραφή μή-συνεκτικού εδάφους
0 - 15	Πολύ χαλαρό
15 - 35	Χαλαρό
35 - 65	Μέσης πυκνότητας
65 - 85	Πυκνό
85 - 100	Πολύ πυκνό

### 2.2.2 Κοκκομετρική διαβάθμιση

Το μέγεθος των κόκκων και η ποικιλία (κατανομή) τους σε ένα δείγμα εδαφικού υλικού επηρεάζουν τη μηχανική συμπεριφορά των μή-συνεκτικών εδαφών και για το λόγο αυτό μελετώνται στα πλαίσια των φυσικών τους χαρακτηριστικών.

Η απαντώμενη ποικιλία μεγεθών κόκκων στους εδαφικούς σχηματισμούς είναι ευρύτατη. Οι χάλικες αποτελούνται από κόκκους μεγέθους αρκετών εκατοστών, ενώ οι άργιλοι περιέχουν κόκκους μεγέθους μικρότερου του ενός μικρού (μm), δηλαδή περισσότερο από 10000 φορές μικρότερους από τους κόκκους των χαλικών. Οι μέθοδοι κατάταξης των εδαφών με βάση το μέγεθος των κόκκων τους ποικίλουν. Ο ακόλουθος Πίνακας παρουσιάζει την κατάταξη που προτείνουν οι Βρετανικοί Κανονισμοί (British Standards), η οποία τείνει να γίνει γενικά αποδεκτή στην Ευρωπαϊκή Κοινότητα (βλέπε επίσης και Σχήμα 2.2):

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ	ΥΠΟΚΑΤΗΓΟΡΙΑ	Μέγεθος κόκκων (mm)	
		Από	Έως
Χάλικες	Χονδρόκοκκοι	60	20
	Μεσόκοκκοι	20	6
	Λεπτόκοκκοι	6	2
Άμμοι	Χονδρόκοκκες	2	0.6
	Μεσόκοκκες	0.6	0.2
	Λεπτόκοκκες	0.2	0.06
Ιλείς	Χονδρόκοκκες	0.06	0.02
	Μεσόκοκκες	0.02	0.006
	Λεπτόκοκκες	0.006	0.002
Άργιλοι	-	< 0.002	-

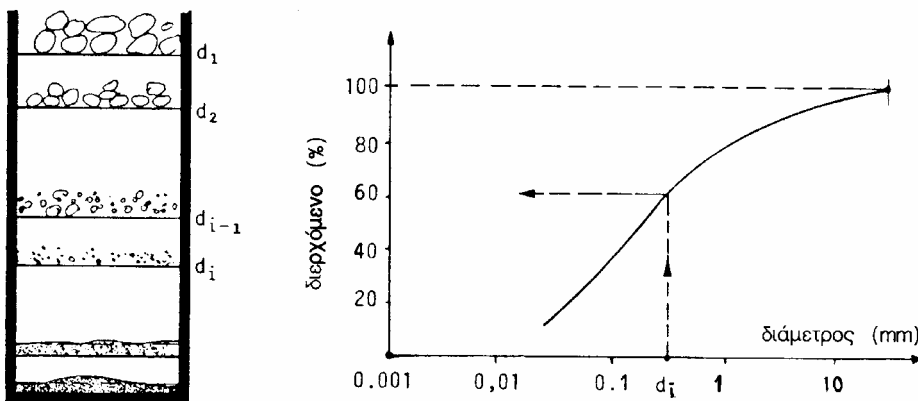
Η ποικιλία μεγεθών κόκκων των εδαφικών σχηματισμών μπορεί να γίνει κατανοητή με το ακόλουθο ανάλογο: αν η διάσταση του κόκκου ενός μέσου χάλικα αντιστοιχιστεί με μια εξαόροφη πολυκατοικία (20m ύψος), ένας κόκκος άμμου αντιστοιχεί με ένα καρπούζι, ένας κόκκος ιλύος με ένα κεράσι και ένα κόκκος αργίλου με μέγεθος μικρότερο από το κεφάλι μιας καρφίτσας.

Ο προσδιορισμός της κατανομής των μεγεθών κόκκων των εδαφικών υλικών (**κοκκομετρική διαβάθμιση**) γίνεται για μεν τους χάλικες και τις άμμους με τη λεγόμενη "κοκκομετρική ανάλυση με κόσκινα", για δε τις ιλείς και αργίλους με την "κοκκομετρική ανάλυση με τη μέθοδο του αραιομέτρου".

Η ανάλυση με κόσκινα γίνεται με τη μηχανική δόνηση δείγματος του εδαφικού υλικού διαμέσου σειράς κοσκίνων με βαθμιαία μικρότερη διάσταση οπής και τη μέτρηση του βάρους του υλικού που συγκρατείται σε κάθε κόσκινο (βλέπε Σχήμα

2.8). Τα πρότυπα μεγέθη (διαστάσεις οπής) των κοσκίνων ποικίλουν. Στην Ελλάδα χρησιμοποιούνται κόσκινα που ακολουθούν την Αμερικανική Προδιαγραφή ASTM D422-1980. Ο κωδικός και η διάσταση της οπής των κοσκίνων αυτών φαίνονται στον ακόλουθο Πίνακα:

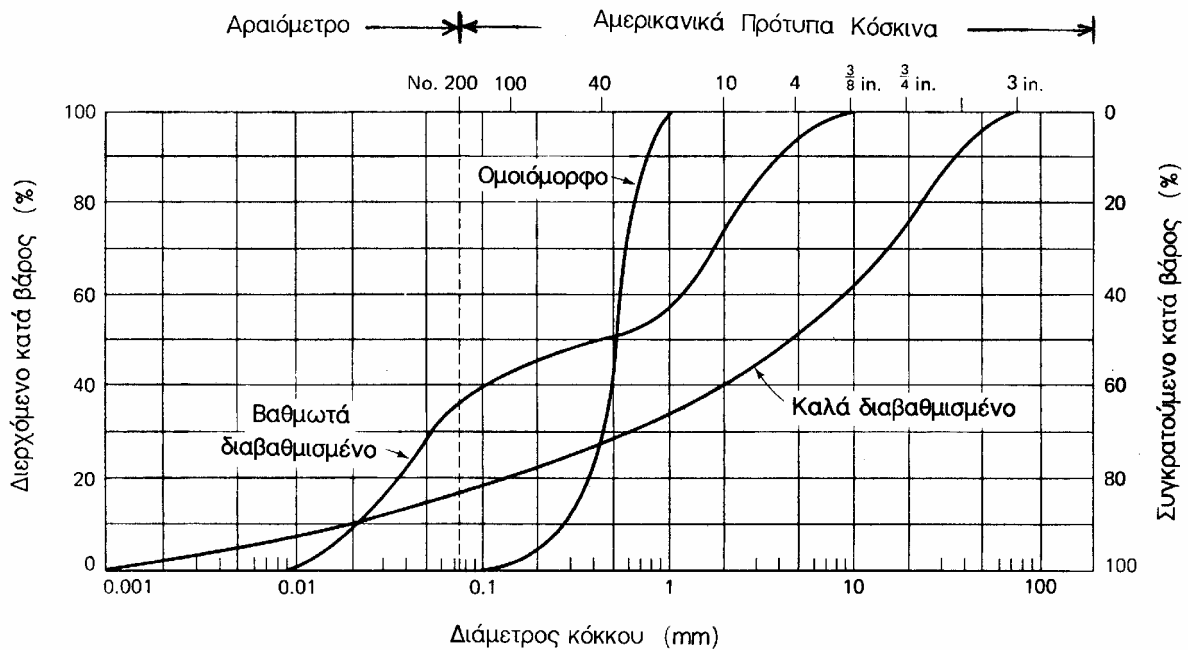
Αριθμός κοσκίνου (No)	Διάσταση οπής (mm)
4	4.75
10	2
20	0.85
40	0.425
60	0.25
100	0.15
140	0.106
200	0.075



Σχ. 2.8: Κοκκομέτρηση εδαφών με κόσκινα

Αξίζει να σημειωθεί ότι το κόσκινο No 200 αντιστοιχεί κατά προσέγγιση στο συμβατικό όριο μεταξύ άμμων και ιλύων (0.06 mm). Η κατασκευή και χρήση κοσκίνων για την κοκκομέτρηση εδαφών με μεγέθη κόκκων μικρότερα από το No 200 δεν είναι πρακτική. Κατά συνέπεια, ο προσδιορισμός της κοκκομετρικής διαβάθμισης των λεπτόκοκκων εδαφικών υλικών (ιλύων και αργίλων) γίνεται, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, με τη μέθοδο του αραιομέτρου. Η μέθοδος αυτή βασίζεται στο νόμο του Stokes για την κίνηση σφαιρών σε ιξώδες ρευστό με την επίδραση της βαρύτητας, σύμφωνα με τον οποίο η οριακή ταχύτητα καθίζησης εξαρτάται από τη διάμετρο και την πυκνότητα του υλικού των σφαιρών, την πυκνότητα του ρευστού και το ιξώδες του. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου του αραιομέτρου μετράται η πυκνότητα του μίγματος νερού και εδάφους σε διάφορους χρόνους και προσδιορίζεται η ταχύτητα καταβύθισης των κόκκων του εδαφικού υλικού, από την οποία προκύπτει η κατανομή του μεγέθους των κόκκων.

