

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie



Mgr. Martin Slavík

Vlhkostní charakteristiky přirozených pískovcových výchozů

Moisture characteristics of natural sandstone exposures

Disertační práce

Vedoucí práce/Školitel: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2019

Charles University

Faculty of Science

Study programme: Applied geology



Mgr. Martin Slavík

Moisture characteristics of natural sandstone exposures

Vlhkostní charakteristiky přirozených pískovcových výchozů

Doctoral thesis

Supervisor: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Prague, 2019

PROHLÁŠENÍ

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

V Praze dne

Martin Slavík

PODĚKOVÁNÍ

Tímto bych chtěl poděkovat především vedoucímu práce J. Bruthansovi, který mi byl ochoten poskytovat konzultace, vhodné zázemí pro laboratorní práce, prostředky potřebné pro terénní práce a v neposlední řadě také cenné rady pro psaní vědeckých publikací. Velký dík patří také J. Vaculíkové, M. Filippimu, E. Svobodové, J. Schweigstillové, A. Studencové, T. Weissovi a J. Marešovi za spolupráci při měření dat jak v laboratoři, tak v terénu, a dalším spoluautorům vědeckých publikací. Poděkování patří vedení akciové společnosti Sklopísek Střeleč za přístup do lomu a umožnění výzkumu. Práce byla finančně podpořena výzkumnými granty GAČR 16-19459S a 19-14082S, GAUK 1046217 a projektem UNCE/SCI/006 Center for Geosphere Dynamics.

ABSTRAKT

Vlhkost v pískovci hraje důležitou roli v hydrologických, zvětrávacích, biologických a dalších procesech. Znalosti o výskytu a pohybu vlhkosti v porézním prostředí přirozených pískovcových výchozů jsou však značně strohé. Cílem doktorské práce proto bylo kvantifikovat vybrané vlhkostní charakteristiky několika přirozených pískovcových výchozů v Českém ráji (Česká republika).

Podle režimního měření se průměrná roční teplota v pískovcových skalních městech pohybovala od 8,5 °C do 11,5 °C a relativní vlhkost vzduchu od 73 % do 85 %, přičemž odlesněná oblast vykazovala teplejší a sušší mikroklima a větší amplitudu hodnot než zalesněné oblasti. Byly zjištěny hodnoty objemové vlhkosti (více než 400 měření) a sacího tlaku (více než 150 měření) pískovcových výchozů a jejich změny v čase a prostoru. Průměrná objemová vlhkost se v zóně od povrchu pískovce do hloubky 12 cm pohybovala od 3 % do 10 % a sací tlak se v hloubce 2–12 cm pohyboval od 2 kPa až nad 130 kPa.

Pro určení prostorového uspořádání vlhkosti u pískovcového povrchu bylo poprvé opakovaně využito metody obarvování práškem uraninu. Podle obarvení se pískovcové prostředí rozdělilo na kapilární (vlhkou) a difuzní (suchou) zónu, na jejichž ostrém rozhraní se nacházela výparová fronta. Pozice výparové fronty se pohybovala od povrchu pískovce až do hloubky 9,5 cm, přičemž platilo, že čím blíže k povrchu v dlouhodobém průměru byla, tím méně kolísala její pozice v čase.

Pomocí přímého měření výparovými aparáty a taktéž díky výpočtům podle Fickova zákona byla poprvé určena intenzita výparu z pískovcového prostředí a její proměnlivost v čase a prostoru. Relativní chyba výpočtů byla 9 % až 58 % z měřené hodnoty, což je při vysoké variabilitě intenzity výparu (tři řády) přijatelná nejistota. Průměrná roční intenzita výparu se v jednotlivých oblastech pohybovala od 3 mm.rok⁻¹ do 245 mm.rok⁻¹. O intenzitě výparu nejvíce rozhodovala aktuální hloubka výparové fronty, dále roční období a teprve poté mikroklima dané oblasti.

Bylo zjištěno, že biogenní skalní kůra ovlivňuje některé hydraulické vlastnosti pískovce. Satureovaná hydraulická vodivost byla biogenní skalní kůrou statisticky významně snížena (15×–300×), stejně jako rychlost kapilárního nasákávání (2×–33× podle laboratorního měření, 5×–11× podle terénního měření). Díky svým hydrofobním vlastnostem tak biogenní skalní kůra může působit jako významný brzdící mechanismus toku kapilární vody u pískovcového povrchu, a tím ovlivňovat mnoho procesů. Oproti tomu propustnost materiálu pro vodní páru nebyla biogenní skalní kůrou statisticky významně ovlivněna.

ABSTRACT

Moisture in a sandstone body plays a notable role in hydrological, weathering, biological and other processes. Knowledge about presence and movement of moisture within porous medium of natural sandstone exposures is, however, rather limited. Aim of the doctoral thesis was thus to quantify selected moisture characteristics of several natural sandstone exposures in Český ráj (Czech Republic).

According to long-term logging, mean annual temperature at studied areas was between 8.5 °C to 11.5 °C, mean annual relative humidity was between 73 % to 85 %. Deforested area was found warmer and drier and amplitude of the values was higher there than at the forested areas. Values of water content (more than 400 measurements) and suction (more than 150 measurements) of the exposures including their spatial-temporal changes were obtained. Mean volumetric water content in zone from the sandstone's surface to 12 cm depth was from 3 % to 10 % and mean suction in depth 2–12 cm was from 2 kPa to more than 130 kPa.

Using uranine powder coloring, spatial distribution of moisture near the sandstone's surface was visualized repeatedly for the first time. The coloring divided the surficial area of the sandstone into capillary (wet) and diffusion (dry) zone. The sharp transition between the two zones was represented by vaporization plane. The vaporization plane position varied from very surface to the depth of 9.5 cm, whereas the closer to the sandstone's surface in long-term average, the lesser the vaporization plane depth varied in time.

Based on direct measuring using evaporation apparatuses and on calculations by Fick's law, the evaporation rate from sandstone and its variability were obtained for the first time. The relative error of the calculations was from 9 % to 58 % of the measured value, which is acceptable error as observed evaporation rate varies over 3 orders of magnitude. Mean annual evaporation rate varied from 3 mm \times year⁻¹ to 245 mm \times year⁻¹. The most important factor controlling the evaporation rate was the vaporization plane depth below the surface. Then the season followed and the factor which controlled the evaporation rate least was the microclimate given by the location.

It was revealed that biologically-initiated rock crust affects some hydraulic properties of the sandstone. Saturated hydraulic conductivity was statistically significantly decreased (15 \times –300 \times) as well as the capillary water absorption (2 \times –33 \times according to laboratory measurements, 5 \times –11 \times according to field measurements). Thanks to its hydrophobic properties, biologically-initiated rock crust can act as a factor notably decelerating the capillary water flow near the sandstone's surface and thus affects many processes. On the other hand, water-vapor diffusion was not significantly influenced by the biologically-initiated rock crust.

OBSAH

1. Úvod	1
2. Vlhkost v porézním prostředí.....	3
2.1. Voda v porézním prostředí	3
2.1.1. Nasycené prostředí	4
2.1.2. Nenasycené prostředí	5
2.2. Vodní pára v porézním prostředí	11
2.3. Výpar z porézního prostředí a kondenzace.....	13
2.3.1. Určení hloubky sekundární výparové fronty	18
2.3.2. Výpar a tok tepla	20
2.3.3. Kondenzace.....	22
3. Vztah mezi vlhkostí v porézním prostředí a zvětrávacími procesy	23
3.1. Solné zvětrávání.....	24
3.2. Mrazové zvětrávání	28
3.3. Vlhkost v porézním prostředí a biokolonizace povrchů.....	31
4. Metodika	35
4.1. Použité nástroje a látky.....	35
4.2. Měření teploty, relativní vlhkosti vzduchu a rychlosti proudění vzduchu v pískovcových skalních městech	37
4.3. Odběr vzorků a jejich označení	38
4.4. Měření vlhkosti a sacího tlaku v pískovcovém prostředí	40
4.5. Detekce hloubky výparové fronty.....	42
4.6. Měření intenzity výparu z pískovcového prostředí.....	44
4.6.1. Výparový aparát typu dry core	44
4.6.2. Výparový aparát typu wet core	46
4.6.3. Měření vlivu biogenní skalní kůry a proudění vzduchu na intenzitu výparu	48
4.7. Měření součinitele difuzní vodivosti.....	49
4.8. Výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí.....	51
4.9. Měření saturované hydraulické vodivosti	52
4.10. Měření rychlosti kapilárního nasákávání	55
4.10.1. Laboratorní měření	55
4.10.2. Terénní měření.....	57
5. Studovaná oblast	58
5.1. Geologie české křídové pánve	58
5.2. Hlavní studované lokality	60

5.2.1.	Lokalita STR.....	63
5.2.2.	Lokalita ML1	65
5.2.3.	Lokalita ML2	68
5.2.4.	Lokalita MA.....	70
5.2.5.	Lokalita DR.....	70
5.3.	Vedlejší zájmové lokality	71
6.	Výsledky a diskuse.....	74
6.1.	Mikroklimatické podmínky v pískovcových skalních městech.....	74
6.2.	Vlhkost a sací tlak	85
6.2.1.	Lokalita STR.....	85
6.2.2.	Lokality přirozených pískovcových výchozů	87
6.2.3.	Zhodnocení naměřených hodnot a použitých metod.....	100
6.3.	Prostorové uspořádání vlhkosti v pískovcovém prostředí.....	102
6.4.	Měření intenzity výparu z pískovcových výchozů	111
6.5.	Výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí.....	116
6.5.1.	Ověřování výpočtu intenzity výparu pomocí výparových aparátů	117
6.5.2.	Výpočet intenzity výparu z přirozených pískovcových povrchů.....	132
6.5.3.	Zhodnocení naměřených hodnot a navrhovaná zlepšení do budoucna	145
6.6.	Hydraulické vlastnosti studovaných pískovců a jejich ovlivnění biogenní skalní kůrou	147
6.6.1.	Součinitel difuzní vodivosti	148
6.6.2.	Saturovaná hydraulická vodivost	150
6.6.3.	Rychlost kapilárního nasákávání	153
6.6.3.1.	Laboratorní měření	153
6.6.3.2.	Terénní měření.....	157
6.6.4.	Vliv biogenní skalní kůry na intenzitu výparu.....	160
6.6.5.	Shrnutí zjištěných vlivů biogenní skalní kůry na pohyb vlhkosti pískovcovým prostředím	162
7.	Závěr.....	165
8.	Použitá literatura	169
9.	Přílohová část.....	197

SEZNAM NEJPOUŽÍVANĚJŠÍCH ZKRATEK

B – sublokalita s atektonickým nerovným povrchem s vyvinutou biogenní skalní kůrou

BIRC – biogenní skalní kůra (Biologically Initiated Rock Crust)

C – sublokalita s tektonickým povrchem puklin s vyvinutou biogenní skalní kůrou

CAR – poměr mezi rychlostí kapilárního nasákávání skrz povrch s biogenní skalní kůrou a skrz podloží (Capillary Absorption Ratio)

CWA – kapilární nasákavost (Capillary Water Absorption)

DR – lokalita Drábovna

DZ – difuzní zóna

F – sublokalita s tektonickým povrchem puklin bez vyvinuté biogenní skalní kůry

GPS – Globální polohový systém (Global Positioning System)

J – jih

KZ – kapilární zóna

MA – lokalita Malobratřice

ML1 – lokalita Mladějov 1

ML2 – lokalita Mladějov 2

PVC – polyvinylchlorid

REF – neopravovaná referenční převrácená hodnota odporu prostředí měřená protimeterem

RH – relativní vlhkost vzduchu (Relative Humidity)

S – sever

STR – lokalita Střeleč

T – teplota

TDR – Time Domain Reflectometry

V – východ

VF – výparová fronta

Z – západ

SEZNAM NEJPOUŽÍVANĚJŠÍCH SYMBOLŮ

d – hloubka výparové fronty

E – vypočítaná intenzita výparu z porézního prostředí

g – tíhové zrychlení

H – hydraulická výška

h – tlaková výška

i – hydraulický gradient

K – hydraulická vodivost

K_s – satureovaná hydraulická vodivost

n – počet měření či měřených období

P_c – kapilární tlak

P – parciální tlak vodní páry

P_{sat} – parciální tlak pro nasycenou vodní páru

q – hustota difuzního toku vodní páry

Re – Reynoldsovo číslo

S – plocha podstavy pískovcového jádra

T_x – rychlost kapilárního nasákávání pro rozdílné úrovně dosud nasáknuté vody

v – objemový tok

z – geodetická výška

δ – součinitel difuzní vodivosti materiálu

θ – objemová vlhkost

θ_r – reziduální vlhkost

θ_s – nasycená vlhkost

ν – koeficient kinematické viskozity

ρ – objemová hmotnost, hustota

ψ_m – matriční potenciál

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 2.1. Obecný tvar retenční křivky.....	9
Obr. 2.2. Obecná retenční křivka s hysterezním chováním.	10
Obr. 2.3. Rozdělení porézního prostředí na kapilární a difuzní zónu.....	16
Obr. 2.4. Vývoj intenzity výparu v jednotlivých časových fázích výparového experimentu...17	
Obr. 3.1. Schéma pórového prostoru ucpaného organismy	32
Obr. 4.1. Odběr pískovcových jader.....	39
Obr. 4.2. Schéma odběru jader, vysvětlení pojmů povrchové a podložní jádro.	40
Obr. 4.3. Schéma zobrazování hloubky výparové fronty	44
Obr. 4.4. Schéma výparových aparátů.....	47
Obr. 4.5. Výparový aparát <i>in situ</i>	48
Obr. 4.6. Rozmístění výparových aparátů zajišťující rozdílnou rychlost proudění vzduchu. ..49	
Obr. 4.7. Propustoměr a vzorky pro měření saturované hydraulické vodivosti.....	54
Obr. 4.8. Schéma měření rychlosti kapilárního nasákávání v laboratoři.....	56
Obr. 4.9. Měření rychlosti kapilárního nasákávání v terénu pomocí Karsten tube.....	57
Obr. 5.1. Umístění všech studovaných lokalit (černé body) vůči údolí a poloze lesa.....	62
Obr. 5.2. Poloha studovaných sublokalit (B1, B2, B3, C1, C2, F1) na lokalitě STR.	65
Obr. 5.3. Fotografie lokalit ML1 a ML2.....	66
Obr. 5.4. Označení sublokalit na lokalitě ML1.....	67
Obr. 5.5. Detailní fotografie sublokalit na lokalitě ML1.....	68
Obr. 5.6. Fotografie sublokalit na lokalitě ML2	69
Obr. 6.1. Průběh teploty během jednotlivých měsíců roku 2017.....	76
Obr. 6.2. Průběh relativní vlhkosti vzduchu během jednotlivých měsíců roku 2017	77
Obr. 6.3. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty na lokalitě ML1 v létě 2017.....	77
Obr. 6.4. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty na lokalitě ML2 v létě 2017.....	78
Obr. 6.5. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty na lokalitě ML1 v zimě 2017/2018.	78
Obr. 6.6. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty na lokalitě ML2 v zimě 2017/2018.	79
Obr. 6.7. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty během teplého dne na lokalitě ML2.. ..	80
Obr. 6.8. Průběh relativní vlhkosti vzduchu a teploty během zimního dne na lokalitě ML2...80	
Obr. 6.9. Teplota naměřená u pískovcového povrchu a 5,5 cm v hloubce skalního masivu....	82
Obr. 6.10. Měsíční úhrny srážek v roce 2017 pro lokality ML1 a ML2	83
Obr. 6.11. Vztah mezi určením objemové vlhkosti metodou TDR a gravimetricky pro jednotlivé sublokality na lokalitě STR.....	87

Obr. 6.12. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot sacího tlaku na jednotlivých sublokalitách.	88
Obr. 6.13. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot objemové vlhkosti (TDR) na jednotlivých sublokalitách.	89
Obr. 6.14. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě ML1 sole.....	90
Obr. 6.15. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě ML1 jeskyně.	90
Obr. 6.16. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě ML1 pilíř.	91
Obr. 6.17. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě ML1 řasy.....	92
Obr. 6.18. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě MA vlhký.	93
Obr. 6.19. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě DR jeskyně.	93
Obr. 6.20. Vzájemný exponenciální vztah mezi dlouhodobým průměrem objemové vlhkosti (TDR) a sacího tlaku jednotlivých sublokalit.	94
Obr.6.21. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokalitě DR sole. S rostoucí objemovou vlhkostí klesá sací tlak a <i>vice versa</i>	95
Obr 6.22. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot relativní vlhkosti pískovcových povrchů přepočítané z REF hodnot z protimeteru na jednotlivých sublokalitách.	97
Obr. 6.23. Vztah mezi určením objemové vlhkosti metodou TDR a relativní vlhkosti pomocí protimeteru.....	98
Obr. 6.24. Detekce hloubky výparové fronty pomocí uraninu ve vyvrtaných dírách do pískovcového povrchu.	103
Obr. 6.25. Vztah mezi dlouhodobým průměrem hloubky výparové fronty a její směrodatnou odchylkou pro jednotlivé sublokality.	105
Obr. 6.26. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou objemovou vlhkostí (TDR) pro jednotlivé sublokality.....	105
Obr. 6.27. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou relativní vlhkostí z protimeteru pro jednotlivé sublokality.	106

Obr. 6.28. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou hodnotou sacího tlaku pro jednotlivé sublokality.....	106
Obr. 6.29. Vztah mezi hloubkou výparové fronty a relativní vlhkostí z protimeteru pro jednotlivé sublokality naměřené 6.4.2018 a 10.6.2018.....	107
Obr. 6.30. Vývoj hloubky výparové fronty v čase pro jednotlivé sublokality.....	109
Obr. 6.31. Intenzita výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1..	113
Obr. 6.32. Intenzita výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML2.	115
Obr. 6.33. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core A.	121
Obr. 6.34. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core G.	121
Obr. 6.35. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core 12/13.	122
Obr. 6.36. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Chorvatsko, výparový aparát dry core A.	122
Obr. 6.37. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Jordánsko, výparový aparát dry core A.....	123
Obr. 6.38. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 2, výparový aparát wet core PPPA.....	123
Obr. 6.39. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 2, výparový aparát wet core PPPB.....	124
Obr. 6.40. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Chorvatsko, výparový aparát wet core B.	124
Obr. 6.41. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Jordánsko, výparový aparát wet core B.	125
Obr. 6.42. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1, výparový aparát typu dry core.	130
Obr. 6.43. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1, výparový aparát typu wet core.	130
Obr. 6.44. Vypočítaná intenzita výparu na sublokality ML1 sole.....	135
Obr. 6.45. Vypočítaná intenzita výparu na sublokality ML1 pilíř	135
Obr. 6.46. Srovnání vypočítané intenzity výparu ze sublokality ML1 pilíř a ML1 sole v roce 2017.	136
Obr. 6.47. Vypočítaná intenzita výparu na sublokality ML2 hladká.....	137

Obr. 6.48. Vypočítaná intenzita výparu na sublokalitě ML2 voštiny	137
Obr. 6.49. Vypočítaná intenzita výparu na sublokalitě MA vlhký.	139
Obr. 6.50. Vypočítaná intenzita výparu na sublokalitě MA suchý.	139
Obr. 6.51. Vztah mezi hloubkou výparové fronty a intenzitou výparu.	140
Obr. 6.52. Vypočítaná intenzita výparu v aridním klimatu v Jordánsku.....	145
Obr. 6.53. Součinitel difuzní vodivosti δ pro povrchová a podložní jádra na lokalitě STR, uvedené průměrné hodnoty a rozsah hodnot.....	150
Obr. 6.54. Akumulace kaolinitu a dalších jílovitých až křemenných prachových částic u povrchu pískovce. Výbrus..	151
Obr. 6.55. Saturovaná hydraulická vodivost K_s biogenní skalní kůry a podložních jader na lokalitě STR, uvedené průměrné hodnoty.	152
Obr. 6.56. Příklad vývoje kapilárního nasákávání v čase (sublokalita STR B1).	154
Obr. 6.57. Vývoj kapilárního nasákávání v čase (sublokalita STR C1).....	155
Obr. 6.58. Hodnoty T_{20} pro kapilární nasákávání skrz biogenní skalní kůru a skrz podloží na lokalitě STR.	157
Obr. 6.59. Příklad měření rychlosti kapilárního nasákávání pomocí Karsten tube v terénu. Sublokalita ML1 pilíř	158
Obr. 6.60. Příklad měření rychlosti kapilárního nasákávání pomocí Karsten tube v terénu. Sublokalita ML1 řasy..	159
Obr. 6.61. Rozšíření omočené plochy pískovce okolo náhubku Karsten tube.	160
Obr. 6.62. Hydrofobicita biogenní skalní kůry	163
Obr. 6.63. Tvorba naspodu zakulacených kapek na pískovcovém povrchu namísto urychleného vsaku do podloží.....	164

SEZNAM TABULEK

Tab. 5.1. Seznam hlavních studovaných lokalit s GPS souřadnicemi a výčtem prováděných typů měření na dané lokalitě.....	61
Tab. 5.2. Seznam sublokalit v rámci hlavních studovaných lokalit s orientací a sklonem výchozu a uvedením, zda je výchoz chráněn před deštěm.	63
Tab. 5.3. Seznam vedlejších zájmových lokalit, které sloužily pro ověření rozdílů mezi naměřenými a vypočítanými hodnotami intenzity výparu.	72
Tab. 5.4. Seznam všech výparových aparátů použitých na vedlejších zájmových lokalitách s příslušnými použitými litologiemi.	73
Tab. 6.1. Měsíční a roční průměry teploty naměřené pomocí čidel na studovaných lokalitách v roce 2017.....	75
Tab. 6.2. Měsíční a roční průměry relativní vlhkosti vzduchu naměřené pomocí čidel a měsíční úhrny srážek ze stanice Holenice na studovaných lokalitách pro rok 2017.	75
Tab. 6.3. Denní amplituda relativní vlhkosti vzduchu a teploty, počet mrazových cyklů pro celý rok 2017 i jeho jednotlivé měsíce, lokality ML1, ML2.....	82
Tab. 6.4. Minimální a maximální hodnoty rychlosti proudění vzduchu naměřené 24.9.2018 a 19.2.2019.....	84
Tab. 6.5. Měření dlouhodobé objemové vlhkosti pískovcových výchozů na lokalitě STR pomocí TDR a vážení odebraných pískovcových jader.	86
Tab. 6.6. Průměrné hodnoty sacího tlaku a objemové vlhkosti přirozených pískovcových výchozů (metoda měření TDR), lokality ML1, ML2, MA a DR.....	88
Tab. 6.7. Relativní vlhkost pískovcových povrchů na jednotlivých sublokalitách přepočítaná podle REF hodnot z protimeteru.	97
Tab. 6.8. Hodnoty objemové vlhkosti změřené metodou TDR a relativní vlhkosti změřené pomocí protimeteru. Jedná se o párové hodnoty změřené ve stejný den (4.4.2019).	99
Tab. 6.9. Naměřené hodnoty hloubky výparové fronty pro jednotlivé sublokality	108
Tab. 6.10. Míra korelace mezi aktuální hloubkou výparové fronty a mikroklimatickými poměry na dané sublokalitě	109
Tab. 6.11. Naměřená intenzita výparu v jednotlivých měřených obdobích.	116
Tab. 6.12. Výsledky vypočítané a změřené intenzity výparu z výparových aparátů typu dry core a wet core na testovacích lokalitách.	119
Tab. 6.13. Průměrná relativní chyba vypočítaných hodnot intenzity výparu	120
Tab. 6.14. Vliv rychlosti proudění vzduchu na intenzitu výparu.....	127

Tab. 6.15. Výsledky vypočítané a změřené intenzity výparu z výparových aparátů typu dry core a wet core na lokalitě ML1.	129
Tab. 6.16. Vypočítaná intenzita výparu pro 4 vybrané sublokality za rok 2017.	134
Tab. 6.17. Vliv tří kritérií na intenzitu výparu: i) naměřený rozsah hloubky výparové fronty, ii) mikroklima dané ročním obdobím, iii) mikroklima dané lokalitou	141
Tab. 6.18. Hloubka výparové fronty pro jednotlivé lokality, při které se vypočítaný průměr intenzity výparu za rok 2017 rovná průměrnému ročnímu vsaku.....	143
Tab. 6.19. Součinitel difuzní vodivosti δ pro povrchová a podložní jádra, přepočet na samotnou biogenní skalní kůru a poměr δ mezi podložím a biogenní skalní kůrou..	149
Tab. 6.20. Saturevaná hydraulická vodivost K_s pro povrchová a podložní jádra, přepočet na samotnou biogenní skalní kůru a poměr K_s mezi podložím a biogenní skalní kůrou.....	152
Tab. 6.21. Hodnoty T_x vyjadřující rychlost kapilárního nasákávání pro rozdílné úrovně dosud nasáknuté vody ($\text{g}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), měřené v laboratoři.....	156
Tab. 6.22. Naměřené hodnoty intenzity výparu z výparových aparátů typu wet core pro případ, kdy měly na své horní podstavě biogenní skalní kůru, anebo byly odebrány z podloží..	162

SEZNAM ROVNIC

(2.1) Darcyho zákon pro jednorozměrné horizontální proudění	4
(2.2) Darcyho zákon pro třírozměrné proudění.....	4
(2.3) Postupová rychlost	4
(2.4) Reynoldsovo číslo	4
(2.5) Objemová vlhkost	5
(2.6) Kapilární tlak	5
(2.7) Výška kapilární vody v trubicovitém póru.....	5
(2.8) Celkový potenciál jako součet tlakové a geodetické výšky	8
(2.9) Darcy-Buckinghamův zákon	8
(2.10) Model Mualem-van Genuchten	8
(2.11) Richardsova rovnice pro jednorozměrné horizontální proudění.....	10
(2.12) Richardsova rovnice v kapacitním tvaru	11
(2.13) Richardsova rovnice v difuzním tvaru	11
(2.14) Závislost funkce $K_r(h)$	11
(2.15) První Fickův zákon pro difuzi vodních par	11
(2.16) Tetensova rovnice	12
(2.17) Exponenciální průběh intenzity výparu.....	17
(2.18) Tok tepla v porézním prostředí	20
(2.19) Tepelná vodivost podle de Vriese	21
(2.20) Opravný koeficient tepelné vodivosti	21
(4.1) Výpočet hmotnostní vlhkosti.....	40
(4.2) Výpočet objemové vlhkosti	41
(4.3) Výpočet součinitele difuzní vodivosti.....	50
(4.4) Výpočet parciálního tlaku nasycené vodní páry pro teploty pod bodem mrazu.....	50
(4.5) Přepočet součinitele difuzní vodivosti pro biogenní skalní kůru.....	51
(4.6) Výpočet intenzity výparu z porézního prostředí.....	51
(4.7) Výpočet propustnosti.....	53
(4.8) Výpočet saturované hydraulické vodivosti	53
(4.9) Přepočet saturované hydraulické vodivosti pro biogenní skalní kůru	54
(4.10) Výpočet kapilární nasákavosti	55
(4.11) Výpočet rychlosti kapilárního nasákávání pro konkrétní frakci nasáknuté vody.....	56
(4.12) Výpočet rychlosti kapilárního nasákávání pro 50 % nasáknuté vody.....	56

1. Úvod

Vlhkost (neboli voda ve všech třech skupenstvích) představuje nedílnou součást mnoha přirozených procesů, ať už hydrologických (Domenico a Schwartz, 1998), klimatických (Oki a Kanae, 2006) nebo biologických (Viitanen et al., 2010). Přítomnost vlhkosti a její pohyb v porézních kompaktních materiálech mimo jiné spolurozhodují o účinnosti zvětrávacích a dalších destrukčních procesů (Paradise, 2002; Mol a Viles, 2012; Bruthans et al., 2018), a to jak v případě stavebních materiálů (Pender, 2004; Moreno et al., 2006), tak na přirozených skalních výchozech (Mol a Viles, 2010; Bruthans et al., 2017).

Mezi časté zvětrávací procesy ve střední Evropě patří solné a mrazové zvětrávání (např. Příkryl et al., 2007; Ruedrich, 2011; Vařilová et al., 2015). Je prokázáno, že s rostoucí vlhkostí materiálu roste destruktivní účinek mrazového zvětrávání (Hallet, 1983; Hall, 1988), v případě solného zvětrávání platí, že místa, kde v porézním prostředí dochází k výparu kapalně vody, jsou shodná s místy očekávaného mechanického rozpadu materiálu způsobeného krystalizací do té doby rozpuštěných solí (Huinink et al., 2004; Schnepfleitner et al., 2016). Toto obdobně platí i u výšky kapilárního vztlínání, která určuje úroveň, na které může docházet k destruktivním účinkům solí (Huinink et al., 2004; Moreno et al., 2006).

V památkářství je kladen velký důraz na ochranu budov před účinky vody, ledu a solí (Watt a Colston, 2000; Young et al., 2003) či přímo na zjištění míry destrukce, kterou solné a mrazové zvětrávání mohou způsobit (La Iglesia et al., 1997; Rivas et al., 2003; Příkryl, 2013). Na přirozených výchozech byl například studován vztah mezi množstvím vody v porézní hornině a rychlostí eroze (Bruthans et al., 2017) či vztah mezi prostorovým uspořádáním vlhkosti v porézní hornině a výskytem zvětrávacích forem na jejím přirozeném povrchu (Huinink et al., 2004; Mol a Viles, 2010).

Studie zabývající problematikou zvětrávání přirozených výchozů porézních hornin jsou však často zaměřeny pouze na určitý aspekt přítomnosti a pohybu vlhkosti v hornině. V pracích často chybí podložené údaje o zdroji vlhkosti a zohlednění výparu, nebývá režimně měřeno množství vody v prostředí a velmi málo je toho známo o prostorovém uspořádání vlhkosti u povrchu, jeho proměnlivosti v čase a o faktorech ovlivňujících výskyt a pohyb vlhkosti v porézních horninách. Mezi porézní horniny často postižené zvětráváním jejich obnažených výchozů patří pískovce. Pokud je mi známo, neexistuje žádná studie věnující se komplexně pohybu vlhkosti

v přirozených pískovcových výchozech, a to i přes klíčovou roli, kterou při zvětrávání vlhkost obvykle hraje.

Cílem doktorské práce je kvantifikovat vlhkostní charakteristiky přírodních pískovcových výchozů v Českém ráji. Mezi studované vlhkostní charakteristiky patří objemová vlhkost a sací tlak a jejich proměnlivost v čase a prostoru, prostorové uspořádání vlhkosti u pískovcového povrchu a intenzita výparu z pískovcového prostředí. Dílčí cíle jsou: i) využít snadno dostupná data (teplota a relativní vlhkost vzduchu, prostorové uspořádání vody u pískovcového povrchu) pro predikci intenzity výparu, ii) využít relativně novou metodu k zobrazení míst, kde v pískovcovém prostředí dochází k výparu, a iii) kvantifikovat vliv biogenní skalní kůry na hydraulické vlastnosti studovaných pískovců.

V práci je kladen důraz na zjišťování vlhkosti prostředí, pohyb vody i vodní páry prostředím, výpar a na rozlišení, v jakém skupenství (kapalné, plynné) je vlhkost v porézním prostředí přítomna. Doktorská práce by měla přispět k lepšímu porozumění této problematice a pomoci tak získat data použitelná k tvorbě konceptuálního modelu vzájemného vztahu mezi vlhkostí a zvětráváním.

Práce předpokládá pořízení následujících skupin dat měřených v terénu: vlhkosti a sacího tlaku pískovcového povrchu a mělké podpovrchové zóny; intenzity výparu; hloubky, v jaké dochází k přeměně kapilární vody ve vodní páru (tzv. výparová fronta); teploty a relativní vlhkosti vzduchu v mikroklimatu skalních měst. Jelikož některá měření vyžadují invazivní přístup, je vyloučeno takový výzkum provádět v chráněných oblastech. Z toho důvodu byly pro detailní výzkum vybrány především dvě lokality, které se nacházejí v nejbližším okolí Chráněné krajinné oblasti Český ráj a které zároveň nabízejí přirozené skalní útvary svým charakterem identické s chráněnými oblastmi, a detailní výzkum probíhal taktéž v činném lomu na sklopísek ve Střelci v Českém ráji. Kromě toho byly studovány další dvě přirozené lokality. Vedle terénních měření práce prezentuje řadu laboratorních měření a experimentů, které se týkají především hydraulických vlastností pískovce a jejich ovlivnění díky přítomnosti biogenní skalní kůry.

2. Vlhkost v porézním prostředí

V celé práci je termín vlhkost používán pro výskyt vody jak v kapalném, tak plynném i pevném skupenství. Pakliže se hovoří o vodě, je tím myšlena pouze voda v kapalném stavu, a pro plynný stav je vyhrazen pojem vodní pára. Tato kapitola se zabývá výskytem a pohybem vody a vodní páry v porézním prostředí.

2.1. Voda v porézním prostředí

Voda může být v porézním prostředí přítomna ve formě i) hygroscopické vody, obalující jednotlivé částice (zrna) vodním filmem, která je v kapalném stavu prakticky nepohyblivá a z prostředí může být odstraněna vysokým zahřátím, ii) kapilární vody, obklopující částice silnější vrstvou vody, držené kapilárními a adsorpčními silami a povrchovým napětím vody, a iii) gravitační vody, představující volně tekoucí vodu v prostoru mezi částicemi (Šilar, 1983; Šantrůčková, 2014).

Množství vody, která proniká do půdy či horninového prostředí (velikost infiltrace), závisí na řadě faktorů: intenzitě, trvání a prostorovém rozdělení srážek, velikosti, tvaru a orientaci exponované plochy umožňující vsak, evapotranspiraci a schopnosti prostředí přijímat vodu (Dunne et al., 1991; Krásný et al., 2012). Velikost infiltrace závisí také na přítomnosti organismů, ovlivňujících hydraulické vlastnosti materiálu např. hydrofobicitou, snížením propustnosti vlivem ucpání pórů aj. (více v kapitole 3.3.; Shirtcliffe et al., 2006).

Voda v porézním prostředí může vytvářet souvislá tělesa, v nichž jsou všechny póry vyplněny vodou (zvodně). V takovém případě hovoříme v obecné rovině o tzv. nasyceném prostředí či nasycené (saturované) zóně (kapitola 2.1.1; Krásný et al., 2012). Pakliže se v pórech kromě vody vyskytuje i vzduch, hovoříme v obecné rovině o tzv. nenasyčeném (nesaturovaném) prostředí či nenasyčené (vadózní) zóně (kapitola 2.1.2; Krásný et al., 2012). Na rozdělení na nasycené a nenasyčené prostředí však neexistuje jednoznačný, obecně přijímaný pohled – do nenasyčené zóny se někdy zahrnuje také kapilární třáseň. Ta má totiž všechny póry zaplněny kapilární vodou, ale protože se nachází nad hladinou podzemní vody, má negativní tlakovou výšku, což zároveň splňuje jednu z definic nenasyčené zóny (Šrámek et al., 2002). Jiný pohled kapilární třáseň řadí naopak do nasyceného prostředí, a nenasyčená zóna tak začíná až nad kapilární třásní (Tindall et al., 1999). V této práci je prostředí rozděleno na nasycené a nenasyčené na základě zaplnění pórů vodou, do nasyceného prostředí tedy patří i kapilární třáseň.

2.1.1. Nasycené prostředí

Jedním ze základních parametrů proudění vody v nasycené zóně je hydraulická výška H (m), která je součtem geodetické výšky z a tlakové výšky h (Šilar, 1983; Schwartz a Zhang, 2002). Pohyb kapaliny v porézním prostředí popisuje Darcyho (1856) zákon, který lze pro jednorozměrné horizontální proudění vyjádřit rovnicí (Kuráž, 2014; 2.1):

$$v = -K_s \frac{dH}{dx}, \text{ neboli } v = -K_s i \quad (2.1)$$

kde K_s je satureovaná hydraulická vodivost ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), H je hydraulická výška (m) a v je objemový tok (uváděno také jako hustota toku či Darcyovská rychlost) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Objemový tok udává průtočné množství ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) protékající jednotkovým průřezem (m^2). Jako veličina i je udáván tzv. hydraulický gradient (-), v případě jednorozměrného proudění ve směru osy x tedy $i = dH/dx$. V případě třírozměrného proudění se H obecně mění ve všech směrech a Darcyho zákon je vyjádřen rovnicí (Domenico a Schwartz, 1998; 2.2):

$$v = -K_s \text{ grad}H \quad (2.2)$$

Zde je již v vektorovou veličinou. Pakliže je K_s závislá na směru proudění (anizotropní proudění), je tenzorovou veličinou. Jelikož v udává objemový tok vody, protékající celým jednotkovým průřezem, zavádí se ještě tzv. postupová (neboli střední pórová) rychlost v_p podle vztahu (Domenico a Schwartz, 1998; 2.3):

$$v_p = \frac{v}{n_e} \quad (2.3)$$

kde n_e je efektivní pórovitost prostředí, kterým voda protéká.

Darcyho zákon mezi objemovým tokem a hydraulickým gradientem platí pouze pro laminární proudění. Hranici přechodu laminárního proudění v turbulentní stanovuje tzv. Reynoldsovo číslo Re (-), definované pro proudění v granulárním porézním prostředí (Massey a Ward-Smith, 1998; Kuráž, 2014; 2.4):

$$Re = \frac{v d_e}{\nu} \quad (2.4)$$

kde d_e je velikost efektivního zrna (m) ze zrnitostní křivky, v představuje objemový tok ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a ν je koeficient kinematické viskozity ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$). Nejčastěji se uvádí, že Darcyho zákon v porézním prostředí určitě platí pro $Re < 1$, určitě neplatí pro $Re > 10$ a množina $Re < 1; 10 >$ je oblastí nejistoty (Dybbis a Edwards, 1984; Valentová, 1994), přičemž velmi záleží na geometrii

prostředí; podle Kuráže (2014) se režim proudění z laminárního na turbulentní mění v porézním prostředí okolo $Re \sim 7$.

2.1.2. Nenasycené prostředí

V nesaturované zóně (označované taktéž jako nenasycená či vadózní zóna) je v pórech kromě kapalně fáze přítomen také půdní vzduch. Veličina, která charakterizuje množství vody v prostředí, se označuje jako vlhkost, a to buď hmotnostní, vyjadřující poměr hmotnosti vody k hmotnosti prostředí, anebo objemová, vyjadřující poměr objemu vody k objemu prostředí. V této práci se pracuje s objemovou vlhkostí θ , která je definována podle vztahu (Domenico a Schwartz, 1998; 2.5):

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad (2.5)$$

kde V_w je označení pro objem vody ve vzorku a V objem celého vzorku porézního materiálu, ve kterém je vlhkost stanovována.

Voda se v nesaturované zóně udržuje především díky kapilárním a adsorpčním procesům (Šilar, 1983; Rumynin, 2011). S kapilárními procesy souvisí tzv. kapilární tlak P_c (Pa), který je důsledkem zakřivení volného povrchu kapaliny u stěn okolní pevné fáze. Je definován tzv. Young-Laplacovou rovnicí (Finn, 1999; 2.6):

$$P_c = -\frac{2\sigma}{R} \quad (2.6)$$

kde σ je povrchové napětí ($N \cdot m^{-1}$) a R je poloměr křivosti kapilárního menisku (m). Kapilární tlak je záporný, jelikož je vždy nižší než nulový tlak na nezakřiveném povrchu vody, ke kterému je vztažen. Rozhraní každé pevné fáze a kapaliny je charakterizováno tzv. kontaktním úhlem φ . Ve vztahu k poloměru kapiláry r (m) platí, že $R = r/\cos \varphi$ a výška vody v kapiláře je definována podle rovnice (Finn, 1999; Kopecký, 2014; 2.7):

$$h_c = \frac{2\sigma \cos \varphi}{\rho g r} \quad (2.7)$$

kde h_c je maximální výška (m) nad hladinou, do které může nastoupat kapilární voda v trubicovitém póru o daném poloměru r (m), ρ je hustota kapaliny ($kg \cdot m^{-3}$) a g tíhové zrychlení ($m \cdot s^{-2}$). Kapilární procesy nad hladinou podzemní vody se uplatňují do tlakových výšek odpovídajících h_c nejužších pórů, od určité velikosti tlakové výšky začínají nad kapilárními procesy převažovat adsorpční procesy.

Adsorpční procesy sestávají z hydratace povrchu částic, hydratace kationtů a u expanzivních jíílů také hydratace jejich vnitřních vrstev (Lu, 2016). V neexpanzivním porézním materiálu je z adsorpčních procesů nejvýznamnější hydratace na povrchu zrn, kterou způsobují tzv. van der Waals-Londonovy síly, které vytvářejí na povrchu zrn tenký film vody o nejčastěji uváděné mocnosti jednotky až desítky nm (Tindall et al., 1999; Tokunaga, 2011).

Důležitým pojmem je tzv. potenciál půdní vody (dále celkový potenciál). Celkový potenciál je definovaný jako množství práce, které je třeba vykonat pro přesun jednotkového množství vody ze zvodně čisté vody o dané elevaci za atmosférického tlaku do zamýšleného referenčního bodu systému voda – půda, a to izotermálně a reverzibilně (Bolt, 1976). Tento proces je ve skutečnosti rozdělen do několika kroků, resp. komponent, ze kterých celkový potenciál sestává (Tindall et al., 1999). Těmito komponentami jsou gravitační potenciál ψ_z , osmotický potenciál ψ_o , pneumatický potenciál ψ_a , matriční potenciál ψ_m a zátěžový potenciál ψ_b (Kendall a McDonnell, 1999; Tindall et al., 1999). Někdy se k těmto pěti složkám přidává ještě tlakový potenciál ψ_p , který je podsložkou matričního potenciálu. Rozdíl celkového potenciálu mezi dvěma body ve vlhkém porézním prostředí je hnací silou proudění vody mezi těmito body, a to ve směru gradientu celkového potenciálu (z místa s vyšším potenciálem do místa s nižším potenciálem).

Gravitační potenciál ψ_z je dán výškovým rozdílem mezi referenční úrovní a bodem v půdní vodě. Pokud je půdní voda nad referenční úrovní, hodnota z (vertikální vzdálenost) je kladná, a pokud pod referenční úrovní, hodnota z je záporná. ψ_z není závislý na vlastnostech porézního prostředí a je dán čistě vertikální vzdáleností od referenční úrovně, tedy výškovou pozicí v gravitačním poli Země (Tindall et al., 1999).

Osmotický potenciál ψ_o je způsoben solemi, rozpuštěnými v pórové vodě, snižujícími její potenciální energii a tlak vodní páry. Reprezentuje rozdíl energie na jednotkový objem pórové vody oproti volné čisté vodě v témže bodě. Je vztažen k procesu osmózy, kdy se molekuly vody pohybují od slabších roztoků k silnějším roztokům, které ředí, a tím se vyrovnává koncentrace obou roztoků (Kendall a McDonnell, 1999; Tindall et al., 1999). Každé zrno má své elektrické pole, snižující v okolí zrna koncentraci roztoku. To vede ke zvýšení průtočné plochy pro vodu vůči průtočné ploše pro rozpuštěné sole, což má za následek pohyb vody díky osmotickým rozdílům. Množství takto se pohybující vody záleží nejen na osmotickém gradientu, ale také na velikosti zrn prostředí. V hrubších materiálech jako je písek či pískovec jsou póry relativně

větší než například v jílech, a rozdíl v průtočných plochách pro vodu a rozpuštěné soli nebude tak velký (Nielsen et al., 1986; Tindall et al., 1999).

Matriční potenciál ψ_m (v angl. literatuře *matric potential*) je výslednicí kapilárních a adsorpčních sil na fázovém rozhraní v kapilárách mezi kapalnou, plynnou a pevnou fází a udává, jakou silou je voda držena na površích kapilárních pórů. V rigidním porézním prostředí je matriční potenciál hlavní hnací silou pro tok vody v nenasycené zóně (Kim et al., 1992). Matriční potenciál je zpravidla vyjadřován se záporným znaménkem nad hladinou podzemní vody, nulový na hladině a s kladným znaménkem pod hladinou podzemní vody. Případně bývá rozdělen na záporný matriční potenciál nad hladinou a kladný tlakový potenciál ψ_p , odpovídající hydrostatickému tlaku pod hladinou podzemní vody (Kendall a McDonnell, 1999; Tindall et al., 1999).

Pneumatický potenciál ψ_a vyjadřuje změnu potenciální energie na jednotkový objem vody při změně tlaku okolního plynu z referenční hodnoty na hodnotu tlaku vzduchu v porézním prostředí. Je tedy dán rozdílem atmosférického tlaku a tlaku plynů v porézním prostředí. V rovnovážném stavu je při zanedbatelném vlivu gravitace součet matričního potenciálu a osmotického potenciálu roven pneumatickému potenciálu, jelikož vzduch funguje jako ideální polopropustná membrána umožňující vstup molekulám vody, nikoliv rozpuštěným látkám (za předpokladu, že nejsou těkavé) (Hillel, 1971; Tindall et al., 1999). Pneumatický potenciál může být vztažen ke každé relativní vlhkosti vzduchu, a to výpočtem podle Kelvinovy rovnice na základě molekulární hmotnosti vody, univerzální plynové konstanty, hustoty vody a teploty (Miller a Clescery, 2002).

Uvažován je také tzv. zátěžový potenciál ψ_b (v angl. literatuře *overburden pressure potential* či *intergranular pressure*), způsobený změnou okolního tlaku působícího na porézní prostředí, např. pohybem pevných částic během smršťování či bobtnání materiálu, tedy procesy kompakce, konsolidace a komprese (Kim et al., 1992; Tindall et al., 1999).

Celkový potenciál lze vyjádřit v několika formách, od energie na jednotkovou plochu ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$), přes energii na jednotkový objem (Pa), až po energii na jednotkovou tíhu (m) (Marshall, 1996). Je celkem běžné, že se řada složek celkového potenciálu zanedbává, protože vykazují zanedbatelné účinky (Warrick, 2002). Po zanedbání méně významných složek ψ_o , ψ_a a ψ_b je tedy celkový potenciál vyjádřitelný matričním potenciálem ψ_m (kladný pod hladinou podzemní vody a záporný nad hladinou podzemní vody; či tlakovým potenciálem) a gravitačním potenciálem ψ_z . Pomocí tensometrů je možné měřit tlakovou složku celkového potenciálu,

gravitační lze získat vztáhnutím k referenční úrovni a celkový potenciál je poté dán součtem těchto hodnot (Schwartz a Zhang, 2002; 2.8):

$$H = h + z \quad (2.8)$$

kde H je hydraulická výška, h je tlaková výška odpovídající naměřeným hodnotám pomocí tensometru a z je geodetická výška neboli vertikální vzdálenost od referenční úrovně. Zatímco v nasyceném prostředí se operuje s kladnou tlakovou výškou h (m), v nenasyčeném prostředí nabývá h záporných hodnot, jelikož tlak vody v pórech nenasyčené zóny je menší než tlak atmosférický. Často se operuje také s tzv. sacím tlakem p (kPa), který je inverzní hodnotou kapilárního tlaku P_c a udává, o kolik je snížen tlak vody v pórech oproti atmosférickému tlaku, a v nenasyčeném prostředí je tedy kladný. V nenasyčeném prostředí se tak nejčastěji pro vyjádření tlaku využívá buď tlaková výška h (m) s negativním znaménkem, anebo sací tlak p (kPa) s kladným znaménkem.

Proudění vody v nenasyčeném prostředí je do určité míry analogií k proudění vody v nasyceném prostředí. K jeho popisu však již není možné použít Darcyho zákon, zaveden je tzv. Darcy-Buckinghamův zákon, ve kterém je hydraulická vodivost funkcí vlhkosti materiálu, což je popsáno nelineárním vztahem (Buckingham, 1914; Kuráž, 2014; 2.9).

$$v = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \quad (2.9)$$

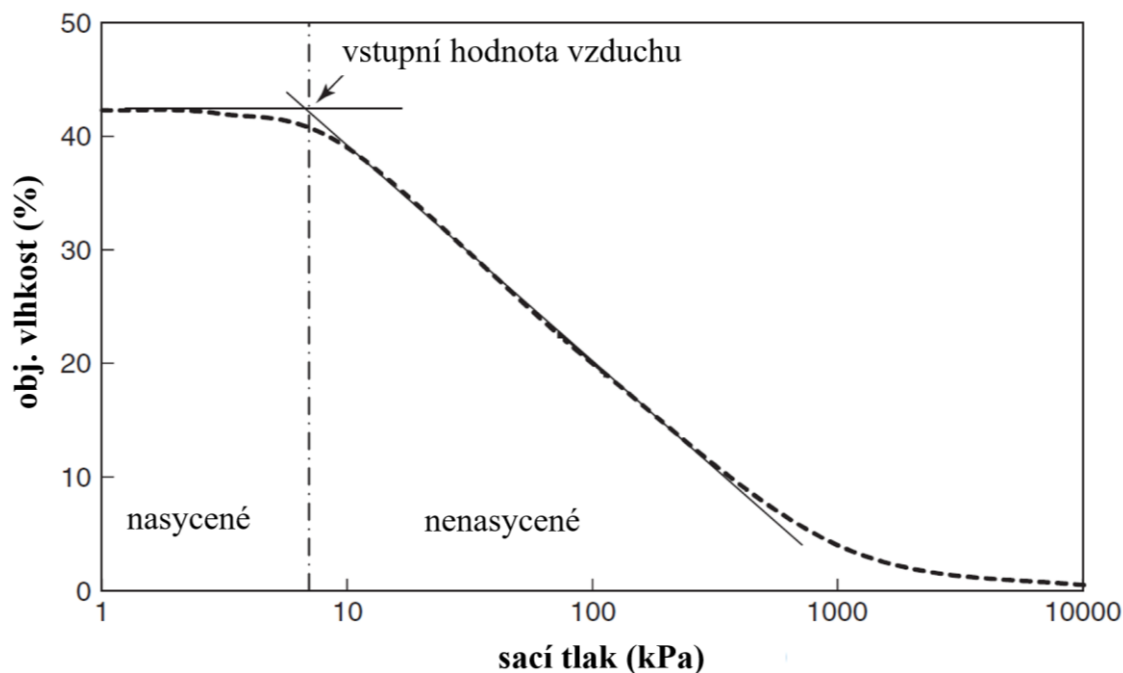
Pro využití Darcy-Buckinghamova zákona je nutná znalost retenční křivky materiálu, což je vyjádření rovnovážného vztahu mezi objemovou vlhkostí porézního prostředí a tlakovou výškou h /sacím tlakem p (Tindall et al., 1999; Briaud, 2013; Kuráž, 2014). Tvar retenční křivky byl nejprve aproximován na základě empirických odhadů (Gardner, 1958), v současné době je nejvíce používaný model Mualem-van Genuchten, který je již fyzikálně odvozeným vztahem (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980; 2.10.):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (2.10)$$

kde θ_r je reziduální vlhkost, θ_s nasycená vlhkost, h je tlaková výška a α , m , n jsou empirické konstanty.

Obecný tvar retenční křivky uvádí obr. 2.1. Z něho vyplývá, že pokud je vlhkost materiálu nízká (blízká reziduální vlhkosti) nebo naopak vysoká (blízká nasycené vlhkosti), i její malá změna značí velkou změnu tlakové výšky (Schwartz a Zhang, 2002). Pojmem vstupní hodnota

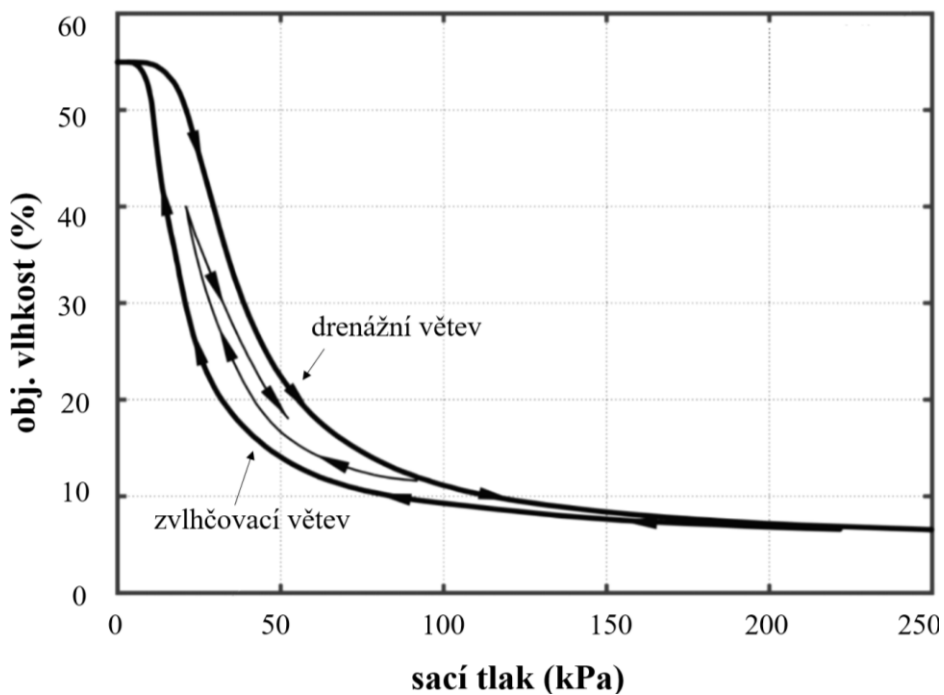
vzduchu se označuje taková tlaková výška, při kterém již vlivem snižující se vlhkosti začíná do pórů materiálu vnikat vzduch. Konkrétní tvar retenční křivky závisí na několika faktorech, především pak na pórovitosti a tvaru zrnitostní křivky (Briaud, 2013). Jemnozrnný materiál obvykle vykazuje při stejné tlakové výšce h vyšší objemovou vlhkost θ nežli hrubozrnný (Briaud, 2013). S klesající tlakovou výškou je voda stahována do menších pórů, kde je účinek kapilární síly vyšší než účinek gravitační síly. Pakliže nedochází k infiltraci shora, obecně platí, že čím výše se nacházíme nad hladinou podzemní vody, tím se kapilární voda drží v čím dál menších pórech (Tindall et al., 1999).



Obr. 2.1. Obecný tvar retenční křivky (upraveno podle Briauda, 2013).

Průběh retenční křivky je závislý na cestě, kterou bylo dosaženo rovnovážného stavu mezi objemovou vlhkostí a tlakovou výškou. Průběh odvodňování původně vlhkého porézního materiálu se liší od průběhu zvlhčování stejného materiálu ze suchého stavu (Kuráž, 2014), což znamená, že pro stejnou tlakovou výšku mohou nastávat různé hodnoty objemové vlhkosti a retenční křivka je závislá na výchozí hodnotě vlhkosti. Pro retenční křivku obecně platí, že pro stejnou hodnotu tlakové výšky je objemová vlhkost získaná při vysušování materiálu vyšší než vlhkost získaná jeho zvlhčováním. Jako krajní varianty rovnovážného vztahu objemová vlhkost – tlaková výška jsou označovány tzv. drenážní větev a zvlhčovací větev a jakékoliv varianty v prostoru mezi nimi jsou možné (Kuráž, 2014). Tomuto jevu se říká hystereze retenční křivky.

Obecný princip hystereze retenční křivky je ukázán na obr. 2.2. Jako důvody způsobující hysterezi bývají uváděny čtyři faktory: tzv. ink bottle effect vyplývající z nejednotného tvaru a poloměru pórů, kde převažuje vnitřní prostor póru větší, než je jeho hrdlo; uzavírání vzduchu v pórech při zvlhčování; rozdílná hodnota smáčecího úhlu v kontaktu se suchým a vlhkým povrchem a bobtnání či smršťování materiálu (Hillel, 1980; Tuller a Or, 2003).



Obr. 2.2. Obecná retenční křivka s hysterezním chováním (upraveno podle Kuráže, 2014).

V závislosti na objemové vlhkosti, resp. tlakové výšce, se v nenasyceném prostředí mění hydraulická vodivost. Ta je tedy funkcí vlhkosti $K(\theta)$ či tlakové výšky $K(h)$, přičemž s klesající vlhkostí/klesající tlakovou výškou klesá hydraulická vodivost; při přiblížení k reziduální vlhkosti je hydraulická vodivost téměř nulová (Schwartz a Zhang, 2002).

Proudění podzemní vody v nenasyceném prostředí popisuje Richardsova (1931) rovnice, která pro jednorozměrné horizontální proudění má tuto obecnou podobu (Vogel et al., 2001; 2.11):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right] \quad (2.11)$$

kde θ je objemová vlhkost, H hydraulická výška, K hydraulická vodivost, x vzdálenost a t čas.

Proudění v nenasyceném prostředí lze popsat pomocí Richardsovy rovnice v kapacitním tvaru (Klute, 1972; 2.12) či v difuzním tvaru (Klute, 1972; 2.13):

$$c_m(h) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (2.13)$$

kde C_m je tzv. kapacitní funkce, která udává poměr změny vlhkosti a tlakové výšky, a tím sklon retenční křivky (Schwartz a Zhang, 2002), a $D(\theta)$ je hydraulická difuzivita, definovaná jako poměr nenasyčené hydraulické vodivosti a kapacitní funkce (Tindall et al., 1999).

