FÁZISMOZGÁSOK TALAJOKBAN

KÉZDI ÁRPÁD

[Beérkezett: 1982. október 21-én]

A talajok mint szemcsés közegek, több, különböző halmazállapotú anyag részecskéiből állnak. Ezek a részecskék különböző hatásokra mozgást végeznek; e mozgások nagysága és iránya szabja meg azt, hogy a fázisos összetétel, ami a talaj állapotát jellemzi, a hatások következtében milyen változást szenved. Ha például egy löszrétegre terhelést működtetünk, akkor a fázisos összetétel változása tömörebb talajt eredményez, a kezdeti állapotra jellemző (s_0, v_0, l_0) számhármas megváltozik, de a talaj víztartalma ugyanaz marad. Ha a terhelés alatt álló löszt felülről vízzel árasztjuk el, akkor a roskadás és összenyomódás miatt a fázisos összetétel újból — és jelentősen — módosul, a változást a háromszögdiagram szemléletesen bemutatja (1. ábra).

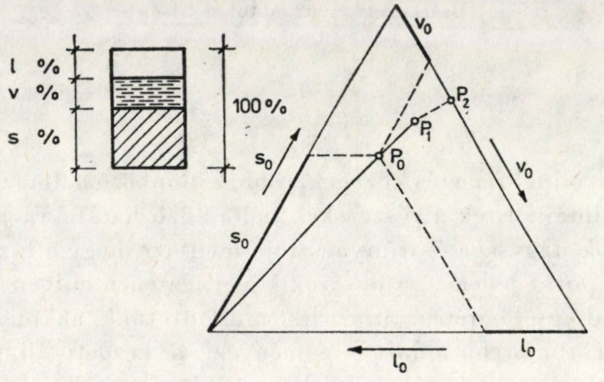
Ha a fázismozgást egészen általánosan definiáljuk, akkor könnyen belátható, hogy az alakváltozások és a törési folyamatok is fázismozgás kíséretében mennek végbe: gondoljunk pl. a gátalatti szivárgásra, egy agyagréteg összenyomódására, egy alaptest alatti alaptörésre stb.

Ha ismernénk a talaj három fázisában működő feszültségeket, és az egyes fázisok — esetleg pontonkint változó — elmozdulásainak nagyságát, irányát és sebességét a vizsgált talajtömeg mindenegyes térfogatelemében, akkor kezünkben lenne minden talajmechanikai probléma megoldásának kulcsa. Sajnos, az az állapotegyenlet, amely a földtömeg minden egyes pontjára leírja az összefüggést a feszültség és az alakváltozás között, minden pontra és minden egyes fázisra vonatkozóan még nem ismert. Egyelőre tehát olyan részproblémákat oldhatunk meg, melyek gyakorlati szempontból fontosak. Reméljük, hogy ezek a részproblémák később hozzá fognak segíteni az általános megoldás kidolgozásához.

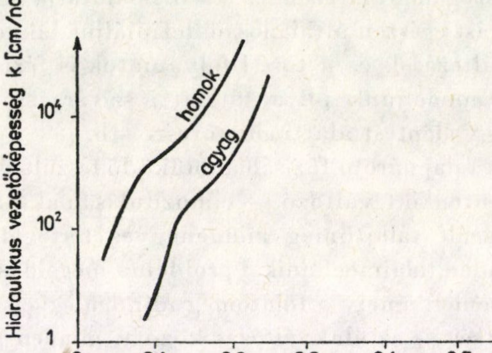
• Ez a cikk is *két részprobléma* megoldását mutatja be; az egyik: *vízmozgás telítetlen talajokban*, a másik: *vízbehatolás duzzadó talajokba.*

Ha egy száraz talaj felszínén víz szivárog be a talajba, akkor ez általában nem telíti a megnedvesített talajt, és így a vízmozgás telítetlen talajban megy végbe. A „*telített*" talaj hézagaiban is van levegő; nem ritkán 2—12% térfogatszázalékban ($l = 2—12\%$).

A vízmozgás — már mint a cseppfolyós fázisnak a mozgása — sok esetben a *kapilláris potenciál* miatt következik be. A kapilláris potenciál gradiense a víztartalomban jelentkező *különbség* függvénye. A kapilláris vízmozgás fogalma magában foglalja azt a vízmozgást, amely a *kapilláris potenciál gradiense* miatt jön létre, tetszőleges irányban, ha a vízmozgás gradiense nem zérus, vagyis ha a talaj nem telített.