Η κατανομή του μεγέθους των κόκκων ενός εδαφικού υλικού, όπως προκύπτει από την κοκκομετρική ανάλυση με κόσκινα και το αραιόμετρο, παρουσιάζεται συνήθως σε ένα διάγραμμα αθροιστικής συχνότητας εμφάνισης ως προς το μέγεθος του κόκκου (σε λογαριθμική κλίμακα). Ένα τέτοιο διάγραμμα φαίνεται στο Σχήμα 2.9, στο οποίο παρουσιάζονται και τυπικές κοκκομετρικές καμπύλες ενός εδάφους με ομοιόμορφους κόκκους και ενός καλά διαβαθμισμένου (δηλαδή με ποικιλία κόκκων). Από διαγράμματα αυτού του τύπου μπορούν να προσδιορισθούν ποσοτικά μεγέθη ιδιαίτερου ενδιαφέροντος, όπως το εύρος των διαμέτρων των κόκκων ενός εδαφικού υλικού και το ποσοστό (κατά βάρος) του υλικού που είναι μικρότερο από κάποια συγκεκριμένη διάμετρο. Επιπλέον, συνήθως υπολογίζονται η διάμετρος  $D_{10}$  (δηλαδή



Σχ. 2.9: Διάγραμμα κοκκομετρικής διαβάθμισης εδαφών

το μέγεθος κόκκου από τον οποίο 10% του υλικού έχει μικρότερο μέγεθος) και η διάμετρος  $D_{60}$  (δηλαδή το μέγεθος κόκκου από τον οποίο 60% του υλικού έχει μικρότερο μέγεθος).

Με βάση τα ανωτέρω, ορίζεται και ο **συντελεστής ανομοιομορφίας**:

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

που εκφράζει συνοπτικά την κοκκομετρική διαβάθμιση του υλικού. Έτσι, ένα υλικό με ομοιόμορφους κόκκους έχει  $C_u = 1$ . Ένα υλικό με μεγάλη ποικιλία μεγεθών κόκκων, το οποίο έχει  $C_u > 5$ , λέγεται καλά διαβαθμισμένο. Αντίθετα, ένα υλικό με σχετικά ομοιόμορφους κόκκους, το οποίο έχει  $C_u < 5$ , λέγεται κακά διαβαθμισμένο. Γενικά, όσο μεγαλύτερος είναι ο συντελεστής ανομοιομορφίας, τόσο μεγαλύτερη ποικιλία κόκκων περιέχει το εδαφικό υλικό και τόσο καλύτερη είναι η κοκκομετρική του διαβάθμιση.

### 2.3 Φυσικά Χαρακτηριστικά Συνεκτικών Εδαφών

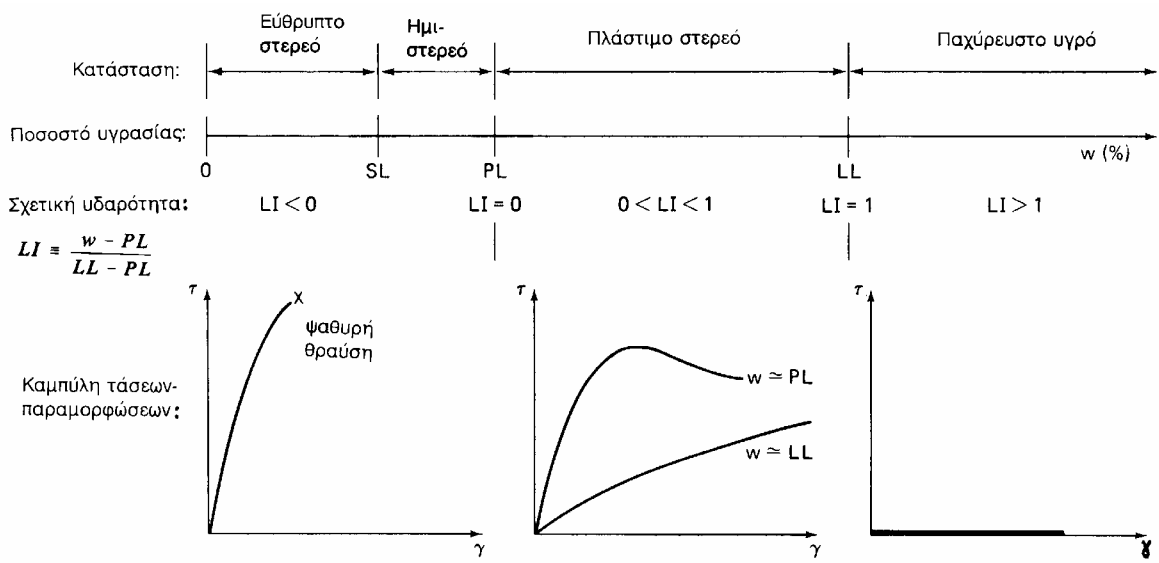
Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, τα κύρια φυσικά χαρακτηριστικά των μή-συνεκτικών εδαφών είναι η σχετική πυκνότητα και η κοκκομετρική διαβάθμιση. Με βάση τα χαρακτηριστικά αυτά, μπορεί να γίνει μια πρώτη, αδρή εκτίμηση των μηχανικών τους χαρακτηριστικών. Στα συνεκτικά (αργιλικά ή λεπτόκοκκα) υλικά ο προσδιορισμός των ανωτέρω φυσικών χαρακτηριστικών δεν είναι εύκολα εφικτός (λόγω του πολύ μικρού μεγέθους των κόκκων τους) και, επιπλέον, τα χαρακτηριστικά αυτά δεν είναι άμεσα συσχετισμένα με τις μηχανικές τους ιδιότητες. Για τους ανωτέρω λόγους, κατ' αντιστοιχία προς τα μή-συνεκτικά εδάφη, τα κύρια φυσικά χαρακτηριστικά των συνεκτικών εδαφών είναι το **ποσοστό υγρασίας** και τα **όρια Atterberg**.

Έχει ήδη αναφερθεί ότι η παρουσία νερού στους πόρους ενός εδαφικού υλικού επηρεάζει τη μηχανική του συμπεριφορά. Η επιρροή αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική (καθοριστική θα μπορούσε να πει κανείς) στα συνεκτικά εδάφη. Το Σχήμα 2.10 παρουσιάζει τη βαθμιαία μεταβολή των μηχανικών χαρακτηριστικών (τη μορφή

της καμπύλης τάσεων-παραμορφώσεων σε δοκιμή διάτμησης) ενός συνεκτικού εδάφους με την αύξηση του ποσοστού της υγρασίας. Είναι σαφές ότι, όσο αυξάνει το ποσοστό της υγρασίας, τόσο μειώνεται η αλληλεπίδραση μεταξύ των κόκκων του εδαφικού υλικού και η συμπεριφορά του προσομοιάζει τη συμπεριφορά των ρευστών. Γενικά, μπορούν να διακριθούν τέσσερις καταστάσεις, στις οποίες ένα συνεκτικό εδαφικό υλικό μπορεί να μεταπίπτει διαδοχικά με την αύξηση του ποσοστού υγρασίας:

1. **Εύθρυπτο στερεό:** Στην κατάσταση αυτή το έδαφος παρουσιάζει μεγάλο δείκτη δυσκαμψίας (δηλαδή μικρές παραμορφώσεις) και η θραύση του είναι απότομη και ψαθυρή. Ποιοτικά, η συμπεριφορά του είναι ανάλογη με άλλα ψαθυρά υλικά, όπως π.χ. το σκυρόδεμα.
2. **Ημιστερεό:** Είναι μια μεταβατική κατάσταση μεταξύ της προηγούμενης (του εύθρυπτου στερεού) και της επόμενης (του πλάστιμου στερεού) με ενδιάμεσα χαρακτηριστικά.
3. **Πλάστιμο στερεό:** Στην κατάσταση αυτή το έδαφος μπορεί να πλάθεται, δηλαδή να υφίσταται σημαντικές πλαστικές (μη-αντιστρεπτές) παραμορφώσεις χωρίς ρηγματώσεις και θραύση (θρυμματισμό). Ο δείκτης δυσκαμψίας του μειώνεται βαθμιαία με την αύξηση του ποσοστού υγρασίας.
4. **Παχύρευστο υγρό:** Στην κατάσταση αυτή το έδαφος δεν μπορεί να αναλάβει διατμητικές τάσεις χωρίς συνεχιζόμενη παραμόρφωση (ροή). Στο κάτω όριο (μικρά ποσοστά υγρασίας) της κατάστασης αυτής το έδαφος παρουσιάζει χαρακτηριστικά ερπυσμού, η συμπεριφορά του, όμως, με την αύξηση του ποσοστού υγρασίας γρήγορα εξελίσσεται σε πραγματική ροή.

