

**SLOVENSKÁ POĽNOHOSPODÁRSKA UNIVERZITA V
NITRE**

FAKULTA ZÁHRADNÍCTVA A KRAJINNÉHO INŽINIERSTVA

128084

Návrh pedotransferových funkcií pre zvolenú lokalitu

Bakalárska práca

Daniela Šnajderová

Nitra 2010

**SLOVENSKÁ POĽNOHOSPODÁRSKA UNIVERZITA
V NITRE**

Rektor: prof. Ing. Mikuláš Látečka, PhD

FAKULTA ZÁHRADNÍCTVA A KRAJINNÉHO INŽINIERSTVA

Dekan: doc. Ing. Karol Kalúz, CSc.

Návrh pedotransferových funkcií pre zvolenú lokalitu

Bakalárska práca

Katedra biometeorológie a hydrológie

Vedúci katedry: doc. RNDr. Bernard Šiška, PhD.

Vedúci práce: Ing. Dušan Igaz, PhD.

Daniela Šnajderová

Nitra 2010

SLOVENSKÁ POĽNOHOSPODÁRSKA UNIVERZITA
V NITRE

FAKULTA ZÁHRADNÍCTVA A KRAJINNÉHO INŽINERSTVA
Katedra biometeorológie a hydrológie

Akademický rok: 2009/2010

ZADÁVACÍ PROTOKOL BAKALÁRSKEJ PRÁCE

Študent: Daniela Šnajderová

Študijný odbor: Krajinné inžinierstvo

Študijná špecializácia: Krajinné inžinierstvo

V zmysle 3. časti, čl. 21 Študijného poriadku FZKI SPU v Nitre z roku 2004
Vám zadávam tému bakalárskej práce:

Návrh pedotransferových funkcií pre zvolenú lokalitu

Cieľ práce:

Cieľom tejto bakalárskej práce je zhrnutie informácií a poznatkov o hydrofyzikálnych vlastnostiach pôd a pedotransferových funkciách pre ich teoretickú analýzu.

Rámcová metodika práce:

- Spracovanie prehľadu o súčasnom stave riešenej problematiky
- Získanie podkladov z miesta riešenia bakalárskej práce
- Analýza získaných podkladov

Rozsah textovej časti: 25 – 35 strán

Literatúra:

- ANTAL, J. – ŠPÁNIK, F. a kol.: Hydrológia poľnohospodárskej krajiny. 2. nezmenené vyd. SPU Nitra, 2004, 250 s., ISBN 80–8069–428–1
- ANTAL, J. – IGAZ, D.: Aplikovaná agrohydrológia. 3. doplnené a upravené vydanie. SPU Nitra, 2003, ISBN 80–8069–163–0
- KUTÍLEK, M.: Vodohospodárska pedologie. 2. prepracované vydanie. SNTL, ALFA Praha, 1978, 295 s., ISBN 04–721–78

Vedúci bakalárskej práce: Ing. Dušan Igaz, PhD.

Dátum zadania bakalárskej práce: máj 2009

Harmonogram postupu prác:

Spracovanie literárneho prehľadu k danej problematike: máj 2009 – január 2010

Vyhodnotenie výsledkov: február 2010

Vypracovanie a odovzdanie bakalárskej práce: marec 2010 – máj 2010

Dátum odovzdania bakalárskej práce: máj 2010

Podpis:

doc. RNDr. Bernard Šiška, PhD.

Vedúci katedry

Podpis:

doc. Ing. Karol Kalúz, CSc.

Dekan

ČESTNÉ VYHLÁSENIE

Podpísaná Daniela Šnajderová, vyhlasujem, že som bakalársku prácu na tému „Návrh pedotransferových funkcií pre zvolenú lokalitu“ vypracovala samostatne s použitím uvedenej literatúry.

Som si vedomá zákonných dôsledkov v prípade, ak hore uvedené údaje nie sú pravdivé.

V Nitre, 24. 5. 2010

Podpis autora
bakalárskej práce

POĎAKOVANIE

Touto cestou vyslovujem poďakovanie pánovi. Ing. Dušanovi Igazovi, PhD. za pomoc, odborné vedenie, cenné rady a pripomienky pri vypracovaní mojej bakalárskej práce.

V Nitre, 24. 5. 2010

Podpis autora
bakalárskej práce

Abstrakt

Práca je zameraná na oboznámenie sa so základnými charakteristikami pôdy, ako sú zrnitosť, štruktúra, hydrofyzikálne a hydraulické vlastnosti pôdy, charakteristiky vlhkosti, pôdne hydrolimity a vlhkostné retenčné krivky pôdy, ktoré slúžia ako vstupné parametre do modelov vodného režimu pôdy a do výpočtov pedotransferových funkcií. Pod pojmom pedotransferové funkcie (PTF) rozumieme matematické vyjadrenie, resp. model nejakého javu alebo deja v pôde pomocou hodnôt určitých pôdných vlastností. Zvyčajne vychádzajú z rozboru štatistickej závislosti medzi sledovaným javom a pôdnymi vlastnosťami. PTF možno charakterizovať ako súhrn postupov, určených k nepriamemu popisu hydrofyzikálnych vlastností pôd, s využitím bežne stanovených pôdných charakteristík, akými sú zrnitosť, objemová hmotnosť, obsah humusu a pod. V práci sa popisujú dva typy PTF: PTF pôdneho druhu a kontinuálne PTF. Prvý typ sa používa najmä v matematických modeloch simulujúcich pohyb vody v pôde, ale je menej vhodný na popis hydrofyzikálnych charakteristík pôdy, tie sú lepšie charakterizované kontinuálnymi PTF.

Kľúčové slová: pedotransferové funkcie, redukovaná objemová hmotnosť, pôdne hydrolimity, vlhkostné retenčné krivky, hydraulická vodivosť.

Abstract

Work is situated for identify main characterizations soil like grain, structure, hydrophysical and hydraulic properties of soil, damp characteristics, soil moisture constants and moisture retention curves, which are entrance parameter to models water rule soil and to calculations pedotransfer functions (PTF). Title Pedotransfer functions (PTF) is characterized like mathematical expression or model some effect in soil with values specific properties. Usually it goes out of analyse statistical dependence among monitored effect and soil properties. PTF is possible describe like summary specified practices with indirect description hydrophysical properties of soil, where are used normally defined soil characteristics (grain, bulk density, content of humus). There are two types of PTF: PTF of soil type and continual PTF. The first type is used mainly in mathematical models with water movement in soil, but this type is not good for description hydrophysical characterizations soil. The second type is used for description hydrophysical characterizations.

Key words: pedotransfer functions, reduced bulk density, soil moisture constants, moisture retention curves, hydraulic conductivity.

Obsah

Úvod.....	12
1 Prehľad o súčasnom stave riešenej problematiky.....	13
1.1 Zloženie a vlastnosti pôdy	13
1.1.1 Zrinitosť pôdy	13
1.1.2 Štruktúra pôdy.....	15
1.1.3 Pôdna voda.....	16
1.1.4 Vlastnosti pôdnej vody.....	17
2 Cieľ práce.....	19
3 Materiál a metodika práce	20
4 Výsledky práce a diskusia	21
4.1 Fyzikálne a hydrofyzikálne vlastnosti pôdy.....	21
4.1.1 Objemová hmotnosť pôdy.....	21
4.1.2 Pórovitosť.....	22
4.2 Pôdne hydrolimity	24
4.2.1 Číslo hygroskopicity	25
4.2.2 Adsorpčná vodná kapacita	25
4.2.3 Maximálna vodná kapacita	26
4.2.4 Poľná vodná kapacita	26
4.2.5 Bod vädnutia	26
4.2.6 Bod zníženej dostupnosti	27
4.2.7 Plná vodná kapacita.....	27
4.3 Vlhkostné retenčné krivky	29
4.3.1 Analytické vyjadrenie vlhkostnej retenčnej krivky.....	31
4.4 Dynamika pôdnej vody	32
4.4.1 Hydraulická vodivosť.....	33
4.5 Vodný režim pôd.....	35
4.5.1 Hydrologická klasifikácia vodného režimu	37
4.5.2 Ekologická klasifikácia pôdneho profilu	38
4.6 Pedotransferové funkcie a ich praktické využitie	39
4.6.1 Pedotransferové funkcie pôdneho druhu.....	39
4.6.2 Kontinuálne pedotransferové funkcie	39

5	Záver.....	42
6	Zoznam použitej literatúry	43

Použité označenie

- α, n a m – parametre určujúce tvar krivky,
 ρ_d – redukovaná objemová hmotnosť pôdy [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
 ρ_z – merná hmotnosť (hustota) pôdy [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
 d – priemer kapiláry,
 A – vyjadruje plochu pôdy priečného rezu, cez ktorú voda preteká,
 E – priemerná ročná evapotranspirácia [mm],
 E_T – evapotranspirácia [mm],
 h – vlhkosť potenciál pôdy, sací tlak (cm vodného stĺpca),
 ΔH – rozdiel hladín pred vtokom a po výtoku z pôdy,
 q_1 – povrchový prítok z cudzieho územia,
 q_2 – podpovrchový prítok z cudzieho územia,
 K – hydraulická vodivosť [$\text{s} \cdot \text{deň}^{-1}$],
 K – prítok z podzemnej vody [mm],
 l – neznámy parameter,
 L – dĺžka pôdnej vzorky,
 m_z – hmotnosť pevnej fázy pôdy,
 O_1 – povrchový odtok [mm],
 O_2 – podzemný odtok [mm],
 P – pórovitosť [$\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3}$],
 S – priemerný ročný úhrn zrážok [mm],
 S – relatívna nasýtenosť pôdy vodou,
 t – čas, za ktorý pretečie objem vody V ,
 v – rýchlosť prúdenia vody v pôde [LT^{-1}],
 V – objem vody pretekajúci cez pôdu [m^3],
 V_p – objemu pórov, vyjadrený v percentách,
 V_s – objem pôdy v prirodzenom uložení [m^3],
 Z – zrážky vrátane závlah dopadnuté na povrch pôdy, t.j. bez intercepcie [mm],
 W_1 – zásoba vody v pôde na začiatku skúmaného obdobia [mm],
 W_2 – zásoba vody v pôde na konci skúmaného obdobia [mm],
 x – náhodná premenná

Úvod

V súčasnej dobe v rôznych oblastiach aplikácie modelov – ako je hydrológia, hodnotenie globálnych klimatických zmien alebo environmentálne analýzy – je za prekážku považovaný nedostatok vstupných údajov. Aj keď sa naša schopnosť numericky simulovať komplikovaný vodný tok a transportné procesy prebiehajúce v pôde zvyšuje, spoľahlivosť modelovanej prognózy môže závisieť práve od stupňa spoľahlivosti, s akou môžeme stanoviť vstupné údaje, ako koreňové modely, klímu, fluktuáciu vodenej hladiny, chemické a predovšetkým fyzikálne a hydrofyzikálne vlastnosti pôdy.

