



---

**ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V  
PRAZE**  
Fakulta stavební  
Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství

**Experimentální výzkum dvoufázového proudění v heterogenním  
pórovitém prostředí**

**Experimental investigation into two-phase flow in heterogeneous  
porous media**

**DISERTAČNÍ PRÁCE**

**Ing. Jan Šácha**

Doktorský studijní program: (P3604) Stavební inženýrství  
Studijní obor: (3607V027) Vodní hospodářství a vodní stavby

Školitel: doc. Ing. Michal Sněhota Ph.D.  
Školitel specialista: doc. Ing. Jaromír Dušek Ph.D.

**Praha, 2020**



# PROHLÁŠENÍ

Jméno doktoranda: Ing. Jan Šácha

Název disertační práce: Experimentální výzkum dvoufázového proudění  
v heterogenním pórovitém prostředí

Prohlašuji, že jsem uvedenou disertační práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. Ing. Michala Sněhoty Ph.D. a školitele specialisty doc. Ing. Jaromíra Duška Ph.D.

Použitou literaturu a další materiály uvádím v seznamu použité literatury.

V Praze dne .....

.....

Podpis



## Poděkování

V první řadě bych rád poděkoval svému školiteli doc. Ing. Michalu Sněhotovi Ph.D, za odborné vedení během celého doktorského studia, za jeho vstřícný přístup a ochotu pomoci kdykoliv jsem požádal. Mé díky patří také týmu na Fakultě stavební za jejich věcné připomínky a odborné rady, Jmenovitě prof. Ing. Mileně Císlarové, CSc., prof. Ing. Tomáši Vogelovi, CSc., doc. Ing. Michalu Dohnalovi, Ph.D., doc. Ing. Jaromíru Duškovi Ph.D. a Ing. Janě Votrubové, Ph.D.

Dále bych rád poděkoval pracovníkům z Paul Scherrer Institutu ve Švýcarsku Dr. Andersovi Kaestnerovi, Dr. Eberhardu H. Lehmannovi, Peteru Vontobelovi, Janu Hovindovi a Dr. Pavlu Trtíkovi za jejich odborné rady a pomoc během neutronového snímkování a konzultací při vyhodnocování snímků.

V neposlední řadě bych rád poděkoval mé rodině, přítelkyni Vladce, dětem Matějovi a Štěpánce, rodičům a všem, kteří mi poskytli skvělé zázemí a podmínky pro studium.

Výzkum prezentovaný v této disertační práci vznikl za podpory Grantové agentury České republiky pod číslem grantů GA17-21011S a GAČR 14-03691S a za podpory studentských grantů ve studentské grantové soutěži Českého vysokého učení technického v Praze SGS16/143/OHK1/2T/11 a SGS18/122/OHK1/2T/11. Neutronové snímkování byly prováděno v Paul Scherrer Institutu ve Švýcarsku.



## Abstrakt

Půdy často vykazují rozdílné hodnoty nasycené hydraulické vodivosti v závislosti na počáteční dynamice zvlhčování; rovněž vykazují časové změny v průběhu jedné infiltrační události. Pro lepší porozumění uvedených jevů byly provedeny série infiltračních experimentů na uměle vytvořených vzorcích. Vzorky byly složeny z hrubého písku, představující preferenční cesty a jemného písku či keramiky představující půdní matici. Uměle vytvořený vzorek byl zvolen pro jeho známé a stálé uspořádání a pevně dané hydraulické charakteristiky jednotlivých materiálů. Infiltrační experimenty byly zaznamenány neutronovým snímkováním a snímky byly následně analyzovány. Dvourozměrné snímky získané technikou neutronové radiografie byly zatíženy řadou artefaktů, jakými jsou prostorová a časová nestálost neutronového paprsku, utvrzení paprsku či nežádoucí rozptyl paprsku neutronů při průchodu vzorkem. Odstranění těchto artefaktů bylo provedeno korekční metodou. Pro identifikaci parametrů korekčních algoritmů byly použity dvě strategie, které byly vzájemně porovnány. Z opravených radiografických snímků byly rekonstruovány tomografické trojrozměrné snímky, které poskytovaly kvantitativní informace o prostorovém rozložení vlhkosti během infiltračních experimentů. Korekce utvrzení paprsku a rozptylu zamezila podhodnocování hodnot vlhkostí blízko vertikální osy vzorku a nadhodnocování při okraji vzorku.

Byly provedeny infiltrace s různou dynamikou zvlhčení - výtopová infiltrace a infiltrace s pomalým skrápěním. Různá dynamika infiltrace měla za následek rozdílné množství zachyceného vzduchu, který měl přímý vliv na hydraulickou vodivost celého vzorku. Hydraulická vodivost během výtopové infiltrace byla až čtyřicetinasobně vyšší v porovnání s infiltrací s pomalým skrápěním. Při pomalém skrápěním byla hnací silou proudění kapilarita a přednostně se sytily oblasti jemnozrnného materiálu. Oblasti hrubozrnných materiálů byly obtékány, docházelo v nich ke strukturálnímu zachytávání vzduchu. Celkově nízká hydraulická vodivost vzorku vedla k vytvoření výtopy na povrchu vzorku. U výtopové infiltrace voda gravitačně proudila do oblastí hrubozrnných materiálů, kdy po rychlém naplnění těchto preferenčních cest docházelo k pozvolnému plnění oblastí jemnozrnného materiálu působením kapilárních sil. V této fázi byl vzduch

uzavřený v jemnozrnném materiálu vytěsňován do preferenčních cest, ve kterých tímto způsobem snižoval vlhkost a blokoval proudění. Přesto bylo výsledné nasycení preferenčních cest při výtopové infiltraci vyšší než v případě pomalého skrápění. Bylo prokázáno, že vzduch zachycený v pórech může být rozpuštěn v proudící vodě, při současném zvýšení hydraulické vodivosti.

Tomogramy byly rozděleny dle jednotlivých materiálů a vrstev a pro vlhkost každé oblasti byla stanovena pomocí van Genuchten – Mualem modelu nenasycená hydraulická vodivost. Z těchto hodnot byla stanovena efektivní hydraulická vodivost celého vzorku s využitím jednoduchého předpokladu zvrstveného pórovitého prostředí. Průběh efektivních vodivostí zachytil trend snižování hydraulické vodivosti, který byl stanoven z toků naměřených během experimentů. Absolutní hodnoty efektivních vodivostí byly lehce podhodnoceny pro výtopový experiment a nadhodnoceny pro skrápěcí experiment oproti hodnotám stanovených z toků vzorkem.

Experimenty poskytly kvantitativní data, která mohou být využita k vývoji a ověření vícefázových modelů, uvažujících imobilní vzduchovou fázi.



## **Abstract**

Soils often exhibit different values of the saturated hydraulic conductivity depending on the rate of infiltration and also show changes of the hydraulic conductivity during a single infiltration event. For a better understanding of these phenomena, a series of the infiltration experiments on artificial samples were carried out. The samples were composed of coarse sand representing preferential pathways and fine sand or ceramics representing the soil matrix. The artificial sample was chosen for its known and permanent geometry and fixed hydraulic properties of the individual materials. The infiltration experiments were recorded by neutron imaging and images were subsequently analyzed. Two-dimensional imaging using a neutron radiography is commonly loaded with artifacts, such as spatial and temporal instability of the neutron beam, neutron scattering or beam hardening. Removal of these artifacts was performed by simple correction methods. Two strategies were used to identify the parameters of the correction algorithms and the results were compared. Tomographic images containing quantitative information of spatial water content distribution during the infiltration experiments were reconstructed from the corrected radiograms. Correction of beam hardening and scattering prevented underestimation of water content near the vertical axis of the sample and overestimation near the sample walls.

Series of the infiltration experiments with different wetting dynamics was performed – a ponding experiment and a drip irrigation experiment. Different infiltration rate caused different quantity of trapped air that affected the hydraulic conductivity of the sample. The quasi saturated hydraulic conductivity during the ponding experiment was up to 40 times higher than during the drip irrigation experiment. During the drip irrigation experiment, the region of fine material was wetted first due to capillary driving forces and the regions of coarse material were bypassed by water, which led to a structural air trapping. The reduced hydraulic conductivity caused a formation of ponding above the surface even at low inflow rate. During the ponding experiment, water gravitationally infiltrated into regions of coarse materials; these preferential pathways were quickly filled. Subsequently, the regions of fine material was filled slowly due to capillary forces. Under these conditions, the trapped air in the fine material was

transferred into preferential pathways where it reduced water content and blocked the flow. However, the water content of the preferential pathways during the ponding experiment remained higher than in the case of the drip irrigation experiment. The result showed that trapped air can be dissolved in the degassed water while hydraulic conductivity increases significantly.

Effective hydraulic conductivity, calculated from the known water content distribution using Van Genuchten - Mualem model and simple assumption of the hydraulic conductivity of the layered porous media captured the trend of decreasing hydraulic conductivity shown by experiments. However, absolute value of the effective hydraulic conductivity was underestimated for the ponding experiment and overestimated for the drip irrigation experiment.

The experiments provided quantitative data that can be used to develop and validate multiphase models that consider the presence of immobile air phase.

## Seznam použitých symbolů a zkratk:

### Použité symboly:

A	plocha (m <sup>2</sup> )
Ar	četnost reakcí (1/s)
$\alpha$	empirický koeficient (1/m)
$\beta$	empirický korekční parametr (1/m <sup>2</sup> )
D, d	tloušťka (m)
h	tlaková výška (m)
OB	open beam
$\theta$	obecně vlhkost (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_m$	fiktivní extrapolovaná vlhkost $\theta_m \geq \theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_r$	reziduální vlhkost (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_s$	nasyčená vlhkost (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_{qs}$	kvazi nasyčená vlhkost (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_{(h)}$	nenasyčená vlhkost jako funkce na tlakové výšce (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_r$	reziduální vlhkost (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\Sigma$	atenuační koeficient
$\Sigma_w$	atenuační koeficient vody
K	obecně hydraulická vodivost (m/s)
$K_{eff}$	efektivní hydraulická vodivost (m/s)
$K_s$	nasyčená hydraulická vodivost (m/s)
$K_{(h)}$	nenasyčená hydraulická vodivost jako funkce na tlakové výšce (m/s)
$K_{(\theta)}$	nenasyčená hydraulická vodivost jako funkce na vlhkosti (m/s)
$K_{qs}$	kvazinasycená hydraulická vodivost (m/s)
L	délka (m)
$\lambda$	parametr distribuce velikosti pórů (-) či vlnová délka (m)
n	van Genuchtenův parametr distribuce velikosti pórů (-) či atomová hustota
N	počet částic (-)
$\sigma$	mikroskopický průřez (m <sup>2</sup> )
S	plocha (m <sup>2</sup> )
$S_e$	efektivní nasycení (-)
t	čas (s)
$\Phi$	obecná intenzita neutronového paprsku (1/m <sup>2</sup> /s)
$I_0$	intenzita paprsku před průchodem vzorkem (-)
I	intenzita paprsku po průchodu vzorkem (-)
$I_n$	normalizovaná intenzita (-)
z	vertikální poloha (m), či tloušťka materiálu (m)

Poznámka: v případě zkratk použitých v textu pouze ve specifických případech (odlišení metody stanovení, atd.), budou tyto zkratky definovány přímo v textu

### **Použité zkratky:**

BOA	Beamline for neutron optics and other approaches
ČVUT	České vysoké učení technické v Praze
D <sub>2</sub> O	Těžká voda
DC	Dark current
DE	Drip irrigation experiment
H <sub>2</sub> O	Lehká voda
OB	Open beam
PE	Ponding experiment
PSI	Paul Sherrer institut
NEUTRA	Neutron transmission radiography
NS	Neutronové snímkování
SINQ	The Swiss Spallation Neutron Source

## Seznam obrázků:

Obr. 3.1: Hystereze retenční křivky (Likos a kol., 2014).....	26
Obr. 3.2: Příklad parametrizace retenční křivky (van Genuchten, 1980).....	28
Obr. 3.3: Výpočet celkové hydraulické vodivosti, $K_{eff}$ , vzorku složeného z jednotlivých vrstev (Jury a Horton, 2004).....	30
Obr. 3.4: Pokles hydraulické vodivosti, během čtyř po sobě jdoucích infiltrací (Císlerová a kol., 1988).....	33
Obr. 3.5: Typický průběh experimentu s vyznačenými důležitými částmi (Sněhota a kol., 2002).....	34
Obr. 3.6: Příklady průnikových křivek během experimentu (Sněhota a kol., 2008).....	35
Obr. 3.7: Pokles výtokové rychlosti během výtopové infiltračního experimentu (Sněhota a kol., 2010).....	36
Obr. 3.8: Pokles výtokové rychlosti během experimentu (Sněhota a kol., 2015).....	37
Obr. 3.9: Zaznamenané vlhkosti a jejich časové změny ve vybraných tomogramech pořízených během experimentu (Sněhota a kol., 2015).....	37
Obr. 3.10: Porovnání výtokových rychlostí modelu a naměřených hodnot během experimentu pro první infiltraci (Dohnal a kol., 2013).....	38
Obr. 3.11: Porovnání výtokových rychlostí modelu a naměřených hodnot během experimentu pro druhou infiltraci, kdy se simulovalo různé množství zachyceného vzduchu (Dohnal a kol., 2013).....	39
Obr. 3.12: Vývoj velikosti vzduchových bublin v čase, pro stojící vodu (vlevo) a proudící vodu (vpravo) (Holocher a kol., 2003) v závislosti na jejich hloubce uložení dle modelové předpovědi. ....	40
Obr. 3.13: (vlevo) Pozorovaný efekt proudění typu „finger flow“ na tenké vrstvě homogenního písku. Průběh infiltrace je zobrazen pomocí převodu prošlé intenzity vzorkem na barevnou škálu. (Hill Parlange, 1972). (vpravo) Detekce preferenčních cest přirozené půdy zobrazené použitím infiltrace barevného stopovače a následném odkrytí půdních vrstev (Zumr a Císlerová, 2007).....	42
Obr. 4.1: Schéma snímkování neutronové radiografie (Lehmann a kol., 2017).....	45
Obr. 4.2: Krátký meč tzv. „Swiss degen“, sekundární zbraň typická pro konec 15. století, který byl nalezen ve Švýcarském jezeře. Na snímku fotografie (a), neutronový snímek (b) a rentgenový snímek (c) (Mannes a kol., 2015).....	46
Obr. 4.3: Závislost atenuace na protonovém čísle (vlevo) a schematické reakce rentgenového záření a neutronů po kolizi s atomem (vpravo) (Kardjilov a kol., 2011).....	47
Obr. 4.4: Schéma spalačního zdroje neutronů SINQ (Vontobel a kol., 2003).....	48
Obr. 4.5: Definice mikroskopického průřezu jako počet reakcí na atom a dopadající paprsek v tenké vrstvě.....	49
Obr. 4.6: Uspořádání pro simulaci rozptylu neutronů a výsledné rozložení srážených neutronů na ${}^6\text{Li}$ detektor, umístěného 5 cm za 5 mm silnou vodní vrstvou (Hassanein a kol., 2005).....	51
Obr. 4.7: Přehled typů detektorů používaných v PSI (Kaestner a kol., 2008).....	52
Obr. 4.8: Princip snímkování a získání obrazu (Lehmann a kol., 2017).....	54
Obr. 4.9: Schéma zpětné filtrované projekce (Sychra, 2016).....	55
Obr. 5.1: (vlevo) Schéma složení vzorku. Kruhy označují polohu středně hrubého písku. (vpravo) Vystřížení rentgenového tomogramu vzorku. Rentgenové zobrazení bylo provedeno na částečně vlhkém vzorku, aby se zvýšil kontrast mezi částmi jemného a hrubého písku (v jemném písku bylo díky kapilárním silám zadrženo více vody) (Sněhota a kol., 2015). ....	58
Obr. 5.2: Diagram procesu vyhodnocování radiografických snímků.....	60

Obr. 5.3: Časový vývoj intenzity neutronového paprsku a jeho normalizace.....	61
Obr. 5.4: Prostorová nestabilita paprsku zobrazena na OB (vlevo) s vyznačeným profilem, pro který je vynesena profil (vpravo).....	62
Obr. 5.5: Snímek pořízený při vypnutém svazku neutronů (Dark current) a jeho histogram .....	63
Obr. 5.6: Průběh atenuačního koeficientu vody v závislosti na její tloušťce .....	68
Obr. 5.7: Porovnání objemu vody stanoveného gravimetricky během experimentu (černá křivka) a objemu vody vypočteného z radiografických snímků. Modré křížky představují objemy vody stanovené z radiogramů s použitím koeficientů $\beta$ a $\Sigma_w$ bez optimalizace a červené křížky jsou po optimalizace parametru $\Sigma_w$ a fixování $\beta$ . Každý křížek představuje jeden radiogram.....	69
Obr. 5.8: Citlivostní analýza parametrů $\beta$ a $\Sigma_w$ , pro dosažení nejmenší odchylky vypočteného objemu vody z radiografických snímků od gravimetricky získaného objemu.....	70
Obr. 5.9: Porovnání opravených a neopravených průměrných tloušťek vody a směrodatných odchylek pro 3 regiony .....	71
Obr. 5.10: Prostorová distribuce vlhkostí v tomogramu získaná z neopravených radiografických snímků a opravených lineární metodou. Vodorovné řezy neopraveného tomogramu ukazují účinek zdánlivě vyššího obsahu vody blízko obvodu, zatímco opravený tomogram je bez tohoto artefaktu. Řez 01 obsahuje dva materiály - hrubý křemenný písek uprostřed a keramiku obklopující písek. Řez 02 obsahuje pouze hrubý písek” .....	72
Obr. 5.11: Profily průměrných vlhkostí v závislosti na vzdálenosti od středu. Červená křivka pro neopravený tomogram a modrá pro opravený. Neopravený radiogram má tendenci podhodnocovat tloušťky vody uprostřed vzorku kde je největší tloušťka materiálu (to se projeví po rekonstrukce sníženou vlhkostí u středu vzorku) zatímco nadhodnocuje vlhkosti u okraje.....	73
Obr. 6.1: Vnitřní uspořádání vzorku a jeho porovnání s mikroskopickým snímkem přirozené heterogenní půdy. Na výrobu vzorku byly použity tři materiály: tři keramické disky (dva z nich vyvrtané uprostřed) představující doménu materiálu s malými póry dále hrubý a střední písek představující doménu větších pórů a úzkých hrdel na velkých pórech. Průměr vzorku je 29,0 mm a jeho výška je 39,0 mm.....	76
Obr. 6.2: Retenční křivky použitých materiálů.....	79
Obr. 6.3: Schéma sestavy držáku vzorku, jak bylo použito v experimentu s výtopovou infiltrací (PE) a ve skrápěcím experimentu (DE).....	80
Obr. 6.4: Schéma experimentu.....	82
Obr. 6.5: Rozdělení vzorku do jednotlivých vrstev, kdy vrstva 1,3 a 5 obsahovaly jen hrubý písek, a vrstvy 2,4 a 6 obsahovali kombinaci všech tří použitých materiálů. Vrstva hrubého písku ve spodní části vzorku, byla vynechána, kvůli přítomnosti plastové textilie, tvořící výrazný artefakt.....	85
Obr. 6.6 Schéma rozdělení vzorku pro jednotlivé vrstvy a jednotlivé materiály v rámci vrstev .....	87
Obr. 6.7: Radiografické snímky ukazující postup zvlhčení během DE.....	88
Obr. 6.8: Radiografické snímky ukazující postup zvlhčení během PE.....	88
Obr. 6.9: Vlhkosti stanovené z tomogramů pořízených během výtopového experimentu (PE) a během experimentu s infiltrací konstantního množství (DE). Vlhkost byla stanovena pro každý materiál a pro každou vrstvu, kdy barevná škála čar vlhkostí odpovídá barevnému označení jednotlivých vrstev. Je třeba poznamenat, že některé hodnoty obsahu vody, zejména ve středním písku, byly stanoveny ve velmi malých objemech, kde šum obrazu může hrát významnou roli. ....	90
Obr. 6.10: Časový vývoj hydraulické vodivosti vzorku (K) během experimentu se skrápěním povrchu (DE) (vlevo) a experimentu s výtopovou infiltrací (PE) (vpravo) během experimentů monitorovaným neutronovým snímkováním (PSI) a během opakovaných laboratorních	

experimentů (CTU). Hodnoty hydraulické vodivosti pro DE během neutronového snímkování není zobrazena, protože před ukončením experimentu nenastal odtok ze vzorku. ....	93
Obr. 6.11: Časový vývoj hydraulické vodivosti vzorku (K) během experimentu se skrápěním povrchu (DE) (vlevo) a při výtopové infiltraci (PE) (vpravo) během experimentů s odplyněnou vodou. ....	93
Obr. 6.12: Svislé řezy tomogramů zaznamenaných během experimentu s infiltrací konstantního přítoku (DE) (nahore) a preferenční proudění v podobě „finger flow“ zaznamenané během DE v hrubém písku (vrstva 3) pod keramickým diskem (vrstva 2). Červené šipky znázorňují polohu vznikajících prstů. ....	95
Obr. 6.13: (nahore) Křivky hydraulické vodivosti tří materiálů byly predikovány pomocí modelu van Genuchten – Mualem ( $K_{VGM}$ ) ve srovnání se změřenou ( $K_{FLOW}$ ) a vypočtenou ( $K_{eff}$ ) hydraulickou vodivostí celého vzorku. Hydraulická vodivost $K_{FLOW}$ (symboly trojúhelníků) byla stanovená z naměřených toků a známých hydraulických gradientů a $K_{eff}$ (symboly kosočtverců) byla stanovená pomocí rovnice 3.5 a 6.2 z tomogramů vypočtených vlhkostí jednotlivých materiálů a oblastí. $K_{FLOW}$ a $K_{eff}$ jsou vyneseny proti celkové vlhkosti vzorku stanovené z tomogramů. Vyplněné symboly představují výtopové infiltrační experimenty (PE), prázdné symboly představují experiment infiltrace s kapkovým skrápěním vzorku (DE). Na spodním obrázku je znázorněn detail horního obrázku. ....	97
Obr. 6.14: Záznam vývoje nátokové a výtokové rychlosti a vyznačení pořizovaných vybraných tomografických snímků (Šácha a kol., 2015). ....	101
Obr. 6.15: Změna vlhkosti vybraných tomogramů, pořizovaných během experimentu .....	101

## Seznam tabulek:

Tab. 4.1 Rozdělení neutronů dle jejich energie.....	46
Tab. 6.1: Van Genuchtenovi parametry retenčních křivek, nasycené hydraulické vodivosti a distribuce velikosti zrn tří materiálů použitých k sestavení umělého vzorku.....	78
Tab. 6.2: Přehled provedených experimentů .....	81
Tab. 6.3: Parametry snímkovacích zařízení.....	84



## Obsah:

<b>1. Úvod</b> .....	<b>19</b>
<b>2. Cíle</b> .....	<b>23</b>
<b>3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí</b> .....	<b>25</b>
3.1. Retenční křivka .....	25
3.2. Hydraulická vodivost .....	29
3.3. Hydraulická vodivosti zvrstveného prostředí .....	29
3.4. Časová variabilita hydraulické vodivosti .....	30
3.4.1. Variabilita způsobená vlivem změn geometrie pórů .....	31
3.4.1. Variabilita způsobená vlivem změn zachytávání vzduchu .....	32
3.5. Řídící rovnice proudění vody v půdě .....	40
3.6. Dvofázové proudění vody v půdě .....	44
<b>4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování</b> .....	<b>45</b>
4.1.1. Úvod .....	45
4.1.2. Neutronové zdroje .....	47
4.1.3. Interakce mezi neutronem a materiálem .....	49
4.1.4. Detekce neutronů během neutronového snímkování .....	52
4.1.5. Neutronová radiografie .....	53
4.1.6. Neutronová tomografie .....	54
4.1.7. Použití neutronového snímkování v půdní fyzice .....	55
<b>5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování</b> .....	<b>57</b>
5.1. Úvod.....	57
5.2. Metody a materiál.....	57
5.2.1. Vzorky a experimenty .....	57

5.2.2. Neutronové snímkování.....	59
5.2.3. Oprava radiografických snímků pro kvantitativní vyhodnocení.....	60
5.2.4. Výpočetní tomografie .....	66
5.3. Výsledky a diskuze .....	67
5.4. Dílčí závěry .....	73
<b>6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí .....</b>	<b>75</b>
6.1. Úvod .....	75
6.2. Metody a materiál .....	76
6.2.1. Vzorek.....	76
6.2.2. Experiment .....	80
6.2.3. Analýza snímků .....	84
6.2.4. Opakované experimenty.....	85
6.2.5. Výpočet hydraulické vodivosti.....	86
6.3. Výsledky a diskuze .....	87
6.3.1. Vyhodnocení radiografických snímků .....	87
6.3.2. Vyhodnocení tomografických snímků .....	89
6.3.3. Vyhodnocení hydraulické vodivosti.....	92
6.3.4. Efekt kapilárních bariér.....	93
6.3.5. Efekt nepravidelného čela zvlhčení na zachycování vzduchu.....	95
6.3.6. Vliv zachyceného vzduchu na hydraulickou vodivost.....	96
6.4. Dílčí závěry .....	99
<b>7. Závěr .....</b>	<b>103</b>
<b>8. Zdroje .....</b>	<b>105</b>
<b>9. Přílohová část.....</b>	<b>113</b>

## 1. Úvod

Hydraulická vodivost je zásadní hydraulická charakteristika a její určení je nezbytné pro odhad procesu infiltrace a drenáže. V technickém odvětví na ní závisí např. efektivní návrh zavlažovacích a drenážních systémů, návrh izolačních vrstev při skládkování, návrh studní nebo staveb pro hospodaření s dešťovými vodami z urbanizovaných ploch. Hodnota hydraulické vodivosti závisí na vlhkosti prostředí, v případě plně nasyceného prostředí se nazývá nasycená hydraulická vodivost a je nejčastěji stanovovaná terénním nebo laboratorním měřením. Předchozí experimenty ukázaly, že ačkoliv je hodnota nasycené vodivosti považována za konstantní, tak v praxi to tak být nemusí. Modelové předpovědi v konkrétních případech mohou selhávat a nemusí tak být efektivně předpovězen tok vody. Časová změna hydraulické vodivosti je často přisuzována přítomnosti vzduchu, který je často v modelových simulacích zanedbáván. Tento přístup je odůvodněn tím, že se předpokládá, že vzduch je spojitý, propojený s atmosférou a díky jeho nízké viskozitě i mnohem mobilnější než voda. To znamená, že jakákoli změna tlaku vzduchu je téměř okamžitě vyrovnána s atmosférickým tlakem a vzduch v pórech pak zůstává v podstatě na konstantním atmosférickém tlaku. Problém nastává, když je propojení vzduchu s atmosférou přerušeno a vzduch nemůže ze vzorku uniknout. Aby bylo možné uspokojivě popisovat i takové případy, je třeba princip zachytávání vzduchu a jeho případné pohyby v rámci půdy detailně prozkoumat aby mohly být zahrnuty do modelových rovnic.

Výzkum zachytávání vzduchu v pórovitém prostředí a posouzení jeho vlivu na proudění vody je předmětem této disertační práce. V rámci disertační práce byly provedeny infiltrační laboratorní experimenty na malých vzorcích, v řádech centimetrů krychlových, kdy reálná půda byla nahrazena uměle vytvořeným porézním prostředím. Hlavním důvodem pro použití uměle vytvořených vzorků byla jejich pravidelná a časově stálá geometrie a pevně dané hydraulické charakteristiky jednotlivých materiálů. Tato možnost umožňuje do jisté míry napodobit i různorodost reálné půdy, vytvoření preferenčních cest, půdní matrice, izolačních vrstev atd. Procesy uvnitř vzorků během provedených experimentů byly zaznamenány pomocí neutronového snímkování, které umožňuje mapovat časoprostorovou distribuci vody ve vzorku, aniž by půdu poškodily

## 1. Úvod

či jinak procesy ovlivňovaly. Vzduch se v provedených experimentech zachytává především strukturálně, především díky heterogenitě prostředí. Strukturálně zachycený vzduch se může, oproti kapilárně zachycenému, v rámci vzorku pohybovat. Z principu se v provedených experimentech jedná o dvoufázové proudění, kdy předmětem zájmu je smáčivá fáze (voda) a nesmáčivá imobilní fáze (uzavřený vzduch). Předmětem výzkumu nebylo zkoumání proudící vzduchové fáze, protože na toto téma byla provedena řada výzkumů.

Půda, potažmo uměle vytvořené půdní prostředí, je složitý třírozměrný prostor, do kterého je potřeba detailně nahlédnout. Pro dostatečné pochopení mechanismů odehrávajících se ve vzorku nestačí jen pozorování na okrajích, v několika málo diskrétních bodech, či znalost informace o průměrných veličinách dosažených v celém vzorku, jako je jeho průměrná vlhkost. Potřebujeme také znát časový vývoj veličin v prostoru. K tomu slouží a jsou využívány nedestruktivní zobrazovací metody, které výše zmíněné předpoklady splňují. Klíčovou experimentální metodou využitou v disertační práci je neutronové snímkování. Neutronové snímkování, které jak již název napovídá, používá k průzkumu vzorku volně letící neutrony, které při průchodu vzorkem jsou určitým způsobem redukovány. Při kvantitativní znalosti snížení počtu neutronů je možno určit tloušťku nebo složení materiálu. Výsledkem neutronového snímkování je dvourozměrný snímek zvaný radiogram a ze série radiogramů pořízených z různých úhlů je možno zrekonstruovat třírozměrný obraz zvaný tomogram.

Disertační práce je rozdělena na řešeršní část, která je rozdělena do dvou hlavních témat a to na půdní fyziku a neutronové snímkování. V dalších kapitolách jsou popsány a rozšířeny autorovy články publikované v odborných časopisech. První článek Šácha a kol. (2016) se zabývá metodou zpracování neutronových snímků pro kvantitativní vyhodnocení časové a prostorové vlhkosti vzorku. Druhý článek Šácha a kol. (2019) se zabývá vlivem dynamiky zvlhčování vzorku na množství zachyceného vzduchu a jeho vlivu na nasycenou hydraulickou vodivost. Konkrétně se jedná o výtopový a skrápěcí experiment, kdy obě infiltrace byly zaznamenány neutronovým

## 1. Úvod

snímkováním. Výsledky každého článku jsou diskutovány u každé kapitoly a společné shrnutí je v závěru disertační práce.

Rychle se vyvíjející nedestruktivní metody snímkování přinášejí nové možnosti výzkumu. Základem je, pochopit nejprve jevy samostatně, abychom mohli porozumět komplikovanějším procesům, které se vzájemně ovlivňují. Právě pro tento účel byla vypracována tato disertační práce, která se zaměřuje na ovlivnění hydraulické vodivosti uzavřeným vzduchem.

## 1. Úvod

## 2. Cíle

Hlavní cíl předložené disertační práce je objasnit příčinu rozdílu mezi kvazi nasycenými hodnotami hydraulické vodivosti v závislosti na dynamice zvlhčování. Zejména se zaměřit na zachytávání vzduchu uvnitř vzorku.

Druhým dílčím cílem bylo objasnit časovou změnu hydraulické vodivosti během infiltračních experimentů a vysvětlit procesy, ke kterým dochází uvnitř vzorku během infiltrace, které snižování způsobují.

Dalšími dílčími cíli práce bylo stanovení postupu vyhodnocování snímků pořízených neutronovým snímkováním a kvantitativní určení distribuce vody ve vzorku ve dvourozměrných snímcích potažmo vlhkostí ve snímcích třírozměrných během infiltračních experimentů.

## 2. Cile



### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

Tato kapitola se věnuje proudění vody v půdě, jeho řídicím rovnicím, limitujícími podmínkami jejich použití a možným přístupům k řešení. Vzhledem k obsáhlosti celé problematiky půdního prostředí se tato práce nemůže zabývat celým rozsahem. Části, které se přímo netýkají cílů disertační práce, budou zmíněny jen okrajově s odkazy na rešeršní články.

Půdní prostředí se skládá ze tří základních složek – půdní matrice, vody a vzduchu. Matrice se obecně považuje jako stálá a neměnná, ačkoliv mohou nastat specifické situace, kdy tento předpoklad neplatí, ale těmto situacím se tato práce nevěnuje. Pohybující složky jsou v půdní fyzice pouze voda a vzduch, kdy vzduch je pro zjednodušení popisu často zanedbáván.