Nenasycená hydraulická vodivost K je vždy menší nebo rovna nasycené hydraulické vodivosti K_s , je tedy vždy její redukcí. Tato redukce se zavádí pomocí relativní hydraulické vodivosti K_r , pohybující se v intervalu $(0;1)$. $K(h)$ je poté možné vyjádřit jako $K(h) = K_s \times K_r(h)$ (Kuráž, 2014), kde závislost funkce $K_r(h)$ je definována podle rovnice (2.14; Mualem, 1976). Proměnné v této rovnici jsou stejné jako v (2.10).

$$K_r(h) = \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/n} \right)^{-m} \right]^2 \quad (2.14)$$

2.2. Vodní pára v porézním prostředí

Jakmile se kapilární voda dostává blíže k povrchu porézního prostředí, začínají na ni působit vnější mikroklimatické faktory, např. relativní vlhkost vzduchu, teplota, rychlost větru. Kapilární voda se tak na základě toho začíná v určité hloubce od povrchu (či přímo z povrchu) vypařovat. Po přechodu vody z kapalné formy na plynnou se dále voda prostředím šíří jako vodní pára, a to pomocí difuze, což je proces probíhající díky gradientu parciálního tlaku vodní páry. Tok vodní páry prostředím je matematicky popsitelný prvním Fickovým zákonem pro difuzi vodních par (Janz, 1997; Bittelli et al., 2008; 2.15):

$$q = -D_v \frac{\partial \phi}{\partial x}, \text{ nebo } q = -\delta \frac{\partial P}{\partial x} \quad (2.15)$$

kde q je hustota difuzního toku vodní páry ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), D_v součinitel difuze vodní páry ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) a ϕ je absolutní vlhkost vzduchu (či též hustota vodní páry; $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Alternativně lze namísto D_v coby parametru definujícího propustnost materiálu pro vodní páru použít součinitel difuzní vodivosti δ (s), (Janz, 1997; 2.15), v rovnici poté P značí parciální tlak vodních par (Pa).

Aktuální parciální tlak vodní páry P je dán aktuální relativní vlhkostí vzduchu a hodnotou parciálního tlaku nasycené vodní páry P_{sat} . Parciální tlak pro nasycenou vodní páru P_{sat} lze vypočítat na základě několika rovnic, např. podle Antoineho, Magnuse, Bucka atd. (Lide, 2004), využívána je často Tetensova rovnice (2.16; Tetens, 1930):

$$P_{\text{sat}} = 0,61078 \exp \frac{17,27 T}{T + 237,3} \quad (2.16)$$

kde T je teplota ($^{\circ}\text{C}$). Parciální tlak P pro nenasyčenou vodní páru za téže teploty lze přepočítat podle relativní vlhkosti vzduchu; jestliže je například relativní vlhkost vzduchu 70 %, aktuální parciální tlak je 70 % hodnoty P_{sat} . Relativní vlhkost vzduchu je poměr mezi aktuální absolutní vlhkostí vzduchu a maximální absolutní vlhkostí vzduchu. Absolutní vlhkostí je myšlena hmotnost vodní páry obsažená v jednotce objemu vzduchu.

Vodní pára se pohybuje prostředím podle koncentračního a/nebo teplotního gradientu (Jabro, 2009). Z celé řady experimentů je zřejmé, že výpočet podle rovnice (2.15) často vede k podhodnocení skutečného toku vodní páry porézním prostředím (např. Gurr et al., 1952; Taylor a Cavazza, 1954; Cahill a Parlange, 1998), což může být způsobeno lokálním termálním gradientem, který v závislosti na svém směru může urychlovat či naopak zpomalovat tok vodní páry (Philip a de Vries, 1957; Cahill a Parlange, 1998; Huinink et al., 2002).

Jelikož v nenasyčeném prostředí je přítomna jak kapalná voda, tak vodní pára, lze předpokládat, že dochází k fázové změně v obou směrech, tedy k výparu i zpětné kondenzaci. Pro změnu skupenství je typická vysoká hodnota skupenského tepla, vodní pára tedy transportuje velké množství energie a mezi kapilární vodou a vodní párou dochází k významné výměně jak hmoty, tak energie (Cahill a Parlange, 1998). Tento spojitý mechanismus toku tepla a vlhkosti se uplatňuje především v přívrchové vrstvě porézního prostředí a hraje mimo jiné zásadní roli při rozdělování srážek na povrchový odtok, výpar a vsak, příp. doplňování podzemní vody (Parlange et al., 1998; Zeng, 2012). Současně také řídí přeměnu dostupné energie na tok citelného a skupenského (latentního) tepla zpět do atmosféry (Parlange et al., 1998), kde citelné teplo je spojeno se změnou teploty objektu, zatímco latentní teplo je spojeno se změnou skupenství objektu, aniž by se měnila jeho teplota.

Tok vodní páry porézním prostředím je důležitou částí celkového pohybu vody v nesaturované zóně, a to především u povrchu, kde je nízká objemová vlhkost (Parlange et al., 1998). Tok vodní páry je hojně studován v pedologii (např. Cahill a Parlange, 1998; Jabro, 2009), pedologické výzkumy poté mohou být aplikovány např. v zemědělství, kde je tok vodní páry

také důležitý kvůli kontaktu mezi kapilární vodou a flórou (semena, kořeny rostlin atd.), který je často nedostatečný, a semena tak pro vzklíčení potřebují absorbovat vlhkost z vodní páry (Wuest et al., 1999). Kromě toho se výzkum toku vodní páry uplatňuje především ve stavebnictví (Kopecký, 2014), propustností materiálů pro vodní páru se zabývá norma EN ISO 12572 (2001).

2.3. Výpar z porézního prostředí a kondenzace

Výpar je důležitým členem v hydrologickém a energetickém cyklu Země a mimo jiné zajišťuje klíčový proces ve výměně vlhkosti mezi porézním prostředím a atmosférou (Oki a Kanae, 2006; Trenberth et al., 2009). Aby vůbec mohlo k výparu docházet, je třeba, aby bylo prostředí dodáváno dostatečné teplo. Velikost výparu je pak závislá na mnoha faktorech. Při výparu z volné vodní hladiny jde o faktory meteorologické (např. teplota, sluneční záření, vlhkost vzduchu, rychlost větru, atmosférický tlak), velikost výparné plochy, tvar hladiny, množství rozpuštěných látek ve vodě, albedo vodní hladiny, příp. u přírodních vodních ploch také, zda je vodní hladina zarostlá (Penman, 1948; Monteith, 1981; Brutsaert, 1982; Abtew a Melesse, 2013). Při výparu z porézního prostředí se kromě několika již zmíněných faktorů musí zohledňovat taktéž parametry porézního prostředí (např. propustnost pro vodní páru, tepelná a hydraulická vodivost; Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2008a; Lehmann a Or, 2009).

Výpar z porézního prostředí může probíhat na jeho povrchu, či v mělké hloubce pod povrchem (Or et al., 2013). Ve druhém případě je u povrchu vytvářena částečně suchá část porézního prostředí, skrz kterou dochází k toku vodní páry pomocí difuze. V této doktorské práci je používán termín *intenzita výparu*. Ta je definována jako množství vody (g), které se vypaří z pískovcového povrchu či z mělké hloubky pod povrchem za jednotku času (rok) skrz jednotkovou plochu porézního prostředí (m^2). Při uvažování hustoty vody 1 g.cm^{-3} lze intenzitu výparu vyjádřit v mm.rok^{-1} .

Intenzita výparu z porézního prostředí je typicky limitována či řízena třemi faktory: i) nedostatečným přísunem kapalné vody, která by mohla být za daných podmínek vypařena, ii) nedostatečným přísunem energie potřebné k fázové přeměně kapalné vody na vodní páru, iii) tokem vodní páry skrz částečně suchou část porézního prostředí u jeho povrchu, který je řízen gradientem parciálního tlaku mezi téměř nasycenou vodní párou u vodních menisků a okolním vzduchem (Schlünder, 1988; Shahraeeni et al., 2012).

Intenzitu výparu z porézního prostředí není snadné predikovat, a to z důvodu interagujících a vzájemně si konkurujících transportních procesů, probíhajících v pórech prostředí, vlastností materiálu a okrajových podmínek (Van Brakel, 1980; Scherer, 1990; Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2008a). Z toho důvodu se některé studie zabývají pouze predikcí intenzity výparu z konkrétního typu půdy na konkrétní lokalitě či z konkrétního vzorku o specifické mocnosti a za určitých klimatických podmínek (Mahfouf a Noilhan, 1991; Komatsu, 2001). Přístupů k výpočtu a predikci výparu z porézního prostředí je však více a liší se podle účelu a vědeckého či odborného zaměření. Jelikož může být výpar z porézního prostředí popsán jako průnik vzduchu do pórů původně vyplněných kapalinou, proces může být modelován pomocí tzv. perkolační teorie (Prat, 2002), která pracuje s konceptem, že každý pór prostředí může být na základě pravděpodobnosti uzavřený či otevřený pro pohyb vodní páry.

Pakliže máme saturované porézní prostředí, které necháváme vypařovat, je proces výparu často rozdělován do dvou až tří časových fází (např. Ritchie, 1972; Idso et al., 1974; Hillel, 2004; Shokri et al., 2008a; Lehmann a Or, 2009; Shokri et al., 2009a; Or et al., 2013 a další). Úbytek kapalně vody z vlhkého porézního prostředí je započat vnikem vzduchu do vyprázdněných pórů, a to v pořadí podle jejich velikosti a kapilární síly potřebné k průniku (do větších pórů proniká vzduch nejdříve) (Or et al., 2013). První fáze výparu vychází z počátečního stavu plné saturace porézního prostředí a v důsledku výparu během ní dochází k významné redistribuci vlhkosti v prostředí a k postupnému posunu míst výparu hlouběji pod povrch (Van Brakel, 1980). Výpar v první fázi probíhá na úrovni zvané primární výparová fronta („primary drying front“ či „evaporation front“), která během první fáze zaklesá hlouběji pod povrch prostředí. Pod primární výparovou frontou je saturovaná zóna. Primární výparová fronta pod povrchem je pomocí průběžné sítě kapilár s kapalnou vodou hydraulicky spojena s povrchem prostředí (Shokri et al., 2010), vlivem hydraulického gradientu dochází k toku kapilární vody směrem k povrchu (Van Brakel, 1980; Shokri et al., 2009a). Intenzita výparu je v první fázi téměř konstantní a blízká intenzitě výparu z volné hladiny (Sherwood, 1930; Shokri et al., 2009a).

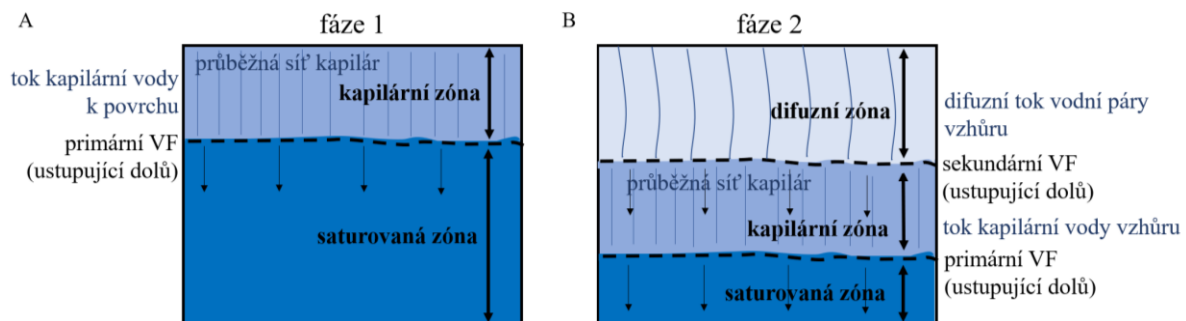
Vlivem postupného vysychání povrchu a klesání primární výparové fronty hlouběji pod povrch se kapilární tlak stává více a více záporným (aby zajistil kapilární tok z hlubších a hlubších úrovní). To probíhá do té doby, dokud není dosaženo kritické hodnoty kapilárního tlaku a vzduch nevniká i do zbývajících pórů na povrchu, které byly do té doby díky přítomnosti kapilární vody hydraulicky propojeny s hlubšími partiemi, či dokud nedojde k porušení toku kapilární vody kdekoli mezi primární výparovou frontou a povrchem (Lehmann et al., 2008).

Tímto končí první fáze výparu. Trvání první fáze výparu je podle Ora et al. (2013) řízeno dvěma hodnotami kapilárního tlaku: vstupní hodnotou vzduchu, kdy vzduch proniká do pórů u povrchu prostředí původně saturovaných kapalnou vodou, a kritickým kapilárním tlakem, kdy je zpřetrhána kontinuita kapalně fáze mezi primární výparovou frontou a povrchem. Další autoři vztahují konec první fáze k dosažení určité kritické vlhkosti povrchu prostředí, zhruba odpovídající reziduální vlhkosti materiálu na/u povrchu (Keey, 1972; Konukcu et al., 2004). Podle Lehmana et al. (2008) je při znalosti intenzity výparu možné stanovit kritickou hloubku primární výparové fronty pod povrchem, při které již dochází k nástupu druhé fáze, a to na základě distribuce velikosti pórů prostředí či jeho retenční křivky.

Přerušením hydraulického propojení mezi primární výparovou frontou a povrchem prostředí na konci první fáze dochází k ústupu posledních vodních menisků od povrchu do větších hloubek a začíná se tvořit nová, tzv. sekundární výparová fronta (v anglické literatuře „secondary drying front“, „vaporization plane“, „evaporation front“; obr. 2.3; Hadley, 1982; Lehmann et al., 2008; Assouline et al., 2013; Mosthaf et al., 2014). Tato sekundární výparová fronta zůstává sítí kapilár hydraulicky propojena s primární výparovou frontou níže, nicméně již neexistuje hydraulické spojení s povrchem porézního prostředí (Yiotis et al., 2007; Shokri et al., 2009a; Shokri a Or, 2011). Pod primární výparovou frontou se stále nachází saturovaná zóna. Mezi sekundární výparovou frontou a povrchem porézního prostředí je tok vody zprostředkovan difuzí vodní páry.

Ve druhé fázi výparu autoři rozdělují nesaturovanou část porézního prostředí na základě prostorové distribuce vlhkosti do dvou zón (Philip, 1975; Shokri et al., 2009b; McAllister et al., 2016 aj.). Definice těchto zón však nejsou jednotné a liší se i jejich pojmenování. Hlubší zóna, která je v této práci označována jako kapilární zóna, je nejčastěji definována jako ta část porézního prostředí, ve které je pohyb vlhkosti zcela či z velké části zprostředkovan kapilárním tokem skrz síť částečně saturovaných pórů (Konukcu et al., 2004; Bruthans et al., 2018; Weiss et al., 2018). Kapilární tok v této zóně je poté popsatelný Richardsovou (1931; 2.11) rovnicí. Druhá, mělká zóna, je nejčastěji definována jako prostředí příliš suché na to, aby dovolovalo kapilární tok, a pohyb vlhkosti je zde pouze ve formě difuze vodní páry (Konukcu et al., 2004; Lehmann et al., 2008; Deol et al., 2012). Tato zóna je v literatuře označována jako vapor zone či dry surface layer, v práci je dále nazývána jako difuzní zóna. V difuzní zóně je pohyb vlhkosti ve formě difuze vodní páry matematicky popsatelný Fickovým zákonem (Bittelli et al., 2008; 2.15). Přítomnost kapilární vody v difuzní zóně není vyloučena, avšak její množství a

prostorové uspořádání neumožňuje významný kapilární tok (Konukcu et al., 2004; Shahraneini a Or, 2012; Assouline, 2013).



Obr. 2.3. Rozdělení porézního prostředí na kapilární a difuzní zónu v průběhu dvou fází výparu, označení primární a sekundární výparové fronty (VF). a) první fáze výparu, b) druhá fáze výparu.

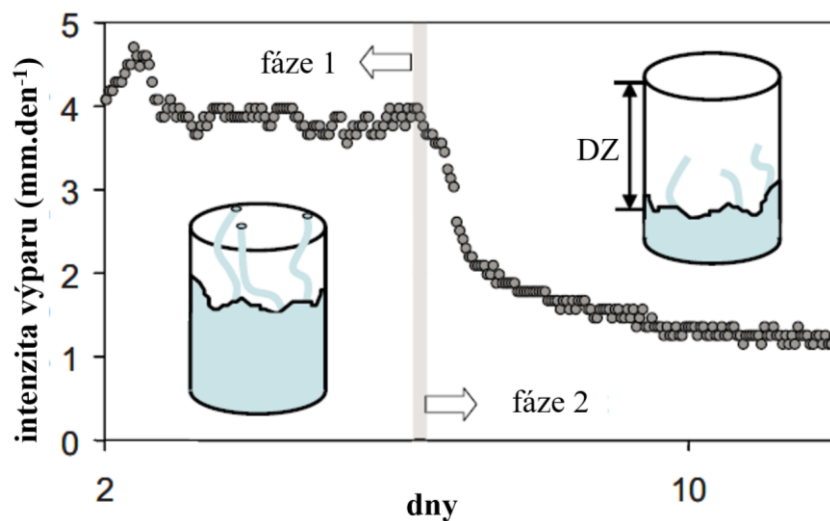
Při uvažování tohoto konceptuálního modelu rozložení vlhkosti v nesaturovaném prostředí do dvou zón je kapilární zóna obvykle považována za nehybnou, stacionární oblast. Případná změna jejich hranic v prostoru bývá způsobena pouze kolísáním hloubky sekundární výparové fronty díky výparu a přechodu kapilární zóny do difuzní zóny při vysychání (Hadley, 1982), anebo naopak zvýšenou dotací vody do prostředí ve směru jejího toku (na obr. 2.3. tedy odspodu vzhůru). Čím mocnější je difuzní zóna, tím delší čas vodní pára potřebuje pro překonání této zóny. Dostupnost vody na povrchu porézního prostředí i intenzita výparu je tudíž silně regulována mocností difuzní zóny neboli hloubkou sekundární výparové fronty pod povrchem (Yamanaka et al., 1997). Hloubka sekundární výparové fronty pod povrchem a její geometrie jsou tedy kritické pro kvantifikaci výměny vlhkosti mezi porézním prostředím a atmosférou, a tím pádem pro správné porozumění výparu obecně (Shokri a Or, 2011; Bruthans et al., 2018). Znalost hloubky výparu kapalné vody je navíc důležitá taktéž pro určení míst potenciálního rozpadu vlivem solného zvětrávání (více v kapitole 3.1).

Intenzita výparu je ve druhé fázi výparu oproti té první nižší, řízena především difuzí vodní páry skrz porézní prostředí (Schultz, 1991). Vývoj intenzity výparu v obou fázích je znázorněn na obr. 2.4, ze kterého je navíc dobře patrné, že ve druhé fázi klesá intenzita výparu exponenciálně. Tento graf znázorňuje výsledky výparového experimentu s pískem o velikosti zrn 0,3 až 0,9 mm a za potenciálního výparu $4 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$ (Lehmann et al., 2008). Většina výparových experimentů s pozorováním obou fází byla prováděna na sypkých materiálech

(Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2008a; Haghighi a Or, 2013; Or et al., 2013 aj.). V rámci mé magisterské práce (Slavík, 2014) byl proveden výparový experiment na vzorcích pískovce (tedy kompaktním materiálu), kdy byla sledována intenzita výparu skrz jednu výparnou plochu od plné saturace až po reziduální vlhkost vzorků. Bylo zjištěno, že i v tomto případě má intenzita výparu exponenciální průběh a dá se jednoduše popsat rovnicí (2.17) (Slavík, 2014, upraveno):

$$y = \theta_0 e^{-\alpha t} \quad (2.17)$$

kde y představuje aktuální hmotnostní vlhkost (%) v čase t , θ_0 reprezentuje počáteční hmotnostní vlhkost vzorku v čase t_0 , t je čas (dny) a α je konstanta charakterizující intenzitu výparu z daného materiálu za daných atmosférických podmínek. Jelikož hmotnost (resp. hmotnostní vlhkost) vzorků v průběhu vypařování nebyla zjišťována s vyšší frekvencí, nelze s jistotou potvrdit ani vyvrátit přítomnost první fáze o konstantní intenzitě výparu. Pakliže však byla první fáze přítomna, musela trvat kratší dobu než 25 minut, což je kvůli vlastnostem materiálu, a především kvůli nastaveným klimatickým podmínkám v tomto experimentu (potenciální výpar $\sim 25 \text{ mm.den}^{-1}$), značně pravděpodobné (detaily v Slavík, 2014).



Obr. 2.4. Vývoj intenzity výparu v jednotlivých časových fázích výparového experimentu (upraveno podle Lehmann et al., 2008). DZ – difuzní zóna.

2.3.1. Určení hloubky sekundární výparové fronty

Několik studií se zabývalo experimentálním či teoretickým určením kritické tlakové výšky či kritické vlhkosti charakteristické pro fázový přechod z kapalně vody na vodní páru v porézním prostředí, což by pomohlo určit hloubku sekundární výparové fronty pod povrchem. Kritickou tlakovou výšku/kritickou vlhkost definují různí autoři různě. Bastiaanssen et al. (1989) vypočítali kritickou tlakovou výšku charakterizující přechod kapalně vody ve vodní páru jako funkci (i) povrchového napětí vody ve styku se vzduchem a (ii) střední volné dráhy molekul vodní páry (vzdálenosti, kterou urazí molekula mezi dvěma po sobě následujícími srážkami). Kritickou hodnotu vlhkosti poté získali z retenční křivky materiálu. Menenti (1984; citováno v Konukcu et al., 2004) vypočítal kritickou hodnotu vlhkosti ze vztahu mezi objemovou vlhkostí a hydraulickou difuzivitou. Rose (1968a) označil za kritickou vlhkost takovou vlhkost, odpovídající bodu vadnutí. Shimojima et al. (1996) experimentálně stanovil při výparovém experimentu kritickou hodnotu vlhkosti v místech výparu podle výrazné změny vlhkosti v profilu zeminy. Výsledky z teoretického odvození kritické vlhkosti byly často velice rozdílné od následného experimentálního stanovení, anebo byla kritická vlhkost vypočítána pouze pro pár konkrétních zemin (Konukcu et al., 2004).

Až Konukcu et al. (2004) ve své práci dosáhli souladu v experimentálně získaných a vypočítaných datech. K teoretické hodnotě kritické vlhkosti náležející místům výparu dospěli porovnáním vypočítaných hodnot hydraulické difuzivity (rostoucí s objemovou vlhkostí) a součinitele difuze vodní páry (klesající s objemovou vlhkostí). Místo, kde se obě hodnoty rovnají, považovali Konukcu et al. (2004) za oblast s průměrnou hodnotou objemové vlhkosti mezi primární a sekundární výparovou frontou ve druhé výparové fázi. Experimentálně v laboratoři gravimetricky určili kritickou vlhkost podle značného skoku ve vlhkosti zeminy v profilu. Pro písčitou zeminu byla podle Konukcu et al. (2004) kritická vlhkost měřená i vypočítaná 5 obj. %, pro jílovitou zeminu měřená 10 obj. % a vypočítaná 12 obj. %.

Lehmann et al. (2008) ve své práci byli schopni na základě distribuce velikosti pórů prostředí a při znalosti poměru mezi viskozními, gravitačními a kapilárními silami vypočítat tzv. „charakteristickou délku“ reprezentující maximální hloubku primární výparové fronty pod povrchem, při které během výparu dochází k zpřetrhání kapilárního propojení s povrchem prostředí (tedy k přechodu z první do druhé fáze výparu). Jedná se ale pouze o jakousi charakteristiku daného prostředí. Jakmile dojde k přechodu výparu do druhé fáze a ke změně okrajových podmínek (ať už ke zvýšení dotace vlhkosti do prostředí či ke změně klimatických

podmínek), hloubka sekundární výparové fronty se může měnit a její aktuální poloha je přístupem Lehmana et al. (2008) nepředvídatelná.

Ve všech výše uvedených studiích byla pro odhad/výpočet míst výparu pod povrchem vyžadována hlubší znalost porézního prostředí, popř. přímo znalost intenzity výparu, anebo se jedná o studie proveditelné a ověřitelné pouze na vzorku v laboratoři, nikoliv na přirozených výchozech porézních hornin *in situ*. Matematické stanovení aktuální hloubky sekundární výparové fronty pod povrchem porézního materiálu na základě dotace vlhkosti a klimatických poměrů zůstává nedořešeným problémem.

Hloubka sekundární výparové fronty může být v zásadě experimentálně určena několika přímými či nepřímými metodami. K využití se nabízí metody založené na přenosu tepla jako tzv. „heat-pulse“ či „sensible heat balance methods“ (Trautz et al., 2014), jelikož teplo a jeho přenos jsou důležité faktory řídicí výpar (Mikhailov, 1975). Využití těchto metod však vyžaduje instalaci senzorových jehlic v přesně definovaných hloubkách pod povrchem porézního prostředí a pro detekci hloubky sekundární výparové fronty by měření muselo probíhat paralelně s orientací fronty, nikoliv kolmo na ni (směrem od povrchu do větších hloubek) (Xiao et al., 2012), což značně komplikuje měření přímo v terénu a v kompaktních materiálech je téměř nemožné. Metody založené na měření elektrické vodivosti či odporu prostředí (např. TDR, či měření pomocí protimeteru) nebývají natolik přesné, aby mohly s jistotou detekovat hloubku sekundární výparové fronty (Topp et al., 1982), měření pomocí ERT je ovlivněno solemi rozpuštěnými v pórové vodě či vysráženými na povrchu a/nebo pod povrchem, čímž dochází ke zvýšení elektrické vodivosti prostředí, které není způsobeno zvýšenou vlhkostí materiálu (Mol a Viles, 2010; Wilhelm et al., 2016). Identifikace hloubky sekundární výparové fronty pomocí měření sacího tlaku mikrotensometry se také nejeví jako vhodná metoda, jelikož sací tlak je v difuzní zóně pískovcového prostředí mimo běžný rozsah měření. Gravimetrické stanovení vlhkosti prostředí a následné odvození hloubky sekundární výparové fronty jsou v terénu z důvodu výrazně destruktivního přístupu prakticky nemyslitelné. Detekce hloubky sekundární výparové fronty je myslitelná pomocí snímání magnetickou rezonancí (Reis et al., 2003; Sněhota et al., 2010; Lehoux et al., 2016), rentgenové tomografie (Rad et al., 2015), pomocí akustických metod (Grapsas a Shokri, 2014) či neutronové radiografie (Deinert et al., 2004; Sacha et al., 2015). Tyto metody jsou však finančně i časově náročné a v běžných podmínkách terénního výzkumu nepoužitelné.

V několika studiích byla při výparových experimentech použita barviva Brilliant Blue FCF (Lehmann a Or, 2009; Shokri et al, 2009b) a uranin (Bruthans et al., 2018; Weiss et al., 2018), která úspěšně zobrazila sekundární výparovou frontu a její hloubku. Proto je v této doktorské práci hloubka sekundární výparové fronty přímo v terénu zobrazována pomocí prášku uraninu (podrobněji v kapitole 4.5, Weiss et al., 2018).

2.3.2. Výpar a tok tepla

Je dobře známo, že tok vlhkosti a tepla v porézním prostředí jsou na sebe vzájemně navázány (např. Boucoyous, 1915; Rose, 1968a, b; Parlange et al., 1998). V mělké hloubce pod povrchem porézního prostředí hrají tok kapalné vody, vodní páry a tepla zásadní roli v přenosu hmoty a energie mezi porézním prostředím a atmosférou (Smits et al., 2011). Studie se zabývají především tokem tepla a výparem z půdy, ale není mi známa žádná studie věnující se výparu z pískovcového prostředí v kontextu toku tepla.

Mikroklimatické podmínky výrazně ovlivňují tok tepla i vody u povrchu porézních hornin a půd. Pokud je například teplotní gradient v mělké zóně pod povrchem dostatečně vysoký, může tok vody a vodní páry kvůli teplotním výkyvům ovlivňovat aktuální prostorové uspořádání vlhkosti v prostředí (lokální výpar či kondenzace, Smits et al., 2011). Zřejmě z tohoto důvodu řada studií vykazovala nesoulad v rychlosti toku vodní páry (resp. intenzity výparu) mezi výpočtem na základě Fickova zákona a výsledky z experimentů (Smits et al., 2011). Výsledky experimentu v těchto studiích většinou vykazovaly vyšší rychlosti toku vodní páry (resp. výparu), než ukázaly výpočty (např. Rollins et al., 1954; Gardner, 1958; Huinink et al., 2002; Shahraceni a Or, 2002).

Poměrně často využívaný je princip Philipa a de Vriese (1957) (tzv. PdV princip), popisující tok vlhkosti a tepla porézním prostředím za neizotermických podmínek. Jejich přístup počítá s tokem vlhkosti jak ve formě kapilární vody, tak vodní páry, a to s ohledem na objemovou vlhkost prostředí a na termální gradienty. Tok tepla v porézním prostředí je dán rovnicí (2.18; de Vries, 1958; Parlange et al., 1998; Kopecký, 2014):

$$q_h = -\lambda \nabla T + \rho L q_v + c_{pl} \rho (T - T_0) q_m \quad (2.18)$$

kde q_h je hustota tepelného toku ($W \cdot m^{-2}$), λ je tepelná vodivost ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), T je teplota (K), ρ hustota vody ($kg \cdot m^{-3}$), L skupenské teplo výparu ($J \cdot kg^{-1}$), c_{pl} citelné teplo kapalné vody ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$), T_0 je referenční teplota (K), ke které jsou vztaženy konstanty v rovnici, q_v je tok vodní páry ($m \cdot s^{-1}$) a q_m je tok vlhkosti celkově ($m \cdot s^{-1}$). Tepelná vodivost prostředí je dána prostorovým

uspořádáním jednotlivých fází, její odhad v závislosti na obsahu vlhkosti je často prováděn podle metody de Vriese (1963) (2.19):

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^n k_i X_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^n k_i X_i} \quad (2.19)$$

kde X_i je objemový zlomek i -té fáze (např. křemene či jiných pevných částic, organické hmoty, vody, vzduchu), λ_i je tepelná vodivost i -té fáze. $i=0$ je v případě suchého porézního prostředí vyhrazeno pro vzduch, v případě vlhkého prostředí pro vodu. k je zde opravný koeficient, hodnota k_0 je rovna 1, a hodnoty k_i pro $i > 0$ jsou dány rovnicí (2.20; de Vries, 1963; Parlange et al., 1998):

$$k_i = \frac{1}{3} \sum_{j=1}^3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_j \right]^{-1} \quad (2.20)$$

kde g_j je tzv. „shape factor“ ($g_1+g_2+g_3=1$), jehož konkrétní hodnoty pro dané zeminy odvodili Wierenga et al. (1969).

Jistým odmítnutím PdV principu jsou studie Lehmana et al. (2008), Shokriho et al. (2008a, 2009b), Ora et al. (2013) a dalších, ve kterých autoři dospěli k závěrům, že pokud je správně uvažován kapilární tok, kontinuita samotného toku vodní páry a všechny možné cesty v prostředí, nejsou potřeba žádné opravné koeficienty a výpočty toku vodní páry (potažmo intenzity výparu z porézního prostředí) by měly být správné, shodné s naměřenými daty, a to pouze na základě Fickova zákona. Tedy že tepelný tok není třeba uvažovat. Tento přístup staví autoři na dvou skutečnostech: i) jejich poměrně dobrá shoda výpočtů s naměřenými hodnotami jen na základě Fickova zákona, a především ii) skutečnost, že intenzitu výparu na základě Fickova zákona počítají pouze pro druhou fázi výparu, kdy je v prostředí málo vody a intenzita výparu je tak limitována spíše nedostatkem zdroje vlhkosti (popř. vlastnostmi prostředí) než nedostatkem energie (v podobě tepla) potřebné k vypařování (Brutsaert a Chen, 1995; Or et al., 2013). Naopak v první fázi výparu, kdy sahá kapilární zóna až k povrchu porézního prostředí a dotace kapalně vody z větších hloubek prostředí po celou dobu výparové fáze umožňuje konstantní intenzitu výparu, je množství dodávaného tepla zásadní (Brutsaert a Chen, 1995; Assouline et al., 2013) – jinými slovy je intenzita výparu v první fázi limitována potenciálním výparem.

2.3.3. Kondenzace

Při snižování teploty vzduchu dochází k navýšení jeho relativní vlhkosti. V momentě, kdy relativní vlhkost vzduchu dosáhne 100 %, nastává kondenzace vodní páry ve vzduchu (tzv. rosný bod). Při ochlazování vzduchu v rámci denního teplotního režimu může v pozdních fázích dne na povrchu pískovce či uvnitř jeho pórů docházet ke kondenzaci vodních par, což vede ke zvýšení objemové vlhkosti porézního prostředí a v některých případech také k prostorovému přeuspořádání kapilární a difuzní zóny (Assouline et al., 2013) či k tvorbě prostorově omezených ostrůvků kapilární vody v difuzní zóně. Tato kapalná voda, zkondenzovaná v původní difuzní zóně, se s příchodem vyšších teplot následujícího rána opět vypařuje. Ačkoliv je tento proces také řízen difuzí vodní páry, může docházet k poměrně vysoké intenzitě výparu, protože dráha, kterou musí částice vodní páry překonat, je v tomto případě poměrně malá (Assouline et al., 2013). Podle Shahraneeniho a Ora (2012) izolované oblasti kapilární vody snižující difuzní dráhu mohou navyšovat intenzitu výparu o jednotky až desítky procent.

3. Vztah mezi vlhkostí v porézním prostředí a zvětrávacími procesy

Voda je významným erozním činitelem. Svou činností způsobuje erozi půdy (např. ronové rýhy na polích, piping, tzv. gully erosion, atd.; např. Poesen, 2018; Wilson et al., 2018), ztekucení svahovin či sesuvy (Demek, 1988). Po silných deštích či při jarním tání může docházet k řícení pískovcových stěn z důvodu dosažení kritické hmotnosti skalního bloku po jeho nasáknutí vodou. U méně odolných hornin může tekoucí a dešťová voda způsobovat povrchovou erozi výchozů.

V porovnání se suchým stavem přítomnost vody v porézním materiálu obecně zhoršuje jeho mechanické vlastnosti, a to především jeho pevnost a tuhost (Příkryl, 2013), což bylo opakovaně experimentálně prokázáno (např. Chen a Hu, 2003; Török a Vásárhelyi, 2010) a pojmenováno jako „wetting softening“ či „wetting weakening“ (Lin et al., 2005). Opakované změny objemové vlhkosti porézního prostředí mohou zvyšovat účinky zvětrávání (Stück et al., 2008; Příkryl, 2013). Míra degradace mechanických vlastností není ovlivněna pouze aktuálním stupněm saturace a jeho změnami, ale také efektivní pórovitostí materiálu, sacím tlakem, geometrií pórů a mineralogií (např. pískovce s vyšším obsahem jílových minerálů vykazují výraznější degradaci mechanických vlastností) (West, 1994; Demarco et al., 2007). Saturace vodou také způsobuje zvýšení poměru mezi pevností v tlaku a tahovou pevností, a to díky výraznějšímu snížení tahové pevnosti (Huang et al., 2010). Na materiálech studovaných v této práci byl zjištěn pokles tahové pevnosti jako proxy hodnoty pro odolnost materiálu vůči erozi (Bruthans et al., 2012; Slavík et al., 2017a; lokalita STR).

Kromě výše uvedených příkladů voda taktéž vystupuje jako významný činitel v dalších erozních a zvětrávacích procesech. Mezi ně patří mrazové a solné zvětrávání, které jsou v našich klimatických podmínkách označovány jako velmi časté příčiny zvětrávání, eroze a vzniku nejrůznějších zvětrávacích forem na povrchu pískovců, jako jsou například voštiny (Adamovič et al., 2010; Ruedrich et al., 2011; Bruthans et al., 2018). Je dobře známo, že s rostoucí vlhkostí materiálu roste destruktivní účinek mrazového zvětrávání porézních hornin (Hallet, 1983; Hall, 1988). Pro solné zvětrávání platí, že místa výparu kapilární vody v porézním prostředí jsou shodná s místy očekávaného rozpadu horniny (Huinink et al., 2004; Schnepfleitner et al., 2016). Obdobně výška kapilárního vzlínání vody v prostředí určuje místa, kde dochází k vysrážení solí původně rozpuštěných v pórové vodě a kde může docházet k destruktivním účinkům vlivem jejich krystalizace (Huinink et al., 2004; Moreno et al., 2006). Mikroorganismy, jejichž přítomnost na povrchu horninových výchozů je do určité míry

podmíněna dostupností vlhkosti (Bellinzoni et al., 2013), svým působením mohou přispívat k rozpadu horniny, anebo naopak mohou snižovat rychlost zvětrávání a eroze horniny (Arino et al., 1995).

Vliv vlhkosti a jejího pohybu na zvětrávání a erozi je dobře známý jak pro stavební materiály (Pender, 2004; Moreno et al., 2006; Fidiriková et al., 2013), tak pro přirozené skalní výchozy (Mol a Viles, 2010; Mol a Viles, 2012; Bruthans et al., 2017). Výzkum však často není dán do kontextu všech vzájemně interagujících faktorů a je pouze úžeji zaměřen na jednotlivé procesy a vztahy. Studie Bruthanse et al. (2017) se zabývala vztahem mezi vlhkostí pískovce a rychlostí jeho eroze, chybí však určení míst výparu pod povrchem, studium dotace vlhkosti zevnitř masivu k povrchu a studium úbytku vlhkosti (výparu). Místa možného rozpadu navíc nejsou dána do kontextu prostorového uspořádání vlhkosti u povrchu a její dynamiky. Dynamikou prostorového uspořádání vlhkosti u výchozů sedimentárních hornin a jejím vlivem na zvětrávání a erozi, popř. vlivem na přítomnost zvětrávacích forem na povrchu výchozů se zabývali Huinink et al. (2004), Mol a Viles (2010) a Mol a Viles (2012). V těchto pracích však není konkrétní prostorové uspořádání vlhkosti vztaženo k reálným naměřeným mikroklimatickým poměrům a vlastnostem porézního prostředí, není řešena míra destruktivní činnosti solí ani detailněji odolnost hornin vůči ní.

V památkářství se zase klade důraz na zjišťování míry destrukce, kterou mohou krystalizace solí a ledu či růst organismů způsobit jednotlivým horninám (La Iglesia et al., 1997; Rivas et al., 2003; Büdel et al., 2004; Benavente et al., 2018), anebo na ochranu budov před účinky organismů, solí a vody (Arino et al., 1995; Watt a Colston, 2000; Young et al., 2003). Některé studie se také zabývají vlivem organismů na hydraulické vlastnosti materiálu (např. Dennis a Turner, 1998; Thullner et al., 2002), jejichž změna může v důsledku vést taktéž k dalšímu ovlivnění zvětrávacích procesů. V následující části jsou shrnuty základní poznatky o solném a mrazovém zvětrávání a o činnosti organismů na povrchu porézních hornin z hlediska jejich hydraulických vlastností.

3.1. Solné zvětrávání

Za solné zvětrávání se považují procesy, při kterých na povrchu či v řádu centimetrů pod povrchem krystalizují sole, které při své krystalizaci vytvářejí tlaky, schopné poškodit většinu přirozených pískovcových povrchů (La Iglesia et al., 1997), ale i výchozy dalších hornin nebo běžně používané stavební materiály (Goudie a Viles, 1997). Solné zvětrávání zároveň bývá

označováno za příčinu vzniku nejrůznějších zvětrávacích forem, jako jsou např. voštiny (Mustoe, 1982) nebo tafoni (kavernózní zvětrávání) (Bradley et al., 1978; Huinink et al., 2004).

Solné zvětrávání bylo poprvé popsáno před více než 100 lety. Od té doby se porozumění procesům odpovědných za rozpad horniny významně posunulo (Steiger a Siegesmund, 2007) a byla vyvinuta řada teorií popisujících mechanismy solného zvětrávání, z nichž jsou nejčastěji uvažovány dvě: působení krystalizačního tlaku a tzv. hydratačního tlaku (Rijniers et al., 2005). Za krystalizační tlak je označován tlak, kterým krystaly při svém růstu působí proti pórovým stěnám (Evans, 1970), který v případě překročení pevnosti horniny v tlaku způsobí její rozpad – v určitých případech může jít o tlaky překračující desítky MPa (Goodman, 1989). Hydratačním tlakem se myslí tlak vznikající expanzí krystalů během hydratace původně dehydrovaných forem minerálů, např. anhydritu na sádrovec (Rijniers et al., 2005). Proces hydratace a dehydratace probíhá v závislosti na teplotě a relativní vlhkosti vzduchu (Winkler, 1994). V literatuře bývají někdy oba procesy sjednoceny pod souhrnný pojem krystalizační tlak, či pouze tlak (v kontextu růstu krystalů; např. Charola et al., 2007).

Mechanismus poškození horniny je v principu odlišný od běžné laické představy, že krystal svým růstem působí na své okolí a tím jej rozrušuje. Krystal, rostoucí ve směru proti nějaké překážce (např. pórové stěně), sice vytváří měřitelné napětí (Linnow et al., 2013), ale jeho růst může probíhat pouze za předpokladu, že mezi povrchem krystalu a překážkou existuje tenký film přesyceného roztoku, jinak depozice hmoty, a tedy růst krystalu na kontaktu nemohou probíhat (Correns a Steinborn, 1939). Tento tenký film (několik nm) roztoku funguje jako difuzní dráha, umožňující výměnu iontů mezi roztokem a krystalem (Flatt, 2002). Ionty deponované na povrch krystalu vytváří výrazný osmotický gradient, kdy molekuly vody z oblastí s menší koncentrací migrují do oblastí s vyšší koncentrací. Nad povrchem již vzniklých krystalů je nižší koncentrace iontů díky jejich ukládání na povrch krystalu, a proto molekuly vody migrují z těchto míst do okolí, proti směru transportu iontů. Tím, že molekuly vody se musí v několik nm širokém prostoru vyhnout v opačném směru transportovaným iontům, vytvářejí krystalizační tlaky, úměrné míře přesycení roztoku (Steiger, 2005).

Přesycení roztoku typicky nastává díky výparu a zvýšení koncentrace roztoku. Na příkladu teplotně závislého systému $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$ (síran sodný, resp. jeho hydrát je nejčastěji používanou solí při zrychlených zvětrávacích experimentech) je dobře vidět, že k přesycení může docházet vlivem změny teploty (Steiger a Asmussen, 2008). Systém $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$ zahrnuje dvě stabilní fáze. Dehydrovaná forma thenardit (Na_2SO_4) krystalizuje z roztoku při

teplotách nad 32,4 °C (Arnold, 1976), zatímco při nižších teplotách je stabilní hydratovaná forma mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Ten ale zpětně dehydruje při relativní vlhkosti vzduchu pod 71 % (při 20 °C) a tvoří thenardit (Arnold, 1976). Během ochlazení a zvlhčení systému, které se při periodických solných testech používá, tak vzniká výrazně přesycený roztok vůči $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, v případě vypařovací fáze systému za vyšší teploty vzniká přesycení roztoku vůči Na_2SO_4 . V obou případech jako důsledek krystalizace z výrazně přesyceného roztoku mohou vznikat extrémní krystalizační tlaky schopné překročit tahovou pevnost většiny hornin (Rodriguez-Navarro et al., 2000; Steiger a Asmussen, 2008). U sádrovce, což je velmi běžná sůl v našich klimatických podmínkách, je přechod z dehydrované formy anhydritu (a *vice versa*) funkcí teploty a vlhkosti vzduchu (Charola et al., 2007), což může hrát významnou roli při solném zvětrávání v rámci denního i ročního vývoje mikroklimatu pískovcových skalních měst.

Účinnost solného zvětrávání bývá připisována mnoha faktorům (Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999), od vlastností solných roztoků, přes vlastnosti samotných rostoucích krystalů soli (Goudie, 1993) až po vlastnosti porézního prostředí a klimatické podmínky (Ruedrich a Siegesmund, 2007). Obika et al. (1989) zjistili, že krystalografické charakteristiky konkrétních solí mohou ovlivňovat způsob a míru destrukčních účinků při růstu krystalů. Některé studie naopak jako důležitější faktor v rozpadu považují samotné vlastnosti horniny (např. McGreevy, 1996), jmenovitě pórovitost, distribuci velikosti pórů aj. (Přikryl et al., 2003; Vázquez et al., 2013), další zmiňují jako kritické klimatické poměry (např. Sperling a Cooke, 1985). Intenzita výparu z porézního prostředí udává množství naakumulovaných solí, a tím pádem míru přesycení roztoku a také rychlost růstu krystalů (Huinink et al., 2004; Ruedrich a Siegesmund, 2007). Souhrnnou rešerši faktorů, ovlivňujících účinnost solného zvětrávání pískovců, provedli Ruedrich a Siegesmund (2007).

Důležitou vlastností solí je jejich hygroskopicitu neboli schopnost pohlcovat vlhkost z okolního vzduchu, vedoucí k ustanovení nové relativní vlhkosti vzduchu nad roztokem soli (proces zvaný delikvescence), tzv. rovnovážné relativní vlhkosti vzduchu. Při zvýšení relativní vlhkosti vzduchu může díky hygroskopičnosti vysrážených solí docházet k jejich rozpouštění (Ruedrich a Siegesmund, 2007). Krystalizace solí nastává, pokud je okolní relativní vlhkost vzduchu nižší než rovnovážná relativní vlhkost vzduchu pro danou sůl (Goudie a Viles, 1997). Sole s nižšími hodnotami rovnovážné relativní vlhkosti vzduchu (např. NaCl , CaCl_2 či NaNO_3) jsou tedy

náchylnější k rozpouštění (Laue, 1995) a zároveň platí, že sole krystalizují z roztoku postupně podle své rozpustnosti (Zehnder, 1996; Siedel, 2010).

Postupující zvětrávání hornin je umožněno opakovanými krystalizačními cykly (Lubelli et al., 2018). Podle studie Lubelliho et al. (2006) opakované cykly mohou být pro destruktivní účinky důležitější než celkové množství solí v prostředí. Do celého procesu solného zvětrávání dále vstupuje skutečnost, že sole mohou krystalizovat na povrchu pískovců (tzv. eflorescence), či pod povrchem uvnitř porézního prostředí (tzv. subflorescence) (Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999). Eflorescence, vyskytující se v klimatických podmínkách střední Evropy zpravidla na chráněných místech pod převisy či v dutinách, kam nezasahují srážky, většinou vede k menšímu poškození horniny, zatímco subflorescence způsobuje významný rozpad (Cooling, 1930; Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999), projevující se odlupováním až 20 cm mocných desek pískovce (Příkryl et al., 2007; Adamovič et al., 2010). Některé sole jsou náchylné spíše k eflorescenci, jiné naopak k subflorescenci (Rodriguez-Navarro et al., 1996) – například za stejných experimentálních podmínek může halit vykazovat eflorescenci (v mikroměřítku krystalizuje na rozhraní vzduch–roztok), zatímco thenardit subflorescenci (v mikroměřítku krystalizuje uvnitř roztoku) (Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999). Bruthans et al. (2018) našli méně rozpustné sole v důlcích voštin (křemen, sádrovec), zatímco rozpustnější sole ve hřbitcích voštin (alumy, dusičnany). Zároveň platí, že místa krystalizace solí jsou obecně ovlivňována hloubkou ustálení výparové fronty pod povrchem – při nízké relativní vlhkosti vzduchu je intenzita výparu z prostředí vyšší, solný roztok tak nedosahuje povrchu horniny a bude krystalizovat spíše pod ním, a naopak vyšší relativní vlhkost vzduchu a tím nižší intenzita výparu vedou spíše k eflorescenci (Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999).

Sole, hrající roli při solném zvětrávání, mohou mít nejrůznější původ, ať už přirozený či antropogenní, a mohou se v prostředí vyskytovat v různých koncentracích v závislosti na typu svého zdroje a vzdálenosti od něj. Některé sole vznikají rozkladem součástí hornin, například sírany jsou produktem zvětrávání pyritu, vápenatý kationt je uvolňován při rozpouštění karbonátů, v přímořských oblastech je zdrojem solí mořská voda (Winkler, 1994; Melounová, 2006). Sole jsou transportovány především díky pohybu kapilární vody, nicméně k jejich přenosu může docházet i vlivem znečištění vzduchu (např. z SO_x a NO_x) (Ruedrich a Siegesmund, 2007). Izotopové analýzy ukázaly, že síra v síranech v našich podmínkách pochází ze spalování sírou bohatého hnědého uhlí (Příkryl et al., 2004; Schweigstillová a Hradil, 2007). V našich podmínkách jsou v pískovcích nejčastěji přítomny sádrovec, vznikající

neutralizací kyselých dešťů na částečně vápnatých sedimentech, dále hlinité sírany jako např. kamenec, poté chloridy či epsomit (síran hořečnatý), a další sírany (Schweigstillová a Hradil, 2007; Vařilová et al., 2011).

Jelikož jsou ionty solí transportovány pórovým prostředím rozpuštěné v roztocích, pro jejich pohyb je důležitý přísun vody, ať už ve formě prosakující dešťové vody, vzlínající půdní vody, či kondenzující ze vzdušné vlhkosti. Poté, co se rozpuštěné sole v pórové vodě dostávají blíže k povrchu pískovce, vlivem klimatických podmínek dochází k výparu pórové vody a sole se v těchto místech začínají srážet (Huinink et al., 2004; Schnepfleitner et al., 2016).

3.2. Mrazové zvětrávání

Za mrazové zvětrávání se považuje působení ledu v horninách vedoucí k jejich porušení a rozpadu. V klimatických podmínkách střední Evropy bývá bráno za běžný jev, zodpovědný za mnohé škody způsobené nejen na pískovcích (Ruedrich et al., 2011; Kovářová, 2012; Ni et al., 2017).

Voda v porézním prostředí oproti vodě v otevřeném prostoru mrzne při teplotách nižších než 0 °C (Ruedrich et al., 2011), což může být způsobeno nedostatkem nukleačních jader potřebných pro krystalizaci ledu (Chahall a Miller, 1965), či snížením bodu mrznutí vody kvůli přítomnosti nejrůznějších rozpuštěných solí v pórové vodě, anebo vlivem povrchového napětí způsobeného kapilárními silami v pórech horniny (Hall, 1988; Putnis a Mauthe, 2001; Ruedrich et al., 2011). Kapilární síly rostou se zmenšujícím se poloměrem pórů, a proto voda v menších pórech zamrzá až při nižších teplotách, než je tomu v případě větších pórů. To může vést až k tomu, že ve větších pórech již je led, kdežto v menších pórech je stále voda v kapalném stavu (Putnis a Mauthe, 2001; Ruedrich a Siegesmund, 2007). Protože přírodní porézní materiály mívají póry o různé velikosti, proces krystalizace ledu během ochlazování tak může být prostorově nerovnoměrný (Fitzner a Snethlage, 1982, citováno v Ruedrich et al., 2011).

Názory na příčiny mrazového zvětrávání se s časem vyvíjely. Společným jmenovatelem ve všech teoriích je předpoklad, že napětí (ať už přímo či nepřímo) vyvolané krystalizací ledu překročí pevnost horniny, čímž způsobí její poškození (např. Winkler, 1968; Hale a Shakoore, 2003). Nejprve převažovala představa, že voda v puklinách či pórech hornin zvětšením svého objemu o 9 % po změně skupenství na led působí tlakem na své okolí a tím způsobuje jeho

rozrušení, s každým dalším zmrznutím navíc prasklinu více a více zvětšuje (Everett, 1961; McGreevy a Whalley, 1985).

Tuto jednoduchou představu napadl již Taber v roce 1930 a ta byla postupně nahrazena či doplněna složitějšími teoriemi, vzniklými především na základě experimentů. Příčinou poškození horniny mrazem podle modernějšího pohledu nemusí být samotná objemová změna během fázové přeměny kapalně vody v led, ale je to důsledek tendence kapalně vody migrovat směrem k mrznoucí frontě (či čočkám ledu; Miller, 1973; Walder a Hallet, 1986; Hohmann, 1997). Tento proces pohybu vody k mrznoucí frontě je obecně znám jako tzv. cryosuction a je způsobený změnou sacího tlaku vzniklou v důsledku teplotního gradientu v porézním prostředí (Williams a Smith, 1989). Geneze ledu v pórech způsobuje jejich zmenšení, což vede ke zvýšení sacího tlaku. Zbývající kapalná voda se tak přednostně pohybuje směrem k těmto menším pórům v okolí mrznoucí fronty (Williams a Smith, 1989; Hohmann, 1997; Matsuoka a Murton, 2008). V celém procesu hrají roli také adsorpční procesy, tvořící na povrchu zrn tenký film vody. Aby mohlo následovat další mrznutí, je to právě voda v tenkém filmu, která musí být převedena v led, a k tomu jsou zapotřebí stále nižší a nižší teploty (Williams a Smith, 1989; Hohmann, 1997). Jako klíčové pro tok vody směrem k mrznoucí frontě jsou v různých odvětvích vědy označovány zdánlivě různé mechanismy, vždy se však jedná o varianty vyjadřující změnu celkového potenciálu vlivem mrznutí (Williams a Smith, 1989) – lze se setkat s termíny „suction“, „pore water pressure“, „Gibbs free energy“ či „chemical potential“ (Miller, 1973; O'Neill a Miller, 1985; Matsuoka a Murton, 2008).

Důsledkem fenoménu „cryosuction“ je skutečnost, že při dostatku vody jsou síly působící na okolní prostředí podstatně vyšší, než je tomu v případě pouhého působení objemové expanze při přeměně vody v led (Taber, 1929; Taber, 1930) – tlaky spojené s tokem vody k mrznoucí frontě mohou v některých případech překročit až 20 MPa (Takashi, 1981).

Přesto nebyla původní představa objemových změn plně opuštěna. Uvádí se, že při teplotách - 22 °C může objemová změna při mrznutí vody v led vytvářet napětí až 207 MPa (Tsyrovich, 1975). Hornina však musí být plně či téměř plně saturována vodou a k mrznutí musí docházet velice rychle (Matsuoka a Murton, 2008), rozrušení vlivem objemové expanze dominuje především u povrchu a v mělkých puklinách. Porézní horniny schopné dosáhnout za atmosférických podmínek stupně nasycení $> 91\%$ (Hirschwald, 1908, citováno v Ruedrich et al., 2011) jsou objemovým nárůstem vody po zmrznutí velice zranitelné. Při dostatečné míře saturace vodou v uzavřených systémech a při velmi rychlém mrznutí krystalizující led může

vytlačovat kapalnou vodu takovým tlakem, vedoucím až k hydraulickému štěpení prostředí (Hallet, 1983; Sass, 2004; Matsuoka a Murton, 2008).

Scherer (1999) oba pohledy zkombinoval a ve svém modelu tzv. lineárního nárůstu tlaku přisuzuje mrazové zvětrávání a růst trhlin postupnému nárůstu tlaku vlivem rostoucích krystalů ledu i toku vody k místům krystalizace. I podle Scherera (1999) je působení tlakových sil vyšší v menších pórech, ale uvádí, že samotné poškození není dáno krystalizací ledu uvnitř jednoho póru, ale rostoucí krystaly musí působit na dostatečně velké ploše, aby došlo k rozevření mikrotrhlin limitujících pevnost horniny a také aby mohlo dojít k proniknutí ledu do menších pórů. V souladu s tímto zjištěním je model kapilárního tlaku Everetta (1961), podle kterého krystalizace ledu začíná nejprve ve větších pórech, které zcela vyplní, a okolní menší póry bývají zdrojem kapalné vody. Teprve poté následuje mrznutí v menších pórech, kde je teplota mrznutí kapalné vody nižší (Williams a Smith, 1989; Matsuoka a Murton, 2008).

Průběh a účinnost mrazového zvětrávání určují vlastnosti horniny jako pevnost v tlaku i tahová pevnost, množství karbonátového tmelu (Nicholson a Nicholson, 2000; Kovářová, 2012; Labus a Bochen, 2012), efektivní pórovitost, distribuce velikosti pórů (ovlivňující následné prostorové uspořádání vlhkosti v porézním prostředí) a roli hraje také tvar kontaktů mezi jednotlivými zrny (Labus a Bochen, 2012). Míra účinků mrazového zvětrávání je dána stupněm saturace pórů (Hallet, 1983; Hall, 1988), přičemž důležité jsou především vyšší hodnoty saturace. Při nízké saturaci je totiž v pórech obvykle dostatek prostoru pro redistribuci vlhkosti během procesu mrznutí, čímž se zmenšují vznikající tlaky (Ruedrich a Siegesmund, 2007). Přítomnost jak větších (10–100 μm), tak menších pórů (0,1–1 μm) v hornině tvoří příhodné podmínky pro mrazové zvětrávání, jelikož větší póry dobře propouštějí vodu, což umožňuje snadné nasycení materiálu vodou, a menší póry poté vodu zadržují a tvoří tak zdroj kapalné vody, která se následně pohybuje směrem k rostoucím krystalům ledu uvnitř větších pórů (Fitzner a Snethlage, 1982; Williams a Smith, 1989; Nicholson a Nicholson, 2000).

Bylo provedeno mnoho studií věnujících se vlivu opakovaného mrznutí a tání na odolnost a rozpad hornin (např. Williams a Robinson, 1981; Hale a Shakoov, 2003; Chen et al., 2004; Zhou et al., 2015). Poškození horniny probíhá nejen při procesu mrznutí, ale také během následného tání – kapalina poté teče narušenými póry a způsobuje další poškození horniny (Chen et al., 2004), k porušení může přednostně docházet podél preferenčních trhlin a dalších míst s nižší pevností materiálu (Nicholson a Nicholson, 2000).

Dále je také dobře známo, že přítomnost agresivních solí v pórové vodě ještě umocňuje účinky mrazového zvětrávání (Williams a Robinson, 1981; Hall, 1988; Williams a Robinson, 2001). To je zapříčiněno skutečností, že roztoky solí, snižující teplotu mrznutí kapaliny, umožňují vznik větších krystalů ledu uvnitř pórů. Při ochlazování nasycených roztoků navíc dochází ke srážení solí, čímž kromě krystalů ledu vznikají i krystaly soli (Ruedrich a Siegesmund, 2007). Přítomnost solí v pórové vodě v oblastech intenzivního mrazového zvětrávání je poměrně běžná (Williams a Robinson, 1989; Vařilová et al., 2015).