Vstupné údaje pre procesy simulovania v nenasýtenej zóne môžu byť získané priamo meraním pomocou rôznych poľných a laboratórnych metód, ale väčšina týchto metód je finančne náročná a časovo zdĺhavá. Ak je priame meranie náročné je možné použiť charakteristiky, ktoré možno získať nenákladným, jednoduchým a rýchlym spôsobom. Príkladom je predpoveď vlhkostných retenčných kriviek pôdy z informácií o textúre pôdy získané z pedologického prieskumu alebo iným spôsobom. Tento postup je nepriamou metódou a vyúsťuje do stanovenia pedotransferových funkcií.

Pochopenie schopností pôdy zadržiavať vodu v pôde stále zostáva hlavným problémom pre vedu. Vzhľadom na rastúci dopyt po pôdnych hydraulických vlastnostiach je použitie pedotransferových funkcií (PTF), ktoré sa týkajú základných vlastností pôdy, ktoré sú považované za ľahko dostupné ako sú hydraulické a hydrofyzikálne vlastnosti pôdy.

1 Prehľad o súčasnom stave riešenej problematiky

1.1 Zloženie a vlastnosti pôdy

Pôda je obyčajne definovaná ako vrchná vrstva zemskej kôry, ktorú tvoria minerálne častice voda, vzduch, organické látky a živé organizmy. Tvorí rozhranie medzi zemou, vzduchom a vodou a je životným prostredím pre väčšinu živých organizmov. Keďže tvorba je nesmierne pomalý proces, možno ju v zásade považovať za neobnoviteľný zdroj. Pôda je naším zdrojom potravín, surovín a biomasy. Slúži ako priestorová základňa pre aktivity človeka a krajinné prostredie, je archívom prírodného a kultúrneho dedičstva a zároveň zohráva hlavnú úlohu ako genofond a prirodzené prostredie.

Z fyzikálneho hľadiska predstavuje pôda *heterogénny, polyfázový, disperzný a pórovitý systém*, ktorý v prírodných podmienkach obyčajne obsahuje všetky tri v prírode sa vyskytujúce fázy, t.j. pevnú, kvapalnú a plynnú fázu.

Pevná fáza pôdy (niekedy tiež nazývaná pôdny matrix) obsahuje častice nielen rôzneho chemického a mineralogického zloženia, ale aj častice rôzneho tvaru a veľkosti. Okrem minerálnych častíc obsahuje pevná fáza pôdy často i amorfné látky, najmä organické, ktoré majú schopnosť viazať minerálne častice do tzv. pôdnych agregátov.

Kvapalná fáza pôdy je tvorená pôdnou vodou, ktorá však vždy obsahuje rozpustené látky a preto sa často nazýva aj pôdny roztok.

Plynnú fázu pôdy tvorí pôdny vzduch (Antal, 1993).

1.1.1 Zrnitosť pôdy

Pevná fáza pôdy sa skladá z elementárnych častíc (zrín, granúl) rôznej veľkosti (kamene, štrk, piesok, prach, íl a koloidy), ktoré spolu vytvárajú *polydisperzný systém* rôzneho mineralogického aj chemického zloženia.

Jednotlivé častice blízkyh rozmerov nazývame frakcie alebo kategórie zrnitostného zloženia. Spojovaním elementárnych častíc rôznymi tmeliacimi látkami dochádza vytváraniu *pôdnych agregátov*.

Na určenie polydisperznosti pôdy sa používa v literatúre viacero pojmov ako zrnitostné, mechanické, granulometrické, resp. textúrne zloženie pôdy. Zrnitostné zloženie pôdy charakterizujeme ako zastúpenie (obsah) jednotlivých frakcií (piesku, prachu, ílu) v pôdnej vzorke, vyjadrené v hmotnostných frakciách.

Triedenie pôd podľa zrnitosti patrí medzi najstaršie klasifikačné systémy pôdy. Je založené na stanovení podielu frakcií rôznej veľkosti a posúdení množstva (% zastúpenia) jednej, alebo viacerých kategórií elementárnych častíc. Takéto triedenie pôd podľa zrnitostného zloženia nám pomáha určiť a vyčleniť pôdnych druh, okrem zrnitosti má veľký vplyv na vyčleňovanie pôdnych druhov aj obsah humusu a obsah CaCO_3 (Hanes a kol, 1997).

Textúra pôdy je veľmi dôležitá z hľadiska vedeckého a praktického posudzovania pôdy, pretože ovplyvňuje celý rad pôdnych vlastností, ako aj vznik a vývoj pôdy. Pre potreby klasifikácie sa pôdne častice podľa rozmerov zaraďujú do zrnitostných kategórií. Vo svete aj u nás sa používa viacero klasifikačných systémov. Základné delenie pôdnych častíc na jemnozeme a skelet a hraničným priemerom 2 mm je vo väčšine systémov rovnaké. U nás sa pomerne často používa Kopeckého a Novákova klasifikácia a v zahraničí trojuholníkový diagram .

Najrozšírenejším sa u nás stal *sedemstupňový systém podľa Nováka*, osvedčený pri komplexnom prieskume. Triedenie zemín a pôd na frakcie skeletu a jemnozeme v hydropedologickom prieskume sa delí podľa schválenej oborovej normy ON 736518.

Trojuholníkový diagram – táto klasifikácia je vo svete najrozšírenejšia. Jedna z jej modifikácií je normatívne zavedená (STN 72 100) a je založená na porovnaní obsahu troch základných frakcií (pieskové zrná $P > 0,063$ mm, prachové častice $0,063 - 0,005$ mm a ílovité častice $< 0,005$ mm) (Hanes a kol., 1997).

Zrnitostné zloženie pôdy neovplyvňuje len chemické, fyzikálne a fyzikálno – chemické vlastnosti pôdy ale aj vzdušnú, vodnú a tepelnú kapacitu, štruktúrotvornú schopnosť, priepustnosť pre vodu a vzduch.

1.1.2 Štruktúra pôdy

Štruktúra pôdy je daná schopnosťou pôdy vytvárať agregáty *zhlukovaním* (agregáciou) zrn rôzneho priemeru (od ílových po piesočnaté), alebo *rozpadom* (dezagregáciou) veľkých zhlukov na menšie. Primárne častice pôdy, ktoré sú objektom skúmania v rámci zrnitosti pôd, sa v prevažnej miere nevyskytujú ojedinelé, ale vytvárajú zhluky (hrudky, agregáty) rôzneho tvaru a veľkosti (Rehák, Janský, 2000).

Kutílek (1978) pod pojmom pôdna štruktúra označuje súhrne priestorové usporiadanie agregátov v pôde. Podľa tvaru a vzniku agregátov a podľa usporiadania a väzby pôdnych častíc v agregátoch sa určujú rôzne druhy štruktúry. Dôležitým znakom pôdnej štruktúry je to, že sa pôda v prirodzených podmienkach rozpadá na agregáty majúce určité zákonité vzťahy. V zásade rozoznávame *makroagregáty* s priemerom viac ako 0,25 – 10 mm a *mikroagregáty* s priemerom menším ako 0,25 mm.

Hanes a kol. (1997) píše, že v pôdoznaleckej vede i výskume sa štruktúrne agregáty delia na tri skupiny:

- mikroagregáty < 0,25 mm,
- makroagregáty od 0,25 – 10 mm,
- megoagregáty (hrudy) > 10 mm.

Za najpriaznivejšie agregáty sa považujú makroagregáty od 0,5 – 3 mm.

Na základe pomeru frakcií agregátov možno podľa Hanesa a kol. (1997) vypočítať koeficient štruktúrnosti pôdy:

$$K = \frac{A}{B} \quad \begin{array}{l} A - \text{hmotnosť agregátov od } 0,25 - 7,0 \text{ mm,} \\ B - \text{hmotnosť súčtu agregátov } < 0,25 \text{ mm a } > 7,0 \text{ mm.} \end{array} \quad (1)$$

Vznik a vytváranie pôdnej štruktúry je prirodzeným javom, ktorý prebieha pod vplyvom vnútorných (pôdnych) vonkajších (klimatických) podmienok. Pre dosiahnutie optimálneho fyzikálneho stavu pôdy prostredníctvom štruktúry je nevyhnutná nielen tvorba agregátov, ale aj ich stabilizácia. Rozhodujúcimi faktormi v tomto smer sú hlavne:

- obsah a aktivita organickej hmoty v pôde,
- obsah a aktivita pôdnych koloidov,
- druh výmenných katiónov.

1.1.3 Pôdna voda

Pojem „pôdna voda“ vyjadruje všetku vodu, ktorá je obsiahnutá v pôde. Je to voda nachádzajúca sa v pôdnom profile, ktorá sa vyskytuje kvapalnom, pevnom (ľad, sneh) a plynnom (vodná para) skupenstve, zadržovaná adhéznymi alebo kapilárnymi silami. Je jednou z najhlavnejších zložiek pôdy, má mnohostranný význam. Intenzívne ovplyvňuje mnohé mechanické, chemické, fyzikálne, abiotické pôdne reakcie a procesy a pedogenetické vlastnosti pôdy, ako aj rast a vývoj rastlín. Pôdna voda prispieva k pohybu látok a celkovo má veľký význam pre vývoj pôdy a pôdneho typu. Ak posudzujeme dôležitosť z fyziologického hľadiska, je dôležitý nielen obsah pôdnej vody, ale aj jej pohyblivosť.

