

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Α

ΕΡΕΥΝΑ ΠΕΔΙΟΥ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Όλα τα τεχνικά έργα κατασκευάζονται στην επιφάνεια του εδάφους ή κάτω απ' αυτήν. Η ασφαλής τους θεμελίωση προϋποθέτει καλή γνώση των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων του υποβάθρου θεμελίωσής τους, γεγονός που αποκτάται με επιτόπου έρευνα αυτού του χώρου και διαπίστωση των συνθηκών καταλληλότητάς του για τη θεμελίωση του συγκεκριμένου έργου. Στη θέση αυτή συνεξετάζονται και μελετώνται ο τύπος του πετρώματος που θα αποτελέσει το υπόβαθρο θεμελίωσης του τεχνικού έργου οι φυσικές, μηχανικές και υδραυλικές του ιδιότητες, όπως και η επιφανειακή του κατανομή και η στρωματογραφική του σχέση με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

2. ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Η διάκριση των πετρωμάτων στην τεχνική γεωλογία, γίνεται με βάση την ικανότητα σύνδεσης των επιμέρους τεμαχίων τους, που επιτρέπει τη διαφοροποίηση της συμπεριφοράς τους απέναντι στο νερό και στη στερεότητά τους σε σχέση με το χρόνο. Ως κριτήρια για τη γεωτεχνική διάκριση των πετρωμάτων χρησιμοποιούνται:

- Η συμπεριφορά του πετρώματος απέναντι σε κλιματικές επιρροές
- Η συμπεριφορά του πετρώματος απέναντι σε πρόσθετες μεταφορές φορτίων
- Καθορισμένα στοιχεία δομής του πετρώματος

Για καθαρά κατασκευαστικούς λόγους τα πετρώματα διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες. Τα **στερεά** (Festgesteine) πετρώματα και τα **χαλαρά** (Lockergesteine) πετρώματα (Πίνακας 2). Στα στερεά πετρώματα ανήκουν όλοι οι τύποι πετρωμάτων που έχουν ενδογενή προέλευση, όπως ακόμη τα ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα που έχουν φτάσει στην πλήρη διαγένεσή τους. Όλοι αυτοί οι τύποι πετρωμάτων, ανεξάρτητα από τον πετρολογικό τους χαρακτήρα, χαρακτηρίζονται με τον ενιαίο όρο «**βράχος**» και γενικότερα «**βραχώμαζα**». Στα χαλαρά πετρώματα ανήκουν όλα τα νεώτερα ιζηματογενή πετρώματα που εμφανίζουν χαλαρή εσωτερική δομή και χαρακτηρίζονται με τον ενιαίο όρο «**έδαφος**» και γενικότερα ως «**εδαφόμαζα**».

Πίνακας 2
Τυπική ταξινόμηση των πετρωμάτων στην Τεχνική Γεωλογία

Τύπος πετρώματος	Ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του πετρώματος
I. Στερεά πετρώματα («βραχώμαζα»)	
1. βράχος	Αντοχή σε θλίψη, διάτμηση, κλπ
2. ημίβραχος	Κίνηση νερού διαμέσου ασυνεχειών
II. Χαλαρά πετρώματα (εδαφόμαζα)	
1. Μη συνεκτικά	Κοκκομετρική διαβάθμιση, πυκνότητα, περιεκτικότητα, υγρασία
2. Συνεκτικά	Όριο υδαρότητας πλαστικότητα, πορώδες, δείκτης πόρων, συμπιεστότητα, κλπ
3. Οργανικά εδάφη	Περιεκτικότητα οργανικών ουσιών
4. Τεχνητά εδάφη	Σύνθεση των επιμέρους υλικών

α. Χαλαρά πετρώματα (εδάφη-εδαφόμαζα)

Όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 2 τα χαλαρά πετρώματα διακρίνονται παραπέρα στα «μη συνεκτικά» και στα «συνεκτικά» χαλαρά πετρώματα. Η διάκρισή τους στις δύο αυτές κατηγορίες γίνεται με βάση το μέγεθος των κόκκων τους, τη μορφή τους, την πυκνότητα της απόθεσής τους και κυρίως την περιεκτικότητά τους σε νερό που επηρεάζει τις πλαστικές τους ιδιότητες και τη συμπεριφορά τους απέναντι σε συνθήκες ασφαλούς θεμελίωσης. Τα στοιχεία που τα χαρακτηρίζουν δίνονται στον πίνακα 3.

Πίνακας 3
Ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των χαλαρών πετρωμάτων

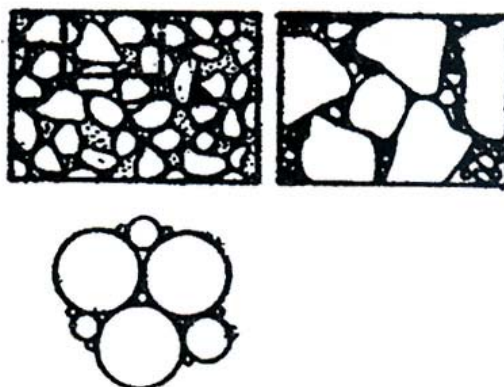
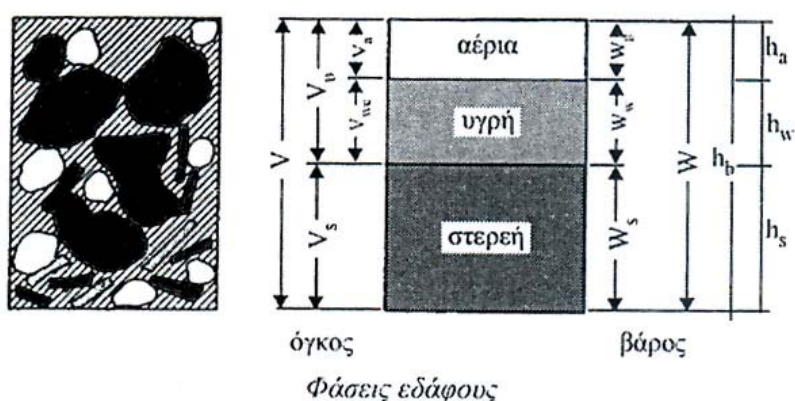
Τύπος πετρώματος	Υποκατηγορία	Χαρακτηριστικά εδαφών
Χαλαρά πετρώματα		Συστατικά χαλαρών αποθέσεων σε χερσαίο, ποτάμιο, λιμναίο και θαλάσσιο περιβάλλον, που συνδέονται εντελώς χαλαρά ή ελαφρώς συνεκτικά μεταξύ τους.
	Μη συνεκτικά εδάφη	Οι ιδιότητές τους εξαρτώνται από το μέγεθος των κόκκων, τη μορφή τους και την τραχύτητά τους. Δεν επηρεάζονται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες (νερό, πάγος).
	Συνεκτικά εδάφη	Οι ιδιότητές τους εξαρτώνται σημαντικά από την περιεκτικότητά τους σε νερό, το μέγεθος των κόκκων τους και την περιεκτικότητά τους σε άργιλο.

Η συμπεριφορά των χαλαρών πετρωμάτων-εδαφών στην ασφάλεια της κατασκευής καθορίζεται από τις φυσικές, μηχανικές και υδραυλικές τους ιδιότητες.

ι. Φυσικές ιδιότητες εδαφών – Οι προσδιορισμοί τους και η σημασία τους

Η εδαφόμαζα αποτελεί ένα σύστημα που δημιουργείται από ένα πλέγμα στερεάς ύλης από κόκκους ορυκτών και πετρωμάτων, ανάμεσα στα κενά των οποίων βρίσκεται νερό ή αέρας ή και τα δύο (Σχ. 3). Όταν δεν έχουμε νερό σ' αυτούς τους πόρους μιλάμε για «ξηρό έδαφος», όταν αντίθετα αυτοί είναι γεμάτοι με νερό μιλάμε για «κορεσμένο έδαφος».

Οι φυσικές ιδιότητες των χαλαρών πετρωμάτων προσδιορίζονται κυρίως με δοκιμές εργαστηρίου. Σ' αυτές περιλαμβάνονται δοκιμές με τις οποίες προσδιορίζεται ο τύπος του χαλαρού πετρώματος και η κατανομή των κόκκων μέσα σ' αυτό και δοκιμές από τις οποίες προσδιορίζεται η κατάσταση τους και η συμπεριφορά τους στο τεχνικό έργο.



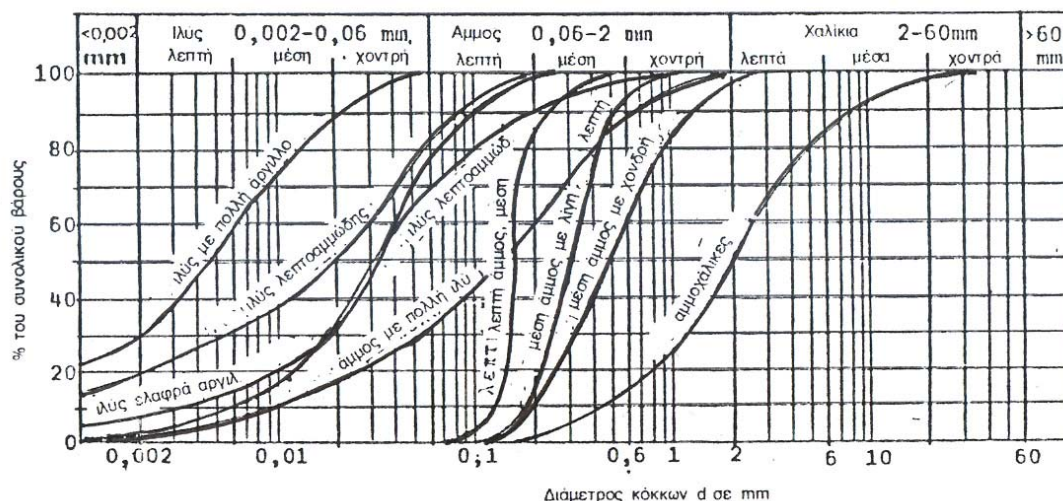
Σχ. 3. Δομή, διάταξη και φάσεις εδαφών

Με δειγματοληψία εδαφικών δειγμάτων από το χώρο του έργου και εκτέλεση εργαστηριακών δοκιμών πάνω σ' αυτά προσδιορίζονται:

- Το μέγεθος και η κατανομή των κόκκων του εδάφους
- Το ειδικό του βάρος
- Το πορώδες του, ο δείκτης πόρων και η πυκνότητα απόθεσής του
- Η πλαστικότητα του

α. Μέγεθος και κατανομή κόκκων-κοκκομετρικές καμπύλες

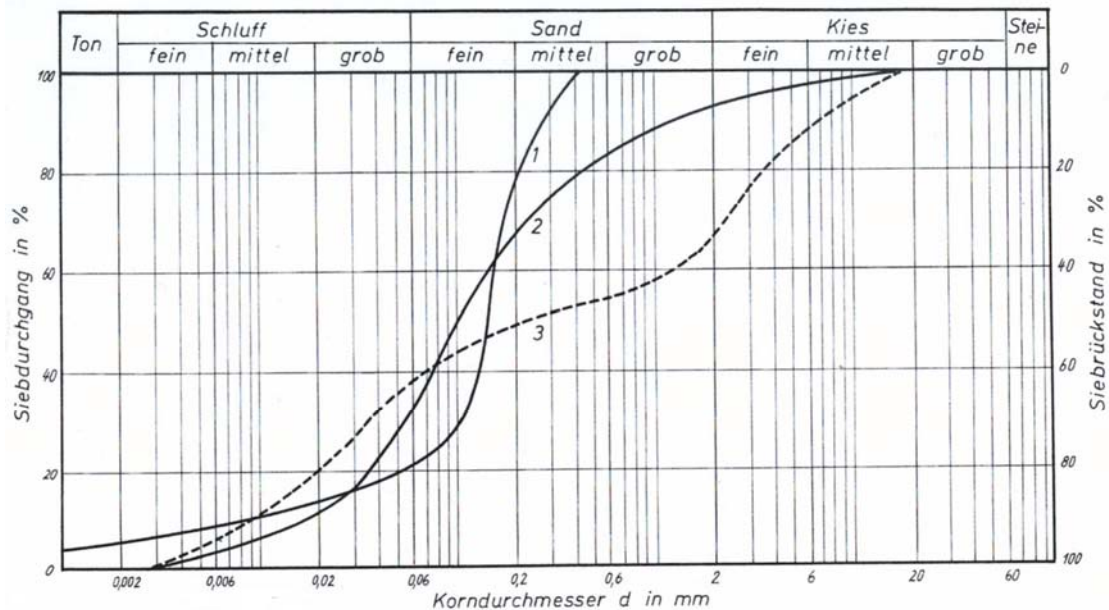
Το μέγεθος των κόκκων (d) και η κατανομή τους μέσα στο έδαφος χρησιμοποιούνται για το χαρακτηρισμό του τύπου του εδάφους και την ταξινόμησή του. Προσδιορίζονται με κοκκομετρική ανάλυση (ανάλυση με κόσκινα και ανάλυση υδρομέτρου) που απεικονίζουν αθροιστικές, κοκκομετρικές καμπύλες.



Σχ. 4. Κοκκομετρικές καμπύλες διαφόρων εδαφικών σχηματισμών

Από τη θέση της καμπύλης μέσα στο διάγραμμα προσδιορίζεται ο τύπος του εδάφους π.χ. αμμοχάλικα, αργιλώδης ιλύς, κλπ.

Από τη μορφή της κοκκομετρικής καμπύλης προσδιορίζονται οι διαφορετικές φασικές συνθήκες ιζηματογένεσης



Σχ. 5. Κοκκομετρικές καμπύλες εδαφών διαφορετικών φάσεων ιζηματογένεσης (κατά Terzaghi & Peck, 1962)

Από την κοκκομετρική καμπύλη προσδιορίζονται ακόμη:

- Η ομοιομορφία του εδαφικού δείγματος. Προσδιορίζεται με υπολογισμό του συντελεστή ομοιομορφίας ή ανομοιομορφίας $U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ του Hazen όπου

d_{60} = Η διάμετρος των κόκκων στο 60% του βάρους του δείγματος

d_{10} = Η διάμετρος των κόκκων στο 10% του βάρους του δείγματος

Για $U < 5$ το έδαφος χαρακτηρίζεται ομοιόμορφο

$5 < U < 15$ το έδαφος χαρακτηρίζεται ανομοιόμορφο

$U > 15$ το έδαφος χαρακτηρίζεται εξαιρετικά ανομοιόμορφο

- Ο συντελεστής κύρτωσης, ή συντελεστής κοιλότητας ή βαθμός διαβάθμισης

$$Ch = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \cdot d_{60}} \quad (1)$$

Χαρακτηρίζει το βαθμό διαβάθμισης του εδαφικού υλικού ανάμεσα στις διαμέτρους d_{10} και d_{60} σε σχέση με τη διάμετρο d_{30} στο 30% του βάρους του δείγματος.

- Η διαπερατότητα του εδαφικού υλικού με υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k (m/sec) του Hazen.

$$k = C_u \cdot d_w^2 \text{ (m/sec)} \quad (2)$$

Όπου $C_u = f(U)$

$d_w = f(d_{10}, U)$ η δραστική διάμετρος του υλικού.

Για ομοιόμορφα ή σχετικά ομοιόμορφα εδάφη λαμβάνεται $d_w = d_{10}$ και $C_u = 100$.

➤ Τα φίλτρα TERZAGHI

Σαν τέτοια υλικά μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμμοι, χαλίκια και κροκάλες με $d < 0,08 \text{ mm}$ σε ποσοστό μικρότερο από το 5%.

Για τα εδαφικά φίλτρα που χρησιμοποιούνται στα φράγματα και στις γεωτρήσεις χρησιμοποιείται ως βάση το λεπτομερέστερο υλικό που θα χρησιμοποιηθεί στο έργο (π.χ. αργιλικό υλικό πυρήνα) ή θα συναντηθεί κατά τη διάνοιξη της γεώτρησης (π.χ. λεπτή άμμος). Τα εδαφικά φίλτρα Terzaghi που θα κατασκευαστούν στη συνέχεια θα πληρούν ορισμένες προϋποθέσεις, όπως:

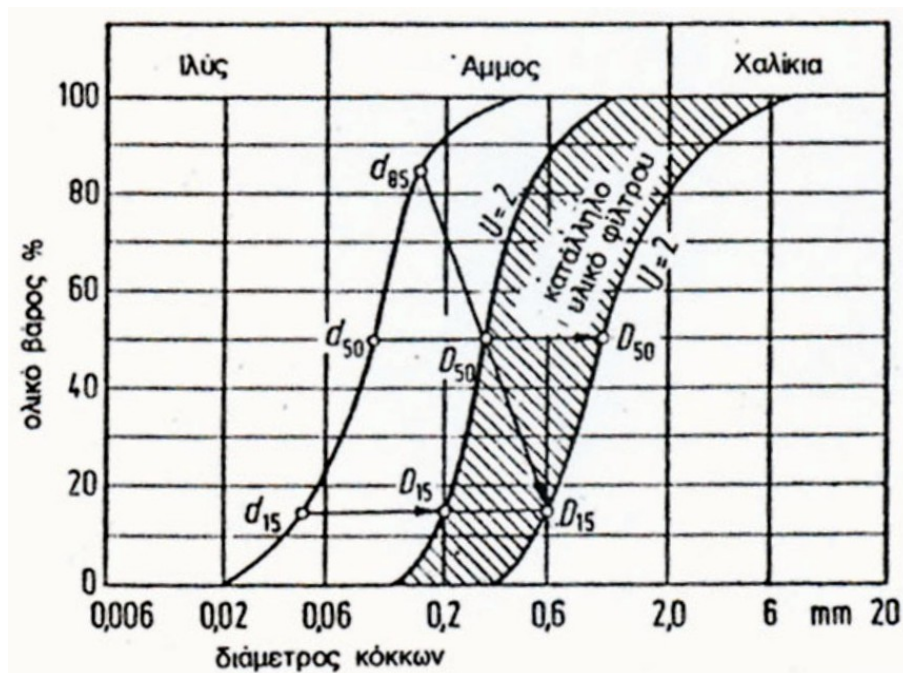
$$D_{15}/d_{85} \leq 4 \leq D_{15}/d_{15} \quad (3)$$

Όπου D_{15} είναι η διάμετρος του φίλτρου στο 15% του βάρους του δείγματος d_{15} και d_{85} οι διαμέτροι του αρχικού υλικού στο 15% και 85% του βάρους του δείγματος αντίστοιχα.

Με την αναλογία $D_{15} \leq 4d_{85}$ εξασφαλίζεται το υλικό απέναντι σε φαινόμενα διάβρωσης ενώ με την αναλογία

$D_{15} > 4d_{15}$ απέναντι στη διαπερατότητα και στη γραμμικότητα της ροής του νερού.

Η σύνθεση του νέου υλικού (φίλτρου) και η διαβάθμισή του περιορίζεται ανάμεσα στις δύο καμπύλες με συντελεστή $U=2,0$. (Σχ. 6)



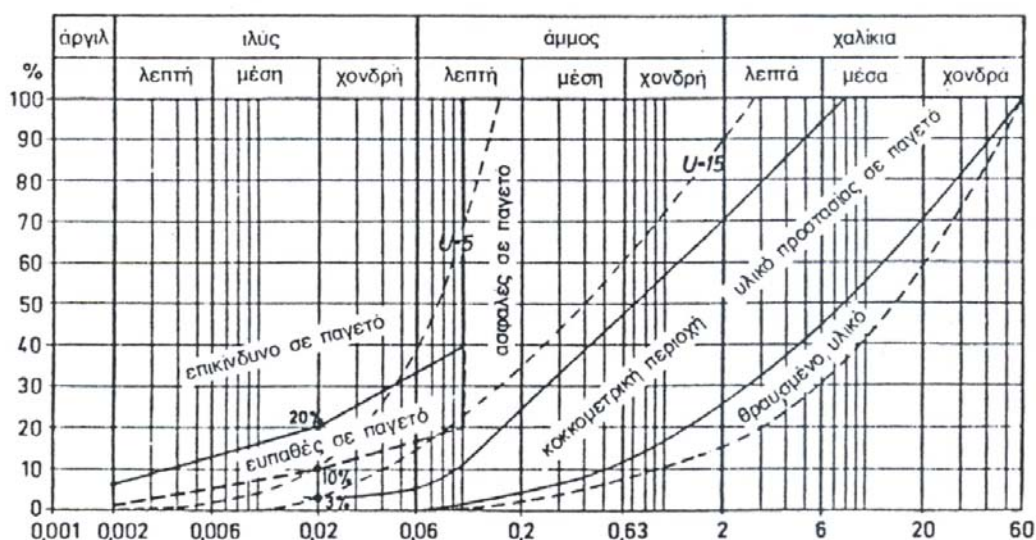
Σχ. 6. Σχηματισμός των φίλτρων Terzaghi (από Prinz, 1982)

Σύμφωνα με την αμερικάνικη βιβλιογραφία στα χωμάτινα φράγματα χρησιμοποιούνται υλικά στα οποία η αναλογία D_{50}/d_{50} παίρνει τιμές:

- Για ομοιόμορφα υλικά $D_{50}/d_{50} = 5-10$
- Για υλικά ανομοιόμορφα με προσμίξεις $D_{50}/d_{60} = 12-58$, και ακόμη $D_{15}/d_{15}=12-40$ και σε σχέση με τα φίλτρα Terzaghi $D_{15}/d_{85}\leq 5$, $D_{15}/d_{15}\leq 20$ και $D_{50}/d_{50}\leq 25$.

➤ Η ευαισθησία του εδαφικού υλικού σε φαινόμενα παγετού

Εξετάζονται σε εδάφη που θα αποτελέσουν υπόβαθρο θεμελίωσης μιας κατασκευής. Σε περίπτωση που διαπιστωθεί ευαισθησία του υλικού απέναντι σε φαινόμενα παγετού που μπορούν να προκαλέσουν αστοχίες στο θεμέλιο, προχωράμε σε βελτίωση των συνθηκών θεμελίωσης με αφαίρεση του ευαίσθητου υλικού και αντικατάστασή του με άλλο περισσότερο χονδρόκοκκο και λιγότερο ευαίσθητο. Τα κριτήρια ευαισθησίας παγετού κατά Schaible (57) δίνονται στο Σχ. 7.



Σχ. 7. Κριτήρια παγετού σε ομοιόμορφα ($U \leq 5$) και ανομοιόμορφα εδάφη ($U \geq 15$) (κατά Schaible, 1954, 1957)

β. Φυσική υγρασία εδάφους (w_c)

Το νερό που περιέχεται στα κενά που σχηματίζονται ανάμεσα στους κόκκους ενός εδαφικού δείγματος αποτελεί τη φυσική υγρασία w_c του εδάφους και μπορεί να βρίσκεται εκεί ως:

- Υγροσκοπικό νερό (προσφύεται στους κόκκους του εδάφους)
- Υμενώδες νερό (σχηματίζει υμένα γύρω από τους κόκκους)

- Τριχοειδές νερό (συγκρατείται με τριχοειδείς δυνάμεις)
- Βαρυτητικό νερό (κινείται με τη δράση της βαρύτητας)

Οι πρώτες κατηγορίες νερού απομακρύνονται με θέρμανση και φυγοκέντρωση, ενώ η τελευταία μόνο με τη βαρύτητα. Η περιεκτικότητα των εδαφών σε νερό w_c επηρεάζει σημαντικά την πλαστικότητα και συμπεριφορά τους. Εκφράζεται σε ποσοστό % του βάρους του εξεταζόμενου δείγματος και δίνεται ως:

$$w_c = \frac{W_w}{W_d} \cdot 100 \quad (4)$$

όπου $W_w = W_o - W_d$

W_o = το βάρος του αρχικού υγρού δείγματος

W_d = το βάρος του ξηρού δείγματος (μετά την ξήρανση του W_o)

Η μέγιστη περιεκτικότητα σε νερό ενός εδάφους εκφράζεται με το βαθμό κορεσμού s_r του εδάφους, δηλ. την ποσότητα του νερού που θα μπορούσε να προσλάβει το έδαφος αν όλα τα κενά του μπορούσαν να γεμίσουν με νερό. Εδάφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε άργιλο και οργανικά μπορούν να υποστούν ισχυρή διόγκωση και η υγρασία τους να φτάσει στο 200-300% του βάρους τους.

Δίνεται από τις σχέσεις:

$$s_r = \frac{h_{wc}}{h_o - h_s} \cdot 100(\%) \text{ και} \quad (5)$$

$$s_r = \frac{n_w}{n} \cdot 100(\%) \text{ και} \quad (6)$$

$$s_r = w_c \cdot \gamma_s / 100 \cdot e \quad (7)$$

Όπου h_{wc} = το ύψος του νερού στο δείγμα

h_o = το ολικό ύψος του δείγματος

h_s = το ύψος της στερεάς ύλης

n_w = το πορώδες του υλικού που έχει γεμίσει με νερό

n = το ολικό πορώδες του δείγματος

γ_s = το φαινόμενο βάρος εδάφους

e = ο δείκτης πόρων

γ. Φαινόμενο ειδικό βάρος εδάφους (γ_s)

Το φαινόμενο ειδικό βάρος ή καθαρό βάρος γ_s (gr/cm^3) στερεάς ύλης είναι το βάρος της στερεάς ύλης χωρίς τους πόρους σε σχέση με τον όγκο της στερεάς αυτής ύλης.

$$\gamma_s = \frac{W_d}{V_d} \text{ (gr/cm}^3\text{)} \quad (8)$$

Υπολογίζονται ακόμη:

- Τα φαινόμενο ειδικό βάρος του εδαφικού δείγματος $\gamma = \frac{W_o}{V_o}$ (gr/cm³) (9)
- Το φαινόμενο ειδικό βάρος ξηρού δείγματος $\gamma_d = \frac{W_d}{V_o}$ (gr/cm³) και (10)
- Το φαινόμενο ειδικό βάρος υπό πίεση $\gamma' = \gamma_d(1 - \frac{Y_w}{Y_s})$ (gr/cm³) (11)

δ. Πορώδες Δείκτης πόρων – Πυκνότητα απόθεσης

Χρησιμοποιούνται αδιατάρακτα δείγματα σε δοκιμές εργαστηρίου.

Το **πορώδες (n)** ενός εδαφικού υλικού ορίζεται ως το πηλίκο των κενών χώρων (V_v) του δείγματος προς τον ολικό του όγκο

$$n = \frac{V_v}{V} \cdot 100 (\%) \quad (12)$$

Ο **δείκτης πόρων (e)** του εδαφικού υλικού ορίζεται ως το πηλίκο των κενών χώρων (V_v) του δείγματος προς τον όγκο (V_s) της ξηράς μάζας του δείγματος.

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s} = \frac{n}{1-n} \text{ και} \quad (13)$$

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (14)$$

Σε κορεσμένα εδάφη ισχύει:

$$e = \frac{W_w - Y_s}{100} \quad (15)$$

Χρησιμοποιείται στον υπολογισμό των καθιζήσεων σε εδαφικά υλικά θεμελίωσης από τις σχέσεις:

$$\Delta H = H_o \frac{\Delta e}{1+e_o} \quad (16)$$

$$\Delta H = H_o \frac{1}{E_s} \cdot \Delta \sigma'_v \quad (17)$$

Και στο δείκτη συμπίεστότητας C_c από τη σχέση:

$$C_c = \frac{\Delta e}{\Delta \log \sigma'_v} \quad (18)$$

Όπου:

ΔH = καθίζηση ως η μεταβολή του αρχικού προς το τελικό ύψος του δείγματος

H_o = το αρχικό ύψος του δείγματος

Δe = η μεταβολή του δείκτη πόρων του αρχικού e_o προς τον τελικό

E_s = Οιδημετρικό μέτρο ή μέτρο ελαστικότητας του εδαφικού υλικού (kr/cm²)

$\Delta \sigma'_v$ = η μεταβολή των ενεργών ορθών τάσεων (kr/cm²)

- **Πυκνότητα απόθεσης (D) και σχετική πυκνότητα (D_r)**

Δίνεται από τη σχέση:

$$D = \frac{n_o - n}{n_o - n_d} \quad (19)$$

Όπου:

n_o = το πορώδες του υλικού στη χαλαρότερή του απόθεση

n_d = το πορώδες του υλικού στην πυκνότερή του απόθεση

n = το πορώδες του υλικού στη φυσική του απόθεση

παίρνει τιμές από 0 έως 1

$D = 0$ όταν $n = n_o$ και $D=1$ όταν $n = n_d$

Η σχετική πυκνότητα του εδαφικού υλικού ορίζεται από τη σχέση:

$$D_r = \frac{e_o - e}{e_o - e_d} \quad (20)$$

Με

e_o = ο δείκτης πόρων του υλικού στη χαλαρή του απόθεση

e_d = ο δείκτης πόρων του υλικού στην πυκνότερή του απόθεση

e = ο δείκτης πόρων του υλικού στη φυσική του απόθεση

$$D = D_r \cdot \frac{1 - e_d}{1 + e} \quad (21)$$

$$D_r = D \cdot \frac{1 - n_d}{1 - n} \quad (22)$$

Για $D < 0,15$ έχουμε έδαφος πολύ χαλαρά αποθετημένο

$D = 0,15-0,30$ έχουμε έδαφος χαλαρά αποθετημένο

$D = 0,30 - 0,5$ έχουμε έδαφος σχετικά πυκνά αποθετημένο

$D > 0,5$ έχουμε έδαφος πυκνά αποθετημένο

Οι D και D_r χρησιμοποιούνται για τον έλεγχο της συμπύκνωσης ενός χαλαρού εδαφικού υλικού και τη δυνατότητα αύξησης της αντοχής του.

Στους πίνακες 4 και 5 δίνονται διάφοροι τύποι μετασχηματισμού των παραπάνω μεγεθών (Παπαχαρήση Ν. και άλλοι 1999).

Πίνακας 4

Μεγέθη	Γενικές συνθήκες	Συνθήκες κορεσμού
Όγκος ολικός	$v = v_s + v_w + v_a$	$V = V_s + V_w$
Όγκος κενών	$v_v = v_v + v_a = v - v_s = v_w / S_r$	$V_v = V_w$
Δείκτης πόρων	$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{n}{1-n} = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1 = \frac{\gamma_s(1+w)}{\gamma} - 1$	$e = \frac{V_w}{V_s} = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \cdot w$
Πορώδες	$n = \frac{V_v}{V} = \frac{e}{1+e} = 1 - \frac{\gamma_d}{\gamma_s}$	$n = \frac{V_w}{V} = \frac{\gamma_d}{\gamma_w} \cdot w$
Βαθμός κορεσμού	$S_r = \frac{V_w}{V_v} = \frac{\gamma_s \cdot w}{\gamma_w \cdot e}$	$S_r = 1$
Βάρος ολικό	$W_o = W_d + W_w \quad (W_a = 0)$	$(W_d = \text{βάρος στερεών συστατικών})$
Περιεκτικότητα σε νερό	$W_c = \frac{W_w}{W_d} = S_r e \frac{\gamma_w}{\gamma_s}$	$W_c = e \frac{\gamma_w}{\gamma_s}$
Φαινόμενο βάρος	$\gamma = \frac{W_o}{V_o} = \gamma_d(1+w) = \frac{S_r \gamma_w \cdot \gamma_s(1+w)}{S_r \cdot \gamma_w + \gamma_s w}$	$\gamma = \gamma_{sat} = \frac{w+1}{w+1/\gamma}$
Φαινόμενο βάρος στερεών συστατικών	$\gamma_s = \frac{W_d}{V_d} \div 2,70 \text{ gr/cm}^3$	$(\text{για } \gamma_w = 1,00 \text{ gr/cm}^3)$
Ξηρό φαινόμενο βάρος	$\gamma_d = \frac{W_d}{W_o} = (1-n)\gamma_s = \frac{\gamma_s}{1+e} = \frac{\gamma}{1+w}$	$\gamma_d < \gamma < \gamma_{sat}$
Φαινόμενο βάρος κορεσμένου εδάφους		$\gamma_{sat} < \gamma_d + n\gamma_w = \gamma = \frac{\gamma_s \cdot \gamma_w \cdot e}{1+e}$
Φαινόμενο βάρος κορεσμένου εδάφους (με άνωση)		$\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w = \gamma_d - (1-n)$ $\gamma_w = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{1+e} = \gamma_d \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma_s}\right)$ $\cong 0,60 \gamma_d$

Πίνακας 5. Τυπολόγιο φυσικών εδαφικών μεγεθών

Μεγέθη	Συμβολισμοί	Ορισμοί	Διαστάσεις	Κορεσμένο έδαφος W_s	Μη κορεσμένο έδαφος w	n	e	γ	γ_d
Περιεκτικότητα σε νερό	W_c	$\frac{W_w}{W_d} = \frac{V_w \cdot \gamma_w}{W_d}$	1^*	-	-	$w = \frac{(n - n_a) \cdot \gamma_w}{(1 - n) \gamma_s}$	$w = \frac{e - n_0 \cdot (1 + e)}{\gamma_s} \gamma_w$	$w = \frac{\gamma - \gamma_d}{\gamma_d}$	-
Περιεκτικότητα σε νερό κορ. Εδάφους	w_s	$\frac{(V_w \cdot \gamma_a) \gamma_w}{W_d}$	1	-	-	$w_s = \frac{n \gamma_w}{(1 - n) \gamma_s}$	$w_s = \frac{e \gamma_w}{\gamma_s}$	$w_s = \frac{(1 + w) \gamma_w}{\gamma} - \frac{\gamma_w}{\gamma_s}$	$w_s = \frac{\gamma_w}{\gamma_d} - \frac{\gamma_w}{\gamma_s}$
Πορώδες	n	$\frac{V_v}{V}$	1	$n = \frac{W_s \cdot \gamma_s}{w_s \gamma_s + \gamma_w}$	$n = \frac{w \gamma_s + n_a \gamma_w}{w \gamma_s + \gamma_w}$	$n = n_w + n_u$	$n = \frac{e}{1 + e}$	$n = 1 - \frac{\gamma}{(1 + w) \gamma_s}$	$n = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_s}$
Δείκτης πόρων	e	$\frac{V_v}{V_s}$	1	$c = \frac{W_s \cdot \gamma_a}{\gamma_w}$	$e = \frac{w \gamma_s + n_a \gamma_w}{(1 - n_a) \gamma_w}$	$C = \frac{n}{(1 - n)}$	-	$e = \frac{\gamma_s (1 + w)}{\gamma} - 1$	$e = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d}$
Φαινόμενο βάρος εδάφους	γ	$\frac{W_o}{V} = \frac{W_d + W_w}{V_s + V_w + V_a}$	t/m^3	$\gamma = \frac{(1 + w_s) \gamma_s}{w_s + \gamma_s + \gamma_w}$	$\gamma = \frac{(1 - n_a)(1 + w) \gamma_s}{w \gamma_s + \gamma_w}$	$\gamma = (1 - n) \gamma_s + n_w \cdot \gamma_w = (1 - n)(1 + w) \gamma_s$	-	-	$\gamma = \gamma_d (1 + w)$
Φαιν. βάρος ξηρ. εδάφους	γ_d	$\frac{W_d}{V_s + V_a}$	t/m^3	$\gamma_d = \frac{\gamma_s \cdot \gamma_w}{w_s + \gamma_s + \gamma_w}$	$\gamma_d = \frac{(1 - n_a) \gamma_s}{n \gamma_s + \gamma_w}$	$\gamma_d = (1 - n) \gamma_s$	$\gamma_s = \frac{\gamma_s}{1 + e}$	$\gamma_s = \frac{\gamma}{1 + w}$	-
Πορώδες αέρα	n_a	$\frac{V_a}{V}$	1	$n_a = 0$	-	-	-	$n_a = 1 - \frac{(w \gamma_s + \gamma_w) \gamma}{(1 + w) \gamma_w \gamma_s}$	$n_a = 1 - \frac{w \gamma_d}{\gamma_w} - \frac{\gamma_d}{\gamma_s}$
Πορώδες νερού	n_w	$\frac{V_w}{V}$	1	$n_w = n$	$n_w = w \frac{\gamma_d}{\gamma_w}$	-	$n_w = \frac{w \gamma_s}{(1 + e) \gamma_w}$	$n_w = \frac{\gamma_w}{(1 + w) \gamma_w}$	$n_w = \frac{w \gamma_d}{\gamma_w}$
Βαθμός κορεσμού	S_r	$\frac{w}{w_s}$	1	$S_r = 1$	$S_r = \frac{w \gamma_s (1 - n)}{n \gamma_w}$	$S_r = \frac{n_w}{n}$	-	-	-

ε. Πλαστικότητα εδαφών – Όρια Atterberg

Οι φυσικές ιδιότητες και η συμπεριφορά των λεπτόκοκκων και οργανικών εδαφών επηρεάζονται σημαντικά από τις μεταβολές της υγρασίας που περιέχουν. Η περιεχόμενη υγρασία τους μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν δείκτης της συνεκτικότητάς τους. Για να πιστοποιηθεί η κατάσταση ενός λεπτόκοκκου εδαφικού υλικού σε σχέση με την υγρασία που φέρει και οι μεταβολές της συνεκτικότητάς του σε περιπτώσεις πρόσληψης ή αποβολής νερού, χρησιμοποιούνται τα όρια πλαστικότητας του **Atterberg**.

Έχουν καθοριστεί αυθαίρετα για τα λεπτόκοκκα εδάφη τέσσερις καταστάσεις συνεκτικότητας που είναι οι:

- Ρευστή
- Πλαστική (με αυξανόμενη υγρασία: πολτώδης→μαλακή→παχύρευστη)
- Ημιστερεή
- Στερεή

Το όριο υγρασίας (%) που έχει ένα έδαφος όταν μεταπίπτει με απώλεια υγρασίας από τη ρευστή στην πλαστική του κατάσταση ονομάζεται «**όριο Υδαρότητας**» (WL) ή (LL). Το αντίστοιχο όριο υγρασίας (%) που έχει το ίδιο έδαφος όταν μεταπίπτει από την πλαστική κατάσταση στην ημιστερεή κατάσταση με ταυτόχρονη αύξηση της συνεκτικότητάς του και της αντοχής του ονομάζεται «**όριο πλαστικότητας**» (WP) ή (PL). Η ενδιάμεση αυτή περιοχή χαρακτηρίζεται ως «**πλαστική περιοχή**» του εδαφικού υλικού, και πλαστικότητά του υλικού.

Στο μικρότερο ποσοστό υγρασίας, όπου το έδαφος μεταπίπτει από την ημιστερεή στη στερεή του κατάσταση, ονομάζεται «**Όριο συρρίκνωσης**» (WS) ή (PS)» (πίνακας 6).

Τα όρια υδαρότητας (WL) και πλαστικότητας (WP) προσδιορίζονται στο εργαστήριο με δοκιμές προσδιορισμού ορίων Atterberg.

Πίνακας 6
Χαρακτηριστικές μορφές πλαστικότητας εδαφικού υλικού

Ρευστή κατάσταση
Όριο υδαρότητας WL ή LL
Πλαστική περιοχή εδαφικού υλικού WL-WP. Περιοχή δείκτη πλαστικότητας Ip ή LL-PL
Όριο πλαστικότητας WP ή PL
Ημιστερεή κατάσταση – Περιοχή δείκτη συρρίκνωσης Is ή PS
Όριο συρρίκνωσης WS ή PS
Στερεά κατάσταση

Σε σχέση με το δείκτη πλαστικότητας τα εδάφη χαρακτηρίζονται ως:

- Εδάφη μικρής πλαστικότητας με $I_p < 7$
- Εδάφη μέσης πλαστικότητας με $7 < I_p < 17$
- Εδάφη υψηλής πλαστικότητας με $I_p > 17$

Τα αργιλοαμμώδη εδάφη έχουν όριο υδαρότητας της τάξης του 30% και δείκτη πλαστικότητας από 0-7, ενώ τα ιλυώδη εδάφη έχουν WL από 20-100% (Παπαχαρήσης, κ.ά. 1999).

Οι καταστάσεις πλαστικότητας, στις οποίες μεταβαίνει ένα εδαφικό υλικό με φυσική υγρασία WC όταν προσλαμβάνει ή αντίθετα αποβάλλει νερό αποδίδονται με το **δείκτη συνεκτικότητας ή δείκτη αντίστασης ή στερεότητας I_c** . Ο δείκτης αυτός συνδέει τις τιμές των WL, WP και WC με τη σχέση:

$$I_c = \frac{WL - WC}{WL - WP} = \frac{WL - WC}{I_p} \quad (23)$$

Η κατάσταση των συνεκτικών εδαφών σε σχέση με το δείκτη συνεκτικότητας I_c φαίνεται στον πίνακα 7 (Παπαχαρήσης, 1981).

Πίνακας 7.
Κατάσταση συνεκτικών εδαφών σε σχέση με το δείκτη I_c

I_c	$\gamma = \text{gr/cm}^3$	$q_u = \text{kg/cm}^2$	Κατάσταση εδάφους	Χαρακτηρισμός εδάφους
0,00-0,25	1,3-1,7	< 0,25	Υδαρής WC-WL	Πολύ μαλακό
0,25-0,50	1,6-1,9	0,25-0,50	Πλαστική (πολτώδης) WL	Μαλακή
0,50-0,75	1,8-2,1	0,50-1,00	Πλαστική (Στιφρή) WL	Μέσο-στιφρό
0,75-1,00	1,9-2,2	1,00-2,00	Πλαστική WL	Στιφρό
>1,00	2,0-2,3	2,00-4,00	Ημιστερεή WP	Πολύ στιφρό
	>2,1	>4,00	Στερεά WS	Σκληρό

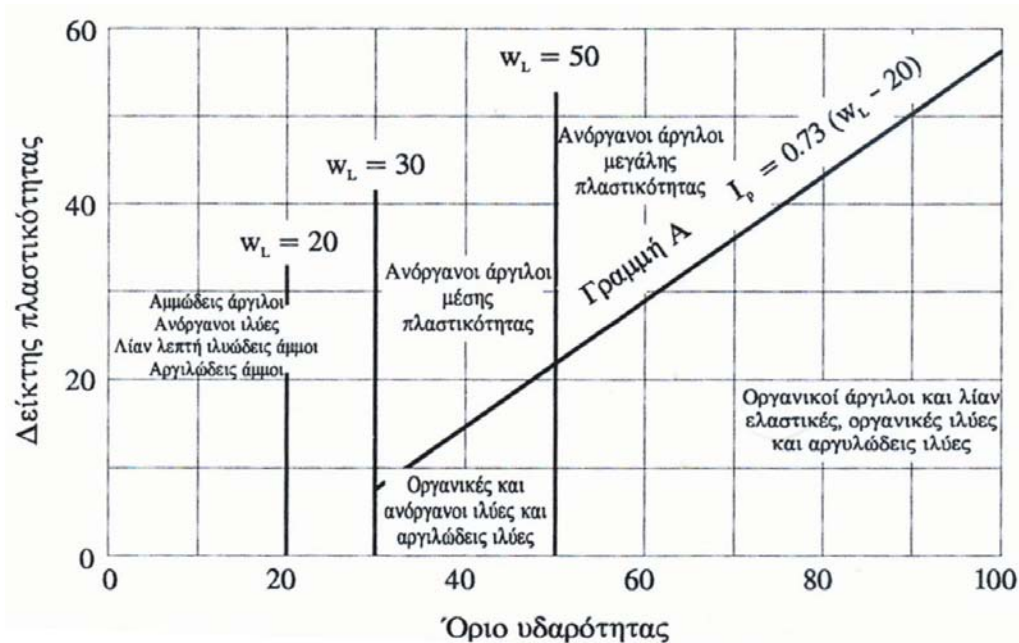
Για $WC > WL$ και μέχρι την τιμή $WC = WL$ έχουμε έδαφος υδαρές και $I_c < 1$

Για $WC < WL$ και μέχρι την τιμή $WC = WP$ έχουμε πλαστικό προς ημιστερεό με $I_c < 1$

Για $WC < WP$ και μέχρι την τιμή $WC = WS$ έχουμε έδαφος υπερστερεωμένο με $I_c >$

Για $WC = 0$ προκύπτει $I_c > 1$.

Από τον A. Casagrande προτάθηκε το διάγραμμα που συνδέει τα όρια υδαρότητας με το δείκτη πλαστικότητας (Σχ. 8) με βάση το οποίο διακρίνονται εδάφη με τις ίδιες κοκκομετρικές συνθέσεις αλλά διαφορετικές πλαστικές ιδιότητες.



Σχ. 8. Διάγραμμα πλαστικότητας κατά Casagrande (Παπαχαρήσης κ.ά., 1999)

Ακόμη τα εδάφη με βάση το δείκτη πλαστικότητας I_p διακρίνονται στις παρακάτω καταστάσεις:

$I_p = 0,5$ έδαφος μη πλαστικό

$I_p = 5-15$ έδαφος ελαφρά πλαστικό

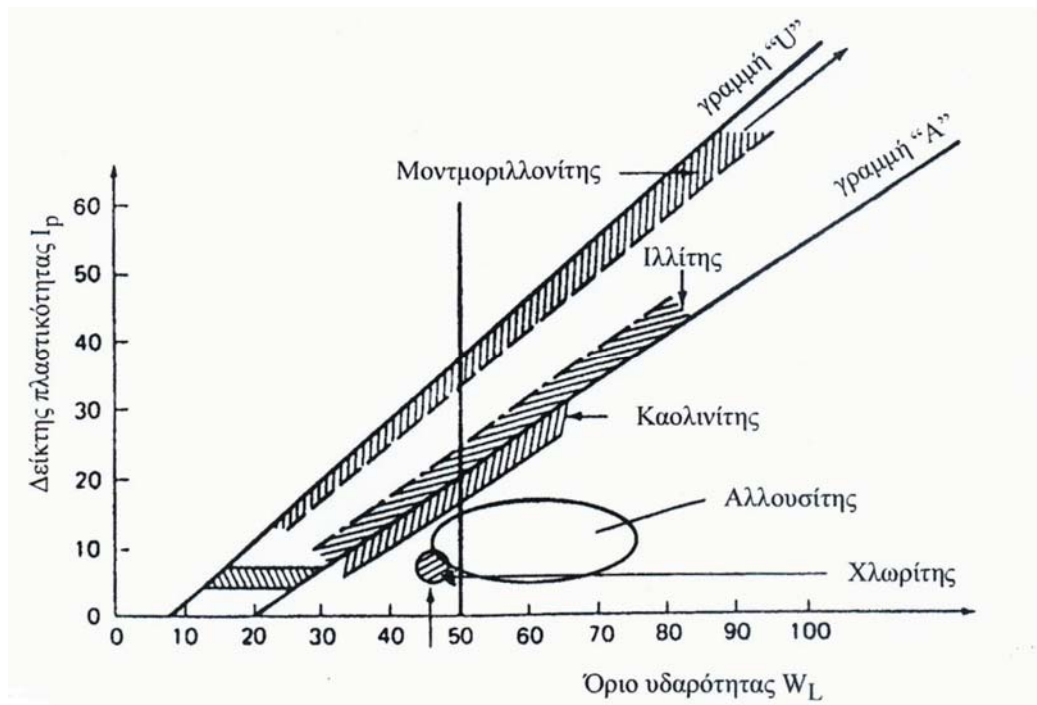
$I_p = 15-40$ έδαφος πλαστικό

$I_p > 40$ έδαφος πολύ πλαστικό

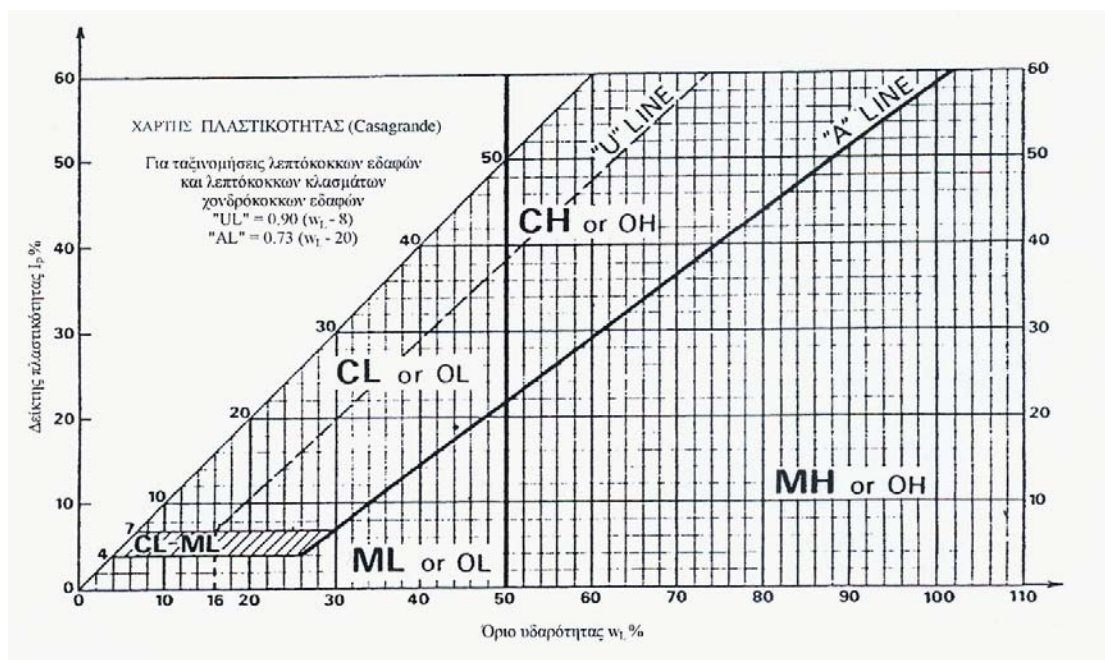
Με τη γραμμή Α του Casagrande που δίνει:

$$I_p = 0,73 (W_L - 20) \quad (24)$$

Διαχωρίζονται τα ανόργανα από τα οργανικά εδάφη ενώ η εξίσωση ευθείας U με $I_p=0,9$ ($W_L=8$) δίνει το ανώτατο όριο ύπαρξης των συνεκτικών εδαφών στο χάρτη πλαστικότητας του Casagrande (Παπαχαρήσης κ.ά., 1999) (Σχ. 9).



Σχ. 9. Θέσεις ορυκτών της αργίλου στο διάγραμμα Casagrande



Σχ. 10. Διάγραμμα πλαστικότητας κατά Casagrande. Περιοχή εφαρμογής της εμπειρικής σχέσης $w_s = w_L - 1,15 I_p$

Με το δείκτη πλαστικότητας προσδιορίζεται και η ενεργότητα (A) του εδάφους ως:

$$A = I_p/N\% \text{ ποσοστό αργίλου} \quad (25)$$

Με βάση την ενεργότητα A τα εδάφη χαρακτηρίζονται σε:

- Μη ενεργά με $A < 0,75$
- Κανονικά με A από $0,75 - 1,25$
- Ενεργά με $A > 1,25$

Από την τιμή του ορίου υδαρότητας προκύπτει ακόμη και ο δείκτης συμπίεστότητας C_c , που χρησιμοποιείται για τον έλεγχο των καθιζήσεων προς:

$$C_c = A(WL-10) \quad (26)$$

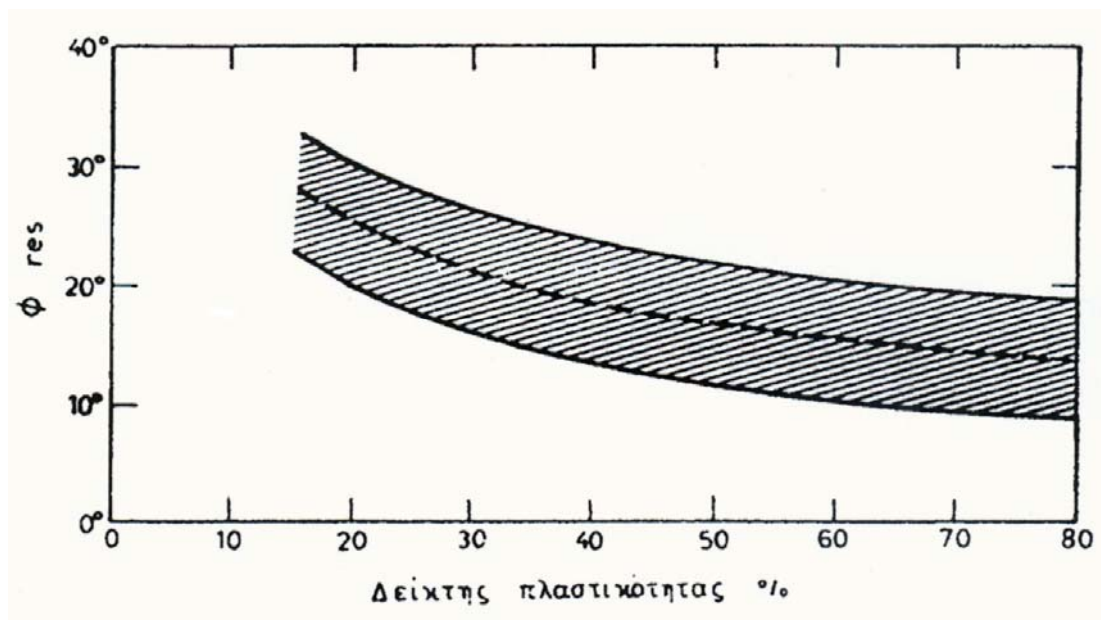
Χρησιμοποιούμενη τιμή A ίση προς:

$$A = 0,007$$

Και τιμές A για:

- Το Μοντμοριλονίτη $A = 7,2$
- Τον Καολινίτη $A = 0,38$
- Τον Ιλύτη $A = 0,9$

Από το δείκτη πλαστικότητας προκύπτει ακόμη μια άλλη σχέση που αφορά την παραμένουσα γωνία τριβής ($\phi > \phi_{res}$ παραμένουσα) στη φάση των μεγάλων παραμορφώσεων ενός εδάφους σε επίπεδο ολίσθησης (Σχ. 11).



Σχ. 11. Νομόγραμμα συσχέτισης παραμένουσας γωνίας τριβής ϕ_{res} και δείκτη πλαστικότητας (Deere, 1974)

Συμπερασματικά τα όρια του Atterberg χαρακτηρίζουν την ικανότητα που έχουν τα συνεκτικά εδάφη να προσλαμβάνουν ή να αποβάλλουν μικρές ή μεγάλες ποσότητες νερού που τα επιτρέπει να μεταβαίνουν εύκολα ή δύσκολα από τη μια κατάσταση στην άλλη. Εδάφη με μικρή πλαστικότητα είναι αρκετά επικίνδυνα σε περιπτώσεις ταχείας πρόσληψης ή αποβολής νερού από τα κενά τους. Τέτοια στερεά εδάφη μπορούν πολύ εύκολα να μεταπέσουν σε υδαρή, ρέουσα κατάσταση με πρόσληψη μικρής ακόμη ποσότητας νερού και να καταστούν πολύ επικίνδυνα σε θέσεις ανοιχτών εκσκαφών.

ii. Υδραυλικές ιδιότητες εδαφών

Οι υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών ρυθμίζονται από το μέγεθος και τη διάταξη των κόκκων τους, όπως και από το μέγεθος των κενών που δημιουργείται ανάμεσα σ' αυτούς. Το νερό εισέρχεται στα κενά και μετακινείται μέσα σ' αυτά ανάλογα με τις φυσικές και τις φυσικοχημικές δυνάμεις που το συγκρατούν. Διακρίνεται έτσι σε διάφορες κατηγορίες ως: **«υγροσκοπικό νερό»** που συγκρατείται γύρω από τους κόκκους του πετρώματος με δυνάμεις απορρόφησης και καλύπτει μέρος του ολικού πορώδους, το **«υγροσκοπικό πορώδες»**. Το **«υμενώδες νερό»** που καλύπτει με ένα υδάτινο υμένα το προηγούμενο σύστημα και συγκρατείται εκεί με δυνάμεις συνάφειας και καλύπτει το μέρος του ολικού πορώδους που ονομάζεται **«υμενώδες πορώδες»**. Το **«τριχοειδές νερό»**, που καλύπτει τα τριχοειδή κενά, συγκρατείται εκεί με τριχοειδείς δυνάμεις και το κενό που καλύπτει ονομάζεται **«τριχοειδές πορώδες»** και τέλος το **«βαρυτιτικό νερό»** που κινείται με δυνάμεις βαρυτιτικές και καλύπτει το ωφέλιμο πορώδες των εδαφών που χαρακτηρίζεται **«ενεργό πορώδες»**. Όλες οι παραπάνω κατηγορίες νερού εκτός από την τελευταία απομακρύνονται από το έδαφος μόνο με φυγοκέντρωση και θέρμανση. Το νερό που βρίσκεται μέσα στους πόρους του εδάφους ασκεί πάνω σ' αυτό δυνάμεις, που ονομάζονται **«υδροστατικές δυνάμεις»** και στην επιφάνεια του πορώδους υλικού πιέσεις που καλούνται υδροστατικές **«πιέσεις πόρων»**.

Οι υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών, εξαρτώνται επομένως από τις εσωτερικές αυτές πιέσεις των πόρων τους, αλλά και από τη δυνατότητα που έχει το νερό να κινείται μέσα σ' αυτά, με γραμμική ή στροβιλώδη ροή. Η ροή του νερού χαρακτηρίζεται από την ταχύτητα ροής που δίνεται ως το διανυόμενο διάστημα (ds) στον αντίστοιχο χρόνο dt :

$$\vec{V} = \frac{\Delta s}{\Delta t} = \frac{ds}{dt} \frac{(m)}{(sec)} \quad (27)$$

ή ως το όριο του απειροστού όγκου ΔQ (παροχή) που διέρχεται ανά μονάδα χρόνου από μια απειροστή επιφάνεια ΔF που τοποθετείται κάθετα στη διεύθυνση ροής ως:

$$\vec{V} = \frac{\Delta Q}{\Delta F} = \frac{dQ}{dF} \frac{(m^3/sec)}{(m^2)} \quad (28)$$

Η ροή ενός υγρού (νερού) καθορίζεται από τις τροχιές (γραμμές ροής) που διαγράφουν τα στοιχειώδη σωματίδια του νερού κινούμενα κάθετα στην επιφάνεια. Η κλίση των γραμμών ροής ονομάζεται υδραυλική κλίση (i).

$$i = \frac{d\Phi}{dl} = \frac{\text{απώλεια υδραυλικού φορτίου } \Phi \text{ κατά μήκος μιας διαδρομής}}{\text{μήκος διαδρομής}} \quad (29)$$

Οι γραμμές ροής του νερού μέσα στο πορώδες μέσο έχουν διαφορετικές μορφές που εξαρτώνται από το ιξώδες του υγρού (νερού). Το ιξώδες δημιουργεί κατά την κίνηση διατμητικές τάσεις, που εξαιτίας των τριβών που αναπτύσσονται, επιφέρουν απώλεια υδραυλικού φορτίου και δημιουργούν καταστάσεις για την ανάπτυξη δύο μορφών ροής. Τη **στρωτή, επίπεδη, γραμμική ή νηματοειδή ροή**, όπου οι γραμμές ροής είναι ευθύγραμμα τμήματα, και τη **στροβιλώδη ή τυρβώδη ροή**, όταν τα ευθύγραμμα τμήματα γίνονται κυματοειδή, ταλαντεύονται και διαπλατώνονται. Οι διάφορες μορφές ροής εξαρτώνται από τον αριθμό (Re) του Reynolds

$$Re = \frac{Vd}{\nu} \quad \text{ή} \quad Re = \frac{\rho Vd}{\mu} \quad (30)$$

Όπου:

V = η μέση ταχύτητα του υγρού

d = η διάμετρος του σωλήνα

ρ = η πυκνότητα του υγρού

μ = ο συντελεστής δυναμικού ιξώδους

Με $Re < 2720$ έχουμε γραμμικές ή επίπεδες ροές

$Re \gg 2000$ έχουμε στροβιλώδεις ροές

Η κίνηση του νερού μέσα στο πορώδες μέσο ακολουθεί το νόμο του Darcy, ο οποίος θέτει ορισμένες βασικές προϋποθέσεις ισχύος όπως:

1. Η ροή να είναι γραμμική
2. Το έδαφος να είναι ομογενές και ισότροπο
3. Να έχει απεριόριστη έκταση

Σύμφωνα με το Darcy η ταχύτητα ροής διήθησης ενός υγρού μέσα σε πορώδες μέσο είναι συνάρτηση της **υδραυλικής κλίσης (i)** και του **συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας (k)** του διαρεόμενου μέσου. Εκφράζεται ως:

$$v = k \cdot i \quad (31)$$

όπου: v = η ταχύτητα ροής του υγρού (m/sec)

k = ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας (m/sec)

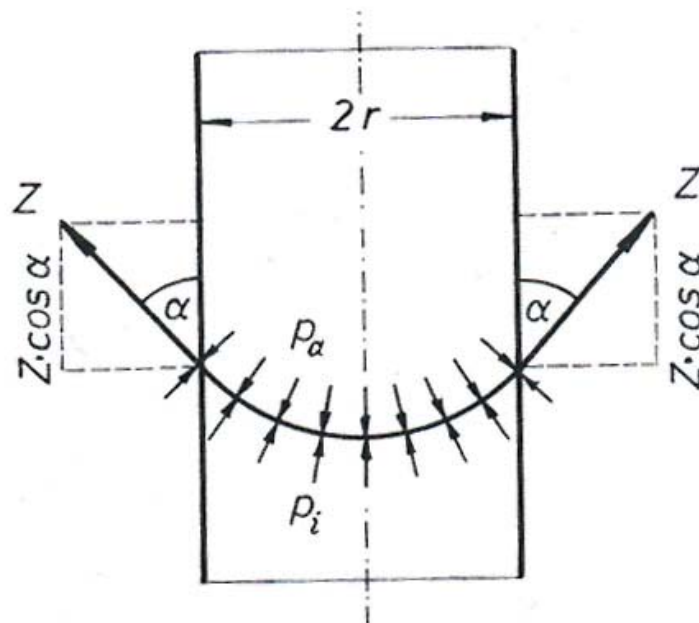
i = η υδραυλική κλίση του υγρού (-)

Ο συντελεστής k λέγεται και συντελεστής περατότητας του πορώδους μέσου. Έτσι η παροχή Q του νερού που διέρχεται κάθετα από επιφάνεια F δίνεται από τη σχέση:

$$Q = v \cdot F \quad \text{ή} \quad Q = k \cdot i \cdot F \text{ (m}^3\text{/sec)} \quad (32)$$

α. Τριχοειδής ανύψωση του νερού σε εδαφικά υλικά

Σε πορώδη εδάφη, όπου δημιουργούνται συνθήκες τριχοειδούς ανόδου, το νερό συγκρατείται στους πόρους με τη βοήθεια επιφανειακών τάσεων. Στο μηνίσκο του νερού της ελεύθερης επιφάνειας που δημιουργείται αναπτύσσονται πάνω και κάτω από αυτήν δύο διαφορετικές τάσεις: Οι p_i και p_a (Σχ. 12)



Σχ. 12. Δυνάμεις που αναπτύσσονται στο μηνίσκο ενός τριχοειδούς σωλήνα

Η επιφανειακή τάση (z) που αναπτύσσεται επαπτομενικά, όπως και η γωνία (α) παίρνουν τιμές που εξαρτώνται από τη φύση του υγρού. Για το νερό έχουμε $z=0,075 \text{ gr/cm}^3$ και $\alpha=10^\circ$.

Η δύναμη P_1 που αναπτύσσεται κάτω από το νερό και γύρω από το σωλήνα είναι ίση προς:

$$P_1 = z \cdot 2r \cdot \pi \quad (33)$$

Και η ορθή της συνιστώσα

$$P_1 \cdot \sigma_{\text{να}} = z \cdot 2r \cdot \pi \cdot \sigma_{\text{να}} \quad (34)$$

Από την ατμοσφαιρική πίεση P_a προκύπτει μια ορθή δύναμη P_2 ίση προς:

$$P_2 = - P_a \cdot \pi \cdot r^2 \quad (35)$$

Που δρα σ' ολόκληρη την επιφάνεια του νερού

Από τη συνισταμένη εσωτερική πίεση $P_i = P_a + P_e$, όπου P_e η διαφορά πιέσεων, που επιφέρει την τριχοειδή ανύψωση, προκύπτει για ολόκληρη την υδάτινη επιφάνεια μια κάθετη δύναμη P_3 ίση προς:

$$P_3 = P_i \cdot \pi \cdot r^2 \quad (36)$$

$$\text{Και } P_3 = P_a \cdot \pi \cdot r^2 + P_e \cdot \pi r^2 \quad (37)$$

Το άθροισμα των ορθών τάσεων θα πρέπει να είναι ίσο προς μηδέν

$$P_1 \cdot \sigma_{\text{να}} + P_2 + P_3 = 0 \quad (38)$$

Προκύπτει:

$$z \cdot 2\pi r \cdot \sigma_{\text{να}} + P_e \cdot \pi \cdot r^2 = 0 \quad (39)$$

και

$$P_e = \frac{2z}{r} \cdot \sigma_{\text{να}} \quad (40)$$

Και στη συνέχεια

$$P_i = P_a - \frac{2z}{r} \cdot \sigma_{\text{να}} \quad (41)$$

(με $P_a = 1000 \text{ gr/cm}^2 = 735,5 \text{ mmHg}$ στους 0° C)

Η πίεση P_k της τριχοειδούς ανόδου είναι

$$P_k = H_k \cdot \gamma_w \quad (42)$$

Όπου H_k = το ύψος της τριχοειδούς ανόδου του νερού και η συνθήκη ισορροπίας:

$$H_k \cdot \gamma_w - \frac{2z}{r} \cdot \sigma_{\text{να}} = 0 \quad (43)$$

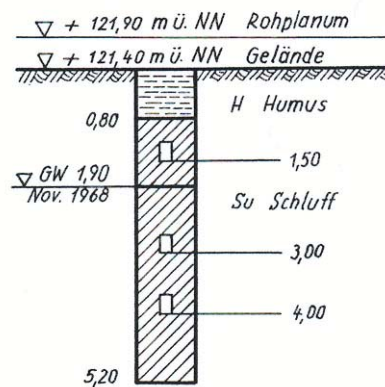
και

$$H_k = \frac{2z}{r \cdot \gamma_w} \cdot \sigma_{\text{να}} \quad (44)$$

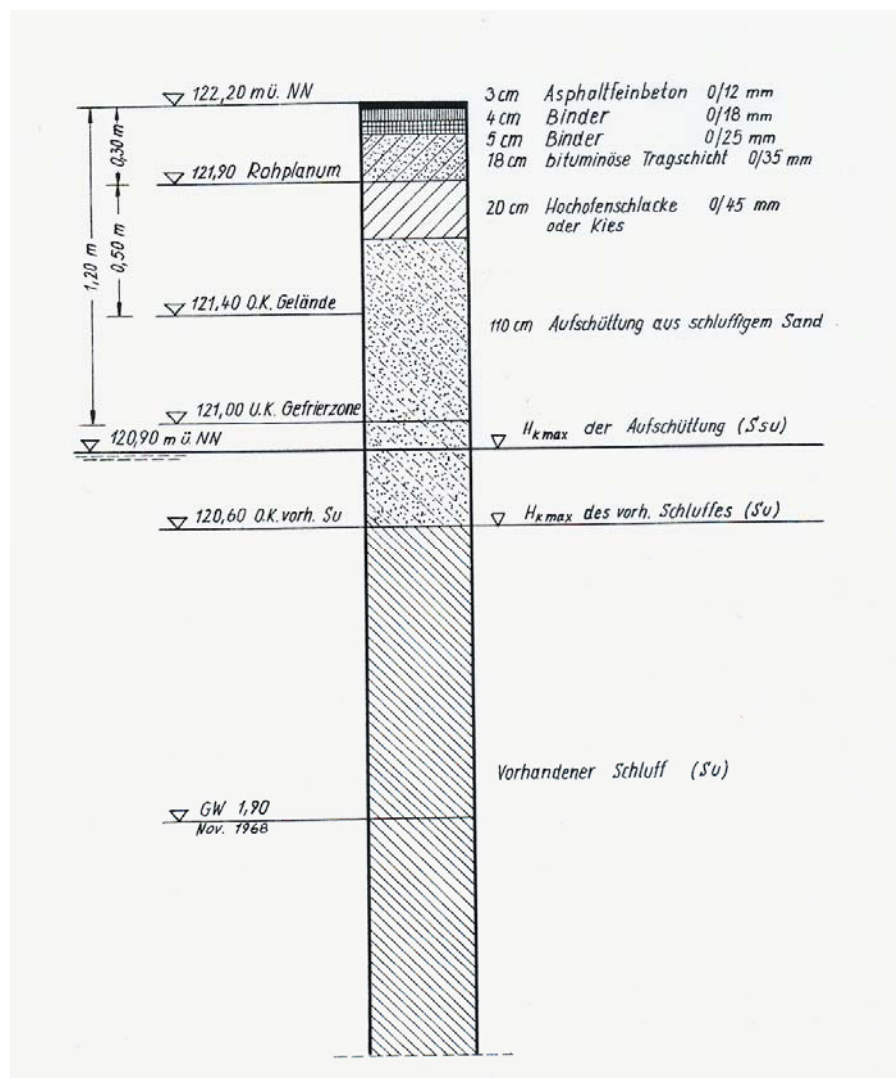
Ο υπολογισμός του ύψους H_k επηρεάζει την ασφάλεια ενός επιχώματος, που χρησιμοποιείται ως υπόβαθρο έργων οδοποιίας. Για την κατανόηση του φαινομένου εξετάζουμε την παρακάτω περίπτωση:

Το Σχ. 13 δείχνει το εδαφικό προφίλ των στρωμάτων που αναπτύσσονται κάτω από τη θέση θεμελίωσης ενός δρόμου ταχείας κυκλοφορίας.

Θα χρησιμοποιηθεί επίχωμα από ιλυώδη άμμο με $H_k = 30 \text{ cm}$. Η ιλύς έχει $H_{k\text{max}} = 1,60 \text{ m}$, ενώ η επικίνδυνη ζώνη σε φαινόμενα παγετού υπολογίζεται στα $1,20 \text{ m}$. Στο σχ. 14 φαίνεται η διάταξη των στρωμάτων του επιχώματος που εγγυάται ασφάλεια της οδού έναντι παγετού.



Σχ. 13. Γεωλογική τομή μιας αβαθούς γεώτρησης κάτω από τη θέση θεμελίωσης ενός αυτοκινητόδρομου



Σχ. 14. Διάταξη των διαστρώσεων ενός οδικού επιχώματος

Αφού αφαιρέσουμε το στρώμα του Humus επιστρώνουμε το έδαφος μέχρι τα 20 cm κάτω από το προβλεπόμενο επίπεδο του οδοστρώματος με την υπάρχουσα ιλυώδη άμμο. Τα υπόλοιπα 20 cm επιστρώνονται με χαλίκια που συμπιέζονται. Στο Σχ. 14 η άνοδος H_k του τριχοειδούς νερού της επίχωσης βρίσκεται 10 cm κάτω από τη ζώνη του παγετού. Δεχόμαστε ότι η ασφαλής απόσταση Δh του H_k από την κάτω επιφάνεια της ζώνης παγετού θα πρέπει να είναι τουλάχιστον ίση προς:

$$\Delta h = 0,5 \cdot H_{kmax}$$

Προκύπτει $\Delta h = 15$ cm, γεγονός που δε φαίνεται να πληρούται στην παρούσα περίπτωση.

Στους πίνακες 8 και 9 φαίνονται το ύψος H_k και το πάχος επίχωσης διαφόρων υλικών.

Πίνακας 8
Ύψος τριχοειδούς ανόδου H_{kmax} , των κυριότερων τύπων εδαφών

Τύπος εδάφους	Μέγεθος κόκκων (mm)	H_{kmax}
Άμμος	2,0 - 0,6	3 - 10 cm
	0,6 - 0,2	10 - 30 cm
	0,2 - 0,1	30 - 60 cm
	0,1 - 0,06	60 - 100 cm
Ιλύς	0,06 - 0,02	1 - 3 m
	0,02 - 0,006	3 - 10 m
	0,006 - 0,002	10 - 30 m
Αργίλος	0,002	30 - 300 m

Πίνακας 9
Υπολογισμός του πάχους των στρωμάτων επίχωσης έναντι παγετού

Κατανομή κόκκων του υποβάθρου				Ελάχιστο βάθος επίχωσης κάτω από την επιφάνεια του οδοστρώματος	
Κυρίαρχο ποσοστό κόκκων				Σε ξηρό υπόβαθρο	Σε υγρό υπόβαθρο
του συνολικού δείγματος <0,02 mm	του κοσκινίσματος <2mm		Αναχώματα > 2m	Αναχώματα <2 m	
	< 0,02 mm	< 0,1 mm			
0 - 3 %	-	-	-	-	
3 - 6 %	< 10%	<20%	-	-	60
6 - 10 %	<15%	<30%	50	60	60
> 10 %	>15%	>30%	60	70	70

Η υψηλή πλαστικότητα ενός εδάφους στη ζώνη του τριχοειδούς μειώνει την αντοχή μερικών υλικών τόσο πολύ, που μπορεί να οδηγήσει στην πλήρη καταστροφή του επιχώματος κάτω από το φορτίο των οχημάτων.

Στην περιοχή του εγκλωβισμένου τριχοειδούς η τριχοειδής πίεση $P_k = H_k \cdot \gamma_w$ μπορεί να φτάσει τα $2-4 \text{ kg/cm}^2$ στα συνεκτικά εδάφη και για αργίλους ακόμη και πάνω από 15 kg/cm^2 . Στην πράξη μειώνουμε αυτήν την πίεση του τριχοειδούς νερού με εγκατάσταση οριζόντιων και κατακόρυφων εδαφικών φίλτρων.

β. Διαπερατότητα εδαφών

Όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο ii ο Darcy απέδειξε πειραματικά ότι το φαινόμενο της ροής του νερού στο έδαφος ακολουθεί την εξίσωση

$$Q = k \cdot i \cdot F \text{ (m}^3\text{/sec)} \quad (32)$$

Όπου:

Q = η διερχόμενη ποσότητα νερού από μοναδιαία επιφάνεια F σε $\text{m}^3\text{/sec}$

F = η μοναδιαία επιφάνεια κάθετα στη ροή του νερού σε m^2

k = ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας (ή συντελεστής διαπερατότητας) σε m/sec

i = η υδραυλική κλίση

με $Q/F = k \cdot i = v$ σε m/sec η ταχύτητα ροής του νερού κάθετα στην επιφάνεια F

Η διαπερατότητα ενός εδαφικού υλικού εξαρτάται σημαντικά από το μέγεθος και την κατανομή των κόκκων του, όπως και από την ομοιομορφία του. Στα χαλαρά πετρώματα η διαπερατότητα συνδέεται με το πορώδες με αντίστροφη σχέση. Λεπτοκοκκώδη εδάφη με μεγάλο ολικό πορώδες παρουσιάζουν μικρή διαπερατότητα σε αντίθεση με τα χονδροκόκκα υλικά που είναι ισχυρότερα διαπερατά. Ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας k παίρνει τιμές από 10^{-10} μέχρι και 10^{-1} (πίνακας 10).

Ο υπολογισμός του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας γίνεται με τη βοήθεια δοκιμών εργαστηρίου και δοκιμών υπαίθρου.

Πίνακας 10
Τιμές του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k των κυριότερων εδαφών

Τύπος εδάφους	Συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας k σε m/sec
Κροκάλες	$10^{-1} - 5$
Χοντρά χαλίκια	$10^{-2} - 2$
Μέσα χαλίκια	$10^{-3} - 1$
Λεπτά χαλίκια	$10^{-4} - 10^{-2}$
Χοντρή άμμος	$10^{-5} - 10^{-2}$
Μέση άμμος	$10^{-6} - 10^{-3}$
Λεπτή άμμος	$10^{-6} - 10^{-4}$
Ιλύς	$10^{-9} - 10^{-5}$
Άργιλος	$10^{-10} - 10^{-8}$

Από τις δοκιμές εργαστηρίου έχουμε:

- Από την κοκκομετρική ανάλυση:

$$k = C \cdot d_{10}^2 \text{ με } C \approx 100 \text{ (cm/sec)} \quad (45)$$

- Από δοκιμές στερεοποίησης:

$$k = C_v \cdot \gamma_w \cdot m_v = \frac{C_v \cdot \gamma_w \cdot \alpha_v}{1 + e} \quad (46)$$

$$k = \frac{0,435 C_c \cdot C_v \cdot \gamma_w}{P(1 + e)} \quad (47)$$

Όπου:

C_v = ο συντελεστής στερεοποίησης (cm^2/sec)

C_c = ο δείκτης συμπίεσης (cm^2/kg) $C_c = \frac{\Delta e}{\Delta \log p}$

α_v = ο συντελεστής συμπίεστότητας $\alpha_v = \frac{\Delta e}{\Delta p} = \frac{0,435 C_c}{p}$ (cm^2/kg)

m_v = ο συντελεστής μεταβολής όγκου $m_v = \frac{\alpha_v}{1 + e_o}$ (cm^2/kg)

γ_w = το ειδικό βάρος του νερού (gr/cm^3)

e = ο δείκτης πόρων του υλικού (-)

p = η μέση τάση της βαθμίδας φόρτισης σε δοκιμές οιδημέτρου ($p = (p_1 + p_2 Y_2)$)

- Από συσκευές σταθερού πιεζομετρικού φορτίου:

$$k = \frac{Q \cdot l}{F \cdot h \cdot t} \text{ (m/sec)} \quad (48)$$

Με Q = τη διερχόμενη παροχή του νερού σε m^3 από την επιφάνεια F του δοκιμίου

l = το πάχος του δοκιμίου (m)

t = ο χρόνος δοκιμής (sec)

h = το πιεζομετρικό ύψος (m)

- Από συσκευές μεταβλητού πιεζομετρικού φορτίου

$$k = \frac{f \cdot l}{F \cdot t} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \text{ (m/sec)} \quad (49)$$

Με f = τη διατομή του σωλήνα

h_1 = το πιεζομετρικό ύψος κατά την έναρξη της δοκιμής

h_2 = το πιεζομετρικό ύψος κατά το τέλος της δοκιμής

Από επιτόπου δοκιμές που διεξάγονται σε περιοχές στεγανοποίησης υποβάθρου θεμελίωσης φραγμάτων και σε περιοχές με προβλήματα αποστράγγισης χρησιμοποιούνται:

- **Δοκιμές σταθερού φορτίου ή δοκιμές Le Franc**

$$k = \frac{Q}{C \cdot h_c} \text{ (m/sec)} \quad (50)$$

όπου C = ο συντελεστής θήλακα. Παίρνει διάφορες τιμές ανάλογα με τη γεωμετρία του θήλακα (πίνακας 11).

Πίνακας 11
Τιμές του θύλακα C σε σχέση με τη γεωμετρία του

A/A	ΜΟΡΦΗ ΘΥΛΑΚΑ	ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΘΥΛΑΚΑ
1.	d = εσωτερική διάμετρος σωληνώσεων	C = 2,75 d Χρησιμοποιούνται και τιμές όπως C=2,85 d ή C = 2πd. Για τη δοκιμή του μεταβλητού φορτίου ο λόγος A/C παίρνεται πολλές φορές σαν d/8.
1α	Όταν η δοκιμή γίνεται μεταξύ διαπερατού και αδιαπέρατου στρώματος	C = 2d
		$C = \frac{2\pi L}{1n(2L/D)}$ Για L>4D (καμιά φορά και περίπου για L>D (in U.S.B.R. κ.ά.)
2.	D = διάμετρος γεώτρησης L = μήκος ασωλήνωτου τμήματος γεώτρησης (πιο συνηθισμένος τύπος θήλακα)	$C = \frac{1}{2\pi D \sqrt{L/D + 1/4}}$ Για L<4D ή και $C = \frac{2\pi D \sqrt{1 - \frac{L^2}{D^2}}}{\text{τοξ.ημ} \sqrt{1 - \frac{L^2}{D^2}}}$ Για L<D (SOLETANCHE) C=α(1,032L+30d) Με α=1 για L≥6m και A=0,481+0,173L-0,014L ² για L<6 m (Gilg και Gavard, 1957)
2α	Όπως και το (3), αλλά όταν υπάρχει ανισοτροπία περατότητας (kh/kv) και είναι γνωστός ο λόγος kh/kv. Η γνώση αυτή μπορεί να γίνει προσεγγιστικά σε δοκιμές μέτρησης των δύο περατοτήτων στο εργαστήριο.	Για τον προσδιορισμό του kh $C = \frac{2\pi L}{1\pi(2mL/D)}$ Με m=(k _h /k _v) ^{1/2} για L>4D K _h =οριζόντια περατότητα K _v =κατακόρυφη περατότητα
3.	Σφαιρικός θύλακας με ακτίνα R (για να διατηρείται ρίχνεται χαλίκι που σύγχρονα εμποδίζει την ανάπτυξη τυρβώδους ροής)	C = 4π R (in Castany, 1968 κ.ά.)
4.	Περίπτωση χρησιμοποίησης ειδικής διάταξης "manchon Lefranc"	C=0,415 για manchon 7" C=0,39 για manchon 4" 1/2 C=0,37 για manchon 3"
5.	Αν ο θύλακας βρίσκεται γενικά κοντά σε ένα από τα όρια του υδροφόρου ορίζοντα (ελεύθερη επιφάνεια ή αδιαπέρατο υπόβαθρο), ο συντελεστής C διορθώνεται σε C': $\frac{1}{C'} = \frac{1}{C} + \frac{1}{8\pi\zeta_1}$ ή $\frac{1}{C'} = \frac{1}{C} + \frac{1}{8\pi\zeta_2}$ Με ζ ₁ την απόσταση του κέντρου του θύλακα απ' το αδιαπέρατο υπόστρωμα και ζ ₂ την απόσταση του κέντρου από την ελεύθερη επιφάνεια του ορίζοντα (SOLETANCHE, βλ. και Schneebeli, 1966).	