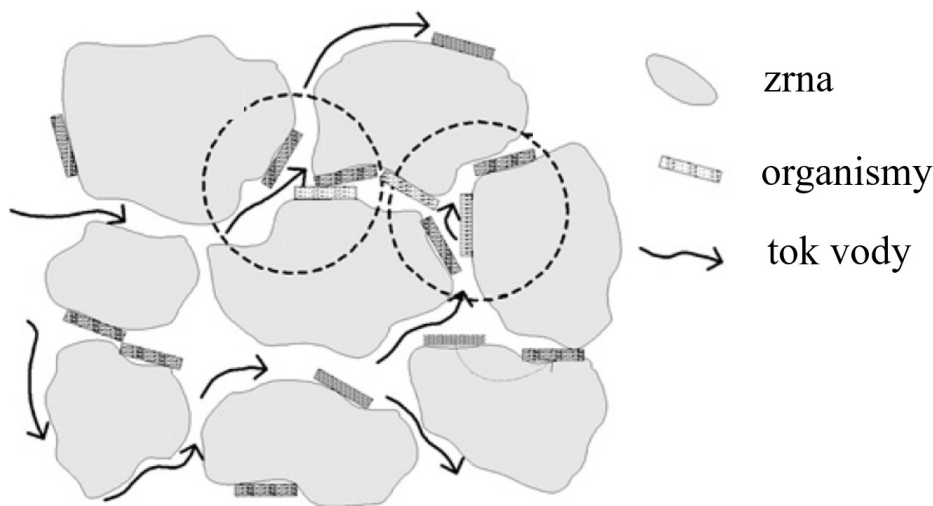
3.3. Vlhkost v porézním prostředí a biokolonizace povrchů

Pokles propustnosti porézního prostředí pro kapalnou vodu způsobený růstem mikroorganismů je dobře známým faktem a bývá obecně pojmenován jako tzv. „plugging“, „clogging“ či „bioclogging“ (Cerini et al., 1946; Dennis a Turner, 1998), přičemž konkrétní studie pocházejí především z aplikovaných oborů. Studováno bylo např. zanášení kanalizačních cest (Mitchel a Nevo, 1964), popř. snížení účinnosti těžby ropy vlivem přítomnosti organismů (Hart et al., 1960). Bylo také potvrzeno, že přítomnost tzv. biofilmu (obecně jakékoliv tenké vrstvy sestávající z organismů) na povrchu porézního materiálu může významně ovlivňovat transport kontaminantů (Taylor a Jaffe, 1990). Výzkum zaměřený na tuto problematiku přinesl obecné znalosti o účinku mikroorganismů (Characklis a Marshall, 1990) i částečně důvody a limity biokolonizace nejrůznějších prostředí (Dennis a Turner, 1998).

Prostředí s biofilmem má vysoký specifický povrch, úzké a klikaté póry, bývá hydrofilní, nebo naopak hydrofobní a organismy v této vrstvě jsou schopny kompletně zaplnit pórový prostor, což vede k významnému snížení saturované hydraulické vodivosti (obr. 3.1; Robinson a Williams, 1987; Taylor a Jaffe, 1990; Shirtcliffe et al., 2006; Seifert a Engesgaard, 2012). Uváděné snížení saturované hydraulické vodivosti je o dva až tři řády (Dennis a Turner, 1998; Bielefeldt et al., 2002; Seifert a Engesgaard, 2007). Tyto hodnoty jsou však pouhým porovnáním saturované hydraulické vodivosti materiálu s biofilmem a bez něho, nejedná se o přepočtení hodnot na samotný biofilm. Hodnoty proto nejsou z důvodu více typů studovaných organismů a z důvodu různých mocností studovaného prostředí, ovlivňujících výslednou hodnotu saturované hydraulické vodivosti, vzájemně porovnatelné (Slavík et al., 2017a).

Některé studie, prováděné především na půdních biokrustách (biofilm na povrchu půd; Gorbushina, 2007), tvrdí, že biokrusty mají neutrální či dokonce pozitivní vliv na infiltraci (např. Harper a St Clair, 1985; Kinnell et al., 1993). V rozporu s tím je další skupina prací, které

naopak popisují, že kvůli přítomnosti biokrusty dochází ke snížení rychlosti infiltrace srážkové vody do půdy (např. Bolyshev, 1962; Danin et al., 1989; Snethlage, 2011), jelikož vlivem hydrofobicity organické hmoty je kontaktní úhel mezi vodou a organickými látkami větší než 90° a kapky vody nevstupují do kapilárních pórů (Tindall et al., 1999). Zpomalení infiltrace, resp. kapilárního nasákávání vlivem mikroorganismů bylo zjištěno např. ve studii Concha-Lozana et al. (2012), a to až třicetinásobné. Cappelletti (2015) studoval negativní vliv různých typů hydrofobních ochranných povlaků na bázi Si na kapilární nasákavost. Török (2003) měření pomocí Karstenových trubic zjistil výrazné zpomalení kapilárního nasákávání vody stavebním vápencem vlivem černé krusty, ve které však nestudoval přítomnost organismů.



Obr. 3.1. Schéma pórového prostoru ucpaného organismy (tzv. bioclogging; upraveno podle Seiferta a Engesgaard, 2007).

Následující odstavce jsou věnovány vlivu tzv. biogenní skalní kůry na vybrané hydraulické vlastnosti pískovce. Pojmem biogenní skalní kůra je chápána biologicky obohacená zóna na povrchu pískovců zasahující několik milimetrů do hloubky (Gómez-Alarcón et al., 1995), která svým působením přispívá k odolnosti materiálu vůči erozi, a to částečně, či výhradně vlivem organické hmoty (Slavík et al., 2017a, b). Mezi organismy takto kolonizující pískovcový povrch patří houby, řasy, sinice a další bakterie (Gorbushina, 2007; Hallman et al., 2013).

V rámci několika magisterských prací (Slavík, 2014; Studencová, 2017; Vorlíček, 2017) byl studován vliv biogenní skalní kůry na snížení rychlosti kapilárního nasákávání pískovce vodou; podle závěrů těchto prací zpomaluje biogenní skalní kůra rychlost kapilárního nasákávání ve

většinou měření, a to ~6 až 100×. Pouze velice ojedinělé případy v těchto pracích dokumentují stejné či rychlejší nasákávání skrz biogenní skalní kůru než do podložního materiálu (Slavík, 2014; Studencová, 2017). V rámci mé magisterské práce (Slavík, 2014) bylo zjištěno, že křivka, vyjadřující vývoj rychlosti kapilárního nasákávání v čase, je pro případ saturování do podložní konkávní (klesá s časem), zatímco pro saturaci skrz biogenní skalní kůru je konvexní (roste s časem) či lineární. Studovány byly křemenné pískovce z Českého ráje (Slavík, 2014; Paděra, 2017; Vorlíček, 2017), ale také pískovce ze skalního města Petra v Jordánsku, arkózy v Kralupech nad Vltavou a tufy z Utahu (Studencová, 2017). Všechny čtyři uvedené magisterské práce však primárně sledovaly jiný cíl, a výzkum vlivu biogenní skalní kůry na rychlost kapilárního nasákávání tak byl nesystematický, měřený na více druzích materiálu a nepodložený statistickým zpracováním.

Některé studie uvádí taktéž negativní vliv hydrofobních (avšak ne vždy organických) povlaků na rychlost difuze vodní páry (např. Cappelletti, 2015). Podle Warscheida a Braamse (2000) extracelulární polymerické látky (EPS) produkované organismy způsobují změny v rychlosti difuze vodních par skrz porézní materiál. Co se pískovců týče, kromě dvou magisterských prací, které se okrajově zabývaly tímto tématem (Slavík, 2014; Studencová, 2017), kde byla porovnávána propustnost pro vodní páru různých typů pískovců, se doposud vlivem biogenní skalní kůry na difuzi par pískovcovým prostředím nikdo detailněji nezabýval. Až na jeden případ pískovce ze skalního města Petra v Jordánsku (Studencová, 2017) výsledky z obou magisterských prací naznačují, že případný vliv biogenní skalní kůry na difuzi vodní páry je zanedbatelný, případně zaměnitelný s vlivem dalších nehomogenit uvnitř vzorků (Slavík, 2014; Studencová, 2017). Podrobnější výzkum podpořený detailní statistikou však prováděn nebyl. Kromě výše uvedených studií byla v ČR ještě měřena propustnost pro vodní páru mšenského křídového pískovce bez krusty (Pavlík et al., 2008), v zahraničí například propustnost pro vodní páru pískovce Umm Ishrin ze skalního města Petra v Jordánsku (Al-Saad a Abdel-Halim, 2001; Heinrichs, 2008) a tři druhů pískovců z Německa – Bentheim, Karlshafen, Sander (Stück et al. 2013).

V několika pracích byl zkoumán také vliv biokolizace na intenzitu výparu z porézního prostředí, avšak zatím bez jednoznačných závěrů (Kidron a Tal, 2012). Jelikož byl zkoumán především vliv půdní biokrusty, do studií je často kromě výparu samotného zahrnována i retenční schopnost biokrusty, její barva, ale také míra povrchového odtoku. Někteří autoři tak biokrustám připisují snížení intenzity výparu vlivem jejich dobré retenční schopnosti (George

et al., 2003; Xiao et al., 2010), jiné studie naopak popisují zvýšený výpar vlivem tmavší barvy a tím většího oteplování povrchu půd (Qin et al., 2002). Studie, které probíhaly v terénních podmínkách, kde se nelze vyhnout dalším jevům a faktorům, přisuzují biokrustám zvýšení intenzity výparu (Harper a Marble, 1988; Qin et al., 2002), zatímco řízené laboratorní pokusy naopak biokrustám připisují snížení intenzity výparu (Verrecchia et al., 1995; Mazor et al., 1996). Pokud je mi známo, vlivu biogenní skalní kůry na intenzitu výparu z pískovcového prostředí dosud v odborných člancích nebyla věnována pozornost.

Biokolonizaci není možné s jistotou doložit či vyloučit pouhým pohledem či zběžným ohledáním pískovcového povrchu. Při zjišťování vlivu biogenní skalní kůry na hydraulické vlastnosti pískovce je proto třeba hydraulické vlastnosti biogenní skalní kůry vždy vztahovat k vlastnostem pískovce v jejím bezprostředním podloží, kde již není kůra přítomna, nikoliv k vlastnostem holých (či mnohdy pouze zdánlivě holých) povrchů v okolí. Přítomnost či absenci biogenní skalní kůry je navíc třeba jednoznačně doložit jinými metodami (Slavík et al., 2017a). Takový přístup však vyžaduje invazivní zákroky, což běžně není v případě přirozených pískovcových výchozů kvůli jejich ochraně možné.

4. Metodika

V této kapitole jsou charakterizovány použité přístroje a látky, popsán je odběr vzorků, prováděná měření a postup při vyhodnocování dat. Z toho důvodu je metodika rozdělena do několika příslušných podkapitol. Studie byla provedena na výchozech a odebraných jádrech pískovce, jehož základní charakteristika je uvedena v kapitole 5.

Část metodiky popisuje laboratorní měření hydraulických vlastností pískovce za účelem zjištění jejich ovlivnění biogenní skalní kůrou. V takovém případě jsou měřeny hydraulické vlastnosti i) pískovcového jádra s přítomnou biogenní skalní kůrou o známé mocnosti, ii) pískovcového jádra bez biogenní skalní kůry odebraného z podloží, a z těchto hodnot jsou následně vypočítány hydraulické vlastnosti samotné biogenní skalní kůry. Výjimku tvoří laboratorní měření rychlosti kapilárního nasákávání, které probíhá na jednom pískovcovém jádře, avšak jednou skrz jeho podstavu s biogenní skalní kůrou a podruhé skrz jeho druhou podstavu bez biogenní skalní kůry, což reprezentuje podložní materiál. Pakliže se v následujících textech hovoří o mechanickém upravování tvaru pískovcových jader, netýká se to podstav jader s biogenní skalní kůrou – ty nikdy upravovány nebyly.

4.1. Použité nástroje a látky

Pro odběr vzorků z povrchu pískovcového výchozu byla používána akumulátorová příklepová vrtačka DeWalt (dále příklepová vrtačka) s jádrovými diamantovými vrtáky o vnějším průměru 67 mm a 83 mm.

Vzorky do hmotnosti 200 g byly v terénu váženy přenosnou digitální váhou Joshs Z series s udávaným rozlišením 0,05 g. Vzorky s hmotností nad 200 g byly v terénu váženy přenosnou digitální váhou Voltcraft PS-500C s udávaným rozlišením 0,05 g a přenosnou digitální váhou Digit Scale P221 Lesák s udávaným rozlišením 0,1 g. Během zjišťování hmotnosti v terénu byla vodorovná poloha váhy kontrolována deskou s vodováhou. Vzorky v laboratoři byly váženy pomocí digitální váhy Kern PCB2500-2 s udávaným rozlišením 0,01 g a také pomocí vah používaných v terénu (viz výše) v závislosti na požadovaném rozlišení.

Pro záznam teploty a relativní vlhkosti vzduchu v terénu a v laboratoři (klimakomoře) byla využívána čidla s datalogery Voltcraft DL-121TH a Garni GAR 171 (dále čidlo) s rozlišením teploty 0,1 °C a 1 % relativní vlhkosti vzduchu. Objemová vlhkost pískovce byla měřena pomocí TDR (Time Domain Reflectometry) CS620 od firmy Campbell Scientific s rozlišením

1 % a přesností ± 3 % (dále TDR). Měření pomocí TDR probíhá podél dvou 120 mm dlouhých sond o průměru 5 mm a vzájemném rozestupu 32 mm. Výsledná hodnota je průměrem objemové vlhkosti po celé délce sond a v jejich okolí (první cm). Povrchová relativní vlhkost pískovce byla odvozena pomocí měřiče vlhkosti Greisinger GMR 110, 118970 (dále protimeter), který pracuje na principu měření elektrického odporu prostředí. Udávané rozlišení měřené vlhkosti materiálu je 0,1 % (Greisinger electronic GmbH, 2008). Měření probíhá mezi úzkými vpichovacími jehlicemi (elektrodami) s rozstupem 26 mm. Výrobce protimeteru neposkytuje informaci o přesné hloubce, do které je elektrický odpor měřen.

Sací tlak pískovce byl měřen pomocí mikrotensometrů T5 a T5x se čtecím zařízením INFIELD7 od firmy UMS s rozlišením 0,1 kPa a přesností $\pm 0,5$ kPa a rozsahem měřeného tlaku -160 kPa až +200 kPa (dále mikrotensometr). Rychlost proudění vzduchu byla v terénu měřena pomocí ručního anemometru Model TA 410 XY Airflow (Greisinger electronic GmbH) s rozlišením $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a garantovaným rozsahem měření 0 až $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a pomocí anemometru s automatickým záznamem dat Anemometer Datalogger DT-186 (CEM) s udávaným rozlišením $0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a garantovaným rozsahem měření 0,4 až $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ s udávanou přesností $\pm 0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Časový průběh hmotnosti vzorků, u kterých byla v laboratoři měřena rychlost kapilárního nasákávání, byl zaznamenáván siloměrem Sauter FH 50 s rozlišením 0,01 N a maximálním zatížením 50 N (dále siloměr). Pro zjištění rychlosti kapilárního nasákávání v terénu byly použity Karstenovy trubice (Karsten tube) od KRUSTAshop pro vertikální a horizontální měření, s plochou náústku trubice $5,7 \text{ cm}^2$. Karsten tube byly na výchozy lepeny pomocí lepicí hmoty na plakáty Bantex.

Konstantní teplotu a vlhkost vzduchu v okolí vzorků při některých měřeních v laboratoři zajišťovala klimakomora Memmert Climatic Test Chamber CTC 256 (dále klimakomora) na Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR (operátorka J. Schweigstillová). Klimakomora umožňuje nastavení konstantní relativní vlhkosti vzduchu od 10 do 98 % a konstantní teploty od -42 do 190 °C. Relativní vlhkost vzduchu s teplotou lze zároveň nastavit pouze v omezeném poli teploty 10 – 95 °C (Memmert, 2013).

V prezentovaných experimentech byla použita disodná sůl fluoresceinu (CAS no. 518-47-8) od firmy Sigma Aldrich (dále uranin). Jedná se o organickou sloučeninu s chemickým vzorcem $\text{C}_{20}\text{H}_{10}\text{Na}_2\text{O}_5$, molární hmotností 376,27 a rozpustností $> 600 \text{ g/l}$ (Käss, 1998; Weiss et al., 2018). Uranin je barvivo, které je díky svým konzervativním vlastnostem hojně využíváno v hydrogeologii a pedologii jako stopovací látka při stopovacích zkouškách a pro zobrazení

preferenčního proudění (Corbett et al., 2000; Wilson et al., 2016). Barva roztoku uraninu se s klesající koncentrací mění od oranžové přes žlutou až po zelenou (Käss, 1998). V místech, kde dochází k výparu, se koncentrace látky výrazně zvyšuje, a proto jsou místa výparu dobře detekovatelná, jelikož bývají, v závislosti na původně použité koncentraci, tmavě oranžová až červená (Bruthans et al., 2018; Weiss et al., 2018). Pro utěsnění vzorků ve výparových aparátech, wet cupech (více dále) a pro účely měření rychlosti kapilárního nasákávání bylo používáno epoxidové lepidlo UBU PLUS 5 min (dále epoxid). Pro těsnění těch částí aparatur, které bylo nutné opětovně rozebírat, byla použita elektrikářská izolační páska od výrobce TESA (dále el. páska), znemožňující významný únik vodní páry (Slavík, 2014).

4.2. Měření teploty, relativní vlhkosti vzduchu a rychlosti proudění vzduchu v pískovcových skalních městech

Pro pískovcová skalní města v České republice je typické specifické mikroklima (Cílek, 2007), jeho měření a záznam však nejsou příliš rozšířené, resp. nejsou snadno dostupná data. Z toho důvodu byly ve vybraných oblastech kontinuálně měřeny hodnoty teploty a relativní vlhkosti vzduchu, a to s krokem 30 minut. Tyto hodnoty jsou dále používány jako vstupní data pro výpočet intenzity výparu.

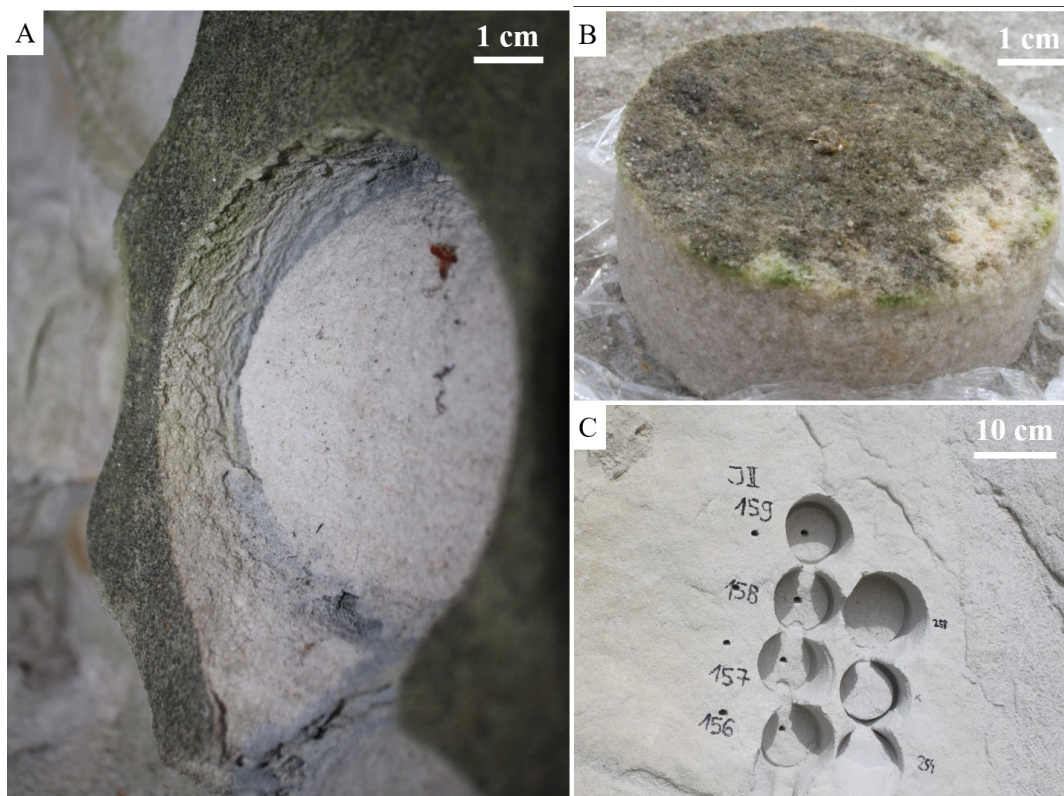
V principu byla čidla na lokalitách instalována dvěma způsoby: i) Do pískovcového povrchu byla pomocí vrtáku o průměru 23 či 27 mm vyvrtána díra o hloubce mírně přesahující délku čidla (100 mm). Do díry bylo poté vstrčeno čidlo tak, aby jeho měřicí část byla otvorem spojena zároveň s okolním povrchem (vnější konec čidla vystupoval ≤ 10 mm nad povrch). Čidlo nebylo nijak upravováno, pouze bylo omotáno el. páskou z důvodu těsnění – poskytovalo tak hodnoty odpovídající teplotě a relativní vlhkosti vzduchu přímo u pískovcového povrchu. Otvor do skály okolo čidla byl zatěsněn omotáním potravinářskou fólií, aby nemohlo docházet k výparu z otvoru. ii) Do pískovcového povrchu byla pomocí vrtáku o průměru 27 mm vyvrtána díra o hloubce okolo 150 mm. Čidlo bylo umístěno na konec této díry měřicí částí směřující ven a prostor v díře mezi povrchem pískovcového výchozu a čidlem byl zatěsněn potravinářskou fólií vyplněnou pískem. Čidlo tak měřilo teplotu a relativní vlhkost vzduchu v porézním prostředí 5,5 cm hluboko pod povrchem pískovce. Přesné umístění čidel v rámci jednotlivých lokalit je popsáno dále v kapitole 5.

Rychlost proudění vzduchu byla měřena: i) Pomocí ručního anemometru ve výšce 1,5 až 2 m, kdy plochý sensor anemometru byl orientován pro měření rychlosti proudění vzduchu

v horizontálním směru paralelně s orientací pískovcové stěny, u které měření probíhalo. Každé měření trvalo 1–3 minuty a zaznamenána byla nejnižší a nejvyšší naměřená hodnota za tento časový úsek. ii) Využitím dvou anemometrů s automatickým záznamem s krokem měření 5 minut. Oba automatické anemometry byly umístěny do předem vyvrtaných otvorů do pískovcového profilu ve výšce ~2,5 m nad terénem tak, aby jeden z nich měřil rychlost proudění vzduchu v horizontálním a druhý ve vertikálním směru.

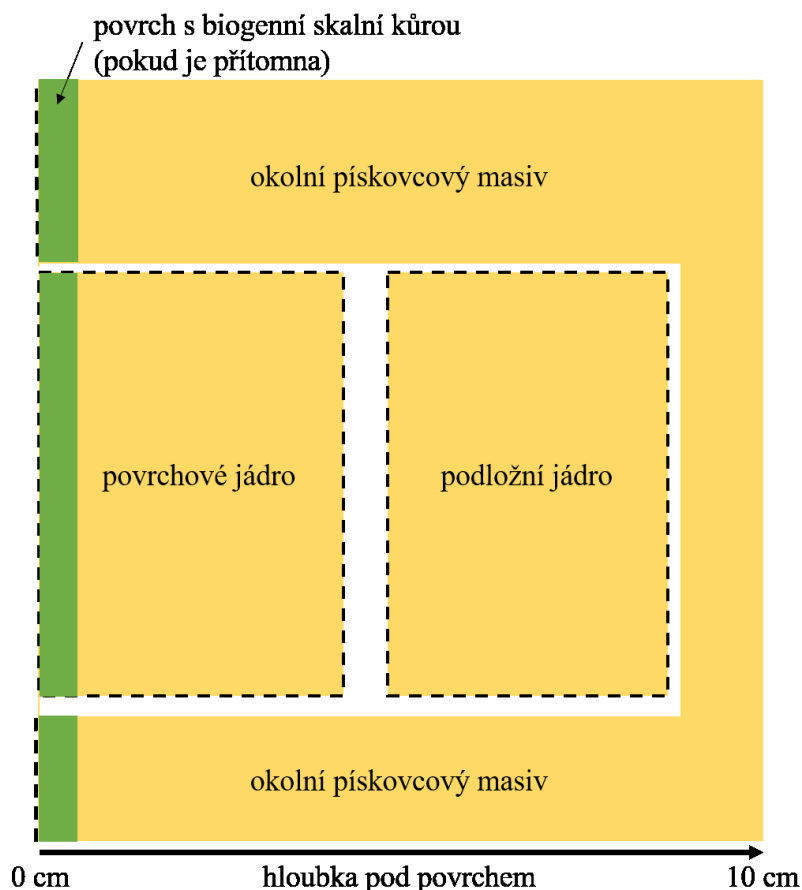
4.3. Odběr vzorků a jejich označení

Vzorky z pískovcových výchozů byly odebírány do tvaru válcových jader (obr. 4.1b), a to pomocí příklepové vrtačky s jádrovými diamantovými vrtáky. Vrtání probíhalo nasucho a bez příklepu. Teplota vrtáku byla kontrolována pohmatem, aby výrazně nevzrostla nad teplotu pískovcového prostředí a nezpůsobovala tak změnu jeho vlhkosti. Vrtání obvykle trvalo první desítky sekund. Pomocí jádrového vrtáku o vnějším průměru 67 mm vzniklo jádro o průměru ~59 mm a méně, vrtákem o vnějším průměru 83 mm bylo odebráno jádro o průměru ~76 mm a méně. Mocnost jader odebraných od povrchu se lišila v závislosti na odlomení jádra od svého podloží, a to v rozsahu zhruba 2–7 cm. Pro účely některých měření (např. pro kvantifikaci účinků biogenní skalní kůry na hydraulické vlastnosti) byla jádra odebrána nejen od povrchu pískovcového výchozu, ale také z jeho podloží. V takovém případě bylo podložní jádro odebráno z otvoru po povrchovém jádru (obr. 4.1a, c; obr. 4.2), jeho mocnost činila 2–4 cm. Vznikala tak často série dvou jader odebraných v sadě pod sebou, přičemž jedno jádro reprezentovalo vlastnosti pískovcového povrchu a druhé vlastnosti jeho podloží. Vzorky odebrané od povrchu pískovce do hloubky cca 2–7 cm jsou označeny jako „povrchové jádro“. Podložní vzorky odebrané z hloubky 3–8 cm jsou nazvány „podložní jádro“ (obr. 4.2).



Obr. 4.1. a) Vyvrtaný otvor po odběru povrchového jádra na sublokality STR C1, b) podoba pískovcového jádra ze sublokality STR C1, c) vyvrtané otvory po odběru povrchových jader na sublokality STR F1 (vše v lomu Střeleč).

Odebrané jádro bylo zváženo přímo v terénu nebo v následujících 12 hodinách, během kterých bylo udržováno pečlivě zabalené do potravinářské fólie pro zabránění výparu. Srovnání měření hmotnosti v terénu a v laboratoři 12 hodin po odebrání prokázalo, že ve fólii nedochází k měřitelným ztrátám hmotnosti. Hmotnost jádra v terénu, použitá pro stanovení přirozené vlhkosti pískovce, je označena jako m_p . Pevné omotání jádra potravinářskou fólií, především v případě méně odolných materiálů, mělo také za účel chránit vzorek před poškozením při transportu.



Obr. 4.2. Schéma odběru jader, vysvětlení pojmů povrchové a podložní jádro. Pouhé pojmenování vzorků na základě přítomnosti biogenní skalní kůry není možné, neboť některé povrchové vzorky biogenní skalní kůru neměly.

4.4. Měření vlhkosti a sacího tlaku v pískovcovém prostředí

Jádra pískovce byla po odebrání ponechána vysychat v laboratoři s relativní vlhkostí vzduchu ~40 %, dokud se jejich hmotnost nepřestala měnit; jejich konečná hmotnost byla označena m_{pf} . Z rozdílu hmotností m_p a m_{pf} byla poté určena přirozená hmotnostní vlhkost θ_h (hm. %) pískovce podle rovnice (4.1). Pokusy s vysycháním jader v peci s teplotou 110 °C ukázaly nepatrný další pokles hmotnosti. Jádra vysychala za laboratorní vlhkosti vzduchu a teploty z toho důvodu, aby se zabránilo zničení biogenní skalní kůry, která byla na povrchu některých jader přítomna.

$$\theta_h = \frac{m_p - m_{pf}}{m_{pf}} \times 100 \quad (4.1)$$

Přirozená hmotnostní vlhkost pískovce byla poté přepočítána na přirozenou objemovou vlhkost θ (obj. %) podle rovnice (4.2), kde ρ_p značí objemovou hmotnost pískovce ($2,0 \text{ g.cm}^{-3}$, Sommerová, 2014) a ρ_v hustotu vody ($1,0 \text{ g.cm}^{-3}$). Tento způsob stanovení přirozené vlhkosti je dále označován jako gravimetrické určení (či gravimetrická metoda).

$$\theta = \frac{\Theta_h \times \rho_p}{\rho_v} \quad (4.2)$$

Přirozená vlhkost pískovcových výchozů byla kromě gravimetrické metody měřena také in situ pomocí metody TDR s dvěma 12 cm dlouhými kovovými sondami o průměru 5 mm, které mají vzájemný rozestup 32 mm. Do pískovcového výchozu byly vidiovým vrtákem vyvrtány díry o patřičném průměru a vzájemném rozestupu a délce 12 cm, do kterých byly strčeny sondy. K udržení souososti dvojic návrtů byla při vrtání použita plastová forma s paralelními otvory. Měření bylo zajištěno dostatečným kontaktem kovových sond se stěnami vyvrtaných děr, výsledná hodnota objemové vlhkosti je průměrnou hodnotou z celého měřeného profilu (Trakal et al., 2008). Pro zabránění výparu z vyvrtaných děr byly díry mezi jednotlivými měřeními ucpané špuntem vyrobeným z vázacího drátu obaleného několika vrstvami potravinářské fólie.

Pomocí protimeteru byla odvozena relativní vlhkost pískovcových povrchů. Protimeter byl nastaven na režim REF, vykazující neopravovanou referenční převrácenou hodnotu odporu prostředí. Jehlice protimeteru se vzájemným rozestupem 26 mm byly přitlačeny na povrch pískovce a byla odečtena měřená hodnota. Měření pomocí protimeteru je rychlé, z toho důvodu bylo na každé sublokalitě na ploše o velikosti prvních dm^2 v jedné sadě měření získáno 10 hodnot, udávána je však pouze nejvyšší naměřená hodnota dané sady, jak doporučuje výrobce přístroje (Greisinger electronic GmbH, 2008). Vykazované REF hodnoty byly přepočítány na objemovou vlhkost studovaného pískovce podle kalibrace uvedené v Příloze 1 (rovnice P1.1), získaná hodnota je poté označována jako relativní vlhkost pískovcového povrchu. V případě povrchů s vyvinutými voštinami měření pomocí protimeteru probíhala vždy na voštinových hřebících.

Protimeter měří povrchovou zónu, přičemž výrobce ani na přímý dotaz neuvádí přesnou hloubku, do které přístroj měří (Greisinger electronic GmbH, 2008). Platí, že na výsledné hodnotě získané z protimeteru se vlhkost prostředí projeví tím méně, čím hlouběji pod povrchem se měřená oblast nachází, a oblasti v hloubce větší, než je rozteč jehlic protimeteru, lze v prostředí s rovnoměrnou distribucí vlhkosti považovat za zanedbatelné (Greisinger electronic GmbH, 2008). V případě nerovnoměrné distribuce vlhkosti, tedy například s

rozdělením prostředí na kapilární a difuzní zónu, se však hloubka, od které lze oblast považovat z hlediska její vlhkosti za zanedbatelnou, může posouvat hlouběji. Interpretace měření pomocí protimeteru je tedy z tohoto hlediska komplikovaná.

Jelikož měření sacího tlaku v terénu určuje pohyblivost a dostupnost kapilární vody daleko lépe než měření vlhkosti (Tindall a Kunkel, 1999), byl v pískovcových výchozech pomocí mikrotensometru měřen také sací tlak. Do pískovcového povrchu byly vyvrtány díry o hloubce 2–12 cm a průměru 5 mm. Pro zabránění výparu z děr vyvrtaných pro měření pomocí mikrotensometrů byly díry mezi jednotlivými měřeními také ucpané špuntem, podobně jako v případě TDR. Měření pomocí TDR a mikrotensometru jsou techniky původně používané v pedologii (Tindall a Kunkel, 1999). Část hodnot objemové vlhkosti z TDR a sacího tlaku byla měřena společně s E. Svobodovou.

4.5. Detekce hloubky výparové fronty

Pro tvorbu konceptuálního modelu pohybu vlhkosti, výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí a také pro určení míst potenciálního rozpadu pískovce je důležité znát oblast, ve které dochází ke změně toku kapilární vody v tok vodní páry, tedy kde dochází k výparu. Výpar z porézního materiálu může probíhat nejen přímo na povrchu, ale také v jeho porézním podloží (Shokri et al., 2009b). S ohledem na fakta uvedená v kapitolách 2 a 3 bylo třeba nalézt hloubku sekundární výparové fronty (dále již pouze „výparová fronta“, neboť primární výparová fronta sledována nebyla) pod povrchem přirozeného pískovcového výchozu.

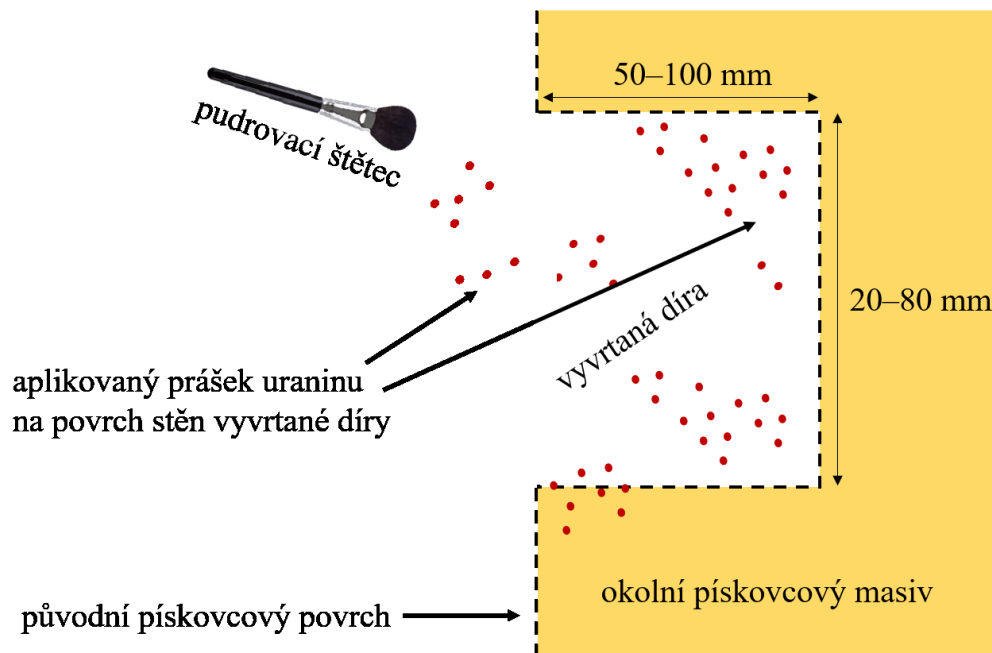
Za tímto účelem byla nejprve do pískovcového výchozu pomocí vrtáku o průměru 10 mm vyvrtána skupina dvaceti ~15 cm hlubokých děr svažující se od povrchu do masivu pod úhlem ~5–10° v ortogonální síti. Na dno těchto děr byl pomocí injekční stříkačky a potravinářského brčka injektován roztok uraninu o koncentraci 6 g/l.

Toto použití roztoku uraninu bylo zamýšleno jako jednoduchý způsob, jak obarvit vodu v kapilární zóně a podle hranice této zóny usuzovat na hloubku výparové fronty. Bylo předpokládáno, že roztok se bude šířit prostředím směrem k povrchu a při každé návštěvě dané lokality bude na stěnách vyvrtané díry dokumentována úroveň, na kterou mezitím roztok doputoval. Ukázalo se však, že využití roztoku uraninu pro opakovaný odečet hloubky výparové fronty není vhodné. I přes utěsnění vyvrtané díry pomocí úzké PVC trubky a potravinářské fólie docházelo k výraznému ovlivnění hydraulického pole z důvodu zvýšeného výparu na stěnách vyvrtané díry, což se projevilo zvýšenou koncentrací látky a změnou barvy neodpovídající přirozeným podmínkám. Velice často také nebyla hranice kapilární zóny zřejmá

a jednoznačná, protože v uzavřeném prostoru děr díky změnám teploty během dne a noci docházelo ke kondenzaci vody a pohybu kapilární vody jemnozrnným materiálem na stěnách děr směrem k povrchu. Z těchto důvodů byly experimenty s roztokem uraninu v terénu zastaveny a při detekci hloubky výparové fronty byl dále používán nerozředěný suchý prášek uraninu, a sice způsobem popsaným níže.

Prášek uraninu má v suchém stavu tmavě červenou barvu, zatímco na kontaktu s kapilární vodou, tedy v místech jeho rozpouštění, mění svou barvu na sytě oranžovou (Bruthans et al., 2018; Weiss et al., 2018). Prášek uraninu byl aplikován do předem vyvrtaných děr o průměru od 2 do 8 cm a hloubce ~5–10 cm (rozsah podle očekávané hloubky výparové fronty) a na povrch v jejich okolí (obr. 4.3), a to dvěma způsoby podle průměru vyvrtané díry: i) Profil nápojového brčka byl na jednom jeho konci v délce cca 1 cm oříznutím upraven do tvaru písmene U; tím na jednom konci brčka vznikl nabírací prostor, do kterého byl umístěn prášek uraninu. Nápojové brčko bylo poté takto upraveným koncem napřed vstrčeno do vyvrtané díry a uranin byl na stěny díry aplikován fouknutím skrz brčko. ii) Uranin byl do díry naprášen pomocí jemného pudrovacího štětce na make-up. Aplikace v obou případech proběhla ihned po vyvrtání profilové díry, aby bylo eliminováno možné ovlivnění prostorového uspořádání vlhkosti v pískovci vlivem vysychání. Pomocí posuvného měřítka byla poté odečtena hloubka výparové fronty, tedy místa, kde prášek změnil svou barvu z červené na tmavě oranžovou. Hloubka výparové fronty byla fotograficky zaznamenána a označena d. Část hodnot hloubky výparové fronty byla změřena s pomocí J. Mareše a T. Weisse (Jordánsko).

Změna barvy prášku uraninu z původní červené na tmavě oranžovou trvala vždy 1–30 minut v závislosti na množství pórové vody, ve které se uranin rozpouštěl, a také na tloušťce vrstvy prášku, který byl na povrch prostředí naprášen. Aplikace pomocí make-up štětce zaručuje rovnoměrné rozprášení uraninu, a je tak vhodná pro obarvení neupraveného pískovcového povrchu či stěn díry o větším průměru. Do užších děr se naopak hodí aplikace pomocí potravinářského brčka. Zde však není docíleno dokonale rovnoměrné aplikace, brčko se navíc musí po každém použití vyměnit, protože se zanáší, a další nevýhodou použití brčka je skutečnost, že vzduch vyfukovaný z lidských plic je vlhký a jeho následnou kondenzací uvnitř brčka může docházet k nežádoucímu rozpouštění prášku uraninu ještě před jeho aplikací.



Obr. 4.3. Schéma zobrazování hloubky výparové fronty pod pískovcovým povrchem v čerstvě vyvrtaných dírách o průměru od 2 do 8 cm a hloubce ~5–10 cm. Upraveno podle Weisse et al. (2018).

4.6. Měření intenzity výparu z pískovcového prostředí

Mocnost difuzní zóny je faktor ovlivňující intenzitu výparu z porézního prostředí (Shokri et al., 2008a). Znalost mocnosti a geometrie difuzní zóny je tak klíčová pro odhad/výpočet celkového toku vlhkosti prostředím, a tím i pro porozumění výparu obecně (Shokri et al., 2008a).

Měření intenzity výparu z pískovcového prostředí bylo provedeno pomocí nově vyvinutých výparových aparátů takovým způsobem, aby reprezentovalo dvě do určité míry krajní situace nastavení systému kapilární zóna – difuzní zóna, kdy a) výparová fronta je zakleslá několik cm pod pískovcový povrch – výparový aparát typu „dry core“, b) výparová fronta sahá až k pískovcovému povrchu – výparový aparát typu „wet core“. Data intenzity výparu z výparových aparátů v Jordánsku byla změřena T. Weissem a na lokalitách Chorvatsko a Budova 1 J. Bruthansem.

4.6.1. Výparový aparát typu dry core

Při měření intenzity výparu pro případ, kdy je výparová fronta zakleslá několik cm pod povrch, bylo využito modifikovaného přístupu podle Pavlíka et al. (2008) a normy EN ISO 12572 (2001). V těchto zdrojích je přístup nazýván wet cup. Jelikož je ale termín wet cup v mé práci vyhrazen pro jinou metodu, více odpovídající principu v citovaných zdrojích, označuji pro

rozlišení níže popisovaný výparový aparát jako „dry core“ podle toho, že pískovcového jádro je při měření po celou dobu suché.

V laboratoři bylo rašplí a pilníkem upraveno pískovcové jádro o mocnosti 6,4 cm a průměru ~7 cm (využití na lokalitě ML1), resp. mocnosti 4,4 cm a průměru ~4 cm (využití na lokalitě ML2) takovým způsobem, aby nemělo žádné výstupky a bylo, pokud možno, rotačně symetrické. Jádro poté bylo pomocí epoxidu vlepeno do PVC trubky o průměru 7,5 cm (lokalita ML1), resp. 3,2 cm (lokalita ML2) tak, aby jeho horní podstava byla zároveň s ústím trubky. Použita byla jádra z jizerského souvrství turonského stáří z lokality „Jestřebice“ na Kokořínsku, z pískovce, který zrnitostí i způsobem usazení odpovídá studovaným pískovcům v Českém ráji (Studencová, 2017). Mezi PVC trubkou a jádrem byl prostor pro dokonalé zatěsnění epoxidem. Poté byla do druhé PVC trubky o stejném průměru, která však byla z jedné strany ukončena těsnicí zátkou, nalita destilovaná voda tak, aby byla trubka z cca $\frac{3}{4}$ plná. Jádrům byla obkreslením na mm papír vypočítána plocha podstav. Na spodní PVC trubku s destilovanou vodou byla umístěna PVC trubka s jádrem, vzájemný spoj byl třikrát až čtyřikrát omotán kolem dokola silně utahovanou el. páskou. Pískovcové jádro nebylo v kontaktu s destilovanou vodou, ta pod jádrem pouze trvale zajišťovala relativní vlhkost vzduchu 100 %. Hladina destilované vody byla pod spojem obou PVC trubek. S dry core bylo manipulováno opatrně (bez větších náklonů a pomalými pohyby), aby nedošlo k zmáčení jádra destilovanou vodou. Takto připravený vzorek (obr. 4.4a) byl zvážen.

Před umístěním dry core do pískovcové stěny bylo třeba vybrat takové místo, které by zaručovalo ochranu před přímým deštěm a před stoky vody po povrchu pískovcových stěn, aby nedocházelo k zmáčení pískovcových jader. Na lokalitě ML1 bylo účelem vybrat takové místo v zalesněné oblasti, zatímco na lokalitě ML2 bylo účelem nalézt místo chráněné před účinky deště, ale exponované vůči slunečnímu záření. Na předběžně vybrané pískovcové stěny (jednalo se o převisy) byl naprášen jemný povlak uraninu. Při další návštěvě lokalit (~měsíc) bylo zjišťováno, zda povlak uraninu změnil svou barvu z červené na zelenou či oranžovou a zda jsou na povrchu pískovce patrné barevné stoky, což by poukazovalo na účinky dešťové vody. Pakliže se barva uraninu výrazně nezměnila a povlak měl původní tvar, byl takový pískovcový povrch považován za chráněný před účinky dešťové vody, a tedy vhodný pro umístění dry core.

Do pískovcového povrchu byla vyvrtána subvertikální díra o délce 25 cm a průměru 8 cm (lokalita ML1), resp. délce 16 cm a průměru 3,5 cm (lokalita ML2), která se směrem od povrchu

do podloží ukláněla v úhlu $\sim 80\text{--}85^\circ$. Relativní vlhkost vzduchu nad jádrem byla dána přirozenou vlhkostí vzduchu v mikroklimatu skalního města. Vlivem gradientu parciálního tlaku pod jádrem a nad jádrem tak docházelo k 1D toku vodní páry skrz pískovcové jádro. Celý výparový aparát typu dry core byl s krokem $\sim 1\text{--}3$ měsíců vážen a z úbytku jeho hmotnosti bylo usuzováno na celkové množství par, které skrz pískovcové jádro o dané výparné ploše difundovaly za jednotku času, a tato hodnota byla poté při uvážení hustoty vypařující se vody ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) vyjádřena jako intenzita výparu z dry core v $\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$. K měření intenzity výparu *in situ* pomocí dry core bylo přiřazeno jedno čidlo, měřící a zaznamenávající přirozené hodnoty teploty a relativní vlhkosti vzduchu v blízkém okolí dry core (≤ 2 m).

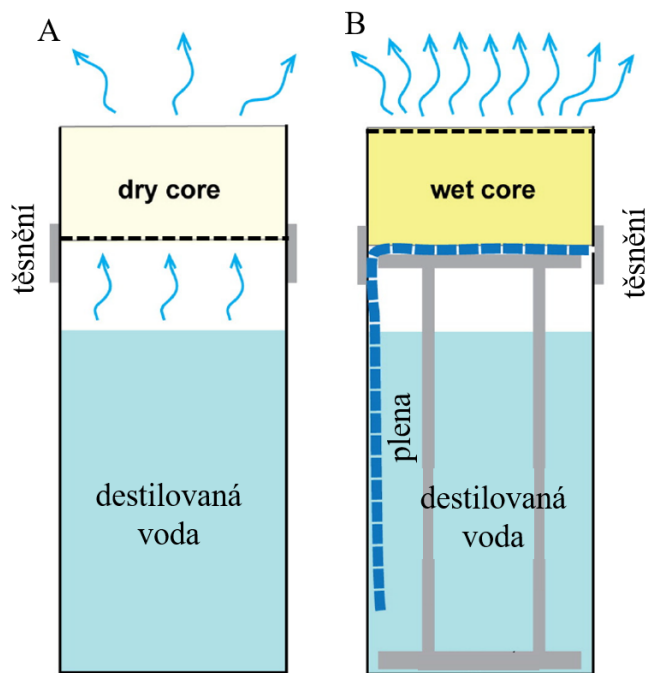
4.6.2. Výparový aparát typu wet core

Měření intenzity výparu pomocí wet core je metoda, sestavením aparatury velmi podobná dry core, avšak s tím zásadním rozdílem, že v případě wet core již nedochází k pohybu vlhkosti skrz pískovcové jádro pomocí difuze vodní páry, ale tokem kapilární vody.

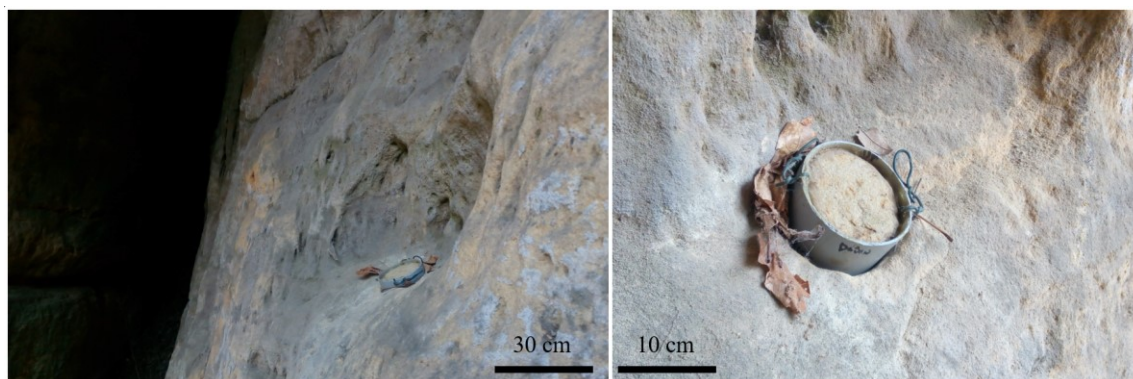
Nejprve bylo obdobně jako v případě dry core v laboratoři rašplí a pilníkem upraveno pískovcové jádro o stejných rozměrech a vlepeno stejným způsobem do PVC trubky. I v případě wet core byla využita jádra z jizerského souvrství turonského stáří z lokality „Jestřebice“ na Kokořínsku (Studencová, 2017). Ve druhé PVC trubce o stejném průměru, z jedné strany ukončené těsnicí zátkou, byla z vázacího drátu vytvořena pružná předstlačená vypínací konstrukce. Na tuto vypínací konstrukci byla nabalena savá bavlněná látka (dětská plena šátkového typu). Do PVC trubky s pevnou konstrukcí byla nalita destilovaná voda tak, aby byla trubka z cca $\frac{3}{4}$ plná, a na tuto trubku byla nasazena první PVC trubka s pískovcovým jádrem. Celá sada byla uzpůsobena tak, aby byla bavlněná látka ponořena do destilované vody a zároveň aby byla vypínací konstrukcí přidržována v dokonalém kontaktu se spodní podstavou pískovcového jádra. Spoj obou PVC trubek byl třikrát až čtyřikrát omotán kolem dokola silně utahovanou el. páskou. Hladina destilované vody byla pod spojením obou PVC trubek. Finální podoba wet core je zobrazena na obr. 4.4b. Takto připravený wet core byl zvážen. Použitý pískovec je vysoce propustný a zajišťuje maximální možnou míru saturace vodou v celé mocnosti pískovcového jádra. V celém jádru lze proto v případě wet core předpokládat pohyb vlhkosti formou toku kapilární vody.

Pomocí nastavení typu wet core bylo zajištěno, aby výparová fronta byla, pokud možno, ve vzorku situována až na samotné horní podstavě pískovcového jádra. Relativní vlhkost na horní podstavě jádra byla kontrolována protimeterem. Vhodný pískovcový povrch pro umístění wet

core byl vybrán stejným způsobem jako v případě dry core a stejným způsobem byl wet core umístěn do předem vyvrtané díry (obr. 4.5). Jak wet core, tak dry core byly umístěny do stejného prostoru blízko sebe, aby výpar probíhal za stejného mikroklimatu. Celý vzorek wet core byl s krokem ~1–3 měsíců vážen a z úbytku jeho hmotnosti bylo usuzováno na celkové množství vypařené vody (o hustotě $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) přes danou výparnou plochu za jednotku času, konkrétně jako hodnota intenzity výparu z wet core v $\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$. K měření intenzity výparu *in situ* pomocí wet core bylo přiřazeno totožné čidlo jako v případě dry core, vzdálené $\leq 2 \text{ m}$.



Obr. 4.4. Schéma připravených výparových aparátů, simulujících intenzitu výparu pro pozici výparové fronty a) v určité hloubce pod pískovcovým povrchem (výparový aparát typu dry core), b) přímo na pískovcovém povrchu (výparový aparát typu wet core). Pozice výparové fronty v obou výparových aparátech je znázorněna černou šrafovanou čarou. Upraveno podle Bruthanse et al. (2018).



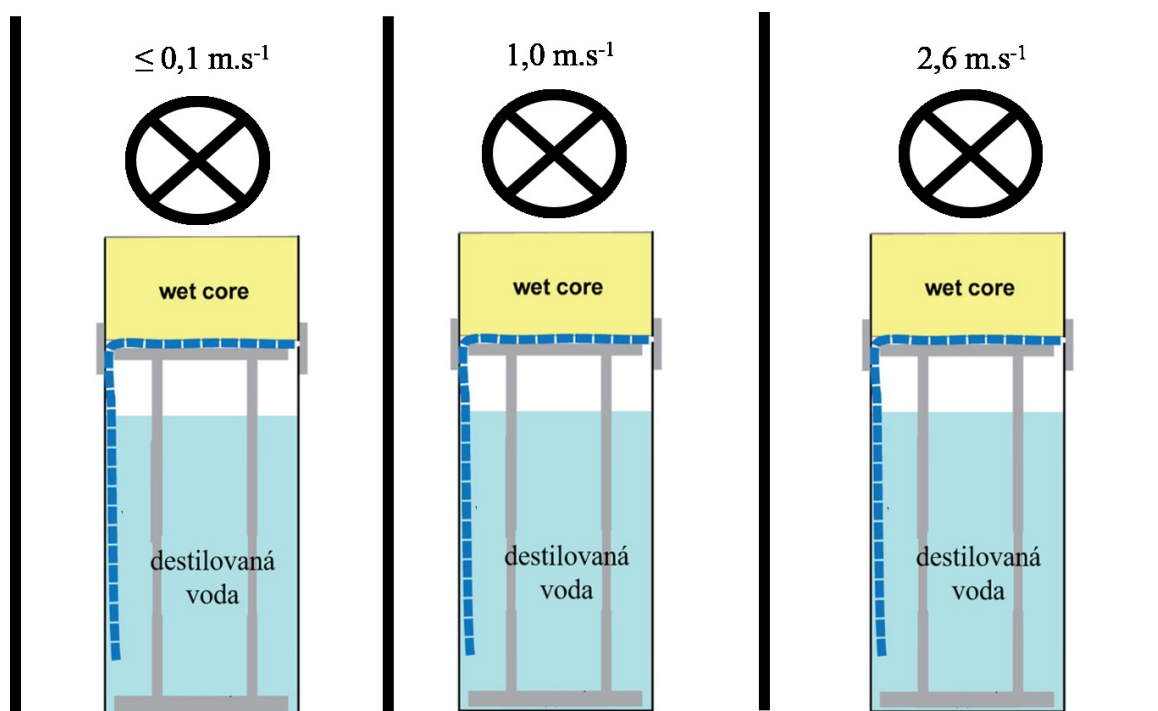
Obr. 4.5. Výparový aparát *in situ* umístěný do díry vyvrtané v pískovcovém povrchu.

4.6.3. Měření vlivu biogenní skalní kůry a proudění vzduchu na intenzitu výparu

Za účelem zjištění, jak se na intenzitě výparu z pískovcového prostředí projevuje přítomnost biogenní skalní kůry na výparném povrchu, bylo vytvořeno 6 samostatných vzorků typu wet core, z toho 4 s povrchovými jádry s biogenní skalní kůrou a 2 s podložními jádry (bez biogenní skalní kůry), všechny ze sublokality STR C1. Jelikož případné rozdíly v intenzitě výparu mezi wet core s biogenní skalní kůrou a bez ní byly předpokládány velice malé, vyžadoval tento experiment vážení aparátů s poměrně krátkými časovými rozestupy. Z toho důvodu měření neprobíhala *in situ* v pískovcovém skalním městě, ale i) na balkóně domu v letním období (lokalita Budova 2), kde vzorky nebyly chráněny před větrem, byly částečně kryty před přímým slunečním zářením a úplně před deštěm, ii) v podmínkách pokojové teploty a relativní vlhkosti vzduchu v laboratoři ($\sim 25\text{ }^{\circ}\text{C}$, 40 %). Vážení wet core probíhalo $1\times$ denně po dobu 7, resp. 9 dnů. K měřením bylo přiřazeno čidlo, zaznamenávající teplotu a relativní vlhkost vzduchu. Následně byla porovnána intenzita výparu ze vzorků wet core s jádry s biogenní skalní kůrou a bez ní a rozdíl byl podroben Studentovu t-testu s hladinou významnosti 0,05.

Pro orientační zjištění, jak je intenzita výparu z pískovcového prostředí ovlivněna prouděním vzduchu, byly v laboratorních podmínkách využity tři výparové aparáty typu wet core, dva s biogenní skalní kůrou (použito povrchové jádro ze sublokality STR C1) a jeden bez biogenní skalní kůry (použito podložní jádro ze sublokality STR C1). Výparové aparáty byly umístěny před sadu 3 počítačových větráčků o různé rychlosti proudění vzduchu ($\leq 0,1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $1,0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a $2,6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), která byla změřena pomocí ručního anemometru. Výparové aparáty byly umístěny vždy jeden před jeden větráček, a to do vzdálenosti 5 cm. Jednotlivé „kóje“ s nastavenou rychlostí proudění vzduchu byly od sebe odděleny dřevěnou stěnou pro zabránění vzájemného

ovlivnění (obr. 4.6). Celkově proběhly tři sady měření, přičemž rozestavení wet core bylo pro každou sadu odlišné, tak aby každý ze tří wet core byl vystaven všem třem rychlostem proudění vzduchu. Výparové aparáty byly během měřících sad váženy s krokem 1–2 dnů po dobu 6 až 7 dnů. Rozdíl v intenzitě výparu pro jednotlivé wet core v závislosti na rychlosti proudění vzduchu byl následně interpretován i s ohledem na případný vliv biogenní skalní kůry.



Obr. 4.6. Rozmístění výparových aparátů typu wet core před počítačové větráčky zajišťující rozdílnou rychlost proudění vzduchu (zleva $\leq 0,1 \text{ m.s}^{-1}$, $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ a $2,6 \text{ m.s}^{-1}$).

