

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



Modelování hydropedologických procesů na půdních vzorcích

z povodí Modrava 2

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce:

Ing. Jiří Pavlásek, Ph.D.

Diplomant:

Jiří Kapička

2011

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně pod vedením Ing. Jiřího Pavlásky, Ph.D.. Další informace mi poskytl Ing. Lukáš Jačka. Uvedl jsem všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpal.

V Praze dne 30.4. 2011

.....

Jiří Kapička

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl poděkovat vedoucímu práce Ing. Jirímu Pavláskovi, Ph.D. za jeho odborné rady a cenné připomínky během zpracování této práce, stejně tak jako za čas a pomoc během terénních a laboratorních měření.

Dále děkuji Ing. Lukáši Jačkovi za jeho rady a spolupráci v laboratoři.

DIPLOMA THESIS:

Modeling of hydro pedological processes on soil samples from Modrava 2 catchment

Abstract:

Theoretical part of this paper contains a theoretical description of water flow in soil. The practical part deals with measuring hydro pedological characteristics on undisturbed soil cores sample from the Modrava 2 catchment. The studied group consists of 20 pieces undisturbed soil cores with the volume 0,11 sample from several horizons of a borrow – pit and 10 pieces undisturbed soil cores with volume from 0,31 to 6l. The paper contains a description of an infiltration – outflow experiment and a description of measurement device for it. The results have shown that differences in saturated hydraulic conductivity measured on smaller and bigger undisturbed soil cores are not significant. The bigger undisturbed soil cores allow us the broader relations in soils moved to a laboratory, where it is then possible to observe the behavior of water flow in soils and changes in hydro pedological characteristics. The Modeling of infiltration – outflow experiment is an applicable instrument to get information about distribution of water content, velocity vectors and hydraulic head in an undisturbed soil core. This modeling allows us to get other information about the water flow in the undisturbed soil core, with no need for another measurement in the undisturbed soil core, which could disturb the soil sample.

Key words: saturated hydraulic conductivity, infiltration – outflow experiment, infiltration, HYDRUS, mountain soils

Abstrakt:

V této práci je uveden teoretický popis pohybu vody v půdě. Dále se tato práce zabývá stanovením hydroopedologických charakteristik na vzorcích různých objemů odebraných z povodí Modrava 2. Studovaný soubor tvořilo 20 ks vzorků odebraných z kopané sondy z jednotlivých horizontů do fyzikálních válečků a 10 ks vzorků o objemu 0,3l až 6l. Je zde uveden popis infiltračně výtokového experimentu a popis navržené a sestavené měřicí aparatury pro tento experiment. Bylo zjištěno, že hodnoty nasycené hydraulické vodivosti stanovené na vzorcích ve fyzikálních válečkách a vzorcích větších objemů nejsou významně rozdílné. Vzorky větších objemů umožňují přenesení širších vztahů v půdě do laboratoře, kde je pak možné pozorovat chování vody v půdním prostředí a změnu jeho vlastností. Modelování infiltračně výtokového experimentu souběžně s jeho prováděním v laboratoři je vhodným nástrojem k zjištění informací o rozložení vlhkostí, rychlostí a tlakových výšek ve vzorku bez nutnosti dalších měření, při kterých by došlo k porušení vzorku (např. umístěním tenzometrů v různých hloubkách vzorku).

Klíčová slova: nasycená hydraulická vodivost, infiltračně výtokový experiment, infiltrace, HYDRUS, horské půdy

OBSAH:

<u>1</u>	<u>ÚVOD</u>	<u>- 5 -</u>
<u>2</u>	<u>CÍLE PRÁCE</u>	<u>- 6 -</u>
<u>3</u>	<u>LITERÁRNÍ REŠERŠE</u>	<u>- 7 -</u>
3.1	HORSKÉ PŮDY	- 7 -
3.1.1	PODZOLOVÉ PŮDY	- 7 -
3.2	PŮDNÍ VODA	- 8 -
3.3	PROUDĚNÍ VODY V NASYCENÉM PŮDNÍM PROSTŘEDÍ	- 10 -
3.3.1	DARCYHO ZÁKON	- 10 -
3.3.1.1	Omezení platnosti Darcyho zákona	- 11 -
3.3.2	NASYCENÁ HYDRAULICKÁ VODIVOST K_s	- 11 -
3.3.2.1	Odvození nasycené hydraulické vodivosti	- 11 -
3.3.2.2	Měření nasycené hydraulické vodivosti	- 13 -
3.4	PROUDĚNÍ VODY V NENASYCENÉM PŮDNÍM PROSTŘEDÍ	- 15 -
3.4.1	DARCY – BUCKINGHAMOVA ROVNICE	- 16 -
3.4.2	NENASYCENÁ HYDRAULICKÁ VODIVOST K	- 17 -
3.4.2.1	Odhad nenasycené hydraulické vodivosti	- 17 -
3.5	ROVNICE PROUDĚNÍ – RICHARDSOVA ROVNICE	- 18 -
3.5.1	ŘEŠENÍ ROVNICE PROUDĚNÍ	- 20 -
3.5.1.1	Počáteční a okrajové podmínky	- 20 -
3.6	INFILTRACE VODY DO PŮDY	- 21 -
3.6.1	ŘEŠENÍ INFILTRACE	- 23 -
3.7	EXPERIMENTY NA NEPOŠKOZENÝCH VELKÝCH PŮDNÍCH VZORCÍCH	- 27 -
<u>4</u>	<u>METODIKA</u>	<u>- 29 -</u>
4.1	CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	- 29 -
4.2	ODBĚR PEDOLOGICKÝCH VZORKŮ NA POVODÍ MODRAVA 2	- 31 -
4.2.1	ODBĚR VELKÝCH NEPORUŠENÝCH PŮDNÍCH VORKŮ	- 32 -
4.3	POUŽITÁ MĚŘÍCÍ APARATURA	- 35 -
4.3.1	LABORATORNÍ PERMEAMETR	- 35 -
4.3.2	MĚŘÍCÍ APARATURA PRO VELKÉ NEPORUŠENÉ VZORKY	- 36 -

4.4	ROZBORY MALÝCH NEPORUŠENÝCH PEDOLOGICKÝCH VZORKŮ	- 37 -
4.4.1	LABORATORNÍ MĚŘENÍ NASYCENÉ HYDRAULICKÉ VODIVOSTI	- 37 -
4.4.2	LABORATORNÍ ROZBOR NEPORUŠENÉHO VZORKU	- 39 -
4.5	LABORATORNÍ INFILTRAČNĚ VÝTOKOVÝ EXPERIMENT NA VELKÝCH NEPORUŠENÝCH VZORCÍCH PŮDY	- 39 -
-		
4.6	MODEL HYDRUS	- 41 -
4.6.1	MODELOVÁNÍ SE ZADÁNÍM HYDRAULICKÝCH CHARAKTERISTIK	- 41 -
5	<u>VÝSLEDKY</u>	- 43 -
5.1	LABORATORNÍ MĚŘENÍ	- 43 -
5.1.1	NASYCENÁ HYDRAULICKÁ VODIVOST	- 43 -
5.1.2	ZÁKLADNÍ ROZBOR NEPORUŠENÉHO PŮDNÍHO VZORKU	- 44 -
5.2	VÝSLEDKY MODELOVÁNÍ MODELU HYDRUS	- 45 -
5.2.1	MODELOVÁNÍ SE ZADÁNÍM HYDRAULICKÝCH CHARAKTERISTIK	- 45 -
5.2.2	MODELOVÁNÍ PO ZNALOSTI VÝSLEDKŮ Z INFILTRAČNĚ VÝTOKOVÉHO EXPERIMENTU	- 46 -
5.3	VÝSLEDKY INFILTRAČNĚ VÝTOKOVÉHO EXPERIMENTU	- 47 -
6	<u>DISKUSE</u>	- 49 -
6.1	NASYCENÁ HYDRAULICKÁ VODIVOST K_s	- 49 -
6.2	INFILTRAČNĚ VÝTOKOVÝ EXPERIMENT	- 52 -
6.3	MODELOVÁNÍ INFILTRAČNĚ VÝTOKOVÉHO EXPERIMENTU	- 53 -
7	<u>ZÁVĚR</u>	- 54 -
8	<u>SEZNAM LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ</u>	- 55 -
9	<u>SEZNAM TABULEK, OBRÁZKŮ A GRAFŮ</u>	- 58 -
10	<u>PŘÍLOHY</u>	- 61 -

1 ÚVOD

Predikce chování povodí a simulace tohoto chování pomocí hydrologických modelů zaznamenávají v posledních letech velký a rychlý rozvoj. Výstupy těchto modelů jsou důležitými podklady pro další obory lidské činnosti. Pro modelování a popis chování povodí je důležité znát jeho charakteristiky, reakce a způsob transformace srážky. Jedním z hlavních činitelů, který má vliv na transformaci spadlé srážky, je půda a půdní prostředí. Proto je velmi důležitá znalost a dobrý popis chování vody v půdním prostředí.

Tato práce se zabývá stanovením hydropedologických charakteristik na vzorcích různých objemů odebraných z povodí Modrava 2. Vzorky byly odebrány z kopané sondy do fyzikálních válečků a ze stejné sondy byly odebrány vzorky větších objemů. Na vzorcích z fyzikálních válečků bylo provedeno měření nasycené hydraulické vodivosti a základní rozbor neporušených vzorků půdy. Na velkých vzorcích byl proveden infiltračně výtokový experiment. Pro tento experiment byla navržena a sestavena měřicí aparatura. Zároveň byl pro infiltračně výtokový experiment sestaven model v programu HYDRUS, kterým byl experiment modelován na základě laboratorně zjištěných hydropedologických charakteristik. Výsledky laboratorních měření byly porovnány a diskutovány s terénním měřením a modelem.

V teoretické části práce jsou uvedeny zákony a rovnice popisující proudění jak v nasyceném, tak v nenasyceném prostředí. Rovněž je zde uvedeno řešení těchto rovnic.

2 CÍLE PRÁCE

Cílem této práce je navázat na předchozí hydroopedologický výzkum na povodí Modrava 2. A to především provedením laboratorních experimentálních stanovení hydroopedologických charakteristik horských půd z neporušených půdních vzorků různých objemů. Tato data budou použita jako vstupní data do modelu HYDRUS. Výstupem z modelu HYDRUS budou charakteristiky proudění ve vzorkovaných půdách. Dále bude proveden infiltračně výtokový experiment na velkých neporušených půdních vzorcích. Ze získaných dat budou určeny hydroopedologické charakteristiky, které budou porovnány s charakteristikami určenými na vzorcích ve fyzikálních válečcích.

3 LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1 Horské půdy

Půdotvorné faktory a procesy se s přibývajícím nadmořskou výškou mění; v důsledku toho se tedy na horizontálních plochách v odstupňovaných výškách za jinak stejných okolností vytvářejí i různé půdy. Takové půdy jsou vyloženy klimatogenní, jelikož jsou více méně nezávislé na matečních horninách. Horské půdy jsou mělké, s mocností pod 1 m (*Smolík, 1957*).

3.1.1 Podzolové půdy

V České republice jsou podzoly zastoupeny hlavně v nejvyšších horských polohách, ve velmi vlhkých a chladných klimatických oblastech. Roční úhrn srážek zde zpravidla přesahuje 800 mm, průměrná roční teplota je pod 5°C. Matečným substrátem jsou zpravidla zvětraliny kyselých hornin: žul, rul, svorů, pískovců apod.. Podzoly se uplatňují obvykle ve výškách nad 800 m n.m. (*Kutílek, 2004*). Podzoly ze svačin pevných a zpevněných hornin jsou rozšířeny ve vyšších polohách hor. Jsou to většinou lesnický využívané půdy. Významnou úlohu ve vzniku podzolů má vegetace (jehličnany, vřes, borůvka aj.) poskytující nesnadno rozložitelný opad (*Němeček et al., 1990*). Tento půdní typ se vyvíjí kyselým účinkem organických látek. Pravý podzolový proces se projevuje stálým vyluhováním vrchní minerální vrstvy povrchovým surovým humusem (*Smolík, 1957*). Organické látky se hromadí ve formě surového humusu. Převážně abiotickými přeměnami se ve zvýšeném množství tvoří nízkomolekulární látky, které nejsou v důsledku nízké biologické aktivity půdy rozkládány a v kyselém a vlhkém prostředí nepolymerizují. Uvolňují Fe a Al z půdních minerálů a tvoří s nimi chláty, jejichž migrace v půdním profilu (cheluvace) a imobilizace představují soubor dílčích procesů, označovaných jako podzolizace (*Stobbe, Wright, 1959 in Němeček et al., 1990*). *Němeček et al., 2001* klasifikuje podzolové půdy stratigrafií O - Ah nebo Ap - Ep - Bhs - C s profilem výrazně diferencovaným na vybělený (albický) horizont Ep (někdy infiltrovaným humusem zbarven šedě) a iluviální seskvioxidický až humusoseskvioxidický horizont. Výskyt horských podzolů v lesních vegetačních stupních 7 - 9, s frygickým teplotním a perudickým vodním režimem, nikdy neprosychají.

Půdní profil podzolů (*Kutílek, 2004*):

- Ah – hnědošedá, většinou nestrukturní, mocnost 10 – 15 cm, ostrý přechod
- E – popelavě šedá, někdy slabě zbarvená translokovaným humusem, nestrukturní až lístkovitá struktura, mocnost 2 – 30 cm, ostrý přechod
- Bhs – rezivě hnědá, nevýrazná polyedrická struktura, někdy členěna na dva subhorizonty, postupný přechod
- Bs – hnědá, nevýrazná polyedrická struktura, postupný přechod
- C – světle hnědá – přibývající obsah skeletu až větrající hornina

3.2 Půdní voda

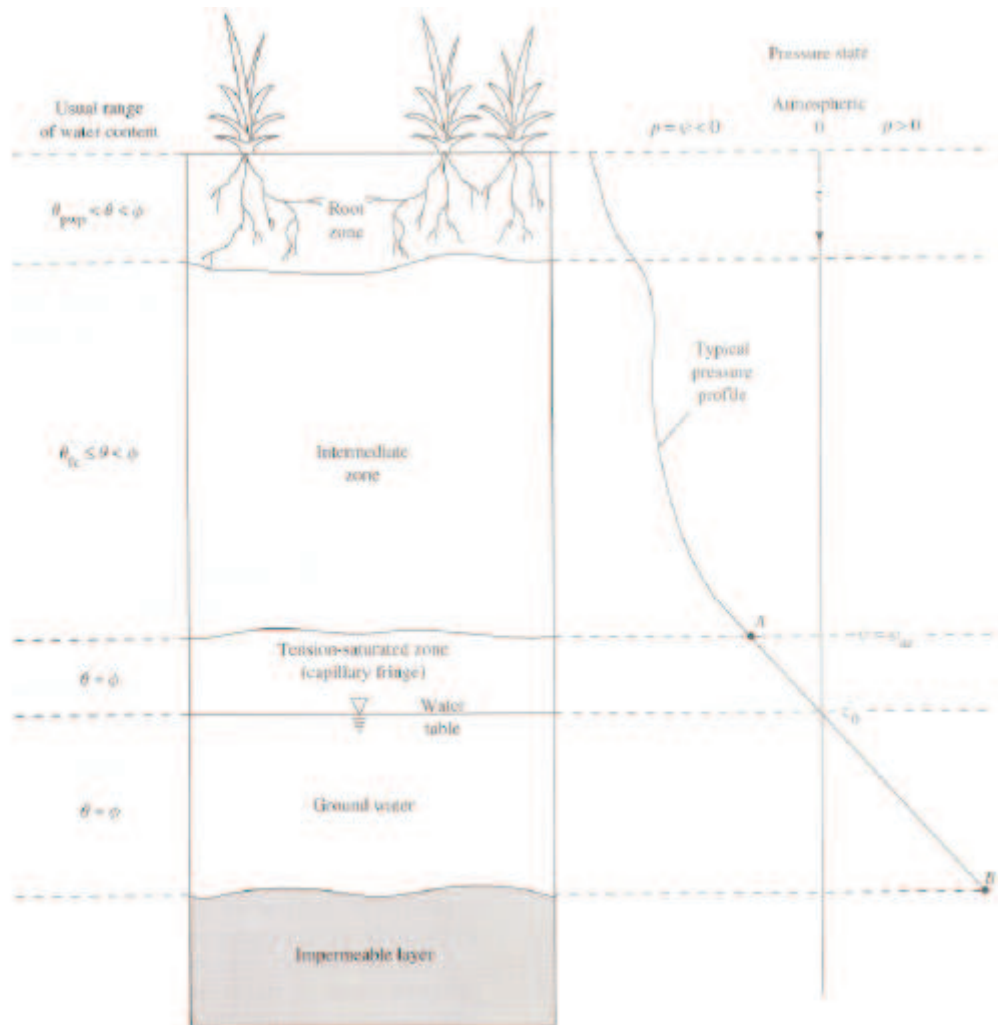
Za účelem popisu pohybu vody v půdě je užitečné si definovat soubor horizontů definovaný dle obsahu vody (vlhkosti) a tlaku vody v půdě. Hloubka a tloušťka těchto hydrologických horizontů je různá v prostoru i čase, ne v každé situaci se musí vyskytovat všechny tyto horizonty.

Zóna podzemní vody (Ground – Water zone) – je to zóna nasycená vodou s pozitivním tlakem. Pokud voda neproudí tlak se rovná tlaku hydrostatickému.

Vadózni zóna (Tension – Saturated zone) – jedná se o zónu s negativním tlakem nad hladinou vody, jejíž nejnižší části jsou nasyceny. Toto nasycení způsobují kapilární síly.

Přechodná zóna (Intermediate zone) – voda do této zóny proniká díky gravitačnímu odvodnění. Obsah vody v této zóně vzrůstá nad polní vodní kapacitu během deště, či tání sněhu.

Kořenová zóna (Root zone) – z této zóny rostliny pomocí kořenů získávají vodu během transpirace. Voda do této se dostává pomocí infiltrace (*Dingman, 2002*).



Obrázek 1 Hydrologické půdní horizonty

(Převzato z: Dingman, 2002)

Rozbory půdní vody mohou být rozděleny do dvou hlavních kategorií:

- rozbor zásobních vlastností
- rozbor hydraulických vlastností

Zásobní vlastnosti vypovídají o možnostech půdy absorbovat a zadržovat vodu. Mezi tyto vlastnosti patří vlhkost, potenciál půdní vody a adsorpční a desorpční charakteristiky. Hydraulické vlastnosti vypovídají o schopnostech půdy vést a propouštět vodu. Mezi tyto vlastnosti patří nasycená hydraulická vodivost, nenasycená hydraulická vodivost a další vlastnosti spojené s kapillaritou, průměrem pórů (Carter et Gregorich, 2008).

Tato práce je zaměřena na pohyb vody v půdě – hydrodynamiku půdní vody. Proto se dále budeme zaměřovat na zónu (z hydrologického hlediska) nad hladinou podzemní vody (obor hydroopedologie), tj. přechodnou a kořenovou.

3.3 Proudění vody v nasyceném půdním prostředí

3.3.1 Darcyho zákon

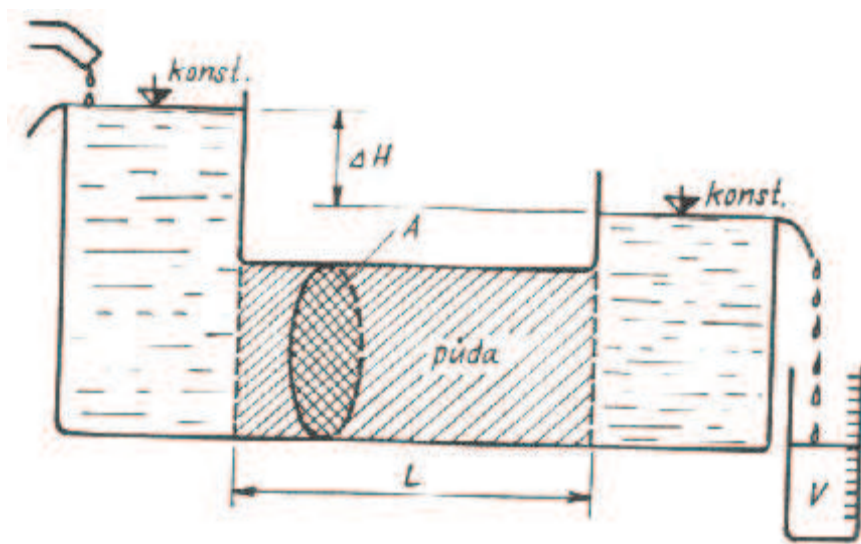
V roce 1856 Henry Darcy provedl pokusy, pomocí kterých chtěl určit zákonitosti proudění vody skrze písek. Po vyhodnocení pokusů konstatoval, že pro písky srovnatelných vlastností je proteklý objem úměrný výšce vodního sloupce a nepřímo úměrný šířce pískového filtru (*Darcy, 1856*).

Hillel (2004) slovně vyjadřuje Darcyho zákon: proudění viskózní kapaliny skrze porézní prostředí, má směr hnacích sil působících na kapalinu a je úměrné těmto silám a vodícím schopnostem prostředí, skrz které prochází.

Ze zkušenosti víme, že rychlost v se zvětšuje při růstu ΔH a snižuje se při zvětšení délky sloupce L ve směru proudění. Darcy prokázal lineární závislost a proto se jím odvozená transportní rovnice nazývá Darcyho zákon a má tvar

$$v = K_s \frac{\Delta H}{L} \text{ [L.T}^{-1}\text{]} \quad (1)$$

kde ΔH je rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy. Koeficient K_s se nazývá hydraulická vodivost. Charakterizuje jak půdní prostředí umožňuje proudění vody (*Kutílek, 1978*). Tomu to koeficientu bude věnována samostatná kapitola 3.3.2



Obrázek 2 Stacionární proudění sloupcem půdy

(Převzato z: *Kutílek, 1978*)

Obrázek 2 schematicky znázorňuje Darcyho pokus a ilustrativně doplňuje vztah (1). Vyjádření Darcyho zákona pro třídimensionální diferenciální rovnici vyjadřuje vztah (2)

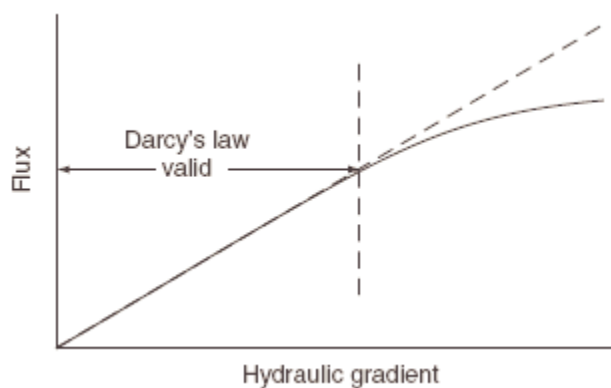
$$q = K \cdot \nabla H \text{ [L.T}^{-1}\text{]} \quad (2)$$

kde ∇H je třídimensionální gradient tlaku vodního sloupce, výsledkem rovnice je vektor specifického průtoku, jehož směr je dán ∇H . Pro jednorozměrné proudění nabývá tvaru (Hillel, 2004)

$$q = -K \cdot \frac{dH}{dx} \quad [L.T^{-1}] \quad (3)$$

3.3.1.1 Omezení platnosti Darcyho zákona

Darcyho zákon není universálně použitelný pro proudění v nasyceném porézním prostředí. Lineární vztah mezi prouděním a hydraulickým gradientem přestává platit jakmile setrvačné síly jsou nezanedbatelně větší než síly viskózní (Hillel, 2004). Platnost Darcyho zákona v přírodních podmínkách nastává v jílech, prachových a strukturálních půdách (Lal et Shukla, 2005).



Obrázek 3 Odchylka od Darcyho zákona při rychlém proudění
(Převzato z: Hillel, 2004)

3.3.2 Nasycená hydraulická vodivost K_s

Hydraulické vlastnosti nasyceného porézního prostředí jsou používány pro popis a predikci pohybu vody v propustném porézním materiálu (Carter et Gregorich, 2008). Rozměr nasycené hydraulické vodivosti K_s (hydraulic conductivity) je $[L.T^{-1}]$, což naznačuje, že nasycená hydraulická vodivost nezáleží jen na vlastnostech porézního prostředí, ale i na vlastnostech kapaliny (Bohne, 2005).

