



**VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ**

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

**FAKULTA STAVEBNÍ**

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

**ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY**

INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

**VLIV ZÁKLADNÍ AGROTECHNIKY NA FYZIKÁLNÍ  
A HYDROFYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY**

EFFECT OF BASIC AGROTECHNICS FOR PHYSICAL AND HYDROPHYSICAL PROPERTIES OF SOIL

**DIPLOMOVÁ PRÁCE**

DIPLOMA THESIS

**AUTOR PRÁCE**

AUTHOR

Bc. Markéta Komárková

**VEDOUCÍ PRÁCE**

SUPERVISOR

Ing. IVANA KAMENÍČKOVÁ, Ph.D.

**BRNO 2018**



# VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

## FAKULTA STAVEBNÍ

<b>Studijní program</b>	N3607 Stavební inženýrství
<b>Typ studijního programu</b>	Navazující magisterský studijní program s prezenční formou studia
<b>Studijní obor</b>	3607T027 Vodní hospodářství a vodní stavby
<b>Pracoviště</b>	Ústav vodního hospodářství krajiny

## ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

<b>Student</b>	Bc. Markéta Komárková
<b>Název</b>	Vliv základní agrotechniky na fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti půdy
<b>Vedoucí práce</b>	Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.
<b>Datum zadání</b>	31. 3. 2017
<b>Datum odevzdání</b>	12. 1. 2018

V Brně dne 31. 3. 2017

---

prof. Ing. Miloš Starý, CSc.  
Vedoucí ústavu

---

prof. Ing. Rostislav Drochytka, CSc., MBA  
Děkan Fakulty stavební VUT

## PODKLADY A LITERATURA

Agronomy Journal. ISSN 0002-1962.

Jandák, J. a kol. (2003): Cvičení z půdoznalectví, MZLU, Brno, ISBN 80-7157-733-2.

Kameníčková, I. (2013): BS006 - Návody do cvičení: Hydropedologie. Elektronická verze studijní opory pro studijní programy s prezenční formou studia. VUT FAST v Brně.

Kutílek, M., Kuráž, V., Císlarová, M. (2004): Hydropedologie 10, ČVUT, Praha.

Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie, SNTL/ALFA, Praha.

Soil use and management. ISSN 0266-0032

## ZÁSADY PRO VYPRACOVÁNÍ

Diplomová práce bude rozdělena na teoretickou a praktickou část. V teoretické části budou uvedeny poznatky o vlivu základní agrotechniky na fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti půdy. V praktické části budou vyhodnoceny výše zmíněné vlastnosti v ornici a podorničí ve vegetačním období pěstované plodiny. Získané výsledky budou konfrontovány s dosavadními poznatky.

## STRUKTURA DIPLOMOVÉ PRÁCE

VŠKP vypracujte a rozčleňte podle dále uvedené struktury:

1. Textová část VŠKP zpracovaná podle Směrnice rektora "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchovávání vysokoškolských kvalifikačních prací" a Směrnice děkana "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchovávání vysokoškolských kvalifikačních prací na FAST VUT" (povinná součást VŠKP).

2. Přílohy textové části VŠKP zpracované podle Směrnice rektora "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchovávání vysokoškolských kvalifikačních prací" a Směrnice děkana "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchovávání vysokoškolských kvalifikačních prací na FAST VUT" (nepovinná součást VŠKP v případě, že přílohy nejsou součástí textové části VŠKP, ale textovou část doplňují).

---

Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.  
Vedoucí diplomové práce

## **ABSTRAKT**

V diplomové práci se hodnotí vliv různého zpracování půdy na fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti podpovrchových vrstev půdy. Experimentální výzkum probíhal v blízkosti obce Šakvice na dvou vybraných plochách, které byly zpracované klasickým způsobem, tj. s orbou. Na jednu ze sledovaných ploch byla aplikována podpůrná látka PRP SOL. Neporušené vzorky půdy byly odebírány ve vegetačním období pěstované plodiny 13. 5. 2009 a 10.9.2009 v ornici (10,20 cm) a podorničí (30 cm). Vybrané fyzikální parametry půdy, tj. objemová hmotnost půdy, pórovitost, rozdělení pórů, momentální obsah vody a vzduchu byly stanoveny standardními analytickými metodami. K terénnímu měření infiltrace se použila dvouválcová metoda. Pro vyhodnocení dat se použily rovnice Philipa a tříparametrická rovnice Philipova typu, na základě, kterých byl proveden odhad nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$ . K laboratornímu měření se použil propustoměr s konstantním spádem. Výsledky jednoletého výzkumu neprokázaly výrazný vliv podpůrné látky PRP SOL na fyzikální kvalitu podpovrchových vrstev půdy na sledované ploše. Naopak propustnost půdy obdržená na základě odhadu  $K_s$  je vyšší na ploše s aplikací podpůrné látky PRP SOL.

## **KLÍČOVÁ SLOVA**

Klasická úprava půdy, přípravek PRP SOL, fyzikální vlastnosti půdy, objemová hmotnost redukována, momentální vlhkost, nasáklivost, pórovitost, provzdušenost, nasycená hydraulická vodivost, dvouválcová metoda.

## **ABSTRACT**

In the master's thesis, we evaluate the impact of different types of soil treatment on the physical and hydro-physical properties of the subsurface layers of soil. The experimental research took place near the town of Šakvice in two chosen areas treated conventionally, i.e. by tillage. The PRP SOL substance was applied to one of the observed areas. Unimpaired soil samples were taken during the vegetation period of the grown crops in the topsoil (10,20 cm) and in the undersoil (30 cm) on 13th May 2009 and on 10th September 2009. The chosen physical parameters of the soil, i.e. the reduced volume mass, the porosity, the distribution of pores, the actual content of water and air, were determined by standard analytical methods. The double-ring infiltration method was used during the field measuring of infiltration. The Philip's equation and the Philip's type three-parameter equation were used for the data

analysis, serving as a base for estimation of saturated water content  $K_s$ . A protractor with a constant gradient was used during laboratory measuring. The results of a year-long research have not shown any major influence of the PRP SOL substance on the physical quality of the subsurface layers of soil in the observed area. On the contrary, the permeability of the soil obtained on the basis of  $K_s$  estimation is higher in the area treated by the PRP SOL substance.

## **KEYWORDS**

Conventional tillage treatment, PRP SOL substance, physical properties of soil, bulk density, actual moisture, absorption, porosity, aeration of the soil, saturated water content, double- ring infiltration method

## BIBLIOGRAFICKÁ CITACE VŠKP

Bc. Markéta Komárková *Vliv základní agrotechniky na fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti půdy*. Brno, 2018. 92 s., 0 s. příl. Diplomová práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí práce Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.

## PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracoval(a) samostatně a že jsem uvedl(a) všechny použité informační zdroje.

V Brně dne 12. 1. 2018

---

Bc. Markéta Komárková  
autor práce

## **Poděkování**

Ráda bych poděkovala vedoucí diplomové práce Ing. Ivaně Kameníčkové Ph.D. za odborné vedení, cenné rady a věnovaný čas.



# OBSAH

<b>ÚVOD.....</b>	<b>3</b>
CÍL PRÁCE .....	4
<b>TEORETICKÁ ČÁST .....</b>	<b>5</b>
<b>1 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY .....</b>	<b>5</b>
1.1 ZRNITOSTNÍ SLOŽENÍ PŮD .....	5
1.2 PÓROVITOST.....	6
1.3 MĚRNÁ HMOTNOST PŮDY .....	8
1.4 OBJEMOVÁ HMOTNOST .....	8
1.5 VLHKOST .....	9
1.6 NASÁKLIVOST (PLNÁ VODNÍ KAPACITA) .....	9
1.7 VLHKOST 30MINUTOVÁ.....	10
1.8 RETENČNÍ VODNÍ KAPACITA .....	10
1.9 MAXIMÁLNÍ KAPILÁRNÍ KAPACITA .....	10
<b>2 HYDRODYNAMIKA PŮDNÍ VODY .....</b>	<b>11</b>
2.1 NASYCENÉ PROUDĚNÍ .....	11
2.1.1 <i>Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti.....</i>	<i>14</i>
2.2 NENASYCENÉ PROUDĚNÍ .....	20
2.2.1 <i>Metody stanovení nenasycené hydraulické vodivosti.....</i>	<i>24</i>
2.2.2 <i>Richardsova rovnice při nestacionárním proudění.....</i>	<i>28</i>
<b>3 INFILTRACE .....</b>	<b>34</b>
3.1 STACIONÁRNÍ INFILTRACE .....	34
3.2 NESTACIONÁRNÍ INFILTRACE .....	36
3.2.1 <i>Infiltrace při DOP.....</i>	<i>36</i>
3.2.2 <i>Infiltrace při NOP.....</i>	<i>37</i>
3.2.3 <i>Měření infiltrace výtopou.....</i>	<i>40</i>
3.2.4 <i>Vyhodnocení infiltrace výtopou .....</i>	<i>42</i>
<b>4 PRAKTICKÁ ČÁST .....</b>	<b>49</b>
4.1 CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ .....	49
4.1.1 <i>Popis zájmového území.....</i>	<i>49</i>
4.1.2 <i>Klimatické poměry a geomorfologické poměry.....</i>	<i>49</i>
4.1.3 <i>Vyhodnocení vybraných fyzikálních vlastností půdy .....</i>	<i>50</i>
4.1.4 <i>Vyhodnocení výsledků hydraulické vodivosti .....</i>	<i>57</i>

---

<b>ZÁVĚR .....</b>	<b>61</b>
<b>PŘÍLOHA TABULEK .....</b>	<b>63</b>
<b>POUŽITÁ LITERATURA .....</b>	<b>78</b>
<b>SEZNAM TABULEK.....</b>	<b>80</b>
<b>SEZNAM OBRÁZKŮ .....</b>	<b>81</b>
<b>SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ .....</b>	<b>82</b>

## ÚVOD

Půdu řadíme do našich hlavních přírodních zdrojů. Dává nám jak obživu, tak prostor pro stavbu obydlí. Rostlinám dává výživu a oporu, díky níž mohou růst a stejně tak je nezbytná i pro mnoho druhů živočichů jež v ní žijí, je zdrojem obživy, teritoriem ale i úkrytem.

Člověk svojí činností půdu ovlivňuje a přetváří k obrazu svému, tím ji ale může způsobit značné proměny, které vedou až k její úplné devastaci. [1]

Kvalitu půdy lze posuzovat pomocí indikátorů, k nimž patří především fyzikální vlastnosti, chemické a fyzikálně chemické vlastnosti, biologické a hydraulické vlastnosti půdy. Mezi fyzikální vlastnosti řadíme především texturu, strukturu, hloubku půdy, maximální a retenční kapacitu, objemovou hmotnost, pórovitost a hydraulickou vodivost. Z chemických a fyzikálně chemických vlastností je to především obsah a kvalita humusu, obsah dusíku, reakce (pH) a obsah živin. Do biologických řadíme obsah uhlíku a dusíku v biomase mikroorganismů, respiraci a aktivitu půdních enzymů. [2]

Půda má taktéž významné postavení v hydrologickém cyklu krajiny. Důležitý je nejen objem vody zadržovaný, ale i protékající půdou. Nevyrovnaný koloběh vody v krajině má za následek střídání povodní a sucha, s čímž souvisí degradace půd. Většina půd v ČR náleží do kategorie půd s velmi nízkou a nízkou retenční vodní kapacitou.

Vodní režim půdy výrazně ovlivňuje produkční schopnost půdy a je součástí půdotvorných procesů. Určuje pohyb půdní vody, její časové a prostorové rozdělení. Směr proudění vody v půdním profilu závisí na vlhkostním potenciálu a pohybové vlastnosti vody v půdě určuje hydraulická vodivost v nasyceném a nenasyceném půdním prostředí. Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  je indikátor schopnosti půdy vést a předávat vodu potřebnou pro rostliny do kořenové zóny stejně jako drenážní odtok vody z kořenové zóny. [3]

Velkým problémem je, jak měřit a hodnotit kvalitu půdy. Existuje mnoho metod pro hodnocení kvality vody a ovzduší, ale určení standardů pro hodnocení půdy je velmi složité z důvodu její značné variability, heterogenity a probíhajících procesů. Hodnocení kvality půdy musí být všestranné a musí sjednocovat všechny části půdního systému. To je ale velmi náročné a k tomu požadujeme, aby tyto metody byly zvládnutelné pro všechny pracovníky, zejména ty, kteří obhospodařují krajinu. [4]

## CÍL PRÁCE

Cílem této diplomové práce bylo posouzení vlivu různého zpracování půdy na fyzikálních a hydrofyzikálních kvalitách podpovrchových vrstev půdy v lokalitě Šakvice. Na jednu ze dvou sledovaných ploch byla aplikována podpůrná látka PRP SOL. V teoretické části jsou obecně popsány základní fyzikální vlastnosti půdy, které jsem podrobně popsala v bakalářské práci [5], pak následují kapitoly hydrodynamika půdy a infiltrace. V praktické části je uveden popis experimentální lokality, výsledky fyzikálních vlastností půdy a infiltrace výtopou. Vybrané fyzikální parametry půdy, tj. objemová hmotnost půdy, pórovitost, rozdělení pórů, momentální obsah vody a vzduchu byly stanoveny standardními analytickými metodami. K terénnímu měření infiltrace se použila dvouválcová metoda, pro vyhodnocení dat se použily rovnice Philipa a tříparametrická rovnice Philipova typu. Nakonec byl proveden odhad nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$ . K laboratornímu měření se použil propustoměr s konstantním spádem, výsledky byly vyhodnoceny pomocí Darcyho vztahu. V závěru práce je provedeno zhodnocení použití přípravku PRP SOL na kvalitu půdy ve sledované lokalitě.

# TEORETICKÁ ČÁST

## 1 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY

V diplomové práci bude shrnut pouze stručný popis vybraných fyzikálních vlastností (objemová hmotnost, momentální vlhkost, nasáklivost, pórovitost, provzdušenost), podrobně jsou popsány v bakalářské práci. [5]

### 1.1 ZRNITOSTNÍ SLOŽENÍ PŮD

Půdní zrnitost je jednou ze základních fyzikálních vlastností půdy. Zrnitostním složením půdy se rozumí poměrné zastoupení jednotlivých velikostních půdních částic. Zrnitost půd ovlivňuje většinu půdních vlastností, především poměr vody a vzduchu, fyzikálně chemické a biochemické procesy. Tuhá fáze půdy je tvořena částicemi o různých velikostech. Tyto částice se rozdělují dle rozsahu velikostí do skupin, které označujeme jako zrnitostní frakce, viz Tabulka 1.1.

Zrnitostní rozbor můžeme provést pipetovací metodou, anebo hustoměrnou metodou podle Casagrandeho.

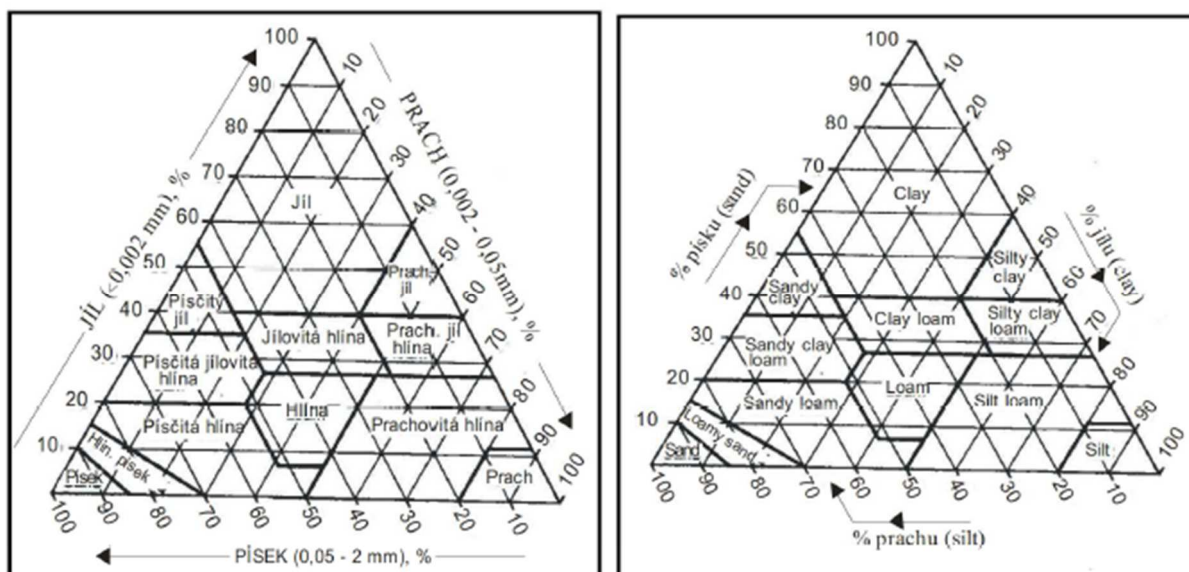
Po laboratorním rozboru lze půdu přesně zařadit do skupiny zrnitosti podle poměru jednotlivých frakcí. Jeden ze způsobů, jak lze klasifikovat půdu, je klasifikace podle Nováka viz. Tabulka 1.2. K dalším metodám patří zatřídění dle trojúhelníkových diagramů pro stanovení druhu půdy dle obsahu jílu, prachu a písku, obr. č. 1.

**Tabulka 1.1 Zrnitostní frakce podle Ministerstva zemědělství USA, (převzato Kameníčková, 2013)**

Název frakce	Průměr částic (mm)
jíl	< 0,002
prach	0,002 – 0,05
písek	0,05 – 2,0
(velmi jemný písek	(0,05 – 0,1
jemný písek	0,1 – 0,25
střední písek	0,25 – 0,5
hrubý písek	0,5 – 1,0
velmi hrubý písek)	1,0 – 2,0)

**Tabulka 1.2 Zrnitostní klasifikace podle Nováka, (převzato Kameníčková, 2013)**

Obsah částic < 0,01 mm (%)	Označení půdního druhu	Základní půdní druhy
0	písek	
0 - 10	písčitá	lehká půda
10 - 20	hlinitopísčitá	
20 - 30	písčitohlinitá	střední půda
30 - 45	hlinitá	
45 - 60	jílovitohlinitá	
60 - 75	jílovitá	těžká půda
> 75	jíl	



**obr. č.1. Trojúhelníkové diagramy pro stanovení druhu půdy dle obsahu jílu, prachu a písku v % (převzato Kameníčková, 2013)**

## 1.2 PÓROVITOST

Prostory v půdě, jenž nejsou zaplněny pevnou fází se nazývají půdní póry. Tyto půdní póry jsou rozdílného tvaru, velikosti a jsou různým způsobem propojeny. Póry slouží k proudění vody a vzduchu v půdě. Probíhají v nich látkové přeměny a výměnné reakce mezi mikroorganismy a kořínky rostlin. V kapilárních pórech může voda proudit proti působení gravitace, v nekapilárních se voda pohybuje pomocí přitažlivosti do spodních vrstev půdy a na její místo se dostává vzduch.

U zemědělských půd se celková pórovitost v ornici pohybuje v rozmezí 40–50 %, v podorničí 30–40 %. Objektivně umožňuje vyhodnocení kyprosti a ulehlosti půdy.

Pórovitost lze významně ovlivnit zpracováním půdy, např. orbou, vláčením, kypřením, válením apod..

Pórovitost je poměr objemu pórů  $V_P$  k celkovému objemu půdy  $V_S$  v přirozeném uložení.

$$P = (V_P/V_S) * 100 (\% \text{ obj.}). \quad (1.1)$$

Lze ji vypočítat i z objemové ( $\rho_d$ ) a měrné hmotnosti ( $\rho_s$ ) půdy.

$$P = \frac{(\rho_s - \rho_d)}{\rho_s} * 100 (\% \text{ obj.}), \quad (1.2)$$

kde:

- $V_P$  objemu pórů [ $\text{m}^3$ ],
- $V_S$  celkový objem půdy [ $\text{m}^3$ ],
- $\rho_d$  objemová hmotnost [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ],
- $\rho_s$  měrná hmotnost [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ].

Kritické hodnoty pórovitosti ukazují škodlivé zhutnění podorničí i ornice. Pro určení kritické hodnoty pórovitosti lze využít klasifikaci podle Lhotského, která je uvedena v Tab. 1.3

**Tabulka 1.3 Kritické hodnoty pórovitosti podle Lhotského (převzato Kameníčková, 2013)**

půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
kritická P	< 48	< 47	< 45	< 42	< 40	< 38

Dle Bretfelda je možné posoudit ulehlost orniční a podorniční vrstvy, viz. Tabulka 1.4

**Tabulka 1.4 Klasifikace půdy podle pórovitosti (podle Bretfelda), (převzato Kutílek, 1978)**

Pórovitost půd lehkých	Označení ulehlosti	Pórovitost půd středně těžkých a těžkých
[%]		[%]
	<b>ornice</b>	
> 65	kyprá	> 65
65 - 50	mírně ulehlá	65 - 55
50 - 40	ulehlá	55 - 45
< 40	velmi ulehlá	< 45
	<b>spodina</b>	
>50	kyprá	> 57
50-43	mírně ulehlá	57 - 46
43-35	ulehlá	46 - 35
<35	velmi ulehlá	< 35

### 1.3 MĚRNÁ HMOTNOST PŮDY

Značí hmotnost jednotkového objemu pevné fáze půdy bez pórů, a to za předpokladu, že pevné částice dokonale vyplňují daný prostor. Lze ji také definovat jako poměrné číslo, které udává, kolikrát je určité množství zeminy vysušené při 105 °C. Měrná hmotnost závisí na obsahu různých minerálních a organických látek. Průměrná měrná hmotnost našich půd se pohybuje kolem 2,6 – 2,7 g.cm<sup>-3</sup>, u organických půd klesá až pod 1,5 g.cm<sup>-3</sup>.

Měrnou hmotnost stanovíme v laboratoři pomocí pyknometru, tj. skleněné nádoby na stanovení objemu sypkých materiálů.

### 1.4 OBJEMOVÁ HMOTNOST

Je to hmotnost objemové jednotky půdy v neporušeném stavu, tj. s póry vyplněnými momentálním obsahem vody a vzduchu. Její hodnota se odvíjí od měrné hmotnosti, podílu pórů v půdě a míry jejich zaplňování vodou. Tato hodnota je nestálá, mění se během roku v závislosti na vlhkostních poměrech v půdě. Objemová hmotnost se pohybuje v minerálních půdách od 0,8 – 1,8 g.cm<sup>-3</sup>, u organických půd mezi 0,2 – 0,3 g.cm<sup>-3</sup>.

U suché půdy se objemová hmotnost značí jako objemová hmotnost redukováná ( $\rho_d$ ) a je to hmotnost jednotkového objemu vysušené půdy. Tato hodnota je stálější a ve svrchních vrstvách půdy se pohybuje v rozmezí 1,2 – 1,5 g.cm<sup>-3</sup>. Hodnota směrem do spodiny vzrůstá. Indikuje kyprost a ulehlost půdy a je potřeba pro výpočet pórovitosti.

Objemová hmotnost redukováná se stanoví ze vzorku odebraného do Kopeckého fyzikálního válečku, tzn. ze známého objemu zeminy odebrané v přirozeném stavu, tj. včetně pórů, po vysušení při 105 °C do konstantní hmotnosti.