- **Δοκιμές μεταβλητού φορτίου ή δοκιμές Maag.**

$$k = \frac{A}{C \cdot (t_2 - t_1)} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (\text{m/sec}) \quad (51)$$

Όπου:

A = η διατομή του σωλήνα του νερού μέσα στη γεώτρηση με $A = 1/4 \pi \cdot d^2$

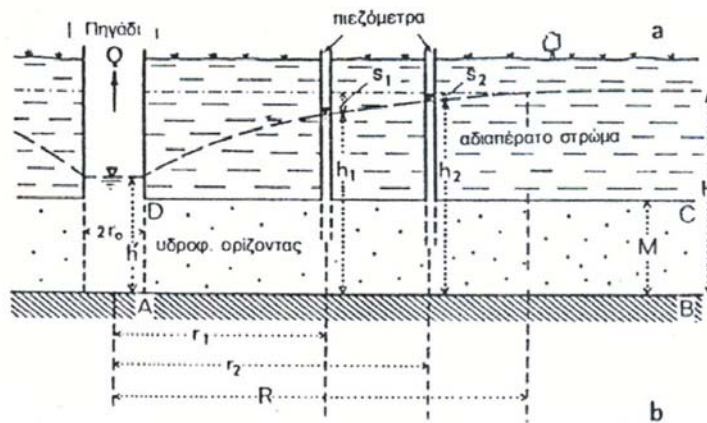
d = η εσωτερική διάμετρος του σωλήνα της γεώτρησης

C = ο συντελεστής θύλακα

- **Δοκιμές άντλησης.** Διεξάγονται κυρίως σε βαθείς υδροφόρους ορίζοντες (ελεύθερους και υπό πίεση). Χρησιμοποιούνται στις υδρογεωλογικές έρευνες και μελέτες.

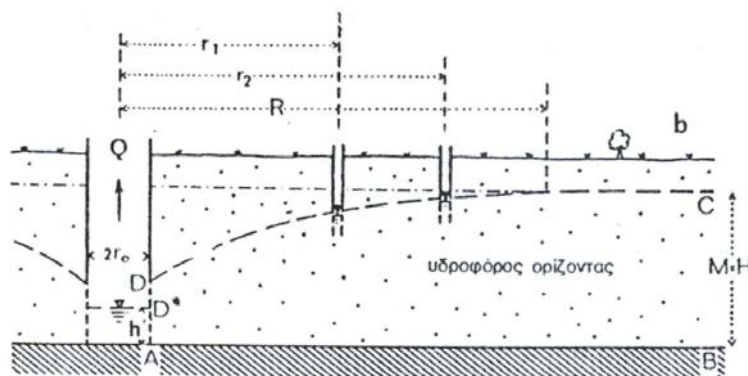
Οι υπολογισμοί του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k προκύπτουν για ελεύθερο υδροφόρο ορίζοντα (Σχ. 15) από τον τύπο του Dupuit

$$k = \frac{Q(\ln r_2 - \ln r_1)}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \quad (52)$$



Σχ. 15. Απεικόνιση δοκιμής άντλησης σε υπό πίεση υδροφόρα στρώματα

Και για υπό πίεση υδροφόρο ορίζοντα (Σχ. 16) από τους τύπους του Theis



Σχ. 16. Απεικόνιση δοκιμής άντλησης σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα

$$k = \frac{Q}{4\pi pM} \cdot W(u) \quad (53)$$

και του Cooper-Jacob

$$k = \frac{2,3Q}{4\pi p \cdot M} \cdot \log \frac{2,25T \cdot t}{r^2 S} \quad (54)$$

όπου:

Q = η παροχή της γεώτρησης (m^3/sec)

h_1, h_2 = τα ύψη της στάθμης του νερού μέσα στα πιεζόμετρα P_1 και P_2

r_1, r_2 = οι αποστάσεις των πιεζομέτρων P_1 και P_2 από τη γεώτρηση άντλησης

M = το πάχος του υδροφόρου ορίζοντα (m)

$s = h_2 - h_1$ = η πτώση στάθμης κατά τη διάρκεια της άντλησης (m)

Από όλα τα παραπάνω φαίνεται πως η παροχή (στράγγιση) Q ενός υδροφόρου στρώματος αυξάνεται ή ελαττώνεται αν αντίστοιχα αυξάνεται ή ελαττώνεται η υδραυλική του κλίση (i). Το γεγονός αυτό φαίνεται καθαρά αν χρησιμοποιήσουμε το παρακάτω παράδειγμα. Αν π.χ. σε κορεσμένο στρώμα από αμμώδη χαλίκια απορρέουν $Q=0,03 m^3/sec$, τότε η ποσότητα Q που θα φύγει απ αυτό το στρώμα αν διπλασιάσουμε το πιεζομετρικό ύψος και μειώσουμε στο μισό το δρόμο ροής θα είναι:

$$Q = k \cdot i \cdot F \text{ και για } Q = 0,03 m^3/sec \text{ και } i_1 = \frac{h_w}{L} \text{ θα έχουμε: } 0,03 = k \cdot \frac{h_w}{L} \cdot F \text{ και για}$$

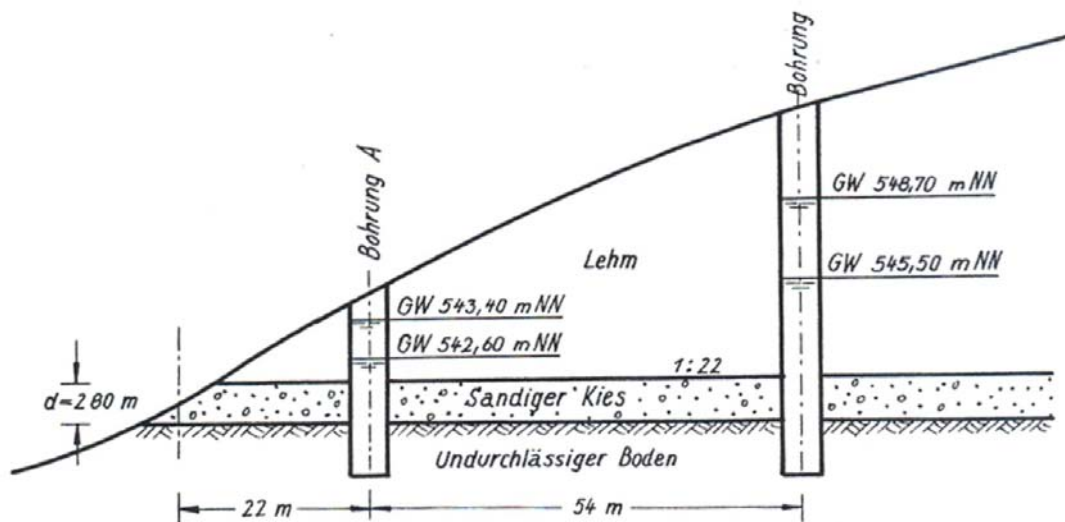
διπλάσιο πιεζομετρικό φορτίο και μισό δρόμο ροής η υδραυλική του κλίση θα γίνει:

$$i_2 = \frac{2h_w}{0,5L} = 4 \frac{h_w}{L}, \text{ οπότε και η ποσότητα } Q \text{ θα γίνει:}$$

$$Q = 4k \cdot \frac{h_w}{L} \cdot F \text{ και επειδή είναι } k \frac{h_w}{L} \cdot F = 0,03 \text{ θα έχουμε:}$$

$$Q = 4 \times 0,03 = 0,12 m^3/sec$$

Το παραπάνω παράδειγμα μπορεί να χρησιμοποιηθεί στον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητα και της παροχής μιας πηγής, όταν μεταβάλλεται η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα που τροφοδοτεί την πηγή και μπορεί να προσδιοριστεί με τη βοήθεια γεωτρήσεων. Στο Σχ. 17 φαίνεται η έξοδος μιας πηγής με παροχή $Q = 1,2 l/sec$ από τα αμμώδη χαλίκια πάχους 2, σε εύρος 1,1 m. Οι στάθμες του υδροφορέα έχουν προσδιοριστεί από γεωτρήσεις.



Σχ. 17. Διερεύνηση της λειτουργίας ενός υδροφόρου στρώματος

Η παροχή της πηγής θα είναι:

$$Q_{\pi} = k \cdot i \cdot F_{\pi} \text{ και } k = \frac{Q_{\pi}}{i \cdot F_{\pi}} \text{ ή } k = \frac{Q \cdot L}{h_w \cdot F} \text{ (m/sec)} \quad (55)$$

Από το σχήμα έχουμε:

Για την ελάχιστη στάθμη $h_w = 2,9$ (545,5 – 542,60) m

$F = 2,8 \times 1,1 = 3,08 \text{ m}^2$

$L = 54,0 \text{ m}$

Η κλίση του υδροφορέα είναι αμελητέα και δε λαμβάνεται υπόψη:

Έτσι έχουμε:

$$k = \frac{0,0012 \text{ m}^3/\text{sec} \times 54 \text{ m}}{2,9 \text{ m} \times 3,08} = 7,25 \cdot 10^{-3} \text{ m/sec}$$

Κατά την περίοδο της μέγιστης στάθμης η i θα γίνει:

$$i_{\max} = \frac{548,7 - 543,40}{54} = 9,8 \cdot 10^{-2}$$

οπότε η Q_{\max} θα γίνει:

$$Q_{\max} = k \cdot i_{\max} \cdot F = 7,25 \cdot 10^{-3} \text{ m/sec} \times 9,8 \cdot 10^{-2} \times 3,08 \text{ m}$$

$$Q_{\max} = 2,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec} \text{ ή } Q_{\max} = 2,2 \text{ l/sec}$$

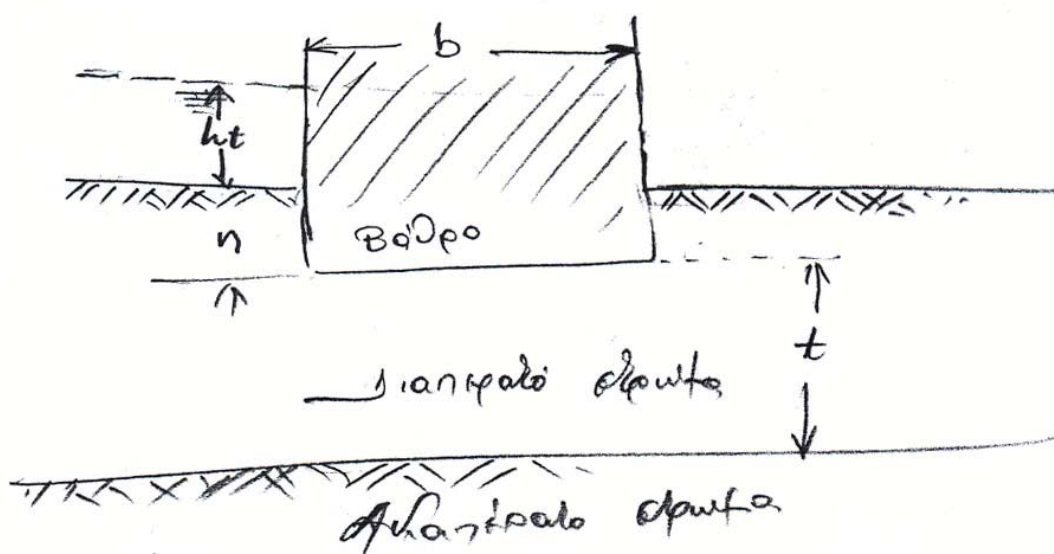
γ. Ροές του νερού στα τεχνικά έργα

Κατά τη θεμελίωση τεχνικών έργων μέσα σε πορώδη μέσα δημιουργείται η δυνατότητα ανάπτυξης γραμμικών (επιπέδων) ροών κάτω από τα βάθρα ή τα επίπεδα θεμελίωσης, οι οποίες επηρεάζουν είτε την ασφάλεια του έργου (βάθρα γεφυρών) είτε την ωφελιμότητά τους (διαρροές) χωμάτων φραγμάτων (μέσα στο σώμα και κάτω απ' αυτό).

Για τους υπολογισμούς των διηθούμενων νερών χρησιμοποιούνται αναλυτικές μέθοδοι (μέθοδος οριακών στοιχείων μέθοδος πεπερασμένων διαφορών), αλλά και καθαρά υπολογιστικές, που τα αποτελέσματά τους, πολύ λίγο αποκλίνουν από αυτά των αναλυτικών.

➤ **Υπολογισμός της ποσότητας του νερού που διέρχεται κάτω από ένα βάθρο θεμελίωσης (Bölling, 1969).**

Στο Σχ. 18 φαίνεται η θεμελίωση ενός μεσόβαθρου γέφυρας πλάτους b και βάθους η μέσα σε υδροφόρο στρώμα χαλικών πάχους $(t+\eta)$.



Σχ. 18. Σχηματική παράσταση θεμελίωσης ενός βάθρου γέφυρας σε διαπερατό στρώμα

Όταν έχουμε συνεχή μεταβολή των τιμών η , b και t χαρακτηρίζουμε το πηλίκο η_2/η_1 ως παράγοντα ροής Φ (Strömungsfaktor) που συνέχεια μεταβάλλεται. Αν βρούμε επομένως τη συνάρτηση εκείνη κατά την οποία αλλάζει το Φ , όταν παράλληλα αλλάζουν και οι γεωμετρικές σχέσεις t/b και η/b , τότε αυξάνεται ουσιαστικά η ακρίβεια των αποτελεσμάτων μας.

Χρησιμοποιούνται τόσο για πλατείες και αβαθείς, σχετικά, θεμελιώσεις με:

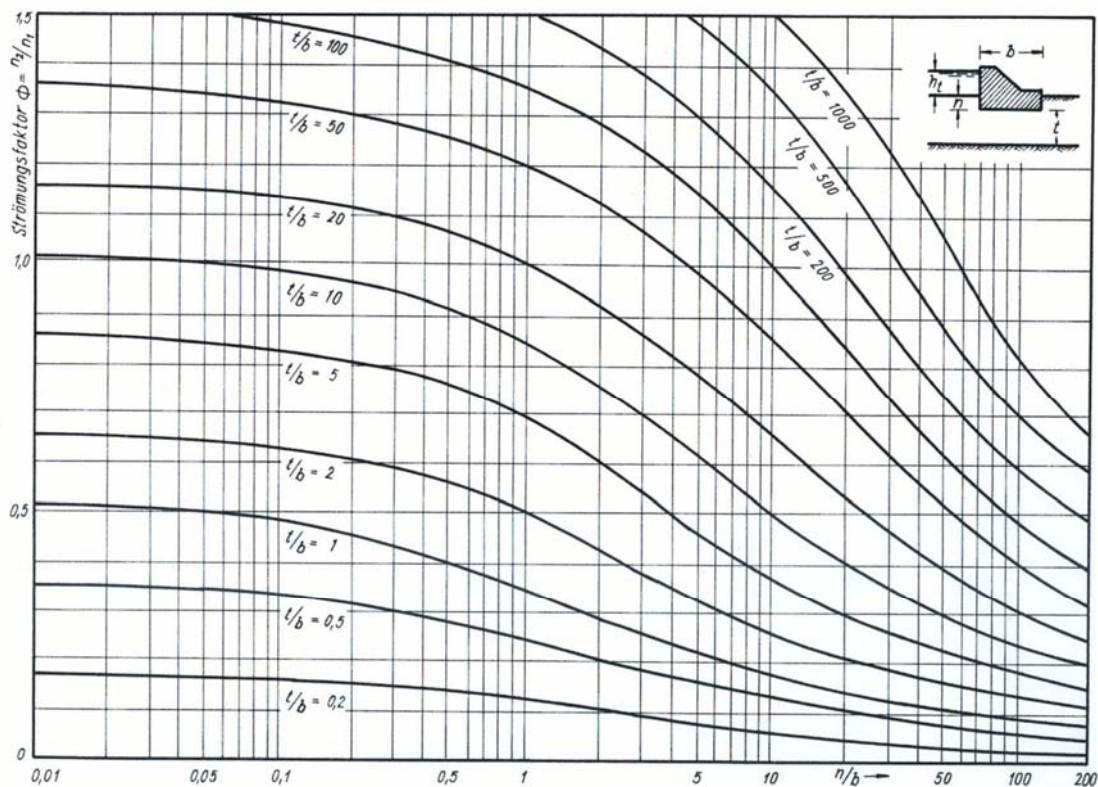
$$0 \leq n/b \leq 10$$

όσο και για περιφραγματικές δοκούς και κουρτίνες τσιμεντενέσεων με

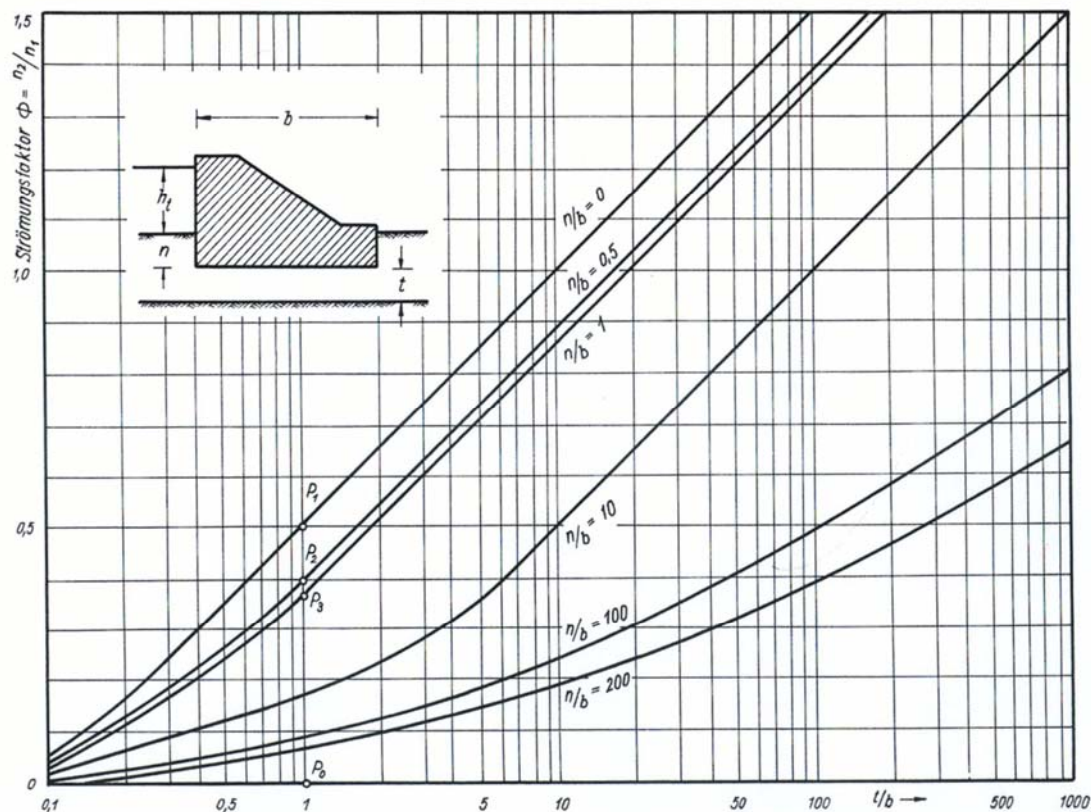
$$10 \leq n/b \leq 200$$

Σύμφωνα με τον Bölling (1972) για να κατανοήσουμε τη συνάρτηση εκείνη κατά την οποία αλλάζει ο παράγοντας ροής Φ , όταν αλλάζουν οι σχέσεις t/b και n/b θα πρέπει να σχεδιάσουμε δίκτυα ροής για διαφορετικές τιμές t/b και n/b στην περιοχή $0,1 \leq t/b \leq 1000$ και $0 \leq n/b \leq 200$. Τα παραπάνω φαίνονται καθαρά εποπτικά στα σχήματα 19 και 20.

Στο Σχ. 20 μεταφέρονται σε ημιλογαριθμικό διάγραμμα οι παράγοντες ροής Φ σε σχέση με τις τιμές του πηλίκου t/b . Για τιμές $0 \leq n/b \leq 1$ και $t/b=1$ προκύπτει σε ημιλογαριθμική κλίμακα μια γραμμική πορεία της συνάρτησης. Για τιμές $n/b > 1$ η συνάρτηση παύει να είναι γραμμική.



Σχ. 19. Παράγοντες ροής Φ ως συνάρτηση της σχέσης n/b (Bölling, 1972)



Σχ. 20. Παράγοντες ροής Φ ως συνάρτηση της σχέσης t/b (Bölling, 1972)

Αν δε γνωρίζουμε μια συγκεκριμένη γεωμετρική σχέση, τότε η πορεία του παράγοντα Φ γι' αυτήν τη σχέση ακολουθεί τα παρακάτω βήματα.

Στο Σχ. 20 από το σημείο t/b που αντιστοιχεί στην επιθυμητή σχέση φέρουμε μια παράλληλο προς τον άξονα του Φ . Η παράλληλος αυτή τέμνει τις καμπύλες που δίνονται για τις γεωμετρικές σχέσεις η/b στα σημεία P_1, P_2, P_3 . Οι αποστάσεις αυτών των σημείων από την τεταγμένη δίνουν τις τιμές για τη ζητούμενη συνάρτηση. Τις τιμές αυτές μεταφέρουμε στο Σχ. 19. Συνδέουμε μεταξύ τους τα ευρεθέντα σημεία, οπότε και προκύπτει Φ ως συνάρτηση της σχέσης η/b για την επιθυμητή σχέση t/b .

Στην ημιλογαριθμική παράσταση του Σχ. 20 φαίνεται μια γραμμική σχέση ανάμεσα στον παράγοντα Φ και τη γεωμετρική σχέση t/b με $t/b \geq 1$ και $\eta/b \leq 1$. Η σχέση αυτή επιτρέπει έναν εύκολο υπολογισμό της ποσότητας του διηθούμενου νερού σε όλα τα φράγματα και τις θεμελιώσεις.

Σε γραμμική κλίμακα στο Σχ. 20 θα έχουμε:

$$x = 5 \cdot \log t/b \text{ (cm)} \quad (56)$$

$$y = 10\Phi. \text{ ή} \quad (57)$$

$$10\Phi = 5 \log t/b \quad (58)$$

Οι αποστάσεις των σημείων P_1 , P_2 , P_3 από το σημείο P_0 του σχήματος 20 σε γραμμική κλίμακα τοποθετώντας $1\text{cm}=0,1\ \Phi$ θα είναι:

$$P_0P_1 = C_1 \text{ για } n/b = 0 = 5,0 \text{ cm}$$

$$P_0P_2 = C_2 \text{ για } n/b = 0,5 = 4,0 \text{ cm}$$

$$P_0P_3 = C_3 \text{ για } n/b = 1,0 = 3,6 \text{ cm}$$

Έτσι οι εξισώσεις των ευθειών για $n/b = 0$ θα είναι:

$$10\ \Phi = 5 \log t/b + 5$$

$$\Phi = 0,5 \log t/b + 0,5$$

Για την ευθεία $n/b = 0,5$

$$\Phi = 0,5 \log t/b + 0,4$$

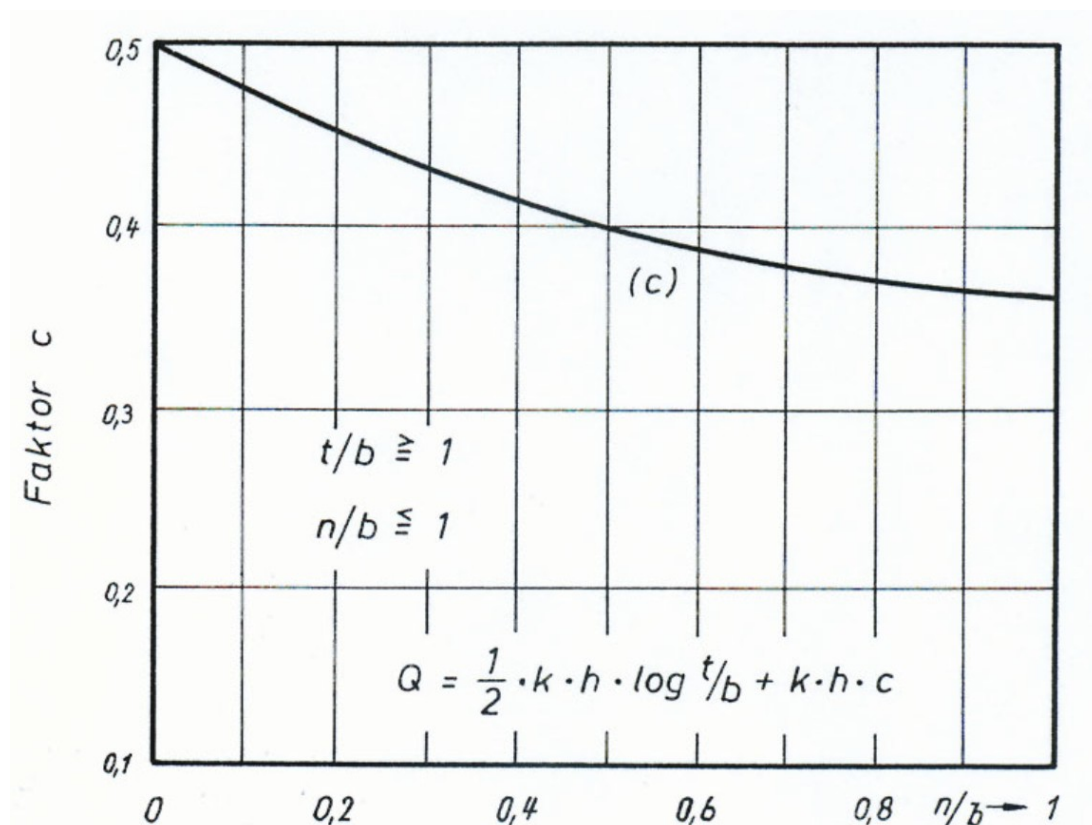
Και για $n/b = 1$

$$\Phi = 0,5 \log t/b + 0,36$$

Και γενικά

$$\Phi = 0,5 \log t/b + c$$

Όπου c μια συνάρτηση του n/b , την οποία παίρνουμε από το Σχ. 21.



Σχ. 21. Παράγοντες c ως συνάρτηση της σχέσης n/b (Bölling, 1972)

Αν τοποθετήσουμε την εξίσωση $\Phi = 0,5 \log t/b + c$ στην εξίσωση $Q = n_2/n_1 \cdot k \cdot h_t$ ($m^3/m \cdot sec$).

Που εκφράζει τη συνολική διηθούμενη (διερχόμενη) ποσότητα νερού από τους διαθέσιμους αγωγούς ροής (γραμμές ροής) με

n_1 = το πλήθος των δυναμικών γραμμών και

n_2 = το πλήθος των γραμμών ροής στο δίκτυο ροής

τότε θα πάρουμε:

$$Q = k \cdot h_t (0,5 \cdot \log t/b + c) \quad (m^3/m \cdot sec) \quad \text{ή} \quad (59)$$

$$Q = 0,5 \cdot k \cdot h_t \cdot \log t/b + k \cdot h_t \cdot c \quad (60)$$

που ισχύει για όλες τις περιπτώσεις που έχουμε $t/b \geq 1$ και $n/b \leq 1$.

Για την ξεχωριστή περίπτωση που έχουμε $n/b=0$ και $t/b \geq 1$ ισχύει:

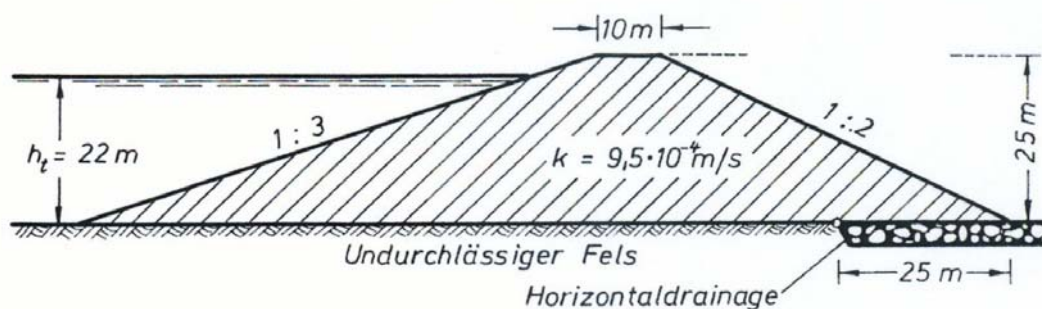
$$Q = 0,5 \cdot k \cdot h_t \cdot (\log t/b + 1) \quad (61)$$

Αν μεταφέρουμε τις ξεχωριστές τιμές των παραγόντων ροής Φ σε ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων με τετμημένη σε λογαριθμική και τεταγμένη σε δεκαδική κλίμακα, προκύπτει μια γραμμική σχέση του παράγοντα Φ από τη γεωμετρική σχέση t/b με $t/b > 1$ και $n/b > 10$.

Με τα γεωμετρικά στοιχεία του Σχ. 18 και τις παραπάνω εξισώσεις υπολογίζονται οι ποσότητες ροής Q που διαφεύγουν κάτω από το υπόβαθρο θεμελίωσης του βάθρου της κατασκευής.

- **Υπολογισμός της ποσότητας του νερού που διέρχεται από το σώμα ομογενούς χωμάτινου φράγματος με οριζόντια αποστράγγιση στον οπίσθιο πόδα του φράγματος.**

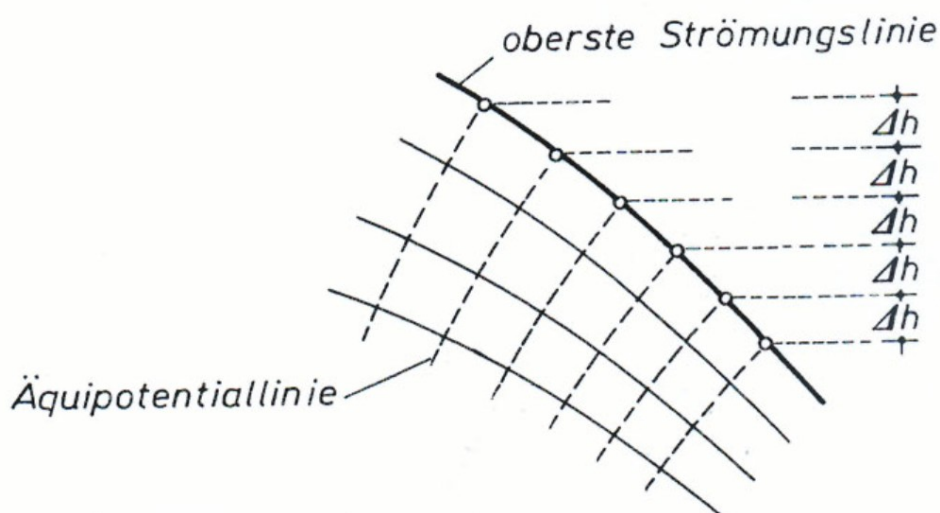
Για να υπολογίσουμε τις ποσότητες νερού που μπορούν να διαφύγουν κάτω από το σώμα ενός ομογενούς χωμάτινου φράγματος, στην οπίσθια κάτω πλευρά του οποίου έχει τοποθετηθεί ένα οριζόντιο στρώμα αποστράγγισης (Σχ. 22) εργαζόμαστε ως εξής:



Σχ. 22. Εγκάρσια τομή ενός χωμάτινου φράγματος με οριζόντιο φίλτρο διαστράγγισης

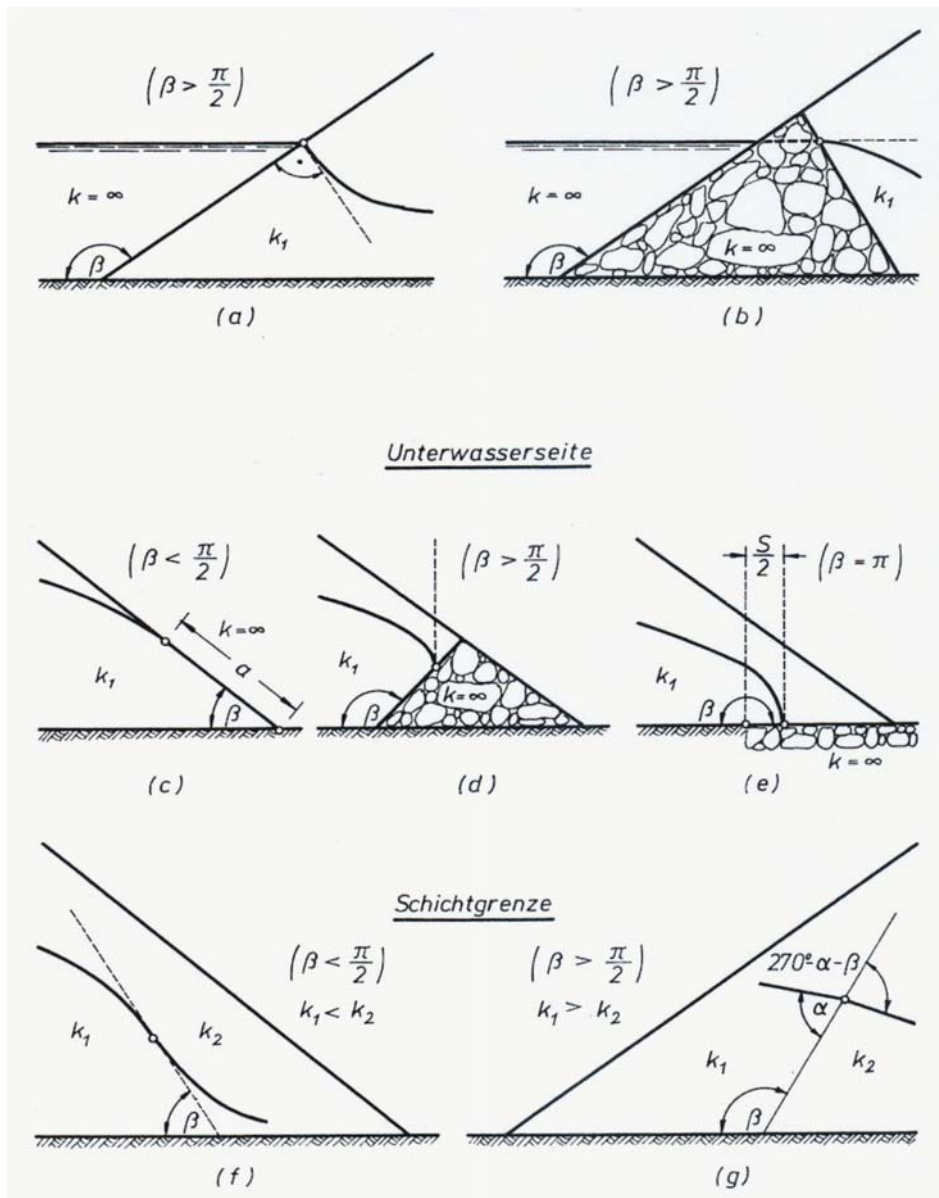
Στην περίπτωση του χωμάτινου αυτού φράγματος δεν είναι γνωστά όλα τα όρια του δικτύου ροής. Η ελεύθερη επιφάνεια ροής, δηλ. η πρώτη γραμμή ροής όπου η ατμόσφαιρα εφάπτεται με το νερό δε μπορεί να οριοθετηθεί ακριβώς από την αρχή, παρά μόνο προσεγγιστικά ύστερα από εμπειρικές προσεγγίσεις που προκύπτουν από πολυάριθμες μετρήσεις και δοκιμές. Η επιφάνεια αυτή παρουσιάζει ένα πλήθος από χαρακτηριστικά γνωρίσματα, που λαμβάνονται υπόψιν στο σχεδιασμό της. Έτσι:

α) μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων τομής των ισοδυναμικών γραμμών με την ελεύθερη επιφάνεια δεχόμαστε ότι υπάρχει μια σταθερή πιεζομετρική διαφορά Δh (Σχ. 23).

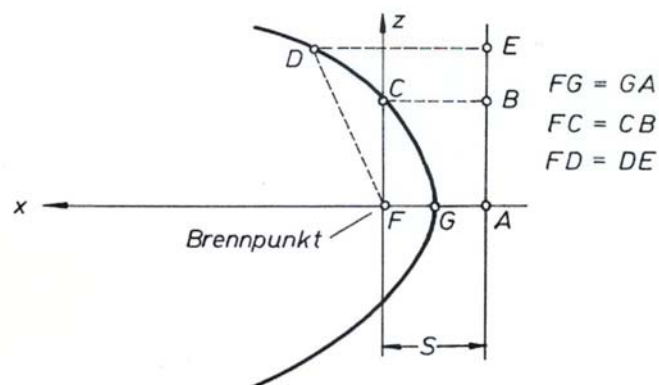


Σχ. 23. Σταθερές διαφορές πιεζομετρικού ύψους της ανώτατης γραμμής ροής

β) στο σημείο εκείνο, από το οποίο αρχίζει η διαρροή στην ανάντη πλευρά του φράγματος (Σχ. 24), η ανώτατη γραμμή ροής τοποθετείται κάθετα στο ανάντη πρανές του φράγματος. Στο Σχ. 23 δίνονται και άλλα χαρακτηριστικά και μετασχηματισμοί αυτής της καμπύλης. Δοκιμές και μετρήσεις έδειξαν ότι η ανώτατη γραμμή ροής μέσα σε χωμάτινο φράγμα ακολουθεί την πορεία μιας παραβολής (Σχ. 25), η οποία μεταβάλλεται μόνο στην αρχή και στο τέλος της πορείας ροής ή κατά τη μετάβαση από ένα εδαφικό υλικό σε άλλο. Για κάθε παραβολή ισχύουν:



Σχ. 24. Χαρακτηριστικά γνωρίσματα και σχέσεις μετασχηματισμού της ανώτατης γραμμής ροής σε ομογενές χωμάτινο φράγμα (Bölling, 1972)



Σχ. 25. Κατασκευή μιας παραβολής

$$\sqrt{x^2 + z^2} = x + S \quad (62)$$

$$\text{Και } x = \frac{z^2 + S^2}{zS} \quad (63)$$

Και κατά τον Gasagrande $AB=0,3BE$

Στη θέση Α έχουμε:

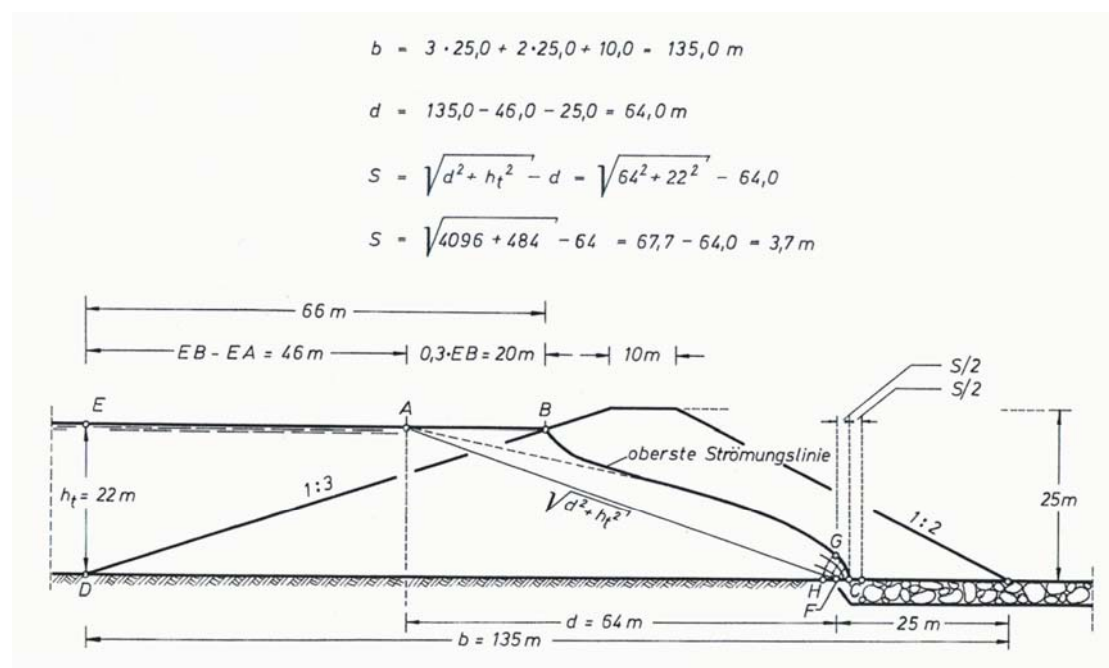
$$z = h_t \text{ και } x = d$$

Όπου μ' αυτές τις τιμές και παραπέρα μετασχηματισμούς παίρνουμε:

$$S = \sqrt{d^2 + h_t^2} - d \quad (64)$$

Από το δίκτυο ροής HGCF που φαίνεται στο Σχ. 26 και την εξίσωση

$$Q = \frac{n_2}{n_1} \cdot k \cdot h_t = k \cdot S \quad (65)$$



Σχ. 26. Υπολογισμός της διπλής απόστασης S και της θέσης της ανώτατης γραμμής ροής σε ομογενές χωμάτινο φράγμα

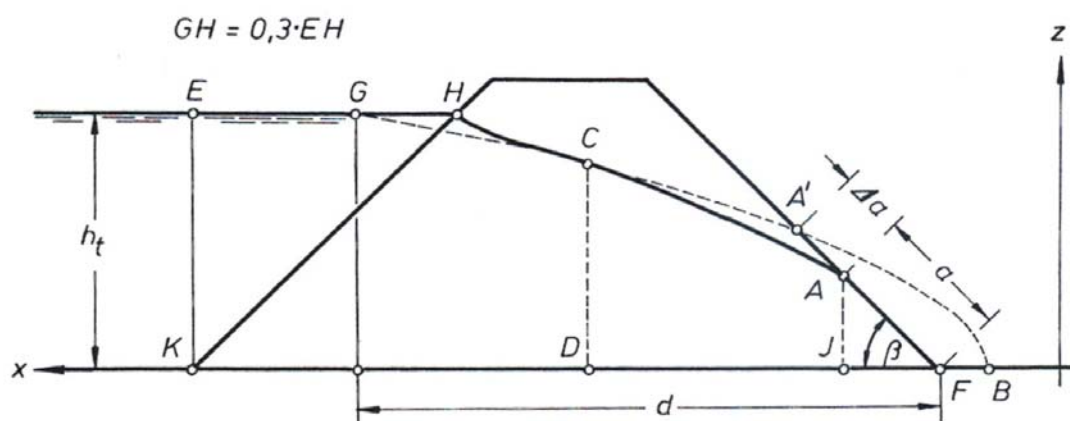
Υπολογίζεται η ποσότητα νερού που διέρχεται από το σώμα του χωμάτινου αυτού φράγματος. Το πλήθος των γραμμών ροής λαμβάνεται με $n_2=3$ και το πλήθος των ισοδυναμικών γραμμών $n_1=3$ επίσης.

Στο σημείο G έχουμε ένα πιεζομετρικό ύψος ίσο προς S . Η απώλεια πιεζομετρικού φορτίου μεταξύ των ισοδυναμικών γραμμών GH και FC (μηδενικό φορτίο) είναι ίση προς S .

Σε τέτοια ομογενή χωμάτινα φράγματα θα πρέπει να τοποθετούνται στην κατάντη βάση τους αποστραγγιστικά στρώματα από χονδρόκοκκα υλικά, τα οποία ανεβάζουν την ασφάλεια του κατάντη πρानούς. Σε αντίθετη περίπτωση οι γραμμές ροής αποστραγγίζονται στην επιφάνεια του πρानούς και όχι στον πόδα του με αποτέλεσμα να δημιουργείται κίνδυνος αποκοπής και κατολίσθησής του.

➤ **Υπολογισμός της ποσότητας του νερού που διέρχεται από το σώμα ομογενούς χωμάτινου φράγματος χωρίς οριζόντια αποστράγγιση στον οπίσθιο πόδα του φράγματος**

Σε ένα ομογενές χωμάτινο φράγμα που δεν έχει τοποθετηθεί οριζόντιο αποστραγγιστικό στρώμα, το διηθούμενο και αποστραγγιζόμενο νερό εξέρχεται στην επιφάνεια του κατάντη πρानούς (Σχ. 27). Η ανώτατη γραμμή ροής τέμνει το κατάντη πρανές σε απόσταση α από τον οπίσθιο πόδα του φράγματος. Για τον υπολογισμό της απόστασης αυτής α χρησιμοποιούνται τρεις μέθοδοι:



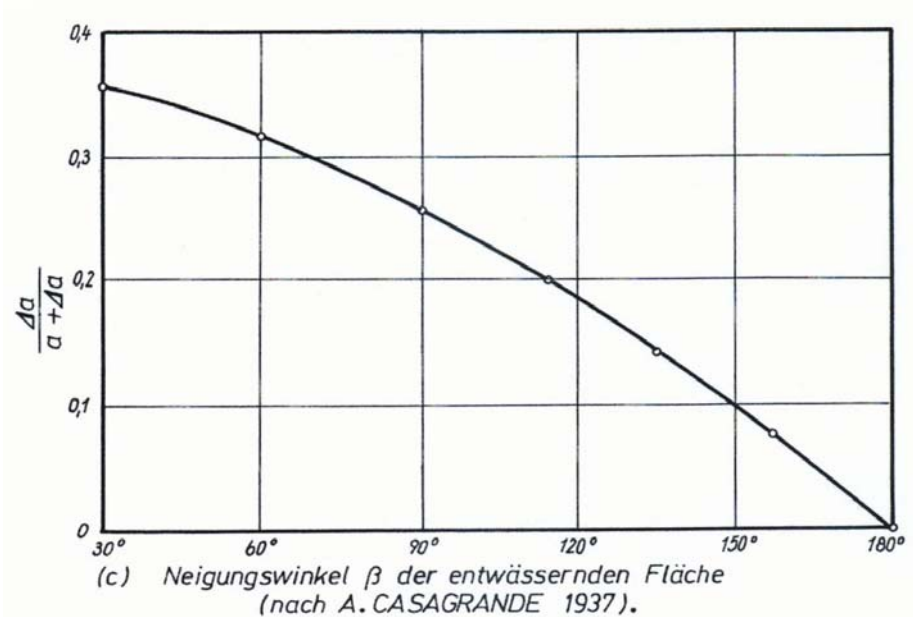
Σχ. 27. Αποτύπωση της ανώτατης γραμμής ροής σε ομογενές χωμάτινο φράγμα χωρίς φίλτρο διαστράγγισης.

- α. Η μέθοδος CASAGRANDE (1937). Χρησιμοποιείται για γωνία $30^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$
- β. Η εξίσωση CASAGRANDE (1934). Χρησιμοποιείται για γωνία $\beta \leq 30^\circ$
- γ. Η μέθοδος GILBOV (1940) και TAYLOR (1948). Χρησιμοποιείται για $0^\circ \leq \beta \leq 90^\circ$

Στην πρώτη περίπτωση όπου η γωνία β του κατάντη πρανούς είναι $30^\circ \leq \beta \leq 180$ η σχέση:

$$\frac{\Delta \alpha}{\alpha + \Delta \alpha}$$

υπολογίζεται από το νομόγραμμα Casagrande (Σχ. 28). Στο Σχ. 27 η γραμμή AF στο σημείο A είναι η εφαπτομένη στην ανώτατη γραμμή ροής. Η παραβολή προσδιορίζεται με τον ίδιο τρόπο όπως και στην προηγούμενη παράγραφο. Επειδή η απόσταση $a + \Delta a$ της εστίας της παραβολής μέχρι του σημείου τομής του πρηνούς με την προσεγγιστική παραβολή είναι γνωστή, μπορεί να υπολογιστεί από αυτό το διάγραμμα η απόσταση a .



Σχ. 28. Υπολογισμός της απόστασης a για $30^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$ (κατά Casagrande, 1937)

Γωνίες $\beta \geq 90^\circ$ έχουμε τότε μόνο, όταν στον οπίσθιο πόδα του πρηνούς του φράγματος έχει τοποθετηθεί αποστραγγιστικό στρώμα με τη μορφή που φαίνεται στο Σχ. 24d. Το διάστημα με το μήκος a είναι ένα γεωμετρικό όριο, σε κάθε σημείο του οποίου το πιεζομετρικό φορτίο είναι ίσο με μηδέν.

Η ποσότητα του νερού που διέρχεται από το σώμα του φράγματος υπολογίζεται κι εδώ με τη βοήθεια της εξίσωσης (65).

$$Q = \frac{n_2}{n_1} \cdot k \cdot h_t = k \cdot S$$

Στη δεύτερη μέθοδο ο Casagrande (1934) ξεκινά από την προσέγγιση του Dupuit κατά την οποία κατά μήκος της κατακόρυφης γραμμής CD (Σχ. 27) η υδραυλική κλίση παραμένει σταθερή και η κλίση d_z/d_x αντιστοιχεί στο σημείο C της ανώτατης γραμμής ροής. Σύμφωνα μ' αυτή την παραδοχή έχουμε:

$$Q = k \cdot i \cdot F = k \cdot \frac{d_z}{d_x} \cdot z \quad (66)$$

Δεχόμαστε ότι ισχύει ακόμη η συνθήκη συνέχειας με

$$\frac{d_Q}{d_x} = 0 = k \cdot \frac{\partial^2 (z^2)}{\partial x^2} \quad (67)$$

Όπου με διπλή ολοκλήρωση παίρνουμε την εξίσωση της παραβολής

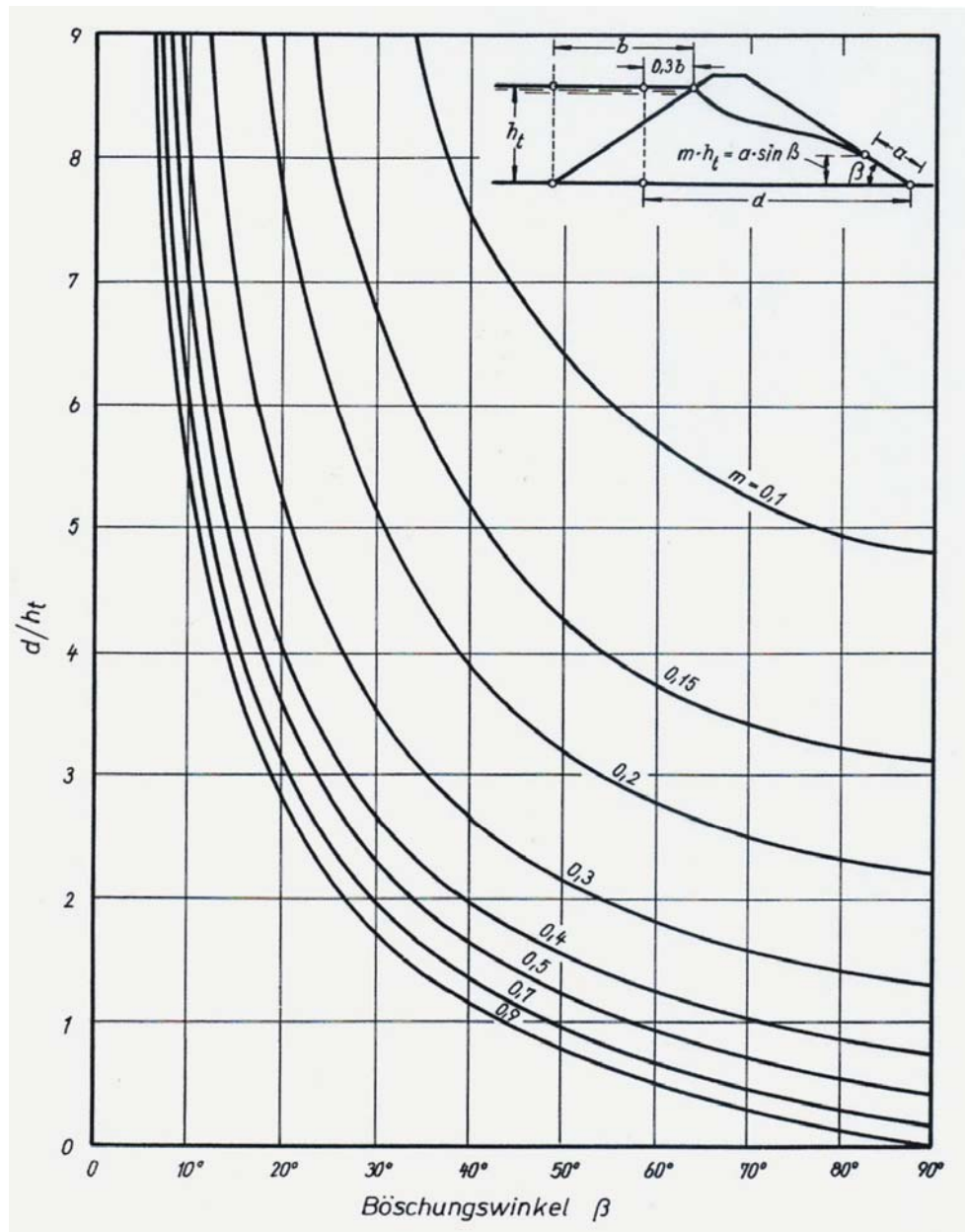
$$z^2 = Ax+B \quad (68)$$

Για το σημείο G ισχύει η οριακή συνθήκη

$$x=d \text{ και } z = h_t$$

και για το σημείο A η οριακή συνθήκη

$$x=a \cdot \text{συν}\beta \quad d_z/d_x = \epsilon\phi\beta \quad \text{και} \quad z=a \cdot \eta\mu\beta$$



Σχ. 29. Υπολογισμός της απόστασης a για $0^\circ \leq \beta \leq 90^\circ$ (κατά Gilboy, 1940)

Από τις οριακές συνθήκες και την εξίσωση της παραβολής παίρνουμε τελικά:

$$z^2 = 2 \cdot a \cdot \frac{\eta\mu^2\beta}{\text{συν}\beta} \cdot x + h_t^2 - 2 \cdot a \cdot \frac{\eta\mu^2\beta}{\text{συν}\beta} \cdot d \quad (69)$$

Αν η οριακή συνθήκη που ισχύει στο σημείο Α τοποθετηθεί στην παραπάνω εξίσωση προκύπτει:

$$\alpha = \frac{d}{\sin \beta} - \sqrt{\frac{d^2}{\sin^2 \beta} - \frac{h_t^2}{\eta \mu^2 \beta}} \quad (\text{m}) \quad (70)$$

και με $d/\sin \beta = \sqrt{d^2 + h_t^2} = S+d$ προκύπτει (71)

$$\alpha = S - \sqrt{(S+d)^2 - \frac{h_t^2}{\eta \mu^2 \beta}} + d \quad (\text{m}) \quad (72)$$

Η διερχόμενη ποσότητα νερού με $d_z/d_x = \epsilon \phi \beta$ και $z = \alpha \eta \mu \beta$ προκύπτει τελικά ίση προς:

$$Q = k \cdot \alpha \cdot \eta \mu \beta \cdot \epsilon \phi \beta \quad (\text{m}^3/\text{sec} \cdot \text{m}) \quad (73)$$

Η μέθοδος GILBOY αποδίδεται γραφικά με τη βοήθεια του (Σχ. 29) (TAYLOR, 1948). Στο σχήμα αυτό η παράμετρος m δηλώνει τη σχέση της κάθετης απόστασης AJ (Σχ. 27) προς το μέγιστο πιεζομετρικό ύψος h_t .

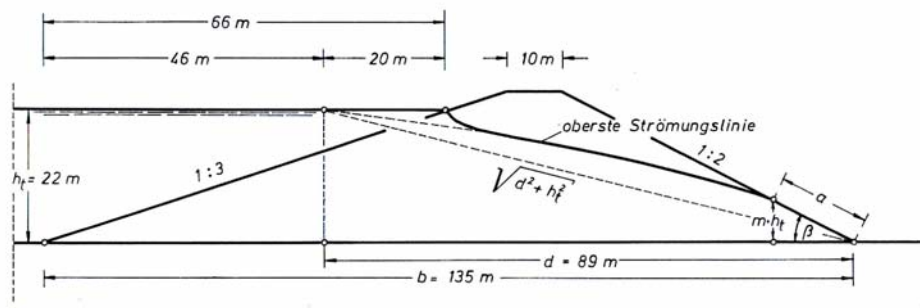
Σύμφωνα με τον Gilboy με τιμές m που παίρνουμε από το νομόγραμμα του Σχ. 29 και τη σχέση:

$$\alpha = \frac{m \cdot h_t}{\eta \mu \beta} \quad (74)$$

σχεδιάζουμε την ανώτατη γραμμή ροής (Σχ. 30) και υπολογίζουμε τη διερχόμενη ποσότητα νερού Q από τη σχέση:

$$Q = k \cdot \alpha \cdot \eta \mu \beta \cdot \epsilon \phi \beta \quad (75)$$

$$\begin{aligned} b &= 135 \text{ m} ; \quad \beta = 26,5^\circ ; \quad \tan \beta = 0,5 ; \quad \frac{d}{h_t} = \frac{89}{22} = 4,09 ; \quad m = 0,3 ; \\ d &= 135 - 46 = 89 \text{ m} ; \quad m \cdot h_t = 0,3 \cdot 22 = 6,6 \text{ m} ; \\ S &= \sqrt{d^2 + h_t^2} - d = \sqrt{89^2 + 22^2} - 89 = \sqrt{7921 + 484} - 89 = 91,6 - 89,0 = 2,6 \text{ m} \\ \alpha &= \frac{m \cdot h_t}{\sin \beta} = \frac{6,6}{0,446} = 14,8 \text{ m} \end{aligned}$$



Σχ. 30. Υπολογισμός της απόστασης a και της θέσης της ανώτατης γραμμής ροής σε ομογενές χωμάτινο φράγμα χωρίς οριζόντιο φίλτρο διαστράγγισης στην οπίσθια πλευρά του φράγματος

iii. Μηχανικές ιδιότητες εδαφών

α. Γενικά στοιχεία

Για την ασφαλή θεμελίωση των τεχνικών έργων, είτε αυτά θεμελιώνονται στην επιφάνεια είτε κατασκευάζονται υπόγεια, πραγματοποιούνται ορισμένες εργασίες που αφορούν την προετοιμασία της θέσης θεμελίωσης, την καταλληλότητα του υποβάθρου θεμελίωσης, την καταλληλότητα των δομικών υλικών, όπως και τη διερεύνηση της ασφάλειας του έργου απέναντι σε παραμορφώσεις των πετρωμάτων και μετακινήσεις εδαφών και βράχων. Για τη διερεύνηση όλων των παραπάνω σε θεμελιώσεις που γίνονται σε εδαφικά υλικά απαιτείται εκτός της γνώσης των φυσικών τους ιδιοτήτων και η γνώση των μηχανικών τους ιδιοτήτων και η συμπεριφορά τους απέναντι στις προβλεπόμενες πρόσθετες φορτίσεις.

Οι φορτίσεις αυτές οδηγούν αρχικά σε παραμορφώσεις της αρχικής τους δομής, που εκδηλώνονται με μείωση του αρχικού τους όγκου και διαφοροποίηση της υδραυλικής τους συμπεριφοράς και στη συνέχεια, εφόσον τα φορτία αυτά είναι σημαντικά, σε υπέρβαση της αντοχής τους και τελικά στη θραύση τους.

Στα όρια ισχύος του νόμου του Hook, δηλ. μέσα στα όρια ελαστικότητας του εδαφικού υλικού υπάρχει αναλογία τάσεων-παραμορφώσεων. Ισχύει δηλ.:

$$\varepsilon = \alpha \cdot \sigma \quad (76)$$

Όπου ε = η σχετική παραμόρφωση

σ = η τάση παραμόρφωσης

$\alpha = 1/E$ = συντελεστής μοναδιαίας γραμμικής παραμόρφωσης

E = μέτρο ελαστικότητας (μέτρο του Young)

Που για $\sigma=1$ ισχύει:

$$E = \sigma \text{ (kp/cm}^2\text{)} \quad (77)$$

Το E είναι χαρακτηριστική μηχανική παράμετρος του πετρώματος που χαρακτηρίζει τις δυνατότητες ελαστικής παραμόρφωσης του υλικού. Οι τιμές του διαφέρουν από θέση σε θέση του εδαφικού υλικού, όταν αυτό παρουσιάζει εξαιρετική ανομοιογένεια και ανισοτροπία.

Με την ελεύθερη μεταφορά φορτίου πάνω στο εδαφικό υλικό, παρατηρείται ταυτόχρονα εκτός από τη γραμμική επιμήκη παραμόρφωση και εγκάρσια παραμόρφωση του υλικού. Το πηλίκο της σχετικής εγκάρσιας παραμόρφωσης $\frac{\Delta d}{d_0}$ προς τη σχετική επιμήκη παραμόρφωση $\frac{\Delta l}{l}$ μας δίνει το λόγο ν του Poisson.

Η αντίστροφη τιμή του ν μας δίνει το συντελεστή m του Poisson. Οι τιμές του m κυμαίνονται από 4 μέχρι 10 και εξαρτώνται από την ταχύτητα της καταπόνησης.

β. Παραμόρφωση εδαφών – Συμπιεστικότητα

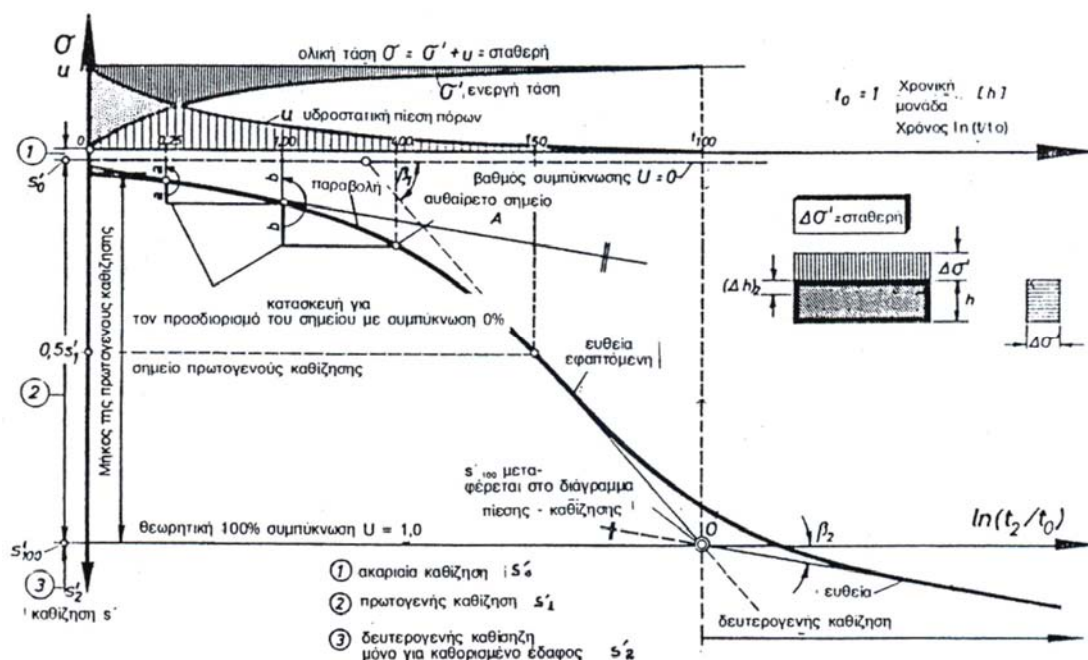
Όταν σ' ένα εδαφικό υλικό μεταφέρεται κάποιο πρόσθετο φορτίο, τότε το εδαφικό αυτό υλικό αντιδρά σ' αυτό το φορτίο με παραμόρφωση της αρχικής του δομής. Μέσα στην ελαστική του περιοχή η παραμόρφωσή του αυτή είναι ανάλογη της τάσης που την προκαλεί και το πέτρωμα επανέρχεται στην αρχική του κατάσταση, όταν οι τάσεις που εξασκούνται πάνω σ' αυτό σταματήσουν να ενεργούν. Αν όμως συνεχιστεί η καταπόνηση του υλικού προκαλούν επιπλέον παραμορφώσεις, που γίνονται μόνιμες και το υλικό αντιδρά πλέον πλαστικά. Στην περίπτωση αυτή το υλικό συμπιέζεται, συμπυκνώνεται και στερεοποιείται. Το αποτέλεσμα εκφράζεται με μείωση του αρχικού του όγκου, απομάκρυνση του περιεχόμενου αέρα και νερού στους πόρους του και τελική καθίζηση της αρχικής του επιφάνειας. Επιτυγχάνεται στο εργαστήριο με εκτέλεση δοκιμής **στερεοποίησης** (δοκιμή Οιδιμέτρου) και αξιολογείται με διαγράμματα πιέσεων καθιζήσεων, καθιζήσεων - χρόνου δοκιμής, πιέσεων-δείκτη πόρων, κλπ.

Η συσκευή οιδιμέτρου ανταποκρίνεται τέλεια στο ρεολογικό μοντέλο του Terzaghi που απαιτεί:

- α. το έδαφος να είναι ομογενές
- β. να βρίσκεται σε πλήρη κορεσμό
- γ. να προκύπτει κάθετη φόρτιση. Να έχουμε δηλ. μοναξονική κατάσταση τάσεων
- δ. να έχουμε μοναξονική, κατακόρυφη, αποστράγγιση του δείγματος
- ε. να ισχύει ο νόμος του Darcy
- στ. να δημιουργείται γραμμική σχέση τάσεων και δείκτη πόρων.

Είναι κατανοητό, ότι καμιά από τις παραπάνω προϋποθέσεις δε συναντάται πλήρως σε οποιοδήποτε φυσικό έδαφος.

Με τη συσκευή οιδιμέτρου, η περιγραφή της οποίας δίνεται στο κεφ. 5α το δείγμα φορτίζεται σταδιακά με διαφορετικές κλίμακες φόρτισης, οι οποίες παραμένουν σταθερές κατά τη διάρκεια της δοκιμής και μετρώνται ταυτόχρονα ο χρόνος δοκιμής και οι παρατηρούμενες καθιζήσεις του δοκιμίου. Τα αποτελέσματα μεταφέρονται αρχικά σε διάγραμμα καθιζήσεων-χρόνου (Σχ. 31) που απεικονίζει τη χρονική εξέλιξη των επιτυγχανόμενων καθιζήσεων. Οι καθιζήσεις τοποθετούνται στην τεταγμένη (γραμμική κλίμακα) και ο χρόνος δοκιμής στην τετμημένη (λογαριθμική κλίμακα). Σε δοκιμές που εκτελούνται σε χαλαρά συνεκτικά εδάφη διακρίνουμε τρία τμήματα καθιζήσεων.



Σχ. 31. Καμπύλη χρόνου-καθίζησης συνεκτικού εδάφους σε ημιλογαριθμικό σύστημα συντεταγμένων

Το πρώτο τμήμα (περιοχή 1) χαρακτηρίζει το μέγεθος της **ακαριαίας καθίζησης**. Η προκαλούμενη στερεοποίηση οφείλεται στη διαφυγή του αέρα. Το δεύτερο τμήμα (περιοχή 2) αντιστοιχεί στην **πρωτογενή καθίζηση**. Η στερεοποίηση οφείλεται στη διαφυγή του νερού των πόρων και την απώλεια των υδροστατικών πιέσεων των πόρων του υλικού. Το σημείο 0 που εκφράζει το S'_{100} της τελικής καθίζησης προκύπτει ως σημείο τομής της εφαπτομένης στον κατερχόμενο κλάδο της καμπύλης με την εφαπτομένη στον τελευταίο ασύμπτωτο κλάδο της καμπύλης. Τέλος το τρίτο τμήμα των καθιζήσεων (περιοχή 3) αντιστοιχεί στη **δευτερογενή καθίζηση**, που οφείλεται στη διαφυγή με το χρόνο του υγροσκοπικού και υμενώδους νερού και τη σταδιακή διαγένεση του υλικού. **Σημασία για τα τεχνικά έργα παρουσιάζει μόνο το μέγεθος της πρωτογενούς καθίζησης.**

Από δοκιμή στερεοποίησης υπολογίζεται κατά τους Casagrande και Fadum (1940) και ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας του υλικού από τη σχέση:

$$k = \frac{H^2}{4} \cdot \frac{1+e}{a} \cdot \frac{0,2}{t_{50}} \text{ (cm/sec)} \quad (78)$$

$$\text{ή } k = \frac{C_v \cdot C_c \cdot \gamma_w}{1+e} \text{ (cm/sec)} \quad (79)$$

όπου:

H = το ύψος του δείγματος (cm)

$A = C_c = -\frac{\Delta e}{\Delta \lg \sigma}$ συντελεστής συμπιεστότητας ή δείκτης συμπίεσης

$C_v = \frac{T_{90} \cdot h^2}{t_{90}}$ = συντελεστής στερεοποίησης ή συντελεστής συμπύκνωσης (cm²/sec)

t_{50} = χρόνος κατά τον οποίο εμφανίζεται το 50% της πρωτογενούς καθίζησης (sec)

t_{90} = χρόνος κατά τον οποίο εμφανίζεται το 90% της πρωτογενούς καθίζησης (sec)

T_{90} = συντελεστής χρόνου συμπίεσης (Πίνακας 12)

Πίνακας 12
Αντιστοιχία τιμών T και βαθμού στερεοποίησης s'

s'	0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
T	0	0,0017	0,0077	0,0314	0,0707	0,126	0,196	0,286	0,403	0,567	0,848

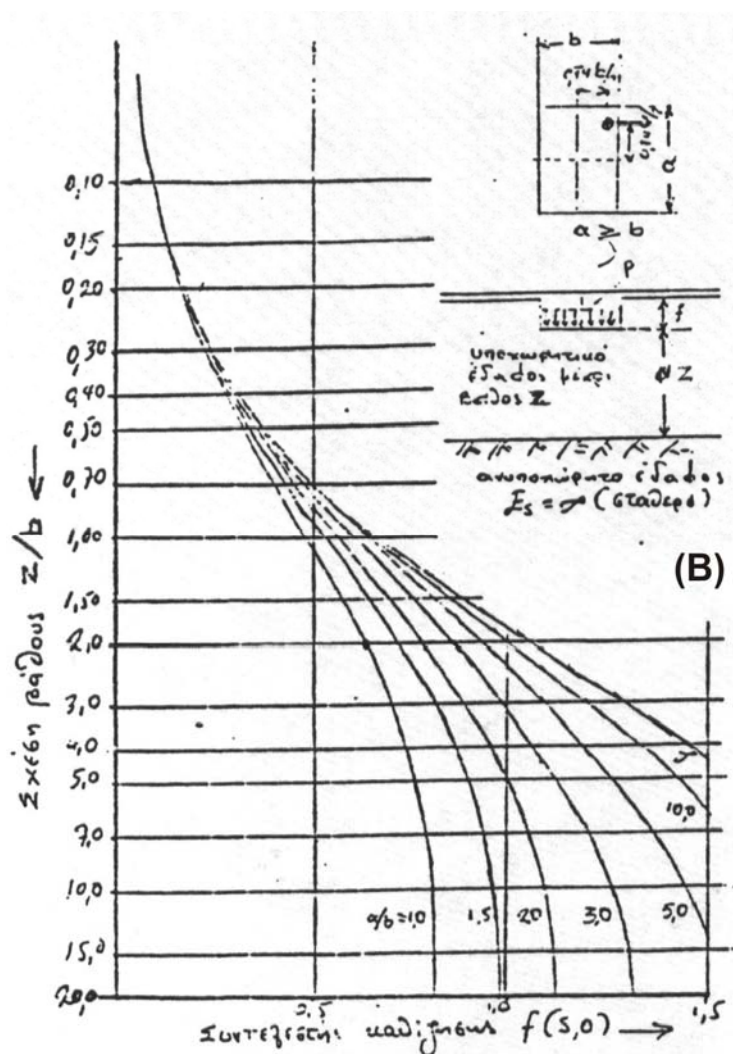
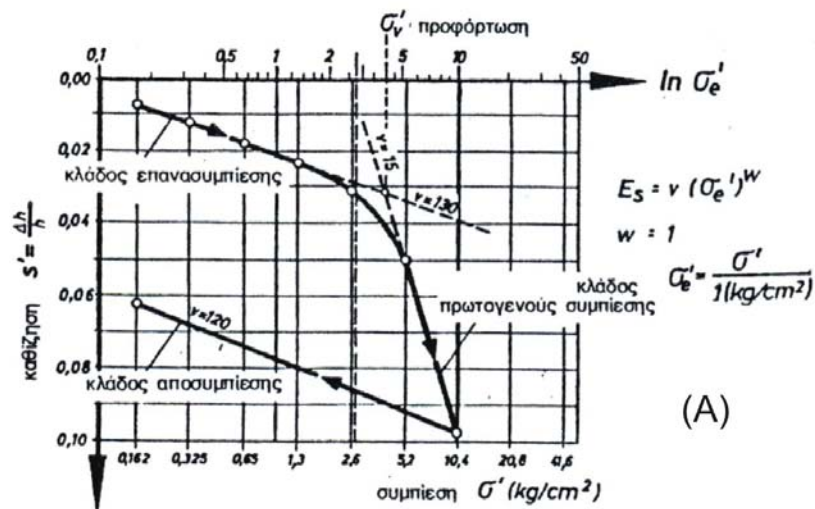
Από τον Πίνακα 12 προκύπτει: $T_{50}=0,196$ και $T_{90}=0,818$, οπότε ο συντελεστής στερεοποίησης C_v γίνεται:

$$C_v = \frac{0,196h_0^2}{t_{50}} \quad \text{και} \quad C_v = \frac{0,848h^2}{t_{90}} \quad (80)$$

Όπου h = το μήκος αποστράγγισης του δοκιμίου ίσου προς το $H/2$ του ύψους του δοκιμίου, οπότε και ο τύπος

$$C_v = \frac{T_{90} \cdot h^2}{t_{90}} \quad \text{γίνεται} \quad C_v = \frac{T_{90} \cdot h^2}{t_{90}} \quad (81)$$

Αν τις τιμές των τελικών καθιζήσεων που προκύπτουν στο τέλος κάθε δοκιμής φόρτισης στη συσκευή οιδημέτρου με τις αντίστοιχες φορτίσεις που τις προκάλεσαν τις τοποθετήσουμε σε ημιλογαριθμικό διάγραμμα προκύπτει η καμπύλη του Σχ. 32α. Οι καθιζήσεις s' τοποθετούνται στο δεκαδικό και οι φορτίσεις σ' στο λογαριθμικό άξονα.



Σχ. 32. α. Διάγραμμα πίεσης-καθίζησης σε ημιλογαριθμικό σύστημα συντεταγμένων.
β. Νομόγραμμα υπολογισμού του συντελεστή καθίζησης $f(s', 0)$ από τη σχέση των διαστάσεων θεμελίου z/b

Η κυρτή αυτή καμπύλη αποδίδεται με τη διαφορική εξίσωση

$$d\sigma'/ds' = v(\sigma'_e)^w = E_s = \text{εφα} \quad (82)$$

$$\text{όπου } \sigma'_e = \frac{\sigma'}{\sigma_e} = \text{η ενεργός μοναδιαία τάση} \quad (83)$$

$$\sigma'_e = \frac{\sigma'}{1(\text{kg/cm}^2)} = \text{η μοναδιαία τάση} \quad (84)$$

v και w = συντελεστές τραχύτητας του εδάφους (Δημόπουλος, 1986)

E_s = οιδιμετρικό μέτρο που σχεδιάζεται με το μέτρο ελαστικότητας του young με τη σχέση:

$$E_s = \frac{1-v}{1-v-2v^2} \text{ με } v = \text{το λόγο του Poisson} \quad (85)$$

Η γραμμικότητα ή μη της παραπάνω διαφορικής εξίσωσης εξαρτάται από τις τιμές που παίρνει ο συντελεστής w . Λύνοντας τη διαφορική αυτή εξίσωση (82) έχουμε:

$$E_s = \frac{d\sigma'}{ds'} = v (\sigma'_e)^w \text{ με } \sigma'_e = \frac{\sigma'}{\sigma_e} \Rightarrow$$

$$d\sigma' = ds' \cdot v \left(\frac{\sigma'}{\sigma_e} \right)^w \Rightarrow \frac{d\sigma'}{\sigma'^w} \cdot \sigma_e^w = v \cdot ds' \text{ και}$$

$$\int \frac{d\sigma\sigma}{\sigma'^w} \cdot \sigma_e^w = \int v \cdot ds' \text{ για } w=1 \Rightarrow \sigma_e^w = \frac{d\sigma\sigma}{\sigma'^w} = v \int ds' \Rightarrow \sigma_e \cdot \log \sigma' = v \cdot s' \quad (86)$$

που απεικονίζει σε ημιλογαριθμική παράσταση γραμμικότητα της σχέσης. Αν έχουμε $w \neq 1$ θα έχουμε:

$$\sigma_e^w \cdot \frac{d\sigma'}{\sigma'^w} = v \int ds' \Rightarrow \sigma_e^w \int \sigma'^{-w} \cdot d\sigma' = v \int ds' \Rightarrow \sigma_e^w \cdot \frac{\sigma'^{(1-w)}}{1-w} = v \cdot s' \Rightarrow$$

$$s' = \frac{\sigma_e^w}{v(1-w)} \cdot \sigma'^{(1-w)} \text{ και } s' = \alpha \cdot (\sigma'_e)^k \quad (87)$$

Η καμπύλη πίεσης-καθίζησης του Σχ. 32α παρουσιάζει ένα αρχικά κυρτό μέρος, για το οποίο δεν ισχύει ουσιαστικά η σχέση $\sigma'_e \cdot \log \sigma' = v \cdot s'$ και ένα κατώτερο ευθύγραμμο τμήμα για το οποίο ισχύει η παραπάνω σχέση. Έτσι αν σ' αυτό το τμήμα της καμπύλης φέρουμε προσεγγιστικά εφαπτομένη, τότε από την κλίση της καμπύλης και τη σχέση

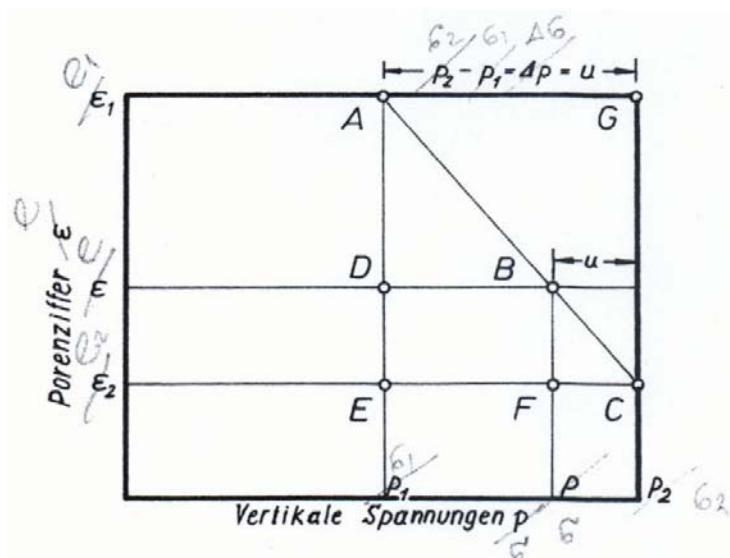
$$d \log \sigma' / ds' = E_s (\text{kp/cm}^2) \quad (88)$$

προσδιορίζεται το οιδιμετρικό μέτρο ελαστικότητας σε kp/cm^2 . Το μέτρο E_s εξαρτάται από τη δομή, την πυκνότητα απόθεσης και την περιεκτικότητα νερού του εδάφους και ως εκ τούτου και από το μέγεθος της κάθετης φόρτισης. Ενδεικτικές τιμές του μέτρου E_s δίνονται στον πίνακα 13.

Πίνακας 13
Ενδεικτικές τιμές του οιδημετρικού μέτρου E_s (kp/cm²)

Τύπος εδάφους	Κατάσταση	E_s (kg/cm ²)	
		από	μέχρι
Κορρήματα	αιχμηρά	1500	3000
Χαλίκια	χωρίς άμμο	1000	2000
Άμμος	ημιστερεός	500	1500
	χαλαρός	200	800
Κορρήματα αναβαθμιδών	στερεά	300	1000
Πηλός	ημιστερεός	50	200
	μαλακός	40	80
Ιλύς		30	100
Αργίλος	ημιστερεή	50	100
	άκαμπτη	25	50
	μαλακή	10	25
Τύρφη		4	20

Σε επιφανειακές θεμελιώσεις, η επιτρεπόμενη καθίζηση του εδάφους εξαρτάται από τις διαστάσεις του θεμελίου και από τη σχέση των ακμών του. Ο συντελεστής καθίζησης $f(s',o)$ προκύπτει από το νομόγραμμα του Σχ. 32β και καθορίζει το μέγεθος των καθιζήσεων $\Delta s'$ που δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta s' = [(P - \gamma \cdot t) b \cdot f(s', o)] / E_s \quad (89)$$


Σχ. 33. Διάγραμμα συσχέτισης του δείκτη πόρων e και της ορθής τάσης σύμφωνα με τη θεωρία συμπύκνωσης του Terzaghi

Αμέσως πριν από την τοποθέτηση κάποιας φόρτισης το έδαφος βρίσκεται κάτω από τις συνθήκες που δίνονται στο σημείο A (Σχ. 33). Στο σημείο αυτό η ορθή τάση είναι σ'_1 και ο δείκτης πόρων e_1 . Αμέσως με την τοποθέτηση της φόρτισης το

έδαφος βρίσκεται κάτω από τις συνθήκες του σημείου G. Η ορθή τάση εδώ έχει ανεβεί σε σ'_2 , ενώ ο δείκτης πόρων παραμένει αμετάβλητος στην τιμή e_1 . Η διαφορά των τάσεων $\sigma_2 - \sigma_1$ ενεργεί εξολοκλήρου στο νερό, ενώ η ορθή τάση σ'_1 πάνω στη στερεά ύλη παραμένει αμετάβλητη. Η διαφορά των τάσεων $\sigma'_2 - \sigma'_1$ ταυτίζεται έτσι με την υδροστατική πίεση των πόρων κατά την αρχή της φόρτισης.

$$\sigma'_2 - \sigma'_1 = \Delta\sigma' = h_u \cdot \gamma_w = u \quad (89)$$

Η τάση σ'_2 μπορεί να ενεργήσει πάνω στη στερεά ύλη, όταν αλλάξει ο όγκος του δείγματος, όταν δηλ. ο δείκτης πόρων e γίνει μικρότερος. Έτσι οποιαδήποτε μεταβολή της τάσης φόρτισης προκαλεί μια αντίστοιχη μεταβολή του δείκτη πόρων που όσο γρηγορότερα αποστραγγίζεται το δείγμα, τόσο γρηγορότερα προκύπτουν οι μεταβολές του όγκου του δοκιμίου.

