

lůzy týka, najväčšie nedostatky javia sa práve v jej fyzikálnych vlastnostiach. Bolo by teda spravodlivé, aby sa celulóza triedila a hodnotila aj s tejto stránky práve tak ako umelý hodváb.

Naše socialistické štátne zriadenie dáva možnosť spolupráce medzi jednotlivými sektormi na širokom základe. Bohužiaľ socialistické súťaženie na tomto poli sa ešte vôbec nerozvinulo. Starí odborníci stavajú sa proti každej zmene a svojimi zatvrdilými názormi sťažujú každú spoluprácu. Keď sa celulóza dobre spracúva, nedostávame nijaké zprávy od spracovateľov a nevieme zistiť, ktorá konštanta celulózy má zásluhu na dobrých výsledkoch. Naopak, keď sú ťažkosti vo výrobe viskózy, reklamujú každý výkyv od normálu, i keď sa vyskytly v plnej miere v období dobrej spracovateľnosti.

Najideálnejšou spolupracou by bolo postavenie kombinátu, kde by celulóza šla priamo z mokrej partie stroja na alkalizáciu. Odpadly by problémy reklamácie sušín, gramatúry a zrohovatenia. Ušetrilo by sa tým mnoho tepelnej energie ako aj náklady na dopravu.

Máme plnú nádej, že naše plánované hospodárstvo a výskum umožnia dosiahnuť najlepšie výrobné podmienky.

Thermodynamické úvahy o způsobech, jakými jest vázána voda v půdě

(Předneseno 10. března 1949 v Chemické společnosti, odbočka Brno.)

JAN HAMPL

Pro posouzení a usměrnění zásahu, kterým se má zlepšiti jakost půdy a tím jakost sklizní, důležitým faktorem jest seznání vodních poměrů. Nezáleží na tom, mnoho-li jest vody v půdě, nýbrž hlavně na způsobu, jakým jest tato vázána a jak může býti kulturou využita.

V této souvislosti uvažujeme, jakým způsobem se projeví umělé zásahy, a to jednak práce s fyzikálním obděláváním půdy, t. j. technická meliorace, vliv organických solí, přídavky minerálních solí a jejich vliv na edafon, půdní fungí a na jakost plodin.

Půda jest materiál velmi nestejněměrný, obsahuje vedle hrubých částecek velmi jemné koloidní látky a tím jsou úvahy o způsobu vázání vody velmi komplikovány. Vyšetření mineralogického složení jemných součástí jest předpokladem pro seznání chemicko-fyzikálního chování půdy. To jest nezbytné pro seznání přesného obrazu o dynamice půdy.

Hlína, správněji řečeno zemina, jest frakce mající střední průměr částecek menší nežli 2 η . Jest složena z organických (humus) i minerálních látek. Proto vlastnosti této frakce nejsou určeny pouze velikostí, nýbrž uplatní se také složení. Nelze pochybovati, že výzkum „koloidní“

frakce a jejich mineralií jest předpokladem pro teoretické porozumění procesů odehrávajících se v půdě, např. uložení živin a vázání vody. Kation s ostře ohraničenými krystalky nebo mentmorilonit se svou houbovitou strukturou vede již předem k závěru, že voda bude různě poutána a tudíž rostlinou různě přijatá.

V půdách s hrubou strukturou jest voda ve velkých porech velmi lehce pohyblivá. Malé pory jsou vyplněny vodou, ve styčných hodech tvoří voda meniskus a jest pevněji upoutána. Nejpevněji jest vázána voda na povrchu koloidních látek a to jako hydratační voda adsorbovaná iony.

Pro zjišťování hydrologických poměrů půdních v první řadě slouží určení vodní kapacity. Stanoví se, jak známo, tím způsobem, že půdu nasycenou vodou dáme do trubice opatřené na spodním konci sítím a necháme přebytečnou vodu odkapat. Shledáme, že těžká hlinitá půda zadrží vody více nežli lehká písčité. Z toho zjištění nemůžeme činiti žádných závěrů, poněvadž nevíme, jakým způsobem jest voda vázána.

Pro vodní poměry jest rozhodující jednak obsah koloidů, jednak u těžších půd se uplatňuje bobtnání. Jako hygroskopickou vodu označujeme hydratační vodu kationů.

Jak známo, půdní koloidy tvořící sorbční komplex půdní vytváří elektrické pole s negativním nábojem. Účinkem elektrické síly se adsorbuje vodní pára za uvolňování tepla. Vodní pára nemá molekuly seskupené ve velké shluky a proto vykazuje silný dipol-moment a lehce se adsorbuje. U krystalických substancí, poněvadž síla pole jest nepatrná, omezí se ukládání vodních molekul pouze na jednu vrstvu.