Objemová hmotnost vlhké půdy, tedy objemová hmotnost neredukovaná ( $\rho_v$ ), je závislá na půdní vlhkosti, a proto nemá konstantní hodnotu. Mění se v průběhu roku stejně jako pórovitost v důsledku bobtnání a smršťování půdy při změně vlhkosti. Směrem do hloubky půdního profilu má tendenci narůstat.

Dle Tab. 1.5 stanovíme strukturní stav humusového horizontu.

Pro určení kritické hodnoty objemové hmotnosti lze využít klasifikaci podle Lhotského, která je uvedena v Tab. 1.6

**Tabulka 1.5 Přibližné hodnocení strukturního stavu humusového horizontu (převzato Kutílek, 1978)**

Strukturní stav humusového horizontu	Objemová hmotnost [g.cm <sup>-3</sup> ]
výborný	1,2
dobrý	1,2 - 1,4
nevyhovující	1,4 - 1,6
nestrukturní půda	1,6 - 1,8

**Tabulka 1.6 Kritické objemové hmotnosti po vysušení (převzato Lhotský, 1984)**

Půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
$\rho_d$ kritické (g.cm <sup>-3</sup> )	>1,35	>1,40	>1,45	>1,55	>1,60	>1,70

## 1.5 VLHKOST

Půdní vlhkost je množství vody v půdě. Hmotnostní vlhkost charakterizuje podíl hmotnosti vody a hmotnost vysušeného vzorku půdy. Vyjadřuje se v procentech. Objemová vlhkost se vyjadřuje podílem objemu vody k objemu neporušeného vzorku.

Vážková metoda spočívá ve stanovení půdní vlhkosti vážením vlhkého a vysušeného půdního vzorku. Vzorky vysoušíme při teplotě 105 °C do konstantní hmotnosti.

## 1.6 NASÁKLIVOST (PLNÁ VODNÍ KAPACITA)

Vlhkost půdy v době, kdy jsou skoro všechny póry zaplněny vodou. Vzorek necháme 24 hodin nasytit (metodika dle Nováka) a zvážíme jej.

## **1.7 VLHKOST 30MINUTOVÁ**

Používá se pro stanovení nekapilárních pórů.

Nasyčený vzorek s kruhovým filtračním papírem přeneseme na suchý čtyřnásobný filtrační papír a přiklopíme poklopem proti výparu. Po 30 minutách odstátí jej zvážíme.

## **1.8 RETENČNÍ VODNÍ KAPACITA**

Maximální množství vody, které je půda schopna po 24 hodinách vlastními silami zadržet v téměř rovnovážném stavu po nadměrném zavlažení.

Stanovujeme ze vzorku odebraného do Kopeckého fyzikálního válečku v laboratoři metodou podle Drbala.

## **1.9 MAXIMÁLNÍ KAPILÁRNÍ KAPACITA**

Stanovuje hodnotu maximálního nasycení půdních kapilárních pórů. U hlinitých půd by neměla přesáhnout 36 %, jinak je půda porušena a voda se na takovémto pozemku špatně vsakuje. Je to tedy maximální vlhkost, na kterou by měla být půda zavlažována, aniž by došlo ke ztrátám vody či zamokření.

Maximální kapilární kapacitu stanovujeme rozborem neporušeného půdního vzorku, tj. po 2 hodinách odsávání vody z plně nasyceného vzorku půdy.

[4]

## 2 HYDRODYNAMIKA PŮDNÍ VODY

Díky poréznímu prostředí půda umožňuje proudění vody. Voda se může pohybovat v prostoru, který je omezený, maximálně odpovídá objemu pórů. Při nasyceném proudění voda vyplňuje všechny póry. Půda je jen z části nasycená vodou a vlhkost je menší než pórovitost.

U nasyceného i nenasyčeného proudění je rozhodující spád potenciálu. Rychlost proudění popisujeme lineárním tvarem transportní rovnice. Pro matematicko-fyzikální popis se využívá zákonitostí potenciálního proudění. [6]

### 2.1 NASYCENÉ PROUDĚNÍ

K popisu proudění vody v půdě používáme makroskopicky pozorovatelné veličiny. Příklad si ukážeme na pokusech. V obr. č. 2. půda vyplňuje vodorovnou trubici o průřezové ploše  $A$ . Úroveň horní a dolní hladiny je kontrolována přepadem, jde o proudění stacionární. Pod spodním přepadem se měří objem vody  $V$  po průtoku vody půdou. Rychlost proudění vody půdou je:

$$v = \frac{V}{A \cdot t} [L \cdot T^{-1}], \quad (2.1)$$

kde:

$A$  průřezová plocha [ $m^2$ ],

$t$  čas [s],

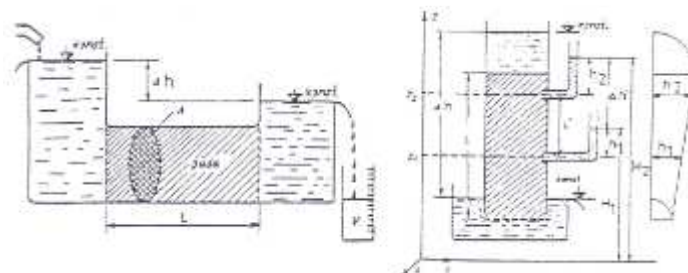
$V$  objem vody [ $m^3$ ].

Tuto rychlost nazýváme makroskopickou nebo darcyovskou, rovněž tak tok nebo hustotu toku. Skutečná rychlost vody v pórech je velmi proměnná v závislosti na geometrických tvarech pórů, na jejich zúžení a rozšíření, existence slepých dutin, zakřivenost atd. Z makroskopické rychlosti  $v$  a z pórovitosti  $P$  se vypočítá střední pórová rychlost  $v_p$ .

$$v_p = \frac{v}{P}, \quad (2.2)$$

kde:

- $v$  rychlost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  
 $P$  pórovitost [% obj].



obr. č.2. Stacionární proudění sloupcem půdy o průřezové ploše  $A$ , a tlakové poměry při proudění vody sloupcem homogenní půdy (převzato: Kutílek a kol., 1993)

Při vzrůstu celkového potenciálu  $H$  se rychlost zvětšuje a snižuje se při zvětšení délky sloupce  $L$  ve směru proudění. Darcy prokázal lineární závislost, a proto se jím odvozená transportní rovnice nazývá Darcyho vztah,

$$v = K_s \frac{\Delta h}{L}, \quad (2.3)$$

kde:

- $K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  
 $\Delta h$  rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy [m],  
 $L$  vzdálenost [m].

Koeficient  $K_s$  uvádí, jak půdní prostředí umožňuje proudění vody. Člen  $\frac{\Delta h}{L}$  se nazývá hydraulický sklon a značí se  $I_h$ .

Pokud ztotožníme spodní hladinu vody s počátkem osy  $z$  a současně je osa  $z$  kladná směrem vzhůru, potom voda proudí opačným směrem a rychlost má záporné znaménko

$$v = -K_s \frac{H_2 - H_1}{z_2 - z_1}, \quad (2.4)$$

kde:

$K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$H_i = h_i + z_i$  potenciální výška [m],

$z_i$  geodetická výška [m].

Spád tohoto potenciálu je hnací silou proudění vody. Obecně potom platí

$$v = -K_s \frac{dH}{dz}, \quad (2.5)$$

kde:

$K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ].

Pro proudění vody ve více než v jednom směru lze použít vztah

$$v = -K_s \text{grad}H, \quad (2.6)$$

kde:

$K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$H$  potenciální výška [m].

Rozměr  $K_s$  závisí od rozměru potenciálu  $H$ , viz Tab 2.1

[6]

**Tabulka 2.1 Závislost rozměru  $K_s$  na rozměru potenciálu  $H$  (převzato Kutílek, 2000)**

Potenciál $H$	grad $H$		grad $H$	
	rozměr	jednotka	rozměr	jednotka
Energie na jednotku hmoty, $J.kg^{-1} [L^2.T^{-2}]$	$L.T^{-2}$	$J.kg^{-1}.m^{-1}$	T	s
Energie na jednotku objemu, $Pa [ML^{-1}.T^{-2}]$	$ML^{-2}.T^{-2}$	$Pa.m^{-1}$	$M^{-1}.L^3.T$	rychlost/ $\rho_w.g$
Energie na jednotku tíhy, $cm [L]$	$LL^{-1}$	bezrozměrný	$LT^{-1}$	$cm.s^{-1}$

### 2.1.1 Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti

Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti můžeme rozdělit na metody přímé a nepřímé. Přímé dále dělíme na laboratorní a terénní. A metody nepřímé, kdy na základě snáže stanovitelných půdních vlastností, jako je textura, struktura, objemová hmotnost, obsah humusu atd. odvozujeme hodnotu  $K_s$ . U půd texturně lehkých, půd středně těžkých a těžkých je dosahováno lepších výsledků, zvláště v našich podmínkách. [6]

#### Laboratorní metody měření $K_s$

Laboratorně můžeme nasycenou hydraulickou vodivost stanovit na neporušených půdních vzorcích odebraných při terénním průzkumu do kovových válečků. Nejčastěji se používají válečky o objemu  $100\text{ cm}^3$ , jenž zdaleka nedosahuje REV (reprezentativní elementární objem). Právě z tohoto důvodu nebývají výsledky stanovení  $K_s$  dostatečně přené. Lepší výsledky nejsou dosahovány ani při zvyšování objemu vzorků, a to z důvodu, že při odběru a transportu vzorků může dojít buď k jejich zhutnění, popř. podél stěn válečků nebo podél kořínků se objeví preferenční cesty.

Následně se váleček v laboratoři upevní do příslušného aparátu, nejčastěji do propustoměru, a měříme průsak buď při konstantním, nebo proměnném hydraulickém sklonu. Měří se pokles horní hladiny v propustoměru, dolní hladina je na konstantní úrovni. V podstatě se jedná o poměrně jednoduchá zařízení, která musí umožňovat co nejpřesnější měření a indikaci hladin vody. U metody s konstantním sklonem je navíc nutné co nejpřesněji měřit průtok vzorkem zeminy, a to pomocí kalibrovaných nádob pro propustnější vzorky nebo kalibrovanými kapilárami pro málo propustné vzorky. Při známém hydraulickém sklonu a průtoku potom  $K_s$  vypočítáme z Darcyho rovnice. Použijeme-li metodu s proměnným

hydraulickým sklonem, potom rychlost poklesu horní hladiny  $v = dh/dt$ se kombinuje s Darcyho rovnicí

$$-\frac{dh}{dt} = K_s \frac{h}{L}, \quad (2.7)$$

kde:

$K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ],

$h$  výška [m],

$L$  délka [m].

Separací proměnných a integrací obdržíme:

$$K_s = \frac{L}{t} \ln \frac{h_1}{h_2}, \quad (2.8)$$

kde:

$L$  délka [m],

$t$  čas [s],

$h_i$  výška [m].

Měření hydraulické vodivosti laboratorními metodami používáme pouze v případě, není-li možné stanovit tuto hodnotu přímo v terénu. Výsledky měření v laboratoři jsou zatíženy celou řadou chyb. Mimo chyb způsobených velikostí vzorku a preferenční cesty, dalším zdrojem chyb může být, zvláště u nestrukturních půd, vyplavování nejjemnější půdní frakce. Pokud zabráníme vyplavování těchto zrn z půdního vzorku, potom dojde k zakolmatování spodní části vzorku a při opakovaném měření dostaneme nižší hodnoty  $K_s$ . Naopak, pokud vyplavování jemné frakce nezabráníme, naměřené hodnoty budou mít při opakovaném měření tendenci vzrůstat. [6]

### Terénní metody stanovení $K_s$

Základní metodou stanovení hydraulické vodivosti je čerpací pokus. Ten spočívá v měření množství vody čerpané ze studny a zajišťuje se snížení hladiny v kontrolních sondách. V technické praxi se používá výhradně při měření mocných zvodnělých hrubozrnných vrstev. V případě, kdy se hladina podzemní vody nachází v měřeném půdním profilu, můžeme pro měření  $K_s$  použít jednosondovou metodu.

Jednosondovou metodou stanovujeme hydraulickou vodivost výpočtem z naměřených hodnot rychlosti zaplňování sondy filtračním přítokem stěnami a dnem po předchozím odčerpání určitého objemu vody ze sondy. Princip metody je znázorněn na obr. č. 3.

Po vyvrtání sondy (hloubka sondy by měla být alespoň 40 cm, optimální průměr sondy pro řešení podle Ernsta je 8–12 cm), zaznamenáme ustálenou výšku hladiny vody v sondě  $H$ , poté se odčerpáním jednoduchou „kalovkou“ sníží hladina vody v sondě. Filtračním přítokem boky a dnem sondy se sonda opět zaplňuje vodou. Rychlost výstupu hladiny vody v sondě se registruje plovákem a je základním údajem pro výpočet hydraulické vodivosti. Předpokládá se homogenní půda bez výrazného zvrstvení a se stejnou propustností v celém profilu, a hladina podzemní vody se nesnižuje kolem sondy. Poslední podmínku lze splnit pouze tehdy, jestliže se čerpání vody neopakuje v krátkém časovém období. Obecný tvar rovnice hydraulické vodivosti

$$K_s = C \frac{dy}{dt}, \quad (2.9)$$

kde:

- $K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ],
- $c$  bezrozměrný tvarový součinitel [m].

Bezrozměrný tvarový součinitel je závislý na poloměru sondy, její hloubce a hloubce podzemní vody. Tento součinitel se stanovuje celou řadou řešení, v praxi se nejčastěji používá řešení dle Ernsta, který vychází z obdobné rovnice, ale namísto diferenciálů se však počítá s diferencemi, tedy  $\Delta y / \Delta t$ . Při dodržení následujících podmínek:  $3 \text{ cm} < r < \text{cm}$ ,  $20 \text{ cm} < H < 200 \text{ cm}$ ,  $y > 0,2H$ ,  $S \geq 0,5Z$ ,  $\Delta y \leq 1/4y$ , platí vztah:



$$C = 400r / \left( \frac{H}{r} + 20 \right) \left( 2 - \frac{y}{H} \right) y, \quad (2.10)$$

kde:

- $r$  poloměr sondy [m],  
 $H$  hloubka vody v sondě při ustálené hladině [m].

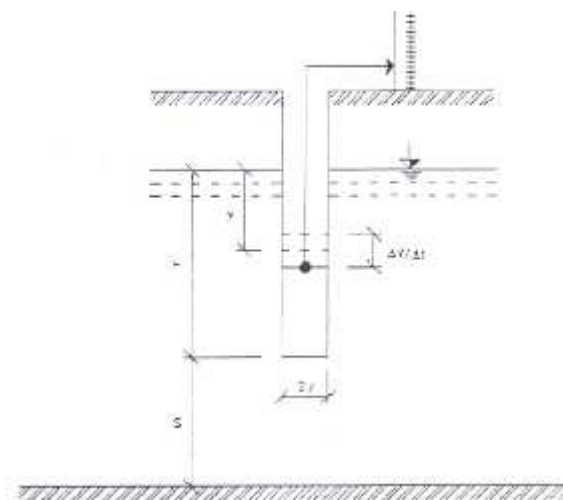
V případě, že dno sondy zasahuje až do nepropustné vrstvy, tedy  $S=0$ , rovnice má následující tvar:

$$C = 3600r / \left( \frac{H}{r} + 10 \right) \left( 2 - \frac{y}{H} \right) y, \quad (2.11)$$

kde:

- $r$  poloměr sondy [m],  
 $H$  hloubka vody v sondě při ustálené hladině [m],  
 $S$  vzdálenost nepropustného podloží od dna sondy [m].

Jestliže hodnoty  $H$ ,  $r$ ,  $y$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta t$  dosazujeme v cm potom  $K$  vychází v  $\text{m.den}^{-1}$ . Hodnota hydraulické vodivosti stanovená jednosondovou metodou odpovídá přibližně této hodnotě stanovené v objemu půdy o průměru  $H$  a výšce  $1,5H$ . V případě anizotropie hydraulické vodivosti změříme hodnotu blízké k horizontální složce  $K$ . Vertikální složku potom stanovíme piezometrickou metodou.

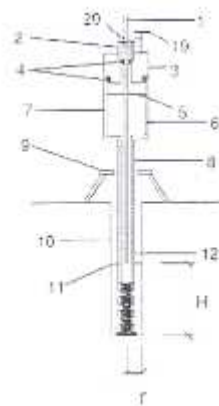


obr. č.3. Schéma jednosondové metody (převzato: Kutílek a kol., 1993)

Tato metoda je v principu shodná s jednosondovou metodou, až na ten rozdíl, že u piezometrické metody je sonda zapažena nepropustnou pažnicí a voda proudí do sondy pouze dnem. Dalším rozdílem je velikost objemu zeminy, jejíž  $K$  se stanovuje podstatně menší, na druhé straně můžeme touto metodou poměrně přesně stanovit hydraulickou vodivost jednotlivých půdních vrstev pod hladinou podzemní vody.

Při větších hloubkách podzemní vody lze použít infiltrační pokus nebo tzv. Guelphský permeametr.

Guelphský permeametr podle Reynoldse a Elricka funguje na principu Mariottovy láhve, schéma přístroje je zobrazeno na obr. č. 4



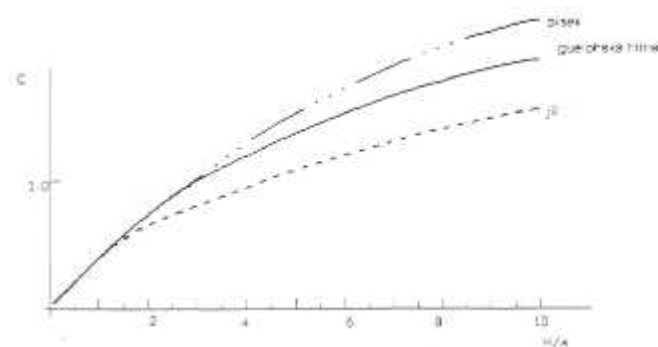
obr. č.4. Schéma Guelphského permeamtru (převzato: Kutílek a kol., 1993)

### Legenda:

1 – zavzdušňovací trubička, 2 – těsnící objímka, 3 – vyjímatelná zátka s ventilem, 4 – těsnící kroužky, 5 – hladina vody v zásobní nádržce, 6 – stupnice (odečet hladiny v nádržce, 7 – zásobní nádržka (válec), 8 – výtoková část permeamtru, 9 – fixovací trojnožka, 10 – vrtaná sonda o poloměru  $a$  (m), 11 – ustálená hladina vody v sondě  $H$  (m), 12 – perforovaná výtoková část, 19 – čidlo permeamtru, 20 – kalibrační značky (pro nastavení hladiny vody v sondě)

Zařízením měříme ve válcové nezapažené vrtané sondě o poloměru  $r$  (2–5 cm), měřit můžeme až do hloubky 1 m. Přístroj se skládá ze zásobníku vody a perforované výtokové části. Přívod vzduchu do permeamtru zajišťuje vnitřní zavzdušňovací trubka, která slouží k nastavení výšky hladiny  $H$  v sondě. Permeametr funguje za předpokladu dosažení dostatečného vakua v rezervoáru. Měříme časový průběh poklesu hladiny vody v rezervoáru, a to až do dosažení stacionárního stavu. Přístroj tedy měří ustálenou hodnotu průtoku  $Q$  stěnami a dnem vrtané sondy o poloměru  $r$ , přičemž hladina vody  $H$  je konstantní v celém průběhu měření. Výsledky měření lze také, mimo vyhodnocení hydraulické vodivosti, využít

k odhadu sorptivity  $S$  a koeficientu  $\alpha$  z Gardnerova exponenciálního vztahu pro stanovení závislosti nenasycené hydraulické vodivosti na vlhkosním potenciálu.



obr. č.5. Závislost koeficientu  $C$  na poměru  $H/a$  pro různé půdní druhy (dle Reynoldse a Elricka) pro vyhodnocení měření Guelphským permeametroem (převzato: Kutílek a kol., 1993)

Charakteristiky uvedených půdních druhů:

písek:  $K_{fs} = 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\alpha = 25 \text{ m}^{-1}$ ,

Guelphská hlína:  $K_{fs} = 3 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\alpha = 3 \text{ m}^{-1}$ ,

Jíl:  $K_{fs} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\alpha = 0,10 \text{ m}^{-1}$ .

K vyhodnocení je možno použít buďto tzv. „Richardsovu analýzu“, pro jejíž aplikaci musí být měření provedeno minimálně pro dvě hodnoty  $H$  a  $Q$  v každém vrtu, nebo zjednodušenou metodou tzv. „Laplaceova a Gardnerova analýza“, pro niž stačí pouze jedno měření. Bylo prokázáno, že Richardsova analýza v heterogenních půdních podmínkách je použitelná.

Výsledkem „Laplaceovy a Gardnerovy analýzy“ dostáváme následující rovnici pro výpočet  $K_{fs}$

$$K_{fs} = \frac{C \cdot Q}{(2\pi H + C\pi r)}, \quad (2.12)$$

kde:

$C$  bezrozměrný součinitel, jenž je závislý na půdní textuře a poměru  $H/r$  (viz obr č. 5) [-],

$Q$  stacionární hodnota výtoku vody z permeametry,

- $r$  poloměr vrtané sondy [m],  
 $H$  výška vody v sondě [m].

Při popisu hydraulické vodivosti při terénním nasycení –  $K_{fs}$  – je uvažováno s tím, že půda v okolí sondy není zcela nasycená, v části pórového systému zůstane vzduch uzavřen, a proto se nepodílí na výsledné hodnotě  $K$ . Tato hodnota tudíž bude poněkud nižší než v případě plného nasycení. Výsledky měření ovšem dokazují, že hodnoty hydraulické vodivosti spočtené s použitím výše uvedené metody jsou zcela realistické a nevyžadují další korekci.

Pokud je třeba rozlišit vliv makropórů (hrubých nekapilárních pórů) na výslednou hydraulickou vodivost, můžeme pro měření použít podtlakový (diskový) infiltrometr. Ten spočívá v tom, že na měřeném půdním povrchu je tímto zařízením udržována konstantní hodnota podtlaku. Vyhodnocujeme tedy stacionární infiltraci při známé hodnotě sacího tlaku na povrchu. [6]

## 2.2 NENASYCENÉ PROUDĚNÍ

V půdě, která není plně nasycena vodou, platí pro proudění vody stejné zákony, jako u nenasyčeného proudění, až při odvozování nesmíme zapomenout, že část pórů je vyplněna vzduchem a že se při proudění může půda buďto dosycovat vodou, nebo odvodňovat.

Příkladem nenasyčeného proudění vody v půdě je obdoba Darcyho vztahu. Plášť válečku, v němž je půda, je opatřen několika zatím uzavřenými otvory a polopropustná membrána odděluje na obou základnách půdu od volné vody v malých nádobách, připojených gumovou hadičkou. Na levé straně snížíme nádobu na úroveň  $h_1$ , na pravé straně na úroveň  $h_2$ . Po otevření otvorů na plášti válce se začne půda odvodňovat podobně jako v podtlakovém přístroji. Na levé straně se odvodní méně, na pravé straně více. Můžeme pouze přibližně předpokládat, že se vlhkost  $\theta$  mění lineárně s osou  $x$ . Dochází k proudění vody podobně jako v násosce a rychlost je značně zpomalena. Udržujeme-li hladiny v nádobách na konstantní úrovni, po určité době zjišťujeme, že v čase protéká stejné množství a půdní vlhkost se v čase nemění.