Στο τέλος της δοκιμής στο δείγμα επικρατούν οι συνθήκες που δίνονται στο σημείο C. Η ορθή τάση στη στερεά ύλη είναι εδώ η σ'_2 και ο δείκτης πόρων e_2 . Η υδροστατική πίεση των πόρων είναι $u=0$ και $h_u=0$. Το έδαφος συμπιέζεται κάτω από την τάση σ'_2 . Το μέγεθος της στερεοποίησης προκύπτει από τη σχέση:

$$U_z = \frac{\sigma_e^w}{v(1-w)} = \frac{\sigma_e^w}{v(1-w)} \quad (90)$$

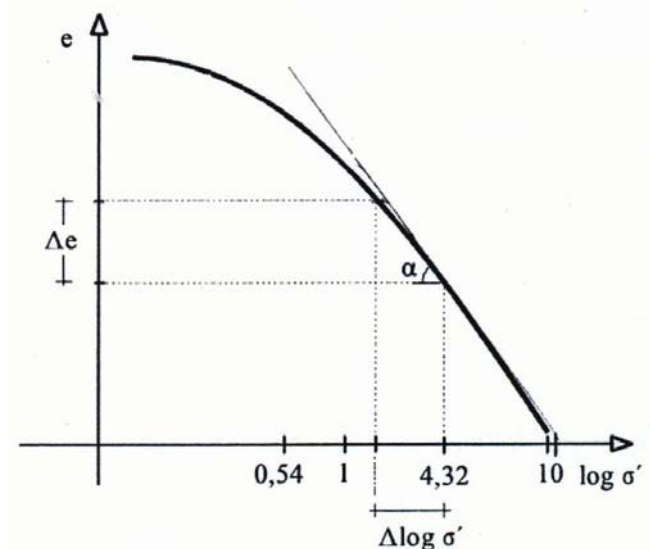
Όπου U_z = ο βαθμός στερεοποίησης του εδάφους

Η στερεοποίηση δεν κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλο το ύψος του δείγματος. Σε όλα τα σημεία ισχύει όμως η σχέση:

$$\sigma'_2 = \sigma'_1 + u = \sigma' + u \quad (91)$$

όπως εξάγεται αμέσως και από το σχήμα 33.

Αν μεταφέρουμε σε ημιλογαριθμικό διάγραμμα τις τιμές του δείκτη πόρων e στον κατακόρυφο δεκαδικό άξονα και τις τάσεις στερεοποίησης σ' στον οριζόντιο λογαριθμικό άξονα προκύπτει η καμπύλη του Σχ. 34. Αν φέρουμε την εφαπτομένη



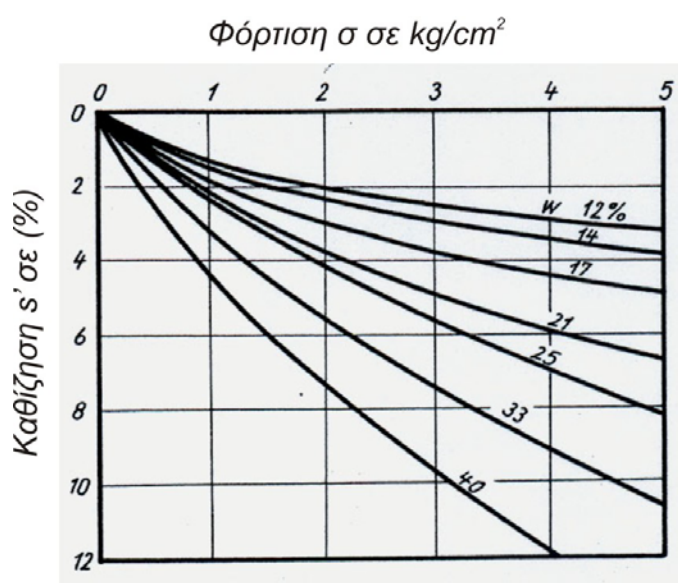
Σχ. 34. Καμπύλη προσδιορισμού του δείκτη συμπιεστότητας C_c

στο κατερχόμενο τμήμα της καμπύλης, τότε προκύπτει ο **συντελεστής συμπιεστότητας** του εδαφικού δείγματος C_c προς:

$$C_c = \frac{\Delta_e}{\Delta \lg \sigma} \quad (92)$$

Από τα διαγράμματα φορτίσεων-καθιζήσεων και φορτίσεων – δείκτη πόρων προκύπτουν επομένως εδαφομηχανικές παράμετροι οι οποίοι χρησιμοποιούνται απαραίτητα στην κατανόηση της μηχανικής συμπεριφοράς των εδαφών απέναντι σε παραμορφώσεις.

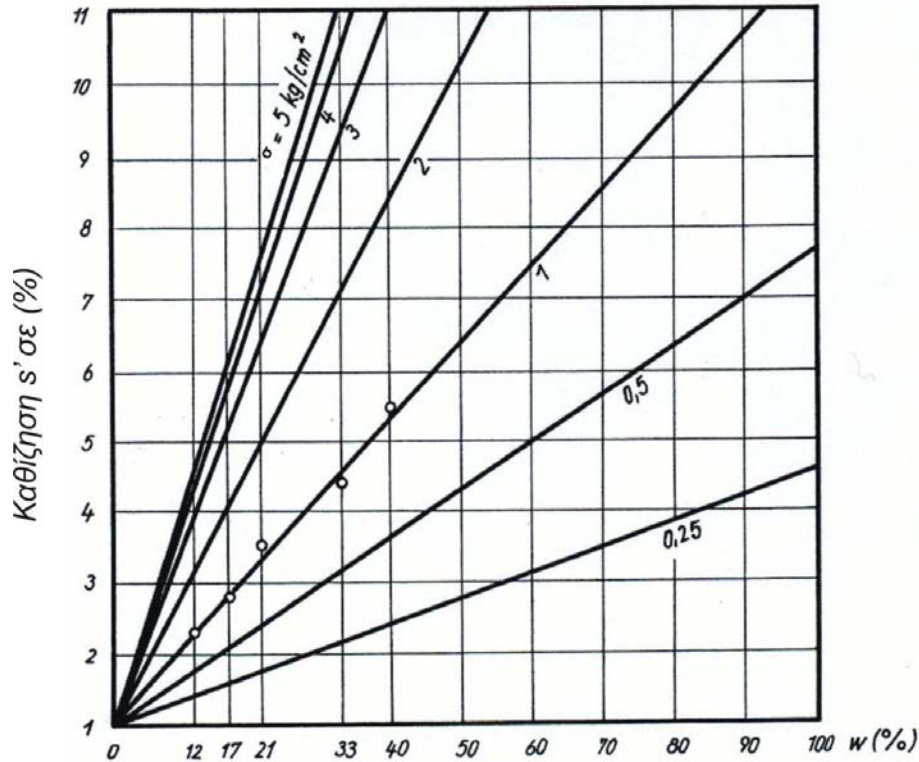
Στα συνεκτικά εδάφη και ιδιαίτερα στις αργίλους, η αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό παίζει σπουδαίο ρόλο στη συμπιεστότητά τους. Στο Σχ. 35 απεικονίζεται μια τέτοια επιρροή σε άργιλο. Η συμπιεστότητα του υλικού αυξάνεται



Σχ. 35. Καμπύλες συμπιεστότητας αργίλου σε διαφορετικές περιεκτικότητες υγρασίας (Kezdi, 1959)

με αυξανόμενη περιεκτικότητα σε υγρασία. Όπως αναφέρθηκε, ο Terzaghi δέχεται ότι το έδαφος συμπιέζεται σε πλήρη κορεσμό και επομένως δέχεται τη μέγιστη δύναμη συμπίκνωσης. Πρέπει όμως να προσέχουμε όταν εξετάζουμε στο εργαστήριο ένα έδαφος με τη φυσική του υγρασία, γιατί η πραγματική συμπίεσή του στη φυσική του θέση μπορεί να είναι εξαιρετικά υψηλότερη σε ενδεχόμενη αύξηση της φυσικής του υγρασίας που μπορεί να προκύψει με άνοδο της στάθμης του υπόγειου νερού ή αντίθετα με ταπείνωση αυτής και μείωση της υγρασίας του σε εξαιρετικά ξηρές περιόδους.

Σύμφωνα με τον Kezdi (1959) υπάρχει μια αρκετά προσεγγιστική γραμμική σχέση που συνδέει τις καθιζήσεις των συνεκτικών εδαφών με την περιεκτικότητα υγρασίας τους σε διάφορα στάδια φόρτισης (Σχ. 36).



Σχ. 36. Σχέση της καθίζησης s' από την περιεκτικότητα υγρασίας μιας αργίλου σε διάφορες κλίμακες φόρτισης

Προκύπτει κατά προσέγγιση για αύξηση της υγρασίας η σχέση

$$s'_2/s'_1 = w_2/w_1 \quad (93)$$

και για μείωση της υγρασίας η σχέση

$$\omega = \frac{w_n}{w_g} \% \text{ και } s'_2 = \omega \cdot s'_1 (\%) \quad (94)$$

όπου

w_n = η φυσική υγρασία του δείγματος

w_g = περιεκτικότητα υγρασίας σε πλήρη κορεσμό

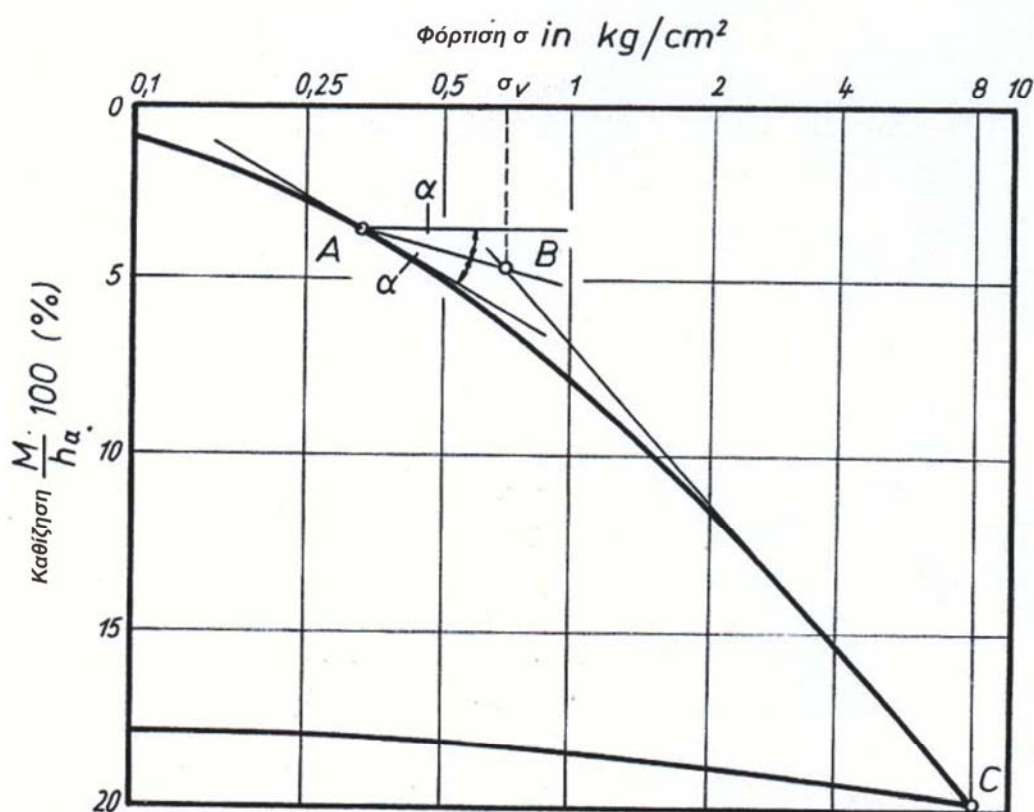
ω = συντελεστής αναγωγής

Τα διαγράμματα φορτίσεων – καθιζήσεων και φορτίσεων – δείκτη πόρων εκτός από τους μηχανικούς συντελεστές που περιγράψαμε μας δίνουν στοιχεία και για το γεωλογικό παρελθόν του εδαφικού υλικού που επεξεργαζόμαστε.

Έτσι όταν ένα έδαφος συμπιέζεται για πρώτη φορά, η συμπίκνωσή του είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτήν που παρατηρείται τη δεύτερη και τρίτη φορά. Το γεγονός αυτό δηλώνει ότι το έδαφος μπορεί να υποστεί μια αρχική στερεοποίηση ή να έχει υποστεί μια παλιότερη **προστερεοποίηση**.

Για τον υπολογισμό του μεγέθους αυτής της **τάσης προστερεοποίησης σ_v** έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι, όπως αυτές του Casagrande (1936), του Ohde (1949) και άλλων (π.χ. Van Zelst, 1948, Hvorslev, 1949 κ.ά.)

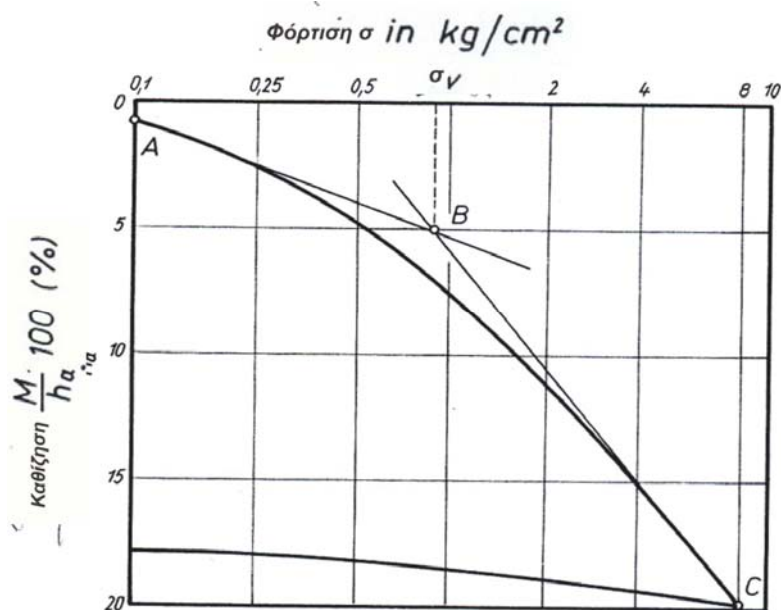
Κατά τον Casagrande, ο υπολογισμός της τάσης προστερεοποίησης σ_v ακολουθεί την παρακάτω πορεία: Από το σημείο A της μέγιστης κύρτωσης της καμπύλης φόρτισης-καθίζησης (Σχ. 37) φέρουμε παράλληλο προς τον άξονα των τάσεων (φορτίσεων) και εφαπτομένη στο σημείο A. Φέρουμε αρχικά τη διχοτόμο (AB) της σχηματιζόμενης γωνίας και την εφαπτομένη (BC) στο κατερχόμενο ευθύγραμμο τμήμα της καμπύλης. Η προβολή του σημείου τομής B στον άξονα των τάσεων μας δίνει το μέγεθος της τάσης προστερεοποίησης σ'_v .



Σχ. 37. Προσδιορισμός του μεγέθους της προφόρτισης σ_v κατά Casagrande

Ο Ohde φέρει την AB εφαπτόμενη στο αρχικό τμήμα της καμπύλης και τη BC εφαπτόμενη στο κατερχόμενο ευθύγραμμο τμήμα της καμπύλης. Η προβολή του σημείου B στον άξονα των φορτίσεων μας δίνει το μέγεθος της τάσης προστερεοποίησης σ_v του δείγματος (Σχ. 38).

Η προβολή του σημείου B στον άξονα των καθιζήσεων μας δίνει το μέγεθος της προστερεοποίησης s'_v κατά τη στιγμή της τάσης προστερεοποίησης.



Σχ. 38. Προσδιορισμός του μεγέθους της προφόρτισης σ_v κατά Ohde

Η κατάσταση προστερεοποίησης ενός συνεκτικού εδάφους μπορεί να περιγραφεί με το λόγο προστερεοποίησης OCR (Παπαχαρίσης κ.ά., 1999) όπου:

$$\text{OCR} = \sigma'_{v\max} / \sigma'_v \quad (95)$$

και

$\sigma'_{v\max}$ = η μέγιστη ενεργός τάση στη γεωλογική ιστορία στερεοποίησης του εδαφικού υλικού

σ'_v = η τάση στερεοποίησης που αντιστοιχεί στη συνήθη κατάσταση του υλικού.

Για προστερεοποιημένο συνεκτικό υλικό έχουμε $\text{OCR} > 1$, ενώ για το κανονικό στερεοποιημένο υλικό έχουμε $\text{OCR} < 1$.

γ. Συμπύκνωση εδαφών

Με τον όρο συμπύκνωση εννοούμε τη βελτίωση των μηχανικών ιδιοτήτων και της συμπεριφοράς ενός εδαφικού υλικού με μηχανικά μέσα. Επιτυγχάνεται με επαναδιάταξη των κόκκων του χαλαρού υλικού, που στη συνέχεια παραμένει αμετάβλητη με το χρόνο.

Με τη συμπύκνωση επιτυγχάνουμε:

- Αύξηση της διατμητικής αντοχής και της φέρουσας ικανότητας του εδάφους
- Μείωση της συμπιεστότητας και των καθιζήσεων
- Αύξηση της αντίστασης στην αποσάθρωση
- Μείωση της υδροπερατότητας του εδαφικού υλικού

Τα συμπυκνωμένα εδάφη χρησιμοποιούνται:

- Στη σταθεροποίηση εδαφών για θεμελίωση επιφανειακών κατασκευών
- Στη βελτίωση εδαφών του υποβάθρου θεμελίωσης κατασκευών
- Στην καταλληλότητα υλικού για κατασκευή αναχωμάτων και επιχωμάτων
- Στη δημιουργία αδιαπέρατου αργιλικού πυρήνα στα ζωνώδη χωμάτινα φράγματα

Για τη συμπύκνωση λεπτόκοκκων εδαφών στο πεδίο κατασκευής (εργοτάξιο) γίνεται χρήση οδοστρωτήρων λείου τυμπάνου ή με προεξοχές (κατισκοπόδαρος) ή λαστιχοφόρων οχημάτων. Σε ειδικές περιπτώσεις, όπως σημεία επαφής επιχώματος και κατακόρυφων πρανών ή πρανών μεγάλης κλίσης, γίνεται χρήση μηχανικών δονητικών πλακών (βατράχια). Προϋπόθεση για την επιτυχή κατασκευή ενός επιχώματος, δηλ. στην κατασκευή της βέλτιστης συμπύκνωσής του είναι απαραίτητη η γνώση της **βέλτιστης ξηρής πυκνότητας** (γ_{dmax}), που είναι χαρακτηριστική για κάθε υλικό. Η τιμή της γ_{dmax} προσδιορίζεται στο εργαστήριο με τη βοήθεια εργαστηριακών **δοκιμών proctor** και η τιμή αυτή ελέγχεται με την τιμή που προκύπτει από την επιτόπου συμπύκνωση του υλικού κατασκευής.

Εργαστηριακά χρησιμοποιούνται δύο δοκιμές:

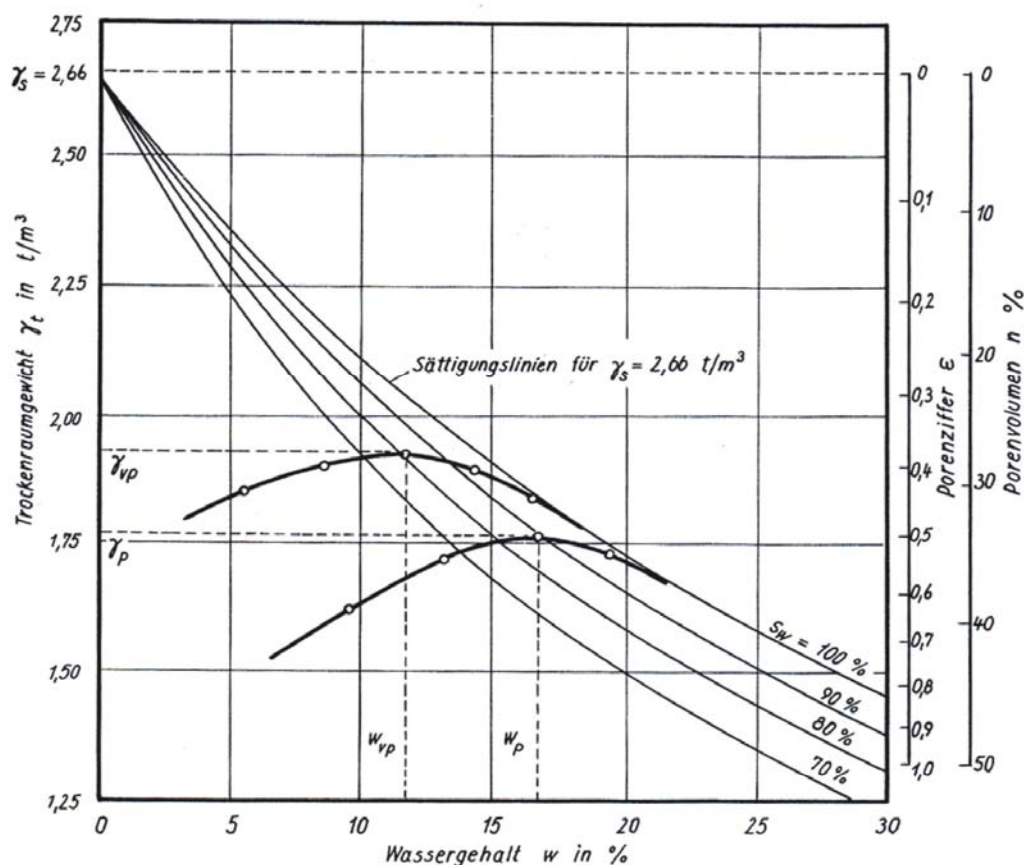
- **Η απλή πρότυπη δοκιμή, Proctor**
- **Η βελτιωμένη πρότυπη δοκιμή Proctor**

Η περιγραφή των δοκιμών γίνεται στο κεφ. 5.α.

Ως πυκνότητα Proctor (γ_d) ορίζεται το μέγιστο ξηρό βάρος γ_{dmax} , που μπορεί να πάρει ένα συνεκτικό έδαφος με ένα ορισμένο τρόπο συμπύκνωσης σε διαφορετικές περιεκτικότητες νερού.

Οι προϋποθέσεις συμπύκνωσης ταυτίζονται μ' αυτές που ορίζει ο Terzaghi στη θεωρία συμπίεστότητας των λεπτόκοκκων εδαφικών υλικών.

Από το δείγμα που δοκιμάστηκε με την απλή ή τη βελτιωμένη πρότυπη δοκιμή συμπύκνωσης Proctor, προσδιορίζεται το ξηρό βάρος γ_d και η περιεκτικότητα σε υγρασία w_e . Η δοκιμή γίνεται σε δείγματα με διαφορετικές περιεκτικότητες υγρασίας (τουλάχιστον 5). Τα αποτελέσματα των υπολογισμών του ξηρού φαινομένου βάρους με τις αντίστοιχες υγρασίες τους μεταφέρονται σε γραμμικό σύστημα συντεταγμένων, από όπου λαμβάνουμε τη χαρακτηριστική καμπύλη Proctor (Σχ. 39) από την οποία παίρνουμε ένα μέγιστο φαινόμενο ξηρό βάρος του εδαφικού υλικού σε μια εντελώς καθορισμένη περιεκτικότητα υγρασίας του.



Proctordichte : $\gamma_p = 1,768 \text{ t/m}^3$
 $\gamma_{vp} = 1,924 \text{ t/m}^3$

Wassergehalt : $w_p = 16,8 \text{ \%}$
 $w_{vp} = 10,5 \text{ \%}$

Σχ. 39. Καμπύλες απλής και βελτιωμένης δοκιμής proctor μιας ιλυώδους άμμου και καμπύλες κορεσμού για $\gamma_s = 2,66 \text{ t/m}^3$

Σε μη συνεκτικά ή ελαφρά συνεκτικά εδάφη η καμπύλη Proctor παρουσιάζει μικρή κύρτωση, γεγονός που δηλώνει ότι η περιεχόμενη υγρασία πολύ λίγο επηρεάζει την τιμή του φαινόμενου ξηρού βάρους του υλικού.

Στα διαγράμματα Proctor σχεδιάζονται ακόμη οι καμπύλες κορεσμού για διαφορετικούς βαθμούς κορεσμού. Ένα σημείο της καμπύλης κορεσμού δηλώνει ακόμη το μέγεθος της περιεκτικότητας υγρασίας και του αντίστοιχου φαινόμενου ξηρού βάρους για το συγκεκριμένο βαθμό κορεσμού του δείγματος.

Τα σημεία τομής των καμπύλων κορεσμού με την καμπύλη Proctor δίνουν αμέσως το βαθμό κορεσμού του εδάφους εκείνη τη στιγμή.

Το φαινόμενο ξηρό βάρος σε οποιαδήποτε κατάσταση κορεσμού υπολογίζεται από τις σχέσεις:

$$n = \frac{e}{1+e} \cdot 100, s_r = \frac{w_e \cdot \gamma_s}{100e} \% \text{ και } \gamma_d = \gamma_s \cdot \left(1 - \frac{n}{100}\right) \text{ (ή t/m}^3\text{)} \quad (96)$$

$$\gamma_d = \frac{\gamma_s}{1 + w_c / s_r \cdot \gamma_s} \quad (97)$$

Η παραπάνω σχέση ισχύει για $\gamma_w=1$. Η ολοκληρωμένη σχέση είναι:

$$\gamma_d = \frac{\gamma_s \cdot \gamma_w}{\gamma_w + w_c / s_r \cdot \gamma_s} \text{ (t/m}^3\text{)} \quad (98)$$

Λύοντας την παραπάνω σχέση προκύπτει:

$$\gamma_d \cdot \gamma_w + \frac{w_c}{s_r} \cdot \gamma_d \cdot \gamma_s = \gamma_s \cdot \gamma_w$$

$$\gamma_d \cdot \gamma_w - \gamma_d \cdot \gamma_w = \frac{w_c}{s_r} \cdot \gamma_d \cdot \gamma_s = \gamma_s \cdot \gamma_w$$

και

$$\gamma_s \cdot \gamma_w - \gamma_d \cdot \gamma_w = \frac{w_c}{s_r} \cdot \gamma_d \cdot \gamma_s$$

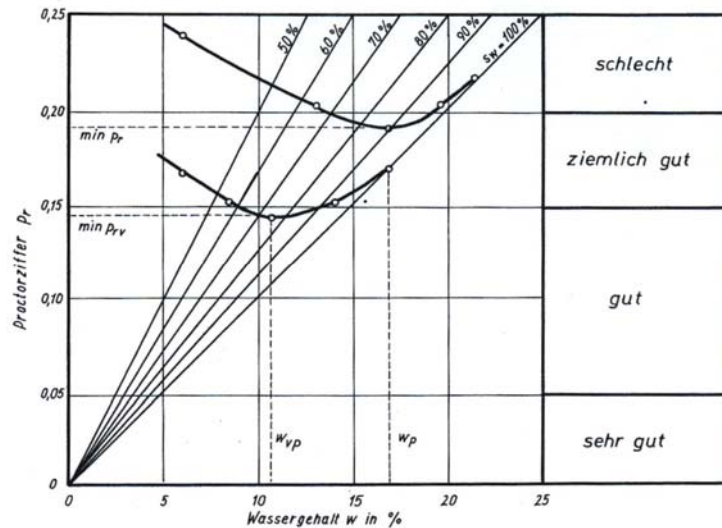
και

$$\frac{\gamma_w}{\gamma_d} - \frac{\gamma_w}{\gamma_s} = \frac{w_c}{s_r} \text{ και για } \gamma_w=1 \text{ t/m}^3 \text{ η παραπάνω σχέση γίνεται:}$$

$$\frac{1}{\gamma_d} - \frac{1}{\gamma_s} = \frac{w_c}{s_r} = P_r \quad (99)$$

όπου P_r = ο δείκτης Proctor

Επειδή ο βαθμός κορεσμού s_r είναι σταθερός για μια καθορισμένη καμπύλη κορεσμού, προκύπτει γραμμική σχέση μεταξύ p_r και w_c ($p_r = f(w_c)$). Ο δείκτης Proctor είναι καθαρός αριθμός. Το διάγραμμα $P_r = f(w_c)$ (Σχ. 40) χρησιμοποιείται για όλα τα εδάφη.



Σχ. 40. Αξιολόγηση μιας απλής και μιας βελτιωμένης δοκιμής proctor σε διάγραμμα p_r-w

Οι καμπύλες Proctor στο διάγραμμα P_r-w_c εξαιτίας της τοποθέτησης αντίστροφων τιμών παρουσιάζουν στο μέγιστο ένα ελάχιστο. Γι' αυτό στο ελάχιστο λαμβάνεται μια ελάχιστη τιμή του δείκτη Proctor. Η χρησιμοποίηση του δείκτη πόρων παρουσιάζει το πλεονέκτημα, ότι για οποιαδήποτε βέλτιστη περιεκτικότητα υγρασίας λαμβάνουμε αμέσως την τιμή του δείκτη Proctor. Ισχύει ότι ο δείκτης πόρων (e_p) τη στιγμή P_{rmin} θα είναι:

$$e_p = P_{rmin} \cdot \gamma_s \quad (100)$$

ακόμη

$$e = \gamma_s / \gamma_d - 1 \quad (101)$$

$$\text{και } p_r \cdot \gamma_s = \left(\frac{1}{\gamma_d} - \frac{1}{\gamma_s} \right) \cdot \gamma_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1 \quad (102)$$

$$\text{και επειδή } P_r = \frac{w_c}{s_r} \text{ προκύπτει } s_r = \frac{w_{min}}{P_{rmin}} (\%) \quad (103)$$

Η **πυκνότητα Proctor** (γ_p) προκύπτει στη συνέχεια ίση προς:

$$\gamma_p = \frac{\gamma_s}{1 + e_p} \text{ (t/m}^3\text{)} \quad (104)$$

Εδάφη των οποίων ο δείκτης Proctor (P_r) βρίσκεται ανάμεσα στις τιμές 0 και 0,2 μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως υλικά αναχωμάτων. Στην περίπτωση αυτή και οι περιεκτικότητες υγρασίας τους θα βρίσκονται επίσης ανάμεσα στις τιμές 0 και 20%.

Όταν το υλικό που επεξεργαζόμαστε πρόκειται να χρησιμοποιηθεί ως υλικό χωμάτινου φράγματος, τότε θα πρέπει να το εξετάσουμε με τη βελτιωμένη δοκιμή Proctor, καθώς η διατμητική αντοχή σ' αυτή την περίπτωση είναι μεγαλύτερη και οι υδροστατικές πιέσεις των πόρων του, εξαιτίας της χαμηλότερης υγρασίας που φέρει, είναι αισθητά μικρότερες. Στο Σχ. 40 φαίνεται αμέσως ότι το έδαφος με τη

βελτιωμένη πυκνότητα Proctor είναι καλό, ενώ αυτό με την απλή πυκνότητα Proctor βρίσκεται στα όρια του χαρακτηρισμού ως ακατάλληλο.

Στα συνεκτικά εδάφη θα πρέπει η βέλτιστη περιεκτικότητα υγρασίας τους να βρίσκεται 2% μέχρι και 4% χαμηλότερα από αυτήν του ορίου πλαστικότητάς του. Η παρουσία μεγαλύτερων τεμαχίων ($0 > 10$ mm) στο έδαφος επηρεάζει την τιμή της πυκνότητας Proctor. Αν τα τεμάχια αυτά δεν ξεπερνούν το 30%, τότε το μέγιστο δείχνει μια μεγαλύτερη τιμή της πυκνότητας Proctor. Στο μίγμα που προκύπτει αυτή μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\gamma'_p = \frac{\gamma_p \cdot \gamma_s}{p \cdot \gamma_p + (1-p) \cdot \gamma_s} \text{ (t/m}^3\text{)} \quad (105)$$

όπου:

γ'_p = η πυκνότητα Proctor του τελικού δείγματος σε t/m^3

γ_s = το ειδικό βάρος του υλικού σε t/m^3

p = ποσοστό του μέρους με τους μεγαλύτερους κόκκους σε δεκαδικό αριθμό

γ1. Καταλληλότητα φυσικού εδαφικού υλικού στην οδοποιία

Σύμφωνα με τις γενικές προδιαγραφές καταλληλότητας εδαφών πάνω στα οποία θεμελιώνονται έργα οδοποιίας θα πρέπει σε βάθος 50 cm κάτω από την επιφάνεια εκσκαφής τα συνεκτικά εδάφη να έχουν μια πυκνότητα που να αντιστοιχεί τουλάχιστο στο 97% της απλής πυκνότητας proctor και τα μη συνεκτικά εδάφη τουλάχιστον στο 100% της απλής πυκνότητας proctor. Αν δεν έχουμε τέτοιες τιμές πυκνότητας, σε φυσική κατάσταση, τότε το υπόβαθρο αυτό θα πρέπει να συμπυκνωθεί αντίστοιχα. Από τα 50 cm πάχους του στρώματος αυτού κάτω από την επιφάνεια εκσκαφής τα ανώτερα 20 cm τουλάχιστον θα πρέπει να συμπυκνωθούν ισχυρά.

Σε συνεκτικά εδάφη θα πρέπει να ικανοποιείται η σχέση:

$$\gamma_n / \gamma_p \geq 0,97 \quad (106)$$

όπου:

γ_n = η ξηρή πυκνότητα του εδάφους σε φυσική κατάσταση

γ_p = η πυκνότητα proctor

που σε συνδυασμό με τη σχέση

$$\gamma_p = \frac{\gamma_s}{1 + e_p} \text{ προκύπτει } \frac{\gamma_n}{\gamma_p} = \frac{1 + e_p}{1 + e_n} \geq 0,97 \quad (107)$$

όπου e_p = ο δείκτης πόρων κατά τον υπολογισμό της πυκνότητας proctor

e_n = ο δείκτης πόρων σε φυσική κατάσταση

Από την παραπάνω σχέση μπορεί να πραγματοποιηθεί ο έλεγχος της επαρκούς συμπύκνωσης του υλικού που θα χρησιμοποιηθεί για την κατασκευή της οδού, αν δηλαδή θα πρέπει να συμπυκνωθεί αυτό παραπέρα ή όχι.

Οι εργασίες που πραγματοποιούμε για τον έλεγχο αυτόν περιλαμβάνουν:

- Εκτέλεση ερευνητικών γεωτρήσεων μικρού βάθους
- Δειγματοληψία αδιαταράκτων δειγμάτων σε βάθος 40 cm από την επιφάνεια εκσκαφής
- Εργαστηριακός προσδιορισμός του ειδικού βάρους γ , του δείκτη πόρων e και της περιεκτικότητας υγρασίας w .
- Δοκιμές proctor με διάφορες περιεκτικότητες υγρασίας, κατασκευή του διαγράμματος $P_r=f(w)$ και υπολογισμό του P_{min} .

γ2. Καταλληλότητα εδαφών για τον πυρήνα χωμάτινου φράγματος

Αρχικά θα πρέπει να υπολογιστεί ο δείκτης proctor P_r , για τον οποίο βρέθηκε η επιθυμητή βέλτιστη βελτιωμένη πυκνότητα proctor. Ισχύει ότι:

$$\frac{\hat{\gamma}_t}{\gamma_{vp}} = \frac{1 + e_{vp}}{1 + p_r \cdot \gamma_s} = p \quad (108)$$

p = απαιτούμενο ποσοστό συμπίκνωσης που αναφέρεται στις προδιαγραφές

$\hat{\gamma}_t$ = ελάχιστη τιμή της πυκνότητας του υλικού κατασκευής

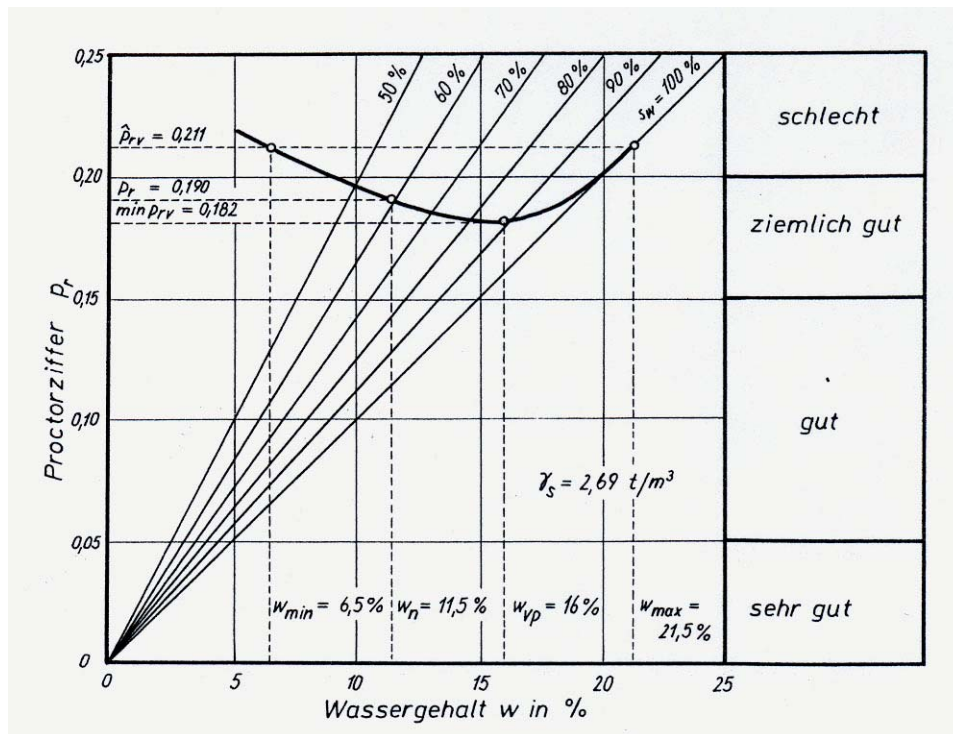
γ_{vp} = βελτιωμένη πυκνότητα proctor

e_{vp} = δείκτης πόρων κατά τον υπολογισμό της βελτιωμένης πυκνότητας proctor

p_r = δείκτης proctor του υλικού κατασκευής

Όπως φαίνεται στο Σχ. 41 που πραγματοποιήθηκε σε αργιλώδη ιλύ με $p = 95\%$, $\gamma_s = 2,69 \text{ t/m}^3$ και $w_n = 11,5\%$ προέκυψε $p_{min} = 0,182$ και βέλτιστη υγρασία $w_{vp} = 16\%$. Η οριζόντια που διέρχεται από το P_r τέμνει την καμπύλη Proctor σε δύο σημεία.

Το σημείο αριστερά της βέλτιστης υγρασίας μας δίνει την ελάχιστη περιεκτικότητα υγρασίας w_{min} και το σημείο τομής δεξιά της βέλτιστης υγρασίας, τη μέγιστη περιεκτικότητα υγρασίας w_{max} , την οποία σε καμιά περίπτωση δε θα πρέπει να την υπερβούμε, γιατί το απαιτούμενο ποσοστό της βελτιωμένης πυκνότητας Proctor θα πρέπει να κρατηθεί σταθερό.



Σχ. 41. Διάγραμμα p_{r-w} από βελτιωμένες δοκιμές proctor σε αργιλώδη ιλύ

δ. Θραύση των πετρωμάτων

δ1. Γενικά στοιχεία

Όπως αναφέρθηκε, όταν στα συνεκτικά εδάφη και τα βραχώδη πετρώματα μεταφερθούν πρόσθετα φορτία, τότε αυτά παραμορφώνονται. Οι παραμορφώσεις τους είναι ελαστικές, ελαστικοπλαστικές, πλαστικές, όταν αυτές πραγματοποιούνται στα όρια αντοχής τους. Όταν τα φορτία που ενεργούν είναι τόσο μεγάλα που προκαλούν παραμορφώσεις που υπερβαίνουν τα όρια της αντοχής τους, τότε προκαλείται θραύση. Τα κύρια φορτία που προκαλούν τις παραμορφώσεις ενεργούν πάνω στην επιφάνεια ως **κύριες τάσεις** παραμόρφωσης που προκαλούν **αστοχία** στο υλικό παραμόρφωσης. Πάνω στην **επιφάνεια αστοχίας**, την **επιφάνεια θραύσης** ενεργούν πλέον οι συνιστώσες των κυρίων τάσεων. Κάθετα στην επιφάνεια οι **ορθές τάσεις** και εφαπτομενικά στην επιφάνεια οι **διατμητικές τάσεις**.

Οι παράμετροι διατμητικής αντοχής των συνεκτικών εδαφών είναι η **συνοχή c** και η **γωνία εσωτερικής τριβής ϕ** του υλικού. Μπορούμε να διακρίνουμε παραπέρα τις παραπάνω παραμέτρους σε:

- **Πραγματικές παραμέτρους διατμητικής αντοχής c και ϕ .** Αναφέρονται για εδαφικά υλικά ορισμένου δείκτη πόρων.

- **Τις ενεργές παραμέτρους ϕ' και c' .** Αφορούν συνεκτικά εδάφη μεταβλητό με το βάθος δείκτη πόρων.
- **Τις αστράγγιστες παραμέτρους ϕ_u και c_u .** Αφορούν συνεκτικά υλικά ορισμένου δείκτη πόρων.

Οι μηχανικοί παράμετροι ϕ' και c' συνδέονται με τις αναπτυσσόμενες στην επιφάνεια αστοχίας ορθές (σ'_n) και διατμητικές (τ) τάσεις με την εξίσωση του Coulomb:

$$\tau = c' + \sigma_n \cdot \tan \phi' \quad (109)$$

όπου:

τ = η διατμητική τάση (kp/cm^2)

σ_n = η ορθή τάση (kp/cm^2)

c' = η ενεργή συνοχή (kp/cm^2)

ϕ' - η ενεργός εσωτερική γωνία τριβής ($^\circ$)

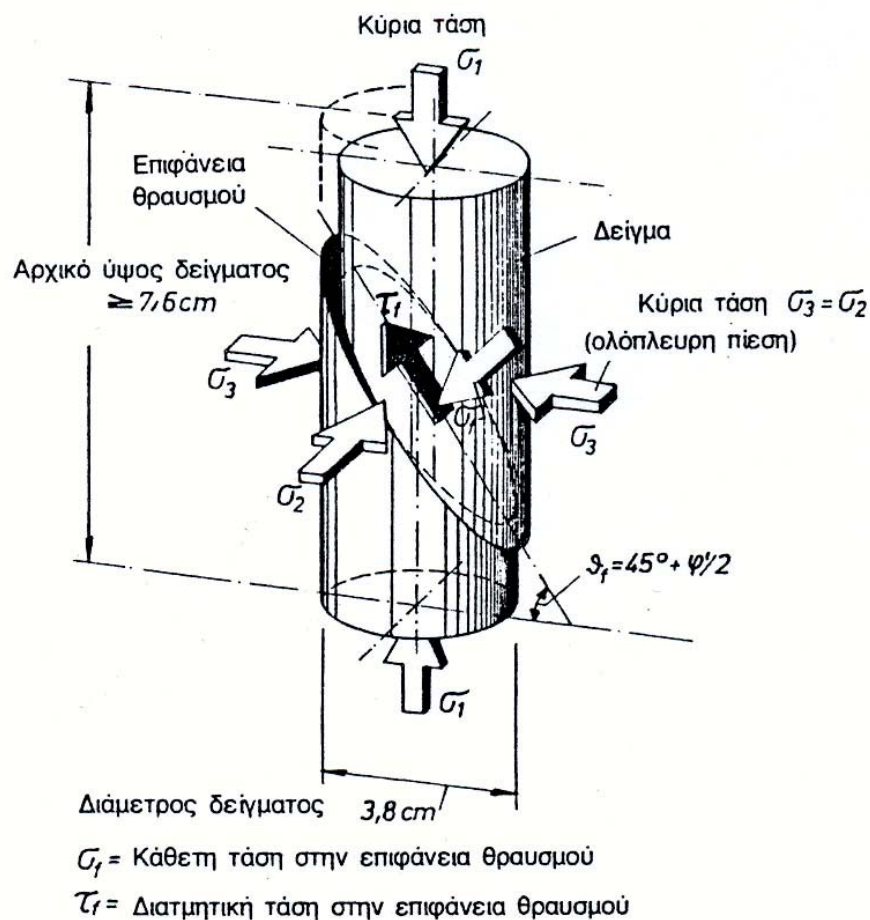
Η μέγιστη αντίσταση σε διάτμηση συνεκτικών εδαφών παρουσιάζεται αμέσως με το σπάσιμο και χαρακτηρίζεται ως (τ_f). Με αυξανόμενη παραμόρφωση κατά την επιφάνεια του θραυσμού ελαττώνεται και μετά από μια ορισμένη παραμόρφωση (μετακίνηση του θραυσμένου τεμάχους) φτάνει μια ελάχιστη τιμή (τ_r), η οποία χαρακτηρίζεται ως παραμένουσα διατμητική αντοχή ή αντοχή του υλικού σε ολίσθηση.

Οι ενεργές διατμητικές παράμετροι c' και ϕ' προσδιορίζονται από τις ενεργές τάσεις σε αποστραγγισμένα δείγματα (D-δοκιμές). Οι φαινόμενες διατμητικές παράμετροι c_u και ϕ_u προσδιορίζονται με UU-δοκιμές σε ασυμπύκνωτα και μη αποστραγγισμένα εδάφη από τις ολικές αρχικές τάσεις. Σε εντελώς κορεσμένα εδάφη έχουμε:

$$\phi_u = 0 \text{ και } c_u = 0,5(\sigma_1 - \sigma_3) \quad (110)$$

82. Κατανομή των τάσεων

Η αντοχή ενός υλικού σε καταπόνηση, παραμόρφωση και θραύση, είναι το αποτέλεσμα τρισδιάστατης δράσης των δυνάμεων που δρουν πάνω σ' αυτό. Όταν το μέγεθος των τριών αυτών κυρίων δυνάμεων που εφαρμόζονται στην επιφάνεια ενός στοιχειώδους όγκου είναι ίσες, τότε δεν προκαλείται καμία παραμόρφωση και θραύση στο στοιχειώδες αυτό εδαφικό σώμα. Όταν όμως μεταβληθούν, τότε η ανισοκατανομή αυτών των ενεργών τάσεων είναι αυτή που προκαλεί και τη θραύση του σώματος. Στην επιφάνεια θραύσης αναπτύσσονται τότε ορθές (σ_n) και διατμητικές τάσεις (τ) που αποτελούν συνιστώσες των κυρίων τάσεων (σ'_1), (σ'_2) και (σ'_3) (Σχ. 42).

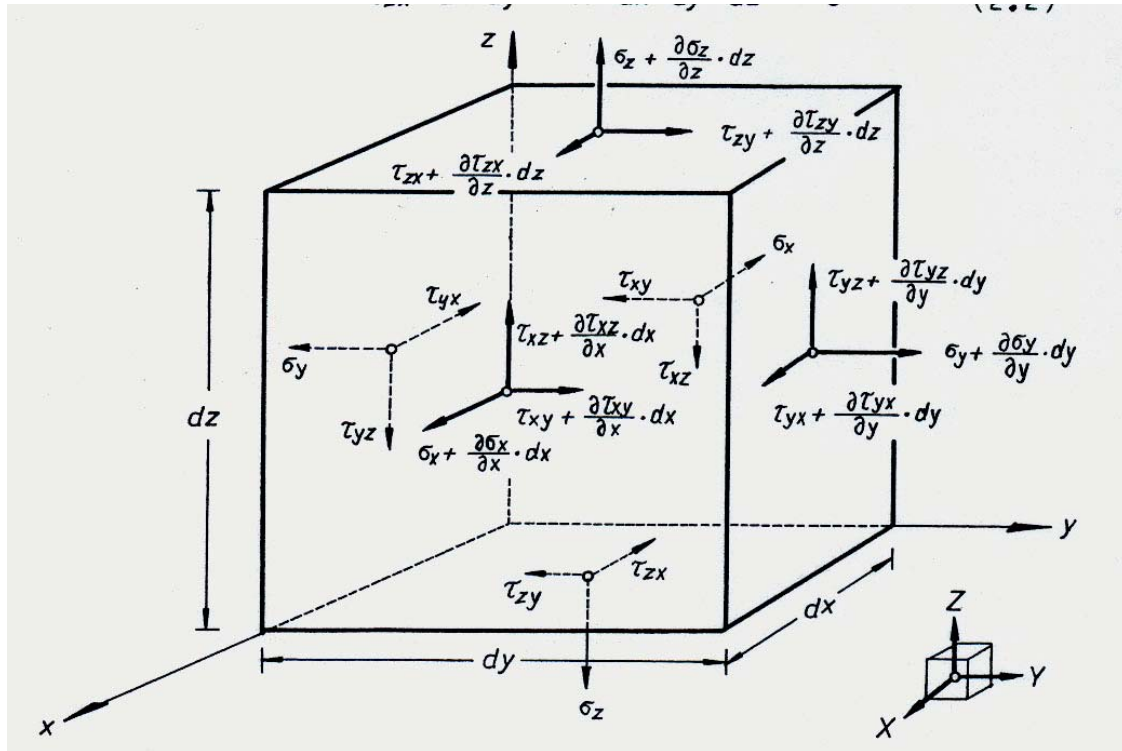


Σχ. 42. Κατανομή των κυρίων τάσεων σ_1 , σ_3 σε κυλινδρικό δοκίμιο πετρώματος.

Η κατανομή των κυρίων ορθών και διατμητικών τάσεων που ενεργούν τρισδιάστατα στα στοιχεία όγκου παρίστανται στο Σχ. 43.

Για να βρίσκεται σε ισορροπία το στοιχειώδες αυτό στερεό, θα πρέπει να πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

$$\Sigma P_x = \Sigma P_y = \Sigma P_z = 0 \quad (111)$$



Σχ. 43. Κατανομή τάσεων σε μοναδιαίο όγκο εδάφους

Το άθροισμα όλων των δυνάμεων κατά το x-άξονα είναι:

$$\begin{aligned} \Sigma P_x = & \left(\sigma_x + \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \cdot dx \right) \cdot dy \cdot dz - \sigma'_x \cdot dy \cdot dz + \left(\tau_{yx} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} \cdot dx \right) \cdot dz \cdot dx - \tau_{yx} \cdot dz \cdot dx + \\ & \left(\tau_{zy} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \cdot dz \right) \cdot dx \cdot dz - \tau_{zx} \cdot dx \cdot dy + x \cdot dx \cdot dy \cdot dz = \end{aligned} \quad (112)$$

Όμοιες εξισώσεις προκύπτουν για το σύνολο των δυνάμεων που ενεργούν και κατά τις άλλες δύο διευθύνσεις. Με απλοποίηση αυτών των εξισώσεων και διαίρεσή τους με το γινόμενο $dx \cdot dy \cdot dz$ προκύπτουν οι εξισώσεις:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} + x = 0 \quad (113)$$

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} + y = 0 \quad (114)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + z = 0 \quad (115)$$

Όταν οι τάσεις κατά τη διεύθυνση y παραμένουν σταθερές θα έχουμε:

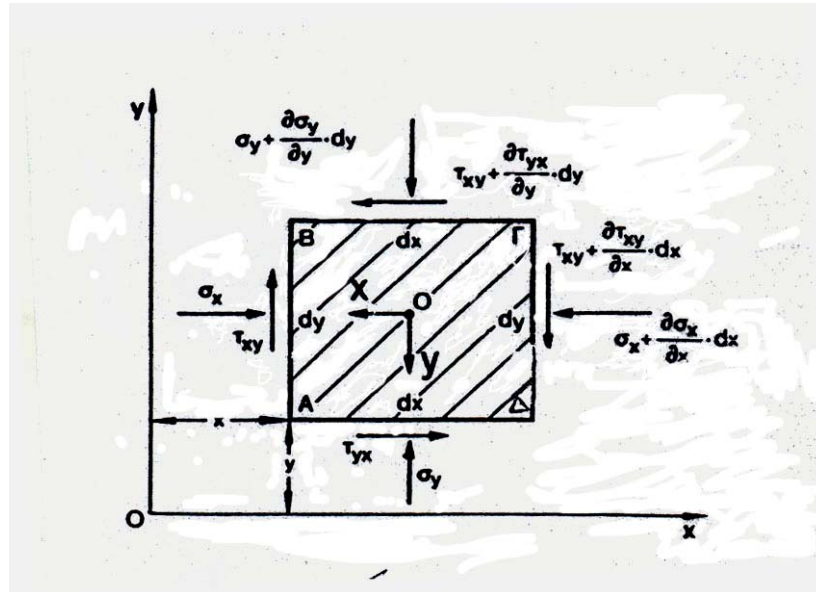
$$\tau_{yx} = \tau_{xy} = \tau_{zy} = \text{σταθερές}$$

και επομένως:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} + x = 0 \quad (116)$$

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + z = 0 \quad (117)$$

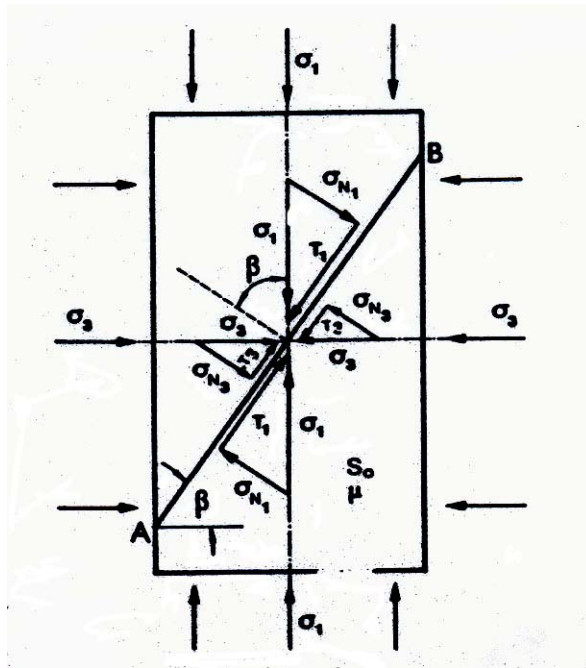
Η παραπέρα ανάλυση των τάσεων που ενεργούν πάνω σε ένα στοιχειώδες σώμα γίνεται σε επίπεδη κατανομή, γιατί, όπως αναφέρθηκε, η κύρια τάση σ_2 θεωρείται ίση με την κύρια τάση σ_3 . Το Σχ. 44 δείχνει την ανάλυση των ενεργών τάσεων σε επίπεδη εντατική κατάσταση.



Σχ. 44. Ανάλυση τάσεων σε επίπεδη εντατική κατάσταση

Όταν οι κύριες τάσεις σ'_1 (κατακόρυφη) και σ'_3 (οριζόντια) δεν είναι ίσες και το μέτρο τους δεν παραμένει σταθερό, τότε το καταπονούμενο σώμα υφίσταται παραμορφώσεις, που μπορούν να υπερβούν την ελαστική και να οδηγήσουν τελικά στην υπέρβαση της διατμητικής του αντοχής και στη θραύση.

Σ' αυτήν την περίπτωση γίνεται επανακατανομή των κυρίων τάσεων πάνω στο νέο σύστημα συντεταγμένων στην επιφάνεια θραυσμού με τις αντίστοιχες ορθές σ_n και διατμητικές τους τ τάσεις (Σχ. 45).

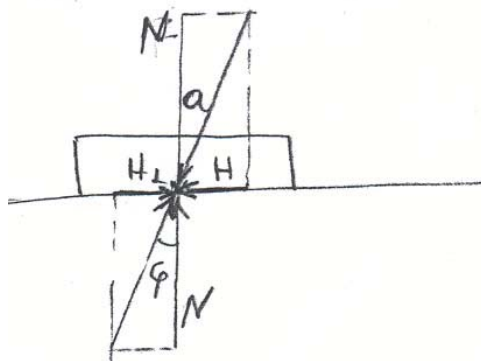


Σχ. 45. Ανάλυση της εντατικής κατάστασης, που επικρατεί στο επίπεδο αστοχίας AB υπό την επίδραση των κύριων τάσεων σ_1 και σ_3 .

δ3. Διατμητική αντοχή μη συνεκτικών εδαφών

- Γενικά στοιχεία

Για να μετακινηθεί οριζόντια ένα σώμα από μια θέση σε άλλη, όταν πάνω σ' αυτό ενεργεί κάθετα μια δύναμη N , θα πρέπει να εφαρμόσουμε πρόσθετα σ' αυτό μια δύναμη H που να έχει καθορισμένο μέγεθος (Σχ. 46). Όταν η δύναμη H_1 παριστάνει τη δύναμη εκείνη κάτω από την οποία το σώμα αυτό αρχίζει να κινείται, τότε η οριζόντια αυτή δύναμη H και η κάθετη σ' αυτό δύναμη N δημιουργούν μια συνισταμένη, η οποία σχηματίζει γωνία ϕ με την κάθετη σ' αυτό το επίπεδο.



Σχ. 46. Γωνία εσωτερικής τριβής στερεού σώματος

Η γωνία αυτή φ είναι η γωνία εσωτερικής τριβής του σώματος αυτού και ισούται προς

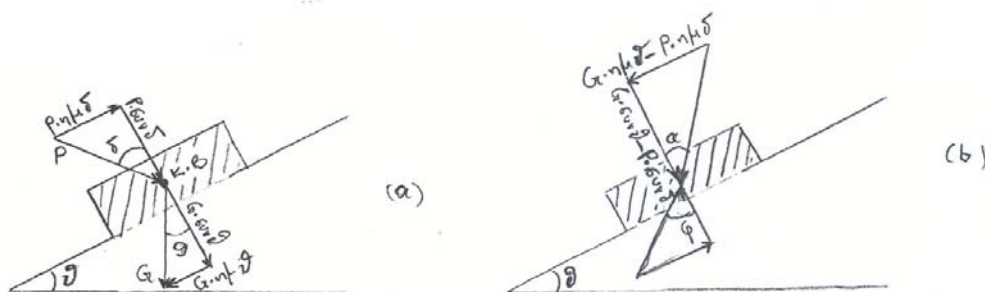
$$\epsilon\varphi\varphi = \frac{H_1}{N} \quad (118)$$

Όσο η οριζόντια δύναμη H είναι μικρότερη από την H_1 δε μπορεί να εμφανιστεί καμιά κίνηση. Σ' αυτήν την περίπτωση έχουμε ισορροπία και ισχύει:

$$\epsilon\varphi\alpha \geq \epsilon\varphi\varphi \quad (119)$$

Η γωνία τριβής φ είναι μια σταθερά. Το μέγεθος της οριζόντιας δύναμης εξαρτάται μόνο από το μέγεθος της κάθετης δύναμης.

Στην περίπτωση που έχουμε κεκλιμένη ολισθαίνουσα επιφάνεια όπως είναι η επιφάνεια θραύσης ενός δοκιμίου, για να υπολογίσουμε τη γωνία εκείνη κατά την οποία αρχίζει η ολίσθηση του σώματος θα πρέπει να υπολογίσουμε τις ορθές και τις διατμητικές συνιστώσες πάνω σ' αυτό το κεκλιμένο επίπεδο ολίσθησης. Έτσι πάνω σ' αυτό δρουν οι παρακάτω δυνάμεις (Σχ. 47).



Σχ. 47. Ανάλυση των δρώντων δυνάμεων σε ορθές και εφαπτομενικές δυνάμεις

Κάθετα στο επίπεδο ολίσθησης δρουν οι δυνάμεις:

$$G.\sigma\upsilon\nu\theta + P.\sigma\upsilon\nu\delta \quad (t) \quad (120)$$

Εφαπτομενικά σ' αυτό δρουν οι δυνάμεις:

$$G.\eta\mu\theta - P.\eta\mu\delta \quad (t) \quad (121)$$

Η συνθήκη ισορροπίας επιτυγχάνεται όταν $\epsilon\varphi\alpha \geq \epsilon\varphi\varphi$ και

$$\epsilon\varphi\alpha = \epsilon\varphi\varphi = \frac{G.\eta\mu\theta - P.\eta\mu\delta}{G.\sigma\upsilon\nu\theta + P.\sigma\upsilon\nu\delta} \quad (122)$$

από την εξίσωση αυτή υπολογίζουμε εκείνη τη γωνία i του επιπέδου κατά την οποία το σώμα πάνω σ' αυτό το επίπεδο αρχίζει και ολισθαίνει.

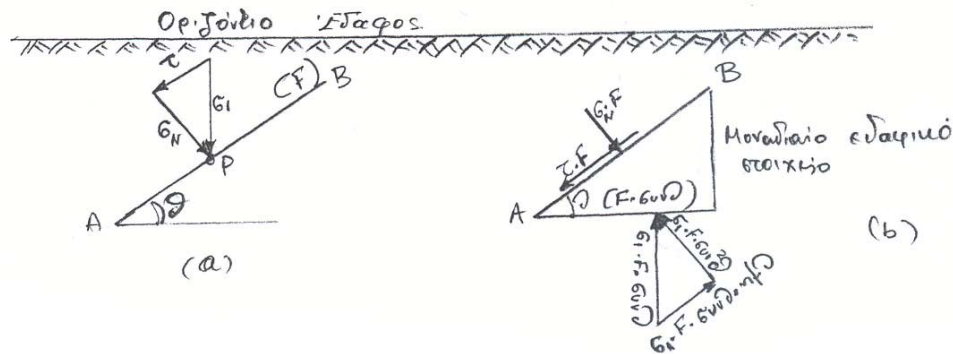
• Κύκλος τάσεων του Mohr

Εξαιτίας του ίδιου βάρους του εδάφους ή εξωτερικών δυνάμεων που ενεργούν πάνω σ' αυτό, δημιουργούνται στο εσωτερικό του τάσεις. Επειδή οι τάσεις αυτές σε κεκλιμένο επίπεδο αναλύονται σε ορθές και διατμητικές συνιστώσες, η κλίση αυτού του επιπέδου είναι αποφασιστικό στοιχείο που επηρεάζει το μέγεθος

των ορθών (σ_N) και των διατμητικών τάσεων (τ). Στο Σχ. 48 δίνεται ένα σημείο P κάτω από το έδαφος, στο οποίο ενεργεί η κατακόρυφη κύρια τάση σ_1 . Αν χαρακτηρίσουμε με F την επιφάνεια του κεκλιμένου αυτού επιπέδου, τότε προκύπτει:

$$\sigma_N \cdot F = \sigma_1 \cdot F \cdot \sin^2 \theta \text{ και } \sigma_N = \sigma_1 \cdot \sin^2 \theta \quad (123)$$

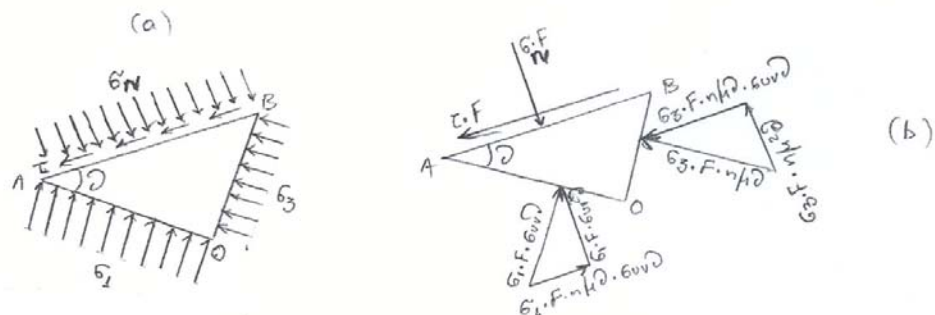
$$\tau \cdot F = \sigma_1 \cdot F \cdot \eta \mu \theta \cdot \sin \theta \text{ και } \tau = \sigma_1 \cdot \eta \mu \theta \cdot \sin \theta \quad (124)$$



Σχ. 48. Ορθές και διατμητικές τάσεις πάνω σε κεκλιμένο επίπεδο επιφάνειας F(a) και $F \cdot \sin \theta$ (b)

Οι τάσεις σ_1 (κατακόρυφη) και σ_3 (οριζόντια) ονομάζονται **κύριες τάσεις**, ενώ οι εφαπτομενικές (τ) ονομάζονται **διατμητικές τάσεις**.

Από τα σκαριφήματα του Σχ. 49 υπολογίζεται το μέγεθος των ορθών (σ_N) και των διατμητικών (τ) τάσεων, που ενεργούν πάνω σε επίπεδο με κλίση θ ως προς το επίπεδο της μεγαλύτερης κύριας τάσης σ_3 .



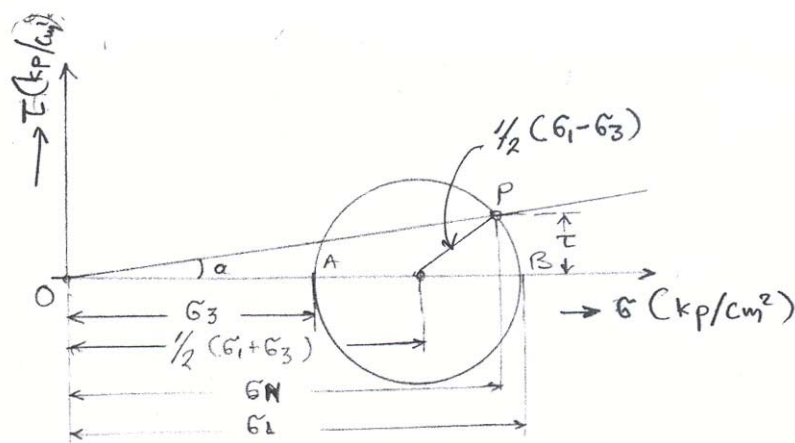
Σχ. 49. Εδαφικό στοιχείο με τις ενεργούσες κύριες και διατμητικές τάσεις

Αν ονομάσουμε με F την επιφάνεια του εδαφικού στοιχείου ανάμεσα στα σημεία A και B τότε πάνω σ' αυτό ενεργούν οι τάσεις που σημειώνονται στο Σχ. 49 με την προϋπόθεση ότι όλες οι τάσεις, ορθές και εφαπτομενικές, στην AB βρίσκονται σε ισορροπία όταν:

$$\sigma_N = \sigma_1 \cdot \sin^2 \theta + \sigma_3 \cdot \eta \mu^2 \theta \quad (125)$$

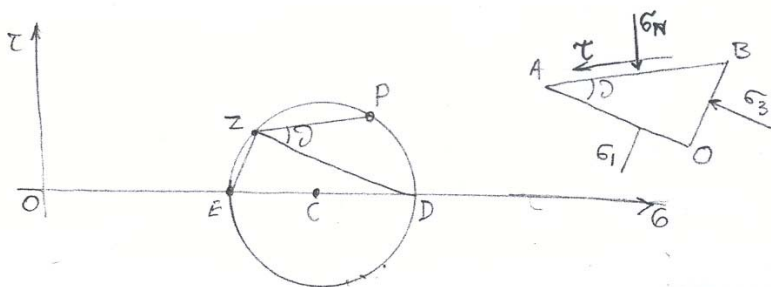
$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \eta \mu \theta \cdot \sigma \nu \nu \theta \quad (126)$$

Οι εξισώσεις (125) και (126) μπορούν να παρισταθούν γραφικά. Σύμφωνα με το MOHR (1882) αν φέρουμε πάνω σε ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων την ορθή τάση ως τετμημένη και τη διατμητική τάση ως τεταγμένη, τότε ο γεωμετρικός τόπος όλων των σημείων για διαφορετικές τιμές της γωνίας θ είναι ένας κύκλος. Ο κύκλος αυτός ονομάζεται **κύκλος Mohr** (Σχ. 50).



Σχ. 50. Κύκλος τάσεων του Mohr

Το κέντρο του κύκλου βρίσκεται στον άξονα των κυρίων τάσεων. Ο κύκλος τέμνει τον άξονα σ στα σημεία A και B. Η απόσταση OA καθορίζει το μέγεθος της κύριας τάσης σ'_3 , ενώ η απόσταση OB το μέγεθος της κύριας τάσης σ'_1 . Ένα αυθαίρετο σημείο (P) πάνω στον κύκλο δίνει το μέγεθος της ορθής τάσης σ_n και της διατμητικής τάσης τ . Ακόμη στον κύκλο του Mohr μπορούμε να βρούμε και τη θέση του επιπέδου προσαρμογής των τάσεων σ και τ που σχηματίζει γωνία θ με τον άξονα σ_3 (Σχ. 51).



Σχ. 51. Υπολογισμός της θέσης του επιπέδου δράσης των τάσεων σ_n και τ

Η μετατόπιση (Δl) που προκύπτει κατά τη δοκιμή είναι ίση προς:

Όπου: ΔI = η μετατόπιση σε min

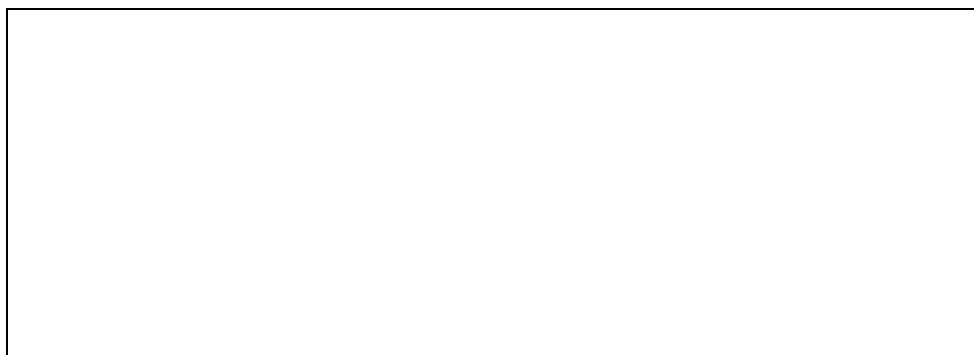
 $\Delta t = \text{χρόνος σε min.}$
$$\tau = \frac{T}{F} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (129)$$
$$\sigma_N = \frac{P}{F} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (130)$$

Στην καμπύλη αυτή διακρίνουμε τρία χαρακτηριστικά σημεία:

- 71

Γ. Το όριο αναλογίας, που δίνεται από το σημείο P. Παριστάνει το τέλος της γραμμικής μετατόπισης. Από το σημείο O έως P έχουμε γραμμική συσχέτιση και ελαστική μετατόπιση.

Για τον υπολογισμό της ενεργούς γωνίας τριβής φ' χρησιμοποιείται πάντα η τιμή της τ_f στο όριο θραύσης. Σε διάγραμμα $\tau=f(\sigma_N)$ μεταφέρουμε τις τιμές τ_f και σ_N (Σχ. 54), από όπου παίρνουμε τη θέση του σημείου P. Η γωνία της OP με τον άξονα σ' μας δίνει την ενεργό γωνία τριβής φ' του υλικού. Η γωνία φ' του υλικού στο όριο της ολίσθησης παίρνεται από τη θέση του σημείου P' που έχει προκύψει από τις τιμές τ_r και σ'_N .



Σχ. 54. Υπολογισμός των ενεργών γωνιών τριβής φ' και φ'_b ενός χαλαρού υλικού με δοκιμή άμεσης διάτμησης.

- **Υπολογισμός της ενεργούς γωνίας τριβής φ' ενός χαλαρού υλικού (άμμου) με τριαξονική δοκιμή φόρτισης και ελεγχόμενη μετατόπιση**

Η τριαξονική δοκιμή διαφέρει, από τη δοκιμή άμεσης διάτμησης, καθότι σ' αυτήν το δείγμα κατά τη διάρκεια της δοκιμής, δεν εμποδίζεται πλευρικά και έχει τη δυνατότητα πλευρικών μετατοπίσεων. Οι κάθετες και οριζόντιες τάσεις μπορούν να παίρνουν διαφορετικές τιμές. Η μικρότερη πλευρική τάση σ'_3 αντιστοιχεί στην πίεση του νερού που επιφέρεται στο δείγμα, ενώ η μεγαλύτερη τάση σ'_1 στο άθροισμα της υδροστατικής πίεσης και της συμπληρωματικής κάθετης φόρτισης. Το δείγμα πριν από τη δοκιμή, περιβάλλεται με ένα αδιάβροχο μανδύα, έτσι ώστε να μη μπορεί να εισέλθει σ' αυτό καθόλου νερό από το θάλαμο των υδραυλικών πιέσεων. Η δοκιμή μπορεί να διεξαχθεί τόσο σε αποστραγγισμένα, όσο και σε μη αποστραγγισμένα δείγματα εδάφους.

Όταν η κάθετη φόρτιση γίνεται με ελεγχόμενη μετατόπιση του εμβόλου φόρτισης, τότε η δοκιμή ονομάζεται τριαξονική δοκιμή με ελεγχόμενη μετατόπιση του

εμβόλου φόρτισης, τότε η δοκιμή ονομάζεται τριαξονική δοκιμή με ελεγχόμενη μετατόπιση. Η κάθετη παραμόρφωση προκύπτει είτε άμεσα από το γινόμενο του χρόνου με τη σταθερή μετατόπιση, είτε με ανάγνωση της κάθετης μετατόπισης από το όργανο μέτρησης.

Κάθε τριαξονική δοκιμή διεξάγεται σε δύο φάσεις. Αρχικά το δείγμα φορτίζεται με μια επιθυμητή υδραυλική φόρτιση. (Φάση I). Στη συνέχεια αυξάνεται η κάθετη τάση σ_1 τόσο έως ότου προκύψει η θραύση του δοκιμίου. (Φάση II). Κατά τη διάρκεια της φάσης I το έδαφος μπορεί να συμπυκνωθεί, αφού είναι απαραίτητο για την επίτευξη του επιθυμητού αποτελέσματος.

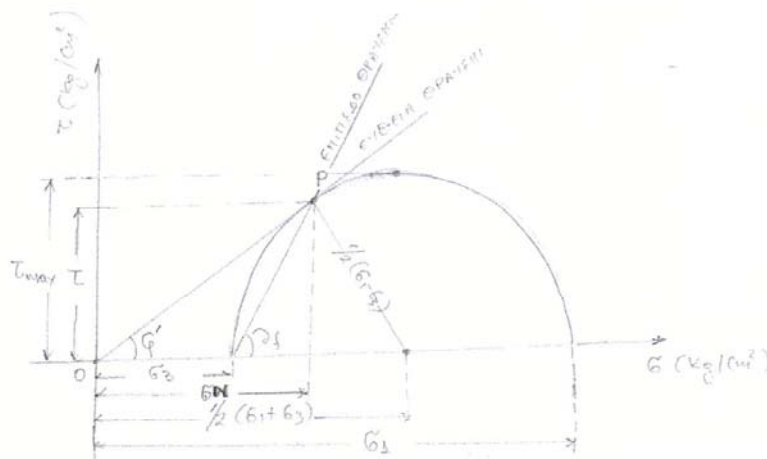
Διακρίνουμε τρεις ξεχωριστούς τύπους δοκιμών, ανάλογα με τη μορφή των φάσεων που εφαρμόζονται:

UU-δοκιμή:	Δοκιμή που διεξάγεται χωρίς συμπύκνωση και αποστράγγιση του δείγματος. Το έδαφος μπορεί να αποστραγγιστεί είτε κατά τη διάρκεια της φάσης I είτε κατά τη διάρκεια της φάσης II. Η δοκιμή είναι κατάλληλη για συνεκτικά εδάφη.
CU-δοκιμή:	Σε συμπυκνωθέντα αλλά μη αποστραγγισθέντα δείγματα. Το δείγμα μπορεί να συμπυκνωθεί κατά τη διάρκεια της φάσης I. Μετά από τη συμπύκνωση κλείνει η βαλβίδα αποστράγγισης και η φάση II διεξάγεται χωρίς αποστράγγιση. Η δοκιμή είναι κατάλληλη για όλα τα εδάφη.
D-δοκιμή:	Σε αποστραγγισθέντα εδάφη. Το δείγμα μπορεί να αποστραγγισθεί τόσο κατά τη διάρκεια της φάσης I, όσο και κατά τη φάση II. Η δοκιμή είναι κατάλληλη για όλα τα εδάφη.

Για τα χαλαρά εδάφη η ενεργός γωνία τριβής ϕ' μπορεί να προκύψει τόσο από τις σχέσεις:

$$\eta\mu\phi' = \frac{\sigma_1' - \sigma_3'}{\sigma_1' + \sigma_3'} = \frac{\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} - 1}{\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} + 1} \quad (131)$$

όσο και γραφικά από τον κύκλο τάσεων του Mohr (Σχ. 55). Από το Ο φέρουμε εφαπτομένη στον κύκλο Mohr στο σημείο Ρ. Η γωνία ϕ' της ΟΡ με τον άξονα των κύριων τάσεων μας δίνει την ενεργό γωνία τριβής (ϕ') του εδαφικού υλικού.

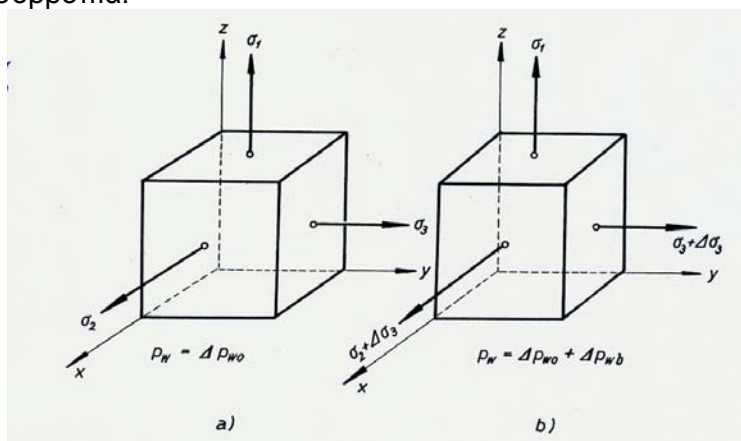


Σχ. 55. Υπολογισμός της ενεργού γωνίας τριβής ϕ' κατά την εκτέλεση τριαξονικής δοκιμής σε χαλαρά υλικά με $c'=0$.

δ4. Διατμητική αντοχή συνεκτικών εδαφών

- Η συμμετοχή της υδροστατικής πίεσης των πόρων του υλικού.

Κατά την τριαξονική κατάσταση τάσεων σε μη αποστραγγισθέντα δοκίμια συνεκτικών εδαφών, ουσιαστικό ρόλο παίζει η μεταβολή των υδροστατικών πιέσεων των πόρων του υλικού κατά τη διάρκεια της δοκιμής στη διαμόρφωση της τιμής της ενεργούς γωνίας τριβής του υλικού (Bölling, 1971). Στην περίπτωση αυτή το δοκίμιο βρίσκεται κάτω από το καθεστώς φόρτισης των τριών κυρίων τάσεων σ_1 , σ_2 και σ_3 (Σχ. 56) σε ισορροπία.



Σχ. 56. Εδαφικό στοιχείο σε τριαξονική κατάσταση τάσεων ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$)

Στο δοκίμιο αρχικά κυριαρχεί η υδροστατική πίεση πόρων P_w ίση προς

$$P_w = \Delta P_{w0} \quad (132)$$

Το δοκίμιο φορτίζεται ολόπλευρα με μια ισόποση τάση $\Delta\sigma_3$. Κάτω από αυτή την πλευρική φόρτιση η υδροστατική πίεση των πόρων γίνεται:

$$P_w = \Delta P_{w0} + \Delta P_{wb} \quad (133)$$

Η φόρτιση αυτή οφείλει να γίνεται τόσο γρήγορα, ώστε το νερό των πόρων να μην προφτάνει να απομακρυνθεί άμεσα μετά την εφαρμογή της φόρτισης. Αυτή η κατάσταση επιτυγχάνεται σε κάθε UU δοκιμή.

Η πίεση πόρων αυξάνεται, γιατί μειώνεται το πορώδες κάτω από την πρόσθετο φόρτιση $\Delta\sigma_3$. Αυτή η μεταβολή δίνεται από το Skempton προς:

$$\Delta V_n = m_n \cdot \Delta P_{wb} \quad (134)$$

Όπου:

m_n = Συμπιεστότητα του πορώδους (αφαίρεση του νερού των πόρων) κάτω από ολόπλευρη φόρτιση $\Delta\sigma_3$.

Ο δείκτης b στην πίεση P_{wb} δηλώνει ότι πρόκειται για υδροστατική πίεση πόρων που ενεργεί εξαιτίας της ολόπλευρης φόρτισης $\Delta\sigma_3$.