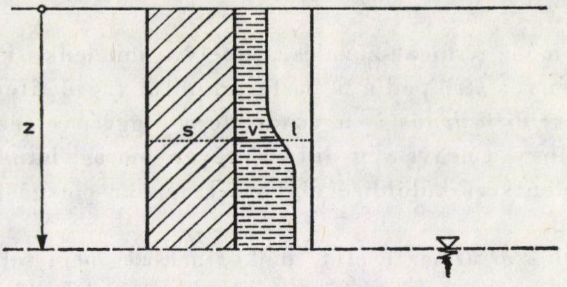
1. ábra. Lösz fázisváltozásai sztatikus terhelés (P_0—P_1) és vízelárasztás hatására (P_1—P_2)



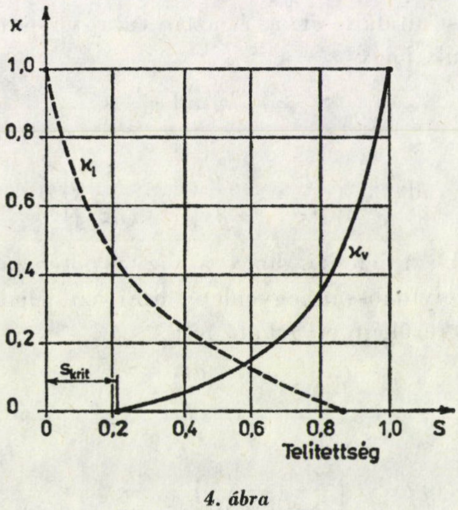
2. ábra

A nem telített talajban a *Darcy-törvény* nem érvényes, a *k* áteresztőképességi együttható nem állandó; hanem a víztartalom csökkenésével szintén csökken, vagy amikor a talajvíz negatív potenciálja is csökken. Ezt az összefüggést a 2. ábra mutatja be. Minthogy az áteresztőképesség a pórusok átmérőjének hatványával arányos (l. pl. a *Koženy—Carman*-féle összefüggést), az átfolyt vízmennyiség zömét a nagy pórusok szolgáltatják. Ez magyarázza meg, hogy miért alakul ki egy közel állandó víztartalom a talajban a térszínen (l. 3. ábra).

Ha bevezetjük a *relatív-víz*, ill. *levegő-áteresztőképesség* fogalmát, mely a tényleges áteresztőképességi együttható és a telített talajban érvényesülő áteresztőképességi együttható viszonya, akkor ez értékeknek a *telítettség függvényében* való ábrázolása jól rámutat a jelenség sajátosságaira.



3. ábra. A talaj fázisos összetételének változása a magasság függvényében a talajvíz szintje fölött



4. ábra

Mint a 4. ábrán látható, a $\varkappa_{\text{víz}}$ mennyiségének van egy küszöbértéke, melynél kisebb telítettség mellett a bejutó víz kezdetben csak a telítettség növelésére fordítódik, folyamatos áramlás nem lép fel. A $\varkappa_1$ mennyiségnek viszont van egy felső értéke, amely mellett a talaj már *kvázi-telített*, összefüggő légcsatornák nincsenek, s a levegőt a talaj csak úgy bocsátja át, ha a levegőáram először a víz egy részét kisajtolja a talajból, tehát annak telítettségét csökkenti.

A telítetlen talajban az egydimenziós vízmozgás leírásához két állandóra van szükség: az *áteresztőképességre* és a *diffuzivitásra*. Ezeket az egydimenziós vízmozgás esetére a következő összefüggésekkel definiáljuk:

$$\begin{aligned} \mathbf{v} &= -\,k(v)\frac{\partial\psi}{\partial x}\,, \\ \mathbf{v} &= D(v)\ \frac{\partial v}{\partial x}\,. \end{aligned} \tag{1}$$

Az egyenletben v a víz térfogatszázaléka, amely a mindenkori víztartalom és a távolság függvénye; $k(v)$ pedig a víztartalomtól függő áteresztőképességi együttható. A $D(v)$ *diffuzivitás* is a víztartalom függvénye (ez a diffuzivitás nem azt jelenti, hogy a nedvesség diffúzió révén mozog, hanem azt, hogy a víztartalomban jelentkező különbségek hozzák létre a mozgást). A $\mathbf{v}$ érték a szivárgási sebesség.