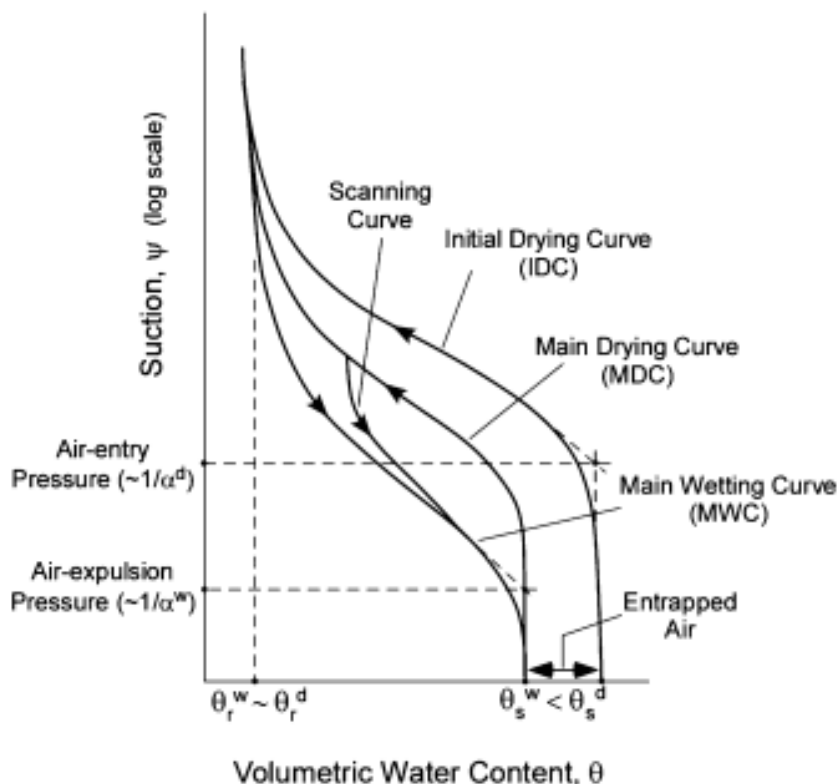
Nutno podotknout hned na začátku, že přirozené půdní prostředí může být zaměněno s libovolným porézním materiálem. V celé práci je termín půdní prostředí použit jak pro přirozené půdy, tak i pro umělé systémy jako jsou frakce homogenního písku, keramiky atd. Pro popis proudění vody v půdním prostředí je potřeba určit hydraulické charakteristiky prostředí. Rozlišujeme dvě základní hydraulické charakteristiky prostředí a to je funkce retenční křivky a hydraulická vodivost.

#### 3.1. Retenční křivka

**Retenční křivka** vyjadřuje schopnost pórovitého prostředí udržet vodu, navzdory gravitaci, výparu či odběru vody kořeny rostlin. Jedná se o sérii rovnovážných stavů mezi tlakovou výškou a objemovou vlhkostí půdy. Retenční křivka je pro každou půdu unikátní a záleží na jejích vlastnostech, jako je textura, struktura půdy nebo obsah humusu a minerálů.

Retenční křivka může mít silně hysterezní průběh (obr. 3.1), tedy že její hodnoty vlhkostí při jedné tlakové výšce jsou rozdílné při zvlhčování na počátku suchého materiálu a pro drenážní fázi již zvlhčeného prostředí. Hystereze je způsobena nejčastěji proměnlivým průřezem pórů a různým smáčecím úhlem suchého a mokrého povrchu půdy nebo může být způsobena uzavíráním vzduchu v tzv. slepých pórech.

Retenční křivka je charakteristikou potřebnou pro modelování, avšak vliv hystereze bývá v modelových předpovědích většinou zanedbáván.



Obr. 3.1: Hystereze retenční křivky (Likos a kol., 2014)

S retenční křivkou souvisí několik termínů, které je potřeba vysvětlit, protože na ně bude v průběhu práce odkazováno. Zmíněné termíny jsou také zobrazeny v obr. 3.1.

- **Nasycená vlhkost,  $\theta_s$** , je taková vlhkost, při které jsou všechny póry naplněné vodou při nulové tlakové výšce.
- **Kvazi nasycená vlhkost**, (termín zavedl *Faybishenko* (1995) kdy je v plně nasyceném prostředí uzavřen také vzduch, který za běžných podmínek nemůže z půdy uniknout. Na obr. 3.1 je znázorněno jako  $\theta_s^w$ , tedy nasycená vlhkost při zvlhčovacím cyklu, která je menší než  $\theta_s^d$ . Hodnota je menší právě o zachycený vzduch, který může být během zvlhčování uzavřen uvnitř vzorku.

### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

- **Vstupní hodnota vzduchu**, je tlaková výška, při níž přestává platit vztah  $d\theta/dH=0$  (v oblasti vysokého nasycení), tedy potenciál při kterém se začne prostředí odvodňovat a začne do něho povrchem vstupovat vzduch.
- Vztah  $d\theta/dH=0$  se objevuje i na opačném konci retenční křivky, kdy je půda prakticky vysušená a zůstává v ní jen **reziduální vlhkost**,  $\theta_r$ , tj. vlhkost, která se za běžných podmínek z půdy nikdy nedostane. Tato vlhkost se nikdy neúčastní proudění vody kvůli vysokým absorpčním silám k pevné fázi (Luckner a kol., 1989). Pro odstranění reziduální vlhkosti je nutno prostředí vystavit teplotě alespoň 60°C.

Vzhledem k tomu, že stanovení retenční křivky probíhá v diskretizovaných hodnotách, kdy pro každý sací tlak je měřena vlhkost, je pro její použití v matematických modelech proudění vody v pórovitém prostředí potřeba křivku parametrizovat. Pro parametrizaci retenční křivky se využívá řada vyjádření. Jednou z nejpoužívanějších je vyjádření Brooks a Corey (1964). V rovnici 3.1. vyjádřená jak jí používá modelový program RETC (van Genuchten a kol., 1991):

$$\theta = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h) > 1 \\ \theta_s & (\alpha h) \leq 1 \end{cases} \quad 3.1$$

Kde  $\theta$  je aktuální vlhkost,  $\theta_r$  je reziduální vlhkost a  $\theta_s$  je nasycená vlhkost,  $\alpha$  je empirický koeficient (1/m) jehož inverzní hodnota je často označována jako vstupní hodnota vzduchu,  $\lambda$  je parametr distribuce velikosti pórů a  $h$  je kladná hodnota tlaku.

Dle Mualem (1986) rovnice 3.1 byla vhodná pro proložení hrubých strukturovaných zemin charakterizovaných relativně úzkými distribucemi velikosti pórů. Výsledky byly obecně méně přesné pro mnoho jemně strukturovaných a nenarušených zemědělsky obdělávaných půd, protože pro tyto půdy neexistovala dobře definovaná vstupní hodnota vzduchu. Proto byl vztah zobecněn, aby lépe zachytil i stavy blízko nasycení. Například jednu z nejčastěji používaných rovnic (van Genuchten, 1980) můžeme napsat v následujícím tvaru (Feyen a kol., 1998):

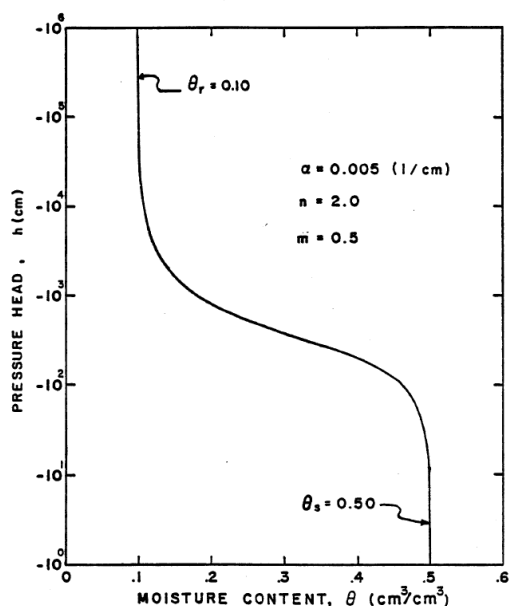
### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

$$S_e = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad 3.2$$

Kde  $\alpha$ ,  $n$  a  $m$  jsou charakteristické parametry půdy,  $h$  je hodnota tlakové výšky a  $S_e$  je efektivní nasycení dle rovnice:

$$s = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad 3.3$$

Kde  $\theta$  je aktuální vlhkost,  $\theta_r$  je reziduální vlhkost a  $\theta_s$  je nasycená vlhkost.



Obr. 3.2: Příklad parametrizace retenční křivky (van Genuchten, 1980)

Typická parametrizace je znázorněna na obr. 3.2. Vogel a kol. (2000a) modifikovali rovnici 3.2, kdy upozorňují na to, že malé změny ve tvaru retenční křivky v blízkosti nasycení vedou k výrazným změnám předpovědi nenasycené vodivosti a křivka není při nulovém tlaku derivovatelná. Proto místo  $\theta_s$  zavádějí  $\theta_m$ , která je velice blízká maximálnímu nasycení, ale je od něho mírně odlišná. Rovnice byla dále několikrát modifikována např. Luo a kol. (2019); Schaap a van Genuchten (2006).

### 3.2. Hydraulická vodivost

Druhou hydraulickou charakteristikou je hydraulická vodivost,  $K$ , vyjadřující schopnost půdy vést vodu. V nasyceném prostředí se hydraulická vodivost nazývá nasycená hydraulická vodivost,  $K_s$ . (Darcy, 1856). Prostředí považujeme za nasycené tehdy, pokud jsou všechny póry v půdní matici zaplněné vodou.

V matematických modelech se nasycená vodivost uvažuje jako konstantní a v prostředí nenasyčeném přechází hydraulická vodivost z konstanty na funkci závislou na vlhkosti prostředí,  $K(\theta)$ .

Stanovení hydraulické vodivosti probíhá přímým měřením, a to buď v laboratoři na odebraných vzorcích, nebo přímo v terénu. Obě metody mohou být časově náročné a náchylné na různorodost prostorového uspořádání zeminy, navíc jsou měření často nereplikovatelné. Alternativou přímému měření nenasyčené hydraulické vodivosti je její předpověď na základě statistických modelů distribuce velikostí pórů v půdě. Přehled jednotlivých publikovaných modelů distribuce velikosti pórů je popsán Mualem (1986). Nejčastěji se používá spojení modelu vodivosti dle Burdine (1953) nebo dle Mualem (1976). Druhý zmíněný přístup se dá napsat do tvaru (Schaap a van Genuchten, 2006):

$$K(S_e) = \begin{cases} K_0 S_e^L \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 & (h) \leq 0 \\ K_0 & (h) > 0 \end{cases} \quad 3.4$$

Kde  $K_0$  je nasycená vodivost,  $S_e$  je efektivní nasycení,  $L$  je empirický parametr spojitosti pórů a  $m = 1 - 1/n_0$ , kde  $n$  je parametr distribuce velikosti pórů. Tato rovnice má dle Schaap a van Genuchten (2006) omezení pro hodnoty  $K$  blízké nasycení a hodnota  $K_0$  by měla být menší než  $K_s$  neboť tak dochází k nadhodnocení při malých tlakových výškách (Schaap a Leij, 2000); (Schaap a kol., 2001).

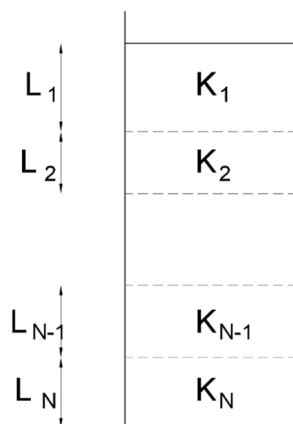
### 3.3. Hydraulická vodivosti zvrstveného prostředí

Hydraulická vodivost může být v prostoru velice variabilní, ale často se uvažuje konstantní pro celou řešenou oblast. V případě výskytu více materiálů, které mají

výrazně různé hydraulické charakteristiky je potřeba tyto materiály oddělit a stanovit pro každý materiál hydraulické charakteristiky zvlášť. Výslednou hydraulickou vodivost takto složeného materiálu budeme nazývat jako efektivní hydraulická vodivost,  $K_{eff}$ , a může se stanovit s analogií Ohmova zákona (Jury a Horton, 2004) dle následující rovnice:

$$K_{eff} = \frac{\sum_{j=1}^n L_j}{\sum_{j=1}^n \frac{L_j}{K_j}} \quad 3.5$$

kde  $K_j$  je hydraulická vodivost J-té vrstvy,  $L_j$  je výška vrstvy, zobrazeno na obr. 3.3.



Obr. 3.3: Výpočet celkové hydraulické vodivosti,  $K_{eff}$ , vzorku složeného z jednotlivých vrstev (Jury a Horton, 2004)

### 3.4. Časová variabilita hydraulické vodivosti

V případě proudění v nasyceném prostředí se hodnota hydraulické vodivosti často uvažuje konstantní, rovna  $K_s$ . Avšak předchozí experimenty vykazují v některých případech časovou nestálost i u nasycené hydraulické vodivosti. Možné příčiny časové změny hydraulické vodivosti lze spatřit ve změně struktury půdy (Lin a Benson, 2000); (Makusa a kol., 2016); (Sterpi, 2015), (Zumr a kol., 2019), vlivu mikroorganismů, zarůstání pórů biofilmem (Allison, 1947), (Kanmani a kol., 2014) nebo v přítomnosti

nespojité vzduchové fáze – uzavřeného vzduchu (Marinas a kol., 2013), (Sněhota a kol., 2015)

#### **3.4.1. Variabilita způsobená vlivem změn geometrie pórů**

Časová nestálost hydraulické vodivosti díky změnám geometrie pórů je předmětem řady výzkumů. Jako příklad zde budou zmíněny některé faktory, jako jsou vliv teploty, bobtnání jílu, zemědělská činnost nebo vliv mikroorganismů, v jejichž důsledku se geometrie pórů mění. Například Chen a kol. (2017) pozorovali změnu hydraulické vodivosti v závislosti na teplotních podmínkách vzorku, kdy vysoké teploty byly použity pro možnost uložení radioaktivního odpadu do země a tím spojeného zahřátí okolního prostředí. Hydraulická vodivost vzorku při teplotě 80°C byla nižší než se předpokládalo při započtení vlivu změny teploty na viskozitu a hustotu vody. Tato změna byla přisouzena změně pórovitosti vzorku po ohřívacích a chladících a cyklech v rozpětí 23-80°C. Vliv cyklů zamrzání a tání půdy na hydraulickou vodivost je také studováno např. Makusa a kol. (2016); Sterpi (2015), kteří naopak shodně pozorovali nárůst hydraulické vodivosti po několika cyklech zmrznutí a tání.

Vliv smáčení a vysušování zejména přírodních, případně umělých, jílovitých směsí na hydraulickou vodivost je sledován např. Lin a Benson (2000), kteří zaznamenali dramatické zvýšení vodivosti po několika cyklech smáčení a vysušování. Zvýšení bylo zdůvodněno vytvořením trhlin při vysoušení, které se ani po zvlhčení již nezacelily. (GerardMarchant a kol., 1997) prezentovali polní experimenty prováděné na dvou vrstvách bobtnavých a pomalu propustných materiálů, které odhalily, že zanedbávání deformace půdy způsobuje podceňování skutečného koeficientu propustnosti půdy.

Vliv zemědělské činnosti na hydraulickou vodivost byl sledován např. Zumr a kol. (2019), kteří pozorovali změny nenasycené hydraulické vodivosti během vegetačního období ale také změny mezi jednotlivými roky. Zatímco v prvních dvou letech měla nenasycená hydraulická vodivost během vegetační sezóny rostoucí trend a ve třetím roce měla naopak rostoucí. Messing a Jarvis (1993) pozorovali pokles vodivosti až o jeden řád během vegetačního období pouze na povrchu půdy. Tento pokles byl přisouzen hutnění, strukturálnímu rozpadu půdy vlivu deště nebo jeho zakrytí.

Dalším možným zdrojem změn hydraulické vodivosti je vliv mikroorganismů, kdy struktura pórů půdy může zůstat stejná, ale póry jsou zaneseny. Allison (1947) během dlouhých infiltračních experimentů na půdních vzorcích přisuzoval pokles hydraulické vodivosti vlivu mikroorganismů a zarůstání biofilmem. Kanmani a kol. (2014) provedli na čtyřech vzorcích písku s různou kombinací frakcí (zrna o velikosti 0,3 a 0,6 mm) kontinuální 45 denní infiltraci s různou koncentrací organické hmoty ve vodě (výluh ze vzorků na skládce). Pozorovaný pokles hydraulické vodivosti během infiltrace přisoudili akumulaci organického materiálu ve vzorcích.

#### **3.4.1. Variabilita způsobená vlivem změn zachytávání vzduchu**

Jedním z prvních vědeckých příspěvků, který se věnuje zachytávání vzduchu a jeho vlivem na propustnost je příspěvek Christiansen (1944). Zachycený vzduch může být obklopen vodou nebo pevnou složkou půdy a nemusí být trvale propojen s atmosférou (Bond a Collisgeorge, 1981), což je v rozporu s předpoklady použitelnosti Richardsovy rovnice. Uzavřený vzduch může vzniknout vytvořením výtopy na povrchu půdy a tím vytvořením překážky pro jeho únik (Faybishenko, 1995), nebo pokud zvrstvení půdy přechází z propustnější vrstvy na nepropustnější. Latifi a kol. (1994) pozorovali infiltraci do jedné homogenní vrstvy a v druhém případě do dvou vrstev s odlišnými hydraulickými charakteristikami umístěných horizontálně nad sebou. Ukázalo se, že tlak vzduchu v experimentu se dvěma vrstvami byl větší než v odpovídající hloubce homogenní vrstvy.

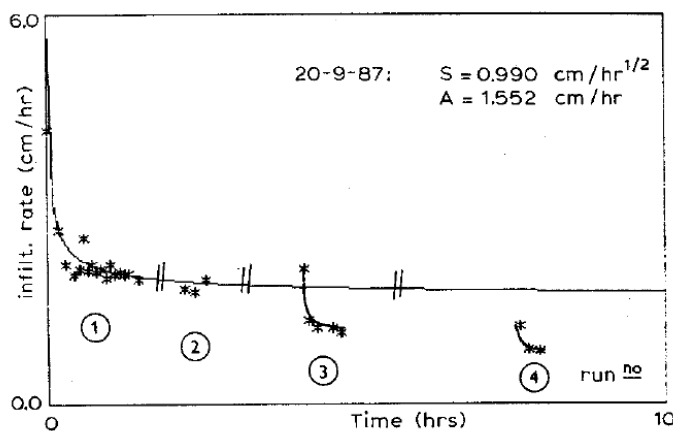
Faybishenko (1995) rozděluje uzavřený vzduch do dvou fází. Mobilní vzduch postupně uniká z půdy do atmosféry, zatímco druhý je nemobilní a v průběhu času může být pouze rozpuštěn ve vodě. Přítomnost uzavřeného vzduchu je přímo závislá na historii předchozího zvlhčení půdy. V případě že je půda zvlhčena shora, je množství uzavřeného vzduchu největší. V případě půdy zvlhčení zdola nahoru je ve vzorku zachyceno méně vzduchu. Pokud je vzorek vlhčen ve vakuu, přítomnost uzavřeného vzduchu je minimální. *Faybishenko* (1995) zavedl termín kvazi nasycená hydraulická vodivost,  $K_{qs}$ , pro hydraulickou vodivost prostředí, které je nasyceno pouze vodou a uzavřeným vzduchem. Jde o stav, který je v přírodě běžný.



### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

Marinas a kol. (2013) sledovali změnu hydraulické vodivosti v závislosti na předchozích fluktuacích hladiny podzemní vody, která vnáší zachycený vzduch do jinak nasycené kapilární oblasti nad hladinou podzemní vody. Změny hladiny vyvolávají změnu tlaku zachyceného vzduchu a mají přímý vliv na hydraulickou vodivost, kdy s vyšším tlakem vody klesá zastoupení bublin a zvyšuje se hydraulická vodivost.

Výzkum prezentovaný v této disertační práci navazuje na dřívějších výzkum provedených týmem na Fakultě stavební, ČVUT, který se časovými změnami hydraulické charakteristik dlouhodobě zabývá. Císlarová a kol., (1988), pozorovali pokles hydraulické vodivosti během výtopových infiltračních terénních experimentů. Čtyři po sobě jdoucí infiltrace vykazovaly postupný pokles v rozporu s modelovou předpovědí (obr. 3.4). Stejný jev pozorovali Císlarová a kol. (1990) na vzorcích půdy během laboratorního měření. Kdy provedli výtopově infiltrační experimenty na čtyřech půdních druzích (písčítá hlína, jemný písek, jílovitá hlína a štěrkový písek) a pozorovali časový pokles nasycené hydraulické vodivosti.

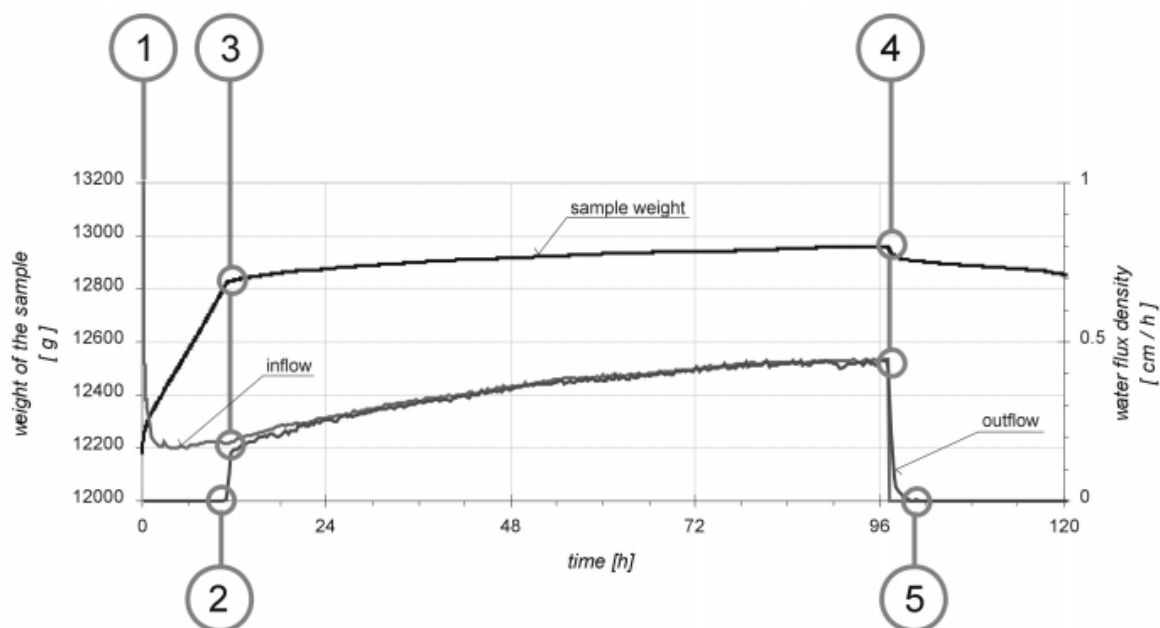


**Obr. 3.4: Pokles hydraulické vodivosti, během čtyř po sobě jdoucích infiltrací (Císlarová a kol., 1988)**

Sněhota a kol. (2002) později navrhli automatizovanou sestavu pro měření funkce hydraulické vodivosti na velkých neporušených vzorcích půdy. Vzorky byly umístěny na vážní čidla poskytující kontinuální přehled o změnách okamžité vlhkosti, zároveň byla sledována infiltrace a výtok vody a sací tlaková výška ve třech různých místech. Autoři studie provedli výtopový experiment a řadu experimentů s podtlakovým infiltrometrem pro sledování proudění vody s různými okrajovými podmínkami, přičemž

### 3. Teorie a řešerše literatury: voda v půdním prostředí

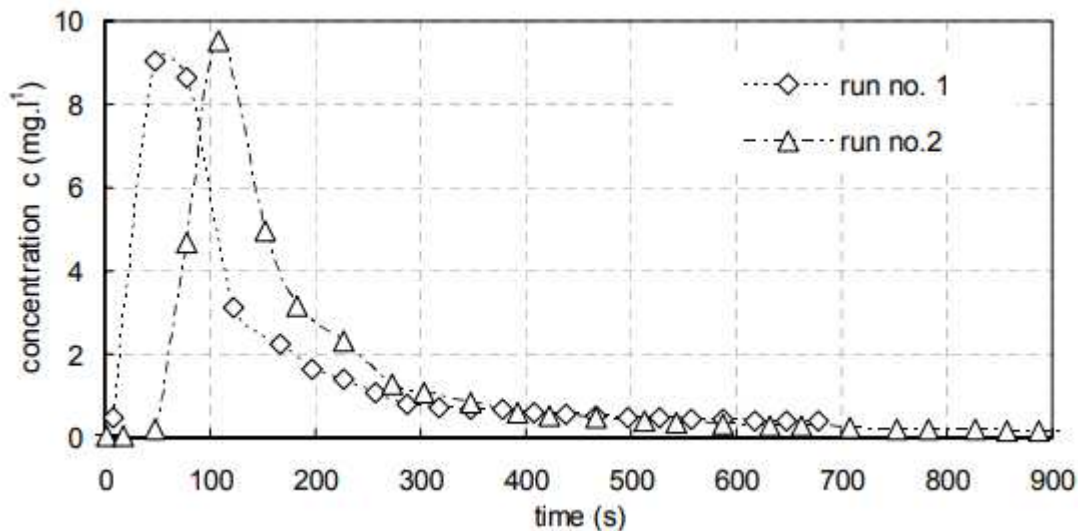
počáteční podmínky zůstaly stále stejné. Během experimentů zjistili, že během ustáleného výtoku, který se přibližně rovnal rychlosti přítoku, se stále zvyšoval obsah vody ve vzorku a současně se zvyšovala i výtoková rychlost (obr. 3.5).



Obr. 3.5: Typický průběh experimentu s vyznačenými důležitými částmi (Sněhota a kol., 2002)

Sněhota a kol. (2008) provedli několik infiltračních experimentů společně s aplikováním traceru bromidu draselného na neporušených vzorcích půdy a homogenním vzorku písku. Efekt snižování hydraulické vodivosti během několika po sobě jdoucích infiltrací se projevil u neporušeného vzorku, zatímco u homogenního nikoliv. Podobné chování vykazovali i průnikové křivky bromidu, které byly pro vzorek písku prakticky totožné. Zatímco pro půdní vzorek měly značné rozdíly (obr. 3.6) změnu autoři přisoudili rozdílným počátečním podmínkám, kdy nejdříve byly provedeny infiltrace do suchého vzorku a následně do zvlhčeného, pouze gravitačně drénovaného.

### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí



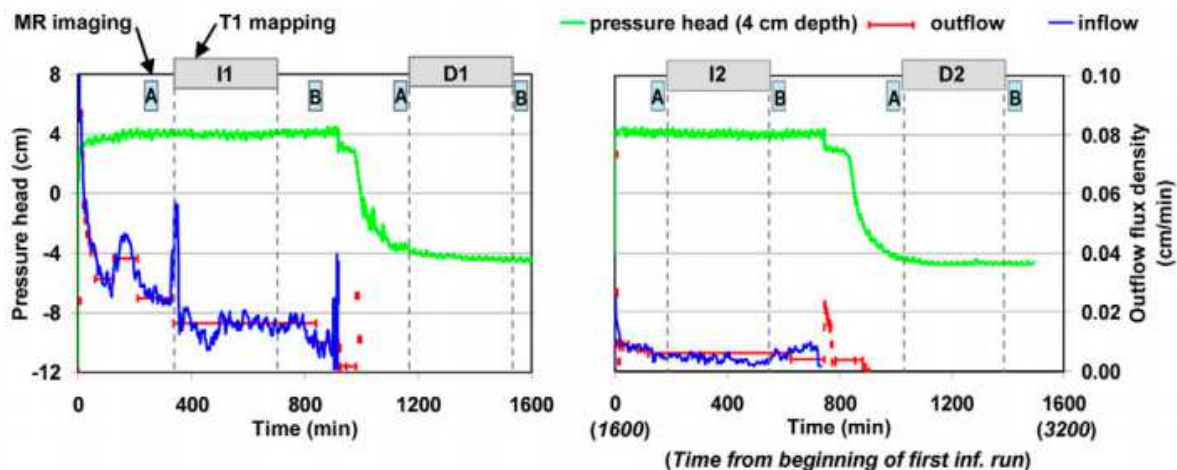
Obr. 3.6: Příklady průnikových křivek během experimentu (Sněhota a kol., 2008)

Z výše popsaných experimentů vyplývá, že pro detailní pochopení problematiky snižování hydraulické vodivosti je potřeba nahlédnout do procesů uvnitř vzorku. K tomu slouží nedestruktivní zobrazovací techniky, které jsou popsány v kapitole 4.

Sněhota a kol. (2010) provedli dva infiltračně-výtopové experimenty na neporušeném půdním vzorku snímkové pomocí magnetické resonance. Zjištěný pokles hydraulické vodivosti (viz obr. 3.7) byl přisouzen redistribuci vzduchu do preferenčních cest a to kvůli změnám měřených intenzit magnetické rezonance v jednotlivých oblastech.

Jelínková a kol. (2011) provedli obdobný experiment s detailnějším rozlišením neporušeného půdního vzorku, kdy sledovali pokles hydraulické vodivosti. Měřením průnikové křivky stopovače bylo prokázáno, že uzavřený vzduch významně ovlivňuje i transport látek.

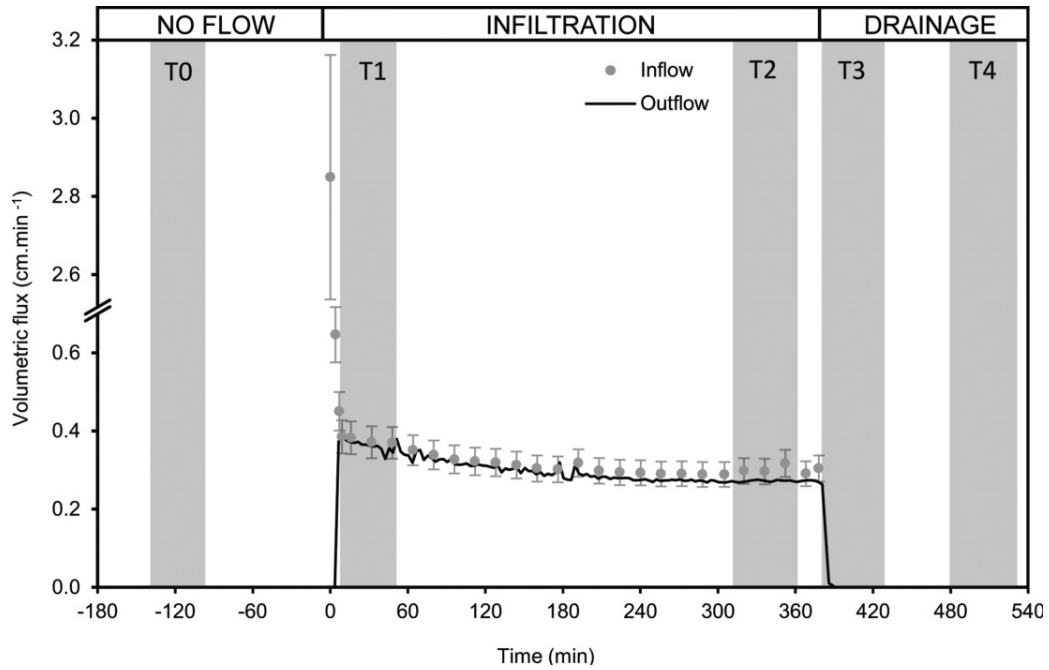
### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí



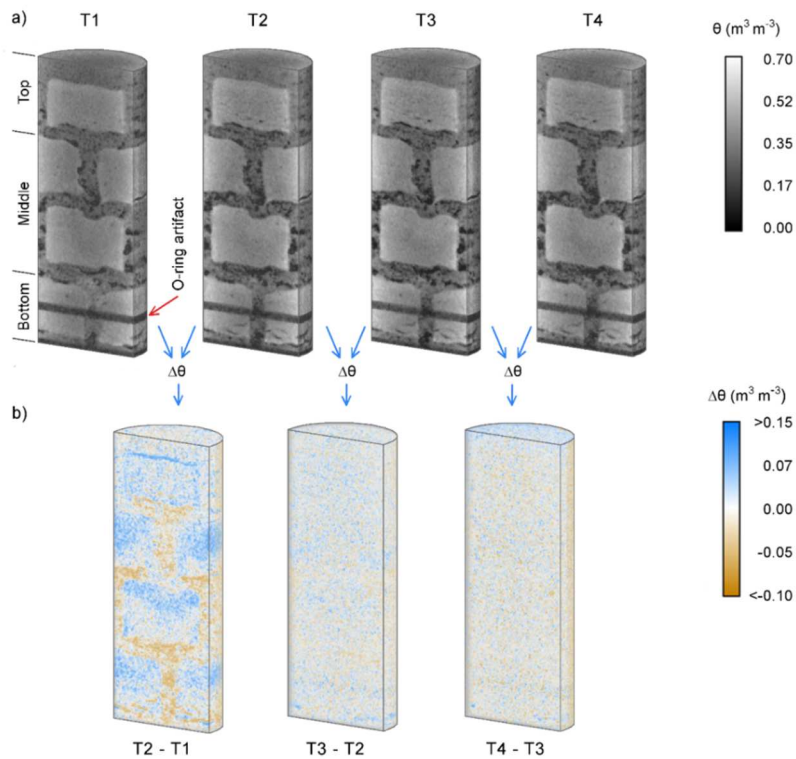
Obr. 3.7: Pokles výtokové rychlosti během výtopově infiltračního experimentu (Sněhota a kol., 2010)

Při experimentu, na kterém se podílel autor disertace, Sněhota a kol. (2015) pomocí neutronového snímkování zaznamenali výtopovou infiltraci do uměle nahutněného vzorku z různých frakcí písku. Rozložení materiálu uvnitř vzorku se schematicky napodobovalo rozložení preferenčních cest a půdní matrice v přirozených půdách při zachování jednoduché axisymetrické konstrukce oblastí jednotlivých frakcí. Během experimentu poklesla hydraulická vodivost (obr. 3.8) a díky neutronovému snímkování byla změna přisouzena redistribuci vzduchu v rámci matrice a preferenčních cest (obr. 3.9)

### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

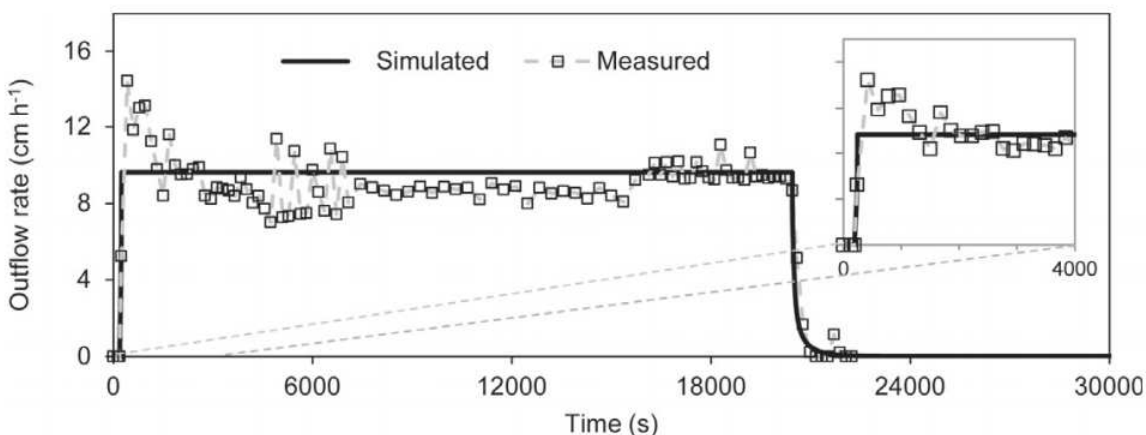


Obr. 3.8: Pokles výtokové rychlosti během experimentu (Sněhota a kol., 2015)



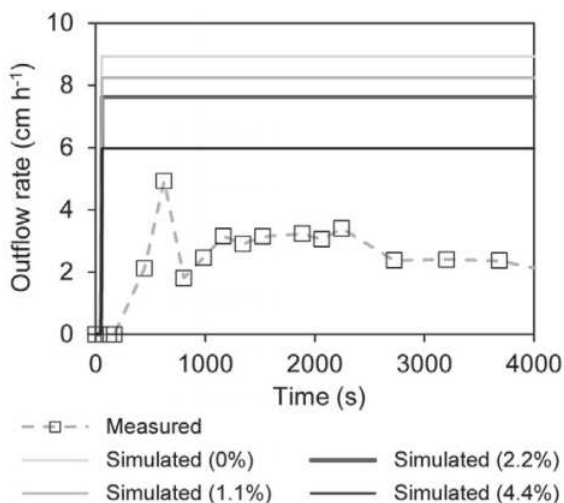
Obr. 3.9: Zaznamenané vlhkosti a jejich časové změny ve vybraných tomogramech pořízených během experimentu (Sněhota a kol., 2015)

Dohnal a kol. (2013) se pokoušeli modelovat podobný experiment na vzorku přirozené půdy. Na vzorku byl proveden výtopově infiltrační experiment, který byl skenován magnetickou rezonancí. Celý experiment se skládal ze dvou infiltrací, kdy mezi jednotlivými infiltracemi byla ponechána časová prodleva pro samovolné gravitační oddrénování vzorku. Použitý model byl S3D a zachycený vzduch byl zahrnut do jednofázového modelu jako nepohyblivá složka. Sledovaný pokles výtokové rychlosti v rámci první infiltrace i ještě více snížena výtoková rychlost během druhé infiltrace nebyla modelem dostatečně simulována, ačkoli autoři se nezaměřovali na popis zachytávání případně rozpouštění vzduchu, ale na pokles snížení výtokové rychlosti v závislosti na množství zachyceného vzduchu. Pokles výtokové rychlosti mezi oběma infiltracemi je nasimulován množstvím zachyceného vzduchu a jeho rozmístění. Namodelované výtokové rychlosti oproti naměřeným během experimentu jsou zobrazeny na obr. 3.10 a obr. 3.11.