Η συμπίκνωση του υλικού προκύπτει εξαιτίας της ενεργού τάσης $\Delta\sigma_3 - \Delta P_{wb}$

Μόνο η ενεργός τάση μπορεί να αλλάξει τη θέση των κόκκων του υλικού και έτσι να προκαλέσει μεταβολή του πορώδους. Η μεταβολή αυτή είναι ίση προς:

$$\Delta V_s = 3m_c \cdot (\Delta\sigma_3 - \Delta P_{wb}) \quad (135)$$

Όπου:

m_c = η συμπιεστότητα (kompressibilität) του υλικού, εκφρασμένη ως συμπίκνωση ανά μονάδα όγκου και μοναδιαία αύξηση των ενεργών τάσεων κατά ένα επίπεδο εκ των κυρίων επιπέδων κατανομής των τάσεων.

Ξεκινάμε από το γεγονός, ότι η στερεά φάση του εδάφους δεν αλλάζει μορφή κατά τη διάρκεια της φόρτισης, οπότε οι μεταβολές του όγκου κατά τις δύο διαστάσεις θα έχουν το ίδιο μέγεθος

$$\Delta V_n = \Delta V_s \quad (136)$$

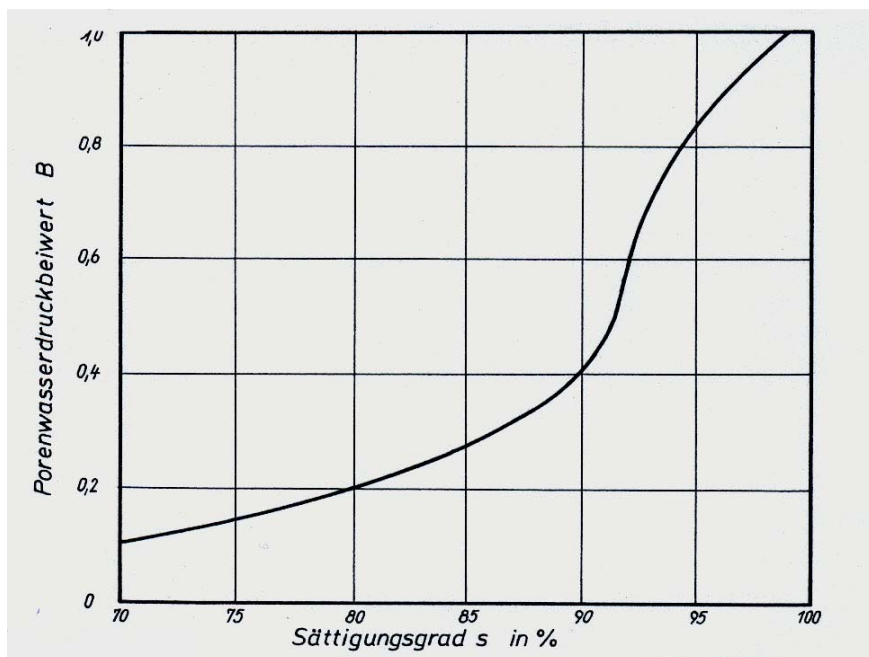
$$\text{ή} \quad \Delta P_{wb} = \Delta\sigma_3 \cdot \frac{1}{1 + \frac{1}{3} \cdot \frac{m_n}{m_c}} \quad (137)$$

$$\text{ή} \quad \Delta P_{wb} = \Delta\sigma_3 \cdot B \quad (138)$$

$$\text{με} \quad B = \frac{1}{1 + \frac{1}{3} \cdot \frac{m_n}{m_c}} \quad (139)$$

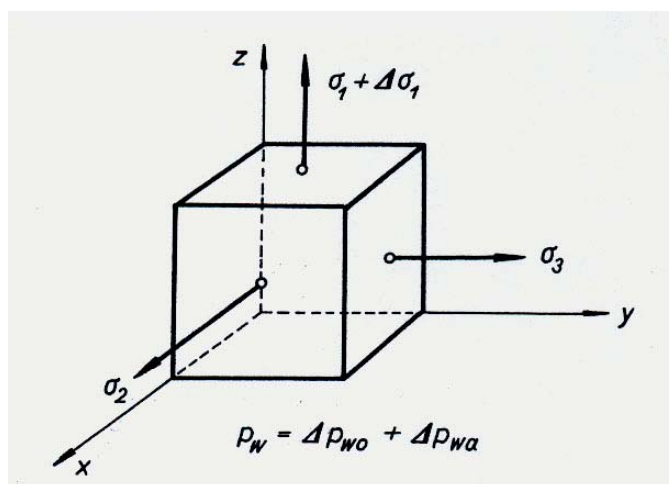
όπου για κορεσμένα εδάφη, το m_n δηλώνει τη συμπιεστότητα του νερού. Η τιμή αυτή είναι πολύ μικρή συγκρινόμενη με την τιμή m_c , έτσι ώστε ο συντελεστής υδροστατικής πίεσης πόρων B σε κορεσμένα εδάφη έχει την τιμή $B=1$.

Σε μη κορεσμένα εδάφη όμως ο συντελεστής B μεταβάλλεται ανάλογα με το βαθμό κορεσμού του εδάφους Σχ. 57



Σχ. 57. Σχέση του συντελεστή πίεσης πόρων B από το βαθμό κορεσμού s_r του εδάφους

Αν αρχικά το δοκίμιο βρίσκεται κάτω από το καθεστώς των τάσεων που περιγράφηκαν στο Σχ. 56 και στη συνέχεια φορτιστεί κατά την κατακόρυφη διεύθυνση με τάση $\Delta\sigma_1$ (Σχ. 58), τότε αυξάνεται η υδροστατική πίεση των πόρων κατά ΔP_{wa} .



Σχ. 58. Εδαφικό δοκίμιο σε τριαξονική κατάσταση τάσεων

Ο δείκτης α δείχνει ότι πρόκειται για υδροστατική πίεση πόρων που προκαλείται από μια διαφορά τάσεων ($\sigma_1 + \Delta\sigma_1 - \sigma_3$). Και σ' αυτήν την περίπτωση δεχόμαστε επίσης ότι το δοκίμιο δε μπορεί να αποστραγγιστεί. Η ενεργός τάση κατά τη z-διεύθυνση αυξάνεται κατά τη συμπληρωματική φόρτιση $\Delta\sigma_1$ κατά

$$\Delta\sigma_1 - \Delta P_{wa}$$

Κατά τις διευθύνσεις x και y μειώνονται όμως οι ενεργές τάσεις κατά το ποσό ΔP_{wa} . Η αύξηση των ενεργών τάσεων κατά τη z-διεύθυνση προκαλεί μείωση του όγκου κατά το προσόν:

$$(\Delta V_s)_1 = m_c \cdot (\Delta\sigma_1 - \Delta P_{wa}) \quad (140)$$

Ενώ η μείωση των ενεργών τάσεων κατά τις άλλες δύο διευθύνσεις προκαλεί αύξηση του όγκου κατά

$$(\Delta V_s)_2 = 2m_e \cdot \Delta P_{wa} \quad (141)$$

Όπου:

m_e = αύξηση του όγκου ανά μονάδα μείωσης των ενεργών τάσεων σε ένα επίπεδο από τα επίπεδα των κυρίων τάσεων.

Όταν το έδαφος είναι κορεσμένο και δε γίνεται αποστράγγιση του δοκιμίου, η μεταβολή του όγκου είναι ίση με μηδέν, έτσι έχουμε:

$$(\Delta V_s)_1 = (\Delta V_s)_2 = m_c(\Delta\sigma_1 - \Delta P_{wa}) = 2m_e \cdot \Delta P_{wa} \quad (142)$$

$$\text{και } \Delta P_{wa} = \frac{1}{1 + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \cdot \Delta\sigma_1 \quad (143)$$

$$\text{ή } \Delta P_{wa} = A \cdot \Delta\sigma_1 \quad (144)$$

$$\text{με } A = \frac{1}{1 + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \quad (145)$$

Έτσι η υδροστατική πίεση των πόρων εξαρτάται από τη συμπιεστότητα και τη δυνατότητα έκτασης του εδάφους. Όλες οι μαλακές άργιλοι π.χ. έχουν μεγάλη συμπιεστότητα και μικρή δυνατότητα έκτασης. Σ' αυτές τις περιπτώσεις ο συντελεστής A παίρνει την τιμή $A=1$. Σε δύσκαμπτες και σκληρές αργίλους ο συντελεστής A γίνεται πολύ μικρός, καθώς η συμπιεστότητα των υλικών αυτών είναι επίσης πολύ μικρή. Έτσι για $A=1$ θα πρέπει $m_e=0$ και το υλικό κάτω από πλευρική φόρτιση σ_3 δεν υφίσταται καμιά παραμόρφωση.

Όταν το έδαφος δεν είναι κορεσμένο, τότε μεταβάλλεται ο όγκος του εξαιτίας της συμπληρωματικής φόρτισης $\Delta\sigma_1$ και της αφαίρεσης του αέρα των πόρων.

Η μεταβολή αυτή ανέρχεται σε:

$$\Delta V_n = m_n \cdot \Delta P_{wa} \quad (146)$$

Η διαφορά μεταξύ συμπύκνωσης και έκτασης δίνει το μέγεθος της μεταβολής τους όγκου ΔV_n . Είναι δηλ.:

$$m_c \cdot (\Delta\sigma_1 - \Delta P_{wa}) - 2m_e \cdot \Delta P_{wa} = m_n \cdot \Delta P_{wa} \quad (147)$$

$$\text{ή } \Delta P_{wa} = \frac{1}{1 + \frac{m_n}{m_c} + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \cdot \Delta\sigma_1 \quad (148)$$

και το γινόμενο A.B είναι:

$$A.B. = \frac{1}{1 + \frac{m_n}{m_c} \cdot \left[\frac{(m_c + 2m_e)}{3m_c} \right] + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \quad (149)$$

Η ποσότητα:

$$\frac{(m_c + 2m_e)}{3m_c}$$

επειδή προσεγγίζει την τιμή 1 την παίρνουμε ίση προς 1. Οπότε:

$$A.B. = \frac{1}{1 + \frac{m_n}{m_c} + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \quad (150)$$

Και στη συνέχεια:

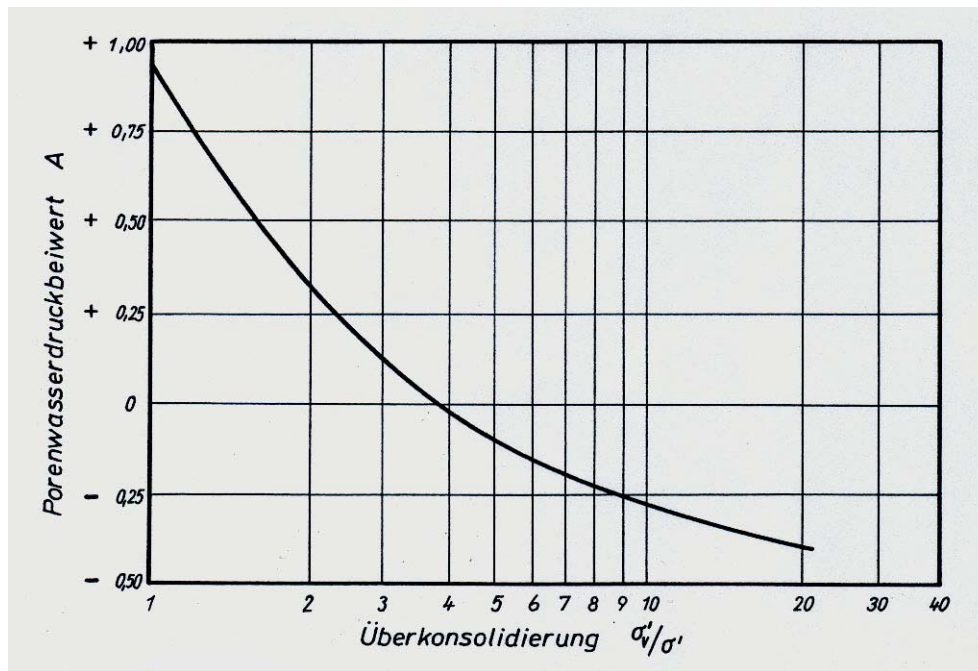
$$\Delta P_{wa} = A.B. \cdot \Delta\sigma_1 \quad (151)$$

Στον πίνακα 14 και στο Σχ. 59 δίνονται τιμές του συντελεστή A για τα κυριότερα συνεκτικά εδάφη

Πίνακας 14.

Συντελεστής πίεσης πόρων A για την περιοχή των τάσεων σε θεμελιώσεις (κατά Skempton/Bjerrum 1957 και Tscheng/Vanel 1965).

Τύπος εδάφους	A	
	Από	έως
Άμμος	- 0,30	+ 0,50
Ιλύς	+ 0,50	+ 1,00
Πολύ ευαίσθητη μαλακή άργιλος	+ 1,00	und grofrier
Ελαφρά συμπυκνωμένη άργιλος	+ 0,50	+ 1,00
Υπέρ συμπυκνωμένη άργιλος	+ 0,25	+ 0,50
Ισχυρά υπερσυμπυκνωμένη άργιλος	- 0.60	+ 0,25



Σχ. 59. Σχέση του συντελεστή πίεσης πόρων A από την υπερσυμπύκνωση του εδάφους σ'_v/σ'_1

Τελικά το μέγεθος της υδροστατικής πίεσης των πόρων για ταυτόχρονη μεταβολή των τάσεων $\Delta\sigma_1$ και $\Delta\sigma_3$ προκύπτει ίσο προς:

$$\Delta P_w = \Delta P_{wa} + \Delta P_{wb} = B \cdot \Delta\sigma_3 + A \cdot B \cdot (\Delta\sigma_1 - \Delta\sigma_3) \quad (152)$$

- Υπολογισμός της συνοχής c_u και της γωνίας τριβής ϕ_u ενός συνεκτικού κορεσμένου υλικού με ΥΥ-δοκιμές**

Όταν στην ΥΥ-δοκιμή ένα συνεκτικό έδαφος φορτίζεται με μια κάθετη κύρια τάση σ_1 και μια οριζόντια σ_3 , τότε προκύπτει υδροστατική πίεση (P_w) που παίρνει τιμές

$$P_w = B \cdot \sigma_3 + A \cdot B (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (153)$$

$$\text{Όπου } A = \frac{1}{1 + 2 \cdot \frac{m_e}{m_c}} \quad (145)$$

$$B = \frac{1}{1 + \frac{1}{3} \cdot \frac{m_n}{m_c}} \quad (139)$$

Όταν όλες οι κύριες τάσεις έχουν την ίδια τιμή τότε:

$$P_w = B \cdot \sigma_3 \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (154)$$

Και οι ενεργές τάσεις ισούνται προς:

$$\sigma' = \sigma'_0 + (\sigma_3 - B \cdot \sigma_3) \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (155)$$

όπου σ'_0 = οι ενεργές τιμές που δρουν στο δείγμα πριν από την εφαρμογή της τάσης σ_3 .

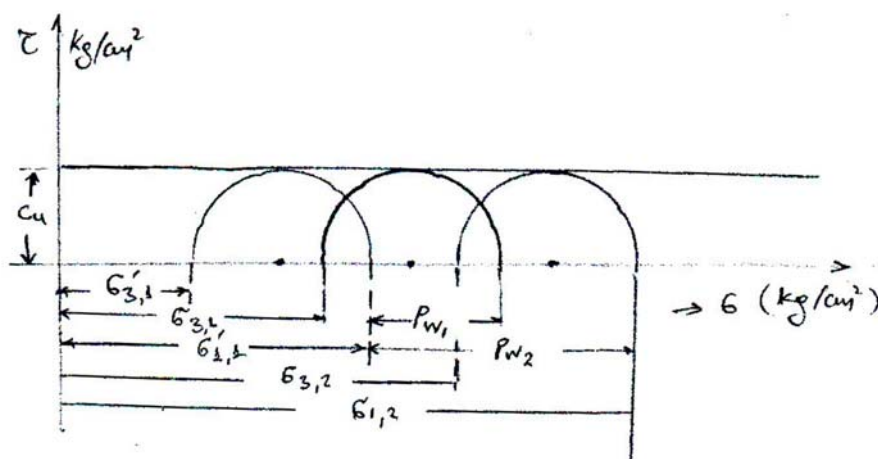
Στα κορεσμένα εδάφη έχουμε $B=1$ και η εξίσωση (155) γίνεται:

$$\sigma' = \sigma'_0$$

και η ενεργός τάση σ' δεν αλλάζει. Έτσι επειδή η διαφορά $(\sigma'_1 - \sigma'_3)$ των ενεργών τάσεων έχει πάντα το ίδιο μέγεθος με τη διαφορά $(\sigma_1 - \sigma_3)$ των αρχικών τάσεων, η διάμετρος του κύκλου των τάσεων του Mohr σε κορεσμένα εδάφη δεν εξαρτάται από το μέγεθος της κύριας τάσης σ_3 . Μια αύξηση της τάσης σ_3 παραλαμβάνεται εξολοκλήρου από το νερό των πόρων και δεν προκαλείται καμιά αύξηση της διατμητικής αντοχής του εδάφους. Η ευθεία θραυσμού είναι σχεδόν οριζόντια. Ακόμη όλοι οι κύκλοι Mohr με διαφορετικές κύριες τάσεις σ_1 , σ_3 έχουν το ίδιο μέγεθος (Σχ. 60). Η τομή αυτής της ευθείας με τον άξονα των διατμητικών τάσεων μας δίνει το μέγεθος της συνοχής C_u

$$c_u = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad (\text{kg/cm}^2) \quad (156)$$

Στις περιπτώσεις αυτές η $\phi'_u = 0$



Σχ. 60. Κύκλοι τάσεων του Mohr για τις κύριες ολικές και ενεργές τάσεις κατά τη διάρκεια μιας UU-δοκιμής

- Υπολογισμός της συνοχής c' και c_u , όπως και αντίστοιχα της ϕ' και ϕ_u από UU-δοκιμές σε μη κορεσμένα εδάφη

Όταν το έδαφος δεν είναι κορεσμένο, τότε η υδροστατική πίεση των πόρων $\Delta P_w = \Delta P_{wa} + \Delta P_{wb} = B \cdot \Delta \sigma_3 + A \cdot B \cdot (\Delta \sigma_1 - \Delta \sigma_3)$ (152)

είναι μικρότερη από τη μονάδα και η ενεργός τάση στο έδαφος εξαρτάται από το μέγεθος της ολόπλευρης τάσης συμπίκνωσης σ_3 .

Όσο μεγαλύτερη είναι η εκλεγόμενη τάση συμπίκνωσης σ_3 , τόσο μεγαλύτερη γίνεται και η ενεργός τάση αφού συμπιέζεται ο αέρας των πόρων, χωρίς να λαμβάνει χώρα ταυτόχρονα και αποστράγγιση. Η διατμητική αντοχή, που εξαρτάται μόνο από την ενεργό τάση, γίνεται τόσο μεγαλύτερη, όσο μεγαλύτερη είναι η πλευρική τάση συμπίκνωσης του υλικού.

Αν επιλέξουμε την τάση συμπίκνωσης να έχει τόσο μέγεθος, ώστε να φύγει εντελώς ο αέρας των πόρων, τότε γίνεται $B=1$, και για κάθε αυξανόμενη τάση, οι διάμετροι των ολικών και των ενεργών τάσεων έχουν το ίδιο μέγεθος. Η καμπύλη θραυσμού είναι και εδώ οριζόντια, όπως και στην περίπτωση των κορεσμένων δειγμάτων.

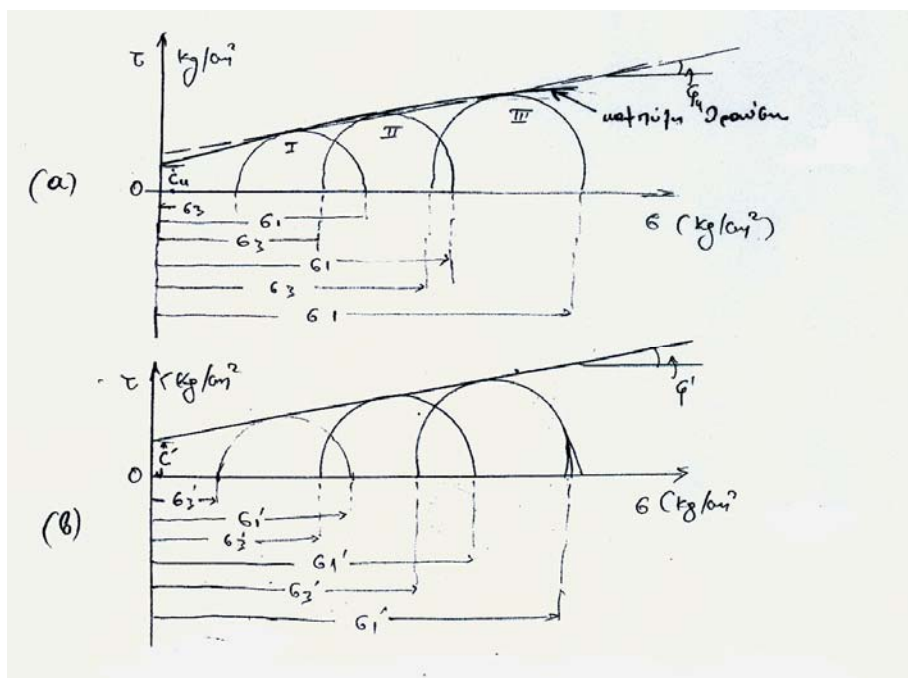
Σε μη κορεσμένα εδάφη η καμπύλη θραυσμού που παίρνουμε από UU-δοκιμές δεν είναι ευθεία, την προσεγγίζουμε όμως σε ευθεία για να υπολογίσουμε τη συνοχή c_u και τη γωνία τριβής ϕ_u . Για τις αρχικές ολικές τάσεις ισχύει η εξίσωση του Coulomb:

$$\tau = c_u + \sigma \tan \phi_u \quad (\text{kg/cm}^2) \quad (157)$$

και όταν η πίεση των πόρων μετράται κατά τη δοκιμή, η διατμητική τάση τ για τις ενεργές τάσεις προκύπτει ως:

$$\tau = c' + \sigma_n \tan \phi' \quad (158)$$

Οι τιμές των ϕ' , ϕ_u , c_u και c' παίρνονται από το διάγραμμα των κύκλων Mohr (Σχ. 61).



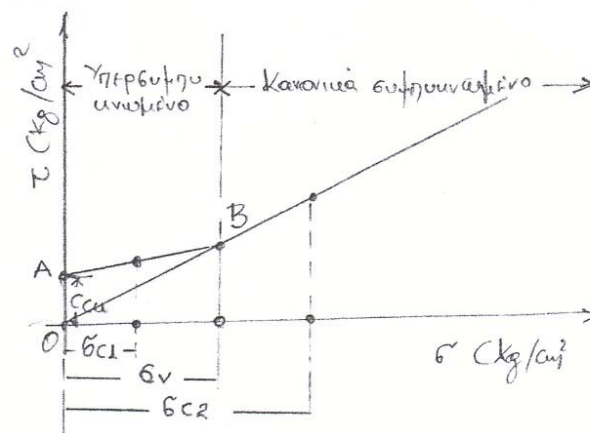
Σχ. 61. Κύκλοι τάσεων του Mohr από UU-δοκιμές

A. Με τις ολικές κύριες τάσεις

B. Με τις ενεργές τάσεις

- Υπολογισμός της ενεργούς γωνίας τριβής ϕ' και της ενεργού συνοχής c' από CU-δοκιμές σε πλήρως κορεσμένο συνεκτικό εδαφικό υλικό.

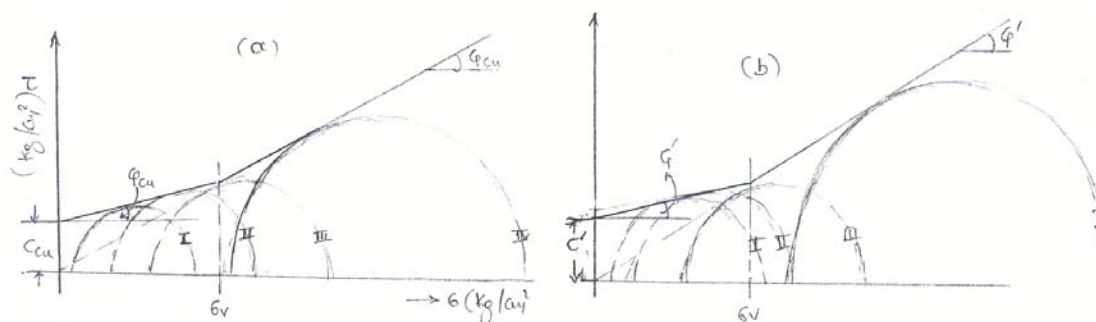
Στη δοκιμή CU το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια της φάσης I φορτίζεται με ολόπλευρη πλευρική πίεση $\sigma'_1 = \sigma_3$ για τόσο χρονικό διάστημα μέχρις ότου υποστεί πλήρη συμπίκνωση. Κατά την επόμενη φάση II κλείνεται η βαλβίδα αποστράγγισης και το δείγμα φορτίζεται κάθετα για τόσο διάστημα μέχρις ότου σπάσει. Όταν η τάση συμπίκνωσης $\sigma_c' = \sigma_3$ κατά την αρχή της φάσης II είναι μεγαλύτερη από εκείνη της πίεσης σ_v (προστερεοποίηση) κάτω από την οποία βρίσκεται αρχικά το δείγμα, τότε το δείγμα συμπυκνώνεται κανονικά. Η διατμητική καμπύλη ενός κανονικού συμπυκνωθέντος κορεσμένου εδάφους διέρχεται πάντα, προσεγγιστικά, από το σημείο O της αρχής των αξόνων. Αυτό σημαίνει, ότι το κανονικά συμπυκνωμένο έδαφος δεν έχει καμία συνοχή. Πρακτικά όμως αυτό δε συμβαίνει, γιατί η τάση συμπίκνωσης σ_c είναι μικρότερη από την αρχική τάση σ'_v και η καμπύλη παρουσιάζει στη θέση σ_v μια κλίση, ώστε το έδαφος να παρουσιάζει κάποια συνοχή c_{cu} (Σχ. 62).



Σχ. 62. Θέση της διατμητικής καμπύλης σε δοκιμή CU με κορεσμένα συνεκτικά εδάφη.

Όταν η CU-δοκιμή διεξάγεται σε μη κορεσμένα συνεκτικά εδάφη, προκύπτουν διάφορες γωνίες τριβής και συνοχές, ανάλογα με το πόσο μεγάλη εκλέγεται η τάση συμπίκνωσης σ_v . Όσο μεγαλύτερη είναι η τάση συμπίκνωσης ενός μη κορεσμένου συνεκτικού εδάφους, τόσο μεγαλύτερη είναι η συνοχή c_{cu} και τόσο μικρότερη η γωνία τριβής ϕ_{cu} . Οι τιμές τους παίρνονται κανονικά από την τιμή της συντέμνουσας των κύκλων Mohr περισσοτέρων δοκιμών με τον άξονα των διατμητικών τάσεων και τη γωνία της με το οριζόντιο επίπεδο (Σχ. 63).

Όταν κατά τη διάρκεια της δοκιμής μετρώνται και οι υδροστατικές πιέσεις, μπορούμε να φέρουμε τους κύκλους Mohr των ενεργών τάσεων και να υπολογιστούν οι τιμές των ενεργών c' και ϕ' απ' αυτές τις CU-δοκιμές (Σχ. 63). Στην πράξη οι τιμές c_{cu} και ϕ_{cu} έχουν πολύ μικρή σημασία.



Σχ. 63. α. Κύκλος Mohr σε κορεσμένο συνεκτικό έδαφος (ιλύς) με τις ολικές τάσεις

β. Κύκλος Mohr σε κορεσμένο συνεκτικό έδαφος (ιλύς) με τις ενεργές τάσεις

Οι ενεργές γωνίες τριβής μιας ιλύος παίρνουν τιμές μεταξύ $\phi' = 22^\circ$ και 31° . Μια κανονικά συμπυκνωμένη ιλύς με ενεργό γωνία τριβής $\phi' = 28^\circ$, παριστάνει μια ιλύ με μεγάλη περιεκτικότητα σε άμμο, που παρά την υψηλή περιεκτικότητα σε υγρασία παρουσιάζει υψηλές τιμές ϕ' .

Η ενεργός συνοχή c' της υπερσυμπυκνωμένης ιλύος με $c' = 0,35 \text{ kg/cm}^2$ είναι σχετικά μεγάλη. Αυτή σε μαλακές ιλύες μπορεί να κατέβει και στο $c' = 0,01 \text{ kg/cm}^2$. Για συνεκτική ιλύ η c' μπορεί να πάρει και τιμές $c' = 0,5 \text{ kg/cm}^2$.

Κατά την εφαρμογή τέτοιων υλικών σε κατασκευές φραγμάτων και επιχωμάτων θα πρέπει να προβαίνουμε σε καλή αποστράγγιση και συμπίκνωση, ώστε να επιτύχουμε την κατά το δυνατόν καλύτερη διατμητική αντοχή τους.

• Υπολογισμός των ενεργών παραμέτρων ϕ' και c' με D-δοκιμή σε διαταραγμένο έδαφος

Στη D-δοκιμή στη φάση I το έδαφος φορτίζεται ολόπλευρα με μια σταθερή τάση συμπίκνωσης $\sigma_c = \sigma_3$ για τόσο διάστημα, μέχρις ότου επιτύχουμε την πλήρη συμπίκνωσή του. Στη φάση II η ορθή τάση με ανοιχτή την αποστράγγιση αυξάνεται για τόσο διάστημα μέχρι ότου επέλθη η θραύση του δοκιμίου και γίνεται τόσο αργά, ώστε να μη μπορούν να εμφανιστούν υδροστατικές πιέσεις. Έτσι όλες οι εμφανιζόμενες τάσεις είναι ενεργές τάσεις. Από τους κύκλους Mohr και τη

συνδιατέμνουσα αυτών των κύκλων υπολογίζονται γραφικά η γωνία ϕ' και η συνοχή c' .

Όταν το έδαφος δοκιμάζεται σε κανονικά συμπτυνωμένη κατάσταση, η συντέμνουσα των κύκλων Mohr περνά, όπως και στη CU-δοκιμή, από την αρχή των αξόνων, έτσι ώστε το έδαφος να μην παρουσιάζει καμιά συνοχή.

Ενώ στις VU- και CU-δοκιμές το δείγμα κατά τη διάρκεια της φάσης II δε μπορεί να αλλάξει όγκο, στη δοκιμή –D έχουμε αντίθετα την κανονική περίπτωση, όπου εδάφη συνεκτικά συμπτυνώνονται κανονικά και παρουσιάζουν μείωση του όγκου τους.

Οι ενεργές γωνίες τριβής ϕ' των αργίλων π.χ. βρίσκονται ανάμεσα στις τιμές $\phi'=10^\circ$ και $\phi'=20^\circ$, ενώ η συνοχή τους εξαρτάται από τα όρια Atterberg και την πλαστική τους κατάσταση. Συνεκτικές άργιλοι έχουν συνοχή $c'=10 \text{ kg/cm}^2$, ενώ μαλακές μέγιστη συνοχή $c'=0,05 \text{ kgr}$.

δ5. Εφαρμογή των διατμητικών παραμέτρων ϕ και c στα τεχνικά έργα

Στις θεμελιώσεις και τα τεχνικά έργα ο υπολογισμός των παραμέτρων c και ϕ αποτελεί τη βάση για τον προσδιορισμό μη ευνοϊκών συντελεστών ασφάλειας και την πιθανή εμφάνιση αστοχιών στα έργα. Για ιλύες και άμμους χρησιμοποιούμε πάντα τις παραμέτρους c' και ϕ' , καθότι αυτά τα εδάφη αποστραγγίζονται κάτω από φόρτιση τόσο αργά, ώστε να μη μπορούν να εμφανιστούν ή να εμφανιστούν ασήμαντες υδροστατικές πιέσεις των πόρων. Όταν δεν εμφανίζονται τέτοιες πιέσεις στα εδάφη, μιλάμε για μια αργή φόρτιση του εδάφους.

Για αργίλους και ισχυρά συμπτυνωμένα εδάφη θα πρέπει να εργαζόμαστε αρχικά πάντα με τις παραμέτρους ϕ_u και c_u της UU-δοκιμής καθότι τέτοια εδάφη κάτω από αργή φόρτιση υφίστανται ασήμαντη συμπίκνωση, πρακτικά ίση με το μηδέν που μπορεί να την απορροφήσει εξολοκλήρου η υδροστατική πίεση των πόρων τους. Με προοδευτικά αυξανόμενη συμπίκνωση αυξάνεται και ο συντελεστής ασφάλειας, καθότι η διατμητική τους αντοχή αυξάνεται αισθητά.

iv. Ταξινόμηση εδαφών

Τα εδάφη που συναντάμε στη φύση, παρουσιάζουν μια εξαιρετική πολυπλοκότητα και πολυμορφία, που δημιουργεί πολλές δυσκολίες στη μελέτη των φυσικών και μηχανικών τους ιδιοτήτων, όπως και της συμπεριφοράς τους, όταν αυτά εξετάζονται μεμονωμένα. Έτσι προκύπτει η ανάγκη ένταξης των εδαφών σε ομάδες κατά τέτοιο τρόπο, ώστε κάθε ομάδα να μας δίνει ενδείξεις που αφορούν τις ιδιότητές τους και τη συμπεριφορά τους στα τεχνικά έργα.

Η κατάταξη των εδαφών σε διαφορετικά συστήματα κατάταξης είναι πολύ χρήσιμη για την αναγνώρισή τους, προκειμένου να κατασκευαστούν διάφορα τεχνικά έργα (έργα οδοποιίας, φράγματα, σήραγγες, κ.ά.).

α. Κατάταξη εδαφών με βάση το μέγεθος των κόκκων τους

Το μέγεθος και η κατανομή των κόκκων ενός εδαφικού υλικού επηρεάζουν ουσιαστικά τις ιδιότητες και τη συμπεριφορά του. Για την ταξινόμησή τους έχουν προταθεί διάφορα συστήματα κατάταξης (Πίνακας 15).

Πίνακας 15.
Διάφορα συστήματα κατάταξης εδαφών με βάση την κοκκομετρική σύνθεση (Τα μεγέθη εκφράζονται σε mm)

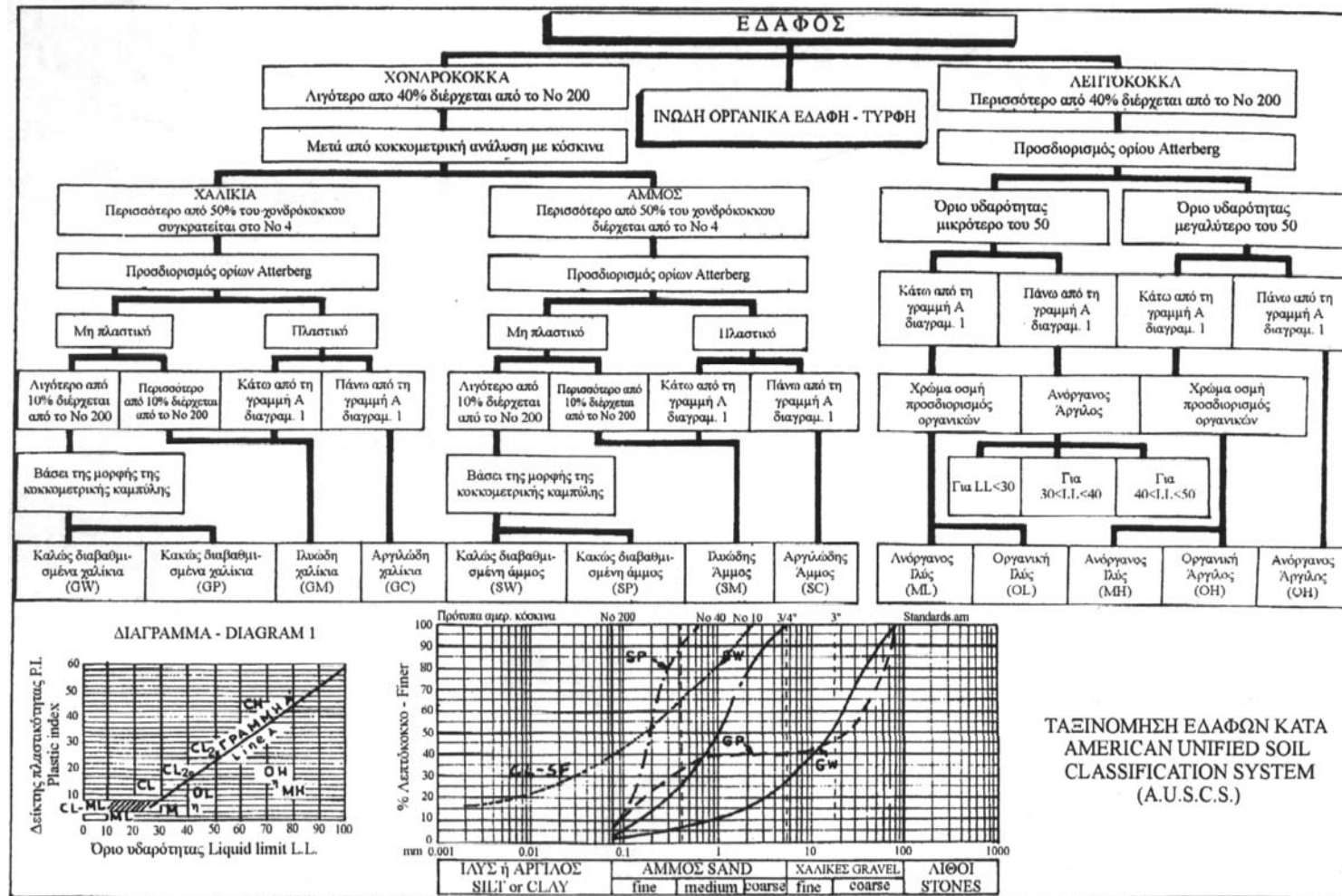
Σύστημα	Κροκάλες	Χαλίκια			Άμμος					Ιλύς	Αργίλος	Κολλοειδή
		Χονδρά	Μέσα	Λεπτά	Πολύ χονδρή	Χονδρή	Μέση	Λεπτή	Πολύ λεπτή			
A.A.S.H.O. και A.S.T.M.	>76.2	76,2-25,4	25,4-9,52	9,52-2,00		2,00-0,42		0,42-0,074		3,074-0,005	<0,005	<0,001
C.E.U.S.A. και U.S.B.R.	>76.2	76,2-19,5		19,5-4,76		4,76-2,00	2,00-0,42	0,42-0,074		Λεπτό κλάσμα (παιπάλη) < 0,074		
U.S.D.A.	>76,2	76,2-12,7		12,7-2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,50-0,25	0,25-0,10	0,10-0,005	0,05-0,002	<0,002	
M.I.T. και B.S.I.		>2,0				2,0-0,6	0,6-0,2	0,2-0,06		0,06-0,002 ²	<0,002	
I.S.S.S. και ATTERBERG		>2,0				2,0-0,2		0,2-0,02		0,02-0,002	<0,002	
U.S.B.S. και P.R.A.		>2,0				2,0-0,25		0,25-0,05		0,05-0,005	<0,005	
I.C.P.C.	>20	20-0,2				2,0-0,2		0,2-0,02		0,02-0,002	0,002-0,0002	<0,0002
DIN	>60	60-20	20-6	6-2		2,0-0,6	0,6-0,2	0,2-0,06		0,06-0,002 ²	<0,002	
C.G.N.	>200	200-20		20-2		2,0-0,2		0,2-0,02		0,02-0,0002 ³		<0,0002

1 .Η ιλύς διαχωρίζεται σε: Χονδρή 0,06 - 0,02, Μέση 0,02 - 0,006 και Λεπτή 0,006 - 0,002.

2. Η ιλύς διαχωρίζεται σε: Χονδρή 0,02 - 0,002 και Λεπτή 0,002 - 0,0002.

Για έργα οδοποιίας προτιμάται η κατάταξη κατά A.S.T.M. και A.A.S.H.O. Στον πίνακα 16 δίνεται η κατάταξη εδαφών κατά το αμερικανικό σύστημα A.U.S.C.S. (American Unified Soil Classification System) και στον πίνακα 17, η ταξινόμησή τους κατά A.S.T.M.D.-2487). Οι επεξηγήσεις των συμβόλων δίνονται στον πίνακα 18.

Πίνακας 16.
Ταξινόμηση των εδαφών κατά A.U.S.C.S.



ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ - DIAGRAM 1

Δείκτης πλαστικότητας P.I.

Όριο υδαρότητας Liquid limit L.L.

Πρότυπα αμρ. κόσκινα No 200, No 40, No 10, 3/4", 3", Standards am

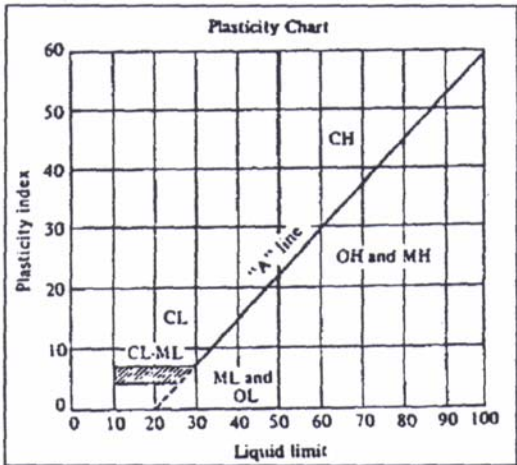
% Λεπτόκοκκο - Finer

mm 0.001, 0.01, 0.1, 1, 10, 100, 1000

ΛΙΑΣ ή ΑΡΤΙΛΟΣ SILT or CLAY, ΑΜΜΟΣ SAND (fine, medium, coarse), ΧΑΛΙΚΕΣ GRAVEL (fine, coarse), ΛΙΘΟΙ STONES

ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΕΔΑΦΩΝ ΚΑΤΑ AMERICAN UNIFIED SOIL CLASSIFICATION SYSTEM (A.U.S.C.S.)

Πίνακας 17.
Ενιαίο σύστημα ταξινόμησης εδαφών (ASTM D-2487)

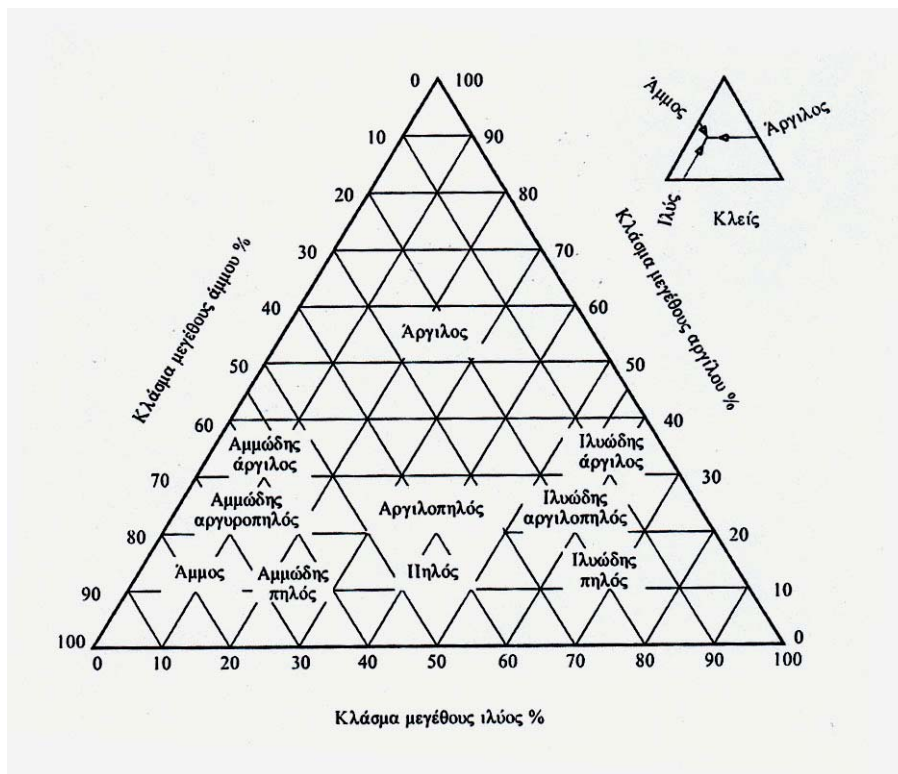
Κύριος διαχωρισμός	Σύμβολα ομάδας	Όνομα	Εργαστηριακά κριτήρια ταξινόμησης		
Χονδρόκοκκα εδάφη (Περισσότερο από το 50% των κόκκων έχουν διάμετρο μεγαλύτερη του κόσκινου No. 200)			Προσδιορισμός του ποσοστού της άμμου και των χαλίκων από την κοκκομετρική καμπύλη. Ανάλογα, με το ποσοστό των λεπτόκοκκων ($d<0.074\text{ mm}$) τα χονδρόκοκκα εδάφη ταξινομούνται ως εξής: <5% GW, GP, SW, SP >12% GM, GC, SM, SC 5-15% Οριακές περιπτώσεις (διπλή ονομασία)		
Καθαροί χάλικες (καθόλου λεπτόκοκκα)	GW	Καλά διαβαθμισμένα χαλίκια, μείγμα άμμος-χαλίκια, λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα υλικά	Δεν ικανοποιούν όλες τις απαιτήσεις τις σχετικές με τη διαβάθμιση για να χαρακτηριστούν GW		
	GP	Μη διαβαθμισμένα χαλίκια, μείγμα άμμος-χαλίκια, λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα υλικά			
Χολικές με λεπτόκοκκα	GM ^a	d u	Ιλυώδη χαλίκια, μείγμα άμμος-χαλίκια-ιλύς	Ορια Atterberg κάτω από τη γραμμή "A" ή P.I. μικρότερος του 4	Πάνω από τη γραμμή "A" με P.I. μεταξύ 4 και 7 είναι οριακές περιπτώσεις και απαιτείται η χρήση διπλού συμβολισμού
(σημαντικό ποσοστό λεπτόκοκκων)	GC		Αργιλώδη χαλίκια, μείγμα άμμος-χαλίκια-άργιλος	Ορια Atterberg κάτω από τη γραμμή "A" και P.I. μεγαλύτερος του 7	
Άμμοι (περισσότερο από το 50% του χονδρόκοκκων τμημάτων έχουν διάμετρο μικρότερη από αυτή του κόσκινου No. 4)					
Καθαρές άμμοι (λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα)	SW	Καλά διαβαθμισμένες άμμοι, χαλικώδεις άμμοι, λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα υλικά	Δεν ικανοποιούν όλες τις απαιτήσεις τις σχετικές με τη διαβάθμιση για να χαρακτηριστούν SW		
	SP	Μη διαβαθμισμένες άμμοι, χαλικώδεις άμμοι, λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα υλικά			
Άμμοι με λεπτόκοκκα (σημαντικό ποσοστό λεπτόκοκκων)	SM ^a	d u	Ιλυώδεις άμμοι, μείγμα άμμος-άργιλος	Ορια Atterberg κάτω από τη γραμμή "A" ή P.I. μικρότερος του 4	Οι περιπτώσεις που προβάλλονται στην γραμμοσκιασμένη ζώνη (P.I.= 47) είναι οριακές και απαιτείται η χρήση διπλού συμβολισμού
	SC		Αργιλώδεις άμμοι, μείγμα άμμος-άργιλος	Όρια Atterberg κάτω από τη γραμμή "A" και P.I. μεγαλύτερος του 7	
Λεπτόκοκκα εδάφη (Περισσότερο από το 50% των κόκκων έχουν διάμετρο μεγαλύτερη του κόσκινου No. 200)					
Ιλύες και άργιλοι (LL<50)	ML	Ανόργανες ιλύες και λεπτόκοκκες άμμοι, ιλυώδεις ή αργιλώδεις άμμοι, ή αργιλώδεις ιλύες με μικρή πλαστικότητα			
	CL	Ανόργανες άργιλοι με μικρή έως μέτρια πλαστικότητα, χαλικώδεις άργιλοι, αμμώδεις άργιλοι, ιλυώδεις άργιλοι, άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας			
	OL	Οργανικές ιλύες και οργανικές ιλυώδεις άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας			
Ιλύες και άργιλοι (LL<50)	MH	Ανόργανες ιλύες, μαρμαρυγιακές ή διατομικές λεπτόκοκκες άμμοι ή ιλυώδη εδάφη, ελαστικές ιλύες			
	CH	Ανόργανες άμμοι μεγάλης πλαστικότητας, λιπώδεις άργιλοι			
	OH	Οργανικές άργιλοι μέτριας ή μεγάλης πλαστικότητας, οργανικές ιλύες			
Πολύ οργανικά εδάφη	Pt	Τύρφη και άλλα οργανικά εδάφη			

Πίνακας 18.

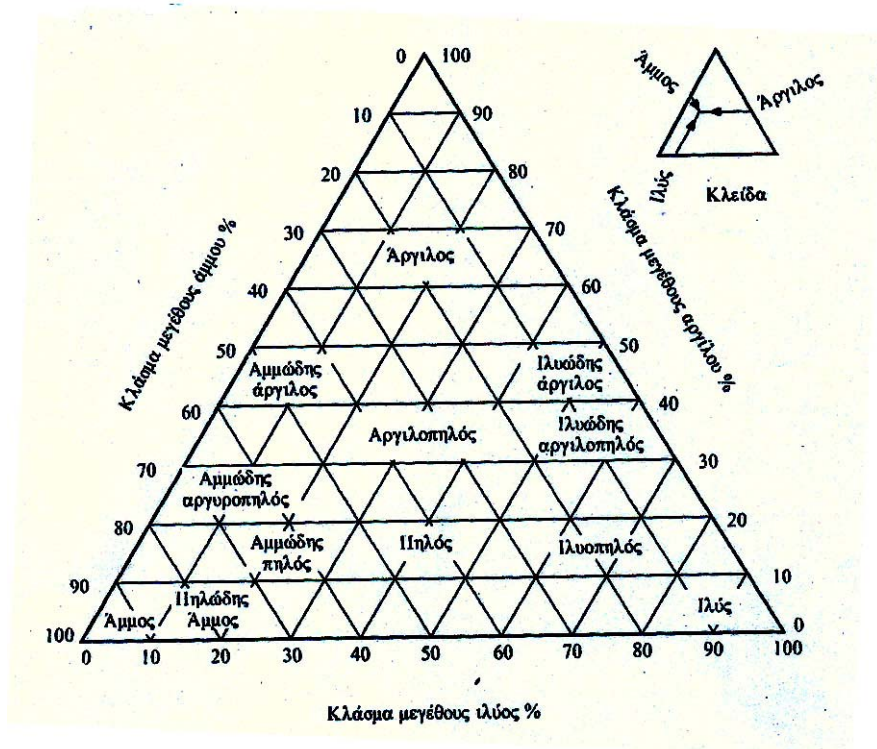
Οι συμβολισμοί που χρησιμοποιούνται στο σύστημα ταξινόμησης USC.

Κύριος συμβολισμός ομάδας	Επεξηγηματικός συμβολισμός ομάδας
G- μέγεθος χαλικιού	W- καλά διαβαθμισμένα χονδρόκοκκα υλικά
S- μέγεθος άμμου	P- φτωχά διαβαθμισμένα χονδρόκοκκα υλικά
M- μέγεθος ιλύος	M- ιλυώδη λεπτομερή υλικά
C- μέγεθος αργίλου	C- αργιλώδη λεπτομερή υλικά
O- οργανική ύλη	L- μικρή πλαστικότητα
	H- μεγάλη πλαστικότητα

Τα λεπτόκοκκα εδάφη είναι συνήθως μίγματα δύο ή περισσότερων ομάδων μεγεθών κόκκων, όπως άργιλος, ιλύς, άμμος. Στα σχήματα 64 και 65 δίνονται οι κατατάξεις εδαφών με βάση τα ποσοστά των κόκκων σε εδαφικά μίγματα.



Σχ. 64. Κατάταξη των εδαφών κατά Bureau of Public Roads

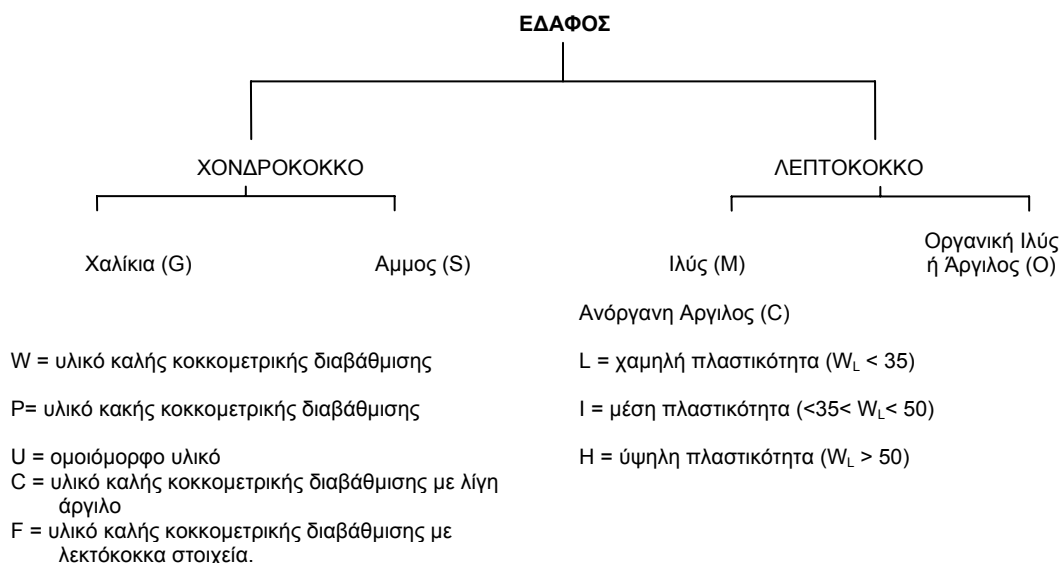


Σχ. 65. Κατάταξη των εδαφών κατά U.S. Department of Agriculture

β. Ταξινόμηση εδαφών κατά Casagrande.

Η ταξινόμηση Casagrande χαρακτηρίζει το έδαφος με δύο γράμματα. Το πρώτο χαρακτηρίζει το εδαφικό κλάσμα που επικρατεί ενώ το δεύτερο τις μηχανικές του ιδιότητες (Πίνακας 19).

Πίνακας 19.
Ταξινόμηση κατά Casagrande.



Για να χαρακτηρίσουμε ένα έδαφος δίνουμε ως πρώτο γράμμα ένα από τα γράμματα G, S, M, C, O ανάλογα με τον τύπο του εδάφους και ως δεύτερο γράμμα ένα από τα W, P, U, C, F, L, I, H.

γ. Ταξινόμηση εδαφών κατά AASHO (American Association of State Highway Officials)

Με το σύστημα αυτό τα εδάφη ταξινομούνται σε:

- Χονδρόκοκκα υλικά που έχουν ποσοστό λεπτόκοκκων υλικών (διερχόμενα από κόσκινο No 200) < 35%.
- Λεπτόκοκκα υλικά με ποσοστό λεπτόκοκκων υλικών > 35%.

Αντικείμενο του συστήματος αυτού είναι ο χαρακτηρισμός της καταλληλότητάς τους ως υλικά κατασκευής έργων οδοποιίας. Στον πίνακα 20, δίνεται η δομή, η οργάνωση και η τεχνική χρήσης τους.

(Πίνακας 20).

Κατάταξη εδαφών και μιγμάτων εδαφών - αδρανών κατά AASHO.

Γενική κατάταξη	Κοκκώδη Γεωυλικά (35% ή λιγότερα διερχ. από το Νο 200)							Ιλυσαργιλώδη Γεωυλικά					
Κατάταξη σε ομάδες	A-1		A-3	A-2				A-4	A-5	A-6	A-7 A-7-5 A-7-6		
	A-1-a	A-1-b		A-2-4	A-2-5	A-2-6	A-2-7						
Κόσκινα Διερχόμενο ποσοστό 2.00 mm (No. 10) 0.425 mm (No 40) 0.075 mm (No. 200)	50 max 30 max 15 max	50 max 25 max	51 max 10 max	35 max	35 max	35 max	35 max	36 min	36 min	36 min	36 min		
Χαρακτηριστικά των διερχόμενων α- πό το κόσκινο Νο 40 Όριο υδαρότητας LL Δείκτης πλαστικό- τητας PL	6 max		N.P.	40 max 10 max	41 max 10 max	40 max 11 min	41 min 11 min	40 max 10 max	41 min 10 max	40 max 11 min	41 min 11 min°		
Συνήθεις τύποι γεω- υλικών	Λίθοι, χολικές και αμμοχάλικο		Λεπτή άμμος	Ιλιώδη ή αργιλώδη αμμοχάλικα				Ιλυσώδη εδάφη		Αργιλώδη εδάφη			
Καταλληλότητα ως υλικό υπόβασης								Εξαιρετικά προς καλά				Μέτρια προς ακατάλληλα	

α Ο δείκτης πλαστικότητας για το A-7-5 είναι ίσος ή μικρότερος από LL - 30.

β. Ο δείκτης πλαστικότητας για το A-7-6 είναι μεγαλύτερος από LL - 30.

Παρακάτω δίνουμε περιγραφή των υποομάδων A του πίνακα (Χρηστάρας κ.ά. 1997).

Ομάδα A-1: Μίγμα με καλή διαβάθμιση, λιθοσυντριμμάτων ή χαλίκιων, χονδρό-κοκκης άμμου, λεπτόκοκκης άμμου χωρίς ή με λίγη πλαστική εδαφική συνδετική ύλη. Επίσης περιλαμβάνει χαλίκια, λιθοσυντρίμματα, χονδρόκοκκη άμμο κλπ., χωρίς συνδετική ύλη.

Ομάδα A-1-α: Περιλαμβάνει υλικά από λιθοσυντρίμματα ή χαλίκια με ή χωρίς καλά διαβαθμισμένη εδαφική συνδετική ύλη.

Ομάδα A-1-β: Περιλαμβάνει υλικά από χονδρόκοκκη άμμο με ή χωρίς καλά διαβαθμισμένη εδαφική συνδετική ύλη.

Ομάδα A-3: Το τυπικό υλικό αυτής της ομάδας είναι ή λεπτόκοκκη θαλάσσια άμμος χωρίς ιλυώδες ή αργιλώδες λεπτόκοκκο υλικό, ή με πολύ μικρή αναλογία μη πλαστικής ιλύος.

Ομάδα A-2: Περιλαμβάνει υλικά που βρίσκονται στο όριο μεταξύ των υλικών των ομάδων A-1 και A-3 και των ομάδων A-4, A-5, A-6 και A-7. Περιλαμβάνει όλα τα υλικά που έχουν διερχόμενο ποσοστό λιγότερο ή ίσο του 35% από το κόσκινο No. 200, που όμως δεν μπορούν να ταξινομηθούν σαν υλικά των ομάδων A-1 ή A-3.

Υποομάδες A-2-4 και A-2-5: Αυτές περιλαμβάνουν διάφορα κοκκώδη υλικά, που έχουν διερχόμενο ποσοστό λιγότερο ή ίσο του 35% από το κόσκινο No. 200 και που το κλάσμα το διερχόμενο από το κόσκινο No. 40 έχει χαρακτηριστικά των ομάδων A-4 και A-5.

Υποομάδες A-2-6 και A-2-7: Αυτές περιλαμβάνουν υλικά παρόμοια με τα υλικά των υποομάδων A-2-4 και A-2-5, εκτός του ότι το λεπτόκοκκο κλάσμα περιέχει πλαστική άργιλο που έχει τα χαρακτηριστικά των ομάδων A-6 ή A-7.

Ομάδα A-4: Το τυπικό υλικό αυτής της ομάδας είναι ένα μη πλαστικό ή μέτρια πλαστικό ιλυώδες έδαφος, που έχει διερχόμενο ποσοστό περισσότερο του 75% από το κόσκινο No. 200.

Ομάδα A-5: Περιλαμβάνει υλικό όμοιο με αυτό της ομάδας A-4, με τη διαφορά ότι αυτό είναι μαρμαρυγιακού ή διατομούχου χαρακτήρα και μπορεί να είναι πολύ ελαστικό.

Ομάδα A-6: Το τυπικό υλικό αυτής της ομάδας είναι ένα αργιλώδες πλαστικό έδαφος με 75% ή περισσότερο ποσοστό κόκκων που διέρχονται από το κόσκινο No. 200. Τα υλικά αυτής της ομάδας δείχνουν γενικά μεγάλη μεταβολή όγκου μεταξύ ξηρής και υγρής κατάστασης.

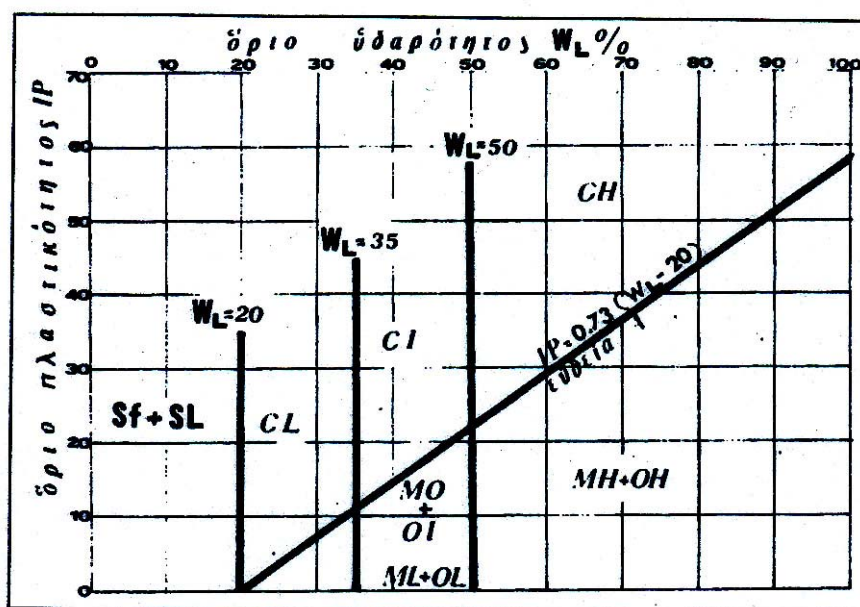
Ομάδα A-7: Το τυπικό υλικό, αυτής της ομάδας είναι όμοιο με το υλικό της ομάδας A-6, με τη διαφορά ότι έχει μεγάλο όριο υδαρότητας και μπορεί να είναι συγχρόνως ελαστικό και να υπόκειται σε μεγάλες μεταβολές όγκου.

Υποομάδα A-7-5: Περιλαμβάνει υλικά που έχουν μέτριους δείκτες πλαστικότητας συγκριτικά με το όριο υδαρότητας τους και που μπορούν να είναι πολύ πλαστικά. Υπόκεινται σε μεγάλες μεταβολές όγκου.

Υποομάδα A-7-6: Περιλαμβάνει υλικά που έχουν μέτριους δείκτες πλαστικότητας συγκριτικά με το όριο υδαρότητας τους και υπόκεινται σε πολύ μεγάλες μεταβολές όγκου.

δ. Ταξινόμηση εδαφών με βάση την πλαστικότητα τους

Τα εδάφη μπορούν να ταξινομηθούν με βάση την πλαστικότητά τους στις κατηγορίες που απεικονίζονται στο Σχ. 66.



Σχ. 2.2 Διάγραμμα πλαστικότητας κατά Casagrande.

Σχ. 66. Διάγραμμα πλαστικότητας κατά Casagrande

Η ευθεία A ονομάζεται ευθεία του Casagrande και δίνεται από την εξίσωση:

$$P1 = 0,73 (LL-20) \quad (159)$$

ε. Γαλλική Ταξινόμηση F_{OCS-64} (1964)

Στον πίνακα 21 δίνεται η κατάταξη των εδαφών σύμφωνα με το παραπάνω σύστημα, το οποίο λαμβάνει υπόψη του μηχανικά χαρακτηριστικά και ιδιότητες του εδαφικού υλικού.

Πίνακας 21.
Ταξινόμηση εδαφών κατά το σύστημα F_{OCKS-64} (1964)

Κατηγορίες εδαφών	Συμβολισμός	Διάμετρος κόκκων	Μηχανικά χαρακτηριστικά		Κατάλληλο για θεμελίωση
			ϕ	c(gr/cm ²)	
Λίθοι	P	>20mm	40°< ϕ <55°	0	Καλό
Καθαρά χαλίκια καλής κοκκομετρικής διαβάθμισης	G	>2mm	35°-45°	0	Πολύ καλό
Καθαρά χαλίκια ομοιόμορφης κοκκομετρικής σύνθεσης	G	>2mm (λιγότερο αχό 5%<0,80 mm)	30°-40°	0	Πολύ καλό
Ιλυώδη χαλίκια	GL	>2mm (περισσότερο από 12%<0,08 mm) (PI<4)	0°-30°	0-200	Καλό έως μέτριο
Αργιλώδη χαλίκια	GA	>2mm (περισσότερο από 12%<0,08 mm) (PI>.7)	0°-25°	0-500	Καλό έως μέτριο
Ιλυώδης άμμος	SL	0,08<d<2 mm (περισσότερο από 12%<0,08 mm) (PI<4)	5°-25°	0-300	Καλό έως μέτριο
Αργιλώδης άμμος	SA	0,08<d<2mm (περισσότερο από 12%>0,08 mm) (PI>7)	0°-20°	0-1200	Καλό έως μέτριο
Καθαρή άμμος καλής κοκκομετρικής διαβάθμισης	S	0,08<d<2 mm (λιγότερο αχό 5%<0,08 mm)	30°-45°	0	Πολύ καλό
Καθαρή άμμος ομοιόμορφης κοκκομετρικής σύνθεσης	S	0,08<d<2 mm (λιγότερο αχό 50%<0,08 mm)	25°-40°	0	Πολύ καλό
Μάργα-μαργαϊκός ασβεστόλιθος-ασβεστόλιθος	MC	Ανάλογα με την περιεκτικότητα σε CaCO ₃	30°-45°	100-2000	Μέτρια έως πολύ καλά
Άργιλος λίγο πλαστική	A	LL<50 PI>7		100-2000	Καλά έως ακατάλληλα
Οργανικά εδάφη λίγο πλαστικά	O				Ακατάλληλα
Ιλύς λίγο πλαστική	L	LL<50 IP<4	0°-25°	100-500	Μέτρια έως καλά
Ιλύς πολύ πλαστική	L	LL>50	0°-20°	0-700	Ακατάλληλα
Άργιλος πολύ πλαστική	A	LL>50	0	0-2000	Ακατάλληλα
Οργανικά εδάφη πολύ πλαστικά	O		0	(0<c<150	Ακατάλληλο
Λασπώδες έδαφος-τύρφη	VT		0	(0<c<100	Ακατάλληλα

στ. ταξινόμηση εδαφών για οικοδομοτεχνικούς σκοπούς σύμφωνα με το DIN 18196

Σ' αυτήν την ταξινόμηση εξετάζονται οι διάφορες περιοχές του μεγέθους των κόκκων, η κατανομή τους και η παρουσία οργανικών συστατικών (Πίνακας 22).

Πίνακας 22.

Ταξινόμηση εδαφών για οικοδομοτεχνικούς σκοπούς (κατά DIN 18196).

Μέγεθος κόκκων σε βάρος %			Ομάδες		Σύμβολα	Χαρακτηριστικά αναγνωρίσεως	Παραδείγματα
SU 06 mm	> 2 BUD						
Χοντροκόκκα εδάφη	I ≤ 5	>40	Χαλίκια	διαβαθμισμένα χαλίκια	GE	απόκρημνες κοκκομετρικές καμπύλες	χαλίκια ποταμών και ακτών
				αρκετά διαβαθμισμένες προσμίξεις χαλικιών - άμμων	GW	συνεχείς πλάγιες κοκκομετρικές καμπύλες	χαλίκια αναβαθμιδών και χαλίκια από μορένες
				αδιαβάθμητες προσμίξεις χαλικιών - άμμων	GI	κοκκομετρικές καμπύλες με αναβαθμιδές	ηφαιστειακές βολίδες και σποδός
		≤ 40	άμμοι	διαβαθμισμένοι άμμοι	SE	απόκρημνες κοκκομετρικές καμπύλες	άμμοι θινών, κοιλάδων, λεκανών και τριτογενείς άμμοι
				αρκετά διαβαθμισμένες προσμίξεις άμμων - χαλικιών	SW	συνεχείς πλάγιες κοκκομετρικές καμπύλες	άμμος από μορένες άμμος αναβαθμιδών
				αδιαβάθμιτες προσμίξεις άμμων - χαλικιών	SI	κοκκομετρικές καμπύλες με αναβαθμιδές	άμμος ακτών
Εδαφος με προσμίξεις	5 μέχρι 40	≤40	προσμίξεις χαλικιών - πηλού	5-15% του βάρους ≤ 0,06 mm	GU	διαβαθμισμένες ή αδιαβαθμιτες κοκκομετρικές καμπύλες, λεπτόκοκκες πηλώδεις	αποσαθρωμένα χαλίκια
				15-40% του βάρους ≤ 0.06 mm	GU		κορρήματα
			προσμίξεις χαλικιών -	5-15% του βάρους ≤ 0.06 mm	GT	διαβαθμισμένες ή αδιαβάθμιτες κοκκομετρικές καμπύλες. λεπτόκοκκες αργιλλώδεις	πηλωδη χαλίκια
				15-40% του βάρους ≤0.06 mm	GT		
		προσμίξει άμμου πηλού	5-15% του βάρους ≤ 0.06 mm	SU	διαβαθμισμένες ή αδιαβάθμιτες κοκκομετρικές καμπύλες. λεπτόκοκκες πηλώδεις	επιπλέουσα άμμος	
			15-40% του βάρους ≤ 0.06 mm	SU		αμμώδης Loss	
		προσμίξει άμμου - αργίλλου	5-15% του βάρους ≤ 0,06 mm	ST	διαβαθμισμένες ή αδιαβάθμιτες κοκκομετρικές καμπύλες. λεπτόκοκκες αργιλλώδεις	πηλώδης άμμος	
			15-40% του βάρους ≤ 0, 06 mm	ST		παγετώδης πηλός παγετώδης μάργα	

ζ. Κατάταξη εδαφών με βάση εδαφικά χαρακτηριστικά και παραμέτρους

Η κατάταξη εδώ λαμβάνει υπόψη τη γωνία τριβής και την κατάσταση του υλικού (Πίνακας 23)

Πίνακας 23.

Τιμές της γωνίας φ σε σχέση με τη σύσταση και τη δομή του εδαφικού σχηματισμού.

Εδάφη	Ott (1)	Bierhau mer	Cestelli Guidi (2)	Hugon e Costes (3)	Davidian (4)			Brennecke (5) Lohmeyer	
					Ξηρή	Υγρή	Κορεσμ.	Ξηρή	Κορεσμ.
Συμπαγή	-	-	-	45° - 50°	-	-	-	-	-
Βράχοι σκληροί	45°	-	-	-	-	-	-	-	-
Σχιστόλιθος εύθραυστος	-	-	-	30°	-	-	-	-	-
Σχιστόλιθος μέτριας ευθραυστότητας	-	-	-	37°	-	-	-	-	-
Σχιστόλιθος σκληρός	-	-	-	45°	-	-	-	-	-
Χολικές	45°	-	-	-	45°-50°	40°-45°	35°-40°	-	-
Πυκνοί χολικές	-	-	35°-45°	-	35°-45°	30°-40°	25°-35°	-	-
Διαρρέοντες χολικές	38°	-	-	-	-	-	-	30°-45°	-
Χολικές μεγάλης ρευστότητας	-	-	34° -35°	-	-	-	-	35°-40°	20°-25°
Χονδρόκοκκη άμμος	35°	-	-	-	30°-35°	30°-35°	25°-30°	30°	-
Μέτρια άμμος	-	-	35"	-	-	-	-	35°	25°
Λεπτόκοκκη άμμος	35°	-	-	-	25°-30°	25°-35°	20°-30°	-	-
Άμμος συμπαγής - στρογγυλεμένη	-	-	35°	-	-	-	-	-	-
Άμμος σε αυλακοειδή διεύθυνση με συνεχή κοκκομετρική διαβάθμιση	-	-	35°	-	-	-	-	-	-
Άμμος διαρρέουσα σε αυλακοειδή διεύθυνση και συνεχή κοκκομετρική διαβάθμιση	-	-	25°	-	-	-	-	30°	20°
Άμμος μεγάλης ρευστότητας στρογγυλεμένη	35°	-	-	30°-37°	35°-45°	30°-40°	20°-30°	35°-40°	27°
Εδάφη φραγμάτων	-	-	-	25°	-	-	-	-	-
Εδάφη χαλικώδη	35°	35°	-	-	30°-40°	-	-	40°-45°	-
Αργίλος ξηρή	-	-	22° -29°	-	-	-	-	-	-
Αμμώδης ιλύς	-	-	16° -22°	-	-	-	-	-	-
Πυκνή ιλύς	-	-	-	15° -20°	-	15°-20°	-	-	20°-25°
Αργίλος υγρή	-	-	0° - 30°	-	-	-	-	-	-
Αργίλος πυκνή	20°	15°	11° -17°	10°	-	-	15° -0°	-	-
Αργίλος κορεσμένη	-	-	16° -18°	-	-	-	-	-	-
Αργίλος αμμώδης	-	-	20° - 27°	-	-	-	-	-	-
Ιλύς (λάσπη)	-	-	-	40° - 46°	30°-40°	-	-	-	-
Άμμος αργιλώδης υγρή	-	-	-	-	-	30°-40°	-	-	-
Άμμος αργιλώδης κορεσμένη	-	-	-	20° - 25°	-	-	15°-25°	-	-
Ελαφριά ιλύς ξηρή	-	-	-	-	40°-50°	-	-	-	-
Ελαφριά ιλύς υγρή	-	-	-	-	-	30°-40°	-	-	-
Ελαφριά ιλύς κορεσμένη	-	-	-	-	-	-	15°-30°	-	-
Κροκαλοπαγές	-	-	-	-	40°-55°	35°-45°	25°-35°	-	-

(1) K. Van Ott: Vortrage Uber Baumechanik - Teil - Prag 1988
(2) G. Castelli Guidi: Meccanica del terreno - Hoepli Milano, 1964, pag. 92
(3) Hugon et Costes: Le boullanage des roches - 1 959, pag. 23
(4) Davidian: Rousce dew Terres - 1960 pag. 18, Eyrolles, Paris
(5) G. Aliberti: Ceofisica - 1955 pag. 36, Vitali e Chianda, Genova

Ο Terzaghi με βάση τις τιμές του πίνακα 23 κατατάσσει τα εδάφη σε διάφορες κατηγορίες (Πίνακας 24).

Πίνακας 24.
Κατάταξη του Terzaghi. Σχέση γωνίας τριβής ϕ και κατηγορίας εδαφικού σχηματισμού.

No	Εδάφη	Κατάταξη Terzaghi	Γωνία ϕ	Μελετητές και παρατηρήσεις
1	Συμπαγή εδάφη - Σκληροί βράχοι	1	45° -50°	Hugon - Costes
2	Σκληροί στρωματοποιημένοι βράχοι	1 -2	45°	Ott
3	Σκληρός σχιστόλιθος	2	45°	Hugon - Costes
4	Μέτριος σχιστόλιθος	3	37°	Hugon - Costes
5	Εύθραυστος σχιστόλιθος	4-5	30°	Hugon - Costes
6	Αργιλώδης σχιστόλιθος	6-9	-	Lotti
7	Χάλικες υγροί - κορεσμένοι	4-5	35°	Ott - Davidian
8	Χάλικες ξηροί	4	45°	Davidian
9	Διαρρέοντες χάλικες	4-5	38°	Brennecke - Ott
10	Συμπαγείς κορεσμένοι χάλικες	4-5	30°	Davidian
11	Συμπαγείς ξηροί χάλικες	4	40°	Cest. Guidi
12	Μεγάλης ρευστότητας κορεσμένοι χάλικες	5	22°	Brennecke - Lohmeyer
13	Μεγάλης ρευστότητας ξηροί χάλικες	5	35°	Brennecke - Lohmeyer - Cest. Guidi
14	Χονδρόκοκκη κορεσμένη άμμος	5-6	25° - 30°	Davidian
15	Χονδρόκοκκη ξηρή άμμος	5	30° - 35°	Ott - Davidian – Brennecke - Lohmeyer
16	Άμμος υγρή, πολύ πυκνή	6'	25°	Brennecke
17	Άμμος μεγάλης ρευστότητας, ξηρή	6'	35°	Cest. Guidi - Brennecke - Lohmeyer
18	Άμμος μεγάλης ρευστότητας, υγρή	6"	22°	Cest. Guidi - Brennecke
19	Άμμος μεγάλης ρευστότητας, λεπτή	6"	30° - 35°	Ott - Davidian
20	Αργιλώδης άμμος, κορεσμένη	6-7	15° -25°	Hugon - Costes - Davidian (αρκεί να μην διογκώνεται)
21	Αργιλώδης άμμος, ξηρή	6-3	30° - 46°	Hugon - Costes - Davidian
22	Εδάφη χαλικώδη	6	25°	Hugon - Costes
23	Αμμώδης ιλύς	3-6'	22° - 29°	Cest. Guidi
24	Πυκνή ιλύς	6-7	16° -22°	Cest. Guidi (αρκεί να μην διογκώνεται)
25	Ελαφριά ιλύς ξηρή	3-5	40° - 50°	Davidian
26	Ελαφριά ιλύς κορεσμένη	5-7	15° -30°	Davidian
27	Ξηρή άργιλος	4-5	30° - 45°	Davidian - Brennecke (αρκεί να μην διογκώνεται)
28	Άργιλος υγρή	6-7	15° - 20°	Davidian - Brennecke - Hugon et Costes
29	Άργιλος κορεσμένη	7-9	11° - 17°	Cest. Guidi - Davidian - Bierbaumer
30	Ιλύς (λάσπη) αργιλώδης, ξηρή ή υγρή	6-9	20° - 29°	Cest. Guidi - Davidian - Brennecke

η. Κατάταξη εδαφών με βάση την αρχική επιτόπου αναγνώρισή τους.

Η κατάταξη των εδαφών με βάση εμπειρικά κριτήρια που στηρίζονται στην επιτόπου αρχική τους αναγνώριση δίνονται στους πίνακες 25 και 26.

Πίνακας 25.
Μέθοδοι επί τόπου Αναγνώρισης (Μέθοδοι Εργοταξίου)

							ΣΥΜΒΟΛΟΝ
Συνεχής, εκτεταμένη κοκκομετρική σύνθεση. Οι ενδιάμεσες διαστάσεις εμφανίζονται όλες.							GW
Περιορισμένη και ασυνεχής κοκκομετρική σύνθεση. Επικρατήσεις μιας διάστασης ή μιας ομάδας διαστάσεων, απουσία των ενδιάμεσων διαστάσεων.							GP
Λεπτά συστατικά λίγο ή καθόλου πλαστικά (δες και κατηγορίαν ML).							GM
Λεπτά συστατικά πλαστικά (δες και κατηγορία CL).							GC
Συνεχής και εκτεταμένη κοκκομετρική σύνθεση. Οι ενδιάμεσες διαστάσεις εμφανίζονται όλες.							SW
Περιορισμένη και ασυνεχής κοκκομετρική σύνθεση. Επικρατήσεις μιας διάστασης ή μιας ομάδας διαστάσεων, απουσία των ενδιάμεσων διαστάσεων.							SP
Λεπτά συστατικά λίγο ή καθόλου πλαστικά (δες και κατηγορία ML).							SM
Λεπτά συστατικά πλαστικά (δες και κατηγορία CL).							SC
ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗΣ ΣΤΟ ΤΜΗΜΑ < 3 χλσ. (ΚΟΣΚΙΝΟ Νο 40)							
ΠΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ κ' ΣΥΝΟΧΗ	ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ ΤΟΥ ΞΗΡΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ	ΣΤΙΛΠΝΟΤΗΤΑ	ΠΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ Α (μέθοδος νήματος)	ΑΝΤΙΔΡΑΣΗ ΣΤΙΣ ΔΟΝΗΣΕΙΣ	ΟΣΜΗ	ΧΡΩΜΑ	
Ουδεμία	Ουδεμία μέχρι ασθενής (τρίζει σε συμπίεση)	Ουδεμία μέχρι πολύ ασθενής	Πολύ εύθραυστο μέχρι εύθρυπτο	Από μέτρια ως ταχεία	Ακαθόριστη Συχνά ανύπαρκτη	Ακαθόριστο. Συχνά γκρι, μπλε - γκρι, καστανό, κίτρινο	ML
Μέτρια	Ισχυρή (τρίζει σε συμπίεση)	Από μέτρια ως ισχυρή	Αρκετά σκληρό έως σκληρό (κολλά στα δάκτυλα)	Ουδεμία	Ελαφρά οσμή γης	Ακαθόριστο βαθύ καφέ, καστανό, βαθύ γκρι	CL
Ασθενής	Ασθενής (τρίζει σε συμπίεση)	Ουδεμία ως πολύ ασθενής	Μαλακό έως εύθραυστο (κολλά ελαφρά στα δάκτυλα)	Ουδεμία έως πολύ αργή	Αποσυντιθέμενες οργανικές ουσίες	Πολύ σκοτεινό ή μαύρο	OL
Ασθενής	Αδύνατος - μέτρια. Ανθίσταται εις πίεσιν δακτύλων	Ουδεμία ως αδύνατος	Μαλακό και αρκετά εύθραυστο	Αργή	Ακαθόριστη Συχνά ανύπαρκτη	Φωτεινό μπλε, πράσινο, κίτρινο, ροζ, άσπρο	MH
Πολύ ισχυρή	Ισχυρή ως πολύ ισχυρή. Πουδρωειδής στην αφή	Πολύ ισχυρή	Πολύ σκληρό (κολλά πολύ στα δάκτυλα)	Ουδεμία	Ισχυρή οσμή γης	Ακαθόριστο συχνά καφέ, μπλε ή κίτρινο	CH
Μέτρια έως πολύ ισχυρή	Μέτρια ως ισχυρή. Συχνά ινώδης	Μέτρια ως πολύ ισχυρή	Αρκετά εύθραυστο	Ουδεμία	Αποσυντιθέμενες οργανικές ουσίες	Συχνά πολύ σκοτεινό μαύρο, γκρι ή καφέ	OH
Ίνες πολύ πλαστικές	Αδύνατη ως μέτρια. Ινώδης	Ουδεμία ως αδύνατος	Πολύ μαλακό εύθραυστο - εύθρυπτο. Ινώδες	Ουδεμία	Αποσυντιθέμενες οργανικές ουσίες	Συχνά πολύ σκοτεινό μαύρο, γκρι ή καφέ	Pt

Πίνακας 26
Εμπειρικά στοιχεία για την επί τόπου αναγνώριση των εδαφών.

