



EURÓPAI UNIÓ
STRUKTURÁLIS ALAPOK



T A L A J M E C H A N I K A

BMEEOGTAT13 segédlet a BME Építőmérnöki Kar hallgatói részére

„Az építés- és az építőmérnök képzés szerkezeti és tartalmi fejlesztése”

HEFOP/2004/3.3.1/0001.01

I. TALAJFIZIKAI ALAPISMERETEK	4
1. Talajok eredete, keletkezése, jellegzetességei	4
1.1. Talajok eredete, keletkezése	4
1.2. Eredet, keletkezés és talajfizikai tulajdonság	4
1.3. Talajfizikai jellemzők csoportosítása, talajminták típusai	5
2. Talajok alkotórészei és tulajdonságai	7
2.1. A talaj alkotórészei	7
2.2. Talaj alkotórészek térfogati arányai	7
2.3. Alkotórészek mennyiségi jellemzői	10
2.3.1. Víztartalom	10
2.3.2. Sűrűség, térfogatsűrűség	10
2.3.3. Hézagterefogat, hézagterefogó	12
2.3.4. Telítettség	12
2.3.5. Tömörség	13
2.3.5.1. Tömörégi fok	13
2.3.5.2. Relatív tömörség	14
2.4. Szilárd alkotórész	14
2.4.1. Szemcse mérete, alakja, átmérő fogalma és megnevezése	14
2.4.2. Szemeloszlási görbe fogalma, kísérleti meghatározása	16
2.4.3. Szemeloszlási görbe jellemzői	17
2.5. Víz a talajban	18
2.5.1. Víz előfordulása a talajban	18
2.6. Szerves alkotórész és mész a talajban	18
3. Konzisztenciahatárok	20
3.1. Konzisztenciahatárok fogalma	20
3.1.1. Folyási határ	21
3.1.2. Plasztikus határ	23
3.2. Plasztikus index	23
3.3. Relatív konzisztenciaindex, relatív folyási index	24
4. Talajok osztályozása	25
4.1. Az osztályozás alapelve	25
4.2. Talajok felismerése és megnevezése	25
4.3. Osztályozás talajfizikai jellemzők alapján	26
4.4. Osztályozási szabvány	29
4.5. A vizsgálati eredmények összefoglalása	30
II. FÁZISMOZGÁS TALAJOKBAN, TALAJOK VISELKEDÉSE	32
5. A fázismozgás fogalma	32
6. Talajokban keletkező feszültségek	32
6.1. Feszültség fogalma talajokban	32
6.2. Hatékony és semleges feszültség fogalma talajokban	34
6.3. Függőleges feszültség talajokban	37
6.3.1. Földtömeg-egyensúly általános feltétele	37
6.3.2. Függőleges feszültség önsúly és terhelés hatására	38
6.3.3. Teljes, semleges és hatékony függőleges feszültség a talajokban	39
7. Gravitációs vízmozgás	40
7.1. Talajok vízáteresztőképessége, Darcy-törvény	40
7.2. Vízáteresztőképesség meghatározása	43
7.2.1. Laboratóriumi vizsgálatok	43
7.2.2. Helyszíni vizsgálatok	44
7.3. Vízáteresztőképességet befolyásoló tényezők	45
7.4. Rétegzett talajok vízáteresztőképessége	45
7.5. Szivárgás jelenségek vizsgálata	46
7.5.1. Potenciáláramlás törvénye	46
8.6. Semleges feszültség és tömegerő változása vízmozgás hatására	49
8.6.1. Lineáris vízmozgás, semleges feszültség, tömegerő	49
9. Fázismozgás terhelés hatására	52

9.1 Talajok összenyomódása kompressziós feszültségállapotban	52
9.1.1 Az összenyomódás okai, a kompressziós feszültségállapot fogalma	52
9.1.2 Elsődleges konszolidáció	54
9.1.2.1 Konszolidáció folyamata	54
9.1.2.2 Konszolidáció elmélete	56
9.1.3 Azonnali és másodlagos összenyomódás	58
9.1.4 A feszültség és alakváltozás összefüggése	60
9.1.4.1 Kompressziós görbe fogalma, kísérleti meghatározása, ábrázolása	60
9.1.4.2 A kompressziós görbe jellemzői, gyakorlati alkalmazása	62
9.1.5 Talajok roskadása	64
9.2 Talajok belső ellenállása, nyírószilárdsága	64
9.2.1 A Coulomb-Mohr-féle törési feltétel, feszültségek számítása	64
9.2.2 Súrlódás és kohézió fizikai okai	69
9.2.3 Nyírószilárdság kísérleti meghatározása	73
9.2.3.1 Kísérleti módszerek	73
9.2.3.2 Közvetlen nyírókísérlet	76
9.2.3.3 Egyirányú nyomókísérlet	78
9.2.3.4 Többirányú nyomókísérlet	78
9.2.3.5 Nyírószilárdság meghatározása a teljes és hatékony feszültségek függvényében	80
10. Kapilláris vízmozgás	81
10.1 Kapilláris jelenségek talajokban	81
10.2 Kapilláris vízmozgás törvényszerűségei	82
11. Vízleadás hő hatására	84
11.1 Térfogatváltozás, zsugorodás	84
11.2 Ismételt térfogatváltozás, zsugorodás, duzzadás	87
11.3 A térfogatváltozás gyakorlati szerepe	90

I. TALAJFIZIKAI ALAPISMERETEK

1. Talajok eredete, keletkezése, jellegzetességei

1.1. Talajok eredete, keletkezése

A Föld felszínén s annak közelében előforduló talajok (ill. laza üledékes kőzetek) a szilárd kőzetek mállása útján jöttele létre. A mállást fizikai és kémiai hatások okozzák: a hőmérsékletváltozás, a növényi gyökerek, a jég- és a só-kristályok feszítő ereje; a víz, a jég és a levegőben mozgó szilárd részecskék koptató hatása, az oxidáció és a karbonatizáció a szilárd kőzetet részecskékre bontja, felaprózza, amit a szél, a víz vagy a gleccserek eredeti helyükről elszállítanak és másutt leraknak. A szállítás alatt a mállás és aprózódás tovább folytatódik. A mállás jellege és mértéke a szilárd kőzet szerkezetétől, szilárdságától és kémiai összetételétől függ. Ha a mállott kőzetek a keletkezési helyükön maradnak, akkor reziduális (maradék) talajokról beszélünk. Hazánkban e talajok előfordulása nem túl gyakori, de mégis figyelmet érdemelnek, mert a málló sziklavegésben vezetett utak al- és felépítményeiben egyaránt komoly gondot (fágyást vagy stabilitási problémát) okozhatnak. Az ilyen talajokból álló szelvények jellemzője a felülről lefelé való fokozatos átmenet, a mállott anyagtól az ép sziklarétegekig.

Azokat a talajokat, amelyeket valamilyen erő (szél, víz, gleccser), elszállítás a keletkezési helytől távolabb, rak le, szediment (üledékes)talajoknak nevezzük. Kiterjedésüket tekintve a szediment talajok a leggyakoribbak, tehát a hazai gyakorlatban a geotechnikai problémák is elsősorban ezekkel kapcsolatosak. A szediment talajok egyik csoportját a vízi lerakódások alkotják, amelyek a csoporton belül-szintén gyakoriak.

A kőzetek mállása következtében a hegységek lábánál törmelék lerakódások keletkeznek. A gyors hegyi folyók a törmelékkel magukkal ragadják és megindul a hordalékmozgás. A kőzetdarabok mozgás közben kopnak, legömbölyödnek. A folyók szakaszjellegétől függően megindul a hordalék nagyság szerinti dezintergrálódás (szétválasztódás): a felső szakaszon durva kavics, homok, a síkságon finom homok, homokliszt, a tengerbe, illetve a tavakba ömlis helyén iszap és kolloidális agyag rakódik le. A folyóvízben lebegtetett kolloid finomságú részecskéknél többnyire az enyhe értelmű elektromos töltésük van, taszítják egymást, és a vízben lebegésben maradnak. A folyóvíz tulajdonságainak a megváltozásakor, vagy az állóvizekkel való találkozásakor, a bennük levő kémiai anyagok különbözőségének hatására a részecskék töltésérésben megváltozhatnak és megindul a koaguláció (pelyhesedés), aggregáció és az ülepedés.

A természetes üledékek mellett feltétlenül meg kell említenünk a mesterséges lerakódásokat. Ilyenek a szeméttelpek, bányagödrök és törmelékek, ipari hulladékok, salakfeltöltések, építési törmelékek stb. Nagyvárosokban vagy ipartelepek közelében, bányavidéken gyakran még ilyen mesterséges lerakódásokon is épületeket kell elhelyezni. A feltöltésen való alapozás sok - előre nem látott - veszélyt rejt magában, ezért ilyen területek beépítésénél rendkívül elővigyázatosnak kell lenni, mert nem lehet tudni, milyen meg nem engedett vegyi anyagokat helyeztek el engedély nélkül, felelőtlenül. Sajnálatos példa erre Budapesten, Budafok egy lakótelepén jó néhány épület tönkremenetele, amelyeket a gázyár salakfeltöltésére alapoztak, és emiatt rendkívül költséges utólagos javításokra van szükség. Mindehhez még azt is hozzá kell tenni, hogy ez a kárjelenség egyáltalán nem tekinthető egyedüli esetnek még Budapesten sem.

Az elmondottakból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az építésre kiválasztott terület geológiájának, a keletkezése történetének az ismerete sok esetben igen értékes felvilágosítást ad a talajról, a feltöltés anyagáról, különleges veszélyéről stb. Ezeknek az előtanulmányoknak az elvégzése minden jó geotechnikai munkának az előfeltétele.

1.2 Eredet, keletkezés és talajfizikai tulajdonság

Az üledékes kőzeteket létrehozó erőhatások a talajok tulajdonságainak a kialakításában és megváltoztatásában jelentős szerepet játszanak.

A vízi lerakódásoknál, a folyók szakaszjellegétől és a vízmozgás sebességétől függő kiválogatódás (dezintegrálódás) történik a hordalék anyagban. Mindezen talajok közös tulajdonsága, hogy dezintegrálódásuk a nagy szemcsék víz alatti mozgása folytán következik be. Amíg a kavics- és homoktalajok egyszemcsés szerkezetének a létrejöttéhez egyetlen erő, a nehézségi erő szükséges, addig a finomszemcsés talajok (iszapok, agyagok) sejt- és pehelyszerkezetének a kialakulásában az előzőeken kívül, a szemcsék felszínén fellépő erőhatások is döntő szerepet játszanak.

A különböző erőhatások különböző fizikai és kémiai tulajdonságokkal bíró talajokat hoznak létre. A vízből leülepedett kavics és homok a víz és a terhelés hatására teljesen másként fog viselkedni, mint az agyag vagy iszap, amely ugyanazon folyó hordalékából, de más erők hatására jött létre.

A folyókból leülepedett hordalék szemcséi gömbölyűek, erősen lekoptatottak, eltérően a gelccser üledékektől, amelyeknek a szemcséi élesszélűek, szögletesek, poliéderesek. A futóhomok szemcséi matt felületűek, lekoptatottak, közel azonos méretűek, ezért rosszul graduáltak* Vízre és dinamikus hatásokra érzékenyek, könnyen megfolyósodnak. Az eolikus üledékek másik csoportja a lösz, amely jellegzetesen szárazföldi eredetű, ezért a vízre érzékeny, roskadásra hajlamos.

A talajok keletkezési körülményeitől még számos fizikai és kémiai jellemző függ, amelyből csak néhányat emelünk ki. A szélhordta üledékek szemcsenagysága és az üledék vastagsága a kifúvástól mért távolsággal exponenciálisan csökken. Az eruptív kőzetek mállásából keletkezett talajok agyagtartalma az évi átlagos középhőmérséklettel arányosan növekszik.

A talajok CaO, CaCCu tartalma a talaj korának és az évi csapadék mennyiségének a növekedésével fokozatosan csökken. A csapadék a felszíni rétegeket kilúgozza és a meszet mélyebb szintekre szállítja.

A talajok a geológiai folyamatok hatására még további változásokat szenvedhetnek, amelyek kihatnak a fizikai tulajdonságaikra is. Így pl. későbbi lerakódások hatására terhelés jut a rétegre, tektonikai hatásokra hőjelenség vagy nyomás állhat elő. Pl. ha a jégkorszak idején egy tengeri agyagréteget a jégtakaró és a moréna megterhelt, akkor a talaj jelentősen Dsszenyomódott; és a víz a pórusokból kinyomódott. Idővel a jégtakaró elvonult, s a talaj tehermentesült, de az ilyen előterhelt talaj többé már nem nyeri vissza az eredeti szerkezetét, tömör marad, teherbírása megnövekedett, összenyomhatósága jelentősen lecsökkent. Ha eredetileg víz alatti rétegek a felszínre kerülnek, a pórusvizük elpárolog és a felső rétegek kiszáradnak. A felszín közelében egy szárazabb kéreg képződik - vastagsága akár 5-10 m is lehet - de az alatta levő rétegek továbbra is telítettek maradnak, s emiatt puhábbak, összenyomhatóbbak lesznek. Ez a körülmény azután befolyásolja az építmény tervezett alapozási síkját, mivel az alapokat itt nem mélyre, hanem éppen a felszín közeli szilárdabb talajba kell elhelyezni.

A felszín közeli, és oldható részeket tartalmazó talajok tulajdonságai kilúgozódás következtében megváltoznak. A levegő és a növényzet szerves anyagai is okozhatnak másodlagos mállást a talaj legfelső rétegeiben. A mállási folyamat, a talaj kilúgozása a talaj kémiai tulajdonságainak a megváltozásán keresztül kihat a fizikai tulajdonságokra is.

Igen gyakran a kémiai hatások lényeges változásokat is okozhatnak, és pedig a szemcsék felületén adszorbeált anyagok kicserélődése (ún. báziscseréje) miatt.

A talajok eredetének és keletkezési folyamatának az ismerete igen sok érdekes adalékot adhat a talajok fizikai tulajdonságainak a megismeréséhez. Ezért az esetek döntő többségében feltétlenül kívánatos a talaj keletkezési módjának az ismerete is.

1.3 Talajfizikai jellemzők csoportosítása, talajminták típusai

A különböző hatások eredményeképpen létrejött különböző nagyságú szemcsékből álló talaj nemcsak pontról pontra, de időről időre is változik. Ahhoz, hogy a talajjal kapcsolatos mérnöki feladatokat tudjunk megoldani, számos fizikai fogalmat, jellemzőt és vizsgálati módszert kell bevezetni.

A Talajmechanika azoknak a talaj fizikai jellemzőknek a vizsgálatával foglalkozik,

amelyek meghatározzák a talaj különböző hatásokkal szembeni viselkedését. A bevezetésben vázolt okok alapján belátható, hogy a jellemzők száma sokkal több, mint az egyéb építőanyagok (acél, beton, fa, kő stb.) esetében.

A talaj fizikai tulajdonságok lényegében két nagy csoportba sorolhatók:

- statikus jellemzők,
- dinamikus jellemzők.

A statikus jellemzőket további két csoportra oszthatjuk:

- petrográfiai jellemzők,
- állapotjellemzők.

A petrográfiai jellemzők azok, amelyek csupán a talajok felismerésére, osztályozására, két talaj azonosságának vagy különbözőségének a meghatározására alkalmasak. Ilyenek pl. a szilárd szemcse sűrűsége, a szemcse nagysága, felületi tulajdonsága stb. Nyilvánvalóan ezeket a jellemzőket kell meghatároznunk, ha a talajt osztályozni és minősíteni akarjuk, de ezek ismeretében még nem tudjuk megvizsgálni az épület állékonyosságát, süllyedését stb.

A talajok állapotjellemzője a talajokat már számszerűen minősíti, már némi tájékoztatást is nyújt a talajok használhatóságát és alapozásra való alkalmasságát illetően. Ilyen jellemzők a talajok fázisos összetétele, tömörsége, konzisztenciája, az anyagi összefüggés mértéke.

A petrográfiai tulajdonságokat és állapotjellemzőket együttesen azért nevezzük statikus jellemzőknek, mert a talajt önmagában, a külső hatásokra való tekintet nélkül vizsgálják. A vizsgálatok eredményei rendszerint határozott szám adatok formájában jelennek meg.

A dinamikus jellemzők a talajokat különböző hatások következtében beálló változásaikban vizsgálja, ezért az időtényezőt is figyelembe veszi. A dinamikus jellemzőket összefoglalóan a fázismozgás kifejezéssel is jellemezhetjük, hiszen a külső hatásokra (terhelés, gravitációs erő, hőhatás, elektromos potenciál stb.) bekövetkező mozgásjelenségeket írja le. E vizsgálatok eredménye rendszerint csak empirikus függvénykapcsolatok formájában adható meg. Ezek a törvényszerűségek alkalmasak arra, hogy az építmény várható viselkedését megítéljük, illetve biztonságos és gazdaságos alapozási megoldást készítsünk.

A talajfizikai jellemzők meghatározása rendszerint a helyszínen (in situ) vagy a talajból vett minták laboratóriumi vizsgálata alapján történik.

A talajmintáknak két alaptípusát különböztetjük meg: A talajszerkezet megzavarásával, átfúrásával kiemelt zavart talajmintákat és az eredeti fekvésnek megfelelő állapotú és szerkezetű zavartalan vagy magmintákat.

A talajfizikai vizsgálatokban mindig a cél határozza meg, hogy az említett minták melyikére van szükség. Pl. ha egy homoknak a szemeloszlását vizsgáljuk - vagyis azt, hogy a különböző nagyságú szemcsék aránya mennyi — akkor elegendő, ha az anyagból egy lapáttal ládába, dobozba vagy zacskóba tesszük és így visszük a laboratóriumba. Ha viszont azt akarjuk tudni, hogy pl. a talaj hány százaléka a szilárd rész, a víz és a levegő, mennyire tömör stb., akkor nem szabad a minta szerkezetét szétroncsolni, megzavarni, hanem arra kell törekedni, hogy a természetes állapotot megőrizze. Ilyen esetben csak zavartalan mintával lehet a kísérletet végrehajtani.

Ha viszont olyan talajmintát veszünk, amely a szerkezetet megváltoztatja, de a szilárd rész és a víz tömegét nem, akkor ún. víztartalmi mintáról beszélünk. Igen gyakran ezt a talajmintát részben zavart mintának is nevezzük.

Zavartalan minta vétele sokféleképpen történhet. Pl. egy munkatérből, aknából úgy veszünk magmintát, hogy kivágunk a talajból egy szabályos kockát vagy szabálytalan tömböt, s hogy állapota ne változzék meg, ne száradjon ki és ne roncsolódjon szét, szigetelő réteggel, pl. paraffinnal öntjük le, egy megfelelő dobozba elhelyezzük, ami a roncsolódást megakadályozza. A mintavétel egy szabályos henger benyomásával is történhet, ha ezt a

talaj állapota lehetővé teszi.

A talajminta vételének egyik legismertebb és leggyakrabban alkalmazott módja a fúrásból való mintavétel. A kérdéssel már a Geológia c. tantárgy is foglalkozott.

A talajfeltárás részleteit, különböző lehetőségeit a Geotechnika II. és az Alapozás c. tárgyak fogják részletesen ismertetni.

2. Talajok alkotórészei és tulajdonságai

2.1 A talaj alkotórészei

A talajok a fizikai, kémiai, biológiai mállás hatására jöttek létre, két vagy három különböző halmazállapotú anyag keverékei. Ezek a szilárd és cseppfolyós, a szilárd és légnemű, valamint a szilárd, cseppfolyós és légnemű részecskék keverékei, amelyek "diszperz" rendszert alkotnak.

A diszperz rendszerben a részecskék nagysága, alakja, relatív mennyisége, eloszlása, a közöttük fellépő kölcsönhatások (vonzó és taszítóerők), valamint a rendszerre átadódó hatások (terhelés, gravitációs erő, hő és elektromos potenciál stb.) miatt bekövetkező relatív mozgások - fázismozgások - határozzák meg a tulajdonságaikat és változásaikat.

A diszperz rendszerben levő szilárd fázis a kőzetek felaprózódásából keletkezett, ezért ásványi összetétele, sűrűsége az eredeti kőzetanyag tulajdonságaitól függ. A durva szemcsék kőzetdarabkák, így mindegyiket több ásvány is alkotja, a kisebb szemcséket viszont rendszerint csak egy-egy.

A rendszerben a folyadék fázist a víz, a gáz halmazállapotú fázist a levegő alkotja. De lehetnek kivételek is, pl. a folyadék fázis kőolaj, a légnemű fázis pedig földgáz. Ritkán az az eset is előfordulhat, hogy a szilárd fázis pl. "kulturlerakódás" (házi szemét vagy ipari hulladék), a folyadék fázis pedig a talajba került káros vegyi anyag.

Ezek az anyagok tulajdonképpen nem is tekinthetők a talaj alkotórészeinek. E vizsgálatokra a Geotechnika I. keretében csak érintőlegesen térünk ki, de nem azért, mert elemzésük nem fontos, hanem azért, mert speciális vizsgálatokat, eszközöket és szakértelmet igényelnek.

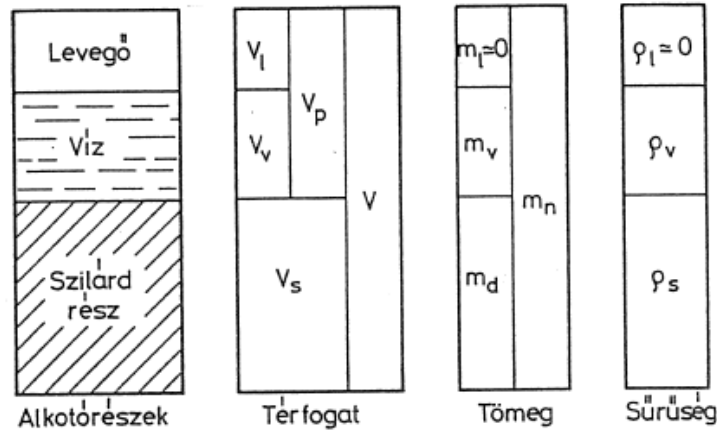
A talaj három különböző halmazállapotú közegében mind az azonos, mind a különemű alkotók részecskéi között erők, erőterek alakulnak ki. Ezek az erőterek határozzák meg a talaj szilárdságát, alakváltozását és külső hatásra bekövetkező viselkedését.

E tulajdonságok elbírálása és meghatározása szempontjából nagyon lényeges, hogy minden talajban a szilárd alkotórészek "szöve", összetétele, kötőerői és hézagai determinálják a műszaki szempontból fontos tulajdonságokat. A talaj ugyanis olyan diszperz rendszer, ahol a cseppfolyós és a légnemű fázis a szilárd fázisban alkot rendszert és nem fordítva.

Ez alól csak egyes esetek jelentenek kivételt, és akkor is csak rövid ideig tartó tranziens (átmeneti) jelleggel. Ilyen például a talaj megfolyósodásatterhelés vagy vízmozgás esetén. Építőmérnöki szempontból ezek a jelenségek károsak, ezért bekövetkezésüket el kell kerülni. A jelenség részletes magyarázatára még visszatérünk.

2.2 Talaj alkotórészek térfogati arányai

A talaj tulajdonságait az alkotórészek aránya határozza meg, ezért számszerű ismerete nélkülözhetetlen. A vizsgálat elvégzéséhez a talajban zavartalan állapotú mintát kell venni.



1. ábra: A talaj alkotórészei

A vizsgálatra kivett mintát az 1. ábra mutatja. Ha a (V) térfogatú mintában levő szilárd szemcse, víz és levegő alkotórészeket külön választjuk, akkor az eredeti teljes térfogatot (V) az alkotórészek térfogatainak (V_s, V_v, V_l) az összegeként kapjuk:

$$V = V_s + V_v + V_l$$

A talaj egyes alkotórészeinek az arányát viszont úgy határozzuk meg, hogy az alkotórészek térfogatát viszonyítjuk a talajminta teljes térfogatához:

$$s = \frac{V_s}{V}$$

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

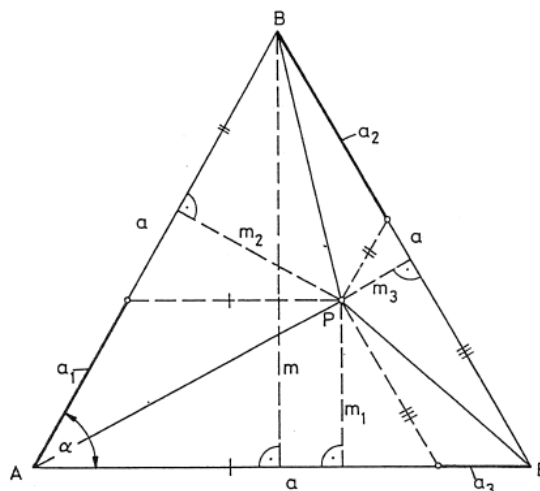
$$l = \frac{V_l}{V}$$

Ebből felírható, hogy

$$s + v + l = 1$$

ahol a három komponens arányát legtöbbször százalékban adjuk meg.

A három mennyiség összege az egyes mennyiségek változásától függetlenül mindig állandó, ezért a három adat háromszögdiagramban ábrázolható, a szabályos háromszög közismert geometriai tulajdonsága alapján (ld. 2. ábrát).



2. ábra: Ábrázolás háromszögdiagramban

Az előző kijelentés egyszerűen igazolható. Ha az (a) oldalú, (ABC) szabályos

háromszögön belül felvett tetszőleges (P) ponton át - valamely forgási értelemnek megfelelően - a megelőző háromszögdalakkal párhuzamosot húzunk, akkor az egyes oldalakon kapott (a_1, a_2) és (a_3) metszések összege a háromszög (a) oldalával lesz egyenlő. A 2. ábra alapján felírható, hogy

$$\frac{am_1}{2} + \frac{am_2}{2} + \frac{am_3}{2} = \frac{am}{2}$$

mivel

$$m = a \cdot \sin \alpha$$

$$m_i = a_i \cdot \sin \alpha$$

így

$$a_1 + a_2 + a_3 = a$$

Tehát, ha ismerjük egy adott talajállapothoz tartozó (s, v, l) értéket, akkor ezt a háromszög-diagramban egy ponttal ábrázolhatjuk. Először rajzolunk egy szabályos háromszöget, az oldalait 0-tól 100%-ig beosztjuk, a megfelelő (s, v, l) értékeket megjelöljük és e pontokból a megelőző oldalakkal párhuzamosokat húzunk, amelyek meghatározzák a fázisos állapotot jellemző (P) pontot (ld. 3. ábrát).

Az ábrázolás szerint a háromszög csúcspontjai az egyes fázisoknak, az oldalak a kétfázisú rendszereknek, a háromszög belső pontjai pedig a háromfázisú állapotnak felelnek meg. Az ábrázolási mód nemcsak a talajoknak, hanem az alkotók bármilyen keverékének az ábrázolására is alkalmas (pl. zavaros víz, párás levegő, szmog stb.).

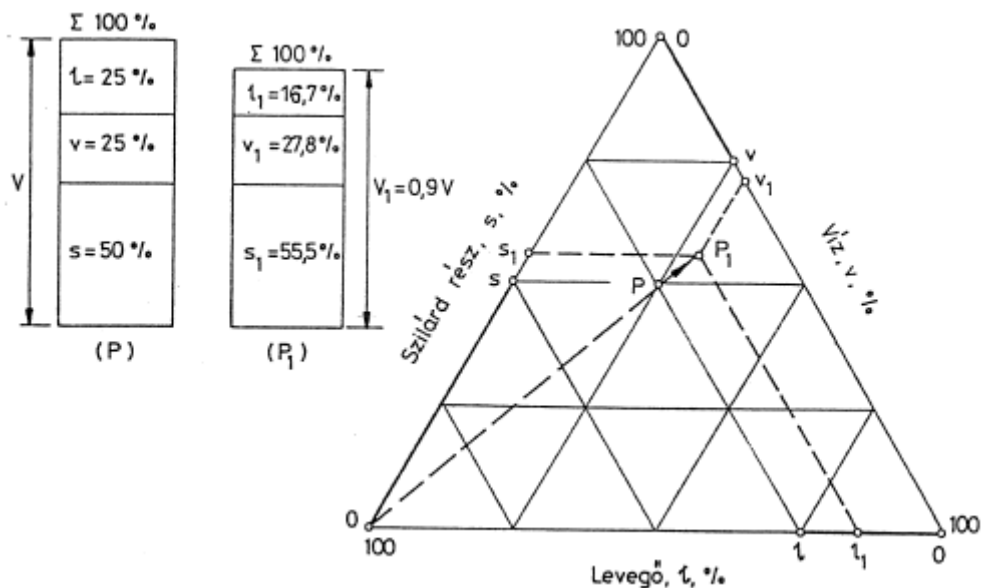
Az (s, v) és (l) értékek számításához meg kell határozni a talajminta térfogatát (V) , nedves tömegét (m_n) , száraz tömegét (m_d) , a szilárd rész sűrűségét (ρ_s) és a víz sűrűségét (ρ_v) . A mérési adatok alapján az alkotórészek térfogatarányai számíthatóak:

$$s = \frac{V_s}{V} = \frac{m_d}{V \cdot \rho_s}$$

$$v = \frac{V_v}{V} = \frac{m_v}{V \cdot \rho_v} = \frac{m_n - m_d}{V \cdot \rho_v}$$

$$l = 1 - (s + v)$$

Az alkalmazott jelöléseket az 1. ábra szemlélteti. A sűrűség és tömeg meghatározását a 2.3.1 és 2.3.2 fejezetben ismertetjük.



3. ábra: A talaj alkotórészek ábrázolása háromszögdiagramban

A bevezetett ábrázolási mód lehetőséget nyújt a fázisos állapot változásának a szemléltetésére is. Ennek illusztrálására egy egyszerű példát mutatunk be. Tételezzük fel, hogy a 3. ábrán vázolt talajmintát összenyomjuk - a teljes térfogatát 10%-kal megváltoztatjuk - és így a levegő egy részét eltávolítjuk. Az összenyomódás utáni állapotot a(P₁)pont a folyamatot pedig a(PP₁) vektor ábrázolja (ld. 3. ábrát).

2.3 Alkotórészek mennyiségi jellemzői

A talajok fizikai tulajdonsága nemcsak pontról pontra, hanem időről-időre is változik. A talajokban lejátszódó folyamatok leírásához tehát mindig jellemző és jól mérhető mennyiséget alkalmazunk. Ezért röviden összefoglaljuk a geotechnikában alkalmazott azon legfontosabb talajfizikai fogalmakat, amelyek a talaj alkotórészek mennyiségi jellemzésére szolgálnak.

2.3.1 Víztartalom

A talaj víz tartalma alatt a vizsgált talajmintában levő víz tömegének és a szilárd alkotórész tömegének a hányadosát értjük, amit vagy százalékban, vagy nevezetlen számként adunk meg. Az 1. ábra jelöléseit alkalmazva a víz tartalom:

$$w = \frac{m_v}{m_d} \cdot 100 = \frac{m_n - m_d}{m_d} \cdot 100$$

A 2.2 fejezetben definiált fogalmakkal a víz tartalom:

$$w = \frac{v \cdot \rho_v}{s \cdot \rho_s} \cdot 100$$

A száraz tömeg (m_d) meghatározásával kapcsolatban megjegyezzük, hogy a 105 °C-on történő szárítást mindaddig kell folytatni, amíg a minta tömege állandó nem marad. A tapasztalatok szerint a szárítási időtartam durvaszemcsés talajoknál kb. 1-3 óra, de szerves talajoknál akár 15-20 óra is lehet. A magyar szabvány a szárítás időtartamát szerves talajokra 5 órában szabja meg.

2.3.2 Sűrűség, térfogatsűrűség

A talaj fázisos összetételének (s, v, l) a meghatározásához ismernünk kell az alkotórészek sűrűségét (az anyagsűrűségét vagy testsűrűségét), a mérnöki számításokhoz (pl. feszültség, alakváltozás stb.) a talaj száraz, nedves és telített állapotában mérhető térfogatsűrűségét (halom-, vagy halmazsűrűségét).

(a) A sűrűség (anyagsűrűség vagy testsűrűség) fogalma alatt valamely (V) térfogatban levő, a teret folytonosan kitöltő anyag tömegének (m) és a térfogatának a hányadosát értjük:

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

ahol a sűrűség dimenziója (g/cm³), ill. (t/m³).

A gyakorlati számításokban ismernünk kell a szilárd szemcséknek, a víznek és a levegőnek a sűrűségét (anyagsűrűségét vagy testsűrűségét). A geotechnikai számításainkban a víz sűrűsége $\rho_v = 1 \text{ g/cm}^3$; a levegő sűrűsége pedig $\rho_l \cong 0$.

A talaj szilárd anyagát különböző ásványi összetételű részecskék alkotják és azok sűrűsége is lényegesen változhat. Ilyen esetekben a valószínűen előforduló statisztikai átlagértéket vehetjük számításba.

A kavics- és homoktalajok többnyire kvarc- és szilikátszemcsékből állanak, míg az iszap és agyag talajokban nagyobb mennyiségben fordulnak elő nagyobb sűrűségű ásványi részecskék. A tapasztalatok szerint az ásványos-szerves anyagot nem tartalmazó talajok

szilárd alkotórészének az anyagsűrűsége viszonylag szűk határok között változik.

(b) A térfogatsűrűség (halom vagy halmazsűrűség) fogalma alatt valamely (V) térfogatban levő "diszpergált" nem folytonos talajalkotórészek teljes tömegének és teljes térfogatának a hányadosát értjük:

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

ahol a sűrűség dimenziója (g/cm³), ill. (t/m³).

A talaj általában három különböző halmazállapotú alkotórészből áll és annak három variációja fordul elő, ezért a térfogatsűrűsége három fogalmat kell bevezetni:

- nedves térfogatsűrűség,
- száraz térfogatsűrűség,
- telített térfogatsűrűség.

(1) Nedves térfogatsűrűség (alkotórészei a szilárd rész, víz és levegő):

$$\rho_n = \frac{m_d + m_v + m_l}{V_s + V_v + V_l} = \frac{m_n}{V}$$

A nedves térfogatsűrűség kísérleti meghatározása céljára a talajból kivágunk egy zavartalan talajmintát, lemérjük a nedves tömegét, a térfogatát és a fenti képlettel a számítást elvégezzük.

A 2.2 fejezetben definiált fogalmak felhasználásával a nedves térfogatsűrűség az alábbi képlettel számítható:

$$\rho_n = s \cdot \rho_s + v \cdot \rho_v + l \cdot \rho_l$$

Mivel a számításainkban a (ρ_l) értéket zérusnak tételezzük fel, ezért a képletet a következő alakjában használjuk:

$$\rho_n = s \cdot \rho_s + v \cdot \rho_v$$

(2) Száraz térfogatsűrűség (alkotórészei a szilárd rész és a levegő) :

$$\rho_d = \frac{m_d + m_l}{V_s + V_l} = \frac{m_d}{V}$$

A száraz térfogatsűrűség kísérleti meghatározása céljára a talajból kivágunk egy zavartalan talajmintát, megmérjük a térfogatát, 105 °C-on súlyállandóságig kiszárítjuk, megmérjük a száraz tömegét és a fenti képlettel a számítást elvégezzük.

A 2.2 fejezetben definiált fogalmak felhasználásával a száraz térfogatsűrűség:

$$\rho_d = s \cdot \rho_s$$

(3) Telített térfogatsűrűség (alkotórészei a szilárd rész és a víz):

A telített térfogatsűrűség meghatározására akkor van szükség, amikor a talaj hézagait teljes mértékben kitölti a víz. A telített térfogatsűrűség kísérleti meghatározása céljára a talajból zavartalan mintát vágunk ki, lemérjük a térfogatát (V), 105 °C-on súlyállandóságig kiszárítjuk, lemérjük a száraz tömegét (m);és a 2.2 pontban definiált fogalmak alkalmazásával számíthatjuk:

$$\rho_t = \frac{m_d + m_v}{V} = \frac{m_t}{V}$$

A telített térfogatsűrűség meghatározására akkor van szükség, amikor a talaj hézagait teljes mértékben kitölti a víz. A telített térfogatsűrűség kísérleti meghatározása céljára a talajból zavartalan mintát vágunk ki, lemérjük a térfogatát (V), 105°C-on súlyállandóságig szárítjuk,

lemérjük a száraz tömegét (m_d) és a 2.2 pontban definiált fogalmak alkalmazásával számíthatjuk:

$$\rho_t = s \cdot \rho_s + (1 - s) \cdot \rho_v$$

ahol

$$s = \frac{m_d}{V \cdot \rho_s}$$

és így:

$$\rho_t = \rho_d + \left(1 - \frac{\rho_d}{\rho_n}\right) \cdot \rho_v$$

2.3.3 Hézagterfogat, hézagtényező

A talajban levő hézagok mennyiségének a jellemzésére a hézagterfogat és hézagtényező fogalmát alkalmazzuk.

(a) Hézagterfogat a talajban levő hézagok térfogatának a teljes térfogathoz való viszonyát értjük:

$$n = \frac{V_p}{V} \cdot 100 = \frac{V - V_s}{V} \cdot 100 = \left(1 - \frac{m_d}{V \cdot \rho_s}\right) \cdot 100$$

(b) Hézagtényezőn a talajban levő hézagok térfogatának a szilárd szemcsék térfogatához való viszonyát értjük:

$$e = \frac{V_p}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s} = \frac{V \cdot \rho_s}{m_d} - 1$$

A fenti képletekkel felírható a hézagterfogat és hézagtényező közötti összefüggés:

$$n = \frac{e}{1 + e} \cdot 100$$

$$e = \frac{n}{100 - n}$$

A hézagtényező és hézagterfogat a 2.2 fejezetben definiált fogalmakkal is megadható:

$$n = 100 - s$$

$$e = \frac{1 - s}{s}$$

A hézagterfogat és hézagtényező kísérleti meghatározása céljára egy zavartalan állapotú mintát veszünk, lemérjük a térfogatát, 105 °C-on súlyállandóságig kiszárítjuk, lemérjük a száraz tömegét, a számítást a közvetlen mérési adatokból elvégezzük.

Ha a talajból szabályos alakú mintát nem tudunk venni, akkor egy szabálytalan alakú zavartalan talajrögöt is felhasználhatunk. A térfogatot ilyen esetben folyadékba merítéssel határozzuk meg, de előtte a mintát vízzáró lakkal vagy parafinnal vonjuk be, hogy a folyadék a pórusokba ne tudjon behatolni (ld. Kezdi: 1976).

2.3.4 Telítettség

A talaj telítettsége alatt a vízzel telt hézagok térfogatának a hézagok teljes térfogathoz való viszonyát értjük:

$$S_r = \frac{V_v}{V_p} = \frac{V_v}{V - V_s} = \frac{v}{1 - s} = \frac{w \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_v}$$

A telítettség meghatározásához zavartalan állapotú mintára van szükség. Értékét a

térfogati arányokból vagy az alkotórészek mennyiségi jellemzőiből számíthatjuk ki. A telítettség konstans vonalai szintén ábrázolhatók a háromszögdiagramban.

2.3.5 Tömörség

A 2.2 és 2.3 fejezetben ismertetett fogalmak (térfogati arányok, és mennyiségi jellemzők) önmagukban még nem mondják meg, hogy a vizsgált talaj laza vagy tömör. Ugyanis a talajok tömörsége, tömörödése és tömöríthetősége nagyon sok tényezőtől (szemcse mérete, alakja, felület minősége, víztartalom nagysága, tömörítő energia nagysága, fizikai, kémiai hatások stb.) függ.

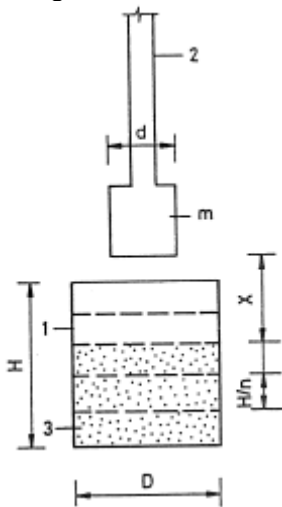
A kérdés a tömörségi fok (T_{rp}) vagy a relatív tömörség (T_{re}) meghatározásával dönthető el. Ezekkel a módszerekkel a durvaszemcsés talajok (T_{re}) és a mesterséges feltöltések - földművek - tömörsége (T_{rp}) vizsgálható, a természetes településű kötött talajoké azonban nem.