Hygroskopicitu půdy není úměrná povrchu půdních částíček. Z rohů a hran vychází větší adsorbční síla, která soustředí více molekulárních vrstev vody. Zejména u koloidů, kde rohy a hrany převládají, není žádné paralelity a proto jest nápadná polární adsorbce. Síla elektrického pole se uplatní v první řadě, poněvadž jest větší nežli dipol molekuly. Pokud po nasycení náboje pevných částíček zbývají volné valence, poutají ve velkém rozsahu hydratační vodu.

Chování vody k půdě určuje hlavně kvalita a kvantita ionů tvořících sorbční komplex. Slabá apolární sorbce vody ustupuje hydrataci shlukových ionů. Poněvadž každý ion má svou individuální hydratační energii, změna ve složení komplexu mění množství uložené vody. **Náhradu vysoce hydratovaného ionu málo hydratovaným nazýváme chemickou meliorací půdy.** Jest to např. účinek sádry nebo síranu draselného na nátronových půdách.

Podle toho se jeví následující obraz: Negativní elektrické pole zadrží shluk kationů obklopených hydratačním pouzdrem, při tom napětí par ve shluku zadržené vody musí býti tak velké, aby odpovídalo napětí par okolního roztoku. **Hygroskopickou vodou označujeme hydratační vodu kationů, kterou jsou obloženy půdní koloidy pod tlakem 50 atm.**

Napětí par a osmotický tlak shlukové vody stanovíme tím způsobem, že zkoušenou látku vložíme do prostoru nad roztokem o známém osmotickém tlaku. Jakmile se dosáhne rovnováhy, zjistíme množství

vody, které přijaly koloidní látky, aby bylo dosaženo korpuskulární normality shlukové vody n_{CO} . Tato hodnota souhlasí s osmotickým tlakem π dělenému rt (osmotickým tlakem normálního roztoku). Pro 20° C má hodnotu 22,4.

$$n_{CO} = \frac{\pi}{rt}$$

Korpuskulární normalita adsorbované vodní vrstvy jest stejná s celkovým množstvím osmoticky účinných látek Σ kationů v milimolech dělenému množstvím vázané vody g ; tedy

$$n_{CO} = \frac{\Sigma \text{ Kationů}}{g}$$

Podle toho množství vázané vody ve 100 g půdy

$$g = \frac{\Sigma \text{ kationů}}{n_{CO}} = \frac{\Sigma \text{ kationů} \cdot t}{\pi}$$

Vypočtené množství nahromaděné vody nesouhlasí s experimentálně zjištěným, poněvadž formule platí pro ten ideální případ, když uložené iony jsou volně pohyblivé, což ve skutečnosti jest pouze v hranicích shlukové vody v určitém odstupu od povrchu adsorbovaných částek.

Vypočtený tlak jest vyšší nežli zjištěný v tom případě, je-li dosažena rovnováha s roztokem o nižší koncentraci; při koncentrovanějších roztocích jest tomu obráceně. Při určité koncentraci jest shodná vypočtená hodnota s experimentálně zjištěnou. Interpolací se zjistilo, že okamžik tento nastává při osmotickém tlaku 50,5 atm. a korpuskulární normalitě $2,8 \pm 0,1$. To jest tlak, kterým jest vázaná hydratační voda k půdním koloidům. Jest to napětí par 10% kyseliny sírové při 20° C. Za tohoto stavu přijme půda tolik vody, co odpovídá uvolnění skrápěcího (hydratačního) tepla. Když skrápěcí teplo jest saturováno, nezbyvá více volné energie a jest dosaženo maxima hydratace shlukových ionů. Další poutání vody nastáva asociací dipolu vody a pevnost poutání vody klesá. Proto výsledky experimentální se liší od vypočtených.

Hygroskopická stanovená podle Mitscherlicha kryje hodnoty zjištěné s vypočtenými. Výpočet provede se podle rovnice:

$$\begin{aligned} H_y &= \frac{\Sigma \text{ kationů}}{\text{korp. norm. 10\% H}_2\text{SO}_4} = \frac{\text{napětí par } \odot \text{ při 20° C } \Sigma \text{ kationů}}{\text{napětí par 10\% H}_2\text{SO}_4/20^\circ \text{ C}} = \\ &= \frac{22,4 \Sigma \text{ kationů}}{50,5} = 0,44 \Sigma \text{ kationů.} \end{aligned}$$

Uurčíme-li adsorbované kationy vytlačovacím prostředkem, zjistíme souhrn aequivalentů. Poněvadž iony mají různou hodnotu, nesouhlasí souhrn kationů se sumou aequivalentů. Abychom stanovili sumu kationů, musíme odečísti od množství T polovinu dvojmocných a 2/3 trojmocných kationů. U půd neobsahujících mnoho solí a humusu platí podle Mitscherlicha

$$Hy = 0,44 \left(T - \frac{\frac{Ca}{2} + \frac{Mg}{2}}{2} \right) \text{ nebo pro kyselé půdy}$$

$$Hy = 0,44/T - 0,5 / \frac{Ca}{2} + \frac{Mg}{2} / - \frac{2}{3} \cdot \frac{Al}{3} /$$

Souhlas mezi vypočtenými a nalezenými hodnotami potvrdil předpoklad, že hygroskopicitá odvisí od chemického složení půdy. Přesnější stanovení hygroskopicity dává vždy určení přímé.