**Obr. 3.10: Porovnání výtokových rychlostí modelu a naměřených hodnot během experimentu pro první infiltraci (Dohnal a kol., 2013)**

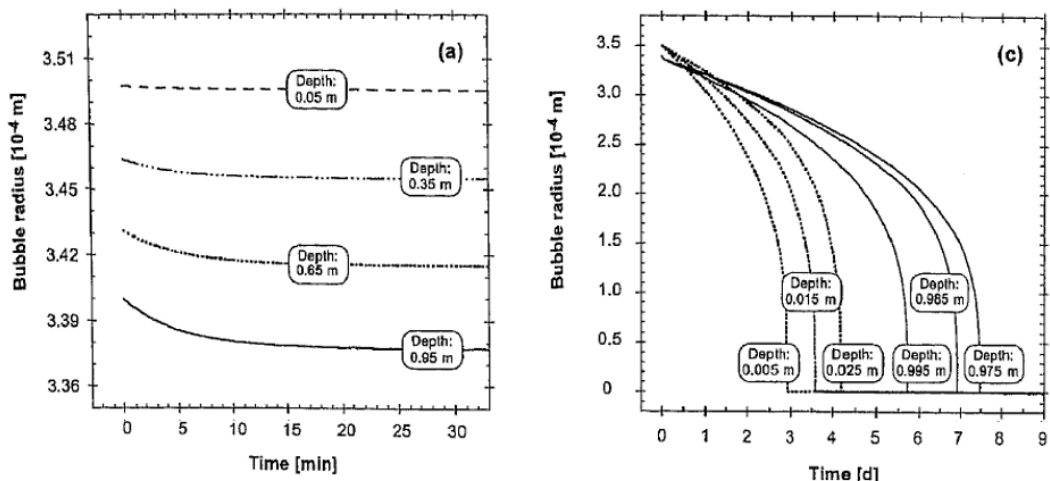
### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí



**Obr. 3.11: Porovnání výtokových rychlostí modelu a naměřených hodnot během experimentu pro druhou infiltraci, kdy se simulovalo různé množství zachyceného vzduchu (Dohnal a kol., 2013)**

Kvůli měnícímu se množství uzavřeného vzduchu, který je jen minimálně pohyblivý a není propojen s atmosférickým vzduchem, mohou selhávat stávající simulační metody založené na jednofázovém přístupu. Uzavřený vzduch se může postupem času rozpouštět, jak například popisuje ve svém modelu Holocher a kol. (2003), kteří ukazují rozpouštění bublin ve stojaté vodě, kdy dojde postupem času k rovnováze koncentrací mezi vodou a vzduchovou bublinou a bubliny se již nezmenšují (obr. 3.12 vlevo). V případě proudící vody se mohou bubliny zcela rozpustit (obr. 3.12 vpravo).

### 3. Teorie a řešerše literatury: voda v půdním prostředí



Obr. 3.12: Vývoj velikosti vzduchových bublin v čase, pro stojící vodu (vlevo) a proudící vodu (vpravo) (Holočer a kol., 2003) v závislosti na jejich hloubce uložení dle modelové předpovědi.

Rešerše však ukázala, potřebu detailně zkoumat příčiny vzniku či pohybu uzavřeného vzduchu. Faktory ovlivňující vznik a redistribuci vzduchových bublin je třeba zahrnout do modelových rovnic proudění vody, ale pro jejich návrh a verifikaci jsou potřebná experimentální data z laboratorních infiltračních experimentů.

### 3.5. Řídící rovnice proudění vody v půdě

Pro popsání proudění vody v půdním prostředí je nejčastěji využívána Richardsova rovnice (Richards, 1931), která byla odvozena z fyzikálních zákonů pro proudění vody v nenasyceném půdním prostředí a to spojením Darcy-Buckinghamova zákona a rovnice kontinuity. V případě jednorozměrného vertikálního proudění a s použitím tlakových výšek nabývá tvar (Vogel a kol., 2000a):

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad 3.6$$

kde  $K(h)$  je hydraulická vodivost a  $\theta$  je objemová vlhkost závislá na tlakové výšce  $h$ ,  $z$  je vertikální poloha a  $t$  je čas.

Rovnice 3.6 má následující předpoklady:



### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

- proudící voda je nestlačitelná
- vliv proudění plynné fáze na proudění vody je zanedbatelný, tlak plynné fáze v pórech se uvažuje atmosférický a konstantní
- pórovité prostředí je nehybné a nedeformovatelné, geometrie reálného pórovitého prostředí je v dobré shodě s kapilárním modelem prostředí

Richardsova rovnice není často použitelná pro přirozenou půdu, kde je proudění vody půdním prostředím ovlivňováno preferenčním prouděním a dochází k nerovnoměrnosti postupu čela zvlhčení díky:

- **Heterogenitě prostředí** (McDonnell, 1990)
- **Přítomností makropórů** (Blake a kol., 1973), (Zehe a Fluhler, 2001)
- **Toku v prstech** z anglického spojení „finger flow“ (Hill a Parlange, 1972)

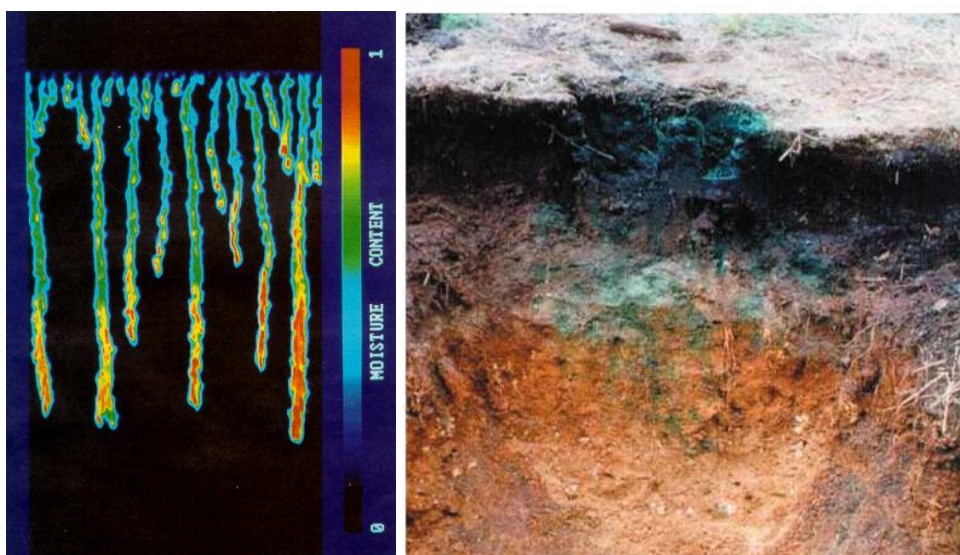
Střídání materiálů kontrastních hydraulických charakteristik má za následek vznik preferenčního proudění. Přítomnost více vodivého materiálu může působit na proudění podobně jako trychtýř, který koncentruje tok půdní vody do malé oblasti proudění.

K preferenčnímu proudění může dojít i v nestrukturovaných půdách, půdy bez přítomnosti výrazných makropórů, kde je velice často spojeno s nestabilitou čela zvlhčení a dochází k preferenčnímu zvlhčení struktur připomínajících prsty tzv. „finger flow“ (obr. 3.13). Hill a Parlange (1972) dokumentovali poprvé preferenční proudění typu finger flow v homogenním písku při nízkých infiltračních rychlostech. Příčina finger flow byla vysvětlena nerovnoměrným povrchem, kdy malé prohlubně koncentrovali vyšší hladinu vody a vytvářeli větší tlakovou výšku. Tato nerovnoměrnost se s přibývajícím hloubkou infiltrace čela zvlhčení stále prohlubovala.

Dalším typem preferenčního proudění je proudění skrz makropóry přičemž pohyb vody obchází půdní matici. Preferenční cesty jsou zcela nebo jen částečně vertikálně propojené makropóry a mohou být jen malou částí celého objemu půdy, ale mnohonásobně více se podílejí na celkovém proudění vody než půdní matrice. Makropóry vznikající v půdě je možno rozřadit do jednotlivých kategorií: (Beven a Germann, 2013):

### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

- Makropóry vzniklé půdní faunou: Vznikají pohybem zvířat, jako jsou červi, žížaly, krtci atd. Jsou válcovitého tvaru s velikostí nejčastěji od 1 mm do 50 mm v průměru. Umístěné jsou většinou blízko povrchu půdy.
- Makropóry vzniklé působením kořenů rostlin: Mají válcovitý tvar a struktura a hloubka závisí na typu kořenového systému rostlin. Cesty po zetlelých kořenech jsou vyplněny vzduchem, zaplněny naplavenými zrny zeminy nebo vyplněny novými kořeny, které často následují trasy po odumřelých kořenech.
- Trhliny a pukliny: Vzniklé mechanickými a chemickými vlivy např. smršťováním jílu, zmrazovacími cykly nebo chemickým zvětráváním matečné horniny
- Přirozené: Způsobené erozním účinkem podpovrchového odtoku



Obr. 3.13: (vlevo) Pozorovaný efekt proudění typu „finger flow“ na tenké vrstvě homogenního písku. Průběh infiltrace je zobrazen pomocí převodu prošlé intenzity vzorkem na barevnou škálu. (Hill a Parlange, 1972). (vpravo) Detekce preferenčních cest přirozené půdy zobrazené použitím infiltrace barevného stopovače a následném odkrytí půdních vrstev (Zumr a Císlarová, 2007).

Přehled různých laboratorních a polních metod pro hodnocení a kvantifikaci preferenčního proudění v půdě v různých měřítcích popisuje například Allaire a kol. (2009).

Pro simulování preferenčního proudění byla vyvíjena řada modelů. Deterministické modely jsou obecně soustředěny do dvou přístupů:

### 3. Teorie a rešerše literatury: voda v půdním prostředí

- duální pórovitost (Gerke a van Genuchten, 1993)
- duální propustnost (Vogel a kol., 2000b)

Oba přístupy rozdělují prostředí na dvě domény, doménu preferenčních cest a doménu půdní matrice, ve kterých se řeší proudění odděleně, ale domény spolu vzájemně komunikují.

Model duální pórovitosti neuvažuje s pohybem vody v matrici, ale voda v matrici může přecházet z domény preferenčního proudění a zpět. Koncept duální pórovitosti poprvé představili Barenblatt a Zheltov (1960). Na tomto principu Warren a Root (1963) sestavili idealizovaný případ soustavy pravidelných bloků matrice a prostor mezi nimi tvořily pukliny, komunikace mezi jednotlivými doménami byla řešena přenosovou funkcí. Model duální pórovitosti neuvažuje s prouděním vody v matrici, pokud je tato skutečnost významná, je nutné tento efekt implementovat do řídicích rovnic. Gilman a Kazemi (1988) ukazují modifikovanou formu modelu duální pórovitosti, kdy je matrice spojená pouze ve vertikálním směru umožňující gravitační pohyb. Skupiny modelů duální pórovitosti i propustnosti obecně předpokládají tok vody v doméně preferenčního proudění skrze jednotlivé makropóry nebo praskliny, ve kterých je pohyb řízen gravitačně. (Beven a Clarke 1986) a Workman a Skaggs, 1990) použili Hagen-Poiseuillovu rovnici k popsání gravitačního toku válcovými kapilárami. Germann a Beven (1985; 1986) použili rovnici kinematické vlny k popisu toku v makropóru. Chen a Wagenet (1992) použili pro popis proudění vody v makropórech Hagen-Poiseuille a Chezy-Manningovu rovnici k popisu předpokládaného turbulentního proudění.

V modelech duální propustnosti se u pohybu vody v půdní matrici předpokládá pohyb řízený kapilaritou a je popsán Richardsovou rovnicí. Tok z jedné domény do druhé, tedy z makropóru do matrice, může být popsán Green-Amptovou rovnicí (Beven a Clarke, 1986), Philipovou infiltrační rovnicí (Smettem, 1986), nebo jako funkce rozdílu tlakové výšky mezi oběma doménami (Workman a Skaggs, 1990). Gerke a van Genuchten (1993) předpokládali, že se v každé doméně vyskytují různé hydraulické charakteristiky, kdy v matrici převládá výrazně pomalejší proudění než v preferenčních cestách, ale v obou doménách přetrvává laminární proudění a v obou je možno použít Richardsovu rovnici.

### 3.6. Dvofázové proudění vody v půdě

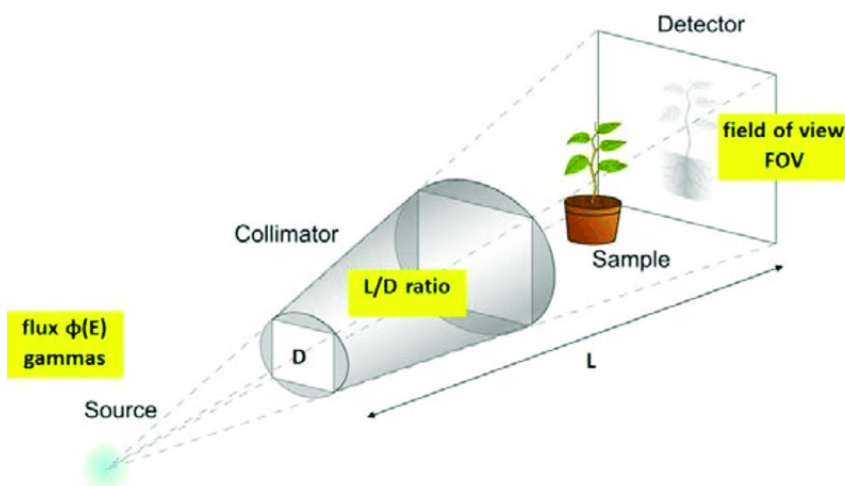
V půdním prostředí se nachází většinou kromě vody i vzduchová fáze, která může být pohyblivá nebo nepohyblivá. Simulační modely často vliv přítomnosti vzduchu pro zjednodušení zanedbávají, ačkoliv může mít značný vliv na proudění vody. V případě proudění vzduchu (např. tzv. probublávání) nebo v přítomnosti jiné látky (olej,...) musejí být použity modely dvofázové. Kazemi a kol. (1976) rozšířili model duální propustnosti na dvofázový systém, kdy současně s vodou zahrnul i proudění vzduchu. Thomas a kol. (1983) vyvinuli třírozměrný a třífázový model pro simulaci toku vody, oleje a plynu. Přehled multifázových modelů publikovali například Miller a kol. (1998) nebo Class a kol. (2002).

Vliv uzavřeného vzduchu uvnitř porézního média na infiltrační rychlost zkoumali např. Touma a kol. (1984). Prokázali o třetinu menší infiltrační rychlost v případě uzavřeného vzduchu oproti případu, kdy vzduch mohl z porézního média unikát. Szymanska a kol. (2016) zkoumali strukturální zachytávání vzduchu v hrubém a středně hrubém písku obklopených pískem jemným, a naměřená data úspěšně simulovaly ve dvofázovém modelu zahrnující strukturální zachytávání vzduchu. Naopak pomocí Richardovi rovnice nebyla data dobře nasimulována, protože v rovnici lze zahrnout pouze účinek zachycování vzduchu v pórech a nikoli v celé oblasti. Forsyth (1988) vyvinul dvě numerické modely. Jedna formulace používá obvyklou jednofázovou formulaci s pasivní vzduchovou fází při konstantním tlaku. Druhý model používá úplnou dvofázovou formulaci vzduch-voda. Dle autora v některých případech poskytuje jednofázová formulace a dvofázová formulace velmi odlišné výsledky. Fučík a Mikyška (2011) navázali na numerickou metodu vyššího řádu vyvinutou Hoteit a Firoozabadi (2005), jejichž přístup lze použít k modelování dvofázového toku v heterogenním porézním médiu s ostrými skoky saturace přes materiální rozhraní.

## 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

### 4.1.1. Úvod

Neutronové snímkování patří do skupiny neinvazivních (nedestruktivních) metod diagnostiky materiálů. Společně s neutronovým snímkováním řadíme do této skupiny nukleární magnetickou rezonanci, rentgenové snímkování, zobrazení pomocí světla nebo ultrazvuk. Všechny tyto metody nám v jisté míře umožňují pohled dovnitř materiálu, aniž by ho porušili, či nějak zásadně ovlivnili probíhající procesy uvnitř materiálu. Přehled snímkových technik v půdní fyzice popisuje např. Werth a kol. (2010). V kapitole 3, byly některé metody popsány v rámci rešeršních článků, které ji využily. Tato kapitola se bude zabývat jen neutronovým snímkováním, které bylo použito pro provedené experimenty. Cílem této kapitoly je vysvětlení základních principů, aby i čtenář zabývající se pouze půdní fyzikou mohl pochopit problematiku neutronového snímkování, jeho možnosti, pozitiva ale i negativa použití. V případě potřeby čtenáře o hlubší znalosti jsou v textu odkazy na podrobnější literaturu. Princip neutronového snímkování je zobrazen na obr. 4.1, kdy letící neutrony o známé intenzitě procházejí materiálem (vzorkem), kde se zachytí či odrazí. Prošlé neutrony dopadající na detektor, jsou zaznamenány a převedeny do digitální podoby z čehož vznikne dvourozměrný snímek zvaný radiogram.



Obr. 4.1: Schéma snímkování neutronové radiografie (Lehmann a kol., 2017)

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

Existence neutronu byla objevena v roce 1932 Chadwickem, a díky jeho hmotnosti mu byla podle de Broglievy hypotézy přiřazena i určitá vlnová délka. Ze vztahu pro vlnovou délku je možno stanovit také celkovou energii částice. Dle energie rozlišujeme v neutronovém snímkování hlavně neutrony chladné (z anglického slova cold) a tepelné neboli termalizované (thermal) (viz tab. 4.1). Díky mnohem větší hmotnosti neutronů oproti elektronu (neutron je 1839x těžší než elektron) se střetávají volně letící neutrony přímo s atomovými jádry prvků a to má za následek zcela nepravidelnou závislost na atomovém čísle. To je hlavní rozdíl například oproti gama záření nebo rentgenovému záření, které reagují s elektrony v obalu a proto mají silnou závislost na protonovém čísle prvku, kterým procházejí. Rentgenové snímkování je velice často doplňováno právě neutronovým snímkováním (a opačně) právě pro jejich různé interakce pro konkrétní prvky, nejčastěji při zkoumání archeologických nálezů viz obr. 4.2.

**Tab. 4.1 Rozdělení neutronů dle jejich energie**

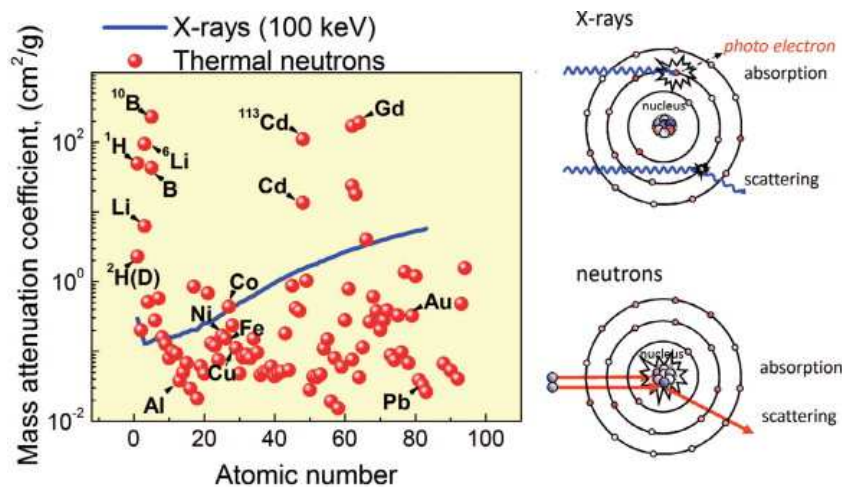
označení	Energie (meV)	rychlost (m/s)	$\lambda$ (nm)
chladné (cold)	1	437	0.9
tepelné (thermal)	25	2187	0.18
rychlé (fast)	$1 \times 10^9$	$10 \times 10^6$	$2.86 \times 10^{-5}$



**Obr. 4.2: Krátký meč tzv. „Swiss degen“, sekundární zbraň typická pro konec 15. století, který byl nalezen ve Švýcarském jezeře. Na snímku fotografie (a), neutronový snímek (b) a rentgenový snímek (c) (Mannes a kol., 2015)**

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

Každý prvek má schopnost útlumu neutronů, tzv. koeficient útlumu nebo atenuační koeficient, což je termín, který bude používán v této práci. Přehled jednotlivých prvků a jejich atenuační koeficient, pro tepelné neutrony a porovnání také atenuační koeficient pro rentgenové paprsky jsou znázorněny na obr. 4.3.



Obr. 4.3: Závislost atenuace na protonovém čísle (vlevo) a schematické reakce rentgenového záření a neutronů po kolizi s atomem (vpravo) (Kardjilov a kol., 2011)

#### 4.1.2. Neutronové zdroje

Každé snímkovací zařízení potřebuje mít zdroj neutronů. Volné neutrony mohou vznikat dvěma hlavními procesy, jadernou reakcí a spalační (tříštivou) reakcí. Oba typy vzniku neutronů potřebují relativně velké infrastruktury, zatímco snímkovací zařízení pomocí rentgenových paprsků může být umístěno v místnosti.

##### 4.1.2.1 Jaderná reakce

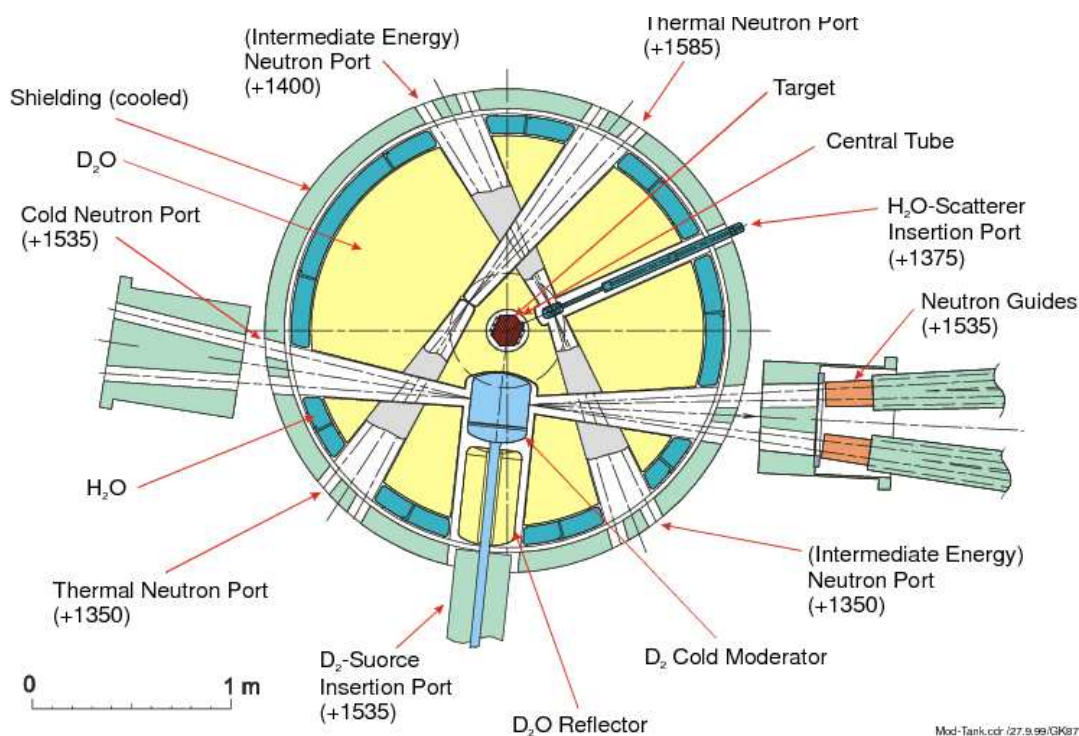
Produkce neutronů z jaderných výzkumných reaktorových zdrojů je nejčastěji založena na štěpném procesu uranu U235, štěpení uranu může probíhat přicházejícím volným neutronem, což má za následek vytvoření dvou lehčích jader a dalších neutronů. Samotná štěpná reakce je doprovázena velkým množstvím uvolněné energie. Po štěpném procesu jsou generované neutrony „rychlé“ (dle tab. 4.1) s energiemi v rozsahu MeV a musí být zpomaleny moderátorem, aby se udržela řetězová reakce. Jako moderátor, vědecké reaktory nejčastěji používají lehkou nebo

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

těžkou vodu kvůli jejich vysoké moderovací účinnosti. Před tím, než jsou neutrony směřovány přes paprskové trubice a vodiče neutronů k cílovému nástroji, jsou potenciálně dále moderovány na nižší energie dle požadovaného využití.

##### 4.1.2.2 Spalační reakce

Produkce neutronů v této reakci je způsobena ostřelováním jader (rtuťových, olověných, wolframových atd.) volně letícími protony. Počet neutronů uvolněných spalační reakcí je výrazně vyšší a pokrývá velký energetický rozsah od  $10^{-2}$  do  $10^2$  MeV, vrcholící v rozmezí řádů jednotek MeV. Většina zdrojů je pulzována, to znamená, že nevydává souvislý paprsek. Výjimku tvoří spalační zdroj SING v PSI ve Švýcarsku s tokem přibližně  $1000 \text{ n/cm}^2/\text{s}$ . Schéma SING (Vontobel a kol., 2003) je zobrazeno na obr. 4.4. Výzvou při návrhu zdroje spalační reakce je minimalizace ztráty neutronového paprsku a rozptylu tepla. V případě pulzních zdrojů se může teplo rozptylovat v intervalu impulzů, což umožňuje pulzy s vysokým výkonem a neutronovým tokem.



Obr. 4.4: Schéma spalačního zdroje neutronů SING (Vontobel a kol., 2003)



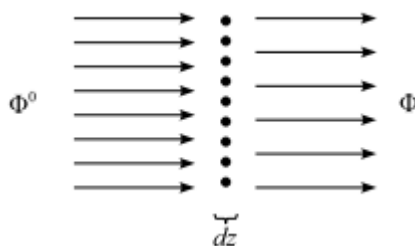
#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

##### 4.1.3. Interakce mezi neutronem a materiálem

Pravděpodobnost reakce,  $r$ , závisí na energii neutronů a je popsána mikroskopickým průřezem jako počet reakcí na atom v tenké vrstvě materiálu a na dopadající monochromatický paprsek neutronů  $\Phi^0$  s energií  $E$ .

$$\sigma_r(E) = \frac{A_r}{N\Phi^0} \quad 4.1$$

kde  $\sigma_r(E)$  je mikroskopický průřez,  $A_r$  je počet reakcí,  $N$  je počet atomů ve vrstvě (schematicky zobrazeno na Obr. 4.5).



