

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



**Infiltrační vlastnosti půd při extrémních
srážkách v povodí Litavky**

Infiltration properties of soils during extreme precipitation in the
catchment area of Litavka

Diplomová práce

Lukáš Hubinger

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Josef V. Datel, Ph.D.

Praha 2013

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 14.8.2013

podpis

Abstrakt

Práce se zabývá měřením několika vybraných parametrů zemin a hydraulické vodivosti. Z vyhodnocení těchto dat se určuje rozlišení vybraných typů půd podle těchto vlastností a také náchylnost ke vzniku povrchového odtoku a erozního smyvu při určité intenzitě deště. Srovnává se infiltrační kapacita půdy při vybraných hodnotách nasycení půdy vodou. Ze srážkoměrných dat se určuje velikost, četnost, rozložení a průběh srážkových událostí, zejména pak přívalových.

Hlavními závěry práce je určení intenzity srážky, která překročí infiltrační kapacitu půdy při vybraných hodnotách nasycenosti půdy vodou a zjištění, že při studiu infiltrace lze k půdám přistupovat jako k obecné vrstvě půdy v daném území, tedy zjistit základní fyzikální parametry a řídit se podle nich, nikoliv podle deklarovaného typu půdy.

Klíčová slova

fyzikální vlastnosti zemin, typy půd, hydraulická vodivost, infiltrační kapacita půdy, infiltrace, přívalové srážky, půdní voda

Abstract

The aim of this work is the measurement of some selected soil parameters and hydraulic conductivity. By the evaluation of these data is determined the resolution of selected soil properties on the base of these characteristics and also predisposition to surface runoff and erosion washes away during a certain rain intensity. This paper contain the comparison of the soil infiltration capacity at selected values of soil water saturation. From the rainfall data is determined the size, frequency, distribution and the process of rainfall events, especially the torrential ones.

The conclusion contain the determination of rainfall intensity, which exceeded the infiltration capacity with selected values of soil water saturation. On the base of these determinations should be proved, that the study of soil infiltration require only the basic physical parameters, without requirement of soil type. So for the infiltration study are needed only the general soil layer information.

Key words

physical properties of soils, types of soils, hydraulic conductivity, infiltration capacity of soil, infiltration, torrential rainfall

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval svému školiteli RNDr. Josefu V. Datlovi, Ph. D. za všestrannou pomoc a přátelský přístup. Nelze zapomenout poděkovat za cenné rady, odbornou pomoc a pravidelné konzultace RNDr. Františkovi Pastuszkovi. Dále bych rád poděkoval panu Miloši Routovi z firmy Technický zkušební institut ČR s.r.o. za umožnění bezplatného provedení několika zkoušek, panu Jiřímu Němci ze stejné firmy za odbornou pomoc v laboratoři a pani Pýchové z Českého hydrometeorologického ústavu za pomoc s vybráním vhodných srážkoměrných stanic a příslušných dat. Na závěr patří největší poděkování mé rodině a všem příbuzným, kteří mě podporovali a drželi mi palce.

Obsah

Abstrakt	3
Abstract.....	3
1. Úvod	7
2. Půdy a půdní vlastnosti.....	8
2.1. Vznik půdy	8
2.2. Dělení půd a půdní typy.....	9
2.2.1. Pseudogleje	9
2.2.2. Hnědé půdy (kambizemě).....	9
2.2.3. Regozemě.....	10
2.3. Půdní vlastnosti.....	10
2.3.1. Zrnitost půdy.....	11
2.3.2. Skeletovitost půdy.....	13
2.3.3. Pórovitost.....	13
2.3.4. Specifická hustota	14
2.3.5. Objemová hmotnost.....	14
2.3.6. Zhutnění (kompakce) půdy.....	14
2.3.7. Vlhkost.....	14
2.3.8. Půdní hydrolimity	15
2.4. Půdní voda, vertikální zonálnost podzemní vody.....	15
3. Metodika terénních prací a měření	18
3.1. Hydrografie povodí.....	18
3.2. Výběr a popis lokalit.....	19
3.2.1. Geologické poměry.....	22
3.2.2. Geomorfologické poměry	23
3.2.3. Hydrogeologické poměry	23
3.2.4. Klimatické poměry	24
3.2.5. Půdní poměry.....	25
3.3. Odběr a zpracování vzorků.....	25
3.3.1. Zrnitost.....	26
3.3.2. Hydraulická vodivost.....	27
3.3.3. Pórovitost.....	27
3.3.4. Specifická hustota	28
3.3.5. Objemová hmotnost.....	28
3.3.6. Vlhkost.....	29
3.4. Infiltrace.....	29
3.4.1. Rychlost infiltrace.....	29

3.4.2. Metoda Greena a Ampta	30
3.4.3. Měření infiltrace	31
3.4.4. Doba výtopy	35
3.4.5. Půdní vzduch	37
3.4.6. Redistribuce	37
4. Výsledky a interpretace laboratorních rozborů zemin	38
4.1. Spolehlivost naměřených dat	40
4.1.1 Stanovení vlhkosti	40
4.1.2. Stanovení objemové hustoty	40
4.1.3. Stanovení specifické hustoty	40
4.1.4. Stanovení pórovitosti	40
4.1.5. Zrnitostní rozbor	41
4.2. Předpoklady výsledků měření	41
4.3. Zhodnocení naměřených výsledků	41
4.3.1 Objemová hustota	43
4.3.2. Specifická hustota	43
4.3.3. Zrnitostní rozbor	44
5. Výsledky měření infiltrometrem	48
6. Vztahy mezi srážkou, infiltrací a povrchovým odtokem	57
6.1. Přívalové deště a povodňové stavy	58
6.1.1. Druhy povodní	58
6.2. Eroze a povrchový odtok	59
6.3. Zpracování a vyhodnocení časových řad srážek z ČHMÚ	61
6.3.1. Krátká šestiletá řada dat	62
6.3.2. Dlouhá 50 letá řada dat	69
7. Diskuze	75
8. Závěr	82
9. Použitá literatura	84
Přílohy - CD	

1. Úvod

Cílem mé práce bylo odebrat vzorky ze tří určených typů půd na stanovení jejich fyzikálních parametrů, porovnat je mezi sebou a ve vztahu k infiltraci a určit tak rozdílnost mezi těmito třemi typy půdy a jejich náchylnosti ke vzniku povrchového odtoku a erozi. Dále bylo cílem na vybraných lokalitách určit objemy srážek, jež je daný typ půdy schopen pojmout. Současně s tím jsem se pokusil stanovit velikost tohoto objemu infiltrované srážkové vody ve vztahu k vybraným hodnotám půdní vlhkosti tak, abych si na daných lokalitách mohl zjistit, za jakých podmínek nasycení půdy vodou dojde vlivem přívalových srážek ke vzniku povrchového erozního odtoku.

Pro splnění tohoto cíle jsem prováděl terénní měření na lokalitách v povodí Litavky na Berounsku v okolí Hudlic a Králova Dvora, kde jsem odebíral vzorky půd k laboratorním stanovením vybraných fyzikálních vlastností. Současně s tím jsem zpracovával srážkoměrné údaje z blízkých pozorovacích stanic Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) Neumětely a Příbram s cílem zjistit četnost a rozložení přívalových dešťů v daném území. Vyhodnotil jsem četnost výskytu těchto dešťů s nadměrným množstvím srážek, při kterých dochází k překročení infiltrační kapacity půdy. Tyto hodnoty jsem porovnal mezi vybranými typy půd a určil velikost jejich náchylnosti k potenciálnímu výskytu rizika tvorby povrchového odtoku a případného následného erozního smyvu.

Erozní smyv nastane pouze za podmínky, že je intenzita srážky větší než rychlost infiltrace. Tyto podmínky nastávají z největší části u přívalových dešťů, které jsou charakteristické mimo jiné právě vysokou intenzitou srážky, často až několikanásobnou než u běžného deště. Proto jsem se v práci zabýval především těmito dešti o vysoké intenzitě.

Tato diplomová práce vznikla částečně v rámci projektu Bezpečnostního výzkumu Ministerstva vnitra ČR s názvem „Erozní smyv – Srážkové extrémy a klimatická změna“, kterou řeší Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i. Praha.

2. Půdy a půdní vlastnosti

Půda je velice významnou součástí životního prostředí. Považuje se za nenahraditelný přírodní zdroj. Jedná se o dynamickou složku, která je ve styku a vzájemném působení s atmosférou, hydrosférou, biosférou i litosférou. Lze ji proto nazvat středem životního prostředí. Ovlivnění půdy má pak zpětný vliv na ostatní složky životního prostředí. Podle definice [1] je půda přírodnina diferencovaná v genetické horizonty, vzniklá na rozhraní různých sfér, v podstatě snadno rozpojitelná a oživená. V půdě dochází k výměně, přeměně a akumulaci látek a také funguje jako filtr vody. Hydrofyzikální vlastnosti půdy spolu s půdní vodou určují její účast na koloběhu vody v přírodě a na chemizmu hydrosféry. Zásadním způsobem ovlivňuje v lokálním, regionálním i globálním měřítku přírodní cykly nejen oběhu vody, ale i látek a energie. Díky propustnosti může přijímat atmosférické srážky, usměrňovat a ovlivňovat jejich další pohyb [2].

Půdu lze dělit do několika skupin podle její funkce. Definiují se zpravidla užitková funkce, funkce půdy v životním prostředí a kulturní funkce půdy v historii přírody a lidstva. Z výzkumného hlediska je nejzajímavější enviromentální funkce. Půda má velký soubor enviromentálních funkcí, které udržují stabilitu globálních ekosystémů. Jako enviromentální funkce půdy se obecně označují její funkce filtrační, retenční či akumulační, pufrací, transformační, asanační a transportní [3].

2.1. Vznik půdy

Půdní pokryv neboli pedosféru lze označovat za jednu z geosfér. Definuje se jako samostatný přírodní útvar, který vznikl přeměnou svrchní části zemské kůry působením organismů na horniny za účasti vzduchu, vody a sluneční energie [2]. Půdotvornými činiteli jsou: matečná hornina, podnebí, geomorfologie terénu, organismy a čas. Největší podíl na vzniku půdy má matečná hornina. Půdy se dělí podle zrnitosti, čili dle množství různých velikostí zrn, které pocházejí právě z matečné horniny. Z tohoto hlediska je tedy dělíme na lehké (jsou tvořeny z křemenných pískovců, drob, slepenců, rul a žul), silně kamenité (jsou tvořeny z křemencových pískovců, buližníků a drob), středně těžké – hlíny (jsou tvořeny z hlinitých náplavů, spraší, sprašových hlín, arkóz, žul a rul) a těžké půdy – jíly (jsou tvořeny z jílu, slínů, jílových břidlic, fylitů, gaber, melafyrů) [4].

2.2. Dělení půd a půdní typy

Pedologie stejně jako každá přírodní věda má stanovený systém, který se v tomto případě nazývá půdní klasifikací. Základní rozdělení je do 15 referenčních tříd [5]. Referenční třídy půd jsou velké skupiny, které se objevují v zahraničních klasifikačních systémech a umožňují s nimi české půdy korelovat. Jsou seskupovány podle hlavních rysů jejich geneze. Užívá se pro ně název s koncovkou -sol. Příklad referenčních tříd: leptosoly, regosoly, fluvisoly, černosoly, kambisoly a další. Základní taxonomickou jednotkou je půdní typ, který představuje skupinu půd s obdobnými morfologickými a analytickými znaky, která se vyvíjela pod vlivem určitého souboru půdotvorných činitelů. Nižší jednotky jsou: půdní subtyp, půdní druh, půdní varieta, substrátová příslušnost a půdní forma [6]. Dle cit. [5] rozeznáváme 26 půdních typů. Blíže jsou charakterizovány pouze vybrané typy půd, které přímo souvisí s vlastní prací.

2.2.1. Pseudogleje

Patří do referenční třídy stagnosoly. Nejvíce jsou zastoupeny ve středních výškových stupních. Často se střídají s ilimerizovanými půdami. Půdotvorný substrát nejčastěji tvoří sprašové hlíny, hlinité a jílovité ledovcové uloženiny, smíšené svahoviny, jíly a zrnitostně těžší zvětraliny pevných hornin. Pseudogleje jsou nejtypičtějšími půdami našich pánví. Hlavním půdotvorným procesem je oglejení, vedle kterého se uplatňuje podřízený pochod ilimerizace, která pak vlastnímu oglejení předchází. Pod humusovým horizontem se nachází oglejený horizont o mocnosti několika decimetrů. Je zbarven nápadně do bělošeda s rezivými skvrnami a výskytem železitých broček. Do hloubky přechází v rezivohnědý, bělošedě mramorovaný horizont. Podpovrchový horizont nemusí být vždy přítomen, zvláště na jílovitých substrátech se může uplatňovat rovnou mramorování. Výrazné oglejení těchto půd značí nepříznivé fyzikální vlastnosti. Ve ztuhnutí spodině dochází k silnému sezónnímu převlhčování. S tím je spojený významný nedostatek vzduchu v půdě a pomalý rozklad organických látek, jejichž obsah tak může být v půdě poměrně vysoký. Ve velké míře potřebují pro zemědělské využívání upravit vodní režim odvodněním [6].

2.2.2. Hnědé půdy (kambizemě)

Patří do referenční třídy kambisoly. U nás jsou nejrozšířenějším půdním typem. Najdeme je jak v pahorkatinách, vrchovinách, tak i horách, málo jsou zastoupeny jen v nížinách. Obvykle jsou nejvíce rozšířeny mezi 450 až 800 m n. m. a vázány na členitý reliéf. V nízkých rovinnatých polohách se nejvíce uplatňují na terasových štěrcích a píscích. Klima převažuje humidnější, mírně teplé, roční úhrn srážek se obvykle pohybuje mezi 500 – 900 mm. Matečný substrát mohou tvořit v podstatě všechny horniny skalního

podkladu. Jde o vývojově mladé půdy. Jejich hlavním půdotvorným pochodem je intenzivní vnitropůdní zvětrávání. Stratigrafie těchto půd vypadá obvykle tak, že pod mělkým humusovým horizontem leží hnědě až rezivohnědě zbarvená poloha v níž probíhá právě zmíněné zvětrávání. Do větší hloubky zvětrávání ustává, barva se mění na světlejší a obvykle přibývá skeletu. Hnědé půdy jsou většinou mělčí. Zrnitostní složení se mění v závislosti na charakteru matečné horniny od půd lehkých (pískovec, žula) až po půdy těžké (většina břidlic). Obsah humusu značně kolísá, více ho lze najít spíše na půdách ve vyšších polohách a na půdách těžších. Hnědé půdy mají několik subtypů [6].

2.2.3. Regozemě

Spadají do referenční třídy regosoly. Jsou to půdy vzniklé ze sypkých nezpevněných sedimentů, zejména z písků (v rovinatých částech reliéfu) a štěrkopísků, kde minerálně chudý substrát (křemenné písky apod.) nebo krátká doba pedogeneze zabraňuje výraznějšímu vývoji profilu. Jejich rozšíření je hlavně v nižších polohách. Vliv klima je malý, protože zásadní roli jejich vzniku hrají vlastnosti matečného substrátu. Reliéf terénu bývá rovinný nebo plošinný. V nejsvrchnějších částech půdního profilu probíhá hlavní půdotvorný pochod, kterým je slabá humifikace. Mělký humusový horizont nasedá přímo na matečný substrát. Zrnitostně je půda velmi lehká, písčitá. Obsah humusu je nízký. Tyto půdy mají nepříznivé fyzikální vlastnosti – jsou extrémně vodopropustné a vysychavé.

Informace o ostatních typech půd si lze dohledat např. v cit. [5] nebo [6].

2.3. Půdní vlastnosti

Jedná se o poměrně široký soubor vlastností, který je výsledkem vzájemného působení jednotlivých fází – pevné fáze (minerální a organické látky), kapalné fáze (půdní roztok) a plynné fáze (půdní vzduch). Z teoretického i praktického hlediska se půdní vlastnosti dělí na: fyzikální, chemické a biologické. Fyzikální vlastnosti půdy jsou velice úzce propojeny, navzájem na sobě závisí a ovlivňují se. Mezi fyzikální vlastnosti patří zejména zrnitost půdy, skeletovitost, struktura půdy, specifická hustota, objemová hmotnost, pórovitost, zhutnění, vlhkost půdy, půdní vzduch a půdní voda. Do chemických vlastností řadíme obsah humusu, pufovací schopnost, sorpční vlastnosti a chemické složení půdy, u biologických vlastností se jedná o soubor půdních organismů – edafon.

Vlastností půd fyzikálních (a hydrofyzikálních) je celá řada. Každá vlastnost je hodně důležitá, ale vždy záleží, pro jaký účel se zjišťuje. Vybrané vlastnosti, se kterými jsem se pro účely této diplomové práce seznámil blíže, jsou popsány níže. Se zbylými vlastnostmi jsem se v této práci více nezabýval, proto je pouze uvedu, ale dále se o nich nebudu

rozepisovat. Z těchto mnou blíže nezkoumaných vlastností se z fyzikálních a hydrofyzikálních vlastností půd jedná např. o konzistenci půdy, tvar půdních částic, strukturu půdy, provzdušněnost, vodivost a z hydrolimitů pak číslo hygroskopicity, bod vadnutí, polní kapacita, absolutní kapacita a maximální kapilární vodní kapacita [5], [6].

V následujících kapitolách je podrobnější popis vybraných fyzikálních vlastností, které jsem ve své diplomové práci stanovoval.

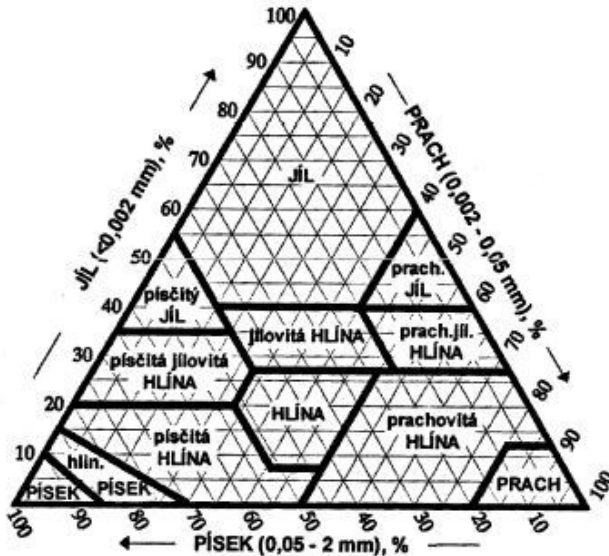
2.3.1. Zrnitost půdy

Zrnitost půd neboli textura je nejvýznamnější charakteristikou fyzikálních vlastností půd, která má velký význam i pro praktické využití. Třídění zemin a půd podle zrnitosti patří mezi nejstarší klasifikační systémy na světě. Zrnitostní složení se určuje podílem zastoupení různých frakcí půdních částic v jemnozemi (za jemnozem se označuje půdní frakce o velikosti částic menší než 2 mm [11]). Podle tohoto zastoupení jednotlivých frakcí lze zeminu klasifikovat tj. určit druh, viz obr. č. 1. Jedná se o grafické vyjádření zrnitostního složení, kdy se půdní druh určuje z průsečíku obsahů jednotlivých zrnitostních frakcí [3]. Porovnává obsah třech frakcí – pískových zrn (0,05 – 2 mm), prachových částic (0,002 – 0,05 mm) a jílových částic (menší než 0,002 mm). Tato klasifikace je dnes ve světě v drobných obměnách nejrozšířenější [7].

Toto určení je mnohem přesnější než Novákova metoda, která se nejčastěji používá u nás, viz tab. č. 1. Novák klasifikoval půdy dle obsahu částí půdy menších než 0,01 mm do sedmi skupin charakterizujících půdní druhy [2]. Na základě zastoupení jednotlivých frakcí se také zpracovává tzv. křivka zrnitosti.

Tab. č. 1: Novákova stupnice zrnitosti půd [2]

% frakce < 0,01 mm	Označení zeminy	Označení druhu půdy
do 10	písčítá	lehká
10 - 20	hlinitopísčítá	lehká
20 - 30	písčitohlinitá	střední
30 - 45	hlinitá	střední
45 - 60	jílovitohlinitá	těžká
60 - 75	jílovitá	těžká
nad 75	jíl	těžká



Obr. č. 1: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd [7], odvozeno ze systému USDA (Americké Ministerstvo zemědělství)

Zrnitost horniny se projevuje i na hodnotě hydraulické vodivosti protože propustnost pórové horniny závisí na poměrném obsahu zrn různé velikosti, z nichž se hornina skládá. Za tímto účelem byly odvozeny různé způsoby stanovení hydraulické vodivosti z křivek zrnitosti hornin. Nejvíce se těchto způsobů používá pro nezpevněné sedimentární horniny. Existuje několik numericky odvozených rovnic, které se používají jednak pro orientační stanovení propustnosti, jednak pro posouzení propustnosti zemín, kterých se má použít jako konstrukčního materiálu. Nicméně není vhodné ze zrnitosti odvozovat závěry o propustnosti zeminy v přírodních poměrech, protože ta závisí na uložených poměrech zeminy, zejména ulehlosti. Dále je potřeba uvážit, že propustnost zemín různých typů je také ovlivněna zrnitostí jejich nejjemnější frakce a složením jílových materiálů. Stanovit hodnotu hydraulické vodivosti ze zrnitostního rozboru lze podle Hazena, ale tato rovnice je určena pouze pro zeminy v rozsahu od jemného písku po štěrk [14]. Dalších vzorců na výpočet hydraulické vodivosti ze zrnitostního rozboru je celá řada. Dle cit. [8] jsou dva z nejčastěji používaných semi-empirických vzorců pro výpočet K dle Terzaghiho a Kozenyho. Vzorec podle Terzaghiho má tvar [15]:

$$K = \frac{c}{\eta_t} \left[\frac{n - 0,13}{\sqrt[3]{1 - n}} \right]^2 \cdot d_{10}^2 \quad (\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (1)$$

kde, η_t je viskozita vody ($\eta_t = 0,0178$ při $0\text{ }^\circ\text{C}$, $\eta_t = 0,0114$ při $15\text{ }^\circ\text{C}$), d_{10} průměr efektivního zrna ze zrnitostní křivky (v cm), n pórovitost (pro pórovitost např. 28 % se

vkládá hodnota $n = 0,28$), c empirický koeficient závisící na charakteru povrchu zrn, $c = 10,48$ pro hladká zrna, $c = 6,02$ pro ostrohranná zrna.

Vzorec dle Kozenyho má tvar:

$$K = 5400 \frac{n^3}{(1-n)} \cdot d_{10}^2 \quad (2)$$

kde, d_{10} je účinný průměr zrna a n pórovitost.

Podle cit. [8] lze považovat odhady hydraulické vodivosti vypočtené empirickými vzorci ze zrnitostního rozboru jako spolehlivou metodu.

2.3.2. Skeletovitost půdy

V lesních i některých zemědělských půdách je významnou složkou půdní skelet. Většina půd obsahuje šterk, kameny nebo balvany. Skeletovitost by měla být součástí hodnocení zrnitosti. Za skelet se považují částice větší než 2 mm a rozdělují se do kategorií hrubý písek (2 – 4 mm), šterk (4 – 30 mm), kameny (30 – 500 mm) a balvany (nad 500 mm). Velikost zastoupení dané složky v celkovém objemu zeminy se udává v procentech. Zemina se pak označuje podle obsahu skeletu. Příměs skeletu pod 5 % se obvykle nehodnotí [2]. Šterková frakce má zanedbatelný podíl na propustnost zeminy (pokud netvoří významnou část objemu) a proto se občas nezahrnuje do křivky zrnitosti. V takovém případě hovoříme o tzv. redukované křivce zrnitosti.

2.3.3. Pórovitost

Ze strukturního stavu vyplývá další důležitá vlastnost a tou je pórovitost půdy. Jedná se o celkové procentuální množství volného prostoru, který není vyplněn pevnými částicemi půdy. Póry mohou být vyplněny vodou nebo vzduchem. Hodnocení strukturního stavu humusového horizontu podle pórovitosti v % je následující: více než 54 % - stav výborný, 46 – 54 % - dobrý, 39 – 46 % - nevyhovující a 31 – 39 % nestrukturní [9].

Hodnota pórovitosti je považována za jednu z nejdůležitějších půdních hodnot, protože objem, tvar a velikost půdních pórů má vliv na vlastnosti a rychlost pohybu vody. Lze rozdělit póry v souvislosti s jejich funkcí na makropóry (větší než 30 – 50 μm) a mikropóry (menší než 30 – 50 μm). Makropóry mají zásadní vliv a význam na pohyb vody [3]. Průměrně se hodnoty pórovitosti pohybují v ornici a podorniční vrstvě kolem 45 % [9]. Podobně lze dělit póry podle velikosti na kapilární (menší než 0,2 mm; voda je v nich vázána kapilárními silami, což omezuje její pohyblivost a dostupnost), semikapilární póry (představují přechod mezi kapilárními a gravitačními póry) a gravitační póry (jsou hrubších rozměrů a pohyb vody je řízen působením gravitace) [2].

2.3.4. Specifická hustota

Jedná se o hmotnost objemové jednotky horniny, kdy celý jednotkový objem je vyplněný pouze pevnou fází. Vyjadřuje se v $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ nebo v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Měrnou hmotnost stanovujeme pro výpočet pórovitosti a pro vzájemné, ale pouze hrubé porovnání minerálního složení hornin. Objem i hmotnost pevné fáze horniny zjišťujeme vážením nebo přímým měřením v nádobě o známém objemu naplněném kapalinou. Lze ji stanovit v pyknometru nebo v odměrném válci [3].

2.3.5. Objemová hmotnost

Objemová hmotnost horniny je hmotnost objemové jednotky v přirozeném stavu včetně dutin a pórů. Jedná se o důležitou vlastnost, která ovlivňuje mechanické chování zejména nesoudržných zemin. Nedá se bez ní obejít při výpočtech vlhkosti, pórovitosti, stupně nasycení, mezních stavů atd. Podstatou stanovení je zjistit podíl hmoty zeminy (pevné, kapalné a plynné fáze) k jejímu objemu včetně dutin a pórů. Objem zeminy se stanovuje na vzorcích pravidelného tvaru nebo měřením množství vytlačené kapaliny ponořeného vzorku, který nemá pravidelný tvar. Nejčastějšími postupy pro stanovení objemové hmotnosti zemin jsou: stanovení na vzorcích pravidelného tvaru, stanovení v parafínu a stanovení ve rtuťovém objemoměru [3].

2.3.6. Zhutnění (kompakce) půdy

Charakteristikou určující zhutnění půdy je objemová hmotnost. Udává hmotnost jednoho m^3 půdy v přirozeném uložení. Udává se nejčastěji v jednotkách $\text{t} \cdot \text{m}^{-3}$ nebo $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Je závislá na půdních vlastnostech, jako je zrnitost, struktura, vlhkost a pórovitost. Je důležitým parametrem pro hodnocení míry kompakce, což je významně negativní jev, protože vlivem kompakce dochází k deformaci struktury, ke snížení pórovitosti a ke zhoršení hydrologických a hydraulických vlastností půd, zejména hydrolimitů a hydraulické vodivosti. Nejvíce je ovlivněna půda do hloubky zhruba 30 cm [2].

V praxi se většinou používá redukováná objemová hmotnost, což je hmotnost po vysušení. Její hodnota kolísá mezi $0,8 - 1,8 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$. Stupnice podle Arshad et. al [10] uvádí třídění dle textury od textury písčité, hlinitopísčité až po prachovitójílovitou a jílu v hodnotách od $1,8 - 1,4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ [10].

2.3.7. Vlhkost

Vlhkost horniny je poměr hmotnosti vody v hornině k hmotnosti vysušené horniny určitého objemu vyjádřený v procentech. Obsah vody v zemině podstatě ovlivňuje konzistenci a tím i většinu fyzikálních vlastností a celkové chování soudržných zemin.

Hodnota přirozené vlhkosti je potřebná pro výpočet stupně konzistence, stupně nasycení a objemové hmotnosti [3]. Též má zásadní vliv na tvoření povrchového odtoku a rychlosti a velikosti vsakovaného objemu srážek do půdy.

Vlhkost můžeme stanovit 3 způsoby: vysoušením vzorku v sušárně, vypalováním vzorku lihem nebo pomocí karbidu vápnicku, ale nejvíce se používá první způsob.

2.3.8. Půdní hydrolimity

Jako hydrolimit se označuje určitá půdní vlhkost, dosažená za smluvených, přesně definovaných podmínek [11]. Většina hydrolimitů není přesně fyzikálně definována, u nás se však v praxi hojně využívaly, protože jejich stanovení je levnější a rychlejší než měření retenční čáry. Nejčastěji se s hydrolimity setkáváme v zemědělství. Zestručněný přehled hydrolimitů (modifikovaných podle Kutílka (1978)) uvádí cit. [12]. Jedná se o:

Plnou polní kapacitu neboli maximální vodní kapacitu. Jde o vlhkost půdy při úplném zaplnění všech pórů vodou, prakticky je rovna pórovitosti.

Polní kapacitu půdy, což je vlhkost půdy, kterou je půda schopna udržet delší dobu po zalití a infiltraci do profilu. V terénu nelze dosáhnout rovnovážného stavu, jde o dynamický proces, proto je určení polní kapacity velmi přibližné.

Retenční vodní kapacitu, dle Kopeckého absolutní vodní kapacitu a dle Nováka maximální kapilární kapacitu. Tento hydrolimit se stanovuje v laboratoři podle přesně stanovených metodik místo obtížně stanovitelné polní kapacity. Obecně platí, že hodnota polní kapacity je nižší než hodnoty získané z těchto empirických hydrolimitů.

Bod vadnutí je vlhkost půdy, při které rostlina trvale vadne. Absorpce vody kořeny je menší než transpirace. Skutečný bod trvalého vadnutí závisí na druhu rostliny, vegetačním stadiu, meteorologických faktorech a osmotickému tlaku. Nabývá tedy širokého rozpětí hodnot. Stanovuje se vegetačně nádobovým pokusem nebo technickou metodou dle Váši cit. [12].