Dosáhli jsme stacionárního proudění a pro jeho rychlost opět platí rovnice 2.1, kde  $V$  je objem proteklé vody za čas  $t$  a  $A$  je průtoková plocha válečku. Rychlost se zvětšuje se vzrůstem  $\Delta h$  a snižuje při zvětšení délky sloupce půdy  $L$ , tedy

$$v = K \frac{\Delta h}{L}, \quad (2.13)$$

kde:

- $K$     nenasycená vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  
 $\Delta h$     rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy [m],  
 $L$     délka [m].

$K$  je opět součinitel, kterým se charakterizuje, v jaké míře půda umožňuje proudění. Nazývá se nenasycená vodivost a je závislá na stupni odvodnění půdy. V tomto případě je  $K$  funkcí  $1/2(h_1+h_2)$ . Rovněž jako při nasyceném proudění u Darcyho rovnice zavádíme celkový potenciál vztažený k tíže, tedy vyjádřený v jednotkách hydraulické výšky. Při běžných úlohách můžeme zanedbávat ostatní složky celkového potenciálu kromě vlhkostního a gravitačního, takže  $H = h + z$ , a platí

$$v = -K \frac{dH}{dz}, \quad (2.14)$$

kde:

- $K$     nenasycená vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ].

Pro dvou a trojrozměrné úlohy lze použít úpravu

$$v = -K \cdot \text{grad}H, \quad (2.15)$$

kde:

- $K$     nenasycená vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  
 $H$     výška [-].

Buckingham v dvojrozměrných a trojrozměrných úlohách popsal nenasycené proudění jako prvý, a proto se rovnice nazývá po něm.

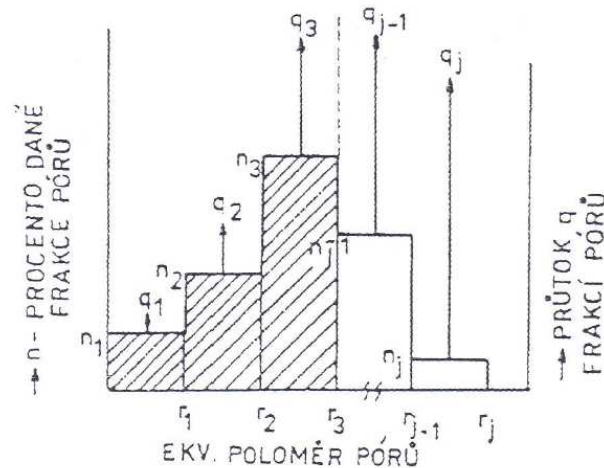
Objem pórů, jimiž proudí voda, se zmenší, pokud se část pórů odvodní. Potom místo pórovitosti  $P$  budeme dosazovat vlhkost  $\theta$ . Při snižování vlhkosti se zvyšuje i hodnota tortuozity.

$$\frac{K}{K_s} = \alpha \left( \frac{\theta}{P} \right)^3, \quad (2.16)$$

kde:

- $K$  nenasyčená vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],
- $K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],
- $\alpha$  součinitel upravující modelový vztah na realitu půdy [-],
- $\theta$  vlhkost [% obj.],
- $P$  pórovitost [% obj.].

Postup odvození této rovnice je rovněž znázorněn v obr. č. 6, kde jsou půdní póry modelovány jako válcové kapilární trubice o různých ekvivalentních poloměrech pórů. Tyto modelové póry jsou seřazeny do tříd o ekvivalentním poloměru  $r_{j-1}$  až  $r_j$ , kde  $r_{j-1} < r_j$ .



obr. č.6. Průtoky v jednotlivých třídách pórů půdy při nenasyčeném proudění (pouze čárkovaná část) (převzato Kutílek a kol., 2000)

Rychlost proudění v trubicích závisí na  $r^2$ , celkový průtok v každé třídě potom na  $r^4$  a na procentuálním zastoupení trubic. Celkový průtok při jednotkovém hydraulickém spádu

$i = 1$  bude  $q = \Sigma_{qj} \equiv K_s$ . Toto platí, pokud jsou všechny póry zaplněny vodou. Pokud půdu z části odvodníme, oddělíme z proudění hrubé póry, v našem obrázku od  $r_j$  až do  $r_3$ .

Z důvodu, že v rovnici 2.14 a jejich ekvivalentech je proměnná  $h$ , je pro řešení rovnic výhodné pracovat se vztahem  $K(h)$ , i když tento vztah není fyzikálně přímý, ale pouze odvozený z  $K(\theta)$  a  $h(\theta)$ . Nejčastěji využíváme rovnic navržených Gardnerem.

$$K = \frac{\alpha}{|h|^{m+b}} \quad (2.17)$$

a

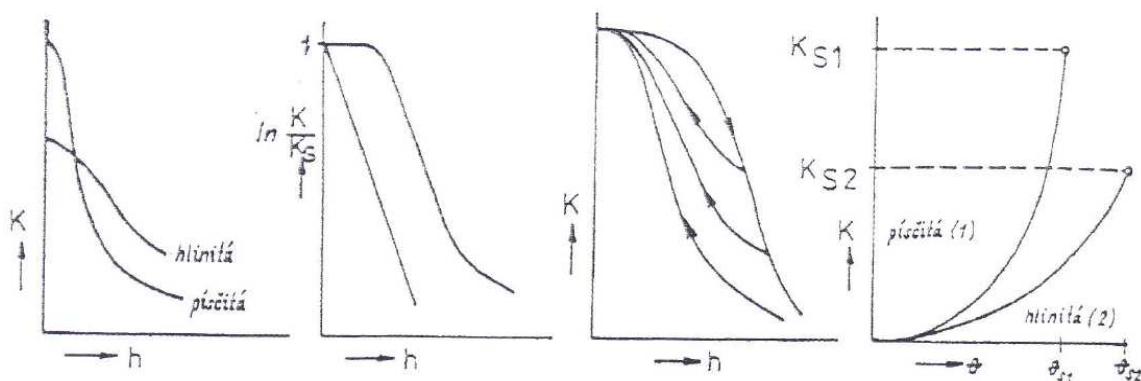
$$K = K_s \exp(c h), \quad (2.18)$$

kde:

- $a, b, m, c$  empirické koeficienty,  $a/b = K_s [-]$ ,
- $K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ],
- $h$  tlaková výška [m],
- $\alpha$  součinitel upravující modelový vztah na realitu půdy [-].

Obecný průběh závislosti nenasycené vodivosti  $K$  na vlhkosti  $\theta$ , je na obr. 7.

[6]



obr. č.7. Závislost nenasycené vodivosti  $K$  na záporné tlakové výšce a na vlhkosti  $\theta$  (převzato Kutálek a spol. 2000)

## 2.2.1 Metody stanovení nenasycené hydraulické vodivosti

Nenasycenou vodivost měříme buď laboratorně na neporušených vzorcích, nebo se stanoví v terénu z měření sacích tlaků vlhkostí v krátkých časových intervalech, nejčastěji jeden den, někdy i méně, a v jednotlivých hloubkách. Při laboratorním měření postupujeme buďto zdlouhavější stacionární metodou nebo relativně rychlejšími metodami, a to pomocí nestacionárního proudění. U těchto metod se viskozita  $k$  vyhodnocuje buď z měřeného objemu vyteklé vody jako funkce času při zvýšení přetlaku v přetlakovém nebo podtlakovém aparátu (výtoková metoda) nebo z rozdělení vlhkosti při horizontální infiltraci. [7]

### Laboratorní metody

V laboratoři ke stanovení nenasycené hydraulické vodivosti používáme crust metodu, metodu one-step nebo multi-step outflow a evaporační metodu.

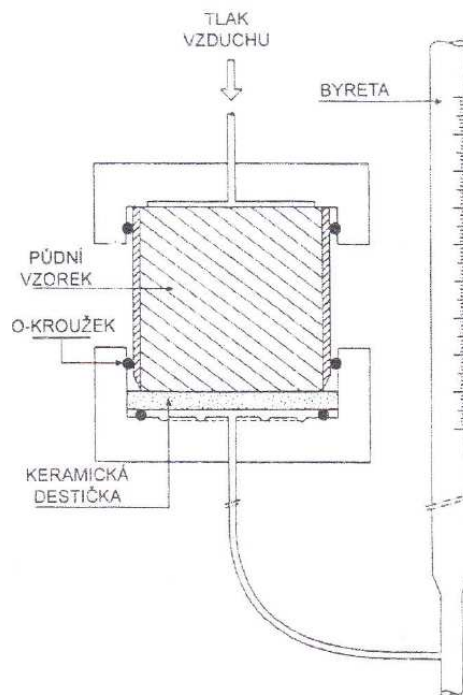
Crust metoda je schematicky znázorněna na obr. č. 8. Na sloupci hrubozrnného písku je umístěn neporušený půdní vzorek, aby byla umožněna volná drenáž vody ze vzorku. Na horním okraji je uložena krusta jemnozrnného materiálu. Nad horním okrajem krusty je nastavením tlakové výšky vytvořen průtok vody krustou a půdním vzorkem. Krusta redukuje přítok vody do vzorku a způsobuje nenasycené proudění uvnitř vzorku. Jemnozrnnost krusty a její výška ovlivňuje redukcii. Body křivek hydraulických vodivostí jsou dány tlakovými výškami měřenými tenzorem uvnitř půdního vzorku a odpovídajícími hydraulickými vodivostmi na základě známého průtoku, gradientu potenciálu a platnosti Darcyho zákona.





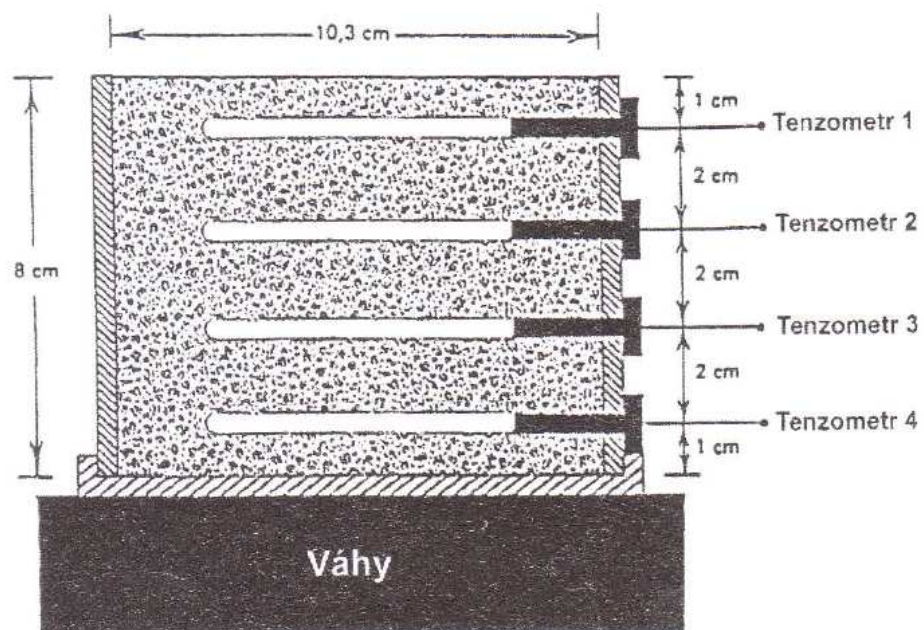
obr. č.8. Crust metoda

Metody one-step a multi-step outflow probíhají v Tempské cele (obr. č. 9) Na začátku je půdní vzorek plně nasycen, takže hladina vody v byretě je v úrovni spodního okraje válečku případně v jeho středu. V jednom tlakovém kroku nebo v několika postupných krocích je byreta snižována, popřípadě je aplikován přetlak vzduchu na horním okraji válečku a vzorek je tím při každém kroku drénován do relativně ustáleného stavu. Během celého průběhu experimentu je zaznamenáván kumulativní odtok vody v čase.



obr. č.9. Tepská cela

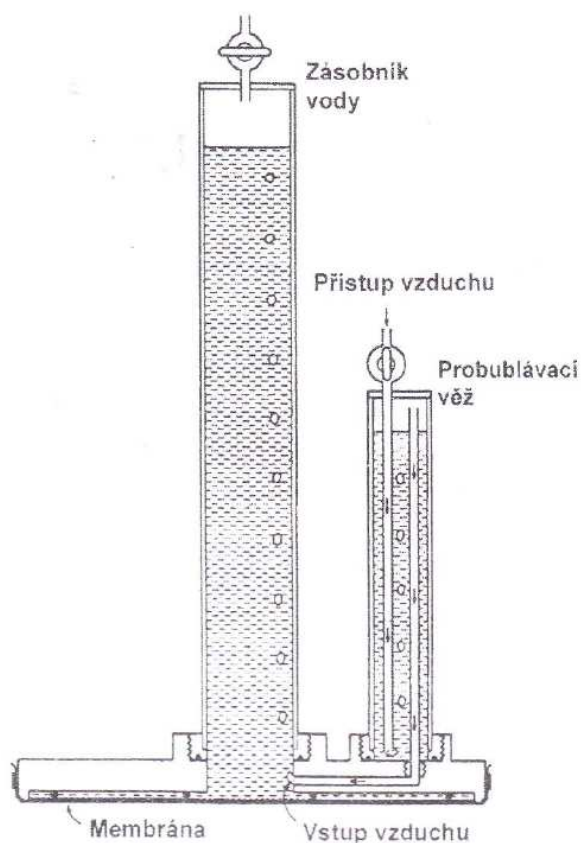
Evaporační metodou lze stanovit jak retenční čáru půdní vlhkosti, tak průběh hydraulické vodivosti. Půdní vzorek je na počátku plně nasycen a umístěn na váhy, viz obr. č. 10, které měří úbytek vody výparem v čase. Zároveň jsou měřeny tlakové výšky minimálně dvěma tenzometry uvnitř půdního vzorku. [8]



obr. č.10. Evaporační metoda

## Terénní metody

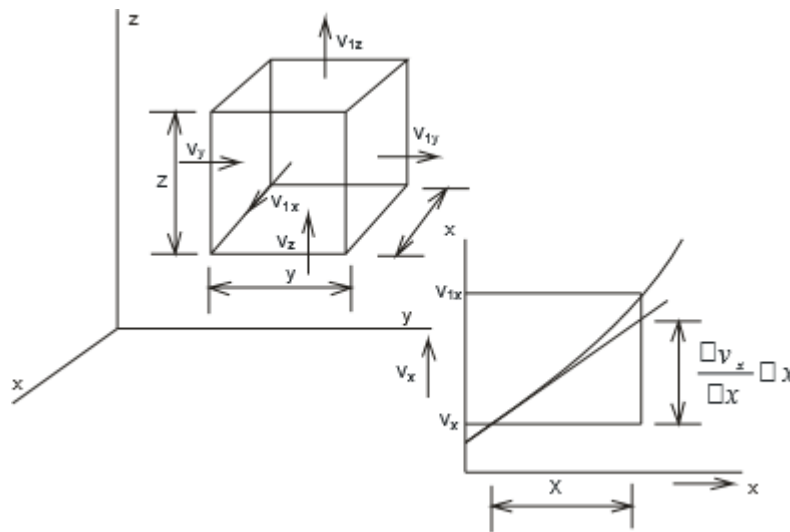
V terénu ke stanovení nenasyčené hydraulické vodivosti využíváme například podtlakový diskový permeametr (obr. č. 11). Důležitými součástmi diskového permeamtru jsou zásobník vody, membrána propouštějící vodu a probublávající věž. Na půdní povrch je diskový permeametr umístěn tak, aby byl zajištěn dokonalý kontakt membrány s půdou. Pomocí trubic v probublávací věži je nastavován podtlak vody a tím je redukován příjem a průtok vody půdou. Body nenasyčených hydraulických vodivostí jsou dány nastavenou tlakovou výškou a hodnotou hydraulické vodivosti. V terénu lze také nenasyčenou hydraulickou vodivost stanovit z průběhu měřených objemových vlhkostí a tlakových výšek v čase čidly umístěnými v půdním profilu, viz obr. č. 11. [8]



obr. č.11. Diskový permeametr

## 2.2.2 Richardsova rovnice při nestacionárním proudění

Rovnice 2.14 je plně využitelná i pro řešení úloh stacionárního nenasyceného proudění, kdy  $dv/dx = 0$  a  $dv/dt = 0$ . Odtud plyne, že  $d\theta/dt = 0$ . Stacionární proudění se v prakticky řešených úlohách vyskytuje výjimečně. Chceme-li řešit některé problémy přibližně, aproximativně, přesto s ním pracujeme. Pro řešení nestacionárního proudění musíme formulovat základní vztah mezi  $\theta$  a  $v$  v čase a prostoru pomocí rovnice kontinuity.



obr. č.12. Vztahy pro odvození rovnice kontinuity (převzato Kameníčková, 2005)

Uvažujeme kvádrový element půdy nasycený vodou, obr. č. 12 a budeme vyjadřovat tuto větu: Rozdíl veškeré vody nateklé do elementu a vyteklé z elementu je rovný změně obsahu vody v elementu za čas  $\Delta t$ . Předpokládáme přitom nestlačitelnost vody, nedeformující se půdní prostředí a dále, že viskozita ani vodivost nezávisí na pozici.

Hrany elementu mají délky  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  a  $\Delta z$ . Do elementu vtéká voda rychlostí  $v$  a vytéká rychlostí  $v_1$ . Změna rychlosti je plynulá. Uvažujeme nejprve poměry ve směru osy  $x$ :

rychlost na vtoku:  $v_x$ ,

rychlost na výtoku:  $v_{1x} = v_x + \Delta x \frac{\partial v_x}{\partial x}$ ,

nateklý objem:  $v_x \Delta y \Delta z \Delta t$ ,

vyteklý objem:  $v_{1x} = \left( v_x + \Delta x \frac{\partial v_x}{\partial x} \right) \Delta y \Delta z \Delta t$ ,

nateklý objem – vyteklý objem:  $v_x \Delta y \Delta z \Delta t - \Delta t \left( v_x + \Delta x \frac{\partial v_x}{\partial x} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$ .

Podobně ve směru osy  $y$ :  $-\frac{\partial v_y}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$ ,

směr osy  $z$ :  $-\frac{\partial v_z}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$ .

Součet rozdílů, tj. změna obsahu v elementu. Jestliže  $\theta(t)$  má spojitou derivaci pro  $t > 0$ , pak platí pro čas  $\Delta t$ :  $-\left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t = \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$ .

Limitně pro  $\Delta x \rightarrow 0$ ,  $\Delta y \rightarrow 0$ ,  $\Delta z \rightarrow 0$ ,  $\Delta t \rightarrow 0$  se obdrží rovnice kontinuity

$$-\left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}. \quad (2.19)$$

Vyjádříme-li složky rychlosti Darcyho vztahem obdržíme:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(h) \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}. \quad (2.20)$$

Rovnice kontinuity pro jednorozměrné proudění

$$-\frac{\partial v_z}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t}, \quad (2.21)$$

a dostaneme

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}. \quad (2.22)$$

Obě rovnice nazýváme Richardsovy. Kdyby  $K$  bylo konstantní a  $\theta$  se v čase neměnila, dostali bychom Laplaceovu rovnici. Zde je prokázána základní myšlenka moderní hydrogeologie: Proudění vody v půdě nasycené a proudění vody v půdě plně vodou nenasyčené má společný fyzikální základ a řeší se obdobným způsobem, i když vlastní

matematické postupy se pak odlišují. Např. u nasyceného proudění je průtok stejný v proudovém kanálku v každém příčném řezu. Nenasycené proudění je charakteristické naopak tím, že průtok v jednotlivých řezech proudového kanálku nemusí být konstantní. Tím se ztrácí některé výhody řešení založených na vykreslení proudové sítě. Také okrajové podmínky úloh jsou formulovány rozdílně. Dokonce i základní typ parciální diferenciální rovnice je rozdílný. Ovšem tyto rozdíly by neměly pokrýt základně shodný fyzikální přístup k řešení problematiky nasycené a nenasycené zóny. Jestliže budeme rovnici (2.22) používat pro jednorozměrné proudění (zvlhčování nebo vysušování půdy), bude platit, že vlhkost  $\theta$  má jednoznačnou závislost na tlakové výšce  $h$ . Pak platí

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (2.23)$$

A dostáváme rovnici v kapacitním tvaru

$$\frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z}. \quad (2.24)$$

Člen  $d\theta/dh$  lze někdy nahradit symbolem  $C$  označovaným jako specifická nebo diferenční vodní kapacita. Je to směrnice retenční čáry. V rovnici (2.24) je tedy funkční závislost  $c(h)$  a  $K(h)$ . Tato rovnice je základním typem pro analytické řešení některých úloh a pro numerickou analýzu. Z rovnice (2.22) dostaneme druhé alternativní znění základní rovnice. Podmínka jednoznačné závislosti  $\theta(h)$  platí také zde. Jestliže se pro  $H = h + z$  rozšíří člen  $H/z$  ve tvaru

$$\frac{\partial H}{\partial z} = \frac{dh}{d\theta} \frac{\partial H}{\partial z} + 1. \quad (2.25)$$

Po dosazení do rovnice 2.22 obdržíme rovnici v difúzním tvaru

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{dK(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (2.26)$$

kde  $D$  funkčně závisí na  $\theta$  a platí

$$D = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} [ms^{-1}]. \quad (2.27)$$

kde  $D$  je rozměr využívaný u difúzního koeficientu, a proto se nazývá difuzivita půdní vody. Podobnost je však pouze formální a rovnici (2.26) ani další podobné vztahy nelze považovat za vyjádření difúze půdní vody. Hnací silou proudění vody v kapalně fázi není gradient vlhkosti, ale vždy gradient potenciálu. Uvedenými postupy jsme snížili počet proměnných o jednu, tím usnadňujeme řešení úloh. Zvolení typu rovnice závisí na úkolu a na metodě řešení. Pro analýzu je vhodnější difúzní tvar, neboť  $D(\theta)$  a řešení  $\theta(x,t)$  podléhá mírnějším variacím při změně nezávisle proměnných. Naopak pro řešení úloh, kde část systému je nasycená, je vhodnější kapacitní tvar. V nasycené oblasti má vodivost  $K$  konečnou konstantní hodnotu, člen  $d\theta/dh$  má velmi malou až nulovou hodnotu a rovnice přechází do Laplaceovy rovnice. Pro řešení úloh se stacionárním prouděním se užívá integrální transformace

$$\Omega = \int_{h_0}^{h_1} K(h) dh. \quad (2.29)$$

Pokud  $h_0 = 0$ , pak obdržíme rovnici

$$\frac{\partial^2 \Omega}{\partial z^2} + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t}. \quad (2.30)$$

Důvodu že druhý člen na pravé straně rovnice (2.24) a (2.26) vznikl v důsledku existence gravitační složky celkového potenciálu, nazýváme jej obvykle gravitačním. První člen na pravé straně rovnice vyjadřuje proudění vody v půdě vlivem rozdílu tlakových výšek (potenciálů půdní vody), druhý člen gravitační vlivem působení zemské přitažlivosti. V některých případech můžeme gravitační člen v uvedených rovnicích zanedbat a řešit úkol pouze pomocí zkrácené rovnice, jako například v počátečním období infiltrace.