Vizsgáljuk először azt az esetet, amikor a közeg nem telített, de a vízmozgás során — vagy annak következtében — a talaj vázszerkezetében változás nincsen, tehát *térfogatváltozás sem következik be.* A folyamat elemzéséhez közelítően feltesszük, hogy a Darcy-törvény a telítetlen talajban is érvényes. A hidraulikus gradienst általánosítva, és azt a talaj-víz-potenciál gradiensével helyettesítve felírhatjuk, hogy

$$\mathbf{v} = -\,k\,\mathrm{grad}\,\psi \tag{2}$$

Itt $\mathbf{v}$ a sebességvektor, és

$$\mathrm{grad}\,\psi = \left(\frac{\partial}{\partial x}\mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y}\mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z}\mathbf{k}\right)\psi.$$

A negatív előjel azt jelenti, hogy a víz a potenciál csökkenő értékei irányában folyik. A folytonosság egyenlete, ami azt jelenti, hogy nincs térfogatváltozás, a következőképpen írható fel:

$$\mathrm{div}\,\mathbf{v} = -\,\frac{\partial v}{\partial t}\,, \tag{3}$$

ahol

$$\mathrm{div}\,\mathbf{v} = \left(\frac{\partial}{\partial x}\mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y}\mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z}\mathbf{k}\right)\mathbf{v}.$$

Itt v a térfogat szerinti víztartalom.

Ha a (3) egyenletet a (2) összefüggésbe helyettesítjük, akkor megkapjuk az általános háromdimenziós diffúziós egyenletet:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \mathbf{div}\,(k\,\mathbf{grad}\,\psi)\,. \tag{4}$$

Vízszintes irányú vízmozgás esetében a *nehézségi erő potenciálja zérus.* Ekkor a (4) egyenlet egyszerűsödik:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\mathrm{k}\,\frac{\partial\psi}{\partial v}\,\frac{\partial v}{\partial x}\right) = \frac{\partial}{\partial x}\cdot\left(D(v)\,\frac{\partial v}{\partial x}\right). \tag{5}$$

Az egyenlet megoldását megkönnyíti, ha bevezetjük a víz diffúziós együtthatóját:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \operatorname{div}(k \operatorname{grad} \psi),$$

$$D(v) = k(v) \left(\frac{\partial \psi}{\partial v} \right). \tag{6}$$

Ekkor

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial_x} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial v} \frac{\partial v}{\partial x} \right), \tag{7}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(v) \frac{\partial v}{\partial x} \right). \tag{8}$$

A (7) egyenlet megoldása grafikus (és kísérleti) úton lehetséges; ekkor $v = f(x)$ alakban kapjuk meg az eredményt. Az egyenlet függőleges vízmozgás esetére is levezethető; ekkor

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z}. \tag{9}$$

Ez az egyenlet a kerületi feltételek figyelembevételével *analitikusan* is megoldható. Újból rá kell viszont mutatni a levezetés során használt feltevésekre: ezek (1) a Darcy-féle törvény érvényes és (2):

$$D = D(v),$$

ami a

$$D(v) = k(v) \frac{\partial \psi}{\partial v} \tag{10}$$

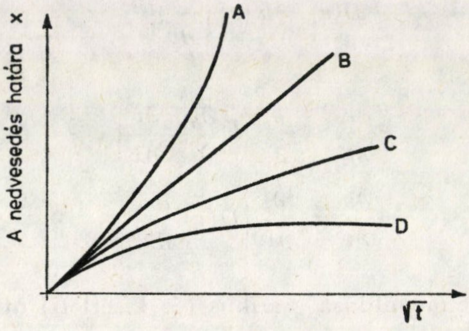
definícióból következik.

Azokban az esetekben, amelyekben nincs térfogatváltozás, a beszivárgás *mértéke* és az ehhez szükséges *idő négyzetgyöke* között *lineáris összefüggés* van. (L. KÉZDI: Soil Physics, Selected Topics. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1979.)