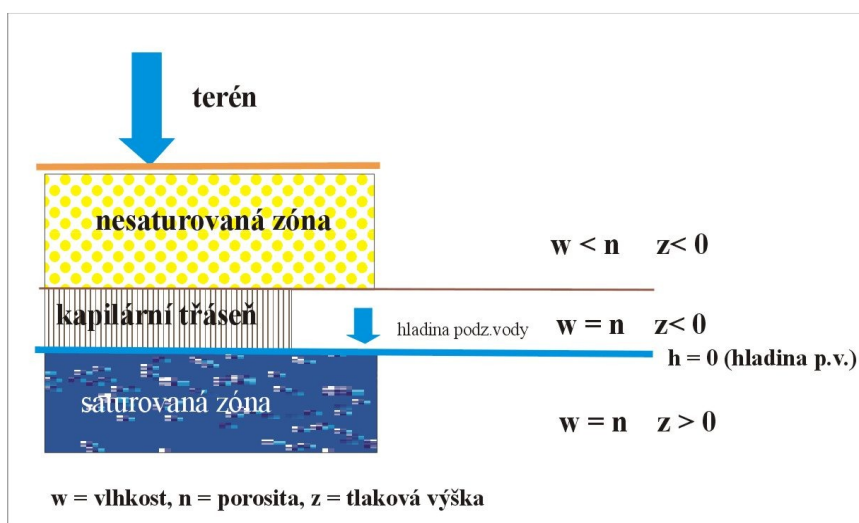
Hydrolimity je možné stanovit více způsoby. Jak se píše v cit. [13] jejich stanovení v přírodních podmínkách je potřeba chápat jako laboratorní stanovení hodnot hydrolimitů jednotlivých půdních vzorků nebo odečtením hydrolimitů z vlhkostních retenčních čar.

2.4. Půdní voda, vertikální zonálnost podzemní vody

Veškerá voda pod povrchem se nazývá podpovrchová, která se dělí na podzemní v pásmu saturace, případně i v nesaturované zóně nad tím, a půdní vodu v připovrchové vrstvě půdy [14]. Pod pojmem půdní voda se zahrnuje veškerá voda v připovrchové vrstvě půdy v kapalném, pevném i plynném skupenství. Největší význam má voda kapalná. Pokud

se v půdním profilu vyskytuje souvislá podzemní voda nebo do něj alespoň zasahuje vztlínáním, pak také patří k půdní vodě. Do půdy se voda dostává především infiltrací atmosférických srážek, infiltrací z vodních toků a nádrží, vztlínáním z hladiny podzemní vody a v malém množství z kondenzace vodních par. Poměr množství vody k pevné fázi půdy se vyjadřuje vlhkostí půdy [3]. Stanovení vlhkosti půdy viz kapitola 3.3.6.

V půdě i v podložních horninách lze rozlišit podle stupně nasycení vodou dvě pásma: provzdušnělé (nenasycené), v němž jsou dutiny alespoň částečně vyplněny vzduchem a pásmo zvodnělé (nasycené), v němž je veškerý volný prostor zcela vyplněný vodou. Pro lepší ilustraci viz obr. č. 2 [15].



Obr. č. 2: Vertikální zonálnost podzemní vody [15]

V těchto pásmech pak na vodu v půdě působí různé druhy síly. Podle převládajících sil působících na vodu v půdě se dělí na adsorpční (hygroskopickou), kapilární a gravitační [14].

a) Adsorpční voda: Jedná se o vodu, která je adsorbována na povrch zrn půdy a hornin ze vzdušné vlhkosti a vázána hygroskopickou silou. Nepohybuje se vlivem gravitace. Z půdy nebo horniny může být tato voda odstraněna vysokým zahřáním. Nemůže být využita rostlinami.

b) Kapilární voda: Tato voda je vázána na povrch částic půdy a hornin kapilárními silami. Vyplňuje póry půdy či horniny jen částečně v koutech mezi jednotlivými částicemi nebo pokrývá stěny pórů (pak se jí říká pelikulární či pokožková) nebo může vyplňovat póry zcela. Kapilární síly působí jen v provzdušnělém pásmu, do kterého se voda může dostat buď vsakem srážek, nebo vztlínáním nad hladinou podzemní vody. Voda zůstává

zachycena v kapilárních pórech, dokud nejsou kapilární síly překonány jinými silami. Rostliny jsou schopny tuto vodu z půdy odebírat.

c) Gravitační voda: Vyskytuje se v dutinách půdy a hornin a ve větších pórech. Může se pohybovat vlivem gravitace, protože není vázána kapilárními ani hygroskopickými silami [14].

Pojem zvodnělé pásmo (pásmo nasycení) je dvojznačný a záleží na okolnostech, jak je chápán. V hydrogeologii a hydraulice podzemní vody se za horní hranici zvodnělého pásma zpravidla považuje hladina podzemní vody, protože pod její úrovní lze podzemní vodu jímat. Nicméně se lze setkat i s tím, že je za horní hranici považován horní okraj kapilární třásně. Nasycení horniny vodou má totiž významný vliv na fyzikálně mechanické vlastnosti zeminy a je i významnou vlastností v pedologii, inženýrské geologii, geotechnice a v zemědělství bez ohledu na to, zda voda je nebo není volně pohyblivá [14].

3. Metodika terénních prací a měření

Povodí Litavky (číslo povodí = 1-11-04-001/0 – 1-11-04-055/0) [19], viz obr. č. 4, které bylo vybráno jako širší oblast zájmu a ve kterém jsou i vybrané lokality, je oblast s četným výskytem povodňových situací, zejména pak v jeho horní části, kde je vysoká sklonitost terénu a tím i náchylnost k extrémnímu povrchovému odtoku a erozi [16]. Tyto povodňové situace dále ovlivňují průběh povodní na Berounce a dolní Vltavě. Povodí Litavky by se dalo rozdělit na dvě značně odlišné části. Pramenná oblast Brd je z hlediska antropogenních zásahů v podstatě nedotčena. Tato oblast velice kontrastuje s intenzivním průmyslem, osídlením a plošnou zemědělskou činností ve střední a dolní části povodí. Tato vysoká intenzita antropogenní činnosti v blízkosti toku a údolní nivy omezuje možnosti využití přirozeného retenčního potenciálu povodí pro tlumení průběhu a následků povodní v této oblasti. Pro ilustraci míry antropogenních zásahů na korytě řeky viz obrázek č. 3 [17].



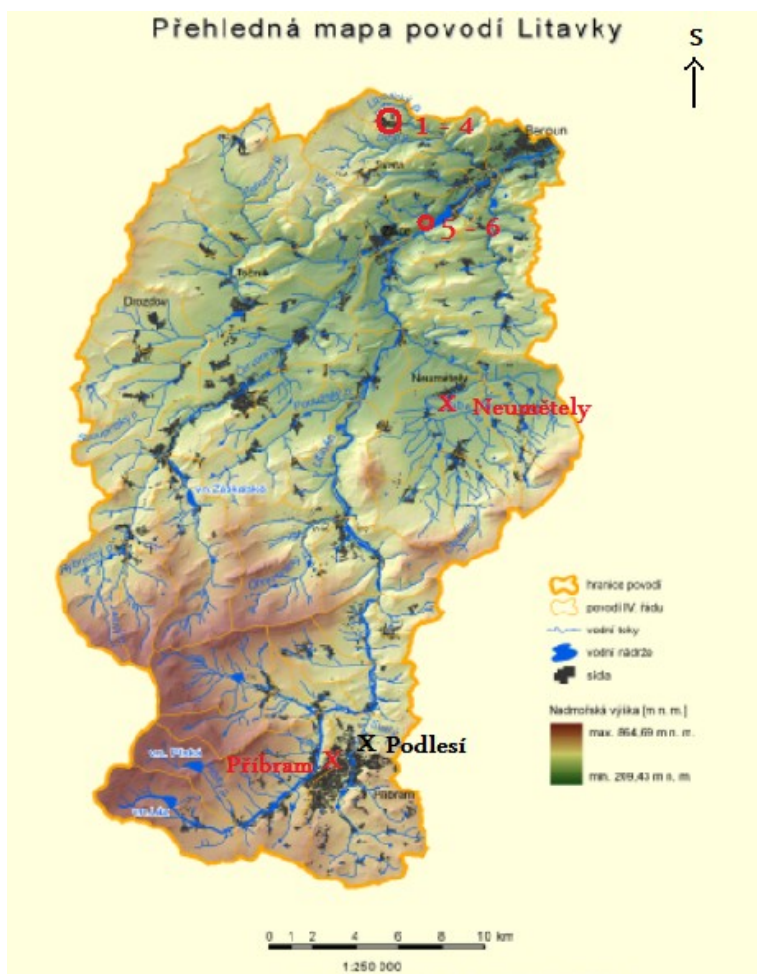
Obr. č. 3: Míra antropogenních zásahů na korytě řeky Litavky v okolí Králova Dvora [17]

Dříve se v údolí Litavky a Červeného potoka vytvářela niva, ale v současné době je většina niv upravena natolik, že je jejich původní charakter téměř úplně potlačen. Jak uvádí [16] bylo s různou intenzitou upraveno 88 % délky toku Litavky.

3.1. Hydrografie povodí

Horní část povodí se dá odlišit od střední a dolní části ve své přirozenosti a bez větších antropogenních zásahů díky vojenskému prostoru a řídkému osídlení. Řeka Litavka (identifikátor toku = 136510000100) pramenící v brdských lesích má délku 55 km.

Na prvních zhruba 15 km je nejméně ovlivněna antropogenní činností. Povodí v této oblasti je přibližně ze 70 % zalesněné. Lesnatost postupně klesá až k 35 % v dolní části řeky. Litavka je tok řádu IV. (I. řád je řeka ústící do moře), její přítoky jsou V. řádu [18]. Celkem má Litavka 12 přítoků – osm pravostranných a čtyři levostranné. Největšími přítoky jsou Červený potok ($S = 224 \text{ km}^2$) a Chumava ($S = 77,65 \text{ km}^2$). Přítok Dibří ($S = 23,4 \text{ km}^2$), který má délku 11 km je také jedním z přítoků Litavky a právě do jeho povodí spadají 4 z 6 vybraných lokalit. Detailní mapka povodí Litavky i s vyznačenými místy vybraných lokalit a srážkoměrných stanic viz obr. č. 4 [19].



Obr. č. 4: Povodí Litavky s vyznačenými místy jednotlivých lokalit (kroužky) a srážkoměrnými stanicemi (x) [19]

3.2. Výběr a popis lokalit

Dle mapy [20] byly vybrány tři odlišné typy půd, které jsou velice výrazně zastoupenými typy půd v rámci povodí Litavky i v rámci ČR. Konkrétní lokality pak byly vybrány tak, aby spadaly do vybraných typů půd, byly snadno dostupné a aby se nacházely

v okolí Králůva Dvora kvůli snadné dostupnosti z mého místa bydliště. Vybranými typy půd jsou pseudoglej, kambizem a regozem, které jsou detailně popsány v kapitole 2.2.

Mapa [20], podle které jsem vybíral jednotlivé lokality, má několik charakteristik bonitovaných půdně ekologických jednotek (dále jen BPEJ). BPEJ zemědělských pozemků vyjadřuje hlavní půdní a klimatické podmínky, které mají vliv na produkční schopnost zemědělské půdy a její ekonomické ohodnocení. BPEJ je tvořena pětimístným číselným kódem. Každé z čísel představuje jednu z těchto charakteristik: klimatický region, hlavní půdní jednotku, sklonitost a expozici, skeletovitost a hloubku půdy. Hlavní půdní jednotka je účelovým seskupením půdních forem příbuzných vlastností, které jsou určovány genetickým typem, subtypem, půdotvorným substrátem, zrnitostí, hloubkou půdy, sklonitostí nebo morfologií a zúrodňovacím opatřením [20], [21].

Během bonitačního průzkumu bylo vymezeno 2199 BPEJ, tato základní skupina byla dále rozřazena do 13 skupin půdních typů. Do těchto 13 skupin spadají i tři vybrané typy půd a jsou pro účely mapy charakterizovány takto:

- regozemě – skupina půd na písčích a štěrkopísčích a substrátech jím podobných, včetně slabě oglejených variet; skupina, která sdružuje všechny půdy na uvedených substrátech, popřípadě s podložím méně propustným, lehkého nebo lehčího středně těžkého zrnitostního rázu, značně závislé na srážkách během vegetačního období
- kambizemě – skupina kambizemí; zahrnuje převážně půdy na pevných horninách; z této skupiny byly vyčleněny půdy silně skeletovité – mělké, silně sklonité a některé lehké i těžké půdy jako samostatné skupiny; kambizemě jsou typické půdy pahorkatin, nižších a středních poloh vrchovin.
- pseudogleje – skupina oglejených půd; základním znakem této skupiny půd je periodické převlhčení profilu; tyto půdy jsou rozšířené v mírně teplé až chladné oblasti, kde se vyskytují v rovinatém nebo mírně sklonitém či depresním terénu.

Na každém ze tří vybraných typů půdy se vzorky odebíraly ze dvou různých lokalit. Celkem bylo tedy zvoleno 6 různých lokalit pro odběr vzorků. Na každé lokalitě byla vybrána dvě různá místa odběru, která od sebe nebyla příliš vzdálena. Na každém místě se pak vždy kopala sonda do půl metru a vzorky se odebíraly z hloubky 10 a 50 cm. Tomu odpovídá celkový počet 24 vzorků (8 z každého typu půdy) plus tři vzorky odebrané z kolejí traktorů pro případnou možnost srovnání a porovnání se zhutněným vzorkem. Z celkových šesti lokalit se čtyři (lokality 1 – 4) nachází v těsném okolí Hudlic, viz obr. č. 5. Zbývající dvě (lokality 5 – 6, viz obr. č. 6) jsou od Hudlic vzdáleny vzdušnou čarou zhruba 5 km směrem na JZ. Tyto dvě lokality leží na kopci nad městem Králův Dvůr

v blízkosti nově se rozrůstající zástavby. Lokality 1 a 2 leží dle mapy na typu půdy pseudoglej (vzorky S a K), lokality 3 a 4 na typu půdy kambizem (vzorky H a B) a lokality 5 a 6 na typu půdy regozem (vzorky L a UL). Všechna místa odběru byla prováděna na zemědělsky využívaných plochách s výraznější svažností, kde hrozí největší riziko případného erozního smyvu. Vzhledem k době odběru vzorků, který probíhal na podzim, konkrétně od 24. září do 10. listopadu, byla všechna pole v zoraném stavu a bez jakékoli vegetace, jejímiž účinky na snížení možné eroze se zabýval [22].



Obr. č. 5: Detailní přiblížení lokalit 1 - 4 v okolí Hudlic, černým + jsou vyznačeny kopané studny a modrým + HG průzkumný vrt [23]

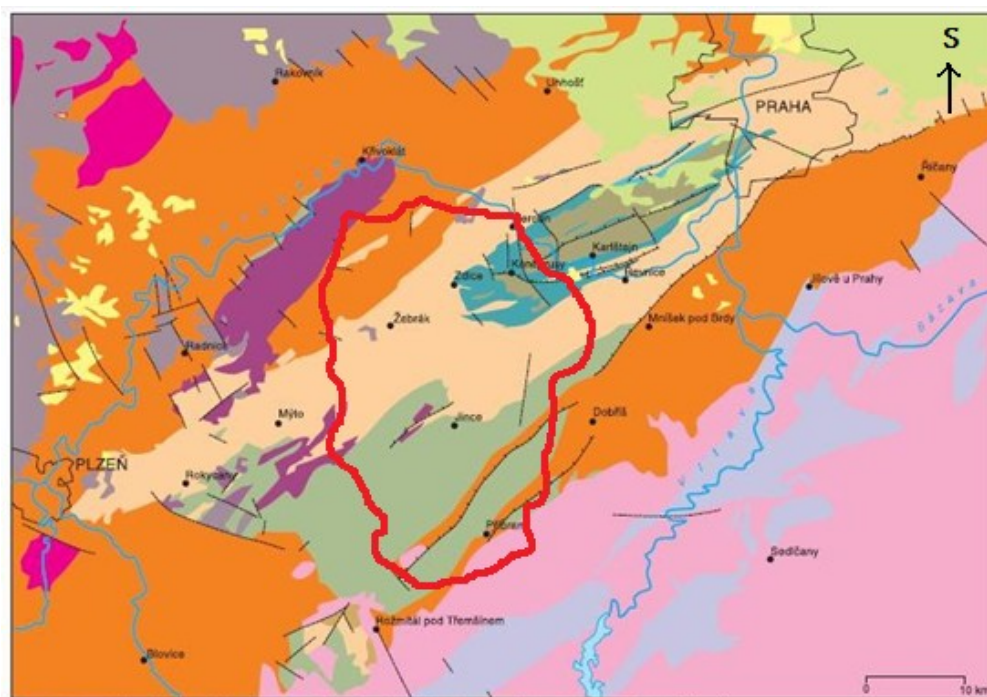


Obr. č. 6: Detailní přiblížení lokalit 5 – 6 u Králova Dvora [23]

Přiřazení vzorků k lokalitám a typu půdy je následující: pseudoglej: lokalita 1 – vzorky S, lokalita 2 – vzorky K, kambizem: lokalita 3 – vzorky H, lokalita 4 – vzorky B, regozem: lokalita 5 – vzorky L a lokalita 6 – vzorky UL.

3.2.1. Geologické poměry

Geologicky náleží všechny lokality do Tepelsko-barrandienské oblasti (TBO). TBO zaujímá centrální pozici v jednotkách Českého masivu. Zejména ve středních a západních Čechách vystupuje na povrch. Dají se rozlišit dvě strukturní patra – kadomsky deformované, převážně slabě metamorfované a na něm uložené, později varisky vrásněné a téměř nemetamorfované staropaleozoické sledy. Pro podrobnější představu o geologické stavbě viz obr. č. 7 [24]. Širší okolí lokalit se rozprostírá především na horninách kambria, kde se střídají slepence, pískovce a droby, a na horninách ordoviku (převážně břidlice a prachovce; podřadně křemenné pískovce a droby). Částečně se zde vyskytují i horniny proterozoika, které jsou tvořeny břidlicemi, prachovci a droby. U všech výše zmíněných typů hornin převažuje puklinová propustnost, která je zvýrazněná v přípovrchové zóně rozpukání hornin [25]. Lze potvrdit z materiálů z ČGS-Geofondu [29], že se téměř všude v širším okolí lokalit nacházejí v podloží od hloubky 2 – 5 m (na terénních elevacích i mělčeji) nejdříve silně rozvětralé a rozpukané šedé, tmavošedé až černé břidlice, které postupně přecházejí do kompaktních a velice tvrdých.



1 neogenní kontinentální sedimenty; 2 svrchnokřídové kontinentální a mořské sedimenty; 3 svrchnokarbonské a permské kontinentální sedimenty; 4 devonské marinní sedimenty; 5 silurské marinní sedimenty a vulkanity; 6 ordovické marinní sedimenty a vulkanity; 7 svrchnokambričské vulkanické horniny; 8 kambričské kontinentální a mořské sedimenty; 9 proterozoické marinní sedimenty a vulkanity; 10 prevariské plutonity; 11 variské plutonity; 12 proterozoické a paleozoické metasedimenty a metavulkanity ostrovní zóny středočeského plutonu; 13 zlomové linie, 14 významné směrné přesmyky.

Obr. č. 7: Schematická geologická mapa barrandienské paleozoika s vyznačeným povodí Litavky[24]

Lokality 1 - 4 se nachází v nejsevernější části povodí Litavky na samé hranici s povodím Berounky. Lokality jsou soustředěny v blízkém okolí vesnice Hudlice. Geologické podloží tvoří z největší části komárovský vulkanický komplex (s alterovanými bazalty a pyroklastiky), horniny letenského souvrství ordovického stáří a horniny mladšího proterozoika, které jsou tvořeny hlavně jílovitými a prachovitými břidlicemi a střídajícími se břidlicemi, drobami a prachovci.

Lokality 5 a 6 spadají do nejčastěji se vyskytujícího geologického útvaru v povodí – do ordoviku s nejčastějším výskytem břidlic, pískovců a prachovců, ale tyto lokality leží v úzkém pruhu ordoviku (konkrétně se jedná o kosovské souvrství), kde se nejčastěji střídají křemenné pískovce, droby a břidlice [26].

Údaje průzkumného vrtu a dvou kopaných studní v blízkosti lokalit 1 – 4 (viz obr. č. 5) potvrzují, že pod vrchní asi 30 cm vrstvou humusové hlíny či ornice je písčitojílovitá zemina nebo kamenitohlinité sedimenty a v jejich podloží jsou od 3,5 m rozvětralé a rozpukané algonkické břidlice, které jsou více do hloubky kompaktní. Jedná se o tmavě šedé břidlice svrchního proterozoika [27].

3.2.2. Geomorfologické poměry

Všechny lokality 1 - 4 jsou vybrány na polích využívaných k zemědělské činnosti, nejčastěji k pěstování řepky a pšenice. Nadmořská výška se pohybuje kolem 380 – 420 m n. m. Území se svažuje od západu k východu a na jižní a severní strany do údolí již zmíněných potoků. Nejvyššími body okolí jsou na severu Krušná hora (609 m n. m.), na SZ Hudlický vrch (522 m n. m.) a přímo ve vesnici se tyčí buližníková skála s vrcholem ve výšce 467 m n. m.

Lokality 5 a 6 jsou situovány na okraji města Králův Dvůr. Pár stovek metrů od kopce, na němž jsou vybrané lokality, protéká řeka Litavka a nachází se několik rybníků. Souběžně s řekou běží od JZ k SV dálnice. Nejvyšším místem v okolí je samotné místo obou lokalit, které jsou tedy v podstatě na vrcholku kopce (nadmořská výška 326 m n. m.). Lokality jsou opět umístěny na zemědělsky využívané půdě a na vyšších částech svahu, kde dochází k intenzivní erozi a odnosu materiálu.

3.2.3. Hydrogeologické poměry

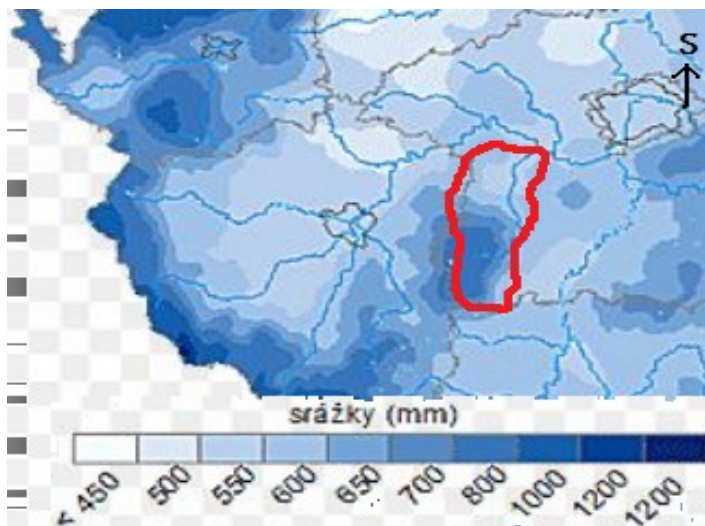
Lokality 1 – 4 leží na území mezi potoky Dibešský a Libotický (který je levostranným přítokem Dibešského), které se táhnou zleva i zprava těchto lokalit od JZ směrem k SV respektive od SZ směrem k JV. Jedná se o drobné potoky (s délkou max. 11 km a plochou povodí do 23 km²) V. a VI. řádu, které se stékají zhruba 2 km pod Hudlicemi a dál pokračují až k ústí do Litavky v Králově Dvoře [18].

Všechny lokality v okolí Hudlic se z hydrogeologického hlediska nachází na území s nízkou až střední transmisivitou horninového prostředí s hodnotami v rozmezí $1 \cdot 10^{-3}$ až $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Charakter kolektoru je puklinový. V širokém okolí se tento charakter a hodnoty transmisivity nemění. Celý mapový list 12 - 32, na kterém jsou i vybrané lokality, spadá do hydrogeologického rajonu 6230 – Krystalinikum, proterozoikum a paleozoikum v povodí Berounky. Z hlediska kvantity podzemních vod je oblast Barrandienu všeobecně považována za relativně deficitní, proto zde nebyly uskutečněny žádné rozsáhlé hydrogeologické výzkumné a průzkumné práce. Plošné rozložení hydrogeologických vrtů na území tohoto mapového listu je nerovnoměrné. Většina vrtů je situována v pruhu území kolem toků Berounky, Litavky a jejich přítoků [28].

Hloubka hladiny podzemní vody poměrně dobře koreluje s morfologií terénu. Jsou evidentní rozdíly ve výšce hladiny podzemní vody v údolích, kde se pohybuje výška hladiny podzemní vody nejčastěji v rozmezí 2 m až do úrovně terénu a na elevacích, kde je často hloubka hladiny podzemní vody větší než 6 m [29]. Směr proudění podzemní vody je do údolí jednotlivých toků. V širším okolí vybraných lokalit bylo v minulosti provedeno velké množství vrtů, nicméně v těsném okolí je vrtů málo. V blízkosti lokality 1 a 2 (viz obr. č. 5) byla v roce 1962 provedena kopaná sonda [27] o hloubce 8 m, v níž se hladina ustálila v úrovni terénu, protože byla proražena nepropustná jílová vrstva. To by možná mohlo vysvětlit, proč se jedno z měření infiltrace v hloubce 50 cm nepovedlo z důvodu přítomnosti vody v sondě.

3.2.4. Klimatické poměry

Vybrané lokality spadají do většího celku Středočeského kraje, pro který se uvádí průměrný srážkový úhrn 590 mm/rok [30]. Tato hodnota koreluje i s mapou průměrných ročních srážkových úhrnů, viz obr. č. 8, podle které se lokality nachází v kategorii 501 – 600 mm srážek/rok a klimatické oblasti – mírně teplé, mírně vlhké. Průměrné roční teploty vzduchu se pohybují kolem 8 °C.



Obr. č. 8: Průměrný roční úhrn srážek v mm mezi roky 1961 – 2000 s vyznačeným povodí Litavky [30]

3.2.5. Půdní poměry

Lokality 1 a 2 byly dle mapy [20] vybrány na půdním typu pseudoglej a lokality 3 a 4 byly vybrány na typu kambizem. Dle mapy [31] se všechny čtyři lokality nachází na hnědé půdě a na hnědozemi. Tento rozdíl je způsoben menší detailností této mapy, která je v měřítku 1:50000 oproti digitálně zpracované mapě, která vychází z podrobných map s měřítkem 1:5000 a také stářím papírové mapy. Půdotvorné substráty jsou zejména polygenetické nekarbonátové hlíny, proterozoické a paleozoické droby, bazická efuziva nebo křemence a bulžníky.

Lokality 5 a 6 leží na hnědé hlíně uložené na jílovitých břidlicích a na štěrcích a píscích uložených na nekarbonátových štěrkových terasách [31].

3.3. Odběr a zpracování vzorků

Odběr vzorků probíhal na podzim roku 2012. Vzorky jsem odebíral buď sám, nebo za asistence některého z členů rodiny. Potřebné vybavení se skládalo z: krumpáče, lopaty, sady na odběr Kopeckého válečků, nože, metru, igelitových sáčků, popisovače, stopek, terénního deníku a infiltrometru. Průběh odebírání vzorků byl následující: Nejprve byla vybrána lokalita v hrubším měřítku dle mapy. Následně v terénu proběhlo zběžné zhodnocení širšího okolí a vhodného výběru konkrétního místa odběru. Na zvoleném místě odběru jsem vykopal dvě mělké 10 cm hluboké sondy a dvě sondy o hloubce 50 cm. V jedné sondě od každé hloubky jsem změřil infiltraci vody pomocí Mini-disk infiltrometru a ze zbylých dvou sond jsem odebral neporušený vzorek vtláčením Kopeckého válečku

do půdy na stanovení objemové hustoty půdy. Do uzavíratelného igelitového sáčku jsem také odebral porušený vzorek na stanovení vlhkosti, specifické hustoty a zároveň i na zrnitostní rozbor. Po odebrání a označení všech vzorků jsem ke každé sondě a hloubce také pořídil fotografii a slovní makroskopický popis zeminy, který je v přehledné tabulce č. 4 v kapitole č. 4. Po dokončení odběru několika vzorků jsem je bezprostředně poté odvezl do laboratoře, abych co nejrychleji stanovil vlhkost.

Na všechny zkoušky kromě jediné (přímo na místě odběru jsem měřil infiltraci) bylo zapotřebí laboratoře s příslušným vybavením. Toto zázemí jsem našel v inženýrsko-geologické laboratoři na Přírodovědecké fakultě UK. Byl mi zde poskytnut prostor a základní vybavení pro stanovení vlhkosti, objemové a specifické hustoty. Pro zrnitostní stanovení zemin jsem požádal soukromou firmu TPA ČR – Technický zkušební institut s.r.o., kde mi bylo umožněno toto stanovení pod odborným dohledem a za veliké pomoci uskutečnit.

Zvolené hloubky 10 a 50 cm byly vybrány proto, že hloubka 10 cm je reprezentant těsně přìpovrchové vrstvy výrazně ovlivňované člověkem - obděláváním, orbou, hnojením, kypřením, nebo naopak hutněním apod. a také se zde uplatňuje významný vliv kořenů rostlin a hloubka 50 cm jako hloubka již pod běžným dosahem obdělávání a orby, pod dosahem hutnění z povrchu, obvykle tam již je další půdní horizont ve smyslu vertikálního půdního profilu, tedy je tam svým způsobem přirozené uložení půdního materiálu, jehož vlastnosti jsou většinou rozhodující při infiltraci vody do větších hloubek nesaturované zóny.

3.3.1. Zrnitost

Zrnitostní rozbor byly u 18 vzorků provedeny úplně, to znamená, že byl proveden síťový rozbor i hustoměrná zkouška. U zbylých 9 vzorků byl z časových důvodů a vytíženosti laboratoře proveden pouze síťový rozbor bez hustoměrné zkoušky. Samotná zkouška probíhala podle předpisů [32]. Zkouška byla poměrně náročná a to především časově, kdy je nutné jeden den vzorky připravit, druhý den zahájit zkoušku a v několika časových intervalech odečítat hodnoty včetně hodnoty za 24 h. Tento postup musel být několikrát zopakován, protože najednou bylo možno dělat pouze tři vzorky. Detailní postup zrnitostního rozboru je popsán v cit. [32]. Výstupem ze zrnitostního rozboru byl tedy u 18 vzorků kompletní zrnitostní rozbor včetně zrnitostní křivky. Tyto vzorky jsem mohl zařadit nejen podle ČSN 731001, ale i podle trojúhelníkového diagramu zrnitosti půd odvozeného ze systému USDA (Americké Ministerstvo zemědělství) viz obr. č. 1 v kapitole 2.3.1. Zbývajících 9 vzorků nemá kompletní zrnitostní křivku, protože bylo pouze proseto sadou sít, takže chybí detailní rozbor nejjemnější frakce pod 0,063 mm, ale přibližnou

představu dostaneme z ostatních vzorků, které pocházely ze stejného místa odběru nebo alespoň ze stejného typu půdy.