Rovnice (2.24) a (2.26) a jejich ekvivalenty pro vícerozměrné proudění se nazývají Fokker-Planckovy a jejich silná nelineárnost způsobuje potíže při řešení. Někdy se orientuje

osa  $z$  směrem dolů a potom členy  $s$  z  $\partial$  mají záporné znaménko. Jestliže se jedná o horizontální proudění ve směru osy  $x$ , platí  $dH = dh$  a rovnice (8.50) se upraví na tvar

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]. \quad (2.31)$$

Tuto rovnici nazýváme difúzní s nekonstantním difúzním koeficientem. Se zavedením  $D$  a rovnice typu (2.31) hovoříme o difúzním konceptu. Pro některá aproximativní řešení lze použít střední vážené difuzivity  $D'$  podle Cranka.

Pro infiltraci (zvlhčování) platí pro  $\theta_i$  = počáteční,  $\theta_0$  = na vtoku během infiltrace

$$D = \frac{5}{3(\theta_0 - \theta_i)^{5/3}} \int_{\theta_i}^{\theta_0} (\theta - \theta_i)^{2/3} D(\theta) d\theta. \quad (2.32)$$

Pro vysušování platí s ohledem na hysterezi pro  $\theta_i$  = počáteční vlhkost,  $\theta_0$  = vlhkost udržovaná na této konstantní hodnotě během vysušování.

$$D = \frac{1,85}{(\theta_0 - \theta_i)^{1,85}} \int_{\theta_i}^{\theta_0} (\theta - \theta_i)^{0,85} D(\theta) d\theta. \quad (2.33)$$

Hodnoty  $D'$  se pro široké meze vlhkosti pohybují kolem 10-30  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Potom lze relativně jednoduché vztahy odvozené pro  $D = \text{konst.}$ , tj. linearizovaný typ rovnice (2.31) napsat ve tvaru.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D' \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}. \quad (2.34)$$

Jestliže je  $D(\theta)$  výrazné a linearizace, tj. zavedení  $D = \text{konst.}$  není možné, vztah se pak formuluje podle Gardnera

$$D = \alpha \exp(\beta\theta), \quad (2.35)$$

nebo



$$D = D_0 \exp[\beta(\theta - \theta_0)], \quad (2.36)$$

kde  $\alpha$ ,  $\beta$  - empirické parametry,  $D_0$  - odpovídá  $\theta = \theta_0$ . Jestliže budeme postupovat přesněji a budeme se snažit odvodit  $D$  z retenční čáry pomocí derivace van Genuchtenova vztahu, pro retenční čáru dostaneme

$$D(\theta) = \frac{(1-m)K_s}{\alpha m(\theta_s - \theta)} \theta^{1/2-1/m}, \quad (2.37)$$

kde:

- $h$  tlaková výška [m],
- $K(h)$  nenasyčená hydraulická vodivost [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],
- $\theta_0$  vlhkost na vtoku během infiltrace [ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ],
- $C$  specifická nebo diferenční vodní kapacita,
- $\theta_i$  počáteční vlhkost [%],
- $D$  difuzivita půdní vody,
- $\alpha$ ,  $\beta$  empirické parametry,
- $D_0$  odpovídá  $\theta = \theta_0$ ,
- $K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],
- $\theta$  vlhkost [ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ],
- $\theta_s$  nasycená vlhkost [%].

[9]

### 3 INFILTRACE

Infiltrací rozumíme průtok vody přes topografický povrch do půdy a rychlost infiltrace  $v$  je rychlost tohoto průtoku. Celkové množství zasáklé vody se potom nazývá kumulativní infiltrace  $I$ , která se udává podobně jako celková srážka nebo výpar v délkové míře, často v cm. Infiltraci rozlišujeme stacionární a nestacionární. [6]

#### 3.1 STACIONÁRNÍ INFILTRACE

Při stacionární infiltraci je rychlost konstantní a na spodním okraji je hladina podzemní vody udržována na konstantní úrovni. Ztotožníme ji s počátkem souřadnice  $z$ , tedy  $z = 0$  a  $h = 0$ . Souřadnice  $z$  je kladně orientovaná směrem vzhůru, na topografickém povrchu  $z = Z$  je  $h = h_z$ , které pro zadanou rychlost hledáme. Rychlost  $v$  představuje dlouhodobou srážku o konstantní intenzitě  $v$ . Z důvodu opačného proudění, než je kladná orientace souřadnice  $z$ , bude  $v$  záporné, tj.  $v < 0$ . Proto pro rovnici Darcy-Buckinghamama

$$v = -K(h) \frac{dH}{dz}, \quad (3.1)$$

musí platit  $dH/dz > 0$ . Jestliže  $dH/dz = 0$ , dostaneme rovnovážný stav, při němž  $v = 0$  a  $h = -z$ . Vyneseme-li vlhkostní profil  $\theta(z)$  nad hladinu podzemní vody, obdržíme retenční čáru pro  $v = 0$ . Jestliže rychlost infiltrace  $v = Ks$ , jedná se již o nasycení půdy vodou od  $z = 0$  až do  $z = Z$ , tedy  $\theta = \theta_s$ . Tímto jsme obdrželi vymezení oblasti, ve které se mohou vyskytovat vlhkosti. Čím je rychlost infiltrace menší, tím blíže je křivka  $\theta(z)$  retenční čáře. Všimneme si, že v části  $\theta(z)$  nad bodem B je  $\theta(z)$  svislá a je zde  $dH/dz = 1$  a  $v = -K(\theta_B)$ , kde  $\theta_B$  je vlhkost v bodě B. Tato oblast se zkracuje s poklesem rychlosti. Také zóna nasycení, značena A, se zvětšuje se vzrůstem  $v$ . Při  $v = 0$  je  $A = h_A$ . Zde vyplývá dynamický charakter tzv. kapilární třásně, resp. oblasti nasycení,  $h_A \equiv h_V$ .

Stacionární infiltrace lze řešit analyticky, pokud zvolíme analytický výraz pro  $H(h)$ . Z řešení se stanoví buďto profil tlakových výšek  $h(z)$  a z něj profil vlhkosti  $\theta(z)$ , nebo známe-li profil  $h(z)$ , lze určit rychlost infiltrace. Krom toho, je analytické řešení prvním stupněm k řešení infiltrace do zvrstveného profilu.

Z rovnice (3.1) vyplývá pro  $H = h + z$

$$\int_0^Z dz = - \int_0^h \frac{dh}{\frac{v}{K(h)} + 1}, \quad (3.2)$$

dosadíme-li za K rovnici navrženou Gardnerem

$$K = \frac{a}{|h|^{m+b}}, \quad (3.3)$$

obdržíme

$$\int_0^Z dz = - \int_0^h \frac{dh}{\frac{v}{K_s} \exp(-c \cdot h) + 1}, \quad (3.4)$$

a integrací se obdrží

$$z = \frac{1}{c} \ln \left[ \frac{\frac{v}{K_s} + 1}{\frac{v}{K_s} \exp(-c \cdot h) + 1} \right], \quad (3.5)$$

a po úpravě

$$z = \frac{1}{c} \ln \frac{v + K_s}{v + K_s \exp(c \cdot h)}, \quad (3.6)$$

kde:

$v$  rychlost [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$K_s$  nasycená hydraulická vodivost [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

[6]

## 3.2 NESTACIONÁRNÍ INFILTRACE

Nestacionární infiltrace nastává ve chvíli, kdy se v čase  $t = 0$  změní na horním okraji (=na povrchu) okrajová podmínka. Mohou nastat tyto dva případy:

1.) Infiltrace při Dirichletově okrajové podmínce (DOP), kdy se pro  $t \geq 0$  na  $z = 0$  změní vlhkost, nejčastěji  $\theta = \theta_s$  (tlaková výška nulová nebo kladná). Tato podmínka nastává, pokud probíhá infiltrace při zatopeném povrchu (výtopa).

2.) Infiltrace při Neumanově okrajové podmínce (NOP), kdy se pro  $t \geq 0$  na  $z = 0$  povrch skrání vodou ze srážky nebo závlahy. Intenzita skrápění je ona definovaná rychlost  $v_0$  na povrchu  $z = 0$ . Proto index 0. [6]

### 3.2.1 Infiltrace při DOP

Předpokládáme homogenní, polonekonečný sloupec půdy. Počáteční podmínky jsou

$$t = 0 \qquad z > 0 \qquad \theta = \theta_i \qquad (3.7)$$

Osa  $z$  je kladně orientovaná dolů

DOP je

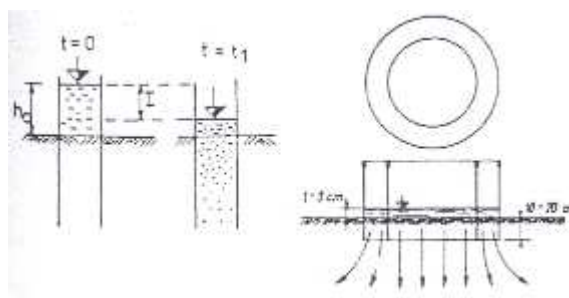
$$t \geq 0 \qquad z = 0 \qquad \theta = \theta_s \qquad (3.8)$$

nebo

$$t \geq 0 \qquad z = 0 \qquad h = h_0 \qquad (3.9)$$

Pravidla pro 1-d (jednodimenzionální) infiltraci lze nejpřesněji dodržet, pokud do půdy zarazíme dlouhý válec a horní část necháme přečnívat nad povrchem, jak je znázorněna na obr. č. 13. V čase  $t = 0$  nalijeme do trubky po úroveň  $h_0$  vodu. V jednotlivých intervalech měříme pokles hladiny vody, což je kumulativní infiltrace  $I$ . Když vodu nedoléváme, musíme opravit DOP na

$$t \geq 0 \qquad z = 0 \qquad h(t) = h_0 - I(t) \qquad (3.10)$$



obr. č.13. Princip měření kumulativní infiltrace (vlevo) a soustředěné válce pro infiltrační pokus podle DOP (převzato: Kutílek a kol., 1993)

Z důvodu, že bez zhutnění zeminy a bez případného rozrušení zeminy v blízkosti stěny trubky nelze zarazit dlouhou trubku do zeminy používáme k měření dva soustředěné válce. Kumulativní infiltrace se měří v prostředním válci, zatímco manžeta – mezikruží má zachovat alespoň přibližně svislé proudnice. [6]

### 3.2.2 Infiltrace při NOP

Jedná se o infiltraci ze srážky a závlahy postříkem. Při popisu této infiltrace pracujeme s REO (reprezentativní elementární objem) a s Darcyho rovnicí. Stejně jako nepopisujeme proudění v jednotlivých pórech půdy, nezabýváme se u deště jednotlivými kapkami. Analogicky s Darcyho rovnicí uvažujeme dešť jako kontinuální tok, charakterizovaný rychlostí. V meteorologii tuto rychlost označujeme jako intenzita srážky, a značíme ji  $v_r$ . NOP je

$$z = 0 \quad t \geq 0 \quad v_r = -K \frac{\partial H}{\partial z} \quad (3.11)$$

**Infiltraci ze srážky dělíme do tří kategorií:**

1. konstantní  $v_r$ , kdy  $v_r > K_s$
2. konstantní  $v_r$ , kdy  $v_r < K_s$
3.  $v_r(t)$

Ve všech třech případech se profily vlhkosti  $\theta(z,t)$  liší od infiltrace s DOP.

ad 1.  $v_r =$  konstantní, kdy  $v_r > K_s$ . Vlhkost na povrchu  $\theta_0$  stoupá strmě s časem, dokud nedosáhne  $\theta_s$  (v čase výtopy  $t_p$ ). Čím je intenzita srážky  $v_r$  vyšší, tím strmější je  $\theta(t)$  a o to rychleji se dosáhne času výtopy  $t_p$ .

Pro  $t < t_p$  zasakuje voda rychlostí rovnou intenzitě srážky. V čase  $t \geq t_p$  se začínají na povrchu vytvářet kaluže a dochází k výtopové infiltraci. K povrchovému odtoku může docházet až při  $t > t_p$ . Pokud by bylo zabráněno odtoku, stoupala by hloubka výtopy  $h_0(t)$ .

Profily vlhkostí  $\theta(z,t)$  jsou při  $t > t_p$  podobné jako u DOP. Klíčovým bodem problému je stanovení  $t_p$ . Platí:

$$\int_0^{t_p} v_r(t) dt = \int_0^{t_x} v_D(t) dt, \quad (3.12)$$

a

$$v_r(t_p) = v_D(t_x). \quad (3.13)$$

Pro  $v_r = \text{konstantní}$  je:

$$t_p = \frac{1}{v_r} \cdot \int_0^{t_x} v_D(t) dt, \quad (3.14)$$

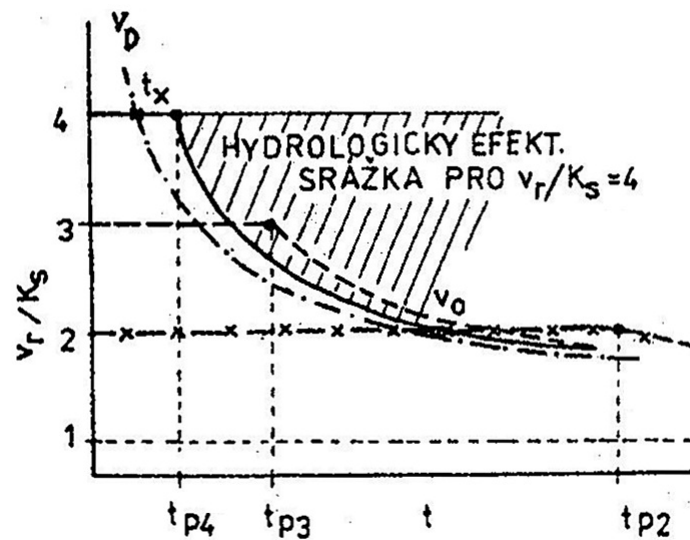
kde:

$v_D$  rychlost infiltrace pro DOP [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$t_x$  průsečík  $v_D$  a  $v_r$ ,

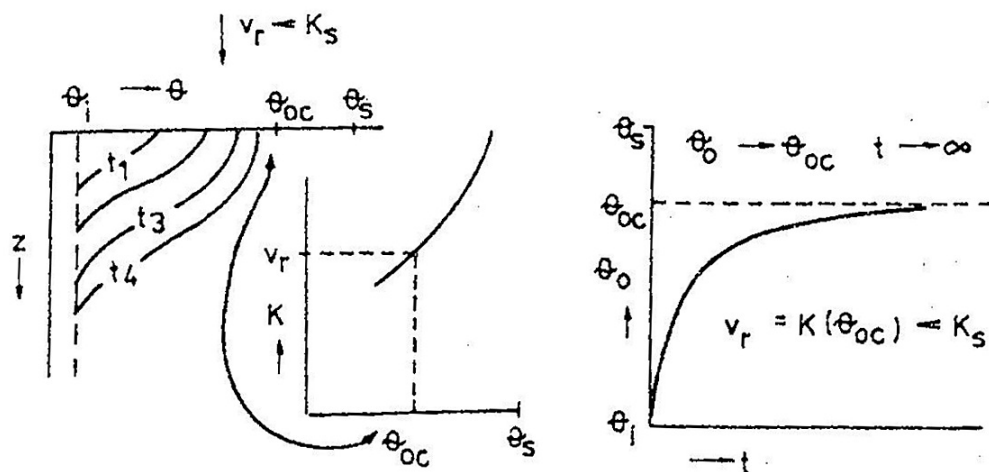
$t$  čas [s].

Je zřejmé, že  $t_p > t_x$ , pro všechny  $v_r$ , kromě  $v_r = \infty$ . Hodnota  $(t_p - t_x)$  vzrůstá s poklesem  $v_r$ .



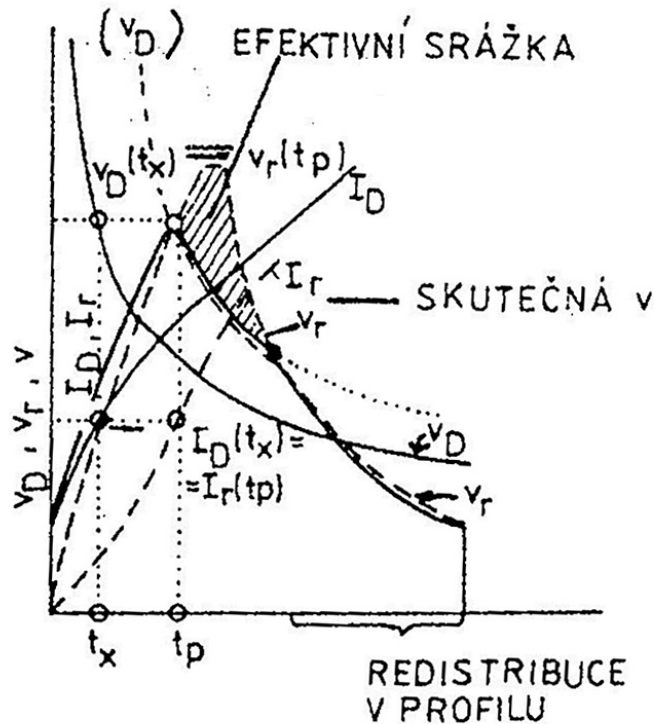
obr. č.14. Rychlost infiltrace ze srážky o intenzitě  $v_r$ , odvozená z  $v_D$  (převzato: Kutílek a kol., 1993)

ad 2.  $v_r = \text{konstantní}$ , kdy  $v_r < K_s$ . Vlhkost půdy na povrchu  $\theta_0$  opět strmě vzrůstá s časem (podobně jako u  $v_r > K_s$ ), avšak nikdy nedosáhne hodnoty  $\theta_s$ . Pro čas  $t \rightarrow \infty$  se asymptoty blíží k  $\theta_{oc}$ , což představuje hodnotu  $\theta$ , kdy  $K(\theta_{oc}) = v_r$ , neboť pro  $t \rightarrow \infty$  předpokládáme, že  $dH/dz = 1$ . Hodnoty  $t_p$  tedy není nikdy dosaženo a nemůže docházet k přímému povrchovému odtoku. V praxi pak může docházet k povrchovému odtoku vlivem zvrstvení půdy.



obr. č.15. Profily vlhkosti  $\theta(z,t)$  při infiltraci srážky o intenzitě  $v_r < K_s$  (vlevo) a vývoj vlhkosti na povrchu  $\theta_0(t)$  (vpravo) (převzato: Kutílek a kol., 1993)

ad 3. Rychlost infiltrace se mění v závislosti na čase –  $v_r(t)$ . Může se postupovat dle rovnic 3.12 a 3.13, pro určení  $t_p$  a posunu křivky  $v_D(t)$ . V průsečíku posunuté křivky infiltrační rychlosti s klesající větví  $v_r(t)$  nastanou v půdním profilu podmínky, kdy  $v_r < v_{pot}$  (potenciální infiltrační rychlost) a v profilu začne probíhat redistribuce.



obr. č.16. Efektivní srážka intenzity  $v_r(t)$  (převzato: Kutílek a kol., 1993)

Pro analytické řešení infiltrace s NOP existuje několik aproximativních postupů, obvykle s odhadem, který se iterací upřesňuje. [6]

### 3.2.3 Měření infiltrace výtopou

V pedosféře dochází k interakci vodního obsahu atmosféry a hydrosféry s litosférou. Pedosféra je nejsvrchnější část zemské kůry, která je zpravidla oživena a pokryta vegetací. Jednou ze součástí této interakce je vsak vody do půdy – infiltrace. Vodní režim půd závisí na příjmu a výdeji vody, přičemž právě infiltrace je hlavní složkou, která dotuje podpovrchovou vodu. Znalost zákonitostí infiltrace, její velikosti a intenzity umožňuje sledovat hydrologické procesy v půdním prostředí.

Jednorozměrná infiltrace probíhá za jedné ze dvou okrajových podmínek:



1. Na okraji  $z = 0$  (na povrchu) definujeme od času  $t = 0$  vlhkost, popř. tlakovou výšku. Vlhkost je rovna vlhkosti nasycení, pokud je tlaková výška nulová nebo kladná. Tento typ infiltrace odpovídá vsakování vody do půdy při zatopeném povrchu a měří se dvouválcovou metodou. Tato okrajová podmínka se nazývá Dirichletova.

2. Na okraji  $z = 0$  definujeme od času  $t = 0$  průtok. Tento typ infiltrace odpovídá vsakování vody ze srážky až do času výtopy  $t_p$ . Pro  $t > t_p$ , přechází tato tzv. Neumanova okrajová podmínka v Dirichletovu okrajovou podmínku. Tento typ infiltrace se měří dešťovým simulátorem.

### Terénní pokus

Terénní infiltrační pokus výtopovou metodou lze připravit zapuštěním dvou soustředných ocelových válců na sledovaném místě do hloubky zhruba 10 cm. Měříme buďto přímo na topografickém povrchu, nebo v různé hloubce po sejmutí nadložních vrstev.

Na dno vnitřního z infiltračních válců se osadí děrovaná kruhová deska, která zabraňuje rozplavení povrchu. Zatímco v tomto vnitřním válci se sleduje množství zasáklé vody  $I(t)$  (kumulativní infiltrace) v závislosti na čase  $t$ , zabezpečuje však vody z vnějšího válce svislost proudnic ve vnitřním válci. Tím zajistíme jednorozměrný průběh v souladu s teoriemi infiltrace.

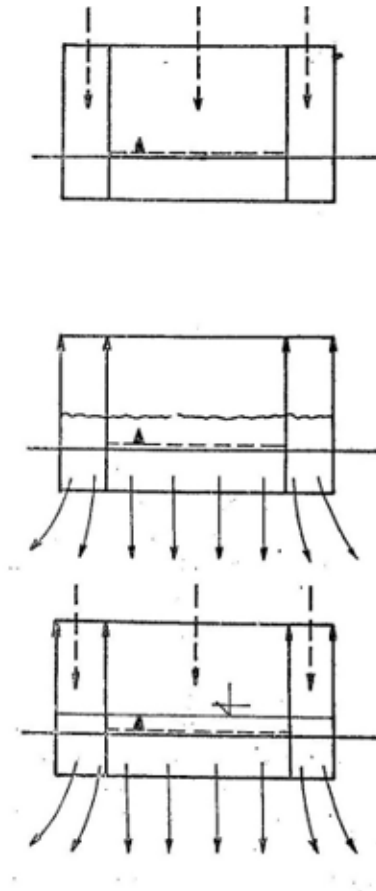
Lze použít libovolné průměry infiltračních válců. S rostoucí propustností se zvyšuje vnějšího válce pro dodržení objektivních podmínek pokusu a je nutná větší infiltrační plocha vnitřního válce.

Samotné měření lze realizovat dvěma způsoby. První z nich spočívá v tom, že nad nějakou referenční úroveň, stabilizovanou měrným hrotem, přiléváme dávky známého objemu. Zaznamenáváme čas, kdy doléváme tuto dávku vody. Snažíme se o dodržení minimální hodnoty tlakové výšky a o její minimální kolísání, viz obr. č. 17. Určitou úpravou je zásobení vnitřního válce z Mariottovy láhve a odečítání poklesu hladiny v láhvi v určitých časových intervalech. Tlaková výška nemá přesáhnout 2 cm.