Τα ποσοστά υγρασίας που αντιστοιχούν στα όρια μεταξύ των ανωτέρω τεσσάρων καταστάσεων ονομάζονται: **όριο συρρίκνωσης**  $w_s$  ή **SL** (μεταξύ στερεάς και ημιστερεάς), **όριο πλαστιμότητας**  $w_p$  ή **PL** (μεταξύ ημιστερεάς και πλάστιμης) και **όριο υδαρότητας**  $w_L$  ή **LL** (μεταξύ πλάστιμης και υδαρούς). Τα όρια αυτά, που συνοπτικά λέγονται **όρια Atterberg**, αποτελούν χαρακτηριστικές ιδιότητες κάθε συνεκτικού υλικού και προσδιορίζονται με πρότυπες δοκιμές. Έτσι, το όριο υδαρότητας ορίζεται σαν το ποσοστό υγρασίας, στο οποίο τα χείλη μιας σχισμής που έχει δημιουργηθεί σε δείγμα του εδαφικού υλικού στη συσκευή Casagrande (βλέπε Σχήμα 2.11) κλείνουν μετά από 25 πτώσεις της κάψας πάνω στην ειδική βάση. Το όριο πλαστιμότητας ορίζεται σαν το ποσοστό υγρασίας, στο οποίο επιμήκη στοιχεία του εδαφικού υλικού θρυμματίζονται όταν η διάμετρός τους γίνει 3 mm. Τέλος, το



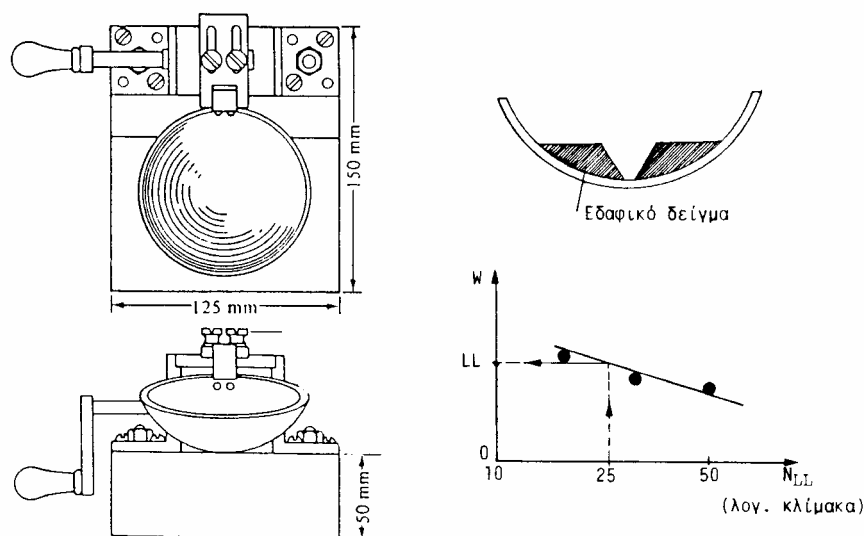
Σχ. 2.10: Μεταβολή της συνεκτικότητας των αργίλων με το ποσοστό υγρασίας

όριο συρρίκνωσης ορίζεται σαν το ποσοστό υγρασίας που αρκεί για να πληρώσει τα κενά του ξηρού εδαφικού υλικού, δηλαδή το ποσοστό της υγρασίας του οποίου περαιτέρω μείωση δεν οδηγεί σε μείωση του όγκου του εδαφικού υλικού.

Τέλος, αξίζει να αναφερθούν και δύο (ακραίες) καταστάσεις οι οποίες είναι χαρακτηριστικές της δυνατότητας μεταβολής της συμπεριφοράς των αργιλικών εδαφών με τη μεταβολή του ποσοστού υγρασίας:

1. Εάν αφαιρεθεί το σύνολο του νερού των πόρων μιάς αργίλου, π.χ. με θέρμανση σε υψηλή θερμοκρασία εντός κλιβάνου, τότε η άργιλος συμπεριφέρεται σαν πραγματικό στερεό με μεγάλη μάλιστα αντοχή. Παράδειγμα αποτελούν τα κεραμικά είδη (τούβλα, κεραμίδια κλπ.). Στην κατάσταση αυτή, μάλιστα, με την πλήρη αφαίρεση του νερού των πόρων, τα πλακίδια της αργίλου έχουν πλησιάσει πάρα πολύ και έχουν αναπτυχθεί μεταξύ τους ισχυρότατες ελκτικές ηλεκτροχημικές δυνάμεις τύπου Van der Waals. Οι δυνάμεις αυτές είναι τόσο ισχυρές, ώστε να μην επιτρέπουν πλέον την προσρόφηση νερού στα κενά της αργίλου και την αύξηση του όγκου των κενών (διόγκωση του υλικού). Πράγματι, τα (καλά) κεραμικά δεν χάνουν την αντοχή τους και δεν θρυμματίζονται όταν εκτεθούν στο νερό.
2. Η άλλη ακραία κατάσταση είναι η υδαρής κατάσταση ενός μίγματος νερού και αργιλικού υλικού. Η κατάσταση αυτή απαντάται στον πυθμένα των θαλασσών κοντά στις εκβολές μεγάλων ποταμών και αποτελεί το πρώτο στάδιο της ιζηματογένεσης. Τα πλακίδια της αργίλου στην κατάσταση αυτή βαθμιαία καθιζάνουν με την οριακή ταχύτητα κατά το νόμο του Stokes. Λόγω του μικρού μεγέθους των πλακιδίων, η οριακή ταχύτητα είναι πολύ μικρή και η διαδικασία αυτή μπορεί να διαρκέσει επί εκατοντάδες χρόνια.

Η φυσική σημασία των ορίων Atterberg έγκειται στο ότι τα συνεκτικά εδάφη έχουν την ιδιότητα να προσροφούν στην επιφάνεια των αργιλικών τους πλακιδίων νερό, το οποίο συνδέεται ισχυρά με το συγκεκριμένο πλακίδιο χωρίς να μειώνει σημαντικά το βαθμό της ηλεκτροχημικής αλληλεπίδρασης μεταξύ των πλακιδίων, με συνέπεια να μη μειώνεται ουσιαστικά και η μηχανική τους αντοχή. Προφανώς, η παραπάνω δυνατότητα προσρόφησης νερού χωρίς σημαντική απώλεια αντοχής δεν είναι απεριόριστη. Αντίθετα, το μέγιστο ποσοστό υγρασίας που μπορεί να προσροφηθεί στην επιφάνεια των πλακιδίων χωρίς να αλλάξει η κατάσταση του εδαφικού υλικού (στερεά, ημιστερεά, πλάστιμη και υδαρής) καθορίζει τα όρια Atterberg. Έτσι, εάν κάποιο εδαφικό υλικό  $A$  έχει μεγαλύτερη τάση να προσροφά νερό στην επιφάνεια



Σχ. 2.11: Η συσκευή Casagrande για τον προσδιορισμό του ορίου υδαρότητας

των αργιλικών του πλακιδίων από ότι το εδαφικό υλικό B, τότε το ποσοστό υγρασίας στο οποίο το έδαφος A μεταπίπτει στην υδαρή κατάσταση είναι μεγαλύτερο από το αντίστοιχο ποσοστό υγρασίας του εδάφους B, δηλαδή το έδαφος A έχει μεγαλύτερο όριο υδαρότητας από το B. Είναι προφανές ότι το ίδιο σκεπτικό μπορεί να εφαρμοσθεί και στα υπόλοιπα όρια Atterberg.

Με βάση τα ανωτέρω όρια, ορίζονται οι λεγόμενοι **δείκτες συνεκτικότητας** και συγκεκριμένα:

1. Ο **δείκτης πλαστιμότητας**:

$$PI \equiv I_p = w_L - w_p$$

που εκφράζει το εύρος της πλάστιμης περιοχής, δηλαδή το εύρος της περιοχής (μετρούμενης σε ποσοστά υγρασίας) στην οποία το εδαφικό υλικό συμπεριφέρεται σαν πλάστιμο στερεό. Είναι προφανές ότι όσο περισσότερο ενεργά είναι τα αργιλικά πλακίδια του εδαφικού υλικού, δηλαδή όσο περισσότερο νερό μπορεί να προσροφηθεί στην επιφάνεια τους χωρίς να μειωθεί σημαντικά ο βαθμός της ηλεκτροχημικής αλληλεπίδρασης μεταξύ των πλακιδίων τόσο μεγαλύτερος είναι ο δείκτης πλαστιμότητας.