3.3.2. Hydraulická vodivost

Jediný parametr měřený na místě odběru. Hydraulickou vodivost jsem spočetl na základě měření infiltrace pomocí Mini-disk infiltrometru, více o přístroji v kapitole 3.4.3. Před začátkem každého měření jsem vizuálně zkontroloval místo postavení infiltrometru, abych jeho plochou nezastihl nějakou anomálii jako např. makropór a pak jsem vybrané místo trochu srovnal do roviny kvůli lepší stabilitě infiltrometru a lepšímu přilnutí jeho podložky k půdě. Vždy jsem postupoval tak, že jsem naplnil obě komory vodou. V sací komoře jsem nastavil podtlak 1 cm, zapsal si objem vody v dolní komoře a postavil na připravené místo. Zapnul jsem stopky a pak s krokem 30 s zapisoval hodnotu objemu v nádržce tak dlouho, dokud nebylo minimálně 10 ml, spíše však kolem 15 – 20 ml. Tato data jsem zaznamenal do připraveného souboru dodávaného s přístrojem, viz kapitola 3.4.3. a dostal jsem výslednou hydraulickou vodivost.

Hydraulické vlastnosti půdy zůstávají i přes neustálé zlepšování měřících metod obtížně měřitelné a měření bývá časově nebo finančně náročné. Jako alternativní řešení, které může být dostatečně přesné a použitelné pro mnoho simulačních aplikací, se může jevit použití pedotransferových funkcí pro odhad těchto vlastností namísto přímého měření jak je uvedeno v cit. [12]. Pedotransferové funkce využívají jednodušeji stanovitelné půdní charakteristiky, které jsou často již známé z průzkumu půd pro odhad charakteristik hydrofyzikálních.

3.3.3. Pórovitost

Pórovitost je vlastností, která se neměří přímo, ale vypočítává se. Objem pórů V_p vztažený k celkovému objemu půdy V v přirozeném uložení nazýváme pórovitostí n [11], tedy:

$$n = \frac{V_p}{V} \quad (3)$$

kde n je pórovitost, V_p objem pórů a V objem půdy. Pórovitost n se počítá z hodnoty vysušené objemové hustoty ρ_d a měrné (specifické) hustoty ρ_s půdy:

$$n = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \quad (4)$$

$$\rho_d = \frac{m_z}{V_S} \quad (5)$$

$$\rho_s = \frac{m_z}{V_z} \quad (6)$$

kde m_z je hmotnost zeminy, V_s celkový objem vzorku a V_z objem zeminy. Pórovitost je poměrné číslo, jeho hodnota je 0 – 1 nebo se udává v procentech objemu, potom se rovnice č. 4 násobí 100. Často se můžeme také setkat se značením pórovitosti písmenem p [33].

3.3.4. Specifická hustota

Měrnou hmotnost stanovujeme pro výpočet pórovitosti a pro vzájemné, ale pouze hrubé porovnání minerálního složení hornin. Objem i hmotnost pevné fáze horniny zjišťujeme vážením nebo přímým měřením v nádobě o známém objemu naplněném kapalinou. Lze ji stanovit v pyknometru nebo v odměrném válci [34]. Já jsem prováděl stanovení měrné hmotnosti v pyknometru.

Stanovení pyknometrem - Tato zkouška je vhodná pro všechny druhy hornin, které mají největší zrna pod 2 mm. Potřebné pomůcky ke zkoušce jsou: pyknometr, analytické váhy s přesností 0,001 g, kahan, porcelánová mistička, lžička, stříčka, síto s průměrem ok 2 mm a třecí misku s paličkou. Postup zkoušky probíhal následovně: Zeminu jsem jemně rozpojil v třecí misce a prošel na síť. Do porcelánové misky jsem odvážil 10 - 15 g upravené zeminy (m_1), zalil trochu destilovanou vodou a přivedl k varu nad kahanem. Roztok jsem nechal vychladnout a kvantitativně jsem ho převedl do kalibrovaného pyknometru. Kalibraci jsem provedl tak, že jsem třikrát pyknometr naplnil destilovanou vodou, zvážil (m_2) a hodnotu zprůměroval. Pyknometr se zeminou jsem doplnil destilovanou vodou a utěsnil. Uzavřený pyknometr jsem zvážil (m_3) a pak jsem mohl již spočítat měrnou hmotnost dle vzorce

$$\rho_s = \frac{m_1}{m_1 + m_2 + m_3} \quad (7)$$

kde ρ_s je měrná hmotnost, m_1 hmotnost odvážené zeminy, m_2 hmotnost pyknometru s vodou a m_3 hmotnost pyknometru se zeminou doplněným vodou [34].

3.3.5. Objemová hmotnost

Stanovení na vzorkách pravidelného tvaru - Zkouška je vhodná jen pro soudržné zeminy se zachovalou strukturou a přirozenou vlhkostí. Potřebné pomůcky jsou tenkostěnný kovový prsteneček o objemu 100 cm³ (Kopeckého váleček), sušárna, technické váhy s přesností 0,01 g, nůž na zeminu, vytlačovací lis a miska [34]. Postup jsem prováděl tak, že vzorek získaný v terénu jsem vytlačil z odběrového pouzdra Kopeckého válečku do předem zvážené porcelánové misky, kterou jsem následně zvážil i se vzorkem. Z rozdílu hmotností

jsem vypočítal hmotnost vzorku (m). Objem je daný – 100 cm^3 . Pak už jsem spočítal objemovou hmotnost dle vzorce:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (8)$$

kde ρ je objemová hustota, m hmotnost vzorku a V objem válečku.

Výsledek jsem uváděl v $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Pro potřebu dalších výpočtů jsem ale potřeboval suchou objemovou hustotu ρ_d , která se spočítá z předešlé objemové hmotnosti a vlhkosti vzorku, kterou jsem stanovil pro každý vzorek, dle rovnice:

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + w} \quad (9)$$

kde ρ_d je suchá objemová hustota, ρ objemová hustota a w vlhkost vzorku [34].

3.3.6. Vlhkost

Vlhkost jsem stanovil způsobem vysoušení vzorku v sušárně. Zhruba 100 g zeminy (odebranou v terénu do uzavíratelného igelitového pytlíku, aby neztratila svoji přirozenou vlhkost a byla v co nejkratší době dopravena do laboratoře) jsem odvážil do předem zvážené porcelánové misky, kterou jsem dal do sušárny a 24 hodin sušil na $105 \text{ }^\circ\text{C}$. Vysušenou zeminu v misce jsem dal vychladnout do exikátoru a teprve až vychladlou zvážil. Z rozdílu hmotností před sušením a po sušení jsem zjistil obsah vody (m_w), který jsem vydělil hmotností vysušené zeminy (m). Vlhkost jsem vypočítal dle rovnice:

$$w = \frac{m_w}{m} \quad (10)$$

kde w je vlhkost, m_w hmotnost vody a m hmotnost vysušené zeminy. Rovnici jsem vynásobil 100, abych mohl výsledek udávat v procentech [34].

3.4. Infiltrace

Infiltrace byla klasicky definována a popsána Hortonem [35] jako proces, při kterém se voda vsákne nebo je pohlcena půdou. Vymezil ji jako proces pronikání nebo pohybu vody skrz půdu. Více moderních definicí definuje infiltraci spíše jako proces, kterým voda překonává rozhraní půdního vzduchu v půdě [36].

3.4.1. Rychlost infiltrace

Je-li k povrchu půdy přiváděna voda právě takovou rychlostí, jakou se vsakuje, zjistíme tak maximální hodnotu infiltrace, nazývanou též vsakovací rychlost. Rychlost

infiltrace je rychlost jakou voda postupuje horninovým prostředím do hloubky a spočítá se jako

$$v = \frac{V}{A \cdot t} \quad (11)$$

kde V je objem vody přiváděný na plochu A v čase t . Rozměrem je $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Celkové množství vody, které se vsákne do půdy od začátku infiltrace, se nazývá kumulativní infiltrace (i) a vypočítá se dle rovnice:

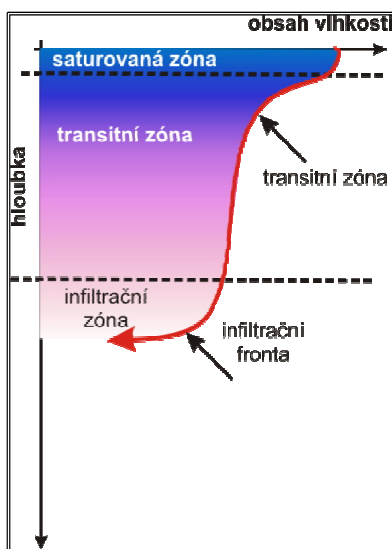
$$i = \frac{V}{A} \quad (12)$$

Tyto vztahy jsou ovlivněny počáteční vlhkostí před začátkem infiltrace. Rychlost infiltrace se po delším čase již prakticky nemění, je konstantní o hodnotě v_c a kumulativní infiltrace potom vzrůstá s časem lineárně. Někdy se tento stav označuje jako kvazistacionární [11].

3.4.2. Metoda Greena a Ampta

Existuje několik typů řešení infiltrace. Jedním z nich je integrální metoda, kdy se předpokládá podobnost vlhkostních profilů. K této metodě patří i postup podle Greena a Ampta [11].

Na obr. č. 9 můžeme vidět rozdělení vlhkosti v horninovém profilu během infiltrace směrem do hloubky. Rozlišují se tři oblasti – satureovaná (která ale není klasickou satureovanou zónou v klasickém slova smyslu), transitní a infiltrační zónu. Infiltrační zóna je ohraničena tzv. infiltrační frontou, což je poměrně ostré rozhraní mezi zeminou spůvodní vlhkostí (leží pod touto frontou) a zeminou, kam již proniká kapalina z povrchu. Poloha infiltrační zóny se mění s časem, fronta postupuje směrem dolů.



Obr. č. 9: Rozdělení vlhkosti v horninovém profilu během infiltrace [15]

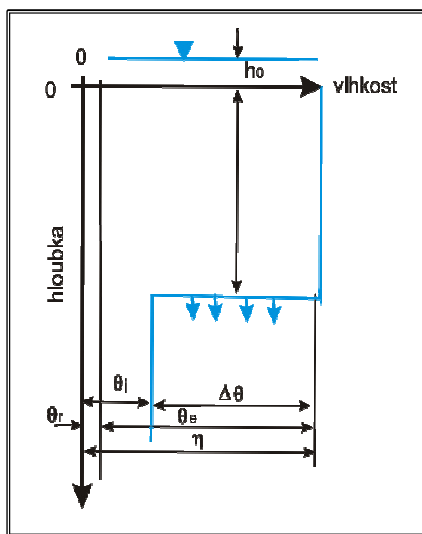
Infiltrační hloubka F je hloubka, kterou dosáhne čelo infiltrační fronty v čase t definována jako:

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau. \quad (13)$$

Hodnota infiltrační rychlosti je tedy derivací infiltrační hloubky podle času:

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt}. \quad (14)$$

Green a Ampt navrhli zjednodušené řešení, které je však v praxi dobře použitelné – schéma řešení viz obr. č. 10. Infiltrační fronta je pojata jako ostré rozhraní, které odděluje oblast zeminy s původním obsahem vlhkosti, jež leží pod touto frontou, od oblasti, v níž je obsah vlhkosti roven pórovitosti (tedy úplná saturace). Infiltrační fronta postupuje do hloubky L v čase t od počátku infiltrace. Voda pokrývá rovnoměrně povrch terénu v mocnosti h_0 , která odpovídá potřebné výšce kapilárního tlaku, nezbytného pro překonání příslušných hydraulických odporů [15].



Obr. č. 10: Zjednodušené řešení infiltrace dle Greena a Ampta [15].

3.4.3. Měření infiltrace

Pro měření infiltrace a výpočet hydraulické vodivosti na jednotlivých lokalitách, jsem použil přístroj Mini-disk infiltrometr viz obr. č. 11 od společnosti Eijkelkamp agrisearch equipment (Decagon Device, Inc) distribuovaný v ČR společností Ekotechnika spol. s r.o. Jedná se o kompaktní přístroj s malými rozměry a velice snadno přenosný. Skládá se z válce, který je rozdělen na dvě oddělené komory propojené úzkou trubičkou, horního

uzávěru, v němž je trubička, která komunikuje s atmosférou a podstavce tvořené porézní destičkou. Na výšku měří 32,7 cm, objem nádržky je 135 ml, tloušťka porézní destičky je 3 mm a její plocha je 15,9 cm².

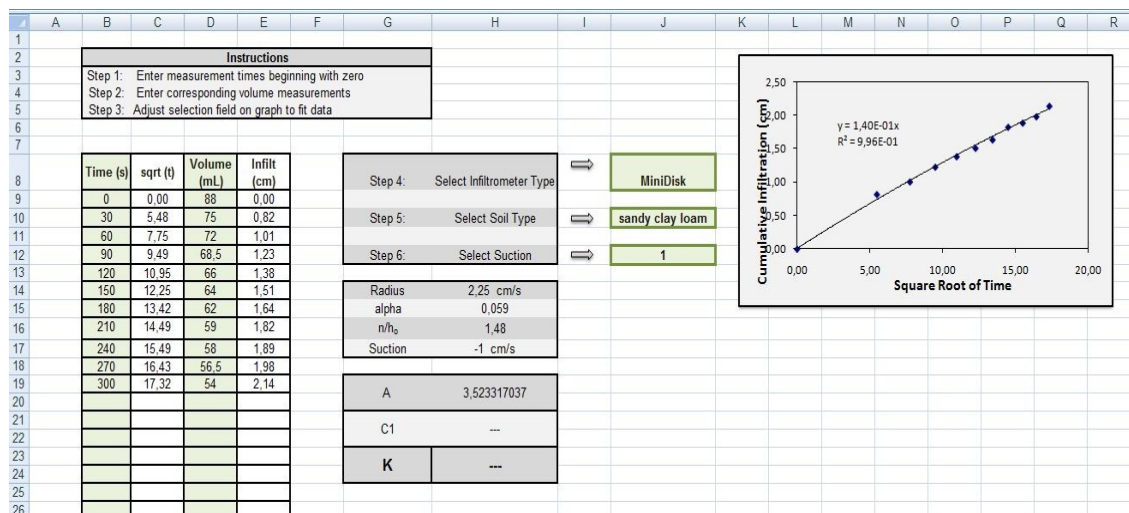


Infiltrometr funguje tak, že obě komory se naplní vodou. Horní komora kontroluje sání. Spodní komora obsahuje objem vody, který postupně infiltruje do půdy. Rychlost infiltrace lze regulovat pomocí velikosti sání zvoleného v horní komoře. Na dolní komoře je stupnice pro odečítání objemu vody v ml. Přes dno dolní komory tvořené porózní nerezovou ocelovou destičkou infiltruje voda do půdy a pozorovatel odečítá hodnoty objemu ve zvoleném časovém intervalu tak dlouho, dokud se nevsákne dostatečné množství pro vyhodnocení.

Jeho výhodou je malý potřebný objem vody k měření, malé rozměry, možnost měřit na různých typech povrchu, nenarušení kořenového systému a možnost eliminace makropórů. Nevýhodou může být menší stabilita a problém s odečítáním, pokud je infiltrometr umístěn pod úroveň terénu a samozřejmě jeho malá plocha, která je tudíž méně reprezentativní.

Obr. č. 11: Mini-disk infiltrometr [39]

Toto měření je jediným, které bylo provedeno přímo v terénu. Z měření infiltrace se vypočítá hydraulická vodivost. Samotné měření probíhalo tak, že jsem nejdříve před začátkem každého měření vizuálně zkontroloval místo postavení infiltrometru, abych jeho plochou nezastihl nějakou anomálii jako např. makropór či kámen a také jsem vybrané místo srovnal do roviny kvůli stabilitě infiltrometru a lepšímu přilnutí jeho podložky k povrchu půdy. Naplnil jsem obě komory infiltrometru vodou. V sací komoře jsem nastavil většinou podtlak 1 cm, protože rychlosti infiltrace byly dost pomalé, zapsal si objem vody v dolní komoře a postavil na připravené místo. Zapnul jsem stopky a s krokem 30 s jsem zapisoval hodnotu objemu v nádržce tak dlouho, dokud nebylo minimálně 10 ml lépe 15 – 20 ml. Tyto hodnoty jsem přepsal do spreadsheetu v Microsoft Excel dodávaného s přístrojem, vybral jsem typ půdy dle zrnitostního rozboru, velikost sání a dostal jsem výslednou hodnotu hydraulické vodivosti. Ukázka spreadsheetu obr. č. 12.



Obr. č. 12: Ukázka spreadsheeru pro výpočet hydraulické vodivosti [39]

K vypočítání hydraulické vodivosti z těchto dat se používá metody podle Zhanga [37], která je poměrně jednoduchá a také jsou zapotřebí van Genuchtenovy parametry pro půdu. V příložené tab. č. 2 jsou tyto parametry pro 12 různých textur, které byly získány od Carsel a Parrish [38], [39].

Metoda vyžaduje měření kumulativní infiltrace v závislosti na čase a následně se výsledky počítají pomocí funkce

$$I = C_1 t + C_2 \sqrt{t} \quad (15)$$

kde C_1 ($m \cdot s^{-1}$) a C_2 ($m \cdot s^{-1/2}$) jsou parametry. C_1 souvisí s hydraulickou konduktivitou a C_2 se sorpcí půdy. Hydraulická konduktivita K se potom vypočítá dle rovnice:

$$K = \frac{C_1}{A} \quad (16)$$

kde C_1 je směrnice přímky kumulativní infiltrace v závislosti na odmocnině času a A je hodnota týkající se van Genuchtenových parametrů pro daný typ půdy, sací rychlost a poloměr infiltrometru. Parametr A se počítá dle rovnic:

$$A = \frac{11,65(n^{0,1} - 1)\exp[2,92(n - 1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{pro } n \geq 1,9 \quad (17)$$

$$A = \frac{11,65(n^{0,1} - 1)\exp[7,5(n - 1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{pro } n < 1,9 \quad (18)$$

kde n a α jsou van Genuchtenovy parametry pro půdu, r_0 je poloměr disku a h_0 je sání na povrchu disku [39].

Tab. č. 2: van Genuchtenovy parametry α a n pro 12 vybraných textur půdy a hodnoty A pro průměr disku 2,25 cm a sání v rozsahu od 0,5 do 6 cm [39]

	radius		A								
	alpha	n / hc	-0.5	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	
sand	0,145	2,68	2,835701	2,40407	1,727908	1,241921	0,892621	0,641565	0,46112	0,331427	
loamy sand	0,124	2,28	2,9853	2,786831	2,4286	2,116417	1,844363	1,60728	1,400674	1,220625	
sandy loam	0,075	1,89	3,877062	3,887982	3,909913	3,931969	3,954148	3,976453	3,998884	4,021441	
loam	0,036	1,56	5,461148	5,717657	6,267384	6,869965	7,530482	8,254505	9,048139	9,918077	
silt	0,016	1,37	7,921451	8,177401	8,714378	9,286617	9,896433	10,54629	11,23883	11,97683	
silt loam	0,02	1,41	7,102076	7,367933	7,929874	8,534674	9,185601	9,886173	10,64018	11,45169	
sandy clay	0,059	1,48	3,210664	3,523317	4,242925	5,109507	6,153081	7,409796	8,923184	10,74567	
clay loam	0,019	1,31	5,857535	6,10902	6,644845	7,227667	7,861609	8,551155	9,301181	10,11699	
silty clay I	0,01	1,23	7,893227	8,094056	8,511175	8,949789	9,411007	9,895994	10,40597	10,94223	
sandy clay	0,027	1,23	3,336287	3,570465	4,089288	4,683501	5,364059	6,143508	7,036218	8,058649	
silty clay	0,005	1,09	6,076318	6,169307	6,359575	6,55571	6,757895	6,966316	7,181164	7,402639	
clay	0,008	1,09	3,998056	4,096399	4,300401	4,514562	4,739389	4,975412	5,223189	5,483306	

Odhad van Genuchtenových parametrů je detailně popsán např. v cit. [40].

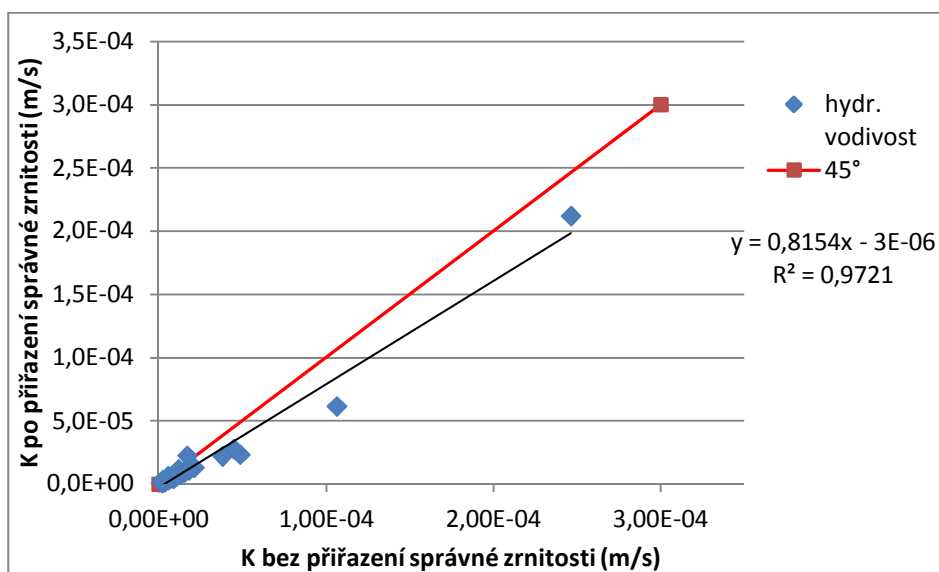
Je potřeba upozornit na fakt, že při výpočtech hydraulické vodivosti se výrobce řídí jiným (americkým) rozdělením zrnitostních frakcí, které je odlišné od rozmezí udávaných u nás. Při zadávání velikosti frakce získané ze zrnitostního rozboru proto může dojít k drobným odchylkám ve výsledné hydraulické vodivosti. Označení velikosti zrn dle US je podrobněji rozčleněno na více skupin, ale při jejich spojení dohromady odpovídá rozpětí hodnot hodnotám udávaných ČSN 72 1002. V zásadě se tedy neliší, jen je označení dle US podrobnější. Pouze drobné odlišnosti jsou u velikosti zrn prachu a jílu a pak u velkých zrn. Srovnání rozdělení frakcí dle amerického a našeho systému uvádí tab. č. 3. Navíc jak je ukázáno na obr. č. 13, kde je srovnán vliv změny hydraulické vodivosti před přiřazením zrnitosti (výchozí typ půdy je nastaven na písčito-jílovitou hlínu) a po jeho přiřazení, tak je vidět, že i vliv správného přiřazení typu půdy je v mých konkrétních případech naprosto minimální.

Dalšími typy infiltrometrů jsou například tenzní infiltrometr, kompaktní přetlakový infiltrometr, dešťový simulátor a velice často používaný dvouválcový infiltrometr, případně jednoválcový [12].

Tab. č. 3: Srovnání rozdílů mezi označením zrn dle ČSN 72 1002 a dle US

Označení zrn podle ČSN 72 1002			Označení dle US	
Velikost zrn (mm)	Označení (název)		název US	Velikost zrn (mm)
menší než: 0,002	jíl, slín		clay	menší jak 0,004
0,002 - 0,063	prach		silt	0,004-0,062
0,063 - 0,250	písek	jemný	very fine sand	0,062 - 0,125
0,250 - 1		střední	fine sand	0,125 - 0,25
1 - 2		hrubý	medium sand	0,25 - 0,5
2 - 8	štěrk	drobný	coarse sand	0,5 - 1,0
8 - 32		střední	very coarse sand	1,0 - 2,0
32 - 128		hrubý	very fine gravel	2,0 - 4,0
128 - 256	kameny		fine gravel	4,0 - 8,0
větší než: 256	balvany		medium gravel	8,0 - 16,0
			coarse gravel	16,0 - 32,0
			very coarse gravel	32,0 - 64,0

Porovnání našeho a amerického zrnitostního rozdělení frakcí. Barevně si odpovídají stejná velikostní označení v jednotlivých klasifikacích.

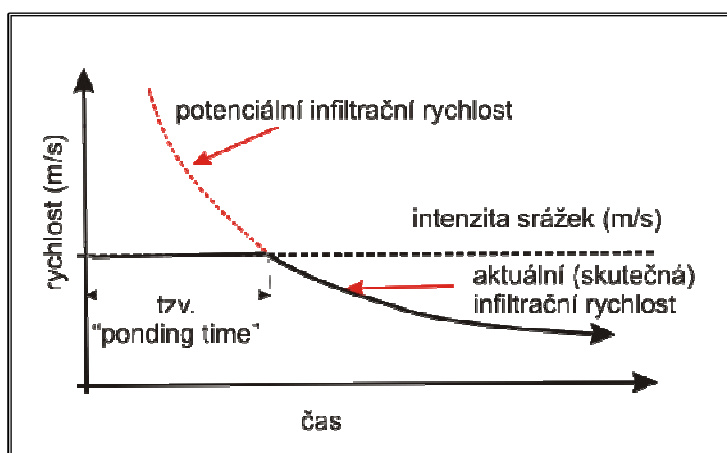


Obr. č. 13: Korelace výsledných hodnot hydraulické vodivosti bez přiřazení zrnitosti a po přiřazení dle zrnitostního rozboru, na přímce 45° by ležely hodnoty v naprosté shodě

Na grafu je vidět, že rozdíl mezi hydraulickou vodivostí vypočtenou bez správného přiřazení typu půdy a se správným přiřazením typu půdy je poměrně minimální a nemá tak na výslednou hodnotu zásadní vliv.

3.4.4. Doba výtopy

Ponding time neboli doba výtopy se označuje časový úsek od začátku deště do doby, než se na povrchu půdy začne tvořit souvislá vodní hladina, viz obr. č. 14.



Obr. č. 14: Znárodnění doby výtopy; vztah mezi potenciální rychlostí infiltrace a konstantní intenzitou deště [15]

Na počátku deště je rychlost infiltrace natolik velká, že pohltí veškerý objem srážek. Tato rychlost se poměrně prudce snižuje a postupně se blíží konstantní hodnotě. Po určitém čase nazývaném ponding time se rychlost infiltrace stane menší než je intenzita deště a celá srážka se nestačí infiltrovat do půdy. Od této doby se začne tvořit povrchový odtok. Jeho podíl se v poměru ke srážce bude s rostoucím časem zvyšovat. Doba výtopy ovlivňuje více faktorů, především intenzita srážky a také vlastnosti půdy, zejména její nasycení. Za určitých vlastností půdy, ale především při malé intenzitě deště nemusí k tvorbě povrchového odtoku vůbec dojít. S vyšší intenzitou deště se pravděpodobnost překročení rychlosti infiltrace intenzitou deště výrazně zvyšuje. Právě proto jsou z tohoto hlediska nejzajímavější přívalové deště, které mají vysokou intenzitu. Rychlost infiltrace se vypočítá podle vzorce:

$$f = K(1 + \psi \Delta\Theta / F) \quad (19)$$

kde f je rychlost infiltrace, K hydraulická vodivost, ψ sací výška, $\Delta\Theta$ změna pórovitosti se vypočítá jako:

$$\Delta\Theta = (1 - s_e) \cdot \Theta_e \quad (20)$$

kde s_e je počáteční nasycení a Θ_e je efektivní porosita.

Doba výtopy se spočítá dle vzorce:

$$t_p = \frac{K \cdot \Psi \cdot \Delta\Theta}{i \cdot (i - K)} \quad (21)$$

kde t_p je doba výtopy a i je intenzita deště, za níž byla dosazována hodnota $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, což odpovídá intenzitě přívalového deště [41].

3.4.5. Půdní vzduch

Předpokládá se, že půdní vzduch vytváří kontinuum se vzduchem atmosférickým. Jestliže je před čelem zvlhčení méně propustná vrstva s vyšší vlhkostí nebo hladina podzemní vody, stlačuje se vzduch mezi oběma zónami a působí jako bariéra proti dalšímu postupu čela zvlhčení a infiltrované vody. Rychlost infiltrace se tak řádově snižuje. Když tlak půdního vzduchu překročí vstupní hodnotu vzduchu v zóně přenosu, „probublá“ vzduch vzhůru a půda se mírně drénuje a ihned potom nastane prudké zvýšení rychlosti infiltrace. V tomto případě se infiltrace řeší jako dvoufázové proudění vody a vzduchu [42] nebo [43] v cit. [11].

3.4.6. Redistribuce

Po skončení infiltrace vody je půda prosycena do určité hloubky H vodou. Po skončení vsaku však nedojde k rovnovážnému stavu a vysoký gradient potenciálu mezi provlhčenou vrchní částí půdy a relativně sušší spodní částí půdy (pod čelem zvlhčení) způsobuje stékání vody z vrchní vrstvy dolů. Tento proces se nazývá redistribuce. Ve své podstatě je redistribuce podobná infiltraci, protože se směrem do hloubky dále posouvá čelo zvlhčení, ale na rozdíl od infiltrace je jediným zdrojem vody svrchní provlhčená vrstva, z které voda postupně stéká do podloží. Zároveň s tím se rovnoměrně snižuje vlhkost ve vrchní vrstvě a snižuje se gradient potenciálu, což byla hnací síla procesu [11].