Za pôdnu vodu nepovažujeme tzv. kryštalickú vodu, hydroxylové skupiny. Pôdne prostredie patrí medzi najdôležitejšie časti kolobehu vody. Na jednej strane pôsobí ako akumulčná nádrž, prispieva k rovnomernému rozdeleniu nerovnomerne rozdelených zrážok, a na strane druhej môžu zhoršené povrchové vlastnosti pôdneho profilu veľmi zhoršiť odtoky prívalových zrážok.

Pôdna voda nie je čistá, v skutočnosti je to roztok obsahujúci rôzne druhy rozpustených a suspendovaných látok v závislosti od aplikovaných hnojív, pesticídov, závlahovej vody a od zvetrávania primárnych pôdnych častíc. V povrchovej časti pôd sú v pôdnej vode prítomné aj pôdne organizmy (Hanes a kol., 1997).

V literatúre sa pojmom pôdna voda najčastejšie označuje voda obsiahnutá v koreňovej zóne pôdneho profilu. Táto definícia nie je presná, pretože nezahrňuje vodu obsiahnutú v ostatných vrstvách pôdy, ktoré ovplyvňujú hydrické aj poľnohospodárske podmienky stanovišťa (Bedrna a kol., 1989).

Kristensen (1975) preto pôdnu vodou označuje všetku vodu v pôde, ktorá sa nachádza na hladinou podzemnej vody, resp. medzi povrchom pôdy a podzemnou vodou. Keďže vzdialenosť medzi povrchom pôdy a podzemnou vodou je na mnohých lokalitách veľká, nie všetku pôdnu vodu ovplyvňujú korene rastlín a nemá rovnaké vlastnosti. Jej distribúcia, pohyb, väzby a ďalšie vlastnosti sú v jednotlivých zónach pôdneho profilu rozdielne v závislosti od vlastností týchto zón a ich lokalizácie nad hladinou podzemnej vody. Všetky tieto zmeny vlastností a správania sa vody v pôde sa označujú pojmom *režim pôdnej vody*

1.1.4 *Vlastnosti pôdnej vody*

Všetka voda, ktorá sa nachádza v pôde od najvyšších až po najnižšie vlhkosti je pod vplyvom pôsobenia komplexu účinných síl rôznej podstaty, intenzity a smeru, ktoré význačnou mierou ovplyvňujú jej vlastnosti, pohyblivosť a využiteľnosť pre rastliny. Podľa pôsobenia prevládajúcich síl, voda v pôde sa delí na kategórie *adsorpčnej*, *kapilárnej* a *gravitačnej* pôdnej vody.

Adsorpčná pôdna voda – povrch častíc suchej pôdy má schopnosť pútať svojimi prítlačivými silami molekuly vody. Tieto sily nazývame adsorpčnými a zahrňujú sily rôzneho charakteru s obdobným vonkajším prejavom.

Adsorpčná voda sa formuje pôsobením elektrostatických a molekulárnych Van der Waalsových síl. Pri adsorpcii molekúl vody na povrchu pôdných častíc, záporne nabitých, sa dipólové molekuly vody orientujú kladným nábojom, takže po vytvorení monomolekulárnej vrstvy povrch nestráca polárny charakter. Adsorpčná voda sa svojimi vlastnosťami líši od iných kategórií odlišnou hustotou, nižším bodom mrazu, chýbajúcou rozpustnosťou a schopnosťou sa premiestňovať iba difúziou vodných pár a nie v kvapalnom stave (Hanes a kol., 1997).

Pod pojmom hygroskopický proces adsorpcie rozumieme adsorpciu molekúl vodnej pary, adsorpcia kvapalnej vody – hydroskopický proces adsorpcie.

Kapilárna pôdna voda – ak sa molekuly vody v pôde dostanú mimo vplyvu adsorpčných síl, ich účinok klesá a začínajú sa prejavovať kapilárne sily, ktoré majú pôvod v zakrivení hladiny menisku.

Pôdna voda pod vplyvom takýchto síl je kapilárna voda. Pri výstupe a klesaní hladiny v kapiláre existuje hysteréza uhla zmáčania, ktorá je spôsobená rozdielnosťou pri zmáčaní suchého a mokrého povrchu. Pohyb kapilárnej vody závisí od veľkosti pórov, ich geometrického tvaru a ich spojitosti. Kapilárna voda, ktorá sa dostáva do zóny aerácie pôdy kapilárnym prítokom, je významná z hľadiska zásobovania rastlín vodou a ide o *kapilárnu podopretú vodu* (Rehák, Janský, 2000). Od zrnitosti a štruktúrnosti pôdy závisí výška kapilárneho vzliňania.

Kapilárna voda, ktorá sa vyskytuje v zóne aerácie pôdy, po infiltrácii vody v pôdnom profile, *kapilárna voda zavesená* (Rehák, Janský, 2000). Objem a spávanie

zavesenej kapilárnej vody závisí predovšetkým od zrnitostného zloženia a štruktúrnosti pôdy.

Gravitačná voda – pri tejto kategórii vody dominuje sila gravitácie. Voda, ktorá sa voľne pohybuje v smere gravitačnej sily v nekapilárnych póroch sa nazýva voda gravitačná. Zdrojom vody v pôde sú povrchové vody, atmosférické zrážky, keď voľne presakujú do hĺbky pôdy gravitačnými pórami, pôdnymi trhlinkami alebo koreňovými kanálikmi. Pohyb gravitačnej voda závisí od veľkosti, množstva a kvality pórov a od priepustnosti pôdy. Jej výskyt v pôdnom profile po zavlažení a po zrážkach je dočasný a krátkodobý. Ak pri presakovaní dosiahne nepriepustné podložie, kde sa zhromažďuje, začne sa vytvárať podzemná voda so súvislou hladinou. Gravitačná voda má význam pre pôdu v tom, že odnáša so sebou rozpustené a rozptýlené látky z povrchových vrstiev do spodiny.

2 Cieľ práce

Cieľom tejto bakalárskej práce je zhrnutie informácií a poznatkov o hydrofyzikálnych vlastnostiach pôd a pedotransferových funkciách pre ich teoretickú analýzu.

3 Materiál a metodika práce

Na dosiahnutie vytýčeného cieľa sme použili nasledovný postup:

- vytvorenie literárneho prehľadu na základe dostupnej odbornej domácej i zahraničnej literatúry a podkladových materiálov,
- vytvorenie obrazu o zrnitostnom zložení pôdy, kde rozdeľujeme pôdne častice do zrnitostných kategórií,
- popísanie fyzikálnych a hydrofyzikálnych vlastností pôdy,
- určenie bodov vlhkostnej retenčnej krivky z charakteristík pôdy,
- analýza postupov, ktoré sú založené na predpokladanej závislosti obsahu vody v pôde od vyššie uvedených charakteristík, využívajúc regresnú analýzu na určenie pedotransferovej funkcie.

4 Výsledky práce a diskusia

V zmysle cieľa práce budú v nasledovnej kapitole uvádzané výsledky ako súhrn informácií a poznatkov o fyzikálnych, hydrofyzikálnych vlastnostiach pôd a pedotransferových funkcií a ich teoretickej analýzy. Výsledky sú získané štúdiom dostupnej literatúry.

4.1 Fyzikálne a hydrofyzikálne vlastnosti pôd

Fyzikálnymi nazývame také vlastnosti, ktoré možno ohodnotiť vizuálne alebo ohmatom a určiť pomocou škál a stupníc tvar, veľkosť, silu a intenzitu. Každá pôda je charakteristická súhrnom fyzikálnych vlastností závislých od prírody a relatívneho množstva komponentov, ako i vzájomného spojenia. Patria k nim také vlastnosti pôdy, ktoré vo svojej podstate vyplývajú z prejavujúcich sa fyzikálnych javov, t.j. zákonov fyziky. To sa týka hlavne fyzikálnych vzťahov v disperznom systéme pôd. Hydrofyzikálne vlastnosti pôdy sú závislé od základných (merná o objemová hmotnosť, štruktúrnosť, pórovitosť) a sú výsledkom funkcie pôdy ako prostredia obývaného rastlinami a živočíchmi. Z hľadiska funkcie pôdy charakterizujú jej vzťah k vzduchu, teplu, vode a fyzikálno – mechanickým vlastnostiam (Hanes a kol., 1997).

Vstupné parametre do modelov vodného režimu pôdy a do výpočtov pedotransferových funkcií

K najdôležitejším fyzikálnym a hydrofyzikálnym vlastnostiam pôdy patrí objemová hmotnosť – ρ_d [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], pórovitosť – P (bezrozmerné číslo, alebo % objemu), pôdne hydrolimity, vlhkosťná retenčná krivka, hydraulická vodivosť.

4.1.1 *Objemová hmotnosť pôdy (ρ_d)*

Je to hmotnosť pôdy (m_s) v prirodzenom uložení pôdných častíc, vzťahovaná k celkovému objemu (V_t) tejto pôdy (Bedrna a kol. 1989; Hraško, Bedrna, 1988; Kutílek, 1978). Delí sa na tzv. redukovanú a neredukovanú. Redukovaná hmotnosť pôdy

vzniká vysušením vzorky, neredukovaná hmotnosť je hmotnosť pôdy pri jej momentálnej vlhkosti. Pre účely výpočtu pedotransferových funkcií sa stanovuje redukovaná objemová hmotnosť (Houšková, 2000).

Vzorec na výpočet redukovanej objemovej hmotnosti pôdy (ρ_d), t.j. hmotnosti vysušenej pôdy:

$$\rho_d = \frac{m_z}{V_s} \quad [\text{kg.m}^{-3}] \quad (2)$$

Táto hodnota je závislá na hmotnosti pevnej fázy pôdy (m_z) a na pórovitosti (P). Hodnota objemovej hmotnosti kolíše v rozmedzí od 0,2 g.cm⁻³ pre rašeliny, do 1,8 g.cm⁻³ pre silne zhutnené pôdy, v jednotlivých vrstvách pôdneho profilu väčšiny poľnohospodársky využívaných pôd sa pohybuje v širokom rozmedzí 1,16 – 1,79 g.cm⁻³. V extrémnych prípadoch aj mimo uvedených hraníc (Bedrna a kol., 1989). Fulajtár (1985) uvádza ako najčastejšie hodnoty objemovej hmotnosti 1,30 – 1,45 g.cm⁻³.