Mrtvou vodou označujeme onu část shlukové vody, kde osmotický tlak jest vyšší nežli ssavý tlak kořenů. Mrtvá voda se vyjadřuje násobkem hygroskopicity. Každému ssavému tlaku odpovídá určitý faktor „A“, při čemž musíme přihlédnouti ke korektuře vzhledem k obsahu solí v půdním roztoku. Obsahem solí se difference osmotického tlaku půdní vody proti ssavému tlaku kořenů zmenšuje a tím se zvětší obsah mrtvé vody. Proto třeba provésti korekturu podle rovnice:

$$\frac{RT \cdot \sum \text{kationů } \ominus}{\pi}$$

Za předpokladu, že v rel. koncentrovaných půdních roztocích jest disociace půdních solí průměrně 0,5, jest pro přibližný výpočet korektury 1,5 násobek rozpustných basí. Při tom síran vápenatý možno zanedbati, poněvadž vzhledem k nepatrné rozpustnosti nedosáhne jeho roztok vyšší koncentrace. Obsah mrtvé vody jest v %:

$$A \quad Hy + \frac{33,6 \left(Na - K - \frac{Mg}{2} \right)}{\text{ssavý tlak kořenů}}$$

Další faktor, důležitý pro posouzení vodních poměrů v půdě, jest minimální vodní kapacita, to jest maximální množství vody zadržené povrchovými molekulárními silami neodvisle od uložení půdy a okolnostmi podporující tvorbu menisku. Minimální vodní kapacita má velký význam pro řešení otázek týkajících se půdní irigace, jako funkce obsahu kationů sorbčního komplexu, poněvadž molekulární síly jsou závislé od druhu uložených ionů.

Pohyblivost vody v půdě, pokud nezávisí od kapilárních sil, jest ovlivněna diferencí osmotického tlaku vodních vrstev obsahujících půdní částice, měnící tloušťkou shlukové vody koncentrací shlukových ionů. Chování vody k půdním koloidům bylo z energetického stanoviska studováno již před desetiletím v an Buckinghamem a jím zaveden pojem kapilárního potenciálu. Tato práce vzbudila svého času malou pozornost, poněvadž problém vody v půdě posuzován jako statický a nikoliv jako dynamický.

Schofield se vrátil k pojmu kapilárního potenciálu a zavedl jeho logaritmickou hodnotu, kterou označil p_F

Kapilární potenciál jest vyznačen výškou vodního sloupce v centimetrech, který odpovídá okamžitému ssavému tlaku v půdě. Jest závislý od povahy a velikosti povrchu a obsahu vody. Způsob vazby vody zde nepřichází v úvahu. Při určení kapilárního potenciálu stanovíme obsah vody při daném tlaku vyjádřeném výškou vodního sloupce. Vpravíme odvážené množství ovlhčené půdy na Buchnerovu nálevku opatřenou filtrační vrstvou propouštějící vodu, ale nepropouštějící vzduch. Vakuum odsajeme přebytečnou vodu a vysušením půdy do konstantní váhy zjistíme množství vody za daného podtlaku. Logaritmus výšky vodního sloupce v cm jest podle Schofielda p_F . Například 1 atm — 1.000 cm vodního sloupce a připadající $p_F = 3$. Toto stanovení až do 3 jest poměrně jednoduché, poněvadž ssavý tlak můžeme přímo změřiti.

Dostaneme cenný podklad pro seznání hydrologických poměrů různých půd. Zjistí se kritérium pro určení pohyblivosti vody v půdě a představa o hloubce a rychlosti, s jakou vniká dešťová voda do půdy. Možná také srovnávati vodní kapacitu různých půd a zjistiti nasycení vodou se zřetelem na vzrůst rostlin.

Při větších hodnotách nežli 3 jest určení komplikované, poněvadž třeba odstraňovati vodu větším ssavým tlakem nežli 1 atm. Voda jest méně pohyblivá a se stoupající hodnotou p_F pro rostlinu méně přístupná, až asi v rozsahu $p_F = 3,8 — 4,2$ jest dosažen bod vadnutí.