4. Výsledky a interpretace laboratorních rozborů zemin

Vybranými vlastnostmi zemin, které byly na odebraných vzorcích stanovovány, jsou vlhkost, zrnitostní rozbor, pórovitost, objemová a specifická hustota zeminy. Dříve než dojde na přehled samotných výsledků, uvádím tab. č. 4, kde jsou přehledně uvedeny všechny vzorky a jejich makroskopický popis v terénu při jejich odebírání. U každého vzorku bylo snahou určit barvu, zrnitost, skeletovitost, velikost skeletu konzistenci a půdní strukturu. Všechny vlastnosti byly určeny spíše jen orientačně, protože přesné určení není přímo v terénu vždy možné a také je zapotřebí mít patřičné zkušenosti. Zejména špatně se odhadovala zrnitost a u popisu barev jsou uváděny pouze nejvíce zastoupené barvy.

Vzorky jsou rozděleny podle typu půdy, vždy po 9 vzorcích na každém typu půdy rozdělených na dvě lokality odběru. Rozmístění lokalit a přiřazení vzorků k lokalitám je ukázáno v obr. č. 5 a 6 v kapitole 3.2 a popsáno v textu pod nimi.

Tab. č. 4: Makroskopický popis vzorků při jejich odebrání v terénu

MAKROSKOPICKÝ POPIS VZORKŮ

typ půdy	vzorek	hloubka	barva	zrnitost (odhad)	skeletovitost	velikost skeletu	konzistence	půdní struktura
pseudoglej	S2	10 cm	hnědá	jílovitá hlína	příměs	hrubý písek	drobivá	drobtová
	S5	50 cm	pískově hnědá	hlína, příměs písku	střední	písek - štěrk	drobivá	drobtová, polyedrická
	S8	10 cm	světle hnědá	hlína - prach	střední - silná	štěrk - kameny 4x4cm	kyprá, nesoudržná	práškovitá
	S10	50 cm	světle hnědá - šedá	prachovitá hlína	silně	kameny až 7x5cm	kyprá, suchá	sypká, prašná
	S12-kolej	10 cm	hnědá	jílovitá hlína	příměs	hrubý písek	drobivá, ulehlá	drobtová
pseudoglej	K5	10 cm	hnědá	hlína	slabá	štěrk, kameny 3x5cm	soudržná, vlhká	hrudkovitá
	K6	50 cm	běložlutý-oranžový	jíl	silná	kameny 5x5 -20x15cm	tuhá, mokrá	kompaktní, mazlavá
	K8	10 cm	hnědá	hlína	slabá	štěrk až kameny 3x5	kyprá - drobivá	hrudkovitá
	K10	50 cm	žlutooranžový	jíl	slabá	štěrk	tuhá, mokrá	kompaktní, mazlavá
kambizem	H2	10 cm	hnědá	hlína	slabá	hrubý písek - štěrk	soudržná - drobivá	hrudkovitá, drobtová
	H4	50 cm	okrově žlutá-hnědá	jíl	střední	hr. štěrk-kameny 4x5	soudržná, vlhká	polyedrická
	H8	10 cm	hnědá-tm. hnědá	jílovitá hlína	střední	hrubý písek - štěrk	tuhá, vlhká	kompaktní, mazlavá
	H10	50 cm	okrověhnědá-oranž.	jíl s příměsí hlíny	slabá	písek - štěrk	tuhá, vlhká	kompaktní, mazlavá
	H6-kolej	10 cm	hnědá	hlína	slabá	hrubý písek - štěrk	soudržná	hrudkovitá, drobtová
kambizem	B2	10 cm	světle hnědá	hlína	příměs	hrubý písek - štěrk	drobivá, sušší	jemně hrudkovitá
	B5	50 cm	světle oranžová	jíl s příměsí hlíny	slabá	hr. písek-kameny 4x4	drobivá	jemně hrudkovitá
	B8	10 cm	hnědá	hlína	slabá	štěrk - kameny 2x3cm	drobivá, vlhká	hrudkovitá
	B11	50 cm	světle oranžová	jíl	silná	kameny 2x2 cm	rozšypavá, suchá	polyedrická
regozem	L2	10 cm	hnědá	jílovitá hlína	střední	kameny až 3x3 cm	soudržná, vlhká	hrudkovitá
	L5	50 cm	oranžová	jíl	střední - silná	kameny 2x2 - 5x8cm	tuhá	kompaktní, mazlavá
	L8	10 cm	světle hnědá,šedá	hlína	střední	hr. štěrk-kameny 3x4	drobivá	jemně hrudkovitá
	L11	50 cm	oranžová - červená	jíl	slabá - střední	kameny 4x4cm	tuhá	hrudkovitá
	L14	10 cm	hnědá	jílovitá hlína	slabá - střední	kameny 2x4cm	tuhá, vlhká	hrudkovitá, utužená
regozem	UL2	10 cm	hnědá	jílovitá hlína	slabá	kameny 0,5x1,5cm	tuhá, vlhká	hrudkovitá
	UL5	50 cm	žlutooranž.-červený jíl, který přechází do rozvolněných navětralých kamenů s břidličnatou odlučností (? křemenný písek.)					
	UL8	10 cm	tmavě hnědá	jílovitá hlína	silná	kameny 5x5 cm	soudržná	jemně hrudkovitá
	UL11	50 cm	žluto-hnědý písčité jíl s velkými valouny až 8x12cm, silná skeletovitost, konzistence soudržná, zjílovatělá hlína s valouny					

4.1. Spolehlivost naměřených dat

Stanovení vybraných vlastností zemin proběhlo kompletně u všech vzorků. Žádné problémy se stanovováním nenastaly, nicméně je potřeba u každé stanovované vlastnosti popsat detailněji průběh jejího stanovení a rozebrat jeho možné chyby.

4.1.1 Stanovení vlhkosti

Stanovení vlhkosti bylo velice jednoduché a není důvod domnívat se, že by naměřené hodnoty byly chybné. Nejistoty mimo obecnou mez spolehlivosti nenastaly nebo nastaly jen v malé míře např. o několik stupňů vyšší teplotou v sušárně nebo časovou prodlevou při převozu vzorků do laboratoře.

4.1.2. Stanovení objemové hustoty

Při stanovení objemové hustoty mohlo dojít k určitým chybám, protože ne vždy se povedlo odebrat Kopeckého váleček zcela zaplněný, nicméně tento problém nastal jen u asi 2 nebo 3 vzorků a byl dále zohledněn. Pro další chyby měření zde není důvod.

4.1.3. Stanovení specifické hustoty

Stanovení specifické hustoty bylo asi nejtěžší a i výsledky jsou zřejmě zatíženy větší chybou než u ostatních měření. Vzorky jednak obsahovaly poměrně hodně humusu a jednak při jejich přípravě mohlo dojít k určitým ztrátám při vaření vzorku a přenesení do pyknometru. Pyknometr má navíc úzké hrdlo, kterým neprojdou už ani drobnější kamínky. V celkovém hodnocení naměřených specifických hustot se zdá, že jsou všechny hodnoty lehce podhodnoceny. Standardně se specifická hustota zemin udává $\rho_s = 2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, případně nejčastěji u zemin kolísá v rozmezí od $2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ u humózních zemin až do $2,7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ u zemin s vyšším obsahem limonitu [11]. Mnou naměřené hodnoty se pohybují v rozmezí $2,13 - 2,55 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, což znamená, že pouze několik nejvyšších hodnot se dostává alespoň na spodní hranici hodnot běžného rozmezí. V tomto případě by se mohlo jednat o soustavnou chybu, která byla stejná u všech měření, anebo jde o výraznější vliv obsahu organických látek

4.1.4. Stanovení pórovitosti

Na hodnotě specifické hustoty pak samozřejmě závisí také pórovitost, která se přímo vypočítává ze specifické hustoty, a tudíž bude vypočítána také s určitou chybou, vzorec na výpočet pórovitosti viz rovnice (4) v kapitole 3.2.3.

4.1.5. Zrnitostní rozbor

Posledním parametrem, který byl stanovován, je zrnitostní rozbor. Vzhledem k tomu, že toto stanovení bylo prováděno soukromou akreditovanou laboratoří, se zavedenými a certifikovanými postupy, tak není důvod předpokládat zatížení výsledků významnou chybou. Tato laboratoř uvádí, že výsledky jsou udávány s maximálně 2% chybou. Všechny výsledky z měření jsou uvedeny v tab. č. 8 v kap. 4.3.3.

4.2. Předpoklady výsledků měření

Mezi jednotlivými typy půd by měl být jednoznačně odlišný typ regozemě. Regozem se tvoří na specifickém geologickém podloží, vzniká v odlišnějších podmínkách, viz kapitola 2.2.3. a její vlastnosti by měly být odlišnější. Nejvýraznější odlišnost by měla být v propustnosti. Mezi typy půdy kambizem a pseudoglej se nedá očekávat příliš velká rozdílnost vzhledem ke skutečnosti, že kambizemě jsou u nás nejrozšířenější a vyskytují se prakticky všude, takže mohou částečně ovlivňovat vlastnosti ostatních typů půd, které mají jen lokálnější výskyt.

Také byly odebrány tři vzorky v ujeté koleji od traktoru, pro každý typ půdy po jednom vzorku. Před jejich odebráním jsem očekával, že by se měly výrazněji lišit od ostatních vzorků na stejném typu půdy. Zejména se dá předpokládat, že se budou odlišovat v hodnotě pórovitosti a případně v rychlosti infiltrace.

4.3. Zhodnocení naměřených výsledků

Všechny naměřené hodnoty u jednotlivých vzorků na všech typech půdy jsou uvedeny v tab. č. 5.

Tab. č. 5: Výsledné hodnoty stanovovaných vlastností zemín. Vzorky S10, H6 a L14 jsou z uježděných kolejí zemědělské techniky; označení vzorků je vysvětleno v kapitole 3.2.

S8,S10 - spraš S12 - kolej traktoru									
pseudoglej -	S2	S5	S8	S10	S12	K5	K6	K8	K10
objemová hustota (g/cm ³)	2	2,03	1,85	1,48	1,63	2	2,03	1,97	2,11
suchá obj. hustota (g/cm ³)	1,63	1,73	1,55	1,34	1,35	1,66	1,63	1,63	1,8
specifická hustota (g/cm ³)	2,13	2,31	2,32	2,38	2,41	2,27	2,46	2,32	2,5
vlhkost (%)	22,92	17,44	19,74	10,63	20,86	20,79	24,81	18,51	19,07
porovitost (%)	30,67	33,53	49,68	77,61	78,52	36,75	50,92	42,33	38,89
nasyčení (%)	74,72	52,02	39,74	13,70	26,57	56,58	48,72	43,73	49,04
d ₆₀	0,048	0,029	0,75	0,125	0,16	0,083	0,015	0,5	0,0003
H6 - kolej traktoru									
kambizem -	H2	H4	H8	H10	H6	B2	B5	B8	B11
objemová hustota (g/cm ³)	2,03	2,01	2,06	1,97	2,02	1,92	1,96	1,92	2,2
suchá obj. hustota (g/cm ³)	1,73	1,67	1,66	1,56	1,66	1,6	1,73	1,63	1,88
specifická hustota (g/cm ³)	2,26	2,52	2,45	2,45	2,25	2,23	2,48	2,31	2,55
vlhkost (%)	17,37	20,22	24,41	26,05	21,66	19,96	13,44	17,56	17,06
porovitost (%)	30,64	50,90	47,59	57,05	35,54	39,38	43,35	41,72	35,64
nasyčení (%)	56,70	39,73	51,29	45,66	60,94	50,69	31,00	42,09	47,87
d ₆₀	0,125	0,08	0,21	0,017	0,07	1	0,125	0,025	2,2
L14 - kolej traktoru									
regozem -	L2	L5+6	L8+9	L11	L14	UL2+3	UL5+6	UL8+9	UL11+12
objemová hustota (g/cm ³)	1,83	2,05	1,89	1,91	1,95	2,03	2	1,98	1,83
suchá obj. hustota (g/cm ³)	1,49	1,68	1,56	1,52	1,61	1,58	1,64	1,62	1,59
specifická hustota (g/cm ³)	2,21	2,53	2,26	2,3	2,3	2,43	2,3	2,22	2,53
vlhkost (%)	22,5	22,05	21,48	25,87	21,1	28,12	22,02	22,56	14,87
porovitost (%)	48,32	50,60	44,87	51,32	42,86	53,80	40,24	37,04	59,12
nasyčení (%)	46,56	43,58	47,87	50,41	49,23	52,27	54,72	60,91	25,15
d ₆₀	0,42	0,55	0,48	0,45	0,045	0,0145	0,32	0,03	1

V této tabulce jsou uvedeny veškeré výsledky. Zvlášť jsou rozděleny jednotlivé typy půd. Také je u každého typu půdy jeden vzorek z ujetých kolejí pro porovnání. Vzorky odebrané z kolejí se z pohledu vlastností nijak výrazně neodlišovaly od hodnot z ostatních odebraných vzorků. Alespoň v případě pórovitosti, u které jsem očekával největší rozdíl, se potvrdil u dvou ze tří případů předpoklad, že by pórovitost měla být menší. Hodnoty u kambizemě i regozemě byly skutečně nižší oproti ostatním vzorkům. Bohužel vzorek z pseudogleje nižší hodnoty pórovitosti nepotvrdil a vykázal naopak hodnoty pórovitosti nejvyšší ze všech měření, což by mohlo být způsobeno nakypřením půdy orbou, protože si nejsem vědom jakékoli chyby při odebírání vzorku a následném stanovování jeho vlastností. Tento samý vzorek také zároveň vykázal mezi vzorky pseudogleje skoro nejvyšší hodnoty specifické hustoty, což bylo vcelku očekávané. Ke snadnějšímu a lepšímu srovnání naměřených hodnot mezi jednotlivými typy půd poslouží lépe tab. č. 6.

Tab. č. 6: Medián a rozmezí hodnot všech měření a pro jednotlivé typy půd

MEDIÁN	suchá objemová hustota (g·cm ⁻³)	specifická hustota (g·cm ⁻³)	pórovitost %	vlhkost %
všechna měření	1,63	2,44	43,35	20,86
pseudoglej	1,63	2,32	42,33	19,74
kambizem	1,66	2,45	41,72	19,96
regozem	1,59	2,3	48,32	22,05

ROZPĚTÍ HODNOT	suchá objemová hustota (g·cm ⁻³)	specifická hustota (g·cm ⁻³)	pórovitost %	vlhkost %
všechna měření	1,49 - 1,88	2,13 - 2,55	30,6 - 78,5	10,6 - 28,1
pseudoglej	1,55 - 1,8	2,13 - 2,5	30,7 - 78,5	10,6 - 24,8
kambizem	1,56 - 1,88	2,23 - 2,55	30,6 - 57,1	13,4 - 26,1
regozem	1,49 - 1,68	2,21 - 2,53	37,0 - 59,1	14,9 - 28,1

V této tabulce jsou naměřené hodnoty pro jednotlivé typy půd ukázány v podobě mediánu a rozpětí hodnot. Lze si zhodnotit detailněji jednotlivé vlastnosti každou zvlášť.

4.3.1 Objemová hustota

Objemová hustota není relevantní ke srovnávání jednotlivých výsledků, protože záleží na vlhkosti vzorku. Proto je uvedena suchá objemová hustota, která je upravena o vlhkost a měla by být reprezentativním parametrem a je možné porovnávat její hodnoty mezi jednotlivými vzorky. Její hodnoty se pohybují nejvíce okolo hodnoty 1,63 g·cm⁻³ a rozmezí hodnot je od 1,49 do 1,88 g·cm⁻³ (po vyloučení vybočujících hodnot vzorků S10 a S12). Pro jednotlivé typy půd jsou hodnoty vypsány v tab. č. 5. Dle hodnot mediánu je vidět, že rozdíly mezi jednotlivými typy půd jsou naprosto minimální. Z pohledu rozpětí hodnot jsou výraznější pouze nižší hodnoty u regozemě.

4.3.2. Specifická hustota

Hodnoty specifické hustoty, jak již bylo psáno v kapitole 4.1.3, vypadají, že jsou podhodnoceny. Ani zde nejsou mezi jednotlivými typy půd výraznější rozdíly, všechny typy půd mají velice podobné rozmezí hodnot. Výrazněji vyšší medián je u kambizemě, což by mohlo odpovídat vyššímu podílu jílových částic, nicméně ze zrnitostního rozboru se to jednoznačně nepotvrzuje, viz tab. č. 8., z toho důvodu považují odchylku za nepodstatnou. V celkovém pohledu na objemovou a specifickou hustotu a pórovitost je u regozemě vidět určitá odchylka. Nižší hodnoty hustot poměrně dobře korelují s větší pórovitostí.

4.3.3. Zrnitostní rozbor

Výsledky ze zrnitostního rozboru by měly být relativně s vysokou spolehlivostí, jak už bylo psáno v kapitole 4.1.5. Kompletní zrnitostní rozbor, tj. i s hustoměrnou zkouškou na zjištění podílu prachu a jílu, byl proveden u 18 z celkových 27 vzorků. U zbylých 9 vzorků byl proveden pouze základní zrnitostní rozbor (sítování) bez hustoměrné zkoušky z důvodů, které byly popsány v kapitole 3.2.1. V případě rozboru bez hustoměrné zkoušky je podíl prachových a jílovitých částí udáván souhrnně jako podíl jemnozeme ve vzorku. Vzorky u nichž byla provedena i hustoměrná zkouška, byly zařazeny do trojúhelníkového diagramu zrnitosti půd, viz obr. č. 1 v kapitole 2.3.1. Velikost frakcí je následující: písek 0,05 – 2 mm, prach 0,002 – 0,05 mm, jíl < 0,002 mm. Vzorky bez hustoměrné zkoušky byly zařazeny pouze hruběji a to dle klasifikace ČSN. Velikost frakcí je v tomto případě odlišná: štěrk > 2 mm, písek 2 – 0,063 mm a jemnozrná zemina < 0,063 mm. Klasifikace všech vzorků na základě zrnitostního rozboru je v tab. č. 7.

Tab. č. 7: Klasifikace vzorků zemin ze zrnitostního rozboru dle ČSN a do trojúhelníkového diagramu zrnitosti půd dle USDA

pseudoglej:	ČSN 731001	USDA
S2	jemnozrná z. písč. - jemnozrná z.	hlína - prachovitá hlína
S5	jemnozrná zemina	jílovitá hlína - prach. jíl. hlína
S8	jemnozrná z. štěrkovito - písčité	hlína
S10	jemnozrná zemina písčité	prachovitá hlína - hlína
S12	<i>jemnozrná z. písčito - štěrkovitá</i>	?
K5	jemnozrná zemina písčité	hlína - písčité hlína
K6	jemnozrná zemina	jíl
K8	<i>jemnozrná z. štěrkovitá - (písčité)</i>	?
K10	<i>jemnozrná zemina</i>	?
kambizem:	ČSN 731001	USDA
H2	jemnozrná zemina písčité	hlína
H4	jemnozrná z. písčité	jílovitá hlína
H6	jemnozrná zemina písčité	hlína
H8	<i>jemnozrná z. - jemnozrná z. písčité</i>	?
H10	<i>jemnozrná z. písčité</i>	?
B2	<i>písek hlinitý nebo jílovitý</i>	?
B5	jemnozrná z. písčité - (štěrkovitá)	hlína - prachovitá hlína
B8	jemnozrná zemina	prach. hlína - (prach. jíl. hlína)
B11	<i>štěrk hlinitý nebo jílovitý</i>	?
regozem:	ČSN 731001	USDA
L2	<i>jemnozrná z. písčité</i>	?
L5	jemnozrná zemina písčité	jílovitá hlína - jíl
L8	jemnoz. z. písč. - (písek hlin. nebo jíl.)	písč. Jíl. Hlína - písč. Hlína - (hlína)
L11	jemnozrná zemina	jíl
L14	jemnozrná z. písč. - jemnozrná z.	hlína - (prach. Hlína - jílov. Hlína)
UL2	<i>jemnozrná z. - jemnozrná z. písč.</i>	?
UL5	jemnozrná zemina písčité	jíl. Hlína - (hlína - písč. jíl. hlína)
UL8	jemnozrná zemina	jílovitá hlína - prach. jíl. hlína
UL11	jemnozrná z. štěrkovitá	jíl

Otazníkem jsou v tabulce označeny vzorky, které se dle USDA nedaly zařadit z důvodu provedení zrnitostního rozboru bez hustoměrné zkoušky. Kompletní výsledky ze zrnitostního rozboru pro všechny vzorky jsou uvedeny v tab. č. 8.

Tab. č. 8: Výsledky ze zrnitostního rozboru

	S8,S10 - spraš				S12 - kolej traktoru				
pseudoglej -	S2	S5	S8	S10	S12	K5	K6	K8	K10
obsah štěrku:	12,60%	12,70%	31,30%	19,30%	22,70%	26,90%	17,90%	27,90%	8,60%
obsah písku:	23,30%	18,60%	29,90%	24,90%	23,70%	35,70%	13,60%	23,30%	14,10%
obsah jemnozeme:	64,10%	68,70%	38,80%	55,80%	53,60%	37,40%	68,50%	48,80%	77,30%
prach:	43,60%	37,80%	30,00%	40,50%	?	26,10%	28,00%	?	?
jíl:	20,50%	30,90%	8,80%	15,30%	?	11,30%	40,50%	?	?
	H6 - kolej traktoru								
kambizem -	H2	H4	H8	H10	H6	B2	B5	B8	B11
obsah štěrku:	14,10%	13,00%	12,10%	17,60%	13,70%	27,80%	19,20%	9,60%	42,80%
obsah písku:	31,20%	28,50%	22,30%	23,40%	36,30%	41,90%	23,20%	12,20%	33,80%
obsah jemnozeme:	54,70%	58,50%	65,60%	59,00%	50,00%	30,30%	57,60%	78,20%	23,40%
prach:	35,10%	28,50%	?	?	30,10%	?	39,80%	56,50%	?
jíl:	19,60%	30,00%	?	?	19,90%	?	17,80%	21,70%	?
	L14 - kolej traktoru								
regozem -	L2	L5+6	L8+9	L11	L14	UL2+3	UL5+6	UL8+9	UL11+12
obsah štěrku:	16,80%	9,50%	19,00%	10,60%	12,40%	12,80%	14,80%	9,70%	34,60%
obsah písku:	44,30%	29,60%	43,00%	12,90%	23,50%	21,00%	35,60%	19,20%	14,30%
obsah jemnozeme:	38,90%	60,90%	38,00%	76,50%	64,10%	66,20%	49,60%	71,10%	51,10%
prach:	?	26,00%	21,60%	21,70%	41,80%	?	24,30%	41,40%	9,10%
jíl:	?	34,90%	16,40%	54,80%	22,30%	?	25,30%	29,70%	42,00%

Na první pohled se z těchto naměřených hodnot nedá jednoznačně určit nějaká závislost nebo pravidelnost. Je vidět, že rozkolísanost hodnot je pro jednotlivé typy půd značná. V podstatě u každého typu půdy vykazuje nějaký vzorek výrazně odlišné hodnoty, které nezapadají do souboru s ostatními vzorky.

V prvním případě vybočují trochu z řady hodnoty vzorků S8 a S10, které jako jediné nebyly odebrány na zoraném poli, ale na louce (sice jen o 5 m vedle) a jejich odlišný charakter byl patrný již na první pohled v terénu. U většiny vzorků vychází nižší hodnoty podílu jemnozeme v menší hloubce a vyšší podíly v hloubce vyšší. Rozdíly jsou hodně patrné. Z logiky věci tedy také vyplývá, že blíž k povrchu jsou větší podíly hrubších frakcí – písku a štěrku, kdežto v hloubce je jejich zastoupení podstatně nižší.

V druhém případě vybočují hodnoty vzorků B8 a B11. Celkově všechny hodnoty z lokality B jsou mírně neuspořádané. Není mezi nimi žádná podobnost ve stejných hloubkách a to i navzdory tomu, že makroskopicky vypadaly vzorky velice podobně. Když bychom brali v potaz výsledky jen z lokality H, tak tam je vidět velice vyrovnaný a poměrně i vysoký podíl jemnozeme ve všech vzorcích, bez ohledu na hloubku.

Vzhledem k malému počtu měření bude lepším přístupem hodnocení těchto výsledků nerozlišovat jednotlivé hloubky a neporovnávat jednotlivé výsledky mezi nimi. I tak je velikost hodnoceného souboru malá a výpočty statistických parametrů jsou na hranici korektnosti. Ze všech měření byl v následující tab. č. 9. spočítán medián, maximum a minimum naměřených hodnot.

Tab. č. 9.: Shrnuté výsledky zrnitostního rozboru

pseudoglej

	jemnozeme	prach	písek	šterk	šterk + písek
medián	55,80%	33,90%	23,30%	19,30%	44,20%
max	77,30%	43,60%	35,70%	31,30%	62,60%
min	37,40%	26,10%	13,60%	8,60%	22,70%

kambizem

	jemnozeme	prach	písek	šterk	šterk + písek
medián	57,60%	35,10%	28,50%	14,10%	42,40%
max	78,20%	56,50%	41,90%	42,80%	76,60%
min	23,40%	28,50%	12,20%	9,60%	21,80%

regozem

	jemnozeme	prach	písek	šterk	šterk + písek
medián	60,90%	24,30%	23,50%	12,80%	39,10%
max	76,50%	41,80%	44,30%	34,60%	62,00%
min	38,00%	9,10%	12,90%	9,50%	23,50%

Při hodnocení zrnitostních rozborů bez rozlišování jednotlivých hloubek se dají již vysledovat určité znaky pro jednotlivé typy půd. Všechny typy půd mají společný znak. U všech typů platí, že mají největší obsah jemnozeme, menší obsah prachu, pak písku a nejmenší obsah šterku. Dalším společným znakem je velký obsah jemnozeme, který tvoří v průměru u všech typů půdy více než 50 %. Podobná jsou ještě maxima obsahu jemnozeme u každého typu půdy alespoň v jednom vzorku.

U typu půdy regozem byl předpoklad vyššího podílu obsahu především pískové a šterkové frakce vzhledem k výskytu regozemí právě na písčitéch a šterkovitých půdách. Tento předpoklad se dle zrnitostního rozboru zcela nenaplnil, ale v tomto případě by mohl být příčinou nedostatečně reprezentativní odběr vzorků, respektive jejich malé odebírané množství a tudíž nezahrnutí do tohoto množství větších úlomků a kamenů. S přibývajícím podílem hrubší frakce je potřeba odebírat větší množství vzorku, což by v mém případě ale znamenalo odebrat i 10 – 20 krát větší množství než jaké jsem odebíral. Pak by vzorky byly více reprezentativní, ale to nebylo v technických možnostech a v rámci diplomové práce

možné. Makroskopicky však bylo zřejmé, že kamenů spadajících do zrnitostní frakce šterku bylo na těchto lokalitách nejvíce ze všech odebíraných vzorků. Výsledky se na tomto typu půdy dají v podstatě rozdělit do dvou skupin. Střídaly se výsledky s velkým obsahem jemnozeme a malým obsahem jemnozeme, kde naopak byla více zastoupena hrubší frakce, především podíl písku. Tato rozkolísanost hodnot byla pozorována již makroskopicky v terénu a také při měření hydraulické vodivosti docházelo k velmi rozdílným výsledkům. Tyto rozdíly byly dány odlišností dvou vybraných lokalit. Jedna lokalita se nacházela na téměř nejvyšším bodě v okolí a zřejmě na ní došlo k odhalení podloží až téměř pod povrch. Na druhé lokalitě se na toto hrubší podloží narazilo až v hloubce 50 cm. S hloubkou rostl postupně podíl zaoblených zřejmě křemenných pískovců a úlomky břidličnatě se odštěpujících a zvětralých kamenů. Mohlo se jednat o anomální výskyt, nicméně vzhledem k morfologické situaci lokality a informací z geologické mapy, na které je vidět, že tato lokalita s největší pravděpodobností spadá do poměrně úzkého pruhu ordoviku, kde se střídají křemenné pískovce, droby a břidlice, se nejspíš už jedná opravdu o podloží. Proto byly rozdíly v různých hloubkách jak v zrnitostním rozboru tak při měření hydraulické vodivosti.

Z hodnocení pouze takto malého souboru dat s možnými chybami odběru vzorku se nedá jednoznačně říct, zda se lze řídit mapou s rozdělením jednotlivých typů půd, protože podle těchto výsledků by jednoznačné odlišení rozhodně nevyplývalo. Nicméně mapa může být alespoň přibližným vodítkem a při co největší eliminaci chyb by se pak možná ukázalo, že regozem byla dle mapy zhruba nalezena i v terénu. U kambizemě a pseudogleje toto zhodnocení nelze provést, protože rozdílnost mezi těmito typy půd je ve všech měřených parametrech naprosto minimální. Nejsou mezi nimi žádné výrazné odlišnosti, na jejichž základě by je bylo možné od sebe rozlišit.

Pro orientační představu jsou v příloze vybrané nejlépe vystihující fotografie sond z jednotlivých typů půd, ukázka lokalit, případně vykopaného materiálu ze sond či jiných zajímavostí.

5. Výsledky měření infiltrometrem

Na všech lokalitách byla kromě odebírání vzorků na další stanovení vlastností zemin měřena také infiltrace. Postup měření i přístroj jsou popsány již v kapitole 3.3.3. Celkem bylo provedeno 25 měření infiltrací z celkových 27 měření. Při dvou měření nedocházelo k žádnému vsakování, protože půda byla přesycená. Výsledky z měření infiltrace jsou z hlediska vyhodnocení nejtěžší. Důvodem složitosti vyhodnocení výsledků je poměrně malý počet měření na jednotlivých typech půd, navíc v podstatě rozdělený ještě na dvě části různou hloubkou měření, z nichž jsou výsledky většinou hodně odlišné. Negativní dopad na výsledky měření může mít také skutečnost, že byl použit právě Mini-disk infiltrometr, který je spíše vhodnější pro měření více propustných materiálů, což jak se ukázalo v průběhu prací, nebyl zcela tento případ, a proto budou výsledky s určitou pravděpodobností zatíženy významnější chybou vzhledem k poměrně malé propustnosti odebíraných vzorků půd. Všechny výsledky pro jednotlivé typy půd a dvě různé hloubky jsou uvedeny v tab. č. 10.