4.7. Měření součinitele difuzní vodivosti

Jak vyplývá z Fickova zákona (rovnice 2.15, kapitola 2.2), tok vodní páry porézním prostředím kromě gradientu parciálního tlaku závisí také na konstantě, která je vztažena k propustnosti daného materiálu pro vodní páru. Aby bylo možné pomocí Fickova zákona počítat množství par, které za jednotku času difunduje pískovcovým prostředím, je nutné tuto konstantu znát, tedy změřit. Touto konstantou je součinitel difuzní vodivosti (Bear a Bachmat, 1990; Pavlík et al., 2008).

Ke změření součinitele difuzní vodivosti byla použita modifikovaná metoda tzv. „wet cup“ podle Pavlíka et al. (2008) a normy EN ISO 12572 (2001). Pískovcové jádro bylo upraveno na

mocnost 1–6 cm, byly odstraněny jakékoliv výstupky a nerovnosti. Do dolní podstavky kruhového PVC víčka o průměru 63 mm byl jádrovým vrtákem vyvrtán kruhový otvor o průměru 47 mm tak, aby se střed otvoru shodoval se středem podstavky PVC víčka. Vnitřní stěna PVC víčka byla obroušena smirkovým papírem a do víčka bylo umístěno pískovcové jádro tak, aby svou svrchní podstavou dobře zapadlo do provrtaného otvoru. 1–3 mm široký prostor mezi stěnou jádra a vnitřní stěnou PVC víčka byl následně utěsněn epoxidem. Svrchní podstava jádra tvořila souvislou plochu s podstavou jádra. Jádřům byly posuvným měřítkem změřeny mocnosti a obkreslením na mm papír byly vypočítány plochy podstav.

Do druhého PVC víčka byla nalita destilovaná voda tak, aby jej z cca $\frac{3}{4}$ zaplnila. Na PVC víčko s destilovanou vodou bylo posazeno první PVC víčko s pískovcovým jádrem, spoj mezi oběma víčky byl třikrát až čtyřikrát omotán silně utahovanou el. páskou. Destilovaná voda nebyla v kontaktu s pískovcovým jádrem, pouze pod ním zajišťovala relativní vlhkost vzduchu 100 %. Takto připravený wet cup je svým schématem velice podobný dry core (viz obr. 4.4), avšak k jeho výrobě byly použity jiné materiály, liší se taktéž svými rozměry a použitím.

Připravený wet cup byl zvážen a umístěn do klimakomory s předdefinovanou relativní vlhkostí vzduchu 50 % a teplotou 20 °C. Následně byla zjišťována změna jeho hmotnosti v čase a bylo kontrolováno, že tato změna je lineární. Měření probíhalo 21–28 dní. Součinitel difúzní vodivosti byl počítán podle rovnice (4.3; Pavlík et al., 2008; Slavík, 2014):

$$\delta = \frac{\Delta m D}{S \tau \Delta P} \quad (4.3)$$

ve které Δm představuje množství páry difundující pískovcovým jádrem (kg), D je mocnost jádra (m), S reprezentuje měrnou plochu (m^2), τ je doba měření (s) a ΔP je rozdíl parciálních tlaků vodní páry ve vzduchu pod pískovcovým jádrem a nad ním (Pa). Součinitel difúzní vodivosti δ rozměrově odpovídá (s).

Parciální tlak pro nasycenou vodní páru (P_{sat}) byl pro teploty ≥ 0 °C vypočítán podle rovnice (2.16 v kapitole 2.2; Tetens, 1930). Parciální tlak pro nenasyčenou vodní páru za téže teploty byl přepočítán podle relativní vlhkosti vzduchu; jestliže relativní vlhkost vzduchu tedy byla 50 %, parciální tlak byl poté 50 % z hodnoty P_{sat} . Pro teploty < 0 °C byl parciální tlak pro nasycenou vodní páru (kPa) spočítán podle rovnice (4.4; Murray, 1967):

$$P_{\text{sat}} = 0,61078 \exp \frac{21,875T}{T + 265,5} \quad (4.4)$$

Za účelem zjištění, jak je propustnost materiálu pro vodní páru ovlivněna biogenní skalní kůrou, bylo třeba součinitel difúzní vodivosti přepočítat taktéž pro samotnou biogenní skalní kůru (δ_{kura}). Toho bylo dosaženo tak, že povrchové jádro bylo virtuálně rozděleno do dvou částí: na tenkou zónu biogenní skalní kůry o neznámé hodnotě δ a na podpovrchovou zónu s hodnotou δ rovnou hodnotě z podložního jádra. Za mocnost biogenní skalní kůry byly dosazeny výsledky z odporového vrtání Slavíka et al. (2017a), kteří určili mocnost biogenní skalní kůry na lokalitách totožných s místy vybranými pro tuto doktorskou práci. V klimakomoře proto byly měřeny dva typy vzorků, z nichž jeden na své svrchní podstavě měl vyvinutou biogenní skalní kůru, zatímco druhý z nich ne. Pro přepočet bylo využito tzv. harmonického průměru (rovnice 4.5; Domenico a Schwartz, 1998):

$$\delta_{kura} = \frac{\delta_{povrch} \times D_{kura} \times \delta_{podloz}}{D_{kura} \times \delta_{podloz} + D_{povrch} (\delta_{podloz} - \delta_{povrch})} \quad (4.5)$$

kde δ je součinitel difúzní vodivosti, D je mocnost, index povrch je označení pro povrchové jádro, index podloz je označení pro podložní jádro, index kura je samotná biogenní skalní kůra. Mocnost D_{kura} je odvozena z výsledků měření odporového vrtání podle Slavíka et al. (2017a). Rozdíl v propustnosti pro vodní páru mezi podložním vzorkem a biogenní skalní kůrou byl podroben Studentovu t-testu s hladinou významnosti 0,05.

4.8. Výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí

Intenzita výparu je ve druhé fázi výparového procesu dána především difúzí vodní páry od výparové fronty směrem k povrchu porézního prostředí, tedy skrz difúzní zónu (kapitola 2.3; Hadley, 1982; Bittelli et al., 2008; Lehmann et al., 2008; Assouline, 2013). Podle Fickova zákona je hustota difúzního toku vodní páry ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) dána rozdílem parciálního tlaku vzduchu ΔP (Pa) mezi povrchem pískovce a hloubkou, ve které je výparová fronta, její samotnou hloubkou d (cm) a součinitelem difúzní vodivosti materiálu δ (s), a to podle rovnice (2.15). Při využití hustoty vody ($\text{kg}\cdot\text{dm}^{-3}$) a definice milimetru srážek ($1 \text{ mm} = 1 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$) lze poté vypočítat intenzitu výparu z pískovcového prostředí E ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, což odpovídá $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) podle rovnice (4.6). Ta platí pro $d > 0$.

$$E = \frac{\delta \Delta P}{d} \quad (4.6)$$

Hodnota součinitele difúzní vodivosti studovaného pískovce byla stanovena na základě měření v klimakomoře (kapitola 4.7). Rozdíl parciálních tlaků ΔP byl vypočítán podle rozdílu P_{sat} a

P_{amb} , kde P_{amb} znamená přirozený parciální tlak, získaný z rovnic (2.16) či (4.4) na základě čidly zaznamenaných hodnot teploty a opravený o zaznamenané hodnoty relativní vlhkosti vzduchu. P_{sat} značí parciální tlak pro nasycenou vodní páru za téže teploty (tedy pro relativní vlhkost vzduchu 100 %). E je ve výsledkové části uváděno v mm.rok⁻¹.

Výpočet intenzity výparu byl proveden ve dvou po sobě jdoucích krocích podle jejich účelu; tyto kroky jsou dále popsány:

Krok i). Nejprve bylo třeba ověřit, do jaké míry vypočítané hodnoty odpovídají hodnotám intenzity výparu naměřeným pomocí výparových aparátů. Za tímto účelem bylo kromě výparových aparátů umístěných *in situ* v povrchu pískovcových stěn studovaných lokalit použito dalších 14 výparových aparátů na vedlejších zájmových lokalitách (více v kapitole 5), kde bylo měření intenzity výparu doprovázeno záznamem teploty a relativní vlhkosti vzduchu čidly. V případě výparového aparátu typu dry core byla za parametr d do rovnice (4.6) dosazena skutečná mocnost použitého pískovcového jádra. Změřená a vypočítaná intenzita výparu z dry core byly následně porovnány a bylo zjištěno, zda (a o kolik) se liší. Rovnice (4.6) neumožňuje výpočet pro výparový aparát typu wet core, kde je $d = 0$, protože to odpovídá nekonečné intenzitě odvodu par při nulové vzdálenosti jejich transportu (což je nerealistické). Protože nad každým povrchem existuje tenká difuzní vrstva o relativní vlhkosti vzduchu blízké nebo rovné 100 % (Abteu a Melesse, 2013) (nezaměňovat s difuzní zónou pod pískovcovým povrchem), byly za d postupně dosazovány velmi nízké hodnoty ($< 0,5$ cm), dokud nebylo dosaženo největší shody mezi naměřenými a vypočítanými hodnotami. Tím byl výpočet pro případ wet core zkalibrován. Z praktického úhlu pohledu tato mocnost d v případě wet core odpovídá určité střední mocnosti difuzní vrstvy nad povrchem pískovce.

Krok ii). Teprve po zjištění, do jaké míry vypočítané hodnoty intenzity výparu odpovídají těm naměřeným, bylo možné přejít ke druhému kroku. Ten spočíval ve výpočtu intenzity výparu i pro lokality, na kterých nebyly umístěny kontrolní výparové aparáty, ale probíhalo tam pouze měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu a kde byl znám součinitel difuzní vodivosti tamního pískovce a hloubka výparové fronty, která byla dosazena za parametr d .

4.9. Měření saturované hydraulické vodivosti

Saturovaná hydraulická vodivost K_s byla měřena v propustoměru, zkonstruovaném A. Studencovou (née Koblrovou) v rámci její bakalářské práce (Koblrová, 2014; obr. 4.7), a to na

pískovcových jádrech o mocnosti 2–5 cm. Jádro bylo nejprve očištěno od nerovností a jeho spodní podstava byla upravena tak, aby byla, pokud možno, rovnoběžná ($\pm 5^\circ$) s jeho horní podstavou, na které se v případě některých lokalit nacházela biogenní skalní kůra – ta upravována nebyla. Poté byl do PVC víčka o průměru 63 mm vyvrtán kruhový otvor o průměru 52 mm a do PVC víčka bylo umístěno jádro tak, aby mezi jádrem a stěnami víčka zůstala 1–3 mm široká mezera a aby jádro jednou ze svých podstav zapadalo do vytvořeného kruhového otvoru. Mezi jádro a stěny víčka byl injektován epoxid zajišťující těsnění vnějšího pláště jádra a taktéž 1D pohyb vody vzorkem. Byly zaznamenány mocnosti vzorků a plochy podstav. Pomocí membrány byl poté takto upravený vzorek spojen s dalším (tentokrát již prázdným) PVC víčkem s provrtanou kruhovou dírou; gumová membrána, která se běžně používá pro utěsnění vzorku při triaxiálním měření, byla k oběma PVC víčkům připevněna pomocí el. pásky. Výsledná podoba připraveného vzorku je uvedena na obr. 4.7.

Měření probíhalo za plné saturace vzorků. Vzorky byly saturovány destilovanou vodou ve vakuu, vytvořeném ve skleněném exsikátoru díky vakuové pumpě (podrobný popis v Kobrlová, 2014). Použitá destilovaná voda byla nejprve převařena za účelem vypuzení rozpuštěných plynů a tím zpřesnění výsledné hodnoty (uvolňující vzduch by jinak mohl ucpávat póry pískovce). Měření probíhalo po vychladnutí převařené destilované vody; její teplota byla změřena a zaznamenána. Podle Kobrlové (2014) je takto připravená destilovaná voda nenasycená plyny.

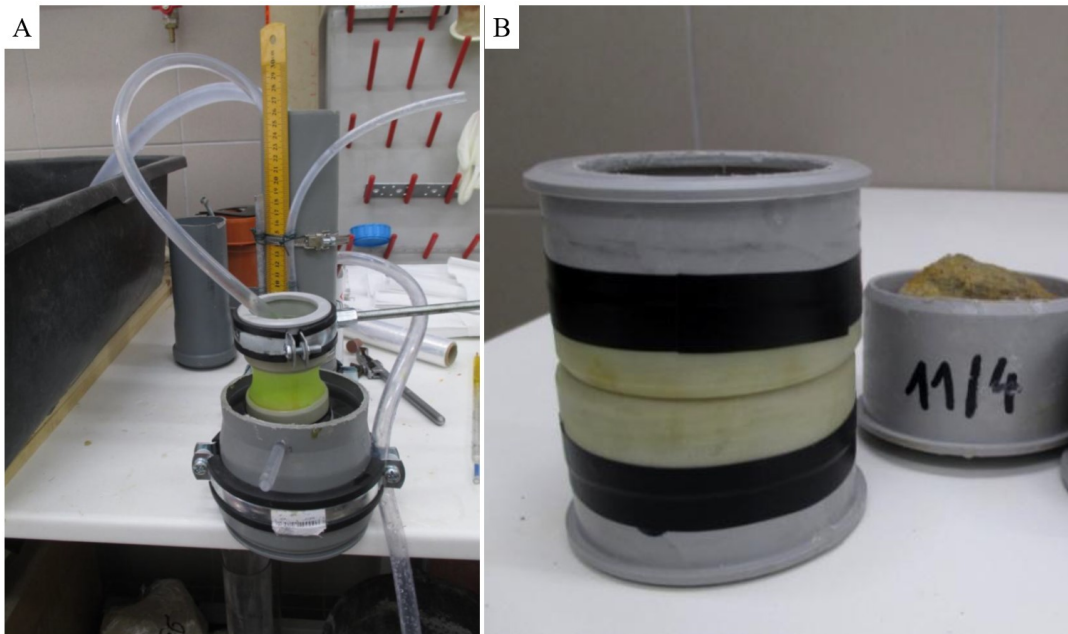
Měření probíhalo za konstantní hladiny, byly odečteny hladiny H_1 nad vzorkem a H_2 pod vzorkem, byl měřen průtok vody vzorkem. Po ustálení průtoku byl objem vody, proteklý vzorkem za 10 minut, označen jako $V_{10\text{min}}$. Měření trvala od 20 do 50 minut. Z $V_{10\text{min}}$ byl vypočítán průtok Q a převeden na základní jednotky ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Byl stanoven hydraulický gradient i (rovnice 2.1) a byla vypočítána propustnost k (Kobrlová, 2014; 4.7):

$$k = \frac{v Q}{g S i} \quad (4.7)$$

kde v je koeficient kinematické viskozity pro vodu za dané teploty ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), g tíhové zrychlení ($9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), Q je průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), S plocha podstavy vzorku (m^2), i hydraulický gradient. Propustnost byla následně přepočítána na saturovanou hydraulickou vodivost K_s za teploty 15°C , aby byla srovnatelná s tabulkovými hodnotami (detaily v Kobrlová, 2014; 4.8). v_{15° je koeficient kinematické viskozity pro 15°C .

$$K_s = \frac{g}{v_{15^\circ}} k \quad (4.8)$$

Poté byla vypočítáním Reynoldsova čísla (rovnice 2.4) potvrzena platnost Darcyho zákona pro daná měření (s Re od 0,03 do 0,08). Měření saturované hydraulické vodivosti bylo prováděno z velké části A. Studencovou.



Obr. 4.7. a) Snímek propustoměru určeného k měření K_s , b) finální podoba vzorků pro měření K_s . Upraveno podle Koblíkové (2014).

K_s byla následně přepočítána také pro samotnou biogenní skalní kůru ($K_{s_{kura}}$), a to obdobně jako v případě přepočtu δ . Za mocnost biogenní skalní kůry byly dosazeny výsledky z odporového vrtání Slavíka et al. (2017a). Pro přepočet K_s bylo využito tzv. harmonického průměru (rovnice 4.9; Domenico a Schwartz, 1998):

$$K_{s_{kura}} = \frac{K_{s_{povrch}} \times D_{kura} \times K_{s_{podloz}}}{D_{kura} \times K_{s_{podloz}} + D_{povrch} (K_{s_{podloz}} - K_{s_{povrch}})} \quad (4.9)$$

kde K_s je saturovaná hydraulická vodivost, D je mocnost (krusty v jednom případě, povrchového jádra v druhém případě), index povrch je označení pro povrchové jádro s biogenní skalní kůrou, index podloz je označení pro podložní jádro bez kůry. Rozdíl v K_s mezi podložním vzorkem a biogenní skalní kůrou byl podroben Studentovu t-testu s hladinou významnosti 0,05.

4.10. Měření rychlosti kapilárního nasákávání

Kapilární nasákavost (v literatuře taktéž uváděno jako vzlínavost či sorptivita) je schopnost materiálu absorbovat či desorbovat kapalinu pomocí kapilárních procesů (Philip, 1957). Vlivem těchto procesů může docházet k přechodu porézního prostředí z nenasyčeného do nasyceného či téměř nasyceného stavu (a *vice versa*).

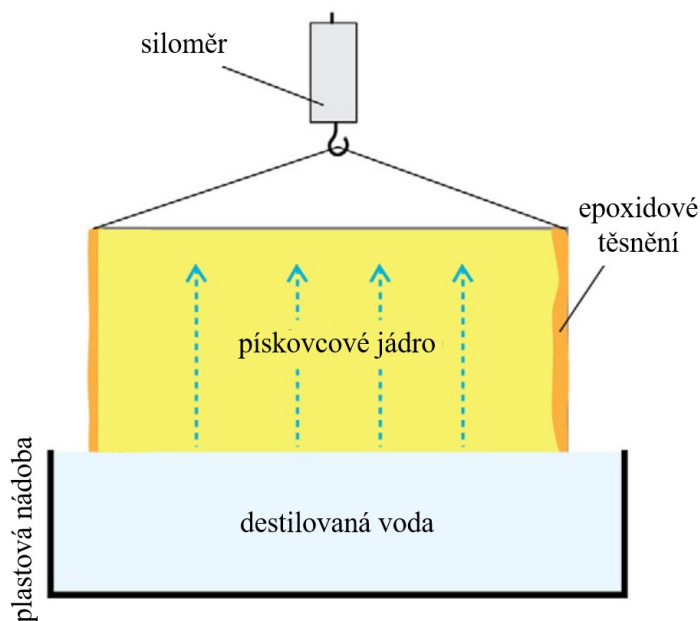
Pro určení míry kapilární nasákavosti stavebního materiálu se nejčastěji užívá koeficient CWA (zkratka z angl. capillary water absorption) či zkráceně C, w anebo w-value. Udávaný rozměr tohoto parametru se také liší, vždy jde však o různé varianty vyjadřující množství vody nasáknuté přes jednotkovou plochu za jednotu času. Nejčastěji jsou využívány rozměry ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{hod}^{-1/2}$), ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}$) a ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) (Siegesmund a Dürrast, 2011; Concha-Lozano et al., 2012 aj.). Stanovení probíhá v laboratoři na pravidelných vzorcích horniny zavěšených na váze, které skrz svoji podstavu kapilárně nasákávají vodu (Siegesmund a Dürrast, 2011). Přímo v terénu je možné měřit kapilární nasákavost orientačně pomocí tzv. Karsten tube – Karstenovy trubice (Hendrickx, 2013), což je skleněná trubička s rozšířeným náústkem, který se pomocí lepící hmoty připevní k povrchu měřené horniny a skrz který poté hornina nasákává destilovanou vodu z trubičky. V zeminách se kapilární nasákavost stanovuje infiltrometry (Zhang, 1997).

4.10.1. Laboratorní měření

V laboratoři byla měřena rychlost kapilárního nasákávání na pískovcových jádrech. Jádro bylo rašplí vždy upraveno tak, aby obě jeho podstavy byly hladké a vzájemně rovnoběžné. Podstava s biogenní skalní kůrou nebyla nijak upravovaná. Pro zabránění nežádoucího výparu a možného rozpadu vzorku vlivem saturace vodou (jedná se o velmi rozpadavý materiál) byl plášť jádra obalen epoxidem, obě podstavy zůstaly volné. Takto upravené jádro bylo zavěšeno na siloměr, který s krokem 1 s zapisoval aktuální hmotnost vzorku do počítače. Pod jádro byla umístěna nádoba s destilovanou vodou tak, aby spodní podstava pískovcového jádra byla v kontaktu s hladinou pouze adhezními silami (obr. 4.8). Pískovcové jádro kapilárně nasákávalo destilovanou vodu skrz svou podstavu, dokud nebylo dosaženo maximální dosažitelné vlhkosti (hmotnosti). Měření začínalo vždy se suchým jádrem a bylo provedeno postupně pro obě podstavy (jak pro svrchní, tak spodní – mezi oběma měřeními bylo jádro ponecháno opět vysychat). Kapilární nasákavost (CWA) materiálu byla vypočtena z průměrné rychlosti nasákávání pro každou podstavu zvlášť podle rovnice (4.10):

$$CWA = \frac{m}{S t} \quad (4.10)$$

kde m značí hmotnost vzorku (g), S kontaktní plochu podstavy jádra (m^2), přes kterou dochází k nasákávání, a t je čas (s) od počátku měření.



Obr. 4.8. Schéma měření rychlosti kapilárního nasákávání v laboratoři. Upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

Protože se podle předchozích měření dá předpokládat, že vývoj hmotnosti jader v čase nebude lineární, a parametr CWA se tak bude lišit v závislosti na interpretovaném úseku měření, byl pro určení vlivu biogenní skalní kůry na rychlost kapilárního nasákávání stanoven ještě parametr T_x ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$), a to podle rovnice (4.11; Slavík et al., 2017a):

$$T_x = \frac{m_x}{S t_x} \quad (4.11)$$

kde m je aktuální hmotnost dosud kapilárně nasáknuté vody (g), S je plocha, skrz kterou byla voda sáknuta (m^2), a t vyjadřuje čas od začátku měření. Index x poté vyjadřuje frakci dosud nasáknuté vody vůči plnému nasáknutí na konci měření. Například hodnota T_{50} je tedy vypočítána podle vztahu (4.12):

$$T_{50} = \frac{m_{50}}{S t_{50}} \quad (4.12)$$

kde m_{50} je množství vody nasáknuté při plném nasáknutí $\times 0,5$ a t_{50} je čas potřebný k dosažení m_{50} . Pro hodnoty T_{20} , T_{50} a T_{80} , pokrývající dobře vývoj rychlosti kapilárního nasákávání v čase, byl vypočítán poměr mezi rychlostí kapilárního nasákávání skrz povrch s biogenní

skalní kůrou a skrz podloží, dále označený CAR (zkratka capillary absorption ratio). Rozdíl v rychlosti kapilárního nasákávání skrz podložní podstavu a skrz podstavu s biogenní skalní kůrou byl podroben Studentovu t-testu s hladinou významnosti 0,05.

4.10.2. Terénní měření

Rychlost kapilárního nasákávání byla měřena také v terénu, a to pomocí Karsten tube (Myrin a Malaga, 2006; Hendrickx, 2013; Calia et al., 2013). Nálevka Karsten tube s rozšířeným náústkem (5,7 cm²) byla lepicí hmotou na plakáty připevněna ke stěně výchozu tak, jak je znázorněno na obr. 4.9, a to vertikálně nebo horizontálně v závislosti na sklonu měřeného povrchu. Lepicí hmota má konzistenci modelíny a byla doporučena výrobcem Karsten tube. Do trubice byla shora až po rysku nalita destilovaná voda, která se následně po dobu 15+ minut (pakliže to bylo možné) vsakovala do horninového prostředí. Průměrná rychlost vsakování (g.m⁻².s⁻¹) byla následně vyhodnocena z množství vody vsáknuté mezi pátou a patnáctou minutou měření podle metodiky Hendrickxe (2013), byla uvažována průměrná rychlost nasákávání a vliv změny hydraulické výšky s klesající hladinou vody v trubici se neuvažoval. Měření bylo provedeno pro pískovcový povrch i pro jeho podloží (ve vyvrtané díře 2–3 cm pod původním povrchem). Odečet množství vsáknuté vody probíhal zhruba každých 30–300 s.



Obr. 4.9. Měření rychlosti kapilárního nasákávání v terénu pomocí Karsten tube. a) Měření vertikálního povrchu, b) měření podloží, horizontálně.

5. Studovaná oblast

Hlavní studované lokality (kapitola 5.2) se nacházejí v oblastech pískovcových skalních měst české křídové pánve, konkrétně jde o její SZ až Z část, a stratigraficky se řadí do svrchní křídy. Kromě hlavních studovaných lokalit, na kterých probíhal dlouhodobý výzkum více parametrů, byly využity i vedlejší zájmové lokality (kapitola 5.3), které sloužily pouze k měření intenzity výparu v mikroklimatických podmínkách odlišných od českých pískovcových skalních měst (dvě lokality v blízkosti budov ve Středočeském kraji a dvě lokality v aridních podmínkách v Chorvatsku a Jordánsku).

5.1. Geologie české křídové pánve

Česká křídová pánev je typickou hydrogeologickou pánví s několika vrstevními kolektory. Pokrývá značnou část severní poloviny Českého masivu a s plochou asi 14 600 km² (Krásný et al., 2012) a délkou cca 300 km se táhne od Drážďan v Německu přes Děčín a Polabí až k Blansku u Brna. Jedná se o nejrozsáhlejší pánev v České republice (Soukup, 1963; Herčík et al., 2003), která je produktem asi 13 až 15 milionů let trvající písčité, jílovité a vápnité sedimentace, probíhající nejdříve ve sladkovodním a brakickém a později výlučně marinním prostředí. Česká křídová pánev se vyvíjela v jediném sedimentačním cyklu od spodního cenomanu (příp. svrchního albu) do santonu (Petránek, 1963), podle Uličného et al. (2003) by se však česká křídová pánev neměla považovat za jednu pánev, ale za pánevní systém několika sub-pánví s velkým množstvím vnitropánevnických zlomů, aktivních v době jejího utváření.

Naspodu české křídové pánve se nacházejí nejstarší cenomanské usazeniny perucko-korycanského souvrství, které jsou litologicky velmi pestré a dělí se na dvě jednotky, a to vrstvy perucké a korycanské (Čech et al., 1980; Chlupáč et al., 2011). Perucké vrstvy mají obvykle malou mocnost (v závislosti na tvaru reliéfu podloží od jednotek po desítky metrů, s maximy kolem 100 m) a charakteristický je pro ně cyklický vývoj od křemenných pískovců přes pískovce, prachovce až po jílovce s cykly mocnými decimetry až metry. Jedná se o říční a jezerní sedimenty, zčásti též brakické a mělkomořské sedimenty uzavřených zálivů, lagun a estuárií (Soukup, 1963; Skoček a Valečka, 1983; Uličný et al., 2009; Chlupáč et al., 2011). Korycanské vrstvy již jsou tvořeny jílovitými pískovci (v okolí vnitropánevnických elevací s polohami písčitých jílovců) a prachovci marinního původu s polohami slepenců s mocnostmi v řádu desítek metrů, v maximu do 130 m u lužické poruchy (Valečka a Skoček, 1990; Adamovič, 1992; Uličný et al., 2009).

Na perucko-korycanské souvrství nasedá bělohorské souvrství odpovídající spodnímu až střednímu turonu, představující další prohloubení a rozšíření oblasti mořské sedimentace. V důsledku výrazné a rychlé celopánevní transgrese při bázi převažují karbonátové sedimenty – vápnitě jílovce, slínovce a opuky – zatímco směrem do nadloží dochází k postupnému přechodu na hrubnouce cykly pískovců (Adamovič, 1992; Krásný et al., 2012). Mocnost bělohorského souvrství kolísá od 25 m ve slínovcové facii po 120 m v severním progradačním areálu křemenných kvádrových pískovců, ve kterých jsou vyvinuta pískovcová skalní města jako např. Ostrovské či Tiské skály (Skoček a Valečka, 1983; Adamovič, 1992; Herčík et al., 2003).

Následuje jizerské souvrství, řadící se do středního až svrchního turonu (Čurda a Kříž, 1987). Jizerské souvrství představuje další etapu transgrese a rozšiřování pánve. Dochází k usazování více typů sedimentů od pískovců různé zrnitosti až po slínovce. Pískovce v tomto souvrství mají největší rozsah a mocnost v severním progradačním areálu (mocnosti dosahující 400 m, v ojedinělých případech až 600 m) a tvoří tělesa křemenných kvádrových pískovců (Skoček a Valečka, 1983; Čurda a Kříž, 1987), přičemž typický je pro ně cyklický vývoj s cykly o mocnostech od 1 až po 70 m. Na bázi bývají cykly tvořeny jemnozrnnými pískovci a postupně dochází k přechodu přes středně až hrubě zrnité pískovce až k jemnozrnným slepencům. Směrem k JZ, J a JV přecházejí křemenné pískovce laterálně do jílovitých až vápnitých pískovců a posléze i do slínovců o mocnosti snižující se na JZ k desítkám metrů (Malkovský et al., 1974; Petru, 1978). V pískovcové facii jizerského souvrství jsou vyvinuta skalní města v Českosaském Švýcarsku a na Kokořínsku (Skoček a Valečka, 1983).

Na jizerské souvrství nasedá teplické souvrství, které je výsledkem další výrazné transgrese ve svrchním turonu a coniaqu, při které bylo zaplavení českého masivu nejrozsáhlejší. Mocnost teplického souvrství je proměnlivá od 20 m (vysokomytská a ústecká synklinála) až po 150–180 m (v polické pánvi). Ve většině pánve v teplickém souvrství převládá monotónní vývoj vápnitých jílovců až slínovců a v ZS části pánve se vyskytují i polohy vápenců. Pískovcové facie teplického souvrství se nacházejí jen v několika plošně omezených výskytech (Soukup, 1963) a jejich rozsah je ze všech souvrství nejmenší právě v teplickém souvrství (Krásný et al., 2012). Pískovce se nacházejí v severním progradačním areálu v úzké 5–7 km široké zóně podél lužického zlomu, a to ve vývoji jemně až středně zrnitých jílovitých a křemenných kvádrových pískovců s uváděnými mocnostmi od 40 do 120 m (Macák, 1956; Uličný, 2001; Uličný et al., 2009). Dále je pískovcový vývoj v teplickém souvrství také ve Vyskeřské vrchovině,

Prachovské pahorkatině a v jejich okolí, dále JZ od České Lípy a v polické pánvi (Krásný et al., 2012). Kvádrové pískovce se formovaly v mělkém moři (Macák, 1956) a jsou interpretovány jako tělesa hrubozrnných delt (Uličný, 2001), či jako migrující submarinní duny (Adamovič, 1994). V kvádrových pískovcích teplického souvrství je vyvinuto několik pískovcových skalních měst, např. Hruboskalsko, Prachovské skály, Klokočské skály, Borecké skály (Skoček a Valečka, 1983), do vyšší části souvrství se řadí také skalní města Adršpachu a Teplíc nad Metují v polické pánvi (Krásný et al., 2012). V pískovcové facii teplického souvrství se nacházejí hlavní studované lokality této doktorské práce.

Nadloží teplického souvrství tvoří březenské souvrství, které je erozí již značně redukované, v celém rozsahu se zachovalo pouze v zakleslé kře Českého středohoří (Chlupáč et al., 2011; Krásný et al., 2012). V březenském souvrství se nacházejí facie pískovcová, facie vápnitých jílovců až prachovců a monotónní facie vápnitých jílovců (Čech et al., 1980; Krásný et al., 2012). Nejmladší litostratigrafickou jednotkou české křídové pánve je merboltické souvrství, zachované jen v podloží terciérních vulkanitů komplexu Českého středohoří (Chlupáč et al., 2011). Souvrství tvoří jemné až středně zrnité křemenné a jílovité pískovce s příměsí živců, které jsou produktem regresní fáze, kterou v santonu skončila sedimentace v české křídové pánvi (Herčík et al., 2003).

Sedimenty české křídové pánve jsou uloženy většinou vodorovně či s mírnými úklony vrstev. Koncem křídvy a zejména v kenozoiku však byly křídové usazeniny postiženy saxonskou tektonikou, která se projevovala ve více fázích (Malkovský, 1979), při čemž vznikaly komplikované systémy různých poruch. Projevy saxonské tektoniky jsou hlavně zlomy, podél nichž docházelo v některých územích k výrazným vertikálním posunům až o více než kilometr. K těmto zlomům patří například Lužická porucha (také označována jako lužická poruchová zóna) ve směru SSZ-JJV. Tato porucha se svou délkou ~110 km probíhá od Drážďan až k Jičínu, došlo podél ní v severní části k výzdvihu starších hornin (permských a jurských) přes křídové usazeniny, což mohlo vést k predisponování kvádrové odlučnosti pískovců (Chlupáč et al., 2011).

5.2. Hlavní studované lokality

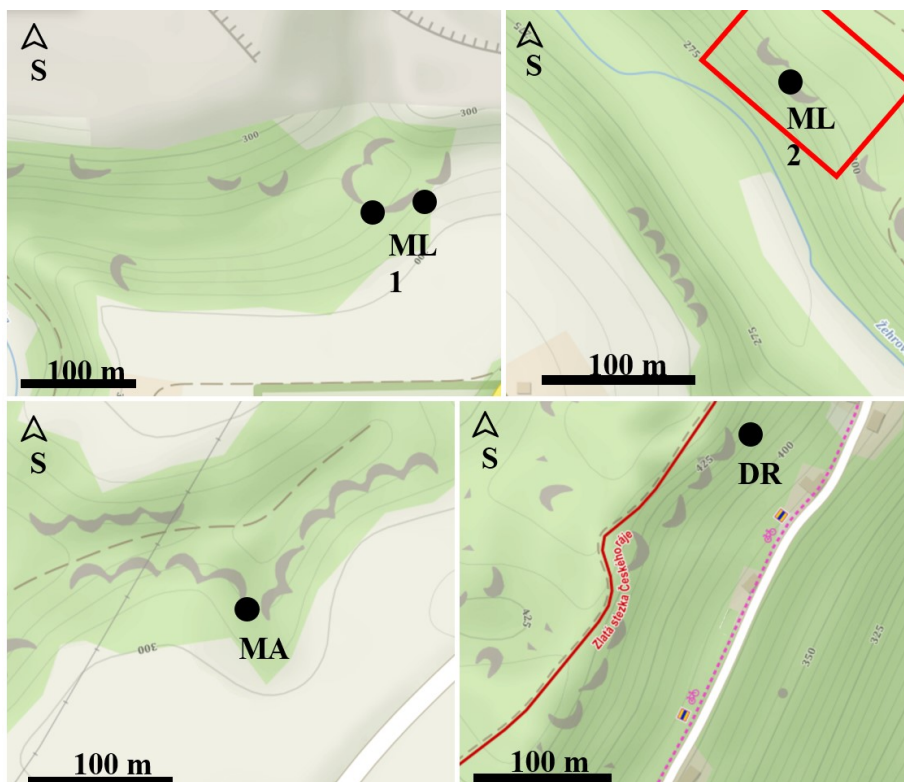
Hlavní studované lokality se nacházejí v pískovcových oblastech Českého ráje a lze je označit za tzv. pískovcové skalní město, které bývá v geomorfologické literatuře obvykle definováno jako uskupení skalních věží oddělených labyrinty a soutěskami (Adamovič et al., 2010), či

obecněji jako jakákoliv pískovcová oblast s těsně od sebe vzdálenými skalními bloky, oddělenými od sebe úzkými „uličkami“ (Migoń, 2017). Skalní města se vyskytují v nejrůznějších litologiích a také v různých klimatických oblastech od hyperaridních až po humidní (Migoń, 2017).

V tabulce tab. 5.1 je uveden seznam všech hlavních studovaných lokalit v Českém ráji s GPS souřadnicemi a se seznamem měření, která byla v dané lokalitě uskutečněna, na obr. 5.1 je v mapě znázorněna poloha všech hlavních studovaných lokalit (s výjimkou lokality STR). V rámci popisu jednotlivých lokalit jsou ještě zmiňovány tzv. sublokality (tab. 5.2), což jsou konkrétní plochy (v řádu prvních dm²) pískovcových výchozů o specifických vlastnostech, které v některých případech znemožňují obecné vyhodnocení lokalit jako celků. Pro snadnou orientaci v názvech jsou sublokality zčásti pojmenovány podle nadřazených lokalit (např. ML1 sole, kde ML1 je označení lokality a sole označení příslušné sublokality). Lokality již byly využívány při výzkumu v rámci mé magisterské práce (Slavík, 2014).

Tab. 5.1. Seznam hlavních studovaných lokalit s GPS souřadnicemi a výčtem prováděných typů měření na dané lokalitě. *GPS lokality STR je vztaženo k sublokalitě C1, přesné určení dalších sublokality v lomu je v Slavíkovi et al. (2017a). Význam zkratk: jádra = odběr vzorků v podobě jader; θ = měření přirozené objemové vlhkosti gravimetricky; TDR = měření přirozené objemové vlhkosti metodou Time Domain Reflectometry; T5 = měření sacího tlaku pomocí mikrotensometrů; protimeter = měření relativní vlhkosti povrchu; CWA = laboratorní měření rychlosti kapilárního nasákávání; K-tube = měření rychlosti kapilárního nasákávání v terénu; δ = měření součinitele difuzní vodivosti; Ks = měření saturované hydraulické vodivosti; VF = měření hloubky výparové fronty; RH, T = záznam relativní vlhkosti vzduchu a teploty; dry core, wet core = měření intenzity výparu za různých nastavení hloubky výparové fronty; vítr = měření rychlosti proudění vzduchu.

zkratka	lokality plně	GPS souřadnice (WGS 84)	prováděné typy měření
STR	lom Střeleč	50,4957144N, 15,2491547E*	jádra, θ , TDR, CWA, K-tube, δ , Ks
ML1	Mladějov 1	50,4897319N, 15,2406781E	RH, T, TDR, T5, protimeter, K-tube, VF, dry core, wet core, vítr
ML2	Mladějov 2	50,4920892N, 15,2309333E	RH, T, TDR, T5, protimeter, K-tube, VF, dry core, wet core
MA	Malobratřice	50,4795306N, 15,0800211E	RH, T, TDR, T5, VF
DR	Drábovna	50,6289667N, 15,1774497E	RH, T, TDR, T5



Obr. 5.1. Umístění všech studovaných lokalit (černé body) vůči údolí a poloze lesa. V případě lokality ML2 je poloha lesa na mapovém podkladu neaktuální, červeným rámečkem je zhruba vymezen současný rozsah vykácené plochy. Mapový podklad z www.mapy.cz.

Tab. 5.2. Seznam sublokalit v rámci hlavních studovaných lokalit s orientací a sklonem výchozu a uvedením, zda je výchoz chráněný před deštěm.

sublokality	orientace výchozu	sklon výchozu	chráněno před deštěm?
STR B1	SZ	5–20°	ne
STR B2	JZ	50°	ne
STR B3	JZ	70–80° (v převisu)	ne (stoky)
STR C1	SZ	80°	ne
STR C2	Z	90°	částečně
STR F1	SZ	80°	ano
ML1 sole	V	85°	částečně
ML1 řasy	J	85°	částečně
ML1 pilíř	JV	85°	ano
ML1 jeskyně	SV	60°	ne (stoky)
ML1 voštiny	Z	70°	ne (stoky)
ML2 hladká	JZ	85°	částečně
ML2 voštiny	JV	85°	ne
MA vlhký	SV	85°	částečně
MA suchý	SV	85°	částečně
MA voštiny	JZ	85°	částečně
DR jeskyně	JV	20° (ve stropě)	ano
DR voštiny	J	85°	částečně
DR sole	SV	85°	částečně
DR převis	SV	70° (v převisu)	částečně
DR u stromu	SV	85°	ne

5.2.1. Lokalita STR

Lokalita lom Střeleč (STR) se nachází v Českém ráji cca 3 km JJV od hradu Trosky a cca 1,5 km SV od obce Mladějov (okres Jičín). Lom je výjimečný tím, že na relativně malém prostoru nabízí více materiálů z různých nadmořských výšek, přičemž tento materiál lze bez omezení odebírat. V lomu se také nachází několik výchozů ponechaných desítky let přirozenému vývoji, na kterých může probíhat invazivní výzkum. Nadmořská výška studovaných výchozů je ~240–280 m.n.m., průměrné srážky uvádí Český hydrometeorologický ústav 770 mm (stanice Holenice, roky 2005–2017).

V oblasti lomu se nacházejí hruboskalské pískovce o mocnosti 85 m. Jejich svrchní, 40 m mocná část, je Uličným (2001) interpretována jako soustava tří těles hrubozrnných delt se šikmým zvrstvením (foresety) o úklonu 4–18°. Studovaný křemenný pískovec je jemně až středně zrnitý, obsahuje 1,4 % kaolinitu. Pórovitost pískovce je v prostoru lomu proměnlivá od

22 % do 31 % (Schweigstilllová et al., 2013; Slavík et al., 2017a). Infiltračními zkouškami byla Soukupem et al. (2013) stanovena vertikální hydraulická vodivost na $1 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Oproti běžným, více cementovaným pískovcům v české křídové pánvi, je střelečský pískovec méně pevný. Nejpevnější polohy v lomu dosahují pevnosti v prostém tlaku 14 MPa a tahové pevnosti 280 kPa (Bruthans et al., 2012). Některé polohy v lomu jsou však nesoudržné a materiál lze označit za uzamčený písek – materiál s relativně vysokou pevností v prostém tlaku, a to i přes absenci tmelu, avšak s velmi nízkou tahovou pevností (Bruthans et al., 2014), popř. jako tlakově stabilizovaný písek (Bruthans a Řihošek, 2017). Studie byla zaměřena na tzv. sklářský pískovec, který v oblasti lomu tvoří subhorizontální těleso v nadmořské výšce 240–280 m.n.m. Část povrchů v lomu je zpevněna tektonickými puklinami (Bruthans et al., 2014), či biogenní skalní kůrou (Schweigstilllová et al., 2013; Slavík et al., 2017a). Těžbou čerstvě obnažené výchozy mívají bílou barvu, zatímco povrchy s biogenní skalní kůrou, která je v lomu patrná již po 1–2 letech, bývají zelenavé až šedavé. Stáří studovaných výchozů je 10–50 let. Povrchy v lomu nejsou vesměs zastíněné před slunečním zářením.

V lomu byly ke studiu biogenní skalní kůry vybrány tři typy povrchů: i) B-typ, atektonický nerovný povrch opuštěných výchozů s vyvinutou biogenní skalní kůrou; ii) C-typ, tektonický povrch puklin s vyvinutou biogenní skalní kůrou, iii) F-typ, tektonický povrch puklin bez vyvinuté biogenní skalní kůry. Pod toto zařazení celkově spadalo 6 studovaných sublokalit STR: B1, B2, B3, C1, C2, F1 (obr. 5.2). Detailní fotografie všech sublokalit jsou uvedeny v Slavíkovi et al. (2017a).

Za povrch s biogenní skalní kůrou je pokládán takový, u kterého byla v předchozích studiích pomocí mikroskopie zjištěna organická hmota a který má podle studie Slavíka et al. (2017a) takové množství organického uhlíku v povrchové zóně pískovce, které je ve srovnání s podložím statisticky významně vyšší (8–150×). Tektonický vs. atektonický povrch byl určen podle Bruthanse et al. (2012), kteří zpevnění povrchů v lomu tektonickými puklinami (povrch rovných puklinových ploch) popsali.



Obr. 5.2. Poloha studovaných sublokalit (B1, B2, B3, C1, C2, F1) na lokalitě STR. Použit je letecký snímek z Google Earth (k roku 2016, kdy výzkum probíhal) <https://www.google.com/earth/>.

5.2.2. Lokalita ML1

Lokalitou Mladějov 1 (ML1) jsou označeny pískovcové stěny na dně malého údolí, nacházející se cca 900 m SV od obce Mladějov (okres Jičín) a cca 1 km JZ od vjezdu do lomu Střeleč (obr. 5.1). Nadmořská výška výchozů je ~280–290 m.n.m, průměrné srážky jsou 770 mm (stanice Holenice, roky 2005–2017; Český hydrometeorologický ústav).

Na lokalitě ML1 se nacházejí až ~7 m vysoké výchozy pískovců o jemné až střední zrnitosti odpovídající tzv. slévárenským pískovcům v lomu (Bruthans et al., 2018). Ačkoliv se jedná o přirozené výchozy, lokalita je v dobývacím prostoru lomu a mimo chráněnou oblast. Výchozy jsou situovány v lese, zastíněné stromy (obr. 5.3a). Pískovcové stěny jsou zde pokryty voštinami, místy s výkvěty solí (Svobodová, 2015), povrch je často pokryt biogenní skalní kůrou (Slavík et al., 2017b) a některé stěny jsou zpevněny puklinovými plochami. Nacházejí se zde také otevřené dutiny až jeskyně. Lokalita je vhodná ke studiu běžného mikroklimatu pískovcových skalních měst, kde je nízká intenzita slunečního záření díky zalesnění.

Na lokalitě je rozlišováno 5 sublokalit. ML1 sole, povrch s jasně patrnými eflorescencemi solí. ML1 řasy, stěna pokrytá řasami, mechem a dalšími organismy. ML1 pilíř, ostroh půdorysně vyčnívající z fronty skal do údolí, bez patrné biokolizace, exponovaný vůči proudícímu

vzduchu. ML1 jeskyně, subvertikální 1,5 m široká dutina podle částečně vyklizené puklinové zóny, do které lze snadno vlézt až do vzdálenosti 2 m od povrchu, s patrnými stoky dešťové vody po skalním povrchu, skrytá před proudícím vzduchem. ML1 voštiny, stěna s dobře vyvinutými voštinami, vzdálená od ostatních sublokalit ~40 m Z-SZ směrem (tab. 5.2; obr. 5.4 a obr. 5.5).

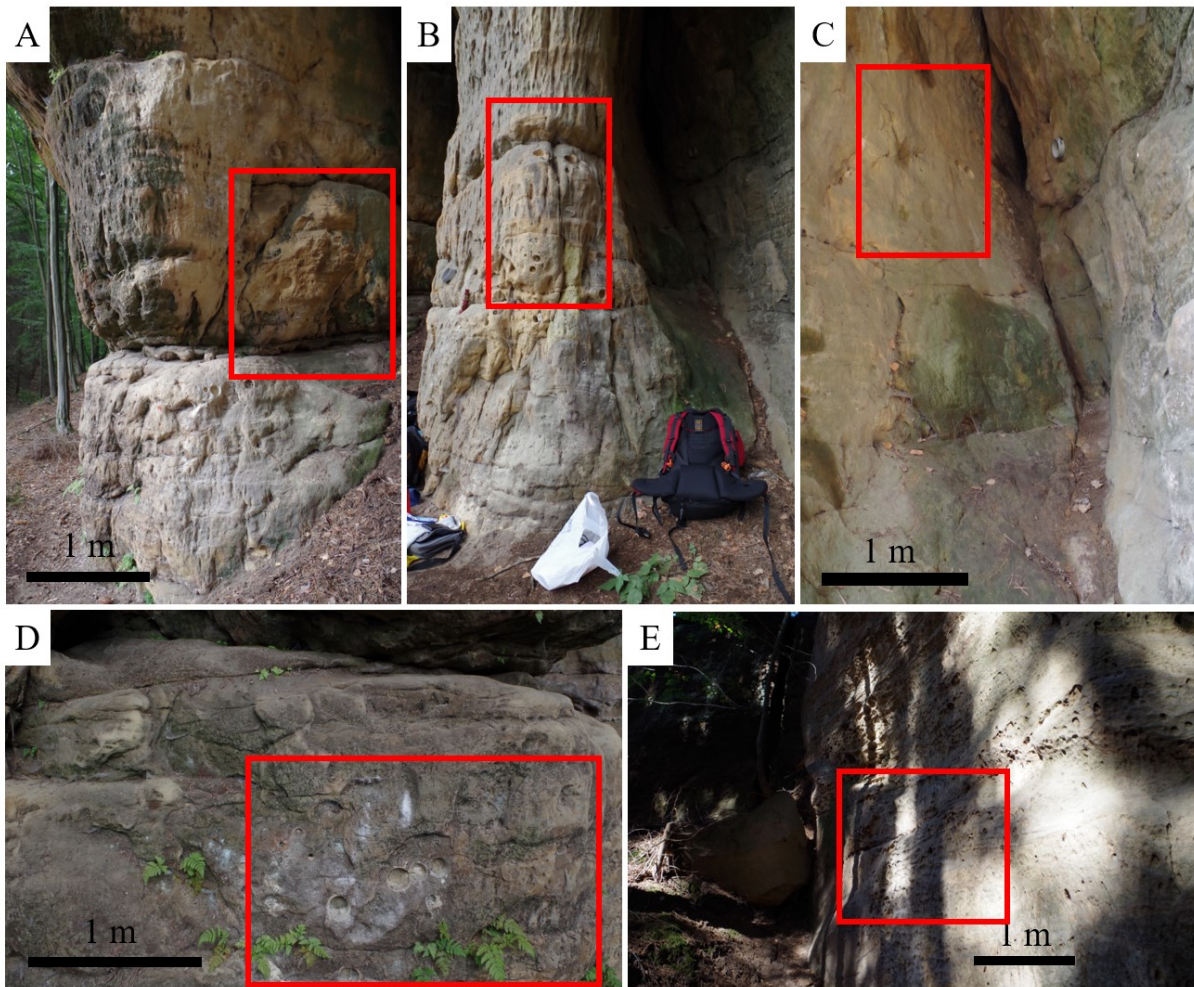


Obr. 5.3. Fotografie lokalit ML1 (a; foto J. Bruthans) a ML2 (b). Fotografie je pořízena v letním dni, na studovaný výchoz na lokalitě ML1 nesvítí přímé slunce, zatímco lokalita ML2 je plně vystavena slunečnímu záření.



Obr. 5.4. Část lokality ML1. Barevná pole reprezentují sublokality ML1 řasy, ML1 sole, ML1 pilíř a ML1 jeskyně (skryta za pilířem). Vyznačeno je taktéž místo, kde probíhalo měření intenzity výparu pomocí dry core a wet core, rychlosti větru a záznam relativní vlhkosti vzduchu a teploty (RH, T).

Na lokalitě ML1 byla umístěna dvě čidla pro měření relativní vlhkosti vzduchu a teploty. První čidlo bylo umístěno do povrchu výchozu (~3 m nad úroveň terénu poblíž sublokality ML1 pilíř) a reprezentovalo mikroklima víceméně rovného povrchu, kde tok vodní páry není brzděn či jinak ovlivněn voštinami či jinými povrchovými nerovnostmi (obr. 5.4). Druhé čidlo bylo umístěno 5,5 cm pod pískovcový povrch poblíž sublokality ML1 pilíř a reprezentovalo tak hodnoty relativní vlhkosti vzduchu a teploty uvnitř masivu. Poblíž sublokality ML1 pilíř probíhalo měření intenzity výparu pomocí výparových aparátů typu wet core a dry core, a to ve výšce cca 2,5 m nad terénem (obr. 5.4). Výparové aparáty byly od sebe vzdáleny ~2 m horizontálně, oba chráněny převisem před účinkem srážek. Ve výparových aparátech byla použita pískovcová jádra z jizerského souvrství turonského stáří z oblasti Kokořínska, jejichž součinitel difuzní vodivosti je podle Studencové (2017) $2,9 \times 10^{-11}$ s (lokality „Jestřebice“ v citované práci). Ve vzdálenosti do ~2 m od výparových experimentů také probíhalo měření rychlosti proudění vzduchu pomocí anemometrů.



Obr. 5.5. Detailní fotografie sublokality: ML1 sole (a), ML1 pilíř (b), ML1 jeskyně (c), ML1 řasy (d), ML1 voštiny (e). Prázdné červené rámečky upřesňují polohu studovaných ploch povrchu.

5.2.3. Lokalita ML2

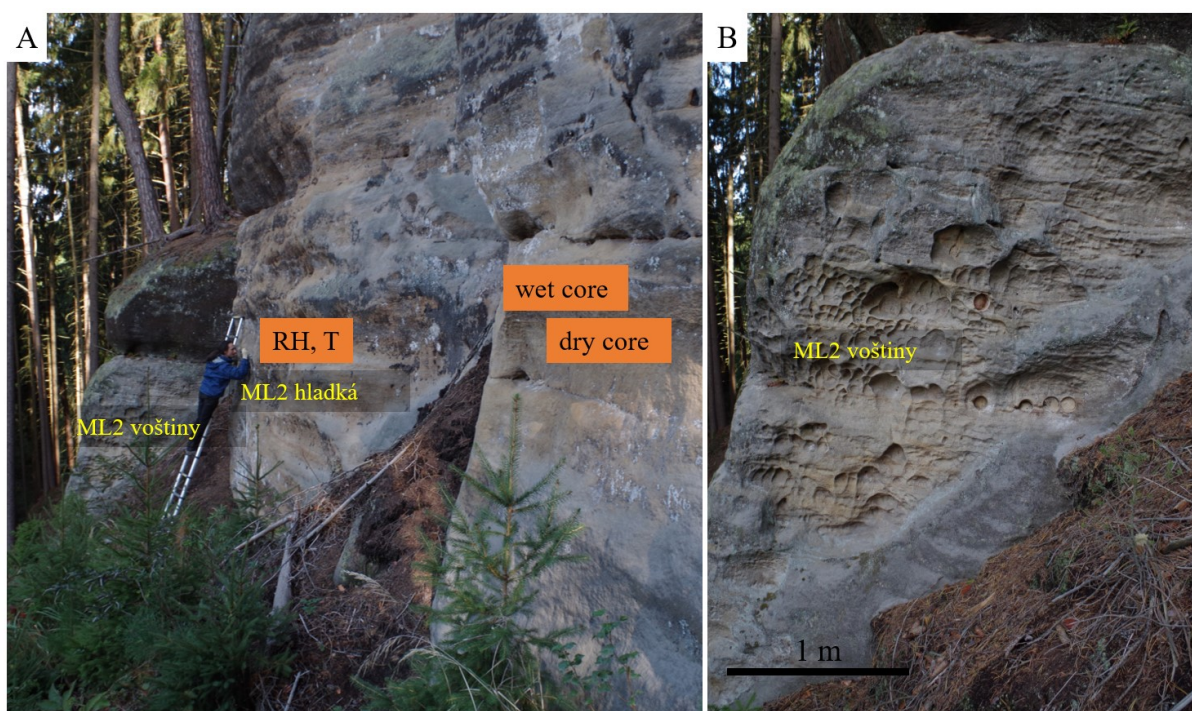
Jako lokalita Mladějov 2 (ML2) jsou označeny až ~5 m vysoké výchozy pískovců totožných s lokalitou ML1 (Bruthans et al., 2018). Lokalita ML2 je vzdálena cca 900 m SZ směrem od předchozí lokality a cca 1,7 km JZ směrem od vjezdu do lomu Střeleč (obr. 5.1). Nadmořská výška výchozů je ~285–290 m.n.m, průměrné srážky jsou 770 mm (stanice Holenice, roky 2005–2017; Český hydrometeorologický ústav). Studované výchozy jsou vzdálené 20 m laterálně a 10 m vertikálně od toku Žehrovky.

Lokalita je v strmě ukloněném svahu (~40°), který byl v nedávné minulosti (před ~6–7 lety) vykácen. Kácení mělo za následek odumírání mechů, které původně pokrývaly pískovcový povrch (vlastní pozorování); dnes jsou výchozy bez mechového pokryvu, avšak stále s vyvinutou biogenní skalní kůrou. Výzkum na této lokalitě je zaměřen na dvě sublokality. ML2

hladká, stěna bez výraznějších známek zvětrávacích forem. ML2 voštiny, stěna s dobře vyvinutými voštinami (tab. 5.2; obr. 5.6).

Na lokalitě ML2 bylo umístěno čidlo pro měření relativní vlhkosti vzduchu a teploty, a to ve výšce 3,5 m nad terénem do stěny sublokality ML2 hladká, orientované na JZ. Na lokalitě ML2 probíhalo měření intenzity výparu pomocí výparových aparátů typu wet core a dry core, a to ve výšce cca 1,5 m nad terénem zhruba 10 m od sublokality ML2 hladká (obr. 5.6). Výparové aparáty byly od sebe vzdáleny ~0,5 m horizontálně. Ve výparových aparátech byla použita pískovcová jádra z jizerského souvrství turonského stáří z oblasti Kokořinska, jejichž součinitel difuzní vodivosti je podle Studencové (2017) $2,9 \times 10^{-11}$ s (lokality „Jestřebice“ v citované práci).

Jelikož je zde vlivem vykácení intenzivní sluneční záření (obr. 5.3b), jsou zde očekávané nižší vlhkosti vzduchu a vyšší maximální teploty v rámci dne, než je tomu na lokalitě ML1. Tento kontrast mezi oběma lokalitami byl již částečně potvrzen v mé magisterské práci (Slavík, 2014).



Obr. 5.6. Fotografie obou sublokality na Mladějově 2: ML2 hladká (a), ML2 voštiny (a, b). Vyznačeno taktéž místo, kde probíhaly měření intenzity výparu pomocí dry core a wet core a záznam relativní vlhkosti vzduchu a teploty (RH, T).

5.2.4. Lokalita MA

Lokalita Malobratřice (MA) je oblast pískovcových stěn o výšce ~6–7 m, vzdálených cca 400 m na SSZ od obce Malobratřice (okres Mladá Boleslav) a cca 11 km Z od lokalit ML1, ML2 (obr. 5.1). Nadmořská výška lokality je 280–290 m.n.m. Jde o přírodní výchozy bělošedých křemenných pískovců, které jsou svým složením podobné tomu na lokalitách STR a ML, avšak jsou hrubozrnné a tvoří bazální část coniackých pískovců (Slavík, 2014; Bruthans et al., 2018).