Objemová hmotnosť pôdy sa používa ako ukazovateľ zhutnenosti pôdy a slúži ako základný, priamo nameraný, vstupný parameter pôdy dosadzovaný do počítačových modelov, týkajúcich sa pohybu vody v pôde.

4.1.2 Pórovitosť pôdy (P)

V určitom objeme pôdy je časť priestoru nezaplnená tuhou fázou – pôdnou hmotou a nachádza sa v nej vzduch alebo voda. Póry väčšinou od seba nie sú oddelené, sú spojité a majú rozdielny tvar a veľkosť (Kutílek, 1978). Pórovitosť je pomer objemu pórov (V_p), vyjadrený v percentách, k celkovému objemu pôdy (V_s) v prirodzenom uložení:

$$P = \frac{V_p}{V_s} \quad [\text{L}^3.\text{L}^{-3}] \quad (3)$$

Pórovitosť (P) sa počíta aj z hodnoty objemovej hmotnosti (ρ_d) a mernej hmotnosti (hustoty) pôdy (ρ_z):

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} \quad (4)$$

kde $\rho_d = m_z / V_s$, $\rho_z = m_z / V_z$, V_z – objem tuhej fázy.

Podľa smeru a spôsobu pohybu vody sa delia na kapilárne, nekapilárne a semikapilárne. Ich súčet sa rovná celkovej pórovitosti.

Kapilárne póry neumožňujú výmenu vzduchu, ale zabezpečujú vztlínanie vody (Hraško, Bedrna, 1989) a majú veľkosť od 0,003 mm do 0,05 mm (Slovík, Libant, 1997). Sú to póry, v ktorých pôsobia kapilárne sily a označujeme ich ako póry s napätím. Povrchové sily pevných častíc podmieňujú udržiavanie a pohyb vody v póroch. Prenikanie vzduchu do pôdy a jeho pohyb v týchto póroch je obmedzený. Platia tu Van der Waalove príťažlivé sily. Zdvih vody v kapiláre je daný výrazom:

$$h = 0,3 \cdot \frac{e}{d} \quad d - \text{priemer kapiláry} \quad (5)$$

Nekapilárne póry rýchlo prepúšťajú gravitačnú vodu a umožňujú výmenu vzduchu (Hraško, Bedrna, 1989) a sú väčšie ako 0,05 mm. V dôsledku prevládajúcich síl zemskej gravitácie umožňujú voľný pohyb vody zhora nadol a sú to póry bez napätia. Tým, že tieto póry umožňujú výmenu vzduchu medzi atmosférou a pôdou, sa pôda obohacuje o kyslík a zbavuje sa prebytočného množstva CO_2 .

Semikapilárne póry sú prechodné póry medzi kapilárnymi a nekapilárnymi, uplatňujú sa v nich gravitačné a kapilárne sily.

Do počítačových programov sa pôdna pórovitosť používa ako vstupný údaj. V pôde sa nachádzajú častice rôznych rozmerov, preto aj hodnoty pórovitosti sú iné. Pre pôdne agregáty rôznych rozmerov platia pri maximálnom utlačení agregátov hodnoty uvedené v tabuľke 1.

Tab. 1. Objemová hmotnosť a pórovitosť pri maximálnom zhutnení častíc (podľa Faťanova a Tajčina, 1972).

Rozmer agregátov	Objemová hmotnosť [t.m ⁻³]	Pórovitosť [%]
Nad 5 mm	1,1	60
0,25 - 2 mm	1,5	40
Menej než 0,25 mm	2	26

Tab. 2. Kutílek (1978) uvádza nasledujúcu klasifikáciu pôdy podľa pórovitosti (podľa Bretfelda).

Pórovitosť ľahkých pôd [% obj.]	Označenie uľahnutosti	Pórovitosť stredne ťažkých a ťažkých pôd [% obj.]
	ornica	
> 65	kyprá	> 65
65 - 50	mierne uľahnutá	65 - 55
50 - 40	uľahnutá	55 - 45
< 40	veľmi uľahnutá	< 45
	podornica	
> 50	kyprá	> 57
50 - 43	mierne uľahnutá	57 - 46
43 - 35	uľahnutá	46 - 35
< 35	veľmi uľahnutá	< 35

4.2 Pôdne hydrolimity

Stanovujú jednotlivé hodnoty pôdnej vlhkosti. Pôdne hydrolimity charakterizujú pohyblivosť a prístupnosť pôdnej vody pre rastliny. Hydrolimity sú závislé na zrnitosti a mineralogickom zložení pôdy, ale zároveň aj na štruktúrnom stave pôdy a hustote uloženia pôdnych častíc (Glet, 1974). Napriek tomu, že niektoré hydrolimity nie sú presne fyzikálne definované, napriek tomu, že ako statické veličiny nemôžu reprezentovať dynamické procesy pohybu pôdnej vody, predsa je potrebné hydrolimitom venovať pozornosť i v súčasnosti, pretože sa v poľnohospodárskej i melioračnej praxi ešte stále používajú (Antal, Špánik a kol., 2004). Hydrolimity nám

charakterizujú hranice medzi jednotlivými kategóriami pôdnej vody, hranice rôznej pohyblivosti pôdnej vody a hranice prístupnosti pôdnej vody pre rastliny.

K najdôležitejším hydrolimitom patria:

- číslo hygroskopicity (w_H , Θ_H),
- adsorpčná vodná kapacita (w_A , Θ_A),
- maximálna kapilárna kapacita (Θ_{KMK}),
- poľná vodná kapacita (Θ_{PK}) nazýva sa aj retenčná vodná kapacita (Θ_{RK}),
- bod vädnutia (w_V , Θ_V),
- bod zníženej dostupnosti (Θ_{ZD}),
- plná vodná kapacita (Θ_S)

- označenie vlhkosti symbolom w predstavuje výsledok v hmotnostných %,
- označenie vlhkosti symbolom Θ predstavuje výsledok v objemových %

4.2.1 Číslo hygroskopicity (w_H , Θ_H)

Je najväčšie množstvo vody, ktoré môže pôda pútať v póroch z ovzdušia pri relatívnej vlhkosti blízkej k 100 %. Vyjadruje sa v percentách k pôde vysušenej pri 105 °C (Hraško a kol., 1962). Táto hodnota je pomerne stála a charakteristická pre rôzne pôdy a používa sa pre stanovenie hranice fyziologicky neprístupnej vody – bodu vädnutia (Hraško, Bedrna, 1988). Číslo hygroskopicity sa používa ako aj jeden z členov van Genuchtovej rovnice (Šútor a kol., 1995; Wösten, van Genuchten, 1988) používanej na analytické vyjadrenie retenčných čiar pre jednotlivé pôdne druhy.

4.2.2 Adsorpčná vodná kapacita (w_A , Θ_A)

Je to množstvo vody pútané adsorpčnými silami. Charakterizuje vlhkosť pôdy na hranici medzi adsorpčnou a kapilárnou vodou. Presná metóda stanovenia hydrolimitu nie je vypracovaná. Kutílek (1978) uvádza hodnotu, ktorá odpovedá približne $pF = 4,8$ až 5,2.

4.2.3 *Maximálna kapilárna kapacita (Θ_{KMK})*

Vyjadruje množstvo vody, ktoré sa udržiava v kapilárnych póroch. Môže byť rôzna v závislosti od vzdialenosti zdroja plného nasýtenia pôdy vodou. Stanovuje sa laboratórne a je s ňou spojený pohyb vody zdola nahor, ktorý voláme vzlínavosťou (Hraško, Bedrna, 1989). Tento pôdny hydrolimit sa približne rovná poľnej vodnej kapacite, ale je vždy o jednotku alebo pár jednotiek vyšší. Rozdiel medzi spomínanými hydrolimitmi závisí od textúrneho zloženia pôdy (Čurlík, Houšková, 1997).

4.2.4 *Poľná vodná kapacita (Θ_{PK}), retenčná vodná kapacita (Θ_{RK})*

Je najcharakteristickejšou veličinou vododržnosti, ktorú reprezentuje to množstvo vody, ktoré je pôda schopná po úplnom nasýtení dlhší čas udržiavať pri vylúčení výparu a kapilárneho prítoku z podzemnej vody (Hraško, Bedrna, 1989). Tento hydrolimit charakterizuje vlhkosť pôdy na hranici medzi kapilárnou a gravitačnou vodou. Vyjadruje maximálne množstvo zavesenej vody v skutočnom vodnom profile, odmerané v poľných podmienkach. Zodpovedá mu hodnota $pF = 2,0$ až $2,9$ (Antal, Špánik a kol., 2004). Kutílek (1978) tvrdí, že retencia je spôsobovaná predovšetkým kapilárnymi silami, preto tento hydrolimit charakterizuje objem tzv. kapilárnych pórov. Hraško, Bedrna (1989) uvádzajú, že hodnoty poľnej vodnej kapacity majú osobitný význam pre závlahové hospodárstvo, pretože na ich základe sa rátajú závlahové dávky. Pre orientáciu môžeme použiť približné čísla, vyjadrené percentami vody vzhľadom k hmotnosti absolútnej suchej pôdy. Pre suché pôdy je to 4 – 9 %, pre hlinitopiesočnaté 10 – 17 %, piesočnatohlinité 18 – 25 %, hlinité 23 – 30 % a pre ílové 30 – 40 %.

4.2.5 *Bod vädnutia (w_V , Θ_V)*

Hydrolimit, charakterizovaný vlhkosťou pôdy, pri ktorej sú rastliny trvalo nedostatočne zásobované pôdnou vodou, pretože intenzita absorpcie vody koreňmi rastlín je podstatne nižšia, ako je intenzita transpirácie v dôsledku čoho rastliny vädnú a hynú. Vädnutie rastlín pritom neprestáva ani po ich vložení do atmosféry nasýtenej

vodnou parou (Antal, Špánik a kol., 2004). Podľa mnohých autorov (napr. Rode, 1965) predstavuje Θ_V aj dolnú hranicu vlhkosti pôdy, pri ktorej je možný pohyb kvapalnej fázy pôdnej vody. Zodpovedá mu hodnota $pF = 4,18$ pri sacom tlaku $1,5 \times 10^6$ Pa (Kutílek, 1978). Bod vädnutia nie je stabilná hodnota v závislosti od typu a štádia vývoja rastliny, stabilne závislá je na zrnitostnom zložení pôdy. Hodnota bodu vädnutia rastie s rastom zastúpenia ílovej frakcie. Bod vädnutia patrí medzi základné hydrofyzikálne charakteristiky pôdy, dôležité pri určovaní vodného režimu pôdy (Bedrna a kol., 1989).