Είδος	Οσμή	Χρώμα	Στιλπνότητα - Λαμπρότητα	Πλαστικότητα	Αντίδραση σε ταρακούνημα	Αντοχή σε θραύση ξηρού δείγματος	Υφή
Ιλύς ανόργανη πολύ χαμηλής πλαστικότητας ML	όχι χαρα- κτηριστική - καθόλου	οτιδήποτε (σκ. μαύρο)	καθόλου - πολύ μικρή	ψαθυρή – εύθραυστη	μέση προς γρήγορη	καθόλου - μικρή	τρίζει στα δόντια
Ιλύς οργανική χαμηλής πλαστι- κότητας OL	Αποσυντι- θέμενο ορ- γανικό υλικό	πολύ σκούρο ή μαύρο	καθόλου - πολύ μικρή	μαλακή, εύθραυστη, ελαφρά	καθόλου προς πολύ αργή	μικρή	τρίζει στα δό- ντια
Ιλύς ανόργανη υψηλής πλα- στικότητας MH	όχι χαρα- κτηριστική - καθόλου	ανοιχτά γεν. χρώματα	καθόλου – μικρή	πολύ μαλακή μέτρια εύθραυστη -	αργή	μικρή - μέση	ξερή είναι σαν ταλκ στην αφή
Αργίλος ανόργα- νη χαμηλής - μέ- σης πλαστικότη- τας (ισχνή) CL	Ελαφρά γαιώδης οσμή	Οτιδήποτε (σκ. μαύρο)	μεσαία - μεγάλη -	συνεκτική, κολλάει	καθόλου	αρκετά μεγάλη	τρίζει στα δόντια
Αργίλος ανόργα- νη υψηλής πλα- στικότητας CH	Έντονη γαιώδης οσμή	Οτιδήποτε (σκ. μαύρο)	πολύ μεγάλη	πολύ συνε- κτική, κολλάει πολύ	καθόλου	μεγάλη	δεν τρίζει
Αργίλος οργανική υψηλής πλαστι- κότητας OH	Αποσυντι- θέμενο ορ- γανικό υλικό	συχνά πολύ σκούρο μαύρο - γκρι - καστανό	μεσαία - πολύ μεγάλη	συχνά εύθραυστη -	καθόλου	μέση - αρκετά μεγάλη	δεν τρίζει συχνά ινώδης
Τύρφη Pt	Αποσυντι- θέμενο	συχνά πολύ σκούρο μαύρο - γκρι - καστανό	καθόλου – μικρή	πολύ μαλακή, εύθραυστη με ίνες γλοιώδης	καθόλου	μικρή - μέση	δεν τρίζει ινώδης

θ. Κατάταξη εδαφών με βάση κριτήρια καταλληλότητάς τους στα τεχνικά έργα.

Στους πίνακες 27 και 28 δίνονται χαρακτηριστικά και βαθμονόμηση των εδαφών σε συνθήκες θεμελίωσης τεχνικών έργων

Πίνακας 27.
Υποδείξεις και παρατηρήσεις σχετικά με τα χαρακτηριστικά των εδαφών των
κατηγοριών του Ενιαίου Συστήματος Κατάταξης.

Κατηγορίες	Σύμ- βολα	ΣΗΜΑΝΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ (ιδιότητες)			
		Διαπερατότητα	Διατμητική Αντοχή	Συμπίεσιμότητα	Εργασιμότητα
Καλά διαβαθμισμένα χαλίκια ή αμμοχάλικα με λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα	GW	Διαπερατό	Εξαιρετική	Ασήμαντη	Εξαιρετική
Ομοιόμορφα χαλίκια ή αμμοχάλικο με λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα	GP	Πολύ Διαπερατό	Καλή	Ασήμαντη	Καλή
Ιλυώδη χαλίκια. Μίγματα χαλικών - άμμου - λύος	GM	Ημιδιαπερατό	Καλή	Ασήμαντη	Καλή
Αργιλώδη χαλίκια. Μίγματα χαλικών - άμμου - Αργίλου	GC	Αδιαπέρατο	Ικανοποιη- τική	Πολύ χαμηλή	Καλή
Καλά διαβαθμισμένες άμμοι ή αμμοχάλικα με λίγα λεπτόκοκκα	SW	Διαπερατό	Εξαιρετική	Ασήμαντη	Εξαιρετική
Ομοιόμορφοι άμμοι ή αμμοχάλικα με λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα	SP	Διαπερατό	Καλή	Πολύ χαμηλή	Μέτρια
Ιλυώδεις άμμοι. Μίγματα άμμου - ιλύος	SM	Ημιδιαπερατό	Μέτρια	Μέση	Μέτρια
Αργιλώδεις άμμοι. Μίγματα άμμου - αργίλου	SC	Αδιαπέρατο	Καλή – Μέτρια	Χαμηλή	Καλή
Ανόργανες ιλύες, πολύ λεπτές άμμοι, ιλυώδεις και αργιλώδεις άμμοι	ML	Ημιδιαπερατό	Μέτρια	Μέση	Μέτρια
Ανόργανοι άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας (ενίοτε χαλικώδεις, αμμώδεις ή ιλυώδεις)	CL	Αδιαπέρατο	Μέτρια	Μέση	Καλή - Μέ- τρια
Οργανικές ιλύες ή ιλυώδεις άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας	OL	Ημιδιαπερατό	Κακή	Μέση	Μέτρια
Ανόργανες συχνά μαρμαρυγιακές ιλύες υψηλής πλαστικότητας	MH	Ημιδιαπερατό προς Αδιαπέρατο	Καλή – Μέτρια	Υψηλή	Κακή
Ανόργανες άργιλοι υψηλής πλαστικότητας	CH	Αδιαπέρατο	Κακή	Υψηλή	Κακή
Οργανικές άργιλοι μέσης έως υψηλής πλαστικότητας	OH	Αδιαπέρατο	Κακή	Υψηλή	Κακή
Βουρκώδη και τυρφώδη εδάφη	PT	-	-	-	-

Πίνακας 28
Κατάταξη με κριτήριο την καταλληλότητα*.

Κατηγορία εδαφών	Χωμάτινα Φράγματα			Διώρυγες		Θεμελιώσεις		Κατασκευή δρόμων		
	Ομογενές επίχωμα	Πυρή- νας	Κύριο σώμα (κέλυφος)	Απαίτηση αντοχής σε διάβρωση	Κατασκευή Επένδυσης	Υπάρχει θέ- μα απο- στράγγισης	Δεν υπάρ- χει θέμα αποστράγ- γισης	Δυνατή η περίπτω- ση παγετού	Αδύνατη η περίπτω- ση παγετού	Επιφα- νειακή Επίστρω- ση
Gw	-	-	1	1	-	-	1	1	1	3
GP	-	-	2	2	-	-	3	3	3	-
GM	2	4	-	4	4	1	4	4	9	5
GC	1	1	-	3	1	2	6	5	5	1
SW	-	-	3**	6	-	-	2	2	2	4
SP	-	-	4**	7**		5		6	4	-
SM	4	5	-	8*	5***	3	7	8	10	6
SC	3	2	-	5	2	4	8	7	6	2
ML	6	6	-	-	6***	6	9	10	11	-
CL	5	3	-	9	3	5	10	9	7	7
OL	8	8	-	-	7***	7	11	11	12	-
MH	9	9	-	-	-	8	12	12	13	-
CH	7	7	-	10	8****	9	13	13	8	-
OH	10	10	-	-		10	14	14	14	-
PT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
*Ο μικρός αριθμός δηλώνει προτίμηση και προτεραιότητα στην επιλογή ** Εάν περιέχει χάλικες *** Κρίσιμη η διάβρωση **** Κρίσιμη η μεταβολή του όγκου										

β. Στερεά πετρώματα (βράχος-βραχόμαζα)

ι. Γενικά στοιχεία

Τα στερεά πετρώματα, εξετάζονται ως μια ενιαία ενότητα βράχος – πέτρωμα, ως τμήμα της βραχόμαζας. Απέναντι στα πολλαπλά φαινόμενα της διάβρωσης, του αποχωρισμού των ορυκτών, των μεταβολών που σχετίζονται με τα φαινόμενα της απόθεσης (για τα ιζηματογενή πετρώματα), του χώρου (για τα πυριγενή πετρώματα), των διαγενετικών και θερμικών επιδράσεων κατά τη μεταμόρφωση, διακρίνονται ιδιαίτερα εμφανώς οι διάφορες πλαστικοδυναμικές και θραυσμογενείς παραμορφώσεις τους. Αυτές φαίνονται ιδιαίτερα στην επιφάνεια και σε άλλες ακόμη

βαθύτερες περιοχές της βραχόμαζας. Το στερεό πέτρωμα είναι πτυχωμένο, κατατμημένο, σχιστοποιημένο ή διαρρηγμένο και μπορεί να διακριθεί συχνά σε διαφορετικού βαθμού τεκτονικά κατατμημένα επίπεδα. Ο βαθμός της ξεχωριστής, διάφορης αυτής καταπόνησης σε μεγάλη κλίμακα εξαρτάται από την τοπική γεωλογική κατάσταση, τη γεωλογική ιστορία και το είδος του πετρώματος. Πολλές φορές η κατάσταση αυτή μπορεί ακόμη και τοπικά να αλλάζει πολύ γρήγορα.

Εκτός από τη δημιουργία των ειδικών γεωλογικών χαρτών που θα χρησιμοποιηθούν για τους διάφορους τεχνικούς σκοπούς, μεγάλη σημασία έχει ο εντοπισμός, η καταγραφή και η περιγραφή των εμφανιζομένων στην περιοχή επιφανειών ασυνέχειας όλων των μορφών (επιφάνειες στρώσης, κατατμήσεων, ρηγμάτων, σχιστότητας, ολίσθησης, ζωνών μυλονιτίωσης κ.ο.κ.).

Αυτές οι επιφάνειες ασυνέχειας της βραχόμαζας διαμορφώνουν την τεκτονική τους εικόνα σ' αυτήν τη θέση. Κύριο βάρος δίνεται στη διαπίστωση της στερεότητας της βραχόμαζας· δηλαδή στις παραμέτρους συναρμογής της. Αυτή επηρεάζεται ουσιαστικά από την κατανομή των διαφόρων τεκτονικών στοιχείων, των ρηγμάτων και των κατατμήσεων.

Σε βραχόμαζες που εμφανίζουν μικρή πυκνότητα ρωγμών εμφανίζονται και μικρές παραμορφώσεις, ενώ σε βραχόμαζες με μεγάλη και έντονη πυκνότητα ρωγμών οι παραμορφώσεις είναι ισχυρότερες.

Ο προσδιορισμός των παραμέτρων συναρμογής της βραχόμαζας περιλαμβάνει τον προσανατολισμό των επιφανειών διάρρηξης, την κατάταξη τους σε ομάδες, τις αποστάσεις αυτών μέσα σε κάθε ομάδα, το μήκος τους, το εύρος ανοίγματος τους, την ανάπτυξη των τοιχωμάτων τους, τις πληρώσεις τους με διάφορα υλικά, το βαθμό αποχωρισμού τους, όπως επίσης και την υδραυλική τους επικοινωνία και συμπεριφορά.

Για την καλύτερη κατανόηση της γεωλογικής δομής μιας περιοχής θεωρούμε σκόπιμο να δώσουμε αρχικά μερικές γεωλογικές - βραχομηχανικές έννοιες:

Πέτρωμα: Είναι ένα ενιαίο πετρογραφικό σύστημα, που χαρακτηρίζεται από μια χαρακτηριστική για το κάθε πέτρωμα ομάδα ορυκτών.

Βραχόμαζα (βράχος): Είναι σύστημα περισσότερων πετρογραφικών σωμάτων, το οποίο παρουσιάζεται στη φύση είτε με τη μορφή ενός πετρώματος με χαρακτηριστικές επιφάνειες αποχωρισμού, είτε με τη μορφή μιας σειράς διαφορετικών πετρωμάτων.

Επιφάνεια ασυνέχειας: Είναι επιφάνειες αποχωρισμού, που διασπούν τον ενωτικό δεσμό του πετρώματος. Τέτοιες επιφάνειες είναι: Επιφάνειες κατατμήσεων, στρώσης, σχιστότητας και επιφάνειες ρηγμάτων.

Τεκτονικές δομές του πετρώματος: Είναι το άθροισμα όλων των στοιχείων των διαφόρων επιφανειών του πετρώματος στο χώρο, όπως είναι οι ρηξιγενείς τεκτονικές δομές (κατατμήσεις, επιφάνειες σχιστότητας, στρώσης και ρηγμάτων) και οι πτυχωσιγενείς τεκτονικές δομές (αντίκλινα και σύγκλινα).

ii. Ομογένεια και ισοτροπία

Όταν οι φυσικές και μηχανικές ιδιότητες ενός πετρώματος δεν είναι ίδιες σε όλα τα σημεία της βραχόμαζας και επιπλέον σε ένα και το αυτό σημείο δεν αναπτύσσονται ούτε κατανέμονται ομοιόμορφα προς όλες τις διευθύνσεις, τότε μιλάμε για ανομογένεια και ανισοτροπία της βραχόμαζας. Επειδή πάντα τα ζεύγη των εννοιών ομογένεια/ανομογένεια και ισοτροπία/ανισοτροπία, παρόλη τη μεγάλη σημασία που έχουν στην περιγραφή της βραχόμαζας εντούτοις χρησιμοποιούνται πάντοτε διαφορετικά. Για καλύτερη κατανόηση αυτών των εννοιών θεωρούμε ότι το **ομογενές** είναι ένα τεχνητό ή γεωλογικό σώμα, το οποίο αναπτύσσεται ομοιόμορφα σε όλα τα επιμέρους τμήματά του και το οποίο σε κάθε σημείο του έχει τις ίδιες φυσικές ιδιότητες. Στην αντίθετη περίπτωση ονομάζεται **ανομογενές**. Ένα σώμα μπορεί ταυτόχρονα να είναι ομογενές ως προς μια ιδιότητα (π.χ. ροή θερμότητας) και ανομογενές ως προς μια άλλη ιδιότητα (π.χ. αντοχή σε θραύση).

Ισότροπη ονομάζεται η περιοχή ενός σώματος που το υλικό του παρουσιάζει προς όλες τις διευθύνσεις του χώρου ίδιες ιδιότητες και με την ίδια ένταση. Οι ιδιότητες αυτές μπορούν να διαφέρουν από σημείο σε σημείο ή από περιοχή σε περιοχή, όταν το ίδιο σώμα δεν είναι ταυτόχρονα και ομογενές. Το φαινόμενο αυτό δεν είναι σαφές ή τουλάχιστο περιορίζεται σε ορισμένες ιδιότητες, π.χ. στη ροή θερμότητας, που παράλληλα στη σχιστότητα είναι μεγαλύτερη απ' ότι εγκάρσια σ' αυτήν, στις οπτικές ιδιότητες των κρυστάλλων, στη διαπερατότητα, στην αντοχή σε πίεση, εφελκυσμό και διάτμηση κ.ά. Πολύ σπάνια στη φύση βρίσκεται εντελώς ισότροπο σώμα, αλλά συγκριτικά μπορεί να προσδιοριστεί ισοτροπία για ορισμένες ιδιότητες, όταν τα όρια αυτών για καθορισμένους πρακτικούς σκοπούς δεν είναι εντελώς σαφή, οπότε τότε μιλάμε για «**στατιστική ισοτροπία**» ή «**ψευδο-ισοτροπία**».

Ομογένεια και Ανομογένεια, Ισοτροπία και Ανισοτροπία δεν είναι επομένως ιδιότητες των υλικών, αλλά καταστάσεις που χαρακτηρίζουν την κατανομή και τη συχνότητα διεύθυνσης των ιδιοτήτων και των χαρακτηριστικών τους.

Σημασία στη διάκριση των ορίων ανάμεσα στις έννοιες ομογένεια και ανομογένεια παίζει η «τάξη μεγέθους» ή η «περιοχή». Ένα κροκαλοπαγές π.χ. εξετάζεται για την αντοχή του σε θραύση μόνο σε μεγάλους κύβους με πλευρές τουλάχιστο 20-30 cm, γιατί σε μια τέτοια τάξη μεγέθους οι ανομογένειες της δομής

των κροκαλών εξισορροπούνται στατιστικά, έτσι ώστε να το θεωρούμε ως ψευδοομογενές.

Οι ομογενείς περιοχές ανάλογα με το σκοπό της έρευνας άλλοτε επεκτείνονται και μεγαλώνουν και άλλοτε στενεύουν και μικραίνουν. Έτσι για τις ιδιότητες της βραχώμαζας οι ομογενείς περιοχές λαμβάνονται διαφορετικά όταν εξετάζεται η δομή των κόκκων του πετρώματος και του υλικού της σύνδεσης τους και διαφορετικά όταν εξετάζονται τα στρώματα, τα ρήγματα και ανάλογα ελαφρός ή ισχυρός κατακερματισμός της βραχώμαζας.

iii. Βασικές γεωλογικές και τεκτονικές δομές των βραχωδών πετρωμάτων.

α. Γενικά στοιχεία

Σύμφωνα με τις προδιαγραφές που θέτουν οι D.I.N. 4022, T.1, 10.2.3 βράχος χαρακτηρίζεται εκείνο το πέτρωμα, που όταν κρατηθεί για 12 ώρες βυθισμένο στο νερό δεν παρουσιάζει καμία απολύτως μεταβολή. Δε θα πρέπει δηλ. ούτε να σπάσει ούτε να αποσασθρωθεί στην επιφάνειά του. Στερεά πετρώματα που δεν παρουσιάζουν την παραπάνω κατάσταση χαρακτηρίζονται ως **βράχος**. Αποσασθρωμένα βραχώδη πετρώματα, τα οποία έχασαν μερικώς την ορυκτολογική τους σύνδεση χαρακτηρίζονται ως **ημίβραχος** και σε προχωρημένη αποσάθρωση ως χαλαρά πετρώματα-εδάφη.

Τα βραχώδη πετρώματα περιγράφονται κατά κανόνα με τα παρακάτω χαρακτηριστικά:

- Με τον πετρογραφικό τους τύπο
- Με το βαθμό της αποσάθρωσής τους
- Με την αντοχή τους
- Με τη διαβρωσιμότητά τους

Σύμφωνα με τον πετρογραφικό τους τύπο που αντικατοπτρίζει και τις συνθήκες της δημιουργίας τους χαρακτηρίζονται ως:

- Μαγματικά πετρώματα (MA)
- Μεταμορφωμένα πετρώματα (ME)
- Ιζηματογενή πετρώματα με παραπέρα διάκριση ως:
 - Λεπτοκοκκώδη ιζηματογενή πετρώματα (SF)
 - Χονδροκοκκώδη ιζηματογενή πετρώματα (SG)
 - Ανθρακικά ιζηματογενή πετρώματα (KA)
 - Χαλαζιακά ιζηματογενή πετρώματα (QU)

Τα φαινόμενα αποσάθρωσης των βραχωδών πετρωμάτων παρουσιάζονται κυρίως στις διαχωριστικές επιφάνειες του πετρώματος προκαλώντας τον αποχρωματισμό και τη χαλάρωσή τους. Στην πράξη διαχωρίζονται στις παρακάτω κατηγορίες:

Υγιές πέτρωμα:	Δεν παρουσιάζεται κανένα ίχνος αποσάθρωσης στο πέτρωμα
Ελαφρά αποσαθρωμένο:	Το πέτρωμα έχει αποχρωματιστεί ελαφρά και παρουσιάζει μικρή χαλάρωση των διαχωριστικών του επιφανειών.
Αποσαθρωμένο:	Το πέτρωμα έχει υποστεί κατά τμήματα χαλάρωση
Πολύ αποσαθρωμένο:	Έχει απολέσει εντελώς την ορυκτολογική σύνδεση και παρουσιάζει ιδιότητες χαλαρού πετρώματος.

Η διατμητική αντοχή του βραχώδους πετρώματος διαπιστώνεται με εργαστηριακές δοκιμές όπως:

- Δοκιμή μοναξονικής θλίψης
- Τριαξονική δοκιμή
- Δοκιμή άμεσης διάτμησης

Ενώ η διατμητική αντοχή της βραχώμαζας με επιτόπου δοκιμές:

- Μεγάλης συσκευής τριαξονικής δοκιμής
- Μεγάλης συσκευής άμεσης διάτμησης

β. Η θέση των πετρωμάτων στο χώρο

Αν εξαιρέσουμε τα εκρηξιγενή πετρώματα (πυριγενή-ηφαιστειακά-οφειολιθικά), όλα τα άλλα πετρώματα χαρακτηρίζονται από δομές που προέκυψαν κατά τη διάρκεια του σχηματισμού τους (επιφάνειες στρώσης) και κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσής τους (επιφάνειες σχιστότητας). Τα πετρώματα αυτά, ιζηματογενή και μεταμορφωμένα, σχηματίστηκαν αρχικά ως ιζήματα που αποτέθηκαν οριζόντια στους πυθμένες των θαλασσών και των λιμνών. Έτσι ως ιζήματα, με μεταβλητότητα του ιζηματολογικού υλικού και της θέσης ιζηματογένεσης (φάση) σχημάτισαν οριζόντιες διαχωριστικές επιφάνειες, που τις ονομάζουμε στρώσεις του πετρώματος. Οι στρώσεις αυτές χαρακτηρίζουν το πέτρωμα σε όλες τις φάσεις της γεωλογικής του ιστορίας και το προσανατολίζουν στο χώρο. Πολλά από αυτά τα πετρώματα υπέστησαν στη συνέχεια πολλές δυναμικές καταπονήσεις, που προκάλεσαν μεταβολές της ορυκτολογικής τους σύστασης και της δομής τους και τελικά

μεταμορφώθηκαν σε άλλα, διαφορετικά από τα αρχικά πετρώματα, όπως τα συναντούμε σήμερα στη φύση. Κατά τη διάρκεια των καταπονήσεών τους σχημάτισαν νέες, διαφορετικές από τις επιφάνειες στρώσεις, επιφάνειες αποχωρισμού, που ονομάζονται επιφάνειες σχιστότητας του πετρώματος και χαρακτηρίζουν τα μεταμορφωμένα πετρώματα (γενεύσιοι, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, σχιστόλιθοι γενικά).

Όπως όλες οι επιφάνειες, έτσι κι αυτές, προσανατολίζονται στο χώρο με την παράταξή τους, δηλ. τη γωνία που σχηματίζει η τομή της επιφάνειας αυτής με το οριζόντιο επίπεδο ως προς το βορά και με τη γωνία κλίση τους, που είναι η γωνία που σχηματίζει η επιφάνεια αυτών με το οριζόντιο επίπεδο.

Αφού οι επιφάνειες στρώσεις χαρακτηρίζουν και το πέτρωμα που τις φέρει, ο προσανατολισμός τους θα προσανατολίζει και το πέτρωμα αυτό στο χώρο, δηλ. την ανάπτυξη του πετρώματος στο χώρο. Οι επιφάνειες αυτές είναι παράλληλες μεταξύ τους και επειδή πολλές φορές, χαρακτηρίζουν διαφορετικό υλικό ιζηματογένεσης, χαρακτηρίζουν ταυτόχρονα και υλικά με μικρότερη ή μεγαλύτερη διατμητική αντοχή. Έτσι σε ανοιχτές εκσκαφές και τεχνητά πρηνή προσδιορίζουν επιφάνειες ολίσθησης. Ανάλογα με την πυκνότητα που παρουσιάζουν οι διαχωριστικές αυτές επιφάνειες μπορούν στη συνέχεια να μετατραπούν σε ασυνέχειες στρώσης που χαρακτηρίζουν το πέτρωμα ως:

PI₁: λεπτοπλακώδης (απόσταση ασυνεχειών < 1cm)

PI₂: μεσοπλακώδης (απόσταση ασυνεχειών 1-3 cm)

PI₃: παχυπλακώδης (απόσταση ασυνεχειών 3-5 cm)

PI₄: λεπτοστρωματικός (απόσταση ασυνεχειών 5-10 cm)

PI₅: μεσοστρωματικός (απόσταση ασυνεχειών 10-30 cm)

PI₆: παχυστρωματώδης (απόσταση ασυνεχειών >30 cm)

Οι επιφάνειες σχιστότητας, είναι επιφάνειες με πολύ μεγαλύτερη πυκνότητα από τις επιφάνειες στρώσης, αλλά πολύ μικρότερη ανάπτυξη απ' αυτές. Προκαλούνται συχνά, εξαιτίας της αυξημένης καταπόνησης, μεταμόρφωσης και τεμαχισμού της βραχώμαζας. Είναι περισσότερο επιδεκτικές σε αποσάθρωση και αποχωρισμό της βραχώμαζας, δίνουν όμως αποκοπές και ολισθήσεις μαζών βραχώμαζας, περιορισμένου όγκου.

Η αποτύπωση της θέσης και της ανάπτυξης και αλληλουχίας των πετρωμάτων στο χώρο καθώς και η εκτιμώμενη βύθισή τους κάτω από την επιφάνεια γίνεται με τη βοήθεια και γεωλογικών χαρτών, διαφόρου κλίμακας και με την κατασκευή γεωλογικών εγκάρσιων τομών και μηκοτομών.

γ. Κριτήρια αστοχίας στο βράχο

Οι ιδιότητες που επιτρέπουν σ' ένα στερεό-βραχώδες πέτρωμα ή μια βραχώμαζα να παραμένουν σε ισορροπία, όταν πάνω τους ενεργούν δυνάμεις, είναι η αντοχή τους σε διάτμηση, συμπίεση και εφελκυσμό. Όπως έχουμε αναφέρει και για τα συνεκτικά πετρώματα, μιλάμε για αντοχή ενός υλικού θεωρώντας της ικανότητά του να αντιστέκεται σε παραμόρφωση και θραύση χρησιμοποιώντας τη συνοχή του και την εσωτερική του τριβή.

Η έννοια της γωνίας τριβής δεν είναι μονοσήμαντη. Σ' ένα ψαθυρό πέτρωμα, όπως είναι ο βράχος, η ολική γωνία τριβής (Φ_{OL}) συνίσταται από επιμέρους γωνίες τριβής του υλικού που είναι:

$$\Phi_{OL} = \varphi_b + \varphi_i + \varphi_{SA}$$

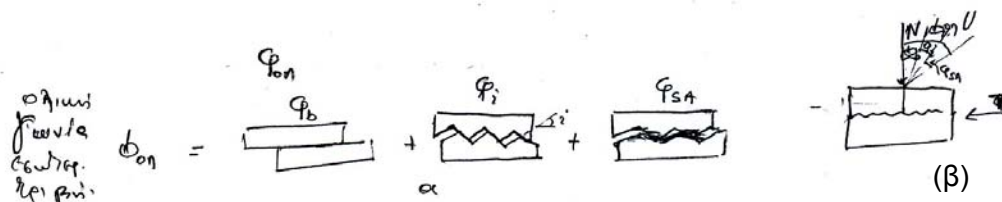
Όπου

φ_b = η γωνία βασικής τριβής ($^{\circ}$)

φ_i = η γωνία τριβής που οφείλεται στη διαστολή του ψαθυρού υλικού ($^{\circ}$)

φ_{SA} = η γωνιακή συνιστώσα θλίψης-διάτμησης SA ($^{\circ}$)

Η φυσική σημασία των παραπάνω επιμέρους μελών της ολικής γωνίας εσωτερικής τριβής Φ_{OL} αποδίδεται σχηματικά στο Σχ. 67.



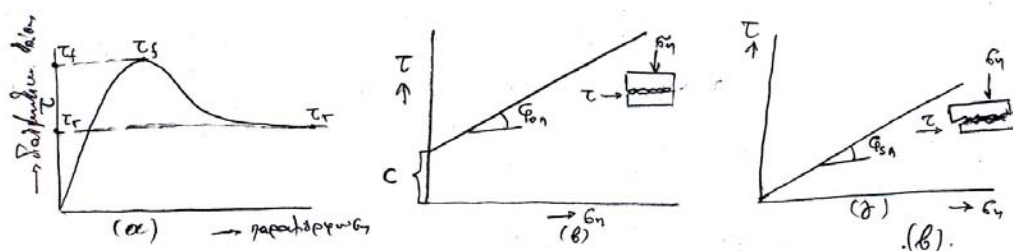
Σχ. 67. Σχηματική παράσταση (α) των γωνιών τριβής (β), των συνιστωσών της μέγιστης ολικής γωνίας τριβής (Φ_{OL})

Η θραύση στα ψαθυρά βραχώδη πετρώματα συμβαίνει όταν:

- Φτάσουμε στο σημείο διαρροής του υλικού
- Φτάσουμε στο σημείο θραύσης του υλικού
- Φτάσουμε στο σημείο εκείνο που το υλικό δε μπορεί να συγκρατήσει για περισσότερο χρόνο το φορτίο που εξασκείται πάνω σ' αυτό.

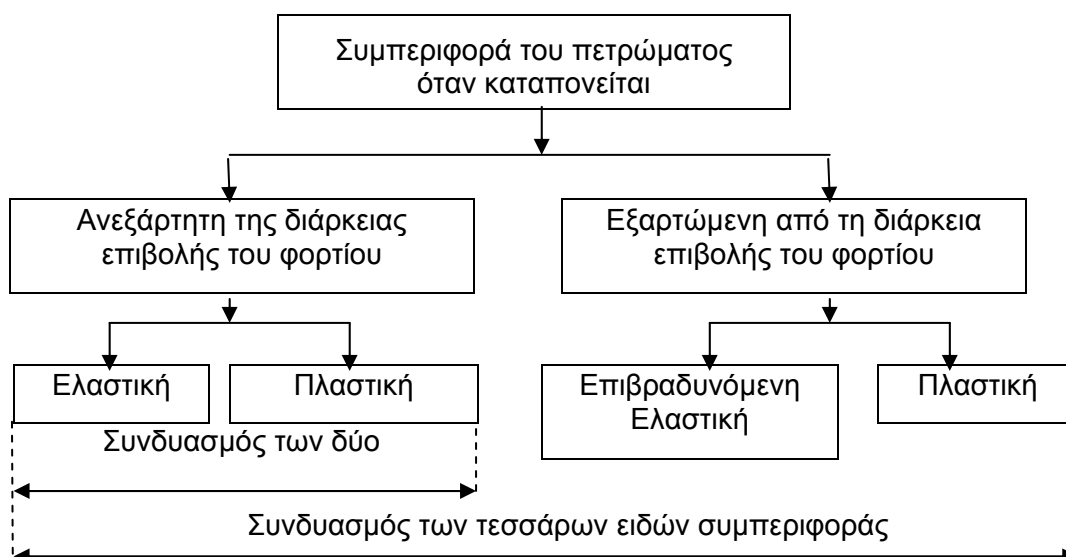
Η μέγιστη διατμητική αντοχή (τ_f) λαμβάνει χώρα κατά τη στιγμή της θραύσης ενώ η παραμένουσα διατμητική αντοχή (τ_r) κατά τη στιγμή της ολίσθησης στην

περίπτωση που οι τάσεις που προκάλεσαν την παραμόρφωση του υλικού εξακολουθούν να ενεργούν πάνω σ' αυτό (Σχ. 68).



Σχ. 68. (α) Διάγραμμα διατμητικών τάσεων-μετατοπίσεων, (β) Διατμητικοί παράμετροι (ϕ_{OL}) c . (γ) Διατμητικές παράμετροι ϕ_{SA} , $c=0$

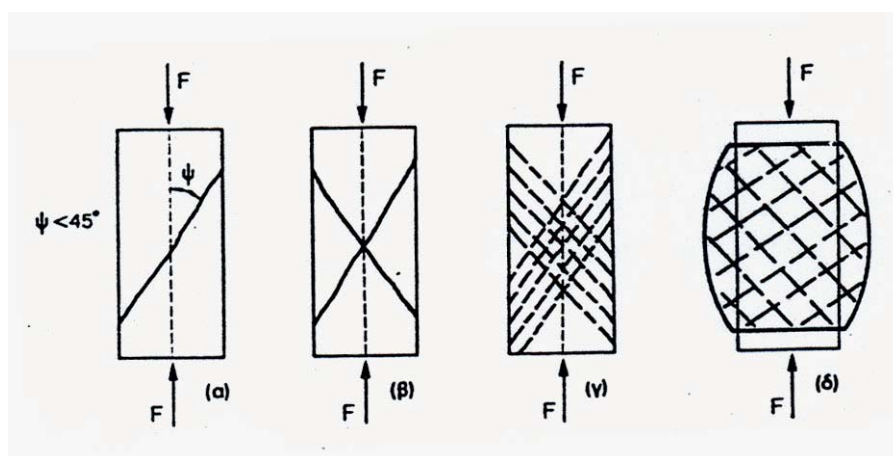
Έτσι όταν τα ψαθυρά, βραχώδη πετρώματα καταπονούνται από ένα σύνολο κυρίων τάσεων σ_1 και σ_3 παρουσιάζουν διάφορες συμπεριφορές. Στο Σχ. 69 δίνονται τα διάφορα είδη συμπεριφοράς του υλικού.



Σχ. 69. Τα διάφορα είδη συμπεριφοράς των πετρωμάτων, όταν αυτά καταπονούνται

Το αποτέλεσμα μιας τέτοιας κατάστασης είναι η δημιουργία επιφανειών θραύσης (αστοχίες του βραχώδους υλικού) που διασπούν τη δομή της βραχώμαζας και επιτυγχάνουν τη χαλάρωσή της και τη μείωση της διατμητικής της αντοχής.

Στο Σχ. 70 φαίνονται οι διάφορες μορφές αστοχίας ενός ψαθυρού βραχώδους υλικού, όταν αυτό καταπονείται κάτω από θλιπτικές συνθήκες.

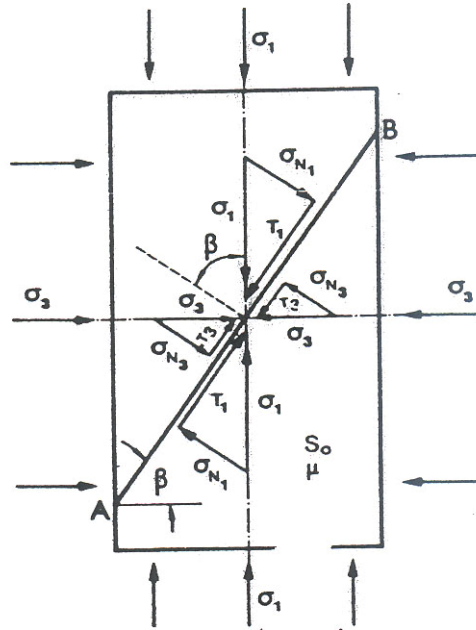


Σχ. 70. Μορφές αστοχίας των πετρωμάτων σε θλιπτικές συνθήκες
(α) θραύση σε διάτμηση, (β) Συζυγής θραύση σε διάτμηση,
(γ) Πολλαπλή θραύση σε διάτμηση, (δ) Αστοχία διαρροής.

• Κριτήριο Mohr-Coulomb

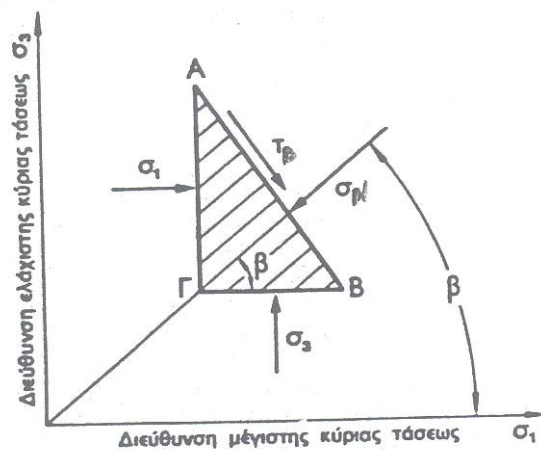
Η γνωστή για τα εδάφη εξίσωση Coulomb ($\tau_f = c' + \sigma_n \tan \phi_{OL}$ και $\tau_r = \sigma_n \tan \phi_{SA}$) ισχύει και για τα ψαθυρά βραχώδη πετρώματα, δεχόμενοι ότι η διατμητική αντοχή στην επιφάνεια θραύσης ενισχύεται από την αντίσταση στην τριβή. Στο σημείο της θραύσης η μέγιστη διατμητική αντίσταση του πετρώματος ή της βραχόμαζας (τ_f) ισορροπεί τη διατμητική τάση πάνω στο επίπεδο της θραύσης και επιπρόσθετα την αντίσταση που προέρχεται από την εσωτερική τριβή. Η καμπύλη θραύσης μπορεί συνεπώς να σχεδιαστεί, όταν από εργαστηριακές ή υπαίθριες δοκιμές είναι γνωστές οι οριακές τιμές των τάσεων.

Σε βραχώδες υλικό που δοκιμάζεται κάτω από ένα καθεστώς κυρίων τάσεων σ_1 και σ_3 λαμβάνει χώρα θραύση του υλικού σε επιφάνεια που σχηματίζει γωνία β με τον άξονα της κύριας τάσης σ_3 . Η ανακατομή των τάσεων πάνω στην επιφάνεια θραύσης με τις αντίστοιχες ορθές (σ_n) και διατμητικές τάσεις (τ) φαίνεται στο Σχ. 71.

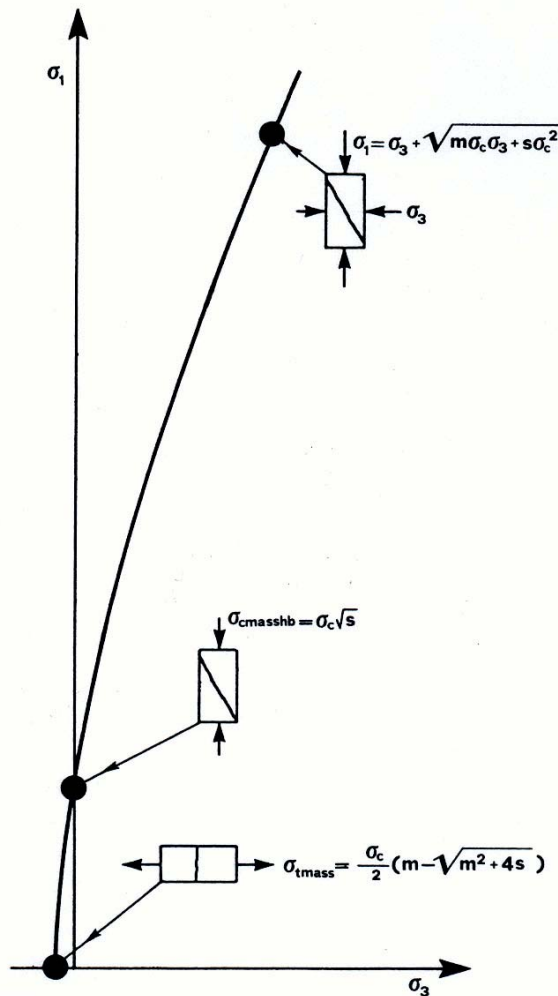


Σχ. 71. Ανάλυση της εντατικής κατάστασης, που επικρατεί στο επίπεδο αστοχίας AB υπό την επίδραση των κύριων τάσεων σ_1 και σ_3 .

Οι παραπάνω ορθές και διατμητικές τάσεις στο επίπεδο θραύσης AB μπορούν να απεικονιστούν σε διάγραμμα κυρίων τάσεων σ_1, σ_3 με τη μορφή που παρουσιάζεται στο Σχ. 72 ενώ σε διάγραμμα κυρίων και διατμητικών τάσεων αποδίδεται με τον κύκλο Mohr και την εξίσωση $\tau = c + \sigma_n \tan \phi$ του Coulomb (Σχ. 73).



Σχ. 72. Ανάλυση των τάσεων στο κεκλιμένο επίπεδο AB, όταν οι πλευρές ΓΒ αι ΓΑ συμπίπτουν με τις διευθύνσεις των κύριων τάσεων σ_1 και σ_3 .



Σχ. 74. Εμπειρικό κριτήριο αστοχίας Hoek-Brown (Hoek-Brown, 1981)

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m\sigma_c\sigma_3 + s\sigma_c^2} \quad (161)$$

με τις: σ_c = η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη του πετρώματος

m, s = σταθερές που εξαρτώνται από τις ιδιότητες του βράχου και από το βαθμό μικρορωγμών του βράχου πριν υποβληθεί στις τάσεις σ_1 και σ_3 .

Η αντοχή σε θλίψη του δοκιμίου προσδιορίζεται μ' αυτό το κριτήριο αν θέσουμε $\sigma_3=0$ προς:

$$\sigma_{cm} = \sigma_c \sqrt{s} \quad (162)$$

όπου για το συμπαγή βράχο έχουμε $\sigma_{cm}=\sigma_c$ $s=1$, για τον ασυνεχή βράχο $s<1$ και τον κερματισμένο βράχο $s=0$ (Μαραγγός, 2003).

Η αντοχή σε εφελκυσμό του δοκιμίου προσδιορίζεται προς:

$$\sigma'_{tm} = \frac{\sigma_c}{2} (m - \sqrt{m^2 + 4s}) \quad (163)$$

αν θέσουμε στο κριτήριο $\sigma_1=0$ και λύσουμε την εξίσωση ως προς σ_3 .

Το 1992 οι Hoek και Brown τροποποίησαν το κριτήριό τους, σε:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + [m_b \frac{\sigma_c}{2} + s]^a \sigma_c \quad (164)$$

όπου η παράμετρος m αντικαθίσταται με την m_b . Αυτό έγινε γιατί πρόσθετα στοιχεία έδειξαν ότι η αρχική σχέση ισχύει για καλής ποιότητας βράχο. Στην περίπτωση πυκνά κατατμημένου βράχου η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + [m_b \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + s]^{0.5} \cdot \sigma_c = \sigma_3 + \sqrt{m_b \cdot \sigma_c \cdot \sigma_3 + s \sigma_c^2} \quad (165)$$

Για φτωχής ποιότητας βράχο, η αντοχή σε εφελκυσμό και η συνοχή του είναι μηδενικές. Σ' αυτήν την περίπτωση έχουμε $s=0$ και

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_c (m_b \frac{\sigma_3}{\sigma_c})^a \quad (166)$$

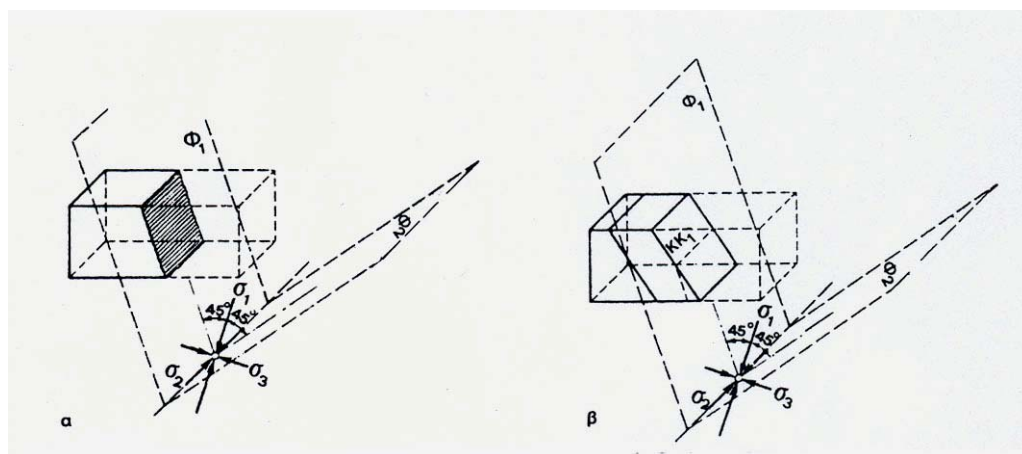
• Σύνθετα κριτήρια αστοχίας

Με προβλήματα ευστάθειας **σύνθετων κριτηρίων θραύσης** ασχολήθηκε ο Müller (1963). Ο Müller διακρίνει πέντε βασικές περιπτώσεις:

- **Συμπαγής βράχος.** Ο βράχος αστοχεί στις επιφάνειες εκείνες στις διευθύνσεις των οποίων αναπτύσσονται οι μέγιστες διατμητικές τάσεις (Σχ. 75α). Στην περίπτωση

αυτή η αντοχή του βράχου είναι ίση με τη διατμητική αντοχή του συμπαγούς βράχου ($c' \neq 0$) και

$$\tau_f = c' + \sigma_{NE} \varphi_{OL} \quad (167)$$



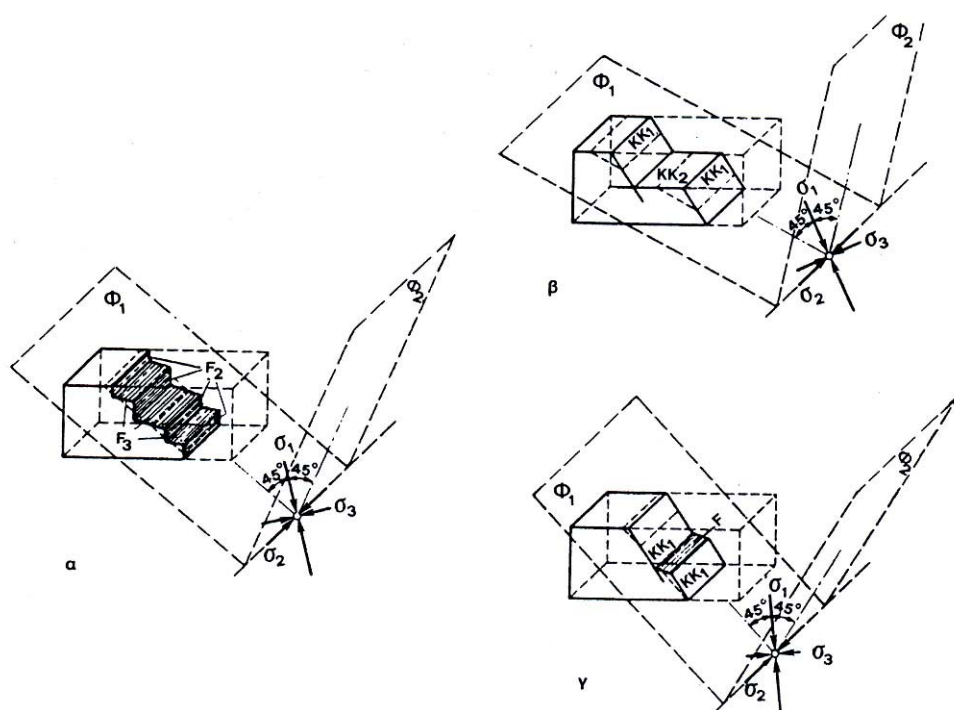
Σχ. 75. Μορφές αστοχίας. α) Διατμητική αστοχία συμπαγούς βράχου, β) Αστοχία βράχου με δέσμη διακλάσεων (Müller, 1963)

- Ο βράχος κατατέμνεται από μια δέσμη ασυνεχειών (διακλάσεων) η διεύθυνση των οποίων χαρακτηρίζει την προχωραγμένη επιφάνεια θραύσης, όπου έχουμε ($c'=0$). Η αντοχή του αντιστοιχεί στην αντοχή των διακλάσεων εξαιτίας της τριβής (Σχ. 75β). Εδώ έχουμε:

$$T_f = \sigma_N \epsilon \phi \phi_{SA} \quad (168)$$

- Ο βράχος κατατέμνεται από δυο και περισσότερες δέσμες ασυνεχειών. Η τροχιά θραύσης για τον προσανατολισμό του τασικού πεδίου τείνει να πλησιάσει τη διεύθυνση των επιφανειών στις οποίες αναπτύσσονται οι μέγιστες διατμητικές τάσεις (Σχ. 76α). Η αντοχή του βράχου σ' αυτήν την περίπτωση είναι ίση με το διανυσματικό άθροισμα της διατμητικής αντοχής των επιφανειών F_3 και της εφελκυστικής αντοχής σ'_{tenr} των επιπέδων F_2 . Η δύναμη B που αντιστέκεται στη θραύση είναι:

$$\vec{B} = \Sigma F_3 (c' + \vec{\sigma}_n \cdot \epsilon \phi \phi_{OL}) + \Sigma F_2 \cdot \vec{\sigma}_{tenr} \quad (169)$$



Σχ. 76. Μορφές αστοχίας, α) Κλιμακωτή επιφάνεια θραύσης, β) Μορφή αστοχίας σε βράχο με δύο δέσμες διακλάσεων, γ) Μορφή αστοχίας σε βράχο με ατελώς ανεπτυγμένη δέσμη διακλάσεων (Müller, 1963)

- Ο βράχος χαρακτηρίζεται από επίπεδα ασυνεχειών με διαφορετική θέση στο χώρο (Σχ. 76β). Η τροχιά θραύσης και η αντίσταση B προσδιορίζεται όμοια με την προηγούμενη περίπτωση.
- Ο βράχος χαρακτηρίζεται από ατελώς αναπτυγμένη δέσμη ασυνεχειών ΚΚ₁ (Σχ. 76γ). Η αντοχή του βράχου σ' αυτήν την περίπτωση προέρχεται κατά το μεγαλύτερο μέρος της, από τη διατμητική αντοχή του υγιούς βράχου που υπάρχει στις συμπαγείς γέφυρες και κατά ένα μέρος από την αντοχή σε εφελκυσμό των ασυνεχειών.

iv. Πτυχωσιγενείς και Ρηξιγενείς Τεκτονικές δομές στη βραχώμαζα

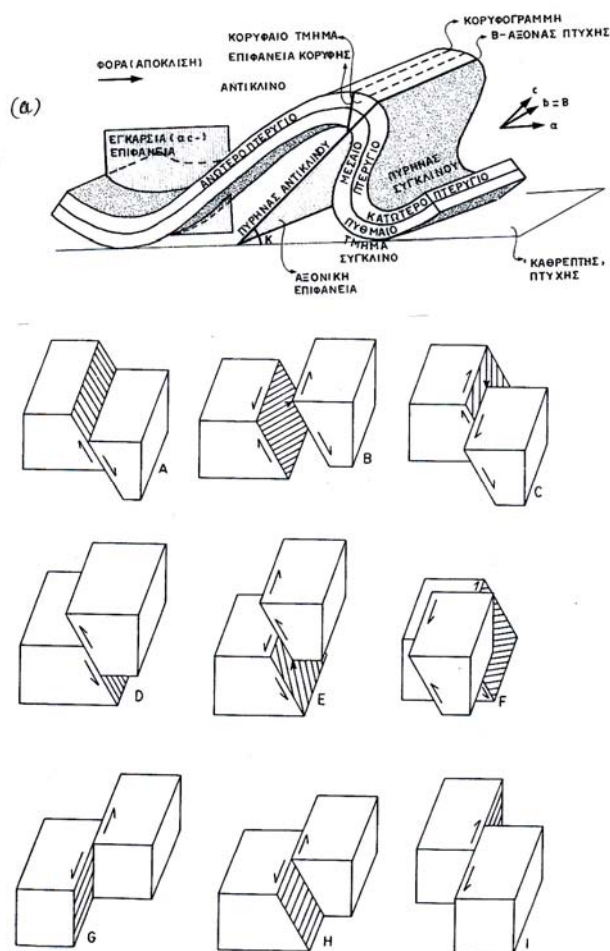
α. Γενικά στοιχεία

Τα βραχώδη πετρώματα κατά τη διάρκεια της γεωλογικής τους ιστορίας βρέθηκαν επανειλημμένα κάτω από την επίδραση εσωτερικών δυνάμεων της γης (τεκτονικών δυνάμεων), οι οποίες τα μεταμόρφωσαν (πολλές φορές) τα παραμόρφωσαν (αλλάζοντας την αρχική τοποθέτησή τους στο χώρο) και τα διέρρηξαν, στη συνέχεια. Αποτέλεσμα όλων αυτών των δράσεων ήταν η δημιουργία σ' αυτά **τεκτονικών δομών** κατά τη διάρκεια των ορογενετικών φάσεων και μετά απ' αυτές. Οι τεκτονικές αυτές δομές διακρίνονται σε **πτυχωσιγενείς δομές** (μικρο- και μακροπτυχές) και **ρηξιγενείς δομές** (ρήγματα και διακλάσεις). Οι πτυχωσιγενείς δομές δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια των ορογενετικών φάσεων της γης, όταν πάνω σ' αυτήν επικρατούσε συμπιεστικό τασικό πεδίο. Οι μεγάλες ρηξιγενείς δομές όπως οι επωθήσεις, οι εφιππεύσεις, τα ανάστροφα ρήγματα και τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια που επικρατούσε συμπιεστική τεκτονική, ενώ τα κανονικά ρήγματα δημιουργήθηκαν μετά την ολοκλήρωση των ξεχωριστών ορογενετικών φάσεων, όταν στις περιοχές που εντοπίζονται κυριαρχούσε εφελκυστικό τασικό πεδίο. Οι μικρότερες ρηξιγενείς δομές, οι διακλάσεις, που συνοδεύουν τις μεγάλες ρηξιγενείς δομές, δημιουργήθηκαν τόσο σε συμπιεστικό, όσο και εφελκυστικό καθεστώς τάσεων.

Σε κάθε πτυχή διακρίνουμε επιμέρους στοιχεία (Σχ. 77α) όπως:

- Το **αντίκλινο**. Το μέρος του κυρτού τμήματος της πτυχής. Στο εσωτερικό, στον πυρήνα του αντικλίνου βρίσκονται τα παλιότερα, γεωλογικά, πετρώματα.
- Το **σύγκλινο**. Το κοίλο μέρος της πτυχής. Στο εσωτερικό, στον πυρήνα του σύγκλινου βρίσκονται τα νεότερα, γεωλογικά στρώματα.

- Τις **πτέρυγες** της πτυχής. Είναι οι πλευρές του αντικλίνου και συγκλίνου. Εμφανίζονται συνήθως με αντίθετη διεύθυνση κλίσης και το ίδιο ή διαφορετικό μέτρο κλίσης.
- Τον **άξονα** της πτυχής (B-άξονας). Η νοητή ευθεία που συνδέει τα σημεία των ισχυρότερων κάμψεων των στρωμάτων της πτυχής.
- Το **Αξονικό Επίπεδο**. Το νοητό επίπεδο που ορίζεται από τους B-Άξονες. Μπορεί να είναι επιφάνεια επίπεδη ή κεκαμένη.
- Το **Μήκος κύματος** της πτυχής. Χαρακτηρίζεται η απόσταση δύο αξονικών επιφανειών δύο διαδοχικών αντικλίνων ή συγκλίνων.

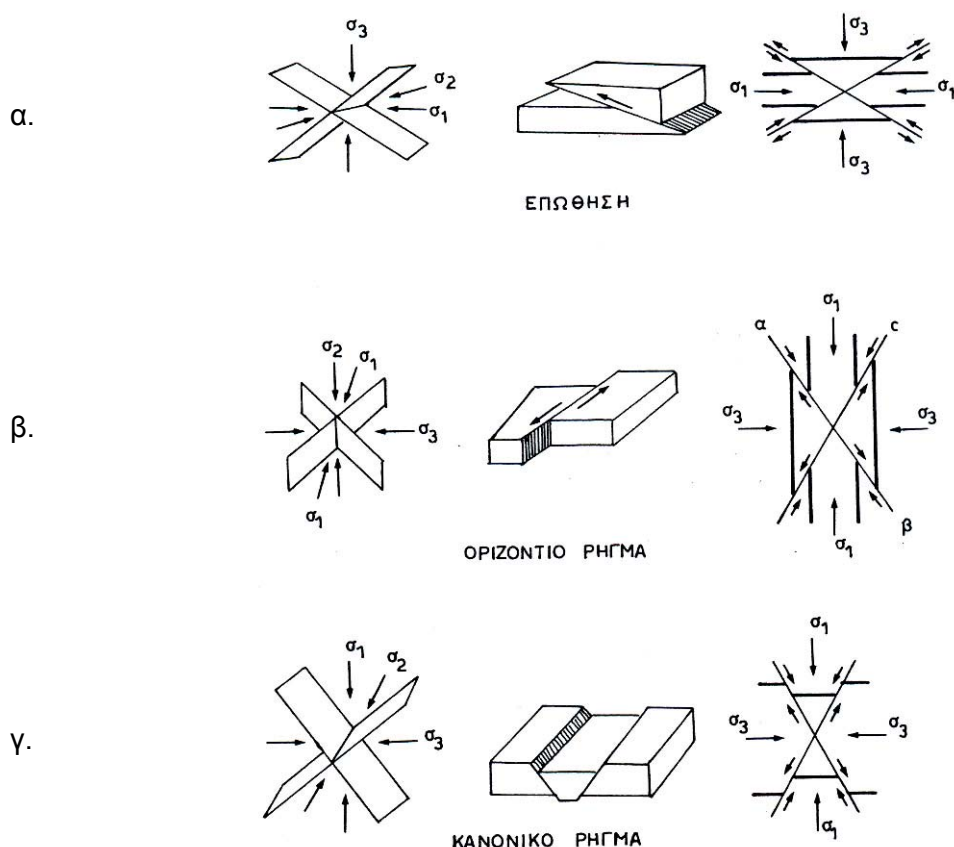


Σχ. 77α. Στοιχεία υφής των πτυχών (Tollmann, 1973), β. Κυριότεροι τύποι ρηγμάτων. A. κανονικό ρήγμα, B. πλάγιο κανονικό αριστερόστροφο ρήγμα, C. Πλάγιο κανονικό δεξιόστροφο ρήγμα, D. Ανάστροφο ρήγμα. E. πλάγιο ανάστροφο αριστερόστροφο ρήγμα, F. πλάγιο ανάστροφο δεξιόστροφο ρήγμα, G. Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, H. ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με κεκλιμένη ρηξιγενή επιφάνεια (αριστερόστροφο), I. ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με κατακόρυφη ρηξιγενή επιφάνεια δεξιόστροφο (Κίλιας 19).

Η γνώση των πτυχοσιγενών δομών έχει μεγάλη σημασία για την επιλογή της θέσης και των συνθηκών θεμελίωσης των τεχνικών έργων. Κυρίως αυτών που παρουσιάζουν προβλήματα ευστάθειας και αυτών που παρουσιάζουν προβλήματα υψηλής διαπερατότητας και υδραυλικής επικοινωνίας.

Οι ρηξιγενείς δομές που έχουν αποτυπωθεί πάνω στη βραχώμαζα είναι διαρρήξεις που έχουν διακόψει τη συνέχεια του πετρώματος και έχουν δημιουργήσει διαχωριστικές επιφάνειες και ζώνες κατά μήκος των οποίων η βραχώμαζα παρουσιάζει μικρότερη διατμητική αντοχή και μηχανική συμπεριφορά, τέτοια ώστε να χαρακτηρίζεται ως μηχανικά ανισότροπη.

Ως μεγάλες ρηξιγενείς δομές χαρακτηρίζονται τα ρήγματα, ανεξάρτητα με ποιο καθεστώς τάσεων δημιουργήθηκαν (Σχ. 78). Είναι θραύσεις της βραχώμαζας, που προκλήθηκαν (έστω και δευτερογενώς) από τη δράση διατμητικών τάσεων, ως αποτέλεσμα συμπιεστικών ή εφελκυστικών κυρίων τάσεων και έχουν προκαλέσει μετακίνηση του ενός τεμάχους πάνω στο άλλο κατά μήκος της διατμητικής επιφάνειας θραύσης. Ο μέγιστος εφελκυσμός έχει προκληθεί κατά τη διεύθυνση της μικρότερης κύριας τάσης σ_3 .

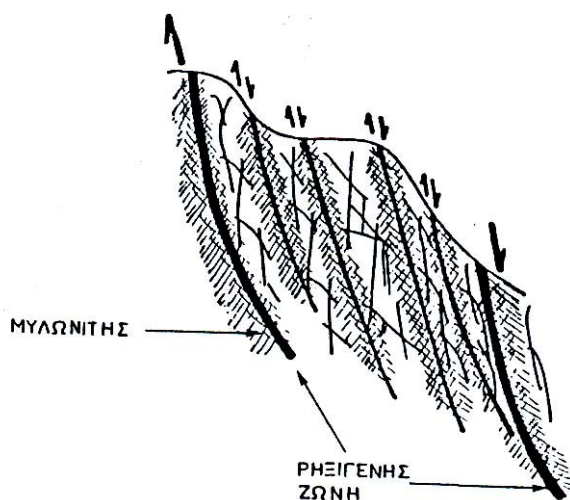


Σχ. 78. Κατανομή των τάσεων στα ανάστροφα (α), οριζόντια (β) και κανονικά (γ) ρήγματα (Hills, 1970)

Μέσα στα ρήγματα, ή σε ζώνες ρηγμάτων παρατηρούνται συνήθως ισχυρά τεκτονισμένα μέλη (θραύσματα) των πετρωμάτων που παραμορφώνονται και που συνοδεύονται με υλικά που αποθέτει το νερό που κυκλοφορεί σ' αυτά. Τα υλικά αυτά αποτελούν το υλικό πλήρωσης της ρηξιγενούς ζώνης. Από την ισχυρή τριβή που αναπτύσσεται στις επιφάνειες των ρηγμάτων εξαιτίας της διατμητικής κίνησης των δύο τεμαχών δημιουργείται εκατέρωθεν ένα τεκτονικό λατυπτοπαγές. Η χαλαρή μορφή ενός τέτοιου τεκτονικού λατυπτοπαγούς χαρακτηρίζεται ως κατακλαστίτης. Είναι προϊόν δημιουργίας κανονικών ρηγμάτων.

Με την αύξηση της παραμόρφωσης, που συμβαίνει συνήθως σε μεγάλα βάθη κάτω από καθεστώς συμπίεστικών τάσεων, το τεκτονικό αυτό λατυπτοπαγές μπορεί να μετατραπεί σε μυλωνίτη έως και υπερμυλωνίτη (Σχ. 79). Είναι ένα εντελώς λεπτόκοκκο υλικό, στην περιοχή της ιλύος και της αργίλου με παρουσία φυλλόμορφων αργιλικών ορυκτών.

Ακόμη συχνή είναι η εμφάνιση δέσμης διαδοχικών ρηξιγενών επιφανειών μεταξύ δύο κύριων ακραίων ρηγμάτων, που χαρακτηρίζουν μια **ρηξιγενή ζώνη** (Σχ. 79)



Σχ. 79. Απεικόνιση ρηξιγενούς ζώνης με τα συνοδά ρήγματα μεταξύ δύο κύριων μεταπτωτικών ρηγμάτων (Κίλιας, 1985).

Οι μεγάλες ρηξιγενείς δομές έχουν πολύ μεγάλη σημασία για την ασφάλεια μεγάλων τεχνικών έργων. Οποιαδήποτε θεμελίωση κατά μήκος μιας μεγάλης τέτοιας ρηξιγενούς δομής κινδυνεύει να διαρρηχθεί κάτω από τη δράση διατμητικών τάσεων που θα αναπτυχθούν στις επιφάνειες του ενεργού αυτού ρήγματος κατά τη διάρκεια ενός μεγάλου σεισμού. Η γεωλογική χαρτογράφηση και ο εντοπισμός ανάλογων

μεγάλων ρηξιγενών δομών, που θα χαρακτηριστούν από το γεωλόγο ως ενεργές, είναι πρωταρχικής σημασίας πριν από κάθε επιλογή της οριστικής θέσης θεμελίωσης του τεχνικού έργου. Γεωλογικό πλεονέκτημα σ' αυτήν την περίπτωση παίζει το γεγονός, ότι οι δομές αυτές παρουσιάζουν πολύ μικρή πυκνότητα εμφάνισης, οπότε δίνεται η δυνατότητα, στο γνώστη της γεωλογικής δομής του υποβάθρου θεμελίωσης, να μετακινήσει ανάντη ή κατάντη της ρηξιγενούς δομής τη θέση θεμελίωσης του τεχνικού έργου.

Η βραχώμαζα, όμως, δεν έχει διαρρηχθεί μόνο από τις μεγάλες αυτές διαρρήξεις, αλλά από ένα πλήθος μικρότερων διαρρήξεων, επιφανειών με τα ίδια ή ελαφρώς παρεκκλίνοντα γεωμετρικά στοιχεία (παράταξη και κλίση) μ' αυτά των μεγάλων διαρρήξεων που τις συνοδεύουν. Στις μικρές αυτές διαρρήξεις τις **διακλάσεις** δε λαμβάνει χώρα και μετατόπιση των αποχωρισθέντων τεμαχίων. Είναι **ασυνέχειες** της βραχώμαζας που έχουν διακόψει το συνεκτικό της δεσμό και ανάλογα με την πυκνότητα και την ανάπτυξή τους, έχουν χαλαρώσει λίγο ή πολύ τη βραχώμαζα και έχουν μειώσει ανάλογα τη διατμητική της αντοχή. Η λεπτομερής περιγραφή των ασυνεχειών-διακλάσεων που έχουν αποτυπωθεί στη βραχώμαζα έχει πολύ μεγάλη σημασία, γιατί, σε κλίμακα τεχνικού έργου, οι επιφάνειες αυτές είναι εκείνες που επηρεάζουν ουσιαστικά τις συνθήκες θεμελίωσης του τεχνικού έργου πάνω στο βράχο και τη συμπεριφορά της βραχώμαζας πάνω σ' αυτό.

Οι διακλάσεις μπορεί να είναι ανοιχτές, ή κλειστές, μικρού ή μεγάλου μήκους, με ή χωρίς υλικό πλήρωσης, με αποσαθρωμένες ή χωρίς αποσάθρωση επιφάνειες, τραχείες ή λείες, κλπ, στοιχεία τα οποία θα πρέπει να περιγράψουμε με μεγάλη λεπτομέρεια, προκειμένου να αποκομίσουμε γνώση που θα βοηθήσει στην εξασφάλιση της ασφάλειας του έργου και τη μείωση του κόστους της κατασκευής του.

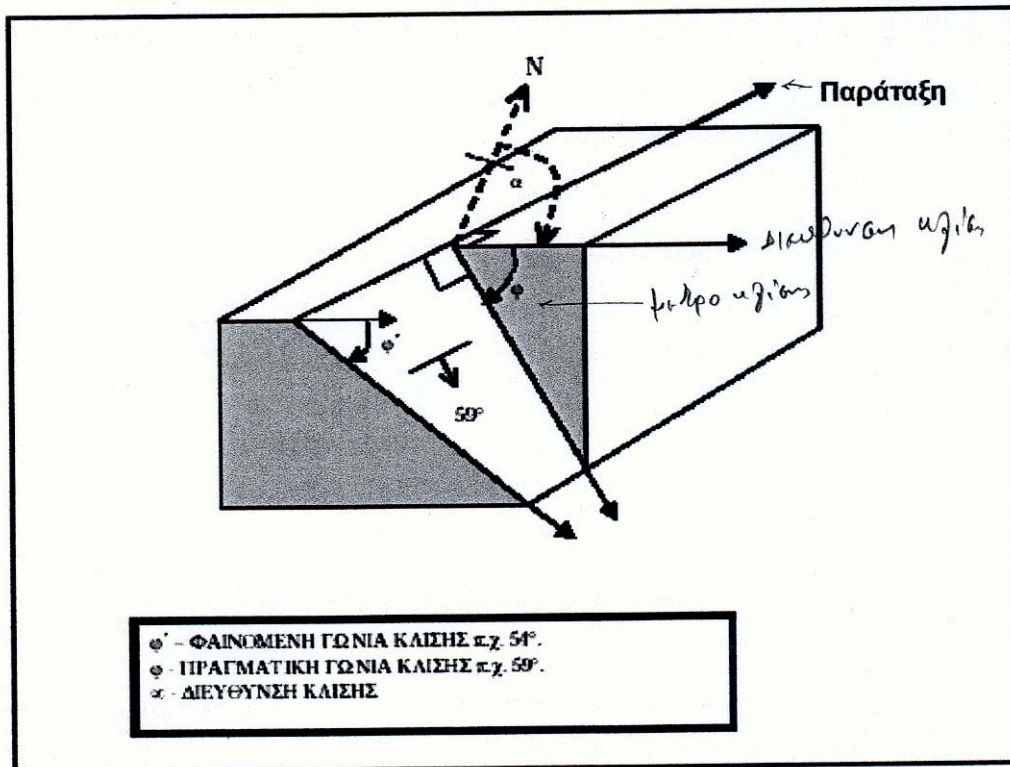
1. Περιγραφή ασυνεχειών (διακλάσεων)

➤ Προσανατολισμός ασυνεχειών

Ο προσανατολισμός των ασυνεχειών ορίζεται με τον προσδιορισμό των γεωμετρικών στοιχείων της επιφάνειάς τους που είναι η **παράταξη**, η **διεύθυνση κλίσης** και το **μέτρο της κλίσης** της επιφάνειας (Σχ. 80).

- **Παράταξη** είναι η γωνία που σχηματίζει η τομή της επιφάνειας με το οριζόντιο επίπεδο με το γεωγραφικό βορά.
- **Διεύθυνση κλίσης** ή αζιμούθιο είναι η γωνία που σχηματίζει η κάθετος στην παράταξη της επιφάνειας πάνω στο οριζόντιο επίπεδο με το γεωγραφικό βορά μετρούμενη δεξιόστροφα.

- **Μέτρο κλίσης** της επιφάνειας είναι η γωνία που σχηματίζει η κάθετος στην παράταξη πάνω στο επίπεδο βύθισης της επιφάνειας (Σχ. 80).

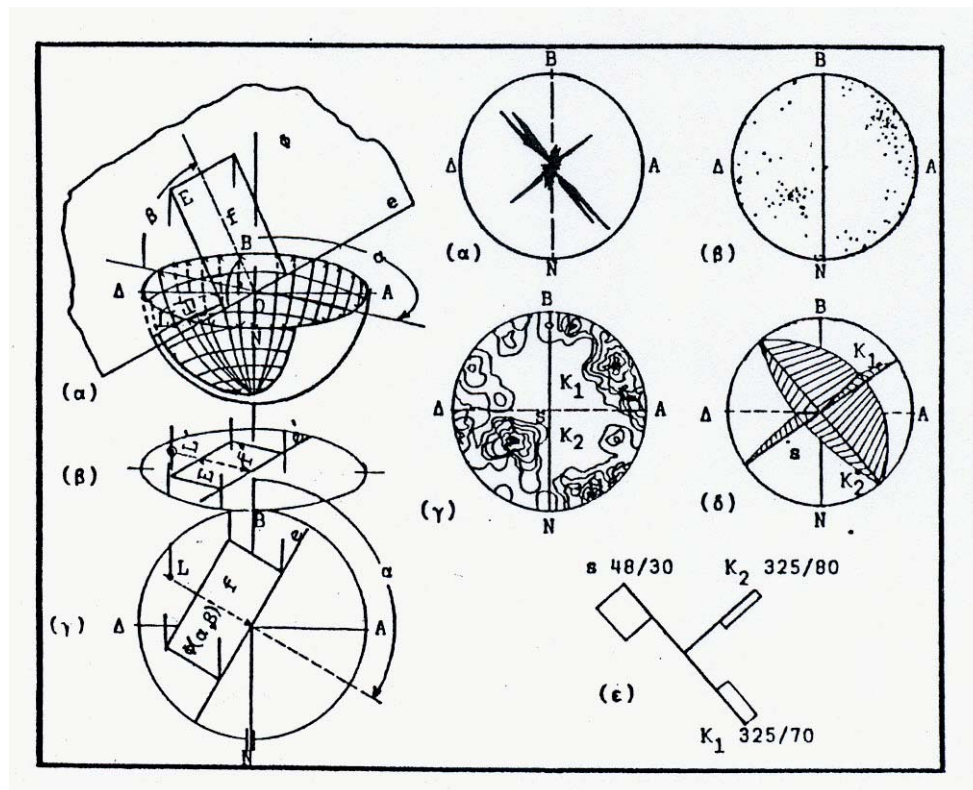


Σχ. 80. Γεωμετρικά στοιχεία ασυνεχειών της βραχώμαζας

Κατά την περιγραφή του προσανατολισμού της επιφάνειας δίνονται οι χαρακτηρισμοί:

- **Του είδους της ασυνέχειας**
 - Επιφάνειες στρώσης (ss ή Ss), επιφάνειες σχιστότητας (sf ή Sf), μεγάλες διακλάσεις (GK ή K), Μέσου μήκους – Μικρές διακλάσεις (K ή k), Ρήγματα (st ή St).
- **Της θέσης τους στο χώρο:**
 - Παράταξη και κλίση (π.χ. 40° / 20° NA ή 130° / 20°)
- **Του μεγέθους τους**
 - Μήκος σε m ή επιφάνεια σε m²

Η παράσταση των ασυνεχειών γίνεται με απεικόνιση αυτών σε σφαιρική προβολή με τη βοήθεια δικτύου Schmidt (Σχ. 81) τόσο με μορφή πόλων όσο και με τη μορφή μεγίστων κύκλων με block diagrams



Σχ. 81. Μορφές στατιστικής απεικόνισης των στοιχείων δομής της βραχώμαζας (Müller, 1963).

Όταν η διεύθυνση του τεχνικού έργου δεν ταυτίζεται με τη διεύθυνση κλίσης των γεωλογικών στρωμάτων ή των ασυνεχειών, τότε θα πρέπει να λαμβάνεται κατ' αυτήν τη διεύθυνση το φαινόμενο μέτρο κλίσης αυτών των επιφανειών που διαφέρει λίγο ή πολύ από το πραγματικό. Η αναγωγή αυτή γίνεται με τη βοήθεια της σχέσης:

$$\varepsilon\varphi\varphi_r = \varepsilon\varphi\alpha \cdot \sigma\upsilon\nu\beta \quad (170)$$

όπου:

φ_r = φαινόμενη γωνία κλίσης της επιφάνειας ($^{\circ}$ C)

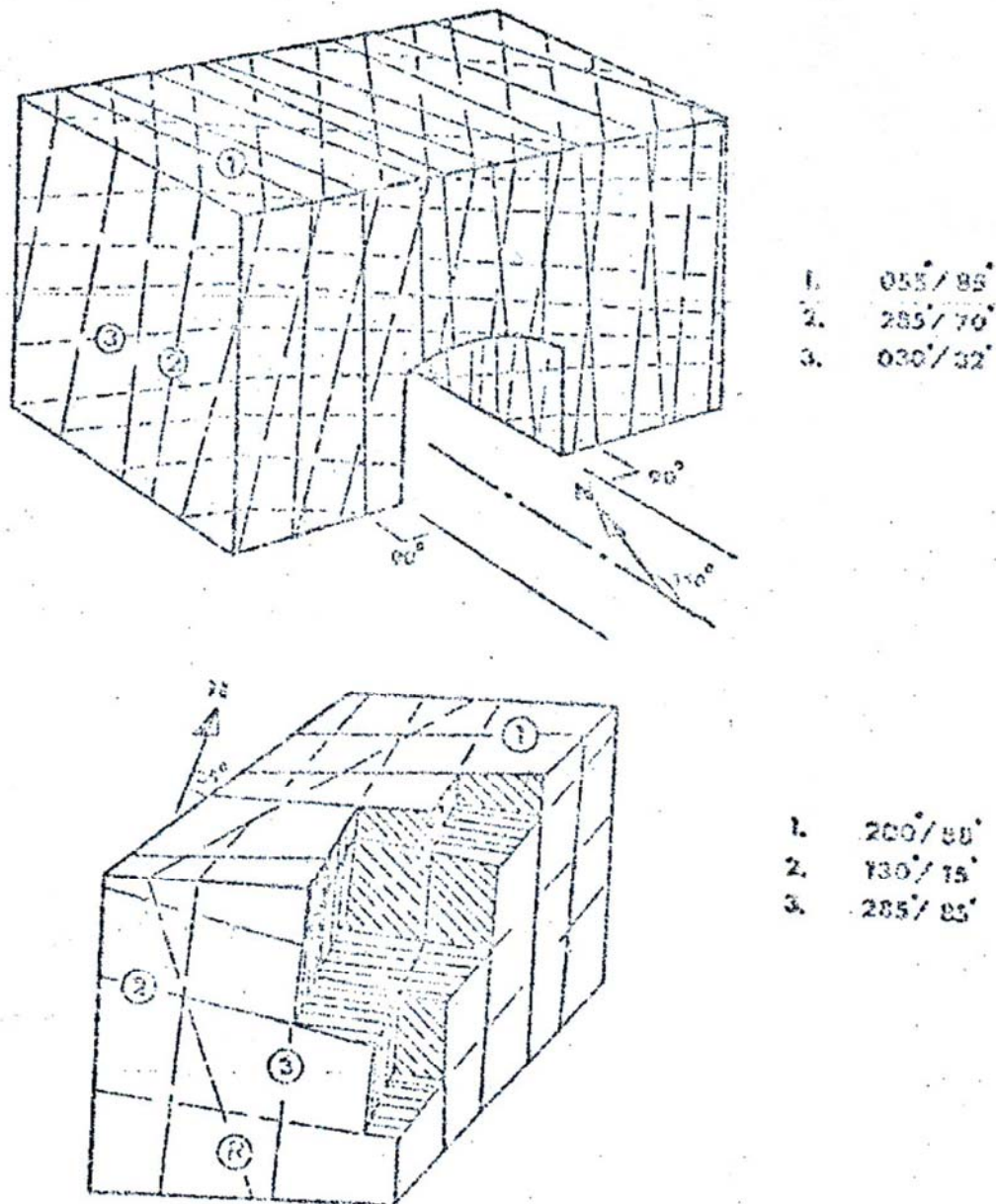
α = πραγματική γωνία κλίσης της επιφάνειας ($^{\circ}$)

β = 90° μείον τη μικρότερη γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στη διεύθυνση της τομής, ή του τεχνικού έργου και την παράταξη της επιφάνειας ($^{\circ}$)

ή με τη χρήση Νομογράμματος (Σχ. 83) ή ακόμη και με τη βοήθεια του δικτύου Schmidt.

Από την παράσταση των ασυνεχειών με μορφή πόλων στο δίκτυο Schmidt προκύπτουν συγκεντρώσεις πόλων με διασπορά που ορίζεται από τις ισόπυκνες καμπύλες. Από τη θέση μέγιστης συγκέντρωσης πόλων σε διαφορετικές περιοχές του δικτύου διαχωρίζονται οικογένειες διακλάσεων ή αθροίσματα διακλάσεων ή συστήματα διακλάσεων, που για τον προσανατολισμό των ατόμων που ανήκουν σε καθένα ξεχωριστά σύστημα δεχόμαστε τον προσανατολισμό του σημείου μέγιστης

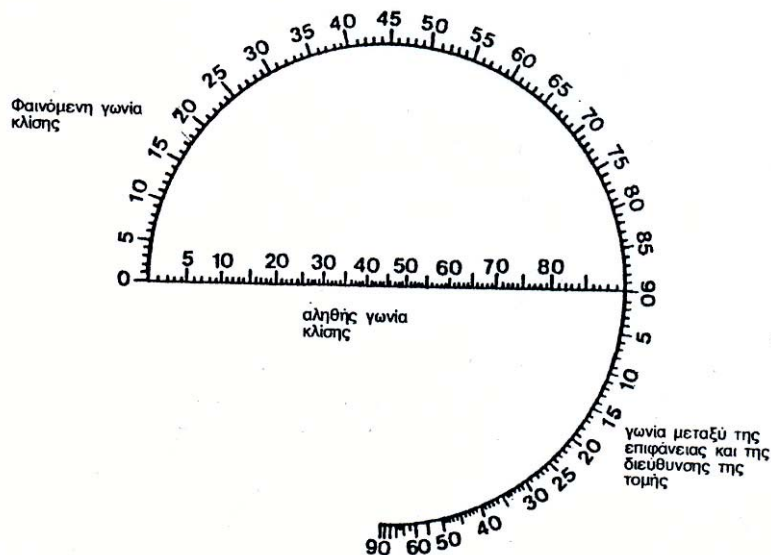
συγκέντρωσης του συστήματος. Η παραπάνω αναγωγή γίνεται για καθαρά τεχνικούς λόγους, αφού για τη μελέτη της συμπεριφοράς της βραχώμαζας απέναντι στην ασφάλεια της θεμελίωσης των τεχνικών έργων δε μπορούμε να δουλεύουμε με καθένα άτομο ασυνέχειας του συστήματος ξεχωριστά.