V tabulce č. 10 je uveden vždy pro danou hloubku sloupeček s výsledky, které byly získány vyhodnocením infiltrace pomocí dodaného softwaru k přístroji Mini disk infiltrometr (K), který počítá s van Genuchtenovými parametry (více o samotném výpočtu v kapitole 3.3.3.) a sloupeček hodnot průměrné rychlosti infiltrace (v), která byla vypočtena pouze jednoduchým výpočtem z infiltrovaného objemu vody V a času t dle vzorce

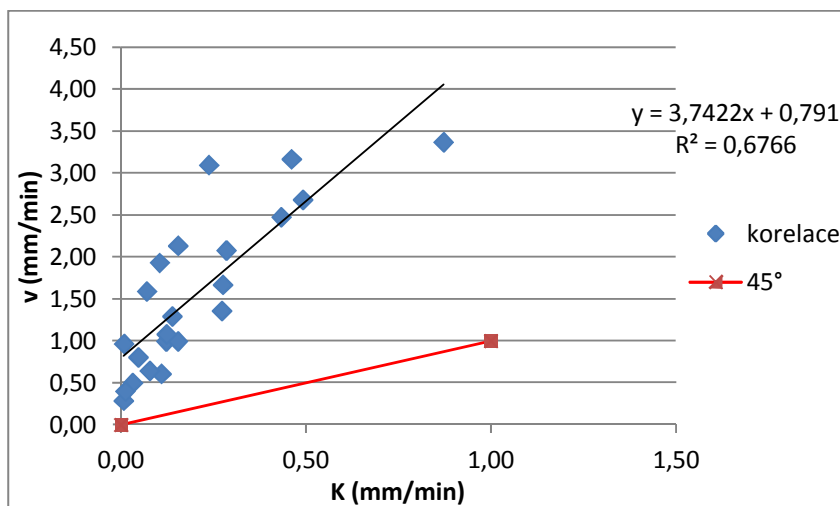
$$v = \frac{Q}{S} \quad (22)$$

$$Q = \frac{V}{t} \quad (23)$$

kde v je průměrná rychlost infiltrace, Q průtok, V objem a S je plocha infiltrometru o hodnotě $15,9 \text{ cm}^2$.

Tato jednoduše vypočtená rychlost infiltrace není samozřejmě adekvátní. Jedná se o průměrnou hodnotu pro dané konkrétní měření, která je pouze hrubým odhadem rychlosti infiltrace, protože rychlost infiltrace postupně klesá s časem, jak je nejlépe vidět na obr. č. 18 v kapitole 6 a její výpočet probíhá dle rovnice č. 22 v závislosti na několika různých parametrech.

Přesto při korelaci mezi hodnotami hydraulické vodivosti naměřenými infiltrometrem a vypočtenou průměrnou rychlostí infiltrace je z obr. č. 15 níže vidět, že výsledky lze spolu korelovat s poměrně vysokou shodou. Rozdíly mezi jednotlivými hodnotami jsou maximálně o jeden řád.



Obr. č. 15: Korelace mezi hydraulickou vodivostí a průměrnou rychlostí infiltrace

Na grafu je dobře vidět, že mezi hydraulickou vodivostí a průměrnou rychlostí infiltrace je dobrá shoda a také je z něj vidět, že všechny hodnoty hydraulické vodivosti jsou výrazně nižší než průměrná rychlost infiltrace, což je naprosto v pořádku. Za hodnotu hydraulické vodivosti je brána až v podstatě ustálená rychlost infiltrace, která je samozřejmě nižší než průměrná rychlost infiltrace za měřené období.

Tab. č. 10: Naměřené hodnoty hydraulické vodivosti a vypočtené průměrné hodnoty infiltrační rychlosti v hloubce 10 a 50 cm

PSEUDOGLEJ	10 cm:		50 cm:	
	v (cm/h)	K (cm/h)	v (cm/h)	K (cm/h)
lokality č. 1 (S)	2,48	0,43	1,93	0,10
	1,36	0,27	3,10	0,24
lokality č. 2 (K)	3,17	0,46	0,29	0,01
	2,69	0,49	-	-
průměr	2,42	0,41	1,77	0,12
kolej traktoru	1,00	0,12		
KAMBIZEM				
	10 cm:		50 cm:	
	v (cm/h)	K (cm/h)	v (cm/h)	K (cm/h)
lokality č. 3 (H)	1,00	0,15	1,59	0,07
	0,61	0,11	-	-
lokality č. 4 (B)	1,08	0,12	1,67	0,28
	0,50	0,03	2,14	0,15
průměr	0,80	0,10	1,80	0,17
kolej traktoru	1,30	0,14		
REGOZEM				
	10 cm:		50 cm:	
	v (cm/h)	K (cm/h)	v (cm/h)	K (cm/h)
lokality č. 5 (L)	6,06	0,23	0,81	0,05
	3,37	0,87	0,65	0,08
lokality č. 6 (UL)	0,40	0,01	5,78	0,07
	0,97	0,01	15,09	0,03
průměr	2,70	0,28	5,58	0,06
kolej traktoru	2,08	0,28		

Na první pohled je vidět, že pro vyhodnocování dat z jednotlivých hloubek zvlášť je příliš málo dat. Mezi těmito hloubkami není ani patrný významnější rozdíl. Hodnoty jsou poměrně dost rozkolísané a nelze z nich vyvodit jednoznačné závěry. Ukazuje se, že je vhodnější pracovat s celým souborem naměřených dat jako s celkem pro jednotlivé typy půd. Při rozlišování hodnot hydraulické vodivosti i průměrné rychlosti infiltrace se dají mezi jednotlivými typy půd rozpoznat určité odlišnosti. Pro lepší přehlednost a již bez rozlišení jednotlivých hloubek vzorků poslouží tab. č. 11. V této tabulce jsou navíc i další charakteristiky pro každý vzorek. Konkrétně se jedná o dobu výtopy a infiltrovaný objem vody do půdy za 1 hodinu na ploše 1 m². Obě tyto charakteristiky jsou vypočítány pro 50% nasycení, které bylo zvoleno jako průměrná hodnota nasycení při odebrání všech vzorků, hodnoty nasycení viz tab. č. 5. Stejně tak jsou do této tabulky zahrnuty i hodnoty naměřené na kolejích po traktorech, protože jak je vidět z tabulky výše, tak ani tyto hodnoty nijak nevybočují z řady ostatních měření. Hodnoty nevykazují výrazně menší propustnost, kterou bych předpokládal a ani menší pórovitost. Pro jakékoli závěry by bylo potřeba odebrat těchto vzorků více.

Tab. č. 11: Hydraulická vodivost, průměrná rychlost infiltrace, doba výtopy a inf. objem vody do půdy na ploše 1 m² dle jednotlivých typů půd

S12 - kolej traktoru										
pseudoglej	S2	S5	S8	S10	S12	K5	K6	K8	K10	median
K (cm/h)	0,43	0,10	0,27	0,24	0,12	0,46		0,49	0,01	0,26
v (cm/h)	2,48	1,93	1,36	3,10	1,00	3,17		2,69	0,29	2,21
tp (min) při S=0,5	11,31	5,77	10,46	26,16	6,81	14,67		18,40	0,43	10,88
inf. V (l/15min) při S=0,5	9,30	5,13	3,01	2,41	1,71	6,99		5,24	1,02	4,07
H6 - kolej traktoru										
kambizem	H2	H4	H8	H10	H6	B2	B5	B8	B11	median
K (cm/h)	0,15	0,07	0,11		0,14	0,12	0,28	0,03	0,15	0,13
v (cm/h)	1,00	1,59	0,61		1,30	1,08	1,67	0,50	2,14	1,19
tp (min) při S=0,5	3,95	1,72	2,74		3,54	3,12	7,58	0,76	3,97	3,33
inf. V (l/15min) při S=0,5	3,14	3,62	4,23		1,51	3,19	2,50	1,42	6,34	3,17
L14 - kolej traktoru										
regozem	L2	L5+6	L8+9	L11	L14	UL2+3	UL5+6	UL8+9	UL11+12	median
K (cm/h)	0,23	0,05	0,87	0,08	0,28	0,01	0,07	0,01	0,03	0,07
v (cm/h)	6,06	0,81	3,37	0,65	2,08	0,40	5,78	0,97	15,09	2,08
tp (min) při S=0,5	20,06	3,82	113,59	9,80	9,48	0,98	4,44	0,48	4,52	4,52
inf. V (l/15min) při S=0,5	13,86	1,83	8,22	10,25	5,55	1,65	13,71	5,25	18,09	8,22

Při porovnání hydraulické vodivosti mezi jednotlivými typy půd vychází nejvyšší hodnoty u pseudogleje, nižší u kambizemě a nejnižší u regozemě. Nejnižší hydraulická vodivost u regozemě je zřejmě způsobena, i přes poměrně velké množství kamenů a hrubé

frakce, nejvyšším obsahem jílu, který vyplňuje makropóry, viz tab. č. 9. Z počátku je rychlost infiltrace vysoká, ale jakmile se zaplní makropóry, tak má rozhodující vliv obsah jílové frakce. Proto je hydraulická vodivost nejnižší.

Výsledkem výzkumných aktivit Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy (VÚMOP) je kategorizace půd ČR do 4 hydrologických skupin (A – D) podle rychlosti infiltrace při úplném nasycení [20]. Podle této kategorizace jsem v následující tab. č. 12. rozřadil mnou naměřené hodnoty do těchto skupin.

Tab. č. 12.: Zařazení naměřených hodnot do 4 hydrologických skupin

pseudoglej	S2	S5	S8	S10	S12	K5	K6	K8	K10
K (cm/h)	0,43	0,10	0,27	0,24	0,12	0,46		0,49	0,01
K mm/min	0,07	0,02	0,05	0,04	0,02	0,08		0,08	0,00
kambizem	H2	H4	H8	H10	H6	B2	B5	B8	B11
K (cm/h)	0,15	0,07	0,11		0,14	0,12	0,28	0,03	0,15
K mm/min	0,03	0,01	0,02		0,02	0,02	0,05	0,01	0,03
regozem	L2	L5+6	L8+9	L11	L14	UL2+3	UL5+6	UL8+9	UL11+12
K (cm/h)	0,23	0,05	0,87	0,08	0,28	0,01	0,07	0,01	0,03
K mm/min	0,04	0,01	0,15	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01

> 0,2	A
0,10 - 0,20	B
0,05 - 0,10	C
< 0,05	D

Charakteristika hydrologických vlastností půd v jednotlivých skupinách je následující [20]:

Skupina A: Půdy s vysokou rychlostí infiltrace ($> 0,20 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky a štěrky.

Skupina B: Půdy se střední rychlostí infiltrace ($0,10 - 0,20 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité.

Skupina C: Půdy s nízkou rychlostí infiltrace ($0,05 - 0,10 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité.

Skupina D: Půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace ($< 0,05 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně jíly s vysokou bobtnavostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím.

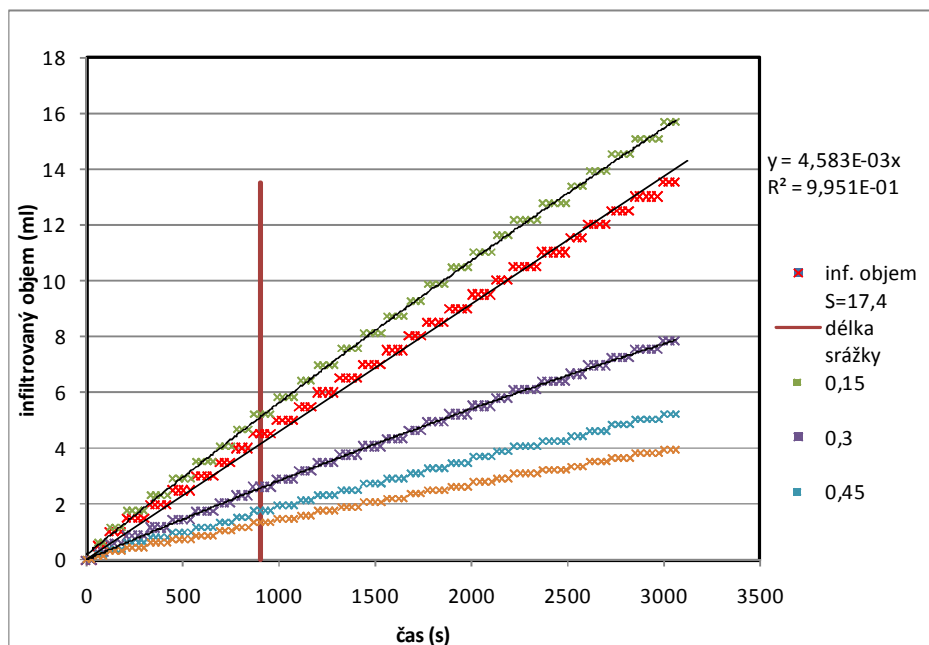
Z tabulky je patrné, že v podstatě všechny tři mnou zkoumané typy půd spadají do skupiny D – půd s velmi nízkou rychlostí infiltrace. Pseudoglej spadá z poloviny do skupiny D a z druhé poloviny také do skupiny C – půdy s nízkou rychlostí infiltrace. Podle tohoto zařazení tedy vychází, že na pseudogleji jsou nejvyšší hodnoty rychlosti infiltrace. U kambizemě spadají všechny hodnoty do skupiny D a u regozemě se u jednoho měření vyskytla hodnota spadající dokonce do skupiny B, nicméně ostatní jsou opět nízké a náleží do nejnižší skupiny D [20].

Dalším parametrem v tab. č. 11 je rychlost infiltrace. U porovnání rychlosti infiltrace dostaneme opět vyšší hodnoty u pseudogleje než u kambizemě. Výsledky naměřené na regozemi by se daly rozlišit do dvou takových menších skupin. Na jedné straně je zde polovina měření o naprosto nejvyšších hodnotách ve srovnání se zbývajícima dvěma typy půd a zároveň druhá polovina měření jsou hodnoty nejnižší ze všech měření. U vzorků regozemě hraje zřejmě zásadní vliv zrnitostní složení, viz tab. č. 8. v kapitole 4.3.3. Již makroskopicky bylo na první pohled vidět u poloviny vzorků, že obsahují velký podíl hrubé frakce a velkých kamenů. Na jedné lokalitě, která byla na morfologické vyvýšenině, se velký podíl hrubé frakce a velkých úlomků kamenů nacházel hned v hloubce 10 cm. Na druhé lokalitě, která byla položena níže, byl tento obdobný podíl hrubé frakce nalezen až v hloubce 50 cm. Na první lokalitě byla nadložní vrstva již oderodována a bylo odhaleno podloží. Tyto hrubé frakce vysvětlují velké rychlosti infiltrace v důsledku přítomnosti makropór. Nízké rychlosti infiltrace jsou pak způsobeny vrstvami s vysokými podíly jílových částic a absencí prachové složky jak vyplývá ze zrnitostního rozboru, které jsou v jednom případě nad a jedním pod hrubší vrstvou. Zprůměrováním všech hodnot dostaneme ale i tak nejvyšší rychlosti infiltrace, protože vysoké rychlosti jsou mnohem vyšší než u ostatních typů půdy a ani ty malé hodnoty je nedokážou v průměru tolik snížit.

Třetí charakteristikou je doba výtopy, její výpočet viz rovnice č. 21. Nejvyšších hodnot doby výtopy dosahuje pseudoglej, což dobře koreluje s vysokými rychlostmi infiltrace. Trochu zkreslené mohou být výsledky u regozemě právě kvůli rozkolísanosti hodnot. U regozemě je několik hodnot také nad 10 minut nebo kolem této hodnoty jako u pseudogleje, nicméně medián je menší kvůli více hodnotám, které jsou hodně nízké. V tomto případě záleží na pozici jednotlivých vrstev. Vyrovnané hodnoty stejně jako pseudoglej má také kambizem. Všechny hodnoty se u tohoto typu půdy v podstatě pohybují maximálně do 4 minut. Povrchový odtok u tohoto typu půdy nastane jednoznačně nejrychleji. Všechny tyto hodnoty doby výtopy jsou počítány pro 50% nasycení, které odpovídá průměrně zjištěným hodnotám, jak ukazuje tab. č. 5. Při vyšším nasycení, což je

naprosto běžné například po předchozím mírném dešti, by doba potřebná ke vzniku povrchového odtoku byla mnohem menší.

Poslední charakteristikou je maximální možný objem vody, který je půda schopna pojmout za čtvrt hodiny a při 50% nasycení půdy. Velikost infiltrovaného objemu závisí především na pórovitosti, která udává kolik je maximum volného místa pro infiltraci další vody, na vlhkosti respektive nasycení, které udává kolik prostoru je již vodou zaplněno a také na rychlosti infiltrace; všechny tyto vlastnosti jsou popsány v kapitole 2.3. a 3.3. Postup výpočtu byl následovný: Z naměřených dat v terénu (objem a čas) jsem vynesl do grafu infiltrovaný objem vody v závislosti na čase, viz obr. č. 17. Z této křivky, respektive z její rovnice regrese, jsem vypočetl hodnotu infiltrovaného objemu za čas 900 s (15 minut).



Obr. č. 17: Velikost infiltrovaného objemu vody za 15 minut při naměřené (červeně) a vybraných hodnotách nasycenosti půdy

Vztah mezi infiltrovaným objemem vody a vlhkostí není zcela lineární, byť v tomto časovém rozmezí ho za lineární lze považovat v rámci dané přesnosti. Jde tedy o zjednodušení, které pro daný účel a v daných mezích stačí.

Velikost času byla zvolena 15 minut z toho důvodu, že 15 minut odpovídá kroku měření velikosti srážky na srážkoměrných stanicích. Vypočtenou hodnotu infiltrovaného objemu jsem přepočtl na plochu 1 m^2 dle vzorce

$$V_{1m^2} = V_{inf} \frac{S_{1m^2}}{S_{inf}} \quad (26)$$

kde V_{1m^2} je objem přepočtený na plochu 1 m², V_{inf} je objem naměřený infiltrometrem, S_{1m^2} je plocha 1 m² a S_{inf} je plocha infiltrometru.

Následně jsem převedl výsledný objem z ml na l což zároveň odpovídá výšce vodního sloupce deště v mm. Výsledky jsem dále uváděl právě v této podobě. Volný objem půdy pro vodu jsem spočítal u všech měření v terénu a přepočítal pro vybrané hodnoty nasycenosti půdy. Přehled těchto hodnot je uveden v tab. č. 13.

Tab. č. 13: Přehled infiltrovaného objemu vody ze srážky za 15 minut v mm vodního sloupce při naměřené (uvedena v závorce za označením vzorku) a vybrané nasycenosti půdy

pseudoglej									
st. nasycení S	S2 (0,747)	S5 (0,52)	S8 (0,397)	S10 (0,137)	S12 (0,266)	K5 (0,566)	K6	K8 (0,437)	K10 (0,49)
	6,22	4,93	3,79	8,79	3,21	6,18		5,99	1,04
0,3	15,49	8,55	5,02	4,01	2,84	11,65		8,73	1,70
0,5	9,30	5,13	3,01	2,41	1,71	6,99		5,24	1,02
0,7	6,64	3,66	2,15	1,72	1,22	4,99		3,74	0,73
0,9	5,16	2,85	1,67	1,34	0,95	3,88		2,91	0,57
kambizem									
st. nasycení S	H2 (0,567)	H4 (0,397)	H6 (0,513)	H8 (0,457)	H10	B2 (0,507)	B5 (0,31)	B8 (0,421)	B11 (0,479)
	2,77	4,56	4,12	1,65		3,15	4,03	1,69	6,62
0,3	5,24	6,04	7,04	2,51		5,32	4,16	2,37	10,56
0,5	3,14	3,62	4,23	1,51		3,19	2,50	1,42	6,34
0,7	2,24	2,59	3,02	1,08		2,28	1,78	1,02	4,53
0,9	1,75	2,01	2,35	0,84		1,77	1,39	0,79	3,52
regozem									
st. nasycení S	L2 (0,466)	L5 (0,436)	L8 (0,479)	L11 (0,504)	L14 (0,492)	UL2 (0,523)	UL5 (0,547)	UL8 (0,609)	UL11(0,252)
	14,88	2,10	8,59	10,17	5,64	1,58	12,53	4,31	35,97
0,3	23,10	3,05	13,71	17,09	9,26	2,75	22,85	8,75	30,16
0,5	13,86	1,83	8,22	10,25	5,55	1,65	13,71	5,25	18,09
0,7	9,90	1,31	5,87	7,32	3,97	1,18	9,79	3,75	12,92
0,9	7,70	1,02	4,57	5,70	3,09	0,92	7,62	2,92	10,05

Vzorky K6 a H10 se v terénu nepovedlo změřit z důvodu vysoké hladiny podz. vody.

Každé z mých měření bylo prováděno za různé hodnoty nasycení půdy, proto byl proveden přepočet na stejné hodnoty nasycení. Pro srovnání bylo vybráno několik různých hodnot nasycení – 30, 50, 70 a 90% nasycení. Jak se liší velikost infiltrovaného objemu za 15 minut při vybraných hodnotách nasycenosti, je ukázáno výše na obr. č. 17.

V tabulce je přehledně pro každý vzorek, na kterém se měřila infiltrace, vypočtený objem vody, který je půda schopna pojmout za 15 minut při vybraných hodnotách nasycenosti půdy. Hodnoty objemu jsou v litrech na jeden metr čtvereční, což zároveň odpovídá výšce vodního sloupce srážky v milimetrech. V této tabulce jsou výsledky

uvedeny pro každý vzorek zvlášť. Protože takto se s jednotlivými hodnotami dál pracuje těžko, jsou výsledky zpracované přehledně do následující tab. č. 14.

Tab. č. 14.: Medián hodnot velikosti infiltrovaného objemu vody do půdy při různých stupních nasycení půdy za 15 minut, 1 hodinu a 2 hodiny

pseudoglej			
medián ze všech měření			
st. nasycení S	za čas 15min	za čas 1h	za čas 2h
0,3	6,78	27,14	54,27
0,5	4,07	16,28	32,56
0,7	2,91	11,63	23,26
0,9	2,26	9,05	18,09

mm
mm
mm
mm

kambizem			
medián ze všech měření			
st. nasycení S	za čas 15min	za čas 1h	za čas 2h
0,3	5,28	21,12	42,23
0,5	3,17	12,67	25,34
0,7	2,26	9,05	18,10
0,9	1,76	7,04	14,08

mm
mm
mm
mm

regozem			
medián z hloubky 10 cm			
st. nasycení S	za čas 15min	za čas 1h	za čas 2h
0,3	9,26	37,02	74,05
0,5	5,55	22,21	44,43
0,7	3,97	15,87	31,73
0,9	3,09	12,34	24,68

mm
mm
mm
mm

Byly zvoleny 4 hodnoty nasycení půdy. Z vlastních měření jsem se přesvědčil o tom, že nejčastěji se hodnoty nasycení půdy pohybují kolem 50 %. Pouze minimálně byly hodnoty nižší než 40 % nebo vyšší než 60 %. Nicméně důležité je i vysoké nasycení, které může způsobit běžná srážková událost. Každá další srážka pak má jen omezený prostor v půdě, do kterého se může infiltrovat. V případech vysokého nasycení bude maximální možný objem vody, který se může infiltrovat udávat pouze hydraulická vodivost. Jak je z tabulky vidět, nejvíce vody se může infiltrovat na typu půdy regozem, což je v souladu s vyšší rychlostí infiltrace a již zmiňovaným velkým volným prostorem mezi hrubšími zrny.

Menší množství vody se může infiltrovat do půdy typu kambizem a nejméně do pseudogleje. V tabulce jsou tři časové úseky. Interval 15 minut byl zvolen z toho důvodu, že odpovídá kroku měření na srážkoměrných stanicích a také proto, že všechna měření v terénu byla alespoň tuto dobu měřena. Nejdůležitější pro další výstupy jsou hodnoty objemu za 1 hodinu, protože přívalová srážka, ke které se budou dané hodnoty vztahovat, má krátké trvání obvykle kolem 1 hodiny. Spíše jen pro představu je v tabulce poslední sloupeček s hodnotami objemu za 2 hodiny.

Důležité závěry, vyplývající pro další část práce týkající se zpracování srážkoměrných dat, jsou ty, že zhruba intenzitu deště $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ nedokáže při 50% nasycení půdy vodou pojmout žádná z těchto půd, za bezpečnou hranici při tomto nasycení půdy lze zcela jistě pokládat hranici $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ a při zvýšené nasycenosti půdy na 90 % je vidět, že zhruba opět intenzita deště o hodnotě $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ způsobí u všech těchto typů půdy překročení infiltrační kapacity a jejich ohrožení erozním smyvem.

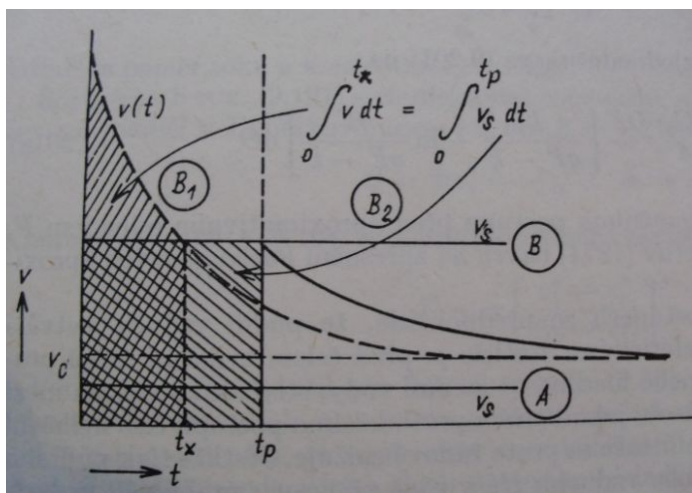
Nutno také zmínit, že hloubka půdního profilu respektive skalního podloží není v případech krátkodobějších srážek významná. Čelo vsakované vody při těchto krátkodobých srážkách dosáhne do hloubky prvních pár centimetrů, viz hodnoty rychlosti infiltrace v tab. č. 11. Z toho plyne, že při takto krátkém časovém měřítku není nutné studovat propustnost podložních vrstev půdy. Při dlouhodobém dešti když se voda dostane na skalní podloží, se podle jeho propustnosti rychlost vsaku buď zvýší, nebo sníží, což bude způsobovat postupnou drenáž půdního profilu anebo naopak přesycení až rozbřednutí vodou a tedy nebezpečí bahnotoku na příkřejších svazích, tedy extrémně rychlé eroze a odnosu materiálu.

Vzhledem k tomu, že v terénu bylo na každé lokalitě provedeno vždy jen jedno měření při jedné hodnotě nasycení půdy, tak nelze určit konkrétní závislost mezi hydraulickou vodivostí a nasycením půdy. Při výpočtech objemu infiltrovaného objemu vody jsem bral v potaz pouze vliv pórovitosti a aktuální vlhkosti. Změnu hydraulické vodivosti a rychlost infiltrace jsem považoval při těchto přepočtech za konstantní, což je možná příliš velké zjednodušení, ale bez něho by bylo příliš mnoho proměnných.

6. Vztahy mezi srážkou, infiltrací a povrchového odtokem

Infiltrací se srážka rozděluje na podíl doplňující zásoby půdní vody v profilu a na podíl vody povrchově odtékající. Infiltrace je mimo jiné zdrojem pro doplňování podzemních vod. Infiltrovaná část srážky protéká půdním profilem, horninovým podložím a rezervoáry podzemních vod, než se její podíl dostane do vodních toků. Tento průtok půdním a horninovým porézním prostředím je velmi pomalý ve srovnání s rychlostí povrchového odtoku. Velká infiltrace způsobuje velice příznivý jev – zpomalení oběhu vody, zatímco při malé infiltraci se hydrologický cyklus větším povrchovým odtokem urychlí a způsobuje pak řadu problémů.

Je potřeba rozebrat jednotlivé vztahy mezi srážkou, infiltrací a povrchového odtokem. K tomu nejlépe poslouží obr. č. 18. Na tomto obrázku je znázorněna rychlost infiltrace v čase (čárkovaně) jako $v(t)$. Intenzitu srážky značí čára označená v_s , která je pro jednoduchost konstantní. Konečná ustálená rychlost infiltrace je označena v_c , symbolem t_p je označen počátek výtopy a odpovídá zhruba počátku povrchového odtoku a symbolem t_x je označen čas, kdy se intenzita deště rovná rychlosti infiltrace.



Obr. č. 18: Vztah mezi rychlostí infiltrace a intenzitou deště ($v(t)$ je rychlost infiltrace v čase, v_c je konečná ustálená rychlost infiltrace, v_s je intenzita srážky, t_p je označen počátek doby výtopy, t_x je bod, kdy se intenzita srážky rovná rychlosti infiltrace, A značí oblast, kde je intenzita srážky menší než ustálená rychlost infiltrace, B značí oblast, kde je intenzita srážky větší než ustálená rychlost infiltrace, B1 značí oblast, kde nenastane povrchový odtok a B2 značí oblast, kde se tvoří povrchový odtok) [41]

Z hydrologického hlediska se rozeznávají dva typy vztahů mezi infiltrací a intenzitou srážky. Prvním vztahem je, že intenzita srážky $v_s \leq v_c$ (konečná, ustálená rychlost infiltrace). V tomto případě povrchový odtok nenastává, celá srážka se zasákne; na obr. značeno jako A. Druhý případ je, že intenzita srážky $v_s > v_c$. V tomto případě se rozeznávají dvě fáze: B_1 – srážka v této fázi nezpůsobuje povrchový odtok a zasákne se. Tato fáze se odehrává v časovém intervalu mezi 0 a t_p . Ve fázi značené B_2 se určitý podíl ze srážky vsakuje, avšak s časem vzrůstá podíl povrchového odtoku, pokud platí předpoklad, že intenzita srážky je konstantní [41].

6.1. Přívalové deště a povodňové stavy

Přívalová srážka nemá přesně stanovenou hodnotu v mm deště, spíše se setkáváme s tím, že je obecně definována jako velká intenzita deště za krátký časový úsek. Stejně tak může mít přívalová srážka různou intenzitu, při dlouhém dešti může být totiž intenzita i menší a přesto může být považována za přívalovou. Z hydrologického hlediska je přívalová srážka chápána jako srážka takové intenzity, která přesáhne infiltrační schopnost půdního povrchu a vyvolá povrchový odtok, jehož soustředění může za určitých okolností způsobit tzv. přívalovou povodeň [44]. Meteorologický slovník výkladový & terminologický [45] definuje přívalovou srážku jako dešť velké intenzity a v našich oblastech převážně krátkého trvání a malého plošného rozsahu. Dále uvádí, že přívalový dešť způsobuje prudké rozvodnění malých toků.