4.2.6 Bod zníženej dostupnosti (Θ_{ZD})

Hydrolimit, charakterizovaný vlhkosťou pôdy, pri ktorej sa už podstatne znižuje pohyblivosť pôdnej vody a jej prístupnosť pre rastliny. Zodpovedá mu hodnota $pF = 3,1 - 3,5$ (Antal, Špánik a kol., 2004) pri hodnote sacieho tlaku 1×10^5 Pa až 2×10^5 Pa. Bod zníženej dostupnosti udáva vlhkosť pôdy v intervale medzi bodom a retenčnou vodnou kapacitou (Kutílek, 1978). Aj táto hodnota podobne ako bod vädnutia závisí od druhu a vývojového štádia rastliny, nie je preto absolútna (Bedrna a kol., 1989).

4.2.7 Plná vodná kapacita (Θ_S)

Tiež maximálna vodná kapacita – alebo vlhkosť nasýtenia – je to vlhkosť pôdy pri úplnom zaplnení pôdných pórov vodou. Vyjadruje maximálne množstvo vody, ktoré sa môže v pôde nachádzať. Prakticky sa táto hodnota rovná pôdnej pórovitosti. K odlišnostiam dochádza v prípadoch, kde nastanú objemové zmeny v pôde, prípadne uzavretý pôdny vzduch v póroch zníži hodnotu Θ_S . nulová tlaková výška odpovedá hodnote $pF = 0$ (Jandák, Prax, Pokorný, 2001).

Okrem uvedených hydrolimitov existujú ešte ďalšie hodnoty charakterizujúce stavy pôdnej vody. Uvádzajú sa rôzne hygroskopické koeficienty (pri rôznom tlaku vodných pár).

Z hodnôt hydrolimitov je možné stanoviť *využitelnú vodnú kapacitu*

$\Theta_p = \Theta_{PK} - \Theta_V$ vyjadrujúce množstvo vody, ktoré sa môže v pôde zadržať („skladovať“) na dlhšiu obdobia, pričom je táto voda využitelná pre rastliny. Zásoba využiteľnej vody sa stanovuje z rozdielu $\Theta - \Theta_V$ (Kutílek, 1978).

V prípade, že nie je k dispozícii pF krivka skúmanej pôdy, môžu sa približne hodnoty niektorých hydrolimitov zistiť na základe zrnitostného zloženia pôdy, a to buď z tab. 3, alebo podľa nasledovných vzťahoch (Kutílek, 1966):

$$\Theta_V = \frac{\% \text{ I. kat.}}{2,4} \quad [\% \text{ obj.}] \quad (6)$$

$$\Theta_V = 0,3 \cdot \% \text{ I. kat.} + 4 \quad [\% \text{ obj.}] \quad (7)$$

$$\Theta_V = [(\% \text{ I. kat.} + 18) \cdot 20]^{0,5} \quad [\% \text{ obj.}] \quad (8)$$

$$\Theta_{ZD} = \Theta_V + (0,7 \div 0,6) \cdot (\Theta_{PK} - \Theta_V) \quad [\% \text{ obj.}] \quad (9)$$

Tab. 3. Hodnoty hydrofyzikálnych charakteristík jednotlivých pôdných druhov (Kolektív, 1981).

Pôdných druh		ρ_d [t . m ⁻³]	P [% obj.]	Θ_{PK} [% obj.]	Θ_V [% obj.]
Piesočnatá pôda	priemer	1,65	38	15	7
	rozpätie	1,55 - 1,80	32 - 42	19 - 20	4 - 10
Hlinitopiesočnatá pôda	priemer	1,5	43	21	9
	rozpätie	1,40 - 1,60	40 - 47	15 - 27	6 - 12
Piesočnatohlinitá pôda	priemer	1,4	47	31	14
	rozpätie	1,35 - 1,50	43 - 49	25 - 36	11 - 17
Hlinitá pôda	priemer	1,35	49	36	17
	rozpätie	1,30 - 1,40	47 - 51	31 - 41	15 - 20
Ílovitohlinitá pôda	priemer	1,3	51	40	19
	rozpätie	1,25 - 1,35	49 - 51	35 - 46	17 - 23

Hydrolimity možno určiť viacerými spôsobmi. Laboratórne určenie hydrolimitov je trocha zdĺhavé a má len jednostranné použitie. Ďalšou možnosťou je využitie vlhkostných retenčných kriviek (VRK) pôdy, pričom je známe pri akých hodnotách vlhkostného potenciálu pôdy, resp. pF možno jednotlivé hydrolimity z VRK odčítať. Problém určenia hydrolimit sa potom sústreďí na určenie závislosti vlhkostného potenciálu pôdy od objemovej vlhkosti pôdy $h_w(\Theta)$ v rovnovážnom stave, teda vlhkostnej retenčnej krivky. Meranie tejto funkcie, či už v teréne alebo v laboratóriu je časovo náročné a drahé, pričom sa môžu vyskytnúť rôzne technické problémy (Arya, Paris, 1981). Preto bolo venované veľké úsilie na získanie VRK z ľahšie dostupných charakteristík pôdy, ako je napr. zrnitosťné zloženie pôdy. Zrejmy vzťah medzi $h_w(\Theta)$ a pôdnou textúrou viedol k formulácií modelov, ktoré sa pokúšajú dať do vzťahu napr. piesok, hlinu, íl, organickú hmotu a redukovanú hmotnosť ku $h_w(\Theta)$ (Gupta, Larson, 1979; Šútor, Štekauerová, 1999) a vo všeobecnosti sa nazývajú pedotransferové funkcie.

4.3 Vlhkostné retenčné krivky

Vlhkostná retenčná krivka (ďalej VRK) pôdy vyjadruje schopnosť pôdy udržať pôdnu vodu proti pôsobeniu vonkajších síl, a stanovuje závislosť medzi vlhkosťou pôdy a jej schopnosťou zadržať vodu určitou silou. Schofield navrhol zaviesť termín *vododržnej* alebo *sacej* sily a označiť ju symbolom pF – logaritmus sily, ktorá je potrebná na odsatie vody z pôdy, pričom p (power) znamená logaritmicke vyjadrenie voľnej energie, F vyjadruje silu, čiže voľnú kapacitu. Niekedy nazývaná aj retenčná vlhkostná čiara pôdy, alebo len jednoducho pF – krivka, je grafický znázornený vzťah medzi vlhkosťou pôdy a negatívnym tlakovým potenciálom pôdnej vody, t.j. retenčná krivka pôdy vyjadruje funkčnú závislosť:

$$-\varphi_p = f(\Theta) \quad \text{resp.} \quad h_w = f(\Theta) \quad (10a,b)$$

Vzhľadom na to, že hodnoty negatívneho tlakového potenciálu sa môžu pohybovať vo veľmi širokom rozpätí, obyčajne sa pri konštrukcii retenčných kriviek pôdy vynášajú hodnoty negatívneho tlakového potenciálu v logaritmickej mierke (Antal, Špánik a kol., 2004). V tejto súvislosti odporučil Schofield (Hillel, 1971) používať na

vyjadrenie hodnoty negatívneho tlakového potenciálu pôdnej vody, tzv. hodnotu pF, ktorá je definovaná ako „dekadický logaritmus negatívnej tlakovej výšky pôdnej vody, vyjadrenej v cm“, t.j. :

$$pF = \log h_w \quad \text{resp.} \quad h_w = 10^{pF} \quad (11a,b)$$

pričom h_w musí byť vyjadrené v cm.

Retenčné krivky patria medzi najdôležitejšie a najkomplexnejšie hydrofyzikálne vlastnosti pôdy, pretože na ich základe môžeme určiť:

- energetickú charakteristiku pôdnej vody,
- kvantitatívnu a kvalitatívnu charakteristiku pôdných pórov,
- hydrolimity,
- vstupnú hodnotu vzduchu,
- vstupné hodnoty na výpočet ďalších hydrofyzikálnych charakteristík pôdy,
- návrhové parametre pre závlahu a odvodňovanie pôdy atď. (Rehák, Janský, 2000).

Významnou charakteristikou pôdy, ktorú môžeme získať vyhodnotením VRK je tzv. *vstupná hodnota vzduchu* (h_v , φ_v , P_v) – definovaná ako hodnota negatívneho vlhkostného potenciálu pôdnej vody, pri ktorej začína do nasýtenej pôdy v procese odvodňovania vnikať vzduch.

V piesočnatých pôdach prevládajú väčšie póry a keď sa odvodnia, vlhkosť prudko poklesne. Na VRK vzniká “schod”. Vlhkostný potenciál, pri ktorom tento “schod” vzniká sa nazýva vstupnou hodnotou pre vzduch (air entry value, bubbling pressure) a označuje sa h_v . Pri ďalšom zvyšovaní sacieho tlaku sa vlhkosť pôdy mení len málo a pomaly. Ílovité pôdy sú zložené predovšetkým z ílovitých častíc a obsahujú póry malých rozmerov. Preto aj priebeh VRK je plynulý a obsah vody v pôde je značný aj pri vysokých hodnotách pF (Rehák, Janský, 2000).

Vplyvom nepravidelného tvaru pôdných pórov, vplyvom uzatvoreného vzduchu v pôdných póroch, vplyvom objemových zmien pôdy, ako aj vplyvom ďalších, doteraz ešte nedefinovaných procesov, ktoré môžu v pôde pri jej odvodňovaní, resp. zavlažovaní prebiehať, obyčajne nie je závislosť – $\Phi = f(\Theta)$ jednoznačná, ale iná pre proces odvodňovania a iná pre proces navlažovania pôdy. Táto nejednoznačnosť závislosti – $\Phi = f(\Theta)$ sa nazýva *hysterézia retenčnej krivky pôdy* a prejavuje sa tým, že proces

zvlhčovania a odvodňovania nie je totožný, a preto sa retenčná krivka pôdy skladá z odvodňovacej a zvlhčovacej vetvy (Rehák, Janský, 2000).