Obsah vody, při kterém začínají rostliny vadnouti, jest zajímavý z hlediska fyziologického. Zde lze studovati účinky různých zásahů na ochranu proti suchu, jako pěstování resistantních rostlin, různé zpracování půdy a hnojení. Proto jest velmi důležité stanovení kapilárního potenciálu pro kritický interval počínajícího vadnutí.

Poněvadž přímé stanovení působí určité potíže, vypracoval Altén metodu nepřímou. Hodnota p_F vyjadřuje pouze thermodynamické vztahy, proto pro stanovení zákonitosti jsou lhostejné okolnosti, které ovlivnily stav potenciálu. Při p_F větším nežli 3 jest voda v půdě shlukovou vodou vázanou na výměnný komplex půdní.

Také v rozsahu pod $p_F = 3$ hraje shluková voda kationů výměnného komplexu pravděpodobně také roli a čistě kapilární zjevy se přitom

uplatňují zvyšováním p_F a ustupují do pozadí, čím jest toto vyšší. Zde převládá materiálová konstanta půd a směrnice pro různé její zpracování ustupují. Chování vody k půdě jest dáno obsahem a jakostí ionů, tvořících sorbční komplex a síla, vycházející z pevných částecek, má pouze podřadnou úlohu. Proto zjistíme měřením nebo výpočtem hygroskopickou vodu.

Tlak shlukové vody se mění podle valence shlukových ionů. V a g e l e r shledal, že různá valence pro dané případy jest charakteristickou a stanovil přibližné hodnoty. Příslušné potence, jako gradienty, jsou při Na, Li 1,5; K, NH_4 2; H 2,5; Ca, Mg 3; Al Fe 4. Podle toho rovnice pro nahromadění vody působením shlukových ionů při daném tlaku π

$$V_s = 6,51/\text{Li,Na}/\pi^{-1/1.5} + 3,39/\text{K,NH}_4/\pi^{-1/2} + 1,77/\text{Mg,Ca}/\pi^{-1/3}$$

Experimentálně byla tato formule přezkoušena za různého osmotického tlaku. Aby zabránil různým komplikacím následkem výměny ionů z adsorbčního komplexu a okolního roztoku, použil V a g e l e r montmorilonit jednostranně sycený Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , na který působil roztoky chloridů nebo sulfátů o stejných kationech.

Montmorilonit vyznačuje se velkou volností krystalové mřížky v jednom směru, což působí jednodimensionální bobtnání. Má velkou schopnost adsorbovati kationy (až 100 MA kationů na 100 g substance). K této skupině patří též bentonit, beidelit a všechny minerály v jednom směru bobtnající. Jednodimensionální bobtnání vykazují substance, které při analogické skladbě mřížky chemicky se liší od montmorilonitu tím, že Al jest nahrazeno Fe nebo Mg. Mg a Al se může ve mřížce zastupovati, poněvadž mřížka šesti prstenců Al ionů bez znatelné změny skladby mřížky může býti nahrazena trojúhelníkovou mřížkou Mg ionů.

100 g preparátu plaveného v určitém roztoku soli necháme státi přes noc a k docílení rovnováhy třepeme 3 hodiny na rotačním stroji. Ve filtrátu stanovíme zvýšení koncentrace jak kationů, tak i anionů. Ze zvýšené koncentrace vypočteme množství adsorbované vody, to jest tak zvané „soliprosté vodní vrstvy“ Tato při zvýšení koncentrace, t. j. stoupnutím osmotického tlaku, ubývá. Se změnou osmotického tlaku se mění od 0 do ∞ . Prakticky ovšem nemůže býti soliprostá vodní vrstva nekonečně veliká.

Je-li Na, K, Mg, Ca v milival. sorbovaného kationu na 100 g půdy a osmotický tlak, platí pro shlukovou vodu:

$$V_s = 2,21 \text{Na}\pi^{-1/2} + 0,87 \text{K}\pi^{-1/2} + 0,46 \text{Mg}\pi^{-1/6} + 0,45 \text{Ca}\pi^{-1/6}$$

Tato formule jest v podstatě stejná s V a g e l e r o v ý m teoretickým vývodem, jenom faktory a gradienty jsou jiné. Data o osmotickém tlaku, vzata z tabulek (Landolt-Bernstein), jsou neúplná, proto faktory a gradienty nemohou býti přesné. Použijeme-li v srovnávacím roztoku síran hořečnatý, jsou určité odchylky v závislosti soliprosté vodní vrstvy. Bylo zjištěno, že tato vrstva zvětšováním koncentrace MgSO_4 vzrůstá. To jest pravděpodobně vstupem Mg^{++} do krystalové mřížky.