Před zahájením infiltrace odebereme vzorky na stanovení momentální vlhkosti. Především v počáteční fázi je průběh infiltrace mimo jiné také funkcí momentální vlhkosti.

Měření se obvykle provádí od zahájení infiltrace, a to až do relativního ustálení intenzity vsaku. Žádná z infiltračních rovnic není jednoznačně vhodná pro extrapolaci experimentálních dat. Vedle subjektivních faktorů může být nehomogenita naměřených hodnot způsobena vzduchem uzavřeným v pórech (na počátku pokusu), heterogenitou a preferenčními cestami půdního profilu (během celého měření) nebo roztékáním infiltrující

vody do stran nad méně propustnou vrstvou (na konci pokusu). Všechny tyto výkyvy ztěžují následné vyhodnocení infiltračního měření a v případě krátké řady mají podstatný vliv na výsledky. [10] [11]



obr. č.17. Způsob provedení infiltračního pokusu (převzato časopis Vodní hospodářství č. 5, 1988)

### 3.2.4 Vyhodnocení infiltrace výtopou

Pro vyhodnocení terénního měření infiltrace se používá řada algebraických infiltračních rovnic, a to jak empirických, tak fyzikálně odvozených. Z empirických to jsou např. rovnice Kost'jakova, Mezenceva, Gardner-Widstoa a Hortona. Fyzikální pak Green-Ampta, Philipa, Morel-Seytoux a Parlange. Mezi fyzikální rovnice řadíme také i tříparametrickou rovnici Philipova typu. Mezi nejčastěji používané rovnice pro vyhodnocení infiltračního pokusu patří rovnice Kost'jakova, Mezenceva, Green-Ampta, Philipa a tříparametrická rovnice Philipova typu. Při rozboru těchto algebraických rovnic a tříparametrické rovnice vyplynulo, že fyzikální význam parametrů lze částečně přepokládat jen u rovnice Philipa a u tříparametrické rovnice, kde vystupují v roli určité aproximace sorptivity.

U vyhodnocení infiltrace se musí brát v úvahu, že není známá tzv. první dávka. Tedy množství vody zasáklé od započetí pokusu do přilítí dávky určitého objemu nebo je to zainfiltrované množství vody od okamžiku nalití vody do vnitřního válce až do doby, kdy se uklidní hladina a můžeme odečítat její klesající úroveň pomocí mikrometru či jiným měřidlem. Přesné stanovení velikosti první dávky je možné pouze při laboratorním experimentu.

### Rovnice Kost'jakova

Vychází z hyperbolického tvaru křivky, je vhodná pouze pro počáteční fázi procesu. Pro  $t \rightarrow 0$  je  $v \rightarrow \infty$  a pro  $t \rightarrow \infty$  je  $v \rightarrow 0$ .

$$v(t) = v_1 t^{-\alpha}, \quad (3.15)$$

$$I(t) = \frac{v_1}{1-\alpha} t^{1-\alpha}, \quad (3.16)$$

kde:

- $v_1$  rychlost infiltrace na konci první časové jednotky [ $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$ ],
- $\alpha$  empirický součinitel [ $(\ln \cdot \text{min})^{-1}$ ],
- $t$  čas [s].

Oba členy rovnice jsou ale pouze parametry vyrovnávacího procesu. Lineární forma vyhodnocení infiltrace je ve tvaru:

$$\log I = \log \frac{v_1}{1-\alpha} + (1 - \alpha) \log t, \quad (3.17)$$

který můžeme považovat za rovnici přímky

$$y = ax + b \left\{ y = \log I, a = 1 - \alpha, x = \log t, b = \log \frac{v_1}{1-\alpha} \right\}. \quad (3.18)$$

Parametry přímky a, b určíme lineární regresí.

### Rovnice Mezenceva

Vychází z hyperbolického tvaru křivky s posunem ve směru osy  $v(t)$  o hodnotu  $v_0$ .  
Pro  $t \rightarrow 0$  je  $v \rightarrow \infty$  a pro  $t \rightarrow \infty$  je  $v \rightarrow v_c$ .

$$v(t) = v_c + (v_1 - v_c)t^{-\beta}, \quad (3.19)$$

$$I(t) = v_c t + \frac{1}{1-\beta} (v_1 - v_c)t^{1-\beta}, \quad (3.20)$$

kde:

$v_1, \beta$  obdoba parametrů v Kost'akově rovnici,

$v_c$  ustálená filtrační rychlost [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

### Rovnice Hortona

Předpokládá analogii s přírodními procesy probíhajícími podle exponenciálního vztahu s počáteční rychlostí  $v_1$  a ustálenou rychlostí infiltrace  $v_c$ . Pro  $t = 0$  je tedy  $v = v_1$  a pro  $t \rightarrow \infty$ .

$$v(t) = v_c + (v_1 - v_c) \exp(-\gamma t) \quad (3.21)$$

$$I(t) = v_c t + \frac{1}{\gamma} (v_1 - v_c) (1 - \exp(-\gamma t)) \quad (3.22)$$

Parametr  $\gamma$  je obdobou empirických koeficientů  $\alpha$ ,  $\beta$ . Pro  $v_l$ ,  $v_c$ ,  $\gamma$  platí, že to jsou pouze parametry vyrovnávacího procesu.

### Rovnice Green- Ampta

Integrální metoda Greena a Ampta předpokládá vytvoření nasyceného vlhkostního profilu, který se do půdy zasouvá jako píšť. Pro  $t \rightarrow 0$  je  $v \rightarrow \infty$  a pro  $t \rightarrow \infty$  je  $v \rightarrow K_l$ .

$$v(t) = K_1 \frac{H_0 - H_t + L_t(t)}{L_t(t)} \quad (3.23)$$

$$I(t) = K_1 t + (\theta_s - \theta_i) \cdot (H_0 - H_t) \cdot \ln \left( 1 + \frac{L_t(t)}{H_0 - H_t} \right). \quad (3.24)$$

Budeme-li uvažovat  $L_t = I / (\theta_s - \theta_i)$  přejdou rovnice 3.23 a 3.24 po zadání parametru  $\lambda = (\theta_s - \theta_i) \cdot (H_0 - H_t)$  do tvaru:

$$v(t) = K_1 \frac{\alpha + I(t)}{I(t)}, \quad (3.25)$$

$$I(t) = K_1 t + \lambda \cdot \ln \left( 1 + \frac{I(t)}{\lambda} \right), \quad (3.26)$$

kde:

- $K_l$  odhad nasycené hydraulické vodivosti [ $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$ ],
- $H_0$  tlaková výška na povrchu [m],
- $H_t$  tlaková výška na čele zvlhčení [m],
- $L_t$  hloubka čela zvlhčení v čase  $t$  [m],
- $\theta_s$  nasycená objemová vlhkost [% obj.],
- $\theta_i$  počáteční objemová vlhkost [% obj.].

Vzhledem k výrazné časové nestabilitě všech těchto parametrů je nutné považovat pouze za členy vyrovnávacího procesu.

Rovnice Green-Ampta se vyhodnocuje buďto graficky podle Semotána, nebo ztotožňovací metodou podle Doležala a Císlera.

### Rovnice Philipa

Rovnice Philipa vychází ze semianalytického řešení vertikální infiltrace pertubační metodou ve formě nekonečné časové řady, přičemž algebraická rovnice uvažuje pouze její první dva členy.

$$v(t) = \frac{1}{2}St^{-1/2} + A, \quad (3.27)$$

$$I(t) = St^{1/2} + At, \quad (3.28)$$

kde:

- $S$  sorptivita [ $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$ ],
- $t$  čas [s],
- $A$  člen s rozměrem rychlosti [ $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$ ].

Parametru  $S$  přisuzujeme fyzikální význam (aproximace sorptivity). Parametr  $A$  je člen s rozměrem rychlosti, někdy nesprávně dáváný do souvislosti s nasycenou hydraulickou vodivostí.

V linearizované formě řešíme jako rovnici přímky:

$$y = I \cdot t^{-1/2}, a = A, x = t^{1/2}, b = S. \quad (3.29)$$

Parametry  $S$ ,  $A$  můžeme též určit ze soustavy dvou rovnic pro dvě neznámé.

$$S \sum_{j=1}^m t + A \sum_{j=1}^m t^{3/2} = \sum_{j=1}^m I t^{1/2} \quad (3.30)$$

$$S \sum_{j=1}^m t^{3/2} + A \sum_{j=1}^m t^2 = \sum_{j=1}^m I t. \quad (3.31)$$

Výsledek řešení se liší od linearizované rovnice. Je to způsobeno přisouzením vyšších vah počátečním hodnotám  $I(t)$  při dělení rovnice výrazem  $t^{1/2}$ .

Na základě znalosti parametru  $A$ , pouze v případě, že jeho hodnota je kladná, lze provést odhad nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  a následně klasifikovat propustnost půdy ( $K_s = A/m$ ,  $m=2/3 = 0,6666$ ).

### Tříparametrická rovnice Philipova typu

$$v(t) = \frac{1}{2} C_1 t^{-1/2} + C_2 + \frac{3}{2} C_3 t^{1/2}, \quad (3.32)$$

$$I(t) = C_1 t^{1/2} + C_2 t + C_3 t^{3/2}, \quad (3.33)$$

kde:

- $C_1$  obdoba parametru  $S$  (sorptivita) u klasické rovnice Philipa [ $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$ ],  
 $t$  čas [s].

Řešíme jako lineární soustavu tří rovnic o třech neznámých pomocí determinantů nebo Gaussovou eliminační metodou.

$$C_1 \sum_{j=1}^m t_j + C_2 \sum_{j=1}^m t_j^{3/2} + C_3 \sum_{j=1}^m t_j^2 = \sum_{j=1}^m I_j t_j^{1/2} \quad (3.34)$$

$$C_1 \sum_{j=1}^m t_j^{3/2} + C_2 \sum_{j=1}^m t_j^2 + C_3 \sum_{j=1}^m t_j^{5/2} = \sum_{j=1}^m I_j t_j \quad (3.35)$$

$$C_1 \sum_{j=1}^m t_j^2 + C_2 \sum_{j=1}^m t_j^{5/2} + C_3 \sum_{j=1}^m t_j^3 = \sum_{j=1}^m I_j t_j^{3/2} \quad (3.36)$$

Z druhé derivace rovnice 3.33 můžeme určit tzv. limitní čas  $t_{lim}$  a rychlost infiltrace  $K$  v tomto čase. Tuto hodnotu používáme jako dobrý odhad nasycené hydraulické vodivosti.

$$t_{lim} = \frac{C_1}{3C_3} \quad (3.37)$$

$$K = (3C_1C_3)^{1/2} + C_2 \quad (3.38)$$

[10] [11]



## 4 PRAKTICKÁ ČÁST

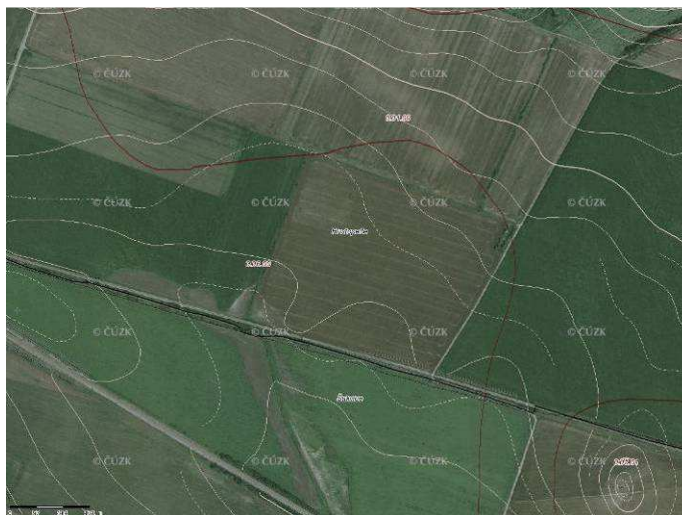
### 4.1 CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

#### 4.1.1 Popis zájmového území

Šakvice se nachází v Jihomoravském kraji v okrese Břeclav, rozloha zájmového území je 10 ha.

Šakvice leží v povodí řeky Dyje, která tvoří jihozápadní hranici hospodářského obvodu. Na východě obvodu protéká levostranný přítok Dyje, do něhož se vlévá říčka Štinkavka a z levé strany malý rozvětvený přítok, protékající loukami na západním okraji hospodářského obvodu.

Zájmové území se nachází na rozhraní Kyjovské a Hustopečské pahorkatiny a vlastního Dyjsko-svrateckého úvalu. Terén je převážně plochý nebo jen mírně zvlněný.



obr. č.18. Sledované experimentální plochy (zdroj [www.mapy.cz](http://www.mapy.cz))

#### 4.1.2 Klimatické poměry a geomorfologické poměry

Z klimatického hlediska se jedná o oblast teplou, okrese teplý a suchý s mírnou zimou (A2). Rok 2009 vykazuje úhrn srážek ve vegetačním období IV.-IX. 282,8mm s maximálními srážkovými úhrny v červnu 131,2 mm a minimálními srážkovými úhrny v dubnu 2,5mm.

Obě experimentální plochy se nachází ve vzdálenosti cca 200 m, terén je rovinný s všesměrnou expozicí. Struktura půdy je drobtová/bezstrukturní, obsah humusu 2,5 %.

Genetickým půdním představitelem je černozem pelická. Základní půdní druh: těžká půda – jílovitohlinitá.

Od roku 2005 je na jednu z ploch s klasickým způsobem zpracování půdy aplikovaná rozmetadlem minerálních hnojiv před setím nebo po sklizni plodin přímo do rostlinných zbytků pomocná látka PRP SOL. Jedná se o směs vápenatých a hořečnatých uhličitanů a rostlinného pojiva. PRP SOL příznivě ovlivňuje půdní strukturu, biologickou aktivitu v půdě a pomáhá zvyšovat půdní úrodnost. V případě aplikace přípravku PRP SOL do půdy rostliny vytváří bohatý kořenový systém, který dokáže čerpat vláhu z hlubších vrstev. Startovací dávka  $200 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ . V roce 2009 byly obě experimentální plochy osety kukuřicí na zrno a minulých letech se zde pěstovala rajčata, pšenice a kukuřice.

### **4.1.3 Vyhodnocení vybraných fyzikálních vlastností půdy**

Každá experimentální plocha byla charakterizována kopanou sondou v blízkosti výtopových infiltračních experimentů, z které se odebraly neporušené půdní vzorky) z orničního horizontu (10, 20cm) a podorničí (30 cm) ve dvou opakováních.

V pedologické laboratoři Ústavu vodního hospodářství krajiny na VUT FAST v Brně se vyhodnotily fyzikální vlastnosti půdy (momentální vlhkost, objemová hmotnost redukovaná, pórovitost, retenční vodní kapacita, zastoupení jednotlivých pórů a provzdušenost) dle standardní metodiky, tj. základním rozbořem neporušeného půdního vzorku. Metoda spočívá v nasycení vzorků metodikou podle Nováka, pak se vzorky odvodňují (30 minut, 2 a 24 hodin) a nakonec se vysuší při  $105^{\circ}\text{C}$  do konstantní hmotnosti. Podrobný popis je uveden v mé bakalářské práci. [5] [9]

Výsledky vyhodnocení jsou uvedené v Tab. 4.1. a 4.2., vyhodnocení půdních vzorků je v přílohouvé části diplomové práce Tab. 5.1 – 5.4.

**Tabulka 4.1** Hodnoty posuzovaných fyzikálních vlastností půdy neporušených půdních vzorků odebraných 13. 5. 2009

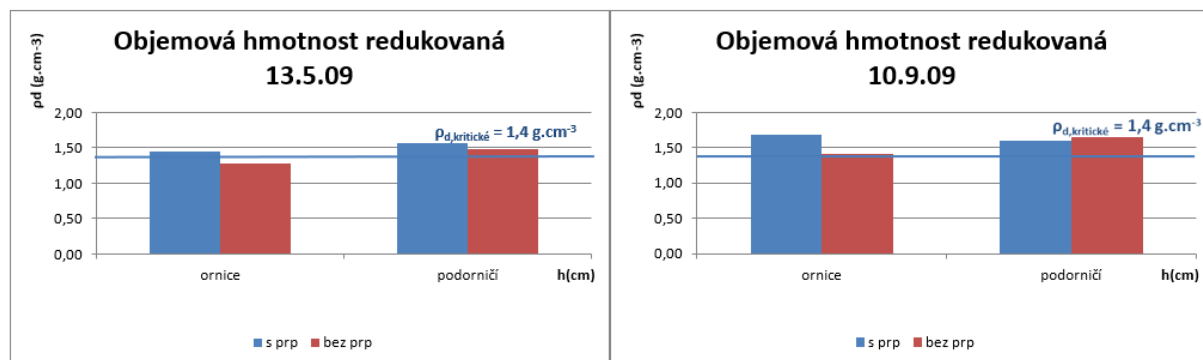
hloubka odběru	h	s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,45	1,56	1,28	1,49
momentální vlhkost	$\theta$	24,12	23,73	22,91	28,02
nasáklivost	$\theta_{NS} = \theta_s$	37,51	32,37	37,91	35,92
pórovitost	P	41,46	38,61	49,31	40,18
kapilární póry	$P_K$	27,76	25,23	25,89	29,62
semikapilární póry	$P_S$	6,90	4,28	8,01	3,70
nekapilární póry	$P_N$	6,80	9,10	15,41	6,87
provzdušenost	$V_z$	17,34	14,88	26,41	12,16

**Tabulka 4.2** Hodnoty posuzovaných fyzikálních vlastností půdy neporušených půdních vzorků odebraných 10. 9. 2009

odběr	h	s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,69	1,60	1,41	1,65
momentální vlhkost	$\theta$	18,25	18,37	18,14	15,41
nasáklivost	$\theta_{NS} = \theta_s$	25,56	31,72	31,84	31,01
pórovitost	P	32,42	36,37	44,30	34,97
kapilární póry	$P_K$	22,78	26,35	24,26	25,34
semikapilární póry	$P_S$	1,70	3,34	4,55	3,42
nekapilární póry	$P_N$	7,94	6,69	15,50	6,22
provzdušenost	$V_z$	14,18	18,00	26,17	19,56

Detailní výsledky rozboru jednotlivých neporušených půdních vzorků jsou uvedené v přílohové části diplomové práce: Tab. 5.1 - 5.4., zde jsou výsledky pro lepší orientaci uváděny v grafické formě, obr. č. 19 – 25.

## Objemová hmotnost redukováná



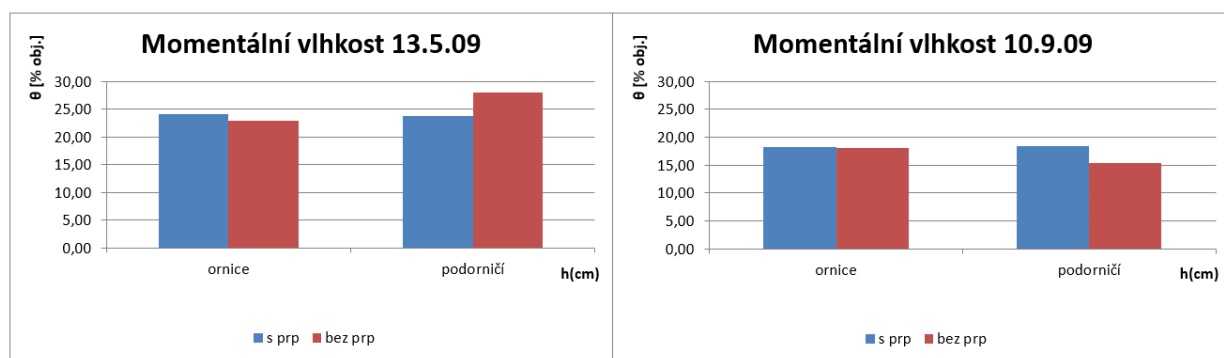
obr. č.19. Průběh objemové hmotnosti redukováné ze dne 13. 5. 09 a 10. 9. 09

Na začátku měření (13.5.2009) hodnoty objemové hmotnosti redukováné s PRP SOL překračují kritické hodnoty stanovené Lhotským (jílovitohlinitá půda  $\rho_{d,kritické} = 1,4 \text{ g.cm}^{-3}$ ). V ornici (tj. do 20 cm) je hodnota  $\rho_{d,PRP} = 1,45 \text{ g.cm}^{-3}$ . V podorničí (v hloubce 30 cm) se objemová hmotnost se zvyšuje na hodnotu  $\rho_{d,PRP} = 1,56 \text{ g.cm}^{-3}$ , což ukazuje na výrazné zhutnění podorniční vrstvy. Na základě objemové hmotnosti redukováné je hodnocen strukturní stav humusového horizontu podle Kutílka ( $\rho_{d,PRP} = 1,51 \text{ g.cm}^{-3}$ ), který je nevyhovující ( $\rho_d = 1,4 - 1,6 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Hodnoty objemové hmotnosti redukováné bez PRP SOL vykazují lepší výsledky. V ornici (tj. do 20 cm) je hodnota  $\rho_{d,bez PRP} = 1,28 \text{ g.cm}^{-3}$ , což je pod kritickou hodnotou. Do této hloubky je půda v dobrém stavu a nevykazuje známky zhutnění. V podorničí, tj. v hloubce 30 cm překračuje kritickou hodnotu  $\rho_{d,bez PRP} = 1,49 \text{ g.cm}^{-3}$  a vykazuje známky zhutnění. Strukturní stav humusového horizontu na základě objemové hmotnosti ( $\rho_{d,bez PRP} = 1,38 \text{ g.cm}^{-3}$ ) je hodnocen jako dobrý ( $\rho_d = 1,2 - 1,4 \text{ g.cm}^{-3}$ ).

Na konci měření (10. 9. 2009) hodnoty objemové hmotnosti redukováné s PRP SOL vykazují známky zhutnění půdy ve všech hloubkách půdního profilu (10–30 cm) a výrazně překračují kritickou hodnotu. V ornici (do 20 cm)  $\rho_{d,PRP} = 1,69 \text{ g.cm}^{-3}$  a v podorničí (ve 30 cm)  $\rho_{d,PRP} = 1,60 \text{ g.cm}^{-3}$ . Z hlediska hodnocení strukturního stavu humusového horizontu podle objemové hmotnosti redukováné ( $\rho_{d,s PRP} = 1,65 \text{ g.cm}^{-3}$ ) půda spadá do poslední kategorie, tj. nestrukturní půda ( $\rho_d = 1,6 - 1,8 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Hodnoty objemové hmotnosti redukováné bez PRP SOL vykazují lepší výsledky než na půdě s PRP SOL. V ornici  $\rho_{d,bez PRP} = 1,41 \text{ g.cm}^{-3}$ , v podorničí  $\rho_{d,bez PRP} = 1,65 \text{ g.cm}^{-3}$ . Strukturní stav humusového horizontu na základě objemové hmotnosti redukováné ( $\rho_d = 1,53 \text{ g.cm}^{-3}$ ) je přibližně charakterizován jako nevyhovující ( $\rho_d = 1,4 - 1,6 \text{ g.cm}^{-3}$ ).