3.3.2.1 Odvození nasycené hydraulické vodivosti

Fyzikální význam hydraulické vodivosti byl odvozován pomocí různých modelů a postupů. Jako jednoduchý model lze brát svazek rovnoběžných kapilár (Kutílek, 2004). Proudění v kapilárách je za rozumných podmínek laminární. Díky tomu můžeme vyjádřit rychlost proudění pomocí Hagen-Poiseuilleova zákona.

$$\bar{u} = -\frac{\rho g}{8\mu} r^2 \frac{dH}{dl} \quad (4)$$

kde \bar{u} je střední průřezová rychlost, dH/dl je hydraulický gradient a μ je dynamická viskozita vody [Pa.s]. Vztah (4) lze formálně upravit

$$\bar{u} = -K_1(r) \frac{dH}{dl}, K_1(r) = \frac{\rho g}{8\mu} r^2 \text{ zkráceně : } K_1(r) = C_2 r^2 \quad (5)$$

kde K_1 lze považovat za hydraulickou vodivost přímé kruhové kapiláry. Pro jednoduchost se budeme zabývat vodivostí svazku rovnoběžných přímých kapilár. Svazek je zčásti zaplněn vodou a to tak, že jednotlivé kapiláry jsou buď plné vody nebo prázdné. Přitom vždy existuje alespoň jedna kapilára o takovém poloměru, že všechny kapiláry o menším nebo stejném poloměru jsou plné vody a všechny ostatní kapiláry jsou prázdné. Makroskopickou rychlost proudění kapaliny svazkem kapilár obdržíme integrací mikroskopických rychlostí v jednotlivých kapilárách v řezu vedeném kolmo na svazek:

$$v(A_w) = \frac{1}{A_w} \int_{A_w} u dA = \frac{1}{A_w} \int_{A_w} \bar{u} dA \quad (6)$$

kde A_w je ta část plochy řezu svazkem, která je zaplněna vodou. Tento integrál je možno díky předpokládanému vztahu mezi A_w a r (platí $dA/A_w = f(r)dr/F(r_w)$) transformovat do následující podoby:

$$v(r_w) = \frac{1}{F(r_w)} \int_0^{r_w} \bar{u}(r) f(r) dr \quad (7)$$

kde r_w je největší ze zaplněných pórů. Dále také platí ($dF/F = dS/S = d\theta/\theta$):

$$v(S) = \frac{1}{S} \int_0^S \bar{u} dS, \quad v(\theta) = \frac{1}{\theta} \int_0^\theta \bar{u} d\theta. \quad (8)$$

Aplikací Hagen – Poiseuilleova zákona získáme pro objemový tok ($q = \theta v$, $F = S = \theta/\theta_s$):

$$q(r_w) = -\left(C_2 \theta_x \int_0^{r_w} r^2 f(r) dr \right) \frac{dH}{dl} \quad (9)$$

$$q(S) = -\left(C_1^2 C_2 \theta_s \int_0^S \frac{1}{h_c^2} dS \right) \frac{dH}{dl}, \quad q(\theta) = -\left(C_1^2 C_2 \int_0^\theta \frac{1}{h_c^2} d\theta \right) \frac{dH}{dl} \quad (10)$$

všechny tyto vztahy můžeme přepsat do tvaru

$$q = -K \frac{dH}{dl} \quad (11)$$

kde K je hydraulická vodivost svazku kapilár. Pro $K(r)$:

$$K(r) = C_2 \theta_s \int_0^r r^2 f(r) dr \quad (12)$$

Index w , označující poloměr největší ze zaplněných kapilár, je zde pro zjednodušení zápisu záměrně vynechán. Je zřejmé, že takto definovaná hydraulická vodivost je určena jednak geometrickými vlastnostmi svazku kapilár, jednak vlastnostmi proudící tekutiny (konstanta C_2). V některých případech je výhodnější pracovat s veličinou, která je nezávislá na vlastnostech kapaliny – tzv. *permeabilitou* (propustností). Vztah mezi vodivostí K a permeabilitou k je (Císlerová et Vogel, 1998):

$$K(r) = \frac{\rho g}{\mu} \frac{\theta_s}{8} \int_0^r r^2 f(r) dr = \frac{\rho g}{\mu} k(r) \quad (13)$$

Nezvyklý rozměr propustnosti si můžeme znázornit představou, že je to plocha ekvivalentního póru při proudění. Jako jednotka se užívá i 1 Darcy = $1 \mu\text{m}^2$ (Kutílek, 2004).

Hodnota nasycené hydraulické vodivosti je konstantní pokud je porézní prostředí pevné, homogenní, isotropní a stabilní, pokud biologická aktivita je zanedbatelná, fyzikální a chemické vlastnosti vody udržovány na konstantní úrovni a voda chemicky ani fyzikálně nereaguje s porézním prostředím (Carter et Gregorich, 2008).

	K_s [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	d [mm]
jíl	$10^{-10} - 10^{-8}$	< 0,002
prach	$10^{-8} - 10^{-6}$	0,002 – 0,05
písek	$10^{-5} - 10^{-3}$	0,05 – 2
štěrka	$10^{-2} - 10^{-1}$	> 2

Tabulka 1 Rozsah hodnot nasycené hydraulické vodivosti

(Převzato z: Hillel, 2004)

3.3.2.2 Měření nasycené hydraulické vodivosti

Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti můžeme rozdělit na metody (Kutílek, 2004):

- přímé – laboratorní a terénní metody
- nepřímé

Přímé metody – laboratorní měření

Je prováděno standardizovaným způsobem přímo na vysušených rozmělněných vzorcích uzavřených v průtočných sítích nebo raději na neporušených půdních vzorcích odebraných přímo z terénu. Tato metoda musí být provedena tak, aby se zabránilo průtoku vody podél stěn odběrných nádob (Hillel, 2004). Nasycenou hydraulickou vodivost lze měřit dvěma metodami s konstantním spádem, nebo s proměnným spádem (Lal et Shukla, 2005). Základní rozdíl mezi metodami je, ve způsobu měření rozdílu hladin.

Metoda měření s konstantním spádem je používána prakticky u všech půd, bez ohledu na jíl a rašelinu. U této metody je měřen objem proteklé vody. Použijeme-li metodu s konstantním spádem, se známým ΔH [L] a průtokem Q [$L^3 \cdot T^{-1}$], potom K_s vypočteme z Darcyho rovnice (3) (Kutílek, 2004)

$$Q = S \cdot K_s \frac{\Delta H}{L} [L^3 \cdot T^{-1}] \quad (14)$$

$$Q = \frac{V}{t} [L^3 \cdot T^{-1}] \quad (15)$$

$$K_s = \frac{V \cdot L}{S \cdot \Delta H \cdot t} [L \cdot T^{-1}] \quad (16)$$

kde S [L^2] je průtočná plocha, V [L^3] je proteklý objem za čas t [T^{-1}].

Metoda měření s proměnným s pádem je používána k měření nízké hydraulické vodivosti v jílech a rašelinách. U této metody je měřen rozdíl hladin během určitého časového intervalu (Eijkelkamp, 2008). Použijeme – li metodu s proměnným spádem potom rychlost poklesu horní hladiny

$$v = \frac{dH}{dt} \quad (17)$$

se kombinuje s Darcyho rovnicí (3) a obdržíme

$$-\frac{dH}{dt} = K_s \frac{h}{L} \quad (18)$$

Separací proměnných a integrací obdržíme (Kutílek, 2004)

$$K_s = \frac{L}{t} \ln \frac{h_1}{h_2}. \quad (19)$$

Přímé metody – terénní měření

Skutečně reprezentativních hodnot lze dosáhnout polním pokusem. Nevýhodou však je to, že v polních poměrech se obtížně určí hydraulický sklon a obecně nelze vždy zachovat podmínky pro platnost teoretického řešení (Kutílek, 1978). Terénní metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti lze provádět pod hladinou podzemní vody – jednosondovou metodou i nad hladinou podzemní vody – infiltračním pokusem dvouválcovou metodou, Guelphským pereaometrem (Hillel, 2004).

Nepřímé metody

Metody nepřímé, kdy se na základě snáze stanovitelných půdních vlastností odvozujeme hodnotu K_s . Obecně lze říci, že lepší výsledky jsou dosahovány u texturálně lehkých půd, u půd středně těžkých a těžkých, zvláště v našich podmínkách, nejsou tyto metody většinou použitelné. Na druhé straně ovšem mohou být tyto hodnoty použity jako prvý odhad pro numerické modely a dále tzv. inverzním metodou zpřesněny (Kutílek, 2004).

3.4 Proudění vody v nenasyceném půdním prostředí

Pro proudění vody v půdě, která není plně nasycena, platí v zásadě stejné zákony jako u nasyceného proudění, avšak při odvozování musíme mít stále na mysli, že část pórů je vyplněna vzduchem a že při proudění může půda buď dosycovat vodou, nebo odvodňovat (Kutílek, 1978). Na rozdíl od nasyceného prostředí, kde je primární hybnou silou kladný tlakový potenciál, voda v nenasyceném půdním prostředí podléhá subatmosférickému tlaku a vlhkostnímu potenciálu, což odpovídá zápornému tlakovému potenciálu. Gradient tohoto potenciálu je rovněž hybnou silou (Hillel, 2004). Hlavní rozdíly mezi nasyceným a nenasyceným půdním prostředím, ve vztahu k proudění vody, uvádí Tabulka 2

Parametr	Nasycené prostředí	Nenasycené prostředí
Obsah vody	Konstantní	Proměnný v prostoru a čase
Obsah vzduchu	Nula (blízký nule)	Proměnný v prostoru a čase
Gradient potenciálu	Kladný a konstantní	Negativní a proměnný
Hydraulická vodivost	Maximální, konstantní	Nízká a proměnná
Výpar	Není	Možný pokud existuje také gradient teploty
Průtok	Ustálený	Ustálený i neustálený
Trajektorie vodního toku	Plynulá	Zakřivená
Rovnice kontinuity	Přítok = Odtok	Přítok = Odtok + zdroje nebo poklesy vody
Popis průtoku	Darcyho zákon	Darcy-Buckinghamova rovnice, Richardsova rovnice
Parametr průtoku	K_s	$K(\theta)$

Tabulka 2 Souhrn rozdílů mezi nasyceným a nenasyceným půdním prostředím

(Převzato z: Lal et Shukla, 2005)

3.4.1 Darcy – Buckinghamova rovnice

Buckingham byl pravděpodobně prvním, kdo ukázal, že hydrostatický tlak v nasyceném půdním prostředí a tlak vody v pórech v nenasyceném půdním prostředí vyjadřují část energetického stavu půdní vody. Rozšířil Darcyho rovnici do nenasyceného půdního prostředí. Rovnice pro ustálený stav jednorozměrného proudění má tvar (Bohne, 2005):

$$q = K(\theta) \frac{dH}{dx} \quad (20)$$

Lal et Shukla (2005) uvádějí rovnici (20) vyjádřenou pomocí gravitačního potenciálu Φ_z a vlhkostního potenciálu Φ_m , kde $H = \Phi_m + \Phi_z$. Oproti nasycenému půdnímu prostředí, kde tlakový potenciál Φ_p je funkcí pouze z , v nenasyceném půdním prostředí je Φ_m funkcí jak z tak času t . Proto derivace ΔH je parciální derivací a rovnice nabývá tvaru:

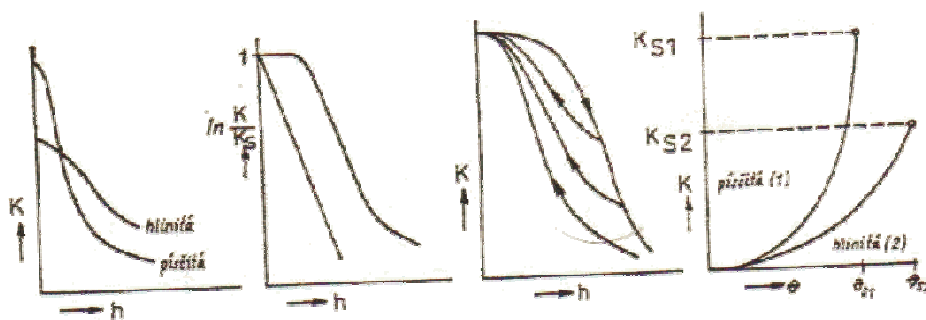
$$q = K(\theta) \frac{\partial(\phi_m + \phi_z)}{\partial z} \quad (21)$$

kde ∂z se mění s délkou L a předpokládáme, že teplota je konstantní.

3.4.2 Nenasycená hydraulická vodivost K

Nejdůležitější rozdíl mezi nasyceným a nenasyceným půdním prostředím je v hydraulické vodivosti. Pokud je půda nasycená všechny póry jsou vodou zaplněny a vedou ji – hydraulická vodivost je maximální. Pokud je půda desaturována, některé póry se zaplní vzduchem a tím vodivá část půdy poklesá (Hillel, 2004). Nenasycená hydraulická vodivost není konstantní, ale strmá a velmi nelineární funkce obsahu vody v půdě, případně tlakové výšky. Efekt nenasycené hydraulické vodivosti zahrnuje (Bohne, 2005):

- pokles průtočné plochy
- zvýšení odporu v malých kapilárách
- zvýšení tortuosity (prázdná místa vyplněná vzduchem musí být obejitá)



Obrázek 4 Závislost nenasycené hydraulické vodivosti K

na záporné tlakové výšce h (vlhkostním potenciálu) a vlhkosti θ ; hystereze $K(h)$ (Převzato z: Kutílek, 2004)

3.4.2.1 Odhad nenasycené hydraulické vodivosti

Byly navrženy různé empirické vzorce pro vyjádření nenasycené hydraulické vodivosti K jako funkce θ , h a Φ_m .

$$K(\theta) = a\theta^b \quad (22)$$

$$K(h) = \frac{a}{b + h^n} \quad (23)$$

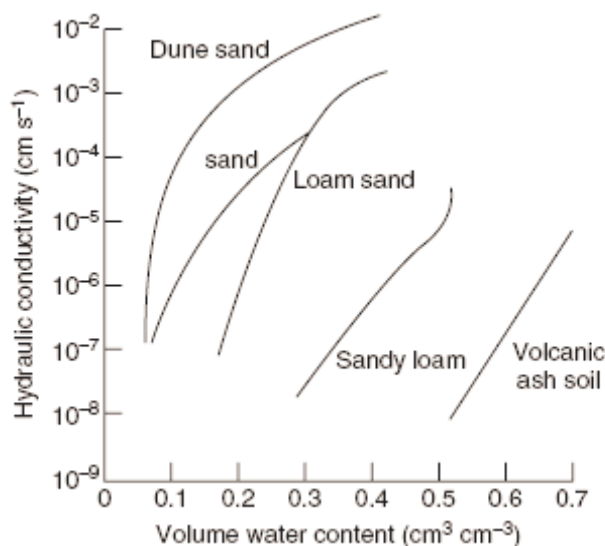
$$K(\Phi_m) = K_s \exp(\alpha \cdot \Phi_m) \quad (24)$$

kde a, b a n jsou parametry, které byly odvozeny experimentálně (Miyazaki, 2006).

Van Genuchten navrhl vztah (25), který odvozuje nenasyčenou hydraulickou vodivost z charakteristik retenčních čar, protože ty jsou spojeny se strukturou půdních pórů, která dominuje v hydraulickým vlastnostem půdy.

$$K_r(\theta) = \theta^{1/2} \left[1 - (\theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (25)$$

kde $K_r(\theta) = K / K_s$, $m = 1 - 1/n$, n je odhadovaný parametr (Miyazaki, 2006).



Obrázek 5 Závislost nenasyčené hydraulické vodivosti (pro různé půdy) na obsahu vody v půdě (Převzato z: Miyazaki, 2006)

3.5 Rovnice proudění – Richardsova rovnice

Základní řídicí rovnici proudění vody v půdě odvodil Richards v roce 1931. Odvození Richardsovy rovnice je provedeno pomocí aplikace obecné bilanční rovnice hmotnosti fáze v pórovitém prostředí na proudění vody. Tím získáme:

$$\frac{\partial(\theta\rho)}{\partial t} + \text{div}(\theta\rho v) = 0 \quad (26)$$

kde v je vektor makroskopické rychlosti proudění. Zanedbáním hustoty, tj. zavedením předpokladu o nestlačitelnosti vody, obdržíme tvar **rovnice kontinuity**:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} + \text{div}q = 0 \quad (q = \theta v) \quad (27)$$

Řídicí rovnice proudění je rovnice, jejímž řešením můžeme získat informace o časoprostorovém vývoji všech uvažovaných stavových veličin (vlhkosti, tlaku a rychlosti) uvnitř zvolené oblasti proudění. V našem případě získáme takovou rovnici dosazením *Darcy Buckinghamova* zákona do rovnice kontinuity.

Výsledná rovnice se nazývá **Richardsova**:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \operatorname{div}(K \cdot \operatorname{grad} h + K_{*3}) \quad (28)$$

Tato rovnice je použitelná pro popis proudění v reálném pórovitém prostředí při splnění následujících zjednodušujících předpokladů (*Císlerová et Vogel, 1998*):

- Geometrie reálného pórovitého prostředí je v dobré shodě s kapilárním modelem prostředí. Prostředí je nehybné a nedeformovatelné.
- Je zanedbán vliv proudění vzduchu na proudění vody (tlak vzduchu v pórech je konstantní a dosahuje hodnoty atmosférického tlaku)
- Proudící voda je nestlačitelná

Kdyby v rovnici (28) bylo K konstantní a θ by se v čase neměnilo, obdrželi bychom Laplaceovu rovnici. V této úvaze je tedy prokázána základní myšlenka moderní hydrologie: Proudění vody v půdě vodou nasycené (tzv. podzemní hydraulika) a proudění vody v půdě plně vodou nenasyčené má společný fyzikální základ a řeší se v zásadě stejným způsobem, i když vlastní matematické postupy se potom různí (*Kutílek, 1978*).

Rovnice (28) je častěji používána pro rovinný charakter proudění (dvourozměrný) (*Císlerová et. Vogel, 1998*):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) \quad (29)$$

Jestliže budeme rovnici (29) užívat pro zvlhčování, nebo vysušování půdy, bude platit, že vlhkost θ má jednoznačnou závislost na tlakové výšce h . Potom

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (30)$$

a z (29) vyplývá rovnice v tzv. kapacitním tvaru

$$\frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) \right) \quad (31)$$

Místo členu $\frac{\partial \theta}{\partial h}$ se používá symbol C , tzv. specifická nebo diferenční vodní kapacita. Je to směrnice retenční čáry. V rovnici (31) je tedy funkční závislost $C(h)$, $K(h)$. Rovnice je základním typem pro analytické řešení některých úloh a pro numerickou analýzu (*Kutílek, 1978*). Pokud je třeba řešit z Richardsovy rovnice neznámou funkci vlhkosti $\theta(z,t)$, používá se tzv. difúzní tvar Richardsovy rovnice.

Difuzivita D [$L^2.T^{-1}$] je definována jako poměr hydraulické vodivosti K a vodní kapacity C ,

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} . \quad (32)$$

Protože obě jsou funkcí vlhkosti, tak D musí být také funkcí vlhkosti. Matematicky jde o analogickou formu Fickova prvního zákona difuzivity. Hydraulická difúze může být vyjádřena také jako poměr průtoku (při zanedbání hysterézních efektů) a vlhkosti půdy. Dosazením nabývá Richardsova rovnice tvar

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (33)$$

který závisí pouze na jedné proměnné (θ) a ne na dvou (θ a h) (Hillel, 2004).

3.5.1 Řešení rovnice proudění

Vytyčením okrajových a popřípadě počátečních podmínek se specifikují poměry, pro které řešíme základní rovnice nenasyčeného proudění (Kutílek, 1978). Rovnice (31) a (32) a jejich vícerozměrné varianty jsou silně nelineární, analytická řešení jsou možná jen pro jednodušší kombinace okrajových podmínek a většinou jen pro homogenní pórovité prostředí (Císlerová, 1989). Skutečné přírodní podmínky však většinou neodpovídají zjednodušeným představám a proto si s analytickým řešením nevystačíme. K řešení složitějších úloh (uvážující např. heterogenitu a anizotropii vodivosti půdního profilu) se používají numerické metody. Nejčastěji užívané numerické metody vhodné k řešení Richardsovy rovnice jsou metoda konečných diferencí a metody konečných prvků (Císlerová, 1989).

3.5.1.1 Počáteční a okrajové podmínky¹

Zadání řešených úloh musí obsahovat popis počátečních a okrajových podmínek. Počáteční podmínkou zadáváme hodnoty hledané funkce uvnitř oblasti na začátku řešení. Jako příklad počáteční podmínky si můžeme uvést hodnoty sacího tlaku v jednotlivých hloubkách půdního profilu na začátku simulované infiltrace. Okrajové podmínky jsou definovány na celém okraji oblasti, ve které se rovnice proudění řeší. V jednorozměrném případě tvoří „okraj“ dva koncové body. Musíme znát časový průběh hodnot okrajových podmínek po celou dobu trvání uvažovaného

¹ Převzato z CÍSLEROVÁ, M. Inženýrská hydrologie, 1989 str. 9

děje. K dispozici máme dva základní typy okrajových podmínek, jejich volba závisí na typu řešené úlohy:

Dirichletova okrajová podmínka (stabilní)

U tohoto typu okrajové podmínky je známá hodnota neznámé funkce na okraji. Pro kapacitní rovnici (31) to znamená, že máme hodnotu tlakové výšky na hranici řešené oblasti. Pro vertikální proudění je typickým představitelem této třídy úloh výtopová infiltrace, kde na povrchu půdy předepisujeme v čase konstantní hodnotu tlakové výšky $h(0,t) = 0$.

Neumanova okrajová podmínka (nestabilní)

V tomto případě se definuje rychlost proudění ve směru kolmém na hranici oblasti. Tímto způsobem můžeme zadat například výtok z profilu na základě vyšetřené výtokové čáry, nebo pro nenasyčené proudění definovat na povrchu intenzitu vsaku ze srážky.

3.6 Infiltrace vody do půdy

Infiltrace je proces, při kterém proniká voda z povrchu do půdy. Je mnoho faktorů, které mají vliv na rychlost infiltrace. Jedná se zejména o stav povrchu půdy, jeho vegetativní pokryvu, vlastnosti půdy, jako je pórovitost, hydraulická vodivost a aktuální vlhkost půdy (Chow *et al.*, 1988).

Jestliže je k povrchu půdy přiváděna voda právě takovou rychlostí, jakou se vsakuje, zjišťujeme maximální hodnotu rychlosti infiltrace, která se nazývá též vsakovací schopnost. Rychlost infiltrace je potom proměnná

$$v = \frac{dV}{A dt} \quad (34)$$

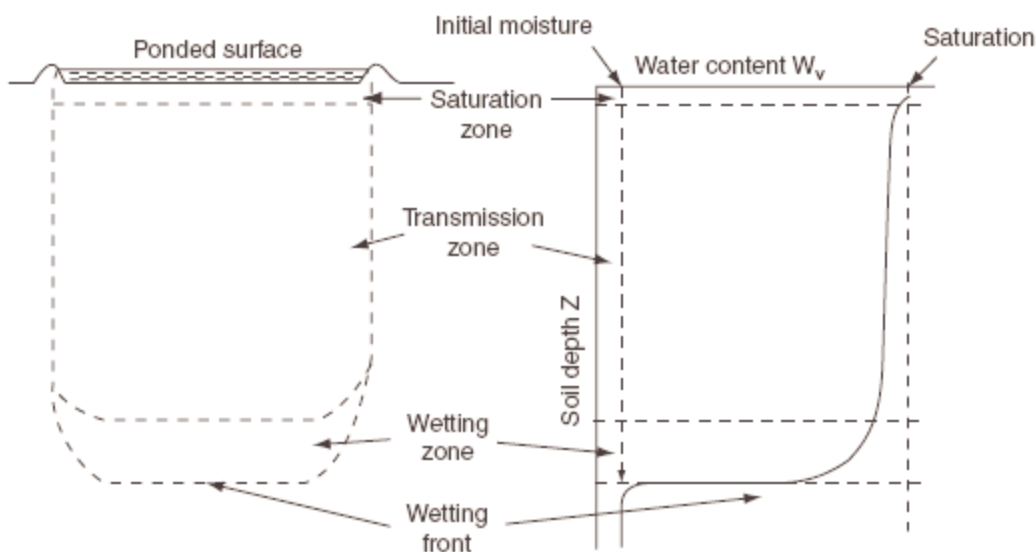
kde V je objem vody přiváděný na plochu A v čase t . Celkové množství vody, které zasákl do půdy od začátku infiltrace, se nazývá kumulativní infiltrace $I = \frac{V}{A} [L]$.