**Obr. 4.5: Definice mikroskopického průřezu jako počet reakcí na atom a dopadající paprsek v tenké vrstvě**

Útlum neutronového paprsku  $d\Phi$  je dán počtem reakcí na plochu  $S$ :

$$d\Phi = \frac{-dA_r}{S} = -\Phi^0 \sigma_r(E) \frac{dN}{S} = -\Phi^0 \sigma_r(E) n dz \quad 4.2$$

s atomovou hustotou  $n$  a tloušťkou vrstvy atomů  $dz$ . Neutronový paprsek po průchodu tloušťkou  $z$  je dán exponenciálním zákonem útlumu

$$\Phi(z) = \Phi^0 e^{(-n\sigma_r(E)z)} = \Phi^0 e^{(-\Sigma_r(E)z)} \quad 4.3$$

S makroskopickým průřezem  $\Sigma_r(E)$  pro reakci  $r$  definovanou jako

$$\Sigma_r(E) = n \sigma_r(E) \quad 4.4$$

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

je také nazýván jako atenuační koeficient nebo hustota pravděpodobnosti pro reakci  $r$ . Definice průřezu pro reakci  $r$  může být rozšířena na celkový průřez všech možných reakcí

$$\sigma_{tot}(E) = \frac{1}{N\Phi^0} \sum_r A_r = \sum_r \sigma_r(E) \quad 4.5$$

Nebo celkový atenuační koeficient

$$\Sigma_{tot}(E) = \sum_r \Sigma_r(E) \quad 4.6$$

Pro složené materiály je mikroskopický průřez definován jako střední hodnota:

$$\sigma_r(E) = \frac{\sum_i n_i \sigma_{i,r}(E)}{\sum_r n_i} = \frac{\sum_i n_i \sigma_{i,r}(E)}{n} \quad 4.7$$

Kde  $n_i$  je atomová hustota prvku  $i$ ,  $\sigma_{i,r}$  je mikroskopický průřez pro reakci  $r$  a  $n$  je celkový počet atomu na objem. Makroskopický průřez složeného materiálu je potom:

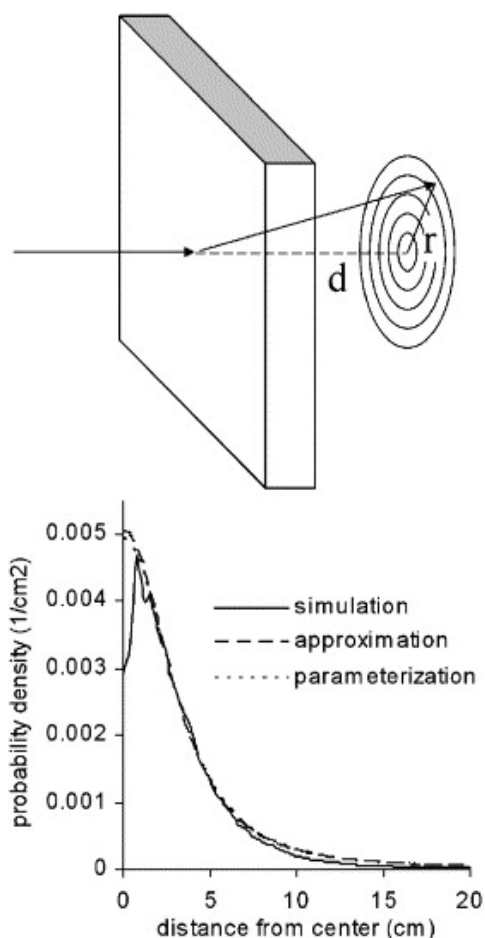
$$\Sigma_r(E) = \sum_i n_i \sigma_{i,r}(E) = n \sigma_r(E) \quad 4.8$$

Možnosti neutronové reakce jsou rozděleny do dvou fyzikálně odlišných hlavních typů:

- **Absorpce**,  $\sigma_a$ , popisuje skutečný proces neutronového zachytu. Neutron je zachycen atomovým jádrem a emituje  $\gamma$ -kvantum,  $\alpha$ -částici nebo proton. Závisí to na explicitním složení jádra a výrazně se liší mezi různými izotopy a vykazuje silnou energetickou závislost.
- **Rozptyl**,  $\sigma_s$ , lze dále rozdělit na elastické a neelastické interakce rozptylu a každý ještě dále na koherentní a nekoherentní příspěvky. Celkově se jedná o vychýlení neutronu ze své dráhy letu. Největší průřez pro nesoudržný rozptyl má vodík, H-1 (Chadwick a kol., 2011)

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

Pro účely neutronové radiografie nejsou různé reakce rozlišovány. Všechny neutrony reagující se vzorkem, ať už absorpcí nebo rozptylem, jsou považovány za srážené a tedy dopadající mimo paprsek. V některých případech, neutrony stále dopadají na detektor, a to závisí vedle materiálu vzorku také na jeho rozměrech, vzdálenosti mezi vzorkem a detektorem, vlastnosti detektoru a na energetickém spektru původního neutronového paprsku. použil „funkci rozptýlených neutronů“, kdy popisuje rozložení srážených neutronů v závislosti na materiálu, energetickém spektru, detektoru, rozměru a tvaru vzorku a vzdálenosti od detektoru (příklad uveden obr. 4.6). Metoda využívá Monte Carlo simulaci a vytváří knihovnu simulací pro kombinace detektoru, energetického spektra, vzdálenosti od detektoru a materiálu vzorku.



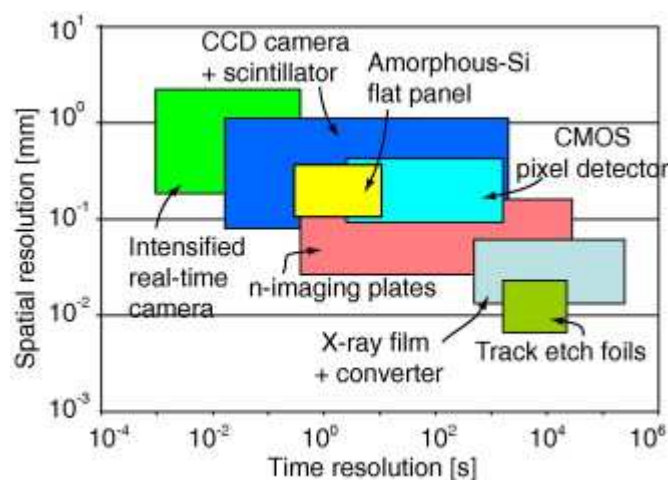
Obr. 4.6: Uspořádání pro simulaci rozptylu neutronů a výsledné rozložení srážených neutronů na  ${}^6\text{Li}$  detektor, umístěného 5 cm za 5 mm silnou vodní vrstvou (Hassanein a kol., 2005)

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

Hassanein a kol. (2005) ukazují, že utvrzování paprsku má lineární zvilost na tloušťce vzorku (pro jedno energetické spektrum a citlivost detektoru) a mohou být popsány měřením nebo tabulkovými hodnotami.

##### **4.1.4. Detekce neutronů během neutronového snímkování**

Při neutronovém snímkování je zapotřebí kvantitativně detekovat počty neutronů, které prošly studovaným vzorkem. K tomu účelu slouží detektor umístěný v dráze svazku neutronů za vzorkem. Existuje mnoho různých druhů detektorů neutronů v závislosti na potřebě časového a prostorového rozlišení, viz obr. 4.7, kde je přehled používaných detektorů v PSI. V této disertační práci bylo využito detektorů kombinujících scintilátory, zrcadla a CCD kamery a proto je popis principu detektorů omezen pouze na tuto technologii. Ve světlotěsné komoře je pod úhlem  $45^\circ$  umístěno zrcadlo, které odráží obraz se scintilátoru do kamery. Zrcadlo umožní umístění kamery mimo svazek neutronů a ochrání ji tak proti sekundárním  $\alpha$ -částicím, gama záření a proti neutronům. Scintilátory jsou pokryty tenkou vrstvou absorbující neutrony a emitující světlo. Použitý scintilátorový materiál závisí mimo jiné na energii neutronů: pro rychlé neutrony je vhodný jiný materiál než pro chladné neutrony (Bucherl a kol., 2011), (Spowart, 1969).



**Obr. 4.7: Přehled typů detektorů používaných v PSI (Kaestner a kol., 2008)**

Výsledkem detekce je diskretizovaný digitální obraz hodnot reprezentující intenzity dopadlých neutronů. V závislosti na technických parametrech je stanoveno

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

rozlišení snímaného předmětu a velikost jednotlivých pixelů. V případě menších intenzit dopadlých neutronů se obraz může tzv. binnovat, tj. že pixely se spojí do větších celků pro získání větších hodnot.

##### **4.1.5. Neutronová radiografie**

Surový radiogram je 2D snímek složený z jednotlivých pixelů, jejíž rozměr závisí na technických parametrech snímkovacího zařízení, a každý pixel obsahuje intenzitu (počet) neutronů, které byly zaznamenány na odpovídajícím místě na detektoru. Počet prošlých neutronů dopadajících na detektor je závislý na atenuačním koeficientu materiálu -  $\Sigma$  ( $\text{cm}^{-1}$ ), přes který neutron prochází a na tloušťce materiálu –  $d$  (cm). Při znalosti těchto parametrů a množství neutronů, které jsou na vzorek vysílány, můžeme tento útlum popsat pomocí Lambert-Beerovi rovnice, což je běžnější formulace rovnice 4.3 (Lehmann, 2009):

$$I = I_0 e^{-\Sigma d} \quad 4.9$$

Kde  $I$  je intenzita neutronů po průchodu vzorkem,  $I_0$  je intenzita před průchodem,  $\Sigma$  atenuační koeficient materiálu a  $d$  je tloušťka materiálu přes který neutron prochází. Pokud se snímkaný objekt během snímkování mění, ať jeho tloušťka nebo složení, je intenzita neutronů po průchodu vzorkem průměrována přes čas, kdy probíhá snímkování.

V případě kdy neutron prochází přes více materiálů je možno použít následující substituci:

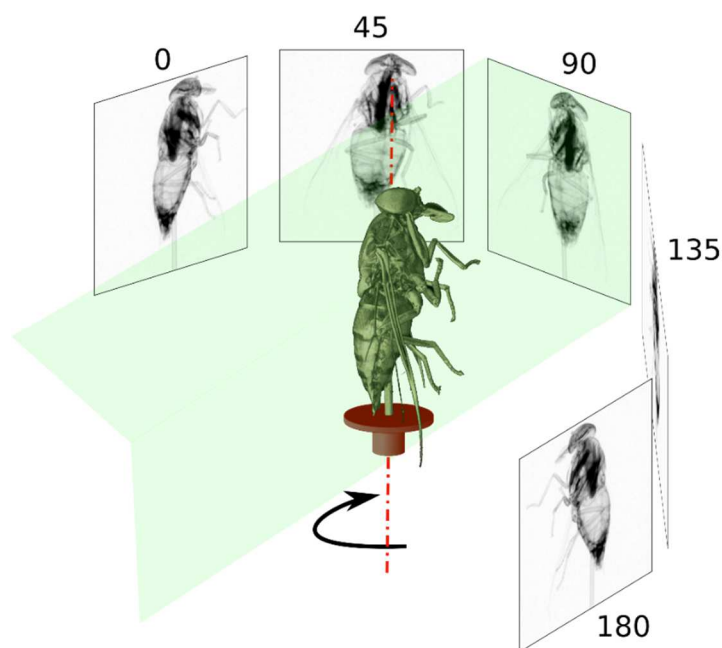
$$\Sigma d = \Sigma_1 d_1 + \Sigma_2 d_2 + \dots \Sigma_n d_n \quad 4.10$$

Kde  $\Sigma$  celkový atenuační koeficient  $\Sigma_1, \Sigma_2, \dots \Sigma_n$  jsou atenuační koeficienty jednotlivých materiálů,  $d$  je celková tloušťka  $d_1, d_2, \dots d_n$  jsou tloušťky jednotlivých materiálů.

#### 4.1.6. Neutronová tomografie

Výpočetní tomografie je nástroj pro vytvoření prostorových snímků z dvourozměrných radiografických snímků. Výsledný obraz, složený z trojrozměrných voxelů se nazývá tomogram nebo tomografický snímek.

Pro vytvoření tomogramu je potřeba série radiogramů pořízených z různých úhlů objektu, to je docíleno rotací objektu nebo snímkovacího stroje kolem osy (obr. 4.8). Větší počet radiogramů pořízených z různých úhlů umožňuje vytvoření přesnějšího tomogramu. Proces, který vytváří z 2D snímku snímek trojrozměrný se nazývá rekonstrukce a lze jej rozdělit na analytický a iterativní. Hlavní výhoda analytické metody je její menší výpočetní náročnost, kdy jsou využívány metody Fourierovy analýzy a iterativní metoda umožňuje dosažení lepší kvality výsledného obrazu pomocí lineární algebry a numerických metod řešení soustav rovnic.

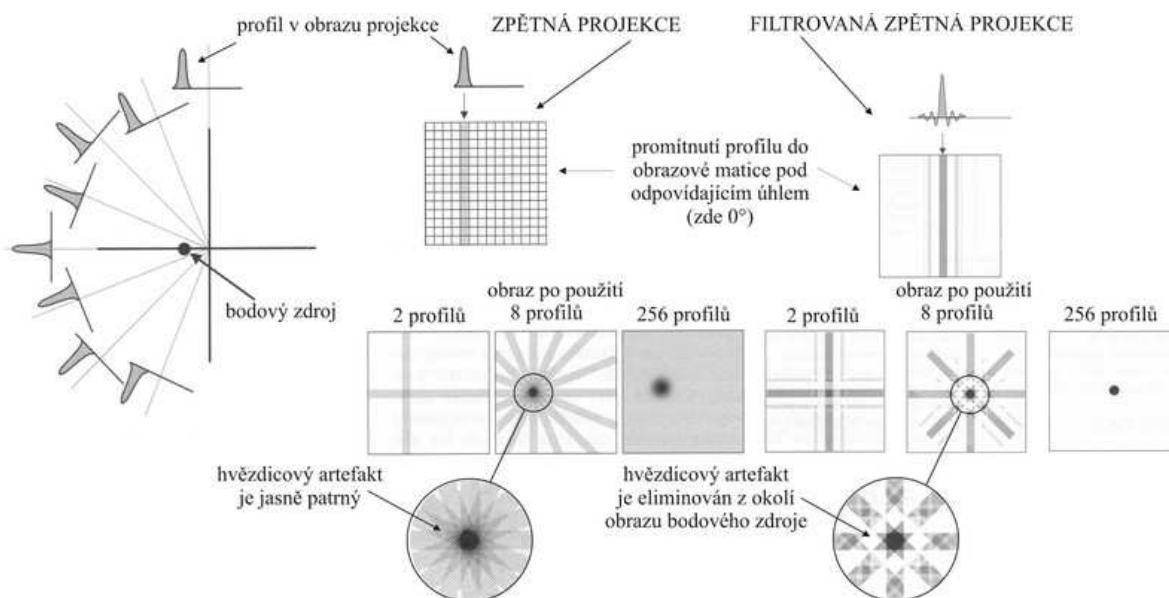


Obr. 4.8: Princip snímkování a získání obrazu (Lehmann a kol., 2017)

Všechny radiografické snímky obsahují šum a artefakty, hlavní parametr kvality tomogramu je kvalita vstupních dat, které jsou zatíženy značným počtem nežádoucích artefaktů (je upřesněno v kapitole 5.2.3), zároveň s odstraňováním šumu může být

odstraněna i původní informace snímků, proto je potřeba provádět jen nejnútější úpravy radiogramů.

Druhým parametrem pro kvalitní a přesný tomogram je počet radiogramů, ze kterých je možno rekonstruovat (viz obr. 4.9). Pro statické objekty je možno vytvořit radiogramy teoreticky v nekonečném množství, u dynamických procesů jako je infiltrace vody do půdního prostředí se musí volit kompromis mezi počtem nasnímaných radiogramů a tedy kvalitou tomogramu a počtem pořízených tomogramů tedy časové informaci o vývoji experimentu. Minimální čas na pořízení jednoho radiogramu je značně omezen intenzitou svazku neutronů a technickými parametry snímkovacího zařízení jako je doba než se uzavře uzávěrka, doba zpracování obrazu, doba potřebná pro otáčení vzorku atd. S postupným vývojem jednotlivých komponent se snižuje. Některá zařízení jsou již nyní schopna fungovat na principu „on the fly“ kdy jsou snímky pořizovány bez přerušování rotace vzorku a tím se výrazně zvyšuje rychlost pořízení jednoho radiogramu.



Obr. 4.9: Schéma zpětné filtrované projekce (Sychra, 2016)

#### 4.1.7. Použití neutronového snímkování v půdní fyzice

Celkový přehled použitelnosti neutronového snímkování popsal např. Perfect a kol. (2014). Kaestner a kol. (2016) popisují využití neutronového snímkování pro půdní

#### 4. Teorie a rešerše literatury: neutronové snímkování

fyziku. Pro dobrou detekci vody v půdním prostředí se nejčastěji v půdní fyzice používá pro sledování koloběhu vody v kořenovém systému rostlin (Menon a kol., 2007); (Moradi a kol., 2009), (Oswald a kol., 2008), (Zarebanadkouki a kol., 2014) a pro sledování proudění vody v půdním porézním prostředí. Hassanein a kol. (2006) pozorují pomocí neutronové radiografie průběh infiltrace v různých druzích porézního kamene a výsledky ze snímků porovnává se simulačními modely. Carminati a kol. (2007) sleduje nenasycené porézní prostředí, kdy jsou póry prázdné, ale voda se pohybuje přes agregáty případně po jejich stěnách. Cheng a kol. (2012) zkoumali pomocí neutronů hlavní drenážní a zvlhčovací větve retenční křivky na pískových vzorcích. A na druhou stranu je také možné zkoumat zamrzání vody v kapilárách (Gilbert a Deinert, 2012).

Schaap a kol. (2008) snímkuje smáčecí a drenážní cykly pískového válce ze směsi hrubého a jemného písku pro získání 3D informace o pohybu vody v něm. Podobně Vasin a kol. (2008) se zabývali drenáží pískového vzorku s porovnáním se simulačními modely.



## **5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování**

### **5.1. Úvod**

Tato kapitola disertační práce prezentuje v rozšířené formě výzkum popsany v článku Šácha a kol. (2016) v časopisu Acta Polytechnica. Jedná se o vývoj metody k vyhodnocování neutronového snímkování infiltračních experimentů na půdních vzorcích se zaměřením na odstraňování artefaktů, korekce dat a interpretace výsledků snímkování.

Neutronové snímkování, které je předmětem výzkumu prezentovaného v této kapitole, bylo provedeno v Paul Scherrer Institut ve Švýcarsku na stanici NEUTRA (Lehmann a Wiesel, 2001). Snímkovány dva uměle vytvořené vzorky, kdy první vzorek byl složen ze tří frakcí písku a druhý vzorek byl složen z keramických disků a dvou frakcí písku. Nad vzorky byla udržována konstantní výtopa a po průtoku vody vzorkem byla voda volně drénována pryč ze vzorku a měřeno množství vyteklé vody.

Cílem této práce je kvantifikovat obsah vody na základě empirické metody radiogramové korekce. Konkrétně jsou pro identifikaci korekce navrženy různé parametry optimalizačních metod, kdy hlavním cílem bylo rozšířit použití metody empirické korekce na trojrozměrné zobrazování neutronů.

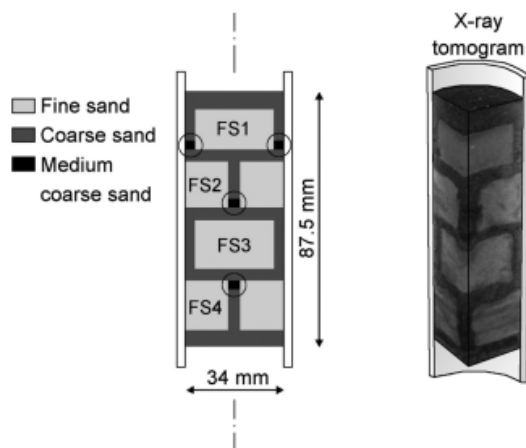
### **5.2. Metody a materiál**

#### **5.2.1. Vzorky a experimenty**

Experimenty byly provedeny na dvou malých, v laboratoři připravených vzorcích. Vzorek 01 byl zabalen do křemenného skleněného válce o vnitřním průměru 34,0 mm. Výška vzorku byla 87,5 mm a byl složen ze tří frakcí písku - matrice tvořená jemným pískem (FS) (označení F220 podle standardu FEPA 44-D-1986, Syntetický písek, Eijkelkamp, Nizozemsko) obklopena strukturou hrubého křemenného písku (CS) (FH31, Quarzwerke Frechen GmbH, Frechen, Německo) představující preferenční průtokové cesty. Preferenční průtokové cesty tvořily 38,6% z celkového objemu vzorku

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

a byly přerušeny ve vybraných vertikálech vložkami středně hrubého křemenného písku (MS) (ST56, Sklopisek Strelec a.s., Česká republika), vnitřní geometrie vzorku je znázorněna na obr. 5.1. Průřezová plocha vzorku byla  $9,08 \text{ cm}^2$  a jeho celkový objem byl  $79,44 \text{ cm}^3$ . Detailní popis celého experimentu je popisují Sněhota a kol. (2015).



**Obr. 5.1: (vlevo) Schéma složení vzorku. Kruhy označují polohu středně hrubého písku. (vpravo) Vystřížení rentgenového tomogramu vzorku. Rentgenové zobrazení bylo provedeno na částečně vlhkém vzorku, aby se zvýšil kontrast mezi částmi jemného a hrubého písku (v jemném písku bylo díky kapilárním silám zadrženo více vody) (Sněhota a kol., 2015).**

Vzorek byl jako v případě vzorku 01 zabalen do křemenného skleněného válce, ale o vnitřním průměru 29,3 mm. Výška vzorku byla 30,7 mm a oproti vzorku 01 byl zaměněn jemný písek (FS) za keramickou destičku (Ceramic plate,  $\frac{1}{2}$  bar, Soilmoisture Equipment Corp., California). Bližší informace dostupné v článku popisují Šácha a kol. (2015).

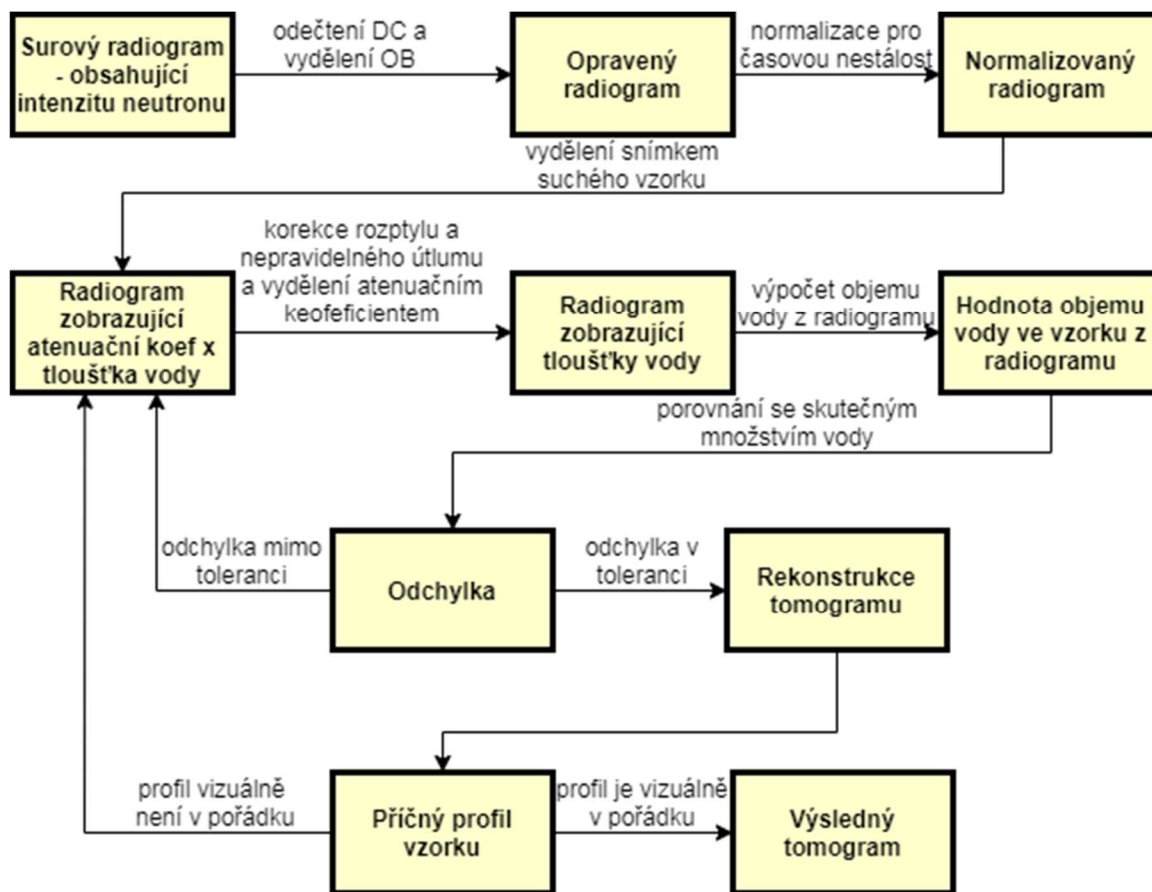
U každého vzorku byl proveden výtopový infiltrační experiment dodáním těžké vody (směs tvořená 10%  $\text{H}_2\text{O}$  a 90%  $\text{D}_2\text{O}$ ). Skutečný objem vody ve vzorku byl stanoven gravimetricky a to měřením množství čerpané vody pro udržení výšky výtopy a současně vážením rezervoáru vody, která se čerpala na vzorek a druhého rezervoáru do kterého voda pro průchodu vzorkem vytékala. Měření probíhalo kontinuálně v čase celého experimentu.

### **5.2.2. Neutronové snímkování**

Na začátku infiltrace, kdy půdní vzorek byl suchý a infiltrace vody se očekávala velice rychlá, byly snímkovány radiografické snímky bez otáčení vzorku, vznikly tedy série radiogramů zachycující postup čela zvlhčení. Po částečném nasycení vzorku vodou, kdy množství infiltrované vody značně kleslo a proudění se stávalo pomalejším, byl vzorek během snímkování otáčen. Otáčením vzorku a pořízením snímků z různých úhlů mohly být následně zrekonstruovány tomogramy. Po matematických úpravách tomogramy obsahovali diskretizované hodnoty vlhkostí v celém vzorku.

Vzorky byly zobrazeny ve dvou relacích s různými konfiguracemi. Vzorek 1 byl skenován se zorným polem (FOV) 901 x 1451 pixelů, čímž byla získána velikost pixelu 0,102 x 0,102 mm. Doba expozice pro jeden radiogram byla 8 s. Interval mezi otevřením kamery závěrky byl 17 s. Vzorek 2 byl zobrazen s FOV 1300 x 1500 pixelů a odpovídající velikostí pixelů 0,045 x 0,045 mm. Čas získání jednoho radiogramu byl 10 s. Interval mezi každým otevřením závěrky byl 13 s. Vzorky byly otáčeny v úhlovém rozsahu 0-180 °, a byla tak získána série 201 radiogramů, ze které byl vytvořen jeden tomogram. Postup analýzy snímků je znázorněn na obr. 5.2. kdy jednotlivé kroky budou popsány níže.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování



Obr. 5.2: Diagram procesu vyhodnocování radiografických snímků

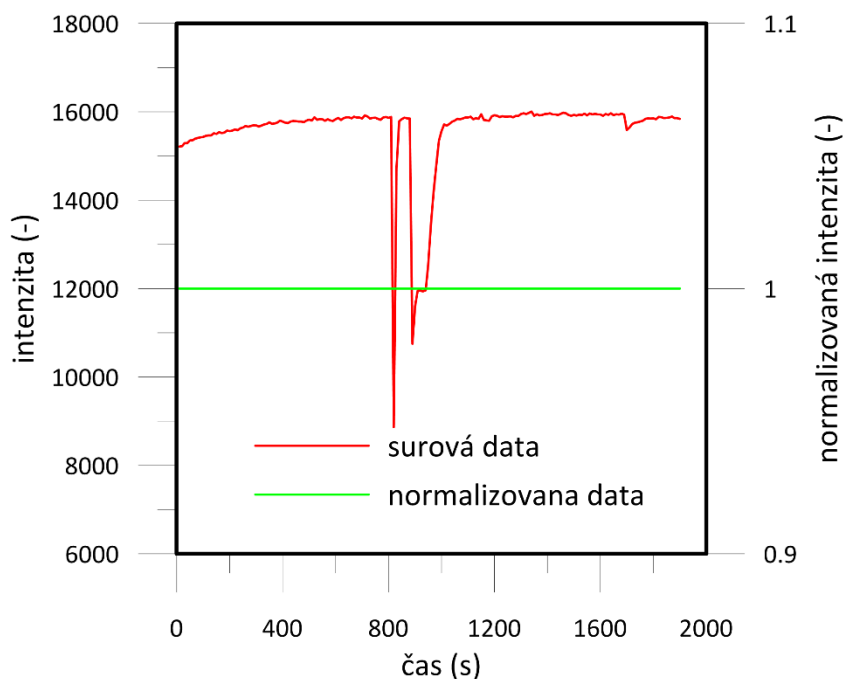
### 5.2.3. Oprava radiografických snímků pro kvantitativní vyhodnocení

Množství vody ve vzorcích se vyhodnocuje z neutronových radiogramů pomocí Lambert-Beerova zákona (rovnice 4.9) z kapitoly 4.1.5 předpokládá časovou a prostorovou stálost neutronového paprsku, kdy všechny neutrony mají stejnou energii (monochromatický paprsek), dále předpokládá, že neutrony po střetu s atomem jsou buď zcela vychýleny mimo detektor, nebo jsou absorbovány materiálem, přes který prochází nebo nejsou vůbec ovlivněny. Tyto předpoklady v praxi nejsou splněny a musí být proveden post-processing a korekce snímků, aby byla tato zkruslení odstraněna. Zároveň jsou všechny snímky zatíženy šumem a různými artefakty, které musejí být odstraněny také. Nutné opravy jsou:

## I. Časová nestabilita intenzity paprsku

Spalační zdroj SINQ, výzkumného centra PSI (Fischer, 1996) využívá jako zdroj neutronů spalační reakci a ačkoliv se uvolněné neutrony dále usměřují a regulují, jejich časový průběh není konstantní. Intenzita neutronového paprsku může kolísat, nebo může dojít k jeho úplnému výpadku, s tím, že návrat do původní intenzity je pozvolný. Časový průběh intenzity paprsku vybrané etapy snímkování je ukázán na obr. 5.3, kde je zachyceno cca 32 minut experimentu. Výpadky neutronového paprsku na SINQ jsou zcela běžné, jedná se jak o plánované výpadky, při kterých jsou všechny neutrony odkloněny na jinou linku, tak i neplánované výpadky způsobené drobnými technickým závadami. Na obr. 5.3 je vidět na začátku postupný nárůst intenzity na hodnotu cca 16000, pravděpodobně po předchozím výpadku a též krátkodobé výpadky paprsku.

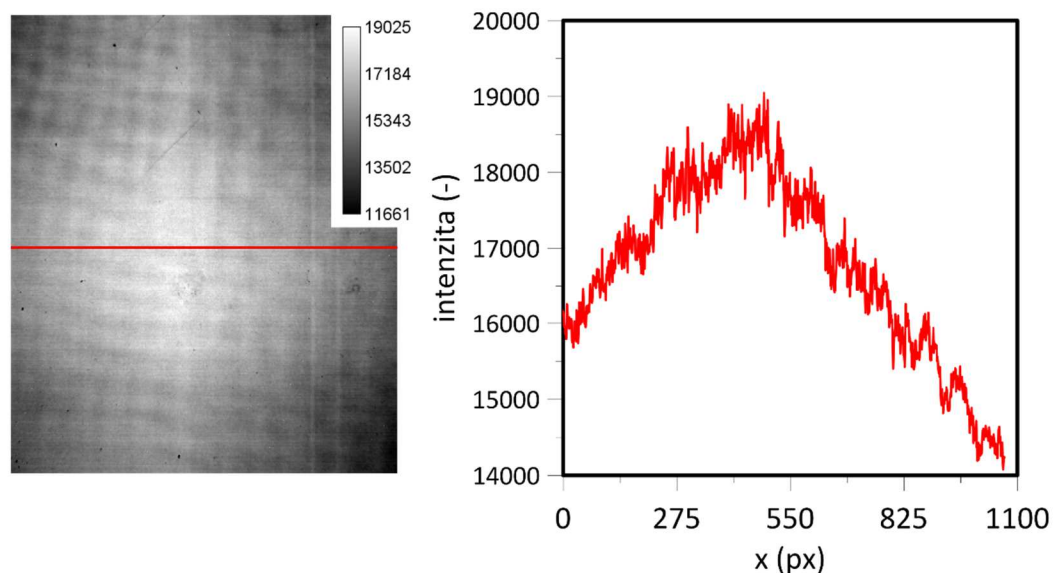
Efekt časové nestability byl během analýzy snímků odstraněn normalizací, kdy byly všechny snímky vyděleny hodnotou naměřenou na okraji snímku (v oblasti mimo vzorek) pro každý radiogram.



Obr. 5.3: Časový vývoj intenzity neutronového paprsku a jeho normalizace

## II. Prostorová nestabilita paprsku

Paprsek je prostorově nerovnoměrný, díky jeho kuželovitému tvaru. Ačkoliv je paprsek usměrňován vakuovanými trubicemi (beamguides), mírná kuželovitost se po výstupu s usměrňovače projeví. Ve středu je více neutronů než na okraji (viz obr. 5.4). Tento artefakt byl odstraněn pořízením snímků paprsku bez vzorku tzv. open beam (OB), a následným vydělení snímků se studovaným vzorkem snímkem OB.