Srovnáme-li průměrné hodnoty ze začátku a na konci měření, nevidíme žádné velké rozdíly. S PRP SOL na začátku období hodnota objemové hmotnosti vypovídá o nevyhovujícím strukturním stavu půdy na konci je o kategorii horší, jedná se již o půdu nestrukturní. V obou případech hodnoty přesahují kritickou hodnotu. Odlišné výsledky objemové hmotnosti vykazují vzorky půdy bez PRP SOL, kde na začátku je půda klasifikovaná jako dobrá a na konci překročí kritickou hodnotu a půda je klasifikována jako nevyhovující (na konci vegetačního období se dají tyto hodnoty očekávat).

### Momentální vlhkost



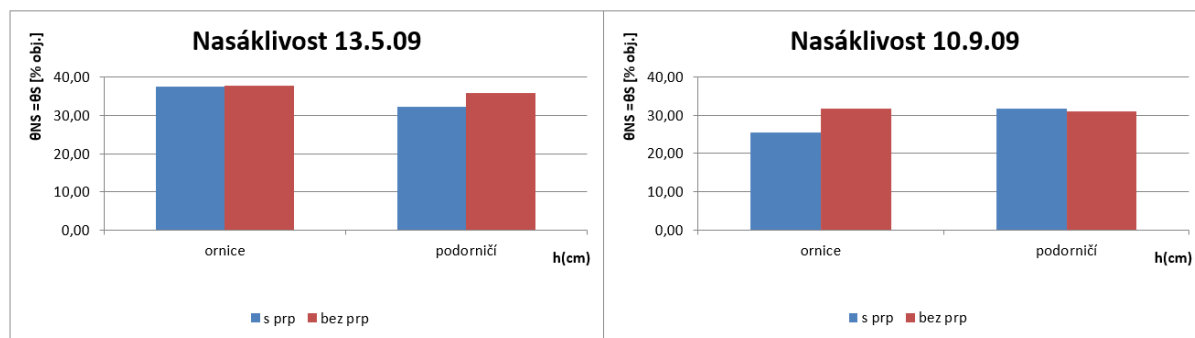
obr. č.20. Průběh momentální vlhkosti ze dne 13. 5. 09 a 10. 9. 09

Na začátku měření hodnoty momentální vlhkosti s PRP SOL se vzrůstající hloubkou výrazně neliší, v ornici a podorničí je přibližně stejná vlhkost. Hodnoty momentální vlhkosti při klasické úpravě půdy bez PRP SOL rostou se vzrůstající hloubkou ( $\theta_{mom,PRP} = 18,31 \% obj$ ,  $\theta_{mom,bez PRP} = 25,46 \% obj$ ).

Na konci měření jsou hodnoty momentální vlhkosti s PRP SOL i bez něj nižší než na začátku. Hodnoty vlhkosti bez PRP SOL mají klesající tendenci ( $\theta_{mom,PRP} = 18,31 \% obj$ ,  $\theta_{mom,bez PRP} = 16,77 \% obj$ ). Z grafu je patrné, že se vlhkost snižuje se vzrůstající hloubkou.

Hodnoty momentální vlhkosti mají vliv na průběh infiltrace, zejména v počáteční fázi. Srovnáme-li hodnoty z obou naměřených dnů, potom je patrné, že momentální vlhkost na začátku měření byla výrazně vyšší. Nižší hodnoty na konci jsou patrně vlivem nižších srážkových úhrnů a v důsledku vyššího zhutnění půdy.

## Nasáklivost

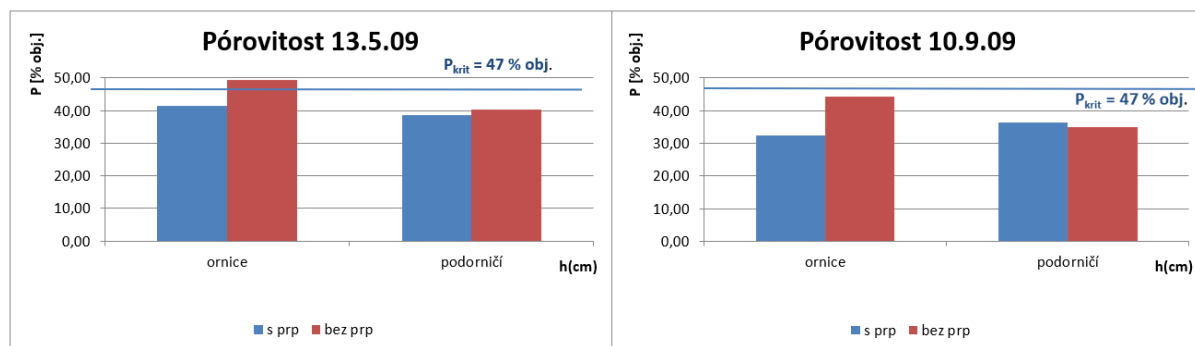


obr. č.21. Průběh nasáklivosti ze dne 13. 5. 09 a 10. 9. 09

Na začátku měření se hodnoty nasáklivosti s PRP SOL s přibývajícím hloubkou půdního profilu snižují. U půdy bez PRP SOL jsou tyto hodnoty bez výrazných změn v celém půdním profilu ( $\theta_{NS,PRP} = 34,94 \% obj.$ ,  $\theta_{NS,bez PRP} = 36,91 \% obj.$ ).

Na konci měření se hodnoty nasáklivosti s PRP SOL s přibývajícím hloubkou půdního profilu zvyšují. U půdy bez PRP SOL se hodnoty mírně snižují ( $\theta_{NS,PRP} = 28,64 \% obj.$ ,  $\theta_{NS,bez PRP} = 31,42 \% obj.$ ).

## Pórovitost



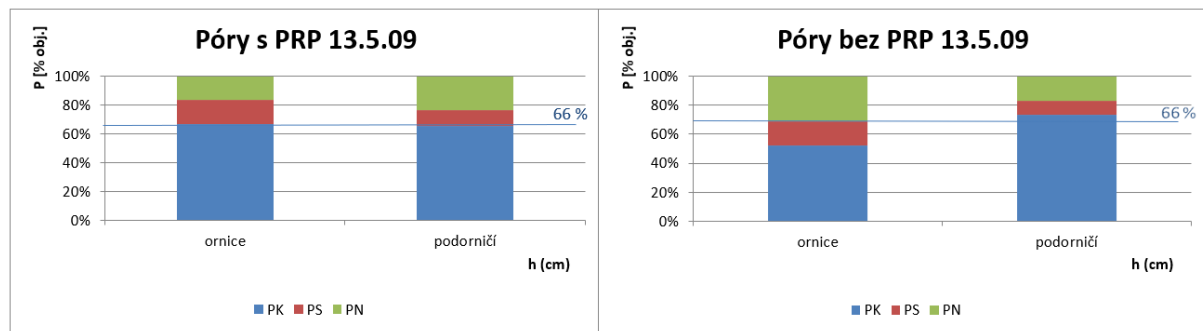
obr. č.22. Průběh pórovitosti ze dne 13. 5. 09 a 10. 9. 09

Na začátku měření hodnoty pórovitosti při klasické úpravě půdy s PRP SOL překračují kritickou hodnotou podle Lhotského (jílovitohlinitá půda:  $P_{krit.} < 47 \% obj.$ ). Průměrná hodnota v ornici, tedy do hloubky 20 cm, vychází  $P_{PRP} = 41,46 \% obj.$  a podle Bretfelda je ornice klasifikovaná jako velmi ulehlá. V podorničí se pórovitost mírně snižuje ( $P_{PRP} = 38,61 \% obj.$ ) a dle Bretfelda je klasifikovaná jako ulehlá. Hodnoty pórovitosti bez aplikace přípravku PRP SOL nepřekračují kritickou hodnotu podle Lhotského. Ornice ( $P_{bez PRP} = 49,31 \% obj.$ ) a podorničí ( $P_{bez PRP} = 40,18 \% obj.$ ) jsou klasifikovány podle Bretfelda jako ulehlé.

Na konci měření vidíme u hodnot pórovitosti s PRP SOL pokles proti hodnotám ze dne 13. 5. 09. Hodnoty pro ornici i podorničí překračují kritickou hodnotu podle Lhotského. Při Bretfeldově klasifikaci jsou ornice i podorničí klasifikované jako velmi ulehlé. Hodnoty pórovitosti bez PRP SOL jsou o něco vyšší a překračují kritickou hodnotou podle Lhotského. Ornice i podorničí hodnotíme jako velmi ulehlou.

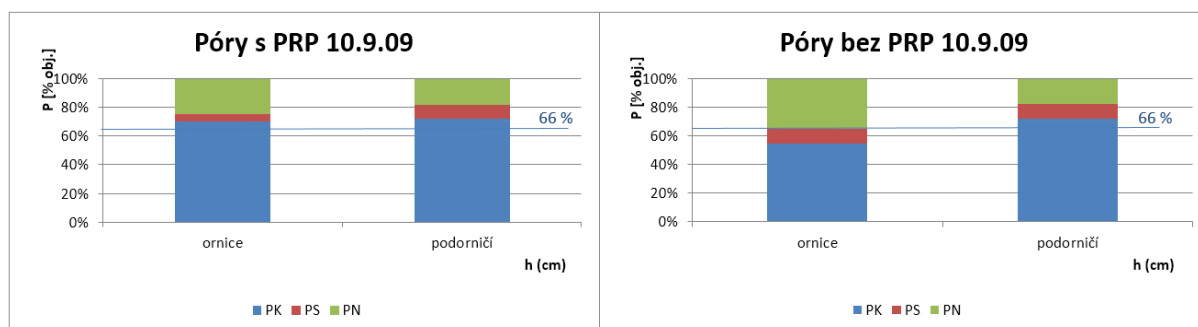
Srovnáme-li grafy pórovitosti půdy ošetřené i neošetřené přípravkem PRP SOL, vidíme, že neošetřená půda vykazuje výrazně vyšší hodnoty pórovitosti ve všech měřených hloubkách. Maxima bylo dosaženo dne 13. 5. 09 v ornici  $P_{bez\ PRP} = 49,31\ %\ obj.$ .

### Rozdělení pórů



obr. č.23. Průběh jednotlivého zastoupení pórů ze dne 13. 5. 09

Na začátku měření hodnoty kapilárních pórů s PRP SOL nepatrně přesahují nebo nedosahují optimální hodnoty ( $2/3$  z celkové pórovitosti). V ornici jsou přesně na hranici 66 %, v podorničí je nedostatek kapilárních pórů. V půdě je prakticky dostatečná zásoba vody pro potřeby rostlin. Rozdělení semikapilárních a nekapilárních pórů není rovnoměrně rozloženo. V ornici je přibližně stejné rozdělení semikapilárních i nekapilárních pórů, zatímco v podorničí je převaha pórů nekapilárních. Voda se ztrácí do hloubky. Zastoupení pórů kapilárních bez PRP SOL v ornici není optimální, to je dosaženo až v podorničí. V ornici je tedy nižší zásoba vody pro potřeby rostlin. Rozdělení semikapilárních a nekapilárních pórů ovšem není rovnoměrně rozloženo v žádné měřené hloubce. Ve všech měřených hloubkách je převaha nekapilárních pórů, které neumožní nasycení kapilárních pórů.

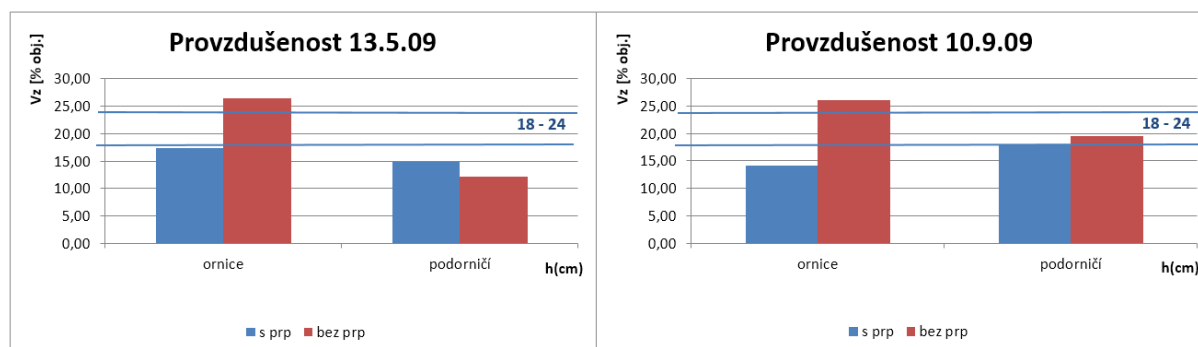


obr. č.24. Průběh jednotlivého zastoupení pórů ze dne 10. 9. 09

Na konci měření hodnoty kapilárních pórů s PRP SOL překračují optimální zastoupení v ornici i podorničí. V půdě je dostatečná zásoba pro potřeby rostlin. Rozdělení semikapilárních a nekapilárních pórů ovšem není rovnoměrně rozloženo v žádné měřené hloubce, převažují nekapilární póry, jež představují dutiny v půdě, z nichž voda téměř okamžitě odtéká. Hodnoty pórů kapilárních bez PRP SOL dosahují optimálního zastoupení kapilárních pórů pouze v podorničí (tj. v hloubce 30 cm). V této hloubce je dostatečná zásoba vody pro potřeby rostlin. Rozdělení semikapilárních a nekapilárních pórů není rovnoměrně rozloženo v žádné měřené hloubce, převažují nekapilární póry, jež představují dutiny v půdě, z nichž voda téměř okamžitě odtéká.

Zhodnotíme-li hodnoty z obou měření, je patrné, že půda ošetřená přípravkem PRP SOL vykazuje lepší výsledky, tj. vyšší zásobu vody v půdě pro potřeby rostlin.

### Provzdušenost



obr. č.25. Průběh provzdušenosti ze dne 13. 5. 09 a 10. 9. 09

Na začátku měření nebyly dosaženy optimální hodnoty provzdušenosti s PRP SOL ve sledovaných hloubkách půdního profilu, což ukazuje na špatnou výměnu vzduchu v půdě a na malou činnost aerobních mikroorganismů. Naopak tomu je u vzorků půdy bez PRP SOL, kde v ornici hodnota provzdušenosti byla výrazně překročena, a to až na hodnotu



$V_{Z,bez\ PRP} = 26,41\ \% \text{ obj.}$ , což ukazuje na vyšší činnost aerobních organismů a rychlé odbourávání humusu. V podorničí nebyla dosažena optimální provzdušenost v půdě s aplikací ani bez aplikace PRP SOL, (optimální hodnoty provzdušenosti 18 – 24 [%] dle hodnot podle Kopeckého (Kutílek, 1978))

Na konci měření hodnota provzdušenosti s PRP SOL v ornici nedosahuje minima, v podorničí se zvyšuje a je již na hranici optimální provzdušenosti  $V_{Z,PRP} = 18,00\ \% \text{ obj.}$ . Hodnota provzdušenosti bez PRP SOL překračuje optimální hodnoty provzdušenosti, což má za následek vyšší činnost aerobních organismů a rychlé odbourávání humusu a to až do podorničí, kde splňuje hodnotu pro optimální provzdušenosti  $V_{Z,bez\ PRP} = 19,56\ \% \text{ obj.}$

Porovnáme-li tyto dvě měření, žádné výsledky nejsou jednoznačně optimální. Lepší výsledky provzdušenosti půdy vychází u půdy neošetřené přípravkem PRP SOL. Půda s PRP SOL nedosahuje hranice optimální provzdušenosti, až dne 10. 9. 09 je v podorničí na spodní hranici provzdušenosti (18 % obj.). Hodnoty u půdy bez PRP SOL jsou převážně vyšší nebo v rozmezí 18 – 24 % objemu, až na nižší hodnotu z podorničí ze dne 13. 5. 09.

#### **4.1.4 Vyhodnocení výsledků hydraulické vodivosti**

##### **Měření v terénu – dvouválcová metoda**

Pro stanovení odhadu hydraulické vodivosti půdy se použila měření v terénu pomocí dvouválcové metody. K vyhodnocení naměřených infiltračních dat se použily fyzikální rovnice Philipa rovnice a tříparametrická rovnice Philipova typu. Výsledky infiltračních měření pomocí dvouválcové metody jsou uvedeny v přílohové části diplomové práce v Tab. 5.5 – 5.12. Na základě vyhodnocených koeficientů došlo k odhadu nasycené hydraulické vodivosti, (viz Tab. 4.3), který vyšel pouze v případě kladných hodnot. Na základě obdržených odhadů pak byla klasifikovaná propustnost půdy podle Kutílka (viz Tab.4.4).

**Tabulka 4.3** Hodnoty posuzovaných hydraulických vodivostí naměřených 13. 5. 2009 a 10. 9. 2009

		vypočtená hodnota		průměrná hodnota			
		$K_{S,P}$	$K_{S,TRPT}$	$K_{S,P}$	$K_{S,TRPT}$	$K_{S,P}$	$K_{S,TRPT}$
		cm.min <sup>-1</sup>	cm.min <sup>-1</sup>	cm.min <sup>-1</sup>	cm.min <sup>-1</sup>	m.den <sup>-1</sup>	m.den <sup>-1</sup>
13.5.2009	bez PRP	0,002	0,004				
13.5.2009	bez PRP	0,142	-	0,072	0,004	1,0368	0,0576
13.5.2009	s PRP	0,089	-				
13.5.2009	s PRP	0,353	0,259	0,221	0,259	3,1824	3,7296
10.9.2009	bez PRP	-	0,045				
10.9.2009	bez PRP	0,009	-	0,009	0,045	0,1296	0,648
10.9.2009	s PRP	-	-				
10.9.2009	s PRP	0,094	-	0,094		1,3536	-

**Tabulka 4.4** Klasifikace půdní propustnosti podle různých autorů (převzato Kutílek, 1978)

Skupina	Půdní propustnost	Němec	Benecke	Engelsmann	Kutílek
		m.d <sup>-1</sup>			
I	velmi malá	< 0,12	< 0,06	< 0,01	< 0,03
II	malá	0,12 - 0,24	0,06 - 0,16	0,01 - 0,06	0,03 - 0,15
III	mírná	0,24 - 0,45	0,16 - 0,40	0,06 - 0,16	0,15 - 0,50
IV	střední	0,45 - 1,10	0,40 - 1,00	0,16 - 0,40	0,50 - 2,00
V	velká	1,10 - 2,30	< 1,00	0,40 - 1,00	2,00 - 6,00
VI	značně velká	2,30 - 5,50	-	1,00 - 2,50	< 6,00
VII	velmi velká	< 5,50	-	< 2,50	-

Na začátku měření se hodnoty odhadu  $K_s$  u půdy bez PRP SOL z Philipovy rovnice a tříparametrické rovnice Philipova typu (TRPT) rozcházejí o dva řády.  $K_s$  z TRPT nabývá poloviční hodnotu. V případě výpočtu pomocí rovnice Philipa je  $K_s$  zaříděna do IV. skupiny, tj. střední půdní propustnost a z TRPT odpovídá skupině II., tj. malá půdní propustnost. Půda s PRP SOL přináší lepší výsledky, v obou případech (vyhodnocení hodnot z Philipovy rovnice i pomocí tříparametrické rovnice je prakticky shodné)  $K_s$  odpovídá skupině V a půdní propustnost je velká.

Na konci měření u půdy bez PRP SOL se hodnoty nasycené  $K_s$  opět rozcházejí o dva řády. Odhad  $K_s$  z TRPT je přibližně 5x vyšší než z Philipovy rovnice. V případě výpočtu pomocí Philipovy rovnice odhad vodivosti je zaříděn do skupiny II., malá půdní propustnost. Odhad  $K_s$  pomocí TRPT odpovídá skupině IV., tj. střední půdní propustnost.

U půdy s PRP SOL odhad  $K_s$  vypočtený pomocí Philipovy rovnice spadá do skupiny IV. se střední půdní propustností. Pomocí TRPT typu se nám bohužel nepodařilo získat odhad  $K_s$  z důvodu vypočteného záporného parametru  $C_3$ .

### Měření v laboratoři – permeametr s konstantním spádem

K vyhodnocení hydraulických vlastností půdy byl použit permeametr s konstantním spádem. Výsledky infiltračních měření pomocí permeamtru s konstantním spádem jsou shrnuty v přílohové části diplomové práce v tabulkách (Tab. 5.13 – 5.15).

Z naměřených dat byly provedeny odhady nasycené hydraulické vodivosti (viz Tab. 4.5) a následně byla klasifikovaná propustnost půdy podle Kutílka (viz Tab.4.4).

Výsledky infiltračních měření pomocí dvouválcové metody jsou uvedeny v přílohové části diplomové práce v tabulkách (Tab. 5.5 – 5.12).

**Tabulka 4.5** Hodnoty posuzovaných hydraulických vodivostí naměřených 13. 5. 2009 a 10. 9. 2009 pomocí permeamtru

		průměrná hodnota	
		ornice	podorničí
		m.den <sup>-1</sup>	m.den <sup>-1</sup>
13.5.2009	s PRP	2,61	1,46
13.5.2009	bez PRP	1,40	0,83
10.9.2009	s PRP	1,29	0,66
10.9.2009	bez PRP	0,52	0,23

Na začátku měření půda s PRP SOL vykazuje v ornici hodnotu nasycené hydraulické vodivosti 2,61 m.den<sup>-1</sup>, která dle klasifikace půdní propustnosti podle Kutílka odpovídá zařazení do V. skupiny, tj. velká půdní propustnost. V podorničí je hodnota nasycené hydraulické vodivosti 1,46 m.den<sup>-1</sup>, tedy IV. skupina, střední půdní propustnost. Půda bez PRP SOL vykazuje v podorničí hodnotu nasycené hydraulické vodivosti 1,40 m.den<sup>-1</sup>, která odpovídá zařazení do IV. skupiny, tj. střední půdní propustnost. V podorničí je hodnota nasycené hydraulické vodivosti 0,83 m.den<sup>-1</sup>, tedy také IV. skupina, střední půdní propustnost.

Na konci měření půda v ornici s PRP SOL vychází 1,29 m.den<sup>-1</sup>, která dle klasifikace odpovídá zařazení do IV. skupiny, tj. střední půdní propustnost. V podorničí hodnota nasycené hydraulické vodivosti je 0,66 m.den<sup>-1</sup>, ta odpovídá rovněž skupině IV., střední půdní propustnost. V podorničí bez PRP SOL vykazuje hodnotu nasycené hydraulické vodivosti

0,52 m.den<sup>-1</sup>, která odpovídá zařídění do IV. skupiny, tj. střední půdní propustnost. V podorníčí hodnota nasycené hydraulické vodivosti je 0,23 m.den<sup>-1</sup>, ta odpovídá III. skupině, tj. mírná půdní propustnost.

## ZÁVĚR

Cílem diplomové práce bylo vyhodnotit vybrané fyzikální a hydrofyzikální vlastností půdy v lokalitě Šakvice. Na jednu z experimentálních ploch s klasickým způsobem zpracování půdy byla aplikovaná rozmetadlem minerálních hnojiv před setím nebo po sklizni přímo do rostlinných zbytků pomocná látka PRP SOL. V roce 2009 byly obě experimentální plochy osety kukuřicí na zrno. Půdní vzorky byly odebírány do Kopeckého válečků z kopaných sond v ornici (10,20 cm) a podorničí (30 cm). Odběry byly prováděny dne 13. 5. 2009 a 10. 9. 2009.