2. Ο **δείκτης σχετικής υδαρότητας**:

$$LI \equiv I_L = \frac{w - w_p}{w_L - w_p}$$

που εκφράζει τη σχέση του πραγματικού ποσοστού υγρασίας ( $w$ ) ως προς το όριο υδαρότητας. Πράγματι, εάν το ποσοστό υγρασίας είναι ίσο με το όριο υδαρότητας τότε  $I_L = 1$ , ενώ εάν είναι ίσο με το όριο πλαστιμότητας  $I_L = 0$ . Γενικά, τιμές του  $I_L$  μεταξύ 0 και 1 αντιστοιχούν στην πλάστιμη περιοχή. Αντίθετα, τιμές του  $I_L < 0$  αντιστοιχούν στην ημιστερεά και στερεά κατάσταση, ενώ τιμές του  $I_L > 1$  στην υδαρή κατάσταση.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα όρια του Atterberg και οι δείκτες συνεκτικότητας που προκύπτουν από αυτά έχουν ορισθεί εμπειρικά και κατά συνέπεια **δεν έχουν θεμελιώδη ποσοτική έννοια**, δηλαδή δεν είναι δυνατόν να συσχετισθούν απ' ευθείας, π.χ. με το πάχος της στρώσης του προσροφημένου νερού. Το μειονέκτημα αυτό, όμως, ουδόλως περιορίζει τη χρησιμότητά τους για την ποιοτική περιγραφή των συνεκτικών υλικών καθώς και για την κατάταξη των εδαφών σε κατηγορίες, όπως περιγράφεται στο επόμενο εδάφιο. Τέλος, θα πρέπει να αναφερθεί ότι τα όρια του Atterberg προσδιορίζονται σε διαταραγμένα (αναμοχλευμένα) δείγματα του εδαφικού υλικού και κατά συνέπεια **δεν** μπορούν να χρησιμεύσουν για την περιγραφή ιδιοτήτων του υλικού που εξαρτώνται από την ύπαρξη δομής (π.χ. ανισοτροπία, προφόρτιση, σιμέντωση, θιξοτροπικοί δεσμοί κλπ.), καθόσον η δομή του υλικού καταστρέφεται κατά την αναμόχλευση που προηγείται των δοκιμών προσδιορισμού των ορίων Atterberg.

## 2.4 Ταξινόμηση των Εδαφών

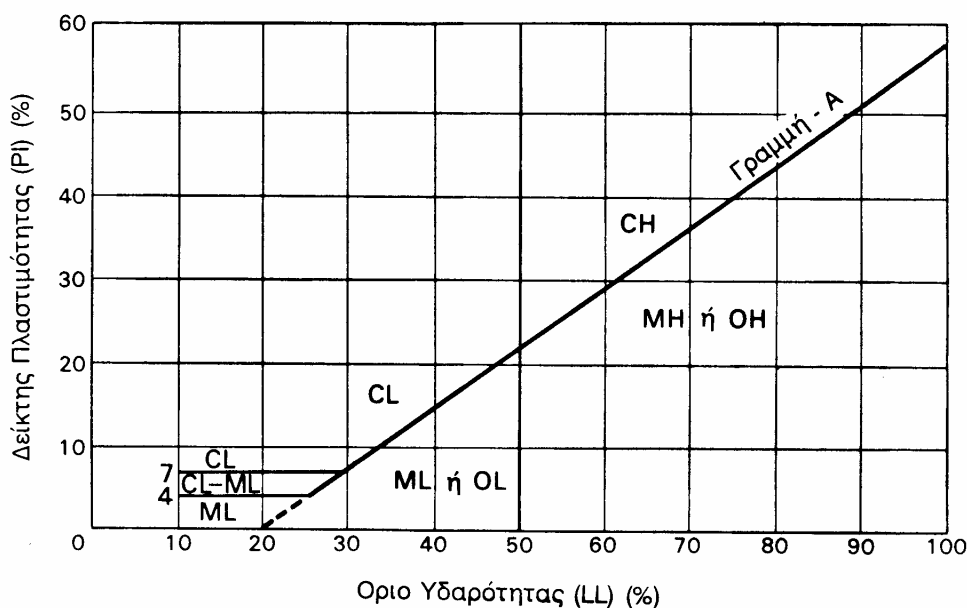
Η ταξινόμηση των εδαφών σε κατηγορίες με παρόμοιες μηχανικές ιδιότητες είναι χρήσιμη από πολλές απόψεις. Η χρησιμότητα των κατατάξεων αυτού του τύπου είναι ιδιαίτερα σημαντική, δεδομένου ότι οι απαιτούμενες δοκιμές είναι απλές, σύντομες και με μικρό κόστος. Έτσι, π.χ., σε απλά έργα Πολιτικού Μηχανικού ή σε προκαταρκτικές εκτιμήσεις των μηχανικών ιδιοτήτων εδαφών, η κατάταξη ενός εδαφικού σχηματισμού σε ορισμένη κατηγορία με την εκτέλεση απλών δοκιμών αρκεί για την κατ' αρχήν εκτίμηση των μηχανικών του ιδιοτήτων. Πράγματι, εφόσον όλα τα εδάφη της ίδιας κατηγορίας έχουν παρόμοιες (και γνωστές) ιδιότητες, το

συγκεκριμένο έδαφος που ανήκει στην κατηγορία αυτή θα έχει και αυτό τις γνωστές ιδιότητες της κατηγορίας. Το μειονέκτημα της μεθόδου έγκειται ακριβώς στην απλότητά της: η ανάγκη χρήσης απλών δοκιμών για την κατάταξη σε κατηγορίες περιορίζει την ομοιότητα των μηχανικών χαρακτηριστικών των εδαφικών υλικών που κατατάσσονται στην ίδια κατηγορία με βάση τις απλές αυτές δοκιμές.

Οι περισσότερες μέθοδοι ταξινόμησης χρησιμοποιούν σαν χαρακτηριστικές δοκιμές την κοκκομέτρηση με κόσκινα και τις δοκιμές προσδιορισμού των ορίων Atterberg, δοκιμές που πληρούν τις απαιτήσεις απλότητας, ταχύτητας και μικρού κόστους που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Διάφορες μέθοδοι κατάταξης έχουν προταθεί κατά καιρούς και πολλές από αυτές έχουν τύχει ευρείας εφαρμογής. Στην Ελλάδα, επικρατέστερη μέθοδος κατάταξης εδαφών είναι η λεγόμενη "Ενοποιημένο Σύστημα Κατάταξης Εδαφών" (Unified Soil Classification System). Το σύστημα αυτό χρησιμοποιεί τα ποσοστά του εδάφους που διέρχονται από το κόσκινο Νο 200 (το λεγόμενο λεπτόκοκκο κλάσμα) και το Νο 4 (αμμώδες κλάσμα), και τα όρια του Atterberg με τη μορφή του "Χάρτη Πλαστιμότητας του Casagrande", που φαίνεται στο Σχήμα 2.12. Στο Χάρτη Πλαστιμότητας με άξονες το όριο υδαρότητας και το δείκτη πλαστιμότητας, το διάγραμμα χωρίζεται σε τέσσερις περιοχές με τη λεγόμενη γραμμή-A και τη γραμμή που αντιστοιχεί σε όριο υδαρότητας 50%. Συνεκτικά εδάφη που αντιστοιχούν σε σημεία πάνω από τη γραμμή-A ονομάζονται **άργιλοι (C)**, ενώ αυτά που αντιστοιχούν σε σημεία κάτω από τη γραμμή-A ονομάζονται **ιλείς (M)**. Αντίστοιχα, εδάφη που παριστάνονται με σημεία δεξιά από τη γραμμή με  $LL = 50\%$  λέγονται εδάφη **υψηλής πλαστιμότητας (H)**, ενώ αυτά που παριστάνονται με σημεία αριστερά από τη γραμμή με  $LL = 50\%$  λέγονται εδάφη **χαμηλής πλαστιμότητας (L)**. Ο Πίνακας 2.1 παρουσιάζει συνοπτικά το Ενοποιημένο Σύστημα Κατάταξης Εδαφών.

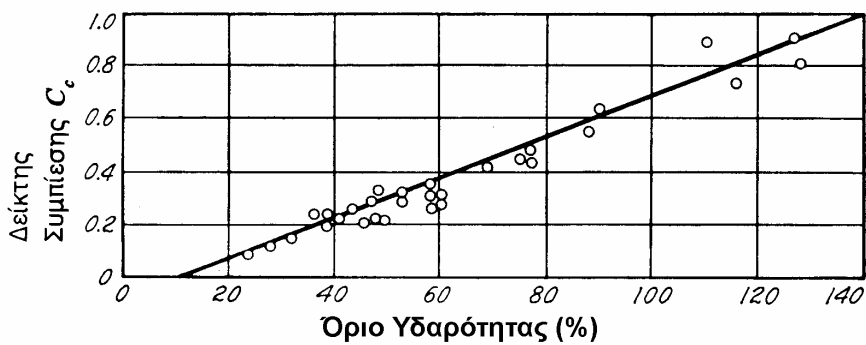
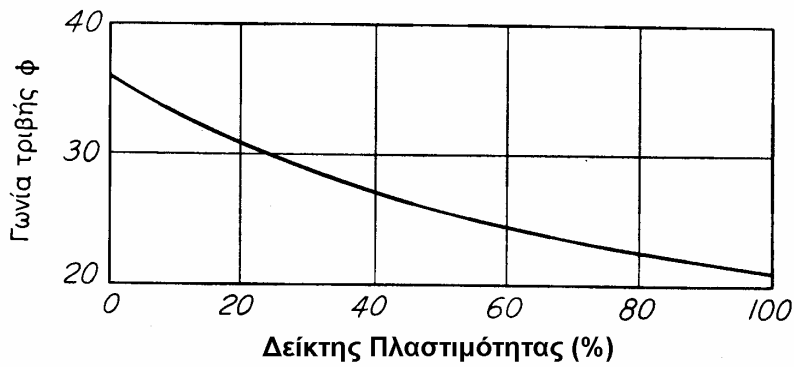
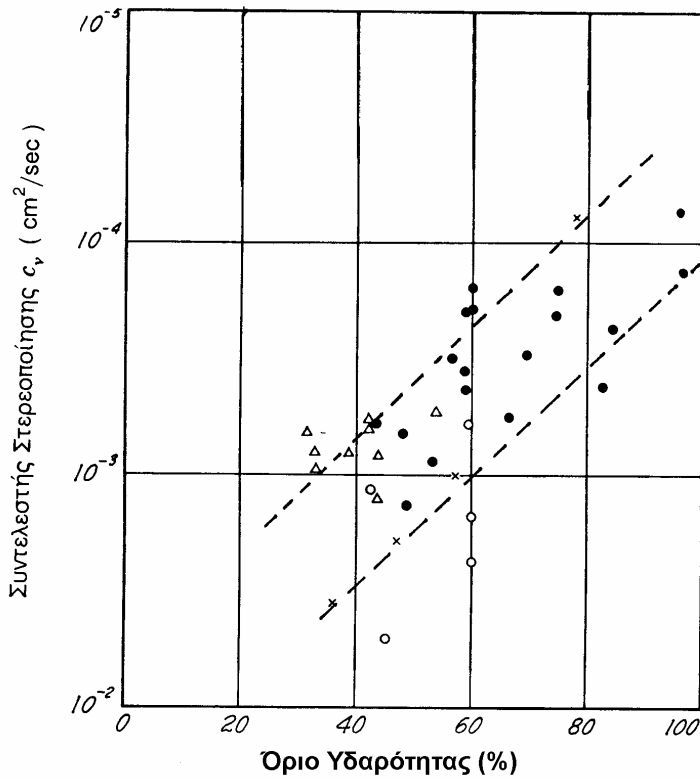
## 2.5 Συσχετίσεις Μεταξύ Φυσικών Χαρακτηριστικών και Μηχανικών Ιδιοτήτων