Pokud se někde nalezne konkrétní hodnota, tak je nejčastěji udáváno $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Dle cit. [46] jsou přívalové srážky zpravidla srážky o velmi vysoké intenzitě, zpravidla více než $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Nejčastěji postihují přívalové srážky území o několika km^2 až po několik desítek, vzácně stovek km^2 . Mohou s kolísavou intenzitou trvat od několika málo minut až po několik hodin.

Možnosti předpovídání přívalových povodní jsou velmi silně omezeny, a to vzhledem k prudké dynamice vývoje konvekční oblačnosti, ze které vypadávají přívalové srážky. I když meteorologické podmínky pro vznik silných přívalových srážek mohou být poměrně úspěšně předpověděny, přesnou lokalizaci výskytu, trvání a intenzitu přívalových srážek a tím i oblast eventuálního výskytu přívalových povodní pomocí standardních meteorologických modelů (např. ALADIN) predikovat v podstatě nelze [46].

6.1.1. Druhy povodní

Nejčastěji vznikají povodňové situace v povodích v důsledku abnormálních klimatologických situací a jimi vyvolaných jevů jako např. přívalových dešťů či rychlého

tání sněhu. Tyto situace ale nejsou jediné parametry, které ovlivňují vznik a průběh daných jevů, ale velký podíl na jejich ovlivnění mají i geologické poměry a geografické podmínky povodí, o nichž pojednává cit. [47]. Tento druh povodní je nejničivější z hlediska vlivu na půdu a dosahuje největších hodnot eroze kvůli svojí prudkosti. Jedná se o typ letních přívalových povodní.

Vedle intenzity srážek sehrává při vzniku přívalových povodní velmi důležitou úlohu schopnost půdního povrchu vsakovat srážkovou vodu. Tato schopnost infiltrace je primárně ovlivněna jak způsobem využívání území, tak i jeho morfologickými charakteristikami, zejména sklonitostí svahů. Podstatný je rovněž aktuální stav nasycení půdního povrchu předchozími srážkami, kdy se zvyšujícím se stupněm nasycení nad retenční vodní kapacitu půdy schopnost absorpce dalších srážek půdou rychle klesá. Je však důležité zdůraznit, že přívalová povodeň se může vyskytnout i za stavu sucha, kdy na povrchu půd se silnou jílovitou příměsí, příp. na některých polních pozemcích dochází k tvorbě krusty, která je téměř nepropustná. Přívalová povodeň je pak doprovázena i velmi silnou erozí, což znásobuje škody na majetku. Na trvale nepropustném půdním povrchu, vyskytující se hojně v areálech městské či průmyslové zástavby, je riziko přívalových povodní samozřejmě stálé a neměnné [46].

Dalším typem povodní jsou letní povodně. Ty se od těch přívalových liší tím, že se jedná o několikadenní intenzivní letní srážky, které nasytí půdu a ta pak již není schopna zadržovat vodu a vznikají povodně. Tento typ postihuje nejen malé řeky a potoky, ale i velké řeky. Velké letní povodně známe poměrně dobře i z nedávné historie, z let 1997, 2002 a 2010.

Posledním typem povodní jsou povodně zvláštní. Tyto povodně vznikají havárií vodních děl – protržením rybníků či přehrad. Jsou velmi rychlé a ničivé, ale naštěstí se vyskytují jen výjimečně [30].

6.2. Eroze a povrchový odtok

Ke vzniku povrchového odtoku je zapotřebí nejen takového množství srážky, které půda nestačí infiltrovat, ale také aby byla splněna další podmínka v podobě sklonu terénu. S povrchovým odtokem a přívalovými srážkami je samozřejmě úzce spojena i eroze, která je přímo ovlivněna velikostí povrchového odtoku a intenzitou srážky. Faktorů, které erozi ovlivňují je ale celá řada a tento proces je velice složitý, s velkým množstvím vlivů a faktorů. Touto problematikou se zabývá množství prací, např: cit. [48], [49], [50] nebo [51]. Povodí Litavky se vyznačuje poměrně příznivými podmínkami pro značnou erozi. Jak

uvádí cit. [52] během povodně v březnu roku 2006 při průtoku $36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (normální průtok je cca $2,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) bylo během 4 dnů transportováno v suspenzi 2400 tun materiálu. Během posledních 80 let bylo zaznamenáno 28 velkých povodní s průtokem nad $55 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

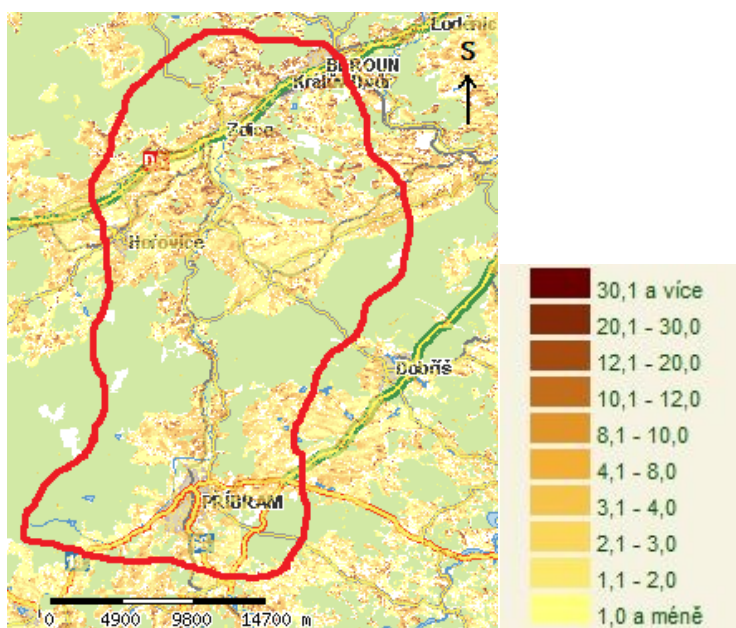
Dělit erozi lze podle několika kritérií [53] – podle intenzity (normální, zrychlená), příčiny (vodní, větrná, ledovcová, antropogenní), formy (plošná, výmolová, proudová), mechanismu (mezirýžková, rýžková) a časového hlediska (historická, soudobá). Vodní eroze je vyvolána kinetickou energií dešťových kapek dopadajících na půdní povrch a mechanickou silou povrchově stékající vody. Povrchový odtok může být z přívalových srážek, z dlouhotrvajících srážek, z tání sněhu a také koncentrací vody v přirozené i umělé hydrografické síti.

V ČR je potenciálně ohroženo erozí přes 50 % půd [20]. Vodní erozí je silně ohrožena téměř polovina zemědělské půdy. Klasifikace intenzity eroze je uvedena např. v [53]. Nejčastěji používanou metodou pro stanovení intenzity vodní eroze je tzv. Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE):

$$G = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (27)$$

kde G je průměrná dlouhodobá ztráta půdy ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$), R je faktor erozní účinnosti přívalového deště ($\text{J} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$), K je faktor erodovatelnosti půdy ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1}$), L je faktor délky svahu (km), S je faktor sklonu svahu (%), C je faktor ochranného vlivu vegetace a P je faktor účinnosti protierozních opatření [20].

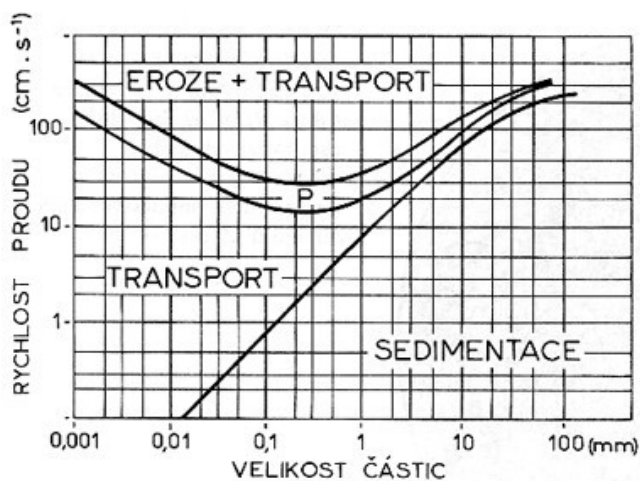
Velikost dlouhodobé ztráty půdy na území povodí Litavky je znázorněna na následujícím obr. č. 19 [20]:



Obr. č. 19: Mapa erozní ohroženosti v povodí Litavky (průměrná roční ztráta půdy G v $\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$) [20]

Z obrázku je patrné, že v povodí Litavky je půda středně až vysoce erozně ohrožená. Zeleně jsou vyznačeny plochy, které zaujímají lesy.

Aby nastala eroze, musí být splněny určité podmínky. Mezi erozí, transportem a sedimentací platí určitá závislost. Tato závislost je dána poměrem mezi velikostí částic a rychlostí proudu, viz obr. č. 20 [54].



Obr. č. 20: Chování částic v závislosti na jejich velikosti a rychlosti vodního proudu

Eroze větších částic je možná jen při vyšších rychlostech proudu. Při středních rychlostech jsou částice jen přemísťovány a při ještě menších rychlostech či větších velikostech částic probíhá jejich sedimentace [54].

6.3. Zpracování a vyhodnocení časových řad srážek z ČHMÚ

Od Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) byly zakoupeny dvě časové řady srážek ze dvou měřících stanic. Kratší 5 letá řada s 10 nebo 15 minutovými intervaly měření srážek ze stanic Neumětely a Příbram za období posledních 6 let. Delší řadu tvoří denní srážkové úhrny za posledních 50 let ze stanice Neumětely a Podlesí. Stanice Podlesí nahradila v tomto případě stanici Příbram, protože měla kompletnější řadu srážek bez větších výpadků v měření. K žádné závažné chybě tím nedošlo, protože tato stanice je od stanice Příbram vzdálena pouhé 2 km, viz umístění stanic obr. č. 4. Stanice byly vybrány tak, aby splňovaly zadaná kritéria (zadanou délku časové řady, vhodný způsob měření, kompletnost řady a především co nejbližší umístění stanic od měřených lokalit. Měřené lokality se nachází od vybraných stanic 20 a 40 km severním směrem. Vzdálenost mezi stanicemi Neumětely a Příbramí (případně Podlesím) je vzdušnou čarou 20 km a nachází se v horní části povodí Litavky (jižní okraj povodí) [55].

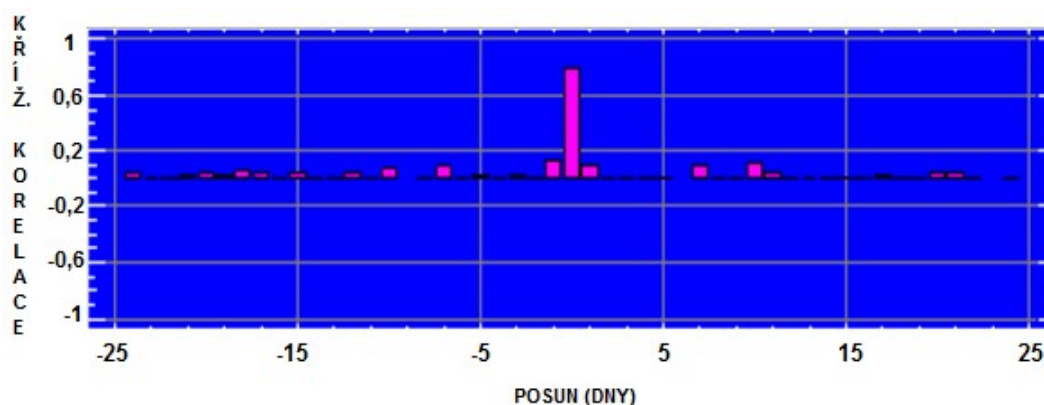
Oba soubory dat byly dodány v programu Microsoft Excel. Bohužel pro jejich další zpracování je nutná poměrně dlouhá a náročná úprava. Jednotlivé hodnoty jsou udávány v mm vodního sloupce srážky, což zároveň odpovídá také počtu litrů na plochu jednoho metru čtverečního.

Jak vyplynulo při zhodnocení dat velikosti infiltrovaného objemu vody na jednotlivých typech půdy na konci 5. kapitoly, nejdůležitější v následujících kapitolách budou hranice 10 a 20 mm.

6.3.1. Krátká šestiletá řada dat

Tato řada dat začíná 1. března 2007 a končí 30. listopadu 2012. Jedná se tedy o nejnovější možná data. Krok měření je nejdříve 15 minut, později od 1. dubna 2010 se krok měření zmenšuje na interval 10 minut. Jsou vynechána data ze zimních měsíců, konkrétně z měsíců prosinec, leden a únor vzhledem k tomu, že v tomto období se jedná většinou o srážky sněhové, jejich množství není tak velké a hlavně nezpůsobují povrchový odtok a s ním spojený výrazný erozní smyv. Data jsou ze stanic Neumětely a Příbram, což jsou automatizované meteorologické stanice Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) s dobrovolnou obsluhou. Měření se provádí pomocí automatických přístrojů s intervalem záznamu 10 minut. Stanice jsou vybaveny modemem, který přenáší naměřená data pomocí systému GPRS každých 5 minut na centrální počítač na pobočku [55].

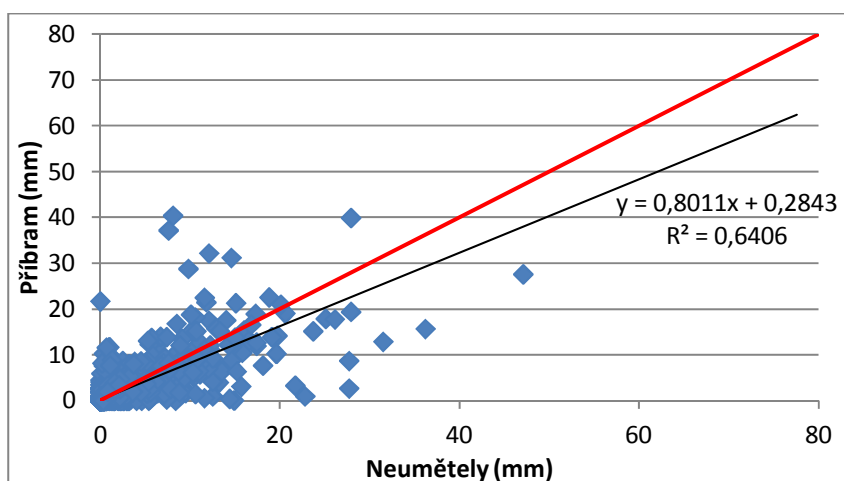
Nejprve byla zpracována tato kratší 6 letá řada srážek s krokem měření nejdříve 15 a později 10 minut. Stanice Neumětely a Příbram jsou od sebe vzdáleny zhruba 20 km vzdušnou čarou a proto bylo v prvním kroku provedeno jejich vzájemné srovnání pomocí funkce křížová korelace v programu Statgraphics Plus. Korelace byla provedena mezi denními hodnotami, nikoli mezi jednotlivými kroky 10 nebo 15 minut. Výsledek korelace je na obr. č. 21.



Obr. č. 21: Křížová korelace mezi denními srážkovými úhrny (vypočtených z 10 a 15 minutových kroků měření) stanic Příbram a Neumětely (zdroj dat: ČHMÚ)

Z tohoto obrázku vyplývá, že v podstatě k žádnému časovému posunu nedochází, případně je drobný posun o jeden den. Vzhledem k malé vzdálenosti mezi stanicemi je tento výsledek zcela logický.

Také jsem mezi oběma stanicemi provedl jednoduchou korelaci velikosti srážkových úhrnů naměřených na těchto stanicích a porovnal velikost shody mezi oběma stanicemi, viz obr. č. 22.



Obr. č. 22: Korelace velikosti shody hodnot srážkového úhrnu mezi stanicemi Příbram a Neumětely, červeně je vyznačena přímka o sklonu 45°, na které by přesně ležely body o stejných hodnotách srážkových úhrnů (zdroj dat: ČHMÚ)

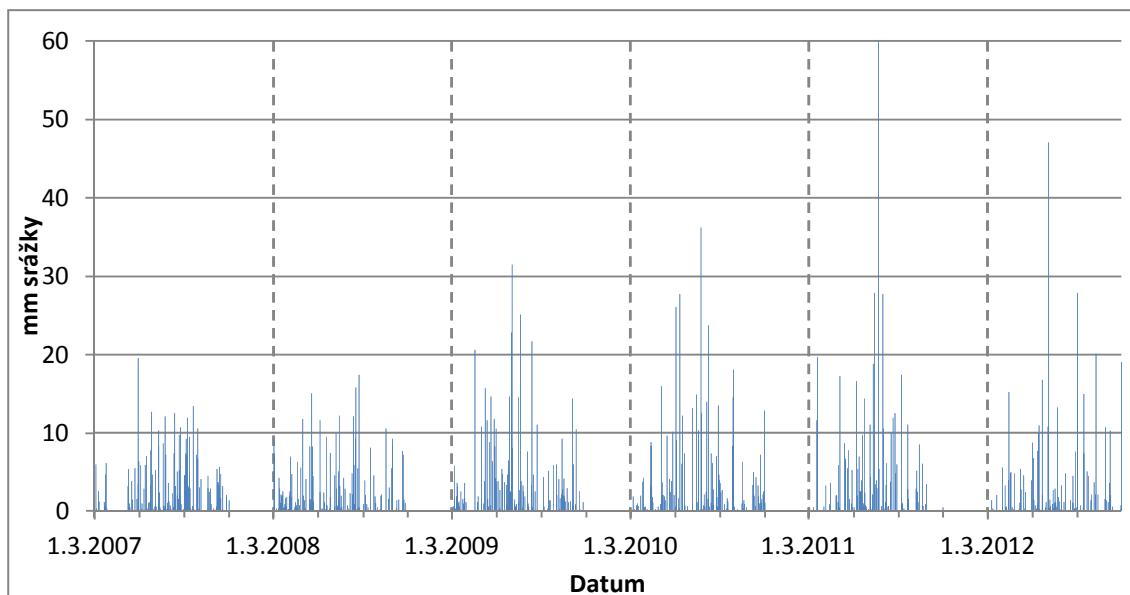
Z této jednoduché korelace jsem zjistil, že proměnlivost srážkové události v prostoru a času mezi těmito stanicemi je přibližně 65 %. Vzhledem k tomu, že stanice jsou od sebe vzdáleny 20 km vzdušnou čarou a rozměry povodí jsou zhruba 40 x 18 km (tvar povodí je protáhlý od severu k jihu - ta větší vzdálenost), tak ta vzdálenost mezi stanicemi, které jsou umístěny také v protáhlém směru, tvoří vlastně polovinu celkové délky povodí a z tohoto hlediska se jeví korelace na 65 % jako poměrně dobrá k možnosti přepočtu na celou plochu povodí. Důležitý je tento fakt především pro měřené lokality.

Pro jednotlivé stanice byly z řady dat získány některé obecné informace, které jsou přehledně uvedeny v tab. č. 15.

Tab. č. 15: Obecné informace ze zpracovávané řady dat pro obě stanice (zdroj dat: ČHMÚ)

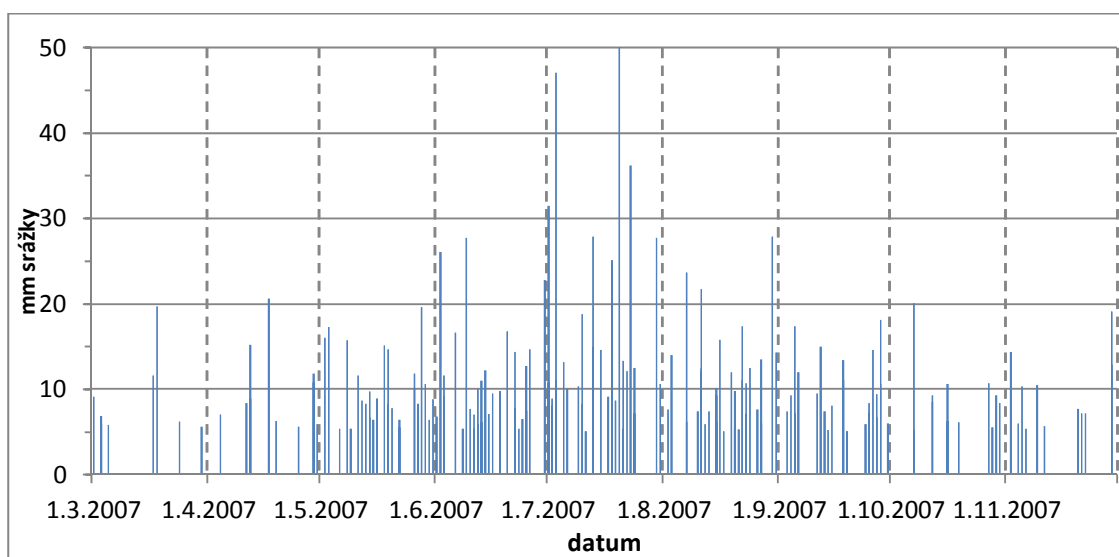
	Neumětely	Příbram
počet měření	194883	194795
nenulová měření	8661	8576
% času, kdy pršelo	4,4	4,4
dny celkem	1650	1650
nenulové dny	829	801
celkem srážek (mm)	2834	2740
počet dní nad 5mm	179	156
%	10,8	9,5
počet dní nad 10mm	80	63
%	4,8	3,8
počet dní nad 20mm	15	14
%	0,9	0,8

Z jednotlivých 10 případně 15 minutových měření byly vypočítány hodnoty pro jednotlivé dny. Z těchto denních srážkových úhrnů bylo provedeno vyhodnocení všech nenulových hodnot v podobě grafu rozložení všech denních úhrnů za celé období 6 let.



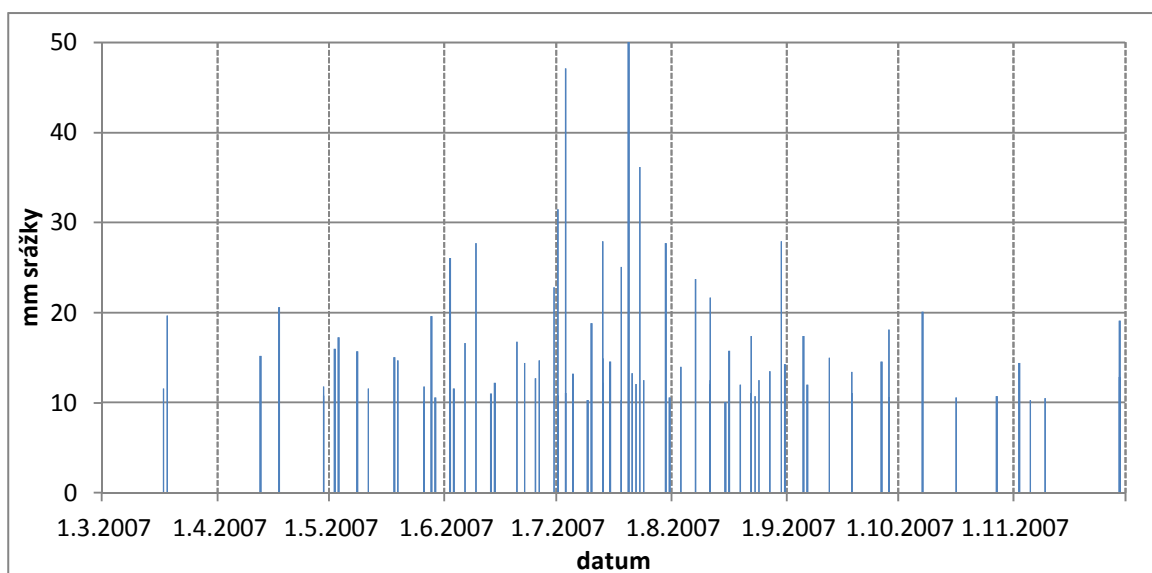
Obr. č. 23: Grafické rozložení všech denních úhrnů za celé období 6 let (zdroj dat: ČHMÚ)

Z tohoto grafu není příliš dobře vidět menší hodnoty, protože jich je poměrně hodně, překrývají se a také měřítko na ose y nedovoluje detailní pohled. Přehlednější možná proto bude následující obr. č. 24, na kterém jsem všechny nenulové denní úhrny vynesl do jednoho roku, aby bylo nejlépe vidět, jak často a s jakou intenzitou prší v jednotlivých měsících. Také jsem pro tento graf vyfiltroval jen hodnoty nad 5 mm, aby se stal o něco přehlednějším. Počet měření po vyfiltrování srážek nad 5 mm klesnul totiž na téměř na pětinu, z původních 829 hodnot na 180 hodnot. Hned na dalším obr. č. 25 je pro porovnání graf srážek vyfiltrovaný nad 10 mm. Těchto hodnot je již jen 78.



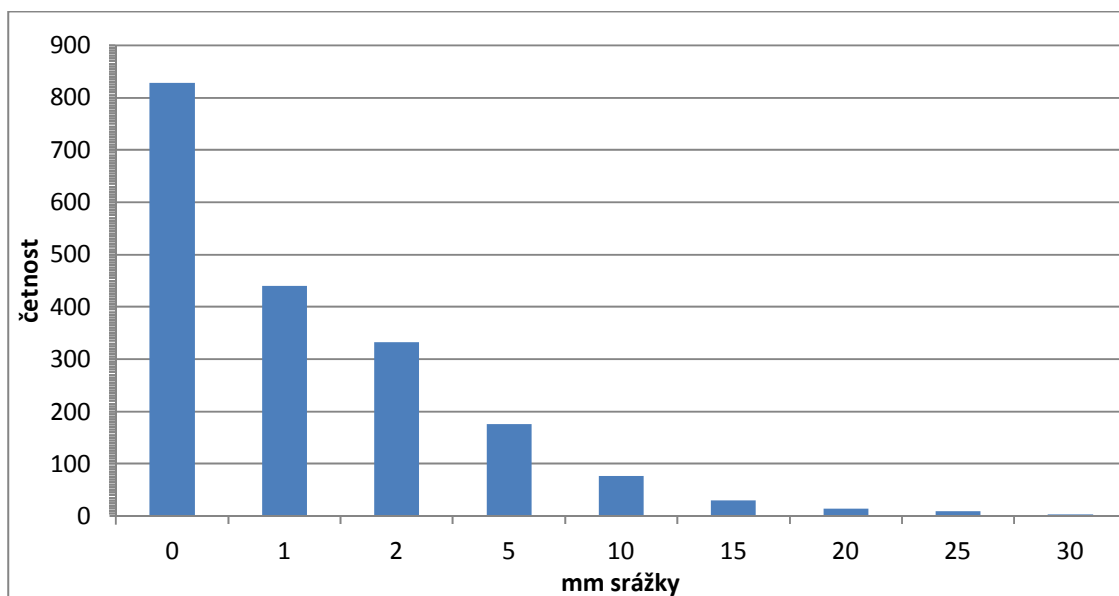
Obr. č. 24: Rozložení všech denních úhrnů srážek nad 5 mm dané do jednoho roku (zdroj dat: ČHMÚ)

Zde je poměrně hezky vidět, že nejvyšší úhrny připadají na měsíc červenec a plus mínus červen a srpen, dále je vidět, jak intenzita od března postupně narůstá směrem k červenci a pak postupně stejným způsobem klesá až ke konci listopadu. Také je vidět, že v červnu až srpnu je největší počet dešťů s vyšší intenzitou.



Obr. č. 25: Rozložení všech denních úhrnů srážek nad 10 mm dané do jednoho roku (zdroj dat: ČHMÚ)

Stejný trend jako v předchozím obrázku se potvrzuje i s vyfiltrovanými hodnotami nad 10 mm a platil by i při dalším vyfiltrování hodnot. Opět platí, že největších četností dosahuje období letních měsíců od června do srpna. Rapidně se snižující četnost denních úhrnů s rostoucími srážkovými úhrny je vidět na obr. č. 26.



Obr. č. 26: Klesající tendence četností vybraných srážkových úhrnů (zdroj dat: ČHMÚ)

V grafu je znázorněn počet dní s vybranými hodnotami srážkových úhrnů. Každý sloupec reprezentuje počet dní nad danou hodnotu srážkového úhrnu. Ze všech celkových 828 měření bylo naměřeno 144 různých intenzit. Nejčetnější jsou samozřejmě ty nejmenší intenzity a četnost klesá až pouze k jednotlivým výskytům u větších úhrnů. Četnost úhrnů do 1 mm tvoří polovinu všech měření. Úhrny nad 20 mm se vyskytují vždy už jen jednou, maximálně dvakrát.

Četnost dní s nenulovým úhrnem a dní s úhrnem nad 5 a 10 mm a také množství srážek jsou v absolutních hodnotách i v průměrech lépe zřejmé v tab. č. 16.