2.3.5.1 Tömörégi fok

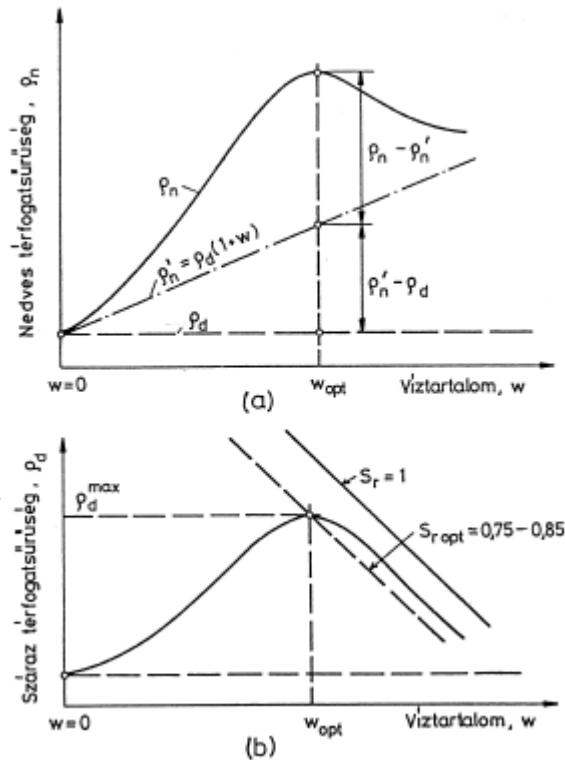
A tömörség számszerű meghatározására leggyakrabban a tömörségi fokot

$$T_{rp} = \frac{\rho_d}{\rho_d^{\max}} \cdot 100$$

alkalmazzuk. A képletben ρ_d a vizsgált talaj száraz térfogatsűrűsége, a ρ_d^{\max} pedig ugyanezen talajjal a szabványos, illetve a módosított Proctor-féle kísérlettel meghatározott maximális száraz térfogatsűrűség. A hazai gyakorlat korábban a szabványos, újabban a módosított Proctor kísérlet készítését írja elő. Ez a módszer egyaránt alkalmas a durvaszemcsés és finomszemcsés talajok (kavicsok, homokok, iszapok, agyagok) vizsgálatára.



A Proctor-vizsgálat abból áll, hogy egy szabványos méretű edénybe, szabványos ütőmunkával, öt egyenlő vastagságú rétegben, rétegenként azonos ütőmunkával, egy előre elkészített konstans víztartalmú talajt betömörítünk. A tömörítés után meghatározzuk a minta nedves térfogatsűrűségét (ρ_n), víztartalmát (w) és a száraz térfogatsűrűségét (ρ_d). Ezt a műveletet növekvő víztartalom mellett, legalább ötször-hatszor megismételjük, és a kísérlet eredményét a 4. ábrán látható módon ábrázoljuk. A kísérlet akkor jó, ha a nedves térfogatsűrűség, illetve a száraz térfogatsűrűség a víztartalom függvényében alulról homorú görbét ad. A görbe „tetőpontja” adja a Proctor-kísérlettel meghatározott maximális száraz térfogatsűrűséget (ρ_d^{\max}).



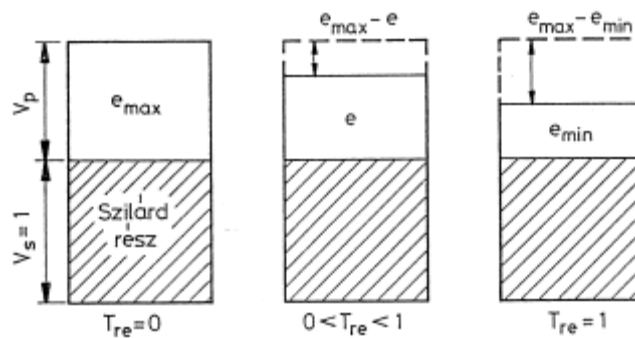
4. ábra: Proctor görbe

2.3.5.2 Relatív tömörség

A durvaszemcsés talajok tömörségének a meghatározására - a tömörségi fok mellett - a relatív tömörség fogalma is alkalmazható:

$$T_{re} = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}}$$

ahol e_{\max} a leglazább, e_{\min} a legtömörebb és (e) a vizsgált természetes állapotú talaj vagy mesterséges földmű hézagtényezője.



5. ábra: A relatív tömörség fogalma

2.4 Szilárd alkotórész

2.4.1 Szemcse mérete, alakja, átmérő fogalma és megnevezése

A talajok szilárd alkotórésze változó nagyságú szemcsékből áll, amelyeket a hézagok hálózata vesz körül. A hézagokat víz, levegő vagy ezek változó keveréke tölti ki, és egy bonyolult "diszperz" rendszert alkot.

A szilárd részek nagysága igen tág határok között változik, a kolloidális mérettől a fej nagyságú görgetegekig.

A talajt alkotó szemcsevázban nemcsak a szemcsék nagysága, de a szemcsék alakja is igen változatos. A talajt ugyanis teljesen szabálytalan alakú: gömbölyű, gömbölyded, poliéderez, lemezes, lapos, pikkelyes, túalakú szemcsék alkotják. A szilárd szemcsék nagysága, alakja és a halmazon belüli aránya határozza meg a talaj várható viselkedését, pl. a tömöríthetőségét, összenyomhatóságát, nyírószilárdságát, vízzel szembeni viselkedését stb.

A talajok minősítése szempontjából ezért arra van szükség, hogy a szemcsés halmazt számszerűen is jellemezzük. A halmazból egy szemcsét kiemelve megfigyelhető, hogy annak van tömege, térfogata és felülete. E mennyiségekből a térfogat és a felület csak igen körülményesen mérhető, és az is csak a nagyméretű szemcséknél (ld. Kezdi: 1969, 1979).

A talaj szemcsenagyságának a jellemzésére ezért a szemcseátmérő fogalmát vezették be. Ha egy szabálytalan alakú szemcsét vele azonos térfogatú gömbalakú szemcsének tételezzük fel, akkor ennek a nagysága egyetlen adattal, a szemcseátmérővel jellemezhető, amiből a szemcse felülete is kiszámítható. A kérdés azonban az, hogy ezt az átmérőt hogyan tudjuk meghatározni.

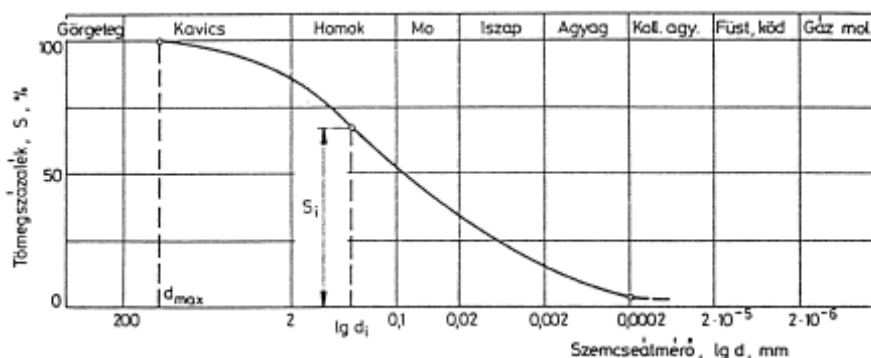
Az elmondottakból nyilvánvaló, hogy a szilárd szemcsék jellemzésére csak egy fiktív átmérőt tudunk bevezetni.

A szemcseátmérő meghatározása a következő:

- durva szemcsék esetén a szemcseátmérőjén azon legkisebb kör vagy négyzet alakú nyílás méretét – átmérőjét, illetve hosszoldalát - értjük, amin a szemcse még éppen átesik;
- finom szemcsék esetén a szemcse átmérőjén azon gömb átmérőjét értjük, ami a folyadékban a szemcsével azonos sebességgel esik, feltételezve, hogy a szemcsék sűrűsége mindkét esetben azonos.

A szemcse nagyság szerinti csoportosítására és elnevezésére a nemzetközi irodalom - kisebb módosításokkal - az Atterberg norvég talajkutató által felállított egységes nomenklaturát alkalmazza.

A magyar szabályzatban rögzített elnevezések szintén az Atterberg-féle javaslatra épülnek (ld. 6. ábrát). A 6. ábrán adott megnevezések még nem talaj, csak talaj frakció nevek, mivel a természetes talajok általában több frakciót is tartalmaznak. Egy ilyen szemcsehalmazt ábrázol a 6. ábra is.



6. ábra: Szemeloszlási görbe, szemcsék megnevezése az átmérőjük alapján

A frakció határokat Atterberg nem önkényesen vette fel, hanem ezek kiválasztásánál főként a szemcsehalmazok vízzel szembeni viselkedését tartotta fontosnak.

A kavics és homok közötti határ ($d = 2$ mm) azon alapszik, hogy az ennél nagyobb szemcsékből álló halmazon a víz szinte késleltetés nélkül folyik keresztül.

A homok és a homokliszt (Mo) határánál levő szemcsék a vízmozgást már jelentősen befolyásolják. A $d = 0,1$ mm alatti szemcséknél a felületi erők szerepe az adszorpció miatt megnövekszik. A $d = 0,02$ mm-es szemcsék környékén a talajvíz kapilláris felemelkedése nagyon gyors, és a hajszálgyökök az ilyen méretű hézagokba még éppen be tudnak

hatolni.

A $d = 0,002$ mm-es határ megállapítása bakteriológiai szempontok és fizikai tulajdonságok alapján történt. Ennél kisebb szemcsék közötti hézagokban a baktériumok már nem tudnak mozogni.

A $d = 0,0002$ mm-nél kisebb szemcsék a kolloid részecskék, amelyek egészen különleges tulajdonságokat mutatnak, oldatban nem ülepednek le, hanem ún. Brown-féle mozgást végeznek.

A teljesség érdekében a 6. ábrán megadtuk a füst, a köd és a gázmolekulák mérethatárait is.

2.4.2 Szemeloszlási görbe fogalma, kísérleti meghatározása

A szemeloszlási vizsgálat célja a talajt alkotó szemcsék nagyságának, valamint egyes kiválasztott szemcsehatárok közötti szemcsék arányának, tömegszázalékának a meghatározása a vizsgált halmaz teljes tömegéhez viszonyítva. A szemeloszlási vizsgálat - a szemcseösszetétel meghatározása - elsősorban a talaj osztályozására alkalmas, de hasznos gyakorlati információkat ad a talaj valószínűleg várható viselkedésének a megítélésére is.

A szemeloszlási vizsgálat végeredménye a szemeloszlási görbe, amelynek egy pontja azt mutatja, hogy egy bizonyos átmérőjű szemcsénél (d_i) kisebb szemcsék összesen hány tömegszázalékban (S_i) fordulnak elő, a vizsgált szemcshalmazban (ld. 6. ábra szemeloszlási görbéjét).

A szemeloszlási görbe összegző, integráló görbe. Tekintettel arra, hogy a szemcsék méretei roppant tág határok között változnak, még ugyanazon településű talajban is, ezért a szemeloszlási görbét semmiképpen sem volna célszerű aritmetikusan ábrázolni. Ugyanis bármily nagyra választanánk is az egységnek megfelelő hosszúságot, a kicsiny átmérőjű szemcsék ábrázolása nem adna jól áttekinthető képet, holott éppen a finom szemcséknek van a döntő szerepük a talajok viselkedésében.

(a) Szitálás

Szitálással azok a talajok vizsgálhatók, amelyeknek a szemcséi szárazon nem tapadnak össze, és a $d = 0,06-0,1$ mm-nél kisebb szemcsék tömege kevesebb 10 százaléknál.

A vizsgálatra szánt anyagot 105 °C -on súlyállandóságig kiszárítjuk. Homokból 100-200 g-ot, kavicsból 400-500 g-ot kell előkészíteni a vizsgálatra. A vizsgálat száraz anyaggal vagy vízáramban működő szitasorozatokkal végezhető. A vízáramban működő szitasorozatokat a finom por keletkezését kiküszöbölik, s védenek a szilikózis okozta megbetegedéstől. A szitasorozatban alulról fölfelé növekszik a lyukbőség úgy, hogy az egymás utáni méretek kb. a megelőzőnek a kétszeresei. Ez a sorozat lehetővé teszi, hogy a szemeloszlási görbének a pontjai kb. egyenlő távolságra legyenek egymástól a szemilogaritmusos ábrázolásban.

A szitálás befejezése után az ismert lyukbőségű szitákon fennmaradt anyag tömegét megmérjük és ebből valamely szemcseméretnél (d_i) kisebb szemcsék tömegszázaléka (S_i) számítható:

$$S_i = \frac{m_d - \sum_1^i m_{d_i}}{m_d} \cdot 100$$

ahol (m_d) a vizsgált talaj száraz tömege, ($\sum_1^i m_{d_i}$) a (d_i) szitán és a nálánál nagyobb méretű szitákon fennmaradt száraz tömege összesen. A (d_i) és (S_i) értékek meghatározása után a szemeloszlási görbe megrajzolható (ld. 6. ábrát).

(b) Hidrométeres eljárás

A finomszemcsés talajoknak a szemeloszlását, amelyek szárazon összetapadnak és

rögöket alkotnak, hidrométeres eljárással (ülepítéssel) vizsgáljuk.

Az eljárás azon egyszerű fizikai törvényen alapszik, hogy a különböző nagyságú szemcsék valamely folyadékban különböző sebességgel süllyednek. Ha egy gömbalakú szemcse a folyadékba esik, akkor a sebessége kezdetben növekszik a nehézségi erő hatására, de rövid idő elteltével állandósul a sebesség, mivel a közegellenállás is arányosan megnövekszik a sebességgel.

A hidrométeres eljárások közül a gyakorlatban a legjobban a Casagrande-féle eljárás terjedt el (ld. Kezdi: 1964, 1976.). Ezen kívül számos módszer ismert, de lényegében mindegyik a Stokes törvényre épül fel. Többek között igen korszerű automatizált, optikai elveken működő mérő regisztráló berendezéseket is gyártanak, amelyek nagytömegű vizsgálatok elvégzésére kitűnően alkalmazhatóak, minimális emberi munkát igényelnek, megbízhatók, de igen drágák. Néhány hazai laboratóriumban is van ilyen készülék.

(c) Vegyes eljárás

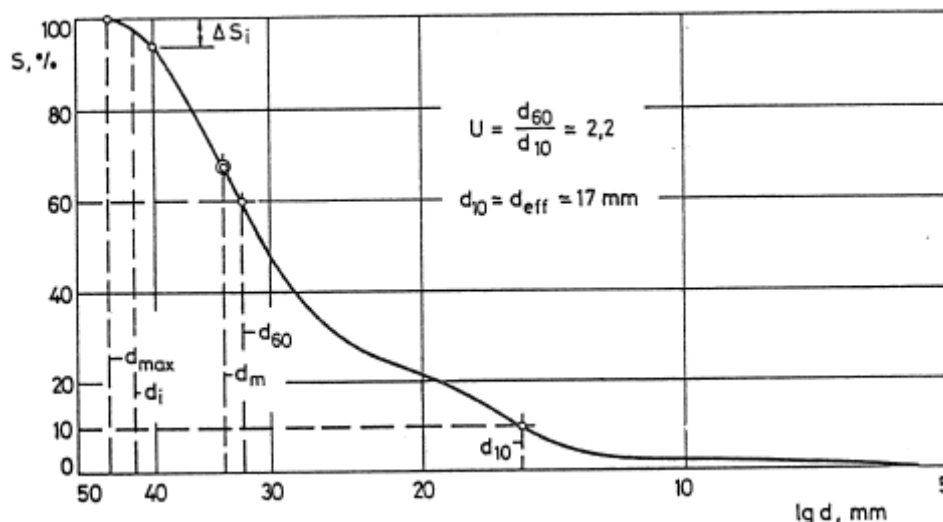
Az iszapolási eljárás a $d < 0,1$ mm átmérőjű szemcsehalmozatok, míg a szitálás a $d > 0,1-0,06$ mm méretű talajnak a vizsgálatára alkalmas. Általában a talajokban a finom és durva szemcsék vegyesen fordulnak elő, ezért gyakran a két módszer együttes alkalmazására van szükség.

A vizsgálat végrehajtása úgy történik, hogy az anyagot nedvesen egy $d = 0,06-0,08$ mm lyukbőségű szitán átmoszuk, vagyis a durva és finom frakciót szétválasztjuk. Ezután a durva és finom frakciót az (a) és (b) pontokban leírt módon vizsgáljuk.

Minden esetben vegyes eljárást kell alkalmazni akkor, ha a durvaszemcsék között több, mint 10% a finomszemcse.

2.4.3 Szemeloszlási görbe jellemzői

A szemeloszlási görbe tulajdonképpen összegző (integráló) görbe. A szemeloszlási vizsgálat elsősorban a talaj felépítése, osztályozása szempontjából fontos, de a görbe alakjából, lefutásából sok hasznos következtetést lehet levonni. Ezért összefoglaljuk a szemeloszlási görbének mindazon paramétereit, amelynek más talajfizikai jellemzőkkel kapcsolatban szerepük lesz (ld. 7. ábrát).



7. ábra: A szemeloszlási görbe jellemzői

A szemeloszlási görbe egyik jellemző határértéke a maximális szemcseátmérő (d_{max}). A görbe másik határértéke a minimális szemcseátmérő, amely általában nem definiálható.

A szemeloszlási görbe alakját (lefutását, graduáltságát) Allen Hazen nyomán az egyenlőtlenégi mutatóval jellemezzük:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

ahol d_{60} az $S = 60\%$ -hoz és d_{10} az $S = 10\%$ -hoz tartozó szemcseátmérő. Ha a szemeloszlási görbe rosszul graduált (meredek lefutású) vagyis közel azonos szemcsékből áll, akkor az U értéke kicsi. Jól graduált, sok frakciót tartalmazó görbe esetén U értéke nagy, kivételes esetekben – pl. iszapos és agyagos kavicsban – több száz is lehet.

A szemeloszlási görbe jellemzője a mértékadó szemcsátmérő (d_m), amely a halmazban a legnagyobb relatív gyakorisággal előforduló szemcsefrakció, annak átlagos átmérőjét jelenti.

2.5 Víz a talajban

2.5.1 Víz előfordulása a talajban

A víz főbb megjelenési formái:

Talajvíz, ami a hézagokat folytonosan kitölti, helyzetét a nehézségi erő, esetleg a hidrosztatikus nyomás határozza meg. Ezt a vízszintet észleljük a kutakban, fúrólukokban stb.

Kapilláris víz, amit a víz felületi feszültsége emel a talajvíz szintje fölé és tartja egyensúlyban a gravitációs erővel szemben. Általában két zónát szokás megkülönböztetni:

- zárt kapilláris víz, vagy gyakorlatilag telített tartomány;
- nyílt kapilláris víz, vagy csökkenő telítettségű tartomány.

Filmvíz, ami a felületi feszültség következménye, és a szemcsék közötti érintkezéseknél, szegleteknél alakul ki.

Higroszkópikus vagy adszorbeált víz, ami igen vékony burok formájában veszi körül a szemcséket; tulajdonságai pedig lényegesen eltérnek a szabad víz tulajdonságaitól.

Szivárgó víz vagy függő víz a csapadékból jut a talajba, és a levegőt is tartalmazó rétegen át mozog lefelé a gravitációs és kapilláris erők hatására.

Pórusvíz: A tulajdonságai a normális folyékony víz tulajdonságaival azonosak; a hidrodinamikus és a kapilláris erők hatása alatt áll.

Szolvát víz: Az egyes talajszemcséket fogja körül, a réteg vastagsága $\approx 4 \cdot 10^{-4} \text{ mm}$; poláris, elektrosztatikus és ionos kötőerők hatása alatt áll. Sűrűsége és viszkozitása a normális víznél nagyobb, de azért még „mobil”. Fagyáspontja a normális víznél jóval alacsonyabb ($-5 \text{ }^\circ\text{C}$).

Adszorbeált víz: Rendkívül vékony ($\approx 4 \cdot 10^{-4} - 10^{-5} \text{ mm}$ rétegben fogja körül az agyagásványok felületeit. Az adszorptív erők rendkívül nagyok és ez a víz a normális hidrodinamikus erőkkel már nem mozgatható el. A maximális sűrűsége eléri az $1,2-1,4 \text{ t/m}^3$ -t, viszkozitása a normális vízhez képest lényegesen nagyobb. Ez a víz kb. $-78 \text{ }^\circ\text{C}$ alatt fagy meg.

Szerkezeti víz: Ez lényegében már hidroxil csoportból áll, és a kristályrács szerves része. Ez a víz olyan magas hőmérsékleten távolítható el, amely a kristályszerkezetet is tönkreteszi.

Feltehetően mind a négy vízféleségnek nagy szerepe van a talaj szerkezetének a felépítésében és a tulajdonságainak a meghatározásában. Valószínű azonban, hogy azok a fizikai változások, amelyeket a víztartalom változása idéz elő (zsugorodás, duzzadás, szilárdságváltozás stb.), a pórusvízben, valamint a szolvátvízben való változások következményei, mert az adszorbeált- és szerkezeti vizet olyan nagy erők kötik le, hogy azokban a normális nyomás és hőmérsékleti viszonyok között nem következhetnek be változások.

2.6 Szerves alkotórész és mész a talajban

A talajok tulajdonságait az esetleges szervesanyagtartalom erősen befolyásolja. Vannak talajok, melyek teljes tömegükben szerves alkotórészekből, növényi maradványokból állnak - tőzeg, lignit, láptalaj - és vannak olyan, túlnyomórészt ásványi szemcsékből álló talajok, melyek többkevesebb szerves alkotórészt, szerves maradványokat

tartalmazzak. A tőzegek, lápok és mocsarak a régi növényvilág maradványai, melyek levegőtől elzárva anaerob rothadás révén átalakultak, bizonyos mértékig tömörödtek. Tőzegtalajban a tőzeget alkotó növények szerkezete és alkotóelemei szabad szemmel is jól felismerhetők; barna vagy fekete színű, laza vagy összepréselt, kevésbé szenesedett növényi részek tömege. A levegőtől elzárt növényi részek száraz desztillációhoz hasonló folyamaton mennek keresztül, ennek első szakasza a tőzegesedés. Ennek során szénben dús szénhidrogénekből álló termékek keletkeznek. A folyamat lényegében diagenezis; lejátszódásában, s valószínűleg a megindításában a mikroorganizmusok is szerepet játszanak.

A tőzeg víztartalma rendkívül nagy, a teljes tömeg 80-90%-át is kiteheti ($w = 400-900\%$), száraz térfogatsűrűsége $0,25-1,3 \text{ t/m}^3$. A szilárd anyagokat szénhidrátok, lignin és nitrogénvegyületek alkotják, átlagban 40-60% szén, 5-7% oxigén és 1-6% nitrogéntartalma van. Az anaerob rothadás révén a szén jórésze kiválik. A rothadás során szerves savak is képződnek, s emiatt a tőzeg reakciója savas. Savas környezetben a szén nem képes oldható vegyületeket létrehozni, ezért a tőzeg az idők folyamán szénben dúsabbá válik.

Ha a rothadás oxigén jelenlétében megy végbe, akkor lefolyása sokkal gyorsabb és a talaj állapotára sokkal károsabb, Aerob rothadás (humifikálódás) során vízben oldható vegyületek keletkeznek s a talaj gyorsan szétesik alkotóelemeire. E folyamatban igen nagy szerepet játszanak a kü-lőnféle mikroorganizmusok.

Ha szerves növényi részecskék ásványi szemcsékkel együtt ülepednek le, vagy később valamilyen módon keverednek, szerves szennyezésű talajok keletkeznek. Ilyenek a szerves iszapok és szerves anyagok; a szerves alkotórészek ezekben szintén folytonos átalakulásban vannak. Ez az átalakulás, ugyanúgy, mint a tőzegeknél, levegőtől elzártan lassú szenesedés, levegő jelenléte esetén pedig gyors rothadás. E folyamatok következtében az ilyen szerves anyagot tartalmazó talaj erősen összenyomható és igen kicsiny szilárdságú lesz.

A talajban levő szerves anyagok mennyiségének meghatározására leginkább az izzítási kísérlet használatos. Lényege az, hogy a talaj szervesanyag-tartalmát azzal a tömegvesztéssel jellemezzük, melyet a talaj akkor szenved, ha izzásig hevítjük. Ezt az izzítási veszteséget a száraz tömegre vonatkoztatva százalékban szokás megadni.

Az izzítási veszteség meghatározásakor abból indulunk ki, hogy a talaj szerves anyagrészei az ásványi alkotórészekkel ellentétben éghetőek. Az égéskor keletkező hamu tömege jelentéktelen, s így az izzítás előtt és után mért tömegek különbsége lesz a mértéke a szerves anyagok mennyiségének.

A vizsgálat végrehajtása a következő: Kb. 15 g talajt szárító szekrényben 60°C hőmérsékleten kiszárítunk. A szárítási hőmérséklet azért nem lehet a szokásos 105°C , mert e hőmérsékletnél tőzeges talajok növényi részei már lassú égéssel eléghetnek. A kiszárított mintát porítjuk, megmérjük a tömegét (m_0), és tűzálló tégelyben 1-3 óra hosszat gázláng fölött 600°C körüli hőmérsékleten izzítjuk. Lehűlés után újból lemérjük a minta tömegét (m_1). Az izzítási veszteség a fentiek szerint:

$$I_v = \frac{m_0 - m_1}{m_0} \cdot 100$$

Az izzítási veszteség alapján egy talaj akkor minősíthető szervesnek, ha $I_v \geq 10\%$ (ld. Kezdi: 1969),

A tapasztalatok szerint, ha szerves ásványos talajokat kell vizsgálni, akkor a szervesanyag tartalmat (I_{om}) közelítően az izzítási veszteség (I_v) alapján is lehet számítani:

$$I_{om} \cong I_v - I_o$$

ahol $I_o \cong 5 - 6\% - ra$ becsülhető.

Mivel a szerves rétegek víztartalma, hézagtenyezője és összenyomhatósága nagy, nyírószilárdsága kicsi, ezért részletes vizsgálattal kell döntenie arról, hogy vajon a szerves réteg tulajdonságai, az építmény jellege és rendeltetése (süllyedésre érzékeny, stb.) lehetővé teszi-e a szerves réteg fölötti alapozást. Pl. Budapesten is számos építmény alatt van szerves, tőzeges talaj, és sokszor semmiféle károsodást nem szenvedtek. De pl. a

Műcsarnok alapjait sok évtizeddel az építés után Mega cölöpökkel kellett megerősíteni és a terheket a tőzeg alatti mélyebb rétegekre áthárítani, mivel a talajvízszint ingadozása és a földépcsere többletterhelése súlyos károsodásokat idézett elő.

A közlekedési és vízepítési létesítmények építésével kapcsolatosan a tőzeges területeket nem lehet elkerülni és a megoldások sokszor igen komoly mérnöki feladatot jelentenek.

A geotechnikai vizsgálatokban viszonylag ritkán van szükség a mésztartalom pontos meghatározására. Pontos vizsgálatnál kémiai módszereket alkalmazva, a CaCO_3 -ból felszabadítható CO_2 alapján - kalciméterrel - határozzuk meg a karbonát mennyiségét. Legtöbbször megelégszünk a közelítő, minőségi meghatározással.

E célból a kivett mintára néhány csepp 20%-os sósavat cseppentünk, s a pezsgés időtartamából és hevességéből következtetünk a talaj mésztartalmára.

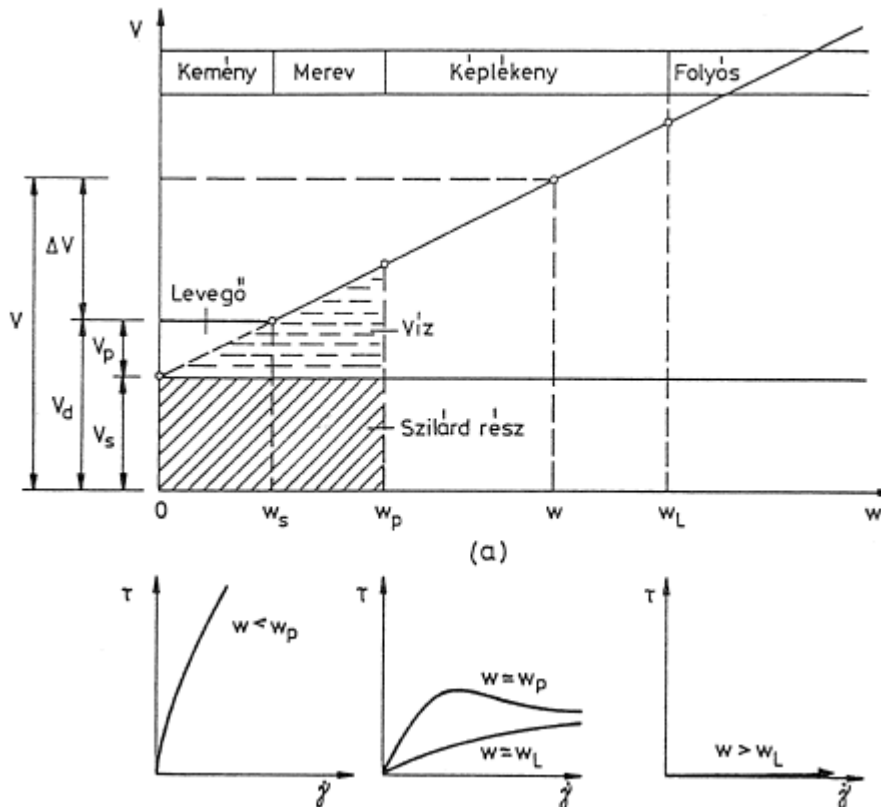
3. Konzisztenciahatárok

3.1 Konzisztenciahatárok fogalma

Valamely anyag konzisztenciáján az anyagi összefüggés mértékét értjük. Talajok konzisztencia állapotát rendszerint a kemény, merev, képlékeny, folyós stb. jelzőkkel illetjük.

Ebben a fejezetben a teljesen telített átglyúrt állapotú talajok konzisztenciájával foglalkozunk, s a jellemzésére a víztartalmat használjuk.

Ha egy talajból víz hozzáadásával pépet készítünk, akkor ez az anyag egy enyhe lejtőn is lefolyik, sűrű, viszkózus folyadékként viselkedik. Ha az anyagot fokozatosan szárítjuk - a vizet fokozatosan eltávolítjuk - akkor az képlékeny, merev, majd kemény állapotba megy át. A víztartalom (w), térfogat (V) és állapotváltozás folyamatát a 8.a ábra, a nyírési ellenállás (τ), és alakváltozás (γ) folyamatait pedig a 8.b ábra szemlélteti. Az a víztartalom, amelynél a különböző talajok egyik konzisztencia-állapotból a másikba átmennek, nagyon különböző, ezért e határállapotokhoz tartozó víztartalom a talajok összehasonlítására, megkülönböztetésére vagy azonosítására lesz alkalmas. Ez az átmenet folyamatosan és nem hirtelen, valamilyen kritikus víztartalom mellett következik be. Ezért a konzisztenciahatárok kritériumait többé-kevésbé önkényesen megállapított szabályok alkotják. A mérnöki szempontból legjobban bevált módszert a talajmechanika Atterberg nyomán a mezőgazdasági talajtanból vette át.



8. ábra: Konzisztenciahatárok fogalma; (a) a térfogat- és állapotváltozás; (b) a talaj belső ellenállása víztartalom-változás hatására.

A geotechnikában a következő konzisztenciahatárok használatosak:

- folyási határ,
- plasztikus vagy képlékenységi határ,
- zsugorodási határ,
- telítési határ.

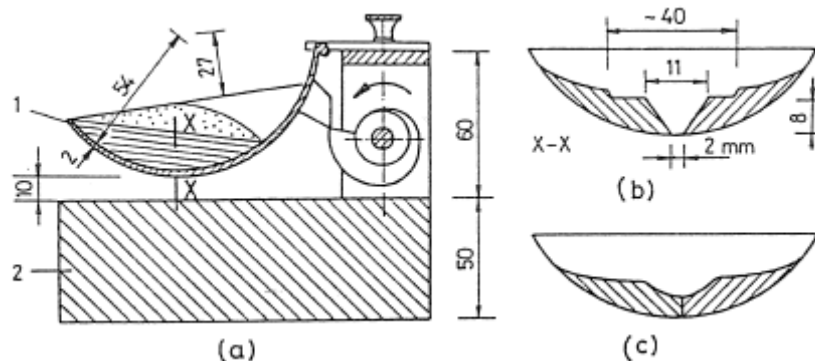
A konzisztenciahatár alatt egy olyan víztartalmat értünk, amely mellett a talaj bizonyos meghatározott tulajdonságot mutat (ld. 8. ábrát). A vizsgálat két részből áll: először előállítjuk a kérdéses konzisztencia állapotot és az előállított állapotba megmérjük a talaj víztartalmát.

A konzisztenciahatárok közül a folyási határt és a sodrási határt, valamint ezekből származtatott talajfizikai jellemzőket a talajok osztályozására és a talajállapot jellemzésére alkalmazunk. A zsugorodási határ a hő hatására bekövetkező vízleadási vagy száradási, a telítési határ pedig a vízfelvétel hatására bekövetkező térfogatváltozási vagy duzzadási folyamat része, amelyeket a későbbiekben tárgyalunk.

3.1.1 Folyási határ

Ha egy talajhoz sok vizet keverünk, akkor elérünk egy olyan állapotot, amikor a talajban a szemcsék közötti összetartó erők gyakorlatilag teljesen megszűnnek, nincs kohézió, a talaj pépszerű viszkózus anyaggá válik (ld. 8.b ábrát).

Azt a víztartalmat, amely ennek az állapotnak az eléréséhez szükséges, folyási határnak nevezzük. Meghatározására szabványos kísérleteket dolgoztak ki (pl. Casagrande eljárás, a Cütovecs és a svéd kúpkísérlet). A hazai gyakorlat a Casagrande-féle szabványos eljárást vette át, ennek az eszközét a 9.a ábra mutatja.



9. ábra: Casagrande-féle készülék

Minden talajnak egy határozott víztartalommal definiálható folyási határértéke van, és éppen ezért alkalmas a talajok osztályozására. (Tájékoztató átlagértékeket a 1-2. táblázat tartalmaz).

Talajok konzisztenciahatárai

Talaj	folyási határ w_L (%)	plasztikus határ w_P (%)	Plasztikus index I_P (%)
Homok	15-20	nincs	nem értelmezhető
Homokliszt	20-30	17-20	1-10
Iszap	30-40	20-25	10-15
Agyag	40-150	25-50	15-100

1. táblázat: Talajok konzisztenciahatárai

Természetes dolog, hogy minél durvább szemcsékből áll a talaj, annál kisebb lesz a folyási határ értéke. A nagy folyási határral bíró talajok mindig nagyon finom szemcséjűek, az agyagon kívül igen sok vizet lekötő agyagásványt is tartalmaznak. Ezek a talajok bizonyos esetekben építési szempontból kedvezőtlenek, veszélyesek és fokozott óvatosságot igényelnek.

Néhány hazai talaj fizikai tulajdonságai

Talajmegnevezés	w_L %	I_P %	e	w %	ρ_n , t/m ³
Kiscelli agyag (Budapest)	40-70	20-40	0,5-0,8	15-25	1,8-2,2
Budai márga (Budapest)	-	-	0,17-0,39	5-8	2,2-2,6
Dunai öntéstalaj (Mohács)	35-40	15-20	0,9-1,0	18-30	1,7-2,6
Tisza-vidéki kővér agyag (Szeged)	70-100	40-60	0,8-0,9	20-40	1,8-2,0
Tiszai öntésagyag (Szolnok)	40-50	18-25	0,9-1,0	25-35	1,9-2,0
Tiszai öntésiszap (Tiszabura)	30-33	11-15	0,9-1,0	20-25	1,7-1,8
Borsod vidéki agyag (Rudabánya)	40-50	20-25	0,6-0,8	18-25	2,0-2,1
Löss (Dunaújváros)	28-34	8-12	0,8-1,1	10-20	1,5-1,8

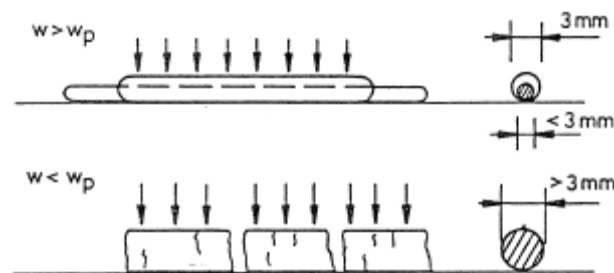
2.táblázat: Néhány hazai talaj talajfizikai tulajdonságai

A talaj folyási határának az ismeretében megállapíthatjuk, hogy a talaj természetes állapotában milyen messze van a kritikus állapottól és mekkora a folyási veszély. De a termett talaj folyóssá válásához nemcsak a folyási határ víztartalmának az elérése kell, hanem az is, hogy a talaj szerkezetét valamilyen hatás szétroncsolja.

3.1.2 Plasztikus határ

Ha egy nedves, képlékeny talajt fokozatosan kiszárítunk, a képlékenységet, alakíthatóságát elveszti, nem gyúrható, nem sodorható, mert rögökké, morzsákká esik szét. Azt a víztartalmat, amely mellett a talaj képlékeny állapotból merev állapotba megy át, plasztikus vagy képlékenységi határnak nevezzük.

A képlékenységi határ előállítása nagyon egyszerűen történik. A vizsgálandó agyagból egy darabkát szűrőpapíron tenyérrel úgy sodrunk ki 3 mm-es szálakká, hogy azok éppen töredezzenek. Az állapot megközelítését ld. a 10. ábrán.



10. ábra: Plasztikus határ kísérlete

A plasztikus határ állapotát többszöri próbálgatással, a felhasznált minta szárításával vagy nedvesítésével lehet előállítani. A plasztikus állapotra kisodrott szálak víztartalmát megmérjük és ez adja a keresett képlékenységi határ víztartalmát. Néhány talaj tájékoztató átlagértékét a 1. és 2. táblázat adja meg.

A plasztikus határ fizikai magyarázata az, hogy ez a víztartalom a talajszemcséket még nem választja el egymástól, elegendő nagy felületi feszültséget létesít ahhoz, hogy a talajszemcsék között érintkezési nyomás legyen és a talaj "félig szilárd" agyagként viselkedjék.

A plasztikus határnak mérnöki vonatkozásban nagy jelentősége van. A talaj megmunkálása, a földmunka végzése ilyen állapotban a leggazdaságosabb, mert a szerszámokhoz nem tapad és a fejtési ellenállása még nem nagy. Az ilyen állapotú földutak és építés alatti földművek jól járhatók, továbbá ilyen víztartalom mellett a leggazdaságosabban tömöríthetők, mivel igen közel vart az optimális víztartalomhoz.

3.2 Plasztikus index

A folyási határ és a plasztikus határ víztartalom különbségét plasztikus indexnek nevezzük:

$$I_p = w_L - w_p$$

A plasztikus index értéke a különböző talajoknál igen tág határok között változik, egy-egy talajra jellemző érték, ezért a talajok megkülönböztetésére, azonosítására és osztályozására használható.

Azoknak a talajoknak, amelyeknek nincsen plasztikus határa, vagyis a durva szemcsés talajoknak (homok, kavics) nem értelmezhető a plasztikus indexe sem. Néhány tájékoztató értéket a 1-2. táblázat mutat be.

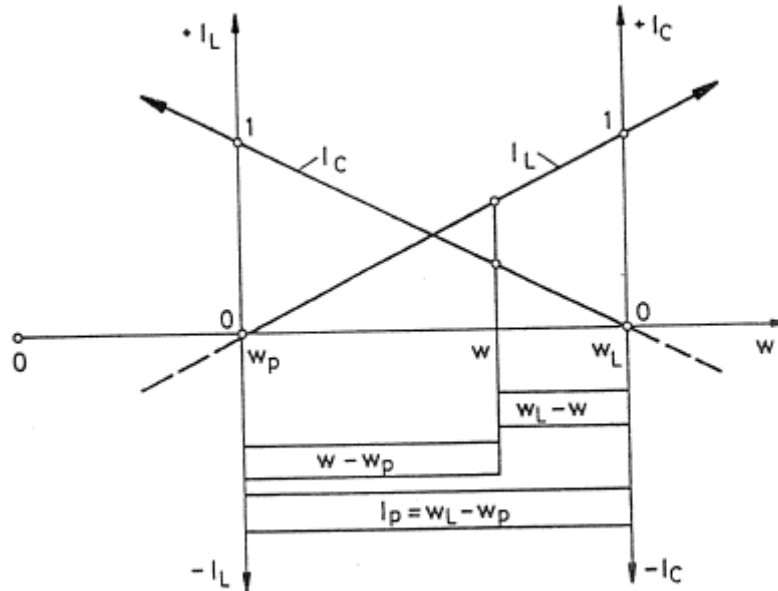
A plasztikus index arányosan növekszik a finom szemcsék, különösen a kolloidok arányával. A plasztikus index többé-kevésbé meghatározza a talaj kohézióját is, mert minél nagyobb a plasztikus index, annál nagyobb lehet a kohézió is azonos körülmények (terhelés nagyság, sebesség stb.) mellett.