Κατά καιρούς έχουν προταθεί ποικίλες εμπειρικές συσχετίσεις μεταξύ των φυσικών χαρακτηριστικών των εδαφών και των μηχανικών τους ιδιοτήτων. Μερικές από αυτές παρουσιάζονται στα επόμενα σχήματα. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι



Σχ. 2.12: Χάρτης Πλαστιμότητας του Casagrande

συσχετίσεις αυτές έχουν αναπτυχθεί με βάση πειράματα σε **ορισμένους** τύπους εδαφών. Κατά συνέπεια, η γενικευμένη χρήση τους για οιονδήποτε τύπο εδάφους και υπό οποιοσδήποτε συνθήκες είναι δυνατόν να οδηγήσει σε εσφαλμένες εκτιμήσεις των μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφών. Τέλος, οι συσχετίσεις αυτές θα πρέπει να χρησιμοποιούνται **μόνον για προκαταρκτικές εκτιμήσεις** και να επαληθεύονται με κατάλληλα πειράματα σε δείγματα του υπό μελέτη εδάφους.





Π Ι Ν Α Κ Α Σ 2.1

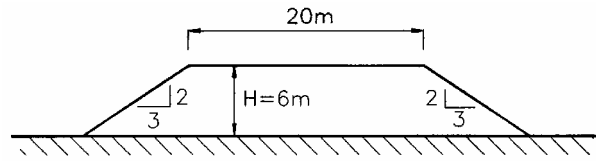
ΕΝΙΑΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ ΕΔΑΦΩΝ (USCS)

ΧΟΝΔΡΟΚΟΚΚΑ εδάφη: < 50% διέρχεται από το Νο. 200	ΧΑΛΙΚΕΣ: < 50% του χονδροκόκκου κλάσματος διέρχεται από το Νο. 4	ΚΑΘΑΡΟΙ ΧΑΛΙΚΕΣ: < 5% διέρχεται από το Νο. 200	ΚΑΛΩΣ ΔΙΑΒΑΘΜΙΣΜΕΝΟΙ ΧΑΛΙΚΕΣ: $C_u > 4$	GW
			ΚΑΚΩΣ ΔΙΑΒΑΘΜΙΣΜΕΝΟΙ ΧΑΛΙΚΕΣ: $C_u < 4$	GP
ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΑ εδάφη: > 50% διέρχεται από το Νο. 200	ΑΜΜΟΙ: > 50% του χονδροκόκκου κλάσματος διέρχεται από το Νο. 4	ΧΑΛΙΚΕΣ ΜΕ ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΟ υλικό: > 12% διέρχεται από το Νο. 200	ΙΛΥΩΔΕΙΣ ΧΑΛΙΚΕΣ: κάτω από τη γραμμή A, ή $I_p < 4$	GM
			ΑΡΓΙΩΔΕΙΣ ΧΑΛΙΚΕΣ: πάνω από τη γραμμή A, ή $I_p > 7$	GC
		ΚΑΘΑΡΕΣ ΑΜΜΟΙ: < 5% διέρχεται από το Νο. 200	ΚΑΛΩΣ ΔΙΑΒΑΘΜΙΣΜΕΝΕΣ ΑΜΜΟΙ: $C_u > 6$	SW
			ΚΑΚΩΣ ΔΙΑΒΑΘΜΙΣΜΕΝΕΣ ΑΜΜΟΙ: $C_u < 6$	SP
Κυρίως ΟΡΓΑΝΙΚΑ υλικά	εδάφη: > 50% διέρχεται από το Νο. 200	ΑΜΜΟΙ ΜΕ ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΟ υλικό: > 12% διέρχεται από το Νο. 200	ΙΛΥΩΔΕΙΣ ΑΜΜΟΙ: κάτω από τη γραμμή A, ή $I_p < 5$	SM
			ΑΡΓΙΩΔΕΙΣ ΑΜΜΟΙ: πάνω από τη γραμμή A, ή $I_p > 7$	SC
			ΑΡΓΙΛΟΙ ΧΑΜΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: πάνω από τη γραμμή A	CL
ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΑ εδάφη: > 50% διέρχεται από το Νο. 200	εδάφη ΧΑΜΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: $w_L < 50\%$	ΙΛΕΙΣ ΧΑΜΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: κάτω από τη γραμμή A	ΙΛΕΙΣ ΧΑΜΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: κάτω από τη γραμμή A	ML
			ΟΡΓΑΝΙΚΕΣ ΙΛΕΙΣ ή ΑΡΓΙΛΟΙ ΧΑΜΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ	OL
			ΑΡΓΙΛΟΙ ΥΨΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: πάνω από τη γραμμή A	CH
			ΙΛΕΙΣ ΥΨΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: κάτω από τη γραμμή A	MH
Κυρίως ΟΡΓΑΝΙΚΑ υλικά	εδάφη ΥΨΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ: $w_L > 50\%$	ΟΡΓΑΝΙΚΕΣ ΙΛΕΙΣ ή ΑΡΓΙΛΟΙ ΥΨΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ	ΟΡΓΑΝΙΚΕΣ ΙΛΕΙΣ ή ΑΡΓΙΛΟΙ ΥΨΗΛΗΣ ΠΛΑΣΤΙΜΟΤΗΤΑΣ	OH
				Pt

## ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ

### Παράδειγμα 2.1

Πρόκειται να κατασκευασθεί επίχωμα αυτοκινητοδρόμου, μήκους 2000 μέτρων, με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά που φαίνονται στο Σχήμα 2.1-1. Για την κατασκευή του επιχώματος εντοπίστηκε μία περιοχή (δανειοθάλαμος), στην οποία τα επιτόπου υλικά έχουν τα εξής χαρακτηριστικά: Πυκνότητα:  $\rho = 1.85 \text{ Mg/m}^3$ , Υγρασία:  $w = 9\%$ , Πυκνότητα στερεών κόκκων:  $\rho_\sigma = 2.70 \text{ Mg/m}^3$ . Το μέσο πάχος της απολήψιμης στρώσης του δανειοθαλάμου είναι 18 μέτρα.



Σχήμα 2.1-1: Παράδειγμα 2.1

Από εργαστηριακές δοκιμές συμπύκνωσης του εδαφικού υλικού του δανειοθαλάμου προέκυψε ότι το επίχωμα πρέπει να κατασκευασθεί με υγρασία  $w' = 12\%$  και να συμπυκνωθεί, ώστε η ξηρή πυκνότητα του συμπυκνωμένου υλικού να είναι  $\rho_\xi = 1.90 \text{ Mg/m}^3$ .

Ζητούνται:

1. Πόση έκταση του δανειοθαλάμου πρέπει να απαλλοτριωθεί (δηλαδή να καταστεί διαθέσιμη προς απόληψη εδαφικού υλικού για την κατασκευή του επιχώματος).
2. Πόσος όγκος νερού πρέπει να προστεθεί στο υλικό του δανειοθαλάμου κατά τη συμπύκνωση του επιχώματος, ώστε να επιτευχθεί η απαιτούμενη υγρασία (12%).

**Λύση:**

1. Από τη γεωμετρία της διατομής του επιχώματος προκύπτει το μήκος της βάσης του:  $20 + 2 \times 9 = 38 \text{ m}$ , το εμβαδόν της διατομής του:  $0.5 \times (20 + 38) \times 6 = 174 \text{ m}^2$  και ο συνολικός όγκος του επιχώματος:  $V' = 174 \times 2000 = 348000 \text{ m}^3$ .