A teljes megoldás csak térbeli koordinátarendszerben lenne ábrázolható. A teljes víztartalom egy adott időpontban a $v - z - \sqrt{t}$ felülettel határolt test köbtartalmából számítható.

A telítetlen talajban létrejövő vízmozgás, mint az előbbi pontban láttuk, a $\sqrt{t} - x$ koordinátarendszerben egyenessel ábrázolható (5. ábra; B jelű vonal).

Az A és C vonal esetében az egyenestől való eltérés azért jön létre, mert az áramlás folyamán *térfogatváltozás* lép fel. Ez a térfogatváltozás lehet roskadás, mint pl. laza talajok esetében, amikor a szerkezet az állandó vízutánpótlás hatására a nedves front előrehaladása során *roskad* (A vonal), vagy térfogatnövekedés, duzzadó talajban (*C* görbe). A *D* jelű vonal az arra az esetre jellemző, amikor a talaj vízzel nem telített, és duzzadásra hajlamos, a duzzadás bekövetkeztét pedig megakadályozzuk. Ilyen körülmények között duzzadási nyomás lép fel, s ennek megfelelően változnak a vízmozgás karakterisztikái.



5. ábra

A (3) egyenlet tehát egyik esetben sem érvényes, úgy kell megváltoztatni, hogy szerepeljen benne a térfogatváltozás. A térfogatváltozást úgy fogjuk fel, mint a *szilárd szemcsék mozgását*, áthaladását a ($dx \cdot dy \cdot dz$) elemi hasábon. Ha egydimenziós mozgást vizsgálunk, az x irányban, az elemi hasáb ki kell, hogy elégítse az anyagmegmaradás törvényét, vagyis

$$\frac{\partial v_{sx}}{\partial x} = -\frac{1}{s}\frac{\partial s}{\partial t}, \qquad (11)$$

ahol v_{sx} a talajrészecskék sebessége az x irányban. Minthogy

$$\frac{1}{s} \cdot \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t}, \qquad (12)$$

ahol v a fajlagos térfogatváltozás, felírható, hogy

$$\frac{\partial v_{sx}}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial t}. \qquad (13)$$

A folyadék sebessége két részből tevődik össze: (a) a mozgó talajrészecskékhez viszonyított *folyadékmozgás* és (b) a *szilárd részecskék mozgása* a cseppfolyós fázisban:

$$v_x = v_{vsx} + v v_{sx}. \qquad (14)$$

Differenciálva és figyelembe véve a Darcy-féle törvényt (a folyadék sebességét a mozgó *szilárd szemcsék sebességéhez* képest értelmezve) azt kapjuk, hogy

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial x}\left(k\frac{\partial \psi}{\partial x}\right) + v\frac{\partial}{\partial t} .$$

A D diffúziós állandóra ugyanazt a feltevést használva, mint a (9) egyenletben,

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial x}\left(D\frac{\partial v}{\partial x}\right) + v\frac{\partial \nu}{\partial t} . \tag{15}$$

A folytonossági egyenlet most azt fejezi ki, hogy a víztartalom változik az időben, vagyis ∂_v/∂_t egyenlő kell, hogy legyen a (15) egyenletben szereplő $\partial v_x/\partial_x$ mennyiséggel, hisz a megfelelő térfogatváltozást már figyelembe vettük. Így a

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} = -\frac{\partial v}{\partial t}$$

egyenlőségből megkapjuk az egydimenziós vízszintes vízmozgás esetében telítetlen állapotra vonatkozó diffúziós egyenletet:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D\frac{\partial v}{\partial x}\right) - v\frac{\partial \nu}{\partial t} . \tag{16}$$

Ez tehát az általánosított diffúziós *egyenlet*, mely figyelembe veszi a ***térfogatváltozást is***. Ha a talajvíz-rendszer *merev* marad, vagyis a vízmozgás során térfogatváltozás nem lép föl, akkor $\partial_\nu/\partial_t = 0$, és ekkor a korábban felírt alakhoz jutunk, a D, k, ν értékeket meg tudjuk határozni. Az erre vonatkozó megállapításokkal, a kísérleti meghatározás módjával és alkalmazásokkal a szerző egy későbbi alkalommal fog foglalkozni.