Tab. č. 16: Absolutní a průměrné hodnoty množství srážek a počtu dní pro všechna nenulová měření a pro srážky nad 5 a 10 mm (zdroj dat: ČHMÚ)

pro všechny srážky									
celé období 6-ti let	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
suma srážek za 6let	162,3	289,3	361,7	411,8	624,2	429,2	290,2	190,5	192,7
počet nenulových dní	97	96	95	108	116	98	83	83	86
průměr na rok	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
průměr srážek (mm)	27,1	48,2	60,3	68,6	104,0	71,5	48,4	31,8	32,1
průměr nenul. dní	16	16	16	18	19	16	14	14	14
pro srážky nad 5 mm									
celé období 6-ti let	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
suma srážek za 6let	70,9	105,5	264,4	316,9	513,9	325,7	215	100	111,4
počet dní nad 5mm	8	11	27	29	30	29	22	11	12
průměr	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
mm srážek na událost	8,9	9,6	9,8	10,9	17,1	11,2	9,8	9,1	9,3
dny nad 5mm/rok	1,3	1,8	4,5	4,8	5,0	4,8	3,7	1,8	2,0
pro srážky nad 10 mm									
celé období 6-ti let	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
suma srážek za 6let	31,3	58,4	142,6	186,6	437,8	229,3	112,2	41,4	67,2
počet dní nad 10mm	2	4	10	11	20	15	8	3	5
průměr	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
mm srážek na událost	15,7	14,6	14,3	17,0	21,9	15,3	14,0	13,8	13,4
dny nad 10mm/rok	0,3	0,7	1,7	1,8	3,3	2,5	1,3	0,5	0,8

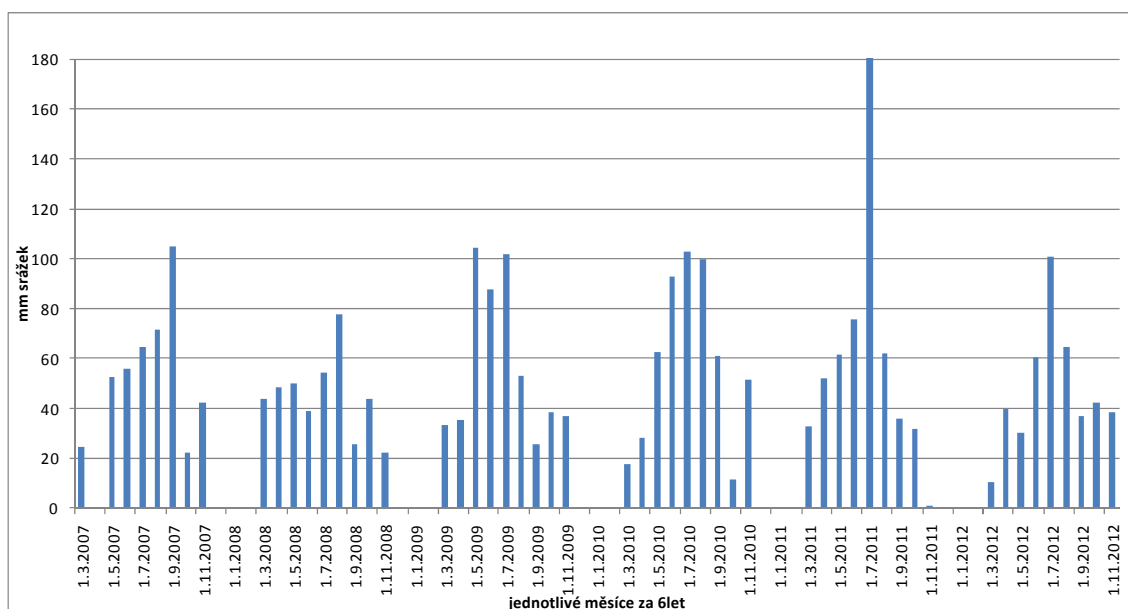
Z této tabulky se dá jasně odečíst, že největších srážkových úhrnů je jednoznačně v červenci (červeně), následované ještě s vysokými hodnotami červnem a srpnem (oranžově), s odstupem pak případně květnem (žlutě). Je tedy zřejmé, že nejvyšší intenzity dešťů lze očekávat přes léto, stejně jako jejich nejvyšší četnost. Absolutní hodnoty je ale potřeba brát s rezervou, protože se jedná o velmi krátké období, které mohlo být zrovna srážkově nadprůměrné nebo podprůměrné oproti dlouhodobým průměrům. Pro určité srovnání lze použít údaje v tab. č. 17, která ukazuje dlouhodobý normál z let 1960 – 1991 pro Prahu a Středočeský kraj [30]. Samozřejmě to ale opět není korektní porovnání, protože povodí Litavky sice spadá do Středočeského kraje, ale je to jen velmi malé území a zcela jistě pro něj nemusí platit to samé, co platí v průměru pro celý kraj. Pro lepší přiblížení plošného rozložení průměrných srážek v povodí Litavky viz obr. č. 8 v kap. 3.2.4. Spodní část tabulky pro srážky nad 5 a 10 mm je zde pro srovnání z toho důvodu, že velkou část naměřených hodnot tvořily i hodnoty s minimálními hodnotami, které sice neovlivní celkovou sumu spadlých srážek, ale velice zkreslí hodnoty počtu dní. Také je dobře vidět kolikrát v roce, respektive kolikrát v každém jednotlivém měsíci lze očekávat dny s více než 5 respektive 10 mm srážek.

Tab. č. 17: Dlouhodobý normál měsíčních úhrnů srážek (v mm) pro Prahu a Středočeský kraj [30]

Praha a Středoč. kra	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad
dlouhodobý normál 1960 - 1991	36	43	70	75	72	73	46	36	40

I když tyto údaje nelze přesně porovnávat s naměřenými průměrnými hodnotami, přesto je alespoň vidět, že měsíce květen až srpen opravdu patří ke srážkově nejbohatším. Druhým faktem, který lze vyčíst je, že červenec v dlouhodobém normálu nevyčnívá nad ostatní měsíce tak, jak tomu je u hodnot 6 leté řady měření v povodí Litavky.

Poslední operací, která byla s těmito daty udělána, bylo vypočtení jednotlivých měsíčních úhrnů pro celé období 6 let, viz obr. č. 27.



Obr. č. 27: Měsíční úhrny za celé období 6 let vypočtené z 10 a 15 minutových měření (zdroj dat: ČHMÚ)

Z tohoto grafu je vidět rovnou několik zajímavých informací. Nejvyššími měsíčními hodnotami, kterých se v podstatě každý rok dosáhne, je hranice 100 mm. Je otázkou, jak často se vyskytne srážkový úhrn podobný tomu z července roku 2011, jestli se takový úhrn opakuje každých 6 let nebo jestli je zrovna v tomto období zachycen celkem náhodně. Hodnoty kolem 100 mm se vyskytují převážně v letních měsících, nicméně jednou byla tato hodnota i v květnu a září, což jsou opět hodnoty dvojnásobně vyšší, než je běžné v ostatních letech. V jarních i podzimních měsících se několikrát vyskytují hodnoty měsíčního úhrnu

do pouhých 10 mm. Velice zajímavý je fakt, že jednou v dubnu a jednou v listopadu nespadl za celý měsíc ani jediný mm srážek.

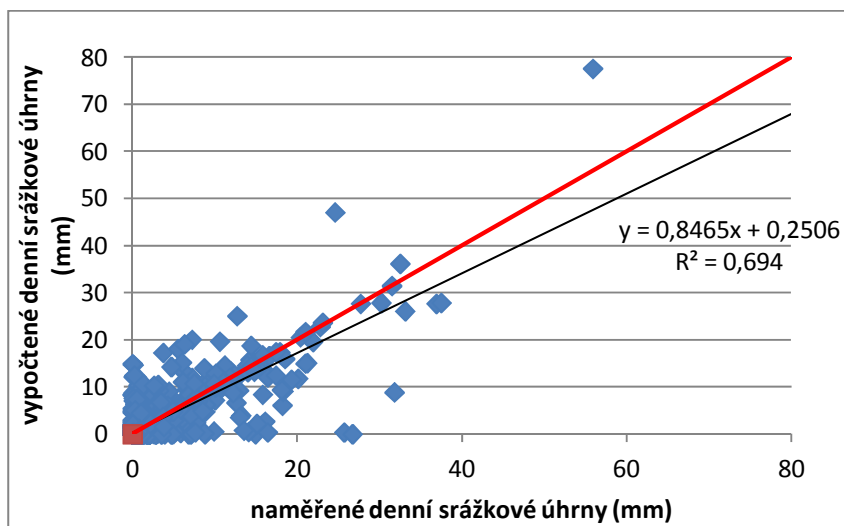
6.3.2. Dlouhá 50 letá řada dat

Jedná se o 50 let dlouhou řadu měření velikosti srážky. Řada začíná 1. března 1962 a končí 29. listopadu 2012. Krok měření je jeden den. Stejně jako u 6 leté řady jsou i zde ze stejných důvodů vynechány zimní měsíce. V tomto případě jsou data získána ze stanic Neumětely a Podlesí. Stanice Podlesí je jen asi dva km vzdálena od stanice Příbram, ale oproti ní má kompletní časovou řadu za celé období, proto byla použita právě tato stanice. Stanice Neumětely je manuální klimatologická stanice a stanice Podlesí je manuální srážkoměrná stanice. Na obou těchto stanicích provádí pozorovatel měření denního úhrnu srážek v termínu 7 hodin středoevropského času. Data jsou zapisována do měsíčních srážkoměrných výkazů a zasílána po skončení měsíce na pobočku [55]. Obecné informace pro obě dvě stanice jsou uvedeny v tab. č. 17.

Tab. č. 17: Obecné informace ze zpracování dlouhodobé řady dat pro obě stanice (zdroj dat: ČHMÚ)

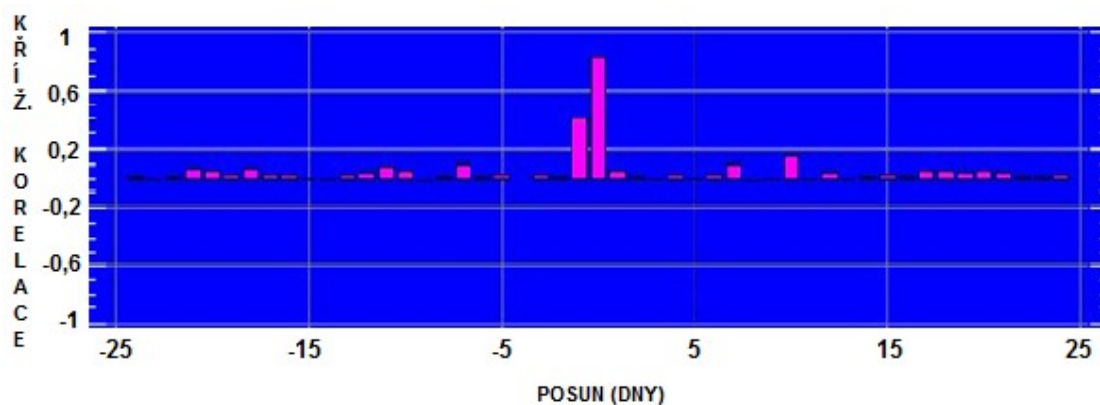
	Neumětely	Podlesí
počet dní	14024	14024
počet let	51	51
nenulová měření	6924	5726
% dní, kdy pršelo	49,37	40,83
celkem srážek (ml)	23388	26190
průměr za rok (ml)	458,6	513,5
počet dní nad 10 mm	582	663
% dní nad 10 mm	4,15	4,73
suma srážek nad 10 mm	10440	11911
počet dní nad 20 mm	156	168
% dní nad 20 mm	1,11	1,20
suma srážek nad 20 mm	4475	5080

Porovnal jsem hodnoty denních úhrnů vypočtených z 15 minutových měření s úhrny denních měření pro stanici Neumětely. Pro stanici Podlesí jsou hodnoty korelace téměř totožné. Korelace je na obr. č. 28.



Obr. č. 28: Korelace denních a vypočtených denních srážkových úhrnů z 15 minutových měření; červeně je vyznačena přímka o sklonu 45°, na které by přesně ležely body o stejných hodnotách z denních i vypočtených denních srážkových úhrnů (zdroj dat: ČHMÚ)

Při korelaci u jednotlivých stanic pro denní úhrny a denní úhrny vypočtené z automatizovaných měření srážek po 15 minutách jsem zjistil, že se údaje shodují zhruba jen z 69 %. Tady je na místě samozřejmě předpoklad, že by se údaje měly shodovat 100 %. Proč tomu tak není lze snadno vysvětlit tím, že denní úhrny měřené pozorovatelem nejsou měřeny přesně o půlnoci, ale většinou až ráno. To znamená, že je tu prostor zhruba nějakých 7 hodin pro to, aby došlo k rozdílným naměřeným hodnotám. Jedná se vlastně pouze o posun, nikoli o chybu absolutní. Že se skutečně jedná o posun o jeden den lze doložit grafem křížové korelace, viz obr. č. 29.



Obr. č. 29: Křížová korelace mezi denními a vypočtenými denními srážkovými úhrny z 15 minutových měření pro stanici Neumětely (zdroj dat: ČHMÚ)

U obou dvou stanic jsem spočítal celkový srážkový úhrn a jeho rozdělení v jednotlivých měsících. Toto rozdělení je v absolutních hodnotách. Také jsou uvedeny rozdíly v absolutních a procentuálních hodnotách mezi oběma stanicemi. Rozložení srážek v jednotlivých měsících je uvedeno i v průměrných hodnotách za rok, viz tab. č. 18.

Tab. č. 18: Celkové a průměrné srážkové úhrny v jednotlivých měsících pro obě dvě srážkoměrné stanice (zdroj dat: ČHMÚ)

Neumětely			Podlesí				
celkové srážky za 50 let	23388	mm	celkové srážky za 50 let	26190	mm	rozdíl (mm)	% rozdílu
	23388	l		26190	l		
březen	1709,3	mm	březen	2367,2	mm	657,9	27,79
duben	1837,1	mm	duben	2178,8	mm	341,7	15,68
květen	3192,5	mm	květen	3328,6	mm	136,1	4,09
červen	3833,5	mm	červen	3840	mm	6,5	0,17
červenec	3610,9	mm	červenec	4071,4	mm	460,5	11,31
srpen	3703,2	mm	srpen	3795,5	mm	92,3	2,43
září	2181,5	mm	září	2321,2	mm	139,7	6,02
říjen	1568,4	mm	říjen	2031,2	mm	462,8	22,78
listopad	1751,8	mm	listopad	2256,7	mm	504,9	22,37

průměr					
Neumětely			Podlesí		
	1,7	mm/den		1,9	mm/den
	458,5882	mm/rok		513,5294	mm/rok
březen	33,5	mm	březen	46,4	mm
duben	36,0	mm	duben	42,7	mm
květen	62,6	mm	květen	65,3	mm
červen	75,2	mm	červen	75,3	mm
července	70,8	mm	července	79,8	mm
srpen	72,6	mm	srpen	74,4	mm
září	42,8	mm	září	45,5	mm
říjen	30,8	mm	říjen	39,8	mm
listopad	34,3	mm	listopad	44,2	mm

Jednoznačně největší množství srážek spadne v letních měsících červnu, červenci a srpnu, které jsou následovány květnem. V těchto měsících je srážkový úhrn v průměru dvakrát vyšší než u ostatních měsíců. Rozdíl v celkovém množství spadlých srážek mezi oběma stanicemi je necelých 11 %. Při porovnání odchylky mezi oběma stanicemi v jednotlivých měsících je vidět, že v letních měsících je maximální odchylka mezi

stanicemi 11 % v červenci, jinak jen cca 4 % a to je málo. Navíc výskyt přivalových dešťů je právě především v tomto období letních měsíců a na to, že se často jedná o lokální záležitost, zvláště pak u extrémních přivalových dešťů nad 20 mm, tak je 10% rozdíl velice malý. Při korelaci s průměrnými hodnotami srážkových úhrnů pro jednotlivé měsíce z kratší 6 leté řady (tab. č. 16) je vidět, že průměrné hodnoty spolu korelují s dobrou shodou, pouze v březnu bylo u kratší řady zastiženo období srážkově podprůměrné oproti průměru 50 leté řady a naopak v červenci bylo období srážkově výrazně nadprůměrné oproti průměru 50 leté řady. Průměrné hodnoty z 50 leté řady výborně korelují se srovnávacím obdobím uvedeným v tab. č. 17.

Data byla postupně vyfiltrována tak, aby se zmenšil jejich objem. Byly vybrány jen denní hodnoty srážek nad 10 mm a z těch bylo zpracováno pro bližší představu jejich zastoupení v jednotlivých měsících a také četnost těchto úhrnů stejně jako to bylo provedeno u 6 leté řady měření. Z celkových 14000 měřených dní napršelo více jak 10 mm srážek v 582 dnech. V následující tab. č. 19 jsou tyto dny rozděleny do jednotlivých měsíců a také jsou uvedeny absolutní hodnoty srážkových úhrnů.

Tab. č. 19: Četnost denních úhrnů se srážkami většími než 10 mm z časové řady 50 let, oranžově jsou zvýrazněny nejvyšší hodnoty (zdroj dat: ČHMÚ)

	četnost dní nad 10 mm	celkem mm	prům. četnost dní nad 10 mm/rok	prům. velikost srážky (mm)
březen	25	370	0,5	14,8
duben	31	479	0,6	15,5
květen	94	1541	1,9	16,4
červen	114	2003	2,3	17,6
červenec	100	1971	2,0	19,7
srpen	106	2278	2,1	21,5
září	54	935	1,1	17,3
říjen	31	455	0,6	14,7
listopad	27	408	0,5	15,1
suma	582	10440,00	11 krát	

Barevně jsou zvýrazněny významně vyšší hodnoty. Z tabulky je zřejmé, že největší četnost denních úhrnů nad 10 mm jasně koresponduje s celkovými úhrny v jednotlivých měsících uvedených v tab. č. 18. Dále je vidět, že v letních měsících je až třikrát více těchto dní než v ostatních měsících. V průměru za rok nastane srážková událost větší než 10 mm 11 krát. Nejvyšší průměr je v letních měsících. V letních měsících je také vyšší průměr velikosti srážky. Při porovnání této tabulky s tab. č. 16, která obsahuje stejné údaje z kratší časové řady, lze vidět, že v obou případech se potvrzují několikanásobně vyšší úhrny

v letních měsících a četnost. Také průměrná velikost srážky ukazuje v obou případech nejvyšší hodnoty v letních měsících, což jen potvrzuje zvýšený výskyt přívalových dešťů.

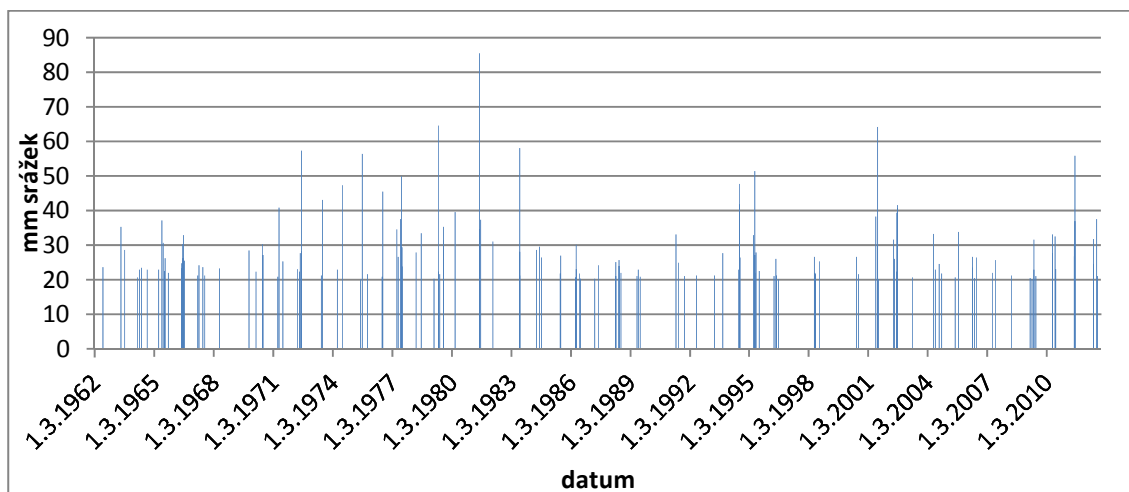
Tyto výsledky můžeme porovnat s dalším stupněm vyfiltrování dat, kdy vezmeme v úvahu pouze srážkové úhrny nad 20 mm. Počet takových dní se zmenší na hodnotu pouhých 156 dní. Rozložení těchto dní do jednotlivých měsíců je analogické se dny, kdy napršelo více než 10 mm, viz tab. č. 20.

Tab. č. 20: Četnost denních úhrnů se srážkami většími než 20 mm z časové řady 50 let (zdroj dat: ČHMÚ)

	četnost dní nad 20 mm	mm celkem	četnost/rok	prům. velikost srážky
březen	1	31	0,02	31,0
duben	5	123,3	0,1	24,7
květen	26	630,5	0,52	24,3
červen	27	768,6	0,54	28,5
červenec	31	967,3	0,62	31,2
srpen	46	1421,9	0,92	30,9
září	13	367,5	0,26	28,3
říjen	2	50,6	0,04	25,3
listopad	5	114,7	0,1	22,9
suma	156	4475,4	3,1 krát	
prům. mm srážky		28,7		

Barevně jsou zvýrazněny významně vyšší hodnoty. Přívalové deště jsou definovány velkou intenzitou deště za krátkou dobu. Konkrétně lze za přívalovou srážku brát $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Z tohoto hlediska není každý den s úhrnem nad 20 mm automaticky možné považovat za přívalovou srážku. Z detailního zkoumání průběhu, doby trvání a intenzity deště z krátké časové řady s detailním krokem měření jsem zjistil, že koeficient na opravu opravdových přívalových srážkových událostí je zhruba 65 %. Po této úpravě je z celkových 156 dní se srážkovým úhrnem nad 20 mm možné považovat pouze 102 jako opravdu přívalových. Četnosti v jednotlivých měsících je potřeba také z pohledu přívalové srážky opravit koeficientem 0,65. V průměru tedy nastanou během roku tyto události ne 3,1 krát, ale pouze 2 krát.

S takto zmenšeným počtem dat po vyfiltrování jen dní se srážkovým úhrnem nad 20 mm už lze udělat přehledný graf, kdy k těmto událostem došlo v období posledních 50 let, viz obr. č. 30.



Obr. č. 30: Rozložení dní se srážkovým úhrnem nad 20 mm za posledních 50 let (zdroj dat: ČHMÚ)

Na tomto grafu lze dobře odečíst, jak často se vyskytují dni se srážkovým úhrnem nad 20 mm v jednotlivých letech. Jen výjimečně jsou roky, ve kterých nespadlo ani v jednom dni více jak 20 mm. Na druhou stranu je mnoho roků, kdy je dní se srážkami nad 20 mm hned několik v daném roce. Zároveň je možné odečíst, jakých maximálních hodnot bylo naměřeno a jak často se takové extrémny vyskytují. Třicet úplně nejvyšších hodnot je vybráno v následující tab. č. 21.

Tab. č. 21: Třicet největších denních srážkových úhrnů (zdroj dat: ČHMÚ)

datum	mm srážek	datum	mm srážek
19.7.1981	85,5	7.6.1971	40,8
17.6.1979	64,5	12.8.2002	40,6
17.8.2001	64,1	23.4.1980	39,5
2.8.1983	58,1	7.8.2002	39,4
25.7.1972	57,3	7.7.2001	38,3
25.8.1975	56,4	31.7.1977	37,6
20.7.2011	55,9	30.8.2012	37,5
1.6.1995	51,3	9.8.1981	37,4
10.8.1977	49,9	17.7.1965	37,1
24.8.1994	47,7	30.7.2011	36,9
18.8.1974	47,3	15.6.1963	35,2
1.9.1976	45,5	21.9.1979	35,2
20.8.1973	43,1	20.5.1977	34,5
25.8.1994	41,7	18.7.1981	34,5
11.8.2002	41,6	12.9.2005	33,8

K největšímu srážkovému úhrnu 85,5 mm za jeden den došlo 19. července 1981. Navíc den předtím napršelo 34,5 mm, což je také extrémní úhrn, takže v součtu těchto dvou dní napršelo dohromady více než je průměrný srážkový úhrn za celý měsíc. Tři místa s extrémním srážkovým úhrnem zaujal také srpen z roku 2002, kdy spadlo během 6 dní hned 3x po 40 mm a následkem byly silné povodně.

7. Diskuze

Při hodnocení rozdílnosti objemové a specifické hustoty, pórovitosti a vlhkosti mezi jednotlivými typy půd je výsledkem skutečnost, že medián i rozpětí hodnot se od sebe liší velice minimálně. Větší rozdíly nebyly zaznamenány ani u jedné z vlastností. Výsledky ze zrnitostního rozboru jsou hodně rozkolísané a je těžké najít shodné výsledky pro všechny vzorky jednoho typu půdy. To samé se dá říct i o vzorcích odebraných z různých hloubek. Jediným znakem, který platí poměrně dobře u všech vzorků, je vyšší podíl jemnozeme s hloubkou. Vzhledem k těmto skutečnostem a možná i malému počtu vzorků není vhodné rozlišovat mezi jednotlivými vzorky v rámci jednoho typu půdy a různými hloubkami odběru a lze tedy pracovat pouze s průměrnými hodnotami reprezentující daný typ půdy. Všechny typy půd mají společný znak, že obsahují nejvíce jemnozeme, pak prachu, písku a nejméně šterku. Dalším společným znakem všech vzorků je, že obsah jemnozeme je v průměru více než 50 % a maximální obsah je také velice podobný kolem hodnot 77 %. Vlastnosti kambizeme a pseudogleje jsou natolik podobné, že je podle zjištěných parametrů nelze oddělit. Vlastnosti regozeme jsou přeci jen trošku odlišnější, ale očekával jsem výraznější rozdílnosti.

Tři odebrané vzorky z ujetých kolejí po traktorech neprokázaly jednoznačně odlišnější chování a to především v hodnotách pórovitosti a objemové hustoty, z čehož plyne, že běžné pojíždění traktoru nezpůsobuje neúnosné zhutnění půdy na poli.

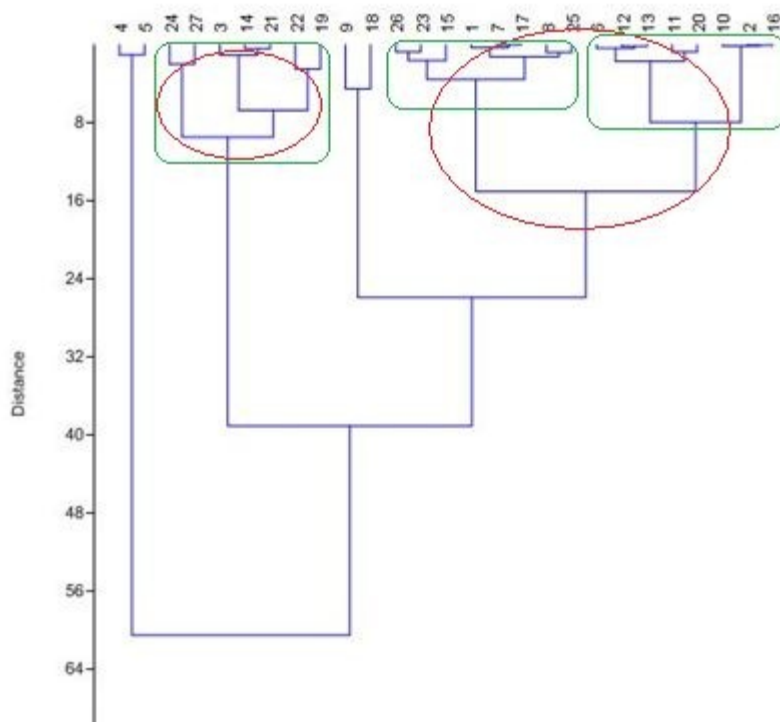
Předpoklady výsledků měření nebyly zcela naplněny. Ačkoli se při měření různých fyzikálních vlastností zemin vyskytují mezi jednotlivými typy půd odlišnosti a rozdíly, tak i přesto jsou to rozdíly spíše malé, rozpětí hodnot se často překrývají a občas se jednotlivé vlastnosti nepodporují, to znamená, že pokud hodnoty jedné vlastnosti ukazují na určité chování, tak výsledky další vlastnosti to ne vždy potvrzují. Z tohoto hlediska tedy nelze jasně rozlišit jednotlivé typy půd podle jejich fyzikálních vlastností, což dokazuje i shluková analýza, která potvrzuje, že jsou rozlišitelné spíše dvě skupiny typů půd než tři, viz obr. č. 31.

Bylo vybráno několik vlastností charakterizující zeminu: pórovitost, hydraulická vodivost, rychlosti infiltrace, objemová hustota a průměr zrn odpovídající 60% propadu na křivce zrnitosti (d_{60}). Na základě těchto vybraných vlastností bylo provedeno rozdělení všech vzorků do skupin pomocí shlukové analýzy. Výsledek rozdělení je na obr. č. 31. Vzorky jsou zde označeny čísly. Přiřazení čísel jednotlivým vzorkům je uvedeno v následující tab. č. 22.

Tab. č. 22: Klíč přiřazení čísel ze shlukové analýzy k jednotlivým vzorkům

číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
označení vz	S2	S5	S8	S10	S12	K5	K6	K8	K10	H2	H4	H6	H8	H10
číslo	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
označení vz	B2	B5	B8	B11	L2	L5	L8	L11	L14	UL2	UL5	UL8	UL11	

Všech 27 vzorků má přiřazené číslo, pod kterým vystupuje ve shlukové analýze v následujícím obr. č. 31.