3.3 Relatív konzisztenciaindex, relatív folyási index

A konzisztenciahatárok ismeretében már elemezni lehet a talaj természetes állapotát is. E célból egy új fogalmat, a relatív konzisztenciaindex (I_c) fogalmát vezetjük be:

$$I_c = \frac{w_L - w}{w_L - w_p} = \frac{w_L - w}{I_p}$$

ahol w_L , w_p és I_p konzisztenciahatárok, w pedig a talaj természetes víztartalma.



11. ábra: A talajállapot jellemzése

A képlet azt mutatja, hogy a természetes állapotú talaj víztartalma hogyan aránylik a mesterségesen előállított, átglyűrt állapotú talaj konzisztencia határaihoz.

A relatív konzisztenciaindex változását a 11. ábra szemlélteti. A relatív konzisztenciaindex alapján a talajokat a 3. táblázat szerint minősítjük.

Talajok állapotának minősítése

Relatív konzisztenciaindex I_c	állapotra utaló jelző
0-0,25	nagyon puha
0,26-0,50	puha
0,51-0,75	könnyen sodorható
0,76-1,00	sodorható
1,01-1,50	kemény
> 1,50	nagyon kemény

3. táblázat: Talajok állapotának minősítése

A hazai gyakorlattól eltérően a nemzetközi irodalom nagy része nemcsak a relatív konzisztenciaindexet, hanem a relatív folyási indexet is alkalmazza:

$$I_L = \frac{w - w_p}{w_L - w_p} = \frac{w - w_p}{I_p}$$

4. Talajok osztályozása

4.1 Az osztályozás alapelve

A talajosztályozás célja az, hogy a különböző talajokat olyan egységes rendszerbe foglalja, hogy egy-egy talajnak a rendszerben elfoglalt helyéből további tulajdonságaira is következtethessünk. (Hasonlóan pl. az elemek periódusos rendszeréhez, ahol az elem rendszámából rögtön következnek a legfontosabb kémiai tulajdonságok: atomsúly, vegyérték stb.) Sajnos, a talajmechanikában ilyen természetes rendszert még nem sikerült megalkotni. Az ismert osztályozási módszerek mindegyike önkényes, és csak egy, vagy néhány szempontot elégít ki. Céljuk rendszerint az, hogy a főbb talajtípusoknak nevet adjanak és azokat egy-két talajfizikai jellemző alapján egymástól megkülönböztessék; vagy az, hogy a talajokat valamilyen gyakorlati felhasználás szempontjából csoportosítsák.

Ezért röviden összefoglaljuk a talajok gyors felismerésének a módjait, és a talajfizikai tulajdonságokon alapuló legismertebb osztályozási módszereket.

4.2 Talajok felismerése és megnevezése

A mérnöki gyakorlatban nagyon sokszor szükség lehet arra, hogy a talajokat a helyszínen, egyszerű szemlélet alapján kell felismerni és legalább közelítő pontossággal megnevezni. Általában egy kis tapasztalattal és az alábbi egyszerű vizsgálatokkal a szükséges jártasság könnyen megszerezhető.

(a) Kavics: Valamennyi talajféleség közül ez a legkönnyebben felismerhető. A szemcsék szabad szemmel jól láthatók, tapinthatók, nagyságuk megállapítható. A vizet jól áteresztik. Szárazon ömleszthetők. A szemlélet alapján megállapíthatók és feljegyezhetők még a következők is: szemcsék alakja, tömegeloszlása - közelítő graduáltsága - ásványi összetétele stb. Ezek az adatok a további felhasználáshoz hasznos útmutatást adhatnak.

(b) Homok: Ez a talajféleség szabad szemmel jól felismerhető. A szemcsék alakja és anyaga azonban már inkább csak nagyítóval, vagy mikroszkóppal figyelhető meg pontosabban. Érdemes feljegyezni a homok színét. A szürkés, kékes, zöldes árnyalatú színek arról tanúskodnak, hogy a réteg állandóan víz alatt van. A sárgás, vöröses, "rozsdás" színárnyalatok a felszín közelében fordulnak elő, ahol a talajok váltakozva lehetnek szárazak vagy nedvesek. (Megjegyzendő, hogy ezek a színek a többi talajra is ugyanilyen értelemben jellemzőek.). Földnedves állapotban laza röggé formálható, enyhe nyomásra szétesik. A nedves homok kiszáradása után az esetleg szárazon összetapadt "csomók" könnyedén szétválaszthatók, szárazon ömleszthetők.

(c) Homokliszt: Szemcséi szabad szemmel még éppen, vagy alig figyelhető meg. Többnyire a parányi csillámok pikkelyei verik vissza a fényt. A száraz homokliszt még ömleszthető, lisztszerű. Ha a benne levő iszapszemcsék hatására kisebb-nagyobb rögökben összeáll is, azok enyhe nyomásra kisebb darabokra szétesnek. Ha megnedvesített homoklisztet ujjaink között sodorgatunk, akkor enyhe érdességet érzünk. A kezünkön megszáradt homokliszt szinte nyomtalanul lesöpörhető. Nedvesen alig, vagy éppen nem sodorható 3 mm-es százzá. Az iszap- és agyagtalajoktól könnyen megkülönböztethető. Egy kevés talajt vízzel megnedvesítünk, késhegyre vagy tenyerünkre helyezzük és könnyedén rázzuk vagy ütögetjük. Ha a talaj homokliszt vagy sovány iszap, a szemcsék az ütések hatására tömörödnék és a talaj folyini kezd. Felszíne megfényesedik, mert a pórusokból a víz a tömörödés miatt a felszínre jut. Deformáció hatására a víz újra a szemcsék közé jut, a felszín fénye eltűnik.

(d) Iszap: Száraz állapotban már keményebb rögöket alkot, de ezek még - esetleg kisebb-nagyobb erőfeszítéssel - kézzel szétmorzsolhatók vagy ujjak között szétöröghetők. Az iszaprög vízben néhány perc alatt szétesik. Nedves iszapot kézzel sodorva már nincs érdességérzetünk, de ugyanakkor távol vagyunk attól a "szappanszerű" síkosságtól, ami a kövér agyagokra jellemző. Ha a tenyerünkben az előzőek szerinti rázó kísérletet készítünk, akkor a felszíne nem, vagy csak kismértékben fényesedik meg. A kézen megszáradt iszap nem söpörhető le, csak mosással távolítható el. Ha az iszaprögöt éles szerszámmal (késsel, csákánnyal) átvágjuk, akkor jellegzetes, fénytelen - matt - vágási felületet látunk.

(e) Agyag: A száraz rögöt pusztá kézzel nem lehet szétmorzsolni, vagy az ujjak között széttörni. Az agyagrög csak órák - esetleg napok, sőt hetek - alatt esik szét a vízben. A megnedvesített agyagot ujjaink között tökéletesen simának, szappanhoz hasonlóan érezzük. A kézhez tapadt részecskéi nehezen moshatók le. Víz hozzáadása után duzzad, kiszáradva összerepedezik. Kézzel megvágva a felülete mind szárazon, mind nedvesen fényes felületű.

(f) Lösz: Ezt a talajfajtát külön is meg kell említeni, mivel hazánk nagy területét borítja, nagyon jellegzetes és sajátos tulajdonságokkal bír. Előfordulása elsősorban a Dunántúlon, ahol még 50 m vastag rétegek is vannak. A lösz egyszerű szemeloszlási vizsgálata alapján iszapos homoklisztnak vagy homoklisztes iszapnak volna nevezhető. Felismerése egyszerű. Ha sósavat cseppentünk rá, akkor heves pezsgést érzünk, ez elárulja, hogy sok mész van benne. A mésztartalom okozza a lösztalajok messziről fölismerhető világos okkersárga színét. (Ritkán fordul elő, hogy oxidált vasvegyületek rozsdabarnára vagy vörösre festik. Ez többnyire csak függőleges elválási felületek mentén figyelhető meg, ahol a víz is beszívárog.) Nagyon gyakran található a löszben szárazföldi csigák maradványai és nem ritkák a kemény, néha furcsa figurákat alkotó kalcium-hidrokarbonát csomók, a fehér színű löszbabák sem. A löszben szabad szemmel is jól láthatók a járatok a hézagrendszerek. A száraz löszrög kézzel szétmorzsolható. Szárazon és nyirkos állapotban nagy magasságig függőleges falban is megáll. Nagyméretű járatok - pl. pincék - alakíthatók ki benne megtámasztás nélkül. (A dunántúli löszterületeken és bortermő vidékeken ez igen gyakori jelenség.). Víz hatására azonban a megtámasztás nélküli járatok összeomlanak (pl. Dunaszekcső stb.) Jellegzetes az is, hogy a függőleges makropórusok irányában könnyebben mozog benne a víz, mint vízszintes irányban. A löszös területeken a talajvíz rendszerint mélyen található. Ilyen területeken a vezetékes víz kiépítése, a csatornázás elmaradása, a vizek elszikkasztása vagy a vezetékek jelentős szivárgása beláthatatlan következményekkel járhat (pl. Dunaújvárosi rogyás 1964-ben).

(g) A szikes talaj többnyire vízzáró kötött talajokból (iszapból, agyagból) különböző nátriumsók hatására keletkezett felső takaróréteg. Felszínén rendszerint fehéres, oldható sóból, szódából, kovasavból képződött lepedék található. Hazánk leggyengébb termőtalaja ez, amely területünknek 8-10%-át borítja. Ez a terméketlen talaj egyben műszakilag is minden szempontból kedvezőtlen tulajdonságú. Szárazon erősen összerepedezik, nedvesen pedig csakhamar puha, folyós péppé válik.

(h) A szerves talajokat azonnal elárulja jellegzetes sötét színük és szaguk, esetleg felismerhetők bennük a korhadó növényi részek, illetve az elszenesedett, tőzegesedett vagy kotusodott szerkezeti részek.

Az ismertett talajtípusok mellett nagyon sok átmeneti alak fordul elő a természetben. Az ilyen keveréktalajok tulajdonságait szemlélet alapján megállapítani rendkívül nehéz, megbízható módon csak laboratóriumi kísérletek alapján tájékozódhatunk.

4.3 Osztályozás talajfizikai jellemzők alapján

Talajok osztályozásánál általában két talajfizikai jellemzőt vesznek alapul:

- szemcsés talajoknál a szemeloszlási görbét,
- kötött talajoknál a plasztikus indexet.

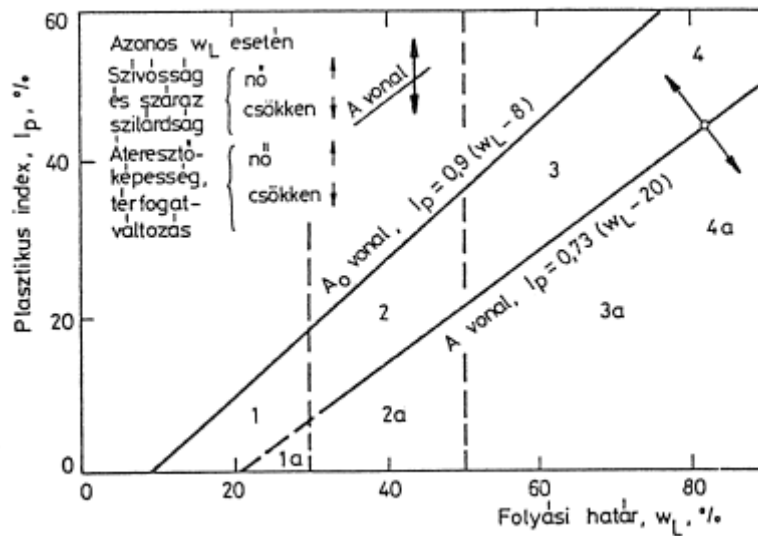
A szemeloszlási görbe olyan szemcsés talajok osztályozására alkalmas, amelyek csak kevés finom frakciót (iszap, agyag) tartalmaznak. Alapvető kérdés, hogy egy változó szemnagyságokból álló, több frakciót is tartalmazó talajt hogyan nevezzük meg:

Jáky szerint ez a mértékadó szemnagyság (d_m) ismeretében dönthető el. A talaj annak a frakciónak a nevét kapja meg, amelyikbe a mértékadó szemnagyság tartozik. Ez a módszer azonban csak szabályos szemeloszlási görbével bíró talajoknál adhat helyes eredményt, kevert talajoknál nem vezet célra.

Egy másik módszer szerint a talajokat a szerint a frakció szerint nevezzük el, amelyikből a legtöbbet tartalmazza. Ez a módszer kavics- és homoktalajoknál alkalmazható, apróbb szemcséjű talajoknál azonban előtérbe lép a finom frakciók hatása, amelyek - kisebb

arányuk ellenére is - döntően meghatározzák a talaj viselkedését.

Mindenesetre megállapíthatjuk, hogy a szemeloszlási görbéből csak durva tájékoztatást kaphatunk a talajok viselkedésére.



12. ábra: Casagrande-féle diagram

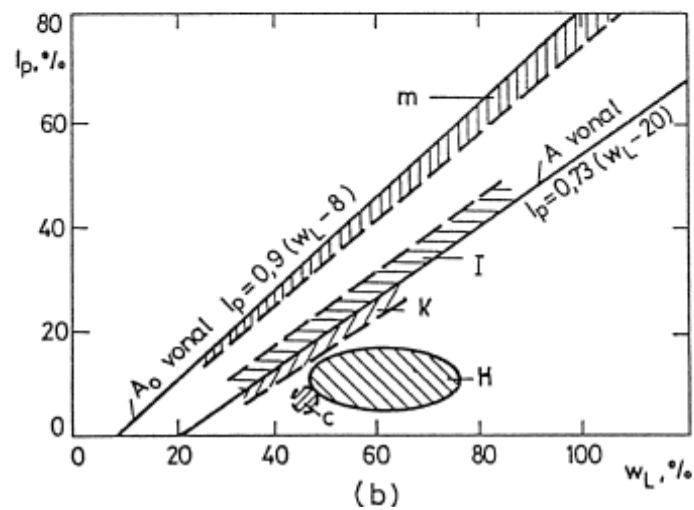
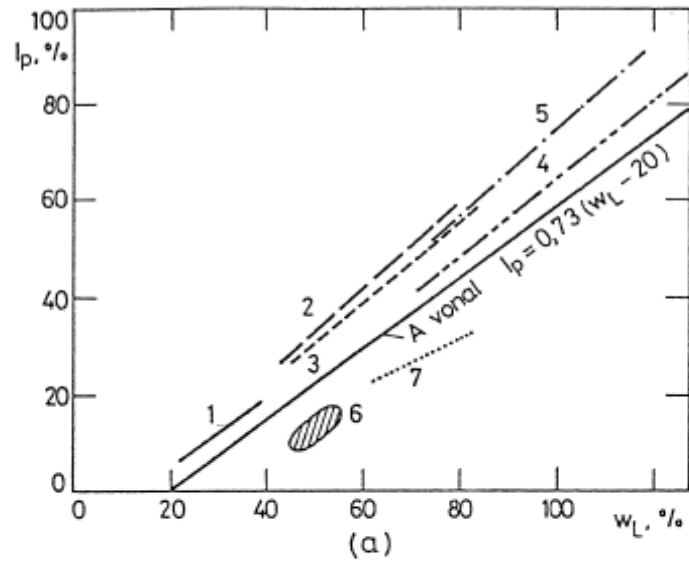
Kötött talajok osztályozása a plasztikus index alapján történik. A talajfizikai tulajdonságok legtöbbje ugyanis kapcsolatba hozható a plasztikus index változásával, a folyási és sodrási határral. Éppen ezért a lényeges építési tulajdonságok szempontjából jól azonosítja a talajokat.

Egyszerű lehetőséget ad a talaj osztályozására az I_p és w_L alapján a Casagrande-féle osztályozási diagram (ld. 12. ábrát).

A képlékenységi grafikon (A) vonala kevés kivétellel elválasztja a szerves és szervetlen talajokat, amint ezt a tapasztalat is igazolja. Az azonos geológiai eredetű talajok pontjai egy tartományba esnek, többnyire az A vonallal párhuzamos sávot alkotnak. Az (A₀) vonal az I_p és w_L összefüggés valószínű felső határértékét adja meg.

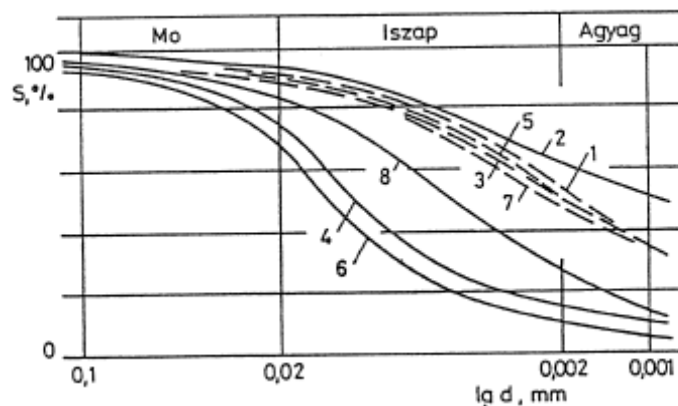
Az (A) egyeneshez viszonyított helyzetváltozás bizonyos tulajdonságok változását jelenti; az egyébként azonos elnevezésű talajok tulajdonságaira pedig pontosabban következtethetünk.

Néhány jellegzetes hazai kötött talajt az 13.a ábra, míg néhány agyagásványt az 13.b ábra szemléltet.



13. ábra: Casagrande diagram alkalmazása

Ez az osztályozási módszer célszerűen alkalmazható nagy területek feltárása esetén a talajok osztályozására, a további laboratóriumi vagy helyszíni vizsgálatok szükséges és gazdaságos szinten tartásának az eldöntésére.



14. ábra: Azonos és különböző plasztikus tulajdonságú talajok szemeloszlása

A plasztikus tulajdonságukat illetően a közel azonos szemeloszlási görbéjű talajok sokszor nagyon lényegesen eltérhetnek egymástól. Ez a finomszemcsék - iszap, agyag, kolloid agyag - kiemelt jelentőségére utal. Példa erre az 14. ábrán vázolt görbeseregnek és a

4. táblázatban szereplő adatoknak az összevetése. A 8-as számú diatómaföldnél 27% az agyagfrakció, és képlékenységet még sem mutat, így konzisztenciahatárról sem beszélhetünk.

A geotechnikában még számos más osztályozási módszer létezik, de ezekkel itt nem foglalkozunk (Íd. Kezdi: 1960, 1969).

Talaj megnevezése	w _L (%)	w _p (%)	I _p (%)	szilárdság szárazon
1. Szívós képlékeny agyag	96	29	67	igen nagy
2. Lágy közepes képlékenységgű agyag	55	26	29	közepes
3. Szerves agyagos iszap	37	24	13	
4. Agyagos iszap	35	22	13	csekély
5. Kaolin agyag (nem szívós)	55	31	24	
6. Kőliszt	24	21	3	nagyon csekély
7. Diatómaföld	122	80	42	
8. Diatómföld	-	-	0	

4. táblázat

4.4 Osztályozási szabvány

A talajok elnevezését szabványosították. Bár sok szempont szól a talajok osztályozásának szabványosítása ellen, de a talajok osztályba sorolása még nem minden, csak egy segédeszköz a talajmechanikai vizsgálatok eredményeinek egységes feldolgozásához, és az országban működő különböző talajmechanikai intézetek munkájának az összehangolásához.

Az MSZ 14045/4-69 szabvány a talajokat, vagy ahogyan "ő" nevezi, kőzeteket, talajmechanikai szempontból a 5. táblázat szerint csoportosítja.

A továbbiakban csak a "talajok" megnevezéssel jelölt anyagok osztályozását ismertetjük.

A szabványok (MSZ-14043, MSZ-14045, MSZ-08) két fő csoportot különítenek el a szervesanyag-tartalom és a térfogatsűrűség alapján.

Kőzetek csoportosítása (MSZ 14045/4-69)

Főcsoport	csoport	Jellemzés
Természetes	összeálló kőzetek (sziklák)	Ép, repedezett, mállott
	talajok	Szemcsés, kötött, szerves
Mesterséges	feltöltések	Talajok
		Égési termékek, építési törmelékek, kultúrrétegek

5. táblázat

A továbbiakban csak a szervesanyag-tartalom alapján az ásványos talajok osztályozását adjuk meg.

Az osztályozás a talajokat két csoportba sorolja

- szemcsés talajok,
- kötött talajok.

(a) Szemcsés az a talaj, amelynek száraz szemcséi ömleszthető halmazt alkotnak, és szemcséi egymástól függetlenül elmozdulhatnak. A szemcsék átmérőjétől függően a 6. táblázat szerinti csoportokat kell megállapítani.

Szemcsés talajok osztályozása, megnevezése
(MSZ 14043/2-79)

Szemcseátmérő mm	a szemcsecsoport neve ha a szemcse	
	élesszemű, szögletes, sarkos	koptatott, gömbölyű
> 200	kőtömb, kőomladék	görgeteg
200-20	durva kötörmelék	durva kavics
20-2	apró kötörmelék, murva	
2-0,5	durva homok	
0,5-0,25	közepes homok	
0,25-0,10	finom homok	
0,10-0,02	homokliszt	

6. táblázat

A szemcsés talajokat szemeloszlásuk alapján úgy kell a 6. táblázat szerint megnevezni, hogy a talaj annak a szemcsecsoportnak a nevét kapja, amely a legnagyobb tömegben szerepel benne.

Ha a szemcsék között $d < 0,02$ mm átmérőjű szemcsék (6) tömegszázaléknál nagyobb mennyiségben szerepelnek, de a talaj nem sorolható a 7. táblázat szerinti kötött talajok közé, akkor ezt a talaj megnevezésében jelzőként fel kell tüntetni (pl. iszapos homok).

(b) Kötött talajok: Ha az MSZ 14045/8 szerint w_L és w_p meghatározható, akkor a talajt a plasztikus indexe alapján a 7. táblázat szerint kell megnevezni.

Kötött talajok osztályozása, megnevezése
(MSZ 14043/2-79)

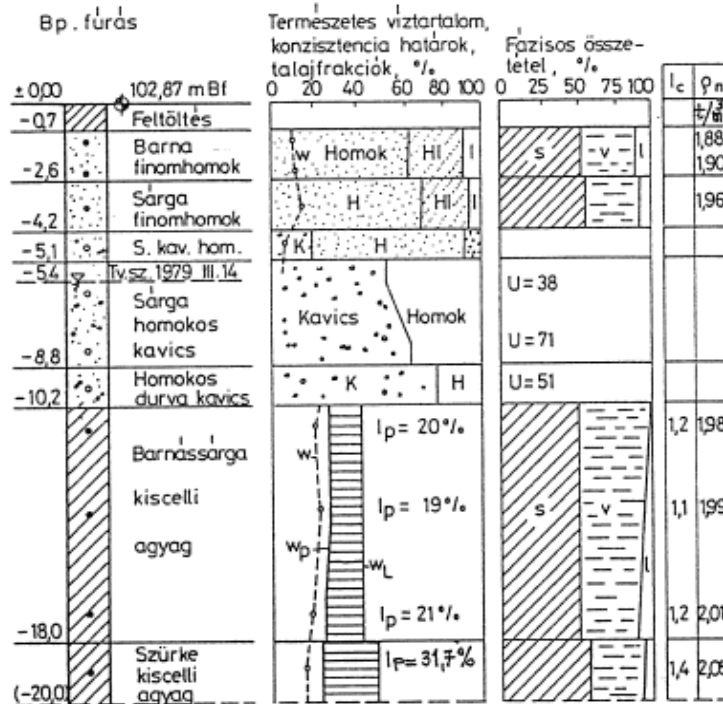
A kötött talajok		
plasztikus indexe, %	gyűjtőneve	neve
0-5	gyengén kötött talaj	homokliszt
5-10		iszapos homokliszt
10-15	közepesen kötött talaj	iszap
15-20		sovány agyag
20-30	erősen kötött talaj	közepes agyag
30		kövér agyag

7. táblázat

4.5 A vizsgálati eredmények összefoglalása

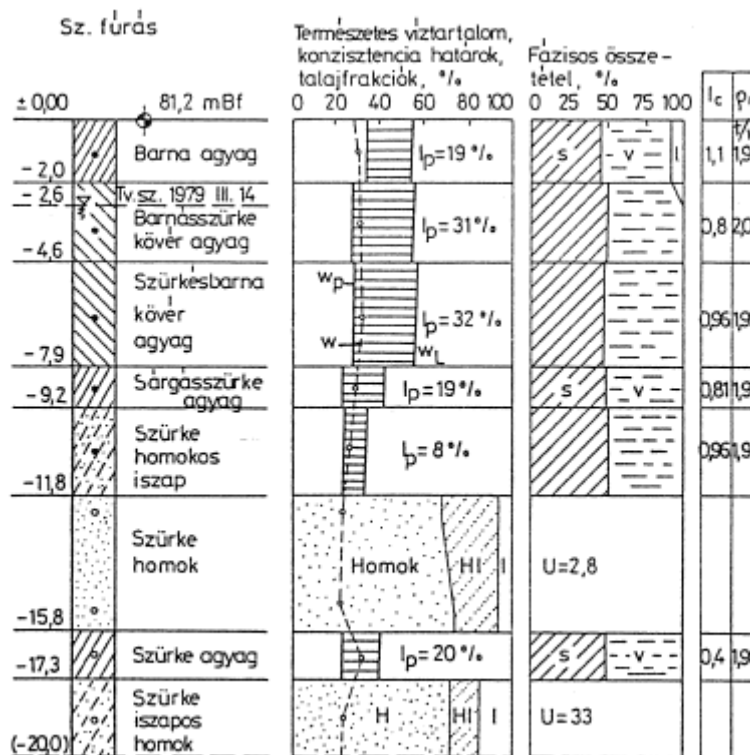
Egy mérnöki létesítmény építéséhez, az alapozás tervezéséhez, az első a terület morfológiai, geológiai és hidrológiai adatainak a beszerzése, a talajkutató fúrások elkészítése, a talajrétegződés megismerése, és a tárgyalt talajfizikai jellemzők kísérleti meghatározása. E vizsgálatok eredményeit olyan módon kell közölni, hogy gyorsan és jól áttekinthetően adjon alapvető információkat a talajrétegekről és állapotukról. A vizsgálati eredményeket fúrásszelvények, rétegszelvények vagy tömbszelvények foglalják össze. A fúrásszelvény egy ponton, a rétegszelvény valamilyen kitüntetett irányban, több fúrason át fölvett metszet a talajról. A tömbszelvény, amint a neve is mutatja, egy nagyobb talaj tömegben belül, a rétegek helyzetét perspektivikus ábrázolásban adja meg. Két jellegzetes fúrásszelvényt az 15. és 16. ábra szemléltet. Az 15. fúrás a METRÓ építéséhez készült a Duna balpartján. Az 16. fúrás egy jellegzetes alföldi szelvényt mutat Szolnokon. Hazai viszonyaink között általában rendkívül változatos szemcseösszetétel és rétegződés a jellemző. A fúrásszelvény tartalmazza a talajrétegek mélységbeli helyzetét, a talajvíz

mélységét, a mintavételek helyét és fajtáját, természetes víztartalmát, konzisztenciahatárokat, szemeloszlási vizsgálatot, a talaj alkotórészek térfogati arányait, relatív konzisztenciaindexet és nedves térfogatsűrűségét.



15. ábra: Jellegzetes fúrásszelvény a Duna balpartján

Egyszerűbb esetben már ezek a vizsgálatok is elegendők az alapozás megtervezéséhez. Kedvezőtlen talajviszonyok, speciális, süllyedésre érzékeny épületek esetében ezeknek a vizsgálatoknak az alapján lehet dönteni arról, hogy milyen további vizsgálatokra van szükség.



16. ábra: Jellegzetes fúrásszelvény Szolnokon

II. FÁZISMOZGÁS TALAJOKBAN, TALAJOK VISELKEDÉSE

5. A fázismozgás fogalma

A korábbi fejezet a talajok fizikai tulajdonságait két nagy csoportra osztotta. A statikus jellemzőket a fentiekben tárgyaltuk. A dinamikus talajfizikai jellemzők alatt általában azokat az empirikus összefüggéseket értjük, amelyek a talajokat ért különböző hatások miatt bekövetkező változásokat ún. fázismozgásokat írják le.

A talajokban bekövetkező fázismozgások megváltoztatják az alkotórészek arányait és kapcsolatait. Ez maga után vonja a talaj - mérnöki tervezés szempontjából fontos - tulajdonságainak (nyírószilárdság, összenyomhatóság, áteresztőképesség) a változását. A mozgásjelenségek ismerete jelenti tehát az alapot a talajok fontos tulajdonságainak a meghatározásához.

A talaj szilárd szemcse, víz és levegő diszperz rendszere. Ha a mozgásjelenséget teljesen általánosan akarnánk tárgyalni, akkor az egyes fázisok kölcsönös eltolódásait, azok sebességeit $v = v_s + v_v + v_l$, vagy relatív sebességeit $\frac{v_s}{v}$, $\frac{v_v}{v}$, $\frac{v_l}{v}$ kellene vizsgálni (ld. Kezdi: 1969, 1975).

Egy ilyen jellegű vizsgálat - a jelenséget létrehozó fizikai törvények figyelembevételével mellett - alkotná a legjobb alapot ahhoz, hogy a fázismozgás speciális eseteit vagy általános összefüggéseit tárgyaljuk.

Egy ilyen általános felfogás és elemzés csak az utóbbi időben kezdődött el. A fázismozgásokat leíró teljesen általános törvény még nem ismeretes.

A talaj alkotórészeinek a mozgását nagyon sok hatás létrehozhatja. A mozgást előidéző okok és okozatok (következményeik, kísérőjelenségeik) közül csak az alábbiak elemzésével foglalkozunk részletesebben:

- gravitációs erő (vízmozgás, szivárgás, feszültség, tömegelőmozgás);
- külső terhelés (összenyomódás, konszolidáció, pórusvíznyomás időbeli változása, nyírószilárdság, pórusvíznyomás és feszültségállapot változás);
- felületi feszültség (kapilláris vízmozgás);
- hőhatás (vízleadás: zsugorodás; vízfelvétel; duzzadás, fagyhatás);
- elektromos potenciál (vízleadás, vízmozgás) .

Az említett mozgásfolyamatok nagyon eltérőek lehetnek, mivel azok létrejöhetnek a két- illetve a háromfázisú talajban is. A komponensek számától és a mozgást előidéző okoktól függően a jelenség három különböző módon következhet be:

- a talaj térfogata csökken,
- a talaj térfogata növekszik,
- a talaj térfogata állandó marad.

A talaj dinamikai jellemzőit tehát térben és időben változó empirikus összefüggések írják le. Ismeretük a mérnöki szerkezetek tervezése, építése és rendeltetészerű használata szempontjából alapvető jelentőségű. A mozgásjelenségekkel kapcsolatos ismeretek halmaza igen nagy és rendkívül szerteágazó. Ezért, csak a legfontosabb alapjelenségekkel és gyakorlati alkalmazásukkal foglalkozunk.

6. Talajokban keletkező feszültségek

6.1 Feszültség fogalma talajokban

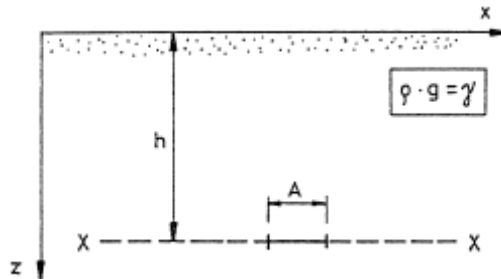
A feszültség fogalomnak az értelmezésével nem foglalkozunk, az a korábbi tanulmányokból ismert.

A mechanika a feszültség fogalmát olyan anyagokra (építőanyagokra) vezette be, amelyeket a molekuláris szerkezettől eltekintve - a makroszkopikus szilárdsági vizsgálat

szempontjából folytonosnak lehet tekinteni, rájuk a differenciális elem fogalmát is lehet alkalmazni.

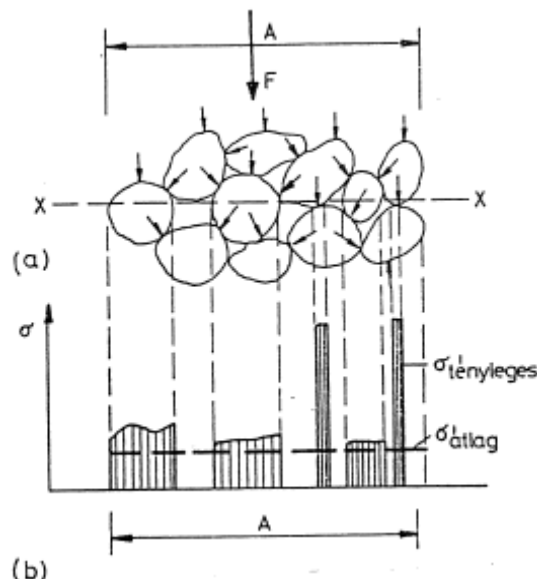
A talaj ezzel szemben diszperz rendszer, amelyben az alkotórészek - szilárd, víz, levegő - folytonos eloszlása még közelítően sem igaz.

Vizsgáljuk meg a vízszintes térszínnel határolt végtelen féltér, amit egy durva szemcsés talaj (homok) tölt ki. A talaj az önsúlya hatására egyensúlyban van, részecskéi mozdulatlanok. A szemcsék közötti molekuláris eredetű felületi erők zérusnak tekinthetők. A talaj teljesen száraz, pórusait levegő tölti ki, abban a légköri nyomás uralkodik (ld. 17. ábra).



17. ábra: Vízszintes térszínnel határolt végtelen féltér

Nyilvánvaló, hogy a leírt feltételek mellett az önsúlyból származó erők csakis a részecskék érintkezési felületein adódhatnak át. Ezt szemlélteti a 18. ábra.



18. ábra: Feszültségek értelmezése

Ha a féltér felszínére egy végtelen kiterjedésű egyenletesen megoszló terhelést hordunk fel, akkor az a szemcsékben és a póruslevegőben feszültségeket okoz. A szemcsék elmozdulnak és egy új nyugalmi egyensúlyi helyzet áll elő. A folyamat közben a pórusokból a levegő egy része eltávozik, abban a nyomás ismét a légköri nyomással lesz azonos. A terhelés végül a talajtömeg összenyomódását okozza. Az összenyomódás nyilvánvalóan nem a szemcsék összenyomódásából jön létre, mivel ezek a mérnöki szerkezetek által keltett feszültségek mellett gyakorlatilag összenyomhatatlanok. Az összenyomódás a póruslevegő eltávozásából, a pórusok csökkentéséből származik.

Ha a pórusokat víz töltené ki, akkor a folyamat nagyon hasonlóan következne be. Ekkor a pórusokból víznek kellene távoznia, mivel a víz gyakorlatilag szintén összenyomhatatlan, a pórusok pedig nyitottak.

A víz és levegő az ismert tulajdonságaik miatt - nyitott rendszerben -terhelést nem tudnak felvenni. Végül soron a terhelést csakis a szilárd vázszerkezet viseli. Tehát a talajtömeg nyugalmi egyensúlyi helyzetében nemcsak az önsúly, hanem a terhelésből származó többlet feszültségek is a részecskék érintkezési felületein adódnak át.

A szemcsés halmazra ható erők az egyes szemcséken belül eltérő belső feszültségeket okoznak. Ezért bármilyen síkmetszetet vegyünk is fel, a feszültségeloszlás sohanem lesz folytonos még az egyes szilárd alkotórészekben belül sem. Ha a 18.a ábra x-x síkmetszetét vizsgáljuk meg, akkor a szemcsék érintkezési helyén nagy feszültség csúcsokat kapunk, a hézagok helyén viszont a terhelésből származó többlet feszültség - nyugalmi egyensúlyi állapotban - zérus (ld. 18.b ábrát).

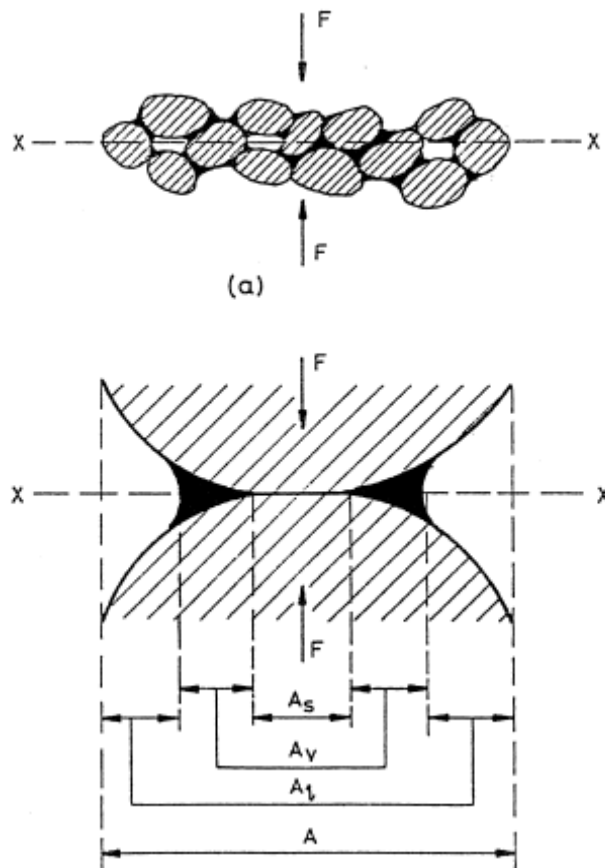
A 18.b ábra x-x metszetében működő tényleges feszültségek alapján értelmezhető és kiszámítható a feszültség átlagértéke. Feltételezhető, hogy nagyobb felületet véve figyelembe, a helyi feszültségcsúcsok kiegyenlítődnek; az átlagérték pedig a halmaz viselkedésének a leírására lesz alkalmas.

Tehát talajokban keletkező feszültségek alatt mindig egy nagyobb méretű felületrészre ható, nem folytonos feszültségeloszlás statisztikai átlagértékét kell érteni, ha az elméleti vizsgálatokban ezt a differenciálszámítás alkalmazásával tárgyaljuk is.

6.2 Hatékony és semleges feszültség fogalma talajokban

Vizsgáljuk meg a diszperz alkotókból álló halmaz feszültségállapotát. Tételezzük fel, hogy a végtelen féltérre most egy háromfázisú talaj (nyirkos) homok tölti ki.

A talajra átadott terhelés hatására mind a három alkotórészben - szilárd szemcsében, vízben, levegőben - feszültségek ébredhetnek.



19. ábra: Feszültségek háromfázisú talajban

Vegyünk fel a végtelen féltér x-x síkja környezetében egy síkmetszetet (ld. 19.a ábra). A metszet részben szilárd szemcsékben, részben vízben és részben levegőn halad át. A metszet részfelületeket alkotórészenként egyesítsük és egy idealizált talajmodellel helyettesítsük (19.b ábra).

Az idealizált szemcse + víz + levegő modellt F erő nyomja egymáshoz, amely merőleges az x-x síkra, így tangenciális komponense zérus.

Az erőátadás felülete (A), amely három részből tevődik össze: A_s , A_v és A_l .

A három különböző halmazállapotú közegben működő átlagos feszültségek: σ_s, σ_v és σ_l .

Az idealizált modellre ható erők egyensúlya alapján

$$F = \sigma_s \cdot A_s + \sigma_v \cdot A_v + \sigma_l \cdot A_l$$

Vezessük be a következő arányokat és jelöléseket:

$$\frac{A_s}{A} = \varphi_s$$

$$\frac{A_v}{A} = \varphi_v$$

$$\frac{A_l}{A} = \varphi_l$$

Ezeket a fenti egyenletbe behelyettesítve a teljes feszültség az alábbi módon írható fel:

$$\sigma = \sigma_s \cdot \varphi_s + \sigma_v \cdot \varphi_v + \sigma_l \cdot \varphi_l$$

Amennyiben a vizsgált homok telítetté válik, vagyis:

$$\varphi_l = 0, \quad \sigma_l = 0$$

Ebből következik, hogy:

$$\varphi_v = 1 - \varphi_s$$

és így:

$$\sigma = \sigma_s \cdot \varphi_s + \sigma_v \cdot (1 - \varphi_s)$$

A φ_s értéke viszonylag kicsi, így a képlet zárójeles tagja gyakorlatilag egységnek tekinthető. A képletben a $\sigma_s \cdot \varphi_s$ azonban egy zérustól jóval nagyobb véges érték, mivel a σ_s nagyon nagy. A σ_s a szemcsék folyási szilárdságát is elérheti.