Για το συμπυκνωμένο υλικό του επιχώματος, επίσης, ισχύει:

$$\rho'_\xi = \rho_\sigma \frac{1}{1+e'} \Rightarrow 1.90 = 2.70 \frac{1}{1+e'} \Rightarrow e' = 0.421$$

δηλαδή:  $V'_\kappa / V'_\sigma = 0.421$ . Επιπλέον, όμως:  $V' = 348000 = V'_\kappa + V'_\sigma$ . Επιλύοντας, προκύπτει ότι:  $V'_\kappa = 103102 \text{ m}^3$ ,  $V'_\sigma = 244898 \text{ m}^3$ .

Επειδή κατά τη συμπύκνωση του υλικού του δανειοθαλάμου για την κατασκευή του επιχώματος ο όγκος των στερεών κόκκων δεν μεταβάλλεται, ισχύει:  $V_\sigma = V'_\sigma = 244898 \text{ m}^3$ .

Επίσης, για το υλικό του δανειοθαλάμου ισχύει:

$$\rho = \rho_\sigma \left( \frac{1+w}{1+e} \right) \Rightarrow 1.85 = 2.70 \frac{1+0.09}{e} \Rightarrow e = 0.591$$

δηλαδή  $V_\kappa / V_\sigma = 0.591$  και συνεπώς:  $V_\kappa = 0.591 \times 244898 = 144735 \text{ m}^3$ .

Με βάση τα ανωτέρω, ο όγκος του υλικού του δανειοθαλάμου που απαιτείται είναι:  $V = V_\kappa + V_\sigma = 144735 + 244898 = 389633 \text{ m}^3$  και συνεπώς, η έκταση του δανειοθαλάμου που πρέπει να απαλλοτριωθεί είναι:  $A = 389633 / 18 = 21646 \text{ m}^2$ , δηλαδή περί τα 22 στρέμματα.

2. Ο όγκος του νερού ( $V_w$ ) που περιέχεται στον όγκο  $V$  του υλικού του δανειοθαλάμου προσδιορίζεται από τη σχέση:

$$w = \frac{M_w}{M_\sigma} = \frac{V_w \rho_w}{V_\sigma \rho_\sigma} \Rightarrow V_w = w V_\sigma \frac{\rho_\sigma}{\rho_w}$$

$$\text{δηλαδή: } V_w = 0.09 \times 244898 \times \frac{2.70}{1.00} = 59510 \text{ m}^3.$$

Ο όγκος του νερού που περιέχεται στο συμπυκνωμένο επίχωμα είναι (από την ίδια σχέση):

$$V'_w = 0.12 \times 244898 \times \frac{2.70}{1.00} = 79347 \text{ m}^3.$$

Συνεπώς, ο όγκος του νερού που πρέπει να προστεθεί στο υλικό του δανειοθαλάμου είναι:

$$\Delta V_w = 79347 - 59510 = 19837 \text{ m}^3.$$

### Παράδειγμα 2.2

Λόγω της εγγενούς ανομοιομορφίας των εδαφικών υλικών, αλλά και των τυχαίων σφαλμάτων κατά τη δειγματοληψία και την εκτέλεση των εργαστηριακών και επιτόπου δοκιμών σε εδαφικά δείγματα, τα αποτελέσματα των δοκιμών ακόμη και σε φαινομενικώς όμοια δείγματα (π.χ. δείγματα από γειτονικές θέσεις) σχεδόν πάντοτε διαφέρουν. Συνεπώς, κατά την επεξεργασία και αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των δοκιμών Εδαφομηχανικής, είναι συχνά απαραίτητη η χρησιμοποίηση μεθόδων της **Στατιστικής**, ώστε:

- (α) να ελαχιστοποιηθεί η αβεβαιότητα στην εκτίμηση των τιμών των εδαφικών παραμέτρων και
- (β) να εκτιμηθεί η πιθανότητα οι τιμές των εδαφικών παραμέτρων να περιέχονται σε κάποια αποδεκτά όρια.

Στα επόμενα παρουσιάζονται δύο από τις μεθόδους της Στατιστικής που μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε εκτιμήσεις των τιμών των εδαφικών παραμέτρων με βάση τα αποτελέσματα δοκιμών Εδαφομηχανικής. Αυτές είναι: (α) η **σημειακή εκτίμηση** και (β) η **εκτίμηση διαστήματος εμπιστοσύνης**. Οι μέθοδοι αυτές αναπτύσσονται στο ακόλουθο παράδειγμα:

Για την εκτίμηση των ορίων Atterberg μιας αργίλου εκτελέστηκαν 16 εργαστηριακές δοκιμές σε δείγματα της αργίλου από γειτονικές θέσεις. Επειδή τα δείγματα έχουν ληφθεί από γειτονικές θέσεις, μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκουν στο ίδιο υλικό (δηλαδή στον ίδιο **πληθυσμό** κατά την ορολογία της Στατιστικής). Τα αποτελέσματα των δοκιμών προσδιορισμού των ορίων Atterberg φαίνονται στον ακόλουθο Πίνακα 2.2-1.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2-1

Δείγμα	Όριο υδαρότητας LL (%)	Όριο πλαστιμότητας PL (%)	Δείκτης πλαστιμότητας PI (%)
1	31	14	17
2	35	16	19
3	36	15	21
4	34	14	20
5	32	17	15
6	31	16	15
7	37	18	19
8	33	12	21
9	34	15	19
10	38	14	24
11	30	13	17
12	36	17	19
13	33	12	21
14	32	11	21
15	35	16	19
16	34	15	19
Μέσος όρος:	33.81	14.69	19.12
Τυπική Απόκλιση:	2.33	1.97	2.38

Στον Πίνακα 2.2-1, ο δείκτης πλαστιμότητας υπολογίστηκε από τη σχέση ορισμού του:  $PI = LL - PL$ . Ο μέσος όρος ( $\bar{x}$ ) και η αντίστοιχη τυπική απόκλιση ( $s$ ) υπολογίστηκαν από τις γνωστές σχέσεις της Στατιστικής:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2$$

όπου  $N = 16$  είναι το μέγεθος του στατιστικού δείγματος.

Το πρώτο μέγεθος που μπορεί να προσδιορισθεί με τις μεθόδους της στατιστικής είναι η "**σημειακή εκτίμηση**". Ζητείται, δηλαδή, να προσδιορισθεί η πιθανότητα η τιμή της παραμέτρου που μετράται σε μία δοκιμή να είναι μικρότερη (ή μεγαλύτερη) από κάποια συγκεκριμένη τιμή. Στο ανωτέρω παράδειγμα, π.χ., ζητείται να προσδιορισθεί η πιθανότητα ο δείκτης πλαστιμότητας που προκύπτει από μία δοκιμή να είναι μεγαλύτερος του 24%. Το πρόβλημα αυτό μπορεί να ανακύψει, π.χ., εάν το συγκεκριμένο εδαφικό υλικό πρόκειται να χρησιμοποιηθεί για την κατασκευή επιχωμάτων οδοποιίας και η σχετική προδιαγραφή δεν επιτρέπει τη χρήση υλικών με δείκτη πλαστιμότητας μεγαλύτερο του 24% (επειδή τα πολύ πλάστιμα υλικά δεν συμπυκνώνονται ικανοποιητικά). Επειδή, όμως, οι ιδιότητες όλων των εδαφικών υλικών παρουσιάζουν μία τυχαία μεταβλητότητα, το όριο του 24% δεν μπορεί να επιβληθεί απόλυτα (δηλαδή: **όλα** τα δείγματα να έχουν  $PI < 24\%$ ), αλλά θα πρέπει να γίνει δεκτή κάποια μικρή πιθανότητα τα αποτελέσματα μίας δοκιμής να δώσουν  $PI > 24\%$ . Πρέπει, λοιπόν, με βάση τα αποτελέσματα μιας σειράς μετρήσεων (όπως οι 16 δοκιμές στο συγκεκριμένο παράδειγμα), να εκτιμηθεί η πιθανότητα υπέρβασης του 24% και να ελεγχθεί εάν η τιμή της πιθανότητας αυτής είναι αρκετά μικρή, ώστε να γίνει αποδεκτή.

Για να προσδιορισθεί η ανωτέρω πιθανότητα, πρέπει να γίνει κάποια παραδοχή για την κατανομή των ορίων Atterberg στο εδαφικό υλικό. Είναι συνήθης η παραδοχή ότι τα όρια Atterberg (αλλά και γενικότερα οι περισσότερες ιδιότητες των υλικών) ακολουθούν την **Κανονική Κατανομή**. Στην περίπτωση αυτή, η πιθανότητα η τιμή μιας παραμέτρου  $x$  (του δείκτη πλαστιμότητας στο συγκεκριμένο παράδειγμα) να υπερβαίνει την τιμή  $x_o$  (το 24%) είναι:

$$p[x > x_o] = p\left[\frac{x - \bar{x}}{s} > \frac{x_o - \bar{x}}{s}\right] = p\left[z > \frac{24 - 19.12}{2.38}\right] = p[z > 2.05] = 0.02 = 2\%$$

Η ανωτέρω τιμή 2% προσδιορίστηκε από τους γνωστούς πίνακες της τυποποιημένης κανονικής κατανομής, δεδομένου ότι η ποσότητα  $z \equiv (x - \bar{x})/s$  ακολουθεί την τυποποιημένη κανονική κατανομή.