Podle uvedené formule možno vypočítati osmotický tlak a také hodnotu p_F a půdou vázanou vodu z adsorbčního komplexu. Jsou ještě další možnosti experimentálního stanovení p_F

Vázání shlukové vody se projeví zvýšením koncentrace půdního roztoku a to jak anionů, tak i kationů, podle složení půdy. Zvýšení koncentrace možno zjistiti rozborem nebo depresí bodu mrazu. Působíme-li na bentonit destilovanou vodou, nepozorujeme žádných odchylek. U bentonitu jednostranně nasyceného basemi např. Ca^{++} , působíme-li chloridem vápenatým, nenastane výměna kationů a z jeho zvýšené koncentrace možno vypočítati množství adsorbované vody a tudíž p_F dotyčné látky. Tak možno stanovití vodní poměry v rozsahu p_F 3 až p_F 4,5.

V a g e l e r zjistil, že výpočet obsahu shlukové vody z osmotického tlaku a především z hodnoty p_F podle různých metod dává souhlasné výsledky:

Při použití této metody u půd jest obtíž v tom, že se uplatňuje výměna basí. Proto třeba použití roztoku takových látek, které nevstupují do adsorbčního komplexu. Možno užiti např. cukerného roztoku (sacharosu), kde se dá zvýšení koncentrace stanovití polarimetricky. Použil jsem k témuž účelu dextrosy a určoval cukr vážkově pomocí Fehlingova roztoku. Při půdních rozborech možno použití s úspěchem roztoku $CaCl_2$, poněvadž kalcium tvoří hlavní část kationů adsorbčního komplexu a chyba z výměny kationů jest poměrně malá.

Kapilární potenciál půdy, obsahující množství vody, odpovídající hygroskopicitě, jest 50.000 cm, což odpovídá hodnotě 4,7. Hygroskopická voda jest půdou tak zadržena, že nemůže býti rostlinami přijata; t. j. kořeny mají menší ssavý tlak nežli 50 atm. t. j. 50.000 cm. Bylo zjištěno, že kořeny našich kulturních zemědělských plodin mohou vodu z půdy přijmouti pouze tehdy, je-li její množství aspoň dvojnásobné. Voda jest v tomto případě pod tlakem menším nežli 6,25 atm., t. j. 6250 cm vodního sloupce čili hodnota p_F 3,8. Obsahuje-li půda méně vody nežli dvojnásobek hygroskopicity začínají rostliny vadnouti. Klesne-li obsah vody na 1,6 — 1,7 násobek hygroskopicity, není možný příjem vody. To jest tlak vodního sloupce 12.500 cm, odp. hodnota p_F 4,1.

Spodní hranice jest při minimální vodní kapacitě, t. j. ono množství vody, které může půda bez ohledu na zákony tíže zadržeti. Jest to asi $4\frac{1}{2}$ násobná hygroskopicity a voda v tom případě jest pod tlakem 550 cm vodního sloupce nebo p_F 2,74. Z křivek znázorňujících kapilární potenciál pro různé vlhkosti možno zjistiti podíl vody použitelné pro rostliny.

Hnojením půdy se hygroskopicity mění a tím také bod vadnutí. Bylo zjištěno, že obsahem solí v půdním roztoku se zmenšuje diference osmotického tlaku a následkem toho se zvětší obsah mrtvé vody, tím by byl znehodnocen vliv koloidů na udržení půdní vláhy. Vliv takových zásahů na genesi půdy byl zkoušen. G e d r o j c, M a r b u t, G l i n k a,

R u s e l l v Rothamstedtu, Rhode Island a Massachusetts. Jedná se o pokusy dlouhodobé, poněvadž půda má značnou vyrovnávací kapacitu a nepadno se měnit. S m o l í k zkoušel 17 let opakující vliv síranu amoného na hygroscopicitu a shledal, že tato stoupá tím více, čím větších dávek bylo použito.

0 — 5,03; 20 — 5,42; 40 — 5,89; 60 — 6,10; 80 — 6,35.

Zkoušel jsem vliv chlévské mrvy na hygroscopicitu půdy. Smíchal jsem 500 g zeminy se suchou chlévskou mrvou a po ovlhčení vodou jsem nechal zeminu při laboratorní teplotě v přikryté nádobě po dobu 5 měsíců. Bylo zjištěno u vzorku:

0 — 2,03; —0,5 g t. j. 135q/ha — 1,81; —1,0 g t. j. 270 q/ha — 1,36. Při polním pokusu byla zjištěna na podzim hygroscopicita půdy 2,83, na to bylo hnojeno chlévskou mrvou, na jaře zjištěno:

0 — 2,11; B — 0,50; sl. — 1,36; A — 2,60; 0 — 2,34 při středním kolísání výsledků $\pm 0,27$, u průměru $\pm 0,12$. K tomu podotýkám, že mrva B byla aerobně uložena, A anaerobně uložena. Sl = sláma přidaná k půdě. Po sklizni v létě 1947 byly tyto výsledky:

0 — 1,04; B — 0,97; sl. — 1,05; A — 1,36; 0 — 1,74 při středním kolísání výsledků $\pm 0,10$; kolísání průměru $\pm 0,04$.