Ha bevezítjük az alábbi jelöléseket:

$$\bar{\sigma} = \sigma_s \cdot \varphi_s$$

$$u = \sigma_v \cdot (1 - \varphi_s)$$

akkor a teljes feszültség képlete:

$$\sigma = \bar{\sigma} + u$$

ahol:

- σ - a teljes feszültséget,
- $\bar{\sigma}$ - a hatékony feszültséget,
- u - a semleges feszültséget jelenti.

A fenti egyenlet Terzaghi szerint a talajmechanika legfontosabb alapegyenlete. Azt fejezi ki, hogy valamely vízzel telített talajrétegen át felvett metszetben a teljes normális feszültség két részből áll:

- a szilárd szemcsékben ébredő hatékony feszültségből;
- a pórusvízben ébredő semleges feszültségből.

A semleges feszültség telített talajban kétrészből tevődhet össze:

$$u = u_0 + \Delta u$$

ahol u_0 jelenti a nyugalomban levő vázszerkezet pórusaiban ébredő víz nyomását (ún. hidrosztatikai nyomását); Δu pedig a külső terhelés hatására mozgásban levő vázszerkezet pórusaiban ébredő többletnyomást (ún. pórusvíznyomást).

A talajban a semleges feszültséget többféle hatás hozhatja létre (a víz hidrosztatikus nyomása, összenyomódás, víz felületi feszültsége, nyírás alakváltozás stb.). Értéke lehet pozitív és negatív. A víz nyírás ellenállása építőmérnöki szempontból gyakorlatilag zérus, a

semleges feszültségek hatására nem keltkezik súrlódásból származó nyírószilárdság; ezért ismerete rendkívül fontos a stabilitási kérdések elemzéséhez.

A semleges feszültség vízben ébred, ezért a fizika ismert törvényeit tekintjük érvényesnek.

A nyomás nagysága:

$$u_o = z \cdot \rho_v \cdot g = z \cdot \gamma_v$$

ahol (z) a vizsgált pont és a vízfelszín közötti függőleges távolság; ($\gamma_v = \rho_v \cdot g$) a víz térfogatsúlya, amit a talajmechanikai számításokban közelítően 10 kN/m^3 -nek vehetünk fel.

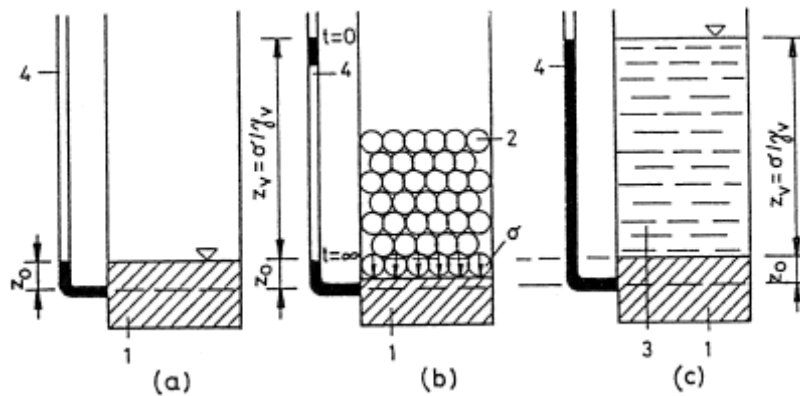
A (z) nyomásmagassággal kapcsolatosan megjegyezzük, hogy a gyakorlatban ez kétféle lehet

- valódi nyomás magasság (pl. egy ásott kút szabad vízfelszíne alatti pont esete);
- piezometrikus nyomás magasság (pl. az- artézi víz nyomása, vagy egy teljesen zárt rendszerben);
- hidraulikus sajtóban - ébredő képzetes nyomásmagasság).

A nyomás nagysága valamely vizsgált pontban minden irányban azonos (Pascal törvénye).

Érvényes Arkhimédész törvénye; alkalmazására még visszatérünk.

A képletekben szereplő fogalmak - hidrosztatikai nyomás (u_o) , pórusvíznyomás (Δu) - jobb megvilágítás érdekében egy egyszerű példát mutatunk be (20. ábra).



20. ábra: Hatékony és semleges feszültség fogalma Terzaghi szerint

A 20.a. ábra egy tartály alját borító vékony talajréteg metszetét mutatja. A hézagokat víz tölti ki, a szabad vízfelszín azonos a talaj felszínével, amit a piezométer cső mutat. A vizsgált x-x metszetben a semleges feszültség

$$u = u_o + \Delta u = z_o \cdot \gamma_v + 0$$

A képlet szerint a semleges feszültség azonos a víz hidrosztatikai nyomásával, a pórusvíznyomás pedig zérus.

Ha a talaj felszínére egy ólomsörétből terhelést teszünk (ld. 20.b ábrát), a terhelés pillanatában ($t=0$) a piezométer csőben a víz felemelkedik, aminek a magassága

$$z_v = \frac{\sigma}{\gamma_v}$$

és ekkor az x-x metszetben a semleges feszültség

$$u = u_o + \Delta u = z_o \cdot \gamma_v + z_v \cdot \gamma_v$$

A terhelés hatására a semleges feszültség megnövekszik; (a hidrosztatikai nyomás változatlan marad, a pórusvíznyomás $\Delta u = z_v \cdot \gamma_v$ lesz).

Ha a terhelés hatására a szemcseváz összenyomódik, és nyugalmi egyensúlyi állapot következik be ($t \rightarrow \infty$), akkor a piezométer csőben a víz újra az eredeti z magasságban áll

be.

Ekkor az x-x metszetben a semleges feszültség

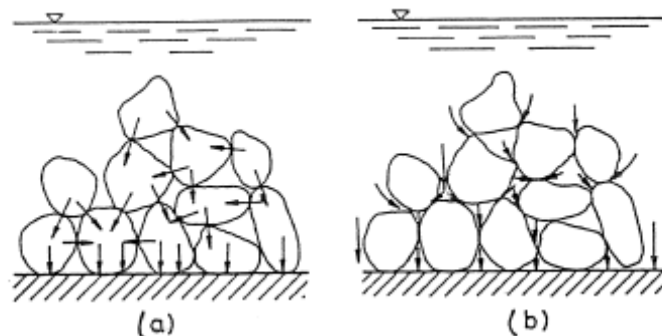
$$u = u_0 + \Delta u = z_0 \cdot \gamma_v + 0$$

vagyis azonos a terhelés előtti állapottal. A víz ugyanis a szemcsevázból kinyomódik és a talaj felszíne fölött helyezkedik el. A terhelést a szemcseváz viseli, a külső terhelés szemcséről-szemcsére adódik át. (A jelenséget a 21.a ábra szemlélteti.) A hatékony feszültség ($\bar{\sigma} \approx \sigma$); ezzel együtt a nyírószilárdság is megnövekszik. A minta összenyomódása (tömörebb szerkezete) a talaj fizikai tulajdonságait szintén kedvezően befolyásolja.

Végül a telített mintára víz terhelést adunk rá, ahol a vízoszlop magassága z . Azt tapasztaljuk, hogy a piezométer csőben a víz az edényben levő szintre emelkedik fel. A talajminta nem nyomódik össze, a vízszint állandó marad. Az x-x síkban a semleges feszültség értéke

$$u = u_0 + \Delta u = (z_0 + z_v) \cdot \gamma_v + 0$$

A képlet szerint a semleges feszültség egyenlő lesz a víz teljes hidrosztatikai nyomásával, a pórusvíznyomás pedig zérus. A víz terhelése tehát nem adódik át a szemcsevázra, a hatékony feszültség nem növekszik meg. A jelenséget a 21.b ábra szemlélteti. A talaj korábbi tulajdonságai (nyírószilárdsága, összenyomhatósága stb.) lényegében nem változnak meg.



21. ábra: Hatékony és semleges feszültségek működése

6.3 Függőleges feszültség talajokban

6.3.1 Földtömeg-egyensúly általános feltétele

A talajfizikai ismeretek tárgyalása bizonyítja, hogy különböző talajok leírásához igen sok jellemzőre van szükség. A bonyolult természeti folyamatok elméleti, matematikai, mechanikai alapon csakis egyszerűsítő feltevések alapján tárgyalhatók.

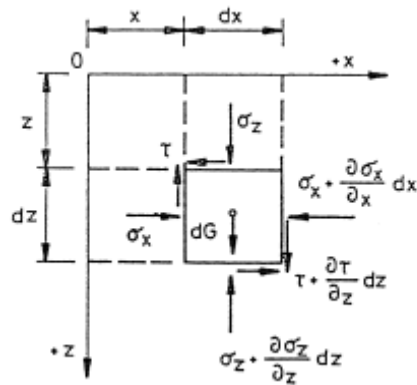
Ha a talaj részben vagy egészben telített, az alkotórészek kivétel nélkül nyugalomban vannak, akkor az egyensúlyi és alakváltozási kérdések közelítően a szilárd testek mechanikájában alkalmazott módszerekkel tárgyalhatók.

A 17. ábrán vázolt végtelen féltér nyugalomban van, a feszültségek a talajtömeg minden egyes pontjában kielégítik az egyensúly feltételeit.

A földtömeg térbeli kiterjedése folytán az egyensúly három vetületi és három nyomatéki egyenlettel fejezhető ki (az ismeretlen feszültségi komponensek száma 6). A kérdés lényegesen egyszerűsödik, ha a vizsgált tömeg egyik irányban végtelen hosszú és erre merőleges bármely metszetben a terhelések azonosak. Ebben az esetben hosszirányban az alakváltozás zérus, ún. síkalakváltozási esettel van dolgunk (az ismeretlen feszültségi komponensek száma 3).

A legtöbb gyakorlati esetben jogosult a sík alakváltozás feltétele (pl. támfalak, töltések, sávlapok, alagutak stb.). Tételizzük fel, hogy a végtelen féltér egy ρ sűrűségű anyag tölti ki (térfogatsúlya $\gamma = \rho \cdot g$). Vizsgáljuk meg az anyag egy elemi négyszögének a

síkbeli feszültségállapotát (ld. 22. ábrát).



22. ábra: Az elemi hasáb egyensúlya

Az anyagi összefüggés kényszererőit az elem felületén működő normális és nyírófeszültségekkel helyettesítjük és figyelembe vesszük az elem súlyerejét. Az oldallapokon működő nyírófeszültségek páronként egyenlők ($\tau_{xz} = \tau_{zx} = \tau$), nyomatékuk zérus. Végeredményben a végtelen féltérben levő elemi test egyensúlya két vetületi egyensúlyi egyenlettel kifejezhető.

A 22. ábra elemi négyszögére ható erők egyensúlyát rendezés és összevonás után az ún. Cauchy-féle differenciál egyenlet írja le.

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial z} + \frac{\partial \tau}{\partial x} = \gamma$$

Az egyenletek a földtömeg minden egyes pontjára fenn kell állniuk, és ki kell elégíteniük a kerületi feltételeket.

6.3.2 Függőleges feszültség önsúly és terhelés hatására

Alkalmazzuk a fenti egyenletrendszer a vízszintes síkkal határolt, súlyos közeggel (γ) kitöltött, végtelen kiterjedésű, terheletlen térszín esetére (ld. 23.a ábrát). Nyilvánvalóan síkbeli alakváltozási állapottal van dolgunk, mivel bármely függőleges sík szimmetria sík. Minthogy vízszintes irányban a végtelen kiterjedés miatt a feszültségállapotban változás nincs, ezért az x szerinti differenciálhányadosok zérussal egyenlők, és így

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = \gamma$$

Az integrálást elvégezve a függőleges feszültség:

$$\sigma_z = z \cdot \gamma + c$$

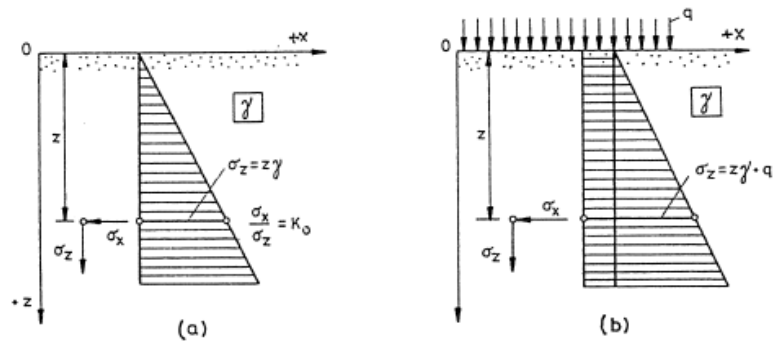
A kerületi feltétel a felszín terheletlen voltából következik:

$$\text{ha } z = 0, \text{ akkor } \sigma_z = 0$$

tehát terheletlen súlyos közegben a teljes függőleges feszültség

$$\sigma_z = z \cdot \gamma$$

Ennek a változását a 23.a ábra szemlélteti.



23. ábra: Függőleges feszültség a végtelen féltérben

Ha a végtelen féltérre q intenzitású egyenletesen megoszló erő terheli, akkor:

$$\sigma_z = z \cdot \gamma + c$$

ha a kerületi feltételek szerint:

$$z = 0, \text{ akkor } \sigma_z = q$$

tehát

$$\sigma_z = z \cdot \gamma + q$$

Ennek a változását a 23.b ábra szemlélteti. Az itt bemutatott, egyenletesen megoszló felszíni tehertől eltérő eseteket az Alapozás c. tárgy ismerteti.

A $(\sigma_x, \sigma_z, \tau)$ feszültségek egyensúlyát kifejező egyenlet, önmagában nem ad lehetőséget a σ_x feszültség meghatározására. Ehhez a mechanikából ismert feszültség és alakváltozás összefüggések alkalmazására van szükség.

6.3.3 Teljes, semleges és hatékony függőleges feszültség a talajokban

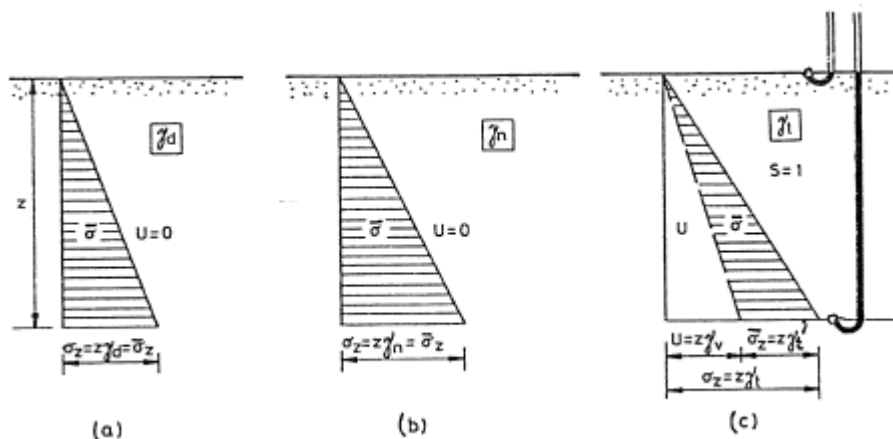
A 6.3.1 és 6.3.2 fejezet a függőleges feszültséget egy $\gamma = \rho \cdot g$ térfogatsúlyú, folytonos közegre vezette le.

A talaj diszperz rendszer, az alkotórészek előfordulása szerint a korábban értelmezett térfogatsűrűséggel összhangban a következő térfogatsúlyokat kell értelmezni:

- száraz térfogatsúly: $\gamma_d = \rho_d \cdot g$
- nedves térfogatsúly: $\gamma_n = \rho_n \cdot g$
- telített térfogatsúly: $\gamma_t = \rho_t \cdot g$

A talaj térfogatsúlya alatt az egységnyi térfogatú ρ_d, ρ_n illetve ρ_t sűrűségű tömegre ható súlyerőt értjük, dimenziója kN/m^3 .

Ha a végtelen féltérre száraz, nedves illetve telített homok tölténé ki, akkor a teljes hatékony és semleges feszültség a 24. ábra szerint változna.



24. ábra: Hatékony és semleges feszültség a talajokban

Száraz és nedves homokban, a semleges feszültség $u = 0$, ezért $\sigma_z = \bar{\sigma}_z$, ahol σ_z a fenti képletek szerint számított teljes függőleges feszültség, $\bar{\sigma}_z$ pedig a hatékony függőleges feszültség.

Ha a végtelen félteret telített homok tölti ki, akkor (z) mélységben a teljes feszültség:

$$\sigma_z = z \cdot \gamma_t$$

a semleges feszültség:

$$u = z \cdot \gamma_v$$

és a hatékony feszültség:

$$\bar{\sigma}_z = \sigma_z - u = z \cdot \gamma_t - z \cdot \gamma_v = z \cdot (\gamma_t - \gamma_v) = z \cdot \gamma_t'$$

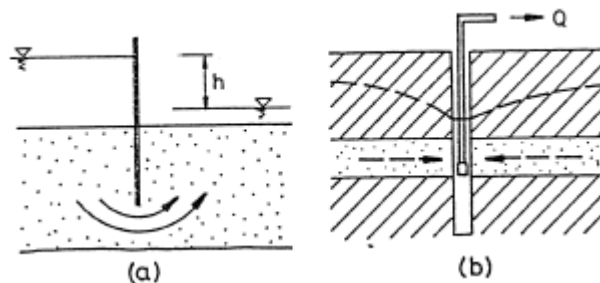
ahol γ_t' a talaj hatékony térfogatsúlyának tekinthető. Meg kell jegyezni, hogy a képlet lényegében Arkhimédész törvényét foglalja magában.

7. Gravitációs vízmozgás

7.1 Talajok vízáteresztőképessége, Darcy-törvény

Nagyon sok műszaki probléma megoldásában játszik fontos szerepet az a körülmény, hogy a víz könnyen vagy nehezen tud-e mozogni - szivárogni - a pórusokban. A talajnak ezt a tulajdonságát vízáteresztőképességnek nevezzük, ami egyike a legfontosabb talaj jellemzőknek.

E fejezetben a vízmozgásnak azzal az alapesetével foglalkozunk, amikor azt egyetlen erő, a gravitációs erő hozza létre. A víz felületi feszültsége és a szemcsék felszínén fellépő erők hatása elhanyagolható. Feltételezzük, hogy a talaj vízzel teljesen telített ($S_r = 1$), a szilárd szemcsék vízmozgás hatására nem mozdulnak el, hanem szilárd vázszerkezetet alkotnak. Ilyen jellegű vízmozgást számos körülmény létrehozhat. Két tipikus példát a 25. ábra szemléltet.



25. ábra: Vízmozgás talajokban

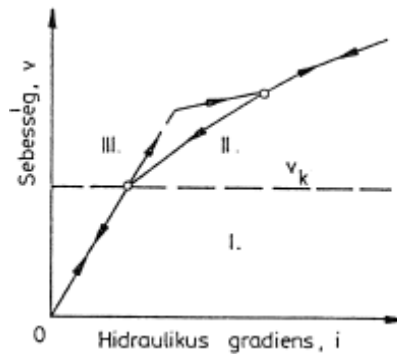
A talajban a különböző alakú és nagyságú szemcsék között a pórusok egy teljesen rendszertelen hálózatot (változó átmérőjű, érdességű, zeg-zugos csőrendszert) alkotnak.

Ezért a talajban lejátszódó folyamatok tárgyalása előtt vizsgáljuk meg egy d átmérőjű, állandó keresztmetszetű, egyenes csőben áramló víz törvényszerűségeit.

A fizikából ismert, hogy ez a mozgás kétféle lehet:

- Lamináris mozgás, ahol a részecskék pályája meghatározott és egyik sem metszi a másik útját.
- Turbulens mozgás, ahol a részecskék pályái szabálytalanok, egymást keresztezik.

Az alapvető törvényt, amely eldönti, hogy mely esettel van dolgunk, Reynolds határozta meg (ld. 26. ábrát). A kísérletei alapján megállapítható, hogy a sebesség és a gradiens - egységnyi hosszra eső nyomásvesztés - között különböző törvényszerűséget követő szakaszok határolhatók el. A sebesség növelésétől, illetve csökkentésétől függően három szakasz adható meg (ld. I., II., III.).

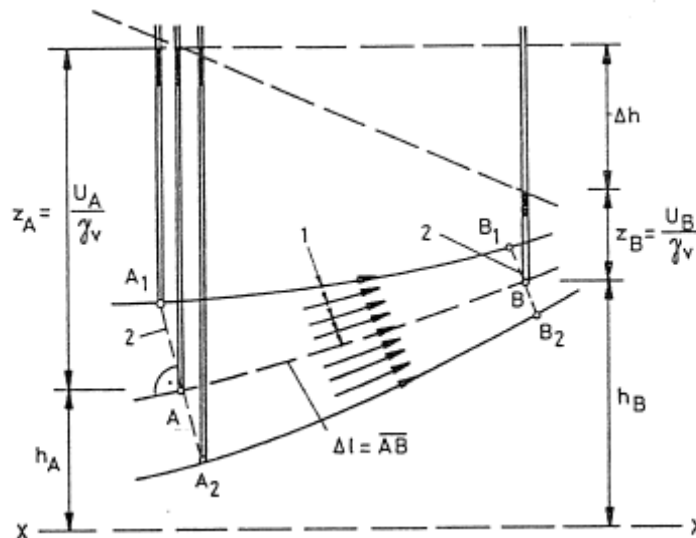


26. ábra: A vízmozgás módja; I. lamináris mozgás; II-III. átmeneti, illetve tiszta turbulens mozgás

A vízmozgás lamináris és turbulens szakaszát a kritikus sebesség (v_k) határolja el. Amennyiben a vízmozgás sebessége ennél kisebb, a vízmozgás lamináris. Reynolds kimutatta, hogy

$$\frac{v_k \cdot d \cdot \rho_v}{\eta} = \text{konstans}$$

A képlet felhasználásával igazolható, hogy a talajban fellépő vízmozgás sebessége - még durvaszemcsés talajokban is - jóval alatta marad a kritikus értéknek. Ezért a szivárgási kérdések elemzésében mindig lamináris vízmozgást tételezünk fel.



27. ábra: Szivárgási alapfogalmak

A hidraulikus gradiens az egységnyi hosszra jutó potenciál különbséget (vagy potenciálesést) jelenti

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} \rightarrow \text{grad}(-h)$$

Az egyenletben az „i” vektor a potenciál felület legnagyobb esésének az irányát és nagyságát határozza meg.

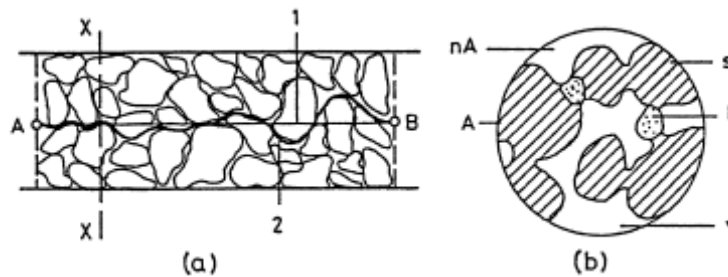
Az A és B pontok között (ld. 27. ábra) a Δh potenciál különbség hatására a szivárgó víz $\Delta h \cdot \gamma_v$ energiája viszkozus súrlódás révén emésztődik fel és a szilárd vázszerkezetre adódik át. Ezért, energia alapon, definiálhatjuk az egységnyi térfogatra jutó áramlási erőt:

$$i_p = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot \gamma_v = i \cdot \gamma_v$$

ahol az i_p dimenziója kN/m^3 .

A szivárgási kérdések leírásához a vízmozgás sebességét úgy definiáljuk, mint az

áramvonalakra merőleges egységnyi keresztmetszeten az időegység alatt átfolyt vízmennyiséget. Ennek a dimenziója m/sec.



28. ábra: A szivárgó víz útja

A vizsgált talajban - izotróp, porózus anyagban - valamely síkmetszetben a hézagok és a szilárd részek által elfoglalt terület aránya statisztikailag a hézagtérfogattal egyenlő (ld. 28.a ábra x-x metszetét). A 28.b ábrán a teljes keresztmetszetet, $n \cdot A$ pedig a szabad hézagok keresztmetszetét jelöli. (Ha a mintába levegőbuborékok záródnak be, azok az átfolyási keresztmetszet szempontjából pontosan úgy viselkednek, mintha szilárd szemcsék lennének.)

A talaj porózus tulajdonsága miatt két sebességet értelmezünk:

- v – a teljes A keresztmetszetre vonatkozó sebességet (a Darcy-törvényben szereplő sebességet);
- $v_s = \frac{v}{n}$ – a hézagokban mozgó víz sebességét (vagy szivárgási sebességet).

Mind a két sebesség (v , v_s) nagyobb talajtömegre - átfolyási keresztmetszetre - értendő és a feszültség fogalmához hasonlóan statisztikai átlagként számítható. Ha a víz finom, vízzel teljesen telített homokon, vagy más finomszemcséjű talajon áramlik keresztül, anélkül, hogy a talaj szerkezetét megbontaná, a sebesség jó közelítéssel kifejezhető a következő egyenlettel:

$$v = \frac{K}{\eta} \cdot i_p = \frac{K \cdot \gamma_v}{\eta} \cdot i$$

ahol „ K ” a talajra jellemző empirikus állandó, értéke független a folyadék térfogatsúlyától (γ_v) és viszkozitásától (η).

A mérnöki gyakorlatban a legtöbbször állandó hőmérsékletű talajvíz áramlási kérdéseivel foglalkozunk, így γ_v gyakorlatilag állandónak tekinthető, ezért a

$$\frac{K \cdot \gamma_v}{\eta} = k$$

mennyiséget is állandóként szokás bevezetni. Így a fenti egyenlet ezek után felírható, hogy:

$$v = k \cdot i$$

ahol k arányossági tényezőt a vízáteresztőképesség együttthatójának szokás nevezni. Dimenziója m/sec. A képletet pedig Darcy-törvénynek nevezzük.

A Darcy-féle törvény szerint a sebesség a nehézségi erővel egyenletesen, a súrlódási ellenállással fordítottan arányos. (Elhanyagoljuk a tehetetlenségből származó ellenállásokat.) Ezért a törvény érvényességét sok kutató vitatja. A tapasztalatok szerint a törvény érvényességének van egy felső és egy alsó határa.

Az áteresztőképességi együtttható számszerű meghatározására három lehetőség van:

- laboratóriumi vizsgálatok;
- helyszíni vizsgálatok;
- elméleti – tapasztalati képletek.

7.2 Vízáteresztőképesség meghatározása

7.2.1 Laboratóriumi vizsgálatok

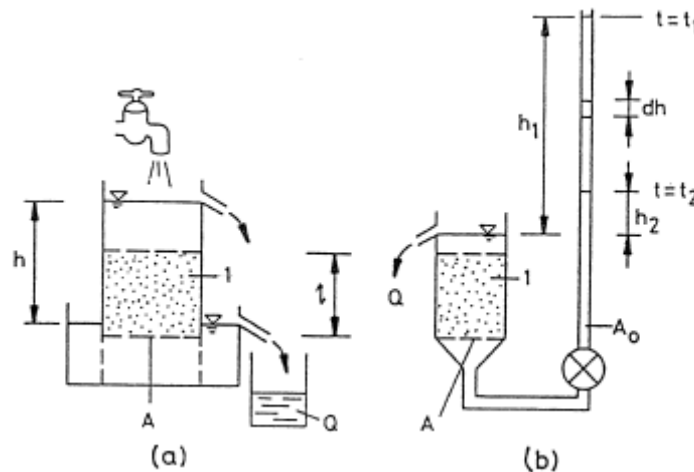
Az áteresztőképességi együttható meghatározására a következő módszerek alkalmasak:

- permeabiméterek:
 - állandó víznyomás és
 - változó víznyomás alkalmazásával;
- kapilláris kísérlet;
- kompressziós kísérlet.

A talaj áteresztőképességi együtthatójának a meghatározásához természetes állapotú zavartalan mintát kell venni, mivel az a szerkezettől és a tömörségtől is függ.

(a) Állandó víznyomásos kísérlet

Az állandó víznyomással működő készüléket kizárólag nagy áteresztőképességű talajok vizsgálatára alkalmazzuk. A készüléket a 29.a ábra mutatja. A zavartalan mintát egy fémhengerbe helyezük, amelynek az alsó síkje egy durva szitaszöveten áll. A mintát tartó fémhengert vízzel telt edénybe állítjuk. Az alsó és felső edényben a vízszint állandóságát folyamatos vízutánpótlás mellett túlfolyókkal biztosítjuk.



29. ábra: Áteresztőképesség vizsgálata

A kísérlet a Darcy-törvényen alapul. Egy (h) konstans víznyomás mellett megmérjük az (A) keresztmetszetű mintán (t) idő alatt átfolyó (Q) vízmennyiséget. A mérési adatokból a Darcy-törvény felhasználásával felírható, hogy

$$Q = A \cdot v \cdot t = A \cdot k \cdot i \cdot t = A \cdot k \cdot \frac{h}{l} \cdot t$$

ahonnan az áteresztőképességi együttható

$$k = \frac{Q \cdot l}{A \cdot t \cdot h}$$

(b) Változó víznyomásos kísérlet

Kis áteresztőképességű talajokban változó víznyomásos készüléket használunk (ld. 29.b ábrát). Ezt a módszert akkor alkalmazzuk, ha az átfolyó vízmennyiség kevés, és még a párolgás is megzavarhatja a mérést. Ilyen esetben az átfolyó vízmennyiséggel arányos nyomásváltozást mérjük meg.

A vizsgálatra előkészített mintát és a hozzá csatlakozó A_0 állandó keresztmetszetű beosztással és csappal ellátott üvegcsövet a 29.b ábra szemlélteti. Ha a vázolt berendezést vízzel feltöltjük, a csapot megnyitjuk, akkor megindul a vízszivárgás. A vázolt készülékben a víz a mintán alulról fölfelé áramlik és az állandó szintet a minta fölötti túlfolyó biztosítja. A

vízszivárgás megindulása után az (A_0) keresztmetszetű csőben a vízszint és ezzel együtt a nyomása fokozatosan csökken. A csőből eltávozó víz azonban az (l) hosszúságú (A) keresztmetszetű mintán szivárog át. Az (A_0) keresztmetszetű csőben (t_1) időpontban (h_1) és (t_2) időpontban (h_2) nyomást mérhetünk. Egy tetszőleges közbenső (t) időhöz tartozó (h) nyomásmagasság (dt) idő alatt (dh) értékkel változik meg. A nyomásváltozás sebessége ($-dh/dt$) és az (A_0) keresztmetszetű csőből kifolyt vízmennyiség:

$$dQ = -A_0 \cdot \frac{dh}{dt}$$

Az összefüggésben a negatív előjel azt jelenti, hogy időben a nyomás csökken. Ugyanezen idő alatt a talajmintán átfolyt vízmennyiség a Darcy-törvény alapján:

$$dQ = A \cdot k \cdot \frac{h}{l}$$

A fenti két képletből felírható, hogy

$$-A_0 \cdot \frac{dh}{dt} = k \cdot \frac{h}{l} \cdot A$$

ebből a változókat szétválasztva felírható, hogy:

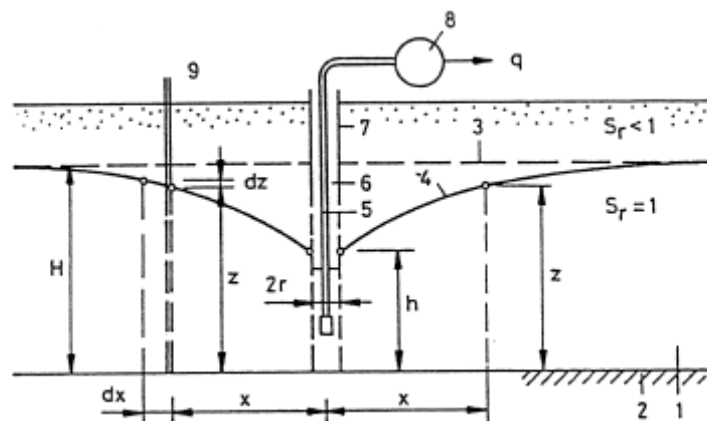
$$-A_0 \cdot \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h} = k \cdot \frac{A}{l} \cdot \int_{t_1}^{t_2} dt$$

és innen az integrálás elvégzése és a határok behelyettesítése után az áteresztőképességi együttható kifejezhető:

$$k = \frac{A_0 \cdot l}{A} \cdot \frac{1}{t_2 - t_1} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2}$$

7.2.2 Helyszíni vizsgálatok

A vízáteresztőképességi együttható értéke igen érzékenyen reagál a talaj állapotában, vagy szerkezetében levő heterogenitásokra. Így pl. az egyébként vízzáró agyagnak is nagy lehet az áteresztőképessége, ha a talajt durvább szemcséjű rétegek, homokerek szövik át, ha a talajnak repedezett a szerkezete, vagy ha az elhalt növényi gyökerekkel átszőtt, likacsos. Emiatt a laboratóriumi vizsgálatok csak egy talajminta áteresztőképességét mérhetik. Az eredeti, vastagabb réteg áteresztőképessége az említett körülmények miatt a laboratóriumi vizsgálatról jelentősen eltérhet. További hibalehetőség, hogy a kiemelt talajminta sohasem tökéletesen zavartalan. A szemcsés talajból, talajvíz szintje alatt pedig nem, vagy csak igen körülményesen tudunk mintát venni. A tényleges viszonyokról megbízható eredményeket a helyszíni vizsgálatok adnak. A helyszíni vizsgálatoknak is számos megoldása ismert (ld. Kezdi: 1976). Ezeknek az egyik legismertebb és legjobban bevált módszere a próbaszivattyúzás. A próbaszivattyúzás vázlatát a 30. ábra mutatja.



30. ábra: Próbaszivattyúzás

Vizsgáljuk meg, hogy milyen változás következik be a talajvízben akkor, ha a szűrőkútból állandó (q) mennyiségű vizet szivattyúzunk el. A vizsgálatot a következő feltevésekkel végezzük el:

- a talajvíz vízszintes irányban végtelen kiterjedésű;
- a vízvezető réteg homogén, állandó vastagságú, vízszintes;
- a szűrőkút az alsó vízszintes vízáró rétegeig nyúlik ún. teljes kút, a béléscső a talajvíz teljes mélységében perforált;
- nyugvó talajvízről van szó, nincs hozzá folyás és más elszívás; a szivattyúzott víz a végtelen kiterjedés folytán pótlódik.

Ha a szivattyúzást megindítjuk, a vízszint idővel lesüllyed és a 30. ábrán vázolt depressziós felület alakul ki. Ha feltételezzük, hogy igaz a Darcy-törvény, akkor az (x) sugarú (z) magasságú hengerpalást felületén az időegység alatt átfolyó vízmennyiség:

$$q = v \cdot A = k \cdot i \cdot 2 \cdot \pi \cdot x \cdot z$$

Ez a vízmennyiség azonos az (r) sugarú (h) magasságú kútpaláston beszivárgó-, és az elszivattyúzott vízmennyiséggel.

Az (i) hidraulikus gradiens most pontról pontra változik és a depressziós görbe differenciálhányadosaként adódik:

$$i = \frac{dz}{dx}$$

és így

$$q = 2 \cdot \pi \cdot x \cdot z \cdot k \cdot \frac{dz}{dx}$$

A változókat szétválasztva és integrálva:

$$z^2 = \frac{q}{\pi \cdot k} \cdot \ln x + C$$

ahol „C” állandó a következő kerületi feltételekből határozható meg:
ha $x = r$, akkor $z = h$, vagyis

$$c = h^2 - \frac{q}{\pi \cdot k} \cdot \ln r$$

Az egyenleteket rendezve:

$$k = \frac{q}{\pi} \cdot \frac{\ln \frac{x}{r}}{z^2 - h^2}$$

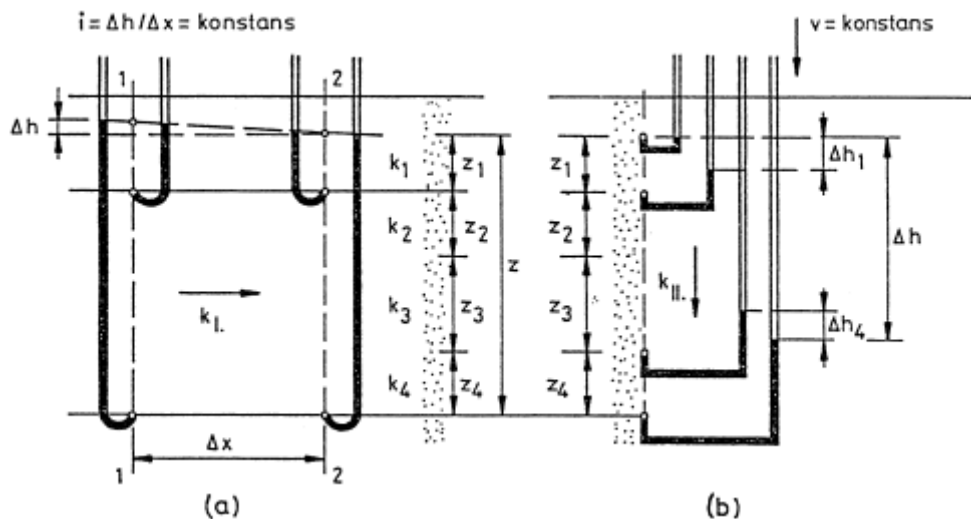
7.3 Vízáteresztőképességet befolyásoló tényezők

A talaj áteresztőképessége nagyon sok tényezőtől függ:

- a szemcse átmérőjétől (d_m , d_e)
- a pórusokban mozgó folyadék sűrűségétől (ρ_v), viszkozitásától (η), hőmérsékletétől (T);
- a talaj tömörségétől (e);
- szemcsék alakjától, elrendeződésétől és felületi tulajdonságaitól;
- a pórusvízben levő oldatlan gáz mennyiségétől, a telítettségétől;
- a talaj szerkezetétől, a lekötött kationoktól, a szemcsék adszorpciós-komplexumától.

7.4 Rétegzett talajok vízáteresztőképessége

Az építmények altalaja rendszerint különböző rétegekből áll. Ilyenkor szükség lehet az áteresztőképességi együttható átlagértékeinek a meghatározására. A számítást a rétegekkel párhuzamosan és arra merőleges vízáramlás esetén kell elvégezni.



31. ábra: Rétegzett talaj átteresztőképessége

A vizsgált talajrétegződést ($z_1, z_2 \dots z_4$) és az átteresztőképesség! együttható értékeit ($k_1, k_2 \dots k_4$) a 31. ábra mutatja. A rétegekkel párhuzamos áramlásnál a hidraulikus gradiens konstans. Tehát az egyes rétegek által szállított vízmennyiség egyenlő a teljes (z) vastagságban, az átlagos (k_I) értékkel számított, egyenletes sebességgel átfolyó víz mennyiségével. E feltétel alapján felírható, hogy

$$i = k_1 \cdot z_1 + k_2 \cdot z_2 + \dots + k_n \cdot z_n = i \cdot k_I \cdot z$$

ahonnan egyszerűsítés és rendezés után az átlagos átteresztőképességi együttható:

$$k_I = \frac{1}{z} \cdot \sum_{i=1}^n k_i \cdot z_i$$

Ha az áramlás a rétegekre merőleges, akkor az áramlás folytonossága következtében a (v) sebesség minden rétegben azonos, vagyis a hidraulikus gradiensnek kell változnia. Az egyes rétegek gradiense legyen i_1, i_2, \dots, i_n ; a nyomásesése ($\Delta h_1, \Delta h_2, \dots, \Delta h_4$) és a teljes nyomásesés (Δh).

Az ismertett feltételek alapján a sebesség:

$$v = \frac{\Delta h}{z} \cdot k_{II} = k_1 \cdot i_1 = k_2 \cdot i_2 = \dots = k_n \cdot i_n$$

a nyomásveszteség rétegenként:

$$\Delta h_1 = \frac{v \cdot z_1}{k_1}, \Delta h_2 = \frac{v \cdot z_2}{k_2}, \dots, \Delta h_n = \frac{v \cdot z_n}{k_n}$$

és a teljes nyomásveszteség:

$$\Delta h = v \cdot \left(\frac{z_1}{k_1} + \frac{z_2}{k_2} + \dots + \frac{z_n}{k_n} \right)$$

A fenti egyenletek alapján:

$$k_{II} = \frac{z}{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{k_i}}$$

7.5 Szivárgás jelenségek vizsgálata

7.5.1 Potenciáláramlás törvénye

A geotechnika többi területéhez hasonlóan, a szivárgási kérdések elméleti tárgyalásánál is feltételezésekkel élünk (pl. homogén, izotróp, élesen elhatárolt rétegek,

tökéletesen vízzáró, teljesen telített stb.).