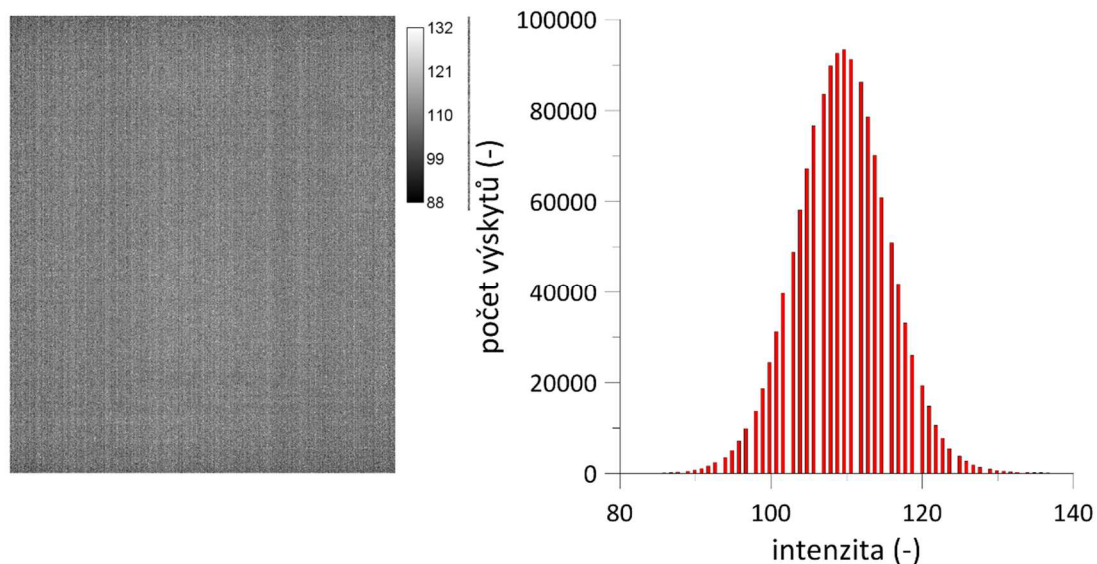


Obr. 5.4: Prostorová nestabilita paprsku zobrazena na OB (vlevo) s vyznačeným profilem, pro který je vynesena profil (vpravo)

## III. Poruchy na detektoru

Detektor, v našem případě scintilátor a kamera, který zaznamenává dopady neutronů, obsahuje celkový šum na detektoru a navíc může obsahovat tzv. mrtvé pixely, tedy pixely, které jsou trvale bez signálu. Tyto artefakty je ze snímků potřeba odstranit pomocí snímku pořízeného bez paprsku neutronů tzv. dark current (DC), který je od snímků se vzorkem následně odečten. Obr. 5.5 zobrazuje snímek dark current a jeho histogram intenzit, ze kterého je patrné, že ačkoliv je neutronový paprsek vypnut detektor stále indikuje nenulovou intenzitu.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování



Obr. 5.5: Snímek pořízený při vypnutém svazku neutronů (Dark current) a jeho histogram

### IV. Rozptyl neutronů a utvrzení paprsku

Paprsek neutronů ze SINQ je rozdělován dle jejich energie do různých stanovišť, čímž. Při průchodu polychromatického svazku neutronů, tedy svazku neutronů se spektrem energií, vzorkem, obzvláště pokud je materiál těžko prostupný, může docházet i v relativně malém rozsahu energií k různému útlumu neutronů. Neutrony s nižší energií jsou utlumovány více a nedopadají na detektor, ačkoliv by dle předpokladů měly. Tento efekt se nazývá beam hardening a je často překládán jako tvrdnutí paprsku, nebo utvrzení paprsku. V této práci bude používán termín utvrzení paprsku. Utvrzení paprsku přináší zkreslení ve výsledném radiogramu, ze kterého se jeví tloušťka materiálu, přes který neutrony prochází, větší než by ve skutečnosti měla. Tento efekt je ještě výraznější při nerovnoměrné tloušťce materiálu napříč snímkaným profilem. V případě půdních vzorků je nejčastěji používán tvar válce, který je možno otáčet podle jeho osy a tloušťka vzorku se nemění. V příčném profilu ale kružnice není úplně nejvhodnější, protože zde může nastat právě rozdílný útlum neutronů v závislosti na jejich energii a na tloušťce materiálu, kterým a musí projít.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

Současně představená metoda Lambert-Beerova zákona předpokládá, že neutrony po kolizi s jádrem prvků, kterým prochází, jsou především vychýleny z jejich dráhy a dopadají mimo detektor. Čím dále je snímkový vzorek od detektoru tím větší je pravděpodobnost že vychýlené neutrony nedopadnou na detektor. Pokud je neutron vychýlen jen částečně a stále dopadne na detektor, je v daném místě zvýšena intenzita a tím je interpretována menší tloušťka materiálu vzorku nad dopadlým neutronem.

Z pořízených radiogramů a ze známé tloušťky vody ve výtopě byl z rovnice 4.9 stanoven atenuační koeficient pro celý příčný profil, který se předpokládá jako konstanta pro daný materiál a dané technické parametry snímkovacího zařízení. Z výsledků je patrné že atenuační koeficient je lineárně závislý na tloušťce vody a není konstantní, proto byla zavedena empirická korekce dle Kang a kol. (2013), kde byl použit termín celkový atenuační koeficient vyjádřený jako:

$$\Sigma = \Sigma_m + \beta d_m \quad 5.1$$

Kde  $\Sigma$  je celkový atenuační koeficient,  $\Sigma_m$  je atenuační koeficient materiálu,  $d_m$  je tloušťka materiálu a  $\beta$  je empirický koeficient opravy.

### V. Komplexní oprava radiografických snímků

Surové radiografické snímky musí projít procesem oprav pro odstranění výše zmíněných artefaktů, aby výsledek byl kvantitativní. Všechny tyto opravy mají obrovský vliv na konečné hodnoty, proto je potřeba do postprocessingu zasahovat co nejméně. Korekce chyb časové a prostorové nerovnoměrnosti svazku neutronů a odstranění šumu na detektoru můžeme shrnout do následující rovnice:

$$I_n = f \frac{I_{RAW} - I_{DC}}{I_{OB} - I_{DC}} \quad 5.2$$

Kde  $I_n$  je intenzita normalizovaného snímku,  $I_{RAW}$  je intenzita surového snímku,  $I_{OB}$  je intenzita open beamu,  $I_{DC}$  je intenzita dark currentu a  $f$  je opravný součinitel časové nerovnoměrnosti pro každý snímek.



## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

Jelikož je snímkaný vzorek složen z více materiálů, a cílem je určení změn množství vody, je osnímčován také suchý vzorek, s jehož pomocí dosazením do rovnice 4.10 získáme hledané parametry  $d$  a  $\Sigma$  pouze pro vodu:

$$\Sigma d = \Sigma_{WET} d_{WET} - \Sigma_{DRY} d_{DRY} \quad 5.3$$

Kde  $\Sigma$  je celkový atenuační koeficient vody,  $d$  je tloušťka vody,  $\Sigma_{WET}$  a  $\Sigma_{DRY}$  jsou atenuační koeficienty vzorku s vodou a suchého snímku a  $d_{WET}$  a  $d_{DRY}$  jsou celkové tloušťky vzorku s vodou a suchého vzorku.

Rovnici 4.9 je možno přepsat pro vyjádření tloušťky vody a atenuačního koeficientu pro referenční suchý vzorek a pro vzorek s vodou, pořízený během experimentu následovně (intenzity jsou opraveny dle 5.2):

$$\Sigma_{DRY} d_{DRY} = \ln I_{n_{DRY}} \quad 5.4$$

$$\Sigma_{WET} d_{WET} = \ln I_{n_{WETT}} \quad 5.5$$

Rovnice 5.3, po dosazení rovnic 5.4 a 5.5 přechází do tvaru:

$$\Sigma d = \ln I_{n_{WETT}} - \ln I_{n_{DRY}} \quad 5.6$$

Dále je možno do rovnice 5.6 zaimplementovat opravu na utvrzení paprsku a rozptylu neutronů dle rovnice 5.1 a po vyjádření neznámé tloušťky vody přechází rovnice do tvaru:

$$d_w = \sqrt{\frac{-\ln \frac{I_{n_{DRY}}}{I_{n_{WETT}}}}{\beta} + \left(\frac{\Sigma_w}{2\beta}\right)^2} - \frac{\Sigma_w}{2\beta} \quad 5.7$$

Pomocí rovnice 5.7 je možno kvantitativně určit tloušťku vody v každém pixelu snímku. Po integraci tlouštěk vody přes plochu projekce vzorku je možno získat celkový objem vody ve vzorku vypočtený z radiografického snímku. Rovnice pro stanovení celkového objemu vody z dvourozměrné radiografické projekce snímku je:

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

$$V = \sum_{x=1}^D \sum_{y=1}^h d_w^{(x,y)} a^2 \quad 5.8$$

Kde  $V$  je celkový objem vody,  $D$  je průměr vzorku,  $h$  je výška vzorku,  $d_w$  je tloušťka vody v jednotlivých pixelech o souřadnicích  $x$  a  $y$  a  $a$  je rozměr pixelu.

Pro určení koeficientů  $\beta$  a  $\Sigma_w$  v rovnici 5.7 je možno použít parametry, získané proložením přímky (viz obr. 5.6). Vypočítané objemy vody ve vzorku z radiografií se budou pravděpodobně od skutečně naměřených hodnot mírně lišit a to proto, že koeficienty byly odečteny pouze pro vodu a není zde zahrnut i vliv dalších materiálů, v našem případě uměle nasypáný vzorek z písků, případně písků a keramiky. Pro přesnou shodu je nutné parametry optimalizovat na nejlepší shodu mezi vypočteným objemem vody ve vzorku a známou velikostí objemu, která byla měřena během experimentu. Vazba těchto koeficientů je velice silná, nemá právě jedno řešení a má omezení platnosti dle následující rovnice:

$$\beta < \sqrt{\frac{\Sigma_w^2}{4 \ln \frac{I_{DRY}}{I_{WET}}}} \quad 5.9$$

### 5.2.4. Výpočetní tomografie

Pro vytvoření jednoho tomogramu byla pořízena série 201 radiogramů, kdy byly vzorky otáčeny v rozmezí 0-180° shodně pro oba vzorky. Vzorky byly krokově otáčeny po 0,9° a na každé pozici byl pořízen radiogram. Celkem bylo pořízeno 31 sérií radiografických snímků pro vzorek 01 sestavený z písků a cca 58 sérií pro vzorek 02 sestavený z písků a keramiky. Pokud během snímkování vypadne neutronový paprsek, tak snímky s intenzitou menší než je nastavená hraniční hodnota, jsou automaticky vyřazeny a snímkování je pozastaveno, což je vhodné při pořizování sérií radiografických snímků pro vytvoření tomogramu. Vzorek je totiž otočen až po vyhodnocení, zda byl neutronový paprsek v chodu a nemůže se stát, že by série snímků obsahovala prázdnou mezeru, kvůli které by nebylo možno zrekonstruovat tomogram. Pro rekonstrukci série radiografických snímků byl využit nástroj MuhRec

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

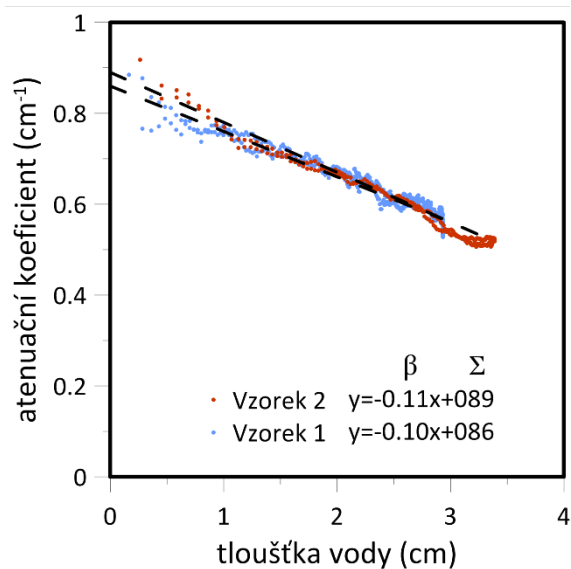
(Kaestner, 2011), který je vyvíjen na PSI a je přímo určen pro rekonstrukci z neutronových radiogramů. MuhRec využívá filtrovanou zpětnou projekci pro paralelní paprsek neutronů. Filtrovaná zpětná projekce spadá do analytických metod, kdy je provedena nejprve filtrace dat a následně zpětná projekce.

Všechny radiografické snímky obsahují šum a artefakty, hlavní parametr kvality tomogramu je kvalita vstupních dat, které jsou zatíženy značným počtem nežádoucích artefaktů (viz kapitola 5.2.3), zároveň s odstraňováním šumu může být odstraněna i původní informace snímků, proto je potřeba provádět jen nejnútnější úpravy radiogramů.

### 5.3. Výsledky a diskuze

Objem vody ve vzorku změřený při známé hustotě vody gravimetricky sloužil jako referenční hodnota pro porovnávání vypočteného objemu vody z radiogramů dle rovnice 5.7. Na obr. 5.6 je znázorněna část dvou předmětných válcovitých vzorků o průměru 2,9 a 3,4 cm. Dosazené parametry  $\Sigma_w$  a  $\beta$  byly v prvním kroku získány jako koeficienty funkce proložené přímkou závislosti atenuačního koeficientu na tloušťce vody dle obr. 5.6 ( $\beta = -0,11 \text{ cm}^{-2}$  a  $\Sigma_w = 0,89 \text{ cm}^{-1}$  pro vzorek 01, a  $\beta = -0,10 \text{ cm}^{-2}$  a  $\Sigma_w = 0,86 \text{ cm}^{-1}$  pro vzorek 02). Takto stanovené parametry budeme dále označovat jako metoda bez optimalizace.

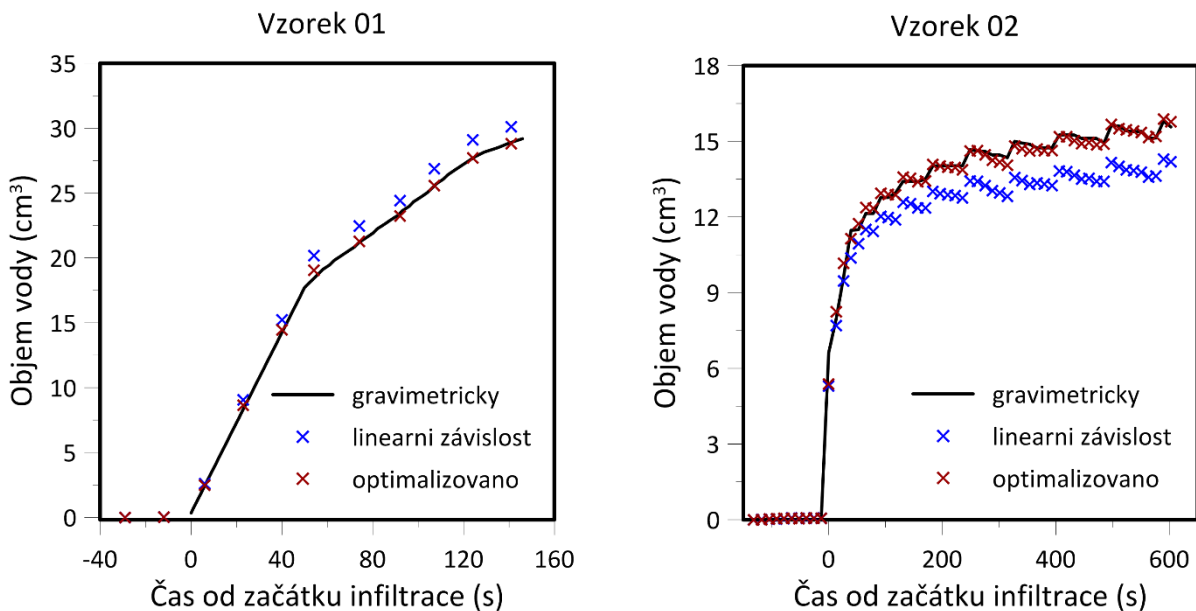
## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování



**Obr. 5.6:** Průběh atenuačního koeficientu vody v závislosti na její tloušťce

Výsledné objemy jsou znázorněny v obrázku obr. 5.7 modrými křížky. Rozdíl mezi gravimetricky zjištěným objemem a objemem vody stanoveným z radiogramů je +4,3% pro vzorek 01 a -9,8% pro vzorek 02 na konci sledované etapy. Rozdíl mezi objemy je přisuzován přítomnosti dalších materiálů ve vzorku a jejich vlivu na rozptyl neutronů a utrzování neutronového paprsku, proto byly v dalším kroku hodnoty  $\Sigma_w$  a  $\beta$  optimalizovány.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

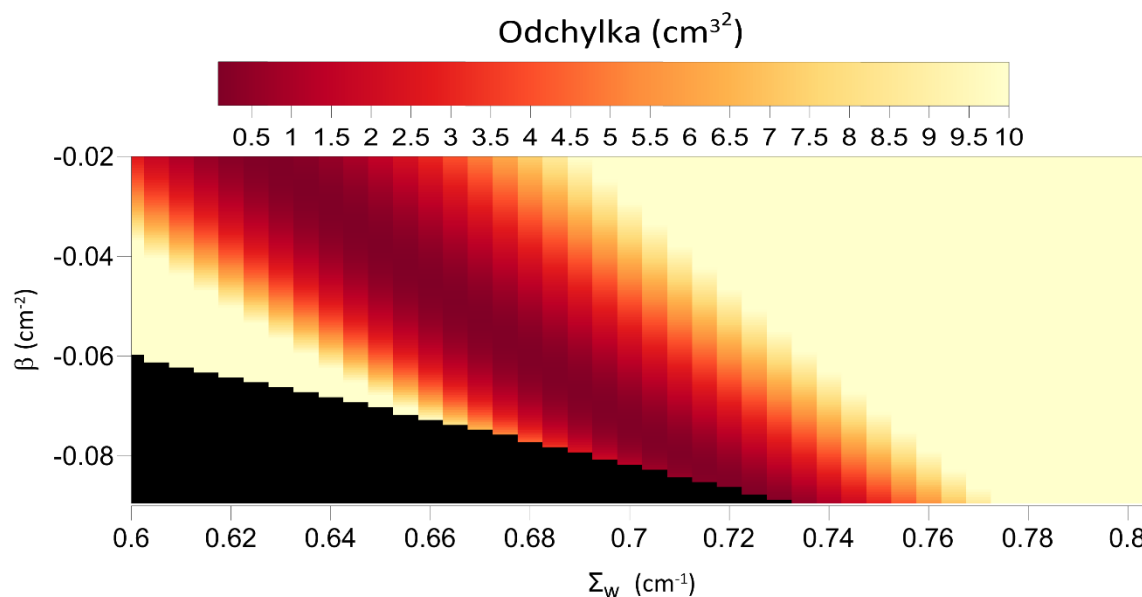


**Obr. 5.7: Porovnání objemu vody stanoveného gravimetricky během experimentu (černá křivka) a objemu vody vypočteného z radiografických snímků. Modré křížky představují objemy vody stanovené z radiogramů s použitím koeficientů  $\beta$  a  $\Sigma_w$  bez optimalizace a červené křížky jsou po optimalizace parametru  $\Sigma_w$  a fixování  $\beta$ . Každý křížek představuje jeden radiogram.**

Optimalizace je demonstrována na vzorku 02 z písků a keramiky. Parametr  $\Sigma_w$  byl optimalizován v rozmezí od 0,6 do 0,8  $\text{cm}^{-1}$  s krokem 0,005 a parametr  $\beta$  v rozmezí od -0,09 do -0,02 s krokem 0,0005. Mocnina odchylek objemu vody z radiogramů pro dané dvojice parametrů oproti gravimetricky získanému objemu je znázorněna na obr. 5.8, z něhož je vidět že nejlepší shoda byla dosažena v celém pásmu hledaných hodnot a nelze nalézt právě jedno řešení. Hodnoty zobrazené černou barvou nesplňují podmínku nerovnice 5.9. Zavedením parametrů  $\Sigma_w$  a  $\beta$  je snaha odstranit efekty utvrzení paprsku, který podhodnocuje tloušťky vody v místech kde je vzorek nejširší a naopak nadhodnocuje tloušťky vody v místech kde je vzorek nejúžší. Ačkoliv bylo dosaženo shody v celkovém objemu vody ve vzorku pro více dvojic parametrů, neznamená to, že jsou všechny správné. Nesprávnou volbou hledaných parametrů může dojít až příliš velké redukci a může dojít k efektu opačnému, bude podhodnocena tloušťka vody na okrajích a nadhodnocena tloušťka vody uprostřed vzorku. Zda jsou parametry správné, je odhaleno až po rekonstrukci tomogramů a v zobrazení prostorové distribuce vody. Rekonstruovat tomogramy a následně

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

kontrolovat prostorové rozložení vody ve vzorku pro všechny vhodné dvojice parametrů  $\beta$  a  $\Sigma_w$  by bylo nerealizovatelné kvůli velké výpočetní náročnosti, proto byla zvolena jiná cesta a to zafixování parametru  $\beta$  na hodnotě  $-0,105 \text{ cm}^{-2}$ . Parametr  $\beta$  byl zafixován jako empirická hodnota, zatímco  $\Sigma_w$  je parametr útlumu použité vody, na který může mít vliv i další materiál ve vzorku. Parametr  $\Sigma_w$  byl optimalizován stejně jako v předchozím kroku metodou nejmenších čtverců pro minimalizaci rozdílu oproti gravimetricky získanému objemu. Výsledný parametr  $\Sigma_w$  byl  $0,92 \text{ cm}^{-1}$  pro vzorek 01 a  $0,76 \text{ cm}^{-1}$  pro vzorek 02. Celková shoda je znázorněna na obr. 5.7 červenými křížky.



**Obr. 5.8: Citlivostní analýza parametrů  $\beta$  a  $\Sigma_w$ , pro dosažení nejmenší odchylky vypočteného objemu vody z radiografických snímků od gravimetricky získaného objemu**

Vliv nelineární korekce na hodnoty v radiogramech je uveden v obr. 5.9. Hodnota korigované průměrné tloušťky vody v radiogramech a její standardní odchylka (SD) byla vypočtena pro tři regiony. První oblast je mimo vzorek, druhá oblast obsahuje pouze keramiku a poslední oblast obsahuje písek. Hodnoty jsou velmi podobné pro korigovaný tomogram a pro neopravený tomogram.

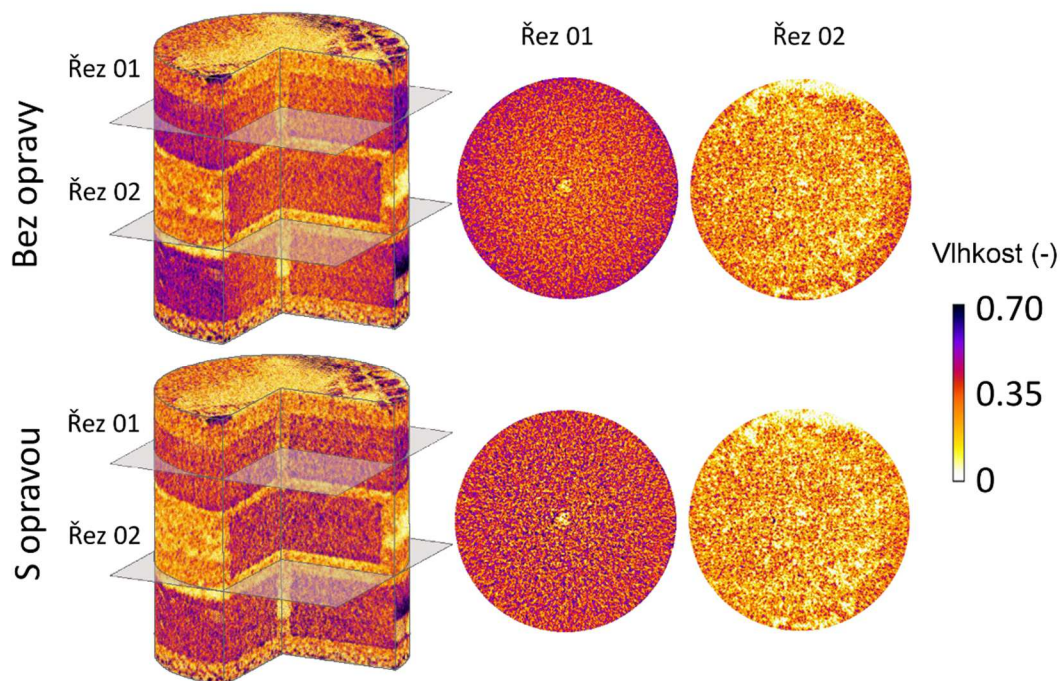
## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

	Mimo vzorek		Keramika		Písek	
	Tl. vody (cm)	SD (cm)	Tl. vody (cm)	SD (cm)	Tl. vody (cm)	SD (cm)
opravené	6.13E-05	1.74E-02	1.22E+00	2.81E-01	6.55E-01	1.79E-01
neopravené	2.32E-05	2.07E-02	1.19E+00	2.36E-01	7.04E-01	1.80E-01

**Obr. 5.9: Porovnání opravených a neopravených průměrných tloušťek vody a směrodatných odchylek pro 3 regiony**

Účinek korekce atenuačního koeficientu na distribuci obsahu vody v tomogramu je demonstrován na tomogramu nasyceného vzorku 02, kdy byl tomogram zrekonstruován z neopravených radiogramů a z radiogramů opravených lineární metodou (viz obr. 5.10). Vodorovné řezy neopraveného tomogramu ukazují účinek zdánlivě vyššího obsahu vody blízko obvodu vzorku, zatímco opravený tomogram je bez tohoto artefaktu. Celková vyšší vlhkost hrubého písku je dána jeho vyšší pórovitostí. Pro vyznačené řezy 01 a 02 byla vypočtena průměrná vlhkost v závislosti na vzdálenosti od středu vzorku, tato závislost je zobrazena na obr. 5.11, kde je červenou křivkou zobrazena průměrná vlhkost neopraveného tomogramu a modrou křivkou je zobrazena průměrná vlhkost opraveného tomogramu. Řez 01 je veden keramickým diskem s malým válcovým útvarem hrubého křemičitého písku uprostřed (ten není zobrazen), zatímco řez 02 je směřován pouze vrstvou hrubého křemenného písku.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

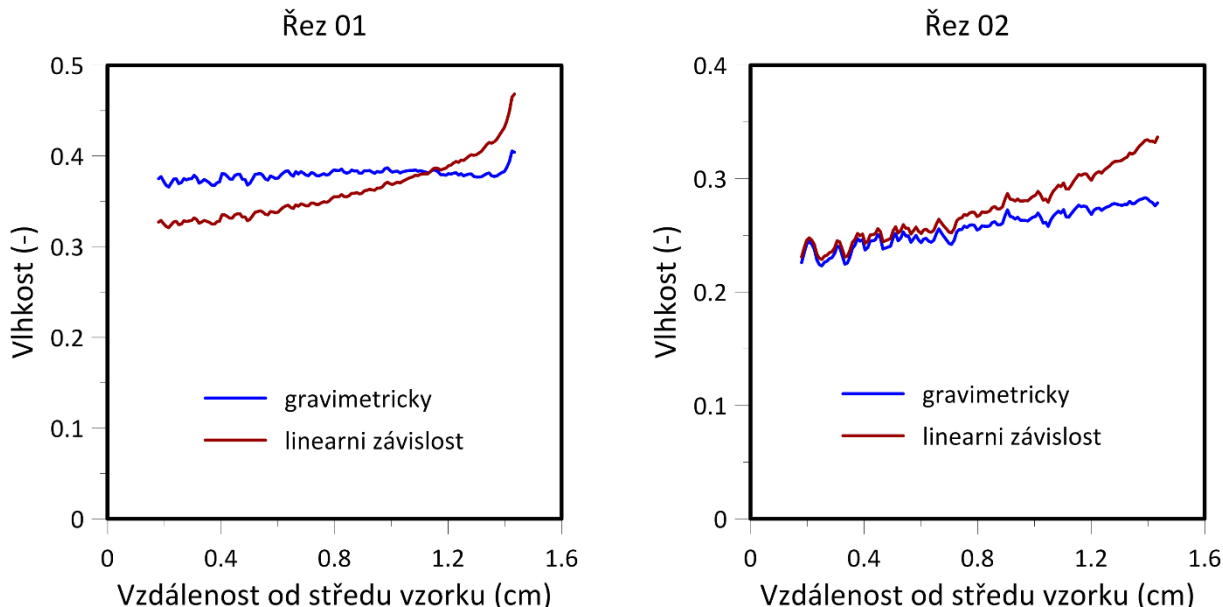


**Obr. 5.10: Prostorová distribuce vlhkostí v tomogramu získaná z neopravených radiografických snímků a opravených lineární metodou. Vodorovné řezy neopraveného tomogramu ukazují účinek zdánlivě vyššího obsahu vody blízko obvodu, zatímco opravený tomogram je bez tohoto artefaktu. Řez 01 obsahuje dva materiály - hrubý křemenný písek uprostřed a keramiku obklopující písek. Řez 02 obsahuje pouze hrubý písek“**

Obr. 5.10 ukazuje, že nekonstantní atenuační koeficient způsobuje významné zkreslení rekonstruovaného obrazu. Neopravený tomogram nadhodnocoval hodnoty obsahu vody blízko stěny vzorku a podhodnocoval hodnoty blízko středu vzorku. Lepší interpretace stejného účinku je uvedena na obr. 5.11, který ukazuje průměrnou vlhkost ve voxelech, které leží v radiálních vzdálenostech od osy otáčení ve dvou vybraných řezech. Profil průměrných vlhkostí keramiky v řezu 01 se nacházel v rozmezí od 0,32 do 0,43 pro tomogram bez opravy, zatímco po korekci byl téměř konstantní při hodnotě 0,37. Profil průměrných vlhkostí pro vrstvu písku ukazuje, že korekce neovlivnila obsah vody blízko osy vzorku. Zatímco obsah vody v profilu je směrem ke kraji výrazně vyrovnanější než před opravou, tak nebyl stále konstantní. To je pravděpodobně způsobeno tím, že vzorek nebyl dokonale nasycen.



## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování



**Obr. 5.11: Profily průměrných vlhkostí v závislosti na vzdálenosti od středu. Červená křivka pro neopravený tomogram a modrá pro opravený. Neopravený radiogram má tendenci podhodnocovat tloušťky vody uprostřed vzorku kde je největší tloušťka materiálu (to se projeví po rekonstrukce sníženou vlhkostí u středu vzorku) zatímco nadhodnocuje vlhkosti u okraje**

Průměrná vlhkost celého vzorku získaná z opraveného i neopraveného tomogramu byla 0,34. Ve srovnání s objemem vody vypočítaným přímo z radiogramů pomocí rovnice 5.7 a z objemu určeného gravimetricky, lze konstatovat, že rekonstrukce má tendenci podhodnocovat obsah vody v tomto případě přibližně o 7%. Toto podhodnocení je pravděpodobně artefaktem vlivem rekonstrukce a přítomností šumu ve snímcích.

### 5.4. Dílčí závěry

V provedených experimentech byla prokázána silná závislost útlumu neutronového paprsku na tloušťce vody, proto byla použita metoda dle Kang a kol. (2013) na korekci utrzování paprsku pro radiografické snímky. Tato metoda byla rozšířena i na snímky tomografické, které jsou zrekonstruovány z radiogramů.

## 5. Kvantitativní měření distribuce vody pomocí neutronového snímkování

Použitá metoda opravy snímků pro kvantitativní vyhodnocení vlhkosti v půdních vzorcích je výrazně citlivá na nastavení parametrů ( $\Sigma_w$  a  $\beta$ ), a vyžaduje znalost referenční hodnoty, aby bylo možno korekci řádně optimalizovat.

Tomogramy zrekonstruované z radiografických snímků bez korekce utvrzování paprsku mají podhodnocenou vlhkost ve středu vzorku a naopak nadhodnocenou vlhkost na okrajích. V zobrazených řezech činní tyto hodnoty průměrných vlhkostí pro keramiku cca -14% uprostřed vzorku a +16% na okraji oproti opraveným hodnotám a pro písek je rozdíl cca +17% pro okraje (uprostřed vzorku jsou hodnoty vlhkostí prakticky totožné).

## **6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí**

### **6.1. Úvod**

Tato kapitola vychází článku (Šácha a kol., 2019) publikovaného v časopisu Vadose Zone Journal a v disertační práci je rozšířena. Výzkum prezentovaný v této kapitole využívá postupy analýzy snímků z neutronového snímkování popsané v kapitole 5.

Cílem výzkumu popsaného v této kapitole, bylo pomocí moderních technik neutronového snímkování kvantitativně posoudit vliv dynamiky infiltrace na konečné množství zachyceného vzduchu v heterogenním pórovitém prostředí. Konkrétně jsme se zaměřili na identifikaci regionů náchylných k zachycení vzduchu a posouzení jejich vlivu na hydraulickou vodivost celého vzorku.

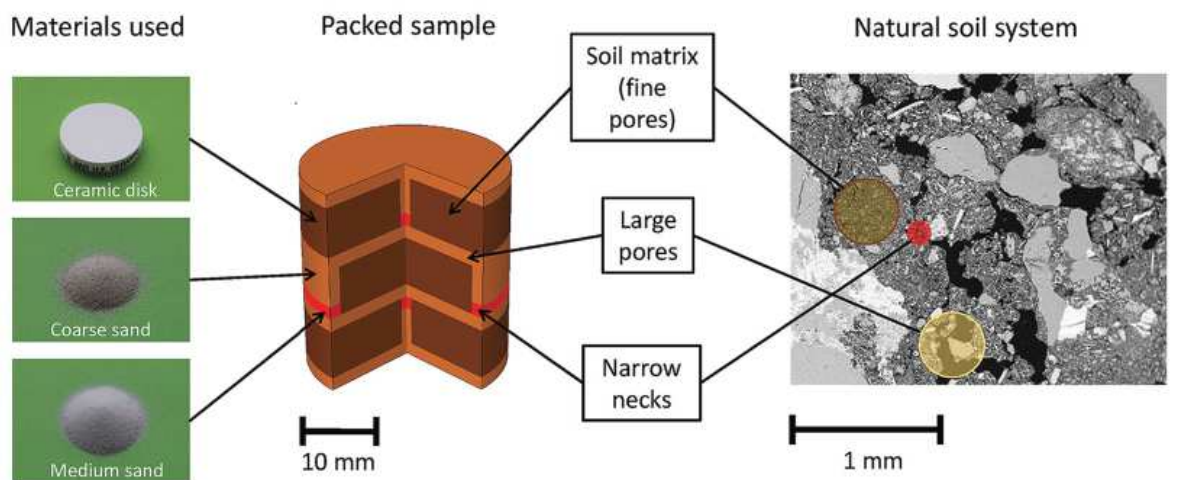
Neutronové snímkování bylo shodně s předchozím výzkumem provedeno v Paul Scherrer Institut ve Švýcarsku na stanici NEUTRA (Lehmann a Wiesel, 2001) a nově také na stanici BOA (Morgano a kol., 2014). Pomocí neutronové radiografie a tomografie byl zaznamenán experiment na stanovišti NEUTRA a pomocí neutronové tomografie v módu „on the fly“ byl zaznamenán experiment na stanovišti BOA.