Lokalita je v zalesněném malém údolí, výchozy jsou pokryty mechy, místy jsou dobře vyvinuté voštiny a výkvěty solí. Měření na lokalitě MA bylo prováděno především za účelem kontroly reprezentativnosti hodnot z lokality ML1.

Na lokalitě jsou rozlišovány 3 sublokality. MA vlhký, odpovídající stěně s pouhým okem viditelnou vysokou vlhkostí, tvořící tmavé fleky kapalné vody přímo na pískovcovém povrchu. MA suchý, vybraná jako kontrastní k MA vlhký, bez zjevných mokrých míst na povrchu. MA voštiny, stěna s dobře vyvinutými voštinami (více v tab. 5.2). Čidlo pro měření relativní vlhkosti vzduchu a teploty bylo umístěno ve stěně sublokality MA voštiny ve výšce 3,5 m nad terénem.

5.2.5. Lokalita DR

Lokalita Drábovna (podle názvu skalního města, zkratkou DR) je reprezentována výchozy jemně až středně zrnitých pískovců coniackého stáří (Slavík, 2014; Bruthans et al., 2018) o výšce cca 15 m. Lokalita je vzdálena zhruba 600 m JZ směrem od osady Záborčí (okres Jablonec nad Nisou), cca 17,5 km SSZ směrem od lokalit STR, ML (obr. 5.1). Nadmořská výška výchozů je ~420–430 m.n.m.

Lokalita se nachází v lese, na hraně otevřeného údolí Jizery, ve vegetačním období je chráněna před slunečním zářením. Především mimo vegetační období, kdy jsou stromy bez listí, je v této lokalitě silné proudění vzduchu (Slavík, 2014). Stěny na této lokalitě jsou místy pokryty výkvěty solí a také jsou zde dobře vyvinuté voštiny, na některých místech je dokumentován intenzivní rozpad pískovce (Svobodová, 2015).

Na lokalitě je rozlišováno 5 sublokality. DR jeskyně (neboli jeskyně Tří postav) o délce několika metrů, s dlouhodobou relativní vlhkostí vzduchu blízko 100 % (Slavík, 2014). DR voštiny, stěna s dobře vyvinutými voštinami. DR sole, stěna s patrnými eflorescencemi solí, s pozorovaným rychlým rozpadem povrchu. DR převis, skalní převis s intenzivním solným zvětráváním, kde je měřitelný opad v současnosti. DR u stromu, skalní stěna v dosahu srážek.

Čidlo na měření relativní vlhkosti vzduchu a teploty bylo umístěno ve výšce ~3,5 m do značně členitého povrchu výchozu nad sublokalitou DR převis.

5.3. Vedlejší zájmové lokality

Kromě hlavních pěti studovaných lokalit v Českém ráji byly využívány i vedlejší zájmové lokality Chorvatsko, Jordánsko, Budova 1 a Budova 2 (tab. 5.3). Na těchto lokalitách probíhalo měření intenzity výparu pomocí výparových aparátů a měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu pomocí čidel pro účely zpětného výpočtu intenzity výparu. Lokalita Chorvatsko se nachází na jižním pobřeží ostrova Korčula, vzdušnou čarou ~70 m od Jadranského moře. Lokalitou Jordánsko je myšlena oblast vzdálená 2 km SV od skalního města Petra v úzkém údolí Umm Sayhoun. Lokality Budova 1 a Budova 2 značí oblasti měření ve Středočeském kraji; Budova 1 se nachází v chatové kolonii v odkryté krajině, Budova 2 je v městské zástavbě. Výparové aparáty byly na lokalitách Budova 1 a Budova 2 umístěné v prostoru krytém shora před dešťovými srážkami (převislá střecha, balkón), ale otevřeném z boku – některé vzorky v případě lokality Budova 1 byly kryté před přímým slunečním zářením a prouděním vzduchu, některé nikoliv či jen částečně, což je u všech vzorků z lokality Budova 1 uvedeno v tab. 5.3. Zde je nutné poznamenat, že do jaké míry je výparový aparát vystavený účinkům proudění vzduchu, je jen subjektivně odhadnuto.

Položkou „expozice vůči světovým stranám“ se v tab. 5.3 myslí orientace umělé či přirozené stěny, u které byl společně s čidlem umístěný výparový aparát. Litologie vzorků, použitých ve výparových aparátech na vedlejších zájmových lokalitách, jsou popsány v tab. 5.4.

Tab. 5.3. Seznam vedlejších zájmových lokalit, které sloužily pro ověření rozdílů mezi naměřenými a vypočítanými hodnotami intenzity výparu.

lokality	GPS	výp. aparát	expozice vůči světovým stranám	nadm. výška (m.n.m.)	chráněno před deštěm?	chráněno před větrem?	stíněno?
Budova 1	49,8494650N 14,6878231E	12/13	S	290	ano	částečně	ano, budovou
		12/14	S	290	ano	částečně	ano, budovou
		12/16	J	290	ano	částečně	částečně budovou
		A	J	290	ano	částečně	částečně budovou
		C	S	290	ano	částečně	ano, budovou
		E	J	290	ano	částečně	ne
		G	S	290	ano	částečně	ano, budovou
		H	S	290	ano	částečně	ano, budovou
Budova 2	50,0169217N 15,2018142E	PPPA, PPPB, PPKA, PPKB, PPKC, PPKD	JV	220	ano	ne	ano, budovou
Chorvatsko	42,9048219N 16,8288889E	A, B, 12/13, 12/16	J	17	ne	ne	ne
Jordánsko	30,3472331N 35,4523669E	A, B	JZ	990	ano	ano	ano

Tab. 5.4. Seznam všech výparových aparátů použitých na vedlejších zájmových lokalitách s příslušnými použitými litologiemi, uveden je také součinitel difuzní vodivosti δ .

výparový aparát	použito na lokalitách	litologie	součinitel difuzní vodivosti δ (s)	zdroj více informací
12/13, 12/14, 12/16	Budova 1	sublokalita STR F1, kvádrový pískovec	3,2E-11	kapitola 6.6
PPPA, PPPB, PPKA, PPKB, PPKC, PPKD	Budova 2	sublokalita STR C1, kvádrový pískovec	2,9E-11–3,5E-11	kapitola 6.6
A, B, C, E, G	Chorvatsko, Budova 1, Jordánsko	svrchní křída, jizerské souvrství, turon, kvádrový pískovec	2,9E-11	Studencová, 2017

6. Výsledky a diskuse

6.1. Mikroklimatické podmínky v pískovcových skalních městech

Na lokalitách ML1, ML2, MA a DR byly pomocí čidel s konstantním krokem 30 minut zaznamenávány hodnoty relativní vlhkosti vzduchu a teploty. Na lokalitách ML1 a ML2 záznam probíhal od 10.7.2014 do 24.5.2018, na lokalitě MA od 19.11.2013 do 9.1.2018 a na lokalitě DR od 13.7.2013 do 11.1.2018. Toto měření navazuje na data získaná v rámci mé magisterské práce (Slavík, 2014). Jelikož se jedná o rozsáhlé soubory dat, věnuji se v této kapitole detailněji pouze hodnotám z roku 2017 a měření za celé období je uvedeno v grafech v Příloze 1.

Z porovnání relativní vlhkosti vzduchu a teploty za celý rok 2017 i jeho jednotlivé měsíce vyplynulo, že zalesněné lokality ML1, MA a DR vykazují velice podobné mikroklima (tab. 6.1; tab. 6.2). Tato podobnost je překvapivá, jelikož se jedná o lokality vzájemně od sebe vzdálené ~12–18 km, v případě DR s o 140 m vyšší nadmořskou výškou, s různou orientací vůči světovým stranám (pískovcové stěny, do kterých byla umístěna čidla, měla orientaci JV, JZ a SV) a také minimálně v případě DR s jiným složením lesního porostu. Přesto se průměrná roční relativní vlhkost vzduchu v nejzazším případě liší mezi těmito zalesněnými lokalitami pouze o 1,6 % a průměrná roční teplota dokonce pouze o 0,2 °C (tab. 6.1; tab. 6.2). Zdá se tedy, že specifické mikroklima zalesněných skalních měst je schopné eliminovat řadu faktorů, minimálně v rámci podmínek v oblasti Českého ráje. Oproti tomu odlesněná lokalita ML2, vzdálená od ML1 pouhých 900 m, vykazuje o cca 10 % nižší průměrnou roční relativní vlhkost vzduchu a o cca 3 °C vyšší průměrnou roční teplotu než zalesněné lokality (tab. 6.1; tab. 6.2). Z důvodu přehlednosti jsou následující texty věnovány hlavně klimatickým rozdílům mezi lokalitami ML1 a ML2. Protože lokality MA a DR jsou lokalitě ML1 velice podobné, dá se předpokládat, že níže uvedené závěry rámcově platí i pro tyto dvě.

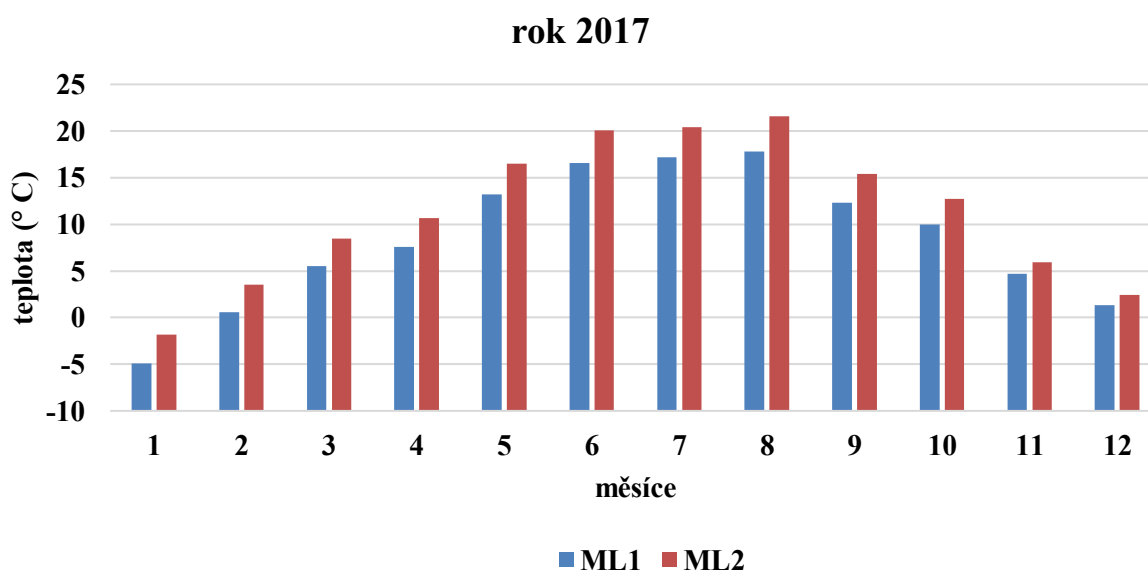
Tab. 6.1. Měsíční a roční průměry teploty (uvedeno zkratkou T) naměřené pomocí čidel na studovaných lokalitách v roce 2017.

měsíční průměr T (°C): rok 2017	ML1	ML2	MA	DR
stanoviště	les	paseka	Les	les
leden	-4,9	-1,8	-4,0	-3,6
únor	0,6	3,5	0,5	0,5
březen	5,5	8,5	5,9	4,9
duben	7,6	10,7	7,4	7,3
květen	13,2	16,5	11,8	13,1
červen	16,6	20,1	17,2	17,1
červenec	17,2	20,4	17,9	17,5
srpen	17,8	21,6	17,4	18,2
září	12,3	15,4	12,3	12,7
říjen	10,0	12,7	9,8	10,0
listopad	4,7	5,9	4,6	4,4
prosinec	1,3	2,4	1,9	1,0
roční prům. ± sm. odchylka	8,5 ± 7,5	11,4 ± 8,7	8,7 ± 7,3	8,6 ± 7,3

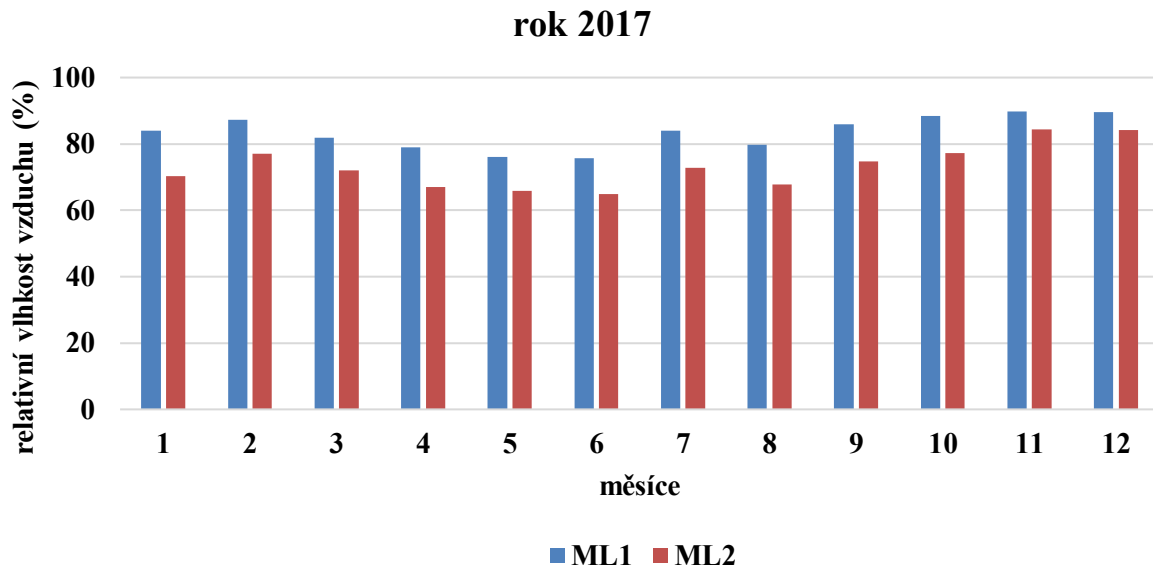
Tab. 6.2. Měsíční a roční průměry relativní vlhkosti vzduchu (uvedeno zkratkou RH) naměřené pomocí čidel a měsíční úhrny srážek ze stanice Holenice (Český hydrometeorologický ústav) na studovaných lokalitách pro rok 2017.

měsíční průměr RH (%): rok 2017	ML1	ML2	MA	DR	měsíční úhrn srážek (mm) ML1, ML2
stanoviště	les	paseka	Les	les	
leden	83,9	70,2	84,7	83,6	61,7
únor	87,3	77,1	88,3	88,9	39,4
březen	81,9	72,1	83,1	84,7	54,3
duben	78,9	67,0	78,1	79,1	75,5
květen	76,1	65,9	85,2	77,8	45,1
červen	75,6	64,9	76,2	75,8	87,7
červenec	83,9	72,7	84,4	83,5	87,9
srpen	79,8	67,8	82,9	80,6	70,1
září	86,0	74,7	87,7	87,3	67,7
říjen	88,4	77,2	91,6	91,9	133,1
listopad	89,8	84,4	91,0	92,6	61,4
prosinec	89,6	84,2	90,7	93,5	65,1
roční prům. ± sm. odchylka	83,3 ± 10,1	73,1 ± 14,5	84,6 ± 9,4	84,9 ± 9,7	

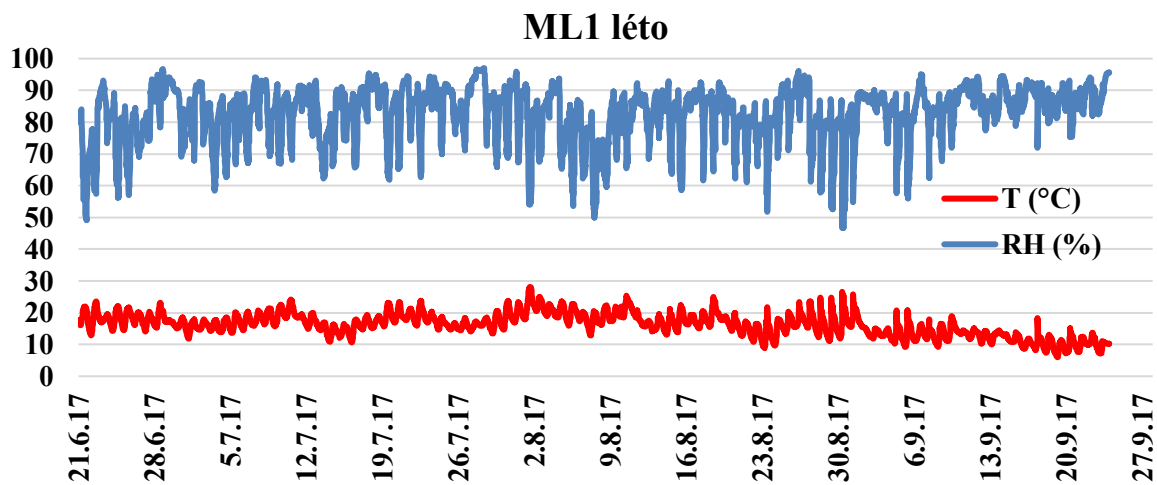
Průměrná roční relativní vlhkost vzduchu zalesněné lokality ML1 byla v roce 2017 83,3 % a teplota 8,5 °C, pro nezalesněnou lokalitu ML2 byly tyto hodnoty 73,1 % a 11,4 °C. Není překvapením, že nejvyšší teploty byly na obou lokalitách v červnu až srpnu, nejnižší v lednu, únoru a prosinci (obr. 6.1). Oproti teplotě byla relativní vlhkost vzduchu v průběhu roku daleko vyrovnanější, avšak s patrnými nárůsty především v únoru, červenci, listopadu a prosinci (obr. 6.2). V astronomickém létě (dále léto) byla na lokalitě ML1 (obr. 6.3) průměrná relativní vlhkost vzduchu 82,6 % a teplota 16,3 °C, na lokalitě ML2 v létě (obr. 6.4) relativní vlhkost vzduchu 71,2 % a teplota 19,6 °C. V astronomické zimě (dále zima) byla na lokalitě ML1 (obr. 6.5) průměrná relativní vlhkost vzduchu 81,6 % a teplota 1,1 °C, na lokalitě ML2 v zimě (obr. 6.6) relativní vlhkost vzduchu 75,0 % a teplota 3,2 °C. V roce 2017 byla mírná negativní vzájemná korelace mezi relativní vlhkostí vzduchu a teplotou ($R = -0,29$ v případě lokality ML1 a $R = -0,50$ v případě lokality ML2).



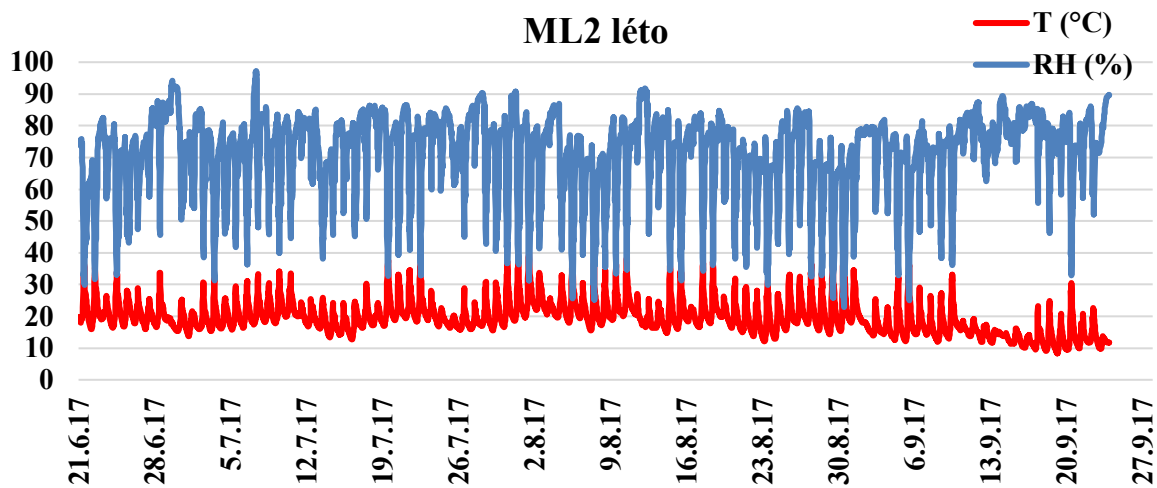
Obr. 6.1. Průběh teploty (°C) během jednotlivých měsíců roku 2017, lokality ML1 (les) a ML2 (paseka).



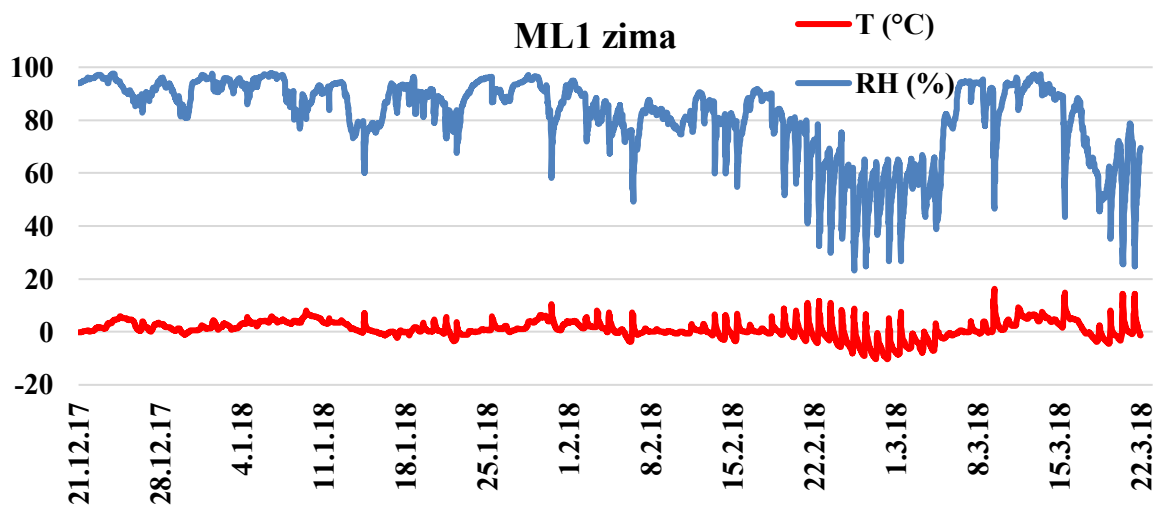
Obr. 6.2. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (%) během jednotlivých měsíců roku 2017, lokality ML1 (les) a ML2 (paseka).



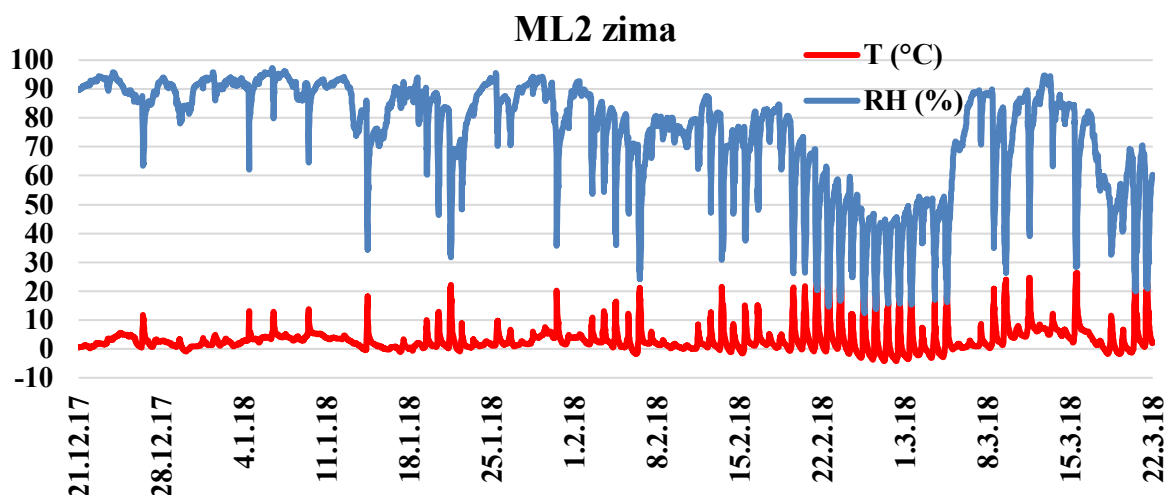
Obr. 6.3. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) na lokalitě ML1 (les) v létě 2017.



Obr. 6.4. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) na lokalitě ML2 (paseka) v létě 2017.

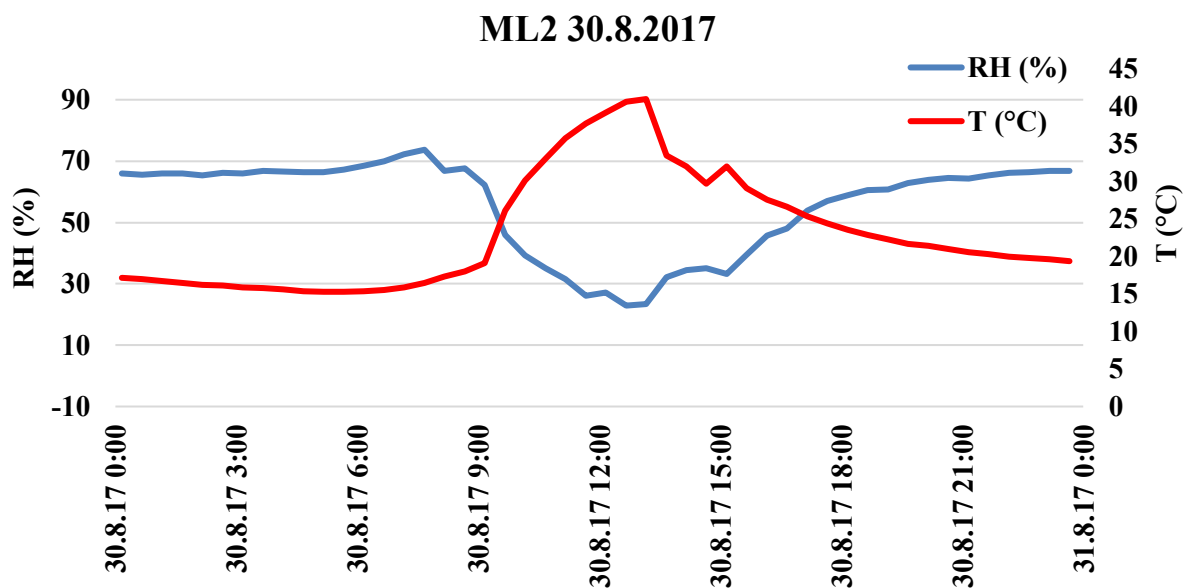


Obr. 6.5. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) na lokalitě ML1 (les) v zimě 2017/2018.

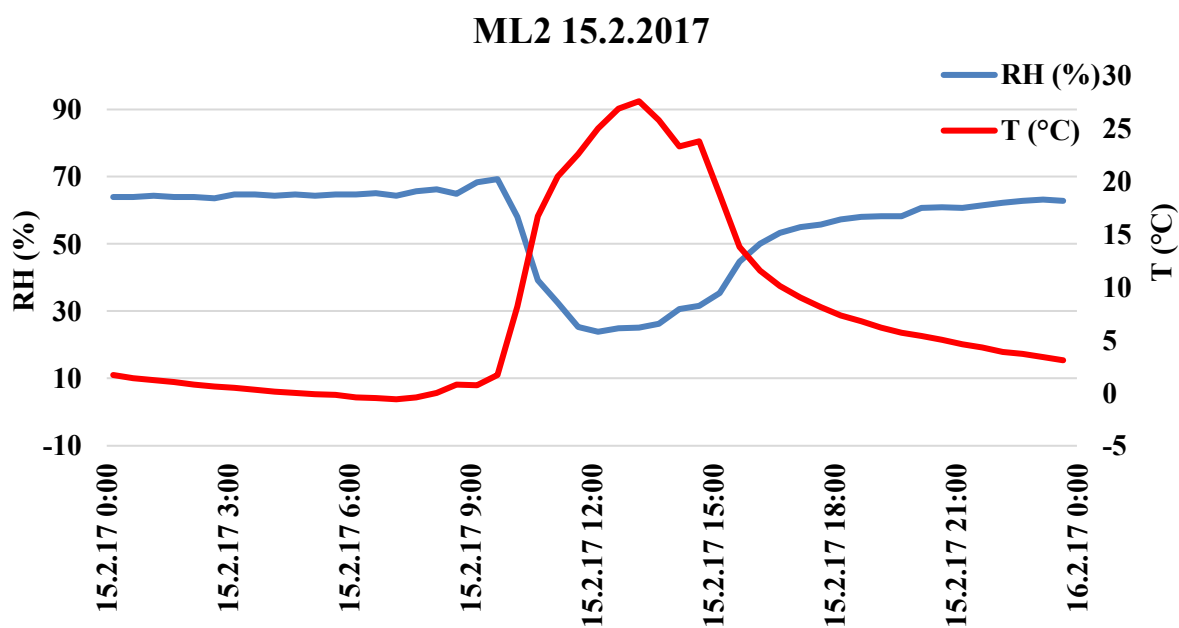


Obr. 6.6. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) na lokalitě ML2 (paseka) v zimě 2017/2018.

Roční i denní amplituda (maximální hodnota – minimální hodnota) relativní vlhkosti vzduchu a teploty byla zjištěna větší na nezalesněné lokalitě ML2 než na zalesněné lokalitě ML1 (tab. 6.1; tab. 6.2). Větší amplituda na lokalitě ML2 je způsobena přímým slunečním zářením přes den, kdy v létě pískovcový povrch mnohdy bývá rozpálený až k 40 °C a relativní vlhkost vzduchu klesá k 20 %, a poté náhlým poklesem teploty a zvýšením relativní vlhkosti vzduchu po západu slunce (např. 30.8.2017; obr. 6.7). Obdobně je tomu i v zimě, jen s posunem teplot do nižších hodnot a relativní vlhkosti vzduchu do vyšších hodnot. To vede k denní amplitudě až 28 °C a/nebo 55 % relativní vlhkosti vzduchu (např. 15.2.2017; obr. 6.8). Na lokalitě ML1 je naopak pískovcový výchoz chráněn před přímým slunečním zářením stromy, vegetace navíc tlumí i proudění vzduchu. Nejvyšší denní amplituda na této lokalitě byla 19 °C (28.3.2017) a 46 % relativní vlhkosti vzduchu (26.3.2017).



Obr. 6.7. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) během dne 30.8.2017 na lokalitě ML2. Vlivem slunečního záření může v letních měsících okolo poledne vystoupat teplota pískovcového povrchu k 40 °C a v noci poté výrazně poklesá, což vede k vysoké denní amplitudě teploty.



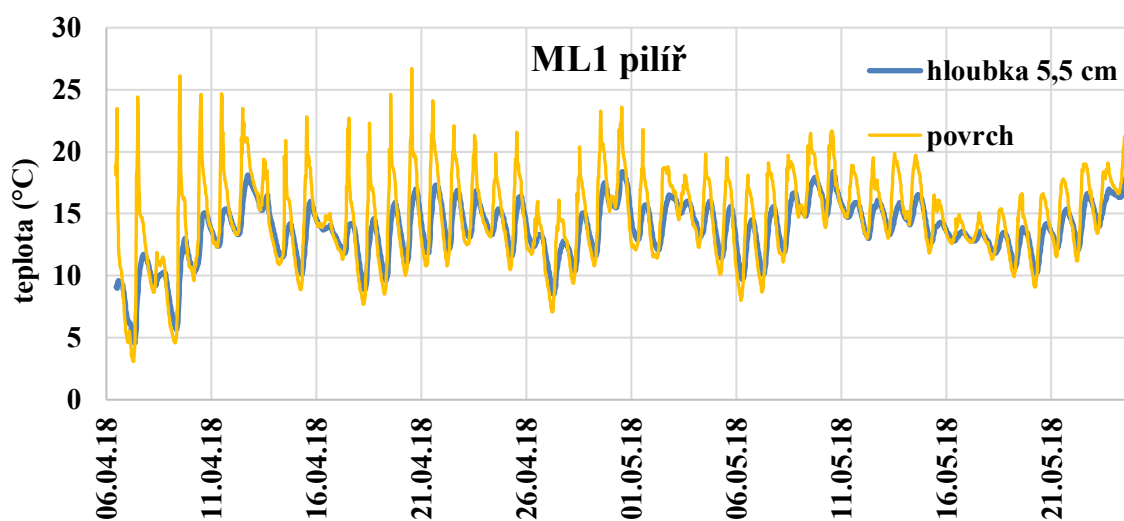
Obr. 6.8. Průběh relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T) během dne 15.2.2017 na lokalitě ML2. Vlivem slunečního záření může i v zimních měsících okolo poledne vystoupat teplota pískovcového povrchu nad 25 °C a v noci poté poklesá k bodu mrazu a pod něj, což vede k vysoké denní amplitudě teploty.

Amplituda teploty je zajímavá z hlediska mrazového zvětrávání díky proběhlým mrazovým cyklům, potenciálně schopným způsobit rozpad horniny (Williams a Robinson, 2001). Jedním mrazovým cyklem je v této práci myšlen časový úsek minimálně 6 hodin s teplotou $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, následovaný minimálně 4 hodinami s teplotou vzduchu $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ačkoliv je lokalita ML2 teplejší než ML1, paradoxně na ní za rok 2017 bylo více mrazových cyklů. To je způsobeno tím, že na lokalitě ML1 bylo v lednu minimum mrazových cyklů, neboť prakticky celý měsíc byly hodnoty trvale pod bodem mrazu a nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ vystoupaly jen ojediněle. Oproti tomu na lokalitě ML2 byl přítomný již výše zmíněný efekt slunečního záření, který přes den zvyšoval teploty až nad bod mrazu, čímž mohlo docházet k tání pórové vody v přípovrchové zóně pískovce, následované opětovným mrznutím ve večerních a nočních hodinách. Tento efekt se v lednu 2017 konkrétně projevil tak, že zatímco na chladnější lokalitě ML1 byly pouze 2, byť dlouhé mrazové cykly, na teplejší lokalitě ML2 jich bylo 14 (tab. 6.3). Za celý rok lokalita ML1 prodělala 17 mrazových cyklů, ML2 naproti tomu 26. Z těchto dat vyplývá, že osluněné nezalesněné lokality s přímým slunečním zářením mohou paradoxně v některých případech, kdy se teploty pohybují okolo bodu mrazu, být náchylnější k mrazovému zvětrávání než chladnější, zalesněné lokality se stálejší teplotou. Nicméně je známo, že záleží nejen na počtu mrazových cyklů, ale i na jejich trvání. Delší mrazové cykly mohou být výrazně destruktivnější (Stark, 1989).

Kromě čidel zaznamenávajících relativní vlhkost vzduchu a teplotu přímo u povrchu pískovcového výchozu bylo na lokalitě ML1 od 6.4.2018 do 24.5.2018 instalováno také čidlo v hloubce 5,5 cm pod povrchem pískovce na sublokalitě ML1 pilíř (obr. 6.9). Ačkoliv ML1 pilíř je vůbec nejsušší sublokalitou (dále v kapitole 6.2), relativní vlhkost vzduchu byla 5,5 cm pod povrchem stálá $\sim 100\%$. Zatímco průměrná teplota na povrchu za sledované období byla $14,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, v hloubce 5,5 cm to bylo $13,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Teplota v hloubce kolísala v denních cyklech jako teplota na povrchu, nicméně lokální minima a maxima teploty v hloubce byla oproti povrchu utlumena (obr. 6.9).

Tab. 6.3. Denní amplituda (maximální hodnota – minimální hodnota) relativní vlhkosti vzduchu (RH) a teploty (T), počet mrazových cyklů pro celý rok 2017 i jeho jednotlivé měsíce, lokality ML1, ML2.

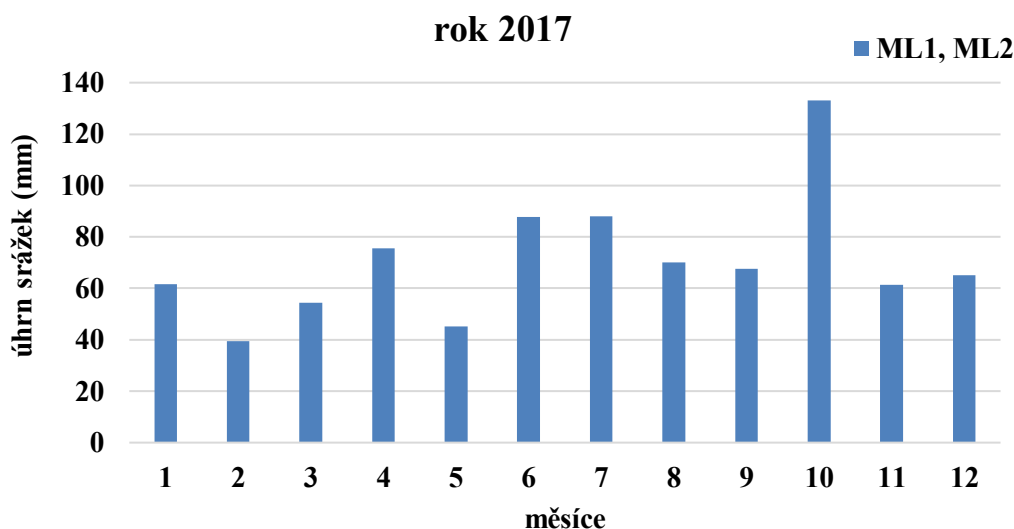
denní amplituda	ML1 RH (%)	ML1 T (°C)	počet mrazových cyklů ML1	ML2 RH (%)	ML2 T (°C)	počet mrazových cyklů ML2
leden	1,7–26,0	0,9–8,7	2	3,1–50,5	1,5–23,7	14
únor	0,7–35,7	0,8–11,0	10	3,5–59,6	1,8–28,2	9
březen	5,9–47,7	1,5–18,7	0	7,1–59,5	2,8–27,7	0
duben	3,5–42,9	1,4–13,5	0	7,2–57,7	1,1–24,4	0
květen	8,2–41,1	3,3–10,1	0	14,9–54,8	4,4–22,8	0
červen	5,5–46,0	2,4–10,7	0	12,8–52,9	4,1–21,1	0
červenec	8,0–29,9	2,0–9,1	0	14,4–54,5	3,8–20,9	0
srpen	6,5–40,1	3,1–14,8	0	12,7–53	5,4–25,7	0
září	1,3–38,6	1,4–15,0	0	2,6–54,8	3,3–24,9	0
říjen	1,8–41,3	1,0–14,2	0	4,5–55,4	1,3–26,4	0
listopad	2,8–24,0	0,7–7,8	0	1,4–51,4	0,9–18,1	0
prosinec	1,2–25,8	0,7–4,3	5	2,0–47,6	0,6–17,4	3
prům. denní amplituda	17,9	5,4		30,8	11,6	
celk.			17			26



Obr. 6.9. Teplota (°C) naměřená u pískovcového povrchu a 5,5 cm v hloubce skalního masivu, ML1 pilíř.

V roce 2017 činil úhrn srážek na lokalitách ML1 a ML2 podle stanice Holenice 849 mm, čímž se řadí mezi nadprůměrné roky (dlouhodobý průměr pro roky 2005 až 2017 činí 770 mm; Český hydrometeorologický ústav). Nejvíce srážek spadlo v říjnu (133 mm), vyšší srážky byly také

v červnu a červenci (> 85 mm), nejméně v únoru a květnu (< 50 mm) (obr. 6.10). Během léta 2017 spadlo 265 mm srážek, v zimě 2017/2018 120 mm (Český hydrometeorologický ústav). Rozložení ročních srážek do jednotlivých měsíců je od roku 2005 poměrně rozkolísané (Příloha 1).



Obr. 6.10. Měsíční úhrny srážek v roce 2017 pro lokality ML1 a ML2; stanice Holenice (zdroj: Český hydrometeorologický ústav).

Na lokalitě ML1 byla od 13.12.2018 do 30.1.2019 pomocí automatických anemometrů měřena rychlost proudění vzduchu u pískovcového povrchu mezi sublokalitami ML1 sole a ML1 pilř, v místě měření intenzity výparu (více v kapitole 6.4). Měření probíhalo jak ve vertikálním, tak v horizontálním směru ve výšce 3 m a aktuální rychlost proudění vzduchu byla odečtena každých 5 minut. Rychlost proudění vzduchu měřená ve vertikálním směru byla od 0 do $0,48$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, přičemž během $\sim 13\,800$ měřících bodů byla hodnota nenulová pouze v 1 % případů. Rychlost proudění vzduchu měřená v horizontálním směru vykazovala hodnoty 0 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, s jednou výjimkou, kdy bylo naměřeno $0,17$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Časové řady obou měření jsou uvedeny v Příloze 1. Garantovaný rozsah měření je podle výrobce $0,4$ až $30,0$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ s udávanou přesností $\pm 0,2$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, hodnoty nižší než $0,4$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ je proto třeba brát s rezervou.

Odečet hodnot z automatických anemometrů každých 5 minut byl zvolen z důvodu úspory baterie, aby bylo možné postihnout měřením delší časový úsek. Zvolený postup se však ukázal jako poněkud nevhodný, protože při jednorázovém odečtu jednou za 5 minut je nízká

pravděpodobnost postihnutí nárazů větru o vyšší rychlosti. I tak se nicméně projevilo, že v měřeném místě je velmi často nízká rychlost proudění vzduchu až bezvětří ($\leq 0,40 \text{ m.s}^{-1}$). Pro příští měření by však bylo vhodnější zvolit vyšší frekvenci záznamu dat na úkor výdrže baterie, měření by tedy muselo trvat kratší časový úsek.

Ve dnech 24.9.2018 (od 12:00 do 14:00) a 19.2.2019 (od 10:30 do 12:30) byla na lokalitě ML1 měřena rychlost proudění vzduchu v horizontálním směru také pomocí ručního anemometru. V tabulce tab. 6.4 jsou uvedeny minimální a maximální naměřené hodnoty – jedná se o data získaná z ~30 jednotlivých měření, přičemž každé měření trvalo 3 minuty a zaznamenána byla nejnižší a nejvyšší naměřená hodnota za tento časový úsek. Rychlost proudění vzduchu se na lokalitě ML1 pohybovala od 0,0 do $2,1 \text{ m.s}^{-1}$. Měření 24.9.2018 proběhlo den poté, co Česko zasáhla bouře Fabienne, doprovázená vichřicí o nárazovém větru až 25 m.s^{-1} (Český hydrometeorologický ústav). I v době měření byl vítr poměrně silný, pocitově z vlastního pozorování pro dané sublokality nadprůměrný, získané hodnoty rychlosti proudění vzduchu v tento den tak lze považovat za nadprůměrně vysoké. Hodnoty z 24.9.2018 byly ve všech případech vyšší než hodnoty z 19.2.2019.

Tab. 6.4. Minimální a maximální hodnoty rychlosti proudění vzduchu naměřené 24.9.2018 a 19.2.2019. Měřený bod ML1 „wet core“ je vztažený k místu, kde byla měřena intenzita výparu (více v kapitole 6.4).

sublokality	24.9.2018 min–max (m.s^{-1})	19.2.2019 min–max (m.s^{-1})
ML1 sole	0,0–0,4	0,0–0,3
ML1 pilíř	0,2–2,0	0,0–0,7
ML1 řasy	0,2–2,1	0,1–1,6
ML1 voštiny	0,3–2,1	0,1–0,7
bod ML1 „wet core“	0,1–0,5	0,0–0,3

Výše uvedené poznatky ukazují, že studovaná lokalita ML1 je poměrně dobře chráněna před prouděním vzduchu, s naměřenými maximy do $\sim 2 \text{ m.s}^{-1}$ na sublokality ML1 pilíř, ML1 řasy a ML1 voštiny. V místě měření intenzity výparu (bod ML1 „wet core“, více v kapitole 6.4) se naměřené hodnoty rychlosti proudění vzduchu pohybují do $0,5 \text{ m.s}^{-1}$. Na lokalitě ML2 měření rychlosti proudění vzduchu nebylo provedeno z důvodu chybějících věrohodných výsledků intenzity výparu, ke kterým jsou rychlosti proudění vzduchu v kapitole 6.5 vztaženy.

6.2. Vlhkost a sací tlak

Pro účely vymezení základních vlhkostních charakteristik přirozených pískovcových výchozů byly na studovaných lokalitách ML1, ML2, MA a DR měřeny: i) sací tlak pomocí mikrotensometrů v hloubkách 2–12 cm, ii) průměrná objemová vlhkost zóny od povrchu do hloubky 12 cm metodou TDR, iii) relativní vlhkost pískovcového povrchu pomocí protimeteru. Na lokalitě STR byla zjišťována objemová vlhkost výchozů i) jako průměr zóny od povrchu do hloubky 12 cm metodou TDR, a ii) pomocí odběru jader z hloubek 2–7 cm, jejich vážení a přepočtu na objemovou vlhkost podle rovnic (4.1 a 4.2; dále gravimetrické určení). Jednotlivé metody jsou vzájemně porovnány dále a jsou zhodnoceny jejich výhody a nevýhody. Kromě vymezení rozsahu přirozené vlhkosti pískovcových povrchů je při vyhodnocení kladen důraz také na vzájemné rozdíly ve vlhkostních charakteristikách jednotlivých sublokalit, diskutovány jsou možné důvody těchto rozdílů.

6.2.1. Lokalita STR

Na lokalitě STR byla i) od 6.5.2014 do 7.5.2015 měřena objemová vlhkost prostředí metodou TDR, a ii) od 2.9.2013 do 18.1.2016 byla zjišťována vlhkost pomocí gravimetrického určení. V případě lokality STR se nejedná o přirozené výchozy s přirozeným mikroklimatem pískovcových skalních měst. Z toho důvodu nelze z naměřených hodnot objemové vlhkosti vyvozovat žádné závěry o přirozené vlhkosti pískovcových stěn. Data jsou zpracována především pro zjištění, zda existuje vztah mezi vlhkostí pískovcových výchozů a přítomností biogenní skalní kůry, diskutován je rozdíl v hodnotách získaných metodou TDR a gravimetrickým určením.

Z gravimetrického určení vlhkosti vyplývá, že biogenní skalní kůra se vyskytuje pouze na těch površích lokality STR, jejichž objemová vlhkost neklesá pod určitou hranici (konkrétně ~0,8–1,2 obj. %). Zatímco sublokality STR F1 bez biogenní skalní kůry měla dlouhodobou objemovou vlhkost 0,1–1,2 %, sublokality s biogenní skalní kůrou vykazovaly objemovou vlhkost 0,8–7,2 % (tab. 6.5; obr. 6.11; Slavík et al., 2017c). Metoda TDR měří pouze s rozlišením 1 obj. %, což je také nejnižší možná měřitelná hodnota touto metodou, přesto lze na jejím základě učinit obdobné závěry jako z gravimetrického určení (tab. 6.5).

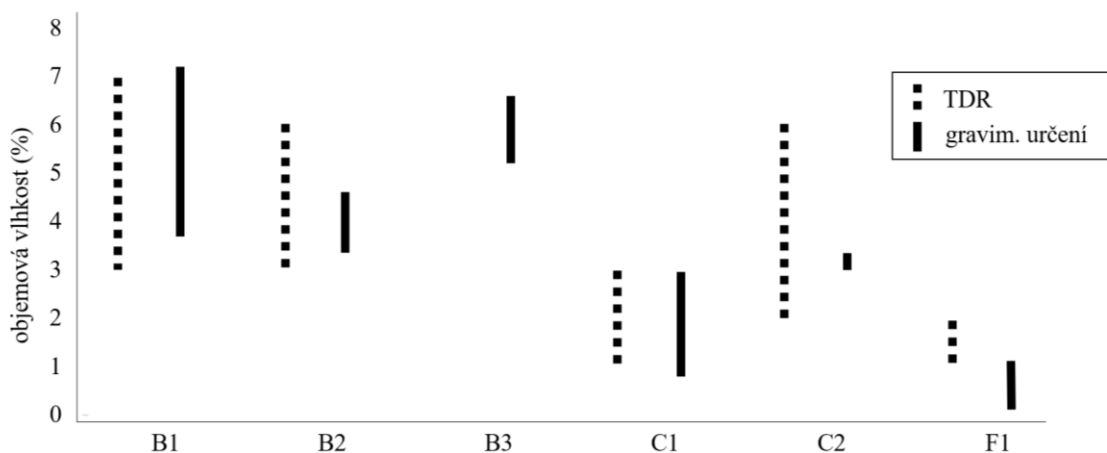
Z výsledků vyplývá, že vývoj biogenní skalní kůry je podmíněn dostatečnou vlhkostí prostředí. Toto zjištění je v souladu se studií Bellinzoniho et al. (2013). Pro organismy a jejich přežití je více než samotná vlhkost daleko důležitější její dostupnost, kterou lépe vyjadřuje sací tlak (Taiz a Zeiger, 1991; Tindall a Kunkel, 1999). Sací tlak však na lokalitě STR nebyl systematicky

měření, protože se díry vyvrtané pro mikrotensometry velice rychle rozšířily (kavernovaly) kvůli nízké odolnosti materiálu, a nebyl tak zajištěn dostatečný kontakt mikrotensometrického čidla s okolním prostředím.

Tab. 6.5. Měření dlouhodobé objemové vlhkosti pískovcových výchozů na lokalitě STR pomocí TDR (v zóně od povrchu do hloubky 12 cm) a vážení odebraných pískovcových jader (mocnost od 2 do 7 cm, gravimetrické určení). Převzato a upraveno podle Slavíka et al. (2017a). BIRC = biogenní skalní kůra.
* TDR měří pouze s rozlišením na 1 obj. %, jeho průměr s rozlišením na jedno desetinné místo je tedy průměrem z celých čísel. Počet měření je uveden v závorce.

sublokalita STR	TDR průměr	TDR rozsah*	gravim. průměr	gravim. rozsah	vystavené dešti?	BIRC?
B1	4,7 % (10)	3–7 %	5,5 % (29)	3,7–7,2	ano	ano
B2	3,6 % (8)	3–6 %	3,9 % (20)	3,4–4,6	ano	ano
B3	–	–	5,7 % (45)	5,2–6,6	ano	ano
C1	2,1 % (10)	1–3 %	1,9 % (72)	0,8–3,0	ano	ano
C2	3,4 % (8)	2–6 %	3,2 % (12)	3,0–3,4	zčásti	ano
F1	1,3 % (19)	1–2 %	0,6 % (28)	0,1–1,2	ne	ne

Gravimetrické určení vlhkosti je považováno z principu za velmi přesné (Huisman et al., 2001), navíc bylo zpracováno z velkého souboru dat (na jednu sublokalitu až 72 měření). Výsledky získané metodou TDR jsou s gravimetrickým určením s výjimkou sublokality STR C2 v souladu (obr. 6.11), což potvrzuje i studentská práce Sommerové (2014). Lze tedy předpokládat, že i hodnoty naměřené pomocí TDR na lokalitách ML1, ML2, MA a DR jsou věrohodné.



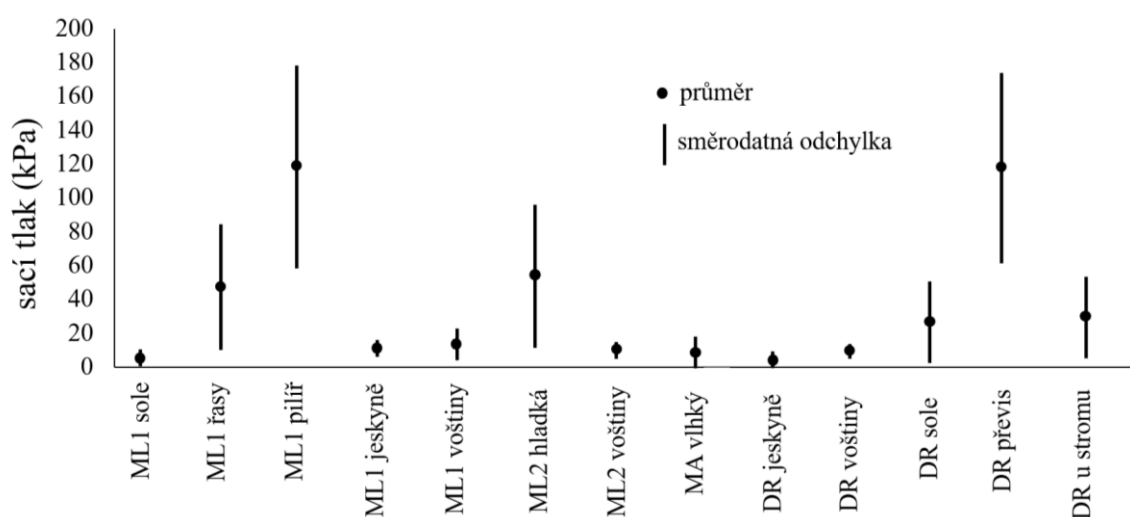
Obr. 6.11. Vztah mezi určením objemové vlhkosti metodou TDR a gravimetricky pro jednotlivé sublokality na lokalitě STR (rozsah naměřených hodnot). Na sublokalitě B3 měření pomocí TDR nebylo prováděno.

6.2.2. Lokality přirozených pískovcových výchozů

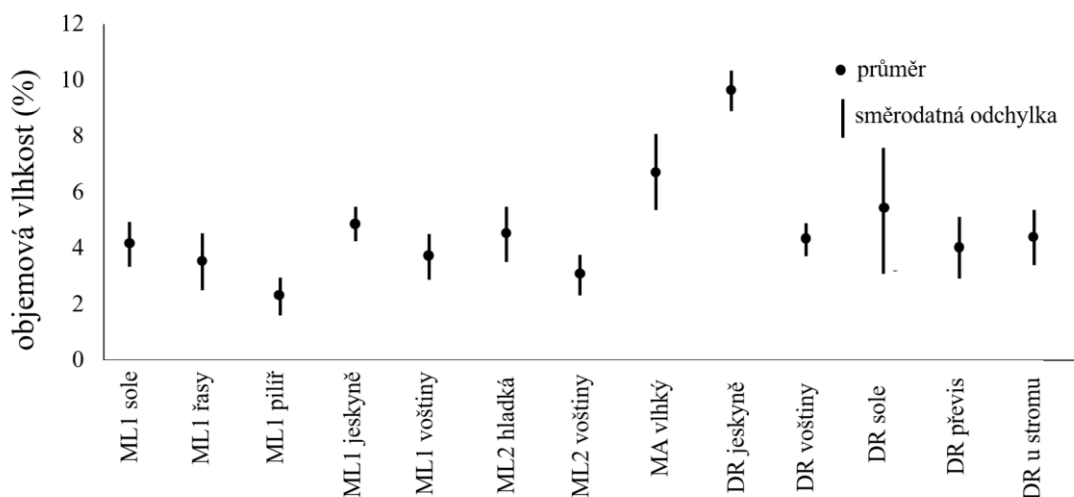
Sací tlak byl na lokalitách přirozených pískovcových výchozů ML1, ML2, MA a DR měřen s nepravidelnými intervaly v řádu týdnů až měsíců od 11.4.2014 do 9.9.2015. Hodnoty objemové vlhkosti metodou TDR byly měřeny s nepravidelnými intervaly v řádu týdnů až měsíců od 3.1.2013 do 9.9.2015. Napříč všemi lokalitami se nejnižší naměřené hodnoty sacího tlaku pohybovaly okolo 2–4 kPa, nejvyšší nad 130 kPa. Hodnoty objemové vlhkosti (TDR) se pohybovaly od ~3 do ~10 %. Měření v rámci hlavních lokalit probíhala na několika sublokalitách, průměry sacího tlaku i objemové vlhkosti (TDR) pro každou sublokalitu jsou uvedeny v tab. 6.6 a na obr. 6.12 a obr. 6.13.