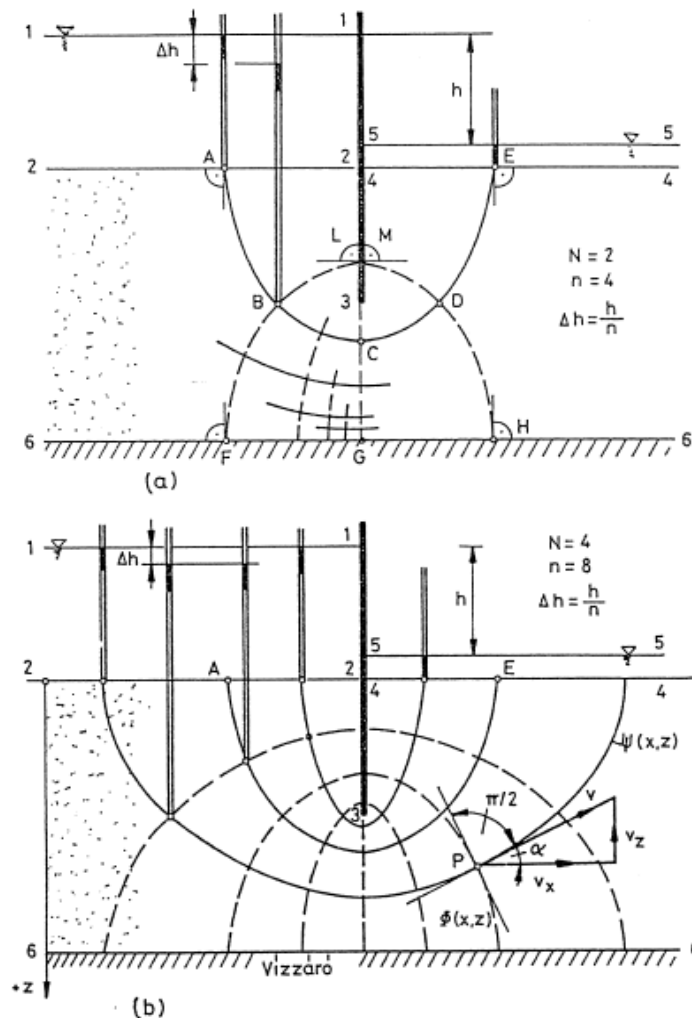
A vízáramlási kérdések elemzésében már egy-két vékony durvaszemcsés vagy éppen finomszemcsés réteg jelenléte is meghatározó lehet. E rétegek a hagyományos fúrás - feltárás - módszerekkel sokszor nem is deríthetők fel. Ez az oka annak, hogy az áramlási kérdések megoldása és a tényleges állapot között jelentős eltérés lehet. Ha az eltérésekre hivatkozva a kérdés elméleti vizsgálatával nem foglalkoznánk, akkor teljesen a véletlenre bízánk magunkat. A vízáramlási kérdésekben az állékonysági és stabilitási kérdésekhez hasonlóan, különös figyelemmel kell lenni a szélsőértékekre, mert szerepük döntő lehet.

A 7.1 fejezetben a szivárgási kérdésekkel kapcsolatos alapfogalmak magyarázatára a 25.a és 27. ábra vázlatát használtuk fel. A továbbiakban a szivárgási hálózat, illetve potenciális áramlás törvényszerűségeit elemezzük.

A gyakorlati esetek többségében az áramlás háromdimenziós. Ha az áramkép egy tengelyre radiálisan szimmetrikus, vagy ha vízszintesen egyik irányban végtelen kiterjedésű a szivárgás, és a hálózat egymással párhuzamos síkokban teljesen azonos, akkor síkbeli, kétdimenziós áramlással van dolgunk (pl. vízkivétel kútból, szádfal alatti szivárgás, töltés alatti szivárgás).

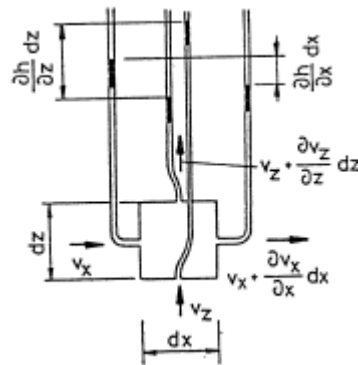
Itt a síkbeli potenciál áramlás esetét elemezzük és feltételezzük, hogy az áramlás permanens. Ez azt jelenti, hogy egy adott felületelem, egy adott időegység alatt áthaladó vízmennyiség változatlan. Feltételezzük továbbá, hogy az áteresztőképességi együttható konstans, a talaj teljesen telített a szilárd vázszerkezet pedig mozdulatlan.

A vizsgált esetet, a szádfal alatti szivárgást, a 32. ábra szemlélteti. A szádfal alatti vízmozgást a (h) potenciál különbség hozza létre.



32. ábra: Áramkép szerkesztése

A továbbiakban elemezzük az ismert definíciók szerint felvázolt szivárgási jelenséget, áramképet. Emeljük ki a 32.b ábra (P) pontjának a környezetéből egy elemi d_x , d_z , d_y élhosszúságú talaj-prizmát és vizsgáljuk meg a víz áramlását (ld. 33. ábra).



33. ábra: Az elemi prizma beszivárgó és eltávozó vízmennyiség

Jelöljük az áramlási sebességet (x) irányú vízszintes összetevőjét v_x -szel, a hidraulikus gradiens értékét ugyanezen irányban i_x -szel; ezzel analóg módon (z) irányban v_z -vel és i_z -vel.

Az (i_x) és (i_z) definíció szerint a következő összefüggésekből kapható:

$$i_x = \frac{\partial h}{\partial x}, \quad i_z = \frac{\partial h}{\partial z}$$

A vizsgált kétdimenziós áramlás esetén az elemi prizma az egységnyi idő alatt beáramló vízmennyiség:

$$dQ = v_x dz dy + v_z dx dy$$

és a kiáramló vízmennyiség:

$$dQ' = v_x dz dy + \frac{\partial v_x}{\partial x} dx dz dy + \frac{\partial v_z}{\partial z} dz dx dy$$

Ha a vizet összenyomhatatlannak tételezzük fel, és a rendszer telített, akkor a prizmaiban levő vízmennyiség változatlan. Tehát a prizmaiba beáramló (dQ) és eltávozó (dQ') vízmennyiség azonos. Az egyenletekből az egyszerűsítés után felírható, hogy

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0$$

Az egyenlet az áramlás folytonosságának a feltételét fejezi ki. Felhasználva a Darcy-törvényt:

$$v_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$v_z = -k \frac{\partial h}{\partial z}$$

A képletben a negatív előjel a gradiens csökkenésének a folyamatát fejezi ki.

A két egyenletet egymásba behelyettesítve:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Az egyenletet az áramlás Laplace-féle egyenletének nevezzük. A törvény azt jelenti, hogy térfogatállandóság esetén a gradiensnek az (x) irányban bekövetkezett változását a (z) irányban fellépő ellenkező előjelű gradiensváltozásnak kell ellensúlyoznia. Ha bevezetjük az áramlás potenciálját, a ($\phi = kh$) függvényt, akkor a differenciál egyenlet így írható:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \nabla^2 \phi = 0$$

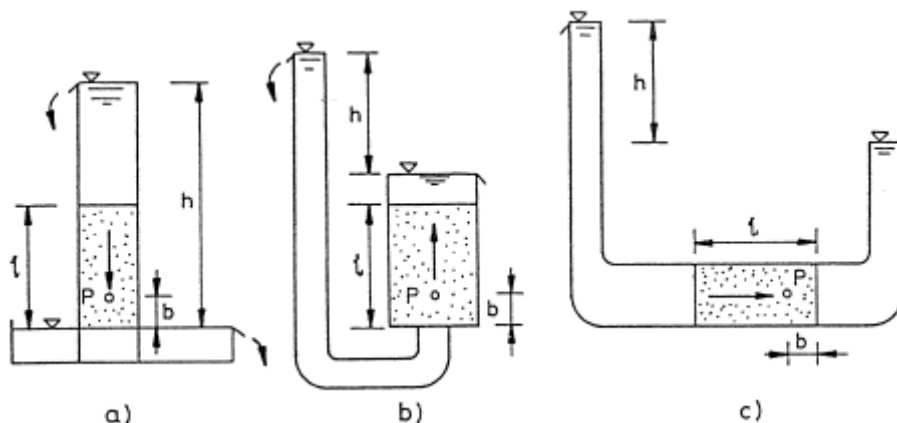
A fenti egyenlet a potenciálméletből jól ismert. Egy adott talajvízáramlási feladat megoldása a fenti egyenlet megoldását kívánja meg. Azok a függvények, melyek az egyenletnek eleget tesznek, harmonikus függvények. Megoldásai két egymást derékszög alatt metsző görbesereggel ábrázolhatók ($\phi(x, z), \psi(x, z)$). Az egyik sereg az áramlási, a másik az ekvipotenciális vonalakat adja. Valamely (P) pontban a sebesség, illetve gradiens változás irányát az áramvonal adott pontjához tartozó érintője határozza meg (ld. 32. ábrát). Az áramkép ismeretében a talajtömegben fellépő feszültségek, tömegezők, átfolyó vízmennyiség meghatározhatók. Adott esetben az a megoldás ad helyes eredményt, amely a hidraulikai kerületi feltételeket is kielégíti.

A megoldás módja többféle lehet. Ha a kerületi feltételek egyszerűek (pl. 32. ábra esete), akkor az elméleti egzakt megoldás is jól alkalmazható. Bonyolultabb esetben közelítő módszereket, nagyon bonyolult kerületi feltételek esetén közelítő grafikus eljárást alkalmazhatunk, vagy modellkísérleteket végezhetünk.

8.6 Semleges feszültség és tömegező változása vízmozgás hatására

8.6.1 Lineáris vízmozgás, semleges feszültség, tömegező

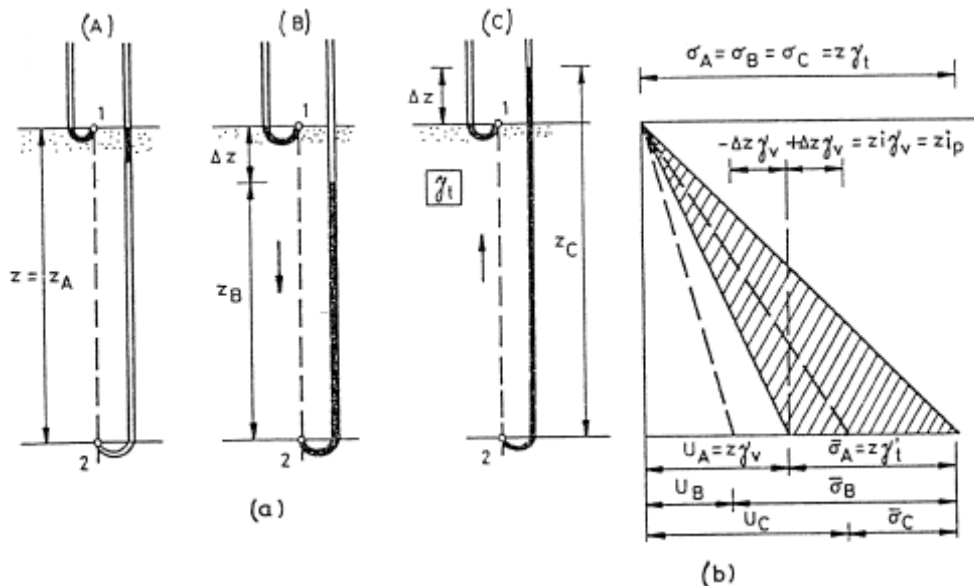
A lineáris vízmozgás speciális eseteit a 34. ábra szemlélteti.



34. ábra: A lineáris vízmozgás három alapesete

Először a függőlegesen lefelé és fölfelé irányuló szivárgást vizsgáljuk meg (34.a - 34.b ábra). A vizsgált telített homokréteget, az 1-2 függőleges metszetben a piezométerek vízszintjét három lehetséges esetben a 35.a ábra mutatja:

- mozgás nincs (A);
- függőleges irányú mozgás lefelé (B);
- függőleges irányú mozgás fölfelé (C).



35. ábra: Hatékony és semleges feszültség változása vízmozgás hatására

Elemezzük a függőleges feszültség változását. A 6.3.3 fejezet a nyugalmi esetet már tárgyalta, a feszültségek ($\sigma_A = \bar{\sigma}_A + u_A$) változását a 35.b ábra folytonos vonalai mutatják. A hatékony feszültség részt sraffozással emeltük ki.

Vizsgáljuk meg a lefelé irányuló vízmozgást és írjuk fel a feszültségeket:

$$\begin{aligned}\sigma_B &= \sigma_A = z \cdot \gamma_t' \\ u_B &= z_B \cdot \gamma_v = (z - \Delta z) \cdot \gamma_v \\ \bar{\sigma}_B &= \sigma_B - u_B = z \cdot \gamma_t' + \Delta z \cdot \gamma_v \\ \bar{\sigma}_B &= z \cdot (\gamma_t' + i \cdot \gamma_v)\end{aligned}$$

illetve

$$\bar{\sigma}_B = z \cdot (\gamma_t' + i_p) = z \cdot \bar{\gamma}$$

ahol

$$\bar{\gamma} = \gamma_t' + i \cdot \gamma_v = \gamma_t' + i_p$$

a hatékony térfogatsúly fogalmát jelöli.

Írjuk fel ezután a felfelé irányuló vízmozgás okozta feszültségváltozást:

$$\begin{aligned}\sigma_C &= \sigma_A = z \cdot \gamma_t' \\ u_C &= z_C \cdot \gamma_v = (z + \Delta z) \cdot \gamma_v \\ \bar{\sigma}_C &= \sigma_C - u_C = z \cdot \gamma_t' - \Delta z \cdot \gamma_v = z \cdot (\gamma_t' - i \cdot \gamma_v)\end{aligned}$$

illetve

$$\bar{\sigma}_C = z \cdot (\gamma_t' - i_p) = z \cdot \bar{\gamma}$$

ahol:

$$\bar{\gamma} = \gamma_t' - i \cdot \gamma_v = \gamma_t' - i_p$$

a hatékony térfogatsúly fogalmát jelöli.

A hatékony térfogatsúly teljesen általánosan az egységnyi térfogatban levő anyagra ható gravitációs erőnek, a felhajtóerőnek, és az áramlásból származó erőnek (i_p) az eredője. A hatékony térfogatsúly gyakorlati eseteit és a számítását a 8. táblázat foglalja össze.

Hatékony térfogatsúly

Sorsz.	Talaj	hatékony térfogatsúly: $\bar{\gamma}$ (kN/m ³)
1.	száraz (kétfázisú)	$\gamma'_d = (s \rho_s) g$
2.	nedves (háromfázisú)	$\gamma'_n = (s \cdot \rho_s + v \rho_v) g$
3.	telített (kétfázisú) vízáramlás nincs	$\gamma'_t = \gamma_t - \gamma_v = [s(\rho_s - \rho_v)] g$
4.	telített vízáramlás lefelé	$\bar{\gamma} = \gamma'_t + i \gamma_v = \gamma'_t + i_p$
5.	telített vízáramlás fölfelé	$\bar{\gamma} = \gamma'_t - i \gamma_v = \gamma'_t - i_p$

8. táblázat

A hatékony térfogatsúly alapján egy tetszőleges (z) vastagságú rétegben a hatékony függőleges feszültség

$$\bar{\sigma} = \bar{\gamma} \cdot z$$

A talajtömeg egy tetszőleges V térfogatára ható eredő tömegerő

$$F = V \cdot \bar{\gamma}$$

A képletekben szereplő hatékony térfogatsúlyt a 8. táblázat alapján kell meghatározni. A tömegerő meghatározása itt azért egyszerű, mert a gravitációs erő, a felhajtó erő és az áramlásból származó tömegerő hatásvonala azonos.

A 34.c ábrán vázolt vízszintes irányú áramlás esetén a függőleges hatékony feszültség:

$$\bar{\sigma} = \bar{\gamma} \cdot z$$

ahol

$$\bar{\gamma} = \gamma'_t$$

a 8. táblázat 3. sorszám alatti értéke. Ez nyilvánvaló, hiszen a gravitációs erő és a felhajtóerő függőleges, az áramlási erő pedig vízszintes.

A függőleges feszültségek számítására egy gyakorlati esetet a 36. ábra mutat be. Itt, a vízzáró rétegek közötti szemcsés rétegben vízszintes, lineáris vízmozgás van. A víz nyomását a piezométerek mutatják. A függőleges feszültségek változását a 36.b ábra szemlélteti.

Az elmondottakból az következik, hogy a tömegerő függőleges komponense

$$F_V = V \cdot \gamma'_t$$

a vízszintes komponense

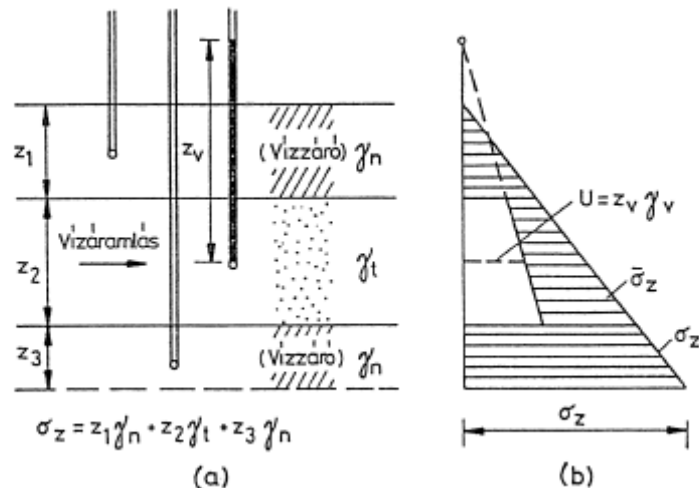
$$F_H = V \cdot i_p$$

az eredő tömegerő nagysága:

$$F = \sqrt{F_V^2 + F_H^2}$$

a vízszintessel bezárt hajlásszöge:

$$\alpha = \arctg \frac{F_V}{F_H}$$



36. ábra: HATékony feszültség vízszintes áramlás esetén

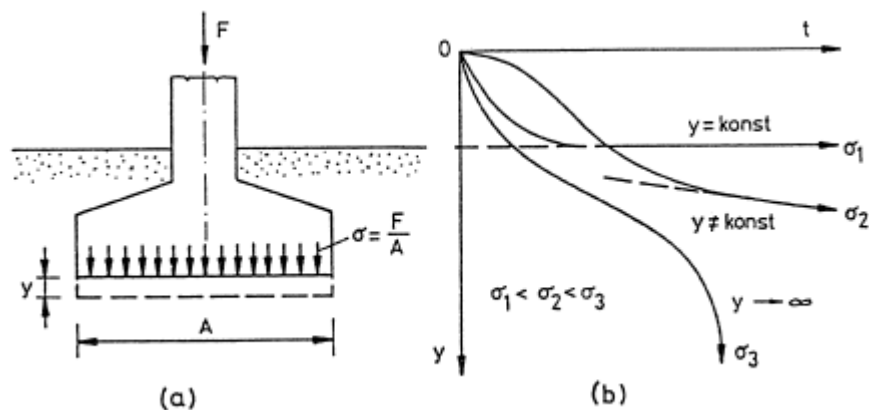
9. Fázismozgás terhelés hatására

9.1 Talajok összenyomódása kompressziós feszültségállapotban

9.1.1 Az összenyomódás okai, a kompressziós feszültségállapot fogalma

A 6.2 fejezet igazolta, hogy a talajra átadott terhelés feszültségeket és végső soron alakváltozásokat (süllyedéseket) okoz. Ennek mértéke és időbeli folyamata döntően a talaj tulajdonságaitól, az alkotórészek arányától; a terhelés nagyságától, sebességétől és eloszlásától függ. Az így bekövetkezett süllyedés általában négy részből tevődik össze:

- 1) azonnali összenyomódás (szemcseváz átrendeződése);
- 2) elsődleges konszolidáció (pórusvíz és póruslevegő kinyomódása);
- 3) másodlagos összenyomódás (a finom szemcsék felszínén fellépő, a mozgás sebességét lassító erők hatása);
- 4) oldalkitérés (a szemcseváz oldalirányú elmozdulása).



37. ábra: A talaj összenyomódása terhelés hatására

Valamely építmény süllyedésének a nagysága és állékonysága végső soron attól függ, hogy a négy hatás közül melyek lesznek a dominánsak (ld. 37. ábrát). A 37.a ábra egy terhelt alapesetet mutat. A 37.b ábra az alakváltozás időbeli folyamatát szemlélteti. Ha a vázolt alaptest alatt a talaj tulajdonsága, illetve az építmény által keltett feszültségek nagyságai változnak, akkor három jellegzetes alapeset fordulhat elő:

$y = \text{konst}$ vonal akkor igaz, ha a (3) és (4) alatti süllyedésrész elhanyagolhatóan kicsiny. Ez elsősorban száraz vagy telített durvaszemcsés talajokban (kavics, homok, illetve kemény iszap, agyag talajokban) következik be.

$y \neq konst.$ vonal akkor igaz, ha a (4) alatti süllyedésrész elhanyagolhatóan kicsiny. Ez a folyamat általában telített kövér agyagokra, szerves agyagokra, tözegekre jellemző, ahol a finomszemcsék felszínén fellépő erők szerepe már jelentős, és a másodlagos hatás nem hanyagolható el. Az építmény tervezett élettartama alatt ezt az értéket is számításba kell venni.

$y \rightarrow \infty$ vonal akkor igaz, ha az összes hatás érvényesül, de ezen belül a (4) hatása a domináns. Ez akkor áll elő, ha a talajra átadott terhelés nagy, vagy a talaj fizikai tulajdonságai kedvezőtlen irányba jelentősen megváltoznak. Ilyenkor a talaj belső ellenállását a külső erők legyőzik és "képlékeny folyási" jelenség indul meg, "talajtörés" következik be. A kérdés elemzésével az Alapozás tárgy részletesen foglalkozik.

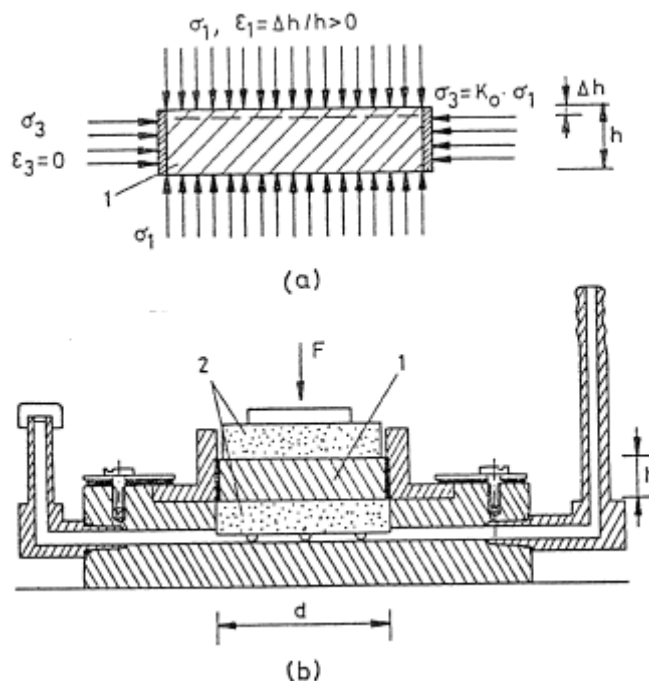
Az építmények állékonysága miatt ennek az esetnek bekövetkezését nem szabad megengedni, vagy azt megközelíteni. Ha a talaj képlékeny határállapotának a bekövetkezésétől távol vagyunk, akkor oldalirányú elmozdulások nem jönnek létre, vagy legalábbis elhanyagolhatóan kicsiny értékűek lesznek. A talaj alkotórészei csak függőleges mozgást végeznek, un. kompressziós feszültségállapot uralkodik.

A talaj alakváltozását tehát olyan kísérlet alapján elemezhetjük, ahol a talajminta terhelés hatására csak függőleges összenyomódásokat szenved, mert oldalirányban mereven le van határolva (ld. 38. ábrát). A 38.a ábra a kompressziós feszültség-állapotot, a 38.b ábra a kísérleti eszközt, az ödométert mutatja.

Kompressziós feszültségállapotban a $\sigma_3 / \sigma_1 = K_0 = konst \tan s$; értékét a talaj fizikai tulajdonsága határozza meg, részletes elemzésével a Geotechnika tárgy foglalkozik. A 9.1 fejezetben kompressziós feszültségállapotban - ödométerben - vizsgáljuk a talajok alakváltozását. A készülék csak függőleges összenyomódást és függőleges vízmozgást tesz lehetővé.

Két kérdést fogunk részletesen elemezni:

- Konstans terhelés alatt, az alakváltozás időben hogyan játszódik le;
- A terhelés változása, növelése vagy csökkenése hogyan hat ki a talajok végső alakváltozásának a nagyságára.



38. ábra: Talajok összenyomódási vizsgálata

9.1.2 Elsődleges konszolidáció

9.1.2.1 Konszolidáció folyamata

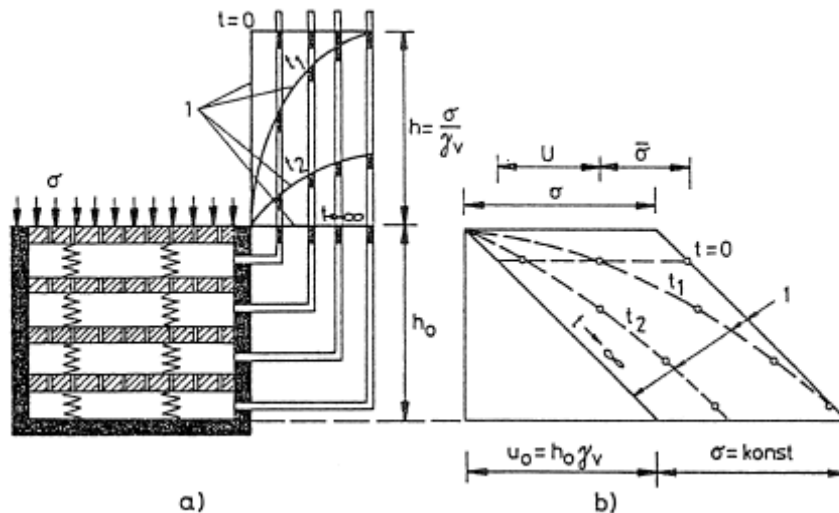
Ha a telített agyagtalajokat a kompressziós feszültségállapotban vizsgáljuk, akkor a terhelés hatására függőlegesen összenyomódnak. Az összenyomódás nem azonnal következik be, hanem kezdetben gyorsabban, később egyre lassabban, fokozatosan halad előre és viszonylag hosszú idő alatt éri el a terhelés nagyságának megfelelő végső értéket.

Telített talajban a szemcseátrendeződés, tömörödés csak úgy jöhet létre, ha a pórusokból a víz eltávozik. A terhelés hatására a pórusvízben többletnyomás keletkezik, eloszlása nem egyenletes és a potenciálkülönbség vízmozgást hoz létre.

A finomszemcsés talajok kicsiny átteresztőképessége miatt a víz nagyon lassan tud a pórusokból elszivárogni, és a potenciálkülönbség, a pórusvíznyomás nagyon lassan tud zérusra csökkenni.

A talaj alakváltozási folyamatát, a terhelés pillanatától - pórusvíznyomás keletkezésétől - a pórusvíznyomás megszűnéséig, elsődleges konszolidációnak nevezzük.

A konszolidáció folyamatát a Terzaghi-féle modellel mutatjuk be (39. ábra). Egy hengeres edényben dugattyúkat helyezünk el, amelyek között rugók találhatók. A dugattyúk közötti teret víz tölti ki. A dugattyúk finoman perforáltak. Nyugalmi állapotban a rugók külső terhet nem hordanak, kivéve a dugattyúk és rugók önsúlyát. A víz nyugalomban van és abban a semleges feszültség a víz hidrosztatikai nyomásával (u_0) egyenlő.



39. ábra: Konszolidációs modell

Ha a legfelső dugattyúra egy σ egyenletesen megosztó feszültséget adunk, a dugattyúhoz kapcsolt piezométer csövekben a víz hirtelen (h) magasságra emelkedik fel, mivel a vízben többletnyomás (pórusvíznyomás) keletkezik. Ez a potenciálkülönbség vízmozgást hoz létre. A rugók ilyen gyorsan nem tudnak összenyomódní, nem tudnak erőt felvenni, mert nem volt elég idő ahhoz, hogy a dugattyúk közül a víz eltávozzék.

Egy rövid t_1 idő elteltével a felső rekeszekből egy kevés víz eltávozik és a piezométer csövekben a vízszint csökken. A dugattyú + rugó rendszer kis mértékben már összenyomódott (Δh_1). Egy t_2 idő elteltével a változás már sokkal jelentősebb. Az összenyomódás az előző állapothoz képest nagyobb ($\Delta h_2 > \Delta h_1$). Végül a vízszintek az eredeti szintre állnak be és a terhelést teljes egészében a rugók hordják. Ekkor a teljes összenyomódás Δh_∞ .

A semleges feszültségek változását $t = 0$, t_1 és t_2 értékekhez a 39. ábra szemlélteti. Az azonos időpontokhoz tartozó semleges feszültségeket összekötő vonalakat izokróonoknak nevezzük. A 39. ábra szerint $t = 0$ időpontban $\sigma = u$ és $t \rightarrow \infty$ időpontban $\sigma = \bar{\sigma}$ (vagyis a terhelés pillanatában a teljes feszültség azonos a semleges feszültséggel, a teljes

összenyomódás után a teljes feszültség azonos a hatékony feszültséggel). Ekkor a terhet a rugók viselik, ami analóg a talaj vázszerkezetével.

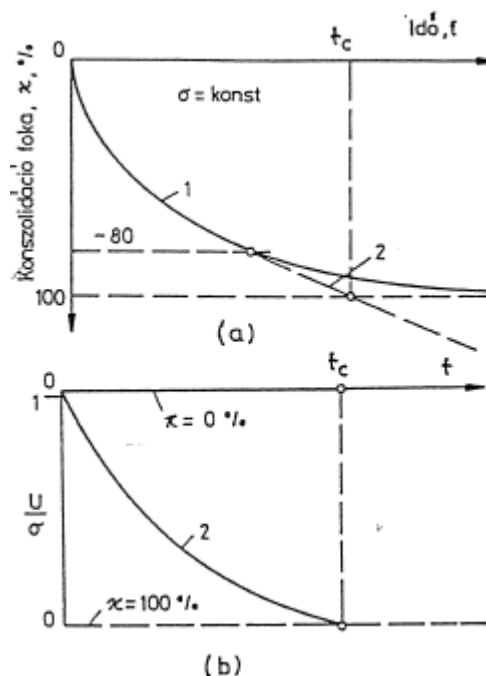
A konszolidáció időbeli folyamatának az elemzésére a konszolidáció fokának a fogalmát vezetjük be:

$$\kappa = \frac{\Delta h_t}{\Delta h_\infty} \cdot 100$$

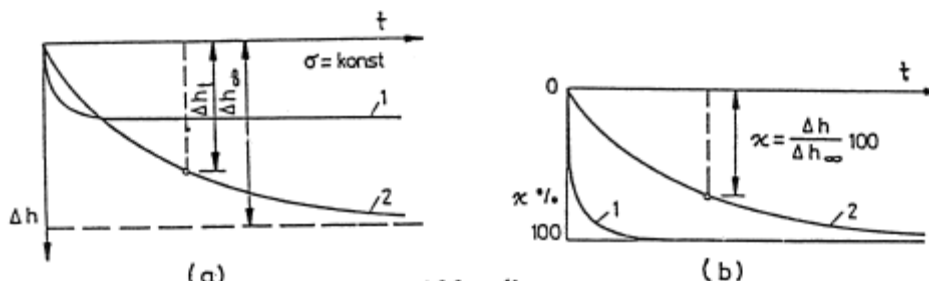
ahol: Δh_t a terhelés kezdetétől egy tetszőleges időpontig bekövetkezett összenyomódás, Δh_∞ a teljes összenyomódás, amely a kísérlet kezdetétől a pórusvíznyomás többlet zérus értékre való csökkenéséig következik be. A rugókból és dugattyúkból álló rendszer összenyomódását a hidraulika törvényei alapján számítani tudjuk, így a konszolidáció foka és idő összefüggése megadható. Tisztán elméletileg a folyamat végtelen idő alatt zajlik le (ld. 40.a ábrát).

Egy telített puha anyag esetében teljesen hasonló folyamat játszódik le. Először a teljes terhelést a víz veszi fel $\sigma = u$. A pórusvíz eltávozásával $u < \sigma$ és $\sigma > 0$ lesz, vagyis a vázszerkezet átrendeződése révén a teher egy részét már az viseli. Végül $u = 0$ és $\sigma = \bar{\sigma}$, vagyis a pórusvíznyomás zérusra csökkent és a talajban keletkező semleges feszültség a kezdeti hidrosztatikus állapotnak felel meg.

A konszolidációt, a süllyedés időbeli lefolyását a laboratóriumban kompressziós feszültségállapotban, kompressziós készülékben vizsgáljuk (ld. 40.b ábrát). A tapasztalatok szerint kővér agyagok konszolidációs görbéje $\kappa \cong 80\%$ –ig egybeesik az elméleti modellel, de ezt követően attól eltér, nem vízszintes asszimptotához tart, hanem egy ferde egyenesben, illetve görbében folytatódik (ld. 40. ábrát). Az elméleti és a kísérleti vonal eltéréseinek az oka a másodlagos összenyomódás. Az elsődleges konszolidáció tehát csak t_c ideig tart, ahol $u = 0$, illetve $u/\sigma = 0$ (ld. 40.b ábrát).



40. ábra: Konszolidáció folyamata



41. ábra: Konszolidációs görbék; (1) homok, (2) agyag,

9.1.2.2 Konszolidáció elmélete

Az építmények süllyedési folyamatának, stabilitásának és földművek állékonyságának a kérdéseiben a konszolidációnak nagy szerepe van. Ezért a pórusvíznyomás meghatározásának ma már nemcsak kiterjedt elméleti irodalma, hanem korszerű helyszíni és laboratóriumi eszköztára van. Itt a Terzaghi alapfeltevésein alapuló egydimenziós konszolidáció elméletével foglalkozunk.

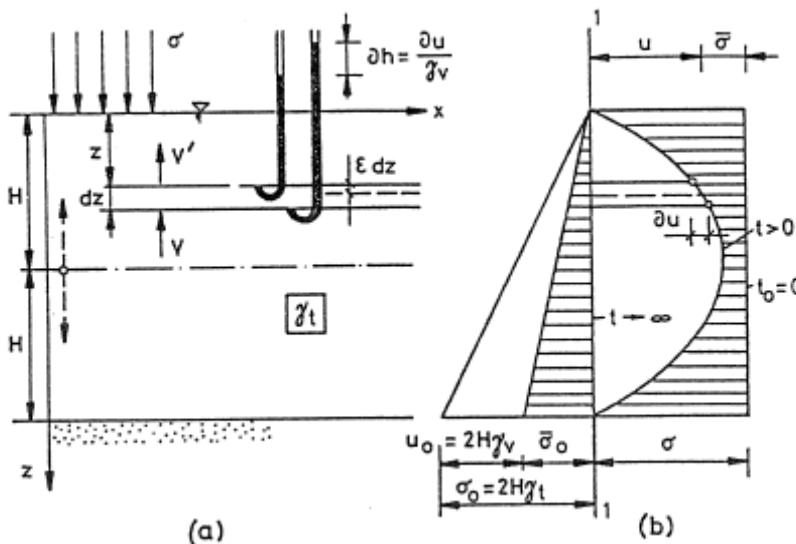
Az egydimenziós konszolidáció elmélete a következő feltételek alapján vezethető le:

- A talaj hézagai vízzel telítettek;
- A szilárd szemcse és a víz összenyomhatatlan;
- Érvényes a Darcy-törvény;
- Süllyedés csakis a víz eltávozásából következik be;
- Az összenyomódó réteg oldalirányban határolt, bármely vízszintes metszetben, egy adott időpontban a semleges, a hatékony és a teljes feszültség konstans;
- A talaj homogén, izotróp;

A vizsgált feszültségi tartományban a talaj összenyomódási modulusa

$$E_s = \frac{\bar{\sigma}}{\varepsilon} = \text{konst} \tan s$$

ahol ε a fajlagos alakváltozás $\bar{\sigma}$ a hatékony feszültség.



42. ábra: Konszolidáció vizsgálata

A 42.a ábra a vizsgált agyagréteg metszetét mutatja. A víz alsó és felső határfelületen el tud távozni. A réteg középvonalától a felszínig, illetve az alsó síkig a vízrészecskének (H) hosszúságú utat kell megtennie.

A 42.b ábra a hatékony és semleges feszültségek változását szemlélteti. Az 1-1 metszettől balra a terhelés előtti állapot, attól jobbra a terhelés utáni állapot $t = 0$, $t > 0$ és $t \rightarrow \infty$ időponthoz tartozó izokronja látható.

A folyamat leírásához vizsgáljuk meg egy z mélységű és dz elemi vastagságú réteg összenyomódását térben és időben.

Vizsgáljuk meg először a folyamatot térben és írjuk fel a dz elem határfelületén beáramló víz sebességét:

$$v = k \cdot i = -k \cdot \frac{\partial h}{\partial z} = -\frac{k}{\gamma_v} \cdot \frac{\partial u}{\partial z}$$

A képletben a negatív előjel a +z iránnyal ellentétes potenciál csökkenést jelenti.

A dz elem határfelületén kiáramló víz sebessége:

$$v' = k \cdot i = -\frac{k}{\gamma_v} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} dz \right)$$

Az elemi vastagságú rétegből egységnyi felületen kiáramló víz mennyisége:

$$dq' = 1 \cdot (v' - v) = -\frac{k}{\gamma_v} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz$$

Az összenyomódás időben lejátszódó folyamat, ezért a dz elem egységnyi felületén átáramló anyag mennyisége:

$$dq' = \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \cdot \frac{\bar{\sigma}}{E_s} dz$$

$$\bar{\sigma} = \sigma - u$$

ahol σ = konstans és ezért az egyenlet felírható:

$$dq' = -\frac{1}{E_s} \cdot \frac{\partial u}{\partial t} dz$$

Az 1, 2 és 4. feltétel szerint:

$$dq = dq' = \frac{k}{\gamma_v} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz = \frac{1}{E_s} \frac{\partial u}{\partial t} dz$$

Rendezés után:

$$\frac{k \cdot E_s}{\gamma_v} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t}$$

Ha bevezítjük a (c_v) konszolidációs együttható fogalmát:

$$c_v = \frac{k \cdot E_s}{\gamma_v}$$

akkor az egyenlet:

$$c_v \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t}$$

ahol a c_v dimenziója m^2/sec .

Az egyenlet alapján a konszolidáció differenciál egyenlete a $\sigma = \bar{\sigma} + u$ feltétel szerint nem csak (u), hanem a ($\bar{\sigma}$) értékeire is igaz. A fenti egyenlet a hővezetés ismert differenciál egyenletével azonos. A differenciál egyenlet megoldása (ld. Kézdi: 1969) a részletek ismertetése nélkül:

$$U = U_0 \frac{4}{\pi} \sum_{N=0}^{\infty} \frac{1}{2N+1} \sin \left[\frac{(2N+1)\pi z}{2H} \right] \cdot e^{-(2N+1)^2 \pi^2 T / 4}$$

Az U_0 a σ = konstans terhelés hatására $t_0 = 0$ időpontban keletkező pórusvíznyomás.