Jeví se celkový pokles hygroscopicity a v důsledku toho i změna bodu vadnutí.

Pro posouzení hydrologických poměrů v půdě má také význam zjištění vody, která trvale se udrží v půdě a jest současně rostlinám k dispozici. Tuto vodu označíme jako vodu možnou a pro její určení se uplatní zejména minimální vodní kapacita. U lehkých půd, při přechodném velkém přívodu vody se může vody nahromaditi více nežli odpovídá stavu vyjádřeném minimální vodní kapacitou. Naproti tomu těžší, jemně rozptýlené půdy bobtnají, je-li množství vody větší nežli odpovídá obsahu porů. V případě, je-li půda pod tlakem, např. v hlubších vrstvách, nastane bobtnání pouze neúplně a půda nemůže pojmouti veškerou vodu odpovídající minimální vodní kapacitě, nýbrž jenom poměrnou část odpovídající příslušnému tlaku.

Přepočtením na 100 g vypočteme možnou vodu podle rovnice:

$V_m = C_{min} - k/C_{min} - P_{min}$, kde C_{min} jest minimální vodní kapacita, P_{min} jest minimální objem porů. Faktor k u minerálních půd v hloubce 150 cm odpovídá 1, kdežto na povrchu jest 0. V tomto rozmezí se propočítává podle empirické rovnice

$$k = \frac{300x - x^2}{22.500},$$

kde x jest střední vzdálenost dotyčné vrstvy od povrchu v cm.

Zjištění množství vody v cm/100 g přepočteme na m³/ha takto: Při specifické váze 2,6, 100 g suché půdy má objem pevných částíček 38 ccm. Voda zjištěná má objem v ccm. Obsahuje-li půda, pokud lze minimální vodní kapacitu srovnávaní s minimálním objemem porů, v ccm vlhké půdy na objemu

$$\frac{\quad}{38 - \text{vm}} = \text{ccm vody}$$

Obsah vrstvy 1 cm půdy na ploše 1 ha jest 100 m³ a obsahuje

$$\frac{100 \text{ vm}}{38 - \text{vm}} \text{ m}^3/\text{ha možné vody.}$$

Všechna voda z půdy nemůže býti rostlinami přijata. Odparem se ztrácí část vody. Dále, jak jsem již uvedl, jest nepřístupná tzv. mrtvá voda. Jako voda staticky přijatelná jest rozdíl mezi možnou a mrtvou vodou. Tato staticky zužitkovatelná voda, nehledě k odparu, byla by rostlinám pouze tehdy k dispozici, kdyby kořeny rostlin prolínaly celou půdu stejnoměrně, tento předpoklad však nikdy není splněn. Proto jako dynamicky disponovatelnou vodou považujeme pouze část, nacházející se v rozmezí kritické vrstvy

$$\text{v dyn} = 2kr \text{ St}_v \text{ m}^3/\text{ha.}$$

Kritická síla půdní vrstvy jest maximální tloušťka, kterou voda vlivem osmotické ssavé síly může ještě proniknouti za jednu hodinu rychlosti a.

Je-li dosažitelná voda z vrstvy menší nežli jest dvojnásobná kritická vrstva, platí

v dyn = síla vrstvy St_v, to jest statická voda dynamicky zužitkovatelná. Přitom třeba vzíti zřetel na odpor.

Zásahem do půdy např. hnojením, změnou organických látek možno ovlivnití odpar:

Provedl jsem pokus: 500 g půdy jsem ovlhčil 100 ccm vody a přidal různá množství suché chlévské mrvy: Zjištěny po 3 dnech úbytky v % 0,0 — 6,81 5,90; + 0,5 g 135g/ha — 3,74 3,02; + 1,0 g 270 g/ha 3,02 4,74.—

Odpar se přídavkem chlévské mrvy zmenšuje a tím se zvětší obsah dynamicky zužitkovatelné vody.