Tedy (Kutílek, 1978)

$$I = \int_0^t v dt \quad (35), \quad i = \frac{dI}{dt} \quad (36)$$

Primárně měříme kumulativní infiltraci jako funkci času, $I(t)$. Z ní odvodíme derivací podle času infiltrační rychlost $i(t)$. Pro t blízkí se limitně nule platí $i(t) \rightarrow \infty$. Naopak pro velmi dlouhý čas, teoreticky pro $t \rightarrow \infty$ je $i \rightarrow K_s$ (Kutílek, 2004).

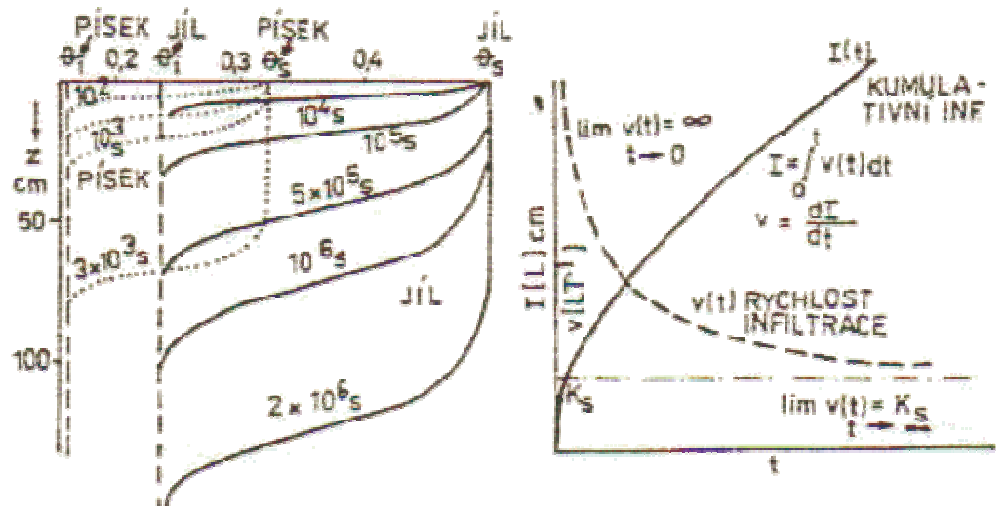
Experimentálně bylo měřeno, že v texturně jednotném, zpočátku suchém, půdním profilu se během infiltrace pod výtopou zpravidla objeví *povrchová zóna*, která je nasycená do hloubky několika milimetrů až centimetrů. Pod touto zónou je méně nasycená prodloužená zóna, která má zjevně jednotnou vlhkost, označovaná jako *zóna přenosu*. Pod ní se vyskytuje *zóna zvlhčení*. V této zóně vlhkost půdy roste s časem, ale v daném čase vlhkost začne prudce klesat směrem k čelu zvlhčení. Na čele zvlhčení je vlhkostní gradient tak velký, že se zde objeví jasná hranice mezi zvlhčenou půdou a půdou s počátečním vysušením (Hillel, 2004). Obrázek 6 ilustruje infiltraci do půdy a znázorňuje rozložení zón.



Obrázek 6 Infiltrační vlhkostní profil s nasycenou zónou, zónou přenosu, zónou zvlhčení a čelem zvlhčení ve vztahu k hloubce

(Převzato z: Hillel, 2004)

Kdybychom měřili vlhkost půdy v jednotlivých hloubkách z a v časových intervalech $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$, získali bychom profily vlhkosti při infiltraci. Voda vytváří v půdě jakýsi píst, který se posunuje do hloubky. Oblast strmého poklesu vlhkosti se označuje jako čelo zvlhčení (Kutílek, 2004).



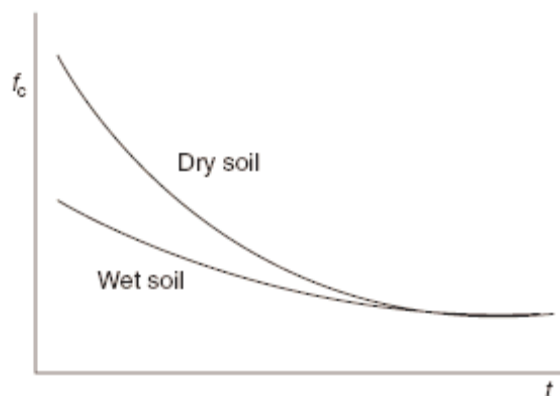
Obrázek 7 Vývoj vlhkostních profilů $\theta(z)$ v čase. A závislost kumulativní infiltrace I a rychlosti infiltrace v na čase t
(Převzato z: Kutílek, 2004)

3.6.1 Řešení infiltrace

Matematicky je možno vyjádřit infiltraci pomocí empirických metod a fyzikálně založených metod.

Empirické metody

Tyto metody se snaží o nastavení parametrů, tak aby se přiblížili tvaru infiltrační křivky (Obrázek 8)(Miyazaki, 2006).



Obrázek 8 Infiltrační křivka pro vlhkou a suchou půdu
(Převzato z: Miyazaki, 2006)

Přehled empirických infiltračních rovnic uvádí Kutílek, 1978 (Tabulka 3)

Typ obecné rovnice	Infiltrační rovnice	
	$v(t)$	$i(t)$
$v = C.t^\alpha$	$v = v_i^*.t^{-\alpha}$ (Kostjakov, 1932)	$i = \frac{v_i^*}{1-\alpha}.t^{(1-\alpha)}$
$v = C_1.t^\alpha + C_2$	$v = v_c + At - \beta$ (Meznecev, 1948) $v = v_c + (v_i^* - v_c^*)t - \beta$ (Dvořák, 1961)	$i = v_c t + \frac{1}{1-\beta}.At^{(1-\beta)}$ $i = v_c t + \frac{1}{1-\beta}.(v_i^* - v_c^*)t^{(1-\beta)}$
$v = C.\exp(\alpha t)$	$v = v_i.\exp(-\gamma t)$	$i = \frac{v_i}{\gamma}[1 - \exp(\alpha t)]$
$v = C_1 \exp(\alpha t) + C_2$	$v = v_c + (v_i - v_c) \times \exp(-\gamma t)$ (Horton, 1940)	$i = C_2 t - C_1 [1 - \exp(-\gamma t)]$ (Gardner, Widtsoe, 1921) $i = v_c t + \frac{1}{\gamma} (v_i - v_c) [1 - \exp(-\gamma t)]$
v – rychlost infiltrace [$L.T^{-1}$], v_i – počáteční rychlost infiltrace, i – kumulativní infiltrace (infiltrované množství) [L], v_i^* , v_c^* – koeficienty, které se numericky rovnají rychlosti infiltrace na konci první časové jednotky, obvykle minuty (v_i) a vyrovnané rychlosti infiltrace po dlouhém čase (v_c)		

Tabulka 3 Přehled empirických infiltračních rovnic

(Převzato z: Kutílek, 1978)

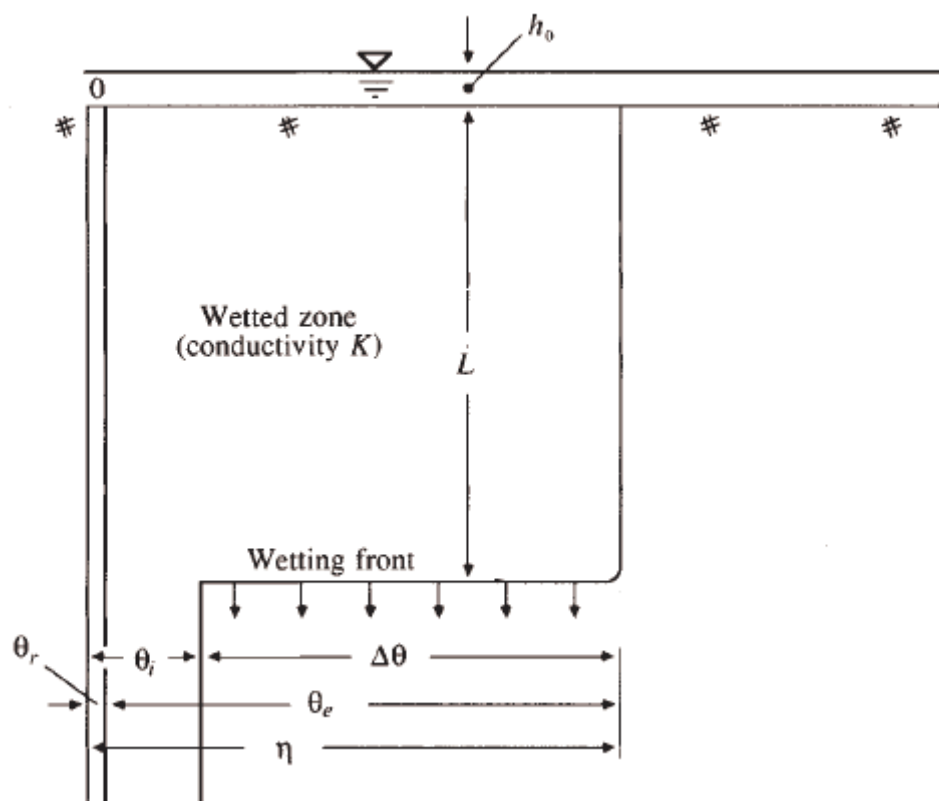
Fyzikálně založené metody

Tyto metody se snaží o kvantitativní přístup k infiltraci a předpokládají, že voda se šíří půdním prostředím přes póry, které jsou náhodně rozmístěny v kvazi – homogenním půdním prostředí a analýzy jsou aplikovány na reprezentativní objem půdy, který je velký ve srovnání s velikostí pórů (Dingman, 2002).

Green Amptova metoda

Jednoduchý, stále platný teoretický přístup k řešení infiltrace představili v roce 1911 W.H Green a G.A. Ampt. Jejich teorie je založena na předpokladu, že při infiltraci do suché pórovité půdy, je ostrá hranice mezi vlhkostí nad čelem zvlhčení a pod ním. Čelo zvlhčení se pohybuje kontinuálně dolů. Výsledkem jejich modelu není informace o vlhkovém profilu během infiltrace, ale dá se odhadnout infiltrační rychlost a kumulativní infiltrace jako funkce času, $i(t)$ a $I(t)$. Tento proces je charakterizován konstantním vlhkovým potenciálem, který je neměnný v čase a místě, dále předpokládá, že zóna přenosu je konstantně vlhká a má konstantní vodivost. Čelo zvlhčení je uvažováno jako rovina, která odděluje konstantně vlhkou

infiltrovanou zónu od zóny, ve které není nic infiltrováno. Tento přístup zjednodušuje rovnici průtoku a umožňuje její analytické řešení (Hillel, 2004).



Obrázek 9 Green Amptův infiltrační model

(Převzato z Chow et al., 1988)

Kutílek, 1978 uvádí odvození analytického řešení této metody. Tento postup je teoreticky založen na odhadu tvaru řešení. Odhad je vložen do integrálu proměnné, která má být eliminována. Z Richardsovy rovnice (29) v difúzním tvaru (33) je tedy vyražena proměnná θ a předpokládaný profil vlhkosti se tvarově nemění během proudění, pouze se posunuje ve směru proudění. Podle Darcyho zákona platí

$$v = K \frac{h_0 - H_f + L_f}{L_f} \quad (37)$$

Při zanedbání vlivu gravitace, což je buď vyhovující zjednodušení pro počáteční období infiltrace, nebo platná úvaha pro infiltraci ve vodorovném směru, dostaneme

$$\frac{di}{dt} = K \frac{h_0 - H_f}{L_f} \quad (38)$$

Protože $i = L_f \Delta\theta$, kdy $\Delta\theta = (\theta_0 - \theta_i)$, kde θ_i je počáteční vlhkost, θ_0 je vlhkost na povrchu, rovná vlhkosti nasycení

$$\frac{di}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} \quad (39)$$

a kombinací (38) a (39) je

$$\int_0^{L_f} L_f dL_f = \int_0^t K \frac{h_0 - H_f}{\Delta\theta} dt \quad (40)$$

Po integraci

$$L_f = \left(2K \frac{h_0 - H_f}{\Delta\theta} t \right)^{1/2}. \quad (41)$$

Postup čela zvlhčení tedy závisí na $t^{1/2}$ a

$$i = [2K(h_0 - H_f)\Delta\theta t]^{1/2} \quad (42)$$

nebo-li

$$v = \frac{1}{2} [2K(h_0 - H_f)\Delta\theta]^{1/2} t^{-1/2} \quad (43)$$

což je analogie Kostjakovy rovnice (viz. Tabulka 3).

Philipova rovnice

Další aproximativní přístup řešení infiltrace navrhl Philip (1957). Jeho řešení vychází z Richardsovy rovnice, u které má zjednodušující předpoklady – hydraulická vodivost K a difúzivita D se mohou měnit s vlhkostí θ . Philip použil Boltzmanovu transformaci $B(\theta) = z.t^{-1/2}$ aby převedl rovnici (33) na obyčejnou diferenciální rovnici. Tuto rovnici vyřešil pro nekonečnou řadu kumulativních infiltrací $I(t)$, která je aproximována výrazem

$$I(t) = S.t^{1/2} + K.t \quad (44)$$

derivací dostaneme výraz pro infiltrační rychlost $i(t)$

$$i(t) = S.t^{-1/2} + K \quad (45)$$

kde S je parametr nazývaný sorptivita, která je funkcí půdního potenciálu a K je hydraulická vodivost (Chow *et al.*, 1988).

Kutílek, 2004 uvádí Philipovu rovnici ve tvaru

$$I(t) = S.t^{1/2} + A.t \quad (46)$$

a popisuje tento postup jako oprávněný při silné konvergenci, takže (46) platí pro krátký a střední čas infiltrace. Odřiznutím vyšších členů řady vzniká chyba, která se promítá především do parametru A , v menší míře do S . Proto S z rovnice (46) je

aproximací sorptivity, chyba však teoreticky nepřesahuje 10%. Parametr $A \neq A_2 + K_i$, přibližně platí $A = m \cdot K_s$, kde $m \approx 0,2$. Tedy chyba odhadu K_s z parametru A je vysoká.

Philipova rovnice se dá využít k inverznímu odhadu neznámých parametrů z měřených experimentálních hodnot. Philipovo řešení infiltrace je použitelné pro odhad difuzivity $D(\theta)$ a nenasycené hydraulické vodivosti $K(\theta)$ (Miyazaki, 2006).

3.7 Experimenty na nepoškozených velkých půdních vzorcích

Aby bylo možné předpovědět pohyb vody v proměnlivě nasyceném prostředí, musí být známy především jeho hydraulické charakteristiky. Avšak odhad funkce nenasycené hydraulické vodivosti, který je odhadem z retenční čáry ve vysoce heterogenním půdním prostředí, není příliš spolehlivý (Sněhota et Císlarová, 2005). Pro zjištění hydraulických vlastností je třeba odebrat vzorky. Velikost fyzikálních válečků (Kopeckého) nemusí kvalitně zahrnout přechod půdních horizontů, vliv menších kamenů, kořenů atd.. Sněhota et al., 2005 uvádí, že rozměry neporušených vzorků by měly být voleny co největší tak aby se jejich rozměry co nejvíce přibližovaly reprezentativnímu elementárnímu objemu zkoumaných půd.

Císlarová et al., (1990) provedli infiltračně výtokový experiment k určení průtokových odchylek v laboratoři na vzorcích o průměru 20 cm a výšce 20 cm. Nad vzorky udržovali výtopu přibližně 5 mm, tlakovou výšku měřili pomocí tří tenzometrů umístěných v různých hloubkách. Výtok ze vzorku byl měřen v odměrných válcích umístěných pod vzorkem. Lin et Halleck (2008) pro kvantifikaci půdní struktury a preferenčního toku použili počítačovou tomografii. Za účelem měření na CT odebrali do PVC válců o vnitřním průměru 10 cm (0,6 cm tloušťka stěny), výšky 30 cm, pět vzorků ze kterých následně vybrali pro měření nejméně poničený. Vzorky zahrnují tři půdní horizonty. Pro měření objemové hmotnosti, obsahu organického materiálu, nasyčené hydraulické vodivosti atd. odebrali ještě šest menších vzorků o průměru 5,5 cm, výšky 6cm. Sněhota et al., (2008) provedli výzkum ke zjištění vlivu uzavřeného vzduchu na proudění vody a transport látek prostřednictvím laboratorních infiltračních experimentů na velkých vzorcích půdy a jemného písku. Experimenty byly prováděny na vzorcích o objemu 7 litrů. Půdní vzorky byly odebírány do plastových válců z hloubky 20 – 45 cm. Průměr vzorků byl 18,9 cm a jejich výška byla 25,0 cm. Pro provádění infiltračních experimentů byla navržena a vyrobena nová sestava s automatizovaným záznamem

měřených dat. Infiltračně výtokový experiment byl založen na opakovaném měření výtokových infiltrací. Měří se transientní proudění až do dosažení ustálené infiltrační rychlosti ve vzorku. Opakování výtokové infiltrace při různých počátečních hodnotách vlhkosti půdy ve vzorku by mělo podle teoretických předpokladů vést ke stejným hodnotám ustálené infiltrační rychlosti. Infiltrace se prováděla klasickou metodou udržováním stálé hladiny vody nad horním okrajem vzorku. Vlhkost vzorku lze vyhodnotit z časového průběhu hmotností vzorku během experimentu. Ze změn hmotností lze usuzovat na změny množství vody ve vzorku.

Měření na velkých vzorcích půdy ukázal na další možnosti v zpřesňování popisu proudění v půdě. Použité metody mohou být aplikovány k určení preferenčního toku a mohou pomoci klasifikovat jeho režimy a vznik. To může pomoci specifikovat preferenční tok na základě půdních vlastností na rozdíl od preferenčního toku, který by mohl být způsobený sekundárními vlivy jako je klima, rostlinstvo, živočichové a lidská činnost (Císlerová *et al.*, 1990). Výsledky infiltračních experimentů provedených na velkých půdních monolitech zdůraznily netriviální charakter proudění ve zkoumaných heterogenních půdách ve stavech blízkých nasycení. Zjištěné efekty jsou z hydrologického hlediska klíčové, nezanedbatelnou roli mají při popisu transportu látek v půdním profilu (Sněhota *et al.*, 2005).

4 METODIKA

4.1 Charakteristika zájmového území

Odběr pedologických vzorků byl proveden na experimentálním povodí Modrava 2, kde Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování Fakulty životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze provádí monitoring hydrologických charakteristik.

Popis povodí uvádí také *Pavlásek (2006)*, *Jačka (2009)* a *Jačka et al. (2011)*.



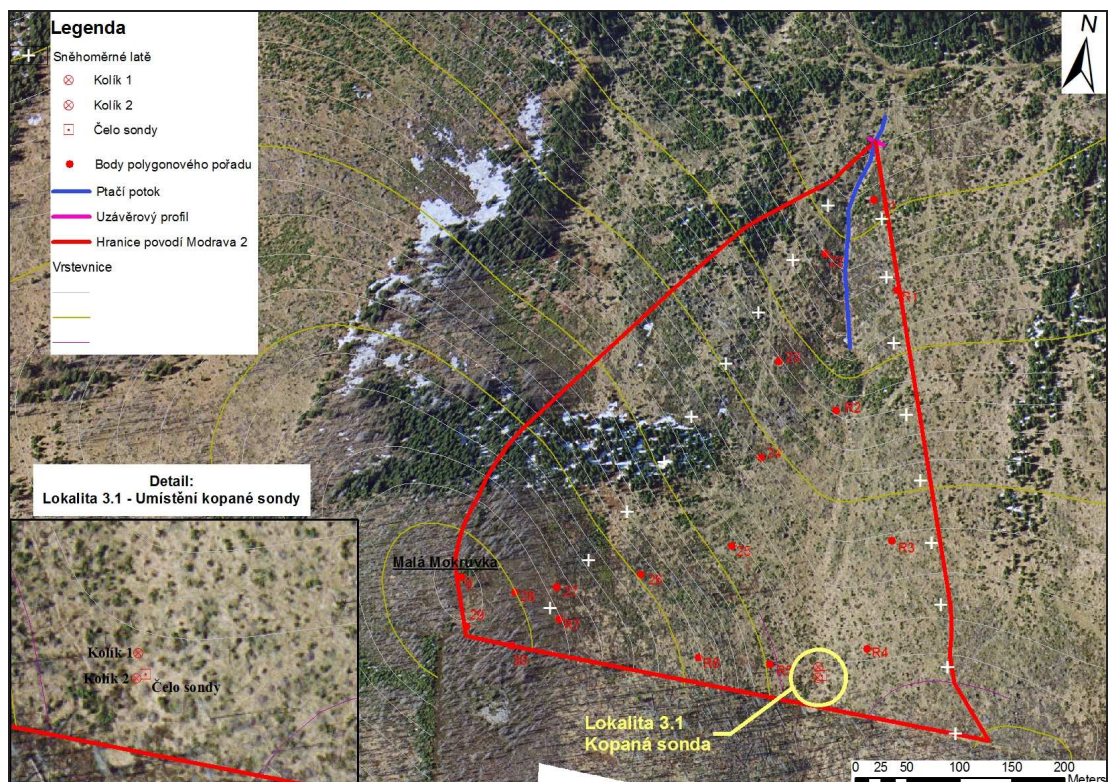
Obrázek 10 Přehledná situace experimentálního povodí Modrava 2

Jedná se o malé horské povodí, které se nachází v centrální části národního parku Šumava, 5 km jižně od Filipovy Huti na státní hranici s Německem. Experimentální povodí o rozloze 17 ha se rozkládá na severním svahu Malé Mokrůvky (1330 m n. m.) jedná se o pramenou oblast Ptačího potoka (hydrologické pořadí povodí 1-08-01-002). V povodí pramení tok Mokrůvka, na kterém je na měrném přelivu od roku 1998 prováděn kontinuální záznam průtoků a konduktivity. V blízkosti profilu je umístěna i stanice se záznamem srážek a teploty vzduchu. V letech 1994 – 95 byla lokalita zasažena kůrovcovou kalamitou a napadený porost byl odtěžen. V současné době probíhá obnova porostu jak umělá, tak zčásti přirozeným zmlazením. Vegetační pokryv tvoří zejména smrky (*Picea abies*), dále

javory (*Acer pseudoplatanus*), břízy (*Betula pendula*), vrby (*Salix aurita*, *Salix caprea*) a jeřáby (*Sorbus aucuparia*). Půdní pokryv mladého řídkého lesa tvoří převážně porosty borůvky (*Vaccinium myrtillus*), brusinky (*Vaccinium vitis-idaea*), metličky (*Avenella flexuosa*), biky (*Luzula sylvatica*), papratty (*Athyrium distentifolium*), třtiny (*Calamagrostis villosa*), rašeliníku (*Sphagnum*) a ploníku (*Polytrichum*). Dále se zde vyskytuje např. dřípátka (*Soldanella montana*), sedmikvitek (*Trientalis europaea*), vrbka (*Epilobium angustifolium*), sítina (*Juncus effusus*), různé druhy ostřic (*Carex*) a plavuň vidlačka (*Lycopodium clavatum*).

Půdní profil v experimentálním povodí je mělký a skeletovitý. Vyskytuje se zde půdní typ podzol a kryptopodzol (*Hudečková, 2008*).

Geologický podklad tvoří magmatické horniny moldanubického plutonu svrchního paleozoika (granity), přeměněné horniny - sillimanit (biotitický stromatitický migmatit s přechody do pararuly) a kvartérní sedimenty. Granity (Eisgarnského typu) jsou jemnozrnné až střednězrnné dvojslídne horniny s vyrostlicemi tence tabulkovitého draselného živce. Kvartérní sedimenty jsou fluvialní stěrko-písčité usazeniny malého rozsahu výskytu vázané na tok Mokrůvka a periglaciální usazeniny ve formě blokovitých sutí (*Levý, 2008*).



Obrázek 11 Vymezení lokality pro kopanou sondu na povodí Modrava 2

Pro odběr půdních vzorků byla zvolena lokalita pod vrcholem Malé Mokřůvky. Zde se nachází suťové pole, které výrazně ovlivňuje režim odtoku z povodí. Kořeny odumřelých stromů, rozkládající se zbytky dřeva po kůrovcové kalamitě a nově rostoucí mladé dřeviny mají také podstatný vliv na hydrologický režim a průběh infiltračních procesů v povodí (Jačka, 2009).

4.2 Odběr pedologických vzorků na povodí Modrava 2

V srpnu roku 2010 bylo provedeno vykopání sondy, které předcházelo odběru pedologických vzorků přecházelo vykopání sondy. V návaznosti na předchozí infiltrační pokusy bylo jako nejvhodnější místo pro kopanou sondu vybráno mělké horské sedlo na povodí Modrava 2. Toto sedlo se nachází v nadmořské výšce 1270 m n.m.. V sedle bylo vybráno místo nesešlapávané, beze zbytků padlých stromů (Obrázek 12). Před zahájením výkopových prací byla v místě provedena vpichová sonda.