Σχ. 82. Απεικόνιση προσανατολισμού ασυνεχειών σε bloc diagrams και τη σχέση τους με το τεχνικό έργο (σήραγγα, πρανές)

Για την ταξινόμηση των ασυνεχειών και ιδιαίτερα των διακλάσεων λαμβάνουμε υπόψη μας και το μήκος των ιχνών τους στην επιφάνεια που εντοπίζονται. Έτσι διακρίνουμε τις διακλάσεις-κατατμήσεις σε:

- Μικροδιακλάσεις (k_0) με μήκος < 20 cm
- Μικροδιακλάσεις (k_1) με μήκος $< 1,0$ m
- Μεσοδιακλάσεις (k_2) με μήκος $< 5,0$ m
- Μεγαδιακλάσεις (k_3) με μήκος $> 5,0$ m



Σχ. 83. Νομόγραμμα αναγωγής της φαινόμενης γωνίας κλίσης μιας επιφάνειας με την πραγματική της γωνία κλίσης

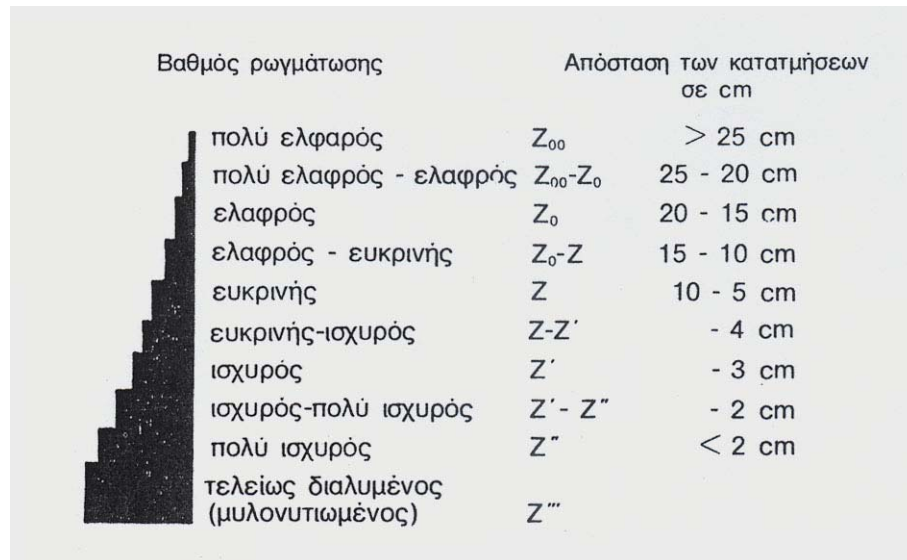
ο Πυκνότητα ασυνεχειών

Το πλήθος των συστημάτων διακλάσεων τα οποία έχουν αποτυπωθεί πάνω στη βραχώμαζα κατά τη διάρκεια της γεωλογικής της ιστορία και τη διαρρηγνύουν, με την πυκνότητα που αυτά παρουσιάζουν, καθορίζουν και τη μηχανική ισοτροπία ή ανισοτροπία της. Έτσι οι διακλάσεις διακρίνονται παραπέρα ως:

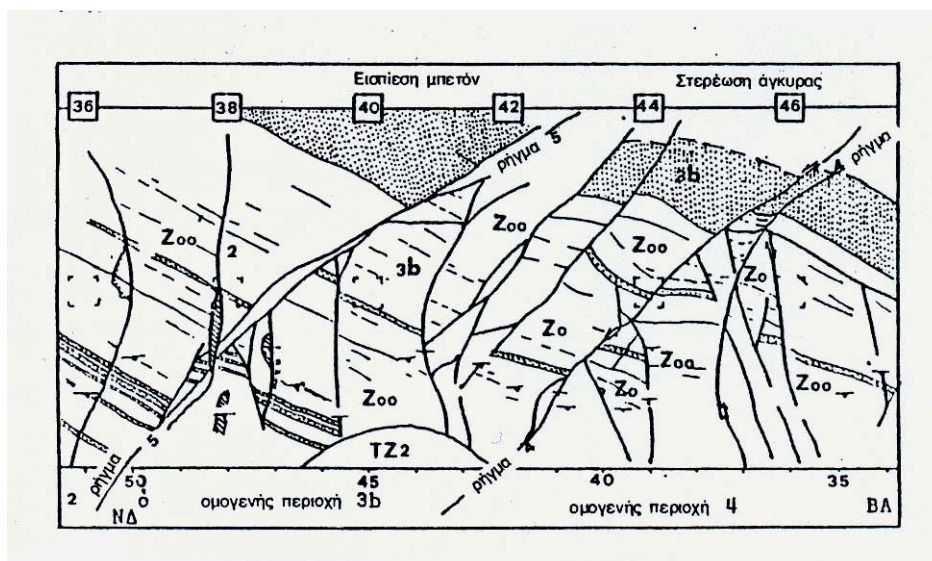
- Μηχανικά δραστικές (ανοιχτές, μη θεραπευμένες)
- Ενδεχόμενα μηχανικά δραστικές
- Μη δραστικές

Κατά την αξιολόγηση της πυκνότητας των ασυνεχειών της βραχώμαζας έχει σημασία να γνωρίζουμε και τα μήκη των ασυνεχειών, για να μπορούμε στη συνέχεια να κάνουμε εκτιμήσεις με τα παραμένοντα υγιή τμήματα (γέφυρες) της βραχώμαζας. Τέτοια στοιχεία δε μπορούμε να γνωρίζουμε, όταν αξιολογούμε πυρήνες (καρότα) γεωτρήσεων. Οι διακλάσεις που εμφανίζονται σ' αυτά έχουν μήκη που αντιστοιχούν σε διακλάσεις k_0 και k_1 . Έτσι για να αποδώσουμε την πυκνότητα των μικρών αυτών ασυνεχειών που παίρνουμε από καρότα ή χαρτογραφούμε στη φύση,

χρησιμοποιούμε το βαθμό ρωγμάτωσης (**Z**) της βραχόμαζας με παραπέρα επιμέρους διακρίσεις. Επειδή ως πυκνότητα ασυνεχειών δεχόμαστε ότι είναι το πηλίκο του πλήθους των ατόμων διακλάσεων που συναντώνται κατά μήκος μιας προσανατολισμένης ευθείας προς το μήκος αυτής της ευθείας ο βαθμός ρωγμάτωσης θα έχει μονάδες μήκους. Στο Σχ. 84 δίνεται ένα ιστόγραμμα των επιμέρους διακρίσεων του Z που χρησιμοποιείται και στο υπόμνημα γεωλογικών χαρτών και σε Profil γεωτρήσεων (Σχ. 85).



Σχ. 84. Ιστόγραμμα απεικόνισης του βαθμού ρωγμάτωσης (Z) της βραχόμαζας



Σχ. 85. Τεχνικογεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:50

Στην περιγραφή της πυκνότητας των ασυνεχειών και της ποιότητας της βραχόμαζας που αξιολογείται από profil γεωτρήσεων εκτός από το βαθμό ρωγμάτωσης χρησιμοποιούμε και το **Δείκτη Ποιότητας Βράχου R.Q.D.** (Rock quality designation index) που προτάθηκε από το Deere (Deere et al 1967). Ο R.Q.D. ορίζεται ως:

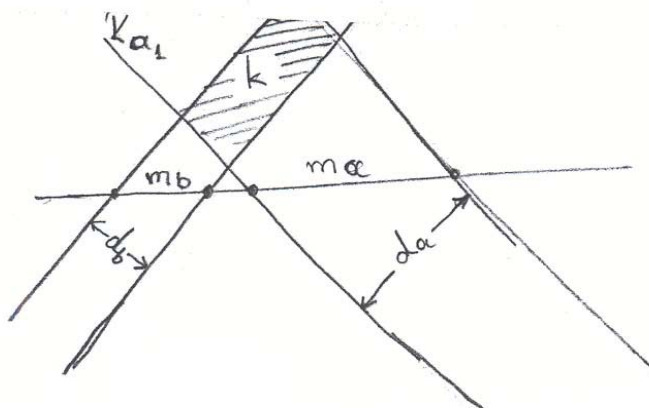
$$R.Q.D. = \frac{\text{άθροισμα του μήκους όλων των τμημάτων του πυρήνα γεωτρήσεων με μήκος} > 10 \text{ cm}}{\text{ολικό μήκος πυρήνα}}$$

Και χρησιμοποιείται για την ταξινόμηση βραχόμαζας στα υπόγεια έργα (Πίνακας 29).

Πίνακας 29.
Ταξινόμηση βραχόμαζας από τιμές R.Q.D.

RQD	Χαρακτηρισμός
0-25%	Πολύ κακή βραχόμαζα (ισχυρά χαλαρωμένη)
25-50%	Κακή βραχόμαζα (ισχυρά κατατμημένη)
50-75%	Βραχόμαζα μέσης ποιότητας (μέτρια, κατατμημένη)
75-90%	Καλής ποιότητας βραχόμαζα (ελαφρά κατατμημένη)
90-100%	Πολύ καλής ποιότητα βραχόμαζα (πολύ ελαφρά κατατμημένη)

Γίνεται επομένως αμέσως κατανοητό ότι η πυκνότητα των ασυνεχειών που μετράμε κατά μήκος της προσανατολισμένης αυτής ευθείας είναι η φαινόμενη πυκνότητα αυτών και όχι η πραγματική. Η πραγματική προκύπτει υπολογίζοντας τη μέση κάθετη απόσταση (d) των ασυνεχειών. Η παραπάνω σχέση γίνεται κατανοητή από την παράσταση των ασυνεχειών στο Σχ. 86.

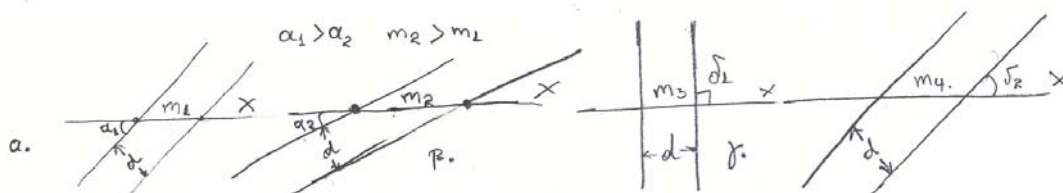


Σχ. 86. Τμήματα των επιμέρους ασυνεχειών που καθορίζουν το μέσο φαινόμενο συντελεστή ρωγμάτωσης

Διαπιστώνεται ότι συστήματα ασυνεχειών με την ίδια μέση κάθε απόσταση των ιχνών τους και ως εκ τούτου τον ίδιο **πραγματικό συντελεστή ρωγμάτωσης**

$k_{\text{real}} = \frac{1}{d_i}$ έχουν διαφορετικούς **φαινόμενους συντελεστές ρωγμάτωσης** $k_{\text{imag}} =$

$\frac{1}{m_i}$. Τα παραπάνω αποδίδονται σχηματικά στο Σχ. 87.



Σχ. 87. Σχέση της τιμής του φαινόμενου συντελεστή ρωγμάτωσης σε συστήματα ασυνεχειών με τον ίδιο πραγματικό συντελεστή ρωγμάτωσης (α) και (β) από τη μέση γωνία κλίσης της ασυνέχειας $k_{i1} > k_{i2}$ (γ) και (δ) από τον προσανατολισμό της ασυνέχειας $k_{i3} > k_{i4}$.

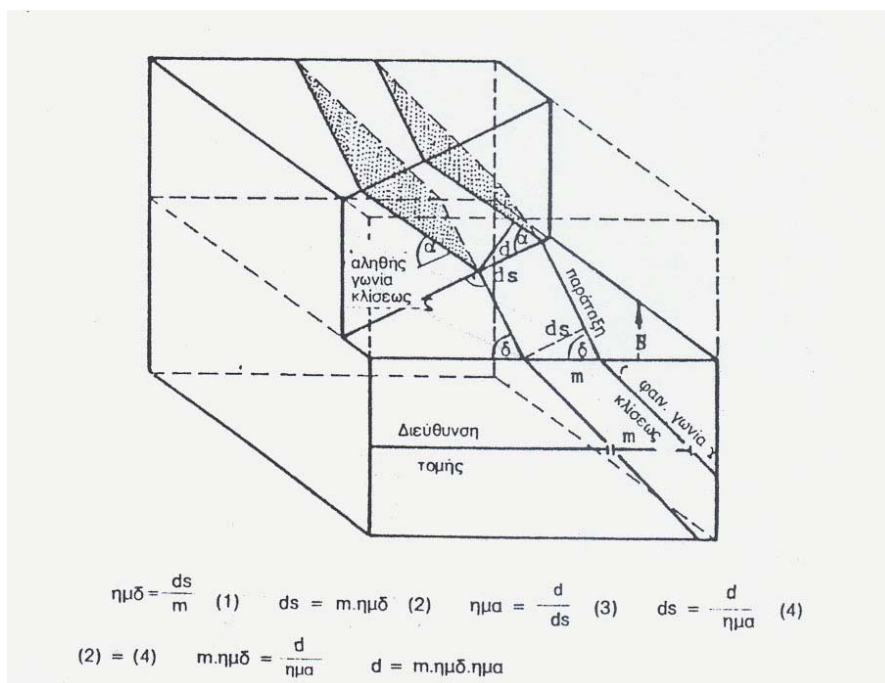
Για να εκφράσουμε όμως την πυκνότητα των ασυνεχειών k_2 και k_3 (τις μεγάλες ασυνέχειες) δε χρησιμοποιούμε το βαθμό ρωγμάτωσης Z , αλλά το Συντελεστή ρωγμάτωσης (k) του Stini. Ο k εκφράζει, όπως και ο Z , το πλήθος των ασυνεχειών (n) που ανήκουν στο ίδιο σύστημα και που συναντώνται κατά μήκος μιας προσανατολισμένης ευθείας, προς το μήκος (L) αυτής της ευθείας και εκφράζει τη

$$k = \frac{n}{L} \text{ (m}^{-1}\text{)} \quad (171)$$

μέση απόσταση αυτών των ασυνεχειών, όπως αυτές αποτυπώνονται στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά πάντοτε κατά μήκος της συγκεκριμένης αυτής προσανατολισμένης ευθείας μέτρησης. Αν αλλάξουμε τον προσανατολισμό αυτής της ευθείας, τότε αλλάζει και η πυκνότητα των ασυνεχειών που ανήκουν σε ξεχωριστό σύστημα.

Η πυκνότητα των ασυνεχειών, και επομένως ο συντελεστής ρωγμάτωσης υπολογίζεται τόσο ξεχωριστά για κάθε ένα σύστημα διακλάσεων όσο και ως μέσος συντελεστής ρωγμάτωσης της βραχόμαζας. Επειδή οι φαινόμενοι συντελεστές ρωγμάτωσης δεν αποδίδουν και την πραγματική διάρρηξη της βραχόμαζας, για να έχουμε αποτελέσματα που μπορούν να συγκριθούν μεταξύ τους, θα πρέπει να κάνουμε αναγωγή στους μέσους πραγματικούς συντελεστές ρωγμάτωσης τους. Στο

Σχ. 88 φαίνεται πως από τη μετρούμενη απόσταση (m) πάνω στην προσανατολισμένη ευθεία x μπορούμε να αναχθούμε στη μέση κάθετη απόσταση (d) αυτών των επιφανειών.



Σχ. 88. Σχηματική παράσταση ασυνεχειών για τον υπολογισμό της κάθετης απόστασης (d) των ασυνεχειών του συστήματος.

Σε μια ερευνούμενη περιοχή παρουσιάζονται συνήθως μικρές και μεγάλες διακλάσεις. Η πυκνότητα των μικρών (k_0 και k_1) διακλάσεων καθενός συστήματος αποδίδεται με το βαθμό ρωγμάτωσης (Z , k_A), ενώ η μέση πυκνότητα των μεγάλων (k_2 , k_3) διακλάσεων με το συντελεστή ρωγμάτωσης k_B . Ο συνολικός μέσος συντελεστής ρωγμάτωσης της βραχόμαζας για το σύστημα k_1 θα είναι:

$$k_{1M} = k_{1A} + k_{1B} \quad (172)$$

Τα παραπάνω ισχύουν για όλα ξεχωριστά τα συστήματα διακλάσεων που αποτυπώνονται στη βραχόμαζα και έχουν διακόψει τη συνέχειά της. Έτσι ο συνολικός μέσος συντελεστής ρωγμάτωσης της βραχόμαζας θα προκύπτει από τη σχέση:

$$k_M = k_{1M} + k_{2M} + \dots + k_{nM} \quad (173)$$

Ο συντελεστής ρωγμάτωσης k_M μπορεί να αποδοθεί και ως συνάρτηση της κάθετης απόστασης d των διακλάσεων αν μετασχηματίσουμε την παραπάνω σχέση σε:

$$k_M = \frac{1}{m_1} + \frac{1}{m_2} + \dots + \frac{1}{m_n} \quad (174)$$

$$\text{και } k_M = \frac{\eta\mu\delta_1 \cdot \eta\mu\alpha_1}{d_1} + \frac{\eta\mu\delta_2 \cdot \eta\mu\alpha_2}{d_2} + \dots + \frac{\eta\mu\delta_n \cdot \eta\mu\alpha_n}{d_n} \quad (175)$$

όπου:

δ = η γωνία ανάμεσα στην παράταξη της ασυνέχειας και στη διεύθυνση της ευθείας μέτρησης.

α = η γωνία κλίσης των ασυνεχειών

d = η μέση κάθε απόσταση των ασυνεχειών

Από την πυκνότητα των ασυνεχειών με την οποία εμφανίζονται τα διάφορα συστήματα στη βραχώμαζα εξαρτώνται και οι μορφές του αποσπώμενου κατατμητικού σώματος (Σχ. 89), όπως και ο χαρακτηρισμός της (Πίνακας 30).

Festgestein – Technische Gesteinsfacies					
Μορφή Form der zu Kluftkörper zugehörigen Gesteinsfacies απόσταση διακλάσεων Kluftabstand d [cm]					
Verhältnis $\frac{d_1}{d_2} : \frac{d_2}{d_3}$	< 1:5	1:2 bis 1:5	~ 1:1	2:1 bis 5:1	> 5:1
$d_{max} > 100$	großsäulig	großblockig	großwürfelig	quaderig-bankig	großplattig
$100 > d_{max} > 10$	kleinsäulig	kleinblockig	kleinwürfelig	kleintäfelig	schiefrig
$d_{max} < 10$	stängelig-faserig	kubisch-ruschelig	kubisch-ruschelig	splitterig	blättrig-kleinschuppig

Σχ. 89. Ταξινόμηση της βραχώμαζας ανάλογα με τη μορφή και το μέγεθος του αποχωριζόμενου κατατμητικού σώματος (Müller et al, 1970).

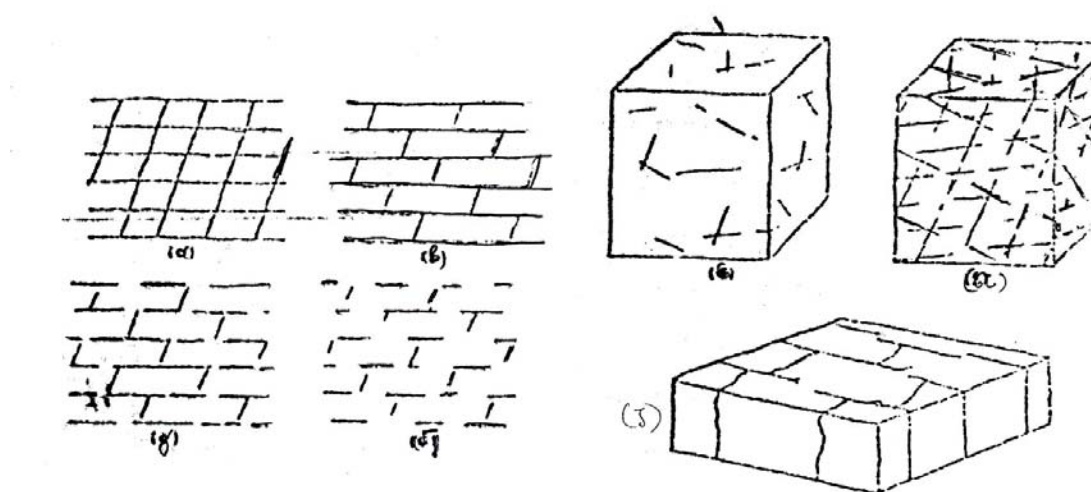
Πίνακας 30
Ταξινόμηση βραχώμαζας με βάση την πυκνότητα των ασυνεχειών της

Χαρακτηρισμός	Απόσταση διακλάσεων (cm)
Πολύ αραιά διαρηγμένη	> 200
Αραιά διαρηγμένη	200-60
Μεσο-διαρηγμένη	60-20
Πυκνά-διαρηγμένη	20-6
Πολύ πυκνά διαρηγμένη	< 6

Η πυκνότητα των ασυνεχειών και ο υπολογισμός του συντελεστή ρωγμάτωσης της βραχόμαζας έχει μεγάλη σημασία κατά τη θεμελίωση τεχνικών έργων στην επιφάνεια της βραχόμαζας. Αυτό γιατί χαρακτηρίζει το βαθμό χαλάρωσης της βραχόμαζας, προσδιορίζει τη βέλτιστη κατεύθυνση θεμελίωσης του έργου σε σχέση με τον προσανατολισμό των διακλάσεων, προσδιορίζει τον όγκο των επικίνδυνων για ολίσθηση βραχοσφηνών και δίνει στοιχεία που σχετίζονται με την υδραυλική συμπεριφορά και αποστράγγιση της βραχόμαζας.

➤ Ανάπτυξη (εμμόνη) ασυνεχειών

Με τον όρο ανάπτυξη ή εμμόνη ασυνεχειών εννοούμε την έκταση της ασυνέχειας στο χώρο. Προσδιορίζεται από τη μέτρηση των ιχνών των διακλάσεων στις δύο διαστάσεις. Έτσι για τον προσδιορισμό της απαιτούνται ορύγματα, φρεάτια και ερευνητικές στοές. Ο προσδιορισμός τους έχει μεγάλη σημασία για την ασφάλεια ανοιχτών πρανών και αντερισμάτων σε φράγματα, αλλά κυρίως στην επιλογή της βέλτιστης διεύθυνσης εκσκαφής και ασφάλειας υπόγειων έργων (σηράγγων και στοών)



Σχ. 90. Σχηματικές εικόνες που παρουσιάζουν διάφορες μορφές ανάπτυξης των ασυνεχειών

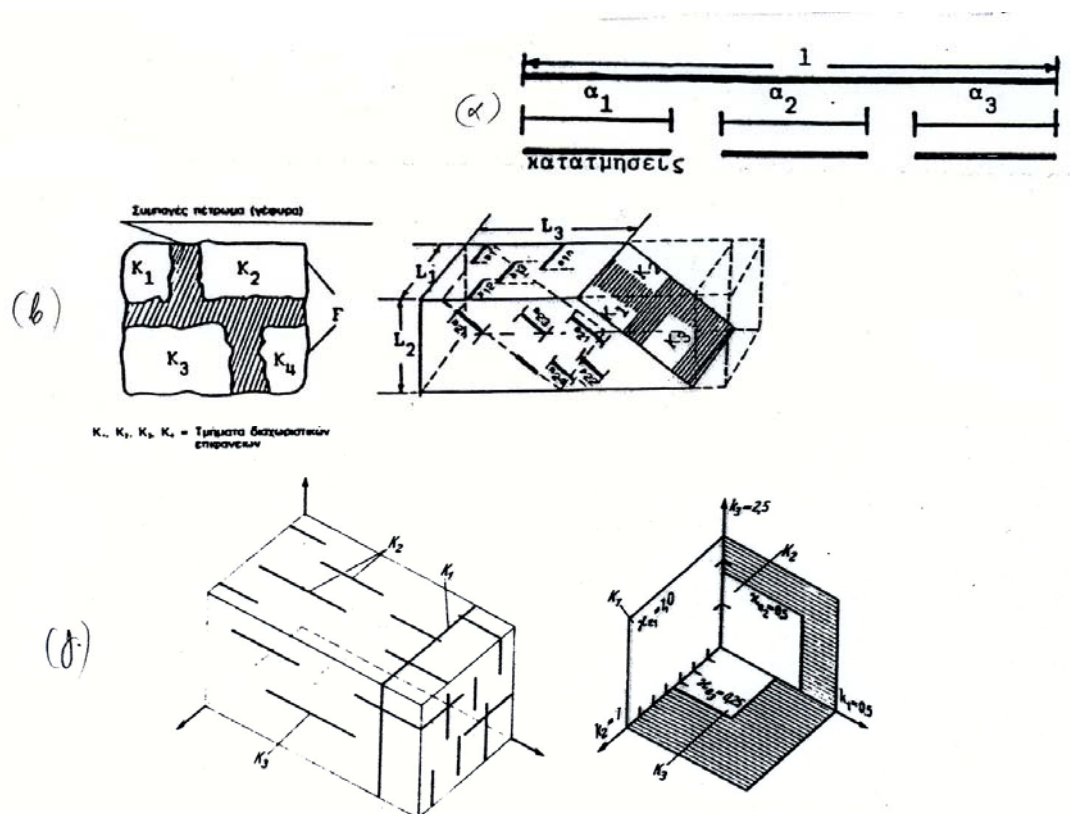
Στον προσδιορισμό τους λαμβάνεται υπόψη η κλίμακα (μέγεθος επιφάνειας διατομών του έργου) και διευκρινίζεται η εικόνα που δημιουργούν οι ασυνέχειες στη βραχόμαζα. Αν δηλ. οι ασυνέχειες τελειώνουν πάνω σε άλλη διάκλαση ή είναι ασυνεχείς αφήνοντας «υγιείς γέφυρες» μη διερρηγμένου πετρώματος (Σχ. 90).

Ποσοτικοποιείται με τον υπολογισμό του «βαθμού διαμελισμού ή διάρρηξης» της βραχόμαζας (Pacher, 1959, Müller, 1963). Διακρίνουμε το

«γραμμικό βαθμό διαμελισμού», τον «επίπεδο βαθμό διαμελισμού» και το «χωρικό ή τρισδιάστατο βαθμό διαμελισμού». Ο παραπάνω διαχωρισμός γίνεται για κάθε ένα ξεχωριστά σύστημα διακλάσεων της βραχόμαζας.

Ο γραμμικός βαθμός διαμελισμού (κ_l) προκύπτει από το άθροισμα των μηκών των ιχνών των διακλάσεων της βραχόμαζας κατά τις διευθύνσεις των ξεχωριστών συστημάτων διακλάσεων της βραχόμαζας (Σχ. 91α) προς το ολικό μήκος της ευθείας μέτρησης ως:

$$\kappa_l = \frac{\sum a_i}{L} < 1 \quad (176)$$



Σχ. 91. Σχηματική παράσταση των βαθμών διαμελισμού ή διάρρηξης της βραχόμαζας. α. Γραμμικός βαθμός διαμελισμού, β. Επίπεδος βαθμός διαμελισμού, γ. Τρισδιάστατος ή χωρικός βαθμός διαμελισμού.

Ο Επίπεδος βαθμός διαμελισμού (κ_e) ορίζεται ως το πηλίκο του αθροίσματος των διερρηγμένων τμημάτων (ΣK) μιας επιφάνειας F προς τη νοητή αυτή επιφάνεια F . Το μέγεθος της επιφάνειας αυτής εξαρτάται από την κλίμακα του έργου (π.χ. μέτωπο εκσκαφής σήραγγας) (Σχ. 91β).

$$k_e = \frac{\sum k}{F} (\%) \quad (177)$$

Όπου

$\sum k = k_1 + k_2 + k_3 + k_4 = F_m$. Οι διερρηγμένες επιφάνειες της βραχόμαζας

$F = \eta$ επιφάνεια διατομής

Η μέση συνολική διαρρηγμένη επιφάνεια F_m της βραχόμαζας υπολογίζεται με καταμέτρηση του μήκους των ιχνών των διακλάσεων στις δυο διαστάσεις (πλευρά και βάση) ενός ορύγματος ή μιας ερευνητικής στοάς και χρησιμοποιώντας τον πίνακα 31. Ο υπολογισμός της τιμής F_m προκύπτει από τις σχέσεις:

Πίνακας 31.

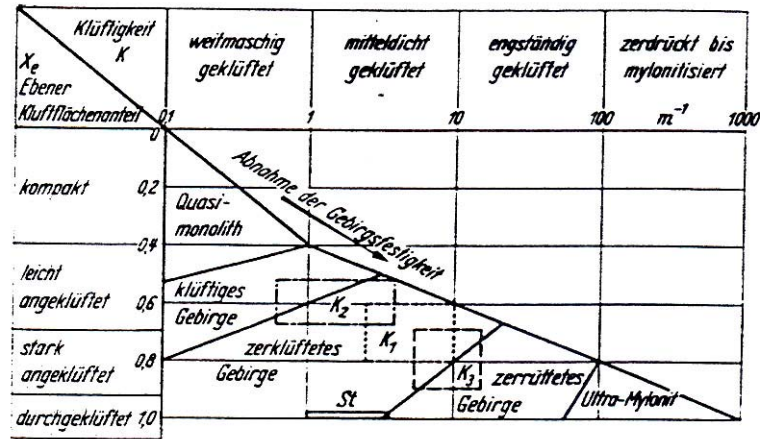
Καταγραφή του μήκους των ιχνών των διακλάσεων της βραχόμαζας για τον υπολογισμό της διερρηγμένης επιφάνειας F_m

Μήκος ιχνους διακλάσεων l (m)	k_1 – Σύστημα πλήθος ατόμων		K_2 – Σύστημα πλήθος ατόμων		K_3 – Σύστημα πλήθος ατόμων	
	οροφή	πλευρά	οροφή	πλευρά	οροφή	πλευρά
	n_1	n_2	n_1	n_2	n_1	n_2
.
.
.
.
.
.
ΣΥΝΟΛΟ						

$$m_1 = \frac{\sum l_1 \times n_1}{\sum n_1}, m_2 = \frac{\sum l_2 \times n_2}{\sum n_2} \text{ και } F_m = m_1 \times m_2 \quad (178)$$

οπότε και $k_{ei} = \frac{F_{mi}}{F}$ για καθένα ξεχωριστά σύστημα διακλάσεων (179).

Με βάση το βαθμό διαμελισμού και το συντελεστή ρωγμάτων γίνεται ταξινόμηση της βραχόμαζας, από την οποία φαίνεται και η μείωση της θλιπτικής της αντοχής (Σχ. 92).



Σχ. 92. Ταξινόμηση βραχώμαζας με βάση το συντελεστή ρωγμάτωσης και το βαθμό διαμελισμού της.

Ο τρισδιάστατος ή χωρικός βαθμός διαμελισμού ή διάρρηξης (κ_r) της βραχώμαζας ορίζεται ως το σύνολο της διερρηγμένης βραχώμαζας στη μονάδα του όγκου. Την τρίτη διάσταση την παίρνουμε πάντα κατά τη διεύθυνση του έργου (Σχ. 91γ). Έτσι θα έχουμε:

$$\Sigma\Sigma K = F_m \cdot n_3 \quad (179)$$

Όπου:

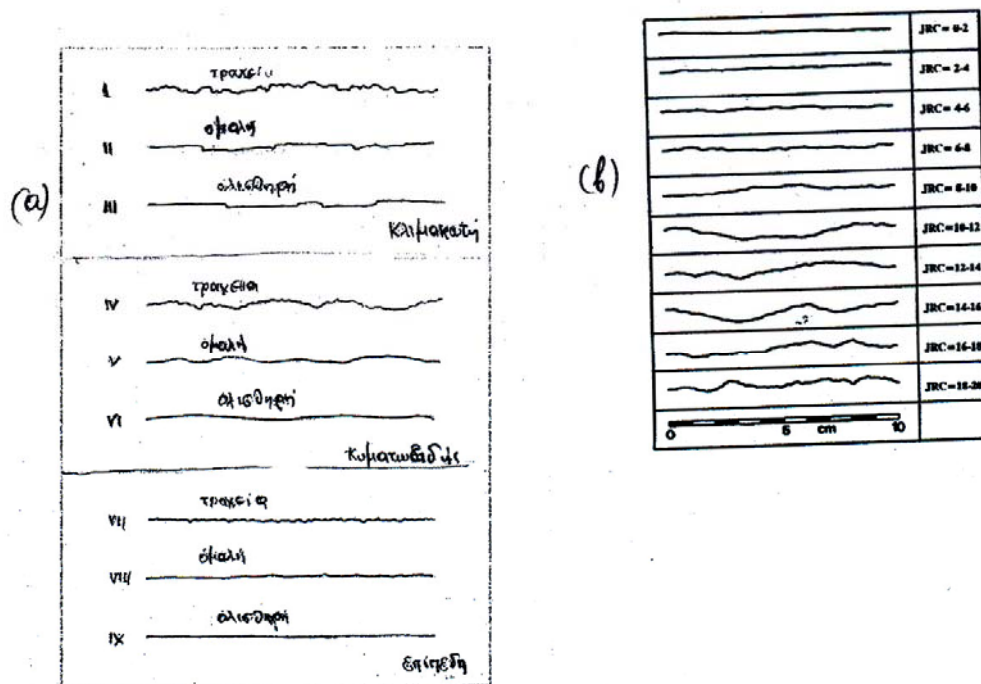
n_3 = το πλήθος των ιχνών των διακλάσεων κατά την τρίτη διάσταση και ο τρισδιάστατος βαθμός διαμελισμού κ_r θα είναι:

$$\kappa_r = \frac{\Sigma\Sigma K}{V} \Rightarrow \kappa_r = \frac{F_m \cdot n_3}{F \cdot L_3} \Rightarrow \kappa_r = \kappa_e \cdot \kappa_i \Rightarrow \kappa_r = \kappa_e \cdot \frac{1}{m} \text{ (m}^2/\text{m}^3\text{)} \quad (180)$$

με L_3 το μήκος της τρίτης διάστασης κατά τη διεύθυνση του οποίου υπολογίζεται ο συντελεστής ρωγμάτωσης. Το άθροισμα των συντελεστών κ_r όλων των συστημάτων διακλάσεων της βραχώμαζας $\Sigma\kappa_r = \kappa_{r1} + \kappa_{r2} + \dots + \kappa_{rm}$ είναι ενδεικτικό για το βαθμό κερματισμού του βράχου και για την αναμενόμενη θλιπτική αντοχή του.

➤ Τραχείτητα ασυνεχειών

Τις περισσότερες φορές οι επιφάνειες των ασυνεχειών – διακλάσεων δεν είναι επίπεδες. Τα τοιχώματά τους παρουσιάζουν οδοντώσεις, εξάρσεις και βυθίσματα ή είναι κυματοειδή. Η εικόνα αυτή της ασυνέχειας ονομάζεται «**τραχύτητα (roughness) ασυνέχειας**» και είναι αυτή που αυξάνει τη διατμητική αντοχή της βραχώμαζας στην ασυνέχεια. Οι ασυνέχειες ταξινομούνται ανάλογα με τη μορφή που παρουσιάζουν σε επίπεδες, κυματοειδείς και κλιμακωτές (Σχ. 93α) και βαθμονομούνται σε σχέση με το συντελεστή τραχύτητας ασυνέχειας (JRC) των Barton & Choubey (1977) (Σχ. 93β).



Σχ. 93. Τυπικά προφίλ τραχύτητας ασυνεχειών α. Ταξινόμηση ασυνεχειών (μήκος προφίλ μεταξύ 1 και 10 m). β. Βαθμονόμηση ασυνεχειών κατά JRC

Άνοιγμα ασυνεχειών

Οι ρηξιγενείς δομές της βραχώμαζας, διακλάσεις και ρήγματα, είναι συνήθως ανοιχτές. Το μέγεθος των διαχωριστικών τους επιφανειών ποικίλει. Εξαρτάται από την ένταση της τεκτονικής καταπόνησης, την ποιότητα των πετρωμάτων και τη δράση των ατμοσφαιρικών συνθηκών και του νερού. Το άνοιγμα των ασυνεχειών καθορίζει και το βαθμό αποσάθρωσης και καρστικοποίησης (για τα ανθρακικά πετρώματα) της βραχώμαζας. Μετρούνται απευθείας επί τόπου σε ορύγματα και στην επιφάνεια ή ακόμη και σε προφίλ γεωτρήσεων, συσχετίζοντας το μήκος της πυρηνοληψίας με το μήκος του καρότου.

Με βάση το άνοιγμά τους οι ασυνέχειες ταξινομούνται σε:

- α. πολύ κλειστές: $f = 0,1 \text{ mm}$
έως κλειστές: $f = 0,1-0,25 \text{ mm}$
- β. ανοιχτές: $f = 0,5 - 2,5 \text{ mm}$
έως πολύ ανοιχτές: $f = 1-10 \text{ cm}$
- γ. ανοιχτές με υλικό πλήρωσης

Τα ανοίγματα αυτά της βραχώμαζας έχουν μεγάλη σημασία, γιατί και μετρούνται, γιατί:

- επηρεάζουν τη διατμητική αντοχή και την κινητικότητα τεμαχών στη βραχώμαζα, τόσο σε ανοιχτά, ελεύθερα, πρηνή όσο και κάτω από τη δράση πρόσθετων φορτίσεων της βραχώμαζας

- επηρεάζουν την προσλαμβανόμενη ποσότητα νερού στη βραχώμαζα, την ανάπτυξη υδροστατικών πιέσεων και ωθήσεων σ' αυτήν, την υδατοκινητικότητα της και γενικά την υδραυλική της συμπεριφορά

Στον υπολογισμό του όγκου των κενών (V_{kl}) στη βραχώμαζα σε σχέση με τον όγκο της υγιούς βραχώμαζας λαμβάνονται υπόψη:

- Το άνοιγμα των ασυνεχειών (f_i)
- Ο συντελεστής ρωγμάτωσης ($k_{real\ i}$)
- Ο βαθμός διαμελισμού (k_{ei})

$$V_{kl}(cm^3/m^3) = 1000(f_1 \cdot k_1 \cdot e_1 + f_2 \cdot k_2 \cdot e_2 + \dots + f_n \cdot k_n \cdot e_n) \quad (181)$$

$$\text{Ή } V_{kl}(\%) = \frac{\sum f^{(mm)} \cdot k_e}{10} \quad (182)$$

Ακόμη ο όγκος V_{kl} μπορεί να δοθεί αξιολογώντας το βαθμό αποσάθρωσης (A) της βραχώμαζας που παρατηρείται παράλληλα προς τα κύρια συστήματα ρωγμών όπως:

$$V_{kl} = A_1 + A_2 + \dots + A_n \quad (183)$$

Όπου

$$A_1 = \frac{\sum f_1}{L_1}, A_2 = \frac{\sum f_2}{L_2}, \dots, A_n = \frac{\sum f_n}{L_n} \quad (184)$$

με f_1, f_2, f_n τα μέσα ανοίγματα των διακλάσεων στα κύρια συστήματα διακλάσεων και L_1, L_2, \dots, L_n τα μήκη των ευθειών μέτρησης των ασυνεχειών.

Ο όγκος V_{kl} , δείχνει, όπως προαναφέρθηκε, τον όγκο της αποσαθρωμένης βραχώμαζας σε σχέση με τον υγιή όγκο της. Μια βαθμονόμηση της αποσάθρωσης και καρστικοποίησης της βραχώμαζας φαίνονται στους πίνακες 32 και 33 αντίστοιχα.

Πίνακας 32.
Ταξινόμηση βραχώμαζας με βάση την αποσάθρωσή της στις επιφάνειες αποχωρισμού (διακλάσεις)

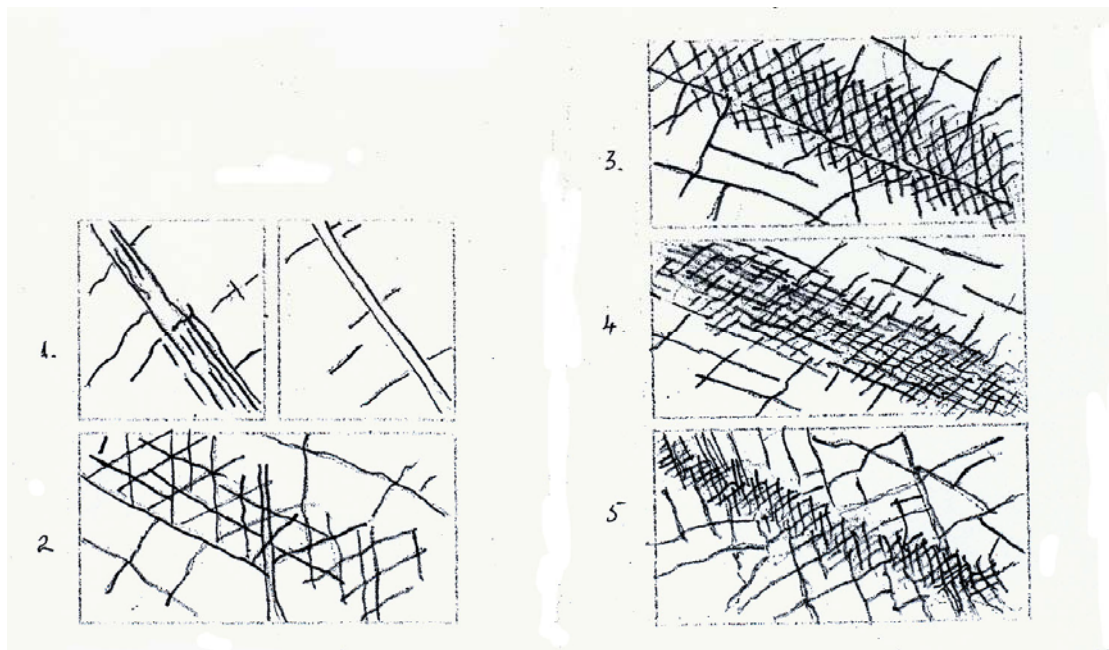
Τάξη	Βαθμός αποσάθρωσης	deutsch		englisch			περιγραφή
		verwitterungsgrad	Symb.	degree of weathering	Symb.	description	
I	Υγιές πέτρωμα	frisch	f	fresh	F	no discolouration no loss of strength	Μη αποχρωματισμένο διατηρεί τη μηχανική του αντοχή
II	Πολύ ελαφρά αποσαθρωμένο	Sehr Schwach verwittert	v ^{oo}	faintly weath.	FW	discolouration only in major joints	Αποχρωματισμός σε μεγάλες διακλάσεις
III	Ελαφρά αποσαθρωμένο	Schwach Verw.	v ^o	slightly weath.	SW	slightly discoloured, partic. on joint surfaces, intact rock not weaker than fresh rock	Ελαφρά αποχρωματισμένο, εν μέρει σε επιφάνειες διακλάσεων, ανέπαφο πέτρωμα της ίδιας αντοχής με το υγιές πέτρωμα
IV	Ευκρινώς αποσαθρωμένο	deutlich verw.	v	moderately weath.	MW	predominantly discoloured rock, noticeably weaker than fresh rock	Κυριαρχεί το αποχρωματισμένο πέτρωμα, αισθητά πιο ασθενές από το υγιές πέτρωμα
V	Ισχυρά αποσαθρωμένο	Stark verw.	v'	distinctly weath.	DW	discoloured rock, distinctly weaker than fresh rock, not friable	Αποχρωματισμένο πέτρωμα, εμφανώς ασθενέστερο από το υγιές πέτρωμα.
IV	Πολύ ισχυρά αποσαθρωμένο	Sehr stark verw.	v''	highly weath.	HW	discoloured rock partly friable	Αποχρωματισμένο πέτρωμα εν μέρει εύθρυπτο
VII	Πλήρως αποσαθρωμένο	völlig verw	v'''	completely weath.	CW	changed to soil, original fabric partly preserved	Μετατρέπεται σε έδαφος, διατηρώντας εν μέρει τον αρχικό του χρωματισμό
VIII	Μανδύας αποσάθρωσης (έδαφος)	verwitterungsboden	vb	residual soil	RS	original rock fabric completely destroyed	Ολοκληρωτικά αποχρωματισμένο

Πίνακας 33.
Ταξινόμηση βραχώμαζας με βάση την καρστικοποίησή της στις επιφάνειες αποχωρισμού (διακλάσεις)

Τάξη	Βαθμός καρστικοποίησης	deutsch		englisch		περιγραφή
		Verkarstungsgrad	Symb.	degree of solution	Symb.	
I	Υγιές πέτρωμα	frisch	f	fresh	F	100% πέτρωμα
II	Ελαφρά καρστικοποιημένο	schwach verkarstet	ko	slightly dissolved	S II	Ελαφρά διαλυμένες ασυνέχειες
III	Ευκρινώς καρστικοποιημένο	deutlich verkarstet	k	distinctly dissolved	S III	Διαπερατότητα <10%
IV	Ισχυρά καρστικοποιημένο	stark verkarstet	k'	highly dissolved	S IV	Διαπερατότητα >10%

➤ **Υλικό πλήρωσης ασυνεχειών (filling materials)**

Όταν οι ασυνέχειες είναι ανοιχτές, τότε τις περισσότερες φορές, γεμίζουν με υλικά τα οποία έχουν διαφορετική ποιότητα και προέλευση. Στις περιπτώσεις παρουσίας ευδιάλυτων πετρωμάτων, τα υλικά πλήρωσης των ρωγμών είναι αργιλικά, προερχόμενα από τη διάλυση και αποσάθρωση των επιφανειών, όπως και από υλικά έκπλυσης και μεταφοράς από το μανδύα αποσάθρωσης. Με αργιλικά υλικά (terra rosa) γεμίζουν και οι καρστικές δομές, στις περιπτώσεις παρουσίας ανθρακικών πετρωμάτων. Σ' άλλες περιπτώσεις τα υλικά πλήρωσης των διακλάσεων είναι αργιλικά υλικά, πλούσια σε Humo και οργανικά υλικά τα οποία ανακατεύονται με γωνιώδη τεμάχια, σε μικρή ή μεγάλη ποσότητα, προερχόμενα από το μητρικό πέτρωμα. Πολλές φορές το υλικό πλήρωσης της ασυνέχειας οφείλεται στην παρουσία δέσμης πλήθους μικρών παράλληλων διακλάσεων που έχουν προκληθεί από τεκτονικά αίτια και έχουν δημιουργήσει ζώνη λεπτοποιημένου υλικού που παρουσιάζεται ως υλικό πλήρωσης των ρωγμών (Σχ. 94).



Σχ. 94. Εικόνες τεκτονικών διακλάσεων με υλικό πλήρωσης. 1. Αυλακώσεις ζώνης διάρρηξης, 2. ζώνη διάρρηξης με θραύσματα πετρωμάτων, 3. κατακλαστίτης, 4. Μυλωνίτης, 5 Υπερμυλωνίτης.

Η γνώση και η αξιολόγηση του υλικού πλήρωσης των διακλάσεων έχει πολύ μεγάλη σημασία, γιατί από την ποιότητά του εξαρτάται τόσο η τιμή της γωνίας τριβής του υλικού και επομένως η ευστάθεια βραχοσφηνών σε ανοιχτά πρηνή, όσο και η τιμή της διατμητικής αντοχής των ασυνεχειών και η μηχανική συμπεριφορά της βραχόμαζας, καθώς και η διαπερατότητα, υδατοαπορροφητικότητα και αποστράγγιση της βραχόμαζας.

• Διατμητική αντοχή ασυνεχειών

Όταν η βραχόμαζα είναι συμπαγής οι παράμετροι αντοχής αναφέρονται στον υγιή συμπαγή βράχο. Όταν παρουσιάζει ομοιόμορφη κατατμητικότητα, έτσι ώστε να χαρακτηρίζεται ισότροπη, τότε οι παράμετροι αυτοί αναφέρονται στο σπασμένο υλικό. Όταν σ' αυτήν επικρατούν δέσμες μεγάλων ασυνεχειών με σαφείς προσανατολισμούς, και η ολίσθηση πάνω σ' αυτές είναι δυνατή, τότε ο βράχος θα αστοχήσει πάνω σ' αυτές τις ασυνέχειες. Σ' όλες τις παραπάνω περιπτώσεις εφαρμόζεται το κριτήριο Mohr-Coulomb ή το κριτήριο Hock-Brown. Όταν η βραχόμαζα αστοχεί κατά μήκος των ασυνεχειών στο κριτήριο Mohr-Coulomb εισάγουμε τις παραμέτρους διατμητικής αντοχής των ασυνεχειών. Όταν αντίθετα η αστοχία προκύπτει δημιουργώντας ρήγμα στο συμπαγές υλικό, ξεπερνώντας το οριακό φορτίο, τότε στο κριτήριο Mohr-Coulomb εισάγουμε τις παραμέτρους διατμητικής αντοχής του συμπαγούς υλικού της βραχόμαζας.

Η διατμητική αντοχή του συμπαγούς πετρώματος ορίζεται με τη γνωστή σχέση του Coulomb:

$$\tau_f = c' + \sigma_N \tan \varphi'_{\text{ολ}}$$

όπου:

τ_f = η διατμητική αντοχή του συμπαγούς πετρώματος (kp/cm²)

c' = η συνοχή του πετρώματος (kp/cm²)

$\varphi'_{\text{ολ}}$ = η γωνία εσωτερικής τριβής του πετρώματος (°)

σ_N = η ορθή τάση (kp/cm²)

Το συμπαγές υλικό κατά την καταπόνησή του από το σύστημα κυρίων τάσεων σ_1 , σ_3 θα αστοχήσει σε επίπεδο που σχηματίζει με τον άξονα σ_3 γωνία

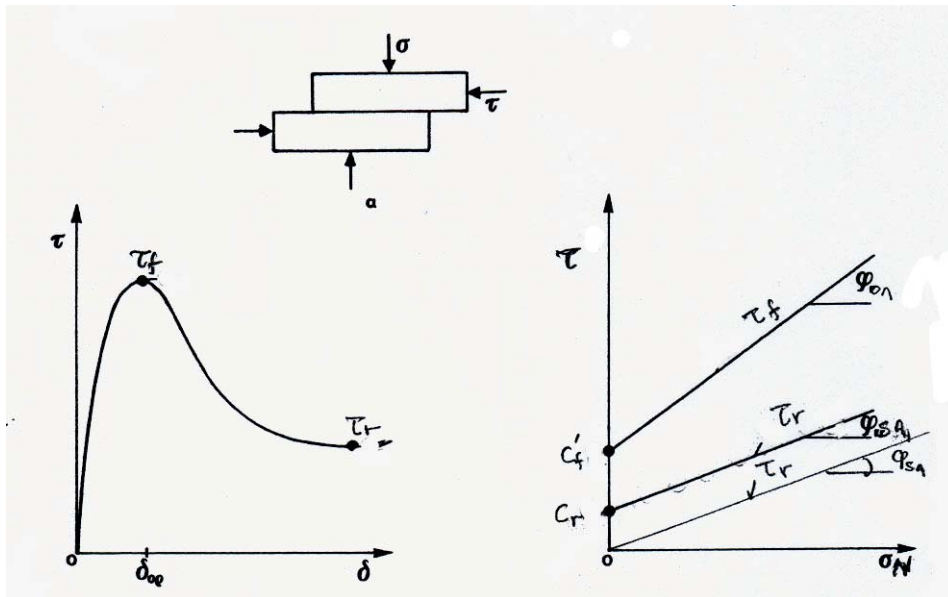
$$\beta = \frac{45^\circ + \varphi'_{\text{ολ}}}{2}$$

Στις αναλύσεις ευστάθειας χρησιμοποιούμε παραμέτρους αντοχής που αναφέρονται στη μέγιστη διατμητική αντοχή (τ_f) και σ' αυτές που αναφέρονται στην ελάχιστη ή παραμένουσα διατμητική αντοχή (τ_r).

Ο προσδιορισμός τους γίνεται, όπως και στα συνεκτικά πετρώματα, με τη βοήθεια εργαστηριακών ή επιτόπου δοκιμών φόρτισης.

- **Δοκιμές άμεσης διάτμησης**

Διεξάγονται τρεις τουλάχιστον δοκιμές άμεσης διάτμησης με διαφορετική πάντοτε ορθή κύρια τάση φόρτισης σ_1 , η οποία στην περίπτωση αυτή ισούται με τη σ_N (Σχ. 95). Σε κάθε δοκιμή υπολογίζεται η μέγιστη διατμητική τάση (τ_f) μέχρι του σημείου της θραύσης του δοκιμίου και στη συνέχεια η ελάχιστη διατμητική τάση (τ_r) που προκύπτει όταν μετατοπίζεται το θραυσμένο τεμάχιο και σταθεροποιείται με μια σταθερή διατμητική τάση ολίσθησης. Το αποτέλεσμα αυτό φαίνεται στο διάγραμμα διατμητικών τάσεων μετατοπίσεων (Σχ. 95β).



Σχ. 95. α) Δοκιμή άμεσης διάτμησης. (Σκίτσο), β) Διάγραμμα διατμητικών τάσεων-μετατοπίσεων, γ) Διατμητικές παράμετροι c_f , ϕ_{0L} της μέγιστης διατμητικής αντοχής και διατμητικές παράμετροι της c_r και ϕ_{SA} της παραμένουσας αντοχής (Μαραγκός 2003).

Τα ζεύγη τιμών (τ_f , σ_N) και (τ_r , σ_N) που προέκυψαν, τα μεταφέρουμε σε διάγραμμα κυρίων (σ) και διατμητικών τάσεων (τ). Με γραμμική παλινδρόμηση που εκτελούμε σ' αυτό το διάγραμμα φέρουμε τις διατμητικές ευθείες τ_f και τ_r που περνούν αντίστοιχα από αυτά τα σημεία (Σχ. 95γ). Οι αποστάσεις των σημείων που οι ευθείες αυτές τέμνουν τον άξονα των διατμητικών τάσεων τα από την αρχή O των αξόνων προσδιορίζουν την ενεργό συνοχή του συμπαγούς πετρώματος (c'_f) ή (c') και του θραυσθέντος υλικού ($c=0$) στην επιφάνεια ολίσθησης. Οι γωνίες που σχηματίζουν οι

διατμητικές ευθείες με τον άξονα σ_3 (οριζόντιο άξονα) μας δίνουν αντίστοιχα τις γωνίες τριβής φ_{OL} και φ_{SA} (Σχ. 95γ).

Όταν το δοκίμιο βράχου δοκιμάζεται σε συσκευή άμεσης διάτμησης παράλληλα προς επίπεδο ασυνέχειας χωρίς υλικό πλήρωσης, τότε στη θέση αυτή η συνοχή της βραχόμαζας είναι ίση με μηδέν ($c=0$) και η προχααραγμένη ευθεία διάρρηξης αντιστοιχεί στην ευθεία θραύσης του Coulomb, όπου $c=0$ διέρχεται από την αρχή των αξόνων (Σχ. 95γ). Η ελάχιστη διατμητική αντοχή τ_f σ' αυτήν την περίπτωση δίνεται από τη σχέση:

$$\tau_f = \sigma'_N \cdot \tan \varphi_{SA}$$

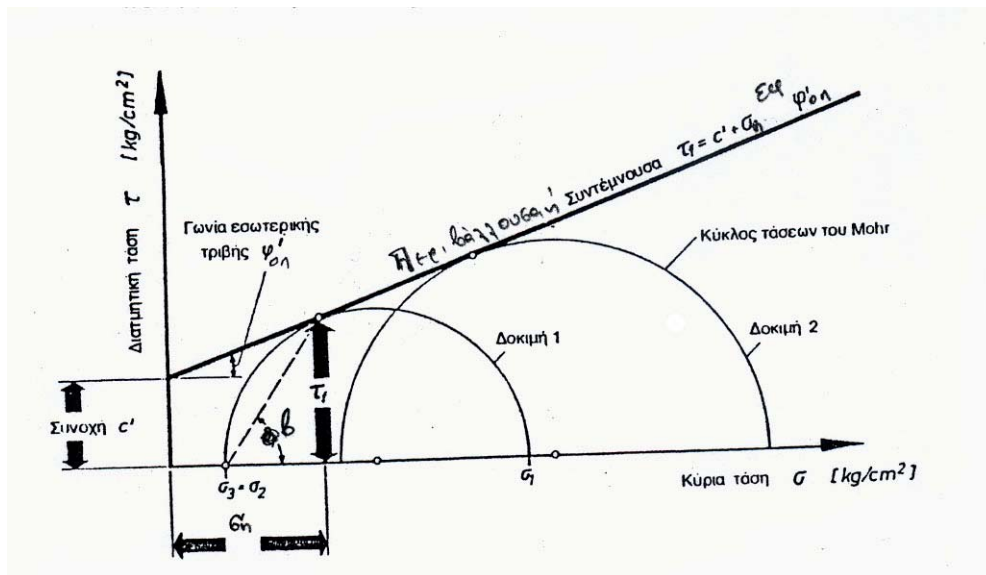
• Δοκιμή τριαξονικής φόρτισης

Στην περίπτωση που δοκίμιο συμπαγούς βράχου δοκιμάζεται σε συσκευή τριαξονικής φόρτισης, τότε το δοκίμιο κάτω από τη δράση των κυρίων τάσεων σ_1 και σ_3 θραύεται κατά γωνία β . Για να προσδιορίσουμε τη διατμητική αντοχή του συμπαγούς βράχου, πρέπει να εκτελέσουμε δύο τουλάχιστον, δοκιμές με διαφορετικά ζεύγη τιμών σ_1 και σ_3 . Η διατμητική αντοχή του ορίζεται ως γνωστόν από τη γνωστή εξίσωση του Coulomb:

$$\tau_f = c' + \sigma_{NE} \tan \varphi'_{OL}$$

Η γραφική απεικόνισή της σε διάγραμμα $\tau=f(\sigma)$ είναι μια ευθεία γραμμή που ορίζεται από την εφαπτομένη στους κύκλους Mohr κάθε δοκιμής (Σχ. 96). Η απόσταση του σημείου τομής αυτής της ευθείας από την αρχή των αξόνων προσδιορίζει τη συνοχή c' του συμπαγούς βράχου, ενώ η γωνία που σχηματίζει αυτή η ευθεία με τον άξονα σ_3 (οριζόντιο επίπεδο) προσδιορίζει την ολική γωνία τριβής του (φ'_{OL}). Η γωνία β που σχηματίζεται από τον άξονα των κυρίων τάσεων (σ_3) και την ευθεία που ενώνει τη θέση της σ_3 με το σημείο επαφής της περιβάλλουσας θραύσης των κύκλων Mohr είναι η γωνία θραύσης (β) του δοκιμίου. Σε ομογενή και ισότροπο

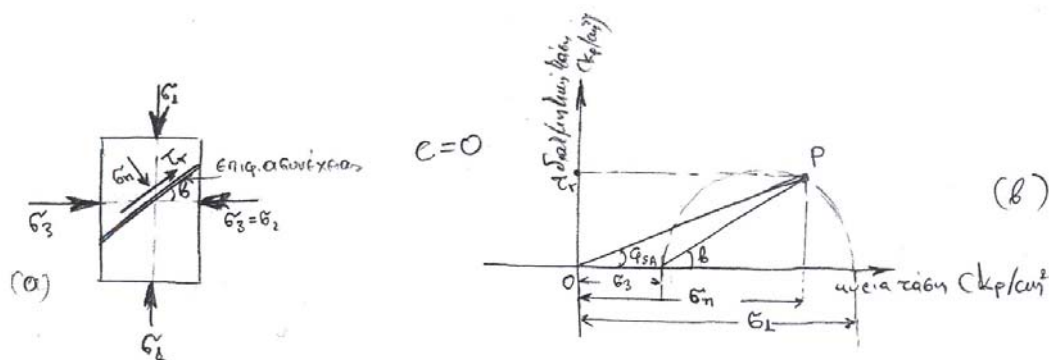
βράχο η τιμή της β δίνεται από τη σχέση $\beta = \frac{45^\circ + \varphi'_{OL}}{2}$.



Σχ. 96. Αξιολόγηση των δεδομένων της τριαξονικής δοκιμής σε δοκίμια συμπαγούς βράχου.

Η διατμητική αντοχή (τ_f) της ασυνέχειας, προκύπτει όπως και στην περίπτωση του συμπαγούς βράχου, με τη διαφορά ότι η γωνία θραυσμού (η γωνία που σχηματίζει η επιφάνεια της ασυνέχειας με τους άξονες σ_3 ή σ_1) είναι προκαθορισμένη και γνωστή από την αρχή (Σχ. 97α). Σ' αυτήν την περίπτωση η επιφάνεια θραυσμού δεν είναι η περιβάλλουσα των κύκλων Mohr αλλά η ευθεία που διέρχεται από την αρχή των αξόνων ($c=0$) και από τη θέση του σημείου P (Σχ. 97β) ώστε να ισχύει η εξίσωση του Coulomb με $c=0$.

$$\tau_f = \sigma_n \cdot \epsilon \phi_{SA}$$



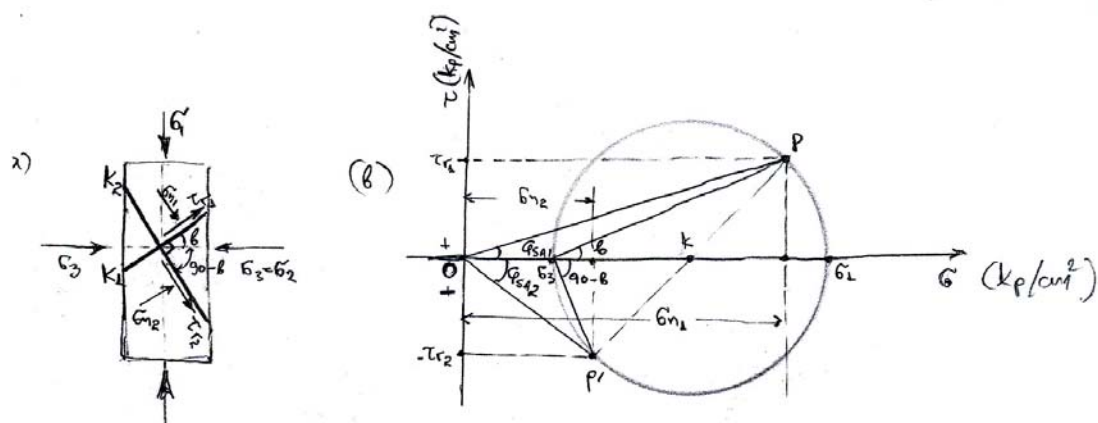
Σχ. 97. Υπολογισμός της διατμητικής αντοχής του βράχου σε επίπεδο ασυνέχειας α. Δοκίμιο με ασυνέχεια, β. Υπολογισμός της διατμητικής αντοχής τ_f και της γωνίας τριβής ϕ_{SA} της ασυνέχειας

Ιδιαίτερες περιπτώσεις αποτελούν:

A. Η παρουσία δύο κάθετων μεταξύ τους ασυνεχειών στο δοκίμιο (Σχ. 98α)

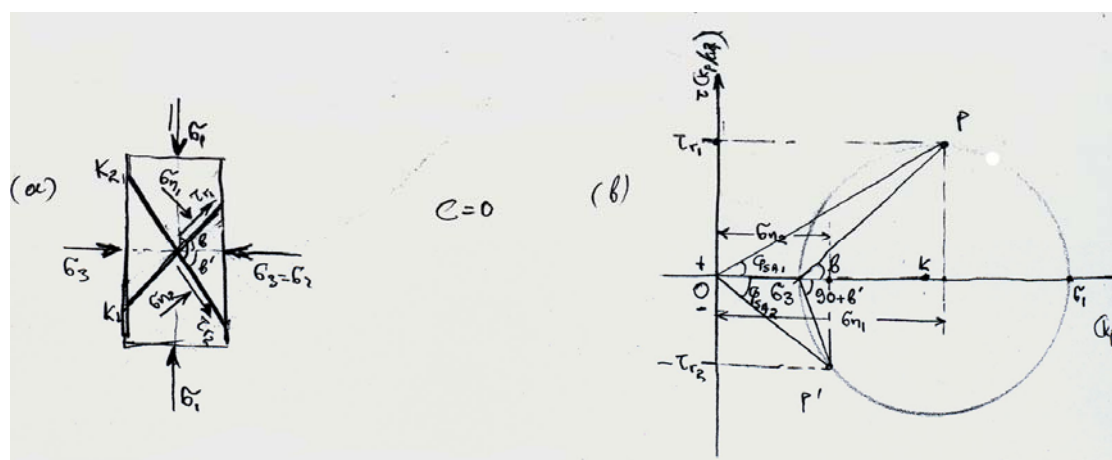
B. Η παρουσία δύο τυχαία τεμνόμενων ασυνεχειών στο δοκίμιο (Σχ. 99α)

Στην α' περίπτωση οι διατμητικές αντοχές (τάσης), οι ορθές τάσεις και οι διατμητική παράμετρος φ_{SA} , προσδιορίζονται από τους κύκλους Mohr με συμμετρική ως προς το κέντρο του κύκλου μεταφορά του σημείου P στο σημείο P' (Σχ. 98β).



Σχ. 98. Υπολογισμός της διατμητικής αντοχής (τ) και της παραμέτρου φ_{SA} σε δύο κάθετα τεμνόμενες ασυνέχειες

Στη β' περίπτωση η θέση του P' προκύπτει από την τοποθέτηση της γωνίας β στο πάνω ημικύκλιο του κύκλου Mohr και της γωνίας β' ως γωνία $90+\beta'$ στο κάτω ημικύκλιο (Σχ. 99β).

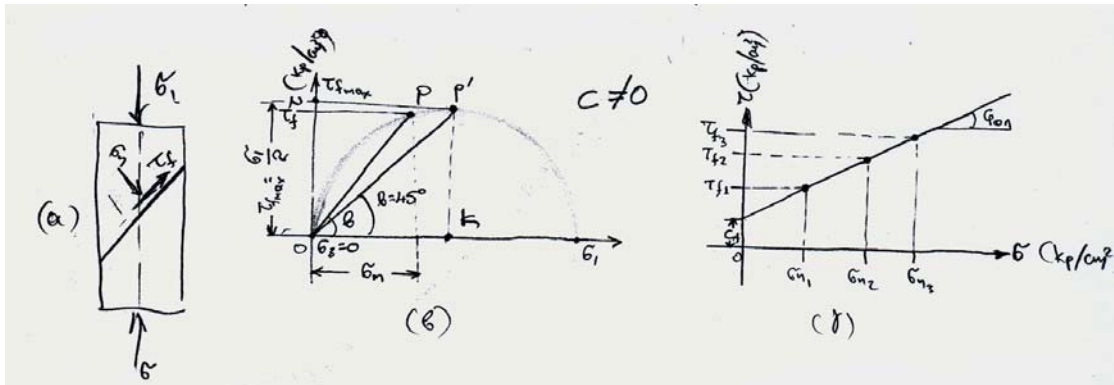


Σχ. 99. Υπολογισμός της διατμητικής αντοχής (τ) και της παραμέτρου φ_{SA} σε δύο τυχαία τεμνόμενες επιφάνειες.

- **Δοκιμή μοναξονικής (ανεμπόδιστης) φόρτισης**

Στην περίπτωση αυτή η δοκιμή εκτελείται με $\sigma_3=0$ και μόνο με τη δράση της κάθετης φόρτισης σ_1 χωρίς πλευρικό περιορισμό του δοκιμίου. Πραγματοποιείται για τον υπολογισμό της αντίστοιχης θλιπτικής αντοχής του βράχου σε μοναξονική φόρτιση.

Όταν εξετάζουμε συμπαγή βράχο, τότε χρησιμοποιώντας μόνο τη σ_1 εκτελούμε τη δοκιμή μέχρι θραύσης του δοκιμίου. Η θραύση πραγματοποιείται κατά γωνία β και υπολογίζεται σ' αυτό το σημείο η σ_1 και φυσικά και η γωνία β . Από την τοποθέτηση των στοιχείων αυτών σε διάγραμμα $\tau=f(\sigma)$ από τον κύκλο Mohr προκύπτει γραφικά η ορθή τάση σ_n και η διατμητική αντοχή τ_f του βράχου (Σχ. 100β). Εκτελώντας τρεις τουλάχιστον δοκιμές μοναξονικής φόρτισης με διαφορετικές τιμές σ_1 και υπολογίζοντας ζεύγη τιμών τ_f - σ_n προκύπτει μεταφέροντάς τα στο διάγραμμα $\tau=f(\sigma_n)$ η ευθεία θραύσης (Σχ. 100γ). Η απόσταση της τομής αυτής της ευθείας από την αρχή των αξόνων μας δίνει τη συνοχή c_f του βράχου, ενώ η κλίση αυτής της ευθείας με τον οριζόντιο άξονα τη γωνία τριβής φ_{OL} .



Σχ. 100. Υπολογισμός της διατμητικής αντοχής και των διατμητικών παραμέτρων φ_{OL} και c_f συμπαγούς βράχου. α. Δοκίμιο βράχου, β. Αξιολόγηση δοκιμής και υπολογισμός των τ_f , τ_{fmax} , και σ_n . γ. Υπολογισμός των διατμητικών παραμέτρων φ_{OL} και c_f .

Η ορθή τάση (σ_n) στο επίπεδο θραύσης δίνεται από τη σχέση:

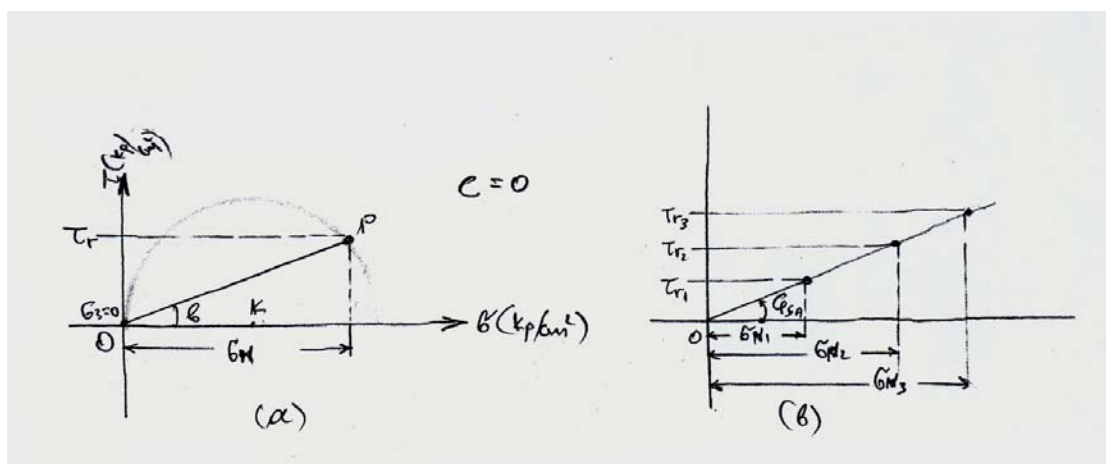
$$\sigma_n = \sigma_1 \cdot \sin^2 \beta \quad (183)$$

ενώ η διατμητική αντοχή (τ_f) από τη σχέση:

$$\tau_f = \sigma_1 \cdot \eta \mu \beta \cdot \sin \beta \Rightarrow \tau_f = \frac{\sigma_1}{2} \eta \mu 2\beta \quad (184)$$

Ενώ η μέγιστη διατμητική αντοχή ($\tau_{\max} = \frac{\sigma_1}{2}$) του βράχου προκύπτει στην περίπτωση που η γωνία β γίνει ίση με 45° .

Στην περίπτωση που το δοκίμιο φέρει μια προχαραγμένη επιφάνεια (διάκλαση) που σχηματίζει γωνία β με τον άξονα σ_3 τότε η ορθή τάση και η διατμητική αντοχή της ασυνέχειας (τ_r) προσδιορίζονται με τη βοήθεια του κύκλου Mohr, (Σχ. 101α), ενώ η παραμένουσα γωνία τριβής φ_{SA} από το διάγραμμα $\tau_r = f(\sigma_n)$ (Σχ. 101β).



Σχ. 101. Υπολογισμός των ορθών (σ_n) και διατμητικών τάσεων (τ_r) και της διατμητικής παραμέτρου φ_{SA} σε ασυνέχεια βράχου με τη βοήθεια της δοκιμής μοναξονικής φόρτισης.

• Διάτμηση σε επίπεδο με κλίση

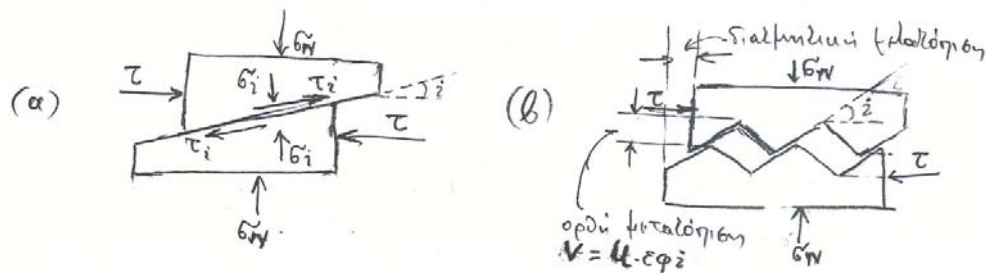
Όταν η ασυνέχεια κατά μήκος της οποίας γίνεται η διάτμηση δεν είναι παράλληλη με τη διεύθυνση της διατμητικής τάσης που εξασκείται, τότε η ορθή και η διατμητική τάση στην επιφάνεια της ασυνέχειας είναι (Hocke & Brown 1981).

$$\tau_i = \sigma_n \sin^2 i - \tau_n \sin i \cos i \quad (185)$$

$$\sigma_i = \sigma_n \sin^2 i - \tau_n \sin i \cos i \quad (186)$$

όπου:

i = η γωνία που σχηματίζουν η διεύθυνση της εξασκούμενης τάσης και της ασυνέχειας (Σχ. 102α).



Σχ. 102. α. Ανάλυση τάσεων σε επίπεδο ασυνέχειας με κλίση
β. Διαμητική και ορθή μετατόπιση της ασυνέχειας

Ως γνωστόν στην ασυνέχεια χωρίς υλικό πλήρωσης έχουμε $c=0$, οπότε η διαμητική της αντοχή εξαρτάται μόνο από την ορθή τάση και τη γωνία τριβής. Θα έχουμε:

$$\tau_i = \sigma_i \tan \phi \quad (187)$$

και γενικότερα (Patton, 1966):

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan(\phi_b + i) \quad (188)$$

που χρησιμοποιείται για την ευστάθεια των βραχωδών πρηνών

Στις περιπτώσεις αυτές, σημαντικό είναι το γεγονός, ότι οποιαδήποτε διαμητική μετατόπιση I_r συνοδεύεται και από μια αντίστοιχη ορθή μετατόπιση I_o (Σχ. 102β) που δηλώνει πως ο συνολικός όγκος του θραυσμένου τεμάχους γίνεται μεγαλύτερος.

• Διαμητική αντοχή τραχείας ασυνέχειας

Η τραχύτητα της ασυνέχειας, όπως έδειξε ο Patton (1966) αυξάνει τη διαμητική της αντοχή. Ο Patton όρισε τη διαμητική αντοχή της ασυνέχειας με τραχεία, πριονωτή επιφάνεια, με τη σχέση:

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan(\phi_b + i)$$

Η εξίσωση αυτή ισχύει για χαμηλές τιμές της σ_n και μικρές οδοντώσεις της επιφάνειας. Όταν οι τιμές της σ_n είναι υψηλές, η διάτμηση γίνεται κατά μήκος της ασυνέχειας και η τιμή της διαμητικής της αντοχής θα βρίσκεται πολύ πιο κοντά στη διαμητική αντοχή του συμπαγούς βράχου.

Ο Barton (1973, 1976) και οι Barton και συνεργάτες του (1977), πρότειναν την αντικατάσταση της εξίσωσης του Patton με την εξίσωση:

$$\tau = \sigma_n \left[\tan \phi_b + JRC \log \left(\frac{JCS}{\sigma_n} \right) \right] \quad (189)$$

όπου

JRC = Εμπειρικός συντελεστής τραχειότητας ασυνεχειών (joint roughness coefficient) του Barton. Οι τιμές του παίρνονται από το Σχ. 93β.

JCS = Συντελεστής θλιπτικής αντοχής. Δηλώνει την αντοχή σε μοναξονική θλίψη των τοιχωμάτων της ασυνέχειας (Joint wall compressive strength), που προσδιορίζεται με κρούσεις πάνω στα τοιχώματα της ασυνέχειας με τη σφύρα Schmidt.

Τοποθετώντας στη σχέση (189) $JRC \cdot \log\left(\frac{JCS}{\sigma_n}\right) = i$ η σχέση αυτή γίνεται:

$$\tau = \sigma_n \cdot \epsilon \phi \cdot (\phi_b + i)$$

Δίνεται:

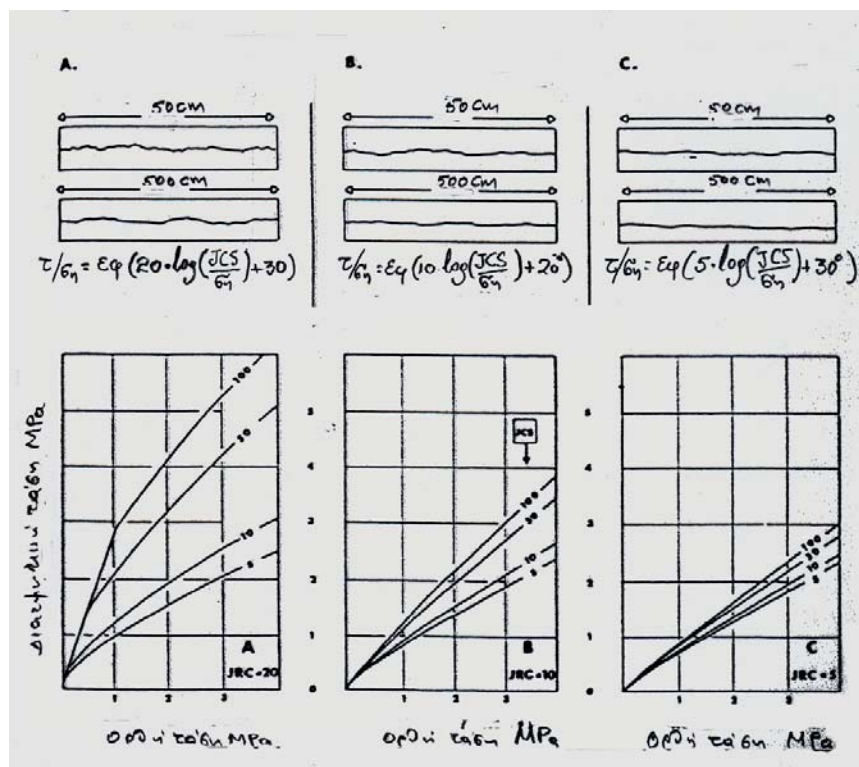
$JCS \leq \sigma_c$ για το συμπαγή βράχο

$JCS \leq \frac{1}{4} \sigma_c$ για αποσαθρωμένη βραχώμαζα

Όπου:

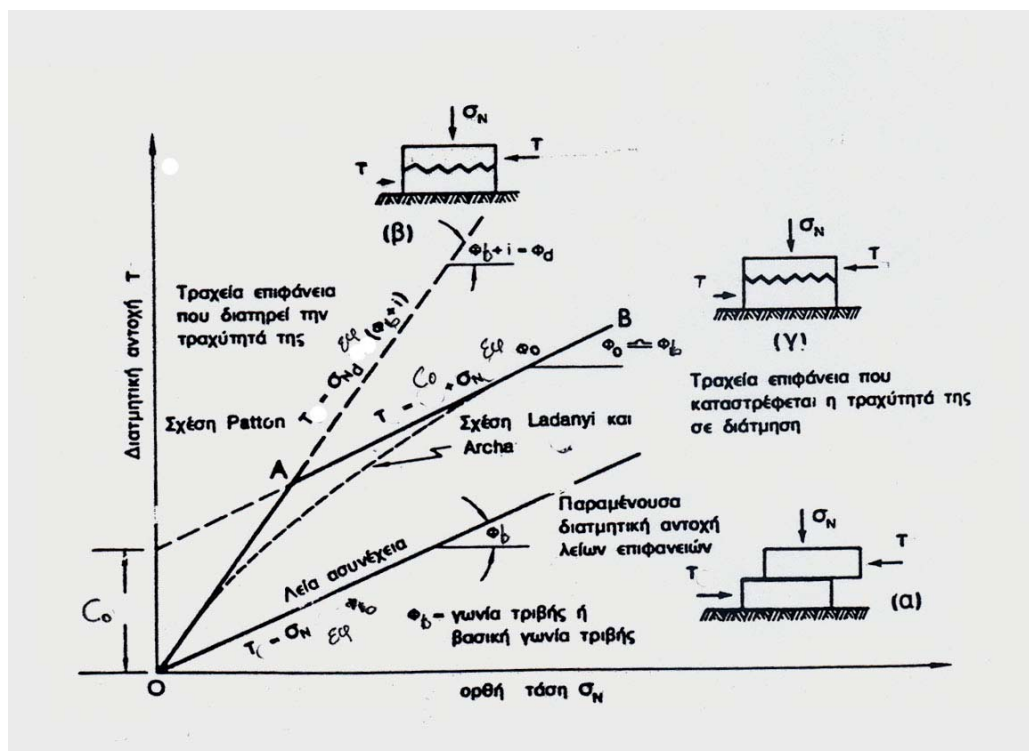
σ_c = η αντοχή του συμπαγούς βράχου σε μοναξονική θλίψη

Η εμπειρική σχέση του Barton μπορεί να παρουσιαστεί και γραφικά (Barton και Choubey, 1977) Σχ. 103



Σχ. 103. Παρουσίαση της εμπειρικής σχέσης του Barton με γραφικό τρόπο. Κάθε καμπύλη είναι αριθμημένη με την κατάλληλη τιμή του JCS(MPa). Τα προφίλ των τραχυτήτων δίνουν μια εικόνα των τιμών του JRC. JRC = 20, 10 και 5. Εντελώς λεία επιφάνεια έχει JRC=0 (από Barton και Choubey, 1977).