Tab. 6.6. Průměrné hodnoty sacího tlaku a objemové vlhkosti přirozených pískovcových výchozů (metoda měření TDR), lokality ML1, ML2, MA a DR. Počet měření je uveden v závorkách (období leden 2013 až září 2015).

lokality	sublokality	sací tlak (kPa) průměr ± směr. odchylka	hloubka měření sacího tlaku (cm)	objemová vlhkost (%) průměr ± směr. odchylka
ML1	sole	6,3 ± 1,7 (16)	8–11	4,1 ± 0,7 % (23)
	řasy	48,5 ± 34,6 (16)	9–11	3,5 ± 0,9 % (24)
	pilíř	119,8 ± 56,9 (16)	11–12	2,3 ± 0,5 (23)
	jeskyně	12,4 ± 2,5 (15)	8–11	4,9 ± 0,4 (23)
	voštiny	14,9 ± 6,6 (13)	8–10	3,7 ± 0,7 % (23)
ML2	hladká	55,1 ± 39,7 (15)	4–6	4,5 ± 0,8 % (26)
	voštiny	11,3 ± 3,1 (15)	10–11	3,1 ± 0,6 % (20)
MA	vlhký	6,7 ± 7,9 (10)	3–4	6,7 ± 1,2 % (15)
DR	jeskyně	5,6 ± 1,6 (9)	2–6	9,6 ± 0,6 (14)
	voštiny	10,8 ± 1,5 (5)	10–11	4,3 ± 0,5 (10)
	sole	28,0 ± 22,2 (9)	2–2,5	5,4 ± 2,1 (14)
	převís	118,9 ± 53,2 (9)	11–12	4,0 ± 0,9 (16)
	u stromu	31,4 ± 20 (9)	2–3	4,4 ± 0,9 (16)

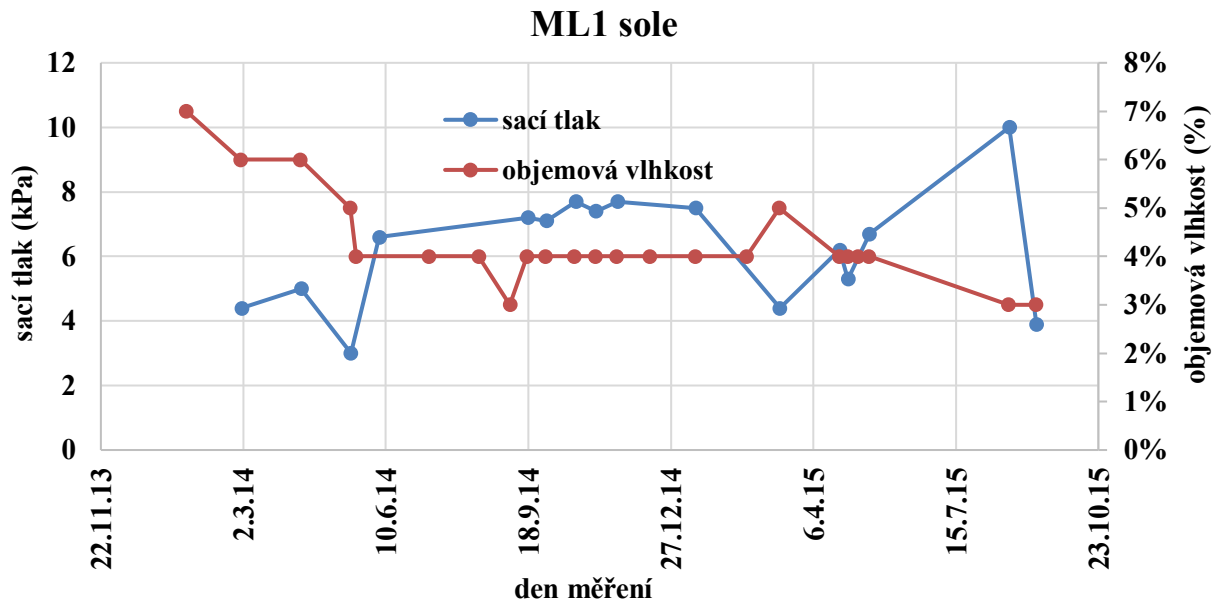


Obr. 6.12. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot sacího tlaku na jednotlivých sublokality.

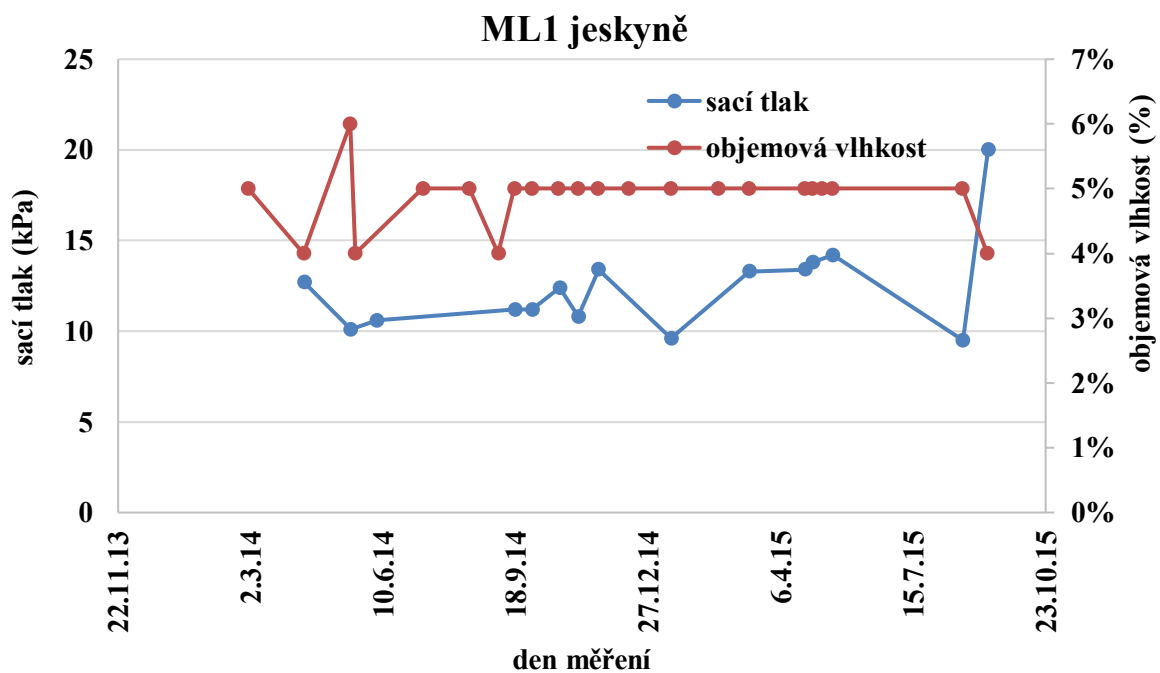


Obr. 6.13. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot objemové vlhkosti (TDR) na jednotlivých sublokality.

Na lokalitě ML1 probíhalo měření na čtyřech sublokality, sací tlak byl měřen v hloubkách 8 až 12 cm. Podle sacího tlaku i objemové vlhkosti byly nejvlhčí sublokality ML1 sole (obr. 6.14; dlouhodobý průměr 6,3 kPa a 4,1 obj. %) a ML1 jeskyně (obr. 6.15; dlouhodobý průměr 12,4 kPa a 4,9 obj. %). Toto zjištění není překvapivé: sublokality ML1 sole byla pojmenována podle eflorescencí solí na povrchu pískovce, jejichž přítomnost značí, že kapilární zóna zde nejméně občas dosahuje až k povrchu či těsně k němu (Rodriguez-Navarro a Doehne, 1999; Bruthans et al., 2018; ověřeno měřením hloubky výparové fronty v kapitole 6.3), čímž narůstá objemová vlhkost prostředí a klesá sací tlak. Sublokality ML1 jeskyně je ve skutečnosti stěna subvertikální pukliny uvnitř dutiny ve skalní stěně, kde se také dá očekávat zvýšená objemová vlhkost, neboť je tato stěna skrytá před účinky proudění vzduchu a jsou zde patrné stoky dešťové vody.



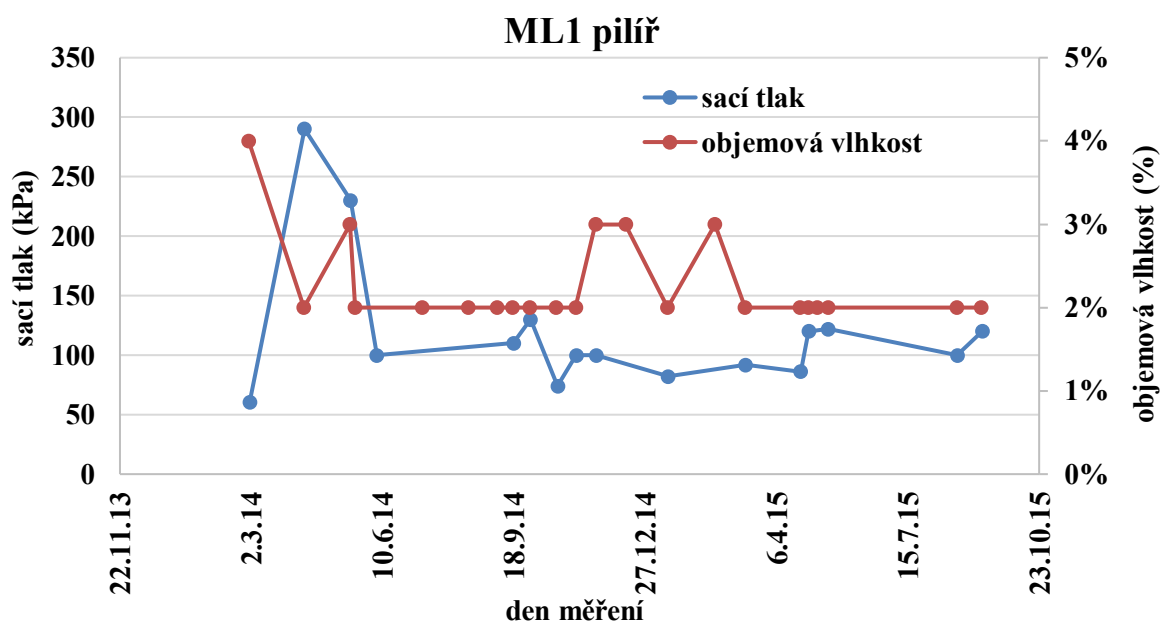
Obr. 6.14. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokaliť ML1 sole.



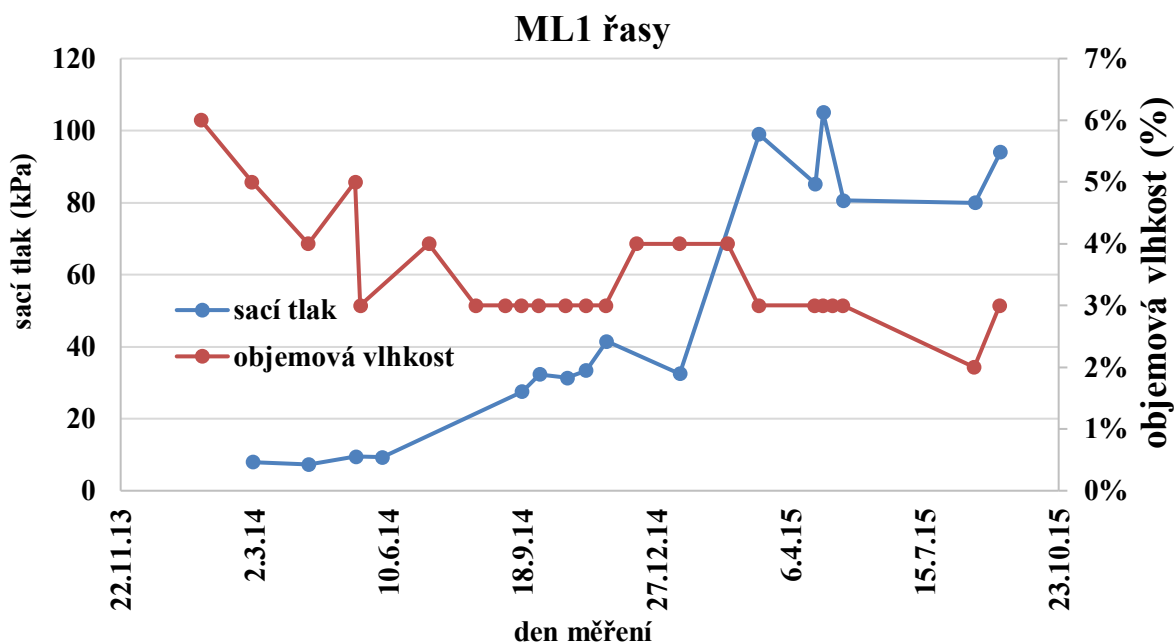
Obr. 6.15. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokaliť ML1 jeskyně.

Oproti tomu nejsušším místem na lokalitě ML1 je sublokality ML1 pilř (obr. 6.16; dlouhodobý průměr 120 kPa a 2,3 obj. %), osamocený vyčnívající ostroh, vystavený účinkům proudění vzduchu a možná také částečně hydraulicky oddělený od okolního masivu, kde je navíc

nejhlouběji zaklesnutá výparová fronta (kapitola 6.3). Poněkud specifickou je sublokality ML1 řasy (obr. 6.17), kde je patrný dlouhodobý trend postupného vysychání, což s postupem času vedlo k odumírání organismů žijících na povrchu (především řasy a mechy). Odumírání organismů začalo být patrné koncem roku 2014, kdy se sací tlak v hloubce 9–11 cm pod povrchem sublokality ML1 řasy pohyboval okolo 30–40 kPa a objemová vlhkost v zóně od povrchu do hloubky 12 cm byla 2–3 %. Obdobný trend vysychání byl nalezen ještě na sublokality ML2 hladká a DR sole (grafy v Příloze 1).

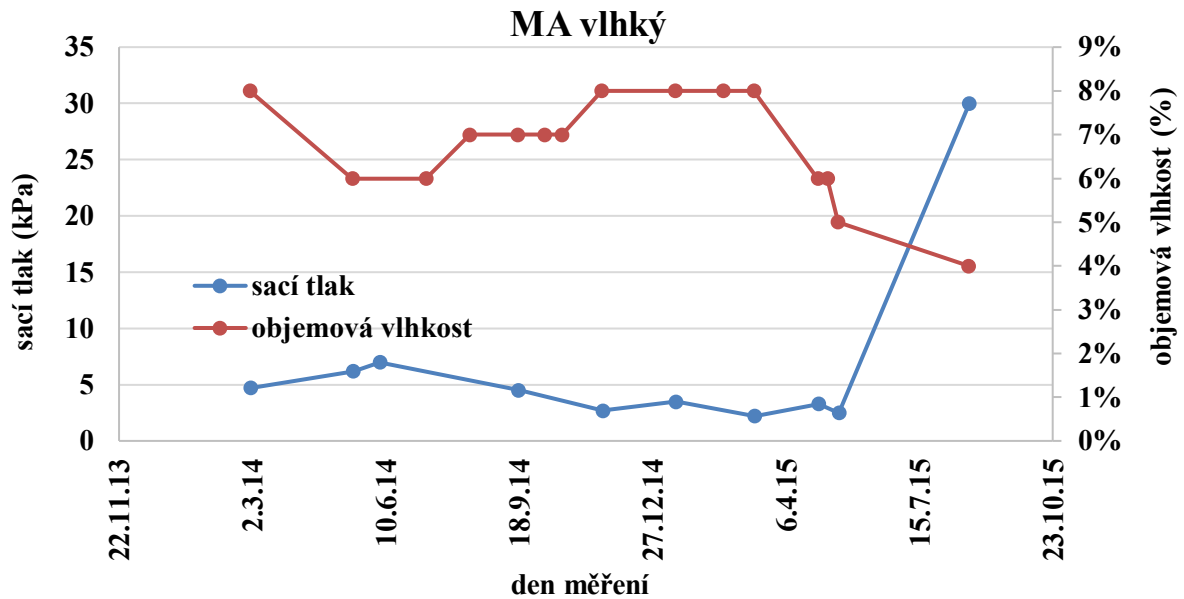


Obr. 6.16. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokality ML1 pilíř.

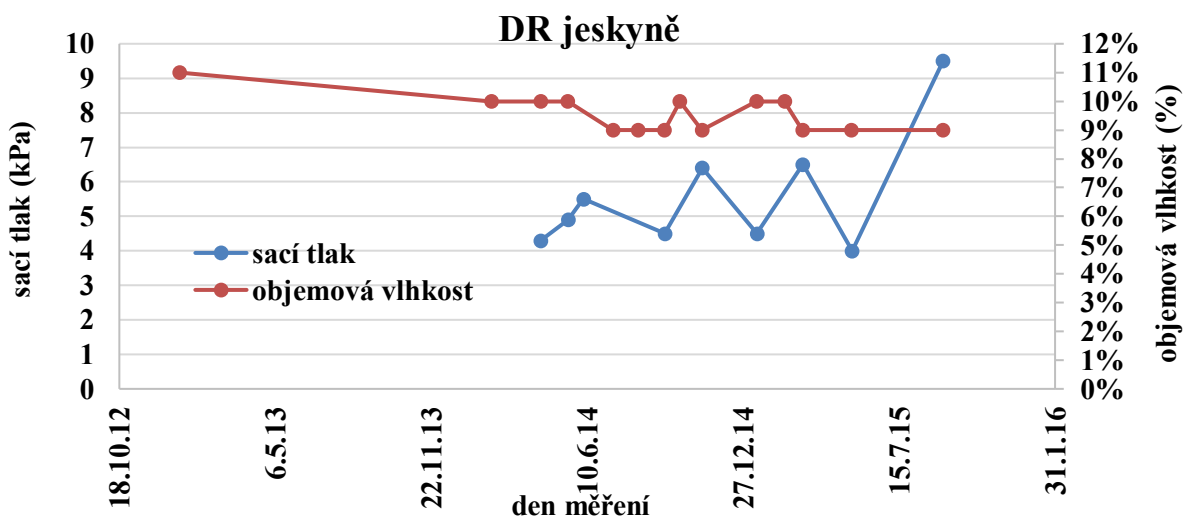


Obr. 6.17. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokaliť ML1 řasy. Je patrný pokles vlhkosti a zvýšení sacího tlaku v čase, což bylo doprovázeno odumíráním organismů na povrchu výchozu.

Mezi lokalitami ML1 a ML2, které jsou vůči sobě mikroklimaticky kontrastní, není patrný výrazný rozdíl v sacím tlaku a objemové vlhkosti (TDR) (tab. 6.6; Příloha 1). Kvůli malému počtu dat z lokality ML2 (pouze dvě sublokality) je však třeba brát porovnání s rezervou. Na zbývajících dvou lokalitách MA a BR nejsou patrné významné odlišnosti od lokalit ML1 a ML2, s výjimkou velmi vlhkých sublokality MA vlhký (obr. 6.18; 6,7 kPa a 6,7 obj. %) a DR jeskyně (obr. 6.19; 5,6 kPa a 9,6 obj. %). Již názvy těchto sublokality značí, že se jedná o místa vybraná primárně kvůli předpokládané zvýšené vlhkosti prostředí, v případě MA vlhký způsobené ochranou výchozu před proudícím vzduchem a slunečním zářením, pravděpodobně i díky stokům dešťové vody, dotací vody z horninového masivu a silně provlhčené půdy díky výronům podzemní vody v předpolí měřeného výchozu. V případě DR jeskyně se jedná o jeskyni Tří postav o délce i šířce několika metrů, kde se dlouhodobě drží prakticky 100 % relativní vlhkost vzduchu (Slavík, 2014).



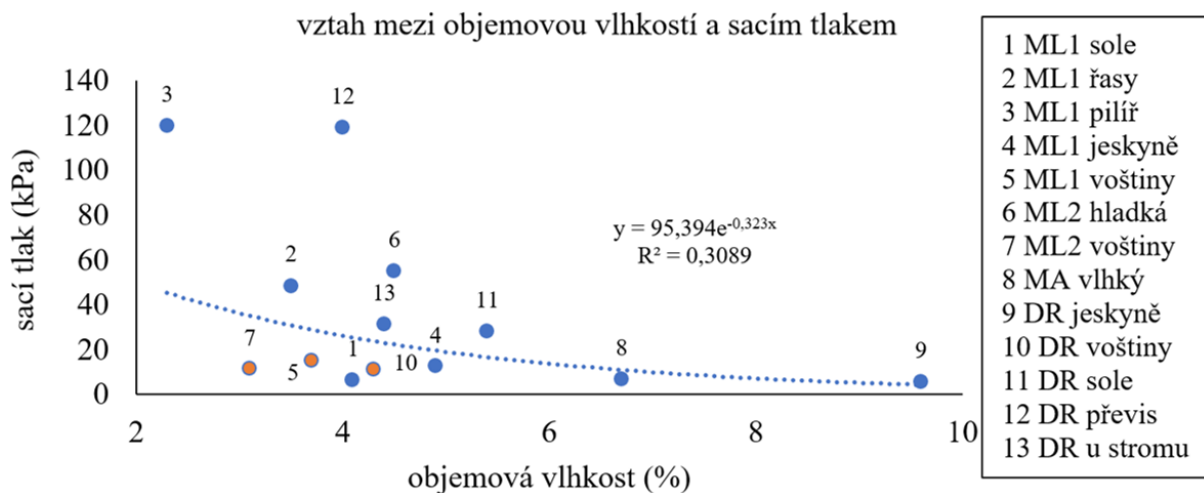
Obr. 6.18. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokaliť MA vlhký.



Obr. 6.19. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokaliť DR jeskyně.

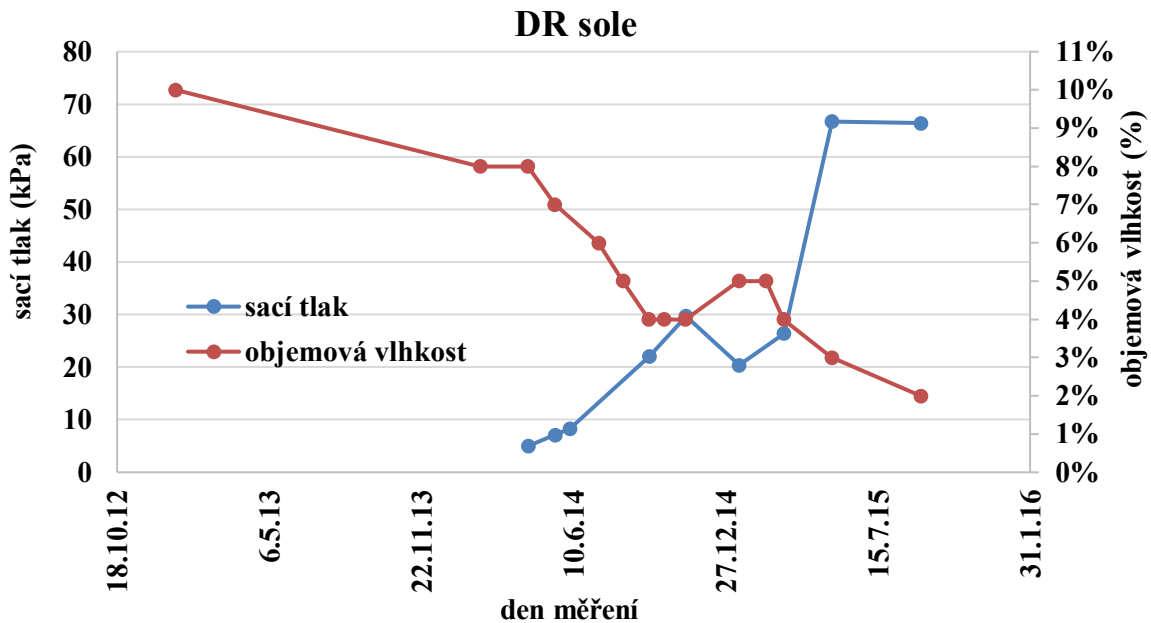
Napříč lokalitami jsou mnohdy patrné jisté zákonitosti mezi typem povrchu, jeho vlhkostí a sacím tlakem. Tak například povrchy s výraznější akumulací vyvinutých voštin vykazují v hloubkách 8–10 cm velice podobné hodnoty sacího tlaku (dlouhodobý průměr ~11–15 kPa) a v zóně od povrchu do hloubky 12 cm konzistentní hodnoty objemové vlhkosti (dlouhodobý průměr ~3,1–4,3 %) (obr. 6.20 – oranžové body). Není překvapivé, že mezi nejvlhčí stěny patří

ty v jeskyních (ML1 jeskyně a DR jeskyně; 5,6–12,4 kPa a 4,9–9,6 obj. %) a s eflorescencemi solí (ML1 sole a DR sole; 6–28 kPa a 4,1–5,4 obj. %). Nejvyšší sací tlak vykazují stěny vystavené účinkům přímého slunečního záření a/nebo proudění vzduchu, v jednom případě také stěna ve výrazném převisu, skrytá před deštěm (ML1 řasy, ML1 pilíř, ML2 hladká a DR převis; vše > 48 kPa).



Obr. 6.20. Vzájemný exponenciální vztah mezi dlouhodobým průměrem objemové vlhkosti (TDR) a sacího tlaku jednotlivých sublokalit. Oranžové body značí výchozy s voštinami.

Z retenčních křivek materiálů obecně vyplývá, že čím vyšší je sací tlak porézního materiálu, tím nižší je jeho objemová vlhkost (Tindall a Kunkel, 1999; Briaud, 2013; kapitola 2). Měřené vztahy *in situ* mezi sacím tlakem a objemovou vlhkostí (TDR) nejsou vyjádřením retenční křivky materiálu, protože se obě měření vztahují k jinému hloubkovému rozsahu pod pískovcovým povrchem. I přesto je na několika sublokalitách patrný trend, kdy s rostoucím sacím tlakem klesá objemová vlhkost a *vice versa* (např. obr. 6.14; obr. 6.17 a obr. 6.18), velmi dobře je to vidět na příkladu DR sole (obr. 6.21).



Obr.6.21. Dlouhodobé měření sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) na sublokality DR sole. Je dobře patrný trend, kdy s rostoucí objemovou vlhkostí klesá sací tlak a *vice versa*.

Vztah, kdy čím vyšší je sací tlak, tím nižší je objemová vlhkost, však neplatí striktně napříč všemi sublokality. Po vynesení vztahu mezi sacím tlakem a objemovou vlhkostí (TDR) pro všechny měřené sublokality dohromady je sice patrný exponenciální vztah naznačující pokles objemové vlhkosti s rostoucím sacím tlakem (obr. 6.20), R^2 je však pouze 0,31 a je patrná poměrně vysoká odchylka některých sublokality od spojnice trendu (např. DR převis má příliš vysoký sací tlak pro danou objemovou vlhkost nebo ML2 voštiny příliš nízký sací tlak pro danou objemovou vlhkost, v porovnání s ostatními sublokality). Podle sacího tlaku by tak například sublokality DR převis patřila mezi vůbec nejsušší, zatímco svou objemovou vlhkostí spadá mezi středně vlhké. Tento nesoulad není vysvětlitelný rozdílnou litologií sublokality, neboť materiál na lokalitě DR je hrubozrnnější než ostatní lokality, a tak by pro stejnou objemovou vlhkost měl vykazovat spíše nižší hodnoty sacího tlaku. Nesoulad může být dán špatným kontaktem mikrotensometrického čidla se stěnami měřené díry, např. z důvodu jejího příliš velkého průměru, čímž opakovaně docházelo k ovlivnění měřených hodnot sacího tlaku. Jako nejpravděpodobnější důvod obecně nižší korelace mezi hodnotami sacího tlaku a objemové vlhkosti (TDR) se však jeví různá hloubka, ke které je měření oběma metodami vztaženo. Měření pomocí TDR je průměrem zóny od pískovcového povrchu do hloubky 12 cm a vyjadřuje tak objemovou vlhkost jak v kapilární zóně, tak v difuzní zóně u povrchu (pakliže

je přítomna). Oproti tomu měření pomocí mikrotensometru měří buď v kapilární zóně, anebo v difuzní zóně, což nelze rozlišit bez dodatečného měření hloubky výparové fronty (měření v kapitole 6.3).

Pomocí protimeteru byla na pěti sublokality lokalit ML1 a ML2 (tab. 6.7) od září 2016 do září 2018 měřena relativní vlhkost pískovcových povrchů. Měření protimeterem je rychlé, z toho důvodu bylo na každé sublokality v jedné sadě měření získáno 10 hodnot, udávána je však pouze nejvyšší naměřená hodnota dané sady, jak doporučuje výrobce přístroje (Greisinger electronic GmbH, 2008). V případě povrchů s vyvinutými voštinami měření pomocí protimeteru probíhala vždy na voštinových hřebících.

Naměřené hodnoty relativní vlhkosti pískovcových povrchů jednotlivých sublokality se podle protimeteru pohybovaly od 3 do 17 %. Ze studovaných povrchů v průměru nejvyšší relativní vlhkost vykazoval povrch sublokality ML1 sole (14,7 %) s eflorescencemi solí, v průměru nejsušší povrch má podle měření protimeterem sublokality ML2 hladká (5,2 %) vystavená přímému slunečnímu záření. Všechny naměřené hodnoty relativní vlhkosti povrchu pro jednotlivé sublokality jsou uvedeny v tab. 6.7 a na obr. 6.22. Časové řady měření protimeterem jsou uvedeny v Příloze 1.

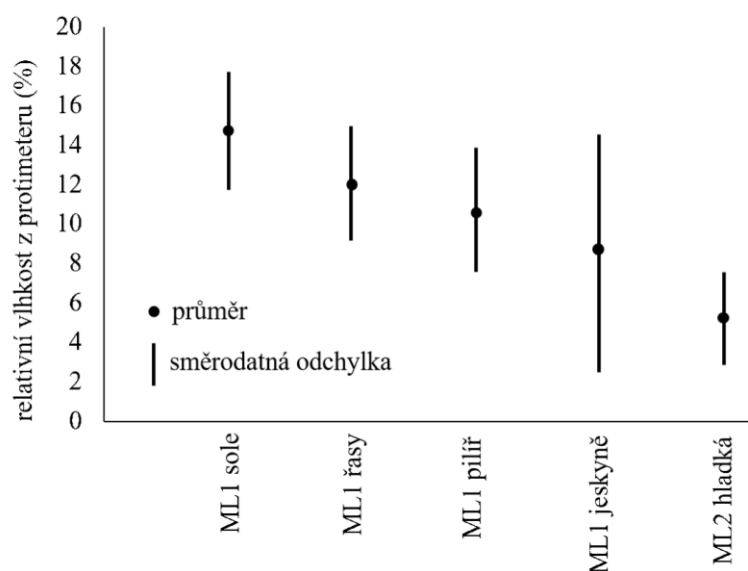
Hodnoty relativní vlhkosti získané protimeterem neodpovídají hodnotám získaným metodou TDR, ačkoliv jsou obě vyjádřením objemové vlhkosti (kapitola 4). Průměrné hodnoty z protimeteru jsou pro studované sublokality 1,2× až 4,6× vyšší a naměřené hodnoty oběma metodami se ve 3 případech z 5 ani nepřekrývají svým rozsahem (obr. 6.23).

Měření pomocí TDR a protimeteru probíhalo v různé časové úseky – TDR od září 2013 do září 2015 a protimeter od září 2016 do září 2018. Závěry z porovnání hodnot získaných oběma metodami je proto potřeba brát s určitou rezervou. Rozdíl v hodnotách vlhkosti naměřených pomocí protimeteru a TDR však neinterpretuji jako postupný nárůst objemové vlhkosti pískovcových výchozů v průběhu let 2015 až 2018, a to z následujících důvodů. V průběhu měření pomocí TDR nebyl zaznamenán trend narůstající objemové vlhkosti (v případě 3 sublokality naopak docházelo k postupnému poklesu vlhkosti). Podobně ani další pomocná měření, pokrývající zmíněné časové úseky, zvýšení objemové vlhkosti v čase nenaznačují – v průběhu měření nebyl nalezen postupný pokles hloubky výparové fronty, teoreticky zodpovědný za nárůst objemové vlhkosti (kapitola 6.3), ani nebyla zaznamenána změna

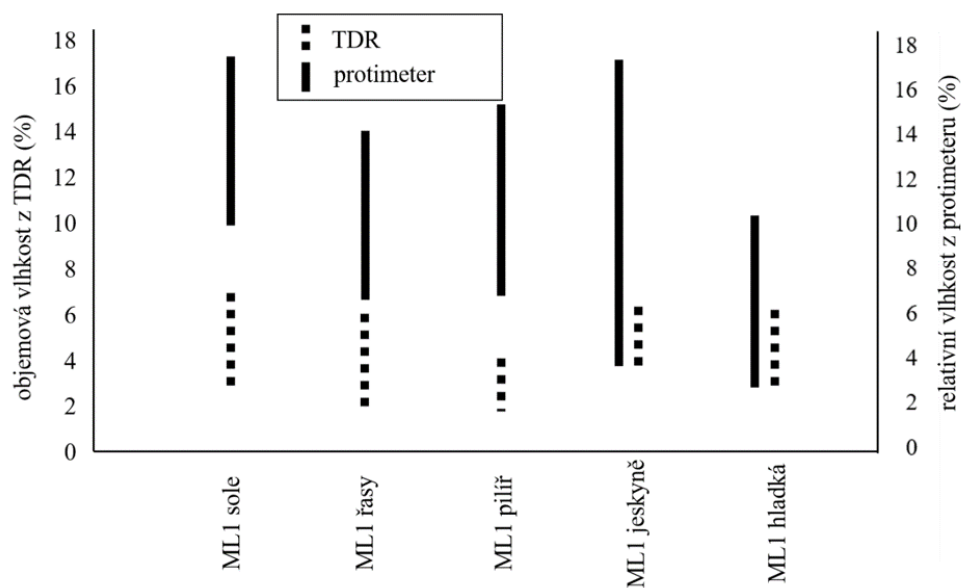
mikroklimatu (relativní vlhkost vzduchu, teplota, srážky; kapitola 6.1), která by se mohla promítnout do postupného nárůstu vlhkosti výchozů.

Tab. 6.7. Relativní vlhkost pískovcových povrchů na jednotlivých sublokality přepočítaná podle REF hodnot z protiměru.

sublokality	ML1 sole	ML1 řasy	ML1 pilíř	ML1 jeskyně	ML2 hladká
21.9.2016	9,5	13,2	8,8	-	-
2.5.2017	-	-	8,8	-	-
22.8.2017	-	-	-	-	5,8
11.1.2018	-	-	11,7	-	9,5
6.4.2018	16,9	13,2	6,6	4,3	4,3
17.5.2018	16,9	13,2	6,6	4,3	3,6
10.6.2018	14,0	14,0	11,7	-	-
1.8.2018	-	-	15,5	-	2,8
24.9.2018	16,2	6,6	11,0	16,9	-
1.12.2018	-	-	14,7	-	-
průměrná rel. vlhkost (%) podle protiměru	14,7	12,0	10,6	8,5	5,2
počet měření	5	5	9	3	5



Obr. 6.22. Grafické znázornění průměru a směrodatné odchylky hodnot relativní vlhkosti pískovcových povrchů přepočítané z REF hodnot z protiměru na jednotlivých sublokality.



Obr. 6.23. Vztah mezi určením objemové vlhkosti metodou TDR a relativní vlhkosti pomocí protimeteru.

Pro získání párových hodnot vlhkosti z TDR a protimeteru v totožný čas bylo dne 4.4.2019 provedeno na lokalitách ML1 a ML2 dodatečné měření vlhkosti užitím obou metod. Z něho vyšly hodnoty naměřené protimeterem pro jednotlivé sublokality 0,8× až 3,5× vyšší než hodnoty naměřené pomocí TDR (tab. 6.8). To zhruba odpovídá rozdílu mezi oběma metodami zjištěným z dlouhodobého měření.

Odlišnost hodnot naměřených protimeterem a metodou TDR lze teoreticky v případě sublokality ML1 sole vysvětlit zvýšením vodivosti povrchu vlivem přítomných solí (Mol a Viles, 2010; Schnepfleitner et al., 2015; Wilhelm et al., 2016) a v případě sublokality ML1 řasy a ML1 jeskyně (a také ML1 sole) rostoucí objemovou vlhkostí pískovce směrem k povrchu. Na sublokality ML1 pilíř a ML2 hladká je však toto vysvětlení v přímém rozporu s výsledky z kapitoly 6.3, kdy byla u pískovcového povrchu těchto dvou sublokality nalezena difuzní zóna, s objemovou vlhkostí podle Keey (1972) a Konukcu et al. (2004) blízkou reziduální vlhkosti. Vzhledem k obecnému trendu vyšších hodnot podle protimeteru nelze považovat vysvětlení rostoucí vlhkosti směrem k povrchu za relevantní.

Tab. 6.8. Hodnoty objemové vlhkosti změřené metodou TDR a relativní vlhkosti změřené pomocí protimateru. Jedná se o párové hodnoty změřené ve stejný den (4.4.2019).

sublokalita	objemová vlhkost TDR (%)	relativní vlhkost protimeter (%)	kolikrát jsou hodnoty z protimateru vyšší
ML1 sole	4	14	3,5×
ML1 řasy	3	6	2,0×
ML1 pilíř	2	5	2,5×
ML1 jeskyně	4	10	2,5×
ML1 voštiny	4	7	1,8×
ML2 hladká	3	6	2,0×
ML2 voštiny	4	3	0,8×

Nárůst objemové vlhkosti u povrchu by teoreticky mohl být způsoben přítomností ostrůvků kapalně vody uvnitř difuzní zóny, kdy tato voda zkondenzovala ze vzdušné vlhkosti či se jedná o infiltrované dešťové srážky (Schneppfleitner et al., 2015; Wang, 2015; nepublikovaná data). Na studovaných sublokalitách však nikdy nebyly ostrůvky kapalně vody uvnitř difuzní zóny nalezeny (kapitola 6.3).

Navýšení hodnot z protimateru oproti metodě TDR také nemůže být způsobeno vlivem toho, že je u protimateru brána jen nejvyšší hodnota ze sady měření. Nejvyšší naměřené hodnoty byly sice oproti průměru měřené sady o něco vyšší, z kalibrace v Příloze 1 však vyplývá, že pouze o 6–21 % a procentuální rozdíl byl vyšší spíše při nižších hodnotách vlhkosti. Například u sublokality ML1 sole by při uvažování průměrné hodnoty ze sady měření byla výsledná vlhkost stále 3× vyšší než v případě měření pomocí TDR. Mírné nejistoty v kalibraci lze spatřovat v nižší míře korelace ($R^2 = 0,78$) mezi naměřenými REF hodnotami a vypočítanými relativními vlhkostmi, což může být způsobeno nerovnoměrně rozprostřenou vlhkostí na povrchu testovaného jádra (i přes snahu tomu zabránit) či nepřesným měřením.

Vyšší hodnoty z protimateru s uvážením všech výše uvedených skutečností interpretuji dvěma způsoby či jejich kombinací. i) Využití relativně méně vodivé destilované vody při kalibraci oproti běžně přítomné pórové vodě v pískovcovém prostředí vedlo k nadhodnocení objemové vlhkosti přirozených pískovcových povrchů. Tento problém nelze uspokojivě vyřešit jinak, než při kalibraci použít vodu o stejné vodivosti jako má pórová voda studovaného výchozu, což je v rámci českých pískovcových skalních měst značně proměnlivý parametr (Paděra, 2017). Jelikož kalibrace byla založena na principu postupného vypařování původně saturovaného

pískovcového jádra, docházelo by při využití více mineralizované vody k postupnému zvyšování koncentrace rozpuštěných látek a tím ke zvyšování vodivosti. ii) Falešné navýšení vlhkosti bylo způsobeno přítomností solí v již vykrystalizované podobě, jejichž signál při využití elektrických odporových metod nelze bez oprav dalšími metodami oddělit od zvýšené objemové vlhkosti (Mol a Viles, 2010; Schnepfleitner et al., 2015).

Nesrovnalosti v hodnotách z protimeteru a TDR lze najít i při relativním srovnání vlhkostí jednotlivých sublokalit vůči sobě. Zatímco sublokality ML1 pilíř je podle TDR a sacího tlaku dlouhodobě nejsušší, podle protimeteru je středně vlhká. Obdobně sublokality ML1 jeskyně, patřící podle TDR a sacího tlaku mezi nejvlhčí, patří podle protimeteru spíše mezi sušší (dokonce sušší než ML1 pilíř). Tento nesoulad může být způsobený významným kolísáním vlhkosti na povrchu v čase i prostoru (Schnepfleitner et al., 2015), které se neprojeví v měření sacího tlaku ve větších hloubkách ani v měření objemové vlhkosti pomocí TDR, protože to je průměrem 12 cm mocné zóny. Významné kolísání vlhkosti na povrchu pravděpodobně také způsobilo větší rozsah hodnot vlhkosti získaných z protimeteru oproti hodnotám z TDR (obr. 6.23).

6.2.3. Zhodnocení naměřených hodnot a použitých metod

Naměřená data udávají základní představu o vlhkosti a sacím tlaku přirozených pískovcových výchozů a jejich změnách v čase i prostoru. Z kombinace použitých metod vyplývá, že průměrná vlhkost přirozených pískovcových výchozů se v zóně od povrchu do hloubky 12 cm pohybuje od ~3 do ~10 obj. % a sací tlak měřený od 2 do 12 cm se pohybuje od 2 až nad 130 kPa. Mezi nejvlhčí výchozy patří stěny v jeskyních a puklinách (kvůli zastínění a omezenému pohybu vzduchu) a s eflorescencemi solí, mezi nejsušší patří vyčnívající ostrohy a/nebo stěny vystavené slunečnímu záření a/nebo intenzivnímu proudění vzduchu, v jednom případě také stěna v převisu skrytá před deštěm. Povrchy s výraznější akumulací voštin vykazují podobné hodnoty objemové vlhkosti i sacího tlaku (dlouhodobý průměr ~3,1–4,3 obj. % v zóně od povrchu do hloubky 12 cm a ~11–15 kPa v hloubce 8–10 cm) a řadí se spíše mezi vlhčí stěny. Zatímco průměr vlhkosti v zóně od povrchu do hloubky 12 cm příliš nekolísá v čase, vlhkost samotného povrchu je proměnlivější. Přítomnost biogenní skalní kůry na povrchu pískovců je podmíněna dostatečným přísunem vlhkosti.

Místa k měření pomocí mikrotensometrů a TDR byla vybírána intuicí tak, aby byla něčím zajímavá, popř. vzájemně kontrastní. Teprve na konci měřicího období byla společně s T. Weissem vyvinuta metoda měření hloubky výparové fronty (kapitola 6.3; Weiss et al., 2018),

zobrazující rozdělení pískovcového prostředí na kapilární a difuzní zónu. Proto jsou měření pomocí mikrotensometrů a TDR bez dodatečného měření hloubky výparové fronty. Teprve díky znalostem hloubky výparové fronty lze hodnoty sacího tlaku a objemové vlhkosti z TDR uvést do kontextu prostorového uspořádání vlhkosti u pískovcového povrchu (kapitola 6.3). I tak se ale jedná o cenné metody, původně využívané především v pedologii.

Při měření objemové vlhkosti pomocí TDR je výhodou rychlý odečet měřených hodnot, získané výsledky poměrně dobře korelují s přesným gravimetrickým určením. Metoda TDR je destruktivní, ale výrazně méně než gravimetrické určení. Nevýhodou je poměrně dlouhá příprava před samotným měřením, neboť je potřeba vyvrtat dvě paralelní díry o hloubce 12 cm. Další nevýhodou je, že pomocí TDR nezískáme bodovou hodnotu vlhkosti. Měřené hodnoty jsou průměrem v hloubce 0–12 cm od povrchu, což může kvůli prostorovému uspořádání kapalné vody v prostředí vést ke špatné interpretaci vlhkosti pískovcového povrchu – i výchozy se suchým povrchem mohou vykazat vysokou objemovou vlhkost podle TDR.

Výhodou gravimetrického určení objemové vlhkosti je jeho vysoká přesnost. Při odebrání pískovcového vzorku si lze do určité míry vybrat hloubku odběru a také mocnost oblasti, ve které nás vlhkost zajímá. Obrovskou nevýhodou tohoto přístupu je však značná, na přirozených pískovcových výchozech nepřijatelná destruktivnost.

Měření sacího tlaku pomocí mikrotensometrů lépe popisuje dostupnost vlhkosti v prostředí než měření objemové vlhkosti. Jedná se o poměrně přesnou metodu (především ve vlhčích výchozech), měření je bodové a lze si tak vybrat přesné místo i hloubku měření. Měření je mírně destruktivní, protože je potřeba vyvrtat díru o patřičné hloubce a vhodném průměru pro zajištění dostatečného kontaktu s okolním pískovcem. V měkčích materiálech dochází ke kavernování (rozšíření) díry, což znemožňuje dlouhodobé měření v jednom bodě. Nevýhodou je nutnost častého odvzdušňování sondy (zejména po měření ve velmi suchém prostředí se sacím tlakem > 120 kPa), samotný odečet hodnot trvá v řádu několika minut, protože je potřeba vyčkat na ustálení hodnoty.

Protimeter má velkou výhodu v tom, že je nedestruktivní. Výhodou je i rychlost měření bez jakýchkoliv příprav předem. Protimeter je vhodný pro určení relativní vlhkosti pískovcového povrchu. Hodnoty získané z protimeteru jsou pouze relativní vůči sobě, kalibrací se však dají přepočítat na hmotnostní či objemovou vlhkost materiálu. Nevhodný je naopak pro měření vlhkosti ve větších hloubkách od povrchu, výrobce navíc neposkytuje přesné informace o měřené hloubce. Hodnoty vlhkosti (resp. odporu) získané z protimeteru jsou silně ovlivněné

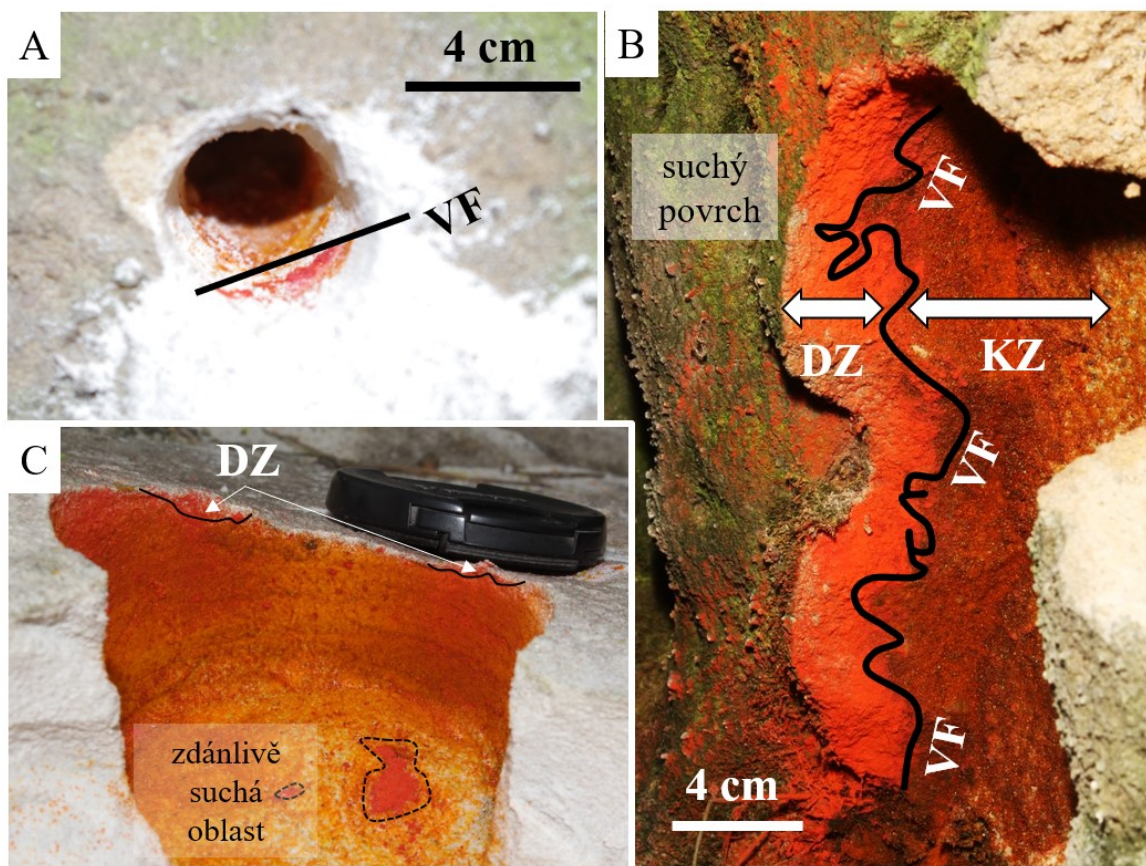
přítomností solí v pórovém prostoru (Mol a Viles, 2010; Schnepfleitner et al., 2015), pro solemi bohaté pískovcové povrchy je tak měření pomocí protimeteru méně vhodné. Jak se ukázalo z naměřených hodnot, vypočtené hodnoty vlhkosti z protimeteru mohou být navíc ovlivněny kalibrací. Při kalibraci bylo jádro z plné saturace destilovanou vodou ponecháno postupně vysychat a průběžně probíhalo měření protimeterem. Při využití jiné vody než destilované by při výparu docházelo ke zvyšování koncentrace a tím k výraznému ovlivnění měřených hodnot. Přesnější kalibrace by byla časově i technicky náročná. Naměřené hodnoty z protimeteru lze však i tak použít pro srovnání vlhkosti různých pískovcových povrchů relativně vůči sobě.

6.3. Prostorové uspořádání vlhkosti v pískovcovém prostředí

Pomocí prášku uraninu aplikovaného do čerstvě vyvrtaných děr (obr. 6.24) bylo na lokalitách ML1, ML2 a MA stanovováno prostorové uspořádání vlhkosti v pískovcovém prostředí. Ukázalo se, že u pískovcového povrchu je prostředí rozděleno na i) kapilární zónu, ve které je pohyb vlhkosti zcela či z velké části zprostředkován kapilárním tokem skrz částečně saturované póry, ii) difuzní zónu, kde je pohyb vlhkosti uskutečňován ve formě difuze vodní páry, a iii) výparovou frontu, nacházející se na rozhraní dvou předchozích zón, kde dochází k přeměně kapalné vody na vodní páru (obr. 6.24; Weiss et al., 2018). Kapilární zóna v některých případech sahala až k samotnému pískovcovému povrchu a difuzní zóna tak nebyla přítomna; pozice výparové fronty byla v takových případech přímo na povrchu.

Následující text se věnuje výsledkům měření hloubky výparové fronty pod pískovcovým povrchem. Uranin zobrazuje hloubku výparové fronty s rozlišením několika málo milimetrů (Bruthans et al., 2018; Weiss et al., 2018). Jeho využití je jen jednorázové, proto měření hloubky výparové fronty probíhalo pokaždé v jiné díře, a tím pádem také v různých bodech pískovcového povrchu, vzájemně od sebe vzdálených jednotky až desítky centimetrů. Pakliže v daný den proběhlo na jedné sublokalitě více měření a výsledné hodnoty se lišily, uvažována byla nejvyšší dosažená hodnota (nejhlubší výparová fronta). Měření na výchozech s vyvinutými voštinami probíhala na hřbitcích voštin, nikoliv v jejich důlcích.

Hloubka výparové fronty byla zjišťována celkově v šesti měřicích dnech 4.6.2015, 23.3.2016, 4.4.2016, 6.4.2018, 24.5.2018 a 10.6.2018. Získané hodnoty primárně slouží pro řádové určení možné hloubky výparové fronty v mikroklimatických podmínkách českých pískovcových skalních měst. Data jsou dále využívána pro výpočty intenzity výparu (kapitola 6.5) z pískovcových výchozů.

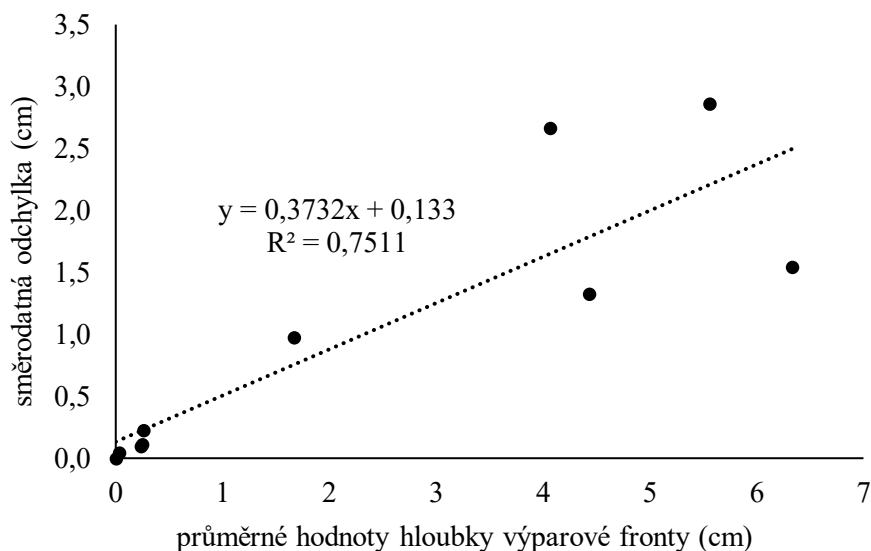


Obr. 6.24. Detekce hloubky výparové fronty pomocí uraninu ve vyvrtaných dírách do pískovcového povrchu. Tmavě oranžovou barvou je zobrazena kapilární zóna (KZ), červenou barvou je zobrazena difuzní zóna (DZ). Mezi nimi se nachází výparová fronta (VF). a) Hrubé barevné rozdělení na kapilární zónu a difuzní zónu v díře o průměru ~ 4 cm, jedno z prvních měření, b) jasně patrné barevné rozdělení v díře o průměru ~ 8 cm, c) pakliže není uranin rozprášen rovnoměrně, mohou mocnější akumulace uraninu budít dojem zdánlivě suchých oblastí (uranin na povrchu se v nich nestačí rozpustit – oblast označená černou přerušovanou čarou v dolní části snímku). Upraveno podle Weisse et al. (2018).

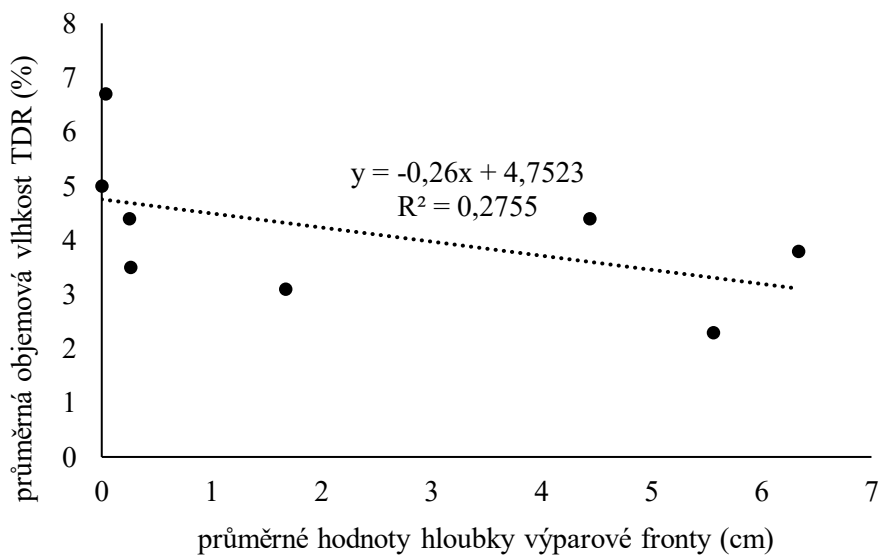
Pozice výparové fronty se pohybovala od pískovcového povrchu (hloubka 0 cm) až do hloubky 9,5 cm. Obecně platí, že čím blíže k povrchu v průměru výparová fronta je, tím méně kolísá její hloubka v čase ($R^2 = 0,75$; obr. 6.25). Pro jednotlivé sublokality nebyla nalezena vysoká vzájemná korelace mezi hloubkou výparové fronty a dlouhodobými průměrnými hodnotami objemové vlhkosti měřenými pomocí TDR ($R^2 = 0,28$; obr. 6.26), hodnotami relativní vlhkosti měřenými protimeterem ($R^2 = 0,11$; obr. 6.27) ani dlouhodobými průměrnými hodnotami sacího tlaku ($R^2 = 0,29$; obr. 6.28).

Nižší míra korelace může být v případě objemové vlhkosti (TDR) dána průměrem vlhkosti do hloubky 12 cm bez uvážení, jaký podíl v této oblasti zastávají kapilární a difuzní zóna, a v případě měření sacího tlaku nejasností, zda bodové měření probíhalo v kapilární či difuzní zóně. Jelikož měření pomocí každé jedné metody neprobíhalo vždy na úplně stejném místě povrchu ani v rámci sublokalit, může být vzájemný nesoulad mezi hloubkou výparové fronty, vlhkostí (TDR i protimeter) a sacím tlakem způsoben také prostorovým kolísáním vlhkosti pískovcových výchozů a/nebo prostorovým kolísáním hloubky výparové fronty i v rámci malých ploch jednotlivých sublokalit. Interpretaci dat komplikují různé časové úseky, během kterých byly hodnoty pomocí jednotlivých metod získány. Ve stejný den probíhalo měření hloubky výparové fronty a relativní vlhkosti pískovcových povrchů protimeterem pouze 6.4.2018 a 10.6.2018 na sublokalitách ML1 sole, ML1 řasy, ML1 pilíř, ML1 jeskyně a ML2 hladká. Ani v tomto případě však vzájemná korelace není vysoká ($R^2 = 0,40$; obr. 6.29). Hloubka výparové fronty se v rámci některých sublokalit výrazně měnila v čase, například rozdíl mezi maximální a minimální naměřenou hloubkou na sublokalitě ML1 pilíř činil 9 cm, na MA suchý ~ 5,8 cm a na ML2 hladká 5 cm (tab. 6.9; obr. 6.30).