Obrázek 12 Místo pro kopanou sondu

Z čela sondy byly nejdříve odebrány vzorky do Kopeckého válečku pro laboratorní rozbory a určení hydropedologických charakteristik. Z každého horizontu byly odebrány minimálně tři kusy vzorků. Celkem bylo odebráno dvacet vzorků do

Kopeckého válečků (fyzikálních válečků). Každý vzorek byl po odběru zvážen a uložen do přepravního kufří, který byl umístěn na chladném místě.



Obrázek 13 Odběr vzorků do Kopeckého válečků

4.2.1 Odběr velkých neporušených půdních vorků

Pro odběr velkých půdních vzorků bylo vyrobeno dvanáct odběrných válců z trubek používaných ve stavebnictví. Tabulka 4 a Tabulka 5 uvádí základní rozměrové a materiálové charakteristiky použitých odběrných válců.

TRUBKA	MATERIÁL	ROZMĚR
A	PP - H	DN 75x1,9
B	PVC - U	DN 110x3,2
C	PVC - U	DN 125x3,3
D	PVC - U	DN 160x4,0
E	PVC - U	DN 200x4,9

Tabulka 4 Označení trubek dle výrobce

TRUBKA	VZOREK	PRŮMĚR [mm]	VÝŠKA [mm]	OBJEM [l]	HMOTNOST [g]
A	1	70,4	256,9	1,0	115,1
	2	70,4	128,5	0,5	57,3
B	1	103,2	119,6	1,0	145,2
	2	103,2	119,6	1,0	146,2
	3	103,2	119,6	1,0	146,2
C	1	118,4	181,7	2,0	334,3
	2	118,4	119,6	1,3	219,1
D	1	151,5	166,4	3,0	347,8
	2	151,5	166,4	3,0	345,7
E	1	189,5	212,7	6,0	722,5
	2	189,5	212,7	6,0	721,3
nízký (B)	1	103,2	30	0,3	34,5

Tabulka 5 Základní údaje o odběrných válcích

U každého odběrného válce byla zaostřena spodní hrana, pro lepší vnikání a odřezávání půdy při odběru. Ke každému odběrnému válci byl z pozinkovaného plechu vyroben pár víček na zakrytí vzorku po odběru.

Odběr kvalitních vzorků s minimálním porušením půdy je klíčový pro vypovídací hodnotu naměřených dat (Sněhota et al., 2008). Samotnému odběru byla proto věnována zvýšená pozornost. Před odběrem velkého vzorku byla na čele sondy vždy vytvořena rovná očištěná plocha, jejíž velikost se odvíjela od velikosti vzorku. Na tuto plochu byl postaven odběrný válec a zamáčknut do půdy. Poté byla půda v okolí odběrného válce odkrajována nožem do tvaru kužele, na jehož vrcholu stál odběrný válec. Na odběrný válec bylo postupně poklepáváno paličkou přes dřevěné prkénko, čímž se válec posunoval směrem dolů a odkrajoval přebytečnou půdu z kužele, který byl neustále zmenšován a upravován pro bezproblémové odkrajování odběrným válcem. Po naplnění odběrného válce půdou byla vrchní strana vzorku zarovnána, začištěna nožem a zakryta víčkem. V této fázi byla změřena a zaznamenána hloubka odběru. Po té byl vzorek odrýpnut lopatkou na spodní straně, otočen a spodní strana byla zarovnána, začištěna a vzorek byl opatřen víčkem i na této straně. Ihned po odběru byl vzorek zvážen a uložen na stinné chladné místo.



Obrázek 14 Zatlačený odběrný válec



Obrázek 15 Odkrajování půdy odběrným válcem

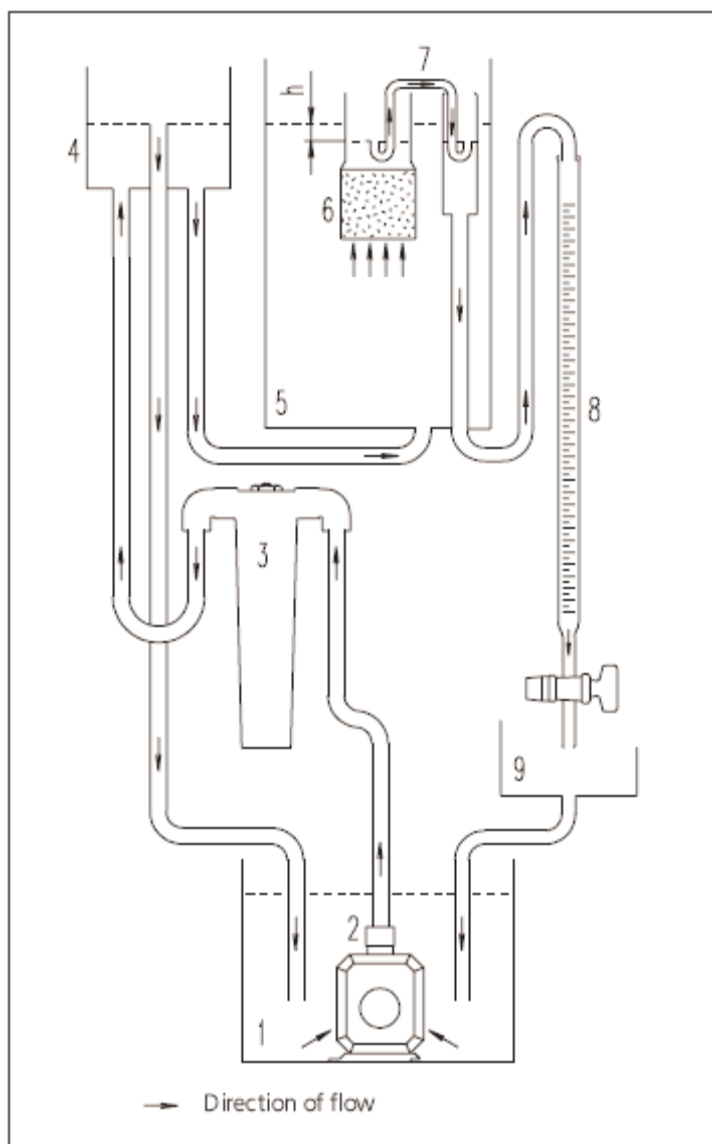


Obrázek 16 Odebrání vzorku

4.3 Použitá měřící aparatura

4.3.1 Laboratorní permeametr

Pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti K_s byl použit laboratorní permeametr firmy Eijkelkamp, který je umístěn v hydropedologické laboratoři Katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování na Fakultě životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze. Laboratorní permeametr pracuje na principu vytváření rozdílu vodního tlaku na obou koncích nasyceného půdního vzorku a na základě měření průtoku vody vzorkem je určována propustnost (Eijkelkamp, 2008). Obrázek 17 schematicky znázorňuje laboratorní permeametr.



Obrázek 17 Schéma laboratorního permeamtru

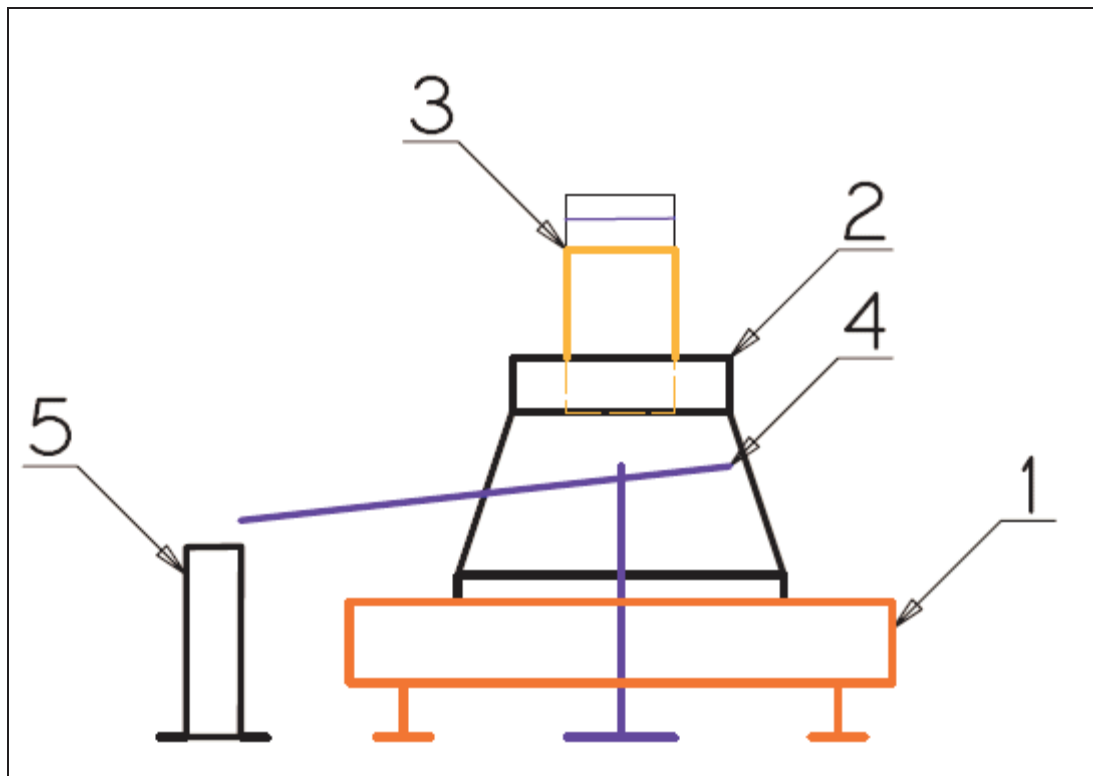
1-zásobní nádrž, 2-vodní pumpa, 3-filtr, 4-regulátor vodní hladiny, 5-plastový kontejner, 6-držák vzorku, 7-plastová násoska, 8-byreta, 9-vypouštěcí nádrž

(převzato z Eijkelkamp, 2008)

4.3.2 Měřicí aparatura pro velké neporušené vzorky

Pro infiltračně výtokový experiment na velkých neporušených vzorcích byla sestavena speciální aparatura. Sestává z podpěrné konstrukce, jejímž hlavním prvkem je nerezové síto s velikostí ok 4 mm, na které se umísťuje vzorek. Toto síto je podepřeno čtyřmi nohama, jejichž spodní konce jsou připevněny ke čtvercovému rámu. Celá tato konstrukce je umístěna na vahách. Pod podpěrnou konstrukcí je umístěn pozinkovaný žlab, který odvádí vytékající vodu ze vzorku do odměrného

válce. Uchycení žlabu je řešeno tak, aby bylo mimo váhy a nedocházelo během pokusu k vážení již vyteklé vody ze vzorku.



Obrázek 18 Schéma měřící aparatury pro velké neporušené vzorky

1 – váhy, 2 – podpěrná konstrukce, 3 – vzorek s výttopou, 4 – nezávisle zavěšená konstrukce pro zachycení vytékající vody ze vzorku, 5 – odměrný válec

4.4 Rozbory malých neporušených pedologických vzorků

4.4.1 Laboratorní měření nasycené hydraulické vodivosti

Ve dnech 4.11. až 11.11. 2010 bylo na malých pedologických vzorcích odebraných z povodí Modrava 2 provedeno měření nasycené hydraulické vodivosti K_s . Všechna měření byla prováděna v hydropedologické laboratoři Katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování na Fakultě životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze.

Samotnému měření předcházelo sycení vzorků, které bylo započato 26.10. 2010. Ze vzorků, do té doby skladovaných v lednici, byla sejmuta víčka a na vrchní stranu byla pomocí gumového kroužku připevněna hydrofilní gáza, která zabraňovala rozplavení vzorku. Vzorky byly postaveny na svou vrchní stranu (opatřena hydrofilní gázou) do plastové nádoby. Tato nádoba měla dno opatřené molitanem pro postupné sycení vzorků a byla uzavíratelná pro zabránění výparu. Do

nádoby byla postupně přilévána voda s přídavkem modré skalice ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), která zabraňovala zkažení vody. Voda byla dolévána postupně dokud hladina nesahala přibližně 0,5 cm pod okraj vzorků.

Jako první byly měřeny vzorky z horizontu C a Bs, dále pak z horizontu Ep a na závěr vzorky z horizontu Oh a Bhs. Horizonty s vysokým podílem organických látek byly měřeny na závěr úmyslně, aby nedošlo k vyplavení organických látek a zanesení permeamtru a tím i k ovlivnění měření ostatních vzorků. Nejprve byly nasycené vzorky očištěny a po té umístěny do držáků vzorků laboratorního permeamtru břitem vzhůru proti gumovému těsnění, z druhé strany bylo umístěno ochranné dvojité sítko (přes hydrofilní gázu) a pomocí mostu a šroubu byl vzorek přitlačen proti gumovému těsnění. Takto připravené vzorky byly vloženy do plastového kontejneru a pomocí regulátoru výšky hladiny byla nastavena výška vodní hladiny. Měření bylo provedeno dvěma způsoby:

- měření s konstantním spádem, bylo použito pro propustné vzorky (horizonty C, Bs, Ep). U tohoto způsobu byl měřen objem vody V [cm^3] (v byretě) proteklý vzorkem, čas t [s] za který objem natekl, a rozdíl hladin h [cm] ve vzorku a v plastovém kontejneru. Nejprve byla do držáku vzorku, umístěného v plastovém kontejneru, vložena násoska naplněná vodou, která odsává vodu ze vzorku do byrety. Po skončení měření (protečení 40 ml vody vzorkem) byla změřena pomocí měřícího mostu výška hladiny v plastovém kontejneru a ve vzorku. Pro určení koeficientu nasycené hydraulické vodivosti K_s byl použit vztah (16). K jeho použití bylo třeba ještě stanovit délku vzorku L [cm] a povrch vzorku S [cm^2].

- měření s proměnným spádem, bylo použito pro méně propustné vzorky. U tohoto způsobu měření byla měřena výška hladiny ve vzorcích (umístěných v plastovém kontejneru laboratorního permeamtru) h_1 [cm] v čase t_1 [s] a v čase t_2 [s] byla měřena výška hladiny ve vzorku h_2 [cm]. Pro určení koeficientu nasycené hydraulické vodivosti K_s byl použit vztah (19). K jeho použití bylo třeba ještě stanovit plochu povrchu držáku vzorku a [cm^2].

Vzorky byly měřeny opakovaně. V případě měření s konstantním spádem byl každý vzorek měřen třikrát. Během tohoto měření byly zaznamenávány hodnoty času po protečení každých 8 ml vody. Tyto údaje byly měřeny, abychom získali představu o vývoji nasycené hydraulické vodivosti v čase. V případě měření s proměnným spádem bylo u každého vzorku měřeno pět rozdílů hladin.

Po měření v laboratorním permeamtru byly vzorky vyjmuty z držáku vzorku a opět uloženy s hydrofilní gázou do plastového boxu k sycení.

4.4.2 Laboratorní rozbor neporušeného vzorku

Rozbor neporušených vzorků byl prováděn po měření nasycené hydraulické vodivosti v období od 22.11. 2010 do 6.12. 2010. Pro rozbor byly použity laboratorní váhy, filtrační papíry, hodinové skla a pyknometry. Rozbor byl prováděn na dvanácti vzorcích č. 100, 108, 111, 119, 105, 114, 107, 102, 110, 108, 116, 117. Vzorky číslo 117 (horizont Bs), 116 (horizont C) byly vybrány pro určení vlhkosti třicetiminutové θ_{30} [%], maximální kapilární vodní kapacity θ_{MKK} [%] a retenční vodní kapacity θ_{RVK} [%]. Rozbor neporušených půdních vzorků byl proveden metodikou dle Drbala.

4.5 Laboratorní infiltračně výtokový experiment na velkých neporušených vzorcích půdy

V měsíci březnu roku 2011 byly provedeny infiltračně výtokové experimenty na velkých neporušených vzorcích půdy odebraných z povodí Modrava 2. Pro měření byla použita aparatura popsána v kapitole 4.3.2 .

Základní myšlenka infiltračně výtokového experimentu na velkých vzorcích, je taková, že na horním okraji vzorku je udržována konstantní výtopa a spodní okraj vzorku je volný pro výtok vody. Před samotným měření bylo třeba vzorky připravit na měření. Ze vzorků byla postupně sejmuta víčka a vzorky byly zváženy. Spodní strana vzorků byla opatřena hydrofilní gázou, která byla na vzorcích zajištěna gumou. Na horní okraj byla kolem dokola připevněna izolepa, která vytvářela prostor pro výtopu. Po té byl vzorek umístěn na měřící aparaturu (na nerezové síto).

Měření infiltrace na horní straně vzorku vychází z terénního měření infiltrace, které uvádí *Jačka, 2009*. Pro experiment bylo třeba dvou odměrných válců o objemu 250 ml, jednoho odměrného válce o objemu 1000 ml, dvou menších kalibrovaných nádob o objemu 11 ml a 27 ml, zásoba vody v 10 l nádobě, dvou stopek. Dále zápisník pro záznam času, infiltrovaného množství, hmotnosti a zápisník pro záznam času a vyteklého objemu. Experiment je třeba provádět za pomoci tří osob. Po umístění vzorku na aparaturu byl přesně na horní povrch vzorku umístěn hřebínek s hroty, které jsou odstupňovány po 1 mm. Pomocí tohoto hřebínku bylo odečítáno infiltrované množství vody. Dále byl naplněn odměrný válec přesně 1000 ml vody.

Z tohoto odměrného válce bylo nalito počáteční množství vody nad vzorek a toto množství bylo odečteno z odměrného válce po skončení pokusu. S nalitím vody nad vzorek byl spuštěn čas na obou stopkách. Na spodní straně vzorku byl sledován a měřen čas prvního výtoku vody. Dále byl zaznamenáván čas a objem vyteklé vody byl měřen v 250 ml odměrném válci. Na horní straně vzorku byl vždy po poklesu hladiny vody k předem zvolenému hrotu zaznamenán čas a bylo dolito známé množství vody z kalibrované nádoby (11 ml nebo 27 ml). Měření bylo prováděno do ustálení infiltrace (doba trvání byla v rozmezí 30 – 40 min). Poté bylo ukončeno dolévání vody nad vzorkem a byl zaznamenáván pouze čas a pokles hladiny (odečtený z hřebínku). Měření na spodní hraně bylo prováděno do konce výtoku vody ze vzorku. Po ukončení pokusu na vzorku byl vzorek vysušen, zvážen a vysypán na mělkou nádobu, kde byl podroben vizuální kontrole obsahu vzorku, zda neobsahoval velké skelety, které by mohly výrazným způsobem ovlivnit měření.

Z naměřených ustálených hodnot výtoku byl určen dle vztahu (16) koeficient nasycené hydraulické vodivosti K_s . Rychlost infiltrace i byla z naměřených hodnot určena dle vztahu (36). Po vysušení vzorku byla metodikou dle Drbala určena vlhkost vzorku θ .

Pro provedení infiltračně výtokového experimentu byly vybrány vzorky o objemu 11 (B1, B2 a B3), které byly odebrány z čela sondy pod sebou a zahrnují všechny horizonty (O+Ah, E, Bhs, Bs). Pro otestování aparatury a součinnosti osob provádějících experiment byl vybrán vzorek C2 (objem 1,3l, horizont C). Tento vzorek byl měřen třikrát za sebou.

Z měřených dat byly sestaveny výtokové křivky, infiltrační křivky, křivky kumulativní infiltrace a z měřených hodnot hmotností byl sestaven průběh vlhkosti ve vzorku. Měřenými daty infiltrační rychlosti (infiltrační křivky) byla proložena křivka Philipovy rovnice (46). Tato rovnice byla řešena lineární regresí a upravena substitucí $X = t^{-1/2}, Y = \frac{I}{t}$, přešla na tvar $Y = SX + A$, který je lineární rovnicí přímky. Koeficienty S a A byly určeny z lineární regrese. Hodnoty byly zpětně dosazeny do Philipovy rovnice (46) a tím byla získána aproximace infiltrační rychlosti (infiltrační křivky).

4.6 Model HYDRUS

Pro analýzu experimentálních dat byl použit model HYDRUS – 2D. Tento model a jeho základní řídicí rovnice popisuje Šimůnek *et al.* (1998) a Šimůnek *et al.*, (2006). Model HYDRUS numericky řeší základní řídicí rovnici pohybu vody v nenasyčeném prostředí – Richardsovu rovnici (29). Hydraulické vlastnosti nenasyčeného půdního prostředí řeší dle vztahů navržených van Genuchtenem:

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha \cdot h|^n)^m} \quad (47)$$

$$K(\theta) = K_s S_e^{0.5} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (48)$$

kde S_e je efektivní vlhkost [-], K_s je nasycená hydraulická vodivost, θ_r je reziduální vlhkost, θ_s je vlhkost při plném nasycení. α [L^{-1}], n [-] a $m = (1 - 1/n)$ [-] jsou empirické parametry. Hydraulické charakteristiky – neznámé parametry: θ_r , θ_s , α , n a K_s model HYDRUS odhaduje na základě zadaného zrnitostního složení modelovaných materiálů.

Model HYDRUS nabízí i možnost inverzního modelování, kdy minimalizuje objektivní funkci a odhadne hodnoty neznámých parametrů. Objektivní funkce vyjadřuje vztah mezi experimentálně zjištěnými daty a předpokládanými odezvami systému. Pro minimalizaci objektivní funkce je použita Levenbergova – Marquardtova nelineární minimalizační metoda.

4.6.1 Modelování se zadáním hydraulických charakteristik

Na základě zjednodušené základní myšlenky infiltračně výtokového experimentu (uváděné v kapitole 4.5) byl vytvořen model definovaný okrajovými a počátečními podmínkami. Pro modelování infiltračně výtokového experimentu byly vybrány vzorky o objemu 1l (B1, B2 a B3), které byly odebrány z čela sondy pod sebou a zahrnují všechny horizonty (O+Ah, E, Bhs, Bs). Vzorek byl modelován ve 2D síti s vertikálním tokem. Vertikální rozložení materiálu bylo nastaveno dle měřených mocností horizontů v kopané sondě. Z neznámých parametrů (θ_r , θ_s , α , n , K_s), bylo K_s a θ_s určeno z laboratorních rozborů (kapitola 4.4.1 resp. 4.4.2), ostatní parametry model odhadl na základě zrnitostních rozborů, které uvádí Jačka *et al.* (2011). Jako počáteční podmínka byla zvolena vlhkost při odběru θ_{mom} (pro každý horizont obsažený ve vzorku) určená z rozboru odebraných půdních vzorků ve fyzikálních válečcích (kapitola 4.4.2). Na horním okraji vzorku byla počáteční

podmínka upravena na plné nasycení vzorku (rovno pórovitosti, která byla určena z rozboru půdních vzorků). Okrajová podmínka na horní straně vzorku byla nastavena na konstantní vlhkost (rovna plnému nasycení vzorku), na dolním okraji vzorku byla nastavena okrajovaná podmínka definovaná jako výtok do prázdna (Free Drainage). Čas simulace byl nastaven na 1800 sec. Bylo vyzkoušeno, že v tomto čase se vzorek při zadaných podmínkách plně nasytí vodou.

Po provedení infiltračně výtokového experimentu byly zjištěny další charakteristiky na jejichž základě byl model upraven. Jednalo se o počáteční vlhkost velkých vzorků, určenou po vysušení vzorků a o výšku výtopy – tlakovou výšku, která byla udržována nad vzorkem během experimentu. Model HYDRUS nedovoluje nastavení počátečních a okrajových podmínek tak, aby byla počáteční podmínka nastavena jako vlhkost vzorku (water content) a horní okrajová podmínka nastavena jako tlaková výška (hydraulic head), v našem případě výška výtopy. Je pouze možné použít model se shodným nastavením typu parametru počáteční a okrajové podmínky. Tzn. počáteční a okrajová podmínka musí být shodně nastavena buď jako vlhkost vzorku a nebo jako tlaková výška.

Sestaveny byly tedy dvě verze modelu. Jedna, ve které byla jako počáteční podmínka i okrajová podmínka nastavena vlhkost vzorku. U druhé verze byla jako počáteční i okrajová podmínka nastavena tlaková výška.