Μια εικόνα της μεταβολής της διατμητικής αντοχής σε συνάρτηση με την ορθή τάση κατά μήκος μιας ασυνέχειας δίνει ο Barton στο Σχ. 104 και στον πίνακα 34.



Σχ. 104. Μεταβολή της διατμητικής αντοχής σε συνάρτηση με την ορθή τάση κατά μήκος μιας ασυνέχειας, όταν η ασυνέχεια είναι: λεία (α), έχει κάποια συνοχή (β) και έχει τραχύτητα (γ), που διατηρείται.

Πίνακας 34
Τιμές της γωνίας $\Phi_d = \Phi_b + i$ (Κατά Barton 1973)

Είδος επιφανείας	Ορθή τάση σ_n σε kgf/cm^2	$\Phi_d = \Phi_b + i$	κατά
Ασβεστόλιθος με ελαφρά τραχύτητα στη διάστρωση	1,57	77°	Goodman
	2,09	73°	
	6,00	71°	
Ασβεστόλιθος με τραχύτητα στη διάστρωση	3,05	66°	Goodman
	6,80	72°	
Αργιλικός σχιστόλιθος σε επαφή με ασβεστόλιθο	0,21	71°	Goodman
	0,21	70°	
Ασυνέχειες σε χαλαζίτες γνεύσιους και αμφιβολίτες	-	80°	Paulding
	-	75°	
Γρανίτης με τραχεία υγιή ασυνέχεια, που προήλθε από δοκιμή σε εφελκυσμό	1,5	72°	Rengers
	3,5	69°	

Ο Barton (1973), έδειξε έτσι ότι τα αποτελέσματα εξαρτώνται από την ορθή τάση που εξασκείται. Οι κύριες κυματώσεις της ασυνέχειας, με μικρές γωνίες i , που ονομάζονται και τραχύτητα πρώτης τάξης δε φαίνεται να συμμετέχουν σημαντικά στη μετατόπιση της ασυνέχειας. Σε πολύ χαμηλές ορθές τάσεις οι επιφάνειες τραχύτητας δεύτερης τάξης, που αποτελούν οι μικρές ανωμαλίες και οι προεξοχές (δοντάκια) της ασυνέχειας, είναι αυτές που παίζουν χαρακτηριστικό ρόλο στη μετατόπιση. Όταν η ορθή τάση μεγαλώνει, τα δοντάκια σπάζουν από τη διάτμηση και τότε η τραχύτητα πρώτης τάξης ελέγχει τη διαδικασία διάτμησης της ασυνέχειας. Με τη συνεχή αύξηση της ορθής τάσης φτάνουμε τελικά σε μια κατάσταση, όπου η διάτμηση θα γίνει μέσω του συμπαγούς (άθικτου) υλικού του βράχου (αντοχή σε διάτμηση συμπαγούς βράχου).

Η μετάβαση από τη διαστολή στη διάτμηση μελετήθηκε θεωρητικά και πειραματικά από τους Ladanyi και Archambault (1970, 1972), που πρότειναν για την αντοχή του μεγίστου (συμπαγούς βράχου) την εξίσωση:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_n(1-a_s)(v + \epsilon\phi\phi_{\text{ΟΛ}}) + a_s \cdot \tau_f}{1 - (1-a_s)v \cdot \epsilon\phi_{\text{ΟΛ}}} \quad (190)$$

όπου:

a_s = το τμήμα της επιφάνειας της ασυνέχειας που έχει διατμηθεί από τη θραύση των προεξοχών (δοντιών) του συμπαγούς πετρώματος (βράχου).

v = διαστολή d_v/d_u στη διατμητική αντοχή μεγίστου (θραύσης)

τ_f = η διατμητική αντοχή του άθικτου υλικού του πετρώματος

Σε πολύ μικρές ορθές τάσεις, όπου δε θραύονται οι προεξοχές το a_s τείνει προς το μηδέν και το v προς το $\epsilon\phi_i$ και η παραπάνω εξίσωση προσεγγίζει την εξίσωση $\tau_r = \sigma_n \cdot \epsilon\phi(\phi_b + i)$

Σε πολύ υψηλές ορθές τάσεις, το a_s τείνει προς τη μονάδα και η διατμητική αντοχή της ασυνέχειας τείνει προς τη διατμητική αντοχή του υγιούς, άθικτου, και χωρίς ασυνέχειες υλικού του βράχου.

Από τους Ladanyi και Archambault προτάθηκαν οι παρακάτω εμπειρικές σχέσεις:

$$v = \left(1 - \frac{\sigma_n}{\sigma_j}\right)^k \epsilon\phi_i \quad (191)$$

$$a_s = 1 - \left(1 - \frac{\sigma_n}{\sigma_j}\right)^L \quad (192)$$

όπου για τραχείες επιφάνειες λαμβάνονται $k=4$ και $L=1,5$ και σ_j η αντοχή σε μοναξονική θλίψη του συμπαγούς βράχου κοντά στην ασυνέχεια.

Ο Barton (1973) δίνει μια εναλλακτική προσέγγιση στο πρόβλημα της διατμητικής αντοχής τραχείων επιφανειών προτείνοντας τη σχέση:

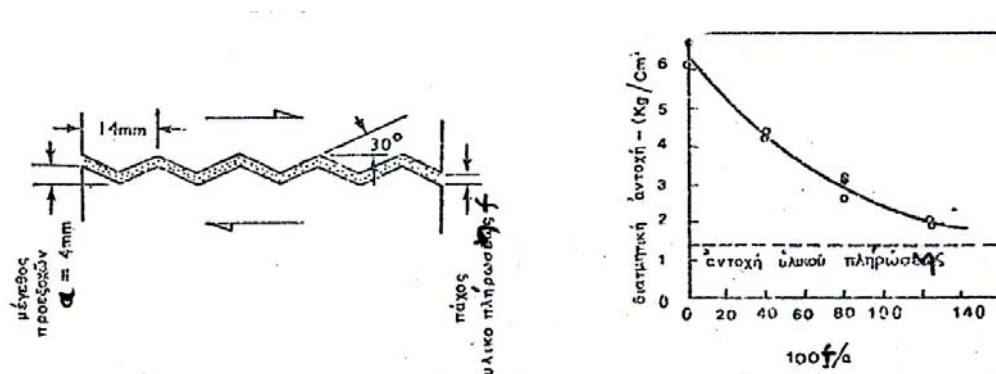
$$\tau = \sigma_n \tan(\phi_b + JRC \cdot \lg \frac{\sigma_j}{\sigma_n}) \quad (193)$$

Η εξίσωση αυτή του Barton είναι πιο εφαρμόσιμη σε περιοχές του λόγου σ_n/σ_j μεταξύ 0,01 και 0,3. Στα βραχώδη πρηνή, οι ορθές τάσεις βρίσκονται σε χαμηλά επίπεδα και επομένως η εξίσωση του Barton έχει πολύ χρήσιμη εφαρμογή στην ευστάθεια των πρηνών.

• Διατμητική αντοχή ασυνέχειας με υλικό πλήρωσης

Όταν οι ασυνέχειες φέρουν υλικό πλήρωσης, τότε η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών μειώνεται δραστικά. Το υλικό αυτό μπορεί να είναι χαλαρό μη συνεκτικό, όπως π.χ. τριμμένο υλικό του μητρικού πετρώματος, όπως και υλικό μεταφοράς και απόθεσης άλλου πετρώματος που γίνεται με τη βοήθεια του νερού. Όταν μάλιστα οι επιφάνειες των ασυνεχειών είναι επίπεδες και λείες, τότε αρκεί και μια λεπτή επικάλυψη με υλικό πλήρωσης για να προκαλέσει σημαντική μείωση της διατμητικής της αντοχής.

Το Σχ. 105 δείχνει τον τρόπο με τον οποίο το υλικό πλήρωσης επηρεάζει τη διατμητική αντοχή ασυνέχειας με τραχεία επιφάνεια μέχρι που η αντοχή της να καταλήξει σ' αυτήν την ίδια την αντοχή του υλικού πλήρωσης, όταν το πάχος του ξεπεράσει το μέγεθος των προεξοχών (δοντιών) της ασυνέχειας (Goodman, 1970).



Σχ. 105. Επίδραση του πάχους του υλικού πλήρωσης των ασυνεχειών στη διατμητική αντοχή μιας τραχείας ασυνέχειας με υλικό πλήρωσης αποσαθρωμένου μαρμαρυγία (Goodman, 1970).

Πολλές φορές οι διακλάσεις δεν είναι συνεχείς, αλλά παρουσιάζουν ανά διαστήματα, υγιείς γέφυρες, όπου το πέτρωμα δεν έχει διαραγεί. Η μέγιστη διατμητική αντοχή στις περιπτώσεις αυτές ορίζεται με τις σχέσεις (Μαραγκός, 2003):

- Ασυνέχειες χωρίς υλικό πλήρωσης

$$\tau_f = k_e \cdot \sigma_n \cdot \epsilon\phi\phi_{\text{ολ}} + (1 - k_e)(c' + \sigma_n \cdot \epsilon\phi\phi_{\text{ολ}}) \quad (194)$$

- ο Ασυνέχειες με υλικό πλήρωσης

$$\tau_f = k_e \cdot (\sigma_n \cdot \epsilon\phi\phi_f + c_f) + (1 - k_e)(c' + \sigma_n \cdot \epsilon\phi\phi_{\text{ολ}}) \quad (195)$$

όπου c' : η συνοχή του συμπαγούς βράχου

c_f : η συνοχή του υλικού πλήρωσης της ασυνέχειας

ϕ_f : η γωνία τριβής του υλικού πλήρωσης της ασυνέχειας

$k_e = \frac{\Sigma F_m}{F}$: ο επίπεδος βαθμός διαμελισμού της βραχόμαζας

Στον πίνακα 35 δίνονται ορισμένες επιλεκτικές τιμές διατμητικής αντοχής ασυνεχειών με υλικό πλήρωσης.

- **Επίδραση του νερού στη διατμητική αντοχή της ασυνέχειας**

Η παρουσία νερού στις ασυνέχειες επηρεάζει σημαντικά την ευστάθεια της βραχόμαζας, αφού στις ασυνέχειες με υλικό πλήρωσης μειώνει μέχρι και εξαφανίζει τη γωνία τριβής ϕ_f του υλικού πλήρωσης, αλλά και στις ανοιχτές ασυνέχειες (ρωγμές ολίσθησης, ρωγμές εφελκυσμού) αναπτύσσει υδροστατικές πιέσεις που μειώνουν το συντελεστή ασφάλειας της βραχόμαζας σε θέσεις ανοιχτών εκσκαφών.

Κατά τους Hoek & Bray (1981) η δύναμη που ασκεί το νερό της βραχόμαζας στις ασυνέχειες εκδηλώνεται ως άνωση ($\Sigma \chi$. 106) με μέτρο:

$$U = u \cdot A = \frac{\gamma_w}{\gamma_t} W_{\text{συν}\psi} \quad (196)$$

Όπου u = η υδροστατική πίεση του νερού στην ασυνέχεια

γ_w : το ειδικό βάρος του νερού

γ_t : το ειδικό βάρος της βραχόμαζας

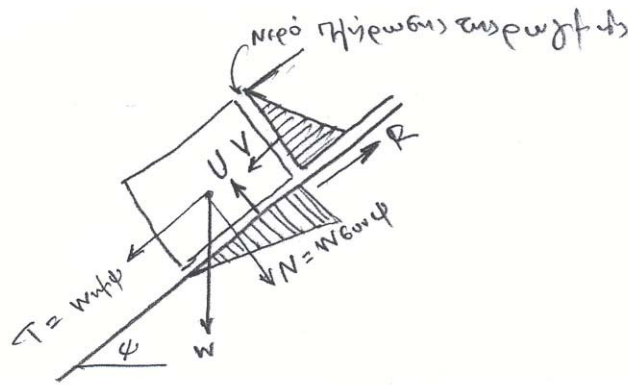
Στην περίπτωση αυτή η ορθή τάση $N=W_{\text{συν}\psi}$ μειώνεται τώρα εξαιτίας της άνωσης, οπότε και αντίσταση στην κίνηση R γίνεται:

$$R = (W_{\text{συν}\psi} - U) \epsilon\phi\phi_b = W_{\text{συν}\psi} \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma_t}\right) \epsilon\phi\phi_b \quad (197)$$

Πίνακας 35.
Αντοχή στη διάτμηση συνεχειών με υλικό πληρώσεως
(συγκέντρωση στοιχείων από τον Barton, 1974, από Hock, 1977)

Πέτρωμα	Περιγραφή	Αντοχή μεγίστου		Παραμένουσα αντοχή	
		C(kg/cm ²)	φ ^ο	C'(kg/cm ²)	φ ^ο
Βασάλτης	Αργιλικός βασαλτικός μυλωνίτης	2,4	42		
Αργιλικός σχιστόλιθος	Τριαξονική δοκιμή	0,6	32		
Αργιλικός σχιστόλιθος	Επιφάνειες στρώσης			0	19-25
Διορίτης, πορφύρης	Αργιλικό γέμισμα (2% άργιλος, Ρί=17)	0	26,5		
Γρανίτης	Ρήγματα με αργιλικό γέμισμα, εξασθενημένος με ιλυοαμμώδη πλήρωση ρήγματος. Τεκτονικά διατμημένη ζώνη σχιστοποιημένος και σπασμένος γρανίτης αποσυντιθεμένος γρανίτης και υλικό πλήρωσης.	0-1,0 0,5 2,42	24-45 40 42		
Γραουβάκης (ψαμμίτης)	1-2 mm άργιλος στις επιφάνειες στρώσης			0	21
Ασβεστόλιθος	Στρώμα αργίλου 6 mm αργιλ. πληρωσ. 1-2 cm αργ. πλήρωση <1mm	1,0 0,5-2,0		0	13
Ασβεστόλιθος μάργα και λιγνίτες	Ενδιαστρώσεις λιγνίτη Επαφή λιγνίτη-μάργας	0,8 1,0			
Ασβεστόλιθος	Μαργαϊκές διακλάσεις, πάχους 2 cm	0	21	0	15-24
Λιγνίτης	Στρώμα μεταξύ λιγνίτη και υποκειμένων αργιλικού στρώματος	0,14-0,3			
Μπεντονιτικός σχιστόλιθος	Τριαξονικές δοκιμές δοκιμή άμεσης διάτμησης	0-2,7	8,5-29	0,3	8,5
Σχιστόλιθος	Αργιλικό γέμισμα 10-15 cm	0,3-0,8			
Χαλαζίτες και πυριτικοί σχιστόλιθοι	Επίπεδα στρώσεως με λεπτή άργιλο	6,1-7,4			
	Επίπεδα στρώσης με παχειά άργιλο	3,8			

$$\text{Και } \varepsilon\varphi\psi = \left(1 - \frac{Y_w}{Y_t}\right) \varepsilon\varphi\varphi_b \quad (198)$$



Σχ. 106. Δράση του νερού στην επιφάνεια ολίσθησης και στη ρωγμή εφελκυσμού της βραχώμαζας

Στην περίπτωση που οι ρωγμές στη βραχώμαζα φέρουν νερό ο συντελεστής ασφάλειας (F) σε ένα τεχνικό πρανές (Σχ. 107) θα δίνεται από τη σχέση ισορροπίας:

$$F = \frac{cA + (W \cdot \sin \psi_p - U - V \cdot \eta \mu \psi_p) \cdot \epsilon \phi \psi_b}{W \cdot \eta \mu \psi_p + V \cdot \sin \psi_p} \quad (199)$$

Όπου:

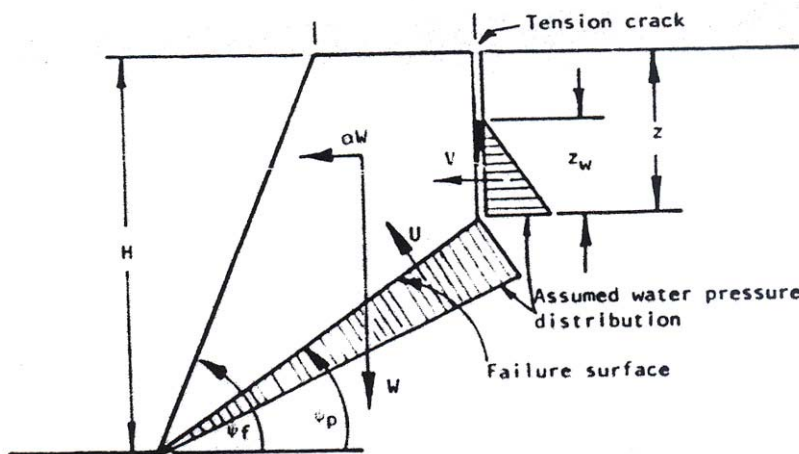
$$Z = H(1 - \sqrt{\sin \epsilon \phi \psi_f \cdot \epsilon \phi \psi_p}) \quad (200)$$

$$A = (H - Z) \sin \psi_p \quad (201)$$

$$W = 1/2 \gamma_t \cdot H^2 [1 - (z/H)^2] \cdot \sin \epsilon \phi \psi_p - \sin \epsilon \phi \psi_f] \quad (202)$$

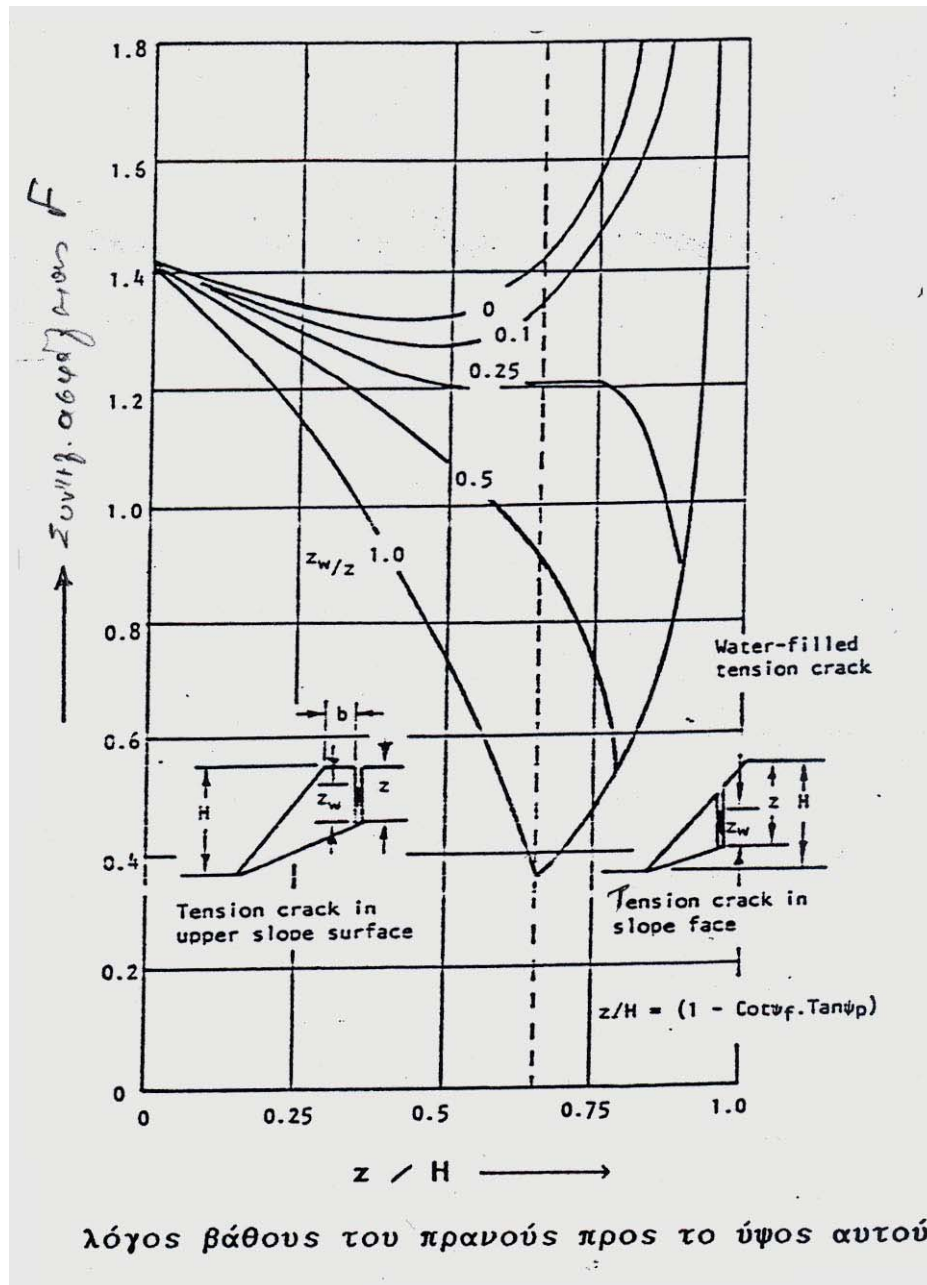
$$U = 1/2 \gamma_w \cdot z_w \cdot A \quad (203)$$

$$V = 1/2 \gamma_w \cdot z_w^2 \quad (204)$$



Σχ. 107. Ανάλυση δυνάμεων που ενεργούν σε ασυνέχεια ολίσθησης και εφελκυστική ρωγμή που φέρουν νερό (Hoek & Bray, 1981)

Στις περιπτώσεις που το βάθος της εφελκυστικής ρωγμής δεν είναι γνωστό, καθώς και το ύψος πλήρωσής της με νερό, τότε η επίδραση του βάθους της ρωγμής και του πιθανού ύψους πλήρωσής της με νερό γίνονται κατανοητά με τη βοήθεια του Σχ. 108.



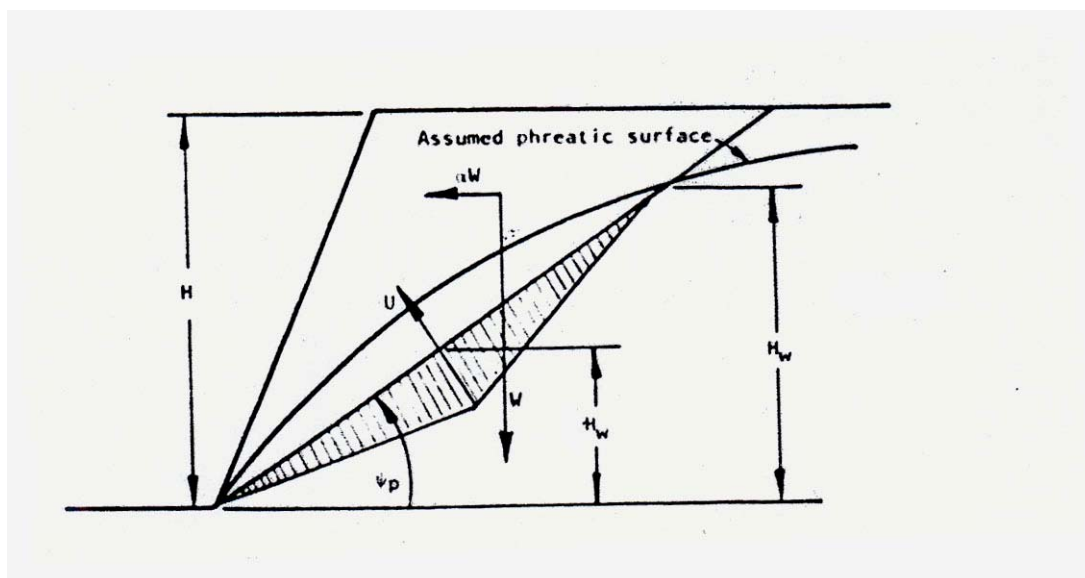
Σχ. 108. Νομόγραμμα υπολογισμού του συντελεστή ασφαλείας ενός τεχνητού πρανούς από το βάθος της εφελκυστικής ρωγμής (Hoek & Bray, 1981)

Αν στο τεχνητό πρανές εμφανίζεται μόνο μια ασυνέχεια που αποτελεί και την πιθανή επιφάνεια ολίσθησης χωρίς αυτή να συνοδεύεται από εφελκυστική ρωγμή (Σχ. 109) τότε η παρουσία νερού στην ασυνέχεια διαμορφώνει την τιμή του συντελεστή ασφάλειας F προς (Hoek & Bray, 1981):

$$F = \frac{c.A + (W \sin \psi_p - U) \tan \phi_b}{W \cos \psi_p} \quad (205)$$

Όπου:

$$U = 1/2 \gamma_w \cdot H_w^2 \sin \psi_p \quad (206)$$



Σχ. 109. Επίδραση του νερού της ασυνέχειας στην ασφάλεια τεχνητού πρανούς (Hoek & Bray, 1981)

iv. Υδραυλικές ιδιότητες της βραχώμαζας

Ανάμεσα στο υπόγειο νερό της βραχώμαζας και σ' αυτήν την ίδια τη βραχώμαζα αναπτύσσεται μια αμοιβαία εναλλασσόμενη επίδραση. Το νερό μέσα από τις φυσικές και χημικές του ιδιότητες επηρεάζει τη μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας. Αντίστοιχα οι διάφορες ρηξιγενείς δομές που χαρακτηρίζουν τη βραχώμαζα επηρεάζουν την κίνηση και την αποθήκευση και κατανομή του νερού μέσα σ' αυτήν. Το νερό που βρίσκεται μέσα στη βραχώμαζα διακρίνεται στις παρακάτω κατηγορίες:

- **Νερό διακλάσεων και ρωγμών.** Βρίσκεται και κινείται με μικρές ή μεγάλες ταχύτητες στις ανοιχτές ασυνέχειες της βραχώμαζας. Σχηματίζει συνήθως φρεάτιους υδροφόρους ορίζοντες, ενιαίους ή διαχωριζόμενους που εκφορτίζονται στις ανοιχτές επιφάνειες με τη μορφή πηγών (συνεχής ροής), σταγόνων και επιδρώσεων.

Επηρεάζει τη μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας με την εκδήλωση υδροστατικών πιέσεων μέσα σ' αυτήν.

- **Καρστικό νερό.** Παρουσιάζεται σε καρστικούς ανθρακικούς σχηματισμούς και κινείται με μεγάλες, σχετικά, ταχύτητες μέσα στους ανοιχτούς καρστικούς αγωγούς της βραχώμαζας. Εκδηλώνεται στην ελεύθερη επιφάνεια με τη μορφή καρστικών πηγών, που παρουσιάζουν συνήθως μεγάλες παροχές.

α. Η υδατοαπορροφητικότητα της βραχώμαζας (Wasseraufnahmefähigkeit)

Με τον όρο υδατοαπορροφητικότητα της βραχώμαζας εννοούμε την ικανότητα της βραχώμαζας να προσλαμβάνει νερό. Επειδή το πρωτογενές πορώδες του βραχώδους πετρώματος έχει μηδενιστεί με τη διαγένεση των ιζημάτων στην περίπτωση ιζηματογενών πετρωμάτων, η πρόσληψη του νερού σ' αυτό γίνεται μόνο με τη βοήθεια των ανοιχτών δομών της βραχώμαζας, που είναι οι διακλάσεις και τα ρήγματα. Επομένως η πρόσληψη νερού της βραχώμαζας εξαρτάται αποκλειστικά από το πλήθος των συστημάτων διακλάσεων, από την πυκνότητα των ασυνεχειών, την ανάπτυξή τους, το εύρος τους και το υλικό πλήρωσής τους. Σύμφωνα με το Müller (1963) ο όγκος των κενών στη βραχώμαζα δίνεται από τη σχέση:

$$V_{kl}(\text{cm}^3/\text{m}^3) = 1000(f_1 \cdot k_1 \cdot K_{e1} + f_2 \cdot k_2 \cdot K_{e2} + \dots + f_n \cdot k_n \cdot K_{en})$$

$$\text{ή } V_{kl}(\%) = \frac{\sum f_i^{(mm)} \cdot k_i \cdot K_{ei}}{10} \quad (207)$$

και κατ' επέκταση η υδατοαπορροφητικότητα της βραχώμαζας $V_{kw}(\%)$ σε:

$$V_{kw}(\%) = \frac{n}{10} \cdot \sum f_i^{(mm)} \cdot k_i \cdot K_{ei} \quad (208)$$

όπου n = το ενεργό πορώδες του υλικού πλήρωσης των ασυνεχειών.

1. Υδατοκινητικότητα της βραχώμαζας

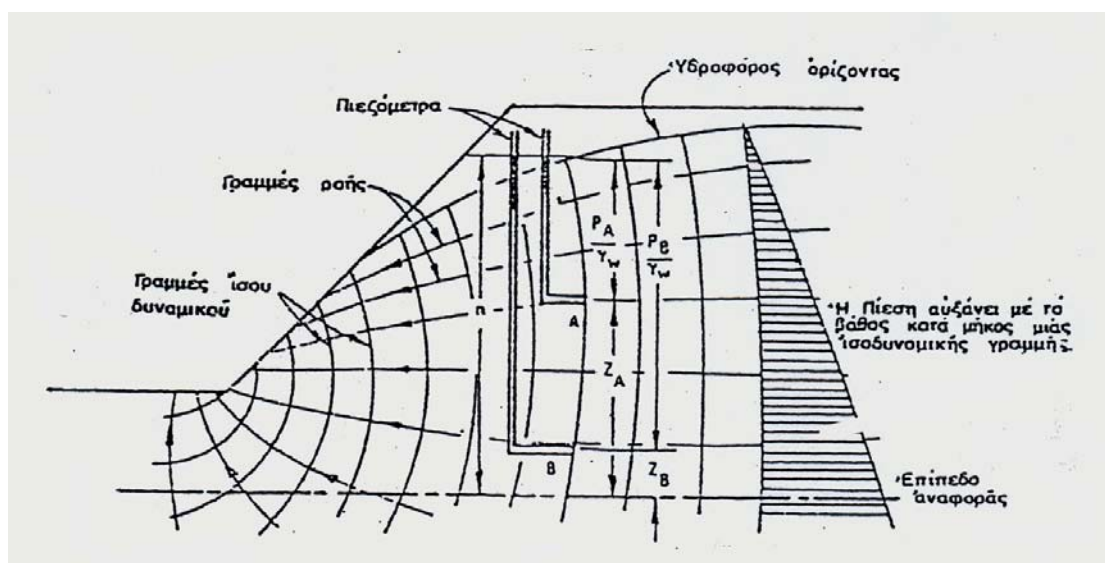
Με τον όρο αυτόν χαρακτηρίζεται μια πέρα για πέρα ρυθμισμένη διαπερατότητα της βραχώμαζας. Επειδή η διαπερατότητα της βραχώμαζας οφείλεται στις διακλάσεις, το δίκτυο όμως αυτών μπορεί να είναι εξαιρετικά ανισότροπο, έτσι και η βραχώμαζα ως προς αυτήν της την ιδιότητα είναι συχνά ιδιαίτερα ανισότροπη. Το γεγονός αυτό έχει συχνά σαν αποτέλεσμα ο υδρογεωλογικός υδροκρίτης να αποκλίνει λίγο ή πολύ από το μορφολογικό υδροκρίτη.

Η κίνηση του νερού μέσα στα συστήματα των ασυνεχειών εξαρτάται εκτός από την πυκνότητά τους και το άνοιγμά τους και από την υδραυλική τους σύνδεση. Έτσι το νερό μπορεί να σχηματίζει ένα κλειστό δίκτυο ροής (Σχ. 110) ή να σχηματίζει ξεχωριστούς, ανεξάρτητους υδροφόρους ορίζοντες. Στο γεγονός αυτό οφείλεται η

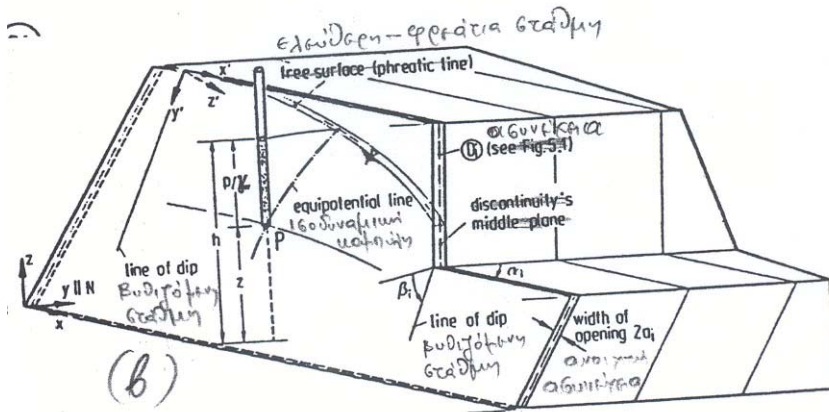
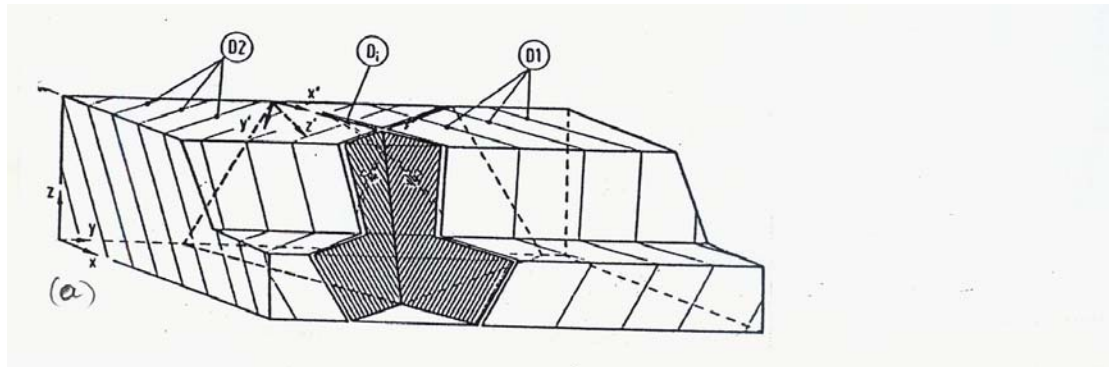
ανομοιόμορφη κίνηση και εκδήλωση του νερού που διείσδυσε μέσα στη βραχώμαζα. Σ' αυτήν την ανομοιόμορφη κατανομή και κίνηση του νερού οφείλεται η εικόνα που παρουσιάζουν ανοιχτά πρηνή, να εκδηλώνουν εμφανίσεις νερού, πηγές, σταγόνες, επιδρώσεις, σε θέσεις ανεξάρτητες εντελώς ή εν μέρει μεταξύ τους. Ανάμεσα σε δύο υδροφόρες ζώνες, να παρουσιάζονται στεγνές και άνυδρες ζώνες. Η ελεύθερη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα της βραχώμαζας διαμορφώνεται ανάλογα (ενιαία ή κλιμακωτή) με την υδραυλική επικοινωνία που έχουν μεταξύ τους οι ασυνέχειες.

Στη φύση οι περισσότεροι υδροπερατές ζώνες επιτρέπουν μια κίνηση του νερού κατά προτίμηση. Μπορούμε να δεχτούμε πως όσο ελαττώνεται το μέγεθος των θραυσμογενών τμημάτων του πετρώματος, δηλαδή όσο αυξάνεται το δίκτυο των κατατμήσεων ή ελαττώνεται η απόσταση ανάμεσα στις κατατμήσεις, στην περιοχή γύρω από 10 εκατοστά, τόσο πετυχαίνεται μια ικανοποιητική ομογένεια στα βραχώδη πετρώματα, που μας επιτρέπει στη συνέχεια να υπολογίσουμε ικανοποιητικά τη διαπερατότητα (Schoeller, 1962).

Αν η ανισοτροπία του κατατμητικού δικτύου δημιουργεί και μια ανισοτροπία της υδατοκινητικότητας, τότε οι ανομογένειες αυτές της βραχώμαζας και η κατάτμηση της είναι στοιχεία που δημιουργούν ανωμαλίες στις ρωγμωγενείς ζώνες με αποτέλεσμα να παρατηρείται ροή νερού στα περισσότερα κερματισμένα πετρώματα και τοποθέτηση στο δρόμο της ροής αυτής υδατοστεγών υλικών, μυλωνίτες κ.λπ. ως εμπόδια. Και οι δυο μαζί, ανισοτροπία και ανομογένεια, προσδιορίζουν τις θέσεις όπου εμφανίζονται οι πηγές, αλλά και την πορεία της ελεύθερης στάθμης του νερού μέσα στη βραχώμαζα.

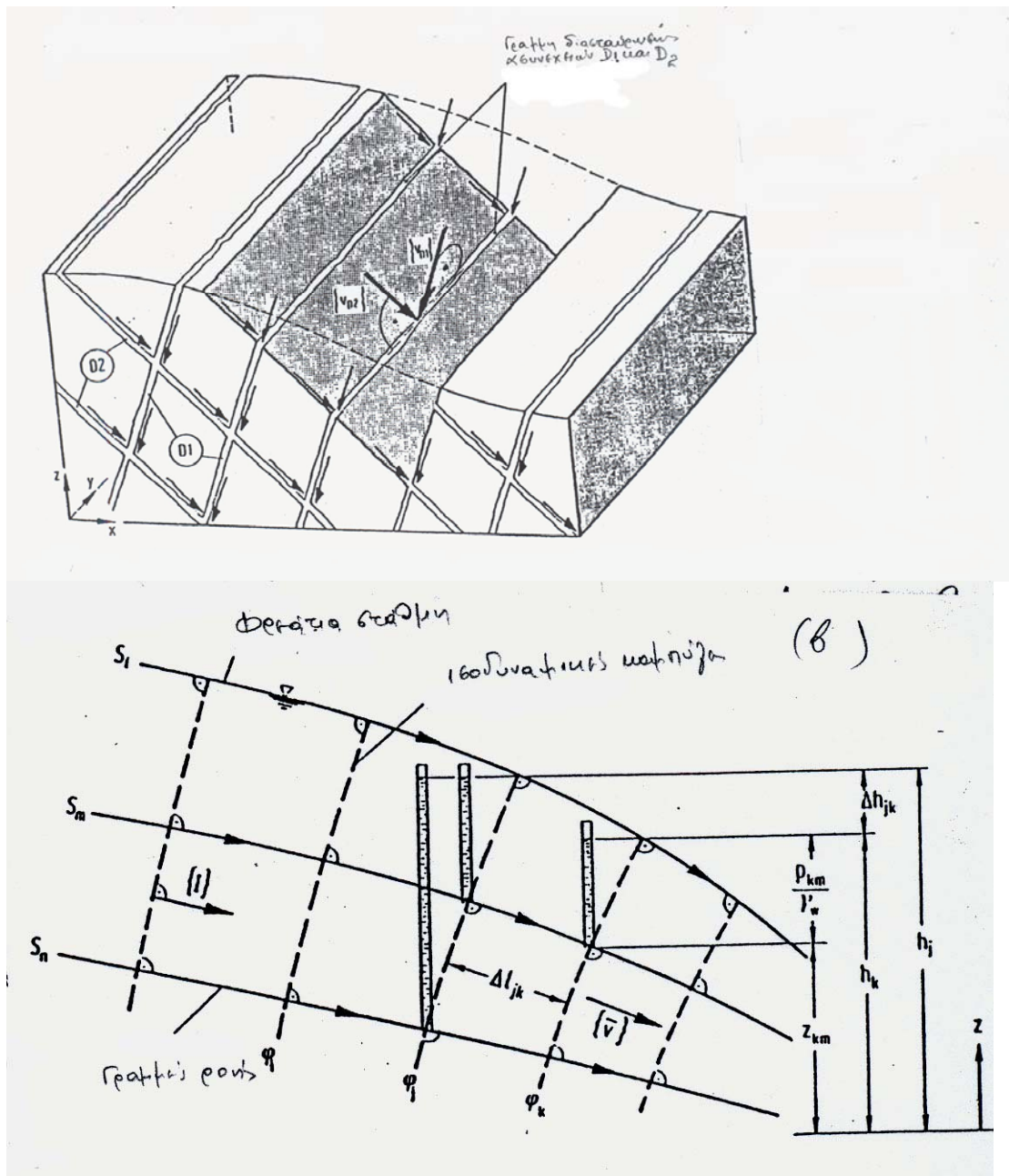


Σχ. 110. Δίκτυο ροής σε βραχώμαζα (Hoek & Bray, 1981)



Σχ. 111. α. Βραχώδες πρανές με δύο οικογένειες ασυνεχειών, β. Πιεζομετρική κατάσταση στην ασυνέχεια D_1 (Witce, 1984).

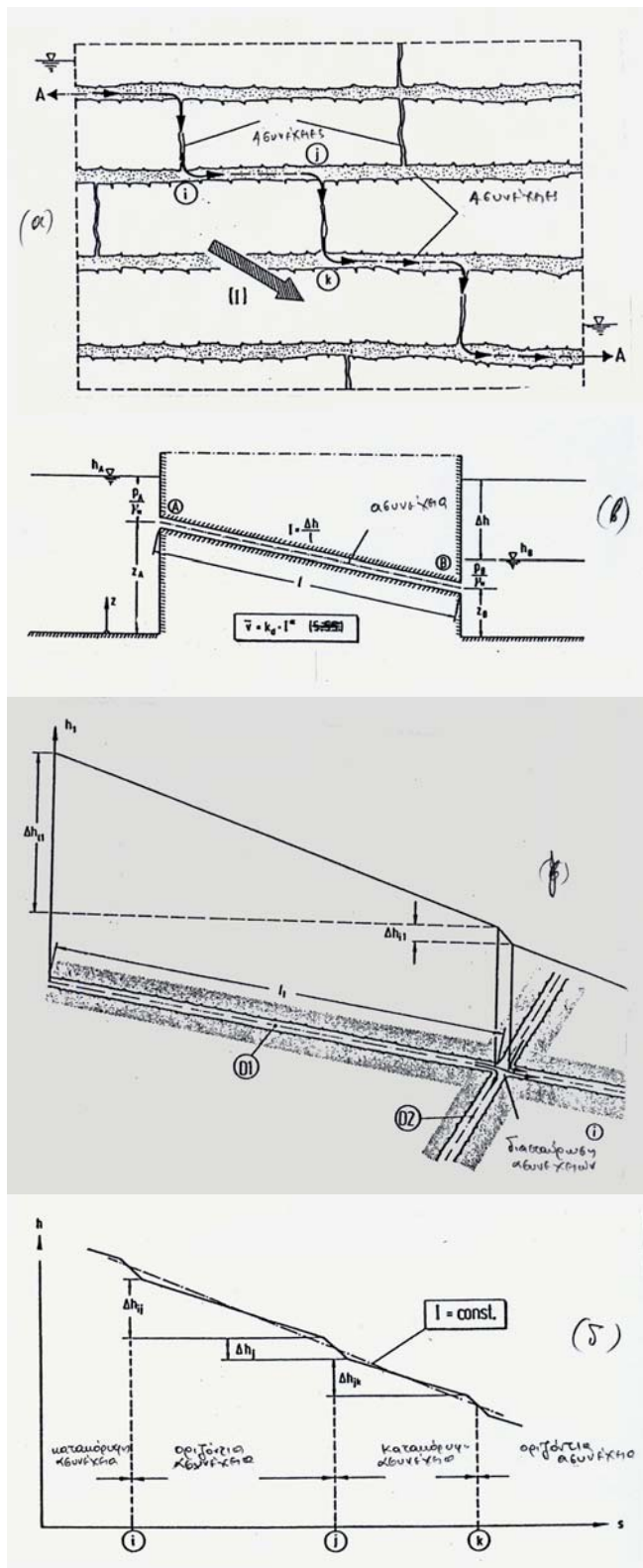
Το Σχ. 111α παρουσιάζει βραχώδες πρανές που διακόπτεται από δυο συστήματα ασυνεχειών D_1 και D_2 με νερό που κυκλοφορεί μέσα σ' αυτές, ενώ το Σχ. 111β την πιεζομετρική κατάσταση που επικρατεί στην ασυνέχεια D_1 με $h=z+p/\gamma_w$. Η στροβιλώδης ροή, όσο και η γραμμική ροή που δημιουργούνται εξαιτίας των άνισων πλευρών της ασυνέχειας υπολογίζονται με τη μέθοδο που εξετάζει τη μονοδιάστατη ροή μέσα στην ασυνέχεια, γεγονός που σπάνια το συναντάμε στη φύση. Το δίκτυο δισδιάστατης ροής που αναπτύσσεται σε σύστημα υδραυλικά συνδεδεμένων ασυνεχειών φαίνεται στο Σχ. 112α και β.



Σχ. 112. α. Δύο διαστάσεων ροή σε ασυνέχεια με υλικό πλήρωσης.

β. Δίκτυο δυδιάστατης ροής σε επίπεδο ασυνέχειας (Witke, 1984)

Κατά την κίνηση του νερού μέσα στις ασυνέχειες σε κατάσταση ελασματοειδούς ροής παρουσιάζονται απώλειες ενέργειας, τόσο στις ίδιες τις ασυνέχειες όσο και στις διασταυρώσεις τους με ασυνέχειες που ανήκουν σε άλλα συστήματα (Σχ. 113 α, β και γ)



Σχ. 113. α. Κίνηση νερού σε διαφορετικά συστήματα διακλάσεων, β. Μέση ταχύτητα ροής σε μονοδιάστατη ροή διαμέσου ασυνέχειας, γ. Απώλεια ενέργειας σε διασταύρωση ασυνεχειών, δ. Αύξηση απωλειών ενέργειας σε τομές αγωγών ροής (Witke, 1984).

γ. Διαπερατότητα βραχόμαζας

γ1. Γενικά στοιχεία

Αναφέραμε στο κεφάλαιο iv.1 την έννοια της υδατοαπορροφητικότητας της βραχόμαζας, με την οποία χαρακτηρίσαμε την ικανότητα της βραχόμαζας να προσλαμβάνει νερό. Όταν η βραχόμαζα κατατέμνεται από ένα μεγάλο πλήθος συστημάτων διακλάσεων που παρουσιάζουν μεγάλη πυκνότητα (συντελεστή ρωγμάτωσης) και ανάπτυξη, έτσι ώστε αυτή να μπορεί να χαρακτηριστεί προσεγγιστικά ως ισότροπη, με δυνατότητα ισχύος του νόμου του Darcy, τότε δε μιλάμε για υδατοαπορροφητικότητα, αλλά για διαπερατότητα της βραχόμαζας. Η διαπερατότητα της βραχόμαζας χαρακτηρίζεται από το συντελεστή της υδραυλικής της αγωγιμότητας k (m/sec). Ο υπολογισμός του πραγματοποιείται με επιτόπου δοκιμές διαπερατότητας (δοκιμές Lugeon ή WD ή WP-tests). Για να έχουν πρακτικό ενδιαφέρον τα δίκτυα των ρωγμών που κατατέμνουν τη βραχόμαζα θα πρέπει να είναι ανοιχτά ή να πληρούνται με υλικό που να παρουσιάζει υψηλό ενεργό πορώδες και να συνδέονται υδραυλικά μεταξύ τους. Διακλάσεις σε μάργες, μαργαϊκούς και αργιλλικούς σχιστόλιθους, φυλλίτες δεν έχουν πρακτικό ενδιαφέρον, γιατί επουλώνονται ταχύτατα με αργιλικό υλικό που εμποδίζει την υδροφορία.

Η καταπόνηση της βραχόμαζας (κατά τη διάρκεια της δημιουργίας της) παίζει σημαντικό ρόλο στη διαπερατότητα της. Αυτό συμβαίνει γιατί υπάρχει μια ανάλογη σχέση μεταξύ της καταπόνησης και του ρόλου που παίζουν τα διάφορα τεκτονικά στοιχεία της βραχόμαζας (καταμητικότητα, ζώνες διάρρηξης, διαμελισμός, κλπ.) στη διαπερατότητα. Έτσι διάφορες τεκτονικές ζώνες που έχουν ισχυρά καταταμηθεί και διαρρηχθεί, αποτελούν· ιδιαίτερα κοντά στην επιφάνεια, περιοχές με αυξημένη διαπερατότητα .

Σε πολυάριθμες έρευνες που έγιναν σε διάφορα φράγματα (Heitfield 1965) αποδείχτηκε ότι σχετικά συνεκτική βραχόμαζα παρουσιάζει σε αρκετά καταταμημένες περιοχές, ακόμα και σε βαθύτερα επίπεδα κάτω από την επιφάνεια, μια αυξημένη διαπερατότητα.

Επίσης οι πυρήνες πολλών πτυχωσιγενών δομών παρουσιάζουν κανονικά μια ισχυρή αποσάθρωση σε ανάλογα αυξημένη διαπερατότητα (Δημόπουλος 1986).

Κατά συνέπεια το μέγεθος της καταπόνησης, ο χρόνος που έλαβε χώρα, η ικανότητα παραμόρφωσης από την οποία εξαρτάται το μέγεθος της αποσύνδεσης και αποσάθρωσης, καθώς και η ευδιαλυτότητα μιας πετρογραφικής ενότητας, χαρακτηρίζουν το μέγεθος της διαπερατότητας των βραχωδών πετρωμάτων, η οποία φυσιολογικά μειώνεται με το βάθος σε μεγαλύτερο βαθμό από ό,τι η αντίστοιχη διαπερατότητα του πετρώματος.

Πρέπει να τονιστεί εδώ ότι για τα ρωγμώδη πετρώματα με ρωγμές σχετικά μεγάλου εύρους, ο τύπος που προσδιορίζει το συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας σε σχέση με το βαθμό κορεσμού και που αναφέρθηκε στα πορώδη πετρώματα δεν παρουσιάζει ικανοποιητική ισχύ.

Στον πίνακα 36 παραθέτουμε συγκριτικές τιμές διαπερατότητας άθικτου πετρώματος, ρωγματωμένου πετρώματος στη βραχώμαζα και ανάλογων τιμών συνηθισμένων εδαφών (κατά Hoek και Bray, 1981).

Πίνακας 36.
Ενδεικτικές τιμές συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k σε άθικτο πέτρωμα, βραχώμαζα και χαλαρό έδαφος (Hoek & Bray, 1981).

	k(cm/s)	Άθικτο πέτρωμα	Βραχώμαζα	Έδαφος
Πρακτικά αδιαπέρατο	10^{-10} 10^{-9} 10^{-8} 10^{-7}	Αργιλικός σχιστόλιθος Δολομίτης Γρανίτης		Ομοιογενής άργιλος κάτω από την επιφανειακή χαλαρωμένη ζώνη
Μικρή παροχή από στράγγιση	10^{-6} 10^{-5} 10^{-4} 10^{-3}	Ψαμμίτης	Ρωγμές πληρωμένες με άργιλο	Πολύ λεπτή άμμος, ιλύς, μίγματα άμμου και αργίλου στρωματωμένη άργιλος
Υψηλή παροχή ελεύθερη αποστράγγιση	10^{-2} 10^{-1} 1,0 10^1 10^2		Πέτρωμα με διακλάσεις	Καθαρή άμμος, μίγματα καθαρής άμμου και χαλίκιων
			Πέτρωμα με ανοικτές διακλάσεις πολύ ρωγματωμένο πέτρωμα	Καθαρά χαλίκια

γ2. Υπολογισμός του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας της βραχώμαζας

ο Από τα συστήματα ασυνεχειών της βραχώμαζας

Σύμφωνα με το Louis (1969), ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας (k) παράλληλα σε ένα σύστημα ρωγμών παράλληλων, επίπεδων και λείων δίνεται από τον τύπο

$$k = \frac{g \cdot f^3}{12 \cdot v \cdot b} \text{ (cm/sec)} \quad (209)$$

όπου:

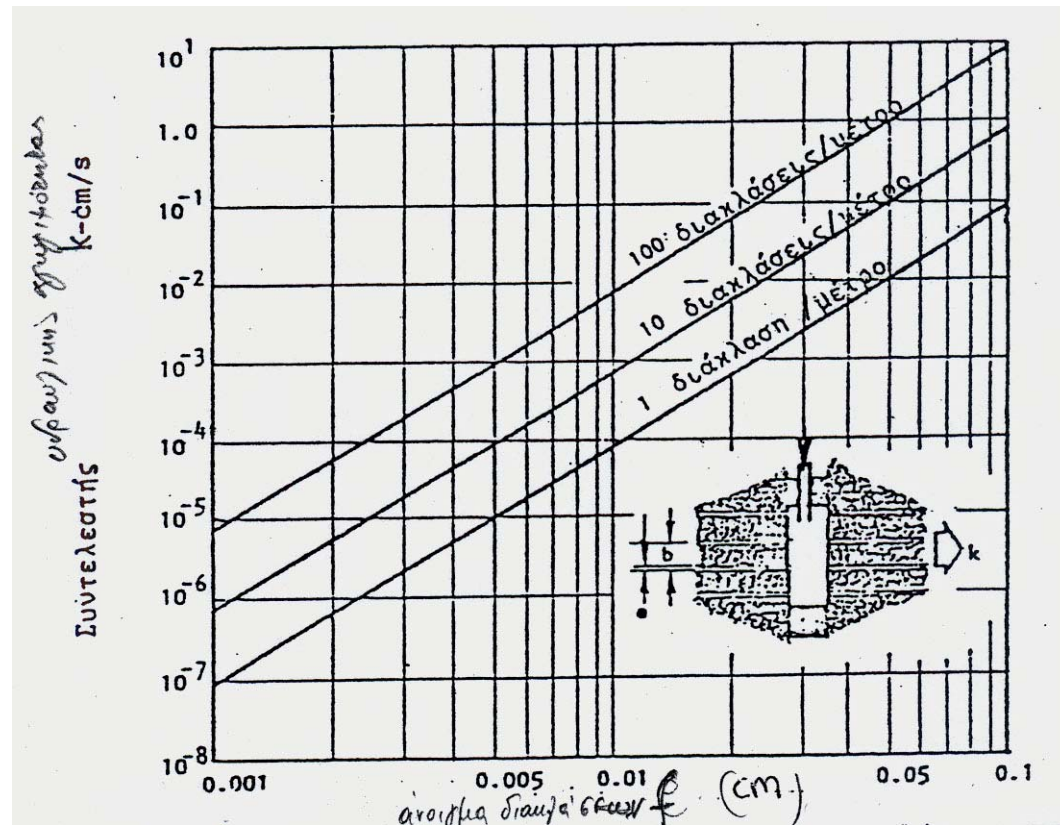
g= η επιτάχυνση της βαρύτητας (981 cm/sec^2)

f = το άνοιγμα της ρωγμής (cm)

b = η μέση απόσταση των ρωγμών του συστήματος (cm)

ν = ο συντελεστής κινηματικού ιξώδους ($0,0101 \text{ cm}^2/\text{sec}$ για καθαρό νερό 20°C)

και αποδίδεται με το Νομόγραμμα του Σχ. 114



Σχ. 114. Επίδραση ανοίγματος και συχνότητας των διακλάσεων στο συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας (k) κατά τη διεύθυνση μιας οικογένειας λείων, παράλληλων διακλάσεων σε βραχώμαζα. (Hoek & Bray, 1981).

Η παραπάνω σχέση του Louis ισχύει όταν έχουμε γραμμική ροή. Σε αντίθεση περίπτωση τα σφάλματα που έχουμε είναι σημαντικά. Σφάλματα παρουσιάζονται επίσης στις περιπτώσεις που έχουμε τραχείες επιφάνειες ασυνεχειών και σε ασυνέχειες με υλικό πλήρωσης. Στην τελευταία περίπτωση συστήματος ασυνεχειών με υλικό πλήρωσης η χαμηλότερη ισοδύναμη περατότητα της βραχώμαζας δίνεται από τη σχέση:

$$k = \frac{f}{b} \cdot k_f + k_r \text{ (cm/sec)} \quad (210)$$

όπου:

k_f = ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας του υλικού πλήρωσης της ασυνέχειας

k_f = ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας του άθικτου πετρώματος

Στις περισσότερες φορές η τιμή $k_f=0$ σε βραχώμαζα που έχει υποστεί την οριστική της διαγένεση.

Από τις τιμές του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας που υπολογίζονται για κάθε ξεχωριστό σύστημα ρωγμών (διακλάσεων) στη βραχώμαζα προσδιορίζεται και ο προσανατολισμός του ευνοϊκότερου συστήματος υπόγειας αποστράγγισης της βραχώμαζας. Γεγονός πολύ σημαντικό στις περιπτώσεις επέμβασης σε έργα αποστράγγισης ή αντίστοιχα έργα στεγανοποίησης της βραχώμαζας.

Από την εκτέλεση επιτόπου δοκιμών διαπερατότητας

- **Δοκιμές ανοιχτού άκρου (Δοκιμές Maag-Le Franc)**

Ονομάζονται δοκιμές ανοιχτού άκρου, γιατί γίνονται διαμέσου του ανοιχτού άκρου ενός σωλήνα συγκράτησης των τοιχωμάτων της γεώτρησης. Όπως αναφέρθηκε και στο κεφ. 2 οι δοκιμές αυτές βρίσκουν εφαρμογή σε ομοιογενείς χαλαρούς και εύθρυπτους σχηματισμούς, που χρειάζονται συνεχή σωλήνωση για τη συγκράτηση των τοιχωμάτων τους εντός της οπής της γεώτρησης. Ακόμη βρίσκουν εφαρμογή στον προσδιορισμό της περατότητας του μανδύα αποσάθρωσης της βραχώμαζας.

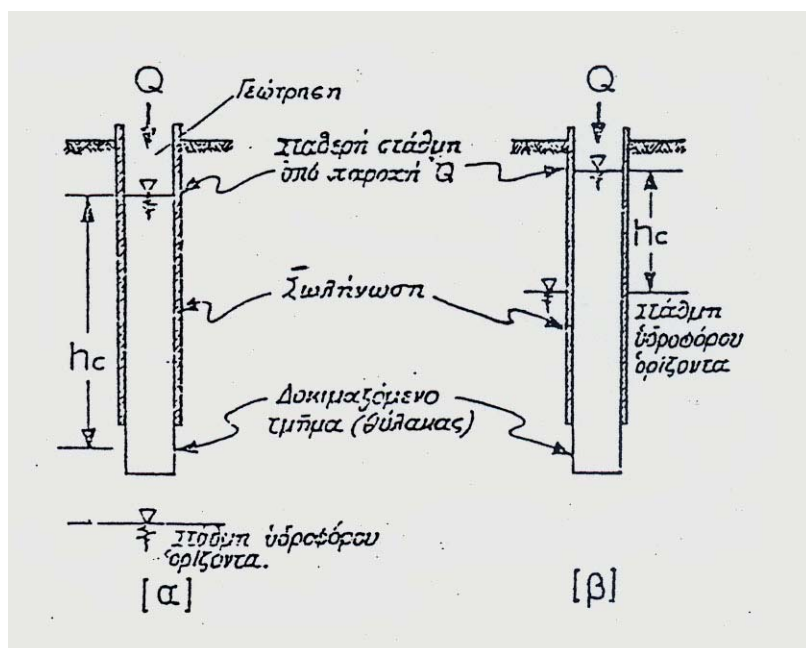
Χρησιμοποιούνται για τη στεγανοποίηση υποβάθρου σε τεχνικά έργα καθώς και για προβλήματα αποστραγγίσεων.

- **Δοκιμή Le Franc (δοκιμή σταθερού φορτίου)**

Η δοκιμή πραγματοποιείται κατά την πρόοδο της γεώτρησης. Η γεώτρηση σωληνώνεται μέχρις σε ένα ορισμένο βάθος, ενώ το κάτω μέρος της γεωτρητικής οπής (θύλακας) αφήνεται ασωλήνωτο, διαμέσου του οποίου γίνεται η έγχυση του νερού στο έδαφος.

Η διεξαγωγή της δοκιμής φαίνεται στο Σχ. 115. Η στάθμη του νερού στη γεώτρηση κρατιέται σταθερή, ρίχνοντας συνεχώς ποσότητα νερού Q σε μετρούμενο χρόνο t . Με τα στοιχεία που παίρνονται υπολογίζεται ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας k από τη σχέση:

$$k = \frac{Q}{c \cdot h_c} \quad (211)$$



Σχ. 115. Δοκιμή σταθερού φορτίου (Δοκιμή Le franc)

Οι τιμές του θύλακα c παίρνονται από τον πίνακα 11

- **Δοκιμή Maag (δοκιμή μεταβλητού φορτίου)**

Ανήκει στις δοκιμές μεταβλητού φορτίου. Ρίχνεται νερό στην οπή της γεώτρησης, ώστε η στάθμη του νερού σ' αυτήν να ανέβει σε ένα επιθυμητό επίπεδο και μετράται ο χρόνος, μέχρις ότου αυτή πέσει σε ένα χαμηλότερο επίπεδο (Σχ. 116α). Η δοκιμή γίνεται κατά την εξέλιξη της διάτρησης της γεώτρησης.

Ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας k για σωληνωμένη γεώτρηση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$k = \frac{r}{4 \cdot h_m} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{m/sec}) \quad (212)$$

όπου:

G_w = η στάθμη του υπόγειου νερού

h_1 = στάθμη του νερού στη γεώτρηση κατά την έναρξη της δοκιμής (m)

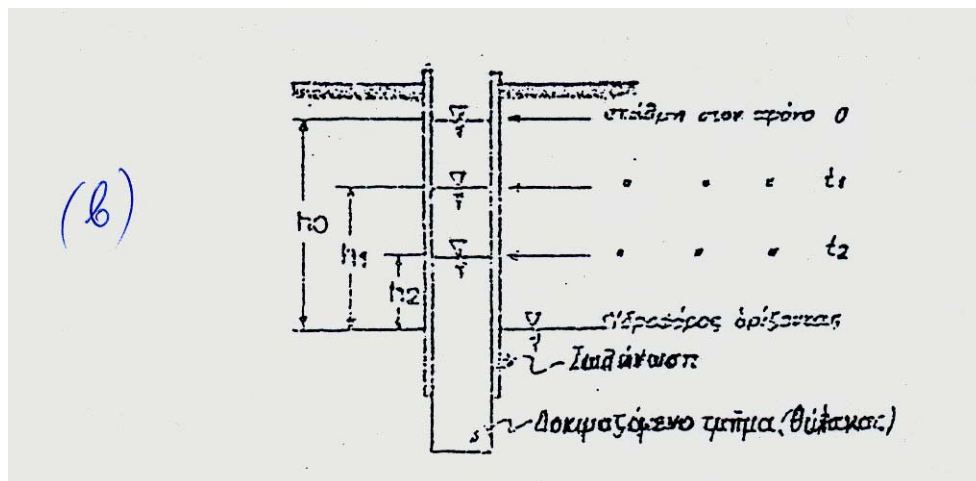
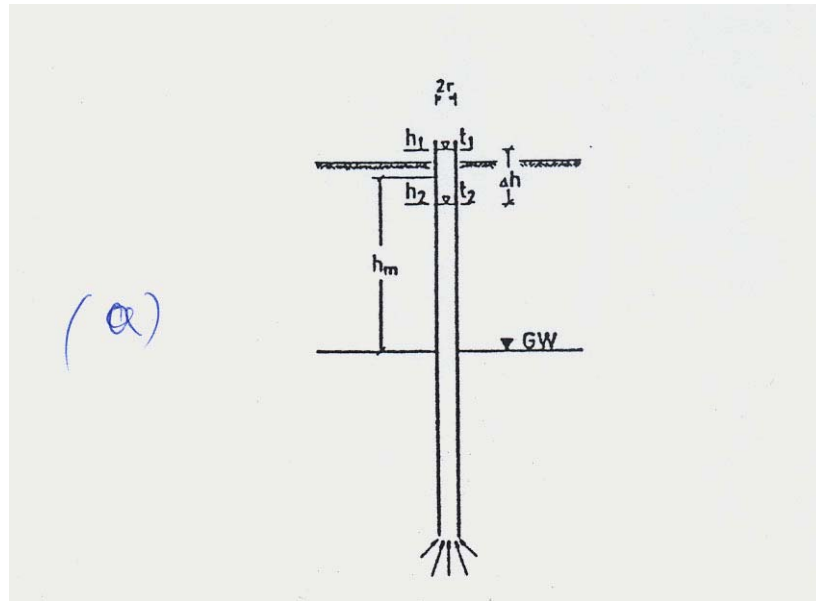
h_2 = στάθμη του νερού στο τέλος της δοκιμής (m)

$\Delta h = h_1 - h_2$ (m)

h_m = μέση στάθμη του νερού από τη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα (m)

Δt = χρόνος δοκιμής (sec)

r = ακτίνα της σωληνωμένης γεώτρησης (m)



Σχ. 116 α) Οριακές συνθήκες δοκιμής μεταβλητού φορτίου σε σωληνωμένη γεώτρηση. β) Δοκιμή μεταβλητού φορτίου (Δοκιμή Maag)

Για μερικά σωληνωμένη γεώτρηση (Σχ. 116β) χρησιμοποιείται η σχέση:

$$k = \frac{A}{c \cdot (t_2 - t_1)} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (213)$$

όπου $A = \frac{1}{4} \cdot \pi \cdot d^2$ η διατομή του σωλήνα διαμέτρου d

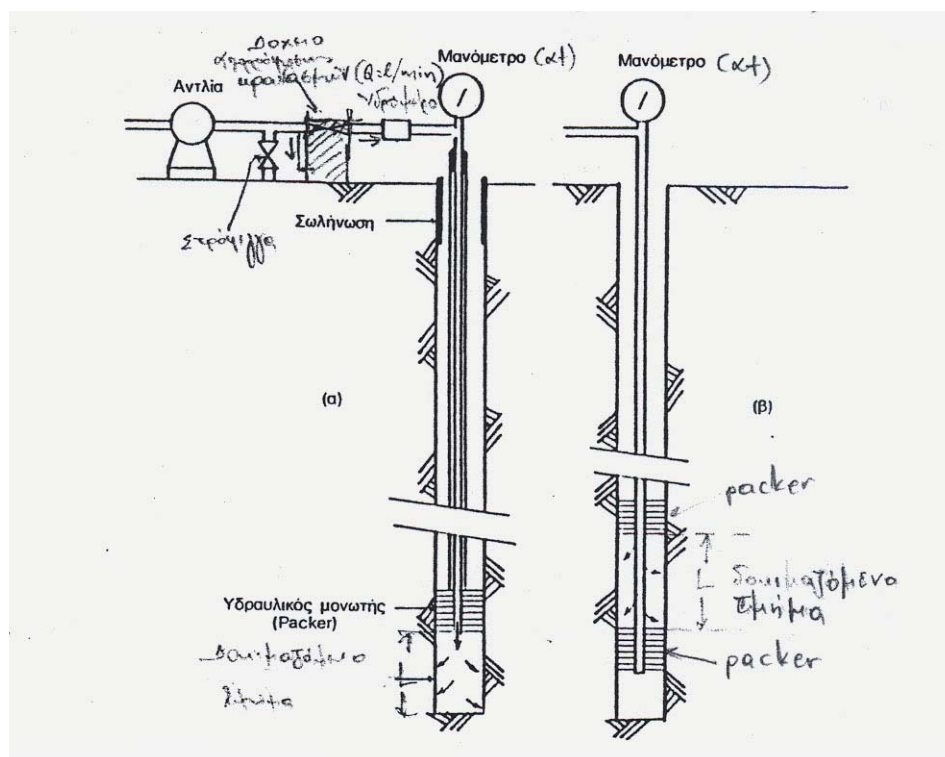
$c = 0$ συντελεστής θύλακα (βλ. πίνακα 11)

- **Δοκιμές Lugeon (δοκιμές εισπίεσης νερού, WP- ή WD- tests)**

Η δοκιμή αυτή εκτελείται αποκλειστικά σε βραχώμαζα. Σκοπός της είναι η ποσοτική εκτίμηση της διαπερατότητας της βραχώμαζας είτε με τον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k , είτε εμπειρικά με τιμές Lugeon, προκειμένου να εντοπιστούν και να χαρτογραφηθούν ζώνες υψηλής διαπερατότητας της

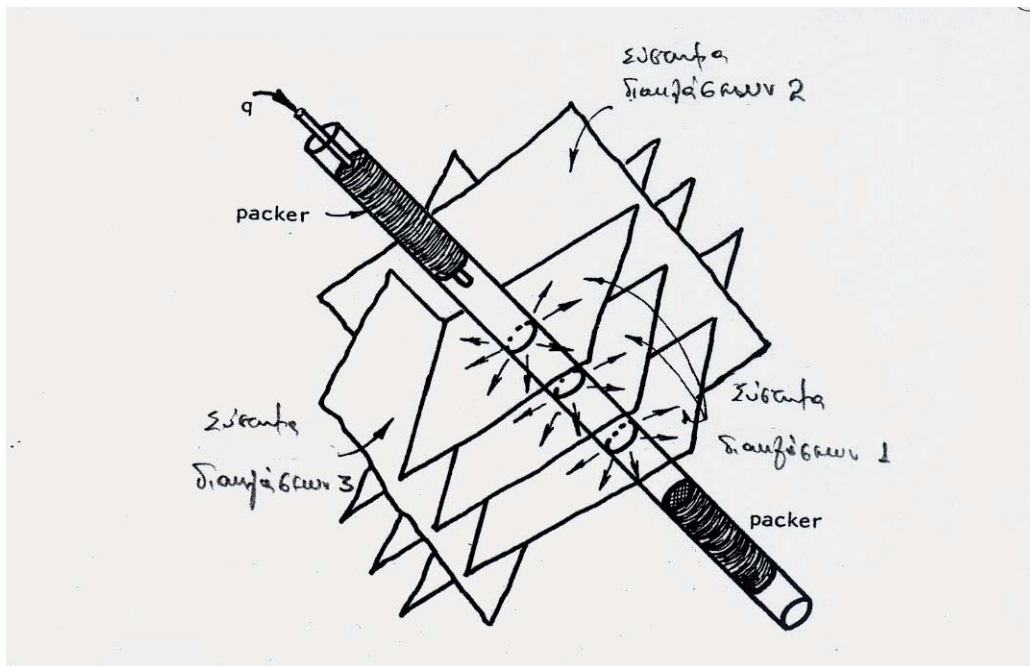
βραχόμαζας που έχουν ανάγκη στεγανοποίησης. Περιπτώσεις κατασκευής κουρτίνας τσιμεντενέσεων σε θέσεις θεμελίωσης φραγμάτων και αλλού.

Σύμφωνα με αυτήν τη δοκιμή, το νερό δεν αφήνεται ελεύθερα (όπως στις δοκιμές Maag και Le Frank) να εισέλθει στη βραχόμαζα, αλλά εισπνέζεται στο δοκιμαζόμενο τμήμα σε καθορισμένα στάδια πιέσεων που διαρκούν, το καθένα, καθορισμένο χρόνο. Με τη βοήθεια υδρομέτρου μετράται η προσλαμβανόμενη ποσότητα νερού από τη βραχόμαζα εκφρασμένη σε $l/min.m$, ενώ με τη βοήθεια μανόμετρου σημειώνεται η αντίστοιχη πίεση εισπνέσης νερού που εφαρμόστηκε, εκφρασμένη σε ύψος στήλης νερού και at. Η δοκιμή εκτελείται σε ασωλήνωση γεώτρησης, κατά τα στάδια της διάτρησής ή και μετά την ολοκλήρωσή της. Διεξάγεται με ανοδικά στάδια πιέσεων και συνεχίζεται με αντίστοιχα καθοδικά στάδια πιέσεων. Το δοκιμαζόμενο τμήμα απομονώνεται με packers (μονωτές), είτε μόνο από πάνω (απλό packer) είτε από πάνω και από κάτω (διπλό packer) (Σχ. 117).



Σχ. 117. Σκαρίφημα διαδικασίας εκτέλεσης δοκιμών Lugeon. α. Με απλό packer, β. με διπλό packer

Το νερό εισέρχεται στις διακλάσεις του δοκιμαζόμενου τμήματος της βραχόμαζας με τη βοήθεια της εφαρμοζόμενης πίεσης στην κεφαλή της γεώτρησης (Σχ. 118).

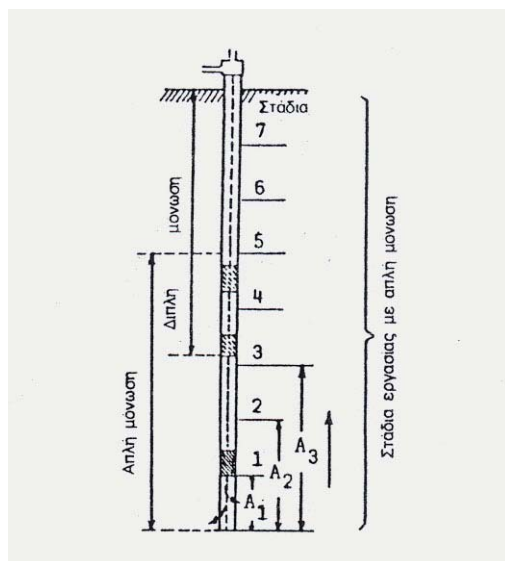


Σχ. 118. Εκτέλεση δοκιμής Lugeon με εφαρμογή διπλού packer σε βραχώμαζα που διατέμνεται από τρία συστήματα διακλάσεων (Hoek & Bray, 1981)

Το μήκος του δοκιμαζόμενου τμήματος δεν πρέπει να ξεπερνά τα 2 μέτρα. Όταν τα packers δεν προσφύονται στεγανά στην ασωλήνωτη οπή της γεώτρησης, τότε το μήκος αυτό μπορεί να γίνει μικρότερο ή μεγαλύτερο. Για να έχουμε συγκρίσιμες τιμές σε διάφορες θέσεις και καταστάσεις της βραχώμαζας, θα πρέπει το νερό να εισπνέζεται σ' αυτήν με όσο το δυνατόν ενιαία πίεση στην κεφαλή της γεώτρησης, το βάθος εισπίεσης (στατική πίεση, απώλειες τριβών), τη στάθμη του υπόγειου νερού και το μήκος του δοκιμαζόμενου τμήματος. Έτσι η τελική προσροφούμενη ποσότητα νερού στη βραχώμαζα ανάγεται σε l/min.m, για ενιαία πίεση.

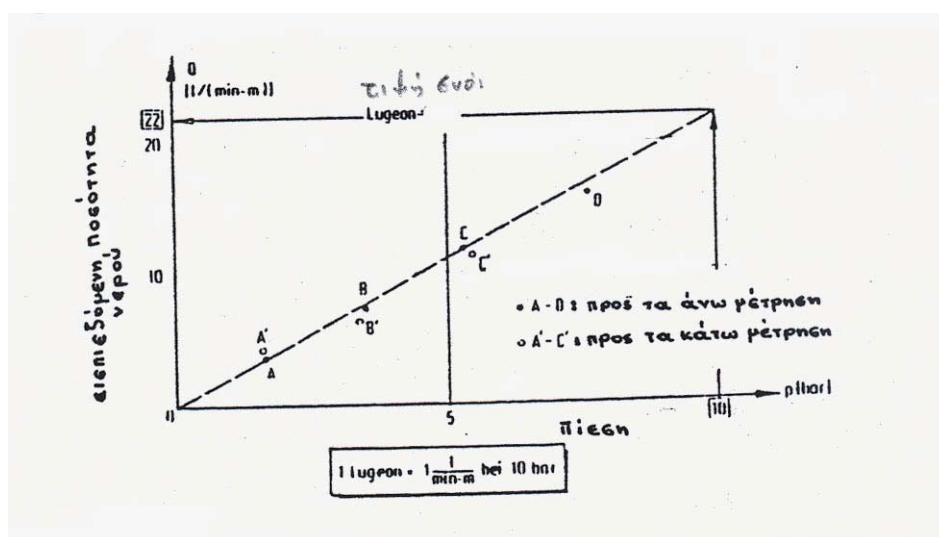
Με τη χρησιμοποίηση **απλού packer**, δε σημειώνονται απώλειες νερού προς τα κάτω, ενώ αντίστοιχα μπορούν να σημειωθούν απώλειες προς τα πάνω. Κατά την εκτέλεση δοκιμής με **διπλό packer** μπορούν να σημειωθούν διαρροές νερού και πάνω και κάτω από τα packers, γεγονός που μειώνει την ακρίβεια των τιμών που παίρνουμε από τις δοκιμές. Οι απώλειες νερού που έχουμε πάνω από το packer καταγράφονται, υπολογίζονται και λαμβάνονται υπόψη στους υπολογισμούς του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας της βραχώμαζας, ενώ οι απώλειες νερού προς τα κάτω δε μπορούν να υπολογιστούν, γιαυτό και αποτελούν πηγές σφαλμάτων κατά τους υπολογισμούς μας. Για να εξουδετερώσουμε τις δυσκολίες αυτές εκτελούμε

δοκιμές Lugeon με απλό packer και από κάτω προς τα πάνω μετά την ολοκλήρωση της διάτρησης της γεώτρησης (Σχ. 119).



Σχ. 119. Δοκιμή εισπίεσης νερού. Δοκιμή Lugeon. Εκτέλεση σε στάδια από κάτω προς τα πάνω

Τα αποτελέσματα των δοκιμών Lugeon βοηθούν για να υπολογιστεί ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας k (m/sec) της βραχώμαζας. Σε τμήματα της βραχώμαζας που παρουσιάζουν υψηλή διαπερατότητα και εφαρμόζονται μεγάλες κλίμακες πιέσεων, η διαπερατότητα εκφράζεται σε τιμές Lugeon ($1 \text{ Lugeon} = 1 \text{ l/min.m}$ σε πίεση 10 bar). Το Σχ. 120 δείχνει τη σχέση της απορρόφησης νερού στη βραχώμαζα σε σχέση με την εφαρμοζόμενη πίεση και τη μετατροπή της διαπερατότητας σε μονάδες Lugeon.



Σχ. 120. Διάγραμμα πίεσης απορρόφησης σε τιμές Lugeon (Witke, 1984).

Στον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας της βραχώμαζας χρησιμοποιείται η σχέση:

$$k = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot P \cdot L} \cdot \ln \frac{2L}{D} \text{ για } L > 4D \text{ (m/sec)} \quad (214)$$

όπου:

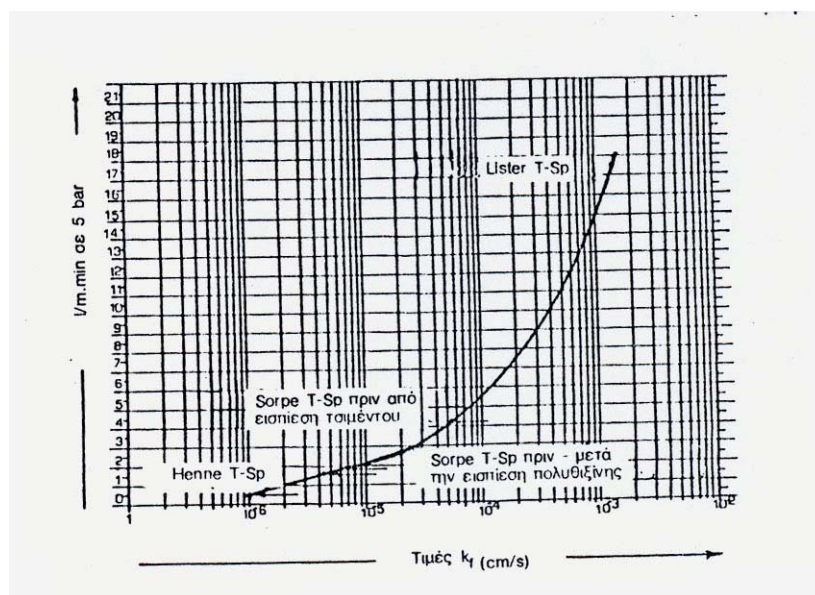
Q = η εισπνευζόμενη παροχή νερού στην οπή της γεώτρησης σε m³/sec

L = το μήκος του δοκιμαζόμενου τμήματος (m)

P = η πραγματική τελική εφαρμοζόμενη πίεση στο δοκιμαζόμενο τμήμα εκφρασμένη σε kgf/cm², αλλά κυρίως σε στήλη νερού, όπου 1 at = 10 m νερού. Η τιμή της προκύπτει από διαγράμματα και αναγωγές

D = η διάμετρος της οπής (m)

Ο Heitfeld (1965) στηριζόμενος σε πολυάριθμες δοκιμές Lugeon που εκτέλεσε σε περιοχές φραγμάτων υπολογίζει το συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας k με τη βοήθεια Νομογράμματος (Σχ. 121).