Protože cílem experimentů bylo sledovat změny hydraulické vodivosti zapříčiněné pouze zachyceným vzduchem, byly s ohledem na znalosti o možných jiných příčinách snižování hydraulické vodivosti (viz kapitola 3.4), tyto příčiny v experimentech eliminovány případně alespoň minimalizovány. Jako studované pórovité prostředí byly při výzkumu využity umělé materiály, které nepodléhají bobtnání, během experimentů nebyla výrazně měněna teplota, byla použita čistá voda, těžká ( $D_2O$ ) nebo lehká ( $H_2O$ ), bez přítomnosti mikroorganismů a experimenty měly krátkou dobu trvání.

## 6.2. Metody a materiál

### 6.2.1. Vzorek

Experimenty byly prováděny na vzorku sestávajícím ze dvou odlišných písků a keramických disků uspořádaných do zkumavky z křemenného skla za účelem vytvoření axiálně symetrické vnitřní geometrie, ve které byly keramické disky obklopeny dvěma hrubšími písky (obr. 6.1).



Obr. 6.1: Vnitřní uspořádání vzorku a jeho porovnání s mikroskopickým snímkem přirozené heterogenní půdy. Na výrobu vzorku byly použity tři materiály: tři keramické disky (dva z nich vyvrtané uprostřed) představující doménu materiály s malými póry dále hrubý a střední písek představující doménu větších pórů a úzkých hrdel na velkých pórech. Průměr vzorku je 29,0 mm a jeho výška je 39,0 mm.

K výrobě vzorku byly použity dva písky různého zrnitostního složení. Oba písky vznikly z křemenného písku s označením FH31 (Quarzwerke GmbH, Frechen, Německo), což je komerční produkt se standardizovanými chemickými a fyzikálními vlastnostmi a vysokou chemickou čistotou. Písek obsahující všechny frakce písku FH31 bude dále označován jako **hrubý písek**. Část písku FH31 s velikostí zrn  $<0,4$  mm, získaná suchým proséváním písku FH31 na sítu 0,4 mm bude označena jako **střední písek**. Výsledek zrnitostní analýzy písku je uvedena v (tab. 6.1).

Pro reprezentaci jemnozrného, nejméně propustného materiálu ve vzorku byly použity porézní keramické disky se vstupní hodnotou vzduchu 50 kPa (0,5 baru)

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

(Porous Ceramic Plate, 0.5 bar High Flow, Soilmoisture Equipment Corp., California, U.S.A). Disky byly obrobeny na požadované průměry, ve středu dvou menších byla vyvrtána průchozí díra..

Vnitřní uspořádání vzorku, i když je umělé, odráží vnitřní uspořádání některých heterogenních půd. Funkčně podobné uspořádání, charakterizované jemnějším materiálem zabudovaným do hrubšího materiálu, lze nalézt například v kambizemních půdách s obsahem větších zrn, kde jsou porézní minerální zrna nebo půdní agregáty obklopeny hrubším zvětralým materiálem, nebo v agregátových půdách, ve kterých jsou stabilní, porézní agregáty obklopeny mezidruhovými dutinami Aby byla napodobena diskontinuita systému velkých pórů a abychom zvýšili zachytávání vzduchu ve vzorku, vytvořili jsme v hrubém písku tři nízké vrstvy středně hrubého písku, které přerušovaly spojitost domény hrubého písku přes celý vzorek.

V laboratoři byla stanovena čára zrnitosti, retenční křivka a nasycená vodivost všech tří materiálů. Ke stanovení čáry zrnitosti písků byla použita kombinace hustoměrné zkoušky dle Casagrande (Casagrande, 1934) a prosévacích metod. Hlavní drenážní větev retenčních křivek byla stanovena pomocí standardního vybavení a metodou pískového boxu a extraktoru tlaku (Soilmoisture Equipment Corp.) (Klute, 1986). Měření byla prováděna trojmo na homogenně nahutněných vzorcích písku a na porézních keramických discích. Poté byly pomocí změřených datových bodů stanoveny nelineární metodou nejmenších čtverců van Genuchtenovy parametry retenční křivky (van Genuchten, 1980) tj. reziduální a nasycená vlhkost ( $\theta_r$  a  $\theta_s$ ) a parametry  $\alpha$  a  $n$ , za použití kódu RETC (van Genuchten a kol., 1991). Obr. 6.2 ukazuje významný rozdíl mezi tvary retenčních křivek těchto tří materiálů. Je snadno vidět, že voda drénuje z keramických disků při výrazně menších hodnotách tlakové výšky než písky.

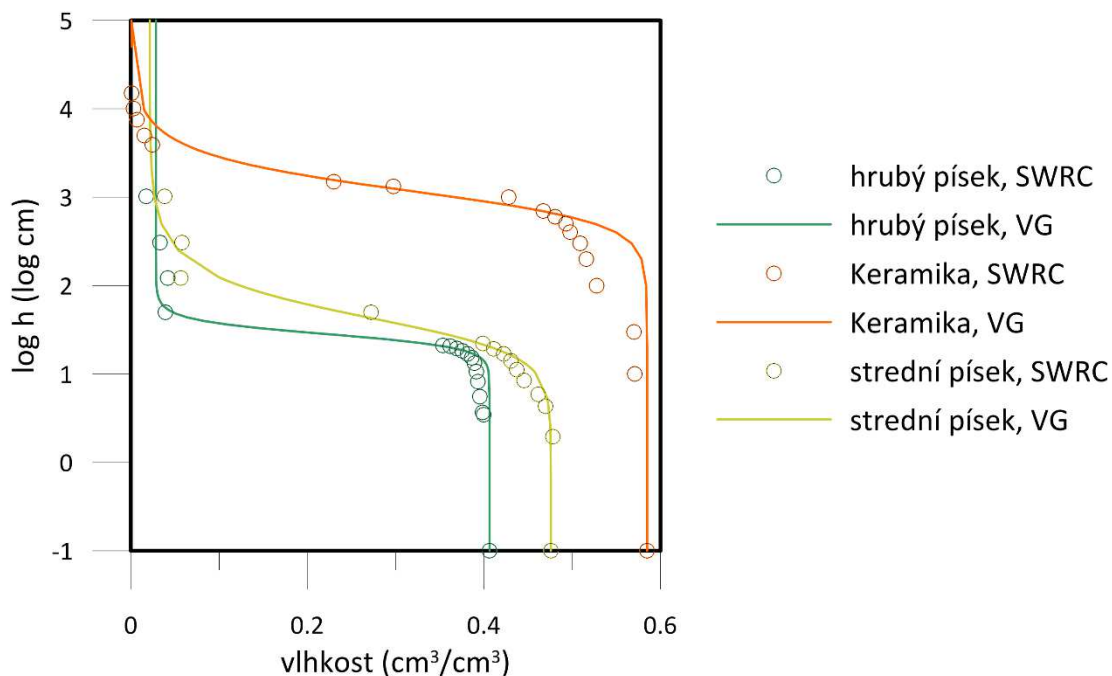
6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

**Tab. 6.1: Van Genuchtenovi parametry retenčních křivek, nasycené hydraulické vodivosti a distribuce velikosti zrn tří materiálů použitých k sestavení umělého vzorku.**

Vlastnost	Material		
	Keramika	Hrubý písek	Střední písek
Parametry určující tvar retenční křivky (van Genuchten, 1980)			
Nasycená vlhkost, $\theta_s$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0.524	0.408	0.476
Reziduální vlhkost, $\theta_R$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0.000	0.028	0.021
Empirický parametr, $\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	8.0E-04	3.7E-02	3.1E-02
Empirický parametr, $n$ (-)	3.536	5.913	2.295
Nasycená hydraulická vodivost, $K_s$ ( $\text{cm h}^{-1}$ )	0.11	144.00	26.14
Objemová hmotnost, $\rho_v$ ( $\text{g cm}^{-3}$ )	1.58	1.71	1.66
Zrnitostní křivka			
Frakce velmi hrubého písku (1.0–1.2 mm), %	-	0.03	0.00
Frakce hrubého písku (0.5–1.0 mm), %	-	5.95	0.03
Frakce středně hrubého písku (0.25–0.5 mm)	-	54.33	14.58
Frakce jemného písku (0.1–0.25 mm), %	-	24.10	71.43
Frakce velmi jemného písku (0.10–0.25 mm), %	-	12.67	11.05
Frakce prachových částic (0.002–0.05 mm), %	-	2.93	2.93
Maximální velikost porů, ( $\mu\text{m}$ )	6	-	-

Nasycená hydraulická vodivost písků byla měřena v laboratoři metodou konstantního gradientu. Nasycenou hydraulickou vodivost a maximální velikost porů keramických disků poskytl výrobce. Tab. 6.1 poskytuje přehled van Genuchtenových parametrů retenčních křivek a hlavních fyzikálních vlastností materiálů. Jak bylo ověřeno zkouškou „water drop penetration“ (Dekker a kol., 1998), žádný ze tří materiálů nevykazoval hydrofobitu vody v suchém stavu po vysušení v sušárně při 60 ° C do konstantní hmotnosti.

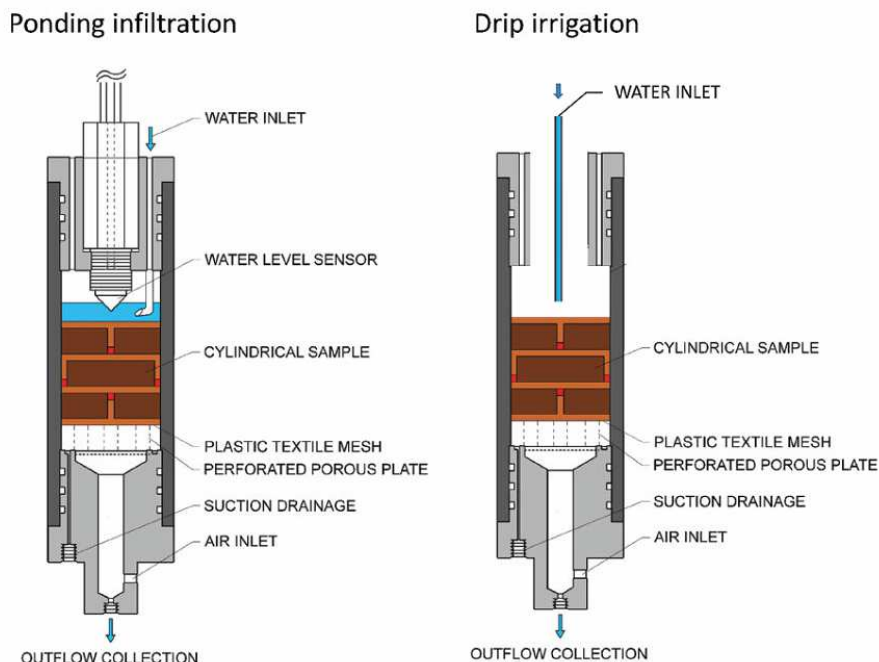
## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



**Obr. 6.2: Retenční křivky použitých materiálů**

Vzorek byl pečlivě nahutněn do křemenného skleněného válce a na obou koncích uzavřen uzávěry. Vnitřní průměr válce byl 29,0 mm a jeho výška byla 39,0 mm. Vzorek byl podepřen plastovou textilní sítkou umístěnou na vrcholu porézní keramické desky, do které bylo vyvrtáno 14 otvorů, každý o průměru 3,5 mm, aby se umožnilo vedení vysokých toků vody. Perforovaná porézní deska byla vyrobena z porézní keramiky s hodnotou vstupu vzduchu 0,1 MPa (1 bar) (Ceramic plate, 1 bar, Soilmoisture Equipment Corp., California). Toto nastavení také umožňuje aplikaci podtlaku na spodní část vzorku, ale tato možnost nebyla v současné studii využita. Voda tak mohla volně protékat dnem vzorku skrz otvory v perforované porézní desce. Schéma sestavy použité během výtopové a skrápěcí infiltrace je na obr. 6.3

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.3: Schéma sestavy držáku vzorku, jak bylo použito v experimentu s výtopovou infiltrací (PE) a ve skrápěcím experimentu (DE).

### 6.2.2. Experiment

Na vzorku byly provedeny experimenty s výtopově infiltračním experimentem a skrápěcím experimentem. V této práci budou experimenty označovány jako PE (ponding experiment) a DE (drip irrigation experiment). PE i DE byly provedeny s infiltrací těžké vody, a to z důvodu jejího menšího atenuačního koeficientu pro neutrony než má lehká voda. V průběhu obou infiltračních experimentů byl vzorek snímkován pomocí neutronové radiografie. Účelem neutronového snímkování bylo stanovit prostorovou distribuci vody a vzduchu ve vzorku během infiltrace vody za různých okrajových podmínek.

Počáteční podmínkou pro všechny experimenty byl vzorek sušený v sušárně při 60°C do konstantní hmotnosti. Sušení bylo nutné nejen z důvodu stanovení počáteční podmínky, ale také aby byla ze vzorku odstraněna všechna původní vlhkost a nemohlo tak dojít k mísení lehké a těžké vody. Sušení bylo urychleno vystavením vzorku průtoku suchého vzduchu, dodávaného malým akvaristickým vzduchovým dmychadlem při přibližném průtoku 100 l/h skrz kolonu vysoušeče granulovaného



## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

síranu vápenatého během sušení v sušárně. Nepřítomnost vody byla poté kontrolována také neutronovou radiografií, kde by i nepatrné stopy lehké vody by vytvářely snadno viditelný kontrastní gradient mezi keramickými disky.

Kvůli omezeným časovým možnostem na snímkovacích stanovištích, kdy pro PE bylo využito přibližně 16 hodin snímkovacího času a pro DE jen přibližně 2 hodiny, byly následně v laboratoři Fakulty stavební, ČVUT v Praze, experimenty opakovány (již bez snímkování neutronovou metodou).

Během experimentů se snímkováním byla používána těžká voda, která má menší atenuační koeficient pro neutrony než voda lehká. V opakovaných experimentech bez snímkování byla použita voda lehká.

Voda použitá během experimentů v PSI byla v kontaktu s atmosférou, takže tlak rozpuštěného vzduchu ve vodě byl v rovnováze s atmosférickým tlakem, což je stav, který budeme nazývat provzdušněnou vodou. Opakované experimenty v laboratoři ČVUT byly prováděny s provzdušněnou i odplyněnou vodou. Účelem použití odplyněné vody bylo prokázání zachyceného vzduchu ve vzorku, jeho rozpuštění a získání plně nasycené hydraulické vodivosti vzorku. Přehled provedených experimentů je uveden v tab. 6.2.

**Tab. 6.2: Přehled provedených experimentů**

snímkování neutrony	místo <sup>1</sup>	stanoviště <sup>2</sup>	okrajová podmínka	neutronové snímkování		počet opakování	infiltrovaná voda <sup>4</sup>
				2D	3D		
ano	PSI	BOA	DE	-	celý experiment	1	D <sub>2</sub> O
		NEUTRA	PE	transientní část	ustálená část	1	D <sub>2</sub> O
ne	CVUT	Lab	DE			2	H <sub>2</sub> O
			PE			2	H <sub>2</sub> O
			DE	-	-	2	odplyněná
			PE			2	H <sub>2</sub> O

<sup>1</sup> PSI - Paul Scherrer Institut; ČVUT - České Vysoké Učení Technické v Praze

<sup>2</sup> BOA - Beamline for Neutron Optics and other Approaches; NEUTRA - Neutron Transmission Radiography

<sup>3</sup> DE - experiment s konstatním přítokem; PE - výtopově infiltrační experiment

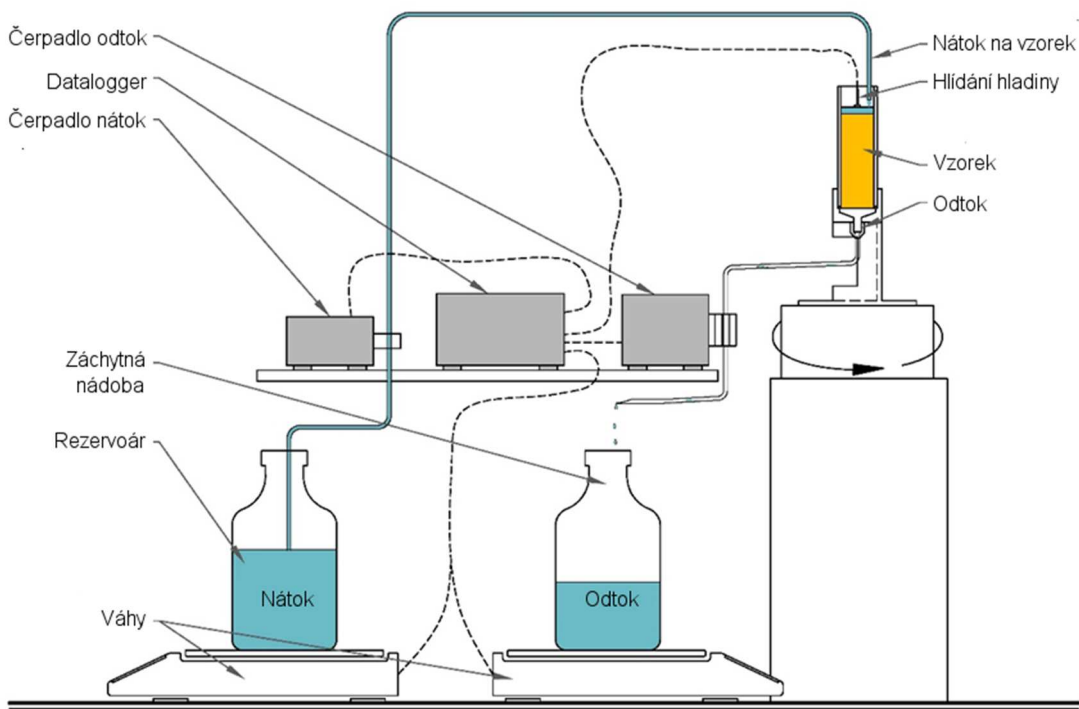
<sup>4</sup> D<sub>2</sub>O - těžká voda; H<sub>2</sub>O lehká voda

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

Pro DE bylo 0,03 ml těžké vody dodáváno čerpadlem každých 10 s po dobu 1,5 hodiny, což odpovídalo rychlosti infiltrace 1,63 cm/h (vzhledem k ploše průřezu vzorku, 6,61 cm<sup>2</sup>). Voda byla přiváděna na povrch středu vzorku hadičkou.

Pro PE byla úvodní dávka 5,0 ml dodána během prvních 5 s experimentu, aby se rychle vytvořila požadovaná výtopa na celém povrchu vzorku. Konstantní výška výtopy cca 6 mm byla poté udržována pomocí optického senzoru hladiny vody (LV171, Omega Engineering). Pokaždé, když hladina vody klesla přibližně o 1,3 mm, byla podána další dávka 0,85 ml, což odpovídá výšce vody přibližně 1,3 mm. Infiltrace PE byla udržována po dobu 16 hodin.

Při obou experimentech mohla voda volně odtékat gravitačně skrz perforovaný disk na dně vzorku. Množství přítoku a odtoku bylo během experimentu zaznamenáno gravimetricky pomocí digitálních vah s rozlišením 0,01 g, které zaznamenávaly hodnoty každých 5 s pro váhu na odtoku a při každém čerpání pro váhu na nátoku. Princip experimentu je zobrazen na obrázku obr. 6.4.



Obr. 6.4: Schéma experimentu

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

Vzorek byl snímkován na dvou stanovištích v Paul Scherrer Institut ve Švýcarsku (PSI). Vzorek PE byl snímkován na stanovišti NEUTRA, zatímco vzorek DE byl snímkován přibližně o 1 rok později na stanovišti BOA.

Pro oba vzorky byl před experimentem nasnímán tomogram suchého vzorku, tak aby při vyhodnocení mohl být snímek suchého vzorku odečten od snímků s vodou (blíže je tento proces popsán v kapitole 5). Je důležité, aby se vzorek během experimentů nepohyboval (kromě kolem svislé rotace), což by mělo za následek nepřesnosti při procesu odečítání suchého vzorku.

Experiment je rozdělen do dvou fází, první fáze, kdy se významně mění distribuce vlhkosti vzorku, budeme nazývat transientní fáze a následující část kdy se vlhkost výrazně nemění, bude nazývána ustálená fáze. Kvůli vysokým počátečním rychlostem infiltrace během tranzientní části výtopového experimentu PE na stanovišti Neutra a relativně dlouhé době pro získání jednoho radiogramu (16 s), byla během tranzientní fáze použita pouze metoda radiografických snímků bez otáčení vzorku (tedy bez možnosti vytváření tomogramů). Během ustálené fáze byl vzorek otáčen a pořizovány snímky tomografické, kdy vytvoření jednoho tomogramu trvalo přibližně 50 minut.

Během infiltračního experimentu DE, s výrazně pomalejším postupem čela zvlhčení bylo možné využít techniku snímkování „on the fly“ na stanovišti BOA. Díky použité technice, kdy vytvoření radiogramu trvalo přibližně 0,25 s a také díky pomalejšímu zvlhčování byl celý experiment (tranzientní i ustálená část) zaznamenán pomocí tomografie. Doba pro získání jednoho tomogramu byla přibližně 2 minuty. Přehled parametrů neutronového snímkování obou experimentů je uveden v Tab. 6.3.

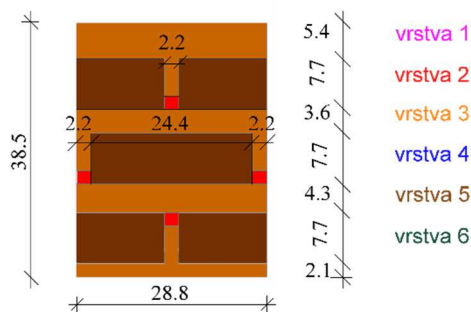
**Tab. 6.3: Parametry snímkovacích zařízení**

	DE	PE
PSI zařízení	BOA	NEUTRA
Doba pro získání radiogramu, s	0.25	16
Počet radiogramů pro tomogram	461	361
Krok otáčení, °	0.78	0.5
Rozsah otáčení, °	360	180
Doba pro získání tomogramu, min	2	50
Field of view, px	512x512	1080x1280
Velikost pixelu, mm	0.108	0.097

### 6.2.3. Analýza snímků

Analýza snímků byla provedena v souladu s kap 5, kdy byly odstraněny artefakty časové a prostorové nestálosti paprsku a šum na detektoru. Dále byly snímky opraveny pro utvrzení paprsku a rozptyl neutronů optimalizací atenuačního parametru vody  $\Sigma_w$  na nejlepší shodu s gravimetricky měřenými daty. Výsledné parametry optimalizace byly pro DE:  $\Sigma_w = 0,75 \text{ cm}^{-1}$  a  $\beta = 0,075 \text{ cm}^{-2}$  a pro PE:  $\Sigma_w = 0,71 \text{ cm}^{-1}$  a  $\beta = 0,075 \text{ cm}^{-2}$ . Z opravených dvourozměrných radiografických snímků byly zrekonstruovány snímky třírozměrné tomografické zobrazující diskretizované hodnoty vlhkostí. Pro účely kvantitativní analýzy byl vzorek a příslušné tomogramy rozděleny do podoblastí, které byly dány vodorovnými vrstvami, jak je znázorněno na obr. 6.5., a příslušnými materiály. Vrstvy 1, 3 a 5 byly složeny z jednoho materiálu (hrubý písek), zatímco vrstvy 2, 4, a 6 obsahovaly kombinaci všech tří použitých materiálů. Průměrná vlhkost byla vypočtena pro každý materiál ve všech vrstvách vzorku s výjimkou vrstvy hrubého písku v blízkosti spodního okraje vzorku, u níž plastová textilie nesoucí vzorek způsobila poměrně silný artefakt v důsledku vysokého útlumu neutronů.

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



**Obr. 6.5:** Rozdělení vzorku do jednotlivých vrstev, kdy vrstva 1,3 a 5 obsahovaly jen hrubý písek, a vrstvy 2,4 a 6 obsahovali kombinaci všech tří použitých materiálů. Vrstva hrubého písku ve spodní části vzorku, byla vynechána, kvůli přítomnosti plastové textilie, tvořící výrazný artefakt

### 6.2.4. Opakované experimenty

Oba typy infiltračních experimentů byly opakovány v laboratoři Katedry hydromeliiorací a krajinného inženýrství, Fakulty stavební, Českého vysokého učení technického v Praze (ČVUT) bez neutronového snímkování. Počáteční a okrajové podmínky experimentů byly totožné s podmínkami prováděnými na PSI a byly provedeny dva PE a dva DE experimenty s použitím lehké provzdušněné vody (bezsnímkování a potřeby nižšího atenuačního koeficientu). Trvání infiltrace DE bylo delší, než v experimentech zaznamenaných neutronovým snímkováním, aby mohlo dojít k vytvoření odtoku v replikačních experimentech. Na začátku byl vzorek nejprve skrápěn vodou při konstantním objemovém toku 1,63 cm/h a po vyvinutí výtopy byla hladina výtopy udržována na úrovni 6 mm nad vzorkem pro zbytek experimentu. Délka PE byla obdobná jako v PSI.

Dále byly provedeny další dva duplicitní experimenty s odplyněnou lehkou vodou produkovanou Liqui-Cel membránovou odplyňovací kolonou (Liqui-Cel, 3M Company), aby se umožnilo rozpouštění vzduchových bublin ve vzorku. Měření množství nateklé a oteklé vody v opakovaných experimentech bylo až na rozdíl intervalu zaznamenávání dat (10minut) totožné s experimenty v PSI.

### 6.2.5. Výpočet hydraulické vodivosti

Hydraulická vodivost,  $K$ , vzorku byla vypočtena pomocí Darcyho zákona znaměřené rychlosti odtoku po dobu trvání odtoku (pokud k odtoku došlo). Průtok nebyl pro většinu experimentů zcela stabilní, ale protože okrajové podmínky byly udržovány konstantní a změny vlhkostí byly pomalé, pozorovaný tok lze považovat za kvazi-ustálený a Darcyho zákon lze považovat za použitelný. Pro účely výpočtu  $K$  se předpokládalo, že tlaková výška v horní části vzorku je stejná jako výška výtopy. Výška výtopy během PE byla udržována po celou dobu experimentu a během DE se výtopy samovolně vytvořila, než došlo k odtoku a dále byla udržována na shodné hodnotě jako v PE. Tlaková výška na dně se předpokládala rovna nule, protože dno vzorku bylo přístupné atmosféře. Gradient hydraulické výšky byl 1,15. Protože se těžká a lehká voda liší ve viskozitě a hustotě, vypočtená hydraulická vodivost pro experimenty prováděné s těžkou vodou byla normalizována na hodnoty pro vodu lehkou. Nejprve byla vypočítána hodnota vnitřní propustnosti  $k$  pomocí (Constantz, 1982):

$$k = \frac{\mu K_s}{\rho g} \quad 6.1$$

kde  $\rho$  je hustota kapaliny,  $g$  je gravitační zrychlení,  $\mu$  je dynamická viskozita kapaliny a  $K_s$  je nasycená hydraulická vodivost. Hustota těžké vody při 25° C je 1104 kg/m<sup>3</sup> a dynamická viskozita byla uvažována 11,0 x 10<sup>-4</sup> Ns/m<sup>2</sup>.

Hodnoty propustnosti, pro těžkou vodu byly poté použity pro výpočet normalizované hodnoty nasycené hydraulické vodivosti, pomocí stejného vzorce (rovnice 6.1) s ohledem na hustotu (997 kg/m<sup>3</sup> při 25° C) a dynamickou viskozitu (8,9 x 10<sup>-4</sup> Ns/m<sup>2</sup>). Takto stanovené hodnoty normalizované hydraulické vodivosti vypočtené z toků naměřených během experimentů budou dále nazývány  $K_{\text{FLOW}}$ .

Funkce nenasycené hydraulické vodivosti byly odhadnuty pro všechny tři materiály pomocí modelu van Genuchten – Mualem (VGM) (van Genuchten, 1980) z naměřených retenčních křivek a koeficientů nasycených hydraulických vodivostí.

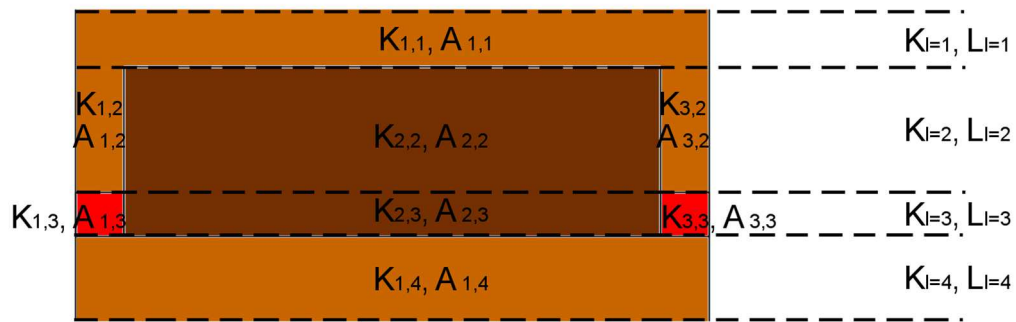
Pro stanovení hydraulické vodivosti zvrstveného vzorku byla použita metoda založená na analogii s rezistory zapojenými v sérii, popsána v kapitole 3.3.

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

Za zjednodušujících předpokladů, jako jednorozměrné proudění, byla pro stanovení hydraulické vodivosti složených materiálů v rámci jedné vrstvy použita následující rovnice:

$$K_l = \frac{\sum_{i=1}^n K_i(\theta) A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad 6.2$$

kde  $K_l$  je hydraulická vodivost  $l$ -té vrstvy,  $n$  je počet materiálů ve vrstvě,  $K_i(\theta)$  je hydraulická vodivost materiálu  $i$  (nasyčená nebo nenasycená, např. předpovězená z modelu VGM) a  $A_i$  je plocha průřezu materiálu  $i$ . Schéma reprezentativní části vzorku je zobrazeno na obr. 6.6, zbylé části vzorku byly počítány analogicky.



**Obr. 6.6 Schéma rozdělení vzorku pro jednotlivé vrstvy a jednotlivé materiály v rámci vrstev**

Z tomogramů vypočtených vlhkostí pro jednotlivé materiály a oblasti (dle obr. 6.5) byla předpovězená nenasycená hydraulická vodivost pomocí modelu VGM daných částí a pomocí rovnic 3.3 a 6.3 byla stanovena hydraulická vodivost celého vzorku, která bude dále označována jako  $K_{\text{eff}}$ .

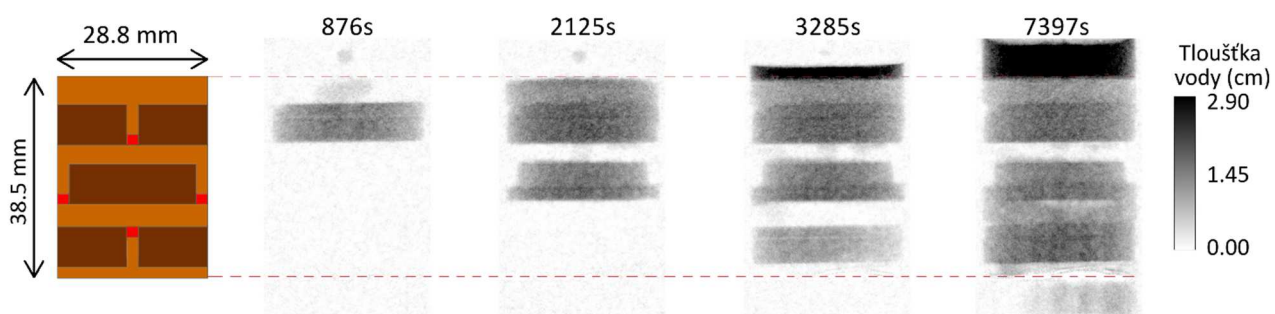
## 6.3. Výsledky a diskuze

### 6.3.1. Vyhodnocení radiografických snímků

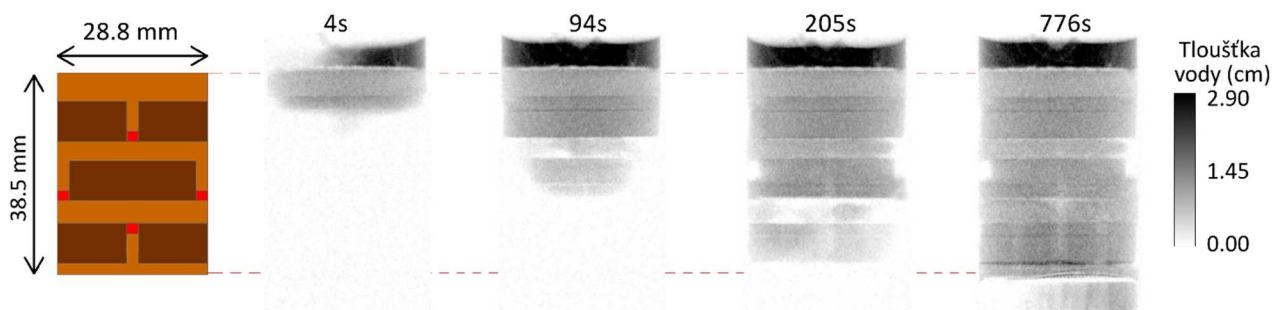
Vybrané snímky neutronové radiografie znázorněné na obr. 6.7 a obr. 6.8 znázorňují vývoj čela zvlhčení během transienční fáze experimentů DE a PE. Šedé

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

odstíny odpovídají tloušťce vody přítomné ve vzorku v daném čase v souladu s rovnicí 5.7.