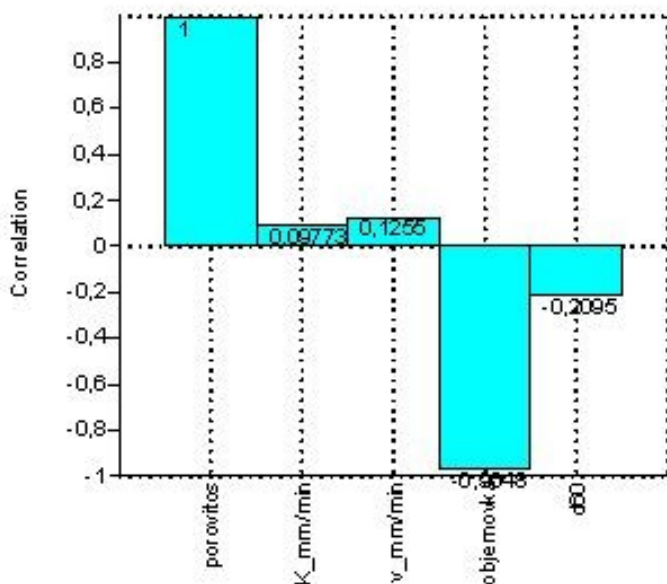


Obr. č. 31: Shluková analýza z vybraných vlastností odebíraných vzorků

Na tomto obrázku je vytvořena shluková analýza pro všechny vzorky na základě vybraných vlastností zemin. Výsledkem je, že se jedná v podstatě pouze o dvě skupiny druhu půd, nikoli o tři. Dvě skupiny jsou na obrázku znázorněny červenými ovály. Určitý náznak tří skupin tam lze také vysledovat (zelené obdélníky), ale výsledek spíše ukazuje na skupiny dvě. Tento výsledek výborně potvrzuje předchozí komentáře a hodnocení jednotlivých stanovovaných charakteristik, které také ukazovaly na fakt, že jsou rozeznatelné pouze dvě skupiny půd. Vlastnosti vzorků pseudogleje a kambizemě vykazují podobné vlastnosti. Shluková analýza také jednoznačně ukazuje, že vzorky 4 a 5 jsou naprosto odlišné, což je pravda. Tyto vzorky byly odebrány na odlišném místě. Ještě je vidět určité vybočení vzorků 9 a 18, které odpovídají vzorkům s nejmenší a největší

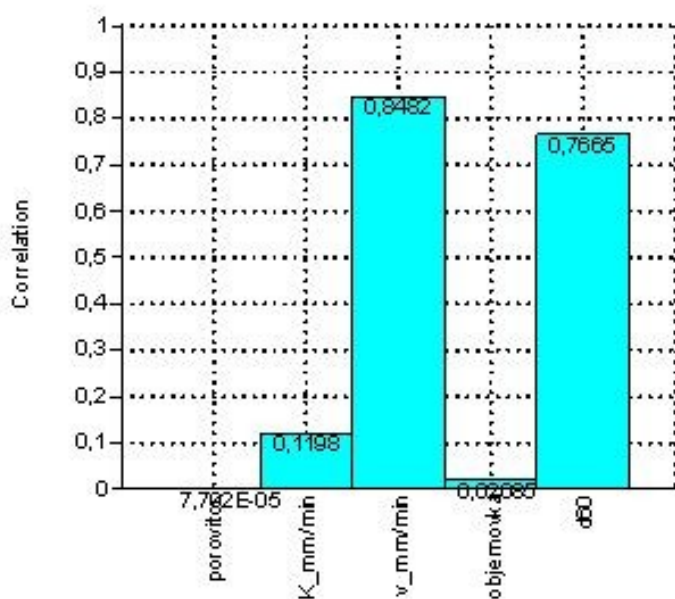
hodnotou d_{60} . Toto vybočení by mohlo značit nesprávný odběr vzorku, chybu při zrnitostním stanovení nebo lokální nehomogenitu v terénu.

Mezi vybranými vlastnostmi byly zjišťovány korelace, viz obr. č. 32 a 33.



Obr. č. 32: Korelace mezi vybranými vlastnostmi z pohledu pórovitosti

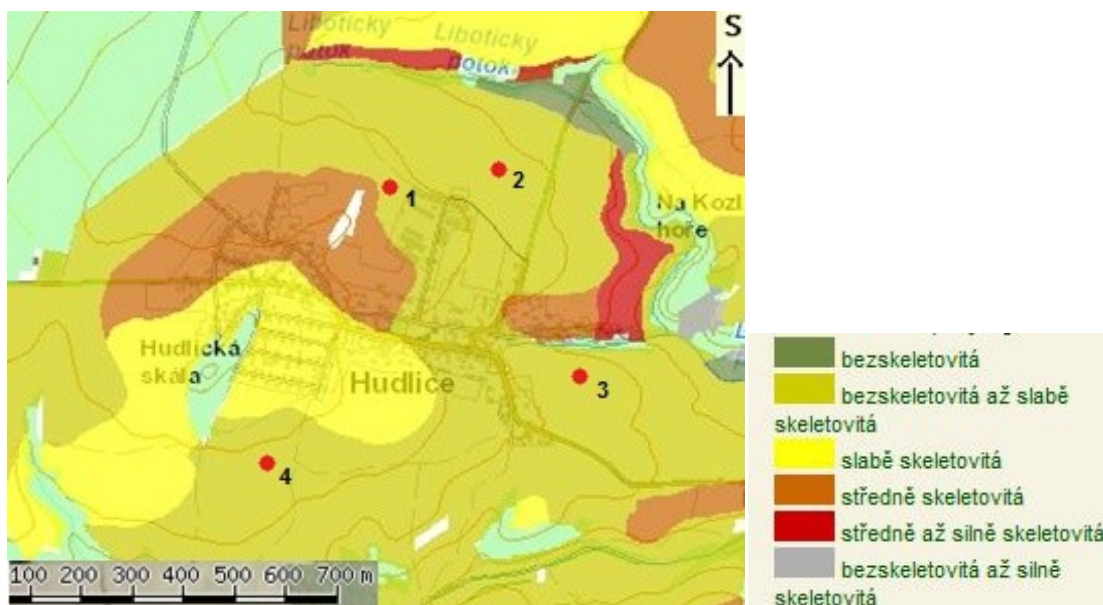
Z tohoto grafu je vidět vysoká nepřímá korelace mezi pórovitostí a objemovou hustotou, což naplňuje obecná očekávání. Dále je vidět, že z pohledu pórovitosti nejsou žádné další významné korelace. Významné korelace jsou ještě z pohledu hydraulické vodivosti, viz obr. č. 33.



Obr. č. 33: Korelace mezi vybranými vlastnostmi z pohledu hydraulické vodivosti

Z tohoto obrázku je vidět vysoká korelace mezi hydraulickou vodivostí a rychlostí infiltrace a také mezi hydraulickou vodivostí a průměrem zrn odpovídajícím 60% propadu na křivce zrnitosti. Obě tyto korelace naplňují obecná očekávání a předpoklady a potvrzují tím, že stanovované veličiny nejsou zatíženy hrubou nebo soustavnou chybou.

Důvodů, proč nebylo možné jednoznačně od sebe odlišit jednotlivé typy půd na základě jejich fyzikálních vlastností, může být několik. Jedním z důvodů může být měřítko mapy a mapa jako taková. Data pro vytvoření mapy jsou z původní mapovací práce Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy (VÚMOP), která se provádí desítky let a data se postupně zpřesňují a doplňují (ústní podání J. Datel, 2013). Tyto mapy vznikaly v základním měřítku 1:5000, což je velice podrobné měřítko, ale přesto to v praxi znamená, že 1 mm na mapě odpovídá 5 m v terénu. Maximální přesnost může být 2 – 3 mm. Pak útvary menší než 15 m prakticky nelze zaznamenat a také hranice mezi těmito útvary jsou kresleny s touto přesností. V terénu pak lze stanovit hranici mezi dvěma typy půd s touto určitou nepřesností a je také možné, že ve skutečnosti taková ostrá hranice ani přímo neexistuje, že spíše dochází k prolínání a postupnému přechodu nebo převažování jednoho typu nad druhým. Navíc každý typ půdy zahrnuje několik podtypů, které se nedají jednoznačně rozlišit a mohou být podobné jiným podtypům jiného typu půdy. Charakteristiku všech hlavních půdních jednotek lze najít v cit. [56]. Půdní typy jsou jednou z charakteristik BPEJ. Mapa je rozdělena do 13 typů půd, do kterých bylo rozřazeno 2199 BPEJ z bonitačního průzkumu a charakteristiky vybraných typů půd pro tyto účely jsou popsány v kap. 3.1. Nutno také podotknout, že krajina se vyvíjí a v nynější podobě může mít mapa některých území zastaralá data. Aktualizace BPEJ je zjištění změn půdních a klimatických podmínek zemědělských pozemků terénním průzkumem a jejich vyhodnocení oproti podmínkám, jež charakterizují dosud stanovenou BPEJ. Detaily a postup aktualizace jsou více popsány v cit. [56]. V neposlední řadě se také jedná o subjektivní odraz skutečnosti, který závisí na znalostech, zkušenostech, pečlivosti a náhodné chybě mapera a také na velikosti chyby při zpracovávání těchto dat. Důkazem toho, že se zjištěné skutečnosti v terénu odlišují od mapy, může být např. skeletovitost. Makroskopicky jsem v terénu zjistil u téměř poloviny vzorků, že skeletovitost je střední až silná (tab. č. 4 v kap. 4) a podle mapy se na všech mnou odebíraných místech má vyskytovat půda bez skeletu až slabě skeletovitá, viz obr. č. 34. Skeletovitost je nepřímým odrazem hloubky skalního podloží, tedy vyšší skeletovitost hovoří pro nižší mocnost půdního profilu.



Obr. č. 34: Mapa znázorňující skeletovitost půdy s vyznačenými místy odběru [20]

Jiným důkazem odlišnosti naměřených dat konkrétních vzorků s mapou by mohlo být nedostatečně průkazné zastížení regozemě v terénu, kde se podle mapy má tento typ vyskytovat. Na tento fakt ukazují výsledky ze zrnitostního rozboru, které nenaplnily očekávání výrazně vyššího obsahu pískové složky a také výrazně vyšší hodnoty hydraulické vodivosti a rychlosti infiltrace. Není tedy na základě těchto údajů zcela zřejmé, zda byla regozem skutečně zastížena.

Na základě těchto zjištění lze konstatovat, že fyzikální vlastnosti odebraných vzorků nevykazují natolik rozdílné hodnoty, aby se daly od sebe jednoznačně oddělit. Důkazem je i již zmíněná shluková analýza, která ukázala na rozdělení vzorků do 2 skupin. Také rozdělení půd podle infiltrační rychlosti rozřadilo půdy pouze do jedné, částečně do dvou skupin, viz tab. č. 12 v kap. 5.

Z měření hydraulické vodivosti infiltrometrem přímo v terénu byly výsledky poměrně rozkolísané (průměrné hodnoty od $0,6$ do $5,6 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$) a při rozlišování jednotlivých hloubek vzniknul problém s malým počtem měření, což přináší velké riziko zkreslení výsledků případnou chybou měření. Proto nebyly jednotlivé hloubky měření rozlišovány a bylo pracováno s výsledky jednoho typu půdy jako s jedním celkem. Při porovnání mediánu hodnot hydraulické vodivosti mezi jednotlivými typy půd bez rozlišení hloubky vychází nejvyšší hodnoty u pseudogleje ($0,26 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$), nižší u kambizemě ($0,13 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$) a nejnižší u regozemě ($0,07 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$). Ovšem při zařazení půd do 4 hydrologických skupin podle rychlosti infiltrace vychází, že všechny tři typy půd spadají pouze do jedné, konkrétně do nejnižší skupiny D (rychlost infiltrace pod $0,3 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$), případně z části do dvou

hydrologických skupin D a C (rychlost infiltrace mezi 0,3 a 0,6 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$). Dle tohoto zařazení tedy není mezi jednotlivými typy půd výraznějšího rozdílu.

Výsledky z měření rychlosti infiltrace ukazují opět vyšší hodnoty u pseudogleje (2,2 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, průměr 2,0 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$) než u kambizemě (1,2 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, průměr 1,2 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$), stejně jako tomu bylo u hydraulické vodivosti. Nicméně rychlosti infiltrace u regozemě (medián 2,1 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, průměr 3,9 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$) by se daly rozdělit do dvou menších skupin. Polovina hodnot rychlosti infiltrace dosahuje nejvyšších hodnot (kolem 6 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$) a druhá naopak nejnižších (kolem 0,6 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$) v porovnání s ostatními typy půd. Při zprůměrování těchto hodnot dosahují rychlosti infiltrace u regozemě nejvyšších hodnot, což splňuje počáteční očekávání nejvyšších infiltračních rychlostí na tomto typu půdy vzhledem k jeho podmínkám výskytu. Zároveň v tomto případě větší rozdíl mezi průměrem a mediánem potvrzuje, že jsou hodnoty v hodně širokém rozmezí a záleží na konkrétním místě měření.

Hodnoty doby výtopy udávají, že povrchový odtok začne vznikat u kambizemě průměrně kolem 4 minut a u pseudogleje kolem 10 minut, což koreluje s vyššími rychlostmi infiltrace. U regozemě jednoznačný závěr nevyplývá, protože je opět několik hodnot s vyšší dobou výtopy a několik s poměrně nízkou dobou. V průměru vyjdou tyto hodnoty nižší než u pseudogleje, což neodpovídá průměrně nejvyšším rychlostem infiltrace.

Ačkoli rychlost infiltrace byla u pseudogleje vyšší než u kambizemě a doba výtopy nastává za delší čas, tak ale volný prostor pro vodu je menší.

Velikost volného prostoru pro vodu přepočtená u všech typů půdy na stejnou hodnotu nasycení je nejmenší u kambizemě, vyšší je u pseudogleje a největší volný prostor je u regozemě. S tím korelují i rychlosti infiltrace a doba výtopy, které jsou u kambizemě nejmenší a tudíž vychází jako nejnáchylnější k tvorbě povrchového odtoku a s tím spojené případné erozi. Pseudogleje a regozemě jsou schopné pojmout více vody, rychlost infiltrace je vyšší a doba výtopy nastává později. Při 50% nasycení půdy je u všech tří typů půdy bezpečně pojmuta srážka o velikosti do 10 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Naopak při překročení srážkového úhrnu nad 20 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$, který odpovídá přivalové srážce, dojde již na všech třech typech půdy k překročení volné kapacity pro vodu a začne se tvořit povrchový odtok. V případě 90% nasycení půdy např. po nedávné srážkové události stačí k překročení volné kapacity již srážka větší než 10 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Důležitými hranicemi pro další zpracovávání dat se tak staly hranice 10 a 20 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

Z rozboru 50 leté časové řady srážek jsem zjistil, že dnů se srážkovým úhrnem nad 10 mm je během roku zhruba 11. Tento počet dní je ale potřeba opravit koeficientem 0,65, protože toto množství srážek musí spadnout během jedné hodiny. Tento koeficient byl získán z detailního rozboru srážek za posledních 6 let s krátkým intervalem měření hodnot.

Stejný koeficient je použit i při opravě četnosti srážkových událostí nad $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Po této opravě dostáváme, že za rok se vyskytne srážkový úhrn o velikosti nad $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 7 krát. To znamená, že 7 krát do roka (především v letních měsících) jsou při 90% nasycení půdy ohroženy povrchovým odtokem a s ním související erozí všechny tři typy půdy. V případě nižšího stupně nasycení toto riziko klesá pro všechny tři typy půd v pořadí regozem, pseudoglej a nejvíce ohrožená při stejném nasycení je kambizem. Při 50% nasycení půdy jsou všechny tři typy půdy ohroženy v průměru pouze 2 krát za rok a to přívalem srážkou nad $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Opět je toto riziko nejvyšší zejména v červenci a srpnu.

K měření hydraulické vodivosti byl použit již zmiňovaný přístroj Mini-disk infiltrometr (kap. 3.3.3). Software dodávaný s přístrojem, případně získaný z internetových stránek prodejce na vyhodnocování naměřených výsledků a výpočet hydraulické vodivosti má však několik zásadních chyb, které jsem během své práce s tímto přístrojem a softwarem odhalil a následně na ně upozornil prodejce. Tyto chyby jsou obsaženy také v manuálu cit. [39] dodávaným s přístrojem, což se mi potvrdilo i v odborné publikaci cit. [57] a brání bezproblémovému používání dodávaného software. Konkrétní chyby, které jsem objevil, jsou tyto:

- pro zeminy, které mají parametr $n < 1,9$ se má parametr A počítat dle návodu pomocí odlišného vzorce než pro zeminy s hodnotou parametru $n > 1,9$, ale ve spreadsheetu se používá pořád jen jeden vzorec bez ohledu na parametr n

- pro zeminy, které mají parametr $n < 1,35$ se hydraulická vodivost má počítat podle návodu na str. 17 dle jiného vzorce, ale ve spreadsheetu nedochází při různém parametru n ke změnám výpočetních vzorců hydraulické vodivosti

- rovnice 1 v manuálu k přístroji neodpovídá rovnici 2 v článku cit. [37] na který se návod odkazuje, protože zřejmě došlo k prohození parametrů C_1 a C_2

- v zobrazované rovnici ve spreadsheetu není kvadratický člen, který se má použít k dalším výpočtům, ale pouze člen lineární

- špatné prokládání naměřených dat křivkou, protože v reálných případech pak dochází k tomu, že hydraulická vodivost vychází záporná, což není možné

Fakt, že se jedná o chyby, potvrdili autoři článku cit. [57], kteří se tímto problémem také zabývali a několikrát na něj již upozorňovali.

8. Závěr

Bylo odebráno a zanalyzováno 27 vzorků na třech typech půdy. U všech vzorků byla stanovena hydraulická vodivost, rychlost infiltrace, objemová a specifická hustota, vlhkost, pórovitost a zrnitostní rozbor. Všechny tyto výsledky byly společně se srážkoměrnými daty zpracovány.

V průběhu celé práce byly vyhodnocovány a rozlišovány tři vybrané typy půd (pseudoglej, kambizem a regozem). Po zpracování všech výsledků a jejich celkovém zhodnocení se však ukázalo, že pro účely hodnocení infiltrace není výskyt tří konkrétních typů půd zásadním kritériem. Možná by mohl být typ půdy zásadním faktorem u významně odlišných typů půd po stránce jejich fyzikálních vlastností, které ale často mívají jen menší plošný výskyt a nejsou součástí studia této práce. V práci bylo zjištěno, že fyzikální vlastnosti tří vybraných typů půd nejsou natolik odlišné, aby bylo možné na jejich základě jednotlivé typy půd odlišit a ani nebylo možné prokazatelně na základě měřených fyzikálních vlastností určit, že se skutečně jedná o tři typy půd. Tato skutečnost je potvrzena shlukovou analýzou a rozřazením dle rychlosti infiltrace, které ukazuje, že vychází pouze dvě skupiny typů půd. Navíc i přesnost zobrazení výskytu různých typů půd není tak velká a je zatížena celou řadou nepřesností a nejistot, mezi jednotlivými typy půd existují pozvolné přechody a ani půda jednoho typu není zárukou stejných fyzikálních vlastností důležitých pro vyhodnocení infiltrace. Mnohem větší význam pro tyto účely má studium zrnitosti konkrétní půdy v daném místě a další fyzikální parametry jako pórovitost, propustnost, vlhkost nebo vertikální půdní profil, ale nikoli typ půdy, který nám přímo o infiltraci nic neřekne.

Bylo stanoveno na všech vzorcích půd, které byly odebírány, že při srážkovém úhrnu nad $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ při 50% nasycení půdy vodou dojde k povrchovému odtoku a překročení infiltrační kapacity půdy. Bezpečnou hranicí, při které srážkový úhrn nezpůsobí vznik povrchového odtoku a zaplnění infiltrační kapacity půdy, je hranice $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. To ovšem neplatí při zvýšení nasycenosti půdy na 90 %, kdy intenzita deště nad $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ již znamená opět u všech odebíraných vzorků vznik povrchového odtoku a překročení infiltrační kapacity půdy.

Ze zpracování srážkoměrných dat ze dvou měřících stanic jsem zjistil, že časová a prostorová korelace mezi nimi a bezprostředního okolí je zhruba 65 %. Z bližšího zkoumání průběhu jednotlivých přívalemých dešťů vyplynulo, že ve skutečnosti lze za opravdu přívalemé považovat pouze 65 % ze všech dešťů, které přesáhnou intenzitu $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Dále bylo vyhodnoceno nejčastější období výskytu přívalemých dešťů podle jednotlivých měsíců,

z čehož vyplývá, že největší četnost je jednoznačně v letních měsících. Průměrně lze očekávat výskyt přívalových srážek 2 – 3 krát za rok.

Při měření a vyhodnocení hydraulické vodivosti pomocí přístroje Mini-disk infiltrometru jsem zjistil několik problémů a nesrovnalostí v manuálu k přístroji a v dodávaném softwaru. O těchto problémech byl informován distributor tohoto zařízení s tím, že tyto informace přepošle výrobcí, aby mohlo dojít k jejich nápravě.

9. Použitá literatura

- 1 Tomášek M. (2000): Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha 2000. ISBN 80-7075-403-6
- 2 Vráblíková J., Vrálik P. (2006): Základy Pedologie. FŽP UJEP Ústí nad Labem 2006. ISBN 80-7044-805-9
- 3 Vopravil J., Khel T., Vrabcová T., Novák P., Novotný I., Hladík J., Vašků Z., Jacko K., Rožnovský J., Janeček M., Vácha R., Pivcová J., Kvítek T., Novák P., Fučík P., Čermák P., Janků J., Pírková I., Papaj V., Banýrová J. (2009): Půda a její hodnocení v ČR. Díl I. VÚMOP v.v.i., 2009. ISBN 978-80-87361-02-3
- 4 Ziegler, V. (2006): Základy praktické pedologie. UK v Praze – Pedagogická fakulta, Praha 2006. ISBN 80-7290-282-2
- 5 Němeček J., Macků J., Vokoun J., Vavříček D., Novák P. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU Praha spolu s VÚMOP Praha. ISBN 80-238-8061-6
- 6 Tomášek M. (2007): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha 2007. ISBN 978-80-7075-688-1
- 7 Janeček M. et al. (1999): Ochrana zemědělské půdy před erozí. Metodika, VÚMOP Praha 2007, ISBN 80-85866-86-2
- 8 Vienken T., Dietrich P., (2011): Field evaluation of methods for determining hydraulic conductivity from grain size data, *Journal of Hydrology* 400 (2011), 58-71
- 9 Bičík I., Budňáková M., Čermák P., Čtyroká J., Dreslerová D., Fiala P., Hauptman I., Janderková J., Jech K., Kender J., Kopp J., Kubík L., Kukul Z., Matějů L., Němec Jan, Němec Jiří, Novák P., Pošmourný K., Rejšek K., Penížek Vít., Petru K., Sáhka M., Sedláček J., Šefrna L., Vácha R., Vašků Z., Zimová M. (2009): Půda v České republice, Consult Praha 2009. ISBN 80-903482-4-6
- 10 M.A. Arshad and G.M. Coen (1992): Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. *American Journal of Alternative Agriculture*, 7 , pp 25-31. http://journals.cambridge.org/abstract_S0889189300004410 27.6.2012
- 11 Kutílek M. (1978): Vodohospodářská pedologie, SNTL Praha, 295 s.
- 12 Matula S. (2010): Předpovědní půdně – agrohydrologické modely retence vody v půdě v ČR a jejich integrace do databází zemí EU, závěrečná zpráva výzkumného projektu, Ministerstvo zemědělství ČR
- 13 Štekauerová V., Skalová J., Šútor J. (2002): Using of pedotrasfer functions for assesment of hydrolimits, *Rostlinná výroba*, 48, s. 407 – 412
- 14 Šilar J. (1996): Hydrologie v životním prostředí. Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem. Fakulta životní prostředí. Vydala: Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, ISBN 80-7078-361-3

-
- 15 Pastuszek F., Učební texty pro studenty předmětu Interpretace HG dat, MS, PřF UK
 - 16 Taufmannová A., Langhammer J.: Analýza antropogenní transformace toků a údolní nivy jako faktoru, ovlivňujícího průběh a následky povodní v povodí horní Litavky, PřF UK,
 - 17 Obrázek, <http://www.kct-tabor.cz/gymta/Vltava/Berounka/Litavka/index.htm>
 - 18 Kolektiv pracovníků Hydrologické služby HMÚ (1965): Hydrologické poměry Československé soc. rep., Díl I. text, Hydrometeorologický ústav, Praha
 - 19 VÚV TGM (2011): Oddělení geografických informačních systémů – charakteristiky toků a povodí ČR, <http://www.dibavod.cz/24/>, 23.7.2013
 - 20 VÚMOP (2012): Mapový projekt VÚMOP, <http://ms.sowac-gis.cz/mapserv/> 26.8.2012
 - 21 Voltr V., Hruška M., Šařec P., Leština J., Froněk P.: Metodika ocenění půdy pro bonitované půdně-ekologické jednotky (BPEJ), certifikovaná metodika, Ústav zemědělské ekonomiky a informací
 - 22 Pomije T. (2011): Zhodnocení různých protipovodňových opatření v povodí při extrémních srážko-odtokových situacích, Diplomová práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, zemědělská fakulta
 - 23 www.mapy.cz, 20.6.2013
 - 24 Kachlík V. (březen 2003): Geologický vývoj území České republiky
 - 25 Hazdrová M., Včíslová B., Štych J. (1981): Základní hydrogeologická mapa ČSSR, List 22 Strakonice a 12 Praha, 1:200 000, Ústřední ústav geologický ve spolupráci s n.p. Kartografie, Praha
 - 26 Mašek J. (1992): Geologická mapa ČSR, 12-32 Zdice, 1:50 000, Český geologický ústav
Havlíček V. (1985): Geologická mapa ČSR, 12-41 Beroun, 1:50 000, Ústřední ústav geologický
 - 27 Fousek M. (2003): Hudlice, hydrogeologický průzkumný vrt HU-1, Vodní zdroje, a.s., Praha, GF P105607
Colomová J. (1962): Vyhodnocení kopaných sond a čerpacích pokusů JZD Hudlice, okres Beroun, Státní ústav pro projektování zemědělské a lesnické výstavby, Praha, GF V047139
 - 28 Drábková E., Hrazdíra P., Jinochová J., Kinkor V., Manová M., Mašek J., Müller V., Pačesová E., Šalanský K. (1998): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů, List 12-32 Zdice, Český geologický ústav Praha, ISBN 80-7075-346-3
 - 29 Boukal, Colomová, Čechová, Serdar, Valentová (1965): Hydrogeologické objekty z archivu SÚTV, M-33-76, Agroprojekt, Praha, GF V069454

-
- Lána V. (1970): Závěrečná zpráva na akci Felbabka, Vodní zdroje, Praha, GF V061798,
Boukal (1970): Vyhodnocení sondážních prací a čerpací zkoušky na lokalitě Kotopeky, Zemědělský projektový ústav, Praha, GF V065416
Šnévajs J. (1989): Průzkumné hydrogeologické vrty CE 1, 2 a 3 Čenkov, Agroprojekt, Praha, GF P066229
- 30 Český hydrometeorologický ústav, www.chmi.cz, 15.2.2013
- 31 Tomášek M. (1989): Půdní mapa ČSR, 12-41 Beroun, 1:50 000, Ústřední ústav geologický Praha
- 32 ČESKÁ TECHNICKÁ NORMA ČSN CEN ISO/TS 17892 Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušky zemin, 72 1007
- 33 Kutílek M., Kuráž V., Císlarová M. (1993): *Hydropedologie*, ČVUT, fakulta stavební
- 34 Hyánková, A., Modlitba I., Letko V. (1985): *Laboratorní výskum vlastností hornín. Vysokoškolské skriptá. Přírodovědecká fakulta Univerzity Komenského.*
- 35 Horton R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. Am. Geophys.; Union 14*: 446 – 460.
- 36 Amerman C. R.(1983) – Infiltration measurement, in *Advances in infiltration, Proceedings of the Natinal Confeerence on Advances in Infiltration, Chicago, Illinois*
- 37 Zhang R. (1977): Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer; *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1024 – 1030
- 38 Carsel R. F., Parrish R. S. (1998): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristic; *Water Resource Res.* 24: 755 – 769
- 39 Decagon Devices, Inc. (2007 – 2011): User's manual pro přístroj Mini-disk Infiltrimeter, Version 9
- 40 Ghanbarina B. – Alavijeh, Liaghat A., Huang Guan-Hua, Genuchten van Th. M. (2010): Estimation of the van Genuchten soil water retention properties from soil textural data; Elsevier limited and science press; Soil science society of China; *Pedosphere* 20(4), 456-465, 2010; ISSN 1002-0160/CN 32-1315/P
- 41 Todd D. K., Mays L. W. (2005): *Groundwater hydrology*, John Wiley&Sons, Inc. Third edition, USA, ISBN 0-471-05937-4
- 42 Vachaud G., Vauclin M., Khami D., Wakil M. (1973): Effects of air pressure on waterflow in an unsaturated stratified vertical column of sand, *Water Res. Res.*, 9, 1, 160-173
- 43 Kuráž V., Kutílek M. (1970): Vertikální infiltrace do půdy s nerovnoměrným rozdělením vlhkosti, In: *Mezinárodní symposia O vodní erozi, ICID, Praha*, 179 – 192

-
- 44 Šercl P. (2013): Indikátor přívalových povodní, Český hydrometeorologický ústav, v tisku
- 45 Sobišek, B. a kol. (1993): Meteorologický slovník výkladový & terminologický, Academia, MŽP, Praha, ISBN 80-85368-45-5
- 46 Průvodce informacemi Hlásné a předpovědní povodňové služby ČHMÚ pro vodohospodáře,
http://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/pruvodce/pruvodce_vodohospodari_ffg.html
- 47 Kříž H. (2004): Geografické podmínky vzniku povodí, Vodní hospodářství, Praha, č.8, s. 253 – 255, <http://www.vodnihospodarstvi.cz/cze/index.htm>, 12.3.2013
- 48 Vopravil J., Janeček M., Tippl M. (2007): Revised soil erodibility K-factor for soils in the Czech republic, Research institute for soil and water conservation, Prague, in: Soil and water resources, 2, 2007
- 49 Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses, A guide to conservation planning, USDA – SEA, U.S. Government printing office, Washington
- 50 Janeček M. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí, ISV Praha 2002 a 2005, 1. a 2. vydání, ISBN 80-85866-86-2
- 51 Janeček M. (2007): Ochrana zemědělské půdy před erozí – metodika, Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, ISBN 978-80-254-0973-2 (brož.).
- 52 Žák K., Rohovec J., Navrátil T. (2009): Fluxes of heavy metals from a highly polluted watershed during flood events: A case study of the Litavka river, Czech republic, Water air soil pollut (2009), Springer Science + Business media B.V. 2009
- 53 Dostál T., Krása J., Dvořáková T., Janotová B.: Ochrana a organizace povodí, přednáška pro studenty, ČVUT, katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, http://storm.fsv.cvut.cz/on_line/vhk2/eroze%2002_klasifikace_1.pdf, 5.7.2013
- 54 Petránek J. (2007): Geologická encyklopedie online, Česká geologická služba, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?eroze>, 6.7.2013
- 55 ČHMÚ: Mapa stanic Českého hydrometeorologického ústavu, http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/OS/stanice/ShowStations_CZ.html; 10.1.2013
- 56 vyhláška 327/1998 Sb. v platném znění, Ministerstvo zemědělství, 15.12.1998; změna: 546/2002 Sb.
- 57 Dohnal M., Dušek J., Vogel T. (2010): Improving hydraulic conductivity estimates from minidisk infiltrometer measurements for soils with wide pore – size distributions in Soil Physics, USA, SSSAJ: v. 74, n. 3

Přílohy

Přílohy jsou na přiloženém CD. Příloha 1 obsahuje zrnitostní rozbory z laboratoře a příloha 2 fotografie terénu, sond, materiálu a vzorků.