Na základě doporučení z literatury (např. *Dohnal et al., in Císlarová, 2003*, který uvádí, že rozvoj simulačních modelů umožňuje hledat parametry hydraulických funkcí z dobře definovaných experimentů proudění pomocí inverzního řešení) byl pro provedený infiltračně výtokový experiment sestaven i inverzní model. Ten na základě měřených časů a hodnot kumulativního výtoku na spodním okraji vzorku zpětně určí neznámé hodnoty parametrů (θ , θ_s , α , n , K_s). Z těch může být K_s a θ_s porovnáno s hodnotami stanovenými pomocí laboratorních rozborů hydraulických charakteristik.

5 VÝSLEDKY

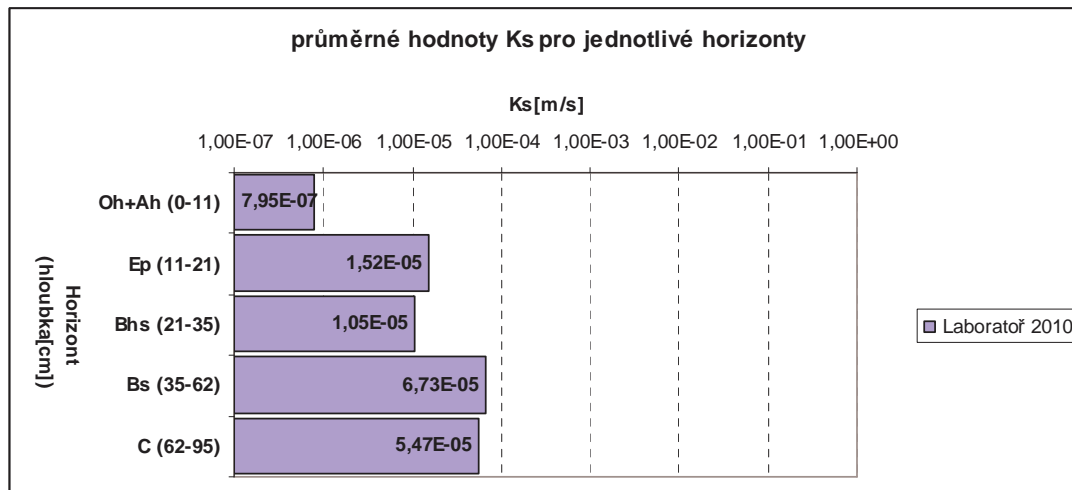
5.1 Laboratorní měření

5.1.1 Nasycená hydraulická vodivost

Celkem bylo změřeno 20 vzorků odebraných do fyzikálních válečků (objem 100 cm³). Data byla vyhodnocována dle půdních horizontů, jejichž hloubka a mocnost byla určena z kopané sondy. Tabulka 12 a Tabulka 13 v přílohách uvádí základní popis kopané sondy a popis půdních horizontů. Pro každý horizont je uváděna průměrná hodnota nasycené hydraulické vodivosti, přehled těchto hodnot uvádí Tabulka 6 a Graf 1.

Horizont	Hloubka [cm]	průměrná hodnota K_s [m/s]	počet vzorků
Oh+Ah	0 – 11	7,95E-07	3
Ep	11 – 21	1,52E-05	4
Bhs	21 – 35	1,05E-05	3
Bs	35 – 62	6,73E-05	6
C	62 – 95	5,47E-05	4

Tabulka 6 Přehled průměrných hodnot K_s pro půdní horizonty



Graf 1 Průměrné hodnoty nasycené hydraulické vodivosti pro jednotlivé horizonty

Rozdíly naměřených hodnot pro jednotlivé vzorky z dílčích horizontů vykazovaly v několika případech velké rozdíly, proto je zde uvedena Tabulka 7 s průměrnými hodnotami K_s pro každý vzorek.

Horizont	vzorek č.	průměrná hodnota K_s [m/s]
Oh + Ah	111	9,27E-07
	100	8,84E-07
	108	5,75E-07
E	105	1,20E-06
	107	1,51E-06
	119	4,39E-05
	114	1,40E-05
Bhs	98	6,86E-07
	110	9,62E-07
	102	2,99E-05
Bs	117	1,31E-04
	104	1,21E-05
	97	1,37E-05
	101	2,18E-05
	103	1,09E-04
	112	1,16E-04
C	161	1,43E-04
	120	1,48E-05
	118	1,94E-05
	116	4,14E-05

Tabulka 7 Přehled průměrných měřených hodnot pro jednotlivé vzorky

Rozsah všech měřených hodnot pro jednotlivé horizonty uvádí Tabulka 8. Jsou zde uvedeny maximální, minimální hodnoty a medián hodnot. Tyto údaje byly určeny ze všech naměřených hodnot v horizontu a neuvažují rozlišení dle jednotlivých vzorků.

Horizont	Hloubka [cm]	minimum	maximum	medián
Oh+Ah	0 – 11	4,55E-07	1,35E-06	7,09E-07
Ep	11 – 21	4,57E-07	4,99E-05	1,63E-06
Bhs	21 – 35	4,84E-07	3,18E-05	8,39E-07
Bs	35 – 62	1,05E-05	1,39E-04	6,33E-05
C	62 – 95	1,36E-05	1,58E-04	3,04E-05

Tabulka 8 Rozsah měřených hodnot K_s

5.1.2 Základní rozbor neporušeného půdního vzorku

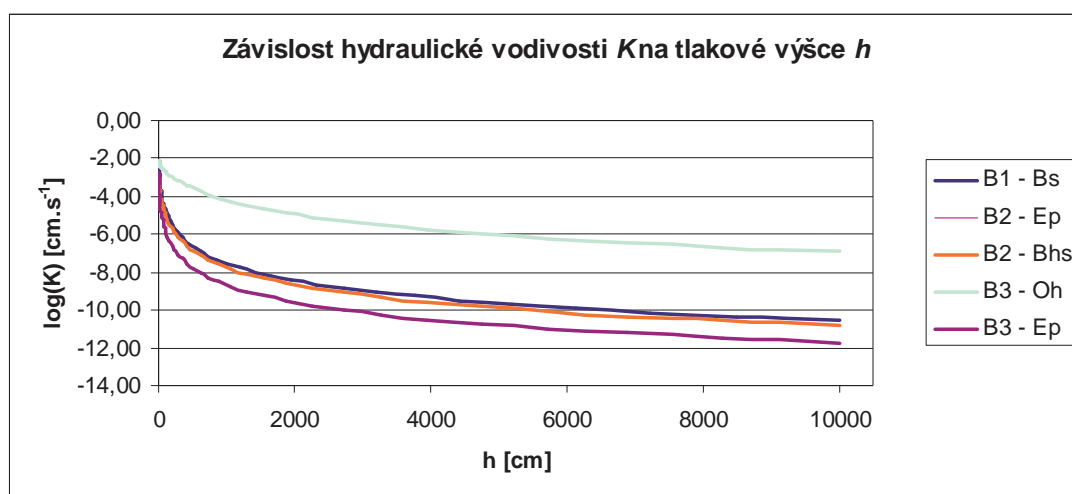
Rozborem neporušených půdních vzorků z fyzikálních válečků, provedeným metodikou dle Drbala, byly určeny základní fyzikální půdní vlastnosti pro jednotlivé horizonty. Výsledky tohoto rozboru byly použity jako doplňující popisné informace.

Objemová hmotnost ρ_d byla stanovena 0,23 g.cm³ u organického horizontu Oh, 1,37 g.cm³ pro horizont Ep, 1,19 g.cm³ pro Bhs, 1,36 g.cm³ pro Bs a 1,25 g.cm³ pro horizont C. Pyknometricky stanovená specifická hmotnost ρ_z je 1,57 g.cm³ u organického horizontu Oh, 2,51 g.cm³ u Ep, 2,50 g.cm³ u Bhs, 2,54 g.cm³ u Bs a 2,52 g.cm³ u horizontu C. Průměrná hodnota pórovitosti P se pohybuje v rozmezí hodnot 85,24 % pro horizont Oh, 45,45 % pro Ep, 52,27 % pro Bhs, 46,47 % a 50,29 % pro horizont C. Hodnoty momentální vlhkosti θ_{mom} (vlhkost půdy při odběru) byly stanoveny 72,69 % u horizontu Oh, 25,09 % u Ep, 39,72 % u Bhs, 26,69 % u Bs a 21,38 % u horizontu C.

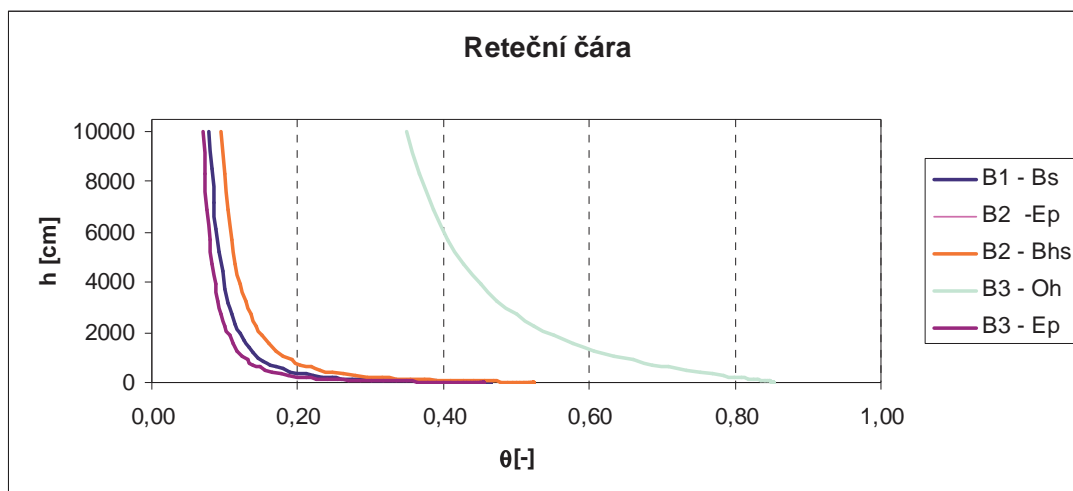
5.2 Výsledky modelování modelu HYDRUS

5.2.1 Modelování se zadáním hydraulických charakteristik

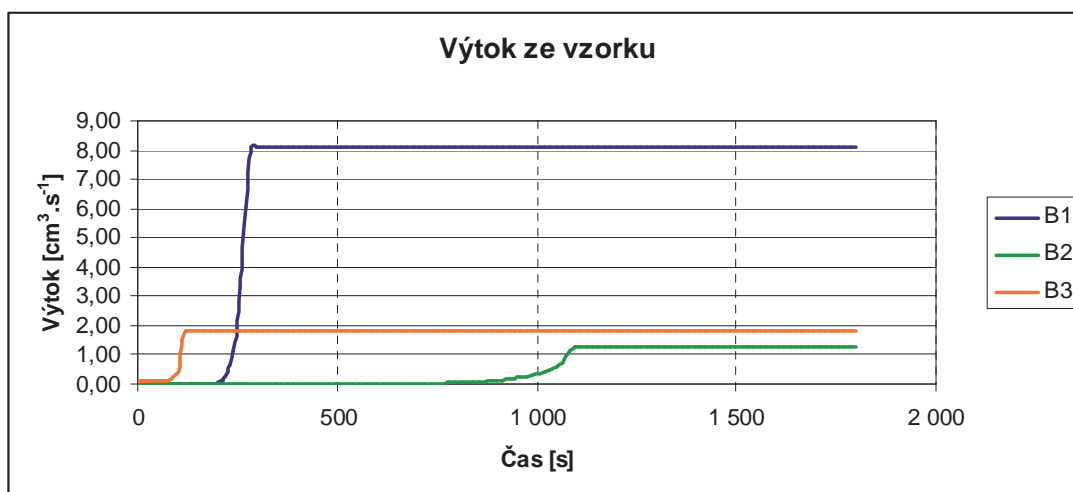
Vzorky B1, B2, B3 mají shodné rozměry (výška 11,96 cm, průměr 10,32 cm), ale zahrnují různé horizonty. Vzorek B1 zahrnuje pouze horizont Bs. K jeho plnému nasycení a následnému konstantnímu výtoku vody dojde, dle modelu, po 285 sekundách. Vzorek B2 zahrnuje dva půdní horizonty a to Ep a Bhs. Horizont Ep je ve vzorku do 9 cm pod horním okrajem. K plnému nasycení a konstantnímu výtoku vody ze vzorku dojde po 1095 sekundách. Vzorek B3 obsahuje organický horizont Oh s mocností 5 cm pod horní okraj a zbytek vzorku zahrnuje horizont Ep. U tohoto vzorku dojde k plnému nasycení a výtoku vody nejrychleji a to po 128 sekundách. Hydraulické vlastnosti a průtok vody vzorkem odhadnuté modelem shrnují následující grafy. V přílohách jsou uvedeny grafické výstupy znázorňující rozložení vlhkosti, rychlosti a tlakové výšky ve vzorcích.



Graf 2 Odhad závislosti hydraulické vodivosti na tlakové výšce



Graf 3 Odhad retenční čáry

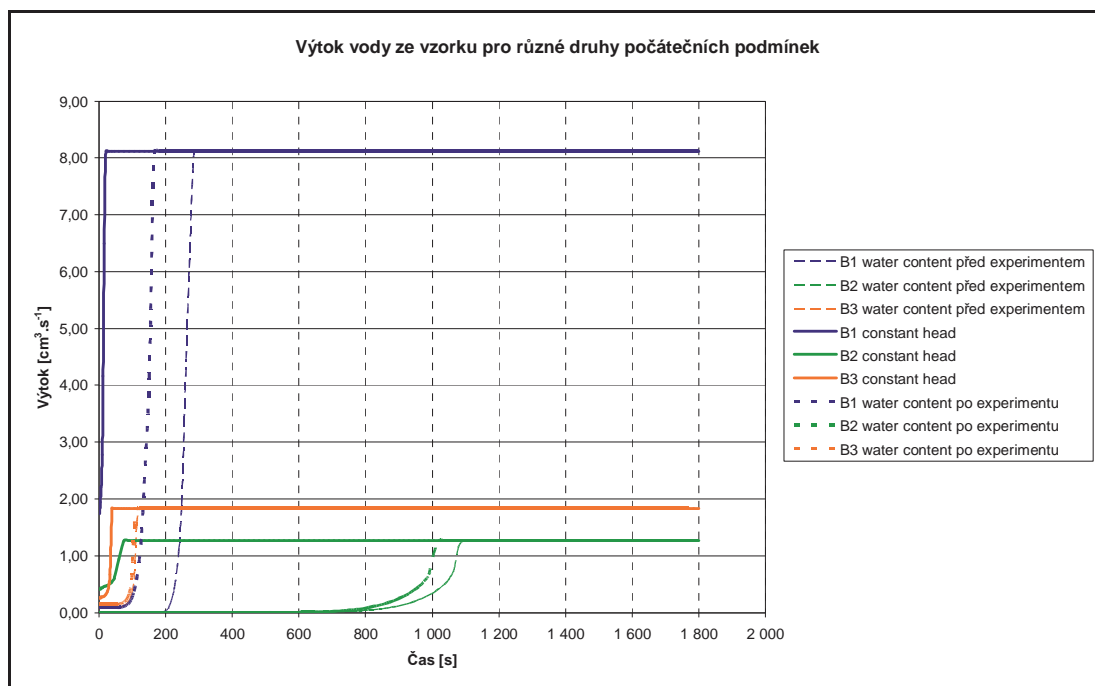


Graf 4 Výtok vody ze vzorků v závislosti na čase

5.2.2 Modelování po znalosti výsledků z infiltračně výtokového experimentu

Hlavní sledovanou veličinou u modelů korigovaných výsledky z infiltračně výtokového experimentu byl výtok ze vzorku. U modelů byly upraveny počáteční a okrajové podmínky dle stanovených hodnot vlhkosti a výšky výtopy v kapitole 5.3.

Modelovaný výtok vody ze vzorků pro různé nastavení modelu uvádí Graf 5



Graf 5 Modelovaný výtok ze vzorků po korigování modelu

Inverzní modelování se setkalo s technickými problémy a do termínu odevzdání práce, nebyly k dispozici výsledky.

V přílohách je uvedena ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS. Pro model vzorku B2 před korekcí je uvedeno rozložení tlakových výšek, vlhkosti a vektorů rychlosti v časovém kroku 10, tj. v čase 150 s. Ve stejném časovém kroku je uvedeno rozložení vlhkosti ve všech třech vzorcích a to pro počáteční a okrajové podmínky zadané jak pomocí vlhkosti, tak i pomocí tlakové výšky.

5.3 Výsledky infiltračně výtokového experimentu

Infiltračně výtokový experiment byl proveden na vzorcích B1, B2, B3 a C2. Vzorek C2 byl měřen jako první a experiment byl na tomto vzorku proveden třikrát po sobě. Délka měření byla 37 min, 40 min a 36 min, udržovaná výška výtopy byla 1,4 cm, 1,5 cm a 1,5 cm. Na dalších vzorcích byl experiment proveden jednou. Délka měření a výška výtopy byla u vzorku B1 24 min, 1,1 cm, u vzorku B2 40 min, 1,2 cm a u vzorku B3 37 min, 1,1 cm. Z měřených dat byla sestavena výtoková křivka, křivka kumulativní infiltrace a infiltrační rychlosti. Tato data jsou prezentována v grafech uvedených v Přílohách 10: Přílohy B1 – LABORATORNÍ MĚŘENÍ – měřená data. Měřená data infiltrační rychlosti byla proložena křivkou sestavenou z Philipovy rovnice (46). Tato křivka znázorňuje teoretický průběh infiltrace.

Počáteční vlhkost vzorků byla stanovena 34,73 % u vzorku B1, 31,35 % u vzorku B2, 41,11 % u vzorku B3 a 27,66 % u vzorku C2.

Z měřených hmotností vzorku během experimentu byl určen průběh změn ve vlhkosti vzorku. Tyto průběhy uvádí Graf 22 a Graf 23.

Tabulka 9 uvádí stanovené hodnoty nasycené hydraulické vodivosti K_s z dat měřených při infiltračně výtokovém experimentu.

Vzorek	Obsažené horizonty ve vzorku	Nasycená hydraulická vodivost K_s[m/s]
B1	Bhs	1,83E-04
B2	Ep + Bhs	5,22E-05
B3	Oh + Ep	3,68E-05
C2	C	2,67E-05

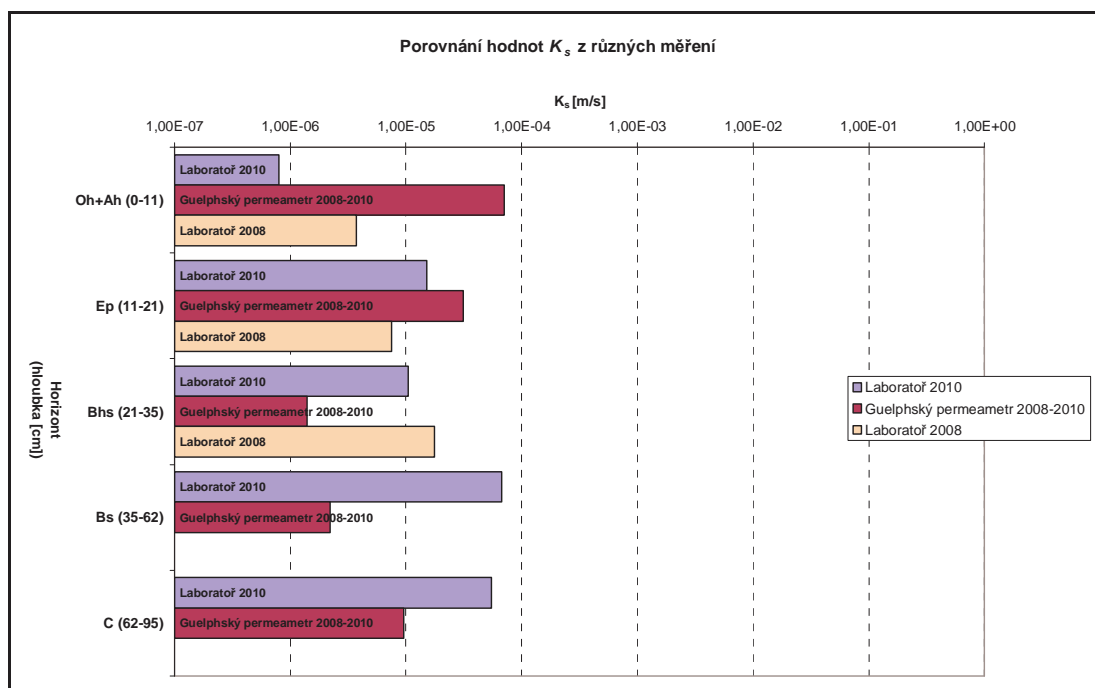
Tabulka 9 Stanovené hodnoty K_s z infiltračně výtokového experimentu pro velké vzorky

Po vysušení a rozebrání vzorků nebyl v žádném z nich nalezen velký skelet ani jiná nežádoucí tělesa, která by naznačovala, že mohlo dojít k ovlivnění měření.

6 DISKUSE

6.1 Nasycená hydraulická vodivost K_s

Na vzorcích různých objemů odebraných z kopané sondy na povodí Modrava 2 bylo provedeno několik laboratorních měření nasycené hydraulické vodivosti K_s . Naměřené hodnoty vzorků ve fyzikálních válečkách se pohybovaly v rozmezí průměrných hodnot $7,95E-07 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pro horizont Oh až po hodnotu $5,47E-05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pro horizont C. Pro porovnání mi Ing. Lukáš Jačka poskytl data z terénních měření Guelphským permeametr, ze stejné lokality, a data měřena laboratorním permeametr v roce 2008. Porovnání těchto dat uvádí Graf 6.

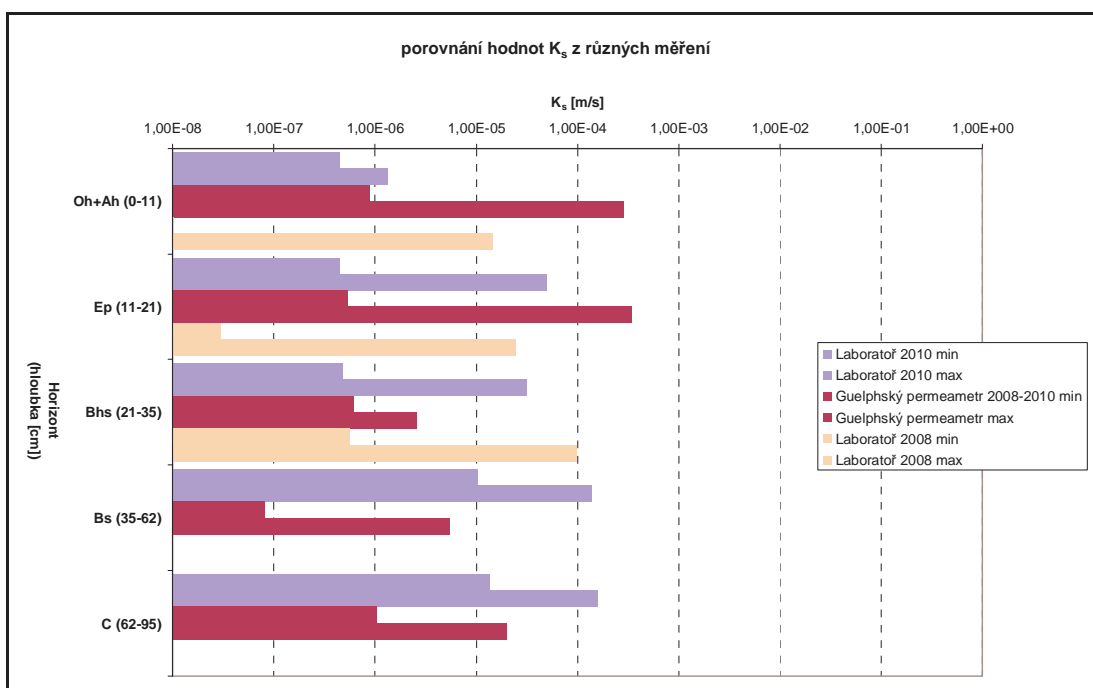


Graf 6 Porovnání hodnot K_s pro různá měření

Z tohoto porovnání lze vidět značnou rozkolísanost měřených hodnot pro jednotlivé metody. Hodnoty naměřené v laboratoři v roce 2010 jsou ze vzorků z kopané sondy, kde lze poměrně přesně určit hloubku horizontu a jeho mocnost. Měření v laboratoři na vzorcích je ovlivněno samotným odběrem vzorku, kde může dojít k jeho porušení, během měření se může vytvořit preferenční cesta podél stěn válečku a tím dojde k navýšení měřené hodnoty. Z terénních měření Guelphským permeametr získáváme hodnoty, které jsou ovlivněné širšími vztahy v okolí a odpovídají více reálným přírodním podmínkám. *Kutílek 2004* upřednostňuje terénní metody pro stanovení K_s před laboratorními metodami. Stanovení K_s pro jednotlivé horizonty je

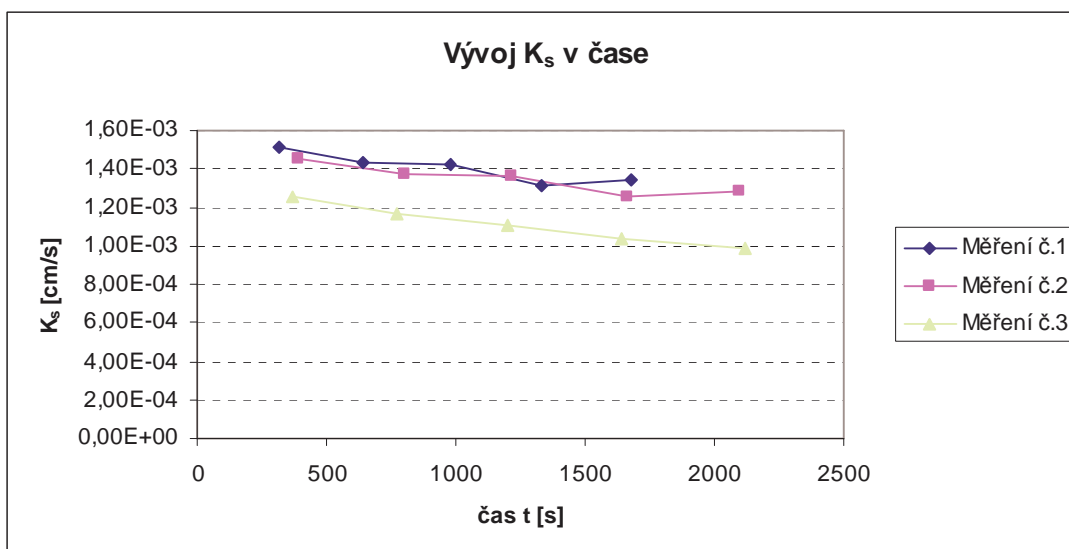
u měření Guelphským permeametrem problematické, protože jasné vymezení hloubky a mocnosti horizontů je oproti stanovení z kopané sondy obtížné a nepřesné. Zvláště problematickým půdním horizontem je horizont Oh. Díky obsahu humusových látek může docházet k bobtnání při delší době sycení a tím k snížení propustnosti. Tento nízký horizont je problematický i pro měření Guelphským permeametrem, kdy při měření pravděpodobně dochází k roztékání vody po povrchu do kořenové vrstvy. Toto je dáno konstrukčním řešením Guelphského permeamtru.