**Obr. 6.7: Radiografické snímky ukazující postup zvlhčení během DE**



**Obr. 6.8: Radiografické snímky ukazující postup zvlhčení během PE**

Na obr. 6.7 je zaznamenán pomalejší experiment se skrápěním, kdy k odtoku nedošlo až do konce experimentu cca 2hodiny (omezeno dostupným časem na snímkovacím zařízení). Je jasně vidět, že horní vrstva hrubého materiálu tvoří pouze spojení k prvnímu keramickému disku a nedochází k jeho výraznému zvlhčení, z důvodu vyšších kapilárních sil keramiky. Výraznější vlhčení lze pozorovat pouze přímo pod dopadajícími kapkami vody. Vrchní keramický disk je tedy výrazně zvlhčován jako první (obr. 6.7, čas 876 s), voda je do něj absorbována kapilárními silami do té doby, než je dosaženo vlhkosti blízké nasycení. Voda po tuto dobu neproudí do další vrstvy, protože mezi materiály působí kapilární bariéra a po nasycení horní keramické destičky voda sytí i hrubý písek ve vrstvě 1. Hrubý písek ve vrstvě 3 se opět, nejspíše díky nízké tlakové výšce, příliš nesytlí (obr. 6.7, čas 2125s). Stejný postup zvlhčování se objevil také ve spodní keramické desce ve vrstvě 6 (obr. 6.7, čas 3285 s). S pokračující infiltrací (obr. 6.7, čas 7397 s) se hrubý písek ve vrstvě 5 nasytlil od spodu a vzduch zachycený v hrubém písku ve vrstvě 3 zabraňoval dalšímu



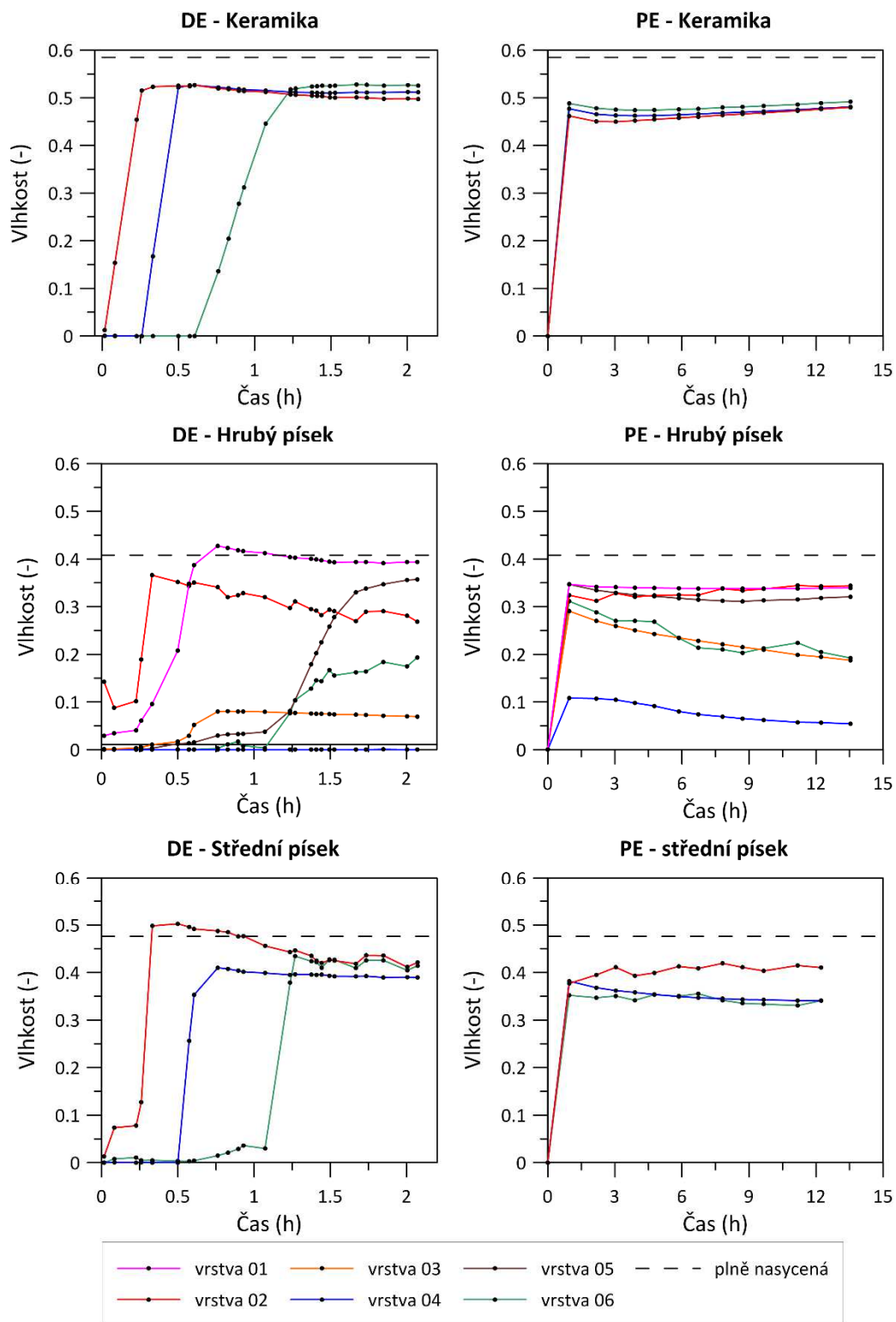
zvyšování obsahu vody ve vrstvě 3 a blokoval tok do té míry, že po 2700 s infiltrace došlo k zaplavení povrchu vzorku a vytvoření výtopy, která se postupně zvyšovala až do konce experimentu až na úroveň 6 mm, což byla hodnota stanovená ze surových radiografických.

V případě PE, jak je vidět na obr. obr. 6.8, byl průběh infiltrace velmi odlišný od DE, což bylo způsobeno mnohem větší přítokovou rychlostí vody. Nejdříve byl nasycen hrubý písek ve vrstvě 1 (obr. 6.8, čas 4 s) a následně keramický disk ve vrstvě 2. Brzy poté, kvůli preferenčnímu toku kanálem hrubého písku ve středu keramiky ve vrstvě 2, byl keramický disk ve vrstvě 4 postupně zvlhčen od středu, společně s hrubým pískem ve vrstvě 3 (obr. 6.8, čas 94 s). Oproti DE se vzduch v hrubém písku vrstvy 3 nezachytil, ale byl vytlačen ven ze vzorku přes spodní okraj dříve než se stihl nasytit střední písek ve vrstvě 4. Když se keramický disk ve vrstvě 4 nasýtil, začal se sytit střední písek ve vrstvě 4 (podél vnějšího okraje vzorku), čímž zabránil dalšímu vytlačení vzduchu z hrubého písku nad ním. Po nasycení vrstvy 4 se průběh infiltrace opakoval i ve vrstvě 5 a 6 kdy vzduch byl vytlačen kanálem hrubého písku uprostřed keramiky. K prvnímu odtoku, detekovanému na digitálních vahách, došlo 420 s po začátku infiltrace.

### **6.3.2. Vyhodnocení tomografických snímků**

Výstupem neutronové tomografie bylo pořízení 25 tomogramů pro DE a 15 pro PE. Průměrná vlhkost byla vypočtená z pořízených tomogramů, obsahující diskretizované hodnoty vlhkostí pro každý materiál (keramika, hrubý a střední písek) v jednotlivých vrstvách vzorku (dle obr. 6.5) a je vynesena do grafu proti času na obr. 6.9. Barevné označení čar vlhkostí odpovídá barevnému označení jednotlivých vrstev v obr. 6.5.

6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.9: Vlhkosti stanovené z tomogramů pořízených během výtopového experimentu (PE) a během experimentu s infiltrací konstantního množství (DE). Vlhkost byla stanovena pro

**každý materiál a pro každou vrstvu, kdy barevná škála čar vlhkostí odpovídá barevnému označení jednotlivých vrstev. Je třeba poznamenat, že některé hodnoty obsahu vody, zejména ve středním písku, byly stanoveny ve velmi malých objemech, kde šum obrazu může hrát významnou roli.**

Moderní snímkovací protokol využitý na stanici BOA umožnil kratší interval pro vytvoření tomogramu a zároveň byla pomalejší infiltrace, a proto byly tomogramy pořizovány během celého experimentu. V případě DE trojrozměrné zobrazování potvrdilo pozorování získaná z dvourozměrných rentgenových snímků. Výsledky obecně ukazují, že keramické disky s jemnými póry byly nasycené jako první. Po částečném nasycení keramických disků umístěných ve vrstvách 2 a 4 se také zvlhčil střední písek ve vrstvě 2 (červené křivky na obr. 6.9) a ve vrstvě 4 (modré křivky na obr. 6.9), tím došlo k uzavření vzduchu v hrubém písku ve vrstvách 3 a 4, kdy průměrná vlhkost byla 0,1 ve vrstvě 3 a téměř 0,0 ve vrstvě 4. Po dosažení maximální hodnoty vlhkosti 0,5 za 0,3 hodiny po začátku infiltrace bylo pozorováno postupné snižování vlhkosti v hrubém písku vrstvy 2, které je přisuzováno dosycováním keramiky a vytěsňování zbylého vzduchu právě do míst s hrubým pískem.

V případě PE prováděného na stanovišti NEUTRA byly tomogramy pořizeny pouze za podmínek téměř ustáleného stavu. PE vykazovalo velmi rychlý nárůst vlhkostí ve všech vrstvách v důsledku velmi rychlého, gravitačně řízeného toku. Hrubý písek ve vrstvách 3 a 4 opět vykazoval nižší obsah vody než hrubý písek ve zbytku vzorku, ale stále výrazně vyšší než v DE. Obsah vody v keramických discích během PE se postupně zvyšoval, zatímco v DE tomu tak nebylo, tento efekt je přisuzován rychlému nasycení keramiky na všech okrajích keramických disků, uzavřením vzduchu v centru keramiky, který se dosycoval postupně a vytlačoval vzduch do okolních materiálů. Zatímco v DE bylo syčení keramiky postupné a mohla se tak nasýtit od shora dolů po celém svém profilu. Čárkované čáry na obr. 6.8 ukazují nasycenou vlhkost pro každý materiál měřený laboratorně. Obsah vody stanovený NI byl v některých případech mírně vyšší než obsah nasycené vody (hrubý písek ve vrstvě 1 během DE a střední písek ve vrstvě 2 během PE). Je možné, že navrstvení těchto konkrétních vrstev, většinou blízko horní nebo dolní části vzorku, bylo méně nahutněné než

v nezávislém experimentu, případně se jedná o velmi malé objemy (středního písku) kde může mít výraznější vliv šum snímků.

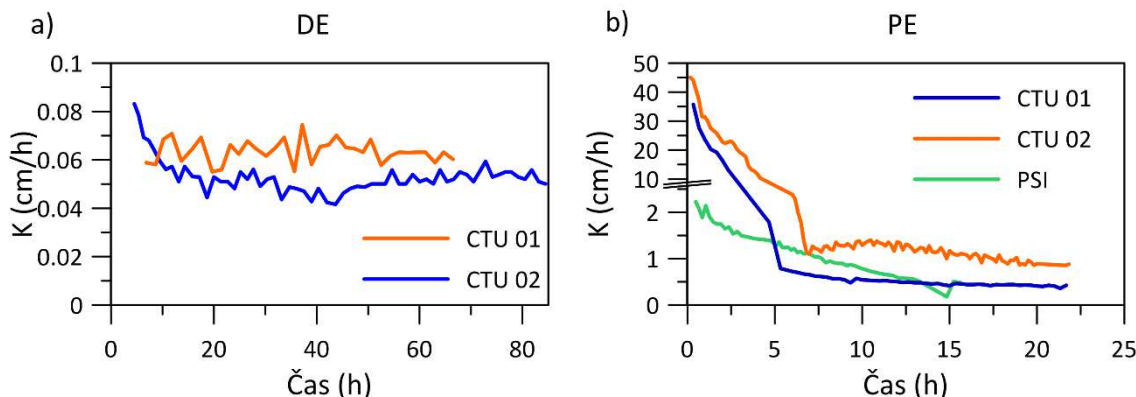
### **6.3.3. Vyhodnocení hydraulické vodivosti**

Během všech experimentů byl nepřetržitě monitorován nátok vody na vzorek a odtok vody ze vzorku. V případě experimentu DE provedeného v PSI a monitorovaného neutronovým snímkováním nedošlo k výtoku před koncem snímkování. Velikost odtoku však byla zaznamenána během opakovaných experimentů prováděných v laboratoři ČVUT, kdy k prvnímu odtoku došlo 3,0 a 3,2 hodiny po začátku experimentu.

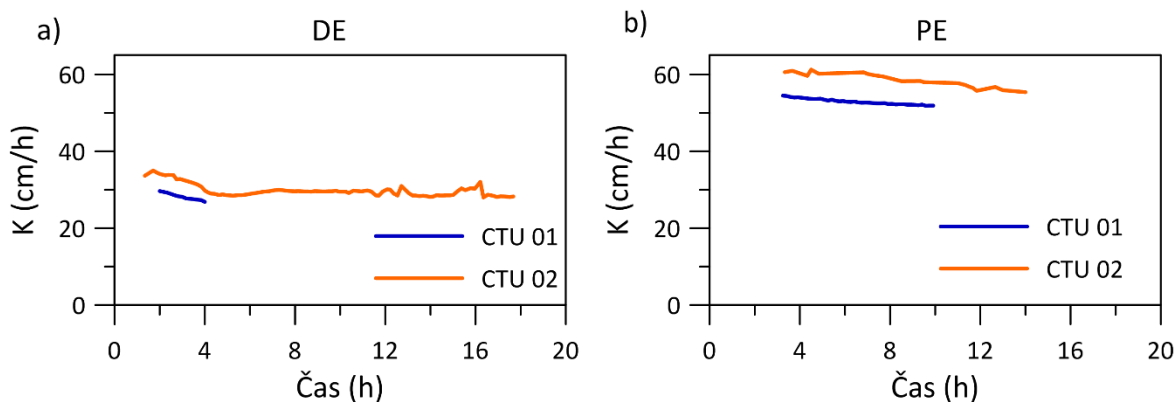
Obr. 6.10 ukazuje časový vývoj hydraulické vodivosti vypočtený z rychlosti odtoku pro kvazi-ustálenou část experimentů. Hydraulická vodivost postupně klesala ve všech třech infiltračních experimentech PE na hodnotu téměř o jeden řád nižší než na začátku kvazi-ustáleného stavu experimentu (obr. 6.10 vpravo). Počátek odtoku nastal dříve než 10 minut po začátku infiltrace (data během replikovaných experimentů byla zaznamenána v 10 minutových intervalech). Hydraulická vodivost během DE byla po celou dobu konstantní a přibližně o řád menší než ustálená vodivost PE (obr. 6.10 vlevo).

Hydraulická vodivost vzorku byla významně vyšší v experimentech s infiltrací odplyněné vody v případě DE (obr. 6.11 vlevo). Pravděpodobně to byl důsledek lepšího nasycení vzorku v důsledku rozpuštění zachyceného vzduchu. Hydraulická vodivost vzorku během PE s infiltrací odplyněné vody (obr. 6.11 vpravo) vykazuje hodnoty podobné hodnotám zjištěným na začátku opakovaných experimentů, ale v případě odplyněné vody zůstala hydraulická vodivost téměř konstantní.

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.10: Časový vývoj hydraulické vodivosti vzorku ( $K$ ) během experimentu se skrápěním povrchu (DE) (vlevo) a experimentu s výtopovou infiltrací (PE) (vpravo) během experimentů monitorovaným neutronovým snímkováním (PSI) a během opakovaných laboratorních experimentů (CTU). Hodnoty hydraulické vodivosti pro DE během neutronového snímkování není zobrazena, protože před ukončením experimentu nenastal odtok ze vzorku.



Obr. 6.11: Časový vývoj hydraulické vodivosti vzorku ( $K$ ) během experimentu se skrápěním povrchu (DE) (vlevo) a při výtopové infiltraci (PE) (vpravo) během experimentů s odplyněnou vodou.

### 6.3.4. Efekt kapilárních bariér

Představená disertační práce je charakterizována infiltrací vody do původně suchého vzorku obsahujícího rozhraní mezi třemi druhy materiálu s kontrastní velikostí pórů. Za těchto podmínek může efekt kapilární bariéry účinně ovlivnit tok (Jansik a kol., 2011), (Ng a kol., 2015), (Predelus a kol., 2015). Výsledky zde uvedeného experimentu

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

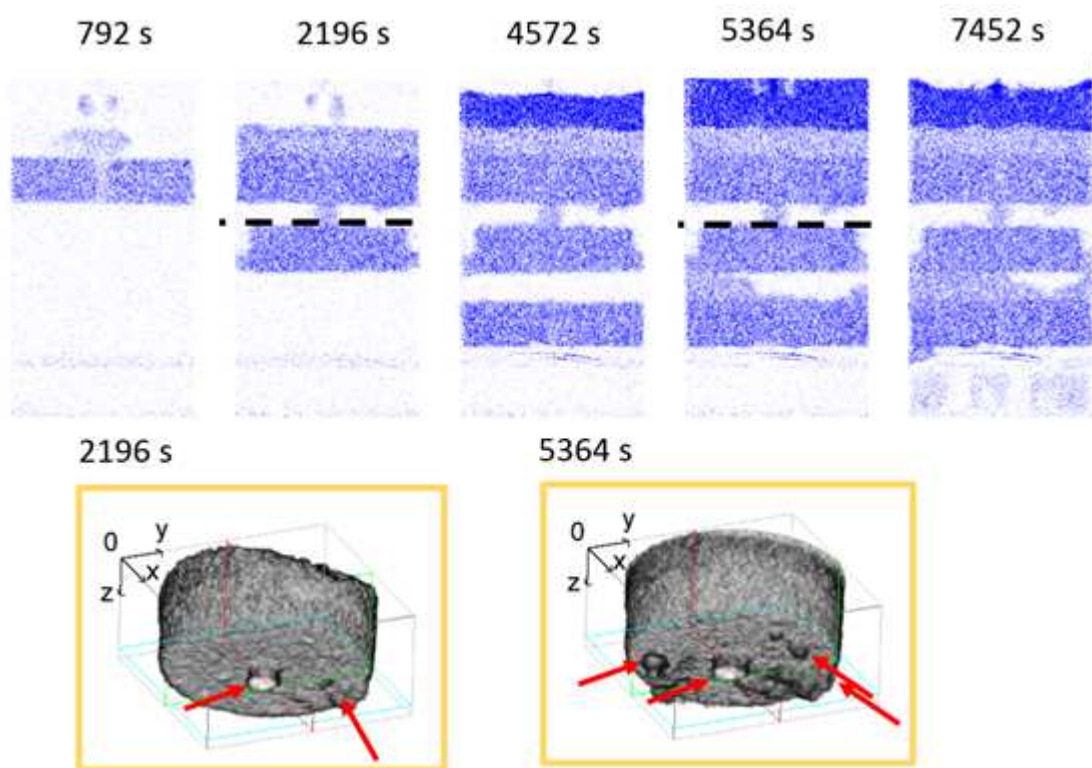
ukazují, že intenzita tvorby kapilární bariéry silně závisí na rychlosti přítoku. Tato zjištění jsou ve shodě s numerickou studií provedenou Rudakov (2009), který analyzoval vliv různých tloušťek, sklonů a zakřivení kapilárních bariér na průtoky vody. Zjistil, že nižší přítoky způsobily menší prosakování parabolické kapilární bariéry a jemné vrstvy o tloušťce 0,5 m. Objemový tok měnící se z 0,5 mm/d (0,0021 cm/h) na 2 mm/d (0,0083 cm/h) odpovídal zvýšení odtoku z 5 na 9% infiltrovaného množství.

V experimentu zde prezentovaném byl DE konstantní přítokový tok 1,63 cm/h. Během DE byla kapilarita hnací silou toku vody na začátku infiltrace. Kapilární síly působily silněji na keramické disky a střední písek než hrubý písek; proto byl v DE keramický disk ve vrstvě 2 nasycen před ostatními materiály. Když se keramický disk stal téměř nasyceným a vzrostl potenciál, nasycování pokračovalo středním pískem do hrubého písku.

Účinky kapilární bariéry nastaly pouze na rozhraní mezi keramickými disky a středním a hrubým pískem. Protože ve vrstvách vzorku nebyl žádný sklon, začala voda pronikat do hrubého písku ve formě prstů. Obr. 6.12 zobrazuje tvorbu prstů v hrubém písku vrstvy 3.

Během PE byl účinek kapilární bariéry minimalizován vysokou infiltrační rychlostí přibližně 300 cm/h. Tok byl poháněn většinou gravitací a všechny tři materiály byly zvlčeny téměř ve stejnou dobu.

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.12: Svislé řezy tomogramů zaznamenaných během experimentu s infiltrací konstantního přítoku (DE) (nahore) a preferenční proudění v podobě „finger flow“ zaznamenané během DE v hrubém písku (vrstva 3) pod keramickým diskem (vrstva 2). Červené šipky znázorňují polohu vznikajících prstů.

### 6.3.5. Efekt nepravidelného čela zvlhčení na zachycování vzduchu

Čelo zvlhčení pozorované v DE bylo velmi nerovnoměrné v důsledku postupného smáčení tří materiálů. Po minimálním zvlhčení vrstvy hrubého písku přímo pod středním pískem byla infiltrace opět koncentrována do keramických disků a poté do středního písku po obvodu (obr. 6.7, čas 2 125 s a 3285 s). Vzduch v hrubém písku ve vrstvách 3 a 4 byl zachycen a nebyl již spojen s atmosférou přes horní nebo spodní část vzorku. Podobné bariéry pro vstup vzduchu byly často pozorovány během drenážních procesů (Kuang a kol., 2011), (Silliman a kol., 2002), ale současný experiment ukazuje, že stejný efekt může nastat během infiltrace směrem dolů. Vlhkost během DE v hrubém písku ve vrstvě 3 nepřekročil hodnotu 0,08 (obr. 6.9), což podle modelu VGM odpovídá nenasycené hydraulické vodivosti 0,5 cm/h.

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

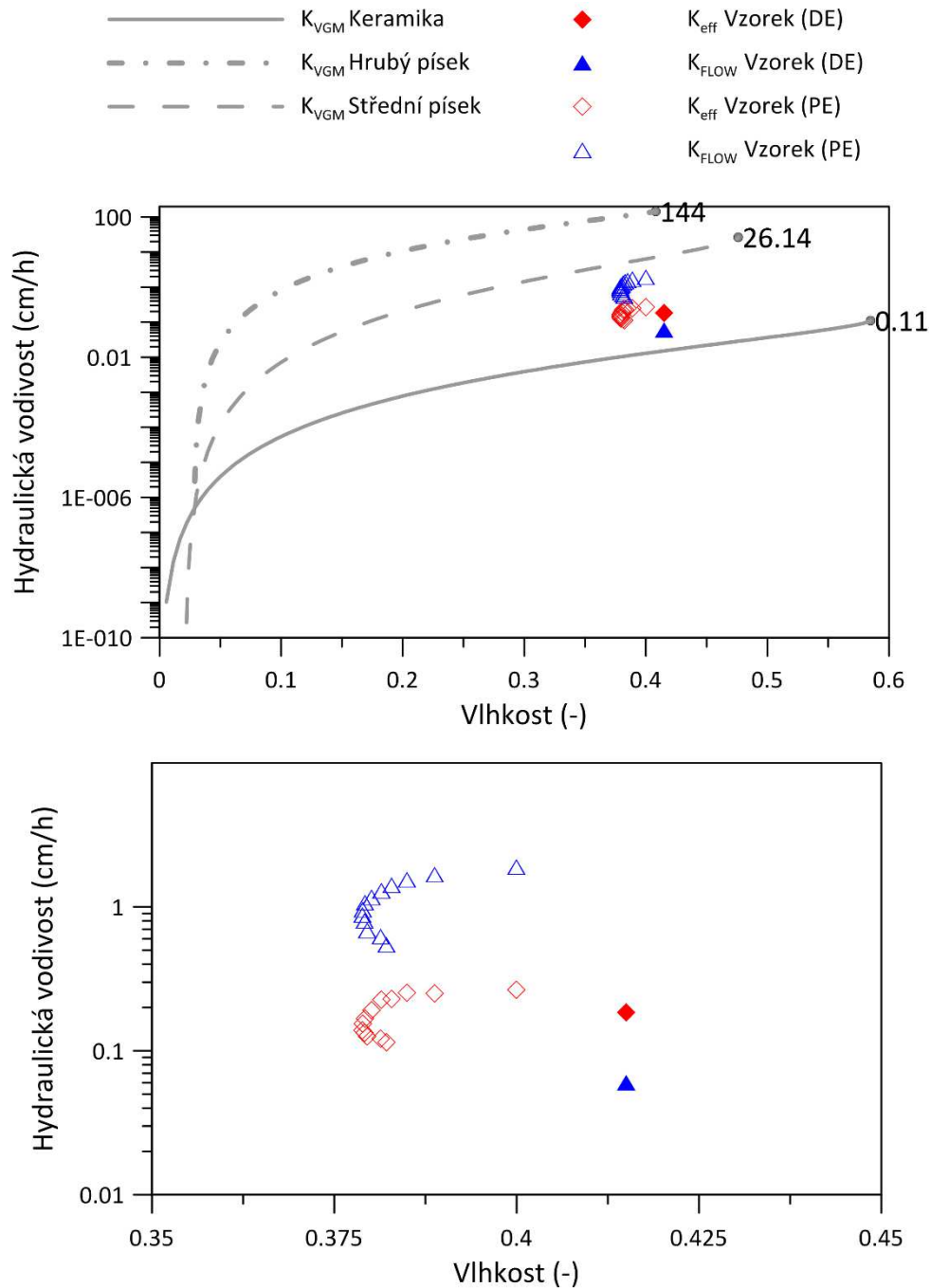
Během PE čelo zvlhčení postupovalo rovnoměrněji, i přesto kapilární síly z keramických disků stále způsobovaly jejich částečné nasycení o něco dříve, než došlo k nasycení okolního hrubého písku. Avšak průtok podobný pístu účinně vytlačoval vzduch z vrstev 3 a 4 směrem ke spodní hraně vzorku. Z obr. 6.8, je patrné, že 94 s po začátku infiltrace dosáhla vlhkost ve vrstvě 3 hodnotu 0,29 a vrstva 4 dosáhla vlhkosti 0,10. Z časosběrných tomogramů je zřejmé, že všechny keramické disky se během celého experimentu postupně dosycovaly (obr. 6.9 PE – Ceramic disk). Pravděpodobně z důvodu pomalého přesouvání vzduchu ze středu keramik do okolního písku, který zde byl uzavřen kvůli rychlému zvlhčení povrchu keramiky. Vytěsněný vzduch se následně hromadil ve frakci hrubého písku, zejména ve vrstvách 3 a 4, hlavně proto, že nemohl uniknout z těchto vrstev kvůli vyšší hodnotě vstupu vzduchu okolních materiálů. Obsah vody v hrubém písku se tak v průběhu pokračující infiltrace snížil (obr. 6.9 PE - Hrubý písek), což následně snížilo jeho hydraulickou vodivost a hydraulickou vodivost celého vzorku. V případě písku ve vrstvě 1 je vlhkost vypočtená z tomogramů vyšší než nezávisle měřená nasycená vlhkost. To je pravděpodobně způsobeno účinkem rozptylu neutronů způsobeným velkým množstvím vody ve výtopě bezprostředně nad vrstvou 1.

### **6.3.6. Vliv zachyceného vzduchu na hydraulickou vodivost**

Vztah mezi průměrnou vlhkostí ve vzorku stanovenou z tomogramů  $K_{eff}$  a odpovídající hydraulickou vodivostí  $K_{FLOW}$  stanovenou z výtokových rychlostí měřených během experimentu je vyneseno na obr. 6.13 (symboly modrých trojúhelníků). Současně byla vypočítána hydraulická vodivost dle kapitoly 6.2.5, kdy ze známé vlhkosti určené z tomogramů pro každý materiál a každou vrstvu byla určena celková vodivost vzorku  $K_{eff}$ , tento vztah je zobrazen na obr. 6.13 červenými kosočtverci. Vztah mezi hydraulickou vodivostí a vlhkostí byl stanoven z tomogramů získaných v době ustáleného proudění. Dále jsou na obr. 6.13 (šedé křivky) zobrazeny křivky nenasyčené vodivosti  $K_{VGM}$  pro jednotlivé materiály predikovanými pomocí modelu VGM (van Genuchten a kol., 1991).



6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.13: (nahore) Křivky hydraulické vodivosti tří materiálů byly predikovány pomocí modelu van Genuchten – Mualem ( $K_{VGM}$ ) ve srovnání se změřenou ( $K_{FLOW}$ ) a vypočtenou ( $K_{eff}$ ) hydraulickou vodivostí celého vzorku. Hydraulická vodivost  $K_{FLOW}$  (symboly trojúhelníků) byla stanovená z naměřených toků a známých hydraulických gradientů a  $K_{eff}$  (symboly kosočtvců) byla stanovená pomocí rovnice 3.5 a 6.2 z tomogramů vypočtených vlhkostí jednotlivých materiálů a oblastí.  $K_{FLOW}$  a  $K_{eff}$  jsou vyneseny proti celkové vlhkosti vzorku stanovené

**z tomogramů. Vyplněné symboly představují výtopové infiltrační experimenty (PE), prázdné symboly představují experiment infiltrace s kapkovým skrápěním vzorku (DE). Na spodním obrázku je znázorněn detail horního obrázku.**

Hydraulická vodivost PE postupně klesala a to z hodnoty 2,07 na 0,54 cm/hod během experimentu provedeného v PSI (v obr. 6.13 označeny jako  $K_{\text{FLOW}}$  - modré prázdné trojúhelníky) i když průměrná vlhkost v celém vzorku se téměř nezměnila (pohybovala se v rozmezí od 0,38 do 0,40). Z obr. 6.13 je zřejmé, že i když absolutní hodnoty vypočtené hydraulické vodivosti  $K_{\text{eff}}$  jsou pro PE menší (hodnoty klesají z 0,26 na 0,11 cm/hod) než naměřené hodnoty  $K_{\text{FLOW}}$ , byl trend dobře zachycen.

Obr. 6.13 dále ukazuje, že hydraulická vodivost vzorku stanovená během experimentů z výtokových rychlostí  $K_{\text{FLOW}}$  leží mezi nenasycenými křivkami hydraulické vodivosti keramického a středního písku (plná a čárkovaná čárka) stejně jako hydraulické vodivosti  $K_{\text{eff}}$  stanovené metodou rezistorů (dle rovnic 3.5 a 6.2) díky predikované hydraulické vodivosti z vypočtených z vlhkostí jednotlivých materiálů a oblastí z tomogramů.

K odtoku během DE v PSI nedošlo po celou dobu experimentu (cca 2 hodiny), což vylučovalo určení hydraulické vodivosti a provedení stejné analýzy hydraulické vodivosti jako v případě PE. Hydraulická vodivost byla určena náhradním způsobem z opakovaných experimentů s provzdušněnou vodou provedeného v laboratoři ČVUT. Odpovídající průměrná vlhkost byla odvozena od posledního neutronového tomogramu DE. Tato aproximace je možná, protože podle grafů vývoje vlhkostí (obr. 6.9 levý sloupec grafů) byla vlhkost všech tří materiálů zcela (střední písek a keramika) nebo téměř (hrubý písek) konstantní v čase. Proto kapilární síly již byly zanedbatelné a jedinou významnou hnací silou byla síla gravitační a tlakový potenciál tvořený výtopou s celkovým hydraulickým gradientem rovným 1,15. Průměrná vlhkost ve vzorku stanovená tímto přístupem je pravděpodobně mírně podceňována, ale rozdíl je dle mého názoru nepatrný.

Hydraulická vodivost stanovená během ustáleného stavu DE ( $K_{\text{FLOW}}$ ) rovna 0,06 cm/hod se velice přibližuje s předpovězenou křivkou nenasycené hydraulické vodivosti keramiky ( $K_{\text{VGM}}$  Keramika), což dobře odpovídá skutečnosti, že voda v tomto

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

experimentu protékala hlavně keramikou, protože hrubý písek ve střední části vzorku (vrstva 3 a 4) byl velmi málo nasycený kvůli přítomnosti zachyceného vzduchu, a proto téměř nevodivý.

Hodnota hydraulických vodivostí ( $K_{\text{FLOW}}$ ) naměřená během PE leží blíže křivky hydraulické vodivosti středního písku. Toto zjištění dobře odpovídá skutečnosti, že voda protékala kromě keramiky i ostatními materiály.