4.3.1 Analytické vyjadrenie vlhkostnej retenčnej krivky

VRK je možné vyjadriť v analytickom tvare a následne aj graficky. Podľa van Genuchtena je analytické vyjadrenie nasledovné (Wösten, van Genuchten, 1988):

$$\Theta' = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \cdot \frac{1}{[1 + \alpha |h|^n]^m} \quad (12)$$

Θ_s – vlhkosť zodpovedajúca plnej vodnej kapacite,

Θ_r – reziduálna vlhkosť (v tomto prípade $\Theta_r = \Theta_H$),

h – vlhkostný potenciál pôdy, sací tlak (cm vodného stĺpca),

$m = 1 - 1/n$

α, n – výpočtové koeficienty

Tento vzorec je platný v prípade, že:

$$\Theta_r \leq \Theta \leq \Theta_s$$

– α, n a m sú parametre určujúce tvar krivky,

– n je bezrozmerný parameter, ktorý určuje hodnotu h , v ktorej sa retenčná krivka v tvare S stáča smerom k ordináte pre veľké záporné hodnoty h a charakterizuje tak strmosť krivky,

– α (cm⁻¹) sa rovná približne obrátenej hodnote h v bode obratu krivky, pričom $d\Theta/dh$ predstavuje jej maximálnu hodnotu,

– obsah vody Θ_r zodpovedá obsahu vody kedy sa gradient $d\Theta/dh$ rovná nule (Houšková, 2000).

Priebeh krivky je závislý na zrnitosti a mineralogickom zložení, obsahu humusu, výmenných katiónov, štruktúre a objemovej hmotnosti a pomocou týchto informácií môžeme predpokladať VRK. Tento postup je vlastne nepriamou metódou a vyúsťuje do stanovenia pedotransferových funkcií.

Metóda určovania bodov VRK resp. jej odvodňovacej vetvy v laboratórnych podmienkach je náročná ako na experimentálne zariadenie, tak aj na čas potrebný pre jej

realizáciu. V odbornej literatúre možno nájsť relatívne veľký počet prác venovaných určovaniu bodov VRK pôdy z charakteristík, ako je napr. textúra pôdy – zrnitostné zloženie, objemová hmotnosť, obsah humusu a obsah organického C, ktoré možno zistiť rýchlejšim a menej náročným spôsobom (Gupta, Larson, 1979). Tento postup je založený na predpokladanej závislosti obsahu vody v pôde od vyššie uvedených charakteristík.

4.4 Dynamika pôdnej vody

Pôdy patria medzi najrozšírejšie kapilárne pórovité látky, cez ktoré prebieha prenos rozpustených látok a tekutín. Prenosom rozumieme premiestňovanie látok a tepla v pórovitom prostredí rôznymi mechanizmami, väčšinou difúziou a prúdením. Ak všetky póry a pôda sú vyplnené vodou, hovoríme o nasýtenom prúdení. Ale ak je len časť pórov a pôdy nasýtená vodou, zvyšok ovplyvňuje vzduch a plynná fáza, ak je pórovitosť väčšia ako vlhkosť, označujeme toto prúdenie ako nenasýtené a zóna, kde je $\theta < P$ sa nazýva nenasýtená zóna. Hnacou silou procesu v oboch prípadoch je spád potenciálu. Tak ako je plynulý prechod pri matematickom vyjadrení nasýteného a nenasýteného prúdenia, tak aj vodné častice plynule prechádzajú z nasýtenej do nenasýtenej fázy.

Rýchlosť prúdenia vody v pôde sa pomocou makroskopických pozorovaní vyjadruje:

$$v = \frac{V}{A \cdot t} \quad [\text{LT}^{-1}] \quad (13)$$

Kde: V – objem vody pretekajúci cez pôdu,
 A – vyjadruje plochu pôdy priečného rezu, cez ktorú voda preteká
 t – čas, za ktorý pretečie objem vody V .

Rýchlosť prúdenia kvapaliny v cez pôdu sa zväčšuje ak vzrastie výška vodnej hladiny ΔH , ale so zväčšením dĺžky pôdnej vzorky L v smere prúdenia sa rýchlosť znižuje. Existuje lineárna závislosť a je platí transportná rovnica nazývaná Darsyho zákon, ktorá má tvar:

$$v = K \cdot \frac{\Delta H}{L} \quad (14)$$

Pričom: ΔH – rozdiel hladín pred vtokom a po výtoku z pôdy,

K – hydraulická vodivosť,

L – dĺžka pôdnej vzorky.

4.4.1 *Hydraulická vodivosť*

Koeficient K sa nazýva hydraulická vodivosť závisí od vlastností pôdy a od obsahu vody v pôde. Charakterizuje schopnosť pôdy viesť vodu (všeobecne kvapalinu) a ktorá je funkciou: vlhkosti pôdy Θ , priepustnosti pôdy K_p a tekutosti f kvapaliny, ktorá sa pohybuje v pôde. Najvyššie hodnoty nadobúda ak je pôda úplne nasýtená vodou. Ak skúmame pohyb vody v pôde, v ktorej sú všetky póry vyplnené vodou a platí $\Theta = P$, hovoríme o tzv. nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy, a označujeme ju symbolom K_s . V opačnom prípade, ak je len časť pórov zaplnená pôdnym vzduchom, kde platí $\Theta < P$, ide o tzv. nenasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy. Na jej označenie sa používajú symboly k , $K(\Theta)$, $K(w)$ a i. Hydraulická vodivosť je závislá najmä od pórovitosti, od teploty a od veľkosti pórov, kde je závislosť priama. Podľa sústavy SI sa uvádzajú vyjadrujúce jej hodnoty v $\text{s} \cdot \text{deň}^{-1}$, ale bežne sa používajú odvodené jednotky ako cm, m, h.

Z vyššie uvedených vzorcov vyjadríme K nasledovne:

$$K = \frac{V}{A \cdot t} \cdot \frac{L}{\Delta H} \quad (15)$$

Tento vzorec v základnej forme sa používa na výpočet nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy.

Pre nenasýtené prúdenie vody v pôde platia tie isté zákony ako pri nasýtenom prúdení, ale pri odvodzovaní musíme mať na mysli, že časť pórov je vyplnená vzduchom. V pôdnom prostredí sa vyskytuje častejšie ako nasýtená hydraulická vodivosť. Podľa rovnice odvodenej van Genuchtenom (12) je možné vyjadriť aj analytickú závislosť nenasýtenej hydraulickej vodivosti od vlhkosného potenciálu. Pri odvodzovaní tejto závislosti skombinoval van Genuchten rovnicu (12) s výpočtovým vzťahom Maulema (Šútor a kol., 1995; Wösten, van Genuchten, 1988) z modelu teoretického rozdelenia pórov, vyjadrený vzťahom:

$$K(h) = K_s S^l \left[\int_0^S 1/h(x) dx / \int_0^1 1/h(x) dx \right]^2 \quad (16)$$

Kde: l – neznámy parameter

x – náhodná premenná

S – relatívna nasýtenosť pôdy vodou ($0 \leq S \leq 1$), t.j. $S = (\Theta - \Theta_r) / (\Theta_s - \Theta_r)$

Kombináciou rovníc (5,12) a (5,16) dostal van Genuchten závislosť hydraulickej vodivosti od relatívnej saturácie:

$$K(S) = K_s S^l [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 \quad (17)$$

Alebo vyjadrené ako závislosť nenasýtenej hydraulickej vodivosti od vlhkosného potenciálu:

$$K(h) = K_s \frac{[(1 + |\alpha h|^n)^m - |\alpha h|^{n-l}]^2}{(1 + |\alpha h|^n)^{m(l+2)}} \quad (18)$$

(Houšková, 2000)

Kutílek (1978) uvádza že, hodnoty hydraulickej vodivosti sú len zhruba závislé na zrnitostnom zložení pôdy, môžeme uviesť len približné hodnoty:

Piesky: $100 - 5\,000 \text{ cm.deň}^{-1}$, najčastejšie cez 300 cm.deň^{-1}

Íly: $1 - 100 \text{ cm.deň}^{-1}$, najčastejšie menej než 10 cm.deň^{-1}

Rašeliny: 1 – 1000 cm.deň⁻¹, *K* klesá s vzrastom stupňa rozloženia organickej hmoty.

Hodnoty *K* sú závislé aj na mineralogickom zložení pôdy a klesajú od druhu minerálov v tomto poradí:

kaolinit > illit > montmorillonit

Podľa zmien hodnôt hydraulickej vodivosti v profile sa pôdy delia do šiestich skupín:

1. *K* ornice je podstene vyššia ako *K* hlbších horizontov, kde sa podstatne nemení.
2. *K* postupne klesá s hĺbkou.
3. *K* postupne stúpa s hĺbkou.
4. *K* je minimálne v luvickom B horizonte, prípadne v zhutnenej podornici.
5. Veľmi priepustná zemina sa nachádza na nepriepustnom podloží.
6. Nepriepustná zemina je situovaná na veľmi priepustnom podloží (Kutílek, 1978).

Tab. 4. Klasifikácia priepustnosti pôd podľa Němca (Kutílek, 1978)

Číslo triedy	Označenie priepustnosti	Hydraulická vodivosť <i>K</i> [m.deň ⁻¹]
I	veľmi nízka	< 0,12
II	nízka	0,12 – 0,24
III	mierna	0,24 – 0,45
IV	stredná	0,45 – 1,10
V	stredne vysoká	1,10 – 2,30
VI	vysoká	2,30 – 5,50
VII	veľmi vysoká	> 5,50

4.5 Vodný režim pôd

Pod pojmom vodný režim rozumieme súhrn javov, ktoré súvisia s kolobehom vody medzi atmosférou, hydrosférou, biosférou a vrchnou časťou litosféry.

Vodný režim zahŕňa vodnú bilanciu pôdy, ktorá sa skladá z príjmu, pohybu, zadržania a unikania za určité obdobie v geografickej oblasti a je budovaný na režime

vlhkosti a priemernej mnohoročnej vodnej bilancie, kde sa berie do úvahy aj mnohoročné kolísanie hodnôt, ktoré v konečnom dôsledku určujú bilanciu (Hanes a kol., 1997). Zúčastňuje sa na pôdotvornom procese a predovšetkým ovplyvňuje produkčnú schopnosť pôd a tvorbu úrod kultúrnych plodín.