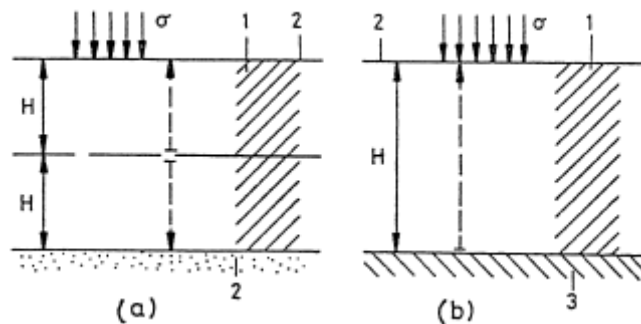
Elméletileg a vizsgált modellnél $t_0 = 0$ időpontban $U_0 \approx \sigma$, (N) tetszőleges egész szám, (T) időtényező (dimenzió nélküli szám).

$$T = \frac{c_v \cdot t}{H^2} = \frac{k \cdot E_s}{\gamma_v} \frac{t}{H^2}$$

A képletben (k) a talaj átteresztőképességi együtthatóját, (E_s) a talaj összenyomódási modulusát, (t) a terhelés pillanatától eltelt időt, (h) a vízrészecske legnagyobb úthosszát jelenti. Az utóbbi értéket nyílt és félig zárt talajrétegekre a 43. ábra szemlélteti. A képlet egy érdekes törvényt, az elsődleges konszolidáció modell-törvényét tartalmazza. Ha valamely esetben (k) és (E_s) konstans, akkor egy (H) vastagságú réteg (t) konszolidációs ideje alapján, egy (H_1) vastagságú réteg (t_1) konszolidációs ideje számítható:

$$t_1 = t \frac{H_1^2}{H^2}$$

A törvény szerint azonos fizikai jellemzők mellett a konszolidációs idők a rétegvastagságok négyzetével fordítottan arányosak. Ez a törvény azért fontos, mert a laboratóriumi modell alapján a tényleges állapot egyszerűen elemezhető.



43. ábra: Konszolidációs réteg vastagsága

9.1.3 Azonnali és másodlagos összenyomódás

A természetes talajok ritkán elégítik ki a 9.1.2.2 fejezet idealizált feltételezéseit. Ezért a tényleges kísérleti görbe eltér a 40. ábra elméleti modelljétől, illetve az egyenletekkel leírható elméleti értékektől.

Az elméleti görbétől való eltérés két hatásnak az eredménye:

A talaj telítetlen ($S_r < 1$). Ez azt eredményezi, hogy a minta a terhelés ráhelyezés pillanatában jelentős összenyomódást un. azonnali összenyomódást szenved; az elsődleges konszolidáció csak ezután indul meg.

A másodlagos időhatás (másodlagos összenyomódás) agyagokban és szerves talajokban nem lesz zérus. Ezért, amikor az $u/\sigma = 0$ értékre csökken, az alakváltozás nem szűnik meg (ld. 40. ábrát). Éppen ezért csak ritkán kapjuk meg a 41. ábrán vázolt eredményt.

A másodlagos időhatás a szemszerkezet lassú átrendeződésével függ össze. A finom szemcséket körülvevő adszorbeált vízfilmréteg nagyobb viszkozitása lelassítja a folyamatot. A szerves alkotórészeket tartalmazó talajokban ezt a folyamatot a lassú, bomlási, átalakulási folyamatok is befolyásolják.

Az azonnali összenyomódás, elsődleges konszolidáció és másodlagos összenyomódás meghatározására számos módszer ismeretes.

a) A 40. ábrán vázolt másodlagos alakváltozás kezdetét, a (t_c) időt a pórusvíznyomás mérése alapján állapítjuk meg. A mérés eszközeivel és értékelésével itt nem foglalkozunk.

b) A különböző összetevőket Taylor és Casagrande mérési tapasztalatai alapján alkalmazott módszereivel határozzuk meg.

A módszerek alkalmazását a 44. és 45. ábrákon mutatjuk be. A 44. ábra Taylor módszerét szemlélteti. A 38. ábrán vázolt ödométerben (kompressziós feszültségállapotban) $\sigma =$ konstans feszültség mellett megmérjük a minta összenyomódását (Δh), amit az idő négyzetgyökének (\sqrt{t}) a függvényében ábrázolunk. A mérési adatok ekkor egy olyan vonalat adnak, aminek a kezdeti szakasza egyenes. Az (α) hajlású egyenes a (Δh) tengelyen kimetszi a (Δh_0) értéket, amely az azonnali összenyomódást jelenti. A

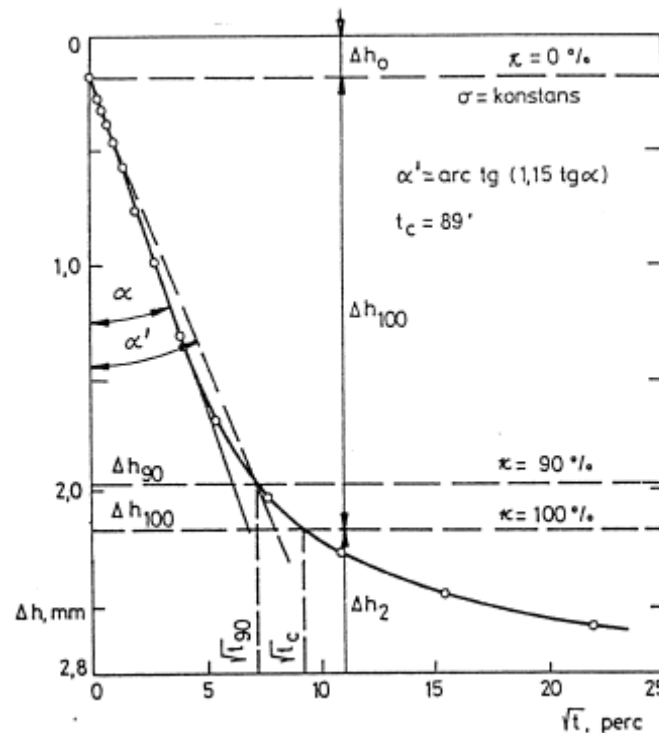
tapasztalatok szerint a $\kappa = 90\%$ -os konszolidációhoz tartozó összenyomódás ott lesz, ahol az

$$\alpha' = \operatorname{arctg}(1,15 \cdot \operatorname{tg} \alpha)$$

hajlású vonal metszi a kísérleti görbét. A konszolidáció fokának a fogalma alapján, $\kappa = 100\%$ -hoz tartozó teljes összenyomódást a

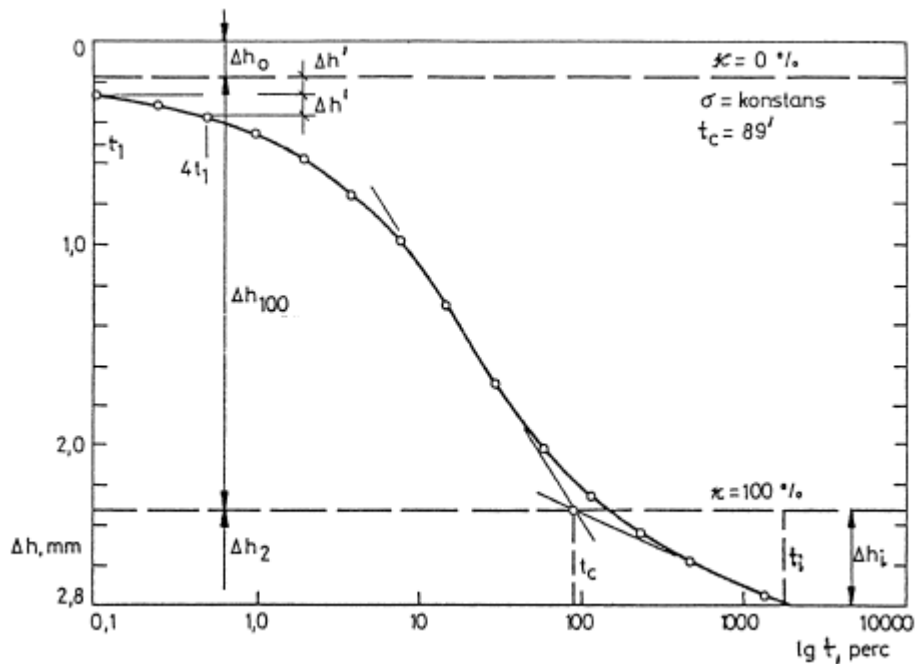
$$\Delta h_{100} = \frac{\Delta h_{90}}{0,9}$$

képlettel számítjuk, ahol Δh_{90} a 90%-os konszolidációhoz tartozó összenyomódás. A Δh_{100} vízszintes vonal és a kísérleti görbe metszéspontja megadja az elsődleges konszolidációhoz tartozó időt (t_c). Az összenyomódás (Δh_2), ami ezután következik, a másodlagos hatásnak az eredménye.



44. ábra: A süllyedés összetevők meghatározása Taylor szerint

A 45. ábra Casagrande módszerét szemlélteti. A Δh értékeket itt az idő logaritmusának ($\lg t$) függvényében ábrázoltuk. A kísérleti görbe középső és végső egyenes szakaszának a metszéspontja megadja a $\kappa = 100\%$ -hoz tartozó időt (t_c). Az elsődleges konszolidáció $\kappa = 0\%$ vonalát és szerkesztését a 45. ábra mutatja (Id. Kezdi 1976).



45. ábra: A süllyedés összetevők vizsgálata Casagrande szerint

A fogalmak jobb megvilágítása érdekében a 44. és a 45. ábrák konkrét mérési eredményeket mutatnak az azonnali összenyomódás Δh_0 , az elsődleges konszolidációs összenyomódás (Δh_{100}) és a másodlagos összenyomódás (Δh_2) meghatározására. A tapasztalatok szerint a másodlagos konszolidáció vonala (Δh_2) szemilogaritmusos ábrázolásban egyenes. Az összenyomódás folyamatának a jellemzésére a másodlagos összenyomódás indexét vezetjük be:

$$c_m = \frac{\frac{\Delta h_i}{h}}{\lg \frac{t_i}{t_c}} = \frac{\Delta \varepsilon_1}{\lg \frac{t_i}{t_c}}$$

ahol Δh_i a (h) magasságú minta összenyomódása $t_i - t_0$ időintervallumban, (t_i) tetszőleges idő, $\Delta \varepsilon_1$ a $t_i - t_c$ időintervallumhoz tartozó fajlagos összenyomódás. A c_m értéke a víztartalommal szoros összefüggésben van. Puha, kolloidális agyagokban és nagy víztartalmú szerves talajokban

$$c_m \cong 0,01 \cdot w$$

ahol a w a természetes víztartalom (c_m és w százalékban értendő).

9.1.4 A feszültség és alakváltozás összefüggése

9.1.4.1 Kompressziós görbe fogalma, kísérleti meghatározása, ábrázolása

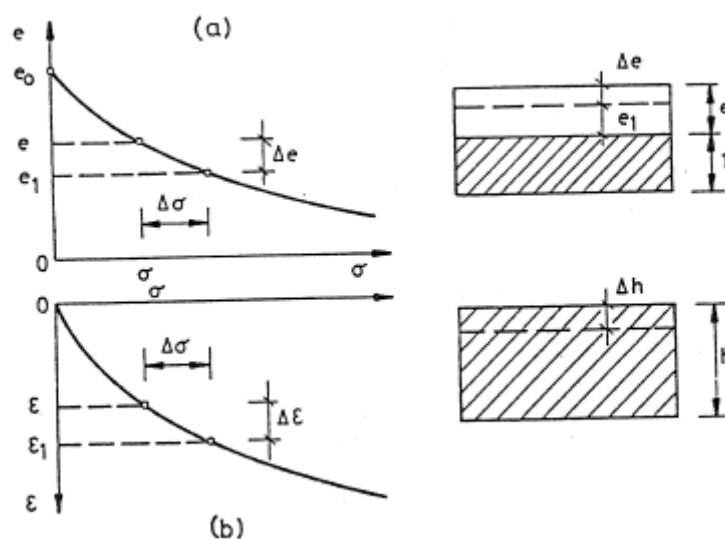
A 9.1.1 és 9.1.3 fejezetben a talajok alakváltozásának az időbeli folyamatát konstans terhelés mellett vizsgáltuk. Meghatároztuk az azonnali, az elsődleges és másodlagos összenyomódás értékét, külön-külön.

Most ugyanennek az eljárásnak az alkalmazásával, de egymást követő, növekvő konstans terhelések mellett megvizsgáljuk az alakváltozás törvényszerűségeit. Meghatározzuk az azonnali és az elsődleges konszolidációból származó teljes összenyomódást, illetve fajlagos összenyomódást a különböző nagyságú terhelések alatt. Ezt a terhelés alakváltozás összefüggést ($\varepsilon = f(\sigma)$, $e = f(\sigma)$) kompressziós görbének nevezzük. Ez a görbe nagyon hasonlít más építőanyagok - beton, kő stb. - terhelés - alakváltozás diagramjához, de

különbözik is attól, mert kompressziós feszültségállapotban törés nem jöhet létre a talajban. A kompressziós görbét a 38. ábrán bemutatott ödométerrel határozzuk meg. Az eredeti állapot elemzése érdekében a vizsgálatot zavartalan talajmintával végezzük. A terhelést "lépcsősen" növeljük; célszerűen a megelőző terhelés értékének a kétszeresével (pl. 25, 50, 100, 200... kPa). Minden terhelést addig működtetünk, amíg az elsődleges konszolidáció be nem fejeződik, vagyis a fenti ábrákon vázolt (t_c) ideig. Egy-egy konstans feszültség után megkapjuk a minta teljes összenyomódását (Δh), ami a kísérlet kezdetétől a (t_c) időpontig következik be. Ez vagy az azonnali összenyomódásnak és elsődleges konszolidációnak az összege, vagy csak az elsődleges konszolidációnak az eredménye.

Ha a talajminta kezdeti magassága (h), kezdeti hézagtényezője (e), kezdeti fajlagos alakváltozása (ε) és ezt az állapotot előidéző konstans feszültség (σ) ismert, akkor a kompressziós görbe egy pontja is ismert (ld. 46. ábrát). Ha ezt követően a feszültséget $\Delta\sigma$ -val megnöveljük, a minta Δh -val összenyomódik, hézagtényezője Δe -vel, fajlagos összenyomódása $\Delta\varepsilon$ -nal megváltozik; a görbe egy további pontja ismét határozott lesz.

A kompressziós görbét a gyakorlatban kétféle módon ábrázoljuk (ld. 46.a és b ábrát).



46. ábra: Kompressziós görbe

Az egyik ábrázolási módban a terhelés és hézagtényező összefüggését ($e = f(\sigma)$) adjuk meg. Ha a kezdeti állapot paraméterei ismertek ($h, e, \sigma, \varepsilon$), és $\Delta\sigma$ terhelés hatására Δh összenyomódás következik be, akkor a megváltozott hézagtényező

$$e_1 = e - \Delta e$$

A másik ábrázolási módban a terhelés és a fajlagos alakváltozás összefüggését ($\varepsilon = f(\sigma)$) ábrázoljuk. A megváltozott fajlagos alakváltozás

$$\varepsilon_1 = \varepsilon + \Delta\varepsilon$$

A 46. ábra talajmodelljei alapján felírható Δe és $\Delta\varepsilon$ közötti kapcsolat:

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta h}{h} = \frac{\Delta e}{1 + e}$$

és így a megváltozott hézagtényező a fajlagos alakváltozással is kifejezhető:

$$e_1 = e - \Delta\varepsilon \cdot (1 + e)$$

A képletek egyenértékűek, hiszen ugyanannak a folyamatnak két különböző fogalommal való kifejezését jelentik. A talajminta összenyomódása miatt természetesen megváltozhat a víztartalom és megváltozik a térfogatsűrűség. A víztartalom a konszolidáció

következtében csökken, a térfogatsűrűség pedig a tömörödés miatt növekszik.

A 46. ábrán vázolt kompressziós görbe azt mutatja, hogy a feszültség és az alakváltozás közötti kapcsolat még közelítően sem lineáris, tehát a Hooke-törvényt nem lesz érvényes.

9.1.4.2 A kompressziós görbe jellemzői, gyakorlati alkalmazása

A rugalmas anyagok alakváltozási képességének a jellemzésére a mechanika a rugalmassági moduluszt használja. A Hooke-törvényt követő anyagok esetén ez a viszonyszám állandó.

Kompressziós feszültség állapotban a talajokra a Hooke-törvény nem érvényes. A feszültség és alakváltozás lineáris összefüggése csak a görbe meghatározott kis részére vonatkoztatva tekinthető állandónak. A talajok alakváltozás és feszültség összefüggésének a jellemzésére számos fogalom ismert és használatos.

- a) Összenyomódási modulus: A rugalmassági modulusnak megfelelő viszonyszámot talajoknál összenyomódási modulusnak nevezzük és a 46. b. ábra szerint:

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon}$$

hányadosával definiáljuk. Az összenyomódási modulus nem konstans, hanem a terhelés függvénye, tehát nem talajállandó. (Az összenyomódási modulus dimenziója kPa, MPa).

- b) Tömörödési együttható: Ha a kompressziós görbét a hézagtényező változásaként adjuk meg, akkor a görbe jellemzésére az összenyomódási vagy tömörödési együtthatót (a_v) alkalmazzuk (ld. 46.a ábrát):

$$a_v = \frac{\Delta e}{\Delta\sigma}$$

a képlet dimenziója (1/kPa).

A fenti képletek alapján a tömörödési együttható és az összenyomódási modulus közötti összefüggés egyszerűen felírható, mivel

$$a_v = \frac{\Delta\varepsilon \cdot (1+e)}{\Delta\sigma}$$

és így

$$E_s = \frac{1+e}{a_v}$$

Az összenyomódási modulushoz hasonlóan, a tömörödési együttható szintén nem talajállandó.

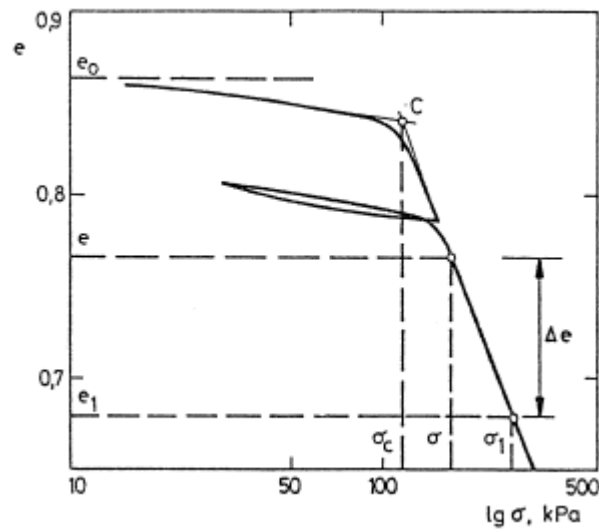
- c) Kompressziós index: Ha az ($e = f(\sigma)$) és ($\varepsilon = f(\sigma)$) összefüggéseket szemi-logaritmikus koordináta-rendszerben ábrázoljuk, akkor az elsődleges terhelés, a visszaterhelés, vagy előterhelt szakasz külön-külön egyenessel közelíthető. A 47. ábra ezt a törvényszerűséget szemlélteti. Az ábrák jelölései szerint Terzaghi nyomán felírható, hogy

$$c = \frac{\Delta e}{\lg \frac{\sigma_1}{\sigma}}$$

és

$$c' = \frac{\Delta\varepsilon}{\lg \frac{\sigma_1}{\sigma}}$$

ahol (c) és (c') dimenzió nélküli kompressziós indexeknek nevezzük.



47. ábra: Kompressziós index meghatározása

Mivel:

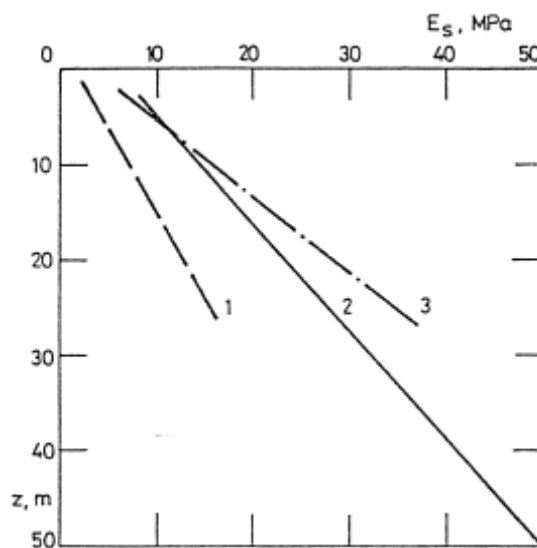
$$c' = \frac{c}{1 + e}$$

a képleteket rendezve:

$$E_s = \frac{c}{c' \cdot a_v}$$

A képlet világosan bizonyítja, hogy az összenyomódási modulus, a tömörödési együttható és a kompressziós index nem egymástól különböző talajfizikai jellemző, hanem ugyanannak a folyamatnak egy másik definíciója. Ez azt jelenti, hogy a gyakorlatban bármelyik mennyiség megadható és használható. A hazai gyakorlatban az (E_s) használata a gyakori.

Az összenyomódási modulus a feszültséggel arányosan növekszik. Ezért várható, hogy az a saját súlya alatt konszolidálódott talajrétegekben a mélységgel arányosan növekszik (ld. 48. ábra). Az ábra három különböző hely vizsgálati eredményét, az E_s mélységbeli változását szemlélteti. Az egyenesek a valószínű átlagértékeket adják meg.



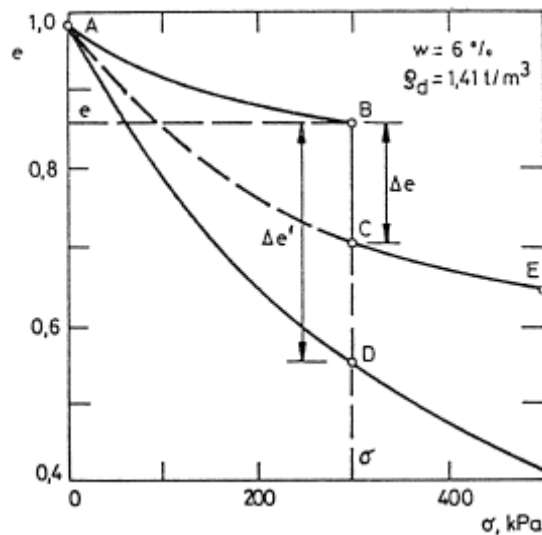
48. ábra: Összenyomódási modulus mélységbeli változása; (1) Löss, (2-3) agyag

9.1.5 Talajok roskadása

Ha egy terhelés alatt levő laza homok, homokliszt vagy homolisztes iszap (lössz) talajt, amely víz hatásának még nem volt kitéve, vízzel elárasztunk, rendszerint hirtelen nagymértékű összenyomódást észlelünk. Ezt a jelenséget roskadásnak nevezzük. A roskadás jelenség okát több tényező okozhatja. A durvaszemcsés talajokban ez a felületi feszültség megszűnésének a következménye. (A szemcséket összetartó meniszkuszok a telítettség növekedésével megszűnnek.)

A löszök roskadása a sajátos szerkezetükben, a vékony cementáló hártályk szilárdságának a csökkenésében rejlik, amit a víztartalom növekedése vált ki. Ezért a löszök roskadása sokkal jelentősebb lehet. Először a víz hatására különösen érzékeny makroporózus szerkezetű löszök roskadási jelenségét elemezzük.

A roskadást a 38. ábrán bemutatott ödométerrel határozzuk meg; a terhelt talajmintát alulról és felülről vízzel elárasztjuk és mérjük a roskadás hatására bekövetkező hézagtényező (Δe) vagy fajlagos alakváltozás ($\Delta \varepsilon$) értékét (ld. 49. ábra ABCE vonalát). Az eredeti minta kompressziós görbét az AB vonal, a σ feszültségnél alkalmazott elárasztás hatását a BC vonal, míg a további terhelés hatását a CE görbe írja le.



49. ábra: Talajok roskadása

A roskadás jellemzésére a viszonylagos roskadási tényező fogalmát használjuk

$$\varepsilon_m = \frac{\Delta e}{1 + e}$$

ahol (e) az elárasztás előtti hézagtényező, Δe az elárasztás hatására bekövetkező összenyomódás, roskadás.

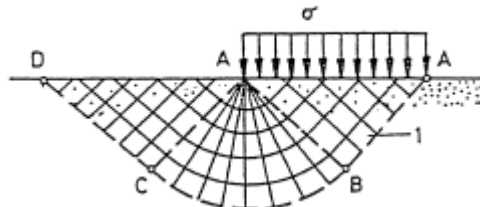
9.2 Talajok belső ellenállása, nyírószilárdsága

9.2.1 A Coulomb-Mohr-féle törési feltétel, feszültségek számítása

A 9.1 fejezet a talajra átadott terhelésnek csak az egyik lényeges szerepét, az alakváltozást okozó hatását elemezte. Nyilvánvaló, hogy a külső terheléssel szemben a talajban azzal ellentétes irányú és azonos nagyságú erőhatás - belső ellenállás - lép fel. Ha a külső terhelést növeljük, a belső ellenállás is növekszik, de növekedésének határt szab az anyag belső tulajdonsága (struktúrája, az alkotórészek kapcsolata, kötőereje stb.). Ha a belső ellenállást elérjük, törés következik be. Ez a jelenség vagy egy elhatározott felületen - csúszólapon - alakul ki, vagy a terhelt talajtömeg minden pontjában képlékeny határállapot következik be (ld. a 50. ábrát). A talajtömeg a (σ) intenzitású feszültség alatt az

ABCD csúszólap mentén eltörnek, vagy az egész ABCDA tömeg a vázolt képlékeny határállapotba kerül. E feladat elemzéséhez a talajmechanika a képlékenységtan tételeit alkalmazza.

A Geotechnikában felmerülő stabilitási kérdéseket -vízszintes, ferde és tört térszínnel határolt földtömegek képlékeny határállapotait, megtámasztott földtömegek nyomásproblémáit, terhelt talaj tömegek törési határállapotait stb. - az említett feltételek mellett elemezzük. Ez azt jelenti, hogy a vizsgálatban a fellépő alakváltozásra való tekintet nélkül - kísérlettel vagy számítással - meghatározzuk a törést vagy csúszást létrehozó határterhelést (vagy határfeszültséget) és ennek egy csökkentett értékét engedjük meg. E kérdésekkel az Alapozás tárgyak foglalkoznak.

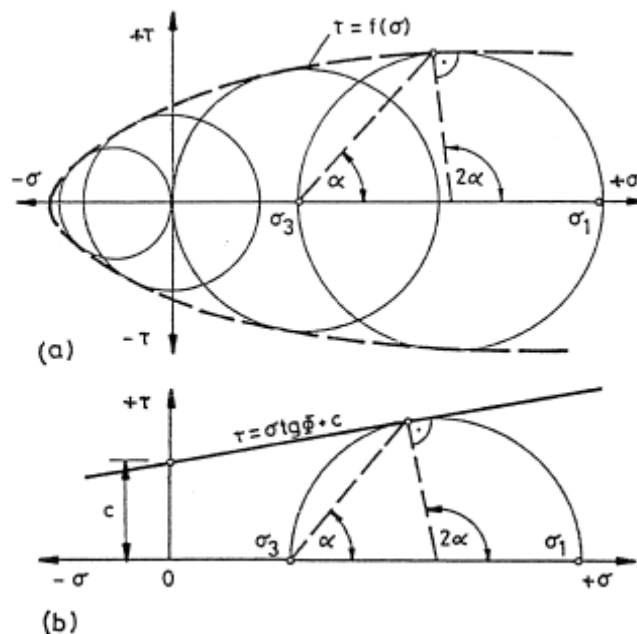


50. ábra: Képlékeny határállapot, csúszólapok

Vizsgáljuk meg a talajok belső erőit, amelyek lehetővé teszik, hogy a külső hatásokkal szemben ellenálljanak. Elemezzük azokat a feltételeket, amelyek a talaj törését, csúszását meghatározzák.

Először a talaj belső ellenállását, nyírószilárdságát elemezzük. A talaj nyírószilárdságán a nyírófeszültségekkel szemben fellépő legnagyobb ellenállását értjük. A nyírószilárdság a talaj legfontosabb fizikai jellemzője. Nem anyagállandó; értékét rendkívül összetett természeti törvények határozzák meg. A nyírószilárdságról ma már rendkívül sokat tudunk, de nem jelenti azt, hogy minden részletet ismernénk. Itt csak az alapvető kérdéseket tárgyaljuk.

A talajmechanika egyik legfontosabb feladata annak a feszültségállapotnak a vizsgálata, amely mellett a törés bekövetkezik. A valóságban a törés többnyire igen összetett feszültségi állapotok, mellett következik be. Ezek kísérleti előállítására legtöbbször nagy nehézségekbe ütközik, ezért egyszerű igénybevételek alapján következtetünk az anyagok általános feszültségi állapot alatti viselkedésére.



51. ábra: Talajok belső ellenállása

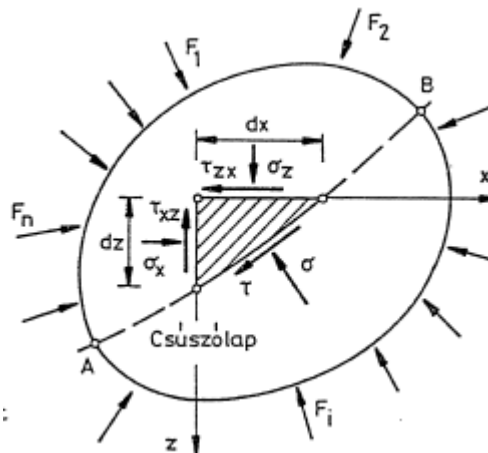
A geotechnikában elsősorban a Mohr-féle törési elmélet kerül alkalmazásra. Ez a törési elmélet a szilárdságtanból jól ismert, tehát részletes elemzésre nem kell kitérnünk.

Tételezzük fel, hogy valamely anyagban egy adott felület mentén egyszerű igénybevételek (egyirányú húzás, tiszta nyírás, csavarás, egyirányú nyomás; háromtengelyű nyomás) alkalmazásával törtést hozunk létre és kiszámítjuk a töréshez tartozó feszültségállapotot ($\tau, \sigma, \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) a szilárdságtan ismert összefüggéseivel. Ha a Mohr-féle koordinátarendszerben (σ, τ) megrajzoljuk a főfeszültségi köröket, akkor a burkoló vonal, $\tau = f(\sigma)$, megadja a törési határállapotot (ld. 51.a ábrát). Megjegyezzük, hogy talajok esetén a hidrosztatikus húzás nem alkalmazható, hidrosztatikus nyomással pedig nem lehet törtést létrehozni.)

A Mohr-féle törési elméletnek lényeges feltétele, hogy a középső főfeszültségnek nincs befolyása a törés bekövetkezésére. A $\tau = f(\sigma)$ határgörbe a σ tengelyre szimmetrikus. A geotechnikában a normális feszültségek közül a nyomófeszültséget fogjuk pozitívnak tekinteni. A talajmechanikában a Mohr-féle elméletnek Coulomb szerinti egyszerűsített feltételét alkalmazzuk. Ez az elmélet a $\tau = f(\sigma)$ függvényt egyenessel helyettesíti (ld. 58.b ábrát). Szerinte az anyag törését az idézi elő, hogy az anyag részecskéi között fennálló belső súrlódást és kohéziót a nyírófeszültség túllépi. Törés esetén valamely AB felületeleмен működő normális és nyírófeszültség között lineáris kapcsolat áll fenn (ld. 52. ábrát):

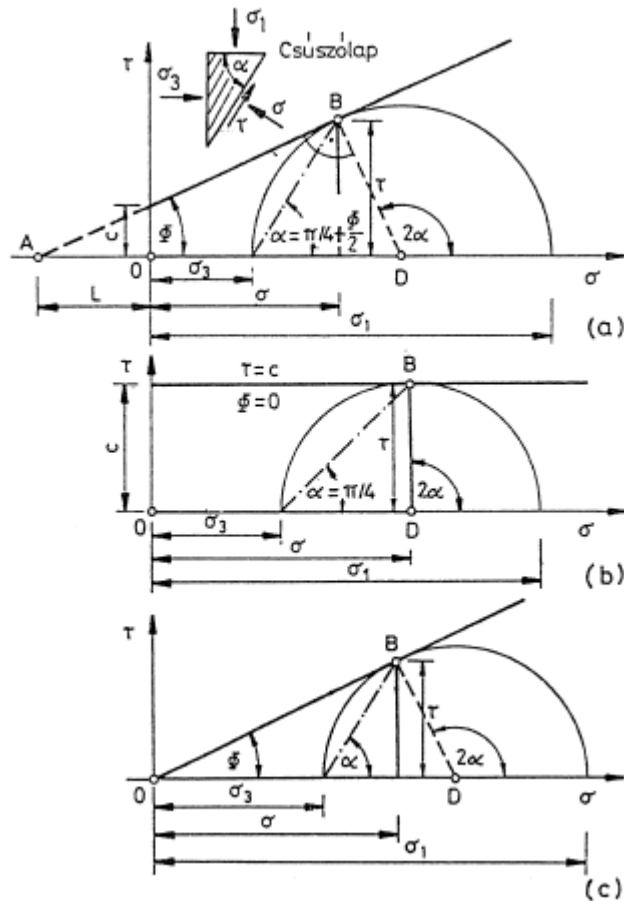
$$\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi + c$$

Azt a felületet, amelynek minden egyes pontjában a fellépő normál- és nyírófeszültség kielégíti az összefüggést, csúszólapnak nevezzük. A képletben szereplő (φ) és (c) állandók; (φ) a talaj belső súrlódási szögét, (c) a kohézió a felületegységére jutó értékét jelenti (dimenziója kPa).



52. ábra: Feszültségek az elemi prizmán

Az elmondottak szerint a Coulomb-Mohr-féle törési feltétel azt jelenti, hogy a talajtömegben a törés akkor következik be, ha a feszültségi állapotot jellemző Mohr-féle kör a Coulomb egyenest érinti (ld. 51.b ábrát). A törés nem azon a síkon fog bekövetkezni, ahol a nyírófeszültség a legnagyobb, amely $\pi/4$ szöget zár be a főfeszültségek irányával, hanem ott, ahol az eredő feszültség a lehető legnagyobb szöget zárja be a felületelem normálisával. A csúszólapot az α hajlású egyenes adja meg, amely $\pi/4 + \varphi/2$ szöget zár be az első főfeszültség síkjával. Az egyenlet alapján nyilvánvaló, hogy a Coulomb-Mohr-féle törési elméletnek egy általános és két speciális esete van (ld. 53. ábrát).



53. ábra: Törési feltételek

(a) Általános eset: $\varphi \neq 0, c \neq 0$ Az 53.a ábra jelölései szerint a Coulomb-Mohr-féle törési feltétel az ABD derékszögű háromszög oldalainak az arányából fejezhető ki:

$$\sin \phi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2L}$$

(b) Speciális esetek

1: Ha $\varphi = 0$ és, $c \neq 0$ akkor a törési feltétel:

$$c = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) = \tau_{\max}$$

A törési feltétel azt jelenti, hogy a csúszólapon fellépő nyírási ellenállás a normális feszültségtől független, $\tau_{\max} = c$, tehát a belső ellenállás a kohézióval azonos (ld. 53.b ábrát). Ez a tökéletesen képlékeny - kohéziós - talaj esete.

2: Ha $c = 0$ és $\varphi \neq 0$, akkor a törési feltétel az OBD derékszögű háromszög oldalainak az arányából fejezhető ki:

$$\sin \phi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3}$$

A képlet szerint a nyírószilárdság a talaj belső súrlódásából származik, és teljes egészében a normális feszültség függvénye, $\tau = \sigma \cdot \tan \phi$ (ld. 53.c ábrát). Ez az ideális szemcsés talaj esete.

A Coulomb-Mohr-féle törési feltétel elemzéséhez szükségünk van azokra az

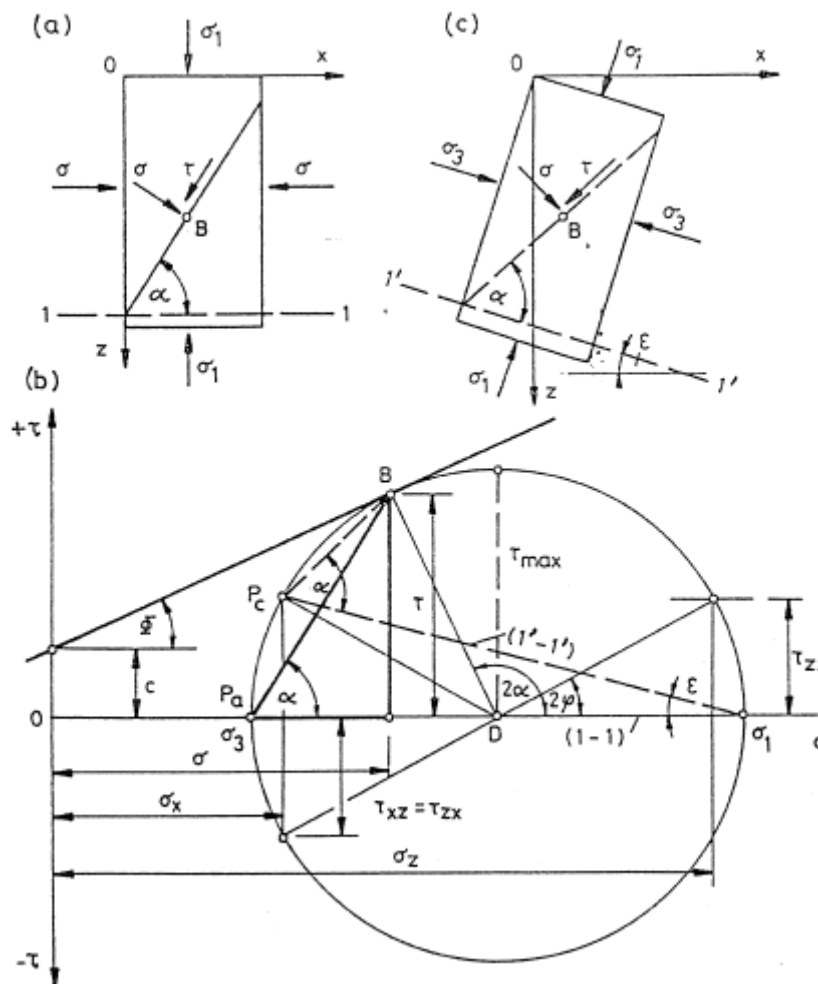
egyenletekre, amelyekkel a talajokban keletkező feszültségeket számítani tudjuk. A feszültségek számításához szükséges alapösszefüggéseket a szilárdságtan tárgyalta. Itt azokat az összefüggéseket foglaljuk össze, amelyek a korábbiakban definiált egyszerű sík alakváltozási esetekre érvényesek.

A 17. ábrán vázolt végtelen féltérből vágjunk ki egy elemi prizmat. Hozzuk létre a törési állapotot és vizsgáljuk meg a B pont kicsiny környezetében az α hajlású síkon a $\sigma_1, \sigma_3, \sigma, \tau$ összefüggését.

Az első esetben tételezzük fel, hogy a főfeszültségek (σ_1, σ_3) iránya és a koordináta-rendszer tengelyeinek az iránya (z, x) párhuzamosak. Az első főfeszültség síkja (1-1) párhuzamos az x koordináta tengellyel (ld. 54.a ábrát). Törési állapotban a $\sigma_1, \sigma_3, \sigma, \tau$ értékét az 54.b ábra szemlélteti, helyét a B pont jelöli; közöttük az alábbi összefüggések állnak fenn:

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\alpha$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\alpha$$



54. ábra: Feszültségek számítása

A második esetben tételezzük fel, hogy a főfeszültségek (σ_1, σ_3 irányai és a koordináta-rendszer tengelyeinek az irányai (z, x) nem párhuzamosak. Az első feszültség síkja (1'-1') a vízszintessel ϵ hajlásszöget zár be (ld. 54. c ábrát). Törési állapotban a $\sigma_z, \sigma_x, \tau_{xz} = \tau_{zx}, \sigma_1, \sigma_3$ értékeket az 54.b ábra szemlélteti; helyét a B pont jelöli; közöttük az

alábbi összefüggések állnak fenn:

$$\sigma_{1,3} = \frac{\sigma_z + \sigma_x}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}\right)^2 + \tau_{zx}^2}$$

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) = \sqrt{\left(\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}\right)^2 + \tau_{zx}^2}$$

$$\sigma_{z,x} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) \pm \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\varphi$$

$$\tau_{xz} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\varphi$$

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_z + \sigma_x) + \frac{1}{2}(\sigma_z - \sigma_x) \cos 2\varphi - \tau_{xz} \sin 2\varphi$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_z - \sigma_x) \sin 2\varphi + \tau_{xz} \cos 2\varphi$$

A leírtakból következik, hogy a feszültségek meghatározására vagy a képleteket vagy a 54. ábra grafikus megoldását választhatjuk. Könnyen belátható, hogy bizonyos esetben a grafikus megoldás nemcsak szemléletesebb, de egyszerűbb is.