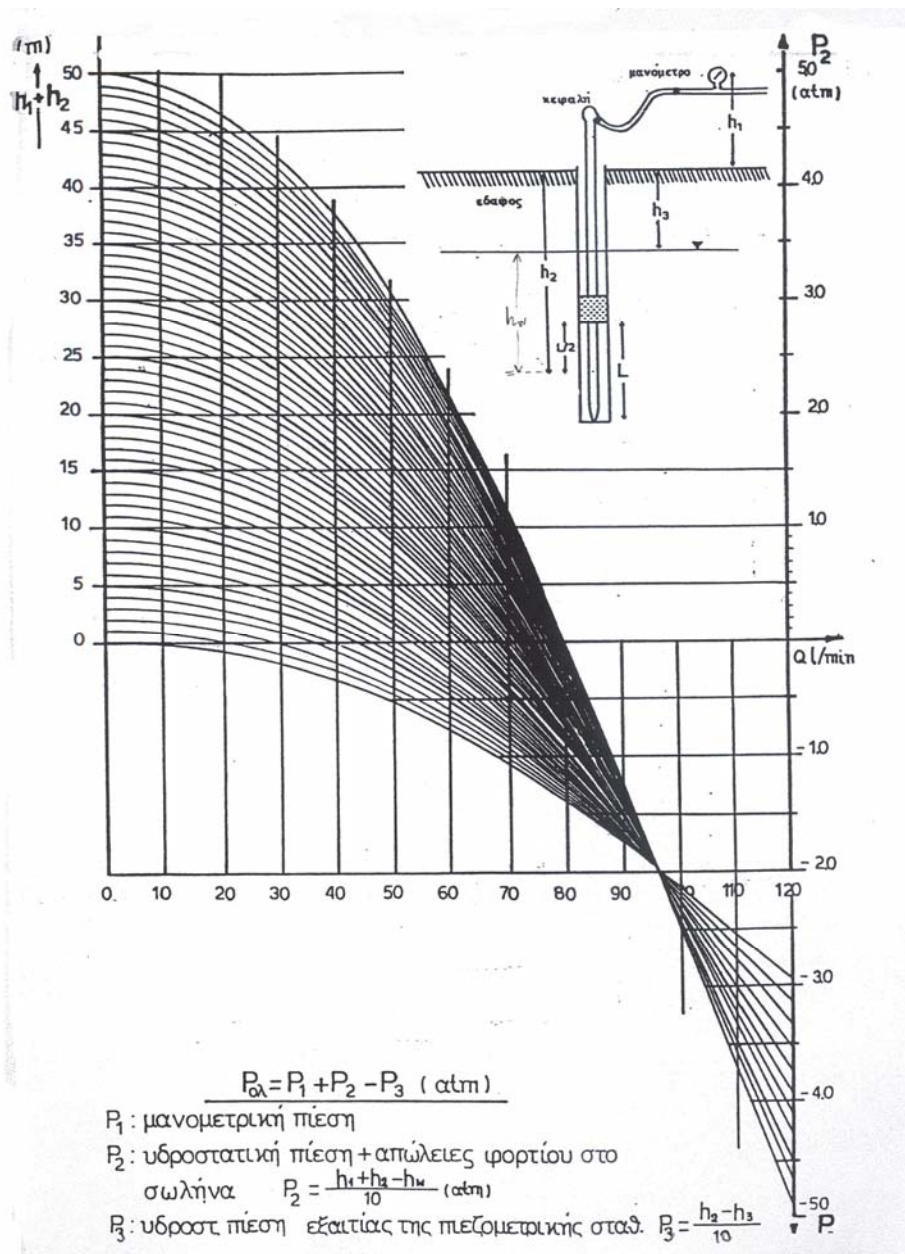
Σχ. 121. Νομόγραμμα υπολογισμού του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας (k) από τα αποτελέσματα WD-WP Tests. (Heitfeld, 1965)

Η μανομετρική πίεση που ασκείται στο δοκιμαζόμενο τμήμα κατά τη διεξαγωγή της δοκιμής Lugeon αυξάνει βαθμιαία από 2 π.χ. at στις 4, στις 6, στις 8 at και στη συνέχεια μειώνεται με την ίδια βαθμίδα. Όμως η πίεση αυτή δεν είναι η πραγματική πίεση που εφαρμόζεται στον τύπο. Αυτή προκύπτει ως:

$$P_{ολ}(πραγματική\ ολική) = P_1(Μανομετρική) + P_2(Υδροστατική) - P_3(Απώλειες\ φορτίου\ at) \quad (215)$$

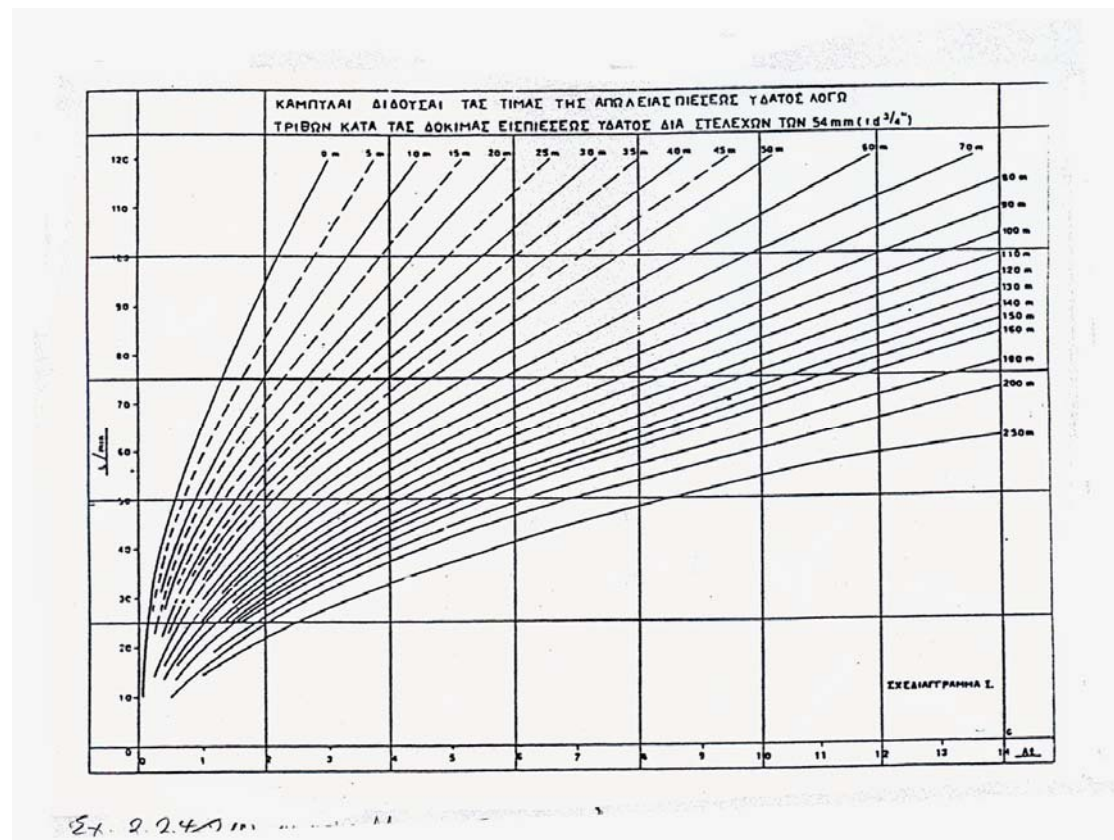
Τη **Μανομετρική πίεση** P_1 τη μετράμε απευθείας στο μανόμετρο κατά την εκτέλεση της δοκιμής

Η **Υδροστατική πίεση** P_2 εκφράζει την πίεση της στήλης του νερού από το μανόμετρο ως και τη μέση του δοκιμαζόμενου τμήματος. Πολλές φορές εκφράζει ταυτόχρονα και τις απώλειες φορτίου. Στην περίπτωση αυτή η τιμή της υπολογίζεται με τη βοήθεια Νομογράμματος (Σχ. 122).

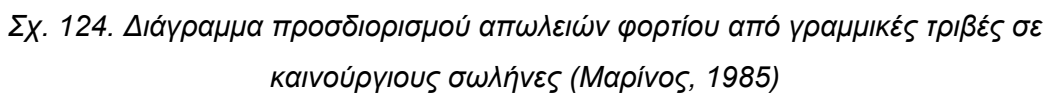


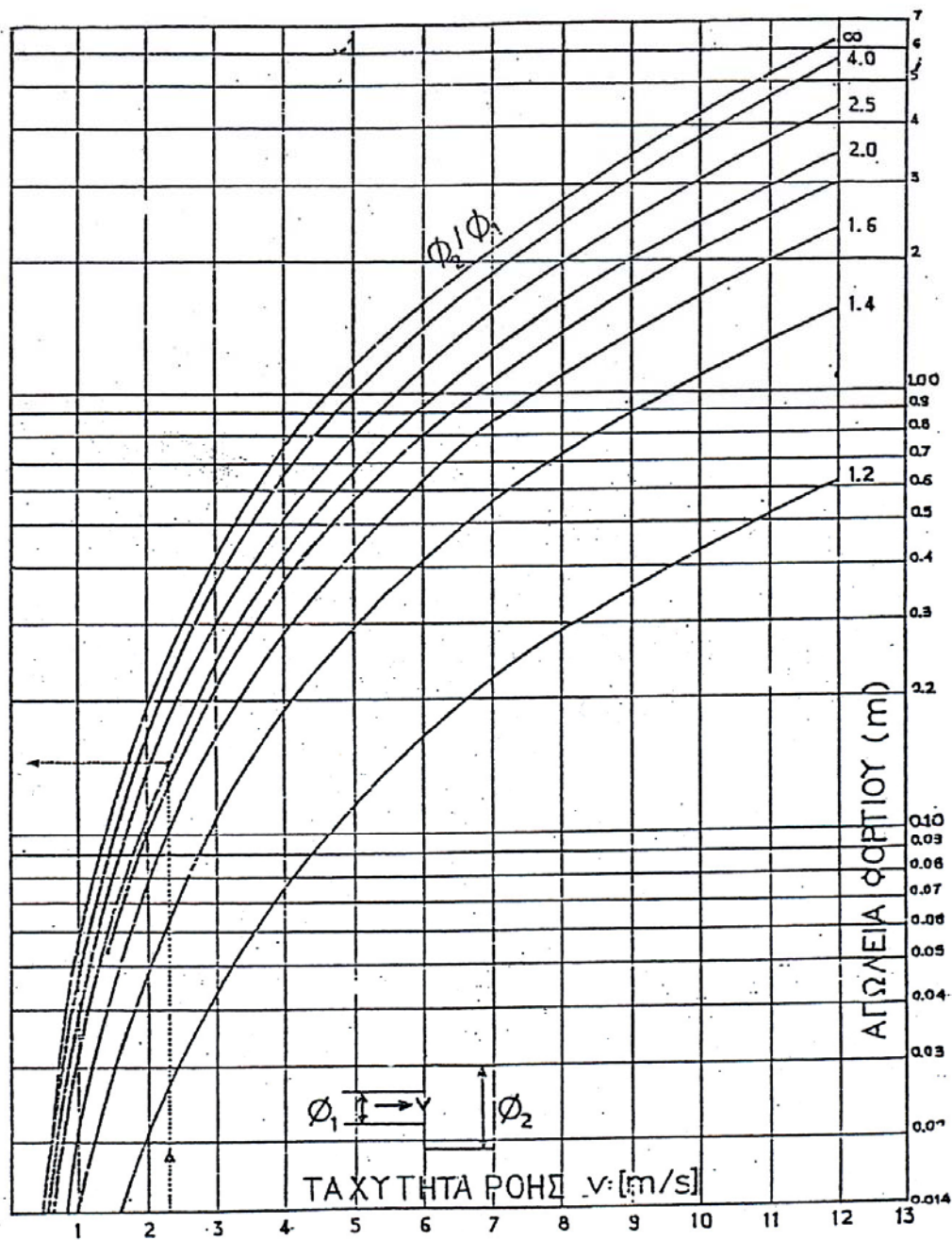
Σχ. 122. Νομόγραμμα υπολογισμού της πίεσης P_2 κατά τη διάρκεια εκτέλεσης δοκιμών Lugeon

Οι απώλειες φορτίου που σημειώνονται στη στήλη του εξοπλισμού και οφείλονται στις τριβές του νερού μέσα στις σωληνώσεις προκαλούν μείωση της τελικής ασκούμενης πίεσης. Σε μεγάλα βάθη αυτές είναι σημαντικές, ενώ σε μικρότερα βάθη είναι ασήμαντες και συνυπολογίζονται με την P_2 . Απώλειες φορτίου μπορούν να ληφθούν από τα νομογράμματα των Σχ. 123, 124, 125 και 126.

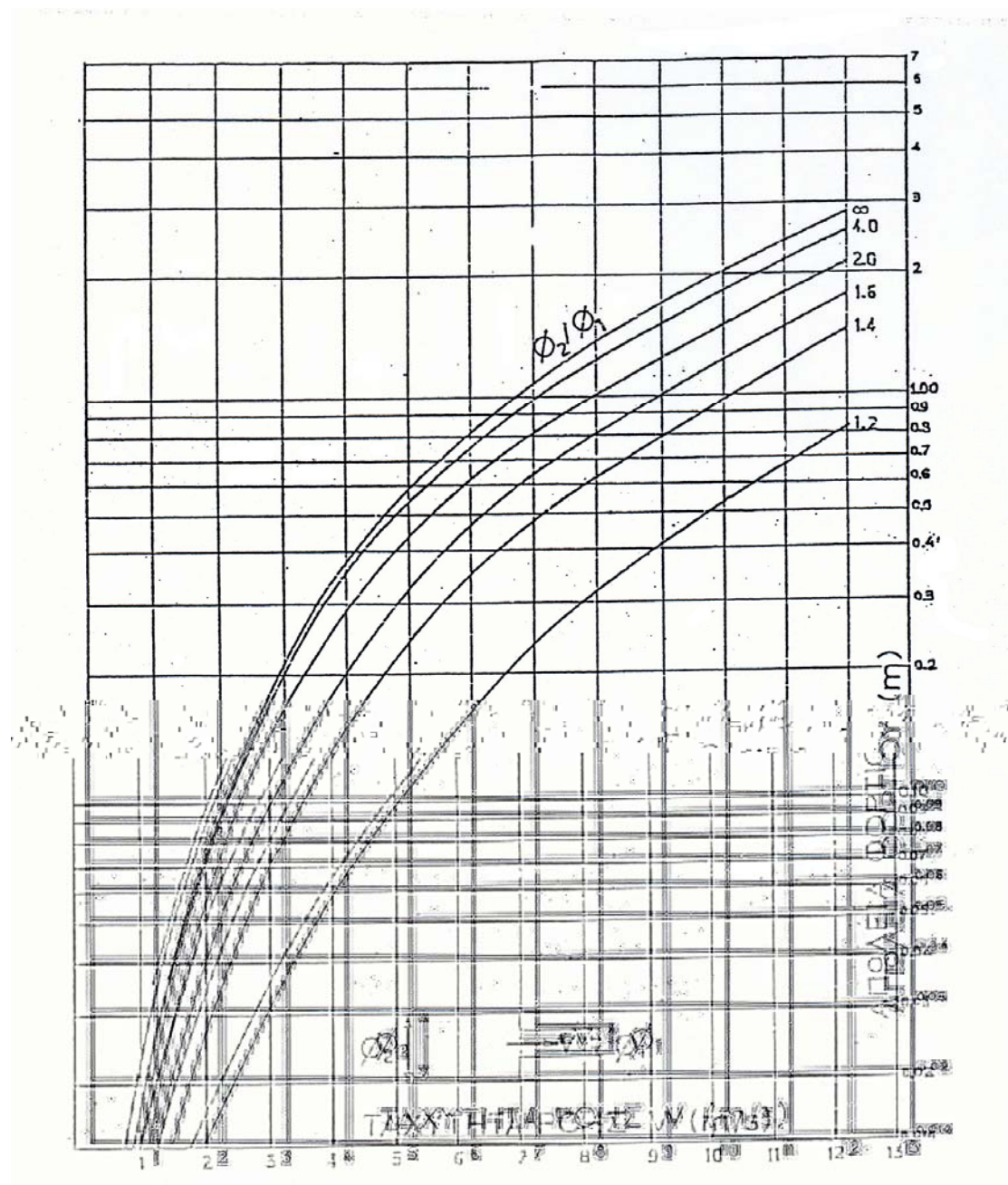


Σχ. 123. Νομόγραμμα υπολογισμού των απωλειών φορτίου κατά την εκτέλεση δοκιμών Lugeon με στελέχη 54 mm (Μαρίνος, 1985)





Σχ. 125. Διάγραμμα προσδιορισμού τοπικών απωλειών φορτίου σε απότομη διεύρυνση σωλήνα (Μαρίνος 1985).



Σχ. 126. Διάγραμμα προσδιορισμού τοπικών απωλειών φορτίου σε απότομη στένωση σωλήνα (Μαρίνος 1985).

Πίνακας 37.

Πηγές σφαλμάτων που παρατηρούνται κατά την εκτέλεση δοκιμών Lugeon και τρόπου εξουδετέρωσής τους (Heitfeld, 1965)

Μόνωση	Πηγές σφαλμάτων	Τρόποι εξουδετέρωσης
I. Διπλή μόνωση	<p>1. Διαρροή δια της επιφάνειας επαφής των μονωτών με τις πλευρές της γεώτρησης προς τα πάνω και προς τα κάτω.</p> <p>2. Διαρροή του νερού, μέσω των καταμήσεων της βραχώμαζας πάνω και κάτω από το εισπιεζόμενο τμήμα, (δια πλευρικού κλάδου ροής).</p> <p>3. Εξάρτηση της εφαρμοζόμενης πίεσης στο υπό δοκιμή τμήμα της γεώτρησης από το βάθος που γίνεται η δοκιμή και από τη στάθμη του υπόγειου νερού.</p> <p>4. Εξάρτηση της εφαρμοζόμενης πίεσης στο υπό δοκιμή τμήμα της γεώτρησης από την ποσότητα του νερού που χωράει ο σωλήνας και από τη διατομή του.</p>	<p>Για το 1. α. Αύξηση της επιφάνειας των μονωτών, χρησιμοποίηση περισσότερων μονωτών, χρησιμοποίηση στεγανωτικών σωμάτων που ενεργούν υδραυλικά και εφαρμόζουν καλλίτερα στις πλευρές της γεώτρησης.</p> <p>β. Υπολογισμός της ποσότητας του νερού που διαρρέει με:</p> <p>β(1) Μέτρηση της ποσότητας που ρέει από την κορυφή της γεώτρησης.</p> <p>β(2) Μέτρηση της μεταβολής του ύψους του νερού στη γεώτρηση.</p> <p>β(3) Ηλεκτρική διάταξη μέτρησης.</p> <p>γ. Εκλογή της κατάλληλης θέσης τοποθέτησης των μονωτών με βάση προηγηθείσες τηλεσκοπήσεις</p> <p>Για το 3. και 4. Ελάττωση της πίεσης.</p>
II. Απλή μόνωση	<p>1. Διαρροή δια της επιφάνειας επαφής του μονωτή με τις πλευρές της γεώτρησης προς τα πάνω.</p> <p>2. Εξάρτηση της εφαρμοζόμενης πίεσης στο υπό δοκιμή τμήμα της γεώτρησης από το βάθος που γίνεται η δοκιμή, από τη στάθμη του υπόγειου νερού, από τη διάμετρο του σωλήνα και από την ποσότητα του εισπιεζόμενου νερού.</p> <p>3. Περιορισμός της προσλαμβανόμενης από τη βραχώμαζα ποσότητας νερού λόγω βάθους και απόδοσης της αντλίας</p> <p>4. Διαφυγή του νερού στη βραχώμαζα πάνω και κάτω από το εισπιεζόμενο τμήμα</p>	<p>Για το 1. α. Προσπάθεια ελάττωσης της διαρροής σύμφωνα με τα I/1α και γ.</p> <p>β. Προσπάθεια υπολογισμού της ποσότητας του διαρρέοντος νερού σύμφωνα με το I/1β.</p> <p>γ. Σε μεμονωμένες περιπτώσεις υπολογιστικές δυνατότητες ελάττωσης του σφάλματος</p> <p>Για το 2. Ελάττωση της πίεσης</p> <p>Για το 3. Συνδυασμός απλής και διπλής μόνωσης.</p> <p>Για το 4. Η διαφυγή απαλείφεται υπολογιστικά.</p>

Ο Heitfeld κατά την εκτέλεση των δοκιμών Lugeon σε διάφορες περιοχές και σε διαφορετικές ποιότητες βραχώμαζας παρατήρησε ορισμένες πηγές σφαλμάτων που απέδωσε στα παρακάτω (πίνακας 37).

Ακόμη παρατηρεί ότι σε καθορισμένες γεωλογικές θέσεις:

1. Οι προσροφούμενες ποσότητες νερού δεν αυξάνονται γραμμικά με την πίεση.
2. Οι προσροφούμενες ποσότητες νερού που προέκυπταν με αύξηση των πιέσεων δεν αντιστοιχούσαν μ' αυτές που έπαιρνε με ελάττωση των πιέσεων.

Την ανώμαλη αυτή συμπεριφορά της βραχώμαζας ο Heitfeld την απέδωσε σε φαινόμενα θραύσης της βραχώμαζας, όταν η πίεση έφτανε τα 6 έως 10 bar. Τη μη γραμμική αύξηση της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού με την πίεση ο Heitfeld την απέδωσε σε:

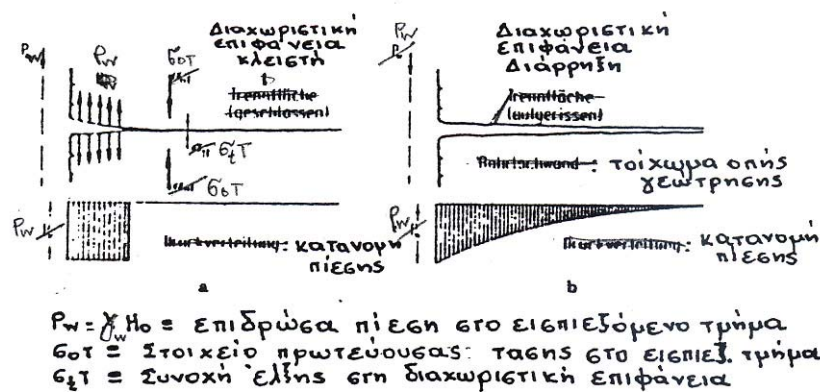
A. Αύξηση της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού (υπέρμετρη αύξηση σε σχέση με την αύξηση της πίεσης).

1. Μεγέθυνση των δρόμων του νερού που υπήρχαν εξαιτίας της παραμόρφωσης της βραχώμαζας με αυξανόμενη πίεση.
2. Δημιουργία νέων δρόμων ροής εξαιτίας νέων θραυσμάτων.
3. Φαινόμενα διάβρωσης στη βραχώμαζα - ανάπτυξη των μικροδομών και των τοιχωμάτων τους από τα λεπτά συστατικά με τα οποία είχαν γεμίσει.

B. Αύξηση της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού (μικρότερη αύξηση σε σχέση με την αύξηση της πίεσης)

1. Μετάβαση από ελασματοειδείς σε στροβιλώδεις καταστάσεις ροής με αυξανόμενη πίεση.
2. Ιζηματογένεση των λεπτών συστατικών στοιχείων στο περιβάλλον της γεώτρησης.

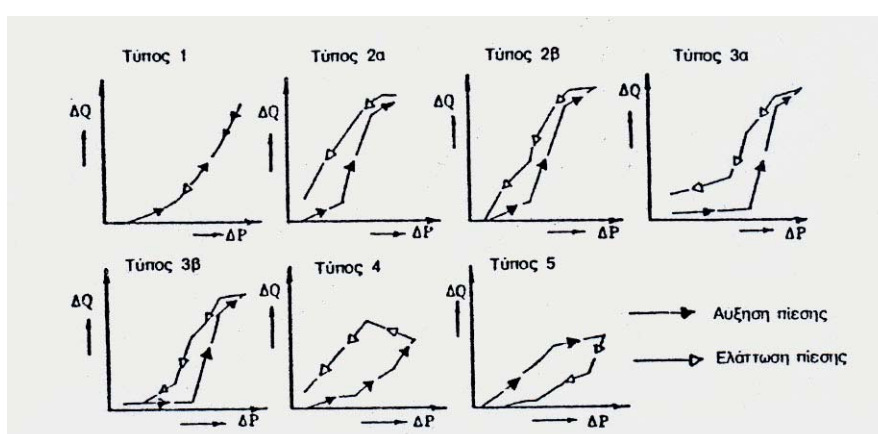
Από τα παραπάνω γίνεται φανερό, ότι οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν τη σχέση της απορροφούμενης ποσότητας του νερού στη βραχώμαζα και της εξασκούμενης ολικής πίεσης σ' αυτήν κατά τα στάδια εκτέλεσης των δοκιμών Lugeon είναι η **διάρρηξη (θραύση)** της βραχώμαζας (Σχ. 127) και η **διάβρωση** των ασυνεχειών της.



Σχ. 127. Διάρρηξη μιας επιφάνειας ασυνέχειας κατά την εκτέλεση δοκιμής Lugeon. α. πριν από τη διάρρηξη, β. μετά τη διάρρηξη (Wittke, 1984).

Ο Klorp (1977), όπως και πολυάριθμοι άλλοι ερευνητές, έκανε πολυάριθμες έρευνες για να διαπιστώσει τη σχέση που υπάρχει ανάμεσα στην προσλαμβανόμενη ποσότητα νερού από τη βραχώμαζα που επιτυγχάνεται με την αντίστοιχα εφαρμοζόμενη ολική πίεση και τη μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας. Από την έρευνά του αυτή κατέληξε σε 5 βασικούς τύπους που ερμηνεύουν και τη συμπεριφορά της βραχώμαζας στην περίπτωση καταπόνησής της από μεγάλα πρόσθετα υδραυλικά φορτία.

Οι βασικοί τύποι διαγραμμάτων που δίνει ο Klorp φαίνονται στο Σχ. 128 που ακολουθεί.

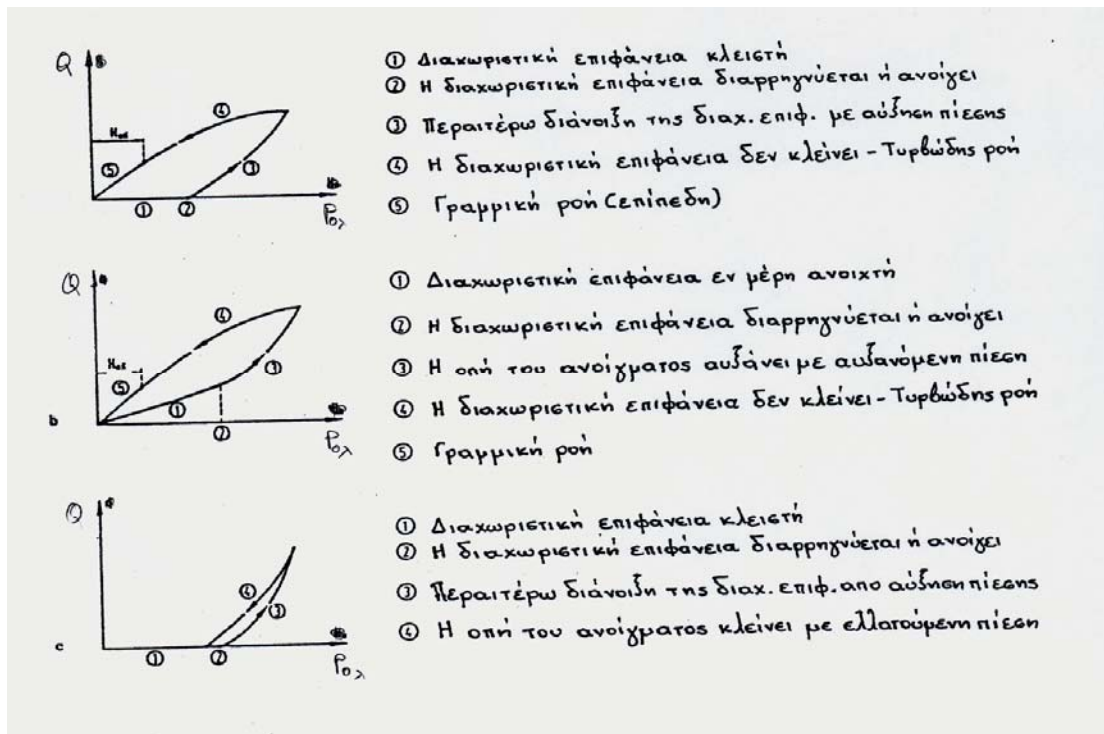


Σχ. 128. Σχήμα ταξινόμησης και ερμηνείας των αποτελεσμάτων που λαμβάνονται κατά την εκτέλεση δοκιμών Lugeon (Klorp, 1977)

1. Κατά τη διάρκεια της εισπίεσης δεν παρουσιάζεται καμιά μεταβολή στη βραχύμαζα.
- 2α. Κατά την εισπίεση εμφανίζεται μια παραμόρφωση της βραχύμαζας, η οποία εν μέρει δεν είναι αντιστρεπτή.
- 2β. Η εμφανιζόμενη παραμόρφωση της βραχύμαζας κατά την εισπίεση είναι αντιστρεπτή.
- 3α. Η ξαφνική αύξηση της προσλαμβανόμενης ποσότητας με αυξανόμενη πίεση δείχνει φαινόμενα θραύσης. Επιπλέον το φαινόμενο μόνο κατά μέρος είναι αντιστρεπτό.
- 3β. Ανάλογο φαινόμενο με το 3α, μόνο που το φαινόμενο είναι αντιστρεπτό.
4. Ο τύπος αυτός με αρχικά αυξανόμενη ποσότητα νερού κατά τη διάρκεια πτώσης της πίεσης, αποδίδεται σε φαινόμενα διάβρωσης της βραχύμαζας (περιοχές ρηγμάτων, ενδεχόμενα χρειάζονται τσιμεντενέσεις).
5. Η ισχυρά ελαττούμενη προσλαμβανόμενη ποσότητα νερού με ελαττούμενη επίσης πίεση αποδίδεται σε επιστροφή του νερού σε μια βραχύμαζα με μικρή διαπερατότητα, χωρίς επαρκή σύνδεση με τη γεώτρηση.

Όπως δείχνουν οι διάφοροι αυτοί τύποι, δεν υπάρχει καμία γραμμική σχέση μεταξύ πίεσης και προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού.

Ο Wittke (1984) δίνει τρία ακόμη βασικά σχήματα που ερμηνεύουν τη συμπεριφορά της βραχύμαζας κατά την εκτέλεση δοκιμών Lugeon σε διαρρηγμένη βραχύμαζα με ανοιχτές, εν μέρει κλειστές ή εντελώς κλειστές ασυνέχειες (Σχ. 129).



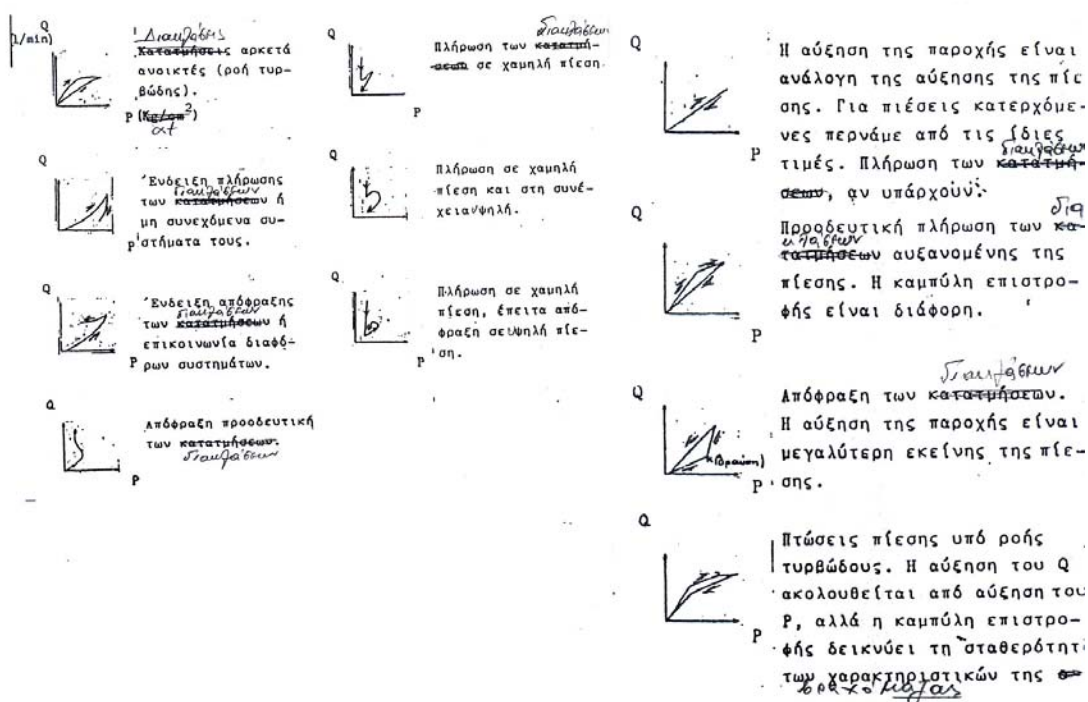
Σχ. 129. Αποτελέσματα δοκιμών Lugeon σε μια διαρρηγμένη διαχωριστική επιφάνεια. Παραδείγματα: α) διαχωριστική επιφάνεια κλειστή στην αρχή της δοκιμής, β) διαχωριστική επιφάνεια ολοκληρωτικά ή εν μέρη ανοιχτή κατά την αρχή της δοκιμής, γ) η διαχωριστική επιφάνεια κλείνει σε οπισθοδρομούσα πίεση (Wittke, 1984).

Στην α' περίπτωση η κλειστή αρχικά ασυνέχεια με την εφαρμογή της πίεσης διαρρηγνύεται ή ανοίγει. Στη συνέχεια με την αύξηση της πίεσης ανοίγει περισσότερο. Με ελάττωση όμως της πίεσης η επιφάνεια δεν κλείνει. Έτσι αναπτύσσεται τυρβώδης ροή με εμφάνιση κυρτού μέρους, που μετά την επίτευξη της κρίσιμης πίεσης P_0 επιτυγχάνεται γραμμική ροή και ευθύγραμμη πορεία της καμπύλης.

Στο β' διάγραμμα έχουμε μια εν μέρη ανοιχτή ασυνέχεια που με την αύξηση της πίεσης ανοίγει περισσότερο ή σπάζει, αλλά που με την ελάττωση της πίεσης μικραίνει και το άνοιγμα της ασυνέχειας.

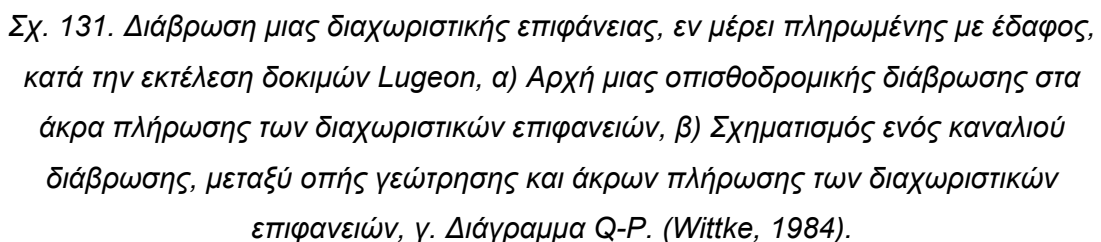
Τέλος στο γ' διάγραμμα P-Q έχουμε μια κλειστή ασυνέχεια, που ανοίγει κατά τη διάρκεια της δοκιμής, αλλά με την ελάττωση της πίεσης κλείνει πάλι και επανέρχεται στην αρχική της κατάσταση.

Ανάλογα διαγράμματα P-Q μας δίνει και ο Λιάκουρης (1975) από δοκιμές που διεξήγαγε η Δ.Ε.Η. σε διάφορες θέσεις κατασκευής φραγμάτων (Σχ. 130).



Σχ. 130. Μορφές διαγραμμάτων P-Q κατά την εκτέλεση δοκιμών σε θέσεις φραγής (Λιάκουρης 1976).

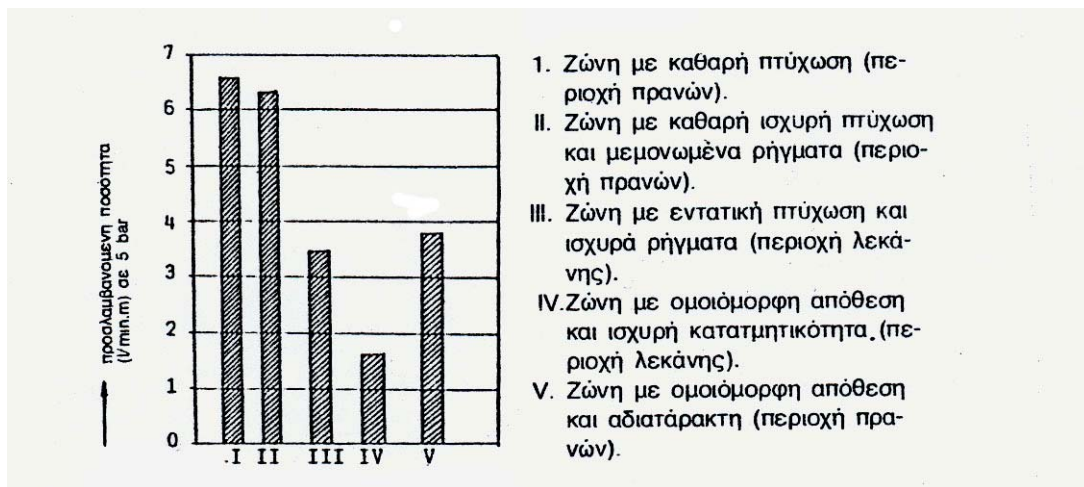
Η διάβρωση της ασυνέχειας κατά τη διάρκεια της δοκιμής κατά το Wittke (1984) γίνεται σύμφωνα με το παρακάτω σχήμα (Σχ. 131). Στο (α) διακρίνεται η οπή της γεώτρησης που τέμνει στο εισπνευζόμενο τμήμα την ασυνέχεια. Η ασυνέχεια έχει υλικό πλήρωσης. Κάτω από την πίεση λαμβάνει χώρα μια ακτινική ροή στο γεμάτο με έδαφος τμήμα (θέση 1 στο c). Μετά την επίτευξη μιας ορισμένης πίεσης σημειώνεται διάβρωση, αλλά με αντίθετη πορεία, που εξαιτίας της ελάττωσης του δρόμου ροής, οδηγεί σε υπερανάλογη αύξηση της διαρροής (τμήμα 2 και 3 στο c). Στη συνέχεια η διάβρωση προχωρεί κατά την πορεία της δοκιμής μέχρι την οπή της γεώτρησης, που οδηγεί στο σχηματισμό ενός ανοιχτού καναλιού (θέση 4 στο c), που εξαιτίας της αυξημένης διαπερατότητάς του οδηγεί σε υπέρμετρη αύξηση της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού στη βραχώμαζα (θέση 5 στο c). Με την ελάττωση της πίεσης μπορεί να προκύψει τυρβώδης ροή στην ασυνέχεια, που μετά από ορισμένο χρόνο, επιτυγχάνεται και πάλι γραμμική ροή (θέσεις 6 και 7 στο c).



α. Σχηματική παράσταση της μέσης τιμής ανάλογα με τις ομογενείς περιοχές σε γεωλογική και μορφολογική βάση (στηλοειδή διαγράμματα).

179

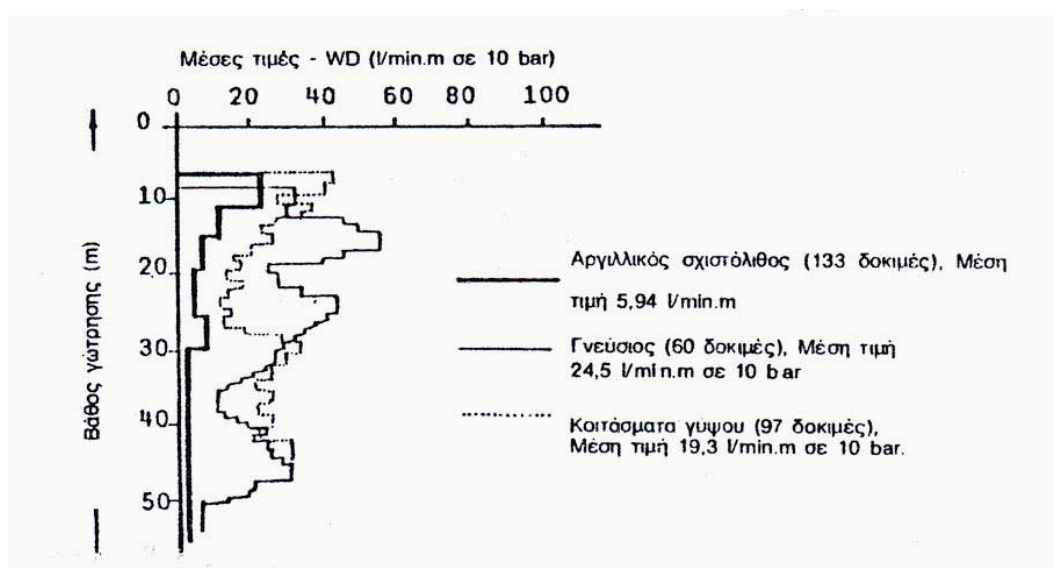
- I. Ζώνη με καθαρή πτύχωση (περιοχή πρανών).
- II. Ζώνη με καθαρά ισχυρή πτύχωση και μεμονωμένα ρήγματα (περιοχή πρανών).
- III. Ζώνη με εντατική πτύχωση και ισχυρά ρήγματα (περιοχή λεκάνης).
- IV. Ζώνη με ομοιόμορφη απόθεση και ισχυρή κατατμητικότητα (περιοχή λεκάνης).
- V. Ζώνη με ομοιόμορφη απόθεση και αδιατάρακτη (περιοχή πρανών) βραχώμαζα.



Σχ. 132. Αποτελέσματα δοκιμών Lugeon σε διάφορες ομογενείς περιοχές ενός φράγματος.

β. Σχηματική παράσταση της μέσης τιμής σε σχέση με το βάθος

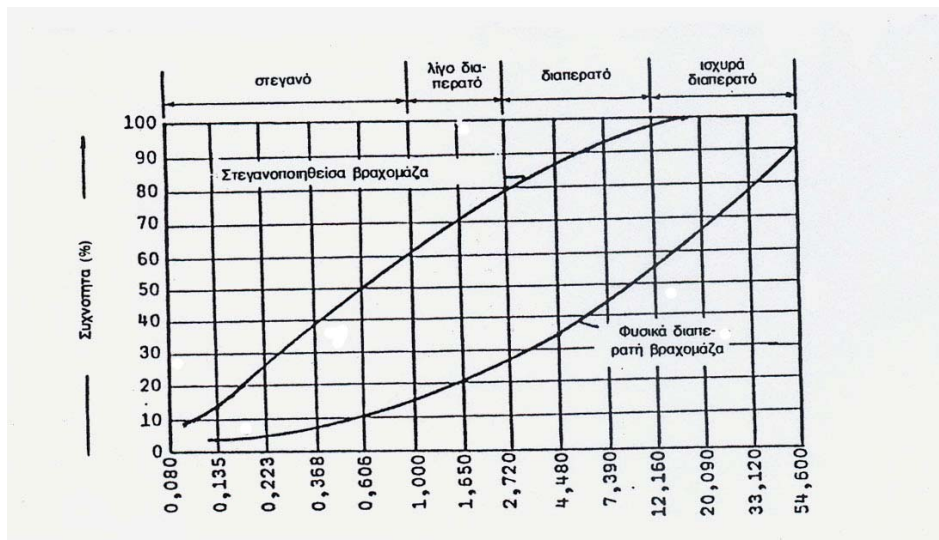
Εδώ τοποθετούνται σε διάγραμμα οι μέσες τιμές της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού για κάθε στάδιο βάθους όπου έγινε η μέτρηση. Το σχ. 133 απεικονίζει 3 διαγράμματα βάθους σε τρία διαφορετικά φράγματα με διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες της περιοχής.



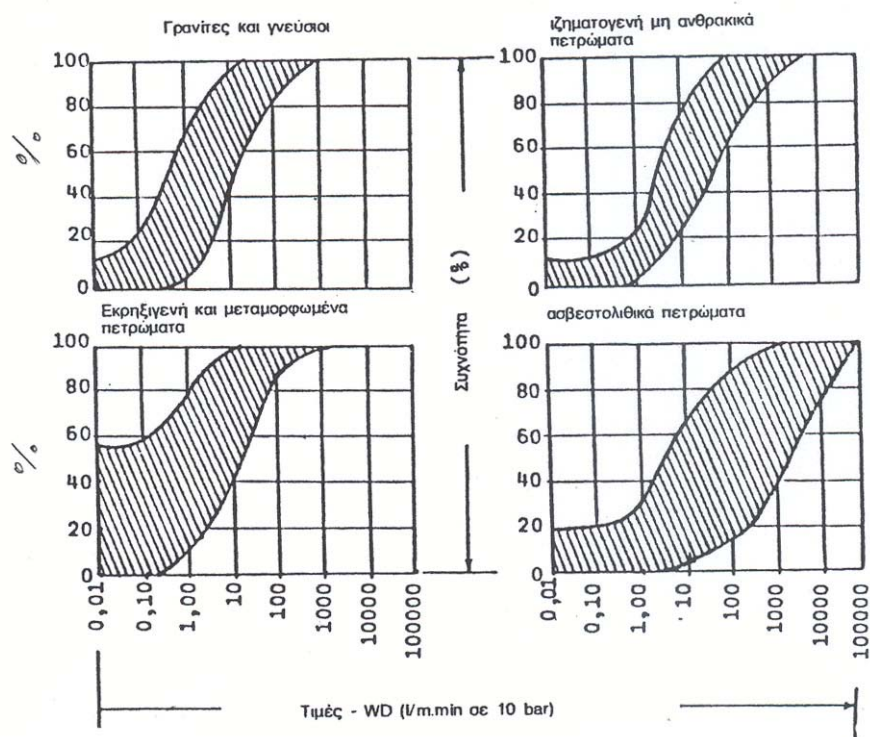
Σχ. 133. Σχέση της προσλαμβανόμενης ποσότητας νερού με το βάθος της γεώτρησης σε διάφορα φράγματα (κατά Schade 1977).

γ. Αθροιστικές καμπύλες των αποτελεσμάτων των δοκιμών Lugeon

Διάφοροι ερευνητές προσπάθησαν να παρουσιάσουν, μέσα από μια στατιστική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των δοκιμών Lugeon με τη μορφή αθροιστικών καμπύλων, τυπικές μορφές για καθορισμένες συνθήκες της βραχώμαζας (Konjarowa 1964, Dittrich & Luttkke 1966 και Schade (1977). Το σχ. 134 δίνει την προτεινόμενη διαίρεση σε βαθμίδες διαπερατότητας κατά τον Schade (1977) με μια παράσταση της βραχώμαζας στη φυσική και στεγανοποιημένη της κατάσταση με τη μορφή αθροιστικών καμπύλων. Η Konjarowa (1962) δέχεται, ότι οι αθροιστικές αυτές καμπύλες παρουσιάζουν ειδικές μορφές για τα πετρογραφικώς διαφορετικά πετρώματα (Σχ. 135).



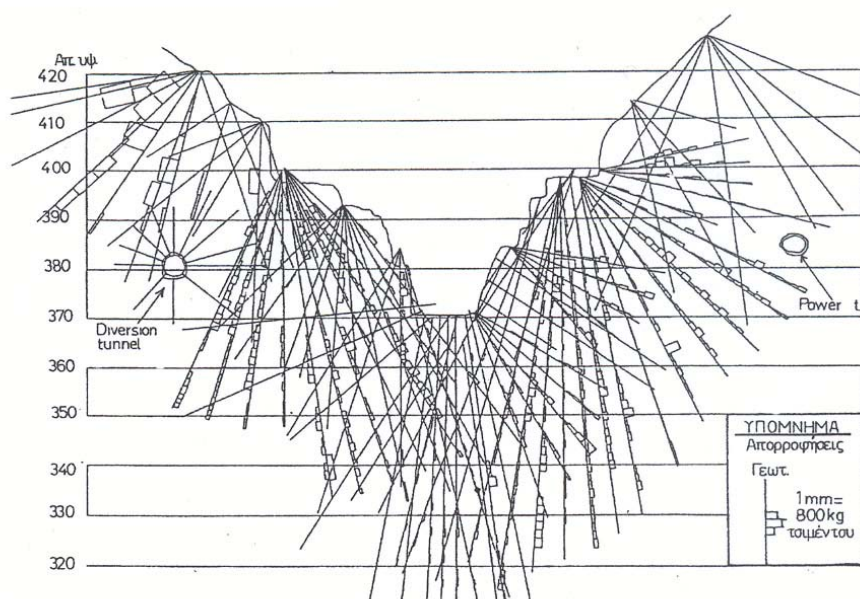
Σχ. 134. Αθροιστικές καμπύλες αποτελεσμάτων δοκιμών Lugeon που εκτελέστηκαν σε βραχομάζα σε φυσική ή στεγανοποιημένη κατάσταση (Schade, 1977).



Σχ. 135. Περιοχή διασποράς της συχνότητας των τιμών απορρόφησης νερού κατά την εκτέλεση δοκιμών Lugeon για διάφορα πετρώματα (Konjarowa, 1962).

δ. Στεγανοποίηση της βραχώδους-τσιμεντενέσεις

Στα μεγάλα τεχνικά έργα, όπως τα φράγματα, οι σήραγγες, οι δρόμοι κλπ., η ασφάλεια και η οικονομία της κατασκευής εξαρτάται από την κατάσταση και τη συμπεριφορά του υποβάθρου θεμελίωσής τους. Στις περιπτώσεις θεμελίωσης του τεχνικού έργου σε υδροπερατή βραχώδη, η επέμβασή μας στοχεύει στον περιορισμό της ταχύτητας ροής του υπόγειου νερού μέσα στις ασυνέχειες και κατ' επέκταση στη σταδιακή στεγανοποίησή τους, στον περιορισμό των αποστραγγίσεων και στη διατήρηση της ωφέλειας του έργου (π.χ. φράγματος).



Σχ. 136. Δίκτυο γεωτρήσεων τσιμεντενέσεων στη διαφραγματική κουρτίνα φράγματος (ΔΕΗ/ΔΑΥΕ)

Για να στεγανοποιήσουμε τη βραχώδη και ταυτόχρονα να σταθεροποιήσουμε τις χαλαρές κινητικές της δομές (σε ανοιχτά ελεύθερα και υπόγεια τεχνητά πρηνή) παρεμβαίνουμε σ' αυτήν με εκτέλεση τσιμεντενέσεων. Δηλ. την εισπίεση μέσα στη βραχώδη μίγμα νερού και τσιμέντου. Οι τσιμεντενέσεις πραγματοποιούνται από την επιφάνεια θεμελίωσης με διάταξη τέτοια ώστε να σχηματίζουν τελικά μια αδιαπέρατη, κατά το δυνατόν υπόγεια ζώνη στη βραχώδη, που ονομάζουμε διαφραγματική κουρτίνα ή **κουρτίνα τσιμεντενέσεων** (Σχ. 136). Σε περιοχές υψηλών φραγμάτων η κουρτίνα τσιμεντενέσεων μπορεί να πραγματοποιηθεί και μέσα από σήραγγες τσιμεντενέσεων (Σχ. 137).



Σχ. 137. Διαφραγματική κουρτίνα τσιμεντενέσεων στην περιοχή του άξονα θεμελίωσης φράγματος.

Η απόφαση για την εκτέλεση τσιμεντενέσεων στεγανοποίησης προκύπτει ύστερα από την εκτέλεση δοκιμών Lugeon στην ίδια θέση και τη διαπίστωση αυξημένης διαπερατότητας στη βραχώμαζα. Από τις δοκιμές Lugeon εντοπίζεται και χαρτογραφείται σε όλο το μήκος του άξονα θεμελίωσης και των συναφών έργων η διαπερατή ζώνη και στη συνέχεια αποφασίζεται η εκτέλεση προγράμματος εκτέλεσης τσιμεντενέσεων στο βάθος της διαπερατής αυτής ζώνης. Σε περιπτώσεις φραγμάτων το βάθος των οπών τσιμεντενέσεων δεν ξεπερνά τα 2/3 του μελλοντικού ύψους του φράγματος.

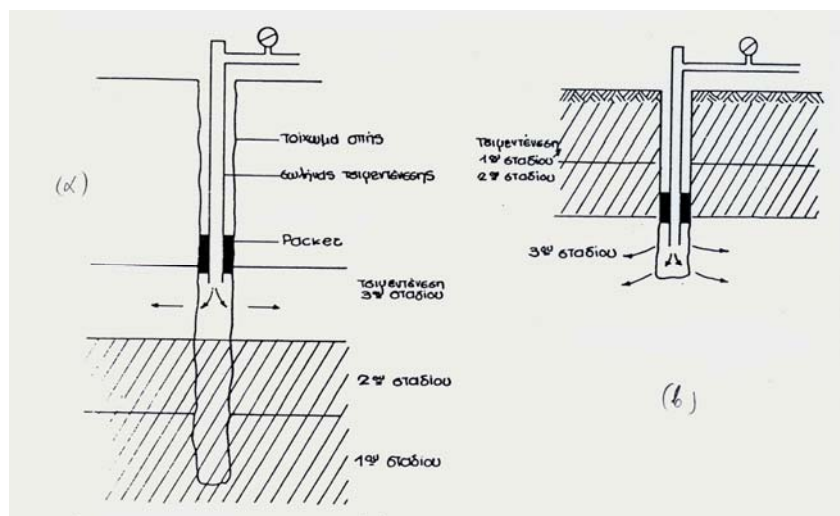
Ανάλογα με την κατάσταση της βραχώμαζας που εντοπίζεται εφαρμόζονται και διαφορετικές μέθοδοι τσιμεντενέσεων. Τσιμεντενέσεις εκτελούνται αποκλειστικά στη βραχώμαζα. Όμως συνηθίζουμε να αποκαλούμε ανάλογες εργασίες έκχυσης ενέματος με πίεση και σε χαλαρούς ασύνδετους σχηματισμούς που υπέρκεινται του υποβάθρου θεμελίωσης ή εκτελούνται για την κατασκευή διαφραγματικών τοιχίων σε έργα οδοποιίας και θεμελιώσεις επιφανειακών κατασκευών.

Κάθε συγκρότημα που θα εκτελεί τσιμεντενέσεις θα πρέπει να έχει ελάχιστη δυνατή ικανότητα έγχυσης ενέματος 300 l/min σε μια συνεχή, αδιάκοπη ροή σε πιέσεις το πολύ μέχρι 12 kg/cm² στο στόμιο της γεώτρησης. Απαιτούνται μετρητές πίεσης και κατάλληλες βαλβίδες στην αντλία και σε κάθε οπή για να εξασφαλίζεται ο απαιτούμενος έλεγχος στη διαφυγή και στο φράξιμο. Οι τσιμεντενέσεις εκτελούνται τόσο από την επιφάνεια του εδάφους, όσο και μέσα από σήραγγες τσιμεντενέσεων.

Από την επιφάνεια

ο Τσιμεντενέσεις με Packers:

Είναι η συνηθέστερη, αν όχι η αποκλειστική μέθοδος τσιμεντενέσεων που εφαρμόζεται σε βραχώμαζα. Γίνεται αρχικά η διάτρηση της οπής μέχρι το επιθυμητό βάθος. Κατά τη διάτρηση γίνονται δοκιμές Lugeon, σε στάδια 3 έως 5 μέτρων. Ακολουθεί η τσιμεντένεση από κάτω προς τα πάνω (Σχ. 138α) ή από πάνω προς τα κάτω (Σχ. 138 β) σε πεντάμετρα στάδια με τη χρήση packers.



Σχ. 138. Εκτέλεση τσιμεντενέσεων

α. Από κάτω προς τα πάνω, β. από πάνω προς τα κάτω.

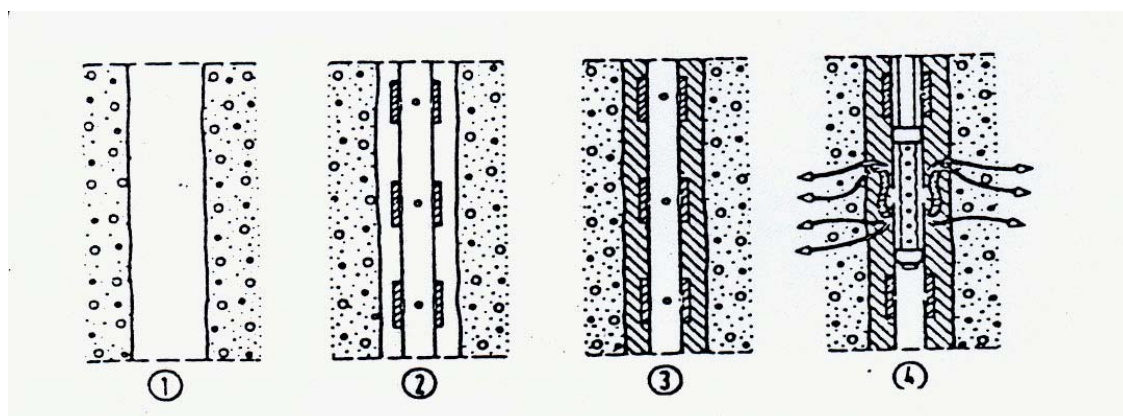
Η διαδικασία που εκτελείται από πάνω προς τα κάτω ακολουθείται σε πολύ κακής ποιότητας βραχώμαζα. Σ' αυτήν την περίπτωση γίνεται αρχικά διάτρηση της οπής μέχρι τα 5 m. Στη συνέχεια γίνεται τσιμεντένεση του μήκους 0-5 m. Μετά την πήξη του ενέματος ξαναανοίγεται η οπή του μήκους 0-5 m, προχωρά η διάτρηση μέχρι τα 10 m και γίνεται τσιμεντένεση του μήκους 5-10. Έτσι εξασφαλίζονται τα τοιχώματα της οπής, το έργο όμως μ' αυτόν τον τρόπο επιβαρύνεται σημαντικά.

Οι τσιμεντενέσεις κουρτίνας εκτελούνται σε περισσότερες της μιας σειράς οπών που ανοίγονται από την επιφάνεια. Η απόσταση στις οπές της πρώτης σειράς (**πρωτεύουσες οπές τσιμεντενέσεων**) εκλέγεται συνήθως στα 6-12 m. Η δεύτερη σειρά οπών (**δευτερεύουσες οπές**) και η επόμενη (**τριτεύουσες οπές**) εκτελούνται στο μέσο της προηγούμενης σειράς και η κατάσταση αυτή συνεχίζεται σε τόσες σειρές, ώστε τελικά να μην απορροφάται ένεμα στη βραχώμαζα από την τελευταία σειρά τσιμεντενέσεων. Ακολουθούν **πλάγιες οπές**, που χαρακτηρίζονται

τσιμεντενέσεις ελέγχου και έχουν σα στόχο να εντοπίσουν περιοχές της βραχώμαζας στις οποίες δεν έφτασε το ένεμα και εξακολουθούν να είναι διαπερατές.

ο **Τσιμεντενέσεις με σωλήνες με μανσέτες (Manschettenrohr)**

Εφαρμόζεται σε χαλαρές χονδρόκοκκες αποθέσεις με ασταθή τοιχώματα της γεώτρησης (Σχ. 139). Ανοίγεται η οπή και ταυτόχρονα σωληνώνεται για να μην καταστραφεί. Στη σωληνωμένη γεώτρηση εισάγεται σωλήνας PVC, ο οποίος φέρει δακτυλίους από 6-8 οπές που καλύπτονται υδατοστεγώς με ελαστική μανσέτα σε αποστάσεις 0,5 έως 1,0 m. Στη συνέχεια ο κενός χώρος μεταξύ των δύο σωλήνων γεμίζει με ειδικό ένεμα μικρής αντοχής με ταυτόχρονη εξαγωγή της εξωτερικής περιφραγματικής σωλήνωσης. Με την πήξη αυτού του ενέματος σχηματίζεται ένας προστατευτικός μανδύας, που στηρίζει τα τοιχώματα της γεώτρησης. Η τσιμεντένεση γίνεται τώρα μέσα από το σωλήνα PVC με απλό ή διπλό packer. Το ένεμα πρεσσάζεται με πίεση που ξεπερνά την αντοχή του μανδύα, σπρώχνει την ελαστική μανσέτα, σπάει το μανδύα και από τις οπές του φτάνει στο περιβάλλον πέτρωμα (Σχ. 139).

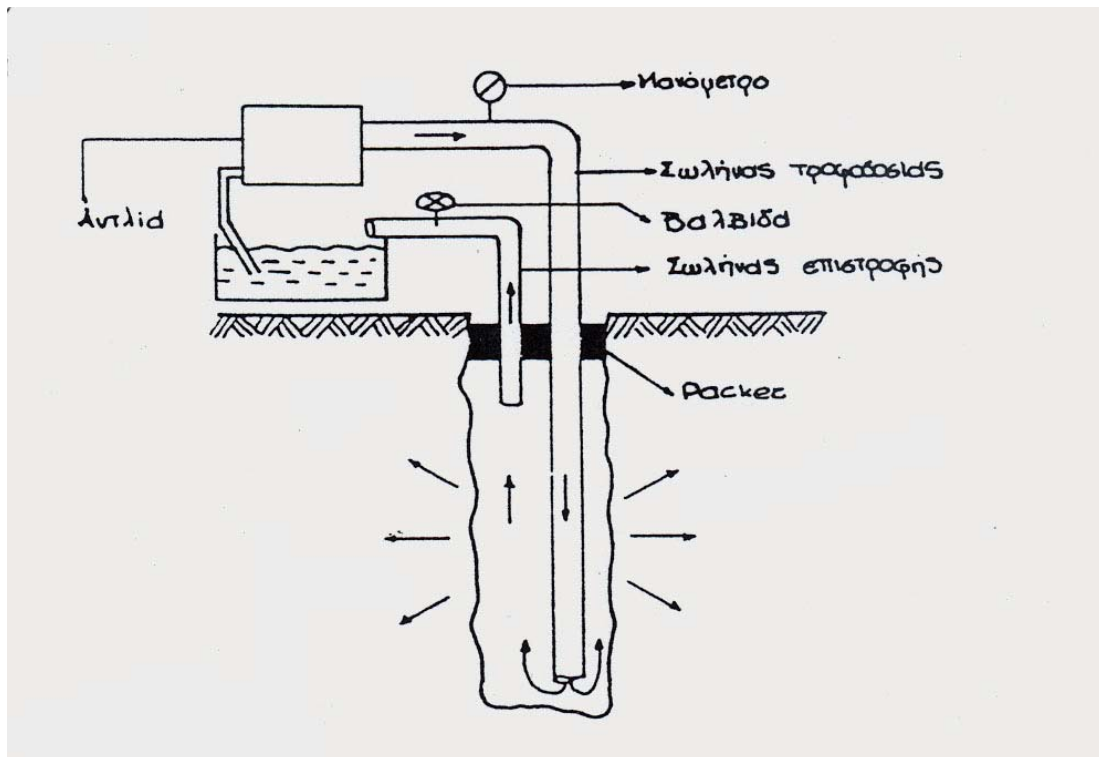


Σχ. 139. Τσιμεντένεση με σωλήνες με μανσέτες. 1. Διάτρηση με ταυτόχρονη σωλήνωση της οπής. 2. Τοποθέτηση του σωλήνα με τις μανσέτες. 3. Τοποθέτηση του ενέματος του μανδύα με ταυτόχρονη εξαγωγή της σωλήνωσης. 4. Τσιμεντένεση με διπλό packer.

ο **Τσιμεντενέσεις με ανακυκλούμενο ένεμα**

Εφαρμόζεται σε χαλαρές χονδρόκοκκες αποθέσεις με συνοχή που εξασφαλίζει σταθερά τοιχώματα στη γεώτρηση. Εφαρμόζεται ακόμη και σε έντονα

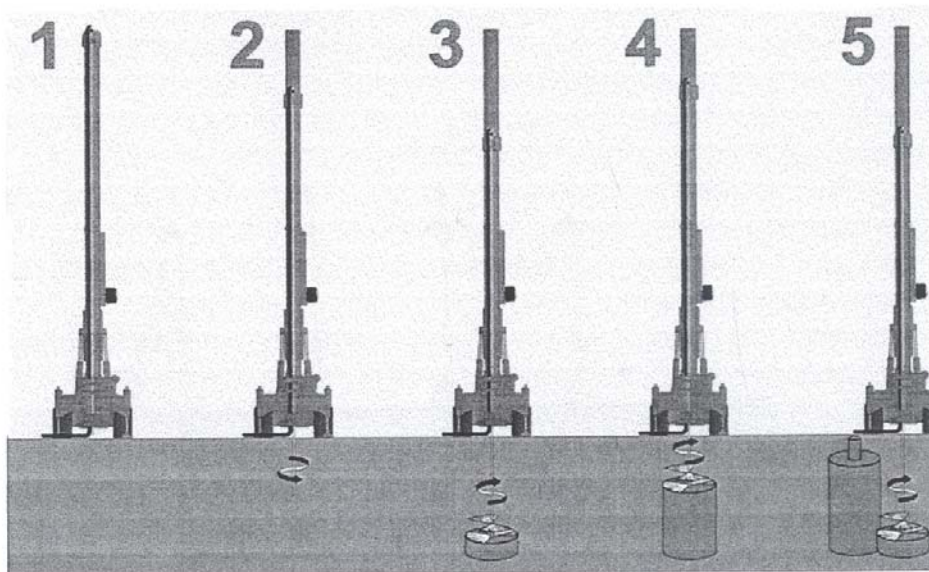
κερματισμένη βραχώμαζα, όπου τα packers δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Η τσιμεντένωση γίνεται σε ένα στάδιο και σε όλο το μήκος της οπής (Σχ. 140).



Σχ. 140. Τσιμεντένωση σε ένα στάδιο με ανακυκλούμενο ένεμα

ο Jet-grouting

Χρησιμοποιείται σε χαλαρές αποθέσεις κυρίως λεπτόκοκκης άμμου και ιλύος. Η γεωτρητική οπή ανοίγεται στο επιθυμητό βάθος. Στη συνέχεια εισπνέζεται ένεμα από κάτω προς τα πάνω με μεγάλη πίεση μέσα από ένα ειδικό ακροφύσιο. (Σχ. 141). Έτσι σπάει η δομή του εδάφους και το ένεμα ανακατεύεται με την άμμο σχηματίζοντας μετά την πήξη του στήλες με διάμετρο 0,6-1,0 m. Με διαδοχικές οπές πάνω σε προσανατολισμένο άξονα και σε κατάλληλες αποστάσεις επιτυγχάνουμε την κατασκευή ενός διαφραγματικού τοίχου.



Σχ. 141. Jet Grouting. Σχηματική παράσταση κατά Jessberger

Σήραγγες τσιμεντενέσεων

Στις περιπτώσεις υψηλών φραγμάτων, όπου η στεγανοποίηση της βραχώμαζας, θα πρέπει να πραγματοποιηθεί σε μεγάλο σχετικά βάθος, τόσο κάτω από την επιφάνεια θεμελίωσης, όσο και βαθιά στα αντερίσματα, το πρόγραμμα εκτέλεσης των τσιμεντενέσεων περιλαμβάνει και τσιμεντενέσεις που θα εκτελεστούν μέσα από σήραγγες τσιμεντενέσεων. Ο στόχος αυτών των τσιμεντενέσεων εκτός απ' τη στεγανοποίηση είναι ταυτόχρονα και η σταθεροποίηση και η αντίσταση στην παραμόρφωση της βραχώμαζας.

Η διάμετρος των οπών διαμέσου των οποίων εισπνέζεται το ένεμα στη βραχώμαζα συνήθως φτάνει τα 46 mm. Σπάνια και σε περιπτώσεις βραχώμαζας με μικρά ανοίγματα ασυνεχειών η διάμετρος αυτών μπορεί να φτάσει και τα 56 mm.

Το βάθος των οπών εξαρτάται από τη διάμετρο της σήραγγας, τη μέγιστη πίεση που ενεργεί στη σήραγγα και από την πυκνότητα των ασυνεχειών σ' αυτήν. Αν η πυκνότητα των ασυνεχειών δε μας υπαγορεύει να εκτελέσουμε οπές μεγάλου μήκους, το βάθος των οπών κυμαίνεται ανάμεσα στο 30 και 60% της διαμέτρου της σήραγγας (για οδικές σήραγγες, σήραγγες προσαγωγείς, σήραγγες προσπέλασης, κλπ). Για τσιμεντενέσεις που εκτελούνται στα πλαίσια δημιουργίας διαφραγματικής κουρτίνας, το βάθος των οπών συνδέεται με το βάθος στεγανοποίησης της βραχώμαζας και το κατώτερο όριο της κουρτίνας.

Η πυκνότητα των οπών εξαρτάται από την κινητικότητα του ενέματος και την απόσταση που μπορεί να διανύσει με την εφαρμοζόμενη πίεση. Συνήθως η

απόσταση μεταξύ των οπών μετρημένη σε δακτύλιο στην περιφέρεια της σήραγγας (μεγάλης διατομής) κυμαίνεται μεταξύ 2,5 και 4,5 m. Έτσι ανάλογα με τη διάμετρο της σήραγγας εφαρμόζονται δακτύλιοι οπών τσιμεντενέσεων με 3-4-5-6 ή 8 οπές ομοιόμορφα κατανεμημένες στην περιφέρεια (Σχ. 142). Κάθε δακτύλιος έχει περιστραφεί σε σχέση με τον προηγούμενό του κατά το ήμισυ της γωνίας δύο γειτονικών οπών στον ίδιο δακτύλιο. Οι οπές ανοίγονται ακτινωτά και κάθετα στην εσωτερική επιφάνεια της σήραγγας. Η απόσταση μεταξύ των δακτυλίων κυμαίνεται από 1-1,5 φορές την απόσταση μεταξύ γειτονικών οπών στον ίδιο δακτύλιο. Συνήθως ανοίγονται σε αποστάσεις 4-6 m.

Στις σήραγγες τσιμεντενέσεων που εκτελούνται για τη στεγανοποίηση της βραχώμαζας και το σχηματισμό της διαφραγματικής κουρτίνας, η διάταξη, το μήκος και οι αποστάσεις των οπών ακολουθούν την ίδια διάταξη των οπών της κουρτίνας από τις οποίες εκτελούνται τσιμεντενέσεις από την επιφάνεια.

Οι οπές που ανήκουν στον ίδιο δακτύλιο ή και περισσότερους δακτύλιους ανοίγονται συνήθως μαζί προτού αρχίσουν οι εργασίες των τσιμεντενέσεων, έτσι ώστε να υπάρχει η δυνατότητα οπτικού ελέγχου της προχώρησης του ενέματος.

Τα μίγματα που χρησιμοποιούνται είναι μίγμα νερού-τσιμέντου-μπεντονίτη σε διάφορες αναλογίες με πρόσμικτη, αν συντρέχουν ειδικοί λόγοι (πρώτα γίνεται η προσθήκη του μπεντονίτη και ύστερα του τσιμέντου).

Οι πιέσεις που θα εφαρμοστούν για την είσοδο του ενέματος εξαρτώνται από την κατάσταση της βραχώμαζας. Η αρχή ότι μεγαλύτερη πίεση επιτρέπει και μεγαλύτερη απορρόφηση δεν ισχύει, γιατί μεγάλες πιέσεις μπορούν να προκαλέσουν θραύση της βραχώμαζας, διεύρυνση ασυνεχειών, φαινόμενα ιζηματογένεσης υλικού πλήρωσης κλπ με ανάλογα αρνητικά αποτελέσματα. Για τις τσιμεντενέσεις που εκτελούνται από την επιφάνεια ισχύει ο γενικός κανόνας, ότι η πίεση που ασκείται σε ένα βάθος δεν πρέπει να υπερβαίνει το βάρος των υπερκείμενων, αυξημένη με συντελεστή ανάλογα με την κατάσταση της βραχώμαζας σ' αυτό το βάθος.

Χρησιμοποιούνται συνήθως οι σχέσεις, με το P (πίεση ενέματος) εκφρασμένη σε ύψος στήλης νερού

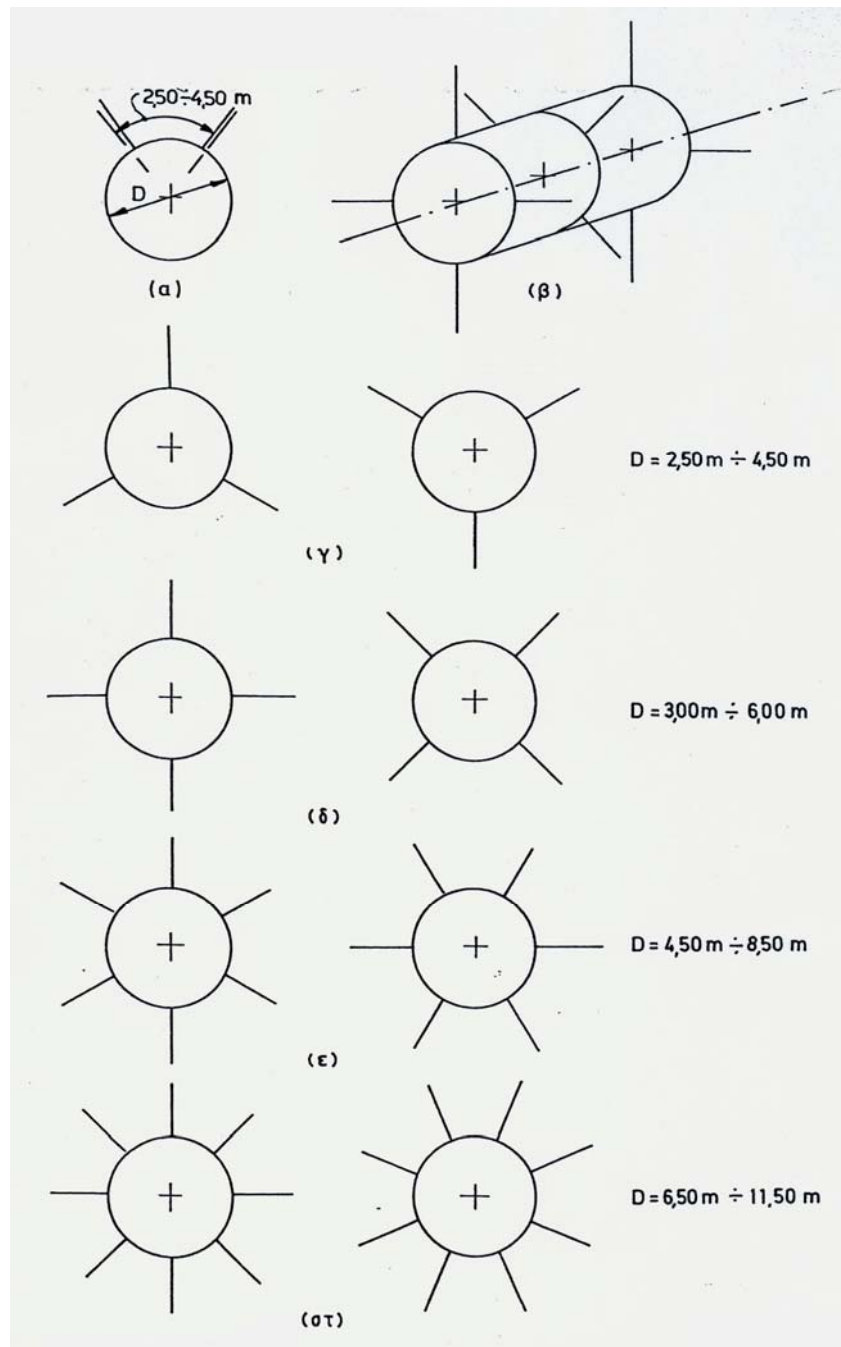
$$P \text{ (kgf/cm}^2\text{)} = 0,25 H - 1H \text{ (m)} \quad (215)$$

$$P = \gamma_t \cdot H \text{ ή } P = 2\gamma_t \cdot H \text{ ή } P = 3\gamma_t \cdot H \quad (216)$$

Όπου

H = το βάθος εισπίεσης του ενέματος (m)

γ_t = το ειδικό βάρος του πετρώματος που υπέρκειται της θέσης εισπίεσης



Σχ. 142. Διατάξεις οπών τσιμεντενέσεων σε σήραγγες

Ο Zaruba (1962) δίνει γενικά έναν τύπο

$$P = k \cdot \gamma_t \cdot H \quad (217)$$

Όπου ο k συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας της βραχόμαζας που έχει υπολογιστεί από δοκιμές Lugeon.

Και ακόμη:

$$P = 0,31H + 0,02H^2 \quad (218)$$

για βραχόμαζα με σχεδόν κατακόρυφες διακλάσεις και

$$P = 0,25H + 0,05 H^2 \quad (219)$$

για στρώματα με οριζόντιες διακλάσεις ή διακλάσεις μικρής γωνίας κλίσης.

Προτείνει τελικά διάφορες τιμές για βραχώδη και συνεκτικά πετρώματα (Πίνακας 38).

Πίνακας 38.

Προτεινόμενες τιμές και σχέσεις για τον υπολογισμό της μέγιστης ενεματικής πίεσης (Zaruba, 1962).

Βάθος	Βραχώμαζα		Συνεκτικά πετρώματα	
	επιτρεπόμενη πίεση	Σχέση	επιτρεπόμενη πίεση	Σχέση
10 m	5,1 at	περίπου $2,0 \gamma_t \cdot H$	3 at	περίπου $1,2 \gamma_t \cdot H$
20 m	14 2 at	περίπου $3,0 \gamma_t \cdot H$	7 at	περίπου $1,4 \gamma_t \cdot H$
30 m	27,3 at	περίπου $3,8 \gamma_t \cdot H$	12 at	περίπου $1,6 \gamma_t \cdot H$
40 m	44,4 at	περίπου $4,6 \gamma_t \cdot H$	18 at	περίπου $1,8 \gamma_t \cdot H$
50 m	65,5 at	περίπου $5,4 \gamma_t \cdot H$	25 at	περίπου $2,1 \gamma_t \cdot H$

Τέλος ο Heitfeld (1965) δίνει τη μέγιστη επιτρεπόμενη πίεση του ενέματος P_{\max} (t/m^2) ίση προς:

$$P_{\max} = \alpha \cdot \gamma_t + a (c_1 + c_2) \quad (220)$$

Όπου:

α = το μέσο βάθος της εισπνεζόμενης περιοχής (m)

γ_t = το ειδικό βάρος της βραχώμαζας (t/m^3)

c_1, c_2 = συντελεστές που εξαρτώνται από την ανάπτυξη και τη διάταξη των διακλάσεων στην περιοχή

Για μεγάλο συντελεστή ρωγμάτωσης και με $c_2=0$ ο c_1 παίρνει τιμές 2-4, ενώ για μικρό συντελεστή ρωγμάτωσης τιμές 4-6. Σύμφωνα με το Heitfeld η μέγιστη επιτρεπόμενη πίεση προκύπτει για $c_2 = 2$ και $c_1 = 6$.

Όπως αναφέρθηκε, η απόσταση από την οπή στην οποία μπορεί να φτάσει το ένεμα, εξαρτάται από την αραίωση του ενέματος, την πίεση και την ανάπτυξη των ασυνεχειών. Για πολύ διαπερατή βραχώμαζα με $k=10^{-2}-10^{-4}$ m/sec ο Heitfeld δέχεται μια ακτίνα μήκους 1-3 m που μπορεί να φτάσει τα 5-10 m στη διεύθυνση ανάπτυξης

των κυρίων διακλάσεων. Ο Maag (1938) δέχεται σφαιρική επέκταση του ενέματος (Σχ. 143) και προσδιορίζει αυτήν την απόσταση r από τη σχέση:

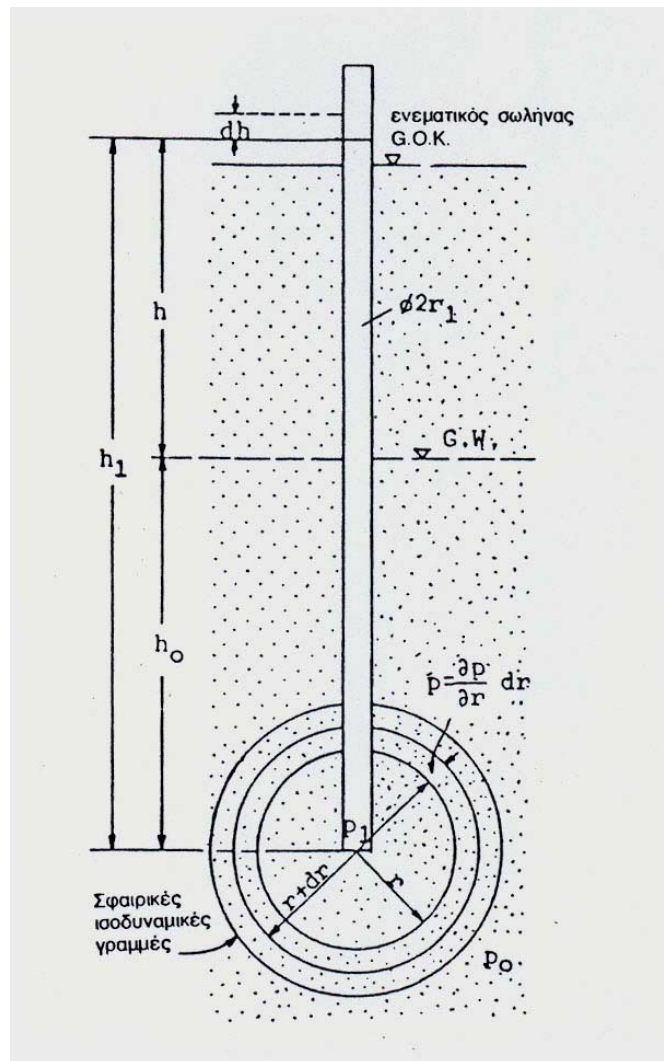
$$r = \sqrt{\frac{3r_1}{n'} \cdot k \cdot \frac{v}{v'} \cdot h \cdot t + r_1^3} \quad (221)$$

όπου r_1 = η ακτίνα του σωλήνα (cm)

$$\text{ή} \quad \frac{Q \cdot dt/dr}{4\pi r^2} = \frac{v}{v'} \quad (222)$$

h = πιεζομετρικό ύψος (cm)

και το μέλος r_1^3 κατά το Maag μπορεί να παραληφθεί



Σχ. 143. Υπολογισμός της πίεσης και της ακτίνας επίδρασης σε τσιμεντενέσεις (Bentz, 1969)