Συνεπώς, μόνο 2% των δειγμάτων του εδαφικού υλικού (δηλαδή 2% του υλικού) έχει δείκτη πλαστιμότητας μεγαλύτερο του 24%. Το ανωτέρω ποσοστό (2%) είναι αρκετά μικρό, οπότε το συγκεκριμένο εδαφικό υλικό μπορεί να θεωρηθεί ότι πληρεί τη σχετική προδιαγραφή ( $PI < 24\%$ ) και συνεπώς μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν υλικό κατασκευής του συγκεκριμένου επιχώματος οδοποιίας.

Ένα άλλο χρήσιμο μέγεθος είναι η εκτίμηση του "**διαστήματος εμπιστοσύνης**" μιας εδαφικής παραμέτρου, δηλαδή το πιθανό εύρος διακύμανσης της τιμής μιας παραμέτρου του εδαφικού υλικού (με συγκεκριμένη πιθανότητα).

Στο παράδειγμα αυτό, ζητείται να προσδιορισθεί το πιθανό εύρος διακύμανσης του δείκτη πλαστιμότητας με πιθανότητα 90%, δηλαδή ζητούνται ένα κατώτερο και ένα ανώτερο όριο, ώστε να υπάρχει 90% πιθανότητα ο (μέσος) δείκτης πλαστιμότητας του υλικού να κείται μεταξύ των ορίων αυτών. Για τον προσδιορισμό του ζητούμενου διαστήματος εμπιστοσύνης, γίνεται και πάλι η (συνήθης) παραδοχή ότι ο δείκτης πλαστιμότητας του εδαφικού υλικού ακολουθεί την κανονική κατανομή. Επιπλέον, χρησιμοποιείται το θεώρημα

της στατιστικής που ορίζει ότι εάν μία παράμετρος ( $x$ ) ακολουθεί την κανονική κατανομή με μέση τιμή ( $\mu$ ), και σε ένα δείγμα πλήθους ( $N$ ) μετρήθηκε μέσος όρος ( $\bar{x}$ ) και τυπική απόκλιση ( $s$ ), τότε η παράμετρος:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{s/\sqrt{N}} \quad (2.2-1)$$

ακολουθεί την τυποποιημένη κατανομή t-Student, με ( $N-1$ ) βαθμούς ελευθερίας.

Με βάση τα ανωτέρω, ζητείται το διάστημα εμπιστοσύνης  $[-t_o, t_o]$ , για το οποίο:  $p[-t_o < t < t_o] = 0.90$ . Από τους πίνακες της κατανομής Student με 15 βαθμούς ελευθερίας ( $N = 16$  στο συγκεκριμένο παράδειγμα) προκύπτει ότι για πιθανότητα 90% είναι:  $t_o = 1.753$ . Επομένως:  $-t_o < t < t_o$  ή, ισοδύναμα (λόγω της σχέσης 2.2-1):

$$-t_o < \frac{\bar{x} - \mu}{s/\sqrt{N}} < t_o$$

ή, ισοδύναμα:

$$\bar{x} - t_o \frac{s}{\sqrt{N}} < \mu < \bar{x} + t_o \frac{s}{\sqrt{N}} \quad (2.2-2)$$

$$\text{οπότε: } 19.12 - 1.753 \times \frac{2.38}{\sqrt{16}} < \mu < 19.12 + 1.753 \times \frac{2.38}{\sqrt{16}}$$

ή:  $18.08 < \mu < 20.16$ . Συνεπώς, ο δείκτης πλαστιμότητας του συγκεκριμένου εδαφικού υλικού κυμαίνεται μεταξύ του 18% και του 20% με πιθανότητα 90%.

Είναι ενδιαφέρον να προσδιορισθεί ο απαιτούμενος αριθμός δοκιμών, ώστε ο δείκτης πλαστιμότητας να κείται και πάλι μεταξύ 18% και 20%, αλλά με αυξημένη πιθανότητα 99% (δηλαδή μόνον το 1% του εδαφικού υλικού να έχει δείκτη πλαστιμότητας εκτός των ορίων 18% - 20%). Προφανώς, θεωρείται ότι το νέο πλήθος των δοκιμών δίνει την ίδια μέση τιμή και τυπική απόκλιση με το προηγούμενο.

Σύμφωνα με τα ανωτέρω, η τιμή του  $t_o$  για πιθανότητα 99% είναι  $t'_o = 2.60$  (χρησιμοποιήθηκε ένας μεγάλος αριθμός βαθμών ελευθερίας, επειδή προφανώς το νέο πλήθος των δοκιμών είναι πολύ μεγαλύτερο από 16). Το διάστημα εμπιστοσύνης είναι το ίδιο, άρα (βλέπε και σχέση 2.2-2):

$$\bar{x} - t_o \frac{s}{\sqrt{N}} = \bar{x} - t'_o \frac{s}{\sqrt{N'}}$$

όπου  $N'$  είναι το ζητούμενο πλήθος δοκιμών ή, ισοδύναμα:

$$N' = N \left( \frac{t'_o}{t_o} \right)^2 = 16 \times \left( \frac{2.60}{1.753} \right)^2 = 35$$

Συνεπώς, για να αυξηθεί η πιθανότητα του διαστήματος εμπιστοσύνης του δείκτη πλαστιμότητας από 90% σε 99%, θα πρέπει να γίνουν 35 δοκιμές προσδιορισμού των ορίων Atterberg αντί των αρχικών 16.

Τέλος, μια άλλη εφαρμογή της στατιστικής στην Εδαφομηχανική είναι ο προσδιορισμός των λεγόμενων "**χαρακτηριστικών τιμών**" των εδαφικών παραμέτρων. Η χαρακτηριστική τιμή μιας παραμέτρου είναι η τιμή εκείνη, την οποία υπερβαίνει (ή είναι μικρότερο από αυτήν) μόνον το 5% των μετρήσεων. Έτσι, π.χ., η χαρακτηριστική τιμή της γωνίας τριβής ( $\varphi_c$ ) ενός υλικού είναι η τιμή εκείνη, **μικρότερη** από την οποία δίνει μόνον το 5% των δοκιμών (δηλαδή το 95% των δοκιμών δίνουν γωνία τριβής μεγαλύτερη από τη ( $\varphi_c$ ). Αντίθετα, η χαρακτηριστική τιμή του δείκτη συμπίεσης ( $C_c$ ) είναι η τιμή εκείνη, **μεγαλύτερη** από την οποία δίνει μόνον το 5% των δοκιμών. Γενικότερα, η "**μεγαλύτερη**" τιμή χρησιμοποιείται για τις εδαφικές παραμέτρους για τις οποίες, όταν η τιμή τους αυξάνει, ο κίνδυνος αστοχίας αυξάνει (όπως π.χ. ο δείκτης συμπίεσης), ενώ η "**μικρότερη**" τιμή

χρησιμοποιείται για τις εδαφικές παραμέτρους για τις οποίες, όταν η τιμή τους μειώνεται, ο κίνδυνος αστοχίας αυξάνει (όπως π.χ. η γωνία τριβής).

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών τιμών των εδαφικών παραμέτρων απαιτείται και από τον υπό σύνταξη Ευρωπαϊκό Κανονισμό Γεωτεχνικής (EC-7). Ειδικότερα, ο Ευρωπαϊκός Κανονισμός απαιτεί να χρησιμοποιούνται οι **χαρακτηριστικές τιμές** των εδαφικών παραμέτρων κατά τον σχεδιασμό των έργων αντί των **μέσων τιμών** που χρησιμοποιούνται από τους παλαιότερους Κανονισμούς.

Στα επόμενα παρουσιάζονται δύο μέθοδοι για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής τιμής μιας παραμέτρου (του δείκτη πλαστιμότητας στο συγκεκριμένο παράδειγμα), με βάση τα αποτελέσματα των εργαστηριακών δοκιμών που φαίνονται στον Πίνακα 2.2-1. Επειδή η ποιότητα ενός εδαφικού υλικού υποβαθμίζεται όταν ο δείκτης πλαστιμότητας (PI) αυξάνει, η χαρακτηριστική τιμή του δείκτη πλαστιμότητας ( $PI_c$ ) είναι εκείνη από την οποία μόνον το 5% του υλικού έχει μεγαλύτερη τιμή, δηλαδή:  $p [PI > PI_c] = 0.05$ .