Ha a főfeszültségi kör ismert, akkor az ún. póluspont segítségével egy tetszőleges (α) hajlású síkon a (σ) és (τ) jegyszerűen meghatározható. A póluspontot úgy kapjuk, hogy a σ_1 végpontjából az első főfeszültség síkjával párhuzamost rajzolunk és ahol ez a Mohr-féle kört metszi, ott van a póluspont. A 54. ábrán vázolt két esetben ez a P_a és P_c pont lesz. Ha az 1-1 és 1'-1' síkhoz képest az α hajlásszöget fölmérjük, a körön mind a két esetben a törési állapotot meghatározó (B) pontot kapjuk. Ez a kerületi szögek tételéből következik. Ha ezután egy tetszőleges α_1 hajlású síkon keressük a σ, τ értékét, akkor az ismert póluspontokból az α_1 szöget föl kell mérni és a keresett mennyiség ismét határozott lesz.

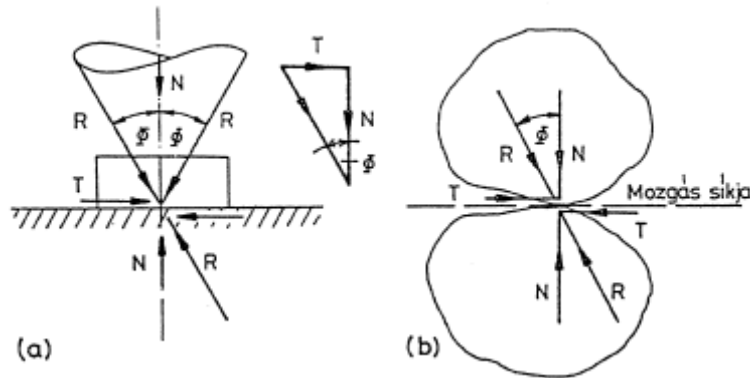
9.2.2 Súrlódás és kohézió fizikai okai

A törési feltételek elemzése alapján belátható, hogy a talaj nyírószilárdsága praktikusán két paraméterrel (φ, c) adható meg. Ideális szemcsés anyagoknál a nyírás ellenállás csak a normális feszültségtől függ, ahol az arányossági tényező a belső súrlódási szög (φ). Ideális kohéziós talajoknál viszont a normális feszültségtől független a nyírás ellenállás, a kohézió (c). Ez a részecskék kapcsolataitól függő adhéziós erőknek a függvénye.

Vizsgáljuk meg a súrlódási tényező és a kohézió valószínű fizikai okait. Az eddigi elméleti és kísérleti vizsgálatok igazolták, hogy mind a két tényező több hatásnak az eredménye és egyáltalán nem tartozik az egyszerű fizikai törvények közé. Ami a súrlódás fizikai lényegét illeti, a nézetek még ma sem teljesen egységesek.

Coulomb a ma már jól ismert törvényét a következőképpen fogalmazta meg: "A súrlódás és a kohézió nem aktív erő, mint a gravitáció, amely mindig a teljes értékével hat, hanem csak passzív erő; ez a két erő az ellenállásuk határértékével mérhető."

A súrlódás alaptörvénye szerint a súrlódási erő egyenesen arányos a normális erővel és független a súrlódó felület nagyságától.



55. ábra: Súrlódási törvény; (a) súrlódás fogalma, (b) súrlódás a talajszemcsék között

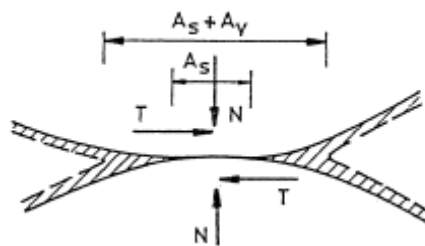
Ha két egymáson nyugvó, de különböző testet egymáshoz képest az egyensúlyi helyzetből el akarunk mozdítani, akkor ehhez olyan erőre van szükség, amelynek a mozgás irányába ható és az elmozdulás síkjában működő összetevője van. Azt az ellenállást, amelyet ennek az erőnek a mozgás eléréséhez le kell győznie, súrlódásnak nevezzük (ld. 55. ábrát). Az ábra egy szilárd test súrlódását és két idealizált szilárd szemcsé súrlódását szemlélteti. Az aktív erő addig növelhető, amíg a passzív erő fizikailag lehetséges felső határát el nem érjük. Ha ez az állapot bekövetkezik, akkor a súrlódás teljes mértékben mobilizálódott és folyamatos alakváltozás jön létre. E határállapotot létrehozó eredő erőnek a felület normálisával bezárt hajlásszögét nevezzük súrlódási szögnek (φ); ennek a tangense (f) a súrlódási tényező.

A súrlódás fizikai okát Coulomb teljesen mechanikusan azzal magyarázta, hogy az érintkező felületek nem ideálisan simák és a mozgás előidézéséhez az egymásba mélyedő fogakat le kell törni.

Ismeretes, hogy két szilárd test általában nem hozható közvetlen érintkezésbe, mert a felületüket egy adszorbeált réteg - "film" - vonja be, amely még nagy nyomás mellett is akadályozza a felületek közvetlen érintkezését.

Számos kísérlet rámutatott arra, hogy a súrlódási tényező nagymértékben függ az "érintkező felületek közötti adszorbeált réteg - "film" - tulajdonságaitól és ez idézi elő az adhézió jelenségét.

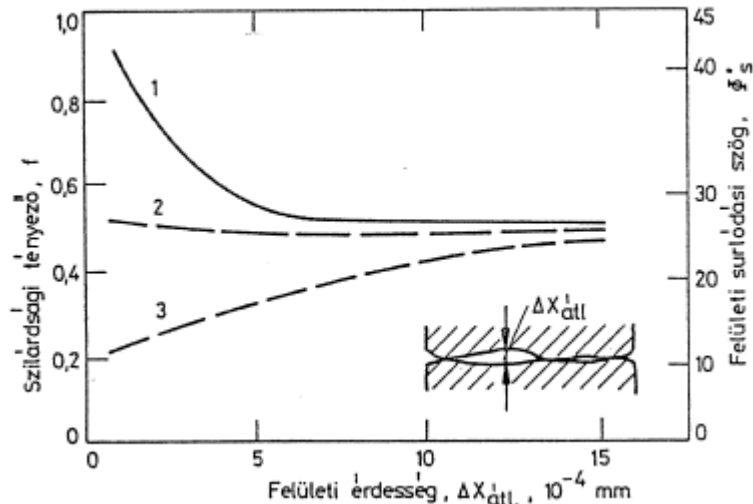
Talajokban a súrlódás a szemcsék között lép fel (ld. 56. ábrát). Ha a szemcsék az "adszorbeált burok" vastagságához képest nagyok, akkor az adhézió alárendelt szerepet játszik. A terhelés következtében fellépő nyomások, az egyes szemcsék között az érintkezési pontok viszonylag kicsiny száma miatt nagyok, a film erősen összenyomott állapotban van; a nyomás szemcséről szemcsére adódik át, és ilyen anyagban nagy lesz a belső súrlódás, de nem keletkezik adhézió.



56. ábra: Az adszorbeált réteg szerepe a szemcsék érintkezési felületének kialakulásában

Kis szemcsék esetében a felületegységre jutó érintkezési pontok száma megnő, az adszorpciós film viszonylagos vastagsága jóval nagyobb lesz, mert a rájuk ható fajlagos nyomás sokkal kisebb. A belső súrlódás lényegesen lecsökken, érvényre jut a film adhéziója. Terzaghi tisztán elméleti úton kísérletet is tett arra, hogy a Coulomb-törvényt igazolja. Az elméleti vizsgálat igazolta, hogy kicsiny nyomások esetén ún. zérus súrlódásnál a feszültségtől független adhézió jelentkezik. Közönséges súrlódási kísérleteknél az adhézió nem jelentkezik, de mikroszkopikus szemcsehalmazok esetén értéke jelentős lehet.

A felületi érdesség és felületi tisztaság változtatása mellett részletes elemzést végeznek a szemcsék felületi súrlódásának a meghatározására. A kísérlet világosan igazolja, hogy a sima és kémiaailag tiszta felület adja a legnagyobb felületi súrlódást. A 57. ábrán látható, hogy átlagos esetben $\varphi_s = 26^\circ$. Önmagában ez a szemcsés talajok nyírószilárdságát még nem magyarázza meg, mivel a szemcsés talajok belső súrlódása általában ennél sokkal nagyobb.



57. ábra: Felületi súrlódás változása a felületi tulajdonságoktól függően

A kísérlet egyben magyarázatot ad arra is, hogy a víznek nincs ún. kenőhatása, sőt a hidrofil ásványok esetében még növeli is a súrlódási tényezőt. Hidrofób ásványok esetében a víz hatása kismértékben csökkenti ugyan a súrlódási tényezőt, de a csökkenés nem a víz kenőhatása miatt, hanem a víz tulajdonságainak az adszorbeált rétegben való változása miatt következik be.

A valóságban nem két szemcse kapcsolatáról, hanem szemcsehalmazról van szó. Tehát a szemcsés talajok belső súrlódása a halmaznak a tulajdonságaitól függ:

- felületi súrlódás,
- térfogatváltozás (tömörödés, fellazulás),
- szemcseátrendeződés,
- szemcsék töredezése a különböző igénybevételek miatt.

Elemzésére a szemcsés talajok nyírási ellenállásának a részletes ismertetésekor visszatérünk.

A talajokban jelentkező kohézió is igen sok hatás eredménye lehet, általában két részre osztjuk:

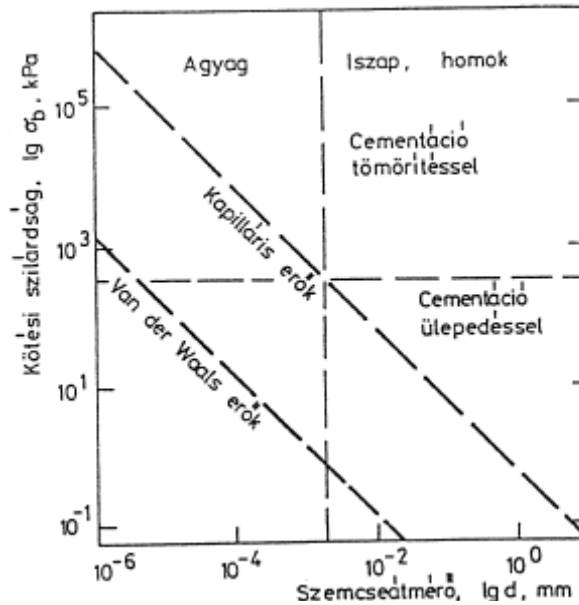
- valódi kohézió,
- látszólagos kohézió.

A valódi kohéziót a következő hatások hozhatják létre:

- cementáció; (mész, szilícium, alumínium, vasoxid, szerves alkotórészek stb. léte, továbbá minden olyan hatás, ami a tömörséget, a talaj előterhelését növeli) ;
- másodlagos kötőerők (hidrogén kötés, van der Waals erők);
- elsődleges kötőerők (ezek csak az alkotók szilárdságát határozzák meg);
- a víz felületi feszültsége.

A látszólagos kohézió a következő hatások eredménye:

- a víz felületi feszültsége;
- "látszólagos" mechanikai erők (ez lényegében Coulomb mechanikus elképzelését az anyag "egymásbakapaszkodását" jelenti).

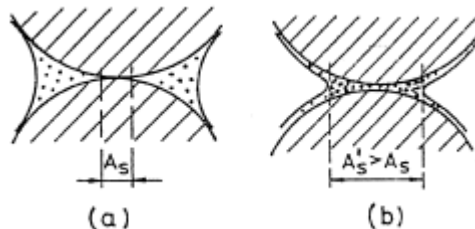


58. ábra: A részecskék közötti kötőerők nagysága és eredete

A részecskék közötti kötőerők relatív szilárdságát (σ_b) a 58. ábra szemlélteti részecskék átmérőjének (d) a függvényében. Az ábra alapján látható, hogy az elektrosztatikus és elektromágneses hatás a felületi feszültséghez képest igen kicsiny.

Kötött talajokban jelentkező kohézió oka kis részben a "filmek" adhéziójában, nagyobb részben a felületi feszültségben keresendő.

A felületi feszültségből származó erő jelentősen megnövekedhet akkor, ha a talajszemcsék zömét adó nagyobb átmérőjű szemcsék mellett bizonyos mennyiségű egészen finom szemcséket is tartalmaz a talaj (ld. 59. ábrát).



59. ábra: A pórusvízben lebegő szilárd részecskék hatása a kohézióra

A talaj kiszáradása során a finom részecskék egy kisebb térre szorulnak össze, míg végül teljesen tömör helyzetet foglalnak el. A vízfilmek további összehúzódását a részecskék nem engedik meg, a fellépő feszültség, amely a kiszáradás során nő, kb. ugyanakkora felületen oszlik el a száradás során. Ennek következtében a vonzóerő nagyon erősen megnő és vele a szerkezet szilárdsága is emelkedik. A fémöntésben az öntőhomok összetétele ilyen, és kiválóan "tudja" a leírt tulajdonságokat. Ezt a hatást használják fel a mechanikai talaj stabilizációs keverék összeállításában is (ld. Kezdi: 1967).

Ezzel magyarázható a kötött talajok valódi kohéziójának víz hatására bekövetkező időbeli csökkenése, mivel az adszorbeált vízrétegben is változások következnek be. Ez a változás még kicsiny normális feszültségek mellett is igen hosszú időt (heteket, hónapokat, évtizedeket) igényelhet. Ezzel szemben a látszólagos kohézió a durvaszemcsés talajokban, elsősorban homokokban alakul ki; a felületi feszültség okozza, és a telítődés pillanatában azonnal megszűnik. Ezekből az következik, hogy az ideális homokok és ideális agyagok közötti talajokban - homokliszt, iszap - ez a jelenség igen sajátos átmeneti jelleggel érvényesül. Ez eredményezi az ún. átmeneti talajok rendkívüli vízérzékenységét.

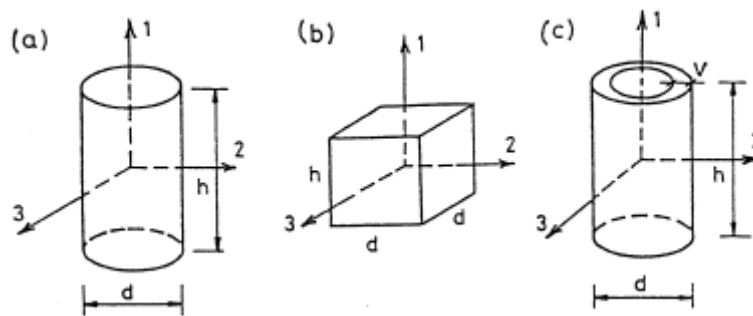
9.2.3 Nyírószilárdság kísérleti meghatározása

9.2.3.1 Kísérleti módszerek

A nyírószilárdság kísérleti meghatározásának minden esetben az a lényege, hogy előállítunk egy egyszerű, jól definiálható, jól mérhető feszültségi-alakváltozási állapotot, és ezzel létrehozuk a talajban a törést. A törést okozó feszültségállapot ismeretében, a Mohr-féle koordináta-rendszerben megrajzoljuk a főfeszültségek köreit, vagy a töréshez tartozó normál- és nyírófeszültségek értékeit; ezek burkolója megadja a Coulomb-féle egyenes paramétereit, a belső súrlódási szöget (φ) és kohéziót (c).

A törési kísérlet végrehajtható a helyszínen vagy a laboratóriumban. Itt csak a laboratóriumi módszerekkel foglalkozunk.

A vizsgálathoz zavartalan talajmintát kell venni (pl. egy szabályos hengerrel ki kell szűrni, faragni, esztergálni) vagy a szárazon ömleszthető anyagokból megfelelő fázisos összetétel mellett szabályos mintát kell formálni. A gyakorlatban a talajmintának három alaptípusa van (ld. 60. ábrát):



60. ábra: A kísérleti talajminták típusai

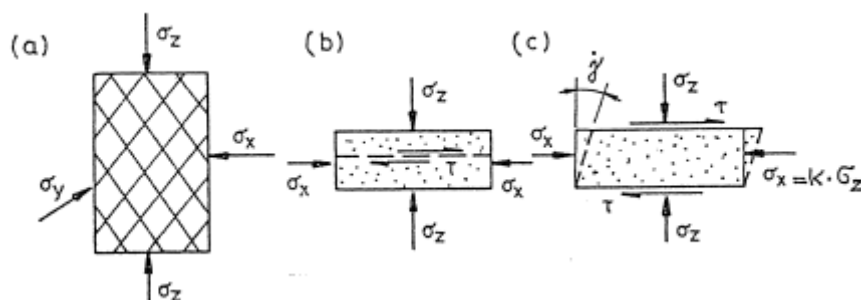
- tömör hengeres talajminta,
- prizmatikus talajminta,
- vastagfalú "gyűrű" alakú talajminta.

A vizsgálatra előkészített talajminták törése három alapsoportra osztható (ld. 61. ábrát):

(a) Egymásra merőleges főirányokban terheljük a talajmintát a törés határáig. A törés az anyag tulajdonságaitól függően jön létre, a csúszólapok a töréskor alakulnak ki.

(b) A csúszólapot (törési síkot) eleve kijelöljük a berendezés célszerű kialakításával. Azt vizsgáljuk, hogy a kijelölt törési síkon mekkora feszültségek hozzák létre a határállapotot.

(c) A talajminta törését úgy hozzuk létre, hogy a terhelési irányokat kijelöljük; a mintában az egyenletes kompressziót vagy expanziót úgy hozzuk létre, hogy e közben a minta szögtorzulása konstans.



61. ábra: A kísérleti talajminták törési alapesetei

A hazai gyakorlatban a leggyakrabban alkalmazott módszerek:

- közvetlen nyírókísérlet,
- egyirányú nyomókísérlet,
- háromtengelyű nyomókísérlet.

A közvetlen nyírókísérleti mintát először anizotrop kompressziós feszültségállapotba helyezzük, a függőleges feszültséget állandó értéken tartjuk és a minta oldalkitérését meggátolva egy vízszintes sík mentén növekvő erő működtetésével elnyírjuk. Törés során az egymáson levő nyírt felületek nagysága nem lesz állandó, hanem csökken.

Az egyirányú nyomókísérleti mintát növekvő tengelyirányú nyomásnak vetjük alá, a terhelést szabad oldalkitérés mellett törésig fokozzuk.

Háromtengelyű nyomókísérlet (triaxiális kísérlet) lényege, hogy a talajmintát először izotróp, vagy anizotrop kompressziós feszültségállapot alá helyezzük, majd az egyirányú nyomókísérlethez hasonlóan a tengelyirányú terhelést törésig növeljük.

A három módszerrel végrehajtott törési kísérlet feszültségállapotát a 62. ábra mutatja. A hazai gyakorlatban nagyon ritkán alkalmazott kísérleti módszer a torziós nyírás. Ennek a lényege, hogy a hengeres mintát először anizotrop kompressziós feszültségállapotba helyezzük. A törést a kísérleti eszközzel meghatározott vízszintes síkban, torziós nyomaték alkalmazásával állandó függőleges feszültség mellett hajtjuk végre. A nyírási felület így mindig konstans marad, de nem lesz állandó a gyűrűirányú elmozdulás.

A kétirányú nyomás (síkbeli alakváltozási eset), a valódi nyírás, vagy igazi triaxiális kísérlet igen bonyolult mechanikus és elektronikus mérőrendszert igényel. A hazai laboratóriumokban ilyen berendezések még nincsenek.

A 9.1 fejezet alapján ismert, hogy a talajra átadott terhelés hatására a pórusvízben, illetve póruslevegőben semleges feszültségek ébrednek. Ennek a nagysága a terhelés sebességétől és a talaj áteresztőképességétől függ.

Tekintettel arra, hogy a talaj nyírószilárdsága a normális feszültségtől is függ, ezért a hatékony nyírószilárdság csak hatékony normális feszültségből származhat. A Coulomb-egyenese szerint

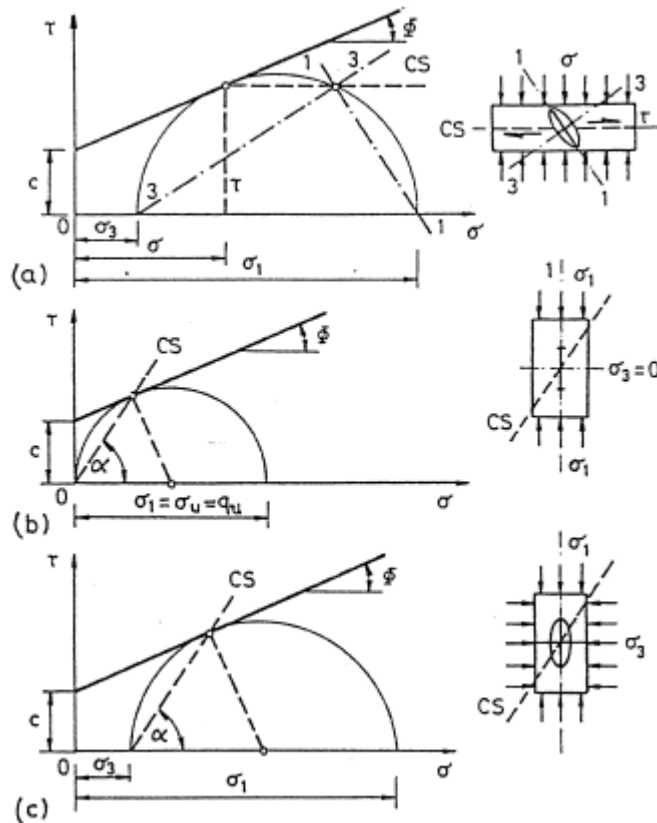
$$\tau = \bar{\sigma} \cdot \operatorname{tg} \varphi' + c' = (\sigma - u) \cdot \operatorname{tg} \varphi' + c'$$

ahol (φ') és (c') a hatékony feszültségek alapján meghatározott nyírószilárdsági paramétereket jelenti.

A képletek szerint a nyírószilárdság - a Coulomb-egyenese – kétféleképpen értelmezhető:

- teljes feszültségek függvényében,
- hatékony feszültségek függvényében.

A kezdeti feszültségállapotnak és a törést okozó feszültségállapotnak, egyszóval a terhelésnek a sebessége döntően befolyásolja a nyírószilárdság értékét. Ez a két feszültségállapot egyaránt lehet gyors vagy lassú. Ezalatt azt értjük, hogy van-e lehetőség a konszolidációra, a pórusvíznyomás megszűnésére, a térfogatváltozásra, a szemcseátrendezésre.



62. ábra: A nyírószilárdság vizsgálat három esete; (a) közvetlen nyírókísérlet, (b) egyirányú nyomókísérlet, (c) triaxiális nyomókísérlet

A gyors terhelés alatt azt értjük, hogy nincs lehetőség a konszolidációra, a víz eltávozására, a minta dréneződésére, a pórusvíznyomás megszűnésére. A lassú terhelés alatt azt értjük, hogy lehetőség van a konszolidációra, a minta dréneződésére, a pórusvíznyomás megszűnésére.

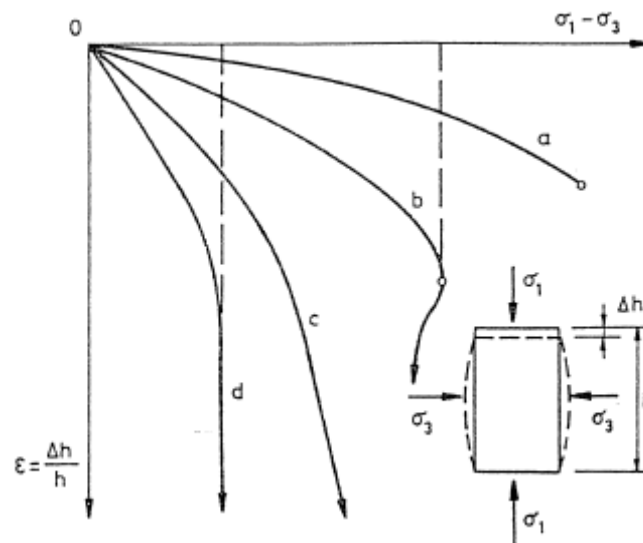
A nyírószilárdság kísérleti meghatározása előtt még három általános megjegyzést kell tenni.

Az első megjegyzés a talajok kezdeti feszültségállapotára vonatkozik. A térszín alatti természetes talajrétegekre a talaj önsúlyából származó feszültségek működnek, vagy korábbi előterhelések hatásának a következményeit hordozzák. De mindenképpen a 9.1.1 fejezetben tárgyalt kompressziós feszültségállapothoz közel álló törvények érvényesek. Ha egy ilyen feszültségállapot alatt konszolidált mintát közvetlen nyírókísérlet, egyirányú vagy többirányú nyomókísérlet alá helyezünk, akkor az eredeti és az alkalmazott kezdeti feszültségállapotok többnyire eltérnek egymástól. Ez azt jelenti, hogy ez a hatás a nyírószilárdságot is befolyásolja. Ezért a kísérletek eredményeinek gyakorlati számítására való alkalmazásakor figyelembe kell venni a kezdeti feszültségállapotot is.

A második megjegyzés a törést előidéző feszültségállapotnak és a középső főfeszültségnek a kapcsolatára vonatkozik. Nevezetesen ennek a hatását nem vesszük számításba, habár bizonyos esetekben ennek a szerepe sem hanyagolható el teljes mértékben.

A harmadik megjegyzés a törési állapot bekövetkezésére, annak értelmezésére vonatkozik. Ismeretes, hogy a Coulomb-egyenest a törési állapotokhoz tartozó feszültségi körök burkolójaként kapjuk meg. Sok esetben igen nehéz egyértelműen eldönteni, hogy mit tekintünk törési állapotnak, mivel a talajminta a folyamat alatt vagy fellazul vagy tömörödik (ld. 63. ábrát). A talajminta fellazulása a nyírószilárdság csökkentését, a tömörödése pedig ennek az ellentétét, a növekedését eredményezi. A 63. ábrán néhány alapvető feszültség és alakváltozási összefüggést adunk meg. Az (a) vonal a rideg törést, a (b) vonal a dilatáló (fellazuló) anyag törését, a (c) vonal a folytonosan tömörödő - rugalmas, felkeményedő - anyag

viselkedését és a (d) vonal az ideálisan rugalmas, képlékeny anyag törését szemlélteti.



63. ábra: Jellegzetes alakváltozási görbék

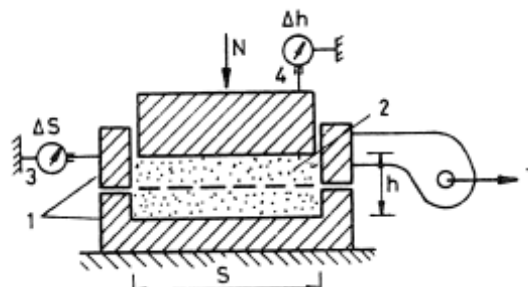
Néha a feszültség növelésének a folyamata alatt a talaj mindkét fázison keresztülmegy (pl. egy lösz tömörödése, roskadása, felkeményedése ismételt fellazulása és törése). A törési folyamat alatt pórusvíznyomás keletkezhet, és változhat a hatékony feszültség értéke. A törési kritériumot a következő két feltétel alapján határozzuk meg:

- (1) $\sigma_1 - \sigma_3$ deviátor feszültség maximális,
- (2) $\bar{\sigma}_1 / \bar{\sigma}_3$ hatékony főfeszültségek aránya maximális.

A két kritérium közül mindig a kedvezőtlenebb esetet fogadjuk el. Az első kritérium nyilvánvaló, további magyarázatot nem igényel. A második kritérium lényegében a terhelés - alakváltozási folyamat azon határát adja, ahol a talajminta a tömörödésből a lazulás folyamatába, a pórusvíznyomás növekedéséből annak a csökkenésébe megy át. A tapasztalatok szerint a két kritériumot több tényező befolyásolja (minta előterhelése, terhelés sebessége, a talaj telítettségének a mértéke).

9.2.3.2 Közvetlen nyírókísérlet

A nyírószilárdság megállapítására szolgáló legegyszerűbb eljárások egyike a közvetlen nyírókísérlet. Eszköze a nyíródoboz, mely egy alsó és egy felső egymásra helyezett keretből áll, ami egymáshoz képest vízszintesen elmozdítható (ld. 64. ábrát). A kísérleti eszköz szemcsés és kötött talajok vizsgálatára egyaránt alkalmas. A talajminta két fogazott szűrőkö vagy fésűs fémbetét közé kerül.



64. ábra: Közvetlen nyírókísérlet eszköze

A talajmintára állandó függőleges normális terhelést (N) adunk, az alsó keretet fixen rögzítjük, a felső keretre vízszintes nyíróerőt (T) adunk, amit a törésig fokozunk. A törés - a csúszólap - a keretek vízszintes elmozdulási síkjában alakul ki. A nyíróerőt "lépcsősen" vagy

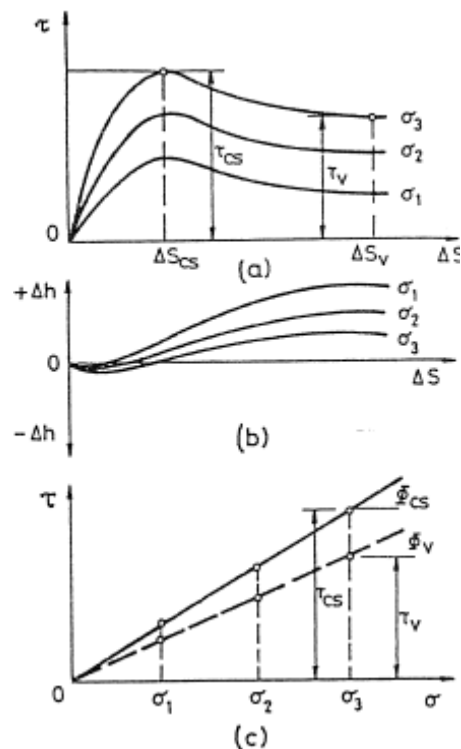
folytonosan növeljük és mérjük a minta vízszintes (Δs) és függőleges (Δh) deformációját. A kísérleti eredményeket a 65. ábra mutatja.

A 65.a ábra a nyírófeszültség ($\tau = T/A$) és vízszintes elmozdulás összefüggését mutatja különböző normális feszültség ($\sigma = N/A$) alkalmazása mellett. (A - a nyíródoboz keresztmetszeti területe a nyírás síkjában.)

A 65.b ábra a függőleges és vízszintes elmozdulások összefüggését szemlélteti a különböző normális feszültségek mellett ($-\Delta h$ a tömörödést - kompressziót -, $+\Delta h$ a fellazulást - expanziót -jelenti.)

A 65.a és b ábra alapján - a töréshez tartozó τ és σ összetartozó értékei alapján - felrajzolható a Coulomb-féle egyenes, és meghatározható a nyírószilárdsági egyenes két paramétere, a (φ) és (c). A töréshez tartozó feszültségállapotot és a csúszólapot a 62.a ábra mutatja. A kísérletből látható, hogy a vízszintes elmozdulás növekedésével először a minta tömörödik, aztán fellazul, ezért a T -nák két jellemző értéke lesz:

- egyik a τ_{cs} , a maximális nyírási ellenállás;
- másik a τ_v , a folytonos elmozduláshoz tartozó nyírószilárdsági végérték.



65. ábra: Közvetlen nyírókísérlet eredménye

Az első a mozgás megindulását, a másik a folyamatos mozgás fenntartását határozza meg. Ez azt jelenti, hogy két Coulomb-féle egyenes értelmezhető. A 63. ábrán vázolt alakváltozási törvény szerint sok esetben a két érték egybeesik, ha csak tömörödés következik be.

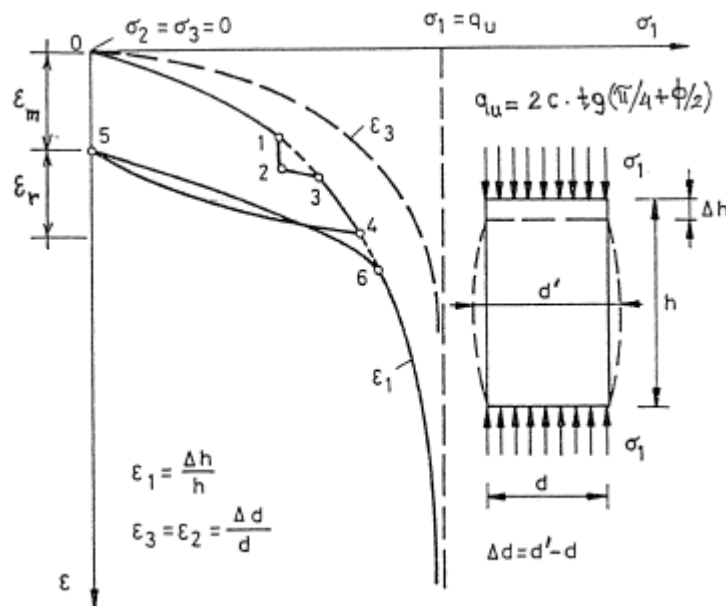
A közvetlen nyírókísérlettel szemben több kifogás tehető, bár egyszerűen végrehajtható. A nyíródobozban levő mintában a feszültségeloszlás nagyon bonyolult, az erő és felület hányadosából számított nyírófeszültség csak közelítő értékek tekinthető, mivel a nyírási felület elmozdulással arányosan megváltozik. A törési állapot nem egyszerre következik be a teljes talajminta felületen, hanem a széleken indul meg, és fokozatosan halad a közép felé a képlékeny zóna. A feszültségállapot nem tiszta nyírás, erős torzulások lépnek fel.

A 65. ábra a nyírószilárdságot a teljes feszültségek függvényében ábrázolja. A kísérleti eredményekből az következik, hogy a nyírás alatt a talaj tömörsége megváltozik. Ha

a talajminta száraz, és a hézagokat levegő tölti ki, akkor ez a változás szinte pillanatok alatt következik be, tehát a teljes feszültség és hatékony feszültség gyakorlatilag azonos. Ha a hézagokat víz tölti ki, a konszolidáció hossz-szabb időt igényel, a pórusvíznyomás, a hatékony feszültség és a hatékony nyírószilárdság értéke a terhelési kísérlet sebességétől függ.

9.2.3.3 Egyirányú nyomókísérlet

Az egyirányú nyomókísérlet elvben megegyezik az építőanyagok (beton, habarcs, falazat, kőzet stb.) vizsgálatánál alkalmazott nyomópróbával. A kísérlet sajátosságából következik, hogy csak kohézióval bíró talajokra alkalmas a módszer. A talajból hengeres mintát készítünk, két nyomólap közé helyezük, a mintára tengelyirányban növekvő terhelést adunk át és törésig fokozzuk. Terhelés közben mérjük a minta függőleges (Δh) és vízszintes (Δd) deformációját. A terhelés átadása lehet gyors vagy lassú, folytonos vagy szakaszos (lépcsős).



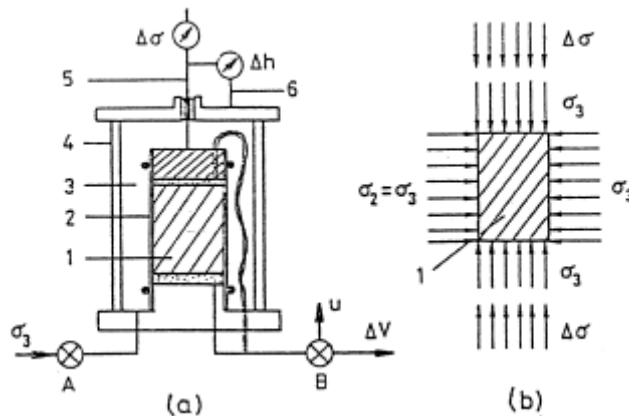
66. ábra: Egyirányú nyomókísérlet eredménye

Az egyirányú nyomás jellegzetes függőleges és vízszintes alakváltozási görbáját a 66. ábra mutatja, (ϵ_1 a függőleges, $\epsilon_2 = \epsilon_3$ a vízszintes fajlagos alakváltozást jelenti).

Ha a folytonos terhelés növelésében rövid szünetet tartunk, akkor a minta konszolidálódik (1-2 vonalszakasz). Ha a terhelést tovább növeljük, az alakváltozási vonalat a (2-3-4) szakasz írja le. A tehermentesítési és újratermelési folyamatot a (4-5-6) szakasz szemlélteti. A tehermentesítés azt mutatja, hogy a talaj részben rugalmas, részben maradó deformációt szenved. A terhelés növelésével végül egy olyan értékhez érünk, ahol a minta tönkremegy ($\sigma_1 - \sigma_3 = q_u$).

9.2.3.4 Többirányú nyomókísérlet

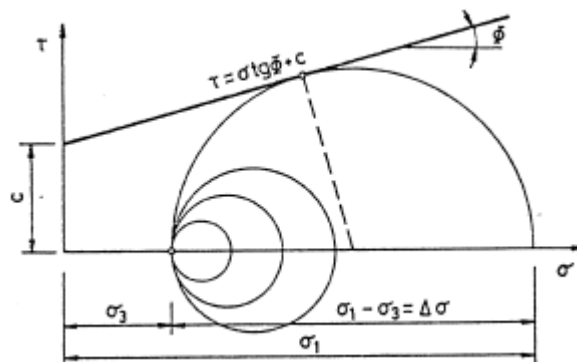
A legáltalánosabb törési kísérlet a triaxiális cellá ban hajtandó végre. A készülék elvi vázlatát a 67.a ábra, a hengeres talajminta feszültségállapotát a 67.b ábra szemlélteti.



67. ábra: Triaxiális nyomókísérlet

A vizsgálatra előkészített talajmintát először egy vékony gumihártyával vesszük körül, a cellát vízzel töltjük fel, a cellában hidrosztatikus feszültségállapotot állítunk elő ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), tengelyirányban $\Delta\sigma$ deviátor feszültséget működtetünk, (vagyis a mintát tengelyszimmetrikus feszültségállapot alá helyezzük). A cellában uralkodó hidrosztatikus nyomást az (A) csapon keresztül tudjuk szabályozni és szükség szerint állandó szinten tartani. A mintából a vizet vagy a levegőt a (B) csapon keresztül tudjuk elvezetni és szükség szerint a bekövetkezett térfogatváltozást (ΔV) mérni. A (B) csapon keresztül tudjuk a rendszert lezárni a térfogatváltozást meggátolni ($\Delta V = 0$), és a pórusvíz vagy póruslevegő nyomását (u) megmérni. A minta tengelyirányú alakváltozását (Δh) és szükség szerint a minta vízszintes alakváltozását (Δd) is mérni tudjuk (ld. Kezdi: 1976).

A kísérletet úgy végezzük el, hogy a leírt feltételek mellett a mintát hidrosztatikus feszültségállapotba (σ_3) helyezzük. A mintát tengelyirányban törésig terheljük ($\sigma_1 = \sigma_3 + \Delta\sigma$); mind a két terhelési esetben a vizsgálatához szükséges időt kivárjuk, ami attól függ, hogy melyik kísérleti típust választottuk. A (Δh) és (Δd) értékeit a deviátorfeszültség $\Delta\sigma$ növelésével együtt folyamatosan mérjük. A (ΔV) vagy (u) értéke közül a kísérlet feltételeinek megfelelő mennyiségeket megmérjük, a törési állapotot adó Mohr-kört és Coulomb-féle egyenest ábrázoljuk, a nyírószilárdsági paramétereket meghatározzuk (ld. 68. ábrát). A 68. ábra a kezdeti hidrosztatikus feszültségállapotot, néhány közbenső feszültségállapotot és a törési határállapotot mutatja, a teljes feszültségek függvényében.

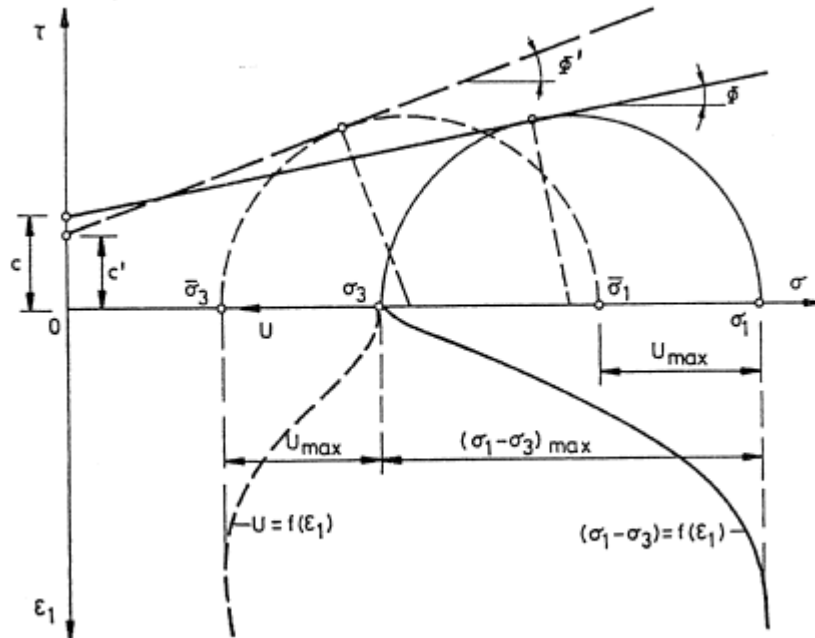


68. ábra: Triaxiális nyomókísérlet főfeszültségi körei

Egy konkrét vizsgálathoz a kísérletet legalább két-három mintával és különböző kezdeti hidrosztatikus nyomás mellett kell elvégezni. A törési állapotokhoz tartozó Mohr-körök burkoló vonala megadja a Coulomb-féle egyenest, a súrlódás és kohézió értékét.