Problém rozkolísanosti hodnot K_s není jen při porovnání různých metod měření a souborů dat měření. K různým výsledkům se dochází i při měření stejnou metodou více vzorků z jednoho horizontu ze stejné kopané sondy. Zde jsou rozdíly výsledků až v řádech. Při porovnání minimálních a maximálních hodnot jsou ve výsledcích rozdíly až dva řády a to nejen u hodnot stanovených laboratorním permeametrem, ale i u ostatních metod a porovnávaných dat viz Graf 7. Rozdíly měření nasycené hydraulické vodivosti měřené laboratorním permeametrem (v roce 2010) jsou prezentovány v kapitole 5.1.1 a uvádí je Tabulka 7 a Tabulka 8.

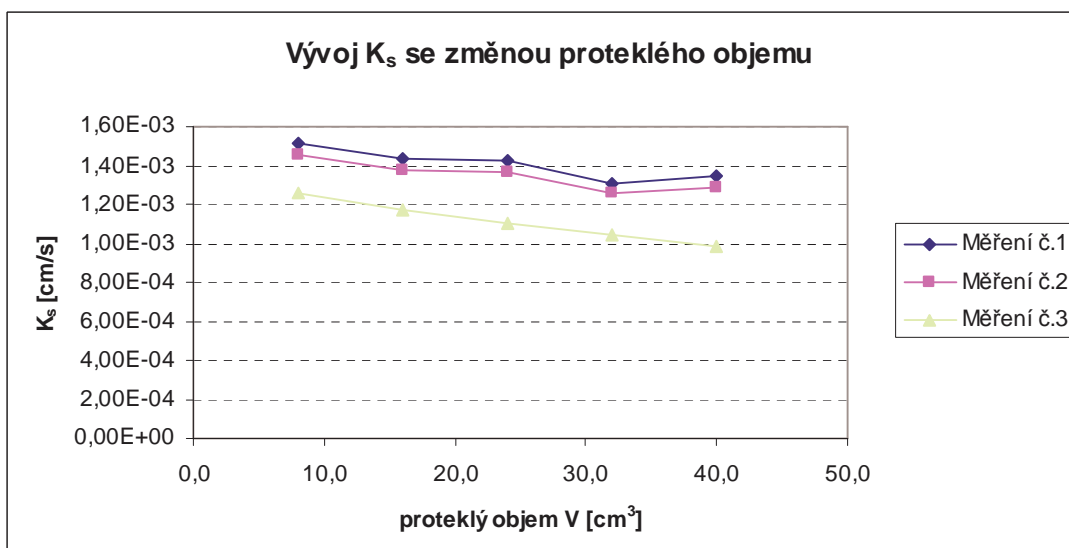


Graf 7 Ukázka rozdílu minimálních a maximálních hodnot K_s pro různé metody měření

Na druhé straně průběhy měření na jednotlivých vzorcích (ukázka pro vzorek č. 114 z horizontu Ep) vykazovaly stabilní hodnoty, což ukazuje na možnosti kvalitního stanovení K_s laboratorním permeametrem, ale pouze pro jednotlivé vzorky.



Graf 8 Ukázka vývoje K_s v čase pro vzorek č. 114 z horizontu Ep



Graf 9 Ukázka vývoje K_s se změnou proteklého objemu pro vzorek č. 114 z horizontu Ep

Při porovnání hodnot stanovených laboratorním a terénním měřením a hodnot odhadnutých modelem je vidět, že odhad, který provedl model, jako odhad neznámých parametrů (θ_r , θ_s , α , n , K_s), na základě zrnitostních rozborů, které uvádí *Jačka et al. (2011)* se blíží hodnotám K_s z terénních měření (Guelphský permeametr). Toto porovnání uvádí Tabulka 10

Horizont	Měřená data Laboratoř 2010 K_s [m/s]	Měřená data Guelphský permeametr K_s [m/s]	Odhad modelu HYDRUS K_s [m/s]
E	1,52E-05	3,11E-05	4,02E-05
Bhs	1,05E-05	1,41E-06	2,64E-05
Bs	6,73E-05	2,22E-06	2,64E-05

Tabulka 10 Porovnání měřených a odhadovaných hodnot K_s

6.2 Infiltračně výtokový experiment

Na vzorcích o objemu 1l (B1, B2, B3) a 1,3l (C2) odebraných z kopané sondy na povodí Modrava 2 byl proveden infiltračně výtokový experiment, na jehož základě byly určeny nasycená hydraulická vodivost K_s , výtoková křivka a infiltrační rychlost. Hodnoty K_s stanovené z dat měřených při infiltračně výtokovém experimentu jsou v porovnání s hodnotami stanovenými z měření na vzorcích ve fyzikálních válečkách vyšší, ale rozdíly jsou menší než jeden řád. Je třeba upozornit, že velké vzorky obsahují více horizontů vyjma vzorku B1. U vzorku B3, který obsahuje organický horizont Oh, je rozdíl dvou řádů. To může být dáno tím, že vzorky ve fyzikálních válečkách byly několik dní syceny a došlo k nabobtnání. Oproti tomu velký vzorek byl zatížen infiltračním pokusem, kde voda infiltrovala do vzorku s přirozenou vlhkostí a nedošlo zde k tak výraznému bobtnání.

Horizonty	Nasycená hydraulická vodivost fyzikální válečky K_s [m/s]	Nasycená hydraulická vodivost velké vzorky K_s [m/s]		
Oh+Ah	7,95E-07	5,22E-05	3,68E-05	vzorek B3
Ep	1,52E-05			vzorek B2
Bhs	1,05E-05	1,83E-04		vzorek B1
Bs	6,73E-05			vzorek C2
C	5,47E-05	2,67E-05		

Tabulka 11 Porovnání K_s pro velké vzorky a vzorky ve fyzikálních válečkách

Výtok ze vzorků B1, B2, B3 nastal velmi rychle vždy do 10 s od nalití vody nad vzorek. Z průběhu výtokových křivek u těchto vzorků je patrný rychlý nárůst výtoku a jeho následný pomalejší pokles. Vzorky B1, B2, B3 byly měřeny jedenkrát po dobu cca 40 min a z výtokových křivek je patrné, že nedošlo k ustálení výtoku. Nicméně infiltrace měla očekávaný průběh, tj. zpočátku rychlý nárůst a po té pozvolné ustalování.

U vzorku B3, který obsahuje organický horizont, je patrný skokový nárůst infiltrace v čase 8:51,17, tento jev je přisuzován hydrofóbnosti organického horizontu. Vzorky, na kterých byl proveden experiment, reprezentují celý půdní horizont (Oh – C). Z výsledků provedených experimentů jsou patrné rozdílné infiltrační vlastnosti pro různé horizonty. Zejména je patrný pokles infiltračních rychlostí spolu s hloubkou odběru vzorku.

6.3 Modelování infiltračně výtokového experimentu

Modelování bylo provedeno ve třech různých variantách pro vzorky B1, B2, B3. Jako vstupy do modelu byly použity laboratorně stanovené hydraulické charakteristiky. Model ve všech případech nadhodnocuje hodnotu ustáleného výtoku. Výstupem z modelu jsou i informace o rozložení vlhkostí, rychlostí a tlakové výšky ve vzorku. Takto relativně jednoduše získané informace doplňují laboratorní měření. Zpětný odhad hydraulických charakteristik pomocí inverzního modelování se setkal s technickými problémy a do termínu odevzdání práce, nebyly k dispozici výsledky.

7 ZÁVĚR

V předkládané práci jsou prezentována a porovnána data z laboratorních a terénních měření provedených na pedologických vzorcích odebraných z povodí Modrava 2. Na vzorcích různých objemů odebraných z kopané sondy bylo provedeno několik laboratorních měření nasycené hydraulické vodivosti K_s . Měřená data vykazovala vysokou rozkolísanost v rámci jednoho horizontu a poukázala na to, že půdní prostředí a jeho charakteristiky nejsou zdaleka konstantní ani pro jeden horizont. Rozdíly mezi hodnotami K_s stanovenými na vzorcích ve fyzikálních válečkách a vzorcích větších objemů nejsou extrémní (z hlediska známé rozkolísanosti měření v rámci jednoho horizontu). Vzhledem k časové a technické náročnosti odběru velkých vzorků lze proto pro laboratorní stanovení nasycené hydraulické vodivosti K_s doporučit odběr do fyzikálních válečků a měření K_s provést v laboratorním permeamtru.

Infiltračně výtokový experiment ukázal na rozdílné infiltrační vlastnosti půdy v různých horizontech. Dále lze na základě poznatků získaných z provedených experimentů doporučit delší dobu trvání výtopy nad vzorkem (více jak 40 min). Velké vzorky umožňují přenesení širších vztahů v půdě do laboratoře, kde je pak možné pozorovat chování vody v půdním prostředí a změnu jeho vlastností např. po zatížení opakovaným deštěm (opakovanou výtopou)

Modelování provedeného infiltračně výtokového experimentu je vhodným nástrojem k zjištění informací o rozložení vlhkostí, rychlostí a tlakových výšek ve vzorku. Tyto informace získáme relativně jednoduše bez nutnosti dalších měření, která by mohla porušit vzorek (např. umístěním tenzometrů v různých hloubkách vzorku).

Data získaná a prezentovaná v této diplomové práci jsou prvními výsledky získanými novou metodikou měření pohybu vody v půdě na katedře vodního hospodářství a environmentálního modelování na Fakultě životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze. Na základě výsledků a poznatků získaných v této diplomové práci bude moci být tato metodika spolu s měřicí aparaturou dále upravována a zpřesňována.

8 SEZNAM LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

CARTER R. M., GREGORICH G. E., [ed.] 2008: *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Taylor & Francis Group, Boca Raton 1224 s., ISBN 978-0-8493-3586-0.

CÍSLEROVÁ M., 2003: *Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku*. Hydrologie půdy v malém povodí 2003, Šír, M., L. Lichner, M. Tesař [ed.], 103-110, ISBN 80-02-01586-X.

CÍSLEROVÁ M. et VOGEL T., 1998: *Transportní procesy*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 182 s., ISBN 80-01-01866-0.

CÍSLEROVÁ M., VOGEL T., ŠIMŮNEK J., 1990: *The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations*. Field-Scale Water and Solute Flux in Soils, K. Roth, H. Fluhler, W.A. Jury, J.C. Parker [ed.], Monte Verita, Birkhauser Verlag, Basel, 109-117 s., ISBN 3-7643-2510-0 [online].
Dostupné z:
http://www.google.com/books?id=8USv_wInvHgC&lpg=PA109&ots=QE_kaWl&lr&hl=cs&pg=PA109#v=onepage&q&f=false

CÍSLEROVÁ M., 1989: *Inženýrská hydrologie*. Ediční středisko ČVUT, Praha, 152 s.

DARCY H., 1856: *The distribution of water*. The public fountains. Dalmont, Paris

DINGMAN S. L., 2004: *Physical Hydrology*. Prentice Hall, New Jersey, 456 s., ISBN 0-13-099695-5.

DRBAL J., 1971: *Praktikum meliorační pedologie*, Statní pedagogické nakladatelství, Praha VŠZ, 258 s.

EIJKELKAMP, 2008: *Operating instructions - 09.02 laboratory permeameters* [online]. Dostupný z:
<http://www.eijkelkamp.com/Portals/2/Eijkelkamp/Files/Manuals/M1902e%20Laboratory%20permeameters.pdf>

HILLEL D., 2004: *Intoduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, USA, 494 s., ISBN 0-12-348655-6.

HUDEČKOVÁ K., 2008: *Vyhodnocení hydrologického průzkumu experimentálního povodí Modrava 2*. Diplomová práce. Nepublikováno, Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.

CHOW V. T., MAIDMENT D. R., MAYS L. W., 1988: *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, USA, 588 s., ISBN 0-07-010810-2.

- JÁČKA L., PAVLÁSEK J., PECH P., 2011: *Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava*. Hydrologie malého povodí 2011, ŠÍR M., TESAŘ M., [ed.], Ústav pro hydrodynamiku AVČR, ISBN 978-80-02-02290-9.
- JÁČKA L., 2009: *Stanovení vybraných hydropedologických charakteristik na povodí Modrava 2*. Diplomová práce. Nepublikováno, Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- KUTÍLEK M., KURÁŽ V., CÍSLEROVÁ M., 2004: *Hydropedologie 10*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 176 s. ISBN 80-01-02237-4.
- KUTÍLEK M., 1978: *Vodohospodářská pedologie*. SNTL/ALFA, Praha, 295 s.
- LAL R., SHUKLA K. M., 2005: *Principels of Soil Physics*. Marcel Dekker, New York, 682 s., ISBN 0-203-02123-1.
- LEVÝ O., 2008: *Geofyzikální průzkum povodí Modrava 2*. INSET s.r.o., Nepublikováno, Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- LIN L. L. H., HALLECK P., 2008: *Quantifying Soil Structure and Preferential Flow in Intact Soil Using X-ray Computed Tomography*. SSSAJ, Volume 72: Number 4, 1058 - 1069 s.
- MAŠÁT K., NĚMEČEK J., TOMIŠKA Z., 2002: *Metodika vymezení a mapování bonitovaných půdně ekologických jednotek*. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, ISBN 80-238-9095-6.
- MIYAZAKI T., 2006: *Water Flow in Soils*. Taylor&Francis Group, Boca Raton, 418s., ISBN 0-8247-5325-9.
- NĚMEČEK J., et al, 2001: *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. ČZU, Praha, 75 s., ISBN 80-238-8061-6.
- NĚMEČEK J., SMOLÍKOVÁ L., KUTÍLEK M., 1990: *Pedologie a paleo pedologie*. Academia, Praha, 546 s. ISBN 80-200-0153-0.
- PAVLÁSEK J., MÁCA P., ŘEDINOVÁ J., 2006: *Analýza hydrologických dat z modravských povodí*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 53, 207-216 s.
- SMOLÍK L., 1957: *Pedologie*. SNTL, Praha, 399 s.
- SNĚHOTA M., SOBOTKOVÁ M., ZUMR D., CÍSLEROVÁ M., 2008: *Experimentální výzkum vlivu uzavřeného vzduchu na proudění vody a transport látek v půdě*. Hydrologie malého povodí, ŠÍR M., TESAŘ M., LICHNER L.[ed.], Ústav pro hydrodynamiku AVČR, ISBN 978-80-87117-03-3.
- SNĚHOTA M., DOHNAL M., CÍSLEROVÁ M., TESAŘ M., 2005: *Velké neporušené vzorky ze dvou horských povodí: Infiltrační experimenty a*

snímky počítačovou tomografií. Hydrologie malého povodí, ŠÍR M., LICHNER L., TESARĚ M., HOLKO L.[ed.], Ústav pro hydrodynamiku AVČR, ISBN 80-02-01754-4.

SNĚHOTA M., CÍSLEROVÁ M., 2005: *Laboratorní infiltračně výtokový experiment monitorovaný metodou magnetické rezonance. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 53, 54-62 s.*

ŠIMŮNEK J., GENUCHTEN Th. M., ŠEJNA M., 2006: *The HYDRUS Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media – Technical Manual (Version 1.0). PC Progress, Praha.*

ŠIMŮNEK J., GENUCHTEN Th. M., GRIBB M. M., HOPMANS W.J., 1998: *Parametr estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. Soil&Tillage Research, 47, 27-36 s.*

VALLA M. et al., 2002: *Pedologické praktikum. ČZU – Agronomická fakulta, Praha, 148 s. ISBN 80-213-0914-8.*

9 SEZNAM TABULEK, OBRÁZKŮ A GRAFŮ

Seznam tabulek:

Tabulka 1 Rozsah hodnot nasycené hydraulické vodivosti	- 13 -
Tabulka 2 Souhrn rozdílů mezi nasyceným a nenasyceným půdním prostředím	- 16 -
Tabulka 3 Přehled empirických infiltračních rovnic	- 24 -
Tabulka 4 Označení trubek dle výrobce	- 32 -
Tabulka 5 Základní údaje o odběrných válcích	- 33 -
Tabulka 6 Přehled průměrných hodnot K_s pro půdní horizonty	- 43 -
Tabulka 7 Přehled průměrných měřených hodnot pro jednotlivé vzorky	- 44 -
Tabulka 8 Rozsah měřených hodnot K_s	- 44 -
Tabulka 9 Stanovené hodnoty K_s z infiltračně výtokového experimentu pro velké vzorky-	48
-	-
Tabulka 10 Porovnání měřených a odhadovaných hodnot K_s	- 51 -
Tabulka 11 Porovnání K_s pro velké vzorky a vzorky ve fyzikálních válečkách	- 52 -
Tabulka 12 Základní údaje o kopané sondě	- 62 -
Tabulka 13 Základní popis půdních horizontů určený z kopané sondy	- 63 -

Seznam Grafů:

Graf 1 Průměrné hodnoty nasycené hydraulické vodivosti pro jednotlivé horizonty	- 43 -
Graf 2 Odhad závislosti hydraulické vodivosti na tlakové výšce	- 45 -
Graf 3 Odhad retenční čáry	- 46 -
Graf 4 Výtok vody ze vzorků v závislosti na čase	- 46 -
Graf 5 Modelovaný výtok ze vzorků po korigování modelu	- 47 -
Graf 6 Porovnání hodnot K_s pro různá měření	- 49 -
Graf 7 Ukázka rozdílů minimálních a maximálních hodnot K_s pro různé metody měření	- 50 -
Graf 8 Ukázka vývoje K_s v čase pro vzorek č. 114 z horizontu Ep	- 51 -
Graf 9 Ukázka vývoje K_s se změnou proteklého objemu pro vzorek č.114 z horizontu Ep-	51
-	-
Graf 10 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B1	68
Graf 11 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B1	68
Graf 12 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B2	69
Graf 13 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B2.....	69
Graf 14 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B3	70
Graf 15 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B3.....	70
Graf 16 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.1	71

Graf 17 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.2.....	71
Graf 18 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.2.....	72
Graf 19 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.3.....	72
Graf 20 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.2.....	73
Graf 21 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.1.....	73
Graf 22 Průběhy vlhkostí vzorku C2 během experimentu	74
Graf 23 Průběhy vlhkostí vzorků B1, B2, B3 během experimentu.....	74

Seznam obrázků:

Obrázek 1 Hydrologické půdní horizonty	- 9 -
Obrázek 2 Stacionární proudění sloupcem půdy	- 10 -
Obrázek 3 Odchylka od Darcyho zákona při rychlém proudění.....	- 11 -
Obrázek 4 Závislost nenasycené hydraulické vodivosti K.....	- 17 -
Obrázek 5 Závislost nenasycené hydraulické vodivosti(pro různé půdy) na obsahu vody v půdě.....	- 18 -
Obrázek 6 Infiltrační vlhkostní profil s nasycenou zónou, zónou přenosu, zónou zvlhčení a čelem zvlhčení ve vztahu k hloubce.....	- 22 -
Obrázek 7 Vývoj vlhkostních profilů $\theta(z)$ v čase. A závislost kumulativní infiltrace I a rychlosti infiltrace i na čase t	- 23 -
Obrázek 8 Infiltrační křivka pro vlhkou a suchou půdu	- 23 -
Obrázek 9 Green Amptův infiltrační model.....	- 25 -
Obrázek 10 Přehledná situace experimentálního povodí Modrava 2.....	- 29 -
Obrázek 11 Vymezení lokality pro kopanou sondu na povodí Modrava 2	- 30 -
Obrázek 12 Místo pro kopanou sondu	- 31 -
Obrázek 13 Odběr vzorků do Kopeckého válečků	- 32 -
Obrázek 14 Zatlačený odběrný válec	- 34 -
Obrázek 15 Odkraiování půdy odběrným válcem	- 34 -
Obrázek 16 Odebrání vzorku.....	- 35 -
Obrázek 17 Schéma laboratorního permeometru.....	- 36 -
Obrázek 18 Schéma měřicí aparatury pro velké neporušené vzorky	- 37 -
Obrázek 19 Kopaná sonda.....	64
Obrázek 20 Deskovitá struktura Bhs horizontu	65
Obrázek 21 Zvětraná hornina z horizontu C.....	65
Obrázek 22 Sycení vzorků v fyzikálních válečcích	66
Obrázek 23 Základní sada odběrných válců.....	66
Obrázek 24 Měřicí aparatura pro infiltračně výtokový experiment	67

Obrázek 25 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS vzorek B2	75
Obrázek 26 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS pro vzorky B1, B2, B3 s počátečními a okrajovými podmínkami vyjádřenými pomocí vlhkosti.....	76
Obrázek 27 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS pro vzorky B1, B2, B3 s počátečními a okrajovými podmínkami vyjádřenými pomocí tlakových výšek	77

10 PŘÍLOHY

Seznam příloh:

Příloha A – KOPANÁ SONDA

Příloha B – LABORATORNÍ MĚŘENÍ

Příloha B1 – LABORATORNÍ MĚŘENÍ – měřená data

Příloha C – GRAFICKÉ VÝSTUPY MODELU HYDRUS

Příloha A – KOPANÁ SONDA

<p style="text-align: center;">Schématický náčrt průřezu terénu</p>	Sonda č.: Mokrůvka 1	Datum: 28.8. 2010	
	Kraj: Plzeňský(okres Klatovy)	Zeměpisné souřadnice sondy: 48°58'09,3'' s.š. 13°30'43,5'' v.d.	
	Místo(k.ú., místní název): k.ú. Filipova Huť(697851), NP ŠUMAVA		
	Reliéf: horské mělké sedlo		
	Rostlinný kryt: Bika lesní (<i>Luzula sylvatica</i>), Metlička křivolaká (<i>Avenella flexuosa</i>), Sítina rozkladitá(<i>Juncus effusus</i>), Podbělice alpská(<i>Homogyne alpina</i>)		
	Nadmořská výška: 1270 m n.m.	Expozice: čelo sondy - jih	
Antropické zásahy: bez zásahů		Eroze: bez eroze	
Podzemní voda: nenarazili			
Označení půdy: podzol, horský podzol			