Έστω, λοιπόν, ότι η παράμετρος  $x$  (ο δείκτης πλαστιμότητας στην προκειμένη περίπτωση) έχει μέση τιμή ( $\mu$ ). Για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής τιμής της παραμέτρου  $x$  έγιναν  $N$  το πλήθος δοκιμές, οι οποίες έδωσαν μέση τιμή ( $\bar{x}$ ) και τυπική απόκλιση ( $s$ ). Για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής τιμής ( $x_c$ ) της παραμέτρου ( $x$ ) διακρίνονται δύο περιπτώσεις:

(α) **Όταν διατίθεται ικανός αριθμός δοκιμών** (π.χ.  $N > 10$ )

Στην περίπτωση αυτή, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, η παράμετρος:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{s/\sqrt{N}}$$

ακολουθεί την κατανομή t-Student με  $N - 1$  βαθμούς ελευθερίας και συνεπώς, προσδιορίζεται η τιμή  $t_c$ , ώστε:  $p[t > t_c] = 0.05$ . Στο συγκεκριμένο παράδειγμα,  $N = 16$  και συνεπώς,  $t_c = 1.753$ . Η ζητούμενη χαρακτηριστική τιμή της παραμέτρου ( $x_c$ ) δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{|\bar{x} - x_c|}{s/\sqrt{N}} = t_c$$

ή, ισοδύναμα:

$$\bar{x} = x_c \pm t_c \frac{s}{\sqrt{N}} \quad (2.2-3)$$

Επειδή για το δείκτη πλαστιμότητας ζητείται η **μεγαλύτερη** τιμή, ισχύει το θετικό πρόσημο, και συνεπώς:

$$x_c = \bar{x} + t_c \frac{s}{\sqrt{N}} = 19.12 + 1.753 \times \frac{2.38}{\sqrt{16}} = 20.16$$

Συνεπώς, η χαρακτηριστική τιμή του δείκτη πλαστιμότητας είναι  $PI_c = 20.16\%$ , ενώ η μέση τιμή του δείκτη πλαστιμότητας από το συγκεκριμένο δείγμα είναι  $19.12\%$ .

**Σημείωση:** Η χαρακτηριστική τιμή μιας παραμέτρου για την οποία ζητείται η **μικρότερη** τιμή προκύπτει από τη σχέση (2.2-3) με χρήση του αρνητικού προσήμου. Π.χ., η χαρακτηριστική τιμή της γωνίας τριβής είναι:

$$\varphi_c = \bar{\varphi} - t_c \frac{s}{\sqrt{N}}$$

όπου  $\bar{\varphi}$  είναι η μέση τιμή των δοκιμών (πλήθους  $N$ ) και  $s$  η τυπική του απόκλιση.

(β) **Όταν διατίθεται μικρός αριθμός δοκιμών** (π.χ.  $N < 10$ )

Στην περίπτωση αυτή, η χρήση της κατανομής Student δεν είναι αξιόπιστη (επειδή οι βαθμοί ελευθερίας είναι πολύ λίγοι), αλλά συνιστάται η χρήση της ανισότητας Chebyshev, η οποία για συμμετρική κατανομή με μία μέγιστη τιμή ορίζει ότι:

$$p\left[\mu > \bar{x} + h \frac{s}{\sqrt{N}}\right] = \frac{2}{9h^2}$$

οπότε, εάν:  $2/9h^2 = 0.05$ , τότε:  $h = 2.11$ , και:

$$\text{για το δείκτη πλαστιμότητας: } x_c = \bar{x} + h \frac{s}{\sqrt{N}}$$

$$\text{ενώ για τη γωνία τριβής: } x_c = \bar{x} - h \frac{s}{\sqrt{N}}$$

### Εφαρμογή:

Εάν για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής τιμής του δείκτη πλαστιμότητας χρησιμοποιηθούν μόνον οι πρώτες πέντε δοκιμές του Πίνακα 2.2-1, που έδωσαν τιμές: 17%, 19%, 21%, 20%, 15% και έχουν μέσο όρο:  $\bar{x} = 18.4\%$  και τυπική απόκλιση:  $s = 5.8\%$ , η χαρακτηριστική τιμή του δείκτη πλαστιμότητας είναι:

$$PI_c = 18.4 + 2.11 \times \frac{5.8}{\sqrt{5}} = 23.9\%$$

Η τιμή αυτή είναι μεγαλύτερη από τη χαρακτηριστική τιμή που προσδιορίστηκε όταν ο αριθμός των δοκιμών ήταν 15 ( $PI_c = 20.16\%$ ), γεγονός που αναμένεται, επειδή όσο μειώνεται το μέγεθος του δείγματος τόσο αυξάνει η αβεβαιότητα στον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής τιμής.

### Παράδειγμα 2.3

1. Ένα δείγμα εδαφικού υλικού τοποθετείται σε δοχείο (κάψα) και ζυγίζεται. Η μάζα του δείγματος και της κάψας είναι 50.70 gr. Στη συνέχεια, το εδαφικό δείγμα (μέσα στην κάψα) τοποθετείται σε κλίβανο και ξηραίνεται σε θερμοκρασία 105°C επί 24 ώρες. Μετά την ξήρανση, το δείγμα και η κάψα ζυγίζονται και έχουν μάζα 45.99 gr. Η μάζα της κάψας είναι 18.90 gr. Να προσδιορισθεί η υγρασία του εδαφικού δείγματος.

2. Ένα άλλο δείγμα του ίδιου υλικού ζυγίζει 37.6 gr (χωρίς την κάψα). Για να ευρεθεί ο όγκος του (δεδομένου ότι έχει ακανόνιστο σχήμα), το δείγμα εμβαπτίζεται σε παραφίνη (πυκνότητα παραφίνης = 0.90 gr/cm<sup>3</sup>) και επικαλύπτεται με στρώμα παραφίνης. Το δείγμα και η παραφίνη που το επικαλύπτει ζυγίζονται και έχουν μάζα 40.9 gr. Στη συνέχεια, το δείγμα (όπως είναι καλυμμένο με παραφίνη) εμβαπτίζεται στο νερό και ζυγίζεται μέσα στο νερό, οπότε το υπό άνωση βάρος του είναι 16.5 gr. Εάν είναι γνωστό ότι η πυκνότητα των στερεών κόκκων του εδαφικού δείγματος είναι 2.70 Mg/m<sup>3</sup>, να προσδιορισθούν:

- Ο όγκος του εδαφικού δείγματος.
- Η πυκνότητα του εδαφικού δείγματος.
- Η ξηρή πυκνότητα του εδαφικού δείγματος.
- Το πορώδες και ο δείκτης πόρων του εδαφικού δείγματος.
- Ο βαθμός κορεσμού του εδαφικού δείγματος.

### Λύση:

1. Μάζα του υγρού εδαφικού δείγματος:

$$M = 50.70 - 18.90 = 31.80 \text{ gr}$$

Μάζα του ξηρού εδαφικού δείγματος:

$$M_x = 45.99 - 18.90 = 27.09 \text{ gr}$$

Συνεπώς, η μάζα του νερού που αφαιρέθηκε (εξατμίσθηκε) με την ξήρανση είναι:

$$M_b = 31.8 - 27.09 = 4.71 \text{ gr}$$

οπότε η υγρασία του δείγματος είναι:

$$w = \frac{M_v}{M_\xi} = \frac{4.71}{27.09} = 0.174 = 17.4 \%$$

2.(α) Η μάζα της παραφίνης που επικαλύπτει το εδαφικό δείγμα είναι:

$$M_\pi = 40.90 - 37.60 = 3.30 \text{ gr}$$

και ο όγκος της παραφίνης:

$$V_\pi = \frac{M_\pi}{\rho_\pi} = \frac{3.30}{0.90} = 3.67 \text{ cm}^3$$

Το βάρος του νερού που εκτοπίζει το εδαφικό δείγμα (με την επικάλυψη παραφίνης) ισούται με την απώλεια βάρους κατά τη βύθιση στο νερό. Επιπλέον, ο όγκος του νερού που εκτοπίζεται είναι ίσος με τον όγκο του εδαφικού δείγματος και της παραφίνης. Οπότε, εάν  $V$  είναι ο όγκος του εδαφικού δείγματος:

$$V + 3.67 = \frac{40.9 - 16.5}{1}$$

δηλαδή:  $V = \underline{20.73 \text{ cm}^3}$

**Σημείωση:** Η επικάλυψη του εδαφικού δείγματος με παραφίνη γίνεται για να μην εισχωρήσει το νερό στους πόρους του εδαφικού δείγματος κατά τη βύθισή του στο νερό.

(β) Η πυκνότητα του εδαφικού δείγματος είναι:

$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{37.60}{20.73} = \underline{1.814 \text{ Mg/m}^3}$$

(γ) Η μάζα του ξηρού εδαφικού δείγματος είναι:

$$M_\xi = \frac{M}{1+w} = \frac{37.60}{1+0.174} = 32.03 \text{ gr}$$

οπότε η ξηρή πυκνότητα είναι:

$$\rho_\xi = \frac{M_\xi}{V} = \frac{32.03}{20.73} = \underline{1.545 \text{ Mg/m}^3}$$

(δ) Υπολογισμός του δείκτη πόρων  $e$ :

$$\rho_\xi = \rho_\sigma \frac{1}{1+e} \Rightarrow e = \frac{\rho_\sigma}{\rho_\xi} - 1$$

δηλαδή:  $e = 2.70 / 1.545 - 1 = \underline{0.748}$ .

Υπολογισμός του πορώδους  $n$ :

$$n = \frac{e}{1+e} = \frac{0.748}{1+0.748} = \underline{0.428}$$

(ε) Υπολογισμός του βαθμού κορεσμού  $S$ :

$$\rho_\sigma w = S e \rho_w \Rightarrow S = \frac{\rho_\sigma w}{e \rho_w}$$

δηλαδή:  $S = \frac{2.70 \times 0.174}{0.748 \times 1} = 0.628 = \underline{62.8 \%}$ .