9.2.3.5 Nyírószilárdság meghatározása a teljes és hatékony feszültségek függvényében

A 9.2.1 és 9.2.3 fejezetben ismertettük a Coulomb-Mohr-féle törési feltételt a teljes és a hatékony feszültségek függvényében. Ezeket azonban csak akkor tudjuk alkalmazni, ha a 9.2.3 fejezet kísérleti módszereinek valamelyikével a törést végrehajtjuk és mérjük a teljes és a semleges feszültségek értékét. A hatékony feszültség e két értékből számítható, a Coulomb-féle egyenes ezután a teljes és a hatékony feszültség függvényében is megadható.



69. ábra: A Coulomb-féle egyenes meghatározása a teljes és hatékony feszültségek függvényében

A módszer alkalmazását a háromtengelyű nyomókísérlettel kapcsolatban mutatjuk be (ld. 69. ábrát). A vizsgált mintát σ_3 hidrosztatikus feszültségállapotba helyezzük, a konszolidációt kivárjuk és utána zárt rendszerben a mintát törésig terheljük.

Folyamatosan mérjük a deviátorfeszültséget ($\sigma_1 - \sigma_3$), a tengelyirányú fajlagos alakváltozást (ϵ_1) és a pórusvíznyomást (u). A kísérleti eredményt ábrázoljuk $(\sigma_1 - \sigma_3) = f(\epsilon_1)$ értékét a σ_3 függőlegestől jobbra, az $u = f(\epsilon_1)$ értékét attól balra rakjuk fel.

A $(\sigma_1 - \sigma_3)$ főfeszültségek ismeretében a törési kör megrajzolható. Több törést végrehajtva a Coulomb-féle egyenes a teljes feszültségek függvényében határozott lesz. Az áttekinthetőség kedvéért itt csak egy törési kört adunk meg.

A semleges feszültség ismeretében a hatékony főfeszültség értéke:

$$\bar{\sigma}_3 = \sigma_3 - u$$

$$\bar{\sigma}_1 = \sigma_1 - u$$

A fentiek szerint a hatékony főfeszültségek körei ábrázolhatók; a Coulomb-féle egyenes a hatékony feszültségek függvényében is határozott lesz. A kísérleti eredmény alapján nyilvánvaló, hogy a törési állapotot adó főfeszültségi kör átmérője mind a két esetben azonos, csupán a helyük lesz más. Ebből az következik, hogy a teljes és a hatékony feszültségek függvényében meghatározott nyírószilárdsági paraméterek nem lesznek azonosak $\varphi' > \varphi, c' < c$. Egyszóval a Coulomb-féle egyenes a kísérleti módszernek lesz a függvénye.

10. Kapilláris vízmozgás

10.1 Kapilláris jelenségek talajokban

A 2.5.2 fejezetben a víz tulajdonságaival kapcsolatosan ismertettük, hogy a vékony hajszálcsövekben a víz a talajvízszint fölé emelkedik és ott tartósan megmarad. A kapilláris csőben fölemelkedő vízoszlop magasságát képletekkel határoztuk meg.

A talajokban lévő hézagok zezugos hálózata a sima falú kapilláris üvegcsövektől nagy mértékben eltér. A talaj szabálytalan kapilláris csőrendszerében az emelkedés magasságát a felületi feszültség illetve a vízfilm nyomása hozza létre. A bonyolult szerkezet nagyon összetett állapotot eredményez. Ez elsősorban abban fog jelentkezni, hogy a hézagok különböző méretei miatt egyes helyeken kisebb, máshol nagyobb lesz az emelkedés magassága, és emiatt a talaj egy bizonyos határ fölött háromfázisúvá válik. A víztartalom eloszlása a talaj tulajdonságain - a hézagok rendszerén - kívül a talajvízszint magasságának is a függvénye. Fontos szerepet játszik a fázisos összetétel kialakulásában az a körülmény is, hogy az egyensúlyi állapot hogyan jött létre:

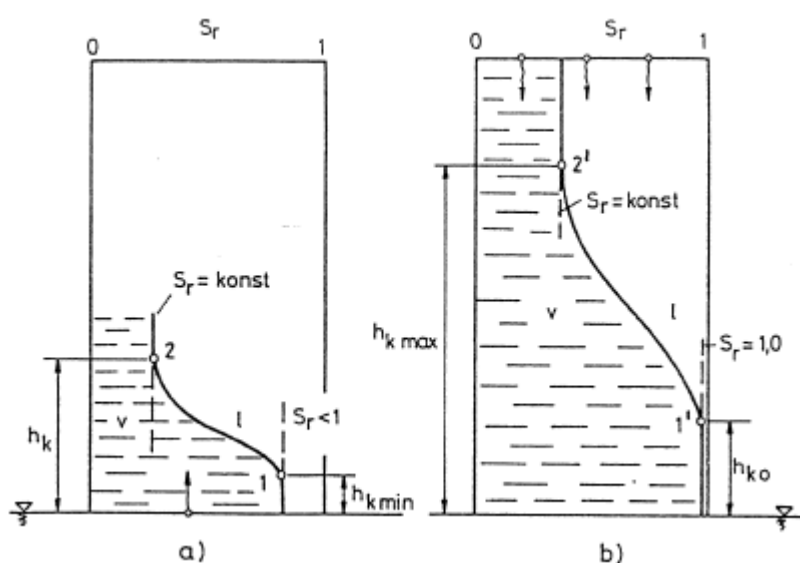
(1) Az eredetileg száraz talajban a talajvízszint emelkedése révén kapilláris vízmozgás indul meg, és a fázisos állapot megváltozása ennek lesz az eredménye.

(2) Az eredetileg vízzel telt talajban a talajvízszint jelentősen lesüllyed, a gravitációs és kapilláris erők hatására egy új, megváltozott fázisos állapot alakul ki.

Annak ellenére, hogy mind a két esetben ugyanaz a két erő működik, a talajvízszint fölötti talajban a fázisos összetétel jelentősen eltér egymástól. A viszonylag durvaszemcsés talaj telítettségének a változását a szabad talajvízszint feletti magasság függvényében a 70. ábra szemlélteti.

A 70.a ábra a kapilláris vízfelszívást, a 70.b ábra a nehézségi erő hatására bekövetkező víztelenítést mutatja. Az (1) és (1') pontok a maximális telítettség tartományait jelölik. A $h_{k\min}$ - a minimális emelkedés magassága, ahol a telítettség konstans és közel áll az egységhez. A h_{k0} - a zárt kapilláris víz tartományát adja, ahol közelítően $S_r \approx 1,0$. A (2) pont a kapilláris vízfelszívás - emelkedés - magasságát (h_k), a (2') a maximális kapilláris emelkedés magasságát $h_{k\max}$ határozza meg. A (2') pont azt a magasságot mutatja, ameddig víztelenítés után folytonos vízszálak maradhatnak fenn. A négy különböző magasság a kapilláris emelkedés határértékeit adja meg vízfelszívás és víztelenítés esetére, ahol

$$h_{k\min} < h_{k0} < h_k < h_{k\max}$$

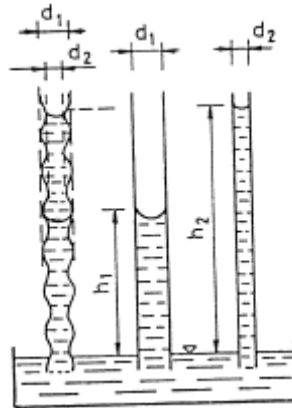


70. ábra: A telítettség változása a kapilláris erők hatására

A víztelenítés és vízfelszívás hatására kialakuló különböző magasságokat a 71. ábra

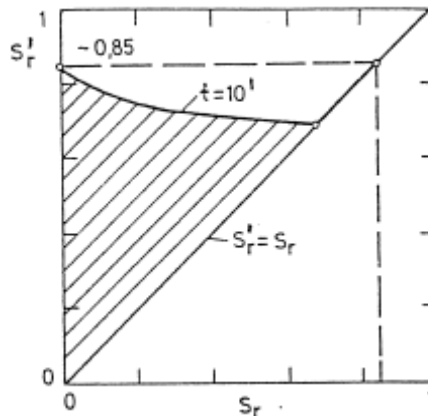
alapján egyszerűen be lehet látni. Ha egyenes falú csőről van szó, akkor a kapillaris magasság konstans, amit a mindenkori csőátmérő határoz meg, ha a felületi tulajdonság illetve α értéke változatlan. Ha ún. öblös - kiszélesedő és keskenyedő - csövet vizsgálunk, akkor emelkedésnél a d_1 , víztelenítésnél d_2 átmérő lesz a meghatározó, következésképpen a kapillaris csőben a vízszint nem lesz konstans a két esetben, mert a csőátmérő sem konstans.

A kapillaris emelkedés magassága nagyon sok tényezőtől függ: a pórusok nagyságától (alakjától, a tömörségtől); szemcseösszetételtől (a mérettől, az alaktól, a felület tulajdonságaitól); a vízfilm tulajdonságaitól, a kapillaris egyensúly kialakulás feltételeitől; a víz tulajdonságaitól (hőmérséklettől, összetételtől).



71. ábra: A kapillaris emelkedés magyarázata

A kapillaris folyamat szempontjából lényeges az a körülmény, hogy milyen a talaj kezdeti telítettsége. Minél nagyobb ez az érték, annál kevesebb vizet képes kapillaris úton felszívni (ld. 72. ábrát). Egy finom homok kezdeti telíttségének (S_r) a függvényében konstans idő ($t = 10^1$) alatt bekövetkező végső telíttség (S'_r) összefüggését a 72. ábra srafozott területe szemlélteti. A kezdeti telíttség növekedésével a végső telíttség fokozatosan csökkent.



72. ábra: Telíttség változása a kezdeti telíttség függvényében

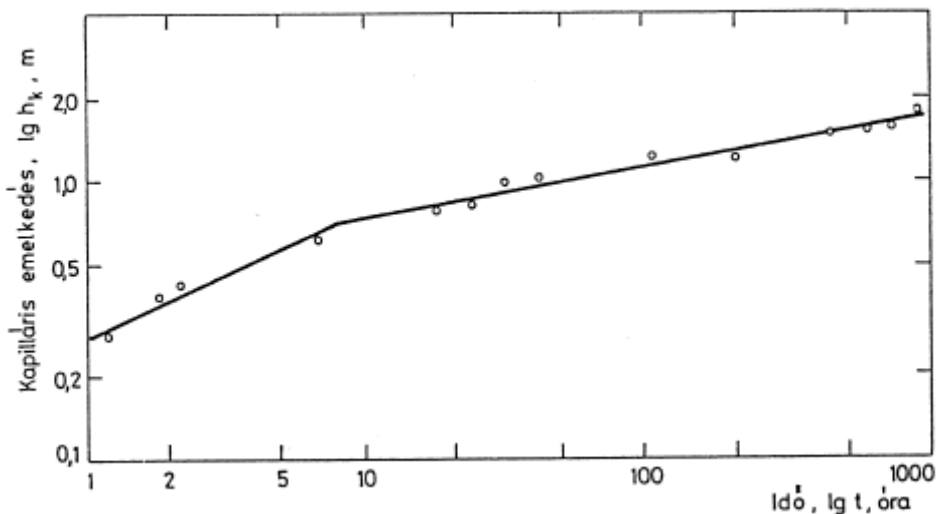
A kötött talajokban – agyagokban, iszapokban – a vízmozgás jellege egész más, a hézagok kicsik, a bennük lévő víz jórésze erősen kötött. A kapillaris mozgást létrehozó erőknél jóval nagyobb elektromos erők kötik le a vizet a szemcse felületére, ezért szabad pórustér alig áll rendelkezésre. Ezekben a talajokban a mozgás rendkívül lassú. Az agyagokban többnyire akkor tapasztalunk a nehézségi erővel szembeni, térfogatváltozással nem járó mozgást, ha annak másodlagos szerkezete van, ha elválási síkok hálózják be.

10.2 Kapillaris vízmozgás törvényszerűségei

A 70. ábrán vázolt kapillaris jelenségekből látszik, hogy az emelkedés magassága

nem jellemezhető egyetlen számmal. A gyakorlatban a legtöbbször a (h_k) kapilláris emelkedés magasságára és a (h_{k0}) zárt kapilláris tartomány magasságára van szükség. Az első a fagyveszély elemzéséhez, az utóbbi a gravitációs víztelenítés hatásának a vizsgálatához szükséges. A kapilláris vízmozgással kapcsolatos törvényszerűségekből a (h_k , h_{k0}) meghatározását, a kapilláris emelkedés időbeli folyamatát és a gravitációs víztelenítés hatását elemezzük.

A (h_k) érték, a kapilláris vízfelszívás határmagassága legegyszerűbben úgy határozható meg, hogy egy vízzel telt edénybe beállítunk egy 8-10 mm belső átmérőjű üvegcsövet, amelybe a száraz, szemcsés talajt a természetes állapotnak megfelelő tömörségűre berázzuk. A vízfelszívást - a kapilláris úton átnedvesedett talajfelszín magasságát - az idő függvényében meghatározzuk. A kísérletet megfelelő hosszú ideig folytatva, a kapilláris emelkedés és idő összefüggése meghatározható (ld. 73. ábrát). Ha a mérési adatokat kettős logaritmikus koordináta-rendszerben ábrázoljuk, akkor a kapilláris emelkedés két egyenes szakasszal írható le. Az első szakasz a közel telített talajzónát, a másik a nyílt kapilláris zónát írja le.



73. ábra: A kapilláris emelkedés időbeli változása

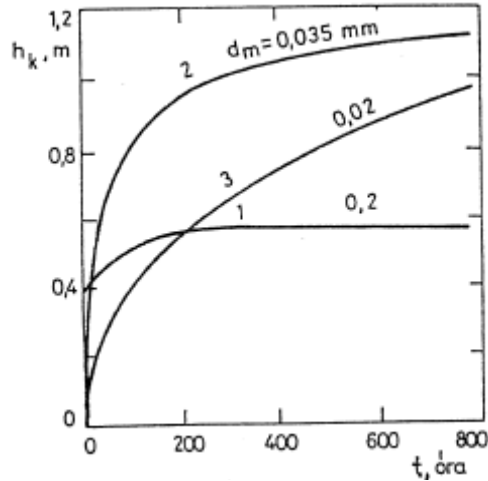
Ha nem vizsgáljuk, hogy a kapillárisán átnedvesedett tartományban, a szabad talajvízszint felett milyen relatív nedvesség alakul ki, csupán az átnedvesedő tartomány határát keressük az idő függvényében, akkor jól alkalmazható Jáky közelítő képlete

$$h_k = a \cdot t^b$$

ahol (t) az időt, (a) és (b) a kísérlet alapján a vizsgált talajra meghatározott paramétereket jelenti.

Ezzel a módszerrel homokok, iszapos homokok és homoklisztek vizsgálhatók. Agyagokra ez a vizsgálat nem alkalmas.

A 74. ábra jellegzetes kapilláris emelkedés görbéket mutat be. Az emelkedés mértéke és sebessége a különböző talajoknál igen erős eltérést mutat. Homokokban a sebesség gyors, és rövid idő alatt kialakul a végső érték. Homokliszt és iszapos homokliszt talajban az emelkedés hasonlóan gyors és az emelkedés magassága is nagyobb. Agyagtalajokban az emelkedés lassú, de itt éri el a víz felemelkedése a legnagyobb értéket.

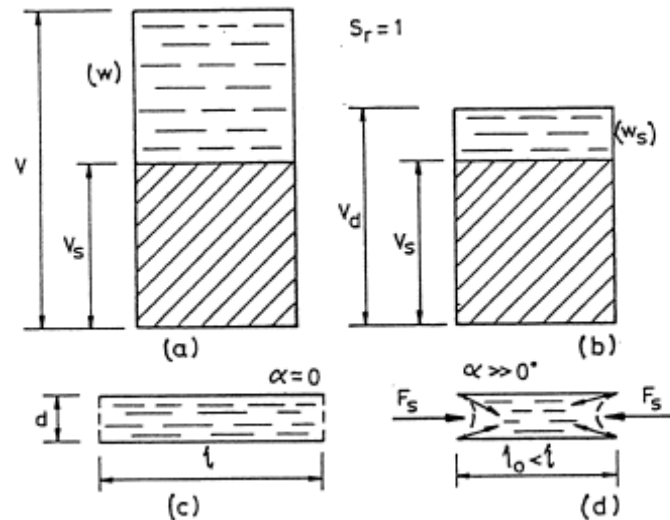


74. ábra: Jellegzetes kapilláris emelkedés görbék; (1) homok, (2) homokliszt, (3) agyag

11. Vízleadás hő hatására

11.1 Térfogatváltozás, zsugorodás

A 3. fejezet 8. ábrája azt mutatta, hogyha egy telített talaj fokozatosan elveszti a vizét - kiszárad - akkor a térfogata is fokozatosan csökken. Azt a határértéket, ami után a víztartalmat csökkentve már állandó marad, zsugorodási határnak, a hozzá tartozó víztartalmat pedig a zsugorodási határ víztartalmának nevezzük. A folyamatot, a kezdeti és végső állapotot a 75.a és b ábra mutatja.



75. ábra: A zsugorodás folyamata

Régebben a talajok zsugorodási képességét kizárólag a bennük levő kolloidoknak (agyagásványoknak) a viselkedésével magyarázták. A zsugorodási képesség - térfogatváltozás - olyan talajokban is létezik, amelyekben kolloid részecskék nincsenek, tehát a térfogatváltozáshoz nem feltétlenül szükséges a finom alkotórészek jelenléte.

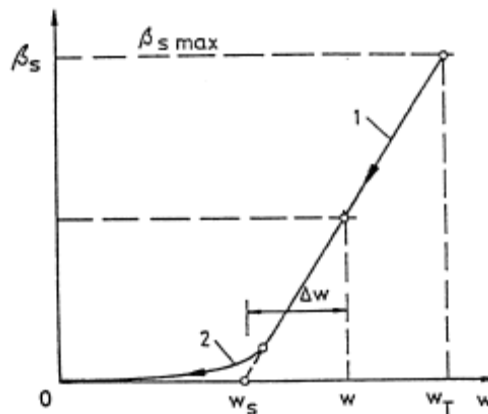
A zsugorodási határ fizikai magyarázatát Terzaghi adta meg, szerinte a térfogatváltozás legfőbb oka a kapilláris erő, amely a talajt alkotó és pórusokból összetett "hajszálcsöveket" összenyomja vagy kitágítja; ezzel az egész talajrög zsugorodását, vagy duzzadását idézi elő.

Tételezzük fel, hogy a 75.c ábra szerint rugalmas anyagból egy kapilláris csövet készítünk, megtöltjük vízzel, majd a hőmérsékletet növeljük, vagyis abból a víz párologni kezd. A víz térfogata csökken, de a víz nem folyik ki, a víz felületi feszültsége miatt

meniszkusz alakul ki. A rugalmas falú csőben a kapilláris erővel azonos nagyságú ellentétes erő lép fel, a cső összenyomódik. Az összenyomódás mindaddig növekszik, amíg a kapilláris erő a szélső értéket el nem éri. Ha tovább szárítjuk, a csőben a meniszkusz befelé halad, de az összenyomódás tovább nem növekszik, mert elérkeztünk a zsugorodási határig (ld. 75. d. ábrát). A kapilláris erő fizikai természete, illetve eredete vitás, a mechanikai hatása viszont jól ismert és ez a felületi feszültség, amely a három különböző halmazállapotú anyag érintkezési felülete mentén lép fel. Ha a 75. a-b. ábrán vázolt mintát szárítjuk, a szárítás alatt a kezdeti térfogatot (V), a megváltozott térfogatot (V_d), a hozzájuk tartozó víztartalmakat (w , w_s) meghatározzuk, akkor a fajlagos térfogatváltozás

$$\beta_s = \frac{V - V_d}{V_d}$$

és víztartalom összefüggése leírható (ld. 225. ábrát).



76. ábra: Zsugorodási határ meghatározása

A (w) és (β_s) értékei jó közelítéssel egy egyenes és egy görbe szakasszal adhatók meg. Az egyenes szakaszon a kapilláris nyomóerők, a görbe szakaszon a hidratációs erők okozzák a térfogatváltozást. Az egyenes szakasz és w tengely metszéspontja a zsugorodási határ víztartalmát határozza meg. A gyakorlatban legtöbbször nem határozzuk meg a teljes térfogatváltozási grafikont, hanem a talajt 105°C -on súlyállandóságig kiszárítjuk, és az így kapott térfogatot tekintjük a zsugorodási határ térfogatának. Az eltérés gyakorlatilag nem számottevő, a közelítés megengedhető. A zsugorodási folyamat görbe szakaszától eltekintünk és a folyamatot közelítően egyenessel írjuk le. A zsugorodási határ víztartalmát tehát a 75.a és b ábrája alapján $S_r = 1$ feltétellel meghatározhatjuk:

$$w = \frac{(V_d - V_s) \cdot \rho_v}{m_d}$$

ahol (V_d) - a 105°C -on kiszárított minta térfogata,
 (m_d) - ugyanezen talajminta száraz tömege.

A 76. ábra alapján - a térfogatváltozás és víztartalom összefüggése - az egyenes egyenlete - a fizikai jellemzőkből egyszerűen felírható.

Ha a talaj minden pórusa vízzel telített a teljes szárítási folyamat alatt, akkor a térfogatváltozás ($V = V - V_d$), az eltávozott víz térfogatával azonos és a víztartalomcsökkenés:

$$\Delta w = w - w_s = \frac{V - V_d}{m_d} \rho_v$$

A képletet átalakítva:

$$w - w_s = \frac{V - V_d}{V_d} \cdot \frac{V_d}{m_d} \cdot \rho_v$$

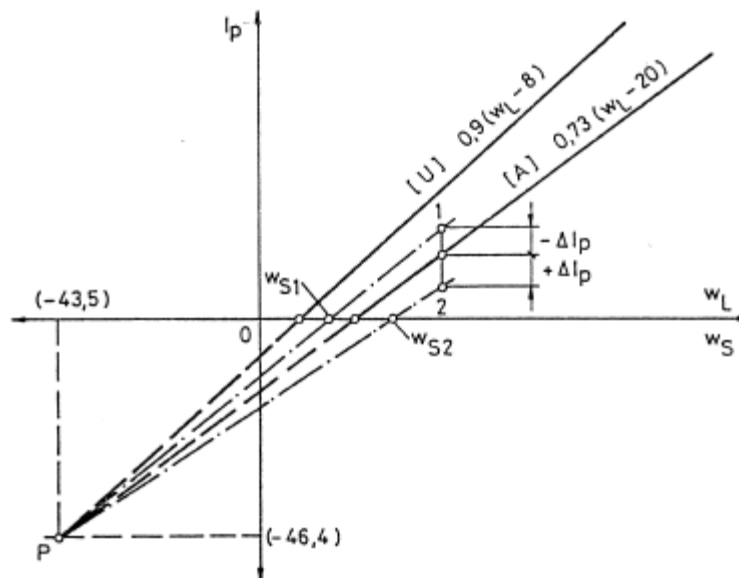
azaz:

$$\beta_s = \frac{\rho_d}{\rho_v} \cdot (w - w_s)$$

ahol (ρ_d) a zsugorodási határon meghatározott száraz térfogatsűrűség. A képlet a talajok térfogatváltozási törvényét írja le. A zsugorodási határ víztartalma a tapasztalatok szerint a konzisztenciahatároktól függ; értékét Casagrandé eljárása szerint a 77. ábra alapján határozhatjuk meg. Ha a talaj plasztikus indexe és folyási határa ismert, akkor a zsugorodási határ víztartalma az ábrán bemutatott szerkesztéssel, vagy a következő közelítő képlettel adható meg:

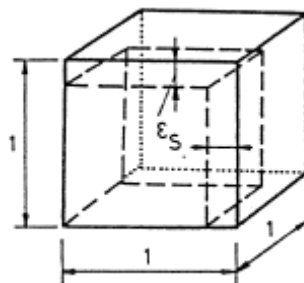
$$w_s = 20 \pm \Delta I_p$$

ahol $\pm \Delta I_p$ az (A) vonalhoz viszonyított plasztikus index különbségét jelenti. A szerkesztéssel a (w_a) értékét úgy kapjuk, hogy az (A) és (U) vonal metszéspontját (P) a vizsgált talajt jellemző pontokkal (1,2) összekötjük, az összekötő egyenes a (w_L) illetve (w_s) tengelyen kimetszi a zsugorodási határnak megfelelő víztartalom-értékét (w_{s1} , w_{s2}).



77. ábra: Zsugorodási határ meghatározása Casagrande szerint

A jelenlegi hazai előírások a talajokat a lineáris zsugorodás alapján minősítik. A lineáris zsugorodás meghatározásához vágjunk ki a talajból egy egységnyi élhosszúságú kockát (ld. 78. ábrát).



78. ábra: Elemi kocka térfogatváltozása

Szárítsuk ki a talajt és tételizzük fel, hogy a folyamat izotróp. A szárítást a zsugorodási határig folytatva, a maximális térfogatváltozás és lineáris zsugorodás összefüggése felírható:

$$\beta_s = \frac{1 - (1 - \varepsilon_s)^3}{(1 - \varepsilon_s)^3}$$

A képletet (ε_s)-re átrendezve, és a másodrendűen kicsiny tagokat elhanyagolva

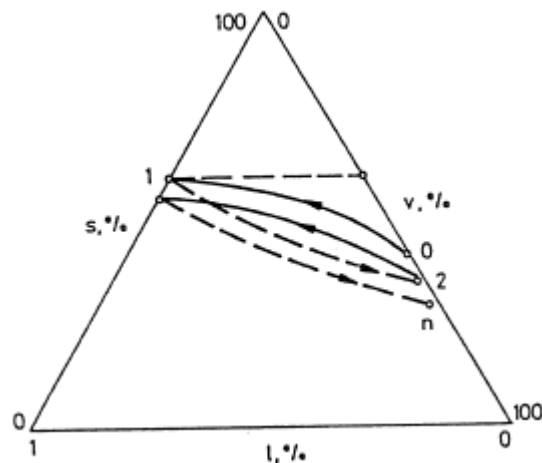
$$\varepsilon_s = 100 \cdot \left[1 - \sqrt[3]{\frac{1}{1 + \beta_{s \max}}} \right]$$

ahol $\beta_{s \max}$ nevezetlen számként helyettesíthető a képletbe.

A hazai gyakorlat, akkor minősít egy talajt térfogatváltozónak, ha $\varepsilon_s \geq 5\%$. Homokoknál $\varepsilon_s \cong 1-3\%$, homokliszteknel $\varepsilon_s \cong 4-5\%$, de agyagoknál $\varepsilon_s \geq 20\%$ is lehet. Szerves talajok és egyes agyagásványok lineáris zsugorodása ennél sokkal nagyobb.

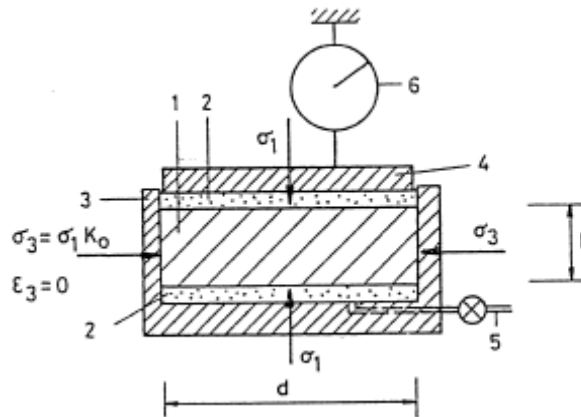
11.2 Ismételt térfogatváltozás, zsugorodás, duzzadás

A különböző természeti hatások ciklikus ismétlődése miatt a talaj nemcsak a 76. ábrán vázolt egyszeri zsugorodási folyamatot írja le, hanem ezt követően vizet vehet fel, megduzzad, majd a folyamat többször is megismétlődhet (ld. 79. ábrát). A folyamat a fázisos állapotot tekintve legtöbbször irreverzibilis. A 79. ábrán a (0) jelenti kezdeti természetes állapotot, (1) a kiszáradást, (2) a duzzadást és a tetszőleges folyamat utáni fázisos összetételt az (n). Ebből az következik, hogy megváltozik a talaj szilárdsági és alakváltozási tulajdonsága. Ezért elemeznünk kell a duzzadási folyamat néhány lényeges törvényszerűségét is.



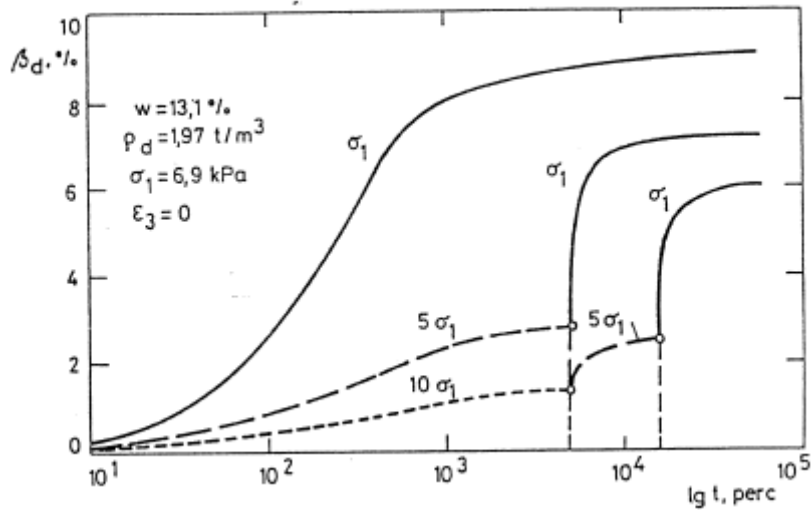
79. ábra: A térfogatváltozási folyamat ismétlődése

A duzzadási folyamatot a 80. ábrán vázolt készülékben, kompressziós feszültségállapotban vizsgáljuk, ahol a vízszintes alakváltozás $\varepsilon_1 = 0$. A vizsgálatra előkészített talajmintát eláraztjuk és $\sigma_1 = \text{konstans}$ feszültség mellett mérjük a fajlagos duzzadást ($\beta_d = \Delta h / h$). Ez a mennyiség lényegében a fajlagos térfogatváltozásnak az ellentétes folyamata.



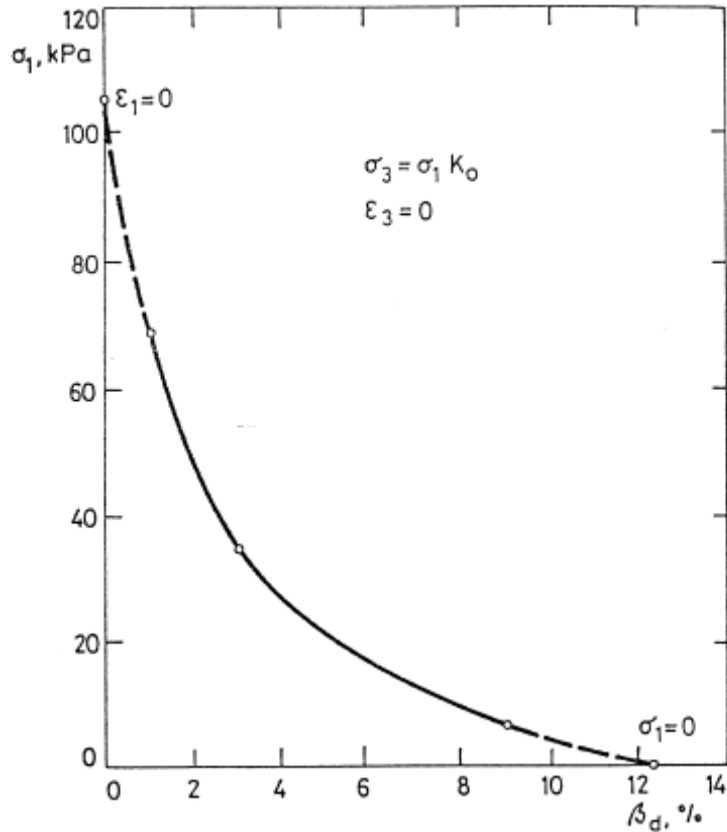
80. ábra: A duzzadási folyamat vizsgálatára szolgáló berendezés

A 81. ábra konkrét esetben bemutatja a duzzadási folyamatokat; az idő és alakváltozás összefüggését, változó σ_1 feszültségek mellett.



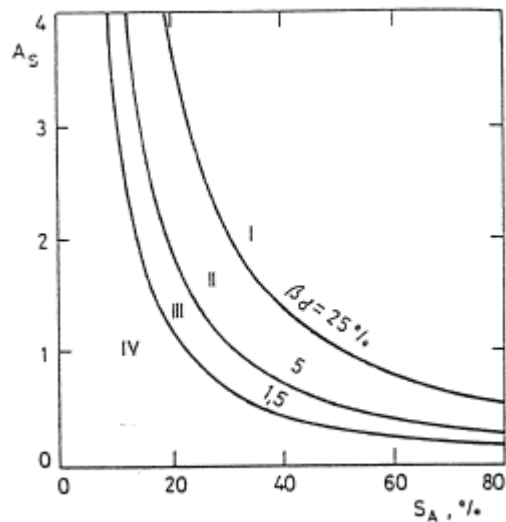
81. ábra: Részben gátolt duzzadási folyamatok

A 82. ábra a fajlagos alakváltozás és feszültség összefüggését a szabad és gátolt duzzadás határértékeihez adja meg. A fajlagos duzzadás illetve duzzadási nyomás nagysága nagyon sok tényezőtől függ, pl. ásványi összetétel, talaj szerkezete, fizikokémiai folyamatok, szerves alkotórészek mennyisége stb. A duzzadási folyamat kialakulásában fontos szerepe van az előterhelésnek is. Ez a kísérletből is megállapítható, hiszen az előterhelés a szabad duzzadás mértékét jelentősen mérsékeli.



82. ábra: Fajlagos alakváltozás és duzzadási nyomás összefüggése

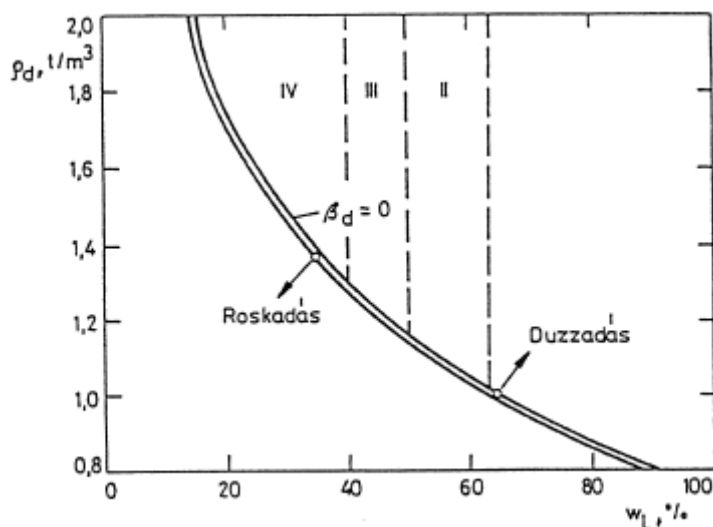
A duzzadási hajlam megítélésére az aktivitás, plasztikus index és a szabad duzzadás értéke használható (ld. 83. ábrát). A fajlagos szabad duzzadás lényegében a duzzadás potenciáljának is tekinthető. Az ábrán a római számok növekedésével a duzzadás mértéke és veszélye csökken.



83. ábra: A duzzadási potenciál változása az aktivitás és agyagtartalom függvényében

A duzzadási vizsgálat nagyon sokszor alkalmasabb a víztartalom változás, hatására bekövetkező térfogatváltozási folyamatok elemzésére, mint a zsugorodási analízis. Ez a vizsgálat abból a szempontból is alkalmasabb, mert nemcsak az alakváltozást, hanem a duzzadási nyomást is elemezni lehet a vízfelvétel alatt. Ennek az elemzése azért is fontos, mert a vízfelvétel nem mindig duzzadást eredményez (ld. 84. ábrát). Ha a talaj laza, akkor a

vízfelvétel roskadást is eredményezhet. A gyakorlati tapasztalatok szerint a folyási határnak és a száraz térfogatsűrűségnek van egy olyan összefüggése, amely mellett a víz hatása nem eredményez térfogatváltozást ($\beta_d = 0$). Ha a talaj tömörsége csökken, akkor roskadási, ha tömörség növekszik, akkor duzzadási folyamat következhet be. A 83. és 84. ábrák tömörített talajok alakváltozási folyamatait mutatta be. A jelenségek termett állapotú talajokban is hasonlóak.



84. ábra: A duzzadási és roskadási folyamat határai a nedves térfogatsűrűség és folyási határ függvényében

11.3 A térfogatváltozás gyakorlati szerepe

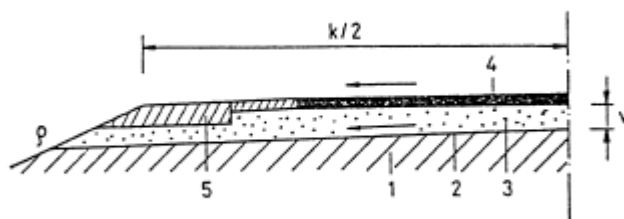
A hazai viszonyok között a légköri hőmérséklet változása mintegy 3-4 m mélységig jelentősen befolyásolja a talaj hőmérsékletét. Ezért a térfogatváltozásnak - zsugorodásnak, duzzadásának - minden olyan esetben fontos szerepe lehet, amikor a mérnöki létesítményt a felszínen közeli, a szezonális hatásoknak kitett rétegbe alapozzák (pl. út- és térburkolatok, kisterhelésű és különböző mélységben alapozott épületek).

A védekezés módja háromféle lehet:

- 1) Az erősen térfogatváltozó talajt nem térfogatváltozó talajjal kicseréljük (cseretalajként homokot, kavicsot, zúzott követ teszünk, amelynek a térfogatváltozása kicsi).
- 2) A kövér térfogatváltozó talajt szemcsés talajjal keverjük, soványítjuk.
- 3) Az alapokat a szezonális hatások alatti mélységre visszük le.

Útburkolatok alatt az első, építményeknél inkább a harmadik megoldást alkalmazzák.

Az út- és térburkolatok, valamint a zsugorodó altalaj közé szemcsés taljréteget (ún. szűrőréteget) építenek be (ld. 85. ábrát). A szemcsés réteg vastagságát az altalaj lineáris zsugorodásának a függvényében határozzák meg, általánosan mintegy 0,10-0,30 m.



85. ábra: Burkolat alatti szűrőréteg

A szemcsés rétegnek kétféle szerepe van:

- a zsugorodásból származó mozgáskülönbségeket csökkenti;

- a burkolat alatti térfogatváltozó rétegben a víztartalom növekedését mérsékli.

A mai korszerű útépitéseknél a jól tömörített és nem térfogatváltozó alaprétegek az említett térfogatváltozási követelményeket eleve teljesítik, így a lineáris zsugorodás elleni védekezés megoldott. A hajlékony útpályaszerkezetek a mozgáskülönbségekre kevésbé érzékenyek. A mai korszerű technológiák mellett is tapasztalhatók a burkolat alatti rétegek átázásai, ezért e kérdés elemzése ma is aktuális.

A térfogatváltozásból eredő károk zöme azoknál az épületeknél fordul elő, ahol az alapozási mélység sekély (0,8-1,2 m), az alap által keltett talpfeszültség kicsi ($\sigma \leq 50-100$ kPa), az épület nem eléggé merev, és az alapok különböző mélységben vannak. A védekezés az említett okok megszüntetésével vagy mérséklésével lehetséges, elemzésével az Alapozás tárgy foglalkozik.