Z fyzikálních vlastností se vyhodnocovaly objemová hmotnost redukováná, momentální vlhkost, pórovitost, zastoupení pórů a provzdušenost. U objemové hmotnosti redukováné vychází výsledky lépe u půdy bez PRP SOL, kde je strukturní stav humusového horizontu klasifikován jako dobrý. U půdy bez PRP SOL hodnoty překračují kritickou hodnotu dle Lhotského a půda je klasifikovaná jako nestrukturní na začátku a na konci jako nevyhovující.

U momentální vlhkosti nelze jednoznačně určit prospěšnost přípravku. Zásoba půdní vody byla vyšší na začátku měření, což pravděpodobně souvisí s klimatickými poměry a s nižší mírou zhutnění.

Pórovitost u půdy bez PRP SOL vykazuje oproti ošetřené půdě výrazně vyšší hodnoty v ornici, v podorničí nejsou výrazné rozdíly v obou měřených dnech. Hodnoty pórovitosti u půdy s PRP SOL překračují kritické hodnoty podle Lhotského a u půdy bez PRP SOL překračují tuto mez na začátku měření v ornici a na konci jak v ornici, tak v podorničí.

Na začátku měření u půdy s PRP SOL obsah kapilárních pórů splňuje optimální zastoupení pórů, zato u půdy bez PRP SOL je optimální zastoupení pórů splněno pouze v podorničí. Zastoupení semikapilárních a nekapilárních pórů není rovnoměrně rozloženo u žádné ze sledované půdy, převažují nekapilární póry. Na konci měření půda s PRP SOL překračuje v podorničí optimální zastoupení kapilárních pórů. Rozdělení semikapilárních a nekapilárních pórů je ale opět nerovnoměrné, převažují póry nekapilární. Půda bez PRP SOL v ornici nedosahuje optimálního zastoupení pórů. Kapilární póry v ornici jsou zastoupeny v průměru pouze kolem 55 % a opět převažují nekapilární póry nad semikapilárními.

Poslední ze sledovaných fyzikálních vlastností je provzdušenost. Výsledky provzdušenosti nejsou s přípravkem PRP SOL ani bez něj jednoznačně optimální. U půdy

s PRP SOL hodnoty nedosahují hranice optimální provzdušenosti, pouze na konci měření jsou v podorničí na hranici optimální provzdušenosti a u půdy bez použití přípravku jsou v obou měřeních v ornici překročeny, pouze na konci měření byla dosažena optima v podorničí.

Hydraulická vodivost se získala z měření v terénu i v laboratoři. K terénnímu měření infiltrace se použila dvouválcová metoda, pro vyhodnocení dat se použily rovnice Philipa a tříparametrická rovnice Philipova typu. Nakonec byl proveden odhad nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$ . K laboratornímu měření se použil propustoměr s konstantním spádem.

Odhady nasycené hydraulické vodivosti z terénního měření se poměrně lišily v závislosti na použití rovnice Philipa a tříparametrické rovnice Philipova typu. I přes to můžeme zhodnotit, že půda ošetřená přípravkem PRP SOL vykazovala lepší odhady  $K_s$ , které byly výrazně vyšší.

Hodnoty nasycené hydraulické vodivosti z laboratorního měření ukazují na prospěšnost přípravku PRP SOL, dosažené hodnoty jsou 2-3x vyšší než na ploše bez PRP SOL.

## PŘÍLOHA TABULEK

Tabulka 0.1 Vyhodnocení půdních vzorků 13. 5. 2009

hloubka odběru	h	s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
tara	T	116,06	117,43	117,20	117,30
bezpr. po odběru	A	288,30	299,98	273,68	299,38
nasycený vzlín. vodou	B	300,97	308,31	287,45	306,01
odsávání na filtr. papíru -30	B <sub>30</sub>	298,19	305,35	283,50	303,99
odsávání na filtr. papíru -2 hod.	B <sub>2</sub>	295,92	303,81	280,70	303,16
odsávání na filtr. papíru-24 hod.	B <sub>24</sub>	291,65	301,18	276,66	300,93
vysušený při 105°C	C	263,66	275,61	250,62	270,51
měrná hm.-pyknometr	$\rho_s$	2,49	2,54	2,53	2,49
objemová hmotn. nereduk.		1,72	1,83	1,56	1,82
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,48	1,58	1,33	1,53

momentální vlhkost	$\theta$	24,65	24,37	23,06	28,87
nasákivost	$\theta_{NS} = \theta_B$	37,31	32,70	36,84	35,50
30' vlhkost	$\theta_{30}$	34,54	29,74	32,89	33,48
max. vodní kapacita	$\theta_{KJK}$	32,26	28,20	30,09	32,65
retenční vodní kapacita	$\theta_{RK}$	28,00	25,57	26,05	30,42
pórovitost	P	40,60	37,72	47,16	38,47
kapilární póry	P <sub>K</sub>	28,00	25,57	26,05	30,42
semikapilární póry	P <sub>S</sub>	6,54	4,17	6,84	3,06
nekapilární póry	P <sub>N</sub>	6,07	7,98	14,28	4,99
provzdušenost	V <sub>Z</sub>	15,96	13,35	24,10	9,60
max. kap. vzdušná kapacita	K <sub>MKOVZ</sub>	8,34	9,52	17,08	5,82
retenční vzdušná kapacita	K <sub>RVKOVZ</sub>	12,61	12,15	21,12	8,05

hloubka odběru	h	s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
tara	T	118,80	116,97	119,50	118,68
bezpr. po odběru	A	285,75	293,74	264,815	290,52
nasycený vzlín. vodou	B	299,86	302,69	281,05	299,68
odsávání na filtr. papíru -30	B <sub>30</sub>	296,94	299,93	276,975	296,5
odsávání na filtr. papíru -2 hod.	B <sub>2</sub>	294,065	298,4	274,07	295,31
odsávání na filtr. papíru-24 hod.	B <sub>24</sub>	289,685	295,55	267,8	292,16
vysušený při 105°C	C	262,155	270,66	242,06	263,35
měrná hm.-pyknometr	$\rho_s$	2,49	2,54	2,53	2,49
objemová hmotn. nereduk.		1,67	1,77	1,45	1,72
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,43	1,54	1,23	1,45

momentální vlhkost	$\theta$	23,60	23,08	22,76	27,17
nasákivost	$\theta_{NS} = \theta_B$	37,71	32,03	38,99	36,33
30' vlhkost	$\theta_{30}$	34,79	29,27	34,92	33,15
max. vodní kapacita	$\theta_{KJK}$	31,91	27,74	32,01	31,96
retenční vodní kapacita	$\theta_{RK}$	27,53	24,89	25,74	28,81
pórovitost	P	42,31	39,49	51,46	41,90
kapilární póry	P <sub>K</sub>	27,53	24,89	25,74	28,81
semikapilární póry	P <sub>S</sub>	7,26	4,38	9,18	4,34
nekapilární póry	P <sub>N</sub>	7,52	10,22	16,55	8,75
provzdušenost	V <sub>Z</sub>	18,71	16,41	28,71	14,73
max. kap. vzdušná kapacita	K <sub>MKOVZ</sub>	10,40	11,75	19,45	9,94
retenční vzdušná kapacita	K <sub>RVKOVZ</sub>	14,78	14,60	25,72	13,09

**Tabulka 0.2 Průměrné hodnoty fyzikálních vlastností půdy 13. 5. 2009**

hloubka odběru	h	s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
měrná hm.-pyknometr	$\rho_s$	2,49	2,54	2,53	2,49
objemová hmotn. nereduk.		1,70	1,80	1,51	1,77
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,45	1,56	1,28	1,49
momentální vlhkost	$\theta$	24,12	23,73	22,91	28,02
nasákivost	$\theta_{NE} = \theta_E$	37,51	32,37	37,91	35,92
30'vlhkost	$\theta_{30}$	34,66	29,51	33,90	33,32
max. vodní kapacita	$\theta_{ROIK}$	32,09	27,97	31,05	32,31
retenční vodní kapacita	$\theta_{RK}$	27,76	25,23	25,89	29,62
pórovitost	P	41,46	38,61	49,31	40,18
kapilární póry	$P_K$	27,76	25,23	25,89	29,62
semikapilární póry	$P_E$	6,90	4,28	8,01	3,70
nekapilární póry	$P_N$	6,80	9,10	15,41	6,87
provzdušenost	$V_Z$	17,34	14,88	26,41	12,16
max. kap. vzdušná kapacita	$K_{MKOVZ}$	9,37	10,64	18,27	7,88
retenční vzdušná kapacita	$K_{RVKOVZ}$	13,69	13,38	23,42	10,57



**Tabulka 0.3 Vyhodnocení půdních vzorků 10. 9. 2009**

		s PRP		bez PRP	
hloubka odběru	h	ornice	podorničí	ornice	podorničí
tara	T	97,02	97,01	97,51	97,02
bezpr. po odběru	A	287,165	271,76	256,33	282,59
nasycený vztl. vodou	B	294,74	285,91	271,155	296,89
odsávání na filtr. papíru -30	B <sub>30</sub>	293,865	283,58	268,085	295,12
odsávání na filtr.papíru -2 hod.	B <sub>2</sub>	293,525	282,43	266,31	294,33
odsávání na filtr.papíru-24 hod.	B <sub>24</sub>	292,14	279,68	263,035	292,34
vysušený při 105°C	C	268,75	251,43	239,905	268,38
měrná hm.-pyknometr	ρ <sub>s</sub>	2,50	2,52	2,54	2,53
objemová hmotn. nereduk.		1,90	1,75	1,59	1,86
objemová hmotnost reduk.	ρ <sub>e</sub>	1,72	1,54	1,42	1,71

momentální vlhkost	θ	18,42	20,33	16,43	14,21
nasáklivost	θ <sub>NS</sub> = θ <sub>S</sub>	25,99	34,48	31,25	28,51
30'vlhkost	θ <sub>30</sub>	25,12	32,15	28,18	26,74
max. vodní kapacita	θ <sub>KLIK</sub>	24,78	31,00	26,41	25,95
retenční vodní kapacita	θ <sub>RK</sub>	23,39	28,25	23,13	23,96
pórovitost	P	31,31	38,72	43,83	32,27
kapilární póry	P <sub>K</sub>	23,39	28,25	23,13	23,96
semikapilární póry	P <sub>S</sub>	1,73	3,90	5,05	2,78
nekapilární póry	P <sub>N</sub>	6,19	6,57	15,65	5,53
provzdušenost	V <sub>Z</sub>	12,89	18,39	27,40	18,06
max. kap. vzdušná kapacita	K <sub>KLIKVZ</sub>	6,53	7,72	17,42	6,32
retenční vzdušná kapacita	K <sub>RKVKVZ</sub>	7,92	10,47	20,70	8,31

		s PRP		bez PRP	
hloubka odběru	h	ornice	podorničí	ornice	podorničí
tara	T	96,70	97,05	94,73	97,22
bezpr. po odběru	A	280,945	279,73	254,535	271,53
nasycený vztl. vodou	B	288	292,28	267,11	288,42
odsávání na filtr. papíru -30	B <sub>30</sub>	286,715	290,54	264,12	285,68
odsávání na filtr.papíru -2 hod.	B <sub>2</sub>	286,275	289,83	262,83	284,38
odsávání na filtr.papíru-24 hod.	B <sub>24</sub>	285,04	287,76	260,07	281,63
vysušený při 105°C	C	262,87	263,32	234,69	254,92
měrná hm.-pyknometr	ρ <sub>s</sub>	2,50	2,52	2,54	2,53
objemová hmotn. nereduk.		1,84	1,83	1,60	1,74
objemová hmotnost reduk.	ρ <sub>e</sub>	1,66	1,66	1,40	1,58

momentální vlhkost	θ	18,08	16,41	19,85	16,61
nasáklivost	θ <sub>NS</sub> = θ <sub>S</sub>	25,13	28,96	32,42	33,50
30'vlhkost	θ <sub>30</sub>	23,85	27,22	29,43	30,76
max. vodní kapacita	θ <sub>KLIK</sub>	23,41	26,51	28,14	29,46
retenční vodní kapacita	θ <sub>RK</sub>	22,17	24,44	25,38	26,71
pórovitost	P	33,53	34,02	44,79	37,67
kapilární póry	P <sub>K</sub>	22,17	24,44	25,38	26,71
semikapilární póry	P <sub>S</sub>	1,68	2,78	4,05	4,05
nekapilární póry	P <sub>N</sub>	9,69	6,80	15,36	6,91
provzdušenost	V <sub>Z</sub>	15,46	17,61	24,94	21,06
max. kap. vzdušná kapacita	K <sub>KLIKVZ</sub>	10,13	7,51	16,65	8,21
retenční vzdušná kapacita	K <sub>RKVKVZ</sub>	11,36	9,58	19,41	10,96

**Tabulka 0.4 Průměrné hodnoty fyzikálních vlastností půdy 10. 9. 2009**

		s PRP		bez PRP	
		ornice	podorničí	ornice	podorničí
hloubka odběru	$h$				
měrná hm.-pyknometr	$\rho_s$	2,50	2,52	2,54	2,53
objemová hmotn. nereduk.		1,87	1,79	1,59	1,80
objemová hmotnost reduk.	$\rho_d$	1,69	1,60	1,41	1,65
momentální vlhkost	$\theta$	18,25	18,37	18,14	15,41
nasáklivost	$\theta_{NS} = \theta_S$	25,56	31,72	31,84	31,01
30'vlhkost	$\theta_{30}$	24,48	29,69	28,81	28,75
max. vodní kapacita	$\theta_{\text{max}}$	24,09	28,76	27,27	27,71
retenční vodní kapacita	$\theta_{RK}$	22,78	26,35	24,26	25,34
pórovitost	$P$	32,42	36,37	44,31	34,97
kapilární póry	$P_K$	22,78	26,35	24,26	25,34
semikapilární póry	$P_S$	1,70	3,34	4,55	3,42
nekapilární póry	$P_N$	7,94	6,69	15,50	6,22
provzdušenost	$V_z$	14,18	18,00	26,17	19,56
max. kap. vzdušná kapacita	$K_{\text{max}VZ}$	8,33	7,62	17,03	7,26
retenční vzdušná kapacita	$K_{\text{ret}VZ}$	9,64	10,03	20,05	9,63

**Tabulka 0.5 Terénní infiltrační pokus 1. měření 1. pokus ze dne 13. 5. 2009**

Lokalita:	Šakvice		Vnitřní válec:	Průměr:	25,4
datum:	13.5.2009			Plocha :	506,45
Zpracování	Klasický způsob, bez PRP		Výška hrotu nad povrchem h:	1,97	
Plodina	Kukuřice		Obj. válce po úroveň h:	1	
vlhkost:	10 cm	20,13%obj.	Vnější válec:	Průměr:	35,2
	20 cm	25,69%obj.		Plocha :	973,14
	30 cm	28,02%obj.	Válec:	3,VUT	

měřeno		vypočteno					Philip		TRPT	
čas	dobota	vadko	interval	okamžitá rychlost $v_z$	kumul. infiltrace $i_z$	rychlost infiltrace $v_p$	kumul. infiltrace $i_p$	rychlost infiltrace $v_t$	kumul. Infiltrace $i_t$	
h m s	min	l	min	$cm \cdot min^{-1}$	cm	$cm \cdot min^{-1}$	cm	$cm \cdot min^{-1}$	cm	
00:00:00	0,00	2,00	0	0,00	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	
00:01:50	1,83	1,00	1,83	1,07	1,97	0,206	0,747	0,407	2,007	
00:56:00	56,00	0,50	54,17	0,02	3,95	0,040	4,285	0,018	3,882	
01:30:00	90,00		34,00	0,00	4,94	0,032	5,496	0,051	5,035	
01:58:00	118,00		28,00	0,00	6,91	0,029	6,344	0,080	6,867	
I	265,83	3,50								



**Tabulka 0.7 Terénní infiltrační pokus 1. měření 2. pokus ze dne 13. 5. 2009**

Lokalita:	Šakvice		Vnitřní válec:	Průměr:	26,29
datum:	13.5.2009			Plocha :	542,76
Zpracování	Klasický způsob, s PRP		Výška hrotu nad povrchem h:	1,84	
Plodina	Kukuřice		Obj. válce po úroveň h:	1	
vlhkost:	10 cm	24,24%obj	Vnější válec:	Průměr:	35,7
	20 cm	24,01%obj		Plocha :	1000,98
	30 cm	23,73%obj	Válec:	4,VUT	

změřeno		vyčísleno					Philip		TRPT	
čas		dobota	událo	interval	okamžitá	kumul.	rychlost	kumul.	rychlost	kumul.
h	m	s	l	l	l	l	cm.min <sup>-1</sup>	cm	cm.min <sup>-1</sup>	cm
00:00:00	0,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000
00:01:10	1,17	1,00	1,00	1,17	1,58	1,84	0,80	1,71	0,750	1,524
00:05:21	5,35	1,00	2,00	4,18	0,44	3,68	0,45	4,05	0,446	3,798
00:09:46	9,77	1,00	3,00	4,42	0,42	5,53	0,36	5,82	0,373	5,584
00:15:10	15,17	1,00	4,00	5,40	0,34	7,37	0,32	7,65	0,330	7,472
00:21:20	21,33	1,00	5,00	6,17	0,30	9,21	0,29	9,52	0,302	9,414
00:27:16	27,27	1,00	6,00	5,93	0,31	11,05	0,27	11,19	0,283	11,144
00:33:14	33,23	1,00	7,00	5,97	0,31	12,90	0,26	12,77	0,268	12,785
00:40:11	40,18	1,00	8,00	6,95	0,26	14,74	0,25	14,53	0,255	14,602
00:47:46	47,77	1,00	9,00	7,58	0,24	16,58	0,24	16,37	0,244	16,491
00:54:50	54,83	1,00	10,00	7,07	0,26	18,42	0,23	18,03	0,235	18,180
01:04:07	64,12	1,00	11,00	9,28	0,20	20,27	0,22	20,14	0,225	20,309
01:11:11	71,18	1,00	12,00	7,07	0,26	22,11	0,22	21,71	0,218	21,872
01:21:00	81,00	0,50	13,00	9,82	0,09	23,95	0,21	23,84	0,210	23,970
01:25:35	85,58	0,50	13,50	4,58	0,20	24,87	0,21	24,81	0,206	24,924
01:30:07	90,12	0,50	14,00	4,53	0,20	25,79	0,21	25,77	0,203	25,852
01:35:18	95,30	0,50	14,50	5,18	0,18	26,72	0,21	26,85	0,200	26,896
01:40:00	100,00	0,50	15,00	4,70	0,20	27,64	0,21	27,82	0,197	27,827
01:44:46	104,77	0,50	15,50	4,77	0,19	28,56	0,20	28,80	0,194	28,757
01:49:30	109,50	0,50	16,00	4,73	0,19	29,48	0,20	29,77	0,191	29,667
01:54:20	114,33		16,50	4,83	0,00	30,40	0,20	30,74	0,188	30,583
01:59:45	119,75		17,50	5,42	0,00	32,24	0,20	31,83	0,185	31,595
I	1291,72	17,50								

**Tabulka 0.8 Terénní infiltrační pokus 2. měření 2. pokus ze dne 13. 5. 2009**

Lokalita:	Šakvice		Vnitřní válec:	Průměr:	35,7
datum:	13.5.2009			Plocha :	1004,47
Zpracování	Klasický způsob, s PRP		Výška hrotu nad povrchem h:		1
Plodina	Kukuřice		Obj. válce po úroveň h:		1
vlhkost:	10 cm	24,24%obj	Vnější válec:	Průměr:	51,37
	20 cm	24,01%obj		Plocha :	2072,57
	30 cm	23,73%obj	Válec:	1, VÚMOP	









**Tabulka 0.11** Terénní infiltrační pokus 1. měření 2. pokus ze dne 10. 9. 2009

Lokalita:	Šakvice		Vnitřní válec:		Průměr:	32
datum:	10.9.2009				Plocha :	803,84
Zpracováv:	Klasický způsob, s PRP		Výška hrotu nad povrchem h:			1,24
Plodina	Kukuřice		Obj. válce po úroveň h:			1
vlhkost:	10 cm	19,72%obj.	Vnější válec:		Průměr:	52
	20 cm	16,77%obj.			Plocha :	2122,64
	30 cm	18,37%obj.	Válec:			nový

změřeno		vypočteno					Philip		TRPT	
čas		dočáno	vsávkó	interval	okamžitá	kumul.	rychlost	kumul.	rychlost	kumul.
h	m	s	l	↓ min	rychlost $v_z$ cm.min <sup>-1</sup>	infiltrace $I_z$ cm	infiltrace $v_T$ cm.min <sup>-1</sup>	infiltrace $I_T$ cm	infiltrace $v_t$ cm.min <sup>-1</sup>	infiltrace $I_t$ cm
00:00:00	0,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000
00:00:27	0,45	1,00	1,00	0,45	2,76	1,24	2,52	2,28	1,996	1,674
00:01:27	1,45	1,00	2,00	1,00	1,24	2,49	1,40	4,08	1,219	3,173
00:02:30	2,50	1,00	3,00	1,05	1,18	3,73	1,06	5,35	0,980	4,311
00:04:08	4,13	1,00	4,00	1,63	0,76	4,98	0,82	6,86	0,804	5,752
00:05:51	5,85	1,00	5,00	1,72	0,72	6,22	0,69	8,15	0,703	7,038
00:07:33	7,55	1,00	6,00	1,70	0,73	7,46	0,60	9,24	0,636	8,172
00:09:23	9,38	1,00	7,00	1,83	0,68	8,71	0,54	10,28	0,583	9,287
00:11:18	11,30	1,00	8,00	1,92	0,65	9,95	0,49	11,26	0,541	10,362
00:13:24	13,40	1,00	9,00	2,10	0,59	11,20	0,45	12,25	0,504	11,457
00:15:40	15,67	1,00	10,00	2,27	0,55	12,44	0,41	13,22	0,471	12,561
00:17:54	17,90	1,00	11,00	2,23	0,56	13,68	0,39	14,11	0,444	13,582
00:20:25	20,42	1,00	12,00	2,52	0,49	14,93	0,36	15,05	0,418	14,666
00:23:00	23,00	1,00	13,00	2,58	0,48	16,17	0,34	15,95	0,395	15,715
00:25:42	25,70	1,00	14,00	2,70	0,46	17,42	0,32	16,83	0,374	16,753
00:28:40	28,67	1,00	15,00	2,97	0,42	18,66	0,30	17,75	0,353	17,830
00:31:55	31,92	1,00	16,00	3,25	0,38	19,90	0,28	18,70	0,333	18,945
00:35:50	35,83	1,00	17,00	3,92	0,32	21,15	0,27	19,78	0,311	20,206
00:40:16	40,27	1,00	18,00	4,43	0,28	22,39	0,25	20,93	0,290	21,538
00:45:40	45,67	1,00	19,00	5,40	0,23	23,64	0,23	22,23	0,266	23,038
00:50:55	50,92	1,00	20,00	5,25	0,24	24,88	0,22	23,43	0,246	24,382
00:57:24	57,40	1,00	21,00	6,48	0,19	26,12	0,21	24,82	0,223	25,901
01:06:06	66,10	1,00	22,00	8,70	0,14	27,37	0,19	26,55	0,196	27,724
01:15:37	75,62	1,00	23,00	9,52	0,13	28,61	0,18	28,31	0,170	29,464
01:26:19	86,32	1,00	24,00	10,70	0,12	29,86	0,17	30,15	0,144	31,140
01:34:22	94,37	1,00	25,00	8,05	0,15	31,10	0,16	31,45	0,126	32,223
01:44:00	104,00	1,00	26,00	9,63	0,13	32,34	0,15	32,93	0,105	33,334
01:52:29	112,48	1,00	27,00	8,48	0,15	33,59	0,14	34,17	0,089	34,157
02:01:00	121,00	1,00	28,00	8,52	0,15	34,83	0,14	35,36	0,073	34,845
02:10:15	130,25		29,00	9,25	0,00	36,08	0,13	36,60	0,057	35,446
02:19:18	139,30		30,00	9,05	0,00	37,32	0,13	37,77	0,042	35,891
Σ	1378,80	30,00								