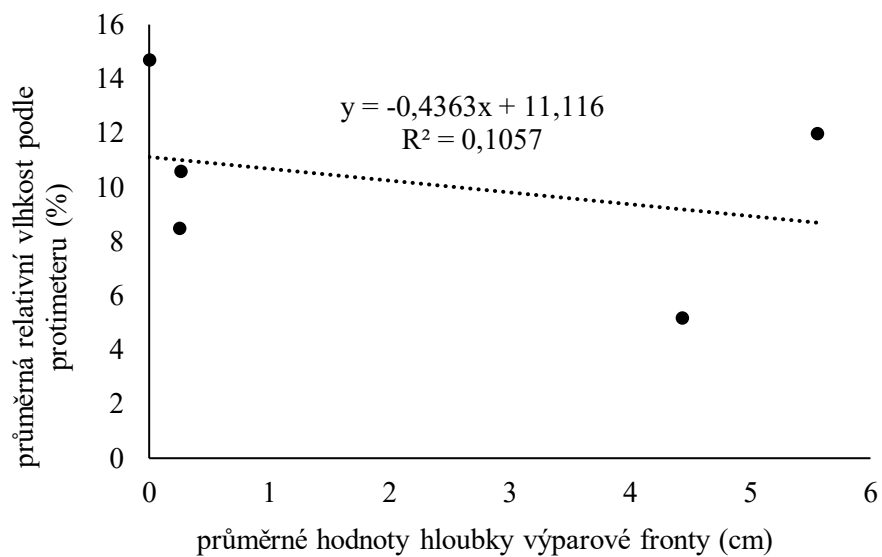
Přesto jsou v rámci sublokalit vidět vzájemné rozdíly v hloubce výparové fronty (tab. 6.9), které lze poměrně snadno interpretovat. V případě sublokalit ML1 jeskyně a MA vlhký, což jsou nejvlhčí a druhá nejvlhčí sublokalita, kde byla stanovována výparová fronta (kapitola 6.2), byla výparová fronta vždy zastižena přímo na pískovcovém povrchu. Na sublokalitě ML1 sole, kde jsou přítomné eflorescence solí a kapilární zóna by tak teoreticky měla často sahat až k povrchové oblasti, se výparová fronta pohybovala od povrchu do hloubky 0,3 cm. Oproti tomu nejhluběji byla výparová fronta zastižena v hloubce 9,5 cm na sublokalitě ML1 pilíř, která podle měření vlhkosti (kapitola 6.2) patří mezi nejsušší. V případě sublokalit s vyvinutými voštinami nejsou hodnoty hloubky výparové fronty podobné (tab. 6.9). Zatímco na sublokalitě MA voštiny byla ve dvou měřicích dnech zastižena výparová fronta vždy $< 0,3$ cm pod povrchem, na sublokalitách ML1 voštiny a ML2 voštiny se pohybovala od $< 0,3$ cm do 8,5 cm. Tento nesoulad může být dán různými dny měření, roli navíc může hrát skutečnost, že zatímco sublokalita MA voštiny je dokonale chráněná vegetací před slunečním zářením, ostatní dvě sublokality s voštinami, na kterých více kolísala hloubka výparové fronty, jsou před slunečním zářením chráněny méně, což je dále diskutováno.



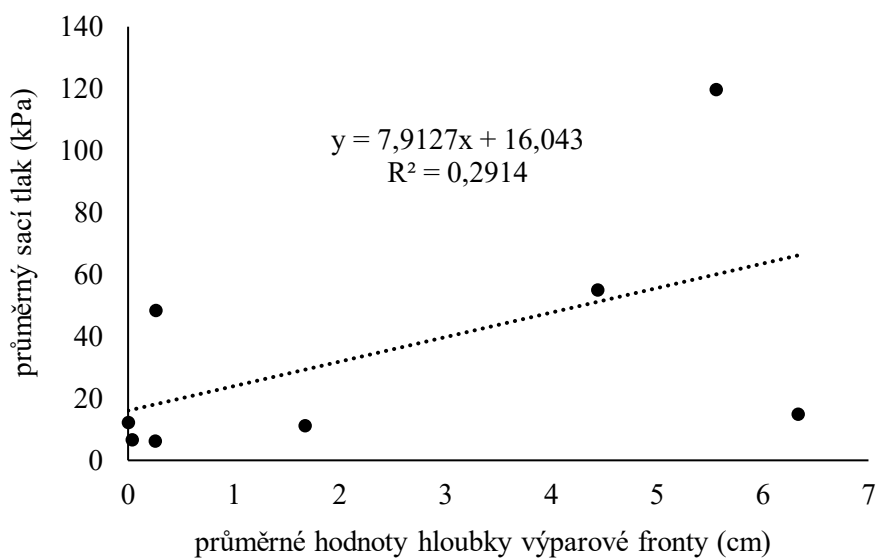
Obr. 6.25. Vztah mezi dlouhodobým průměrem hloubky výparové fronty a její směrodatnou odchylkou pro jednotlivé subl lokality. Čím blíže k povrchu je v průměru výparová fronta, tím menší je směrodatná odchylka její hloubky v čase.



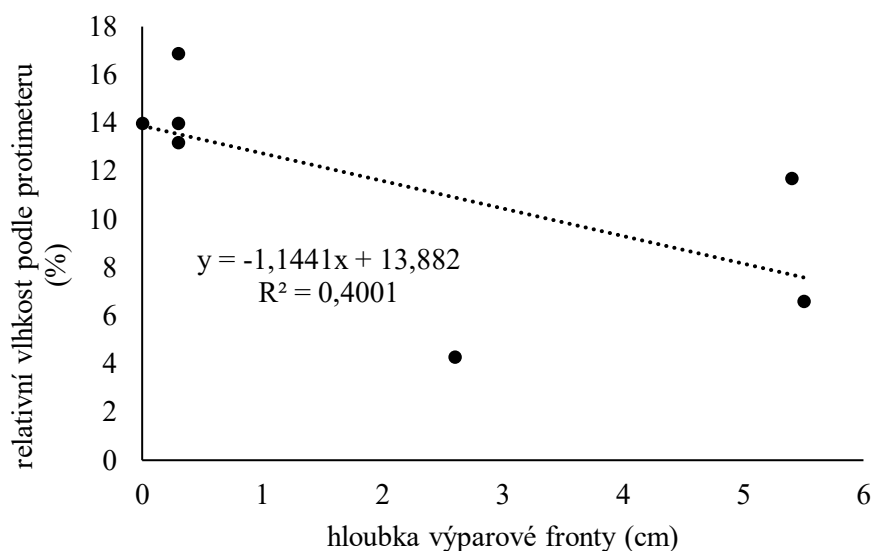
Obr. 6.26. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou objemovou vlhkostí (TDR) pro jednotlivé subl lokality.



Obr. 6.27. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou relativní vlhkostí z protiměru pro jednotlivé sublokality.



Obr. 6.28. Vztah mezi dlouhodobou průměrnou hloubkou výparové fronty a dlouhodobou průměrnou hodnotou sacího tlaku pro jednotlivé sublokality.



Obr. 6.29. Vztah mezi hloubkou výparové fronty a relativní vlhkostí z protiměru pro jednotlivé sublokality naměřené 6.4.2018 a 10.6.2018.

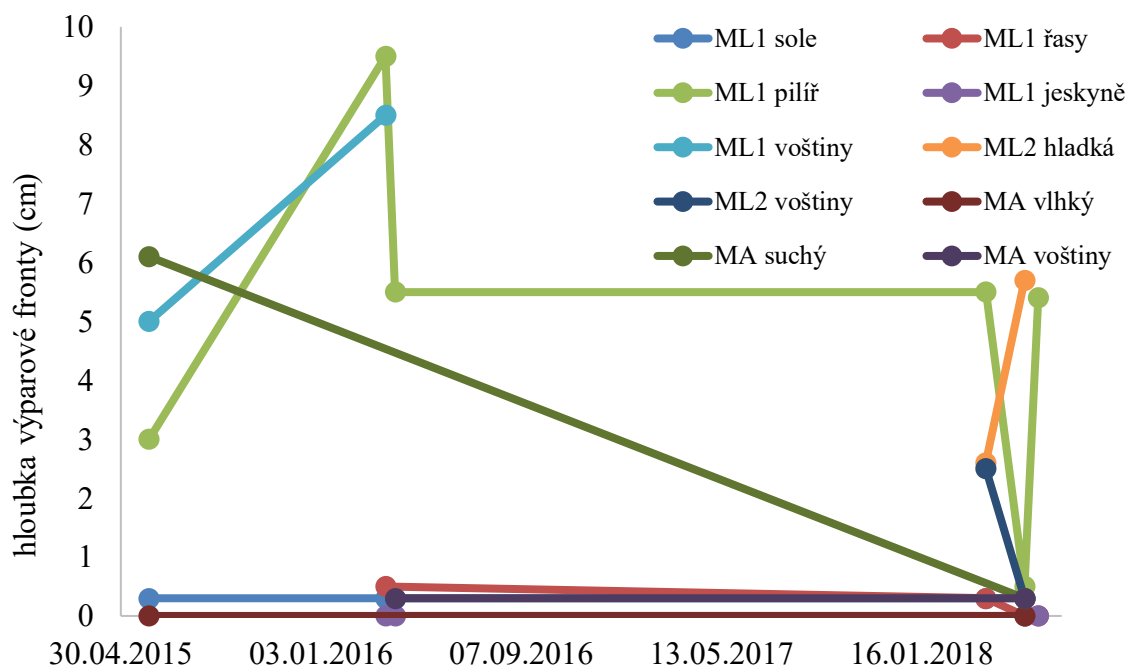
Okrajově byl studován možný vliv mikroklimatických poměrů na aktuální hloubku výparové fronty. Z důvodu nízkého počtu dat byl rozbor věnován pouze sublokality ML1 pilíř a ML1 řasy, protože na ostatních sublokality byly buď naměřeny pouze 2 hodnoty hloubky výparové fronty, anebo se její hloubka v čase neměnila. Pro jednotlivá měření byl zjišťován i) vztah mezi hloubkou výparové fronty a průměrnými hodnotami relativní vlhkosti vzduchu (RH7) a teploty (T7) na dané lokalitě ze sedmi předchozích dnů před měřením, a ii) vztah mezi hloubkou výparové fronty a celkovým úhrnem srážek na dané lokalitě za předchozí den (srážky1), sedm (srážky7) a třicet (srážky30) předchozích dnů.

Vztahy mezi aktuální hloubkou výparové fronty a mikroklimatickými poměry jsou uvedeny v tab. 6.10. Rozbor naznačuje, že pro vztah mezi teplotou a hloubkou výparové fronty i relativní vlhkostí vzduchu a hloubkou výparové fronty jsou opačné trendy, než jaké by se daly předpokládat – hloubka výparové fronty paradoxně rostla s klesající teplotou a rostla s rostoucí relativní vlhkostí vzduchu. Tyto vztahy je možné interpretovat tak, že aktuální hloubku výparové fronty na dvou studovaných sublokality určuje z hlediska vlhkosti vzduchu a teploty jiný časový úsek, než pro který byly relativní vlhkost vzduchu a teplota uvažovány. Určitou nepřesnost v datech může hrát i skutečnost, že byla vzata v úvahu pouze data z měsíců březen až červen (tab. 6.9). Nelze vyloučit, že v ostatních měsících roku by byl trend opačný. Také se může jednat o náhodnou korelaci. Z důvodu nízkého počtu zpracovávaných dat je třeba

brát nalezené vztahy s rezervou, nicméně je nutné tyto vztahy ověřit dalším měřením na jiných lokalitách.

Tab. 6.9. Naměřené hodnoty hloubky výparové fronty pro jednotlivé sublokality. Průměr je počítán z nejvyšších hodnot naměřených v jednotlivé dny.

	dlouhodobý průměr	04.06.2015	23.03.2016	04.04.2016	06.04.2018	24.05.2018	10.06.2018
ML1 sole	0,3 cm	–	< 0,3 cm	< 0,3 cm	< 0,3 cm	< 0,3 cm	< 0,3 cm
ML1 řasy	0,2 cm	–	< 0,5 cm	–	0,3 cm	0,0 cm	0,0 cm
ML1 pilíř	5,0 cm	2,5–3,5 cm	9,5 cm	5,5 cm	5,5 cm	0,5 cm	5,4 cm
ML1 jeskyně	0,0 cm	–	0,0 cm	0,0 cm	–	0,0 cm	0,0 cm
ML1 voštiny	6,8 cm	3,0–5,0 cm	8,5 cm	–	–	–	–
ML2 hladká	4,2 cm	–	–	–	0,7–2,6 cm	< 0,8–5,7 cm	–
ML2 voštiny	1,4 cm	–	–	–	2,5 cm	< 0,3 cm	–
MA vlhký	0,0 cm	0,0 cm	–	–	–	0,0 cm	–
MA suchý	3,2 cm	6,1 cm	–	–	–	< 0,3 cm	–
MA voštiny	0,3 cm	–	–	< 0,3 cm	–	< 0,3 cm	–



Obr. 6.30. Vývoj hloubky výparové fronty v čase pro jednotlivé sublokality. V případě, že byl v jeden den naměřen rozsah hloubky, a nikoliv jen jedna hodnota, je uvedena vždy nejvyšší naměřená hloubka.

Rozbor vlivu srážek na aktuální hloubku výparové fronty naznačuje, že čím jsou vyšší srážky předchozí den a předchozích 7 dnů, tím je menší aktuální hloubka výparové fronty. V případě kumulovaných srážek za předchozích 30 dnů je tomu však přesně naopak – čím jsou srážky vyšší, tím je větší aktuální hloubka výparové fronty (tab. 6.10). Vztahy tak naznačují, že pakliže mají spadlé srážky reálný vliv na vývoj hloubky výparové fronty pod pískovcovým povrchem, je spíše krátkodobý (v horizontu dnů až týdnů).

Tab. 6.10. Míra korelace mezi aktuální hloubkou výparové fronty a mikroklimatickými poměry na dané sublokality. Počet srovnávaných párových hodnot je uveden v závorce. RH7 – průměrná relativní vlhkost vzduchu ze sedmi předchozích dnů před měřením hloubky výparové fronty; T7 – průměrná teplota ze sedmi předchozích dnů před měřením hloubky výparové fronty; srážky1, srážky7 a srážky30 – celkový úhrn srážek za předchozí 1 den, 7 dnů a 30 dnů před měřením hloubky výparové fronty.

	RH7	T7	srážky1	srážky7	srážky30
ML1 pilíř	R = 0,72 (5)	R = -0,94 (5)	R = -0,70 (6)	R = -0,62 (5)	R = 0,40 (5)
ML1 řasy	R = 0,80 (3)	R = -0,99 (3)	R = -0,97 (4)	R = -0,60 (3)	R = 0,79 (3)

Tato obecná zjištění jsou podpořena konkrétním měřením hloubky výparové fronty ze dne 24.5.2018, den po intenzivních deštích (během 23.5.2018 spadlo 7 mm srážek; Český hydrometeorologický ústav). Tehdy byla výparová fronta obecně mělko pod povrchem, a to i na výchozech, kde je z dlouhodobějšího hlediska výparová fronta relativně hlouběji (např. ML1 pilíř a MA suchý; tab. 6.9). Výjimku tvořila stěna sublokality ML2 hladká, která je vystavena přímému slunečnímu záření a zároveň není chráněna před deštěm – zde v tento den výparová fronta kolísala od 0,8 do 5,7 cm, což naznačuje nerovnoměrně rychlé vysychání přívrchové vrstvy způsobené pravděpodobně přednostním vysycháním výstupků v povrchu, zatímco prohlubně v povrchu vysychaly pomaleji (Bruthans et al., 2018). Nerovnoměrné vysychání může vysvětlovat i z dlouhodobého hlediska rozkolísané hodnoty na sublokality ML1 voštiny a ML2 voštiny, které jsou částečně chráněné před přímým slunečním zářením, zatímco dokonale chráněná sublokality MA voštiny vždy vykazovala neměnnou hloubku výparové fronty < 0,3 cm.

Podle Stejskala (2011) a Mikuše (2012) na základě izotopových metod a stopovacích zkoušek nepřevyšuje doba zdržení pórové vody ve stěnách Klokočských a Besedických skal první měsíce, respektive roky (s mocností nesaturované zóny 0,7–9 m). Z laboratorního pokusu s umělým stopovačem NaCl Stejskalovi (2011) vyšlo, že při dotaci bloku pískovce množstvím vody odpovídajícím trvalé srážce o intenzitě 32 mm.den⁻¹, byla střední rychlost proudění ~1 m.den⁻¹. Platí ovšem, že obsah mobilní vody v pískovcovém prostředí tvořil pouze cca 3 % a tato voda proudila preferenčně pouze prostředím odpovídajícím 5–10 % celkového objemu pískovce – tzv. fingering – což je v porézním prostředí pískovce překvapivé (Mikuš, 2012). Poměrně rychlou odezvu hloubky výparové fronty na úhrn srážek tak lze na sublokality ML1 pilíř a ML1 řasy interpretovat právě jako důsledek fingeringu, kterým se rychle šíří část vody, přičemž drtivá většina infiltrované vody nemá v horizontu dnů až týdnů žádný vliv na pozici výparové fronty. V případě sublokality ML1 jeskyně, ML1 sole, MA vlhký a MA voštiny je zřejmě dotace z dešťové vody v dlouhodobém měřítku rovna výparu z pískovcového povrchu, což ústí v neměnnou hloubkou výparové fronty.

Výše uvedené závěry vztahů mezi hloubkou výparové fronty, relativní vlhkostí vzduchu, teplotou a srážkami jsou vztaženy jen ke 2 sublokality, zatímco hloubka výparové fronty na dalších 4 studovaných sublokality zůstávala neměnná, nehledě na mikroklimatické podmínky. Nebyl tak nalezen vztah, který by uspokojivě popisoval vliv mikroklimatických podmínek na hloubku výparové fronty. Z rozboru pro sublokality ML1 pilíř a ML1 řasy kvůli

malému počtu porovnávaných párových hodnot (od 3 do 6) nelze mezi mikroklimatickými poměry a hloubkou výparové fronty usuzovat na příčinnou souvislost, a nalezené vztahy je z důvodu malého počtu dat třeba brát s rezervou i v případě vysoké míry korelace. Do budoucna je potřeba pro relevantní určení vztahů naměřit více hodnot hloubky výparové fronty v čase, na více lokalitách a s kratším časovým krokem. Při určování vývoje hloubky výparové fronty pod pískovcovým povrchem by se kromě monitorování objemové vlhkosti pískovce, srážek, relativní vlhkosti vzduchu a teploty měly studovat i další faktory jako rychlost proudění vzduchu, intenzita slunečního záření, velikost infiltrace a kombinace mezi nimi. K tomuto účelu je vhodnější studovat vzájemné vztahy v kontrolovaných laboratorních podmínkách.

Pokud vím, tak tento fenomén ve větším rozsahu nikdy nebyl studován, stejně tak se nikdo nezabýval dlouhodobým monitoringem hloubky výparové fronty v pískovcovém prostředí. Okrajově se vztahům mezi aktuálním uspořádáním vlhkosti v porézním prostředí a mikroklimatickými podmínkami věnovaly studie Schnepfleitnera et al. (2016), zabývající se výskytem tafoni v granitu v Maroku, a Bruthanse et al. (2018), vysvětlující vznik voštin v českých pískovcových skalních městech.

6.4. Měření intenzity výparu z pískovcových výchozů

Na lokalitách ML1 a ML2 byla pomocí výparových aparátů typu „wet core“ a „dry core“ měřena intenzita výparu z pískovcového prostředí za dvou odlišných nastavení hloubky výparové fronty. Výparový aparát typu wet core sloužil pro měření intenzity výparu, pakliže je výparová fronta přímo na pískovcovém povrchu. Oproti tomu výparový aparát typu dry core sloužil pro měření intenzity výparu v situaci, kdy je výparová fronta zaklesnutá pod pískovcový povrch do hloubky odpovídající mocnosti testovacího pískovcového jádra ve výparovém aparátu. Mocnost testovacího jádra byla na lokalitě ML1 6,4 cm a na lokalitě ML2 4,4 cm.

Cílem měření bylo i) otestovat novou metodu měření intenzity výparu, ii) ověřit, zda se intenzita výparu liší v závislosti na pozici výparové fronty, jak vyplývá z teorie a z výparových experimentů na půdách (Schultz, 1991; Yamanaka et al., 1997 a Lehmann et al., 2008), iii) získat základní přehled o možných hodnotách intenzity výparu z pískovcových výchozů skalních měst, a iv) zjistit, jak (a zda) se intenzita výparu liší mezi mikroklimaticky vzájemně kontrastními lokalitami ML1 a ML2.

Na lokalitě ML1 probíhalo měření pomocí wet core a dry core ve výšce cca 2,5 m nad terénem, poblíž sublokality ML1 pilíř. Oba výparové aparáty byly od sebe vzdálené ~2 m horizontálně. Sběr dat probíhal zhruba jednou za 1 až 3 měsíce od 11.7.2016 do 24.5.2018, dohromady ve 12

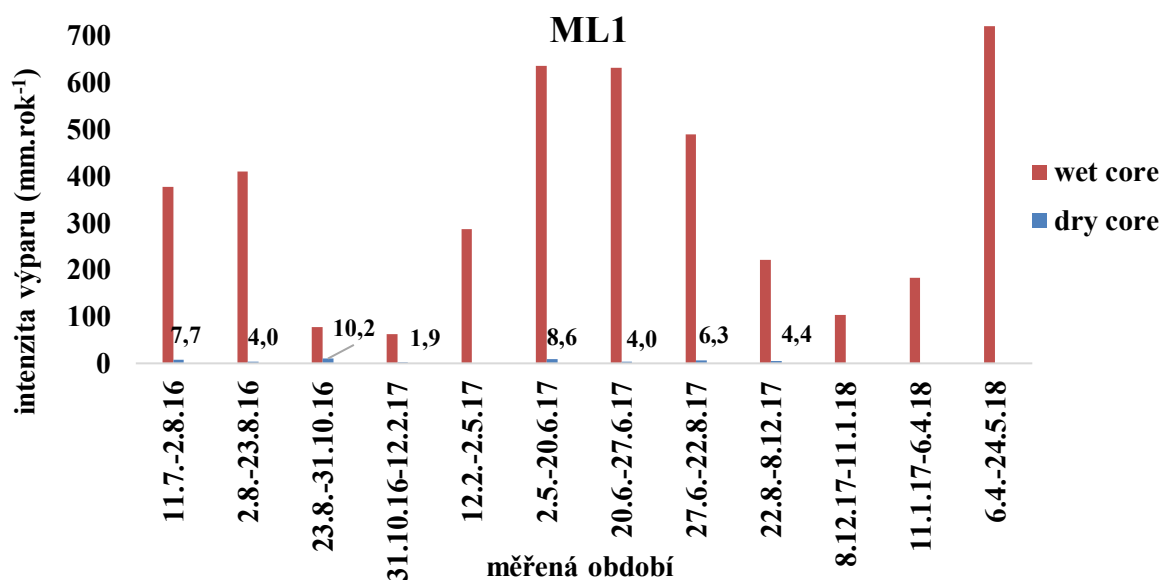
měřených obdobích. V případě dry core ale v měřeném období 12.2.2017 až 2.5.2017 došlo ke kontaminaci suchého jádra vodou, čímž se měření stalo nepoužitelné. Od 8.12.2017 začalo zřejmě díky zmrznutí vody a prasknutí těsnícího spoje docházet k úniku zásobní destilované vody z plastové nádoby, což vedlo k umělému snižování hmotnosti celého vzorku, a tím pádem k umělému navyšování intenzity výparu. Hodnoty intenzity výparu z dry core v těchto čtyřech měřených obdobích tedy byly vyřazeny ze zpracování.

V měřeném období od 31.10.2016 do 12.2.2017 byla na lokalitě ML1 teplota 58 % času pod bodem mrazu a voda ve výparových aparátech tudíž mohla zmrznout v led. Při vyhodnocování měření bylo uvažováno zjednodušení, že v době případného zmrznutí vody v zásobní nádobce a v pískovcovém jádře (v případě wet core) byla zmrzlá i pórová voda v okolní přívěškové zóně pískovce, tudíž že naměřené hodnoty odrážejí reálný výpar z výchozu i při teplotách $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Po vyřazení nevěrohodných dat se na lokalitě ML1 během měřených období pohybovala intenzita výparu od $62,6\text{ mm.rok}^{-1}$ do $721,5\text{ mm.rok}^{-1}$ z wet core a od $1,9\text{ mm.rok}^{-1}$ do $10,2\text{ mm.rok}^{-1}$ z dry core (obr. 6.31; tab. 6.11). Hodnoty intenzity výparu z wet core jsou obecně vyšší v měsících od dubna do první poloviny srpna ($\sim 378\text{--}722\text{ mm.rok}^{-1}$) a nižší od druhé poloviny srpna do února až března ($\sim 63\text{--}222\text{ mm.rok}^{-1}$). Jelikož však odečet hodnot neprobíhal striktně počátkem měsíců, je rozdělení na měsíce s vyšší či nižší intenzitou výparu jen velmi hrubé a může být ovlivněno konkrétní dobou sběru dat. V případě dry core je intenzita výparu obecně vyšší od května do října a obecně nižší od října do února. Oproti výparu z wet core jsou však absolutní rozdíly v intenzitě výparu za jednotlivá měřená období v případě dry core zanedbatelné (rozdíly v řádu jednotek mm.rok^{-1} ; obr. 6.31).

Pomocí protimeteru byla testována relativní vlhkost výparného povrchu pískovcových jader v obou výparových aparátech. Relativní vlhkost výparného povrchu wet core se na lokalitě ML1 pohybovala od 13 do 17 %, pro dry core se hodnoty pohybovaly od 0 do 8 %. Podle kapitoly 6.2 jsou hodnoty pro přirozené pískovcové povrchy naměřené protimeterem zhruba $1\times$ až $5\times$ vyšší než objemová vlhkost naměřená pomocí TDR. Objemová vlhkost je však u výparových aparátů dána destilovanou vodou v případě wet core, případně vodou zkondenzovanou ze vzdušné vlhkosti v případě dry core, a nikoliv více mineralizovanou vodou jako v případě přirozených pískovcových povrchů. Nadhodnocení měření protimeterem na výparových aparátech by proto oproti TDR, které lépe popisuje objemovou vlhkost, nemělo být tolik výrazné. Hodnoty okolo 15 obj. % lze považovat za natolik vyšší než reziduální vlhkost pískovce (do 2 obj. %, Studencová, 2017), že pro wet core je možné předpokládat po celou dobu měření kapilární zónu sahající až k výparnému povrchu pískovcového jádra. Nehledě na změny objemové vlhkosti v kapilární zóně v jádře by za stálých mikroklimatických podmínek

měla být intenzita výparu z wet core víceméně konstantní (Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2009a aj.). Rozkolísanost naměřených hodnot relativní vlhkosti v případě dry core může poukazovat na zmáčení jádra destilovanou vodou ze zásobní nádržky anebo na kondenzaci vzdušné vlhkosti v jádře. Toto zmáčení dry core a jeho vliv na naměřenou intenzitu výparu je více diskutováno v kapitole 6.5.



Obr. 6.31. Intenzita výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1. Uvedeny jsou hodnoty pro výparový aparát typu wet core (pozice výparové fronty je na povrchu) a dry core (výparová fronta v hloubce 6,4 cm). Pro lepší čitelnost grafu jsou u intenzity výparu z dry core uvedeny popisky dat.

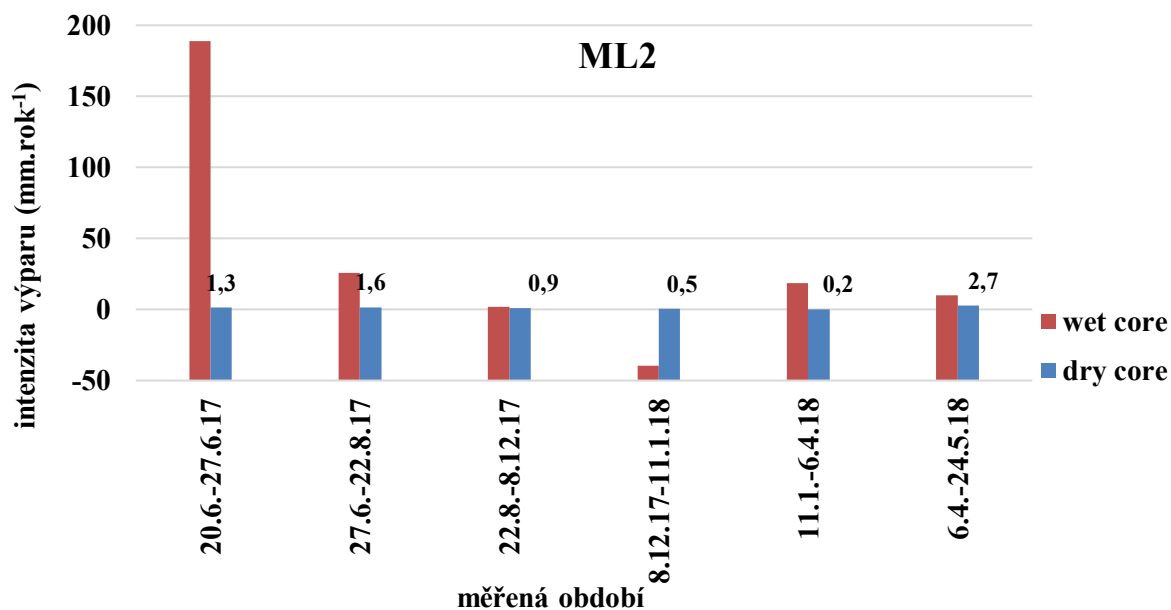
I přes snahu umístit výparové aparáty pod převis, kde by byly chráněny před účinky přímých srážek a/nebo před účinky vody stékající po pískovcovém povrchu, vnikala na lokalitě ML2 do vzorků kapalná voda jiného původu, než je destilovaná voda v zásobní nádržce. To mělo za následek výrazné ovlivnění měřených hodnot. Naměřené hodnoty intenzity výparu tak činily - 39,7 až 188,9 mm.rok⁻¹ z wet core a 0,2 až 2,7 mm.rok⁻¹ z dry core (obr. 6.32). Jelikož je na lokalitě ML2 oproti lokalitě ML1 vyšší průměrná teplota a nižší relativní vlhkost vzduchu (kapitola 6.1) a podle vlastního pozorování i vyšší intenzita slunečního záření a vyšší rychlost proudění vzduchu (jedná se o vykáčenou paseku nechráněnou stromy), intenzita výparu by zde teoreticky měla být vyšší, a to i výrazně (Penman, 1948). Naměřená intenzita výparu ale byla na lokalitě ML2 o 68 % až 138 % nižší než v případě lokality ML1 za stejná měřená období. V případě vzorku typu wet core se dá spekulovat o vlivu zatlačení kapilární zóny v pískovcovém jádře hlouběji pod jeho horní podstavu, což by mohlo vést ke snížení intenzity výparu (kapitola

6.5; Lehmann et al., 2008). V jednom měřeném období byla ale intenzita výparu na lokalitě ML2 záporná s hodnotou $-39,7 \text{ mm.rok}^{-1}$ – za měřené období tedy samovolně narostla hmotnost výparového aparátu typu wet core, což se dá vysvětlit jediné průnikem kapalné vody do výparového aparátu zvenku kvůli přítoku vody z dešťových srážek.

Relativní vlhkost výparné plochy činila na lokalitě ML2 u wet core 8 až 17 %, u dry core 4 až 10 %. Velká rozkolísanost hodnot v případě wet core naznačuje, že mohlo vlivem slunečního záření či intenzivního proudění vzduchu docházet k vysoušení povrchové části jádra a tím k zatlačování výparové fronty pod povrch. Rozkolísanost hodnot v případě dry core naznačuje zmáčení pískovcového jádra destilovanou vodou, kondenzací ze vzdušné vlhkosti a/nebo, s ohledem na naměřená data intenzity výparu, zmáčení jádra vlivem deště či stoků dešťové vody po povrchu pískovce.

Jelikož bez dalšího přímého měření nelze stanovit, jaké množství kapalné vody do výparových aparátů proniklo, nelze naměřené hodnoty na lokalitě ML2 relevantně interpretovat a kvantifikovat tak skutečnou intenzitu výparu. Měření na lokalitě ML2 ukazuje, že je poměrně obtížné vybrat v pískovcových skalních městech takový povrch, který bude vystaven slunečnímu záření a zároveň krytý před účinky srážkové vody, byť by se jednalo o převis (vody stékají po povrchu pískovce i na převislých stěnách).

Měření na obou lokalitách ukázalo limity zvolené metody. Zatímco v zalesněné lokalitě ML1, chráněné výrazným převisem před srážkami, se naměřené hodnoty zdají být věrohodné (více v kapitole 6.5), na nechráněné pasece na lokalitě ML2 došlo k znehodnocení měření vlivem infiltrace srážkové vody do výparových aparátů. Pro budoucí měření na dalších lokalitách je proto vhodné pečlivě předem otestovat, zda na zvolené místo měření na pískovcovém povrchu nepříší, a to ani při silném větru, a zda není ani po intenzivních srážkách vystaveno stokům dešťové vody. Kvůli riziku prasknutí výparových aparátů není vhodné měření v zimních měsících při teplotách pod bodem mrazu.



Obr. 6.32. Intenzita výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML2. Uvedeny jsou hodnoty pro výparový aparát typu wet core (pozice výparové fronty je na povrchu) a dry core (výparová fronta v hloubce 4,4 cm). Pro lepší čitelnost grafu jsou u intenzity výparu z dry core uvedeny popisky dat. Data nejsou opravena o vodu, vnikající do výparových aparátů zvenku, a nelze je tedy relevantně interpretovat.

Z porovnání intenzity výparu z výparových aparátů typu wet core a dry core po vyřazení nevěrohodných dat vyplynulo, že intenzita výparu se za jinak obdobných podmínek liší v závislosti na pozici výparové fronty, jak předpokládá teorie i výparové experimenty na půdách. Intenzita výparu byla na lokalitě ML1 v průměru $\sim 62\times$ vyšší z pískovcového povrchu než z hloubky 6,4 cm (tab. 6.11). Vztah mezi intenzitou výparu a hloubkou výparové fronty je detailněji diskutován v kapitole 6.5.

Měření ze zalesněné lokality ML1 ukazuje možné hodnoty intenzity výparu pro dvě nastavení hloubky výparové fronty (z povrchu $63\text{--}720\text{ mm.rok}^{-1}$ a z hloubky 6,4 cm $2\text{--}10\text{ mm.rok}^{-1}$). Hodnoty z osluněné paseky lokality ML2 jsou však znehodnoceny, intenzitu výparu se zde nepodařilo věrohodně změřit a tím pádem prozatím nelze odpovědět na otázku, jak se liší intenzita výparu z pískovcových výchozů mezi zalesněnými a osluněnými částmi pískovcových skalních měst.

Tab. 6.11. Naměřená intenzita výparu v jednotlivých měřených obdobích. Hvězdičkou a červenou barvou jsou zvýrazněny nevěrohodné údaje – vysvětlení v textu.

intenzita výparu (mm.rok ⁻¹)	ML1 dry core	ML1 wet core	ML2 dry core	ML2 wet core	rozdíl mezi ML2 a ML1 dry core (%)	rozdíl mezi ML2 a ML1 wet core (%)
11.7.–2.8.16	7,7	377,8	–	–	–	–
2.8.–23.8.16	4,0	410,8	–	–	–	–
23.8.–31.10.16	10,2	77,5	–	–	–	–
31.10.16–12.2.17	1,9	62,6	–	–	–	–
12.2.–2.5.17	61,8*	287,0	–	–	–	–
2.5.–20.6.17	8,6	636,5	–	–	–	–
20.6.–27.6.17	4,0	632,8	1,3*	188,9*	68	70
27.6.–22.8.17	6,3	489,7	1,6*	25,8*	75	95
22.8.–8.12.17	4,4	221,8	0,9*	2,0*	80	99
8.12.17–11.1.18	11,6*	103,2	0,5*	-39,7*	96	138
11.1.17–6.4.18	–	183,2	0,2*	18,7*	–	90
6.4.–24.5.18	23,1*	721,5	2,7*	10,0*	88	99

6.5. Výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí

Přímé měření intenzity výparu *in situ* má několik nevýhod: i) pakliže měření probíhá přímo z pískovcového výchozu, jedná se o velmi destruktivní přístup, ii) kvůli odečtu dat a doplňování destilované vody do zásobní nádržky je potřeba pravidelně navštěvovat místo měření (četnost návštěv odpovídá časovému kroku měření), což je pro hůře dostupné lokality (například v zahraničí) logisticky i finančně velmi náročné, iii) kvůli náročnosti přípravy a samotného odečtu dat jsou měření omezena na několik málo míst, která navíc musí být kryta před účinky dešťových srážek, což je obtížné dodržet. Z těchto důvodů je vhodné přímé měření intenzity výparu nahradit výpočty.

Při znalosti součinitele difuzní vodivosti δ studovaného pískovce, hloubky výparové fronty, teploty a relativní vlhkosti vzduchu byla podle Fickova zákona počítána intenzita výparu z pískovcového prostředí (rovnice 4.6). Při výpočtech bylo uvažováno, že teplo i vlhkost, potřebné pro výpar, jsou do systému dodávány v dostatečné míře. Pokud je mi známo, bylo tohoto principu doposud využíváno především k výpočtu intenzity výparu z půdního prostředí (Bittelli et al., 2008; Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2009a; Or et al., 2013), zatímco

výpočtu intenzity výparu z pískovcového prostředí pomocí Fickova zákona se zatím nikdo nevěnoval.

V prvním kroku bylo cílem určit, s jakou absolutní a relativní chybou je možné pomocí Fickova zákona počítat intenzitu výparu z pískovcových výchozů. Absolutní chybou je myšlen algebraický rozdíl mezi vypočítanou a změřenou hodnotou a dále je nazývána „odchylka od měření“. Relativní chyba je definována jako poměr odchylky od měření k změřené hodnotě a pokud není uvedeno jinak, je v absolutní hodnotě (tedy vždy kladná).

Odchylka od měření a relativní chyba byly zjišťovány srovnáním vypočítaných hodnot se skutečnými naměřenými hodnotami z výparových aparátů wet core a dry core. Srovnání nejprve probíhalo na těchto čtyřech lokalitách: i) v humidním mírném klimatu v otevřeném terénu (Budova 1), ii) v humidním mírném klimatu v městské zástavbě (Budova 2), iii) ve středomořském klimatu (Chorvatsko), a iv) v aridním klimatu (Jordánsko). Hlavní studovaná lokalita ML1 stojí ve vyhodnocení stranou, protože se jedná o jedinou lokalitu s přirozeným mikroklimatem pískovcových skalních měst využívanou v tomto smyslu, a je proto zajímavé pro ni relativní chybu vyjádřit samostatně. Lokalita ML2 pro určení relativní chyby výpočtů nemohla být použita z důvodu špatně naměřených dat.

Pokud by změřené a vypočítané hodnoty intenzity výparu vykazovaly dobrou shodu, je druhým krokem, a tím i dalším dílčím cílem, pokusit se výpočtem stanovit intenzitu výparu přímo z výchozů několika vybraných sublokalit v pískovcových skalních městech.

6.5.1. Ověřování výpočtu intenzity výparu pomocí výparových aparátů

Pro účely zjišťování relativní chyby byly do Fickova zákona dosazovány následující hodnoty. Za součinitel difuzní vodivosti δ byla dosazena příslušná hodnota z kapitoly 6.6 anebo hodnota změřená Studencovou (2017) v závislosti na použité litologii – upřesnění v tab. 5.4. Pomocí čidel byly s časovým rozlišením 30 minut získávány hodnoty teploty a relativní vlhkosti vzduchu u povrchu pískovcového jádra, ze kterých byl následně vypočítán parciální tlak vodní páry (rovnice 2.16 a 4.4).

Za hloubku výparové fronty d byla v případě dry core dosazována mocnost použitých pískovcových jader, ve kterých je po celé jejich mocnosti uzpůsobením experimentu předepsána difuzní zóna. V případě wet core je po celé mocnosti pískovcových jader předepsána kapilární zóna, a výparová fronta je tedy teoreticky přímo na povrchu ($d \sim 0$ cm). Výpočet intenzity výparu podle Fickova zákona však platí jen pro $d > 0$ cm a těsně nad

povrchem se nachází tenká difuzní vrstva o relativní vlhkosti vzduchu blízké nebo rovné 100 % (Abteu a Melesse, 2013). Z toho důvodu bylo třeba d změnit na nenulovou hodnotu. Za d byly postupně dosazovány velmi nízké kladné hodnoty ($< 0,5$ cm) do té doby, než bylo dosaženo nejnižší relativní chyby. Pro tuto kalibraci byl vybrán výparový aparát typu wet core z lokality ML1, kde probíhalo časově nejdelší měření, navíc se jedná o jediné použitelné měření přímo v pískovcových skalních městech. Nejvhodnější hodnota d byla stanovena na 0,08 cm. Pro všechny ostatní výparové aparáty typu wet core na ostatních lokalitách poté byla převzata hloubka výparové fronty o stejné hodnotě, $d = 0,08$ cm. Za relativní vlhkost vzduchu na výparové frontě byla dosazována hodnota 100 % (Shahraeeni et al., 2012; Or et al., 2013) a teplota u povrchu naměřená pomocí čidel. Pomocí tohoto přístupu byly získány hodnoty intenzity výparu s časovým rozlišením 30 minut.

Výsledky vypočítané a změřené intenzity výparu z výparových aparátů typu dry core a wet core, relativní chyba a odchylka od měření na testovacích lokalitách i) – iv) jsou uvedeny v tabulce tab. 6.12. Z důvodu přehlednosti se jedná o souhrnné výsledky, kdy jsou dány shrnující parametry pro daný typ výparového aparátu na dané lokalitě. Podrobné výsledky pro všechny výparové aparáty ze všech lokalit jsou uvedeny v Příloze 2.

Celkově byla relativní chyba výpočtu intenzity výparu analyzována z 16 nezávislých měření (16 kombinací konkrétního výparového aparátu na konkrétní vedlejší zájmové lokalitě), rozdělených celkově do 146 měřených období (123 dry core, 23 wet core). Vyšší relativní chyba byla nalezena v případě výparových aparátů dry core (v průměru 55 %) než wet core (v průměru 13 %) (tab 6.13). Průměrná relativní chyba pro všechna měřená období pro dry core i wet core dohromady činila 50 % (na průměrné relativní chybě se více projevil dry core než wet core, jelikož bylo daleko více měřených období pomocí dry core). Přestože byla relativní chyba pro wet core výrazně nižší než v případě dry core, v absolutních číslech je odchylka od měření nižší v případě dry core. To je z principu dáno vyšší intenzitou výparu z výparového aparátu typu wet core, stejná relativní chyba tedy poté znamená vyšší odchylku od měření než pro dry core (tab. 6.14). Příklady vypočítaných a změřených hodnot intenzity výparu z dry core jsou uvedeny na obr. 6.33 až obr. 6.37, a z wet core na obr. 6.38 až obr. 6.41. Grafy pro všechna ostatní měření jsou uvedeny v Příloze 2.

Tab. 6.12. Výsledky vypočítané a změřené intenzity výparu z výparových aparátů typu dry core a wet core na testovacích lokalitách. Uvedena je minimální, maximální a průměrná odchylka od měření (rozdíl mezi výpočtem a měřením) v mm.rok⁻¹ a relativní chyba výpočtů v procentech pro všechna měřená období na dané lokalitě. Kladné hodnoty odchylky od měření značí nadhodnocený výpočet oproti měření, záporné hodnoty podhodnocený výpočet oproti měření. T – teplota; RH – relativní vlhkost vzduchu; n – počet měřených období pro všechny výparové aparáty na dané lokalitě (v závorce uveden počet výparových aparátů).

lokality a typ výp. aparátu	klima	minimální odchylka od měření mm.rok ⁻¹ (relativní chyba)	maximální odchylka od měření mm.rok ⁻¹ (relativní chyba)	průměrná relativní chyba pro měřená období	průměrná T a RH pro všechna měření	n
Budova 1 dry core	hum. střeoevropské, celý rok	-1 (6 %)	-16 (96 %)	58 %	9–15 °C, 70–80 %	114 (8)
Budova 2 wet core	hum. střeoevropské, léto	-7 (< 1 %)	+502 (51 %)	14 %	22 °C, 43 %	18 (2)
Chorvatsko dry core	středomořské, léto	+1 (1 %)	+66 (103 %)	38 %	37 °C, 41 %	6 (3)
Chorvatsko wet core	středomořské, léto	-455 (9 %)	+999 (18 %)	13 %	37 °C, 41 %	2 (1)
Jordánsko dry core	aridní, léto	-12 (21 %)	-44 (46 %)	38 %	27 °C, 33 %	3 (1)
Jordánsko wet core	aridní, léto	+20 (1 %)	-800 (22 %)	9 %	27 °C, 33 %	3 (1)

Vypočítané hodnoty byly oproti změřeným hodnotám častěji podhodnocené než nadhodnocené (pro dry core i wet core dohromady v ~90 % případů). Zatímco z dry core byl výpočet oproti měření podhodnocený v 97 % případů, z wet core bylo podhodnocení nalezeno ve 43 % případů (tedy nadhodnocení v 57 % případů) (tab 6.13).

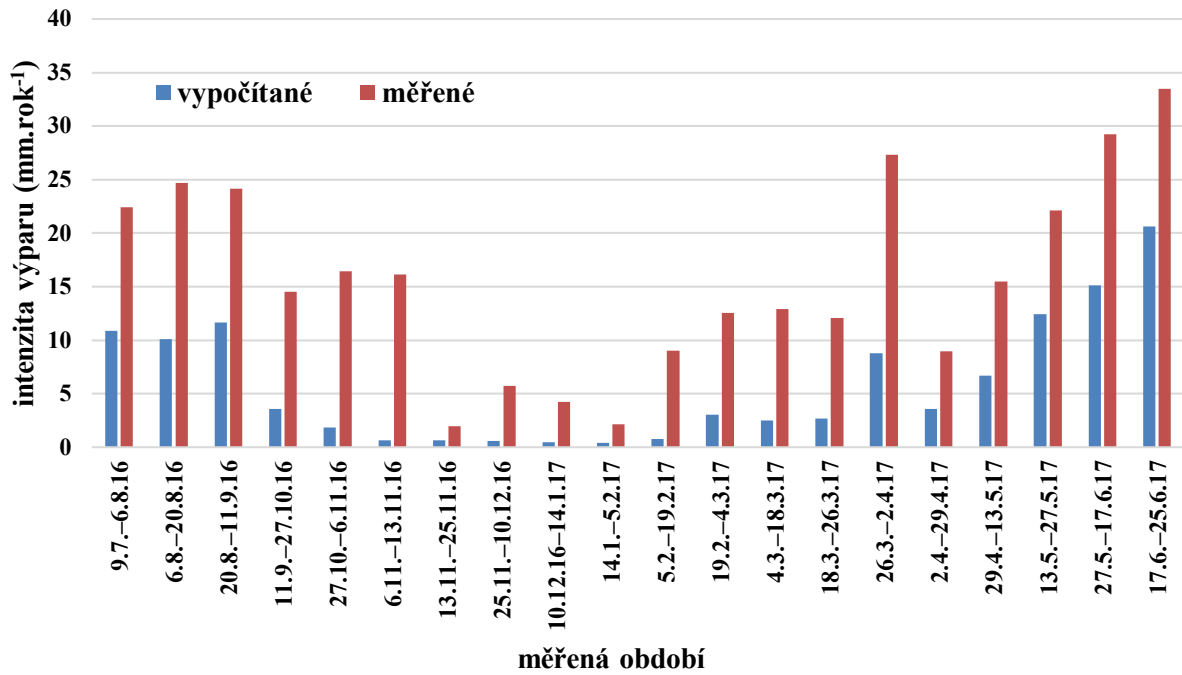
Lze se domnívat, že časté podhodnocení a vyšší relativní chyba v případě dry core je způsobena buď a) zpětnou kondenzací vzdušné vlhkosti uvnitř původně suchých pískovcových jader, způsobující vyšší naměřenou intenzitu výparu (Shahraeeni a Or, 2012), b) zmáčením pískovcových jader destilovanou vodou z nádržky při manipulaci se vzorkem, taktéž vedoucí k vyšší intenzitě výparu, c) podhodnocením součinitele difuzní vodivosti δ , vedoucím k soustavnému podhodnocení vypočítané intenzity výparu, anebo d) kombinací předchozích důvodů. Důsledky případného podhodnocení součinitele difuzní vodivosti δ by v případě wet

core byly eliminovány kalibrací vypočítaných hodnot o hloubku výparové fronty d , tato soustavná chyba by se tak ve výpočtech neprojevila. Vliv srážek se jeví jako nepravděpodobný, protože veškeré výparové aparáty byly buď dokonale chráněny před deštěm (Budova 1, Budova 2), anebo v měřená období nepršelo (Jordánsko, Chorvatsko). Je tedy možné, že vyšší relativní chyba v případě dry core je způsobena spíše chybou měření nebo chybou konceptuálního modelu než výpočtem.

Tab. 6.13. Průměrná relativní chyba vypočítaných hodnot intenzity výparu a podíl měřených období s podhodnoceným výpočtem intenzity výparu na celkovém počtu měřených období. Uvedená průměrná relativní chyba je průměrem relativních chyb pro daná měření v absolutních hodnotách. Podíl období s nadhodnoceným výpočtem intenzity výparu je doplňkem do 100 %. Hodnoty jsou uvedeny jak pro všechna měření v daném klimatu, tak jednotlivě pro dry core a wet core. E – vypočítaná intenzita výparu.

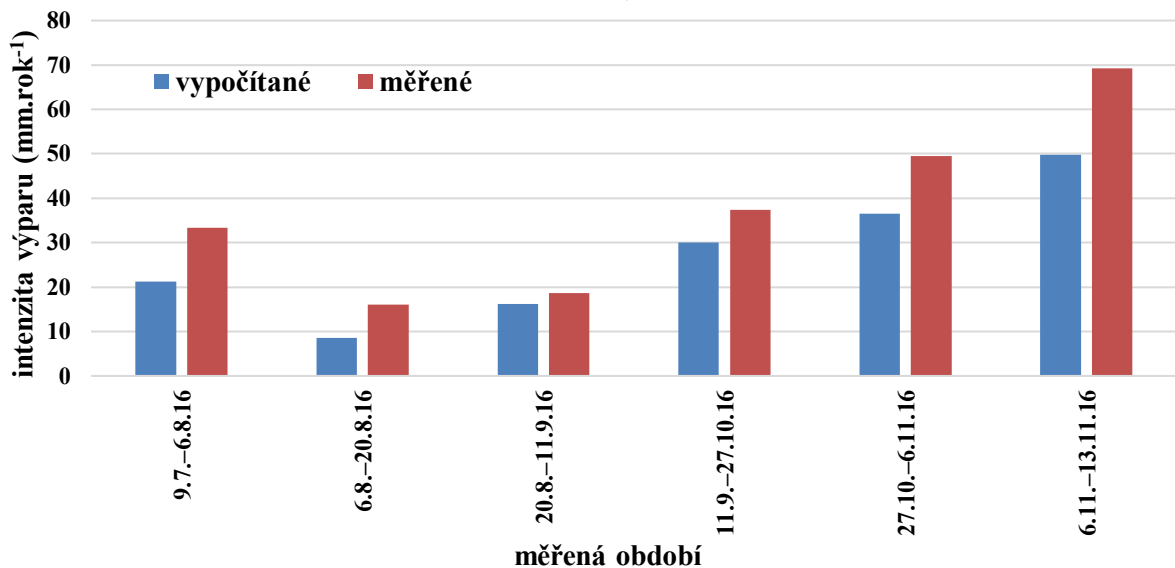
klima	průměrná relativní chyba	průměrná relativní chyba pro dry core, wet core	podíl měřených období s podhodnoceným E na celkovém počtu měřených období	podíl měřených období s podhodnoceným E pro dry core, wet core
humidní středoevropské	52 %	58 %, 14 %	91 %	99 %, 39 %
středomořské	34 %	38 %, 13 %	58 %	60 %, 50 %
aridní	24 %	38 %, 9 %	83 %	100 %, 67 %
vše dohromady	50 %	55 %, 13 %	89 %	97 %, 43 %

Budova 1 – dry core A



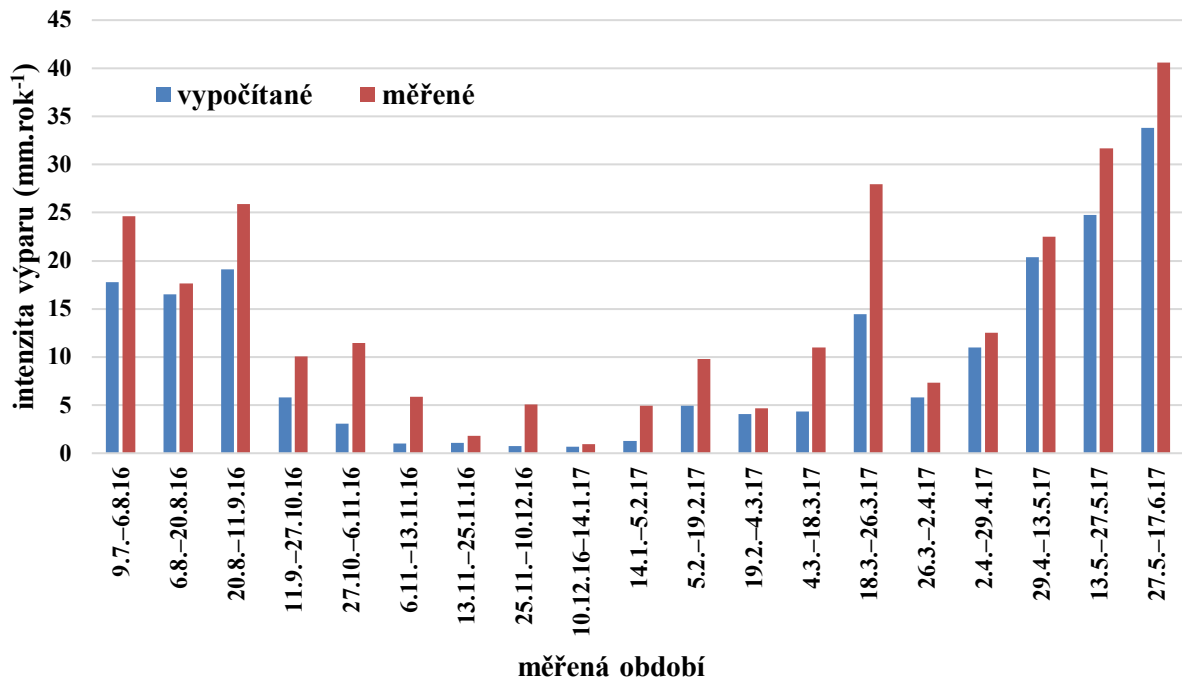
Obr. 6.33. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core A.

Budova 1 – dry core G



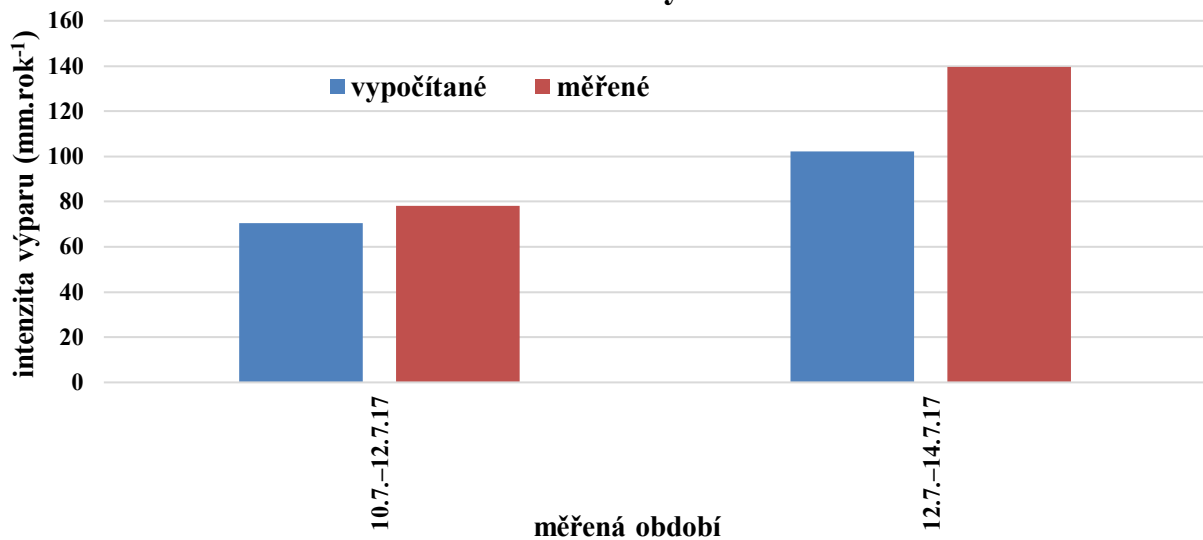
Obr. 6.34. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core G.

Budova 1 – dry core 12/13

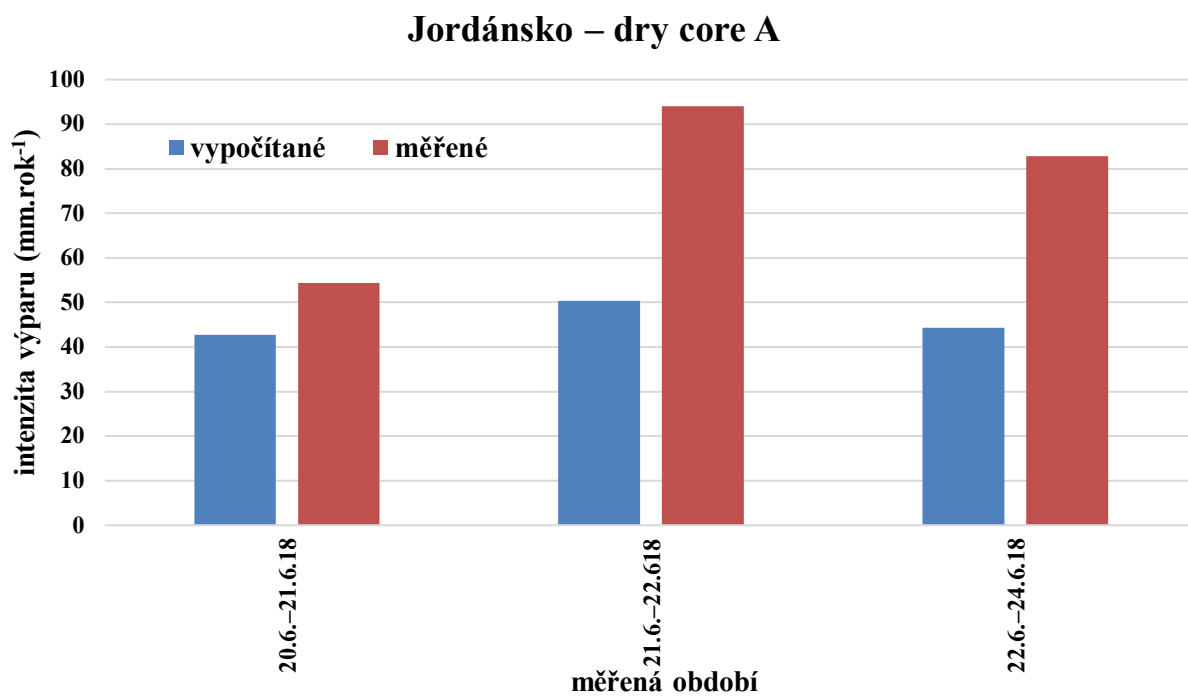


Obr. 6.35. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 1, výparový aparát dry core 12/13.