Konečně věnujeme pozornost pohybu půdní vody. Zde se hlavně uplatňují pory, které jako kapiláry zvedají vodu. Kapilární účinky v půdě nemůžeme vypočítati, poněvadž půdní pory jsou zcela nepravidelné. Při pohybu vody v půdě se však hlavně uplatní diference osmotického tlaku vodních vrstev, který se mění jak různou tloušťkou shlukové vody tak i různou koncentrací shlukových ionů. Až do určité výšky nad spodní vodní hladinou vyplňuje voda úplně vodní pory, výše jsou vyplněny z větší části vzduchem. Zde mimo tenkou vrstvu vody adsorbované povrchem částecek půdních zůstává ještě určité množství vody ve styčných bodech. Jsou-li vodní prsteny vzájemně spojeny, označujeme je jako funikulární vodu, v ostatních případech mluvíme o pendulární vodě. V určitém místě jest vyvážen odpor třením a pohyb osmotickou silou, pohyb vody přestává; to jest lentokapilární bod. Nad ním sa může voda pohybovati pouze odparem a v malém množství opětnou kondensací. Podle toho jest pohyb vody komplikovaný osmotický pochod, jehož hybnu

silu jest jednak osmotický tlakový spád, jednak tření a uplatnění kapilárních zjevů. Pohyb vody jest zásadně neodvislý od prostoru. To platí pro obsah vody od lentokapilárního bodu až do minimální vodní kapacity.

Je-li obsah vody větší nežli min. vodní kapacita, podléhá voda tíži, působící na pohyb buď povzbudivě nebo rušivě. Voda v daných hraničích, je-li na jednom místě odssávána např. vlasovými kořínky, proudí na toto místo se všech stran. V jakém množství a jakou rychlostí, závisí na tlakovém spádu způsobeném jednak třením, jednak vyschnutím.

Každá půda má určitý maximální osmotický účinkový obvod v dosahu bodu odnímajícího vodu, jinak vlivem tření nedojde k proudění vody. Jako měřítko pro účinkový radius osmotických sil slouží odstup vody při lentokapilárním bodu a horním koncem kapilární zony, necháme-li vodu stoupati od spodu.

Přidáme-li jenom tolik vody, pokud stačí k nasycení půdního sloupce až k lentokapilárnímu bodu, nevytvoří se kapilárně nasycená zóna, nejvýše jen v zcela nepatrném rozsahu, nasycení sice nastane do stejné výše, ale pomaleji.

O tom se přesvědčíme pokusem: Trubicí naplněnou půdou opatříme dole membranou. Při ponoření do vody pozorujeme, že voda proniká blnou pomaleji nežli kapilárami v půdě a pozorujeme, že rychlejším odsáváním vody ze spodních vrstev nejsou tyto zcela vodou naplněny. Teprve při dosažení maximální výšky začnou se spodní vrstvy pomalu plnit. Jako osmotický účinkový radius považujeme vzdálenost prvního přiblížení k lentokapilárnímu bodu od vodní hladiny. V této vzdálenosti se pohybuje voda účinkem osmotických sil. Délku dráhy stanovíme odměřením po vystoupení vody až k horní hranici. Hranice jest neostrá a proto určení má kvalitativní charakter. Množství vody, nasáté do půdy, odpovídá asi $1\frac{1}{2}$ -nás. hygroskopicitě podle Mitscherlicha. Výpočet provedeme podle rovnice:

$$y = \frac{x E}{x + q E}, *)$$

x jest čas v hodinách, y odečtená výstupní výška v milimetrech a E hraniční hodnota výstupu v mm. Vzdor všem chybám jest to jediná metoda, která podává informace o pohybu půdní vody a její charakteristiku.

Rostliny potřebují určité minimální množství vody v časové jednotce, aby mohly splniti svou časovou funkci. Proto důležitější než maximální rozsah pohybu vody jest délka dráhy, jakou proběhne voda v asimilačním prostoru s dostatečnou rychlostí a. Rychlost vodního pohybu vypočteme z formule pro výšku jako diferenciální kvocient cesty podle času v milimetrech za hodinu.

$$\frac{dy}{dx} = a = \frac{q E^2}{(x + q E)^2},$$

z toho se vypočte osmotický radius, neboli kritická tloušťka vrstvy.

*) q jest faktor udávající sílu elektrického pole a hydratační poměry zúčastněných ionů.

$$x = E / \frac{\sqrt{q}}{\sqrt{a}} - q/$$

$$y = E/l - \sqrt{ag/}$$

Kritická tloušťka vrstvy jest maximální síla půdní vrstvy, kterou voda může vlivem osmotické ssavé síly proniknouti za jednu hodinu rychlostí a . K vypočtení kritické síly vrstvy, potřebné pro nerušený vývoj rostlin, jest třeba vzíti v úvahu potřebu vody během vegetační doby, t. j. 100 — 150 dní. Celková potřeba na ha jest 3.600 — 4.800 t. Z toho plyne, že rostliny potřebují za 1 hodinu v půdě na ha průměrně 1 — 2 m³ vody, to jest vrstva 0,1 — 0,2 mm na ha. Tato voda se musí dostat ke kořenům.