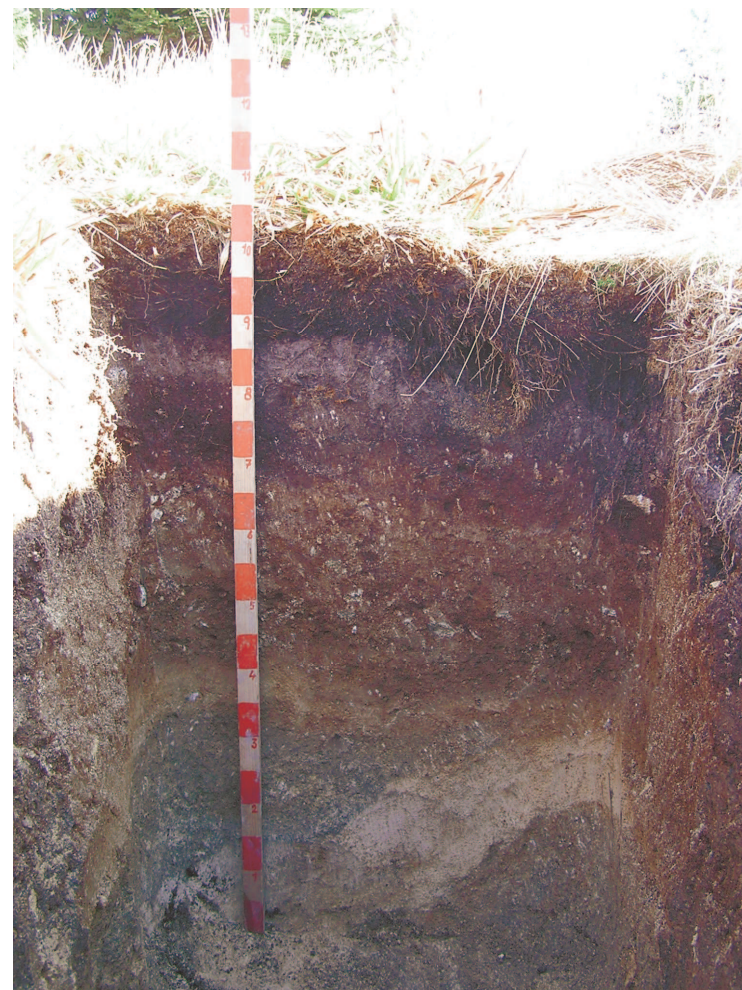
Tabulka 12 Základní údaje o kopané sondě

(Upraveno dle vzoru Mašáta, 2002)

Indexy a hloubky [cm] genetických horizontů		Barva	Struktura	Druh půdy	Vlhkost + konzistence	Jiné znaky a vlastnosti	Číslo vzorků
0 – 10	Oh	černá			mokrý až zbledlý	v 7cm se nachází výron vody	100, 111, 108 A1, B3
10 – 11	Ah	černá			mokrý až zbledlý		
11 – 21	Ep	šedá		hlinitopísčité	vlhká		119, 105, 107, 114 B3, A2, P1, D2, B2
21 – 35	Bhs	hnědozrzavá		písčitohlinitá	vlhká	deskovitá struktura, protažené 2 osy	102, 110, 98 B2, A2, E1, D1
	Bhs/Bs	žlutohnědá		písčitohlinitá	vlhká	deskovitá struktura, protažené 2 osy	B1, A2, E1
35 – 62	Bs	okrová		písčitohlinitá	vlhká	deskovitá struktura, protažené 2 osy; nález kamenů s povlakem(50cm)	104, 117, 97, 101, 103, 112 B1, E1
62 – 72	C	okrová světlá		písek	vlhká		116, 118,
72 – 95	C	šedá		hrubozrný rozpad	vlhká		120, 161, C2

Tabulka 13 Základní popis půdních horizontů určený z kopané sondy

(Upraveno dle vzoru Mašáta, 2002)



Obrázek 19 Kopaná sonda

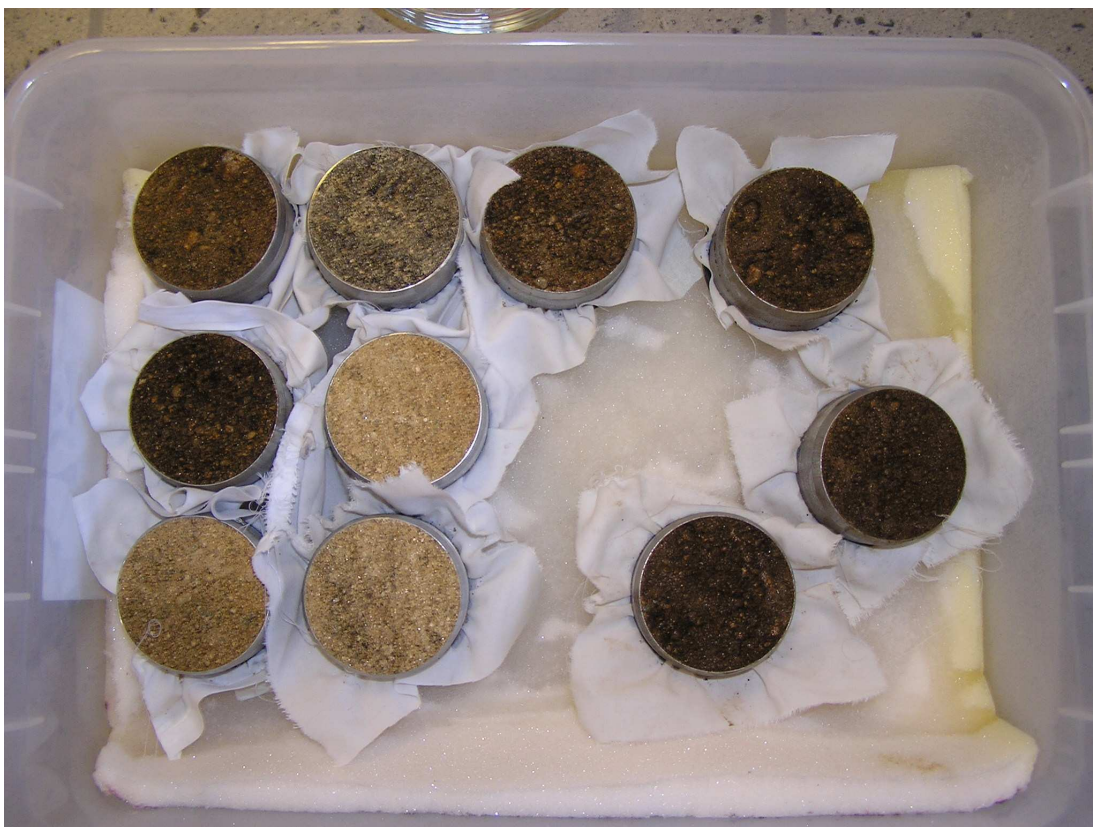


Obrázek 20 Deskovitá struktura Bhs horizontu



Obrázek 21 Zvětraná hornina z horizontu C

Příloha B – LABORATORNÍ MĚŘENÍ



Obrázek 22 Sycení vzorků v fyzikálních válečcích

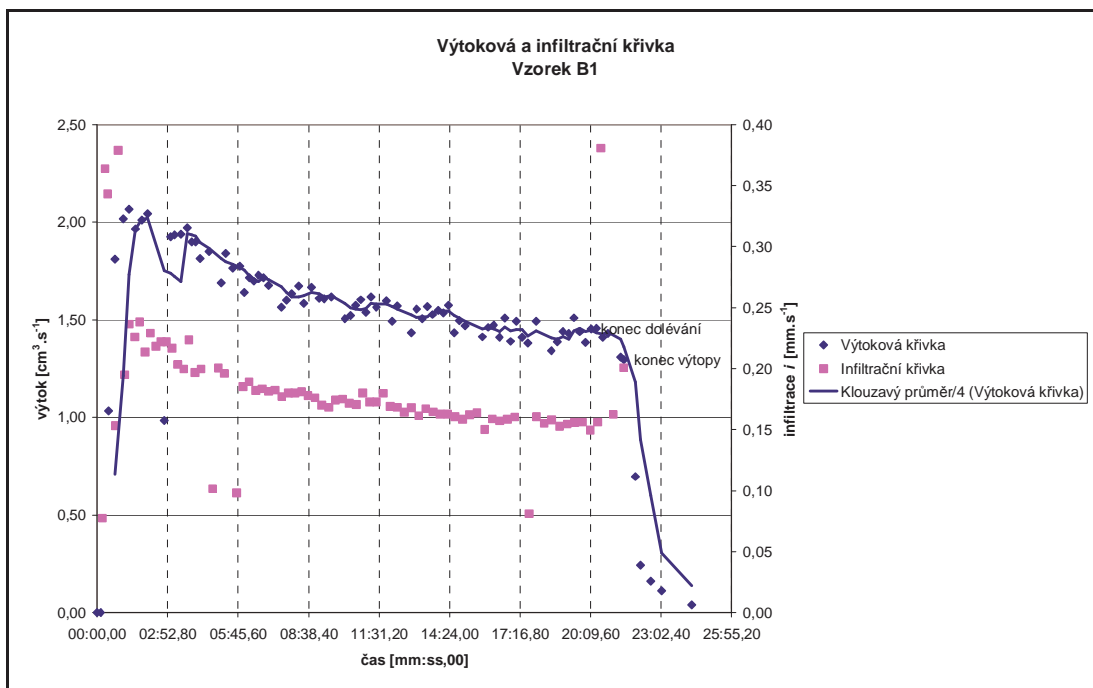


Obrázek 23 Základní sada odběrných válců

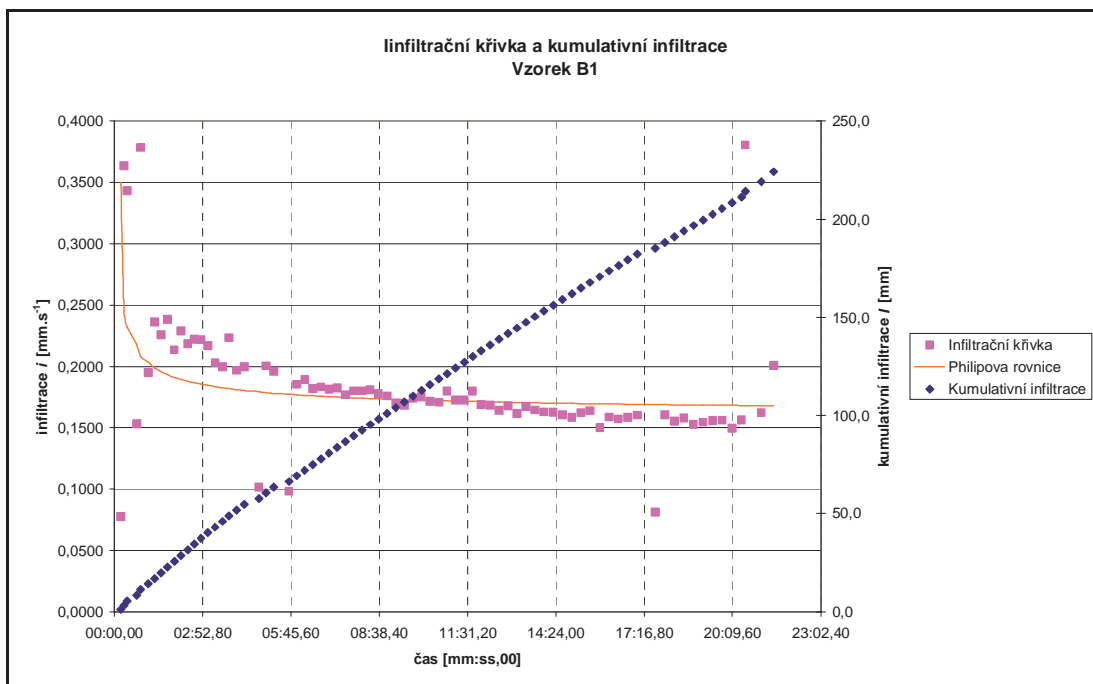


Obrázek 24 Měřící aparatura pro infiltračně výtokový experiment

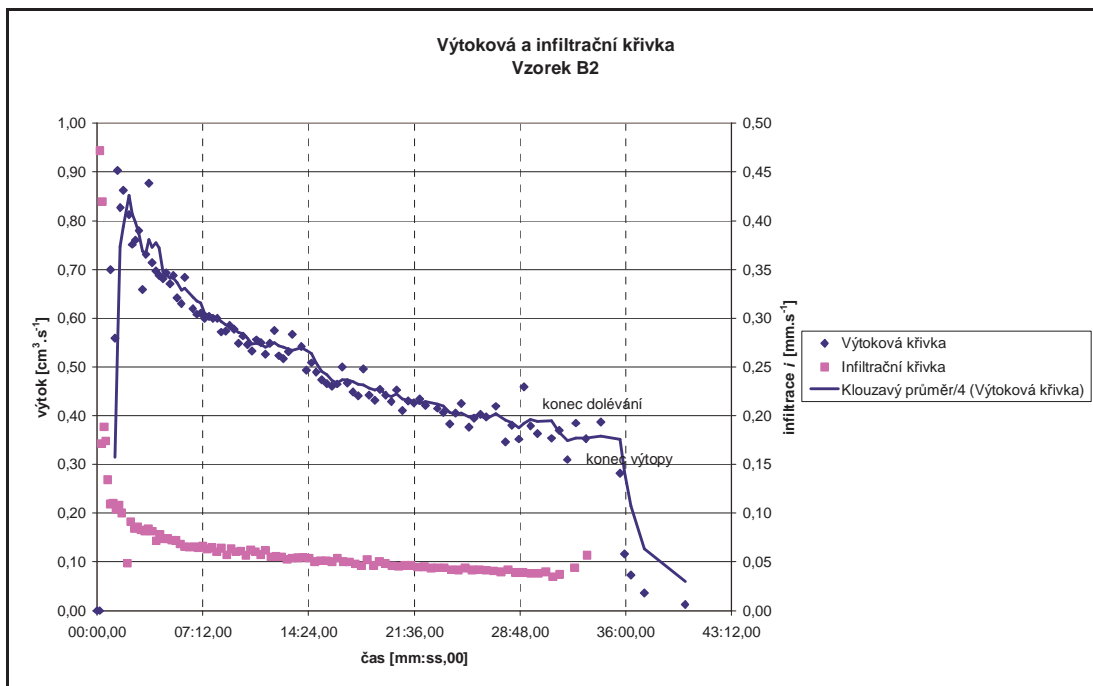
Příloha B1 – LABORATORNÍ MĚŘENÍ – měřená data



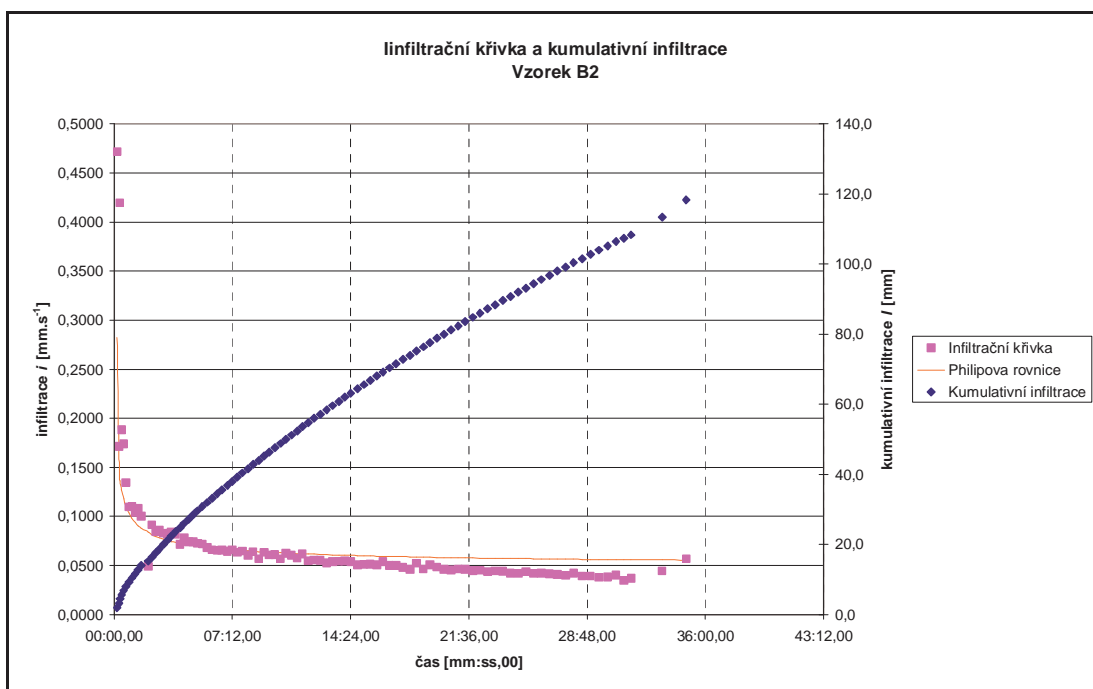
Graf 10 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B1



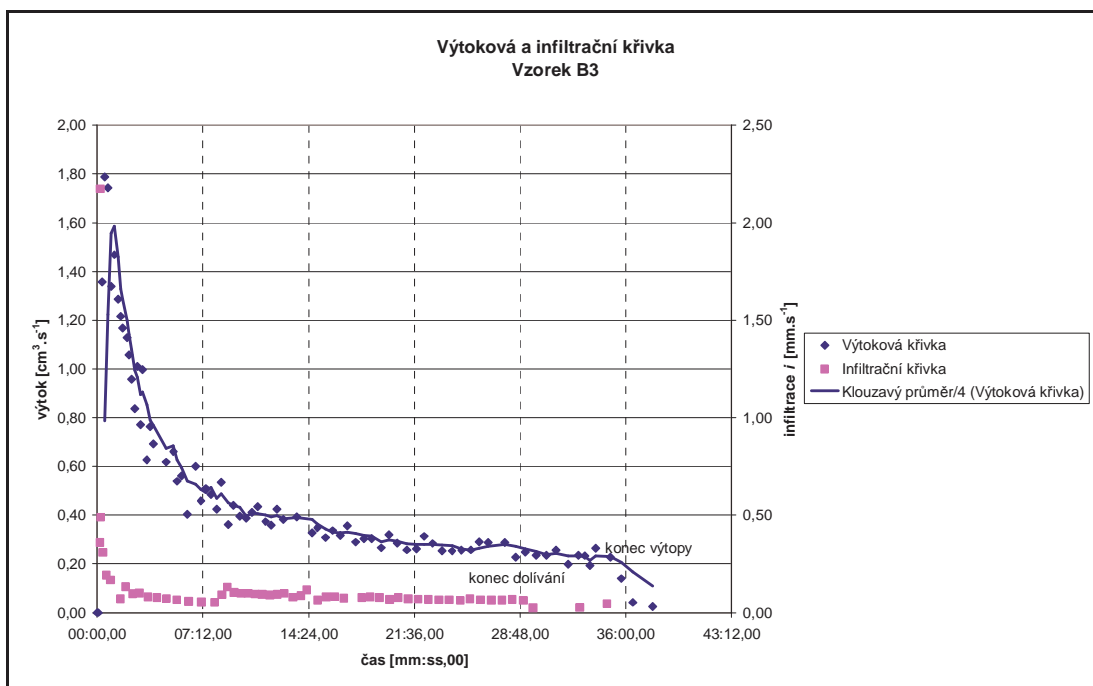
Graf 11 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B1



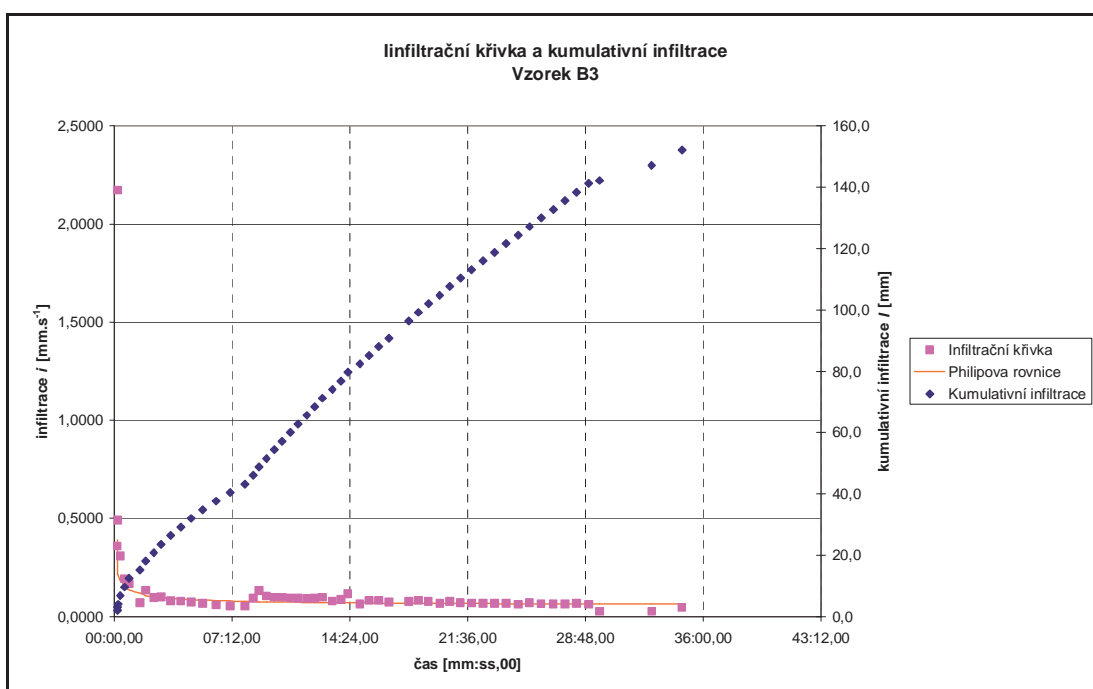
Graf 12 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B2



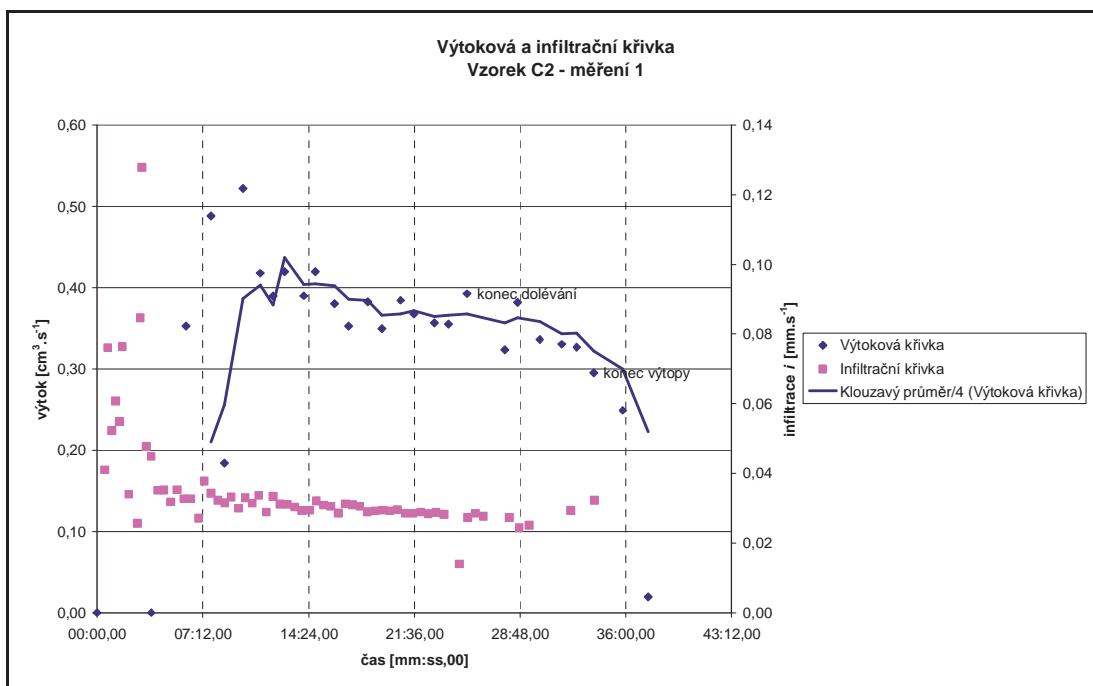
Graf 13 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B2