Bedrna a kol. (1989) rozdeľuje celkovú bilanciu pôdnej vody na zložku aktívnu t.j. prítokové zdroje navlhčenia:

- vertikálne zrážky (dážď, sneh)
- horizontálne zložky spôsobené kondenzáciou vodných pár (rosa, hmla)
- povrchový prítok z vyššie položených terénnych polôh alebo zo záplavovej vody
- podzemný prítok laterálny (bočný) a vertikálny z hladiny podzemnej vody.

a na zložku pasívnu t.j. odtokové zdroje:

- výpar z pôdy – evaporácia
- spotreba vody vegetáciou – transpirácia
- povrchový odtok
- podzemný odtok

Podľa Šútora a kol. (1995) základná bilančná rovnica pôdnej vody v určitom období je:

$$W_1 + Z + K + q_1 + q_2 = E_T + O_1 + O_2 + W_2 \quad (19)$$

Kde : W_1 – zásoba vody v pôde na začiatku skúmaného obdobia v mm,

Z – zrážky vrátane závlah dopadnuté na povrch pôdy, t.j. bez intercepcie (mm)

K – prítok z podzemnej vody (mm),

E_T – evapotranspirácia (mm),

O_1 – povrchový odtok (mm),

O_2 – podzemný odtok (mm),

W_2 – zásoba vody v pôde na konci skúmaného obdobia (mm),

q_1 – povrchový prítok z cudzieho územia,

q_2 – podpovrchový prítok z cudzieho územia.

Graficky sa vodný režim pôdy spracováva pomocou chronoizopletov vlhkosti, ktoré zobrazujú hĺbkový – profilový a časový priebeh vlhkosti. Kvalitatívna stránka vodného režimu pôdy sa vyjadruje klasifikáciou vodného režimu. Kritéria posudzovania

a klasifikácie vodného režimu sú jednak hydrologické, t.j. smer a intenzita pohybu vody v pôde, jednak ekologické, t.j. stupeň vlhkosti pôdy a dĺžka ich trvania. (Bedrna a kol., 1989).

Klasifikáciu vodného režimu pôd podľa hydrologických kritérií podrobne rozpracoval Rode (1956). Kutílek (1978) túto klasifikáciu nazval hydrologickou, vzhľadom na hlavné kritéria vyčlenenia základných klasifikačných jednotiek, typov vodného režimu.

Klasifikáciu vodného režimu podľa ekologických kritérií rozpracoval Kutílek (1978) a nazval ju ekologickou. Je to klasifikácia vlhkostného režimu, ktorá určuje stupeň vlhkosti pôdy a dĺžku trvania vlhkostných intervalov v metrovej hĺbke pôdneho profilu.

4.5.1 Hydrologická klasifikácia vodného režimu

Bedrna a kol. (1989) uvádza, že sa v hydrologickej klasifikácii vymedzuje osem typov režimu:

1. *režim pôd s večným ľadom v pôdnom profile,*
2. *premyvný režim,* charakterizovaný pomerom $S \cdot E^{-1} > 1$ a každoročným priesakom atmosférických zrážok celou pôdno–horninovou vrstvou, (S – priemerný ročný úhrn zrážok, E – priemerná ročná evapotranspirácia),
3. *nepremyvný režim,* charakterizovaný pomerom $S \cdot E^{-1} < 1$ a priesakom zrážok len do určitej hĺbky pôdno–horninovej vrstvy,
4. *periodicky premyvný režim,* charakterizovaný pomerom $S \cdot E^{-1} = 1$ a priesakom zrážok cez pôdny profil vo vlhkých rokoch,
5. *výparný režim,* rozšírený v oblastiach s pomerom $S \cdot E^{-1} < 1$, prítomnou hladinou podzemnej vody a prevažne vzostupným pohybom vody,
6. *bahenný režim,* pri ktorom podzemná voda alebo jej kapilárna obruba zasahuje až k povrchu pôdy,
7. *nivný režim,* charakterizovaný pomerom $S \cdot E^{-1} = 1$ a prítomnou hladinou podzemnej vody, ktorá v pôdnom profile spomaľuje odtok vody,

8. *závlahový režim*, charakterizovaný závlahovými podmienkami, v ktorých úhrn zrážok a doplnková závlaha (Z) dosahujú hodnotu evapotranspirácie $S + Z \cdot E^{-1} = 1$.

4.5.2 *Ekologická klasifikácia pôdneho režimu*

Kutílek (1978) rozpracoval ekologickú klasifikáciu pôdneho režimu, kde zohľadňuje pri vymedzovaní hlavných klasifikačných jednotiek tieto kritéria:

- a) stupeň vlhkosti vrchnej (0 – 0,3 m) a spodnej (0,3 – 1,0 m) vrstvy pôdneho profilu,
- b) dĺžku trvania jednotlivých vlhkosťných intervalov,
- c) stratifikáciu vlhkosti v pôdnom profile t.j. rozdielnosť vlhkosťného stavu vrchnej a spodnej vrstvy pôdneho profilu.

Podľa hydrolimitov v ekologickej klasifikácii sa celý rozsah vlhkostí pôdy delí do šiestich intervalov, ktoré Kutílek (1978) nazval:

1. *aquatický stav* – pôda je plne nasýtená vodou, $\Theta = \Theta_S$,
2. *uvidický interval* – vlhkosť pôdy je v intervale $\Theta_S - \Theta_{PK}$,
3. *semiuvidický interval* – vlhkosť pôdy je v intervale $\Theta_{PK} - \Theta_{ZD}$,
4. *semiaridný interval* – vlhkosť pôdy je v intervale $\Theta_{ZD} - \Theta_V$,
5. *aridný interval* – vlhkosť pôdy je v intervale $\Theta_V - \Theta_H$,
6. *hyperaridný interval* – vlhkosť pôdy je nižšia ako číslo hygroskopicity, $\Theta < \Theta_H$.

Ekologickú klasifikáciu tvoria jednotky: trieda – rad – podrad – typ.

Trieda je najvyššou jednotkou klasifikácie, označuje sa číslom intervalu vlhkosti trvajúceho 6 mesiacov, resp. podľa dominantného intervalu.

Rad spresňuje dĺžku trvania dominantného intervalu, kde rozlišuje rady: permanentný (A), dočasný (B) a indiferentný (C).

Podrad slovne označuje sezónu, v ktorej sa nachádza dominantný interval.

Typom sa rozlišuje stratifikácia vlhkosti vrchnej a spodnej vrstvy (Kutílek, 1978).

4.6 Pedotransferové funkcie a ich praktické využitie

Parametrizácia hydrofyzikálnych vlastností pôd pre využitie v simulačných modeloch, alebo pre nepriame odvodenie hydrofyzikálnych vlastností z iných nameraných parametrov pôdy (z fyzikálnych rozborov a pod.) je popísaná tzv. pedotransferovými funkciami. Pojem 'pedotransferové funkcie' vyjadruje obecný súhrn postupov, určených k nepriamemu popisu hydrofyzikálnych vlastností pôd, s využitím bežne stanovených pôdných charakteristík, akými sú zrnitosť, objemová hmotnosť, obsah humusu,...

4.6.1 *Pedotransferové funkcie pôdneho druhu*

V tejto práci sa popisujú dva typy pedotransferových funkcií. Prvý typ predstavujú pedotransferové funkcie pôdneho druhu. Stanovujú sa zovšeobecnenia nameraných hydrofyzikálnych charakteristík (Wósten, 1985) pre daný pôdny druh, zvlášť pre podornicu a ornicu. Podornicou rozumieme všetky horizonty, ktoré sa nachádzajú pod orničným horizontom. Výpočtový vzťah van Genuchtena (12) a Maulema a van Genuchtena (18) sa používa na určenie bodov vlhkostnej retenčnej krivky a nenasýtenej hydraulickej vodivosti.

Uvedené pedotransferové funkcie sa využívajú hlavne v matematických modeloch simulujúcich pohyb vody v pôdnom prostredí. Vzhľadom na vysokú mieru zovšeobecnenia sú menej vhodné na popis hydrofyzikálnych charakteristík konkrétnej pôdy, nakoľko nepostihujú heterogenitu konkrétneho pôdneho prostredia (Houšková, 2000).

4.6.2 *Kontinuálne pedotransferové funkcie*

Postupy, ktoré sú založené na predpokladanej závislosti obsahu vody v pôde od charakteristík pôdy (zrnitosť, objemová hmotnosť, obsahu humusu,...), a ktoré využívajú regresnú analýzu, zaviedli Bouma a van Lanen (1987) termín pedotransferové funkcie.

Kontinuálne pedotransferové funkcie pomocou regresných rovníc určujú body retenčnej krivky a hydraulickú vodivosť.

Aby sme získali obraz o zrnitostnom zložení pôdy, rozdeľujeme pôdne častice do zrnitostných kategórií nazývaných aj zrnitostné frakcie. U nás sa používa delenie jemnozeme na jednotlivé kategórie podľa Kopeckého a v zahraničí klasifikácia USDA uvedené v tab. 5.