Uvážíme-li obsah porů 50%, jest síla půdní vrstvy, kterou se voda pohybuje, 0,2 — 0,4 mm. Jako maximální hodnota kritické síly vrstvy při $a = 0,2$ mm jest

$$Kr = E/l - 0,447 \sqrt{q/}$$

Jako minimální hodnota, dosadíme-li pro potřebu rostlin v plné vegetaci při $a = 1,0$ mm, platí

$$Kr = E/l - \sqrt{q/}$$

V uzavřeném prostoru jest přijatelné asi dvojnásobné množství vody, nežli se nalézá v kritické tloušťce vrstvy, poněvadž voda proudí se všech stran.

Na kritickou sílu vrstvy má vliv obsah solí v půdní vodě. Jsou-li tyto sole v rovnováze s půdním komplexem, každé zvýšení koncentrace zvyšuje pohyblivost vody v půdě. Na hranici mezi shlukovou vodou a pohybujícím se roztokem musí býti osmotická rovnováha, zvýšením koncentrace stoupá osmotický tlak a jako následek nastává dehydratace pevných částíček. Silně selemi prosáklá půda vykazuje větší sypkost a podmiňuje velkou vodní pohyblivost. Není-li roztok s půdním komplexem v rovnováze, nastává okamžitě výměna kationů a závisí na druhu a koncentraci, zdá pohyblivost vody se zvyšuje nebo snižuje.

Snížení nastává vstupem silně hydratovaných kationů Na⁺, zvýšení u slabě hydratovaných jako K⁺, Ca⁺⁺

Uložené množství vody a tlak bobtnání jest odvislý od množství a druhu kationů. Jenom málo kationů má nepatrné hydratační možnosti, aby hygroskopická půda byla nepatrná a vytvořené vodní vrstvy vykazovaly nepatrný tlak. Již za nízkého tlaku jest v takových půdách minimální objem porů. U silně obložených kationů o velkých hydratačních možnostech jsou silné vodní vrstvy o velké přitažlivé síle, následkem toho bobtnání jest velké. V půdě se nahromadí tolik vody, aby tlak byl v rovnováze se ssavým působením koloidů.

Při tlaku hluboko pod tlakem bobtnání nastává odbobtnání. Podle plochy vzniká zřetelně vyšší tlak, nežli to odpovídá celkovému tlaku. S ubývajícím tlakem se může mezi jednotlivými částkami přesunovati zvětšující se množství vody, až konečně v nejvyšších půdních vrstvách nastává úplná dehydratace t. j. totální bobtnání za předpokladu, že jest

k dispozici potřebná voda. Při vysychání nastává opačný pochod, při kterém se tvoří trhliny v půdě.

Stanovení lineárního seschnutí se provede takto:

300 g půdy se smíchá s vodou odpovídající 80% minimální vodní kapacitě, důkladně se prohněte a nechá státi 12 hodin v uzavřené nádobě. Potom se dá půda do aluminiových misek o 10 cm v průměru s kolmými stěnami. Pevně se upěchuje a povrch pozorně uhladí. Naplněné misky, které jsou před tím lehce namazány, vysuší se do konstantní váhy.

a) % lineárního seschnutí = 100 — průměr vyschlého terče,

$$b) \text{ vol } \% \text{ pevné látky} = \frac{100 \cdot \text{váha vyschlého terče}}{\text{objem misek} \cdot \text{spec. váha}}$$

$$c) \text{ vol } \% \text{ vody} = \frac{(\text{váha vlhké hmoty} - \text{váha such. terče}) \cdot 100}{\text{objem misky}}$$

d) vol % vzduchu = 100 — (vol % pev. látky + vol % vody).

Určení lineárního seschnutí umožňuje vypočet minimálního objemu porů z diference.

Minimální objem porů =

$$100 \left(\frac{100 - \text{lin. seschnutí}^3}{10^4} - \text{vol } \% \text{ pev. látky} \right)$$

nebo obráceně

$$\text{Min. objem porů} = \frac{\text{vol } \% \text{ pev. látky} \cdot 2,6}{(100 - \text{lin. seschnutí})^3} - 38. -$$

Kysličník uhličitý v cukrovarnictve

(Prednesené na doškolovacom kurze ROH pre vyššie kádre technické v Banskej Štiavnici roku 1950.)

RUDOLF KOHN

Podstata čistenia repných štiav zakladá sa na čeriacom účinku vápna a na saturácii. Na prvý pohľad sa môže zdať, že ide o deje celkom jednoduché. Skutočnosť je však odlišná. Pri čistení repnej šťavy prebieha veľké množstvo reakcií, z ktorých väčšina sú reakcie časové. Neustáli sa tu rovnovážny stav a vzniká aj celý rad medziproduktov a vysokomolekulárnych slúčenín.