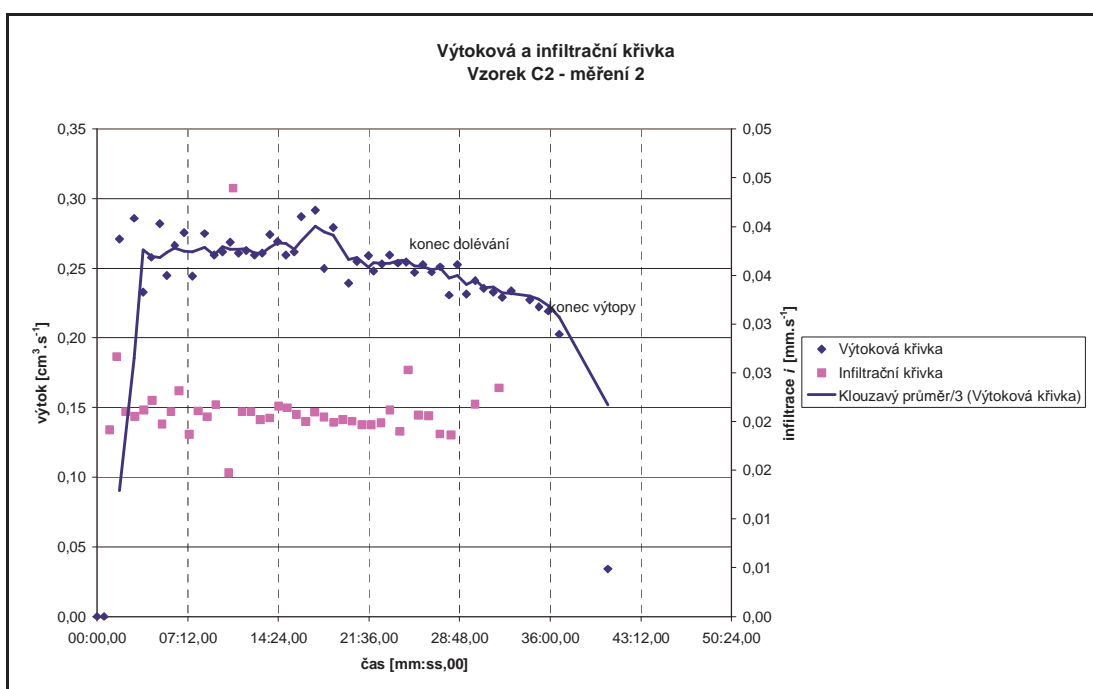
Graf 14 Výtoková a infiltrační křivka vzorku B3



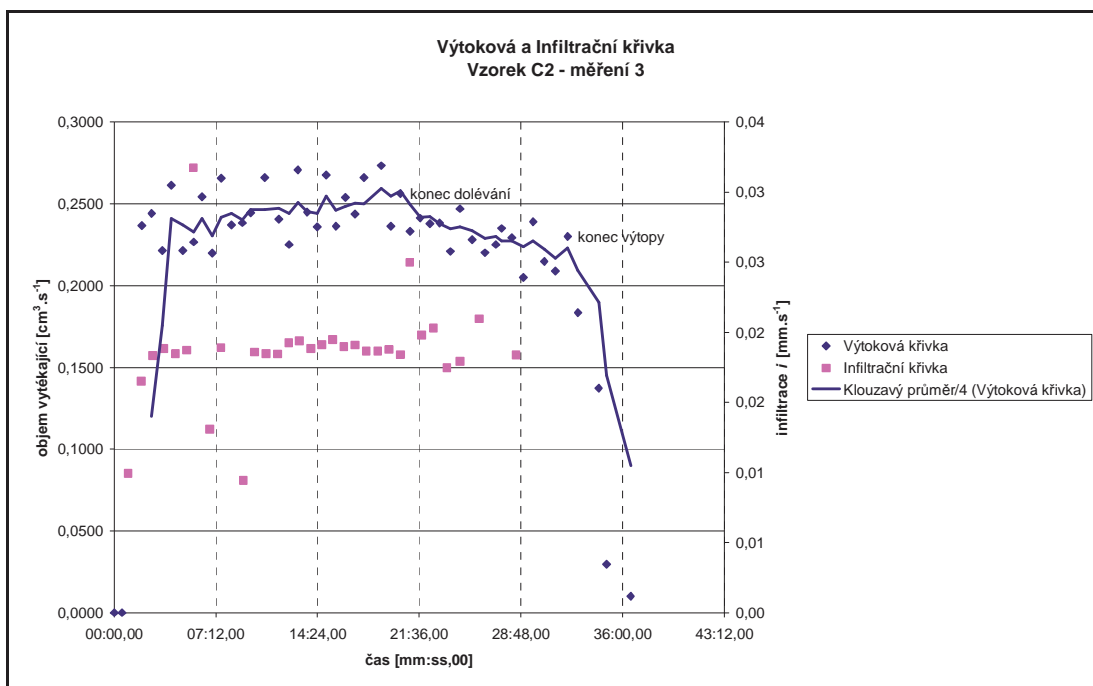
Graf 15 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku B3



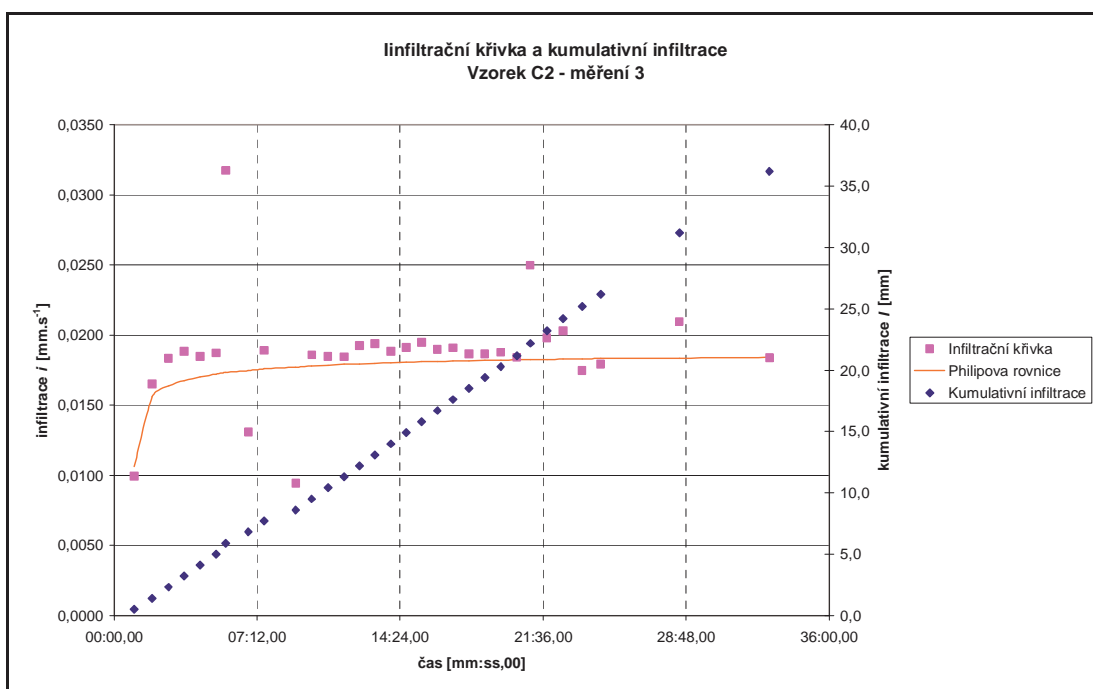
Graf 16 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.1



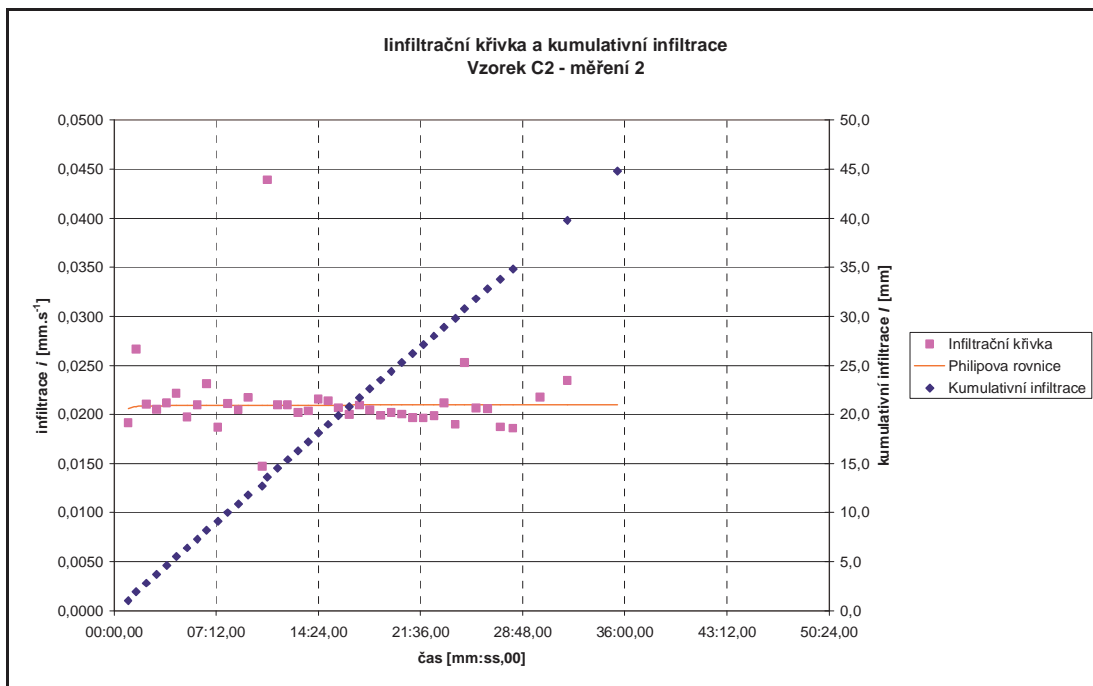
Graf 17 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.2



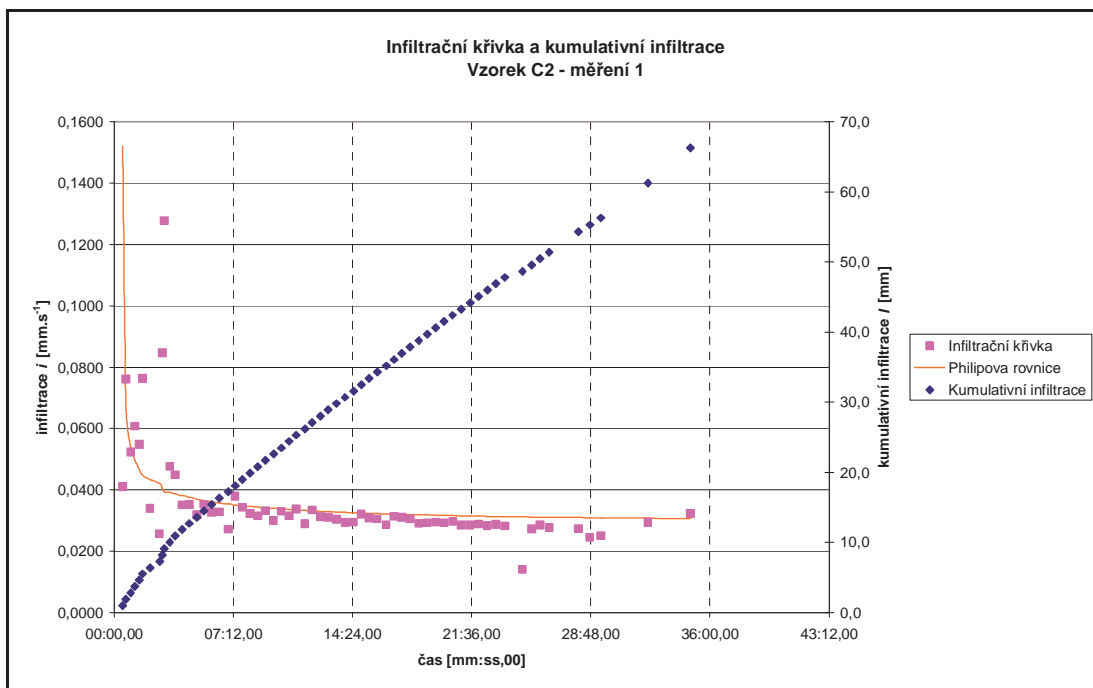
Graf 18 Výtoková a infiltrační křivka vzorku C2; měření č.2



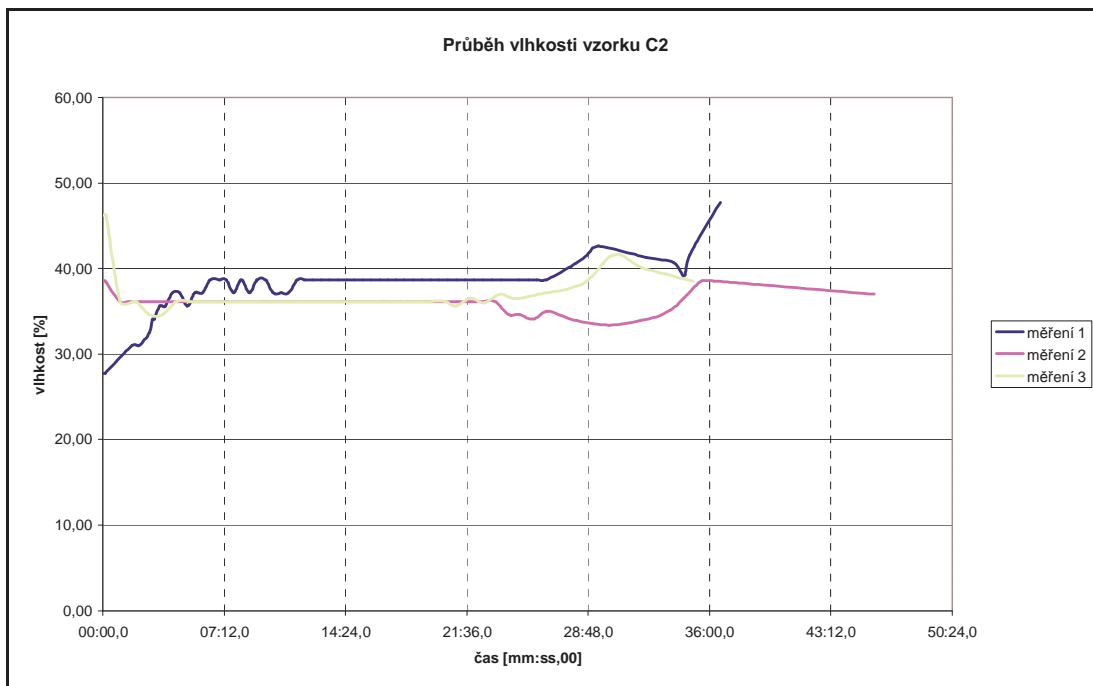
Graf 19 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.3



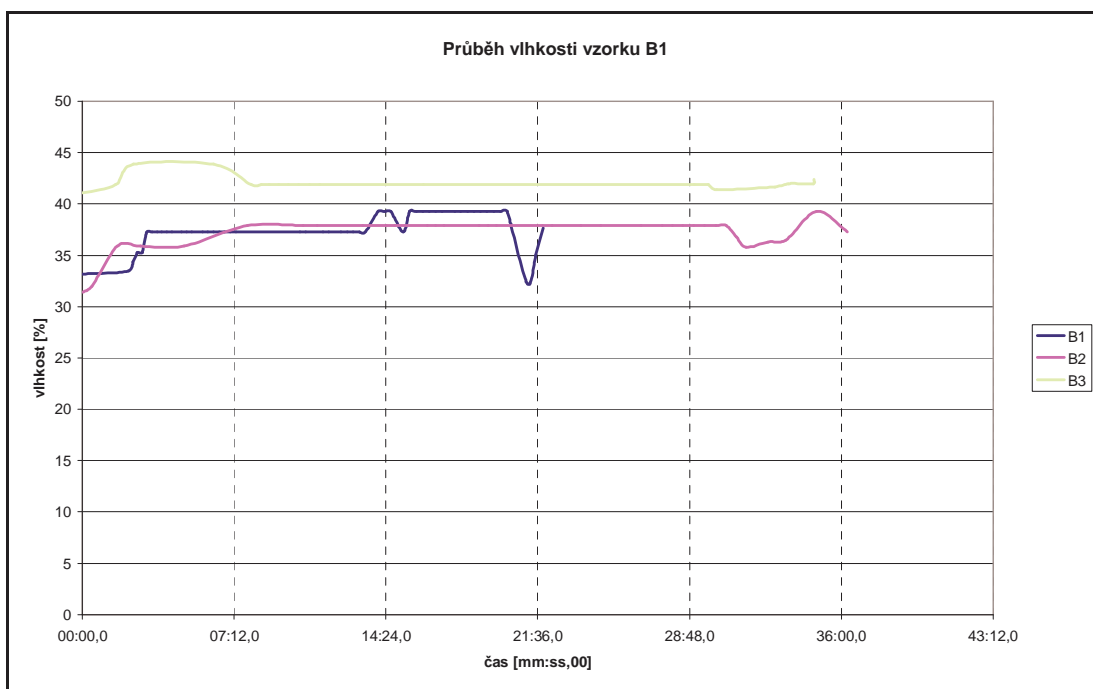
Graf 20 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.2



Graf 21 Infiltrační křivka a kumulativní infiltrace vzorku C2; měření č.1

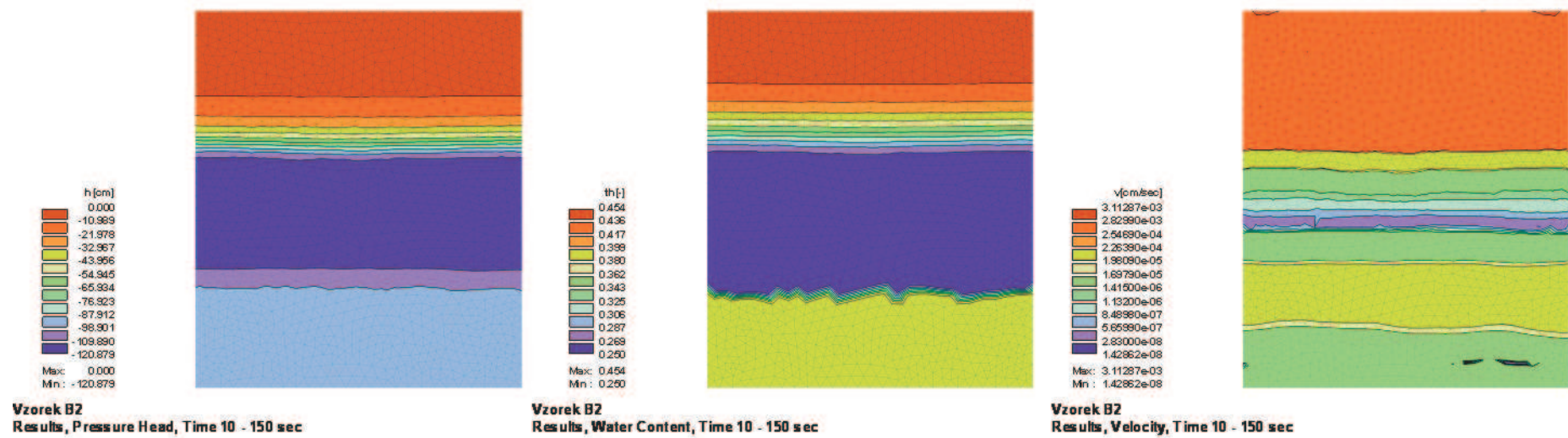


Graf 22 Průběhy vlhkostí vzorku C2 během experimentu

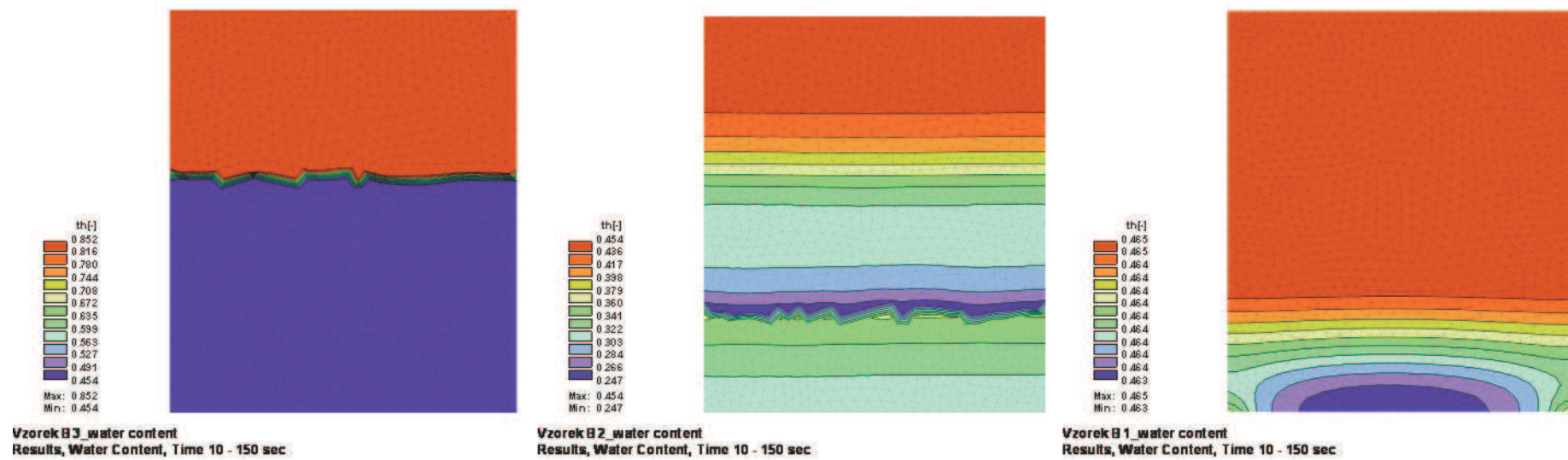


Graf 23 Průběhy vlhkostí vzorků B1, B2, B3 během experimentu

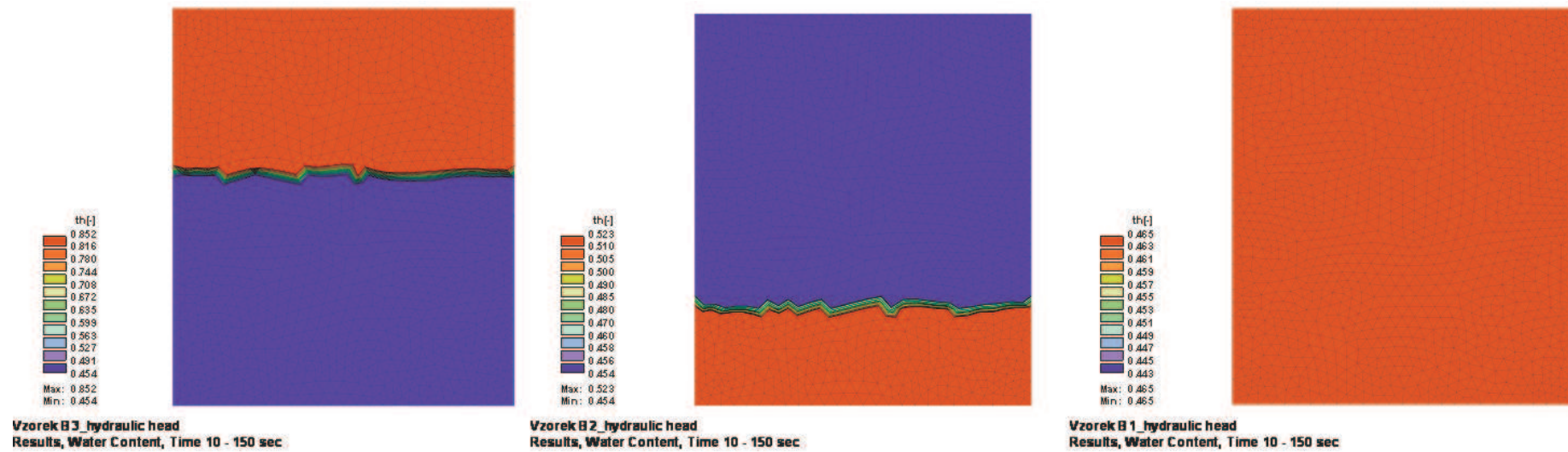
Příloha C – GRAFICKÉ VÝSTUPY MODELU HYDRUS



Obrázek 25 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS vzorek B2



Obrázek 26 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS pro vzorky B1, B2, B3 s počátečními a okrajovými podmínkami vyjádřenými pomocí vlhkosti



Obrázek 27 Ukázka grafických výstupů z modelu HYDRUS pro vzorky B1, B2, B3 s počátečními a okrajovými podmínkami vyjádřenými pomocí tlakových výšek