**Tabulka 0.13 Laboratorní infiltrační pokus s PRP ze dne 13. 5. 2009**

	cm <sup>3</sup>	s	cm	cm	cm				cm.s	m.den <sup>-1</sup>	průměr	
číslo	V	čas	h1	h2	Δh	q=V/t	l/Δh	ks				
10 s PRP	3,5	60	3,1	6,5	3,4	0,0583	1,471	0,0034	2,96			
10 s PRP	3,8	60	3,5	6,6	3,1	0,0633	1,613	0,0041	3,53			
10 s PRP	3,4	60	3,5	6,5	3	0,0567	1,667	0,0038	3,26			
10 s PRP	3	60	3,2	6,3	3,1	0,0500	1,613	0,0032	2,79	3,1365		
20 s PRP	3	90	3	6,3	3,3	0,0333	1,515	0,0020	1,75			
20 s PRP	2,5	60	3,3	6,4	3,1	0,0417	1,613	0,0027	2,32			
20 s PRP	3,1	90	3,5	6,4	2,9	0,0344	1,724	0,0024	2,05			
20 s PRP	2,3	60	3,5	6,5	3	0,0383	1,667	0,0026	2,21	2,0821	2,61	
30 s PRP	1,8	60	3,3	6,5	3,2	0,0300	1,563	0,0019	1,62			
30 s PRP	1,3	60	3,4	6,3	2,9	0,0217	1,724	0,0015	1,29			
30 s PRP	1,5	60	3,2	6,4	3,2	0,0250	1,563	0,0016	1,35			
30 s PRP	1,6	60	3,4	6,3	2,9	0,0267	1,724	0,0018	1,59	1,4625		

**Tabulka 0.14 Laboratorní infiltrační pokus bez PRP ze dne 13. 5. 2009**

	cm <sup>3</sup>	s	cm	cm	cm				cm*s	m.den-1	průměr	
číslo	V	čas	h1	h2	Δh	q=V/t	l/Δh	ks				
10 bez PRP	1,8	60	3,1	6,5	3,4	0,0300	1,471	0,0018	1,52			
10 bez PRP	1,6	60	3,5	6,6	3,1	0,0267	1,613	0,0017	1,49			
10 bez PRP	1,9	60	3,5	6,5	3	0,0317	1,667	0,0021	1,82			
10 bez PRP	1,3	60	3,2	6,3	3,1	0,0217	1,613	0,0014	1,21	1,5107		
20 bez PRP	1,5	60	3,1	6,3	3,3	0,0250	1,515	0,0015	1,31			
20 bez PRP	1,3	60	3,3	6,4	3,1	0,0217	1,613	0,0014	1,21			
20 bez PRP	1,6	60	3,4	6,4	2,9	0,0267	1,724	0,0018	1,59			
20 bez PRP	1,1	60	3,3	6,5	3	0,0183	1,667	0,0012	1,06	1,2904	1,40	
30 bez PRP	0,9	60	3,3	6,6	3,2	0,0150	1,563	0,0009	0,81			
30 bez PRP	0,65	45	3,4	6,3	2,9	0,0144	1,724	0,0010	0,86			
30 bez PRP	0,6	45	3,2	6,4	3,2	0,0133	1,563	0,0008	0,72			
30 bez PRP	0,7	45	3,4	6,5	2,9	0,0156	1,724	0,0011	0,93	0,8294		

**Tabulka 0.15 Laboratorní infiltrační pokus s PRP ze dne 10. 9. 2009**

	cm <sup>3</sup>	s	cm	cm	cm				cm*s	m.den-1	průměr	
10 s PRP	6,5	120	3,2	7,2	4	0,0542	1,250	0,0027	2,34			
10 s PRP	2,4	120	2,9	6,2	3,2	0,0200	1,563	0,0013	1,08			
10 s PRP	1,8	60	3,2	6,5	3,3	0,0300	1,515	0,0018	1,57			
10 s PRP	1,5	120	3,4	6,5	3,2	0,0125	1,563	0,0008	0,68	1,4165		
20 s PRP	1,4	120	3,2	6,4	3,2	0,0117	1,563	0,0007	0,63			
20 s PRP	1,5	120	3,5	6,2	2,7	0,0125	1,852	0,0009	0,80			
20 s PRP	1,4	60	3,6	6,5	2,9	0,0233	1,724	0,0016	1,39			
20 s PRP	1,6	60	4	6,5	2,5	0,0267	2,000	0,0021	1,84	1,1659	1,29	
30 s PRP	1	90	3,1	6,4	3,3	0,0111	1,515	0,0007	0,58			
30 s PRP	1,2	90	3,3	6,5	3,2	0,0133	1,563	0,0008	0,72			
30 s PRP	0,9	90	3,2	6,4	3,2	0,0100	1,563	0,0006	0,54			
30 s PRP	1,3	90	3,4	6,5	3,1	0,0144	1,613	0,0009	0,81	0,6617		

**Tabulka 0.16 Laboratorní infiltrační pokus bez PRP ze dne 10. 9. 2009**

	cm <sup>3</sup>	s	cm	cm	cm			cm <sup>2</sup> s	m.den-1	průměr	
10 bez PRP	1,2	120	3,2	7,2	4	0,0100	1,250	0,0005	0,43		
10 bez PRP	1,8	120	2,9	6,2	3,2	0,0150	1,563	0,0009	0,81		
10 bez PRP	1,1	120	3,2	6,5	3,3	0,0092	1,515	0,0006	0,48		
10 bez PRP	1,7	120	3,4	6,5	3,2	0,0142	1,563	0,0009	0,77	0,6218	
20 bez PRP	0,8	120	3,2	6,4	3,2	0,0067	1,563	0,0004	0,36		
20 bez PRP	0,75	120	3,5	6,2	2,7	0,0063	1,852	0,0005	0,40		
20 bez PRP	0,9	90	3,6	6,5	2,9	0,0100	1,724	0,0007	0,60		
20 bez PRP	0,55	120	4	6,5	2,5	0,0046	2,000	0,0004	0,32	0,4182	0,52
30 bez PRP	0,5	120	3,1	6,4	3,3	0,0042	1,515	0,0003	0,22		
30 bez PRP	0,42	120	3,3	6,5	3,2	0,0035	1,563	0,0002	0,19		
30 bez PRP	0,65	120	3,2	6,4	3,2	0,0054	1,563	0,0003	0,29		
30 bez PRP	0,48	120	3,4	6,5	3,1	0,0040	1,613	0,0003	0,22	0,2307	

## POUŽITÁ LITERATURA

- [1] Co je to půda? Vítejte na Zemi [online]. [cit. 2018-01-11]. Dostupné z: [http://www.vitejtenazemi.cz/cenia/index.php?p=obecne-prirodovedny\\_pohled&site=puda](http://www.vitejtenazemi.cz/cenia/index.php?p=obecne-prirodovedny_pohled&site=puda)
- [2] Půdní úrodnost, výživa a hnojení. *Zf.jcu* [online]. [cit. 2018-01-11]. Dostupné z: [http://www2.zf.jcu.cz/~moudry/ecologica/pudni\\_urodnost.pdf](http://www2.zf.jcu.cz/~moudry/ecologica/pudni_urodnost.pdf)
- [3] *Physical attributes of soil quality* [online]. 1997 [cit. 2018-01-11]. Dostupné z: [http://www.google.cz/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0ahUKEwiApcvDotDYAhVFY1AKHdAiDjAQFggnMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.springer.com%2Fcontent%2Fdocument%2Fdocument%2Fdownloadaddocument%2F9783319461151-c2.pdf%3FSGWID%3D0-0-45-1600731-p180248325&usg=AOvVaw3koZjTzCMONMU\\_YOKSWo5j](http://www.google.cz/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0ahUKEwiApcvDotDYAhVFY1AKHdAiDjAQFggnMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.springer.com%2Fcontent%2Fdocument%2Fdocument%2Fdownloadaddocument%2F9783319461151-c2.pdf%3FSGWID%3D0-0-45-1600731-p180248325&usg=AOvVaw3koZjTzCMONMU_YOKSWo5j)
- [4] Eagri. *Hodnocení kvality půdy v ekologicky hospodařícím podniku* [online]. [cit. 2018-01-11]. Dostupné z: [http://eagri.cz/public/web/file/26922/Hodnoceni\\_kvality\\_pudy.pdf](http://eagri.cz/public/web/file/26922/Hodnoceni_kvality_pudy.pdf)
- [5] KOMÁRKOVÁ, Markéta. *Účinky obhospodařování půdy na fyzikální kvalitu podpovrchové vrstvy půdy* [online]. Vysoké učení technické v Brně. Fakulta stavební, 2016 [cit. 2018-01-11]. Dostupné z: <http://hdl.handle.net/11012/62459>. Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně. Fakulta stavební. Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí práce Ivana Kameníčková.
- [6] KUTÍLEK, Miroslav, Václav KURÁŽ a Milena CÍSLEROVÁ. *Hydropedologie 10*. Druhé přepracované. ZIKOVA 4, 1 66 36 Praha 6: Vydavatelství ČVUT, 2000.
- [7] KUTÍLEK, Miroslav. *Vodohospodářská pedologie*. Druhé, přepracované vydání. Praha: SNTL - Státní nakladatelství technické literatury, n. p., 1978. ISBN 04-721-78.
- [8] KODEŠOVÁ, Radka. *Modelování v pedologii*. Praha 6: Česká zemědělská univerzita v Praze, 2005. ISBN 80-213-1347-1.

- [9] KAMENÍČKOVÁ, Ivana. *Vodní hospodářství krajiny I-M02 Pedologie: Studijní opory pro studijní programy s kombinovanou formou studia*. VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ FAKULTA STAVEBNÍ, 2005.
- [10] Kameníčková, I.: *Hydropedologie – návody do cvičení (VHK)*. Skriptum. VUT Brno 2013
- [11] Krejča, M., Kutílek, M.: *časopis Vodní hospodářství č.5*. 1988, s 123-129.

## SEZNAM TABULEK

TABULKA 1.1 ZRNITOSTNÍ FRAKCE PODLE MINISTERSTVA ZEMĚDĚLSTVÍ USA, (PŘEVZATO KAMENÍČKOVÁ, 2013) .....	5
TABULKA 1.2 ZRNITOSTNÍ KLASIFIKACE PODLE NOVÁKA, (PŘEVZATO KAMENÍČKOVÁ, 2013) .....	6
TABULKA 1.3 KRITICKÉ HODNOTY PÓROVITOSTI PODLE LHOTSKÉHO (PŘEVZATO KAMENÍČKOVÁ, 2013) .....	7
TABULKA 1.4 KLASIFIKACE PŮDY PODLE PÓROVITOSTI (PODLE BRETFFELDA), (PŘEVZATO KUTÍLEK, 1978) .....	8
TABULKA 1.5 PŘIBLIŽNÉ HODNOCENÍ STRUKTURNÍHO STAVU HUMUSOVÉHO HORIZONTU (PŘEVZATO KUTÍLEK, 1978) .....	9
TABULKA 1.6 KRITICKÉ OBJEMOVÉ HMOTNOSTI PO VYSUŠENÍ (PŘEVZATO LHOTSKÝ, 1984) .....	9
TABULKA 2.1 ZÁVISLOST ROZMĚRU K <sub>s</sub> NA ROZMĚRU POTENCIÁLU H (PŘEVZATO KUTÍLEK, 2000) .....	14
TABULKA 4.1 HODNOTY POSUZOVANÝCH FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ PŮDY NEPORUŠENÝCH PŮDNÍCH VZORKŮ ODEBRANÝCH 13. 5. 2009 .....	51
TABULKA 4.2 HODNOTY POSUZOVANÝCH FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ PŮDY NEPORUŠENÝCH PŮDNÍCH VZORKŮ ODEBRANÝCH 10. 9. 2009 .....	51
TABULKA 4.3 HODNOTY POSUZOVANÝCH HYDRAULICKÝCH VODIVOSTÍ NAMĚŘENÝCH 13. 5. 2009 A 10. 9. 2009 .....	58
TABULKA 4.4 KLASIFIKACE PŮDNÍ PROPUSTNOSTI PODLE RŮZNÝCH AUTORŮ (PŘEVZATO KUTÍLEK, 1978) .....	58
TABULKA 4.5 HODNOTY POSUZOVANÝCH HYDRAULICKÝCH VODIVOSTÍ NAMĚŘENÝCH 13. 5. 2009 A 10. 9. 2009 POMOCÍ PERMEAMETRU .....	59
TABULKA 5.1 VYHODNOCENÍ PŮDNÍCH VZORKŮ 13. 5. 2009 .....	63
TABULKA 5.2 PRŮMĚRNÉ HODNOTY FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ PŮDY 13. 5. 2009 .....	64
TABULKA 5.3 VYHODNOCENÍ PŮDNÍCH VZORKŮ 10. 9. 2009 .....	65
TABULKA 5.4 PRŮMĚRNÉ HODNOTY FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ PŮDY 10. 9. 2009 .....	66
TABULKA 5.5 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 1. MĚŘENÍ 1. POKUS ZE DNE 13. 5. 2009 .....	67
TABULKA 5.6 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 2. MĚŘENÍ 1. POKUS ZE DNE 13. 5. 2009 .....	68
TABULKA 5.7 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 1. MĚŘENÍ 2. POKUS ZE DNE 13. 5. 2009 .....	69
TABULKA 5.8 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 2. MĚŘENÍ 2. POKUS ZE DNE 13. 5. 2009 .....	70
TABULKA 5.9 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 1. MĚŘENÍ 1. POKUS ZE DNE 10. 9. 2009 .....	72
TABULKA 5.10 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 2. MĚŘENÍ 1. POKUS ZE DNE 10. 9. 2009 .....	73
TABULKA 5.11 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 1. MĚŘENÍ 2. POKUS ZE DNE 10. 9. 2009 .....	74
TABULKA 5.12 TERÉNNÍ INFILTRAČNÍ POKUS 2. MĚŘENÍ 2. POKUS ZE DNE 10. 9. 2009 .....	75
TABULKA 5.13 LABORATORNÍ INFILTRAČNÍ POKUS S PRP ZE DNE 13. 5. 2009 .....	76
TABULKA 5.14 LABORATORNÍ INFILTRAČNÍ POKUS BEZ PRP ZE DNE 13. 5. 2009 .....	76
TABULKA 5.15 LABORATORNÍ INFILTRAČNÍ POKUS S PRP ZE DNE 10. 9. 2009 .....	76
TABULKA 5.16 LABORATORNÍ INFILTRAČNÍ POKUS BEZ PRP ZE DNE 10. 9. 2009 .....	77



## SEZNAM OBRÁZKŮ

OBR. Č.1.	TROJÚHELNÍKOVÉ DIAGRAMY PRO STANOVENÍ DRUHU PŮDY DLE OBSAHU JÍLU, PRACHU A PÍSKU V % (PŘEVZATO KAMENÍČKOVÁ, 2013).....	6
OBR. Č.2.	STACIONÁRNÍ PROUDĚNÍ SLOUPCEM PŮDY O PRŮŘEZOVÉ PLOŠE A, A TLAKOVÉ POMĚRY PŘI PROUDĚNÍ VODY SLOUPCEM HOMOGENNÍ PŮDY (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	12
OBR. Č.3.	SCHÉMA JEDNOSONDOVÉ METODY (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	17
OBR. Č.4.	SCHÉMA GUELPHSKÉHO PERMEAMETRU (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	18
OBR. Č.5.	ZÁVISLOST KOEFICIENTU C NA POMĚRU H/A PRO RŮZNÉ PŮDNÍ DRUHY (DLE REYNOLDS A ELRICKA) PRO VYHODNOCENÍ MĚŘENÍ GUELPHSKÝM PERMEAMETREM (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	19
OBR. Č.6.	PRŮTOKY V JEDNOTLIVÝCH TŘÍDÁCH PÓRŮ PŮDY PŘI NENASYCENÉM PROUDĚNÍ (POUZE ČÁRKOVANÁ ČÁST) (PŘEVZATO KUTÍLEK A KOL., 2000).....	22
OBR. Č.7.	ZÁVISLOST NENASYCENÉ VODIVOSTI K NA ZÁPORNÉ TLAKOVÉ VÝŠCE A NA VLHKOSTI $\theta$ (PŘEVZATO KUTÍLEK A SPOL. 2000)	23
OBR. Č.8.	CRUST METODA.....	25
OBR. Č.9.	TEMPSKÁ CELA.....	26
OBR. Č.10.	EVAPORAČNÍ METODA.....	26
OBR. Č.11.	DISKOVÝ PERMEAMETR.....	27
OBR. Č.12.	VZTAHY PRO ODVOZENÍ ROVNICE KONTINUITY (PŘEVZATO KAMENÍČKOVÁ, 2005).....	28
OBR. Č.13.	PRINCIP MĚŘENÍ KUMULATIVNÍ INFILTRACE (VLEVO) A SOUSTŘEDĚNÉ VÁLCE PRO INFILTRAČNÍ POKUS PODLE DOP (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	37
OBR. Č.14.	RYCHLOST INFILTRACE ZE SRÁŽKY O INTENZITĚ $v_r$ , ODVOZENÁ Z $v_d$ (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	39
OBR. Č.15.	PROFILY VLHKOSTI $\theta(z,t)$ PŘI INFILTRACI SRÁŽKY O INTENZITĚ $v_r < K_s$ (VLEVO) A VÝVOJ VLHKOSTI NA POVRCHU $\theta_0(t)$ (VPRAVO) (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	39
OBR. Č.16.	EFEKTIVNÍ SRÁŽKA INTENZITY $v_r(t)$ (PŘEVZATO: KUTÍLEK A KOL., 1993).....	40
OBR. Č.17.	ZPŮSOB PROVEDENÍ INFILTRAČNÍHO POKUSU (PŘEVZATO ČASOPIS VODNÍ HOSPODÁŘSTVÍ Č. 5, 1988).....	42
OBR. Č.18.	SLEDOVANÉ EXPERIMENTÁLNÍ PLOCHY (ZDROJ WWW.MAPY.CZ).....	49
OBR. Č.19.	PRŮBĚH OBJEMOVÉ HMOTNOSTI REDUKOVANÉ ZE DNE 13. 5. 09 A 10. 9. 09.....	52
OBR. Č.20.	PRŮBĚH MOMENTÁLNÍ VLHKOSTI ZE DNE 13. 5. 09 A 10. 9. 09.....	53
OBR. Č.21.	PRŮBĚH NASÁKLIVOSTI ZE DNE 13. 5. 09 A 10. 9. 09.....	54
OBR. Č.22.	PRŮBĚH PÓROVITOSTI ZE DNE 13. 5. 09 A 10. 9. 09.....	54
OBR. Č.23.	PRŮBĚH JEDNOTLIVÉHO ZASTOUPENÍ PÓRŮ ZE DNE 13. 5. 09.....	55
OBR. Č.24.	PRŮBĚH JEDNOTLIVÉHO ZASTOUPENÍ PÓRŮ ZE DNE 10. 9. 09.....	56
OBR. Č.25.	PRŮBĚH PROVZDUŠENOSTI ZE DNE 13. 5. 09 A 10. 9. 09.....	56

## SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ

$K, K(h)$	nenасыená vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$V_P$	objemu pórů [ $m^3$ ]
$V_S$	celkový objem půdy [ $m^3$ ]
$\rho_d$	objemová hmotnost [ $kg \cdot m^{-3}$ ]
$\rho_s$	měrná hmotnost [ $kg \cdot m^{-3}$ ]
$A$	průřezová plocha [ $m^2$ ]
$t$	čas [s]
$V$	objem vody [ $m^3$ ]
$v$	rychlost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$P$	pórovitost [% obj.]
$K_s$	nасыená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$\Delta h$	rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy [m]
$L$	vzdálenost [m]
$K_s$	nасыená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$H_i = h_i + z_i$	potenciální výška [m]
$z_i$	geodetická výška [m]
$H$	potenciální výška [m]
$h$	výška [m]
$c$	bezrozměrný tvarový součinitel [m]
$r$	poloměr sondy [m]
$S$	vzdálenost nepropustného podloží od dna sondy [m]
$K_{fs}$	hydraulická vodivosti při terénním насыení
$Q$	stacionární hodnota výtoku vody z permeamtru
$\Delta h$	rozdíl hladin
$\alpha$	součinitel upravující modelový vztah na realitu půdy [-]
$\theta$	vlhkost [% obj.]
$a, b, m, c$	empirické koeficienty [-]
$K(h)$	nenасыená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$D$	difuzivita půdní vody
$\theta_s$	nасыená vlhkost [%]
$\theta_i$	počáteční vlhkost [%]

---

I	kumulativní infiltrace
DOP	Dirichletova okrajová podmínka
NOP	Neumanova okrajová podmínka
REO	reprezentativní elementární objem
$v_D$	rychlost infiltrace pro DOP [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$v_c$	ustálená filtrační rychlost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$K_1$	odhad nasycené hydraulické vodivosti [ $cm \cdot min^{-1}$ ]
$H_0$	tlaková výška na povrchu [m]
$H_t$	tlaková výška na čele zvlhčení [m]
$L_t$	hloubka čela zvlhčení v čase t [m]
S	sorptivita [ $cm \cdot min^{-1/2}$ ]
$\rho_d$	objemová hmotnost redukována [ $g \cdot cm^{-3}$ ]
$\theta_{NS}$	nasákivost [% obj.]
$P_k$	kapilární póry [% obj.]
$P_s$	semikapilární póry [% obj.]
$P_N$	nekapilární póry [% obj.]
$V_z$	provzdušenost půdy [% ob.]
s	sekunda
min	minuta
°C	stupeň Celsia
$cm^3$	centimetr krychlový
mm	milimetr
m	metr
g	gram
$g \cdot cm^{-3}$	gram na centimetr krychlový
$\emptyset$	průměr [m]
$cm^2$	centimetr čtvereční
cm	centimetr
%	procento
dm	decimetr
$\int$	integrál
$\theta_{30}$	momentální vlhkost [% obj.]
$kg \cdot m^{-3}$	kilogram na metr krychlový

m n. m.	metr nad mořem
SZ	severozápad
JV	jihovýchod
kg.ha <sup>-1</sup>	kilogram na hektar
ha	hektar
kg	kilogram
VUT FAST	Vysoké učení technické fakulta stavební
TRPT	tříparametrická rovnice Philipova typu