Během DE se na vrcholu vzorku vytvořila vrstva vody, protože infiltrační rychlost 1,63 cm/h byla větší než hydraulická vodivost vrstvy 3, která pro stanovenou vlhkost dosáhla podle modelu VGM hodnoty přibližně 0,5 cm/h.

Ve dvou replikovaných infiltračních experimentech PE v laboratořích Fakulty stavební provedených s lehkou vodou byl rozdíl v naměřených hodnotách hydraulické vodivosti až desetinásobný, v obou experimentech byl však patrný trend významného poklesu  $K$  v čase (obr. 6.10). Hydraulická vodivost na začátku ustáleného toku byla významně vyšší během opakovaných PE oproti experimentu provedenému ve Švýcarsku. Tento efekt je může být důsledkem určitých změn struktury vzorku během přepravy mezi Českou republikou a Švýcarskem, přestože přeprava byla provedena šetrně. Daný vzorek byl na této trase převážen dvakrát. Pokles počáteční hydraulické vodivosti kolem 40 cm/hod na hodnoty 0,5 – 0,9 cm/hod (podobné hodnotě ve stejném typu experimentu provedeném v PSI) byl o to dramatičtější. Po infiltraci odplyněné vody se hodnoty hydraulické vodivosti vrátily na hodnoty kolem 50 cm/h. Z obr. 6.11 lze ususovat, že takto vysoké rychlosti proudění měly pravděpodobně vliv na vyplavování středního písku ze vzorku, jelikož každý další experiment měl hodnoty hydraulické vodivosti větší než předchozí.

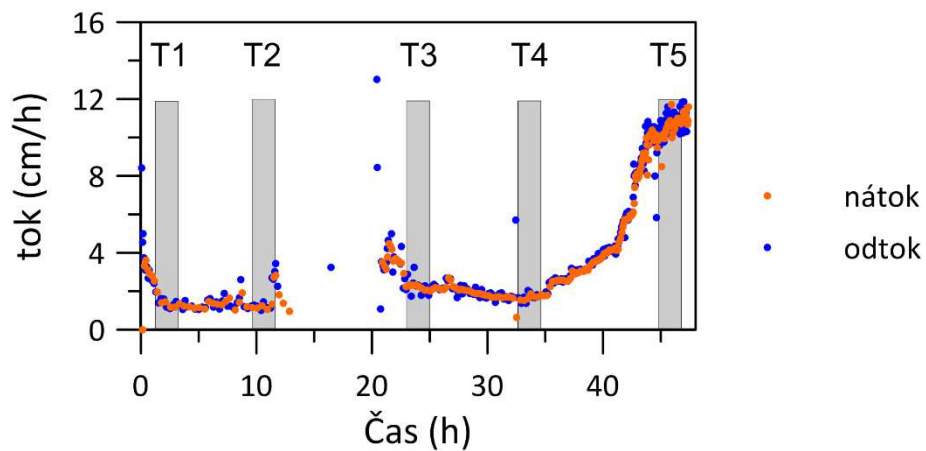
### 6.4. Dílčí závěry

V infiltračních experimentech prováděných na uměle vytvořeném heterogenním vzorku složeném z keramického disku a dvou písků byl zjištěn řádový rozdíl v hydraulické vodivosti téhož vzorku v závislosti na počáteční rychlosti zvlhčení vzorku. Rozdíl je připisován různému množství zachyceného vzduchu a jeho umístění. Sekvence snímkování infiltračního procesu neutronovou tomografií poskytla

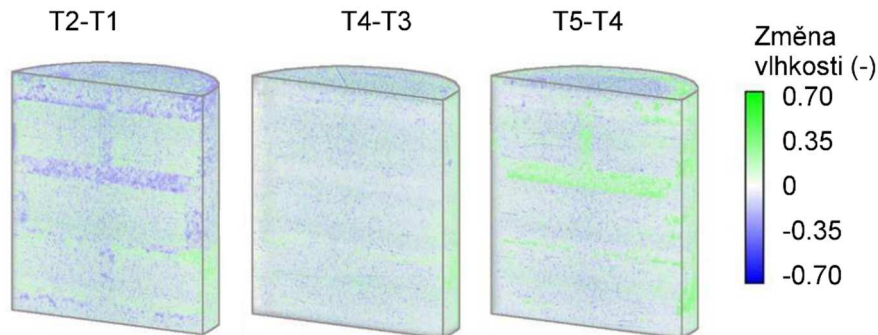
kvantitativně relevantní údaje o vlhkostech v různých částech vzorku a nepřímo také o saturaci vzduchu. Pomalá infiltrace při kapkovém skrápění povrchu vzorku vedla ke strukturálnímu zachycení velkého množství vzduchu v oblastech hrubého písku. Strukturální zachycení vzduchu bylo posíleno přítomností oblastí středního písku, které při zvlhčování přerušovaly propojení vzduchem naplněných oblastí. Výsledný nízký stupeň nasycení oblastí hrubého písku, vedl k dosažení nízké hydraulické vodivosti celého vzorku a následně k vývoji výtopy nad povrchem vzorku. Naopak, když byla na začátku infiltrace na povrchu vzorku záměrně vytvořena a udržována výtopa, byla pozorována vyšší saturace vody ve vrstvách hrubého písku, což vedlo k výrazně vyšší celkové hydraulické vodivosti vzorku. Jako sekundární efekt bylo pozorováno, že rychlé preferenční proudění vrstvami hrubého písku vedlo k vyššímu zachycení vzduchu v keramických discích. Pomalý přenos vzduchu z keramických disků do hrubého písku kvůli silným kapilárním silám přitahujícím vodu do keramiky postupně zpomalil tok. Podobný účinek snížené míry infiltrace byl opakovaně pozorován na přirozených půdách in situ (např. Císlerová a kol., 1988).

Teorii zachyceného vzduchu také podporuje výzkum Šácha a kol. (2015), kdy byl proveden podobný výtopově infiltrační experiment, během něhož byly provedeny dvě po sobě jdoucí infiltrace. Vzorek byl mezi jednotlivými infiltracemi gravitačně drénován a na konci druhé infiltrace byla namísto provzdušené vody infiltrována odplyněná voda. Experimenty byly zaznamenány shodně neutronovým snímkováním. Pokles toků a následný nárůst po aplikaci odplyněné vody je znázorněn na obr. 6.14. Pomocí neutronové tomografie byly kvantifikovány změny vlhkosti v preferenčních cestách a v matici (obr. 6.15), kdy dochází ke snížení vlhkosti v preferenčních cestách a zároveň ke zvýšení vlhkosti v matici. Změna byla shodně přisouzena redistribuci vzduchové fáze z matrice do preferenčních cest, kde tvoří překážku pro proudění vody a tím snižuje celkovou hydraulickou vodivost vzorku a zároveň po aplikaci odplyněné vody, byla překážka odstraněna a hydraulická vodivost se zvýšila.

6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí



Obr. 6.14: Záznam vývoje nátokové a výtokové rychlosti a vyznačení pořízených vybraných tomografických snímků (Šácha a kol., 2015)



Obr. 6.15: Změna vlhkosti vybraných tomogramů, pořízených během experimentu

## 6. Vliv rychlosti zvlhčování na zachytávání vzduchu v pórovém systému heterogenního prostředí

## 7. Závěr

Disertační práce se zabývá použitím neutronového snímkování pro objasnění rozdílu v nasycené hydraulické vodivosti při různé počáteční dynamice zvlhčování a objasnit efekt snižování hydraulické vodivosti během infiltračních procesů.

Výsledky experimentů prokázaly, že neutronové snímkování je vhodný nástroj pro zachycení časového a prostorového vývoje distribuce vlhkosti uvnitř půdního prostředí. Protože jsou neutronové snímky zatíženy řadou artefaktů, byla představena metoda pro jejich korekci a následné kvantitativní vyhodnocení radiogramů a tomogramů. Z provedených experimentů je patrné, že různá dynamika zvlhčování vzorku, reprezentovaná dvěma různými okrajovými podmínkami, má značný vliv na množství zachyceného vzduchu uvnitř vzorku. Bylo též prokázáno, že výsledné množství zachyceného vzduchu zásadně ovlivňuje hodnotu kvazi nasycené hydraulické vodivosti celého vzorku. Současně bylo ukázáno, že se zachycený vzduch v rámci vzorku může redistribuovat a dále snižovat kvazi nasycenou vodivost také během pokračující infiltrace.

Během skrápěcího experimentu s nízkou intenzitou infiltrace, převládaly při plnění vzorku kapilární síly jednotlivých materiálů a voda nejdříve nasýtila nejjemnější materiál vzorku, poté středně hrubý a nakonec až hrubý materiál. Tímto procesem došlo ke strukturálnímu zachycení vzduchu v hrubém písku, který lze vnímat jako preferenční cestu proudění a výsledná hodnota vodivosti celého vzorku byla řádově menší než u výtopové infiltrace, ačkoliv se u skrápěcího experimentu také vytvořila stejná výtopová okrajová podmínka.

Během výtopové infiltrace, kdy byla téměř po začátku infiltrace vytvořena výtopa nad vzorkem, převládaly síly gravitační a při pístovém proudění vody vzorkem byl vzduch vytlačován přes spodní hranu. Díky kapilárním silám voda též infiltrovala do jemnozrnných oblastí vzorku, ale dříve než došlo k jejich nasycení, byly tyto domény obklopeny nasyceným prostředím a tím došlo k zachycení vzduchu uvnitř těchto oblastí. Postupem času se uzavřený vzduch přesouval do preferenčních cest a snižoval postupně kvazi nasycenou hydraulickou vodivost vzorku až o jeden řád.

## 7. Závěr

I přes postupné snížení hydraulické vodivosti, byla hodnota nasycené hydraulické vodivosti stále o řád větší než u skrápěcího experimentu.

Teorii o zachytávání vzduchu potvrzují experimenty s odplyněnou vodou, která zachycený vzduch rozpustila, a proudění vody se zvýšilo. Rozpuštění vzduchu je při experimentech patrné na tomografických snímcích, kdy se vlhkost v daných oblastech zvýšila.

Analýzou dat vlhkostí z tomogramů, byla pro jednotlivé materiály a jednotlivé oblasti stanovena nenasycená hydraulická vodivost pomocí VGM modelu. Z vodivosti jednotlivých vrstev a materiálů v nich byla spočtena celková hydraulická vodivost vzorku  $K_{\text{eff}}$  v analogii s ohmovým zákonem. Výsledky ukazují trend snižování hydraulické vodivosti během výtopového experimentu shodně s naměřenými daty. Hodnoty  $K_{\text{eff}}$  výtopového experimentu jsou mírně podhodnoceny než skutečně naměřené, ale jsou stále blíže k hodnotám nenasycené hydraulické vodivosti hrubého a středně hrubého materiálu, zatímco hodnoty  $K_{\text{eff}}$  pro skrápěný experiment se velice blíží k hodnotám nenasycených vodivostí keramiky. Tato data dobře korespondují s teorií, že během skrápěného experimentu byla limitující pro tok vody střední část vzorku, kdy hrubý materiál byl nasycený vzduchem a proudění vody probíhalo pouze skrz keramiku, zatímco u výtopového experimentu se na proudění vody podílela v této části i hrubá a středně hrubá frakce.

Až několikařádově různé hodnoty nasycené hydraulické vodivosti a její pokles v čase na totožném vzorku jsou v přímém rozporu se stávající praxí, která předpokládá pro jedno prostředí jednu konstantní hodnotu nasycené hydraulické vodivosti. Tato hodnota je často měřena pomocí vsakovací zkoušky přímo v terénu a její nesprávné stanovení může způsobit problémy např. poddimenzováním vsakovacích nebo drenážních objektů.

Experimenty poskytly kvantitativní data, která budou využita k vývoji a ověření modelů, uvažujících imobilní vzduchovou fázi (Fučík a Mikyška, 2011), (Fučík a kol., 2019).



## 8. Zdroje

Allaire, S. E., S. Roulier, and A. J. Cessna (2009), Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques, *Journal of Hydrology*, 378(1-2), 179-204.

Allison, L. E. (1947), Effect of microorganisms on permeability of soil under prolonged submergence, *Soil Science*, 63(6), 439-450.

Barenblatt, G. I., and I. P. Zheltov (1960), Fundamental equations for the filtration of homogeneous fluids through fissured rocks, *Doklady Akademii Nauk Sssr*, 132(3), 545-548.

Beven, K., and P. Germann (2013), Macropores and water flow in soils revisited, *Water Resources Research*, 49(6), 3071-3092.

Beven, K. J., and R. T. Clarke (1986), On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores, *Water Resources Research*, 22(3), 383-388.

Blake, G., E. Schlichting, and U. Zimmermann (1973), Water recharge in a soil with shrinkage cracks, *Soil Science Society of America Journal*, 37(5), 669-672.

Bond, W. J., and N. Collisgeorge (1981), Ponded infiltration into simple soil systems: 3. The behavior of infiltration-rate with time, *Soil Science*, 131(6), 327-333.

Brooks, R.H., and Corey A.T. (1964), Hydraulic properties of porous media, edited, *Hydrology Paper*, Colorado, State University.

Bucherl, T., C. L. von Gostomski, H. Breitzkreutz, M. Jungwirth, and F. M. Wagner (2011), NECTAR-A fission neutron radiography and tomography facility, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 651(1), 86-89.

Burdine, N. T. (1953), Relative permeability calculations from pore size distribution data, *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 198, 71-78.

Carminati, A., A. Kaestner, R. Hassanein, O. Ippisch, P. Vontobel, and H. Fluhler (2007), Infiltration through series of soil aggregates: Neutron radiography and modeling, *Advances in Water Resources*, 30(5), 1168-1178.

Chadwick, M. B., et al. (2011), ENDF/B-VII.1 Nuclear Data for Science and Technology: Cross Sections, Covariances, Fission Product Yields and Decay Data, *Nuclear Data Sheets*, 112(12), 2887-2996.

Chen, C., and R. J. Wagenet (1992), Simulation of water and chemicals in macropore soils: 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soilwater flow, *Journal of Hydrology*, 130(1-4), 105-126.

Chen, W. Z., Y. S. Ma, H. D. Yu, F. F. Li, X. L. Li, and X. Sillen (2017), Effects of temperature and thermally-induced microstructure change on hydraulic conductivity of Boom Clay, *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 9(3), 383-395.

Cheng, C. L., M. Kang, E. Perfect, S. Voisin, J. Horita, H. Z. Bilheux, J. M. Warren, D. L. Jacobson, and D. S. Hussey (2012), Average Soil Water Retention Curves Measured by Neutron Radiography, *Soil Science Society of America Journal*, 76(4), 1184-1191.

Christiansen, J., E. (1944), Effect of entrapped air upon the permeability of soils, edited, *Soil Science*.

Císlarová, M., J. Simunek, and T. Vogel (1988), Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments, *Journal of Hydrology*, 104(1-4), 1-16.

Císlarová, M., T. Vogel, and J. Simunek (1990), The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations, *Field-Scale Water and Solute Flux in Soils*, 109-117.

Class, H., R. Helmig, and P. Bastian (2002), Numerical simulation of non-isothermal multiphase multicomponent processes in porous media. 1. An efficient solution technique, *Advances in Water Resources*, 25(5), 533-550.

Constantz, J. (1982), Temperature Dependence of Unsaturated Hydraulic Conductivity of Two Soils<sup>1</sup>, *Soil Science Society of America Journal*, 46(3), 466-470.

Darcy, H. (1856), *Les fontaines publique de la ville de Dijon*, edited, Dalmont, Paris.

Dekker, L. W., C. J. Ritsema, K. Oostindie, and O. H. Boersma (1998), Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency, *Soil Science*, 163(10), 780-796.

Dohnal, M., V. Jelínková, M. Sněhota, J. Dušek, and J. Březina (2013), Tree-Dimensional Numerical Analysis of Water Flow Affected by Entrapped Air: Application of Noninvasive Imaging Techniques, *Vadose Zone Journal*, 12(1).

Faybishenko, B. A. (1995), Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air - laboratory experiments, *Water Resources Research*, 31(10), 2421-2435.

Feyen, J., D. Jacques, A. Timmerman, and J. Vanderborght (1998), Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: A review of recent approaches, *Journal of Agricultural Engineering Research*, 70(3), 231-256.

Fischer, W. E. (1996), SINQ - The spallation neutron source, a new research facility at PSI, paper presented at 14th International Conference on Application of Accelerators in Research and Industry, Univ N Texas, Phys Dept, Denton, Tx, Nov 06-09.

Forsyth, P. A. (1988), Comparison of the single-phase and 2-phase numerical-model formulation for saturated-unsaturated groundwater-flow, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 69(2), 243-259.

Fučík, R., and J. Mikyška (2011), Mixed-hybrid finite element method for modelling two-phase flow in porous media, *Journal of Math-for-Industry*, 3(2), 9-19.

Fučík, R., J. Klinkovsky, J. Solovsky, T. Oberhuber, and J. Mikyška (2019), Multidimensional mixed-hybrid finite element method for, compositional two-phase flow in heterogeneous porous media and its parallel implementation on GPU, *Computer Physics Communications*, 238, 165-180.

GerardMarchant, P., R. AnguloJaramillo, R. Haverkamp, M. Vauclin, P. Groenevelt, and D. E. Elrick (1997), Estimating the hydraulic conductivity of slowly permeable and swelling materials from single-ring experiments, *Water Resources Research*, 33(6), 1375-1382.

Gerke, H. H., and M. T. van Genuchten (1993), A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous-media, *Water Resources Research*, 29(2), 305-319.

Germann, P. F., and K. Beven (1985), Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores, *Water Resources Research*, 21(7), 990-996.

Germann, P. F., and K. Beven (1986), A distribution function-approach to water-flow in soil macropores based on kinematic wave theory, *Journal of Hydrology*, 83(1-2), 173-183.

Gilbert, A. J., and M. R. Deinert (2012), Quantitative imaging of freezing at the millimeter scale using neutron radiography, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 671, 118-124.

Gilman, J. R., and H. Kazemi (1988), Improved calculations for viscous and gravity displacement in matrix blocks in dual-porosity simulators, *Journal of Petroleum Technology*, 40(1), 60-70.

Hassanein, R., E. Lehmann, and P. Vontobel (2005), Methods of scattering corrections for quantitative neutron radiography, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 542(1-3), 353-360.

Hassanein, R., H. O. Meyer, A. Carminati, M. Estermann, E. Lehmann, and P. Vontobel (2006), Investigation of water imbibition in porous stone by thermal neutron radiography, *Journal of Physics D-Applied Physics*, 39(19), 4284-4291.

Hill, D. E., and J. Y. Parlange (1972), Wetting front instability in layered soils, *Soil Science Society of America Proceedings*, 36(5), 697-&.

Holocher, J., F. Peeters, W. Aeschbach-Hertig, W. Kinzelbach, and R. Kipfer (2003), Kinetic model of gas bubble dissolution in groundwater and its implications for the dissolved gas composition, *Environmental Science & Technology*, 37(7), 1337-1343.

Hoteit, H., and A. Firoozabadi (2005), Multicomponent fluid flow by discontinuous Galerkin and mixed methods in unfractured and fractured media, *Water Resources Research*, 41(11).

Jansik, D. P., D. Wildenschild, and N. D. Rosenberg (2011), Flow Processes in the Dry Regime: The Effect on Capillary Barrier Performance, *Vadose Zone Journal*, 10(4), 1173-1184.

Jelínková, V., M. Sněhota, A. Pohlmeier, D. van Dusschoten, and M. Císlarová (2011), Effects of entrapped residual air bubbles on tracer transport in heterogeneous soil: Magnetic resonance imaging study, *Organic Geochemistry*, 42(8), 991-998.

Jury, W. and R. Horton (2004), *Soil Physics*, 6th ed., 366 pp., United States of America.

Kaestner, A., E. Lehmann, and M. Stampanoni (2008), Imaging and image processing in porous media research, *Advances in Water Resources*, 31(9), 1174-1187.

Kaestner, A. P. (2011), MuhRec-A new tomography reconstructor, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 651(1), 156-160.

Kaestner, A. P., P. Trtik, M. Zarebanadkouki, D. Kazantsev, M. Sněhota, K. J. Dobson, and E. H. Lehmann (2016), Recent developments in neutron imaging with applications for porous media research, *Solid Earth*, 7(5), 1281-1292.

Kang, M., H. Z. Bilheux, S. Voisin, C. L. Cheng, E. Perfect, J. Horita, and J. M. Warren (2013), Water calibration measurements for neutron radiography: Application to water content quantification in porous media, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 708, 24-31.

Kanmani, S., R. Gandhimathi, and K. Muthukkumaran (2014), Bioclogging in porous media: influence in reduction of hydraulic conductivity and organic contaminants during synthetic leachate permeation, *Journal of Environmental Health Science and Engineering*, 12.

Kardjilov, N., I. Manke, A. Hilger, M. Strobl, and J. Banhart (2011), Neutron imaging in materials science, *Materials Today*, 14(6), 248-256.

Kazemi, H., L. S. Merrill, K. L. Porterfield, and P. R. Zeman (1976), Numerical-simulation of water-oil flow in naturally fractured reservoirs, *Society of Petroleum Engineers Journal*, 16(6), 317-326.

Kuang, X. X., J. J. Jiao, L. Wan, X. S. Wang, and D. Q. Mao (2011), Air and water flows in a vertical sand column, *Water Resources Research*, 47.

Latifi, H., S. N. Prasad, and O. J. Helweg (1994), Air entrapment and water infiltration in 2-layered soil column, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(5), 871-891.

Lehmann, P. V., L. Wiezel (2001), Properties of the radiography facility NEUTRA at SINQ and its potential for use as European reference facility, *Nondestructive Testing and Evaluation*, 16(2-6), 191-202.

Lehmann, E., M. Raventos, R. P. Harti, P. Trtik, A. Kaestner, D. Mannes, and C. Grunzweig (2017), Methodical progress in neutron imaging at PSI, *Neutron Imaging for Applications in Industry and Science*, 88, 250-257.

Lehmann, E. H. (2009), *Neutron Imaging Methods and Applications*, in *Neutron Applications in Earth, Energy and Environmental Sciences*, edited, pp. 319-348, Springer, Boston.

Likos, W. J., N. Lu, and J. W. Godt (2014), Hysteresis and Uncertainty in Soil Water-Retention Curve Parameters, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 140(4).

Lin, L. C., and C. H. Benson (2000), Effect of wet-dry cycling on swelling and hydraulic conductivity of GCLs, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126(1), 40-49.

Luckner, L., M. T. van Genuchten, and D. R. Nielsen (1989), A consistent set of parametric models for the 2-phase flow of immiscible fluids in the subsurface, *Water Resources Research*, 25(10), 2187-2193.

Luo, Z. Y., J. Kong, C. J. Shen, C. H. Lu, G. F. Hua, Z. W. Zhao, H. J. Zhao, and L. Li (2019), Evaluation and application of the modified Genuchten function for unsaturated porous media, *Journal of Hydrology*, 571, 279-287.

Makusa, G., J. Macsik, G. Holm, and S. Knutsson (2016), Laboratory test study on the effect of freeze-thaw cycles on strength and hydraulic conductivity of high water content stabilized dredged sediments, *Canadian Geotechnical Journal*, 53(6), 1038-1045.

Mannes, D., F. Schmid, J. Frey, K. Schmidt-Ott, and E. Lehmann (2015), Combined Neutron and X-ray imaging for non-invasive investigations of cultural heritage objects, *Proceedings of the 10th World Conference on Neutron Radiography (Wcnr-10)*, 69, 653-660.

Marinas, M., J. W. Roy, and J. E. Smith (2013), Changes in Entrapped Gas Content and Hydraulic Conductivity with Pressure, *Ground Water*, 51(1), 41-50.

McDonnell, J. J. (1990), The influence of macropores on debris flow initiation, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23(4), 325-331.

Menon, M., B. Robinson, S. E. Oswald, A. Kaestner, K. C. Abbaspour, E. Lehmann, and R. Schulin (2007), Visualization of root growth in heterogeneously contaminated soil using neutron radiography, *European Journal of Soil Science*, 58(3), 802-810.

Messing, I., and N. J. Jarvis (1993), Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers, *Journal of Soil Science*, 44(1), 11-24.

Miller, C. T., G. Christakos, P. T. Imhoff, J. F. McBride, J. A. Pedit, and J. A. Trangenstein (1998), Multiphase flow and transport modeling in heterogeneous porous media: challenges and approaches, *Advances in Water Resources*, 21(2), 77-120.

Moradi, A. B., H. M. Conesa, B. Robinson, E. Lehmann, G. Kuehne, A. Kaestner, S. Oswald, and R. Schulin (2009), Neutron radiography as a tool for revealing root development in soil: capabilities and limitations, *Plant and Soil*, 318(1-2), 243-255.

Morgano, M., S. Peetermans, E. H. Lehmann, T. Panzner, and U. Filges (2014), Neutron imaging options at the BOA beamline at Paul Scherrer Institut, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 754, 46-56.

Mualem (1986), *Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas.*, edited, American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.

Mualem, Y. (1976), New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous-media, *Water Resources Research*, 12(3), 513-522.

Ng, C. W. W., J. Liu, R. Chen, and J. Xu (2015), Physical and numerical modeling of an inclined three-layer (silt/gravelly sand/clay) capillary barrier cover system under extreme rainfall, *Waste Management*, 38, 210-221.

Oswald, S. E., M. Menon, A. Carminati, P. Vontobel, E. Lehmann, and R. Schulin (2008), Quantitative imaging of infiltration, root growth, and root water uptake via neutron radiography, *Vadose Zone Journal*, 7(3), 1035-1047.

Perfect, E., C. L. Cheng, M. Kang, H. Z. Bilheux, J. M. Lamanna, M. J. Gragg, and D. M. Wright (2014), Neutron imaging of hydrogen-rich fluids in geomaterials and engineered porous media: A review, *Earth-Science Reviews*, 129, 120-135.

Predelus, D., A. P. Coutinho, L. Lassabatere, L. B. Bien, T. Winiarski, and R. Angulo-Jaramillo (2015), Combined effect of capillary barrier and layered slope on water, solute and nanoparticle transfer in an unsaturated soil at lysimeter scale, *Journal of Contaminant Hydrology*, 181, 69-81.

Richards, L. A. (1931), Capillary conduction of liquids through porous mediums, edited, pp. 318-333, *Physics* 1.

Rudakov, D. (2009), Numerical modelling of water transport in capillary barriers of different form, *Archives of Mining Sciences*, 54(3), 381-391.

Šácha, J., M. Sněhota, and J. Hovind (2016), Quantitative evaluation of the water distribution in a soil sample using neutron imaging, *Acta Polytechnica*, 56(5), 388-394.

Šácha, J., M. Sněhota, P. Trtik, and J. Hovind (2019), Impact of Infiltration Rate on Residual Air Distribution and Hydraulic Conductivity, *Vadose Zone Journal*, 18(1).

Šácha, J., V. Jelínková, M. Sněhota, P. Vontobel, J. Hovind, and M. Císlarová (2015), Water and air redistribution within a dual permeability porous system investigated using neutron imaging, *Proceedings of the 10th World Conference on Neutron Radiography (Wcnr-10)*, 69, 530-536.

Schaap, J. D., P. Lehmann, A. Kaestner, P. Vontobel, R. Hassanein, G. Frei, G. H. de Rooij, E. Lehmann, and H. Fluhler (2008), Measuring the effect of structural connectivity on the water dynamics in heterogeneous porous media using speedy neutron tomography, *Advances in Water Resources*, 31(9), 1233-1241.

Schaap, M. G., and F. J. Leij (2000), Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model, *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 843-851.

Schaap, M. G., and M. T. van Genuchten (2006), A modified Mualem-van Genuchten formulation for improved description of the hydraulic conductivity near saturation, *Vadose Zone Journal*, 5(1), 27-34.

Schaap, M. G., F. J. Leij, and M. T. van Genuchten (2001), ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, *Journal of Hydrology*, 251(3-4), 163-176.

Silliman, S. E., B. Berkowitz, J. Simunek, and M. T. van Genuchten (2002), Fluid flow and solute migration within the capillary fringe, *Ground Water*, 40(1), 76-84.

Smettem, K. R. J. (1986), Analysis of water-flow from cylindrical macropores, *Soil Science Society of America Journal*, 50(5), 1139-1142.

Sněhota, M., M. Sobotková, and M. Císlarová (2008), Impact of the entrapped air on water flow and solute transport in heterogeneous soil: experimental set-up, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 56(4), 247-256.

Sněhota, M., M. Císlarová, M. H. G. Amin, and L. D. Hall (2010), Tracing the Entrapped Air in Heterogeneous Soil by Means of Magnetic Resonance Imaging, *Vadose Zone Journal*, 9(2), 373-384.

Sněhota, M., V. Jelínková, M. Sobotková, J. Šácha, P. Vontobel, and J. Hovind (2015), Water and entrapped air redistribution in heterogeneous sand sample: Quantitative neutron imaging of the process, *Water Resources Research*, 51(2), 1359-1371.

Sněhota, M., A. Robovska, and M. Císlarová (2002), Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation, edited, pp. 247-257, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*.

Spowart, A. R. (1969), Measurement of absolute scintillation efficiency of granular and glass neutron scintillators, *Nuclear Instruments & Methods*, 75(1), 35-&.

Sterpi, D. (2015), Effect of freeze-thaw cycles on the hydraulic conductivity of a compacted clayey silt and influence of the compaction energy, *Soils and Foundations*, 55(5), 1326-1332.

Sychra, V. (2016), *Techniky odstraňování artefaktů z plánovacích CT pro radioterapii se zaměřením na artefakty způsobené kovem a Metal Deletion Technique*, Masarykova univerzita v Brně, bakalářská práce

Szymanska, P., W. Tisler, C. Schutz, A. Szymkiewicz, I. Neuweiler, and R. Helmig (2016), Experimental and Numerical Analysis of Air Trapping in a Porous Medium with Coarse Textured Inclusions, *Acta Geophysica*, 64(6), 2487-2509.

Thomas, L. K., T. N. Dixon, and R. G. Pierson (1983), Fractured reservoir simulation, *Society of Petroleum Engineers Journal*, 23(1), 42-54.

Touma, J., G. Vachaud, and J. Y. Parlange (1984), Air and water-flow in a sealed, ponded vertical soil column - experiment and model, *Soil Science*, 137(3), 181-187.

van Genuchten, M. T., F. J. Leij, and S. R. Yates (1991), *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils*, edited, US Salinity Lab., Riverside, CA.

van Genuchten, M. T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.

Vasin, M., P. Lehmann, A. Kaestner, R. Hassanein, W. Nowak, R. Helmig, and I. Neuweiler (2008), Drainage in heterogeneous sand columns with different geometric structures, *Advances in Water Resources*, 31(9), 1205-1220.

Vogel, T., M. T. van Genuchten, and M. Císlerová (2000a), Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, *Advances in Water Resources*, 24(2), 133-144.

Vogel, T., H. H. Gerke, R. Zhang, and M. T. van Genuchten (2000b), Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *Journal of Hydrology*, 238(1-2), 78-89.

Vontobel, P., E. Lehmann, and G. P. Frei (2003), Performance characteristics of the tomography setup at the PSI NEUTRA thermal neutron radiography facility, edited, *Physics*.

Warren, J. E., and P. J. Root (1963), The behavior of naturally fractured reservoirs, *Transactions of the Society of Petroleum Engineers of Aime*, 228(3), 245-255.

Werth, C. J., C. Y. Zhang, M. L. Brusseau, M. Oostrom, and T. Baumann (2010), A review of non-invasive imaging methods and applications in contaminant hydrogeology research, *Journal of Contaminant Hydrology*, 113(1-4), 1-24.

Workman, S. R., and R. W. Skaggs (1990), PREFLO - A water management model capable of simulating preferential flow, *Transactions of the Asae*, 33(6), 1939-1948.

Zarebanadkouki, M., E. Kroener, A. Kaestner, and A. Carminati (2014), Visualization of Root Water Uptake: Quantification of Deuterated Water Transport in Roots Using Neutron Radiography and Numerical Modeling, *Plant Physiology*, 166(2), 487-499.

Zehe, E., and H. Fluhler (2001), Preferential transport of isoproturon at a plot scale and a field scale tile-drained site, *Journal of Hydrology*, 247(1-2), 100-115.

Zumr, D., and M. Císlerová (2007), Monitorování preferenčního proudění na heterogenních půdách s využitím stopovačů, edited, *Bioclimatology and natural hazards International Scientific Conference*.

Zumr, D., J. Jerabek, V. Klipa, M. Dohnal, and M. Sněhota (2019), Estimates of Tillage and Rainfall Effects on Unsaturated Hydraulic Conductivity in a Small Central European Agricultural Catchment, *Water*, 11(4).

## 8. Zdroje



## 9. Přílohová část

V přílohové části se nacházejí dva nejvýznamnější příspěvky v odborných časopisech, které jsou rozebírány v kapitolách 5 a 6. První článek vydaný v periodiku Acta Polytechnica v roce 2016 se zabývá metodou korekce radiografických snímků použitých pro tomografii. Druhý článek vydaný v periodiku Vadose Zone Journal v roce 2019 se zabývá vlivem dynamiky infiltrace na hydraulickou vodivost.