Tab. 5. Podrobná klasifikácia zrnitostných frakcií

Priemer zrn	Názov frakcie	Kopeckého označenie kategórii jemnozeme	Klasifikácia USDA
<0,0001	koloidný íl	ílové častice < 0,01 mm	I. íl (clay) < 0,002 mm I.
<0,002	fyzikálny íl		
0,002 – 0,01	velmi jemný prach		prach (silt)
0,01 – 0,05	prach		II. 0,002–0,05 mm II.
0,05 – 0,1	práškový piesok		III.
0,1 – 0,2	velmi jemný piesok	piesok	IV. piesok (sand) 0,05–2,0 mm III.
0,2 – 0,5	jemný piesok		
0,5 – 2,0	stredný piesok		
2 – 16	drobný štrk	SKELET	
16 – 63	stredný štrk		
63 – 125	hrubý štrk		
> 125	kameň		

Na tvorbu PTF bola použitá lineárna regresia v tvare:

a) pri použití zrnitostných kategórií podľa Kopeckého, [m³.cm⁻³]

$$\Theta_{hw} = A \times I.kat. + B \times II.kat. + C \times III.kat. + D \times IV.kat. + E \times \rho_d + F \quad (20)$$

b) pri použití zrnitostných kategórií podľa USDA, [m³.cm⁻³]

$$\Theta_{hw} = A \times íl + B \times prach + C \times piesok + D \times \rho_d + e \quad (21)$$

Vysvetlivky:

Θ_{hw} – objemová vlhkosť (cm³.cm⁻³) pri konkrétnej hodnote vlhkového potenciálu h_w (cm),

I.kat. (%) – ílovité častice (d<0,01 mm),

II.kat. (%) – prach (0,01 – 0,05 mm),
III.kat. (%) – práškový piesok (0,05 – 0,10 mm),
IV.kat. (%) – piesok (0,1 – 2,0 mm),
 ρ_d – redukovaná objemová hmotnosť (g.cm⁻³),
íl (%) – d<0,002 mm,
prach (%) – 0,002 – 0,05 mm,
piesok (%) – 0,05 – 2 mm,

A, B, C, D, E, F, a, b, c, d, e – regionálne parametre zistené regresnou analýzou (Skalová, 2003).

Pomocou PTF možno vypočítať objemové vlhkosti Θ_{h_w} , zodpovedajúce hodnotám vlhkosťného potenciálu h_w v závislosti od redukovanej objemovej hmotnosti ρ_d , od percentuálneho obsahu zrnitostných kategórií podľa Kopeckého alebo podľa USDA (Skalová, 2003).

Kontinuálne pedotransferové funkcie lepšie charakterizujú hydrofyzikálne vlastnosti konkrétneho stanovišťa, nakoľko využívajú premenné namerané priamo na danom stanovišti. Pri charakterizovaní väčších celkov je ich použitie kvôli vysokej miere variability problematické. V takýchto prípadoch sú vyhovujúcejšie pedotransferové funkcie pôdneho druhu (Houšková, 2000).

Houšková (2000) uvádza zovšeobecňujúci vzorec na výpočet týchto funkcií, ktorý má nasledujúcu formu:

$$\Theta = a + b \cdot \text{obsah ílu} + c \cdot \text{množstvo humusu} + d \cdot \text{redukovaná objemová hmotnosť} + \dots x \cdot \text{premenné} \quad (22)$$

pričom a , b , c , d a x – konštanty

5 Záver

Práca bola vytvorená na základe získaných informácií štúdiom odbornej literatúry, podkladov a materiálov.

V rámci jednotlivých častí práce sú spracované poznatky o základných charakteristikách pôdy, akými sú zrnitosť, štruktúra, hydrofyzikálne vlastnosti pôdy, pôdne hydrolimity, vlhkosťné retenčné krivky, ktoré slúžia ako vstupné parametre do modelov vodného režimu a do výpočtov pedotransferových funkcií. V kapitole o zložení pôdy uvádzame, že textúra pôdy je veľmi dôležitá z hľadiska vedeckého a praktického posudzovania pôdy, pretože ovplyvňuje celý rad pôdnych vlastností, ako aj vznik a vývoj pôdy. Triedenie pôd podľa zrnitosti patrí medzi najstaršie klasifikačné systémy a takéto triedenie nám pomáha určiť a vyčleniť pôdny druh. Táto práca prezentuje poznatky aj z hľadiska fyzikálnych a hydrofyzikálnych vlastností pôdy. V práci zdôvodňujeme opodstatnenosť zaradenia pôdnych typov do hydrofyzikálnych štúdií, v ktorých sa zväčša uvažuje o pôde len z hľadiska jej príslušnosti k pôdnemu druhu. Pôdne druhy nepostihujú dostatočne heterogenitu pôdneho prostredia spôsobenú príslušnosťou pôdy k pôdnemu typu. Aj v rámci toho istého pôdneho druhu existuje heterogenita v zastúpení zrnitostných frakcií v závislosti od pôdneho druhu. V ďalších kapitolách pojednávame o pôdnej vode, o kategóriách pôdnej vody, o pohybe vody v pôde a prístupnosti pôdnej vody pre rastliny.

Postupy, ktoré sú založené na predpokladanej závislosti obsahu vody v pôde od vyššie uvedených charakteristík, využívajú regresnú analýzu, označujeme termínom pedotransferové funkcie. Pod pojmom pedotransferové funkcie rozumieme matematické vyjadrenie, resp. model nejakého javu alebo deja v pôde pomocou hodnôt určitých pôdnych vlastností. V práci sa popisujú pedotransferové funkcie pôdneho druhu a kontinuálne pedotransferové funkcie. Prvý typ sa používa hlavne v matematických modeloch simulujúcich pohyb vody v pôde. Druhý typ lepšie charakterizuje hydrofyzikálne vlastnosti konkrétneho stanovišťa.

6 Zoznam použitej literatúry

1. ANTAL, Jaroslav. 1993. *Hydrologia*. Nitra : VŠP, 1993. 217 s. ISBN 80-7137-108-4
2. ANTAL, Jaroslav – ŠPÁNIK, František a kol. 2004. 2. nezmenené vyd. *Hydrologia poľnohospodárskej krajiny*. Nitra : SPU, 2004. 250 s. ISBN 80-8069-428-1
3. ARYA, L. – PARIS, J. F. 1981. A physioempirical Model to predict the soil moisture characteristic from Particle Size Distribution and Bulk density data. In : *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 45, 1981. s. 1023–1030.
4. BEDRNA, Zoltán. a kol. 1989. *Pôdne režimy*. Bratislava : Veda, 1989. 221 s.
5. BOUMA, J. – Van LANEN, J. A. J. 1987. Transfer function and treshold values: from soil characteristics to land qualities. In K. J. Beek et al. eds. *Quantified land evaluation*. Washington, D. C. : Pros Worksh. ISSS and SSSA, 1987. s. 106–110
6. ČURLÍK, Ján – HOUŠKOVÁ, Beáta. 1997. *Physical Parameters and Micromorphological Description of Sandy Slovak Soil*, International Agrophysics, 1997. s. 129 – 146.
7. FAŤANOV, A. S. – TAJČINOV, S. N. 1972. *Počvovedenije*. Moskva, 1972
8. FULAJTÁR, Emil. 1986. *Fyzikálne vlastnosti pôd Slovenska, ich úprava a využitie*. 1/86, séria. Bratislava : Veda, 1986. 156 s.
9. FULAJTÁR, Emil – HRAŠKO, Juraj. 1985. *Využitie pôdnych vlastností k stabilizácii vysokých úrod a kvality cukrovej repy v podmienkach SSR*. Bratislava : VÚPVR, 1985.
10. GUPTA, S. C. – LARSON, W. E. 1979. Estimating Soil Water Retention Characteristics from Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density. *Water Res. Res.*, 15, s. 1633–1635.
11. HANES, Jozef a kol. 1997. *Pedológia*. 2. upravené vyd. Nitra : SPU, 1997. 120 s. ISBN 80-7137-390-7
12. HILLEL, D. 1971. *Soil and Water*. New York and London : Academic Press, 1971.
13. HRAŠKO, Juraj a kol. 1962. *Rozbory pôd*. Bratislava : SVPhL, 1962. 335 s.
14. HRAŠKO, Juraj – BEDRNA, Zoltán. 1988. *Aplikované pôdoznanectvo*. Bratislava : Príroda, 1988. 475 s.

15. HOUŠKOVÁ, Beáta. 2000. *Použitie pedotransferových funkcií na výpočet hydrofyzikálnych charakteristík pôdy* : dizertačná práca. Bratislava : VÚPOP, 2000. 72 s. ISBN 80–85361–81–7
16. JANDÁK, Jiří – PRAX, Alois – POKORNÝ, Eduard. 2001. *Půdoznalství*. Brno : Mendelova Zemědělská a Lesnícka Univerzita, 2001. 142 s. ISBN 80–7151–559–3
17. KOLEKTÍV, 1981. *Agricultural Compendium*. Amsterdam – Oxford – New York : Elsevier, 1981.
18. KRISTENSEN, K. J. 1975. Characterization of water in the soil. Factors affecting soil water. In : *Soil Water Distribution*. Oslo : Danfors, E., Nordic IHD, 1975, s. 16–63.
19. KUTÍLEK, Miroslav. 1966. *Vodohospodářska pedologie*. Praha : STNL, 1966. 275s.
20. KUTÍLEK, Miroslav. 1978. *Vodohospodářska pedologie*. 2. prepracované vyd. Praha : STNL,ALFA, 1978. 295 s.
21. REHÁK, Štefan – JANSKÝ, Libor. 2000. *Fyzika pôdy. I, Základné fyzikálne vlastnosti pôdy*. Bratislava : Univerzita Komenského, 2000. 105 s. ISBN 80–223–1544–3
22. RODE, A. A. 1965. *Osnovy učeniya o počvennouj vlage*. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1965.
23. SKALOVÁ, Jana. 2003. *Možnosti určenia vlhkostných retenčných kriviek pôdy*. Bratislava : STU, 2003. [cit. 2009–10–02]. Dostupné na internete <<http://www.cbks.cz/sbornikRackova03/sections/4/Skalova.pdf>>.
24. SLOVÍK, Rudolf – LIBANT, Vladimír. 1997. 2. nezmenené vyd. *Geológia pre poľnohospodárov*. Nitra : SPU, 1997. 84 s. ISBN 80–7137–414–8
25. ŠÚTOR, J. a kol. 1995. *Hydrologia Východoslovenskej nížiny*. Michalovce : Media Group, 1995. 467 s.
26. ŠÚTOR, J. – ŠTEKAUEROVÁ, V. 1999. *Pedotransférne funkcie pôd prírodného prostredia Žitného ostrova*. J.Hydrol.Hydromech. 47, s. 443–458
27. WÖSTEN, J. H. M. – Van GENUCHTEN, M. Th. 1988. Using Texture and Other Soil properties to Predict the Unsaturated Soil Hydraulic Functions. In : *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 52, 1988. s. 1762–1770.
28. WÖSTEN, J. H. M. et al. 1985. Use of Soil Survey Data for Regional Soil Water Simulation Models. In : *Soil Sci. Soc. A. J.*, Vol. 49, 1985. s. 1238–1244.