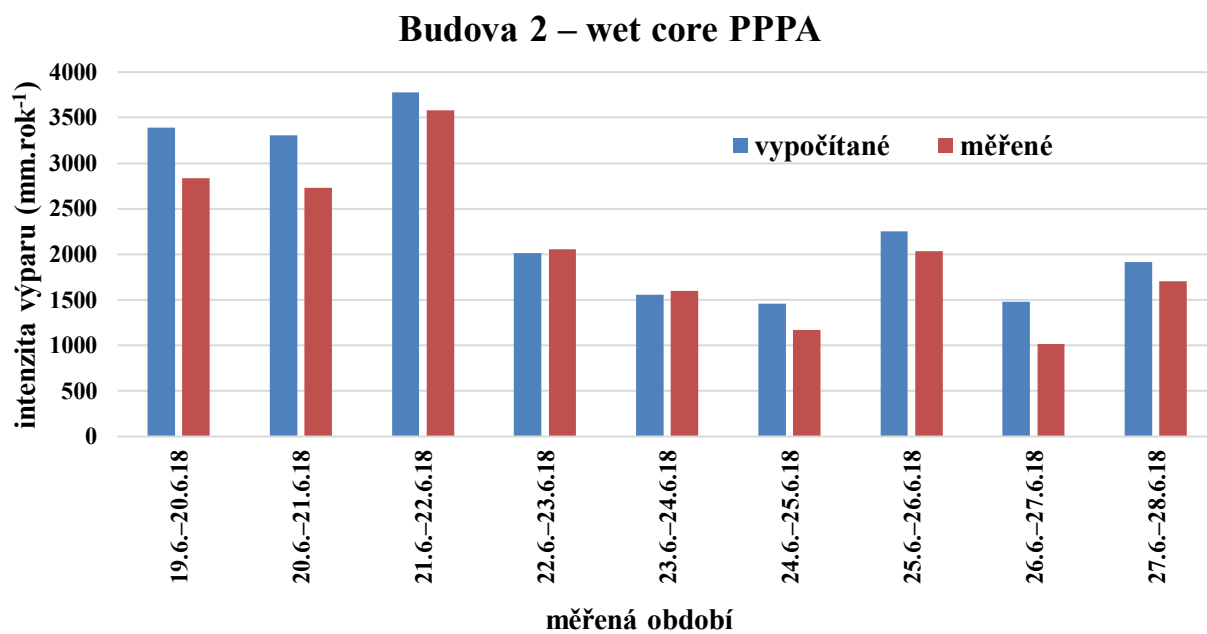
Chorvatsko – dry core A



Obr. 6.36. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Chorvatsko, výparový aparát dry core A.

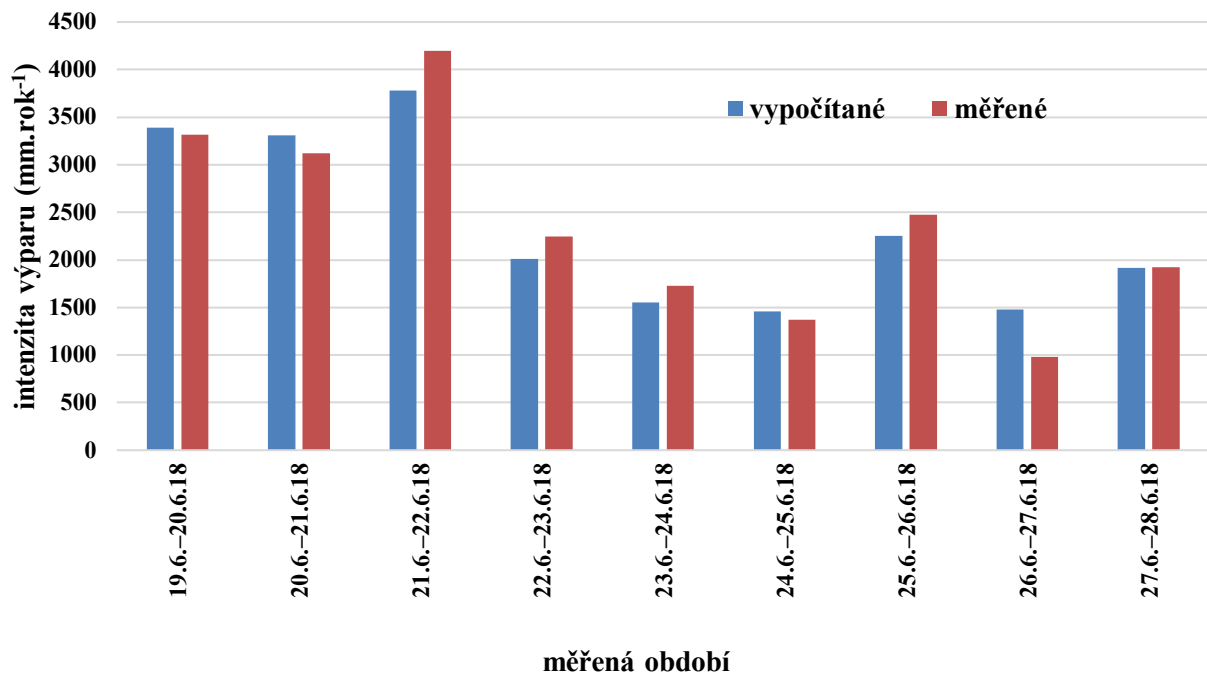


Obr. 6.37. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Jordánsko, výparový aparát dry core A.



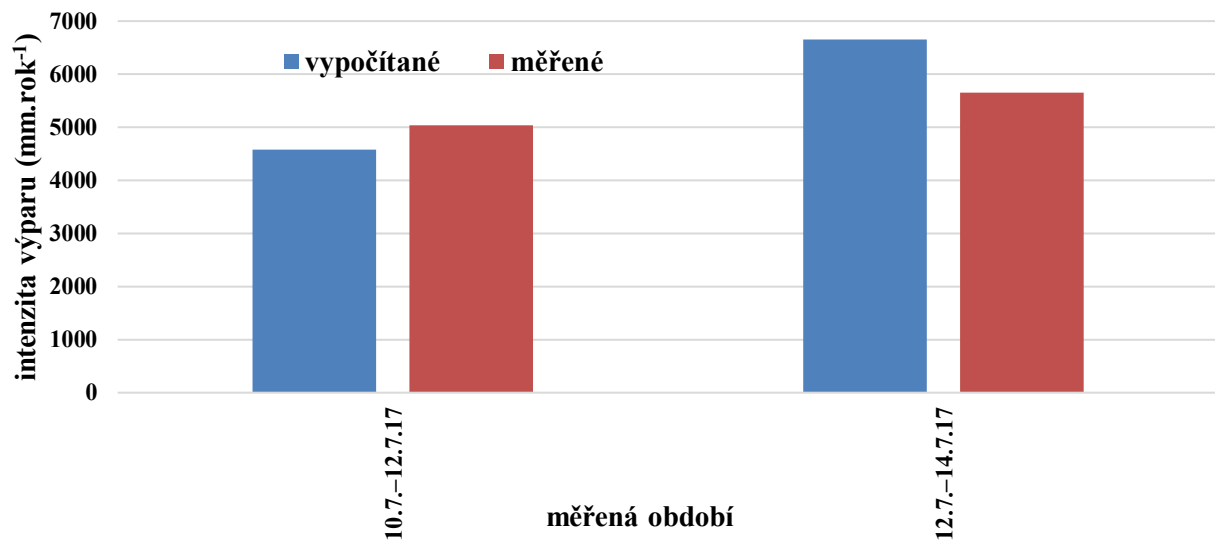
Obr. 6.38. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 2, výparový aparát wet core PPPA.

Budova 2 – wet core PPPB

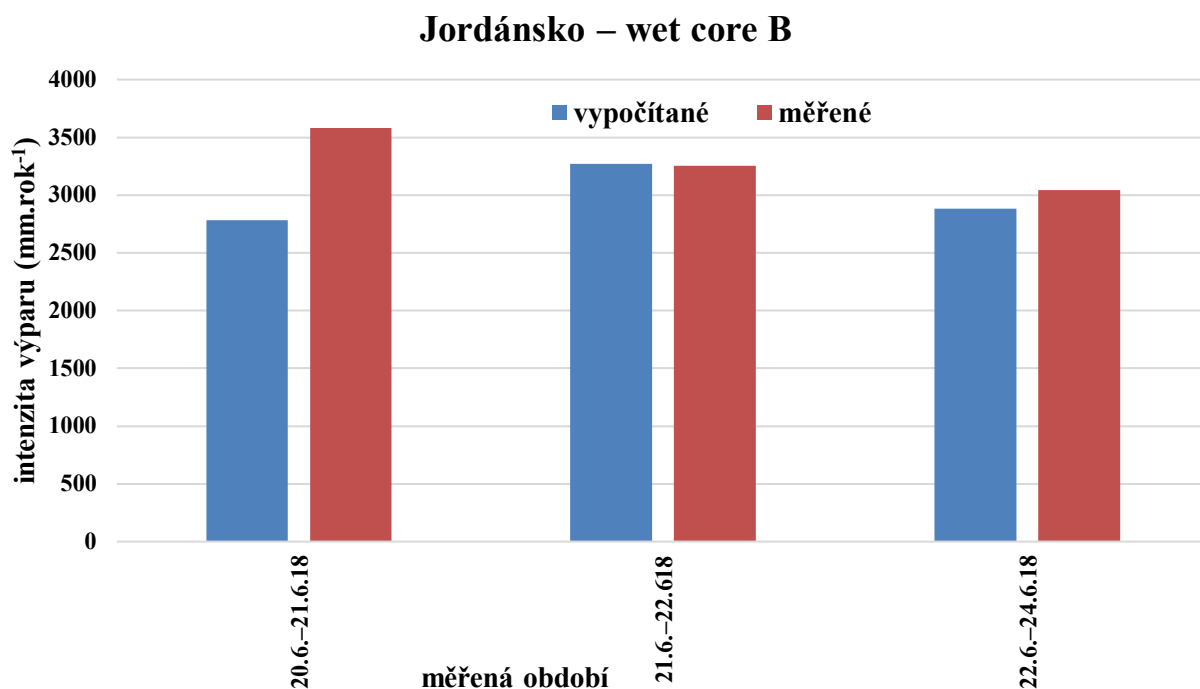


Obr. 6.39. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Budova 2, výparový aparát wet core PPPB.

Chorvatsko – wet core B



Obr. 6.40. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Chorvatsko, výparový aparát wet core B.



Obr. 6.41. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě Jordánsko, výparový aparát wet core B.

Platí, že čím aridnější je klima, tím nižší je průměrná relativní chyba, a to jak pro všechna měření, tak výhradně pro dry core a wet core (tab. 6.13). Podíl podhodnocených měření roste s více aridním klima pro wet core, zatímco v případě dry core nebyl nalezen žádný trend. V případě dry core i wet core byla průměrná relativní chyba zhruba stejná pro případ, kdy výparový aparát a) je úplně chráněn, či b) není vůbec chráněn před proudícím vzduchem (tab. P2.4 v Příloze 2). Jestliže ale byl dry core chráněn před proudícím vzduchem jen částečně (jen z jedné strany či pouze před méně intenzivním prouděním vzduchu), průměrná relativní chyba pro něj mírně narůstá (z 38 % na 58 %; tab. P2.4 v Příloze 2). Žádný wet core s částečnou ochranou před větrem pro vyhodnocení nebyl k dispozici. Obdobně nebyl nalezen velký rozdíl v relativní chybě mezi výparovými aparáty a) úplně chráněnými před slunečním zářením, a b) vůbec nechráněnými před slunečním zářením. Výparové aparáty typu dry core, částečně chráněné před slunečním zářením (osluněné jen část dne), však vykazovaly navýšení průměrné relativní chyby (z 47 %, resp. 51 % na 73 %; tab. P2.4 v Příloze 2). Relativní chyba byla 48 % pro výparové aparáty typu dry core orientované k jihu a 66 % pro orientované k severu.

Data tak naznačují, že relativní chyba roste s proměnlivou mírou ochrany před slunečním zářením a prouděním vzduchu. Tento vliv však byl zjišťován z datových řad o různém počtu dat a nebyl uvažován vliv dalších faktorů. Sluneční záření ani proudění vzduchu navíc nebyly kvantifikovány měřením; zda a do jaké míry je výparový aparát vystavený účinkům proudění vzduchu je jen subjektivně odhadnuto. Proto je třeba výše uvedená zjištění brát s určitou rezervou a ověřit je experimenty zaměřenými na tento účel.

Vliv rychlosti proudění vzduchu na intenzitu výparu byl proto okrajově zjišťován v laboratorních podmínkách. Za tím účelem byl jeden výparový aparát typu wet core vystaven třem různým nastavením rychlosti proudění vzduchu a případné rozdíly v intenzitě výparu za těchto tři nastavení byly následně interpretovány.

Zatímco relativní chyba byla při rychlosti proudění vzduchu $\leq 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ pod 1 %, vyšší rychlosti proudění vzduchu se již projeví výrazným nárůstem relativní chyby; při rychlosti proudění vzduchu $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ byla relativní chyba 57 % a při $2,6 \text{ m.s}^{-1}$ už dokonce 79 % (tab. 6.14). To znamená, že čím rychlejší je proudění vzduchu, tím méně se shodují naměřená data s výpočty, tedy že proudění vzduchu ovlivňuje intenzitu výparu. Relativní chyby z tohoto měření byly daleko větší, než jaké byly zjištěny pro výparové aparáty typu wet core na testovacích lokalitách. Ukázalo se tedy, že výparové aparáty na testovacích lokalitách pravděpodobně nebyly vystavovány vysokým rychlostem proudění vzduchu, a proto byla v jejich případě relativní chyba tak nízká. Vliv větru byl ale zjišťován pouze s jedním wet core během tří měření, naměřené hodnoty relativní chyby je proto nutné brát jen orientačně a ověřit je dalšími experimenty v budoucnu.

Aby relativní chyba vypočítané intenzity výparu byla pro rychlosti proudění vzduchu $1,0$ a $2,6 \text{ m.s}^{-1}$ rovna nule, tedy aby byl kompenzován nárůst intenzity výparu, musela by se ve výpočtech za hloubku výparové fronty dosadit nižší hodnota než $d = 0,08 \text{ cm}$, a sice $0,034 \text{ cm}$, respektive $0,0017 \text{ cm}$ ve druhém případě. Snižování hloubky výparové fronty vlivem vyšší rychlosti proudění vzduchu je však nereálné, daleko pravděpodobněji by hloubka výparové fronty naopak narůstala (Shahraeeni et al., 2012). Během experimentu probíhalo na horní podstavě wet core měření relativní vlhkosti pomocí protimeteru. Hodnoty se pohybovaly od 14 do 18 %, což odpovídá kapilární zóně (Studencová, 2017; více v diskusi v kapitole 6.4). Zdá se tedy, že i přes proudění vzduchu kapilární zóna vždy dosahovala k povrchu, nebo alespoň těsně pod povrch, kam dosahuje měření protimeterem. Dokud je zachována kapilární zóna až k povrchu,

tak by se změny v objemové vlhkosti neměly na intenzitě výparu výrazně projevit (Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2009a; více v diskusi v kapitole 6.4).

Tab. 6.14. Vliv rychlosti proudění vzduchu na intenzitu výparu. Uvedeny jsou průměry vypočítané a změřené intenzity výparu a relativní chyby za celé měření při různých rychlostech proudění vzduchu. E – vypočítaná intenzita výparu; n – počet měřených období.

rychlost proudění vzduchu $m.s^{-1}$	průměrná E $mm.rok^{-1}$ (n)	průměrná změřená intenzita výparu $mm.rok^{-1}$	relativní chyba za celé měření %	průměrná T a RH pro celé měření
$\leq 0,1$	1171 (7)	1173	< 1 %	24 °C, 54 %
1,0	1198 (7)	2810	57 %	23 °C, 51 %
2,6	1093 (7)	5232	79 %	23 °C, 56 %

Vliv proudění vzduchu nad pískovcovým povrchem na intenzitu výparu byl studován jen pro případ wet core. Intenzita výparu z dry core je za jinak stejných podmínek výrazně nižší než z wet core (kapitola 6.4), ovlivnění intenzity výparu prouděním vzduchu by tak s nejvyšší pravděpodobností bylo v případě dry core v absolutních číslech nižší než z wet core. Z výparových experimentů provedených na sytkých porézních materiálech za různé rychlosti proudění vzduchu (Ishihara et al., 1992; Shabraeeni et al., 2012; Pourbakhtiar et al., 2017) navíc vyplývá, že s rostoucí hloubkou výparové fronty vliv proudění vzduchu na intenzitu výparu klesá nejen absolutně, ale i relativně (je čím dál tím menší). Dá se tedy předpokládat, že i relativní vliv proudění vzduchu na intenzitu výparu, vyjádřený v procentech rozdílu oproti stavu bezvětrí, by byl z dry core nižší než v případě wet core.

Protože je vliv proudění vzduchu na intenzitu výparu výrazný (v řádu až desítek procent; Hanks a Woodruff, 1958; Pourbakhtiar et al., 2017; tab. 6.14) a není pro pískovce popsán vztah mezi hloubkou výparové fronty, rychlostí proudění vzduchu a mírou ovlivnění intenzity výparu, je potřeba se tomuto tématu v budoucnu detailněji věnovat. Výzkum by měl být zaměřen na různé rychlosti proudění vzduchu, s převažující složkou proudění vzduchu orientovanou v různých směrech vůči pískovcovému povrchu. Uvažována by měla být také situace, kdy vlivem velmi

rychlého proudění vzduchu dochází ke zvyšování hloubky výparové fronty, projevující se paradoxně díky negativní zpětné vazbě snížením intenzity výparu (Shahraeeni et al., 2012).

Obdobně jako pro testovací lokality byla zjištěna relativní chyba a odchylka od měření pro studovanou lokalitu ML1 (tab. 6.15). Relativní chyba pro lokalitu ML1 se pohybuje v rozmezí hodnot zjištěných v rámci testovacích lokalit. Stejně jako v případě testovacích lokalit, i zde byla průměrná relativní chyba výrazně nižší pro výpočet intenzity výparu z wet core (10 %) než z dry core (45 %). V případě wet core byl výpočet kalibrován pomocí hloubky výparové fronty d ($= 0,08$ cm) za účelem dosažení nejnižší relativní chyby. Hodnota průměrné relativní chyby pro wet core v tab. 6.15 je 10 %. Tato hodnota byla vypočítána z absolutních hodnot relativních chyb ze všech měřených období, které jsou kladné jak pro podhodnocená, tak nadhodnocená měřená období. Jestliže je ale relativní chyba pro jednotlivá měřená období ponechána bez absolutní hodnoty (tedy pro podhodnocená období v záporných procentuálních hodnotách), průměr těchto hodnot je poté 0 %. Lépe tedy výpočet intenzity výparu z wet core pomocí hloubky výparové fronty d pro lokalitu ML1 kalibrovat nelze.

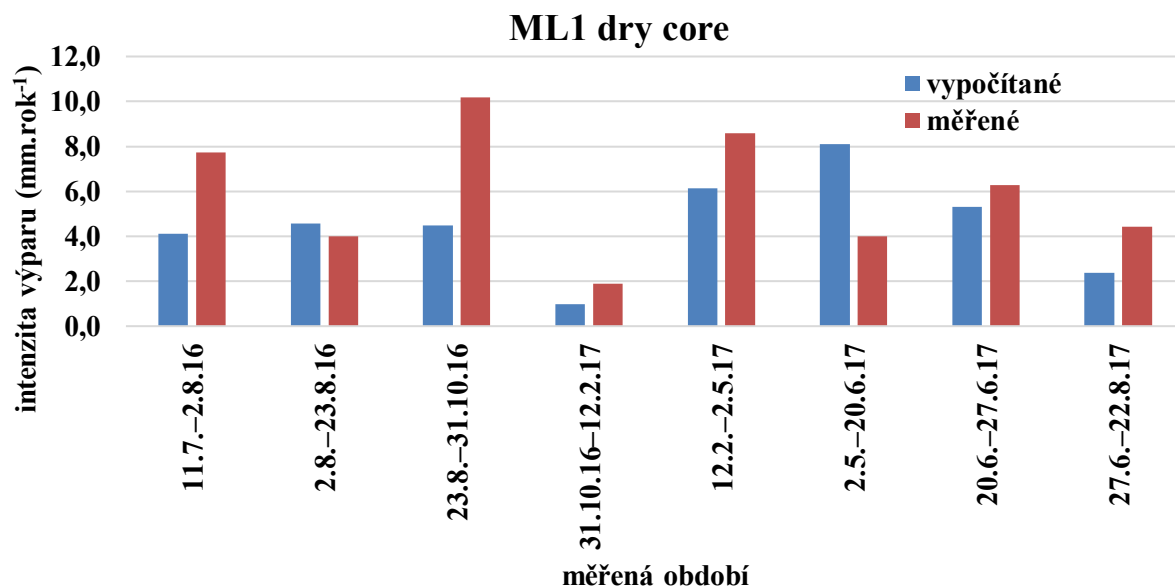
Kalibrace pomocí hloubky výparové fronty d byla provedena především za účelem zpřesnění výpočtů intenzity výparu z wet core. Nenulová hodnota d v případě wet core ale má i jistý fyzikální základ. Intenzivní, měřitelný výpar totiž neprobíhá přímo z vnějšího povrchu ojedinelých zrn vystupujících několik desetin milimetru až centimetry nad okolní povrch pískovce, ale probíhá o trochu hlouběji v místech, kde vystupující zrna přecházejí do souvislého masivu. Ani v případě kapilární zóny sahající „až k povrchu“ není hloubka výparové fronty nikdy přesně rovna nule kvůli drsnosti povrchu. Nad povrchem pískovce se navíc nachází tenká difuzní vrstva o určité mocnosti a relativní vlhkosti vzduchu blízké či rovné 100 % (Vuglinsky, 2004; Abtew a Melesse, 2013). Nenulová hodnota d tak z praktického hlediska reprezentuje střední mocnost této difuzní vrstvy při zjednodušení, že její součinitel difuzní vodivosti je stejný jako studovaného pískovce. Pozorované snížení hodnoty d vlivem proudění vzduchu v případě wet core (tab. 6.14) je spíše projevem snížení mocnosti difuzní vrstvy nad povrchem pískovce než snížení mocnosti difuzní zóny pod povrchem pískovce.

Odchylka od měření se v případě ML1 dry core pohybovala od 1,0 do 4,1 mm.rok⁻¹, což za celou dobu měření znamenalo kumulativní chybu -1,4 mm.rok⁻¹. Odchylka od měření pro ML1 wet core byla od 1,0 do 24 mm.rok⁻¹, kumulativní chyba za celou dobu měření byla -8,2 mm.rok⁻¹. Výpočet intenzity výparu byl podhodnocený v 86 % případů pro dry core a v 62 % případů

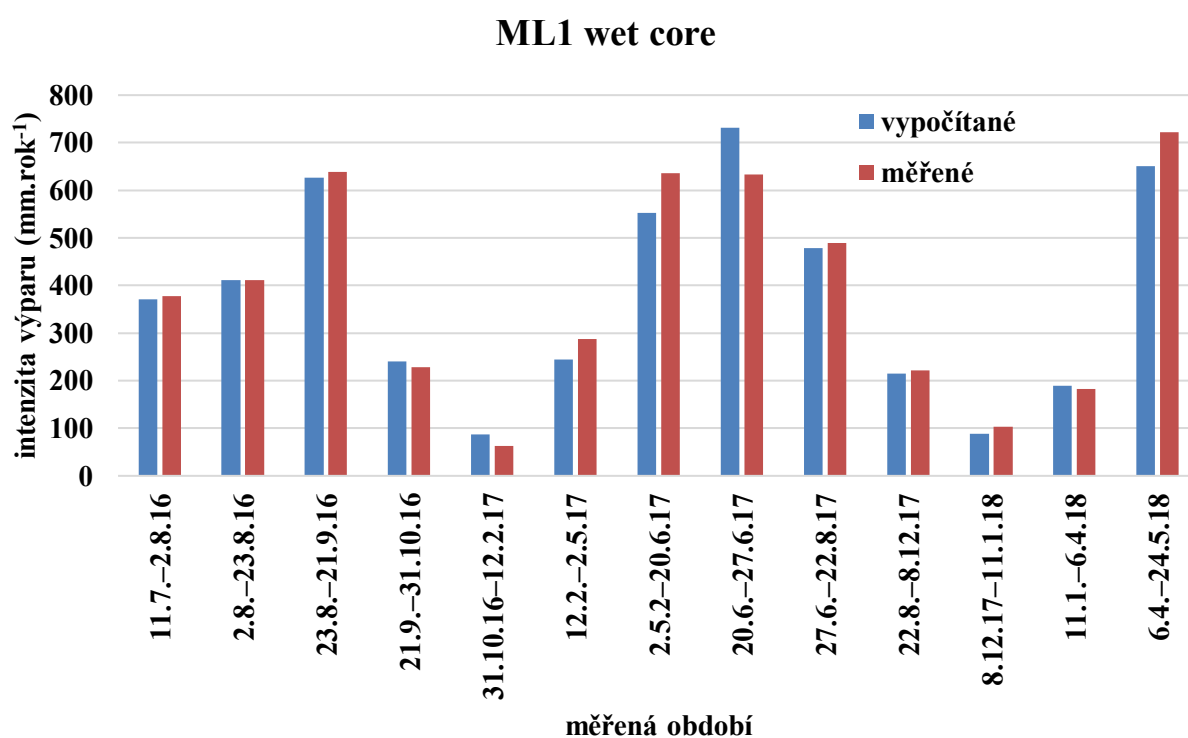
pro wet core (tab. 6.15). Vypočítané i měřené hodnoty intenzity výparu na lokalitě ML jsou uvedeny na obr. 6.42 a obr. 6.43.

Tab. 6.15. Výsledky vypočítané (E) a změřené intenzity výparu z výparových aparátů typu dry core a wet core na lokalitě ML1. Uvedena je minimální, maximální a průměrná odchylka od měření (rozdíl mezi výpočtem a měřením) v mm.rok⁻¹ a relativní chyba. Uvedená průměrná relativní chyba je průměrem relativních chyb pro daná měření v absolutních hodnotách. Kladné hodnoty odchylky od měření značí nadhodnocený výpočet oproti měření, záporné hodnoty podhodnocený výpočet oproti měření. Je uveden podíl měřených období s podhodnoceným výpočtem intenzity výparu na celkovém počtu měřených období. Podíl období s nadhodnoceným výpočtem intenzity výparu je doplňkem do 100 %. T – teplota; RH – relativní vlhkost vzduchu; n – počet měřených období.

lokality a typ výp. aparátu	průměr E za všechna období mm.rok ⁻¹ (n)	změřený průměr za všechna období mm.rok ⁻¹	minimální odchylka od měření mm.rok ⁻¹ (relativní chyba)	maximální odchylka od měření mm.rok ⁻¹ (relativní chyba)	průměrná relativní chyba pro měřená období	podíl měřených období s podhodnoceným E na celkovém počtu měřených období	průměrná T a RH pro všechna měření
ML1 dry core	4,5 (8)	5,9	1,0 (14 %)	4,1 (102 %)	45 %	86 %	8,5 °C, 83 %
ML1 wet core	375,9 (14)	384,1	1,0 (<1 %)	24 (39 %)	10 %	62 %	8,5 °C, 83 %



Obr. 6.42. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1, výparový aparát typu dry core.



Obr. 6.43. Vypočítané a měřené hodnoty intenzity výparu pro jednotlivá měřená období na lokalitě ML1, výparový aparát typu wet core.

Vypočítané hodnoty intenzity výparu nebyly opravovány o vliv proudění vzduchu ani o vliv slunečního záření či další faktory. Výpočty probíhaly pouze na základě Fickova zákona pro difuzi vodních par porézním prostředím, ve výpočtech tak nebyl zahrnut tok tepla a bylo předpokládáno, že teplo, potřebné pro výpar, je do systému dodáváno v dostatečné míře, tak jako to předpokládají například studie Lehmana et al. (2008), Shokriho et al. (2008a, 2009b), Ora et al. (2013) a dalších.

V případě výparového aparátu typu dry core se jako limitující faktor potenciálně snižující intenzitu výparu jeví spíše nedostatek přísunu vlhkosti než nedostatek tepla (Brutsaert a Chen, 1995; Or et al., 2013). Naměřené hodnoty byly oproti vypočítaným hodnotám v případě dry core spíše vyšší. Pakliže by pro probíhající výpar byl nedostatek tepla, naměřené hodnoty by byly oproti vypočítaným nižší. Výparová fronta byla v použitých dry core nejhluběji 6 cm pod povrchem a naměřené i vypočítané hodnoty se pro tuto hloubku výparové fronty pohybovaly ve velmi nízkých číslech: 4–30 mm.rok⁻¹ v humidním středoevropském klimatu, 45–155 mm.rok⁻¹ pro aridnější klima (Příloha 2). Pro hlubší polohy výparové fronty již může být nedostatek tepla potřebného pro výpar podstatný, nicméně s rostoucí hloubkou výparové fronty významně klesá intenzita výparu (více v kapitole 6.5.2). Vliv nedostatku tepla coby limitující faktor by tak byl pro vyšší hloubky v absolutních číslech intenzity výparu za rok nejspíš zanedbatelný.

V případě výparového aparátu typu wet core je pro probíhající výpar množství dodávaného tepla zásadní (Assouline et al., 2013). Vypočítané hodnoty byly na testovacích lokalitách v průměru o 43 % podhodnocené oproti měřeným hodnotám. Pakliže by výpar byl limitován nedostatečným množstvím dodávaného tepla, vypočítané hodnoty by měly být oproti naměřeným spíše nadhodnoceny. Zároveň však bylo zjištěno, že v aridnějších klimatech byly vypočítané hodnoty oproti naměřeným více podhodnoceny než v humidnějším klimatu (tab. 6.13). To jinými slovy znamená, že s rostoucí pravděpodobností nedostatečného dodávání tepla (v humidním klimatu a při nižších teplotách) jsou hodnoty méně podhodnocené, a tedy že intenzita výparu mohla být při měření do určité míry skutečně limitována množstvím dodávaného tepla. Přesto byla na testovacích lokalitách pro všechny zkoumané typy klimatu relativní chyba vypočítaných hodnot intenzity výparu z wet core v průměru do 14 % (tab. 6.13), což považuji za poměrně nízké, dostačující číslo. Rozhodně by však bylo vhodné se v budoucnu pokusit vypočítanou intenzitu výparu zpřesnit, například hodnoty opravit o dodávané teplo a výpočet ověřit experimentálně, a to pro velký rozsah teplot, relativní vlhkosti vzduchu, rychlosti

proudění vzduchu a na velkém počtu dat. Takový výzkum však již není předmětem této doktorské práce.

6.5.2. Výpočet intenzity výparu z přirozených pískovcových povrchů

V této kapitole je na základě toku vodní páry podle Fickova zákona ověřeno v předchozí kapitole a na základě režimně měřených hodnot teploty, relativní vlhkosti vzduchu a občasné měřených hodnot hloubky výparové fronty d počítána intenzita výparu z několika konkrétních sublokalit v pískovcových skalních městech. Při výpočtech je primárně uvažován předpoklad, že výpar není limitován nedostatkem dodávaného tepla ani dodávané vlhkosti, a vypočítané hodnoty jsou následně interpretovány.

Výpočet intenzity výparu byl, stejně jako na testovacích lokalitách, počítán podle rovnice (4.6). Vypočítány byly časové řady intenzity výparu s časovým krokem 30 minut. Byly vybrány následující párové sublokality podle tohoto klíče: ML1 sole a ML1 pilř – kvůli velkému počtu naměřených hodnot hloubky výparové fronty d , zároveň vůči sobě kontrastní mírou jejího kolísání; ML2 hladká a ML2 voštiny – pro ukázkou, jak se intenzita výparu za jinak stejných podmínek bude vyvíjet v čase, pakliže se hloubka výparové fronty během vypařování teoreticky v jednom případě skokově zvýší a ve druhém skokově sníží; MA vlhký a MA suchý – pro ukázání rozdílu intenzity výparu ze dvou výchozů na jedné lokalitě, pakliže mají velmi odlišnou dlouhodobou hloubku výparové fronty d . Výpočty byly provedeny pro časové úseky v rozmezí od 4.6.2015 do 10.6.2018, pro které byla k dispozici data teploty, relativní vlhkosti vzduchu a hloubky výparové fronty.

Do výpočtů byla za součinitel difuzní vodivosti δ dosazena pro lokality ML1 a ML2 hodnota $2,9 \times 10^{-11}$ s a pro lokalitu MA je 3×10^{-11} s, obě odpovídající studované litologii (kapitola 6.6; Studencová, 2017). Za teplotu a relativní vlhkost vzduchu u pískovcového povrchu byly s časovým rozlišením 30 minut použity hodnoty získané pomocí čidel na daných lokalitách. Jak ukázalo měření čidlem v hloubce 5,5 cm (kapitola 6.1), relativní vlhkost vzduchu je v podpovrchových zónách (minimálně na sublokalitě ML1 pilř) rovna 100 % – tato hodnota proto byla dosazena coby relativní vlhkost vzduchu na výparové frontě ve všech lokalitách. Teplota na výparové frontě byla v prvním kroku použita totožná s teplotou naměřenou u pískovcového povrchu. Jako hloubka výparové fronty d byly použity hodnoty změřené na přirozených pískovcových výchozech v kapitole 6.3. Parciální tlak vodní páry byl z teploty a

relativní vlhkosti vzduchu počítán podle rovnic (2.16 a 4.4). V časových řadách byla hodnota d měněna skokově s každým dalším jejím změřením.

Vypočítané hodnoty intenzity výparu se pro 4 vybrané sublokality v Českém ráji pohybovaly od 3 mm do 245 mm za rok 2017 (tab. 6.16). Výsledky ukázaly, že intenzita výparu z pískovcových povrchů se může výrazně měnit na malém prostoru i v čase, přičemž intenzita výparu je výrazně ovlivněna hloubkou výparové fronty d , což je dokazováno níže.

V následující části je pro vybrané sublokality uvedena i) průměrná vypočítaná hodnota intenzity výparu za celé sledované období, a ii) průměrná vypočítaná intenzita výparu za rok 2017, pokud to data umožňují. V případě i) byla hloubka výparové fronty měřena více než jednou a její hodnota ve výpočtech se tak skokově mění podle měření. Skoková změna hloubky výparové fronty má za účel demonstrovat, jak se změna projeví na intenzitě výparu, a nejedná se o pokus stanovit skutečnou dlouhodobou intenzitu výparu. V případě ii) je hloubka výparové fronty v čase neměnná (avšak pro různé lokality různá), protože v roce 2017 žádné měření hloubky výparové fronty neproběhlo a její hloubka je ve výpočtech nastavena na poslední předchozí změřenou hodnotu. Tím je popsán vývoj intenzity výparu v průběhu jednoho kalendářního roku při konstantní hloubce výparové fronty. Vypočítané hodnoty intenzity výparu jsou následně srovnány s průměrnou dotací zásob podzemní vody v povodí Žehrovky (zájmová oblast – hydrogeologický rajón 4420) za roky 2001–2010 (Kůrková et al., 2016).

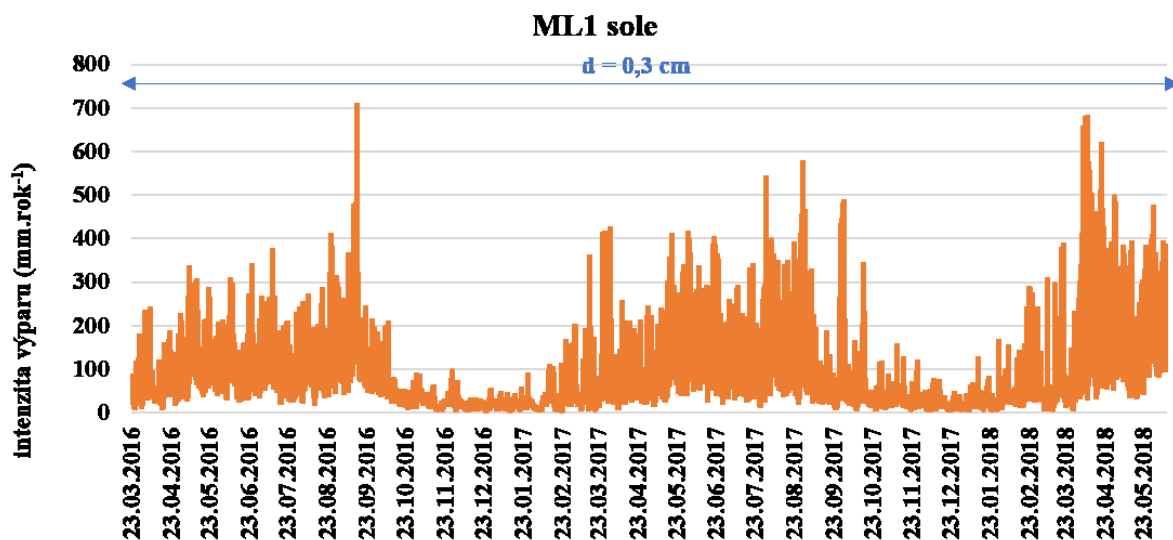
Na sublokality ML1 sole, kde je hloubka výparové fronty d neměnná 0,3 cm, byla vypočítaná intenzita výparu v minimu $3,8 \text{ mm.rok}^{-1}$, v maximu 705 mm.rok^{-1} a průměrná za celé sledované období 78 mm.rok^{-1} (obr. 6.44). Vypočítaná intenzita výparu byla vyšší než průměrný roční vsak (122 mm ; Kůrková et al., 2016) 19 % celkového času. Maximální hodnota 705 mm.rok^{-1} je velmi ojedinělá – vypočítaná intenzita výparu ve více než 99,5 % času nepřekračovala hodnotu 400 mm.rok^{-1} .

Tab. 6.16. Vypočítaná intenzita výparu (E) pro 4 vybrané sublokality za rok 2017. Pro vzájemné srovnání lokalit ML1 a MA je uvedena referenční intenzita výparu při použití hloubky výparové fronty ve výpočtech = 0,08 cm, dále procentuální vyjádření vypočítané intenzity výparu vůči dotaci zásob podzemních vod v zájmové oblasti (hydrogeologický rajón 4420) – „vsak“. T – teplota; RH – relativní vlhkost vzduchu, d – hloubka výparové fronty.

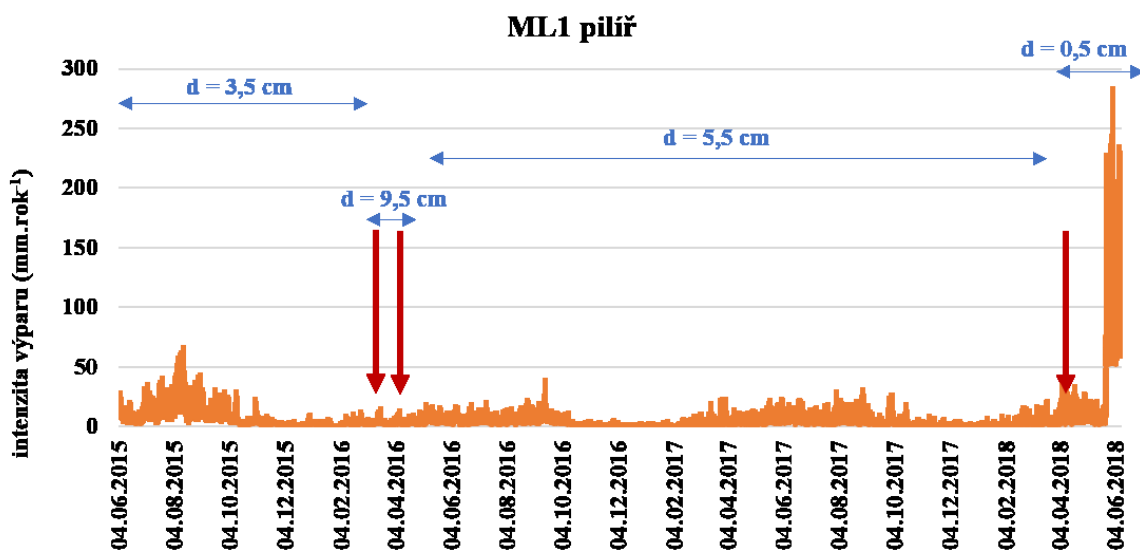
sublokality	hloubka výparové fronty d (cm)	vypočítaná E (mm.rok ⁻¹) za rok 2017	průměrné hodnoty T, RH	referenční intenzita výparu (mm.rok ⁻¹) při d = 0,08 cm	procentuální podíl E z referenční intenzity výparu	procentuální vyjádření E vůči vsaku (Kůrková et al., 2016)
ML1 sole	0,3	70,3	9 °C, 83 %	263,7	27 %	58 %
ML1 pilíř	5,5	3,8	9 °C, 83 %	263,7	1 %	3 %
MA vlhký	0,08	244,6	9 °C, 85 %	244,6	100 %	200 %
MA suchý	6,1	3,2	9 °C, 85 %	244,6	1 %	3 %

Na sublokality ML1 pilíř, kde se hloubka výparové fronty d pohybovala od 0,5 cm do 9,5 cm, činila vypočítaná intenzita výparu v minimu 0,2 mm.rok⁻¹, v maximu 283 mm.rok⁻¹ a za celé sledované období v průměru 6,9 mm.rok⁻¹ (obr. 6.45). Vypočítaná intenzita výparu byla vyšší než průměrný roční vsak v 1 % celkového času a v 98 % celkového času nepřekročovala hodnotu 100 mm.rok⁻¹ (překročila ji jen v momentě nastavení d = 0,5 cm). Pakliže byla hloubka výparové fronty d ≥ 3,5 cm, hodnotu 100 mm.rok⁻¹ vypočítaná intenzita výparu nepřekročila nikdy a hodnotu 50 mm.rok⁻¹ překročila jen v 0,1 % celkového času.

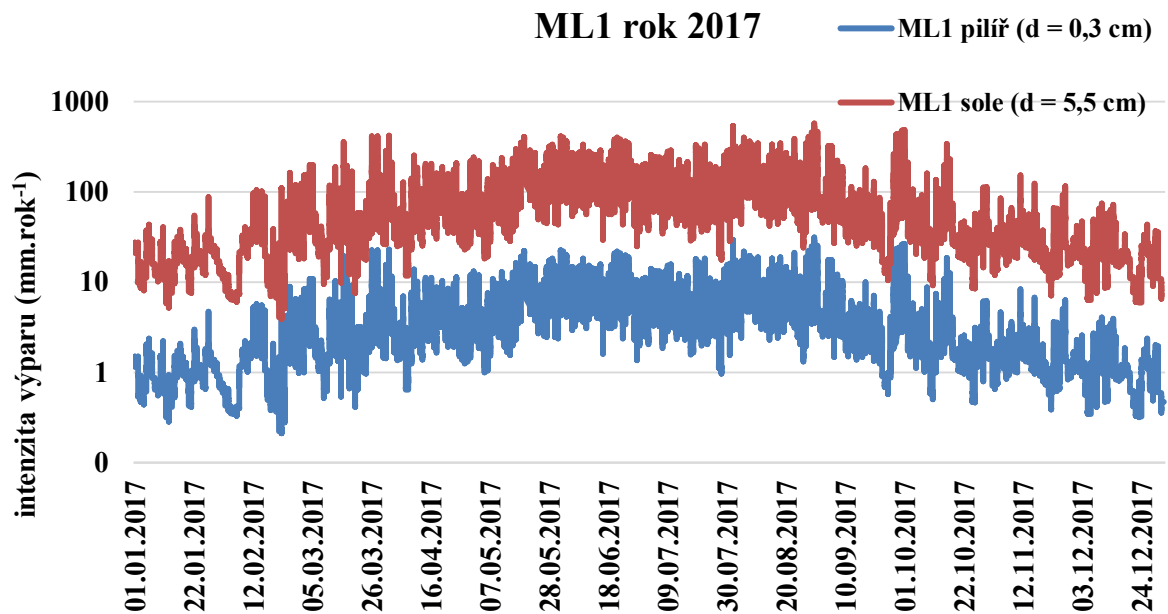
Za rok 2017 byla vypočítaná intenzita výparu ze sublokality ML1 sole 70 mm.rok⁻¹ (d = 0,3 cm), v případě ML1 pilíř 3,8 mm.rok⁻¹ (d = 5,5 cm; obr. 6.46; tab. 6.16), což odpovídá 57 %, resp. 3 % vsaku. Přestože jsou obě sublokality od sebe vzdálené pouze několik metrů a pro výpočty byla použita stejná mikroklimatická data, podle výpočtů se z ML1 sole vypařilo ~19× více vody než z ML1 pilíř, a to jen díky rozdílné hloubce výparové fronty d.



Obr. 6.44. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokality ML1 sole. Modré číslo značí hloubku výparové fronty (d) použitou ve výpočtech. Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.

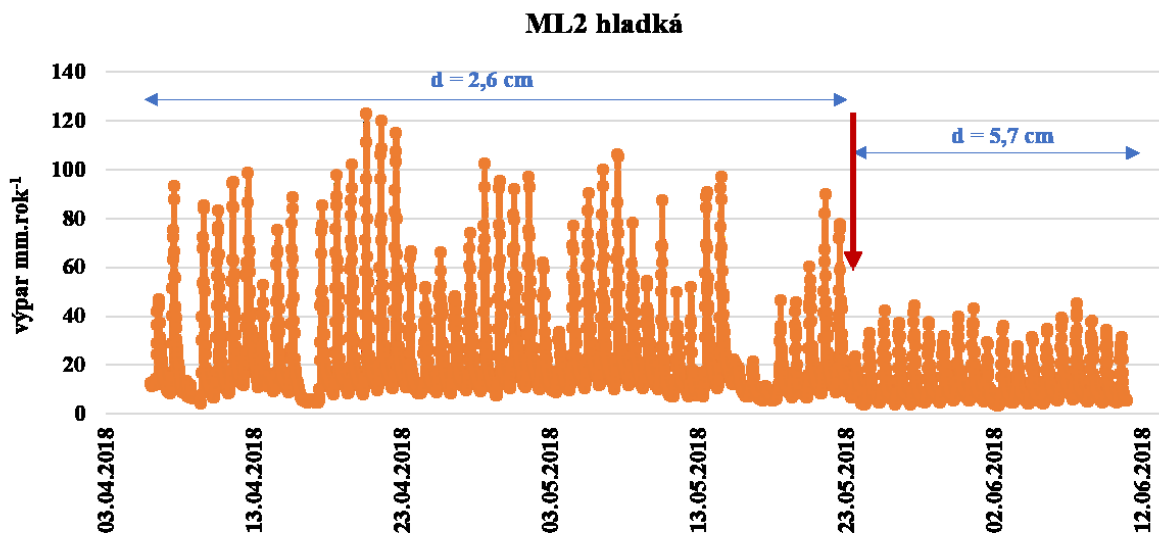


Obr. 6.45. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokality ML1 pilíř. Červenými šipkami jsou znázorněny změny hloubky výparové fronty použité ve výpočtech, modrá čísla značí její hloubku (d). Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.

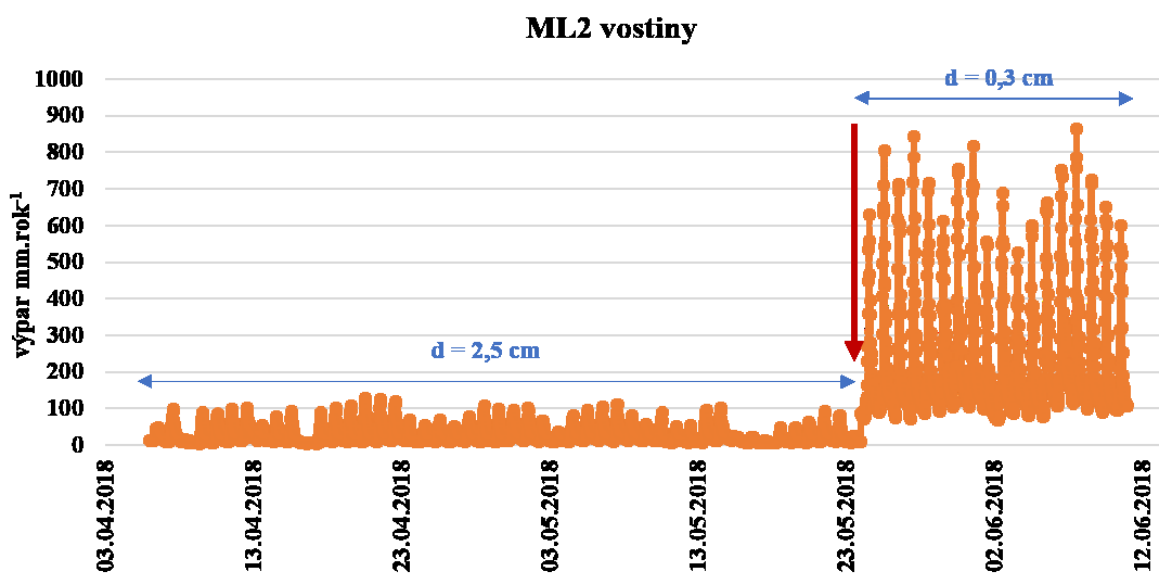


Obr. 6.46. Srovnání vypočítané intenzity výparu ze sublokalit ML1 pilíř a ML1 sole v roce 2017. d – hloubka výparové fronty. Vertikální osa je v logaritmickém měřítku.

Na sublokality ML2 hladká byla do výpočtů od 6.4.2018 dosazována hloubka výparové fronty $d = 2,6$ cm a poté byla 24.5.2018 skokově změněna na hodnotu 5,7 cm, jak odpovídá měření. To se projevilo poklesem průměrné vypočítané intenzity výparu o zhruba 52 % (z 23 na 12 mm.rok⁻¹; obr. 6.47). V kontrastu s tímto poklesem je však nárůst o 952 % (z 24 na 227 mm.rok⁻¹) na sublokality ML2 voštiny (vzdálené několik metrů), kde byla hloubka výparové fronty ve stejný den změněna z $d = 2,5$ cm skokově na $d = 0,3$ cm (obr. 6.48). Obě porovnávaná období jsou sice pokaždé pro jinou část roku, kdy se různí i klimatické faktory, a tedy se tím může měnit intenzita výparu. Nicméně v případě ML2 hladká došlo po změně hloubky výparové fronty k poklesu a v případě ML2 voštiny k nárůstu intenzity výparu. Jednoznačně se tak ukázalo, že při stejném vývoji mikroklimatu, ale rozdílném vývoji hloubky výparové fronty se radikálně mění i vývoj intenzity výparu, která klesá s rostoucí hloubkou výparové fronty d a *vice versa*. Vypočítaná intenzita výparu za sledované období byla na sublokality ML2 hladká vyšší než průměrný roční vsak v 1 % celkového času, v případě sublokality ML2 voštiny to bylo v 19 % celkového času. Intenzitu výparu za rok 2017 není možné pro sublokality ML2 hladká a ML2 voštiny spočítat, protože chybí údaje o hloubce výparové fronty.



Obr. 6.47. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokaliťe ML2 hladká. Červenými šipkami jsou znázorněny změny hloubky výparové fronty použité ve výpočtech, modrá čísla značí její hloubku (d). Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.



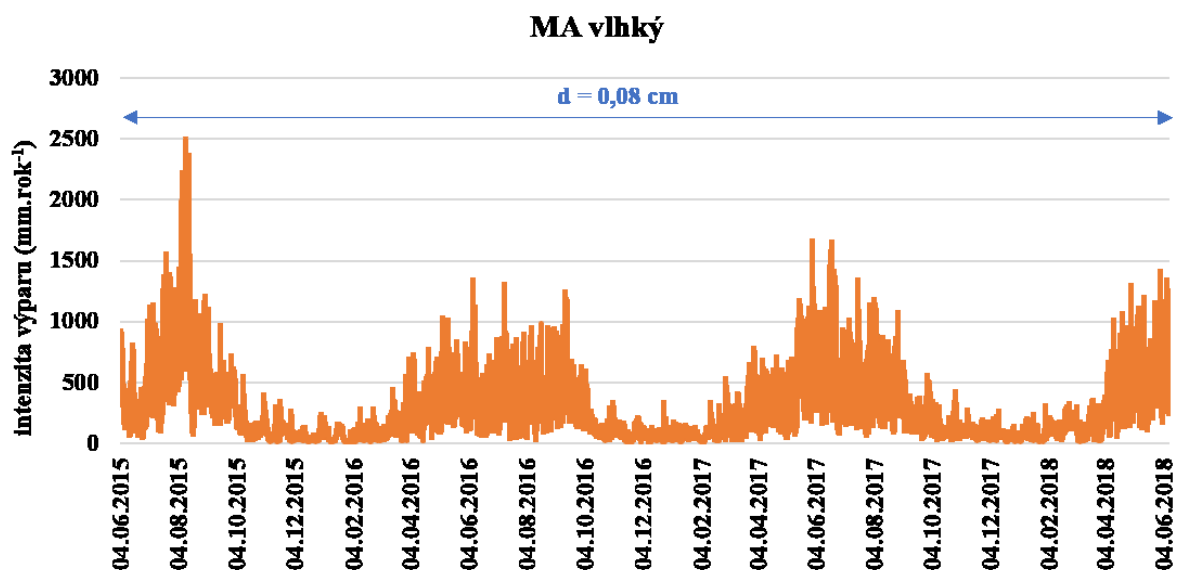
Obr. 6.48. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokaliťe ML2 voštiny. Červenými šipkami jsou znázorněny změny hloubky výparové fronty použité ve výpočtech, modrá čísla značí její hloubku (d). Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.

Na sublokalitě MA vlhký, kde hloubka výparové fronty byla pokaždé změřena přímo na povrchu ($d = 0,08$ cm), se vypočítaná intenzita výparu pohybovala od $7,4 \text{ mm.rok}^{-1}$ v minimu do 2496 mm.rok^{-1} v maximu a 258 mm.rok^{-1} v průměru za celé sledované období. Hodnota 2496 mm.rok^{-1} je však naprosto výjimečná, hodnota vypočítané intenzity výparu byla 98 % celkového času nižší než 1000 mm.rok^{-1} (obr. 6.49) a v 38 % celkového času nižší než průměrný roční vsak.

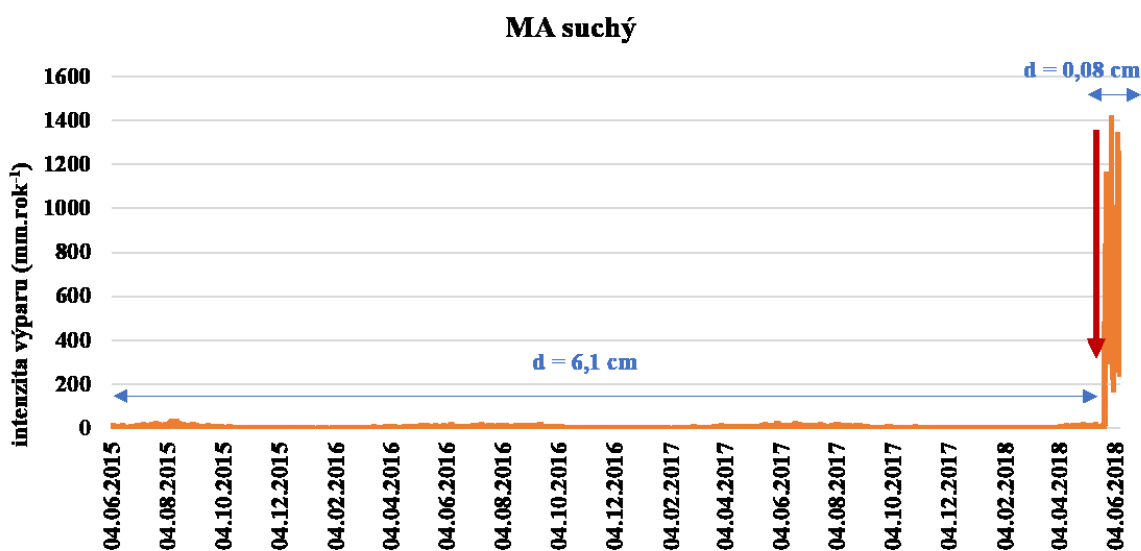
Sublokalita MA suchý (vzdálená méně než 2 metry) měla hloubku výparové fronty téměř po celé studované období $d = 6,1$ cm, kdy se vypočítaná intenzita výparu pohybovala od $0,1 \text{ mm.rok}^{-1}$ v minimu po 486 mm.rok^{-1} v maximu, s průměrem $3,3 \text{ mm.rok}^{-1}$ (obr. 6.50). Jakmile byla hloubka výparové fronty skokově snížena na $d = 0,08$ cm, vypočítaná intenzita výparu se od té doby zvýšila – pohybovala se poté od 175 mm.rok^{-1} do 1412 mm.rok^{-1} , v průměru 648 mm.rok^{-1} (obr. 6.50).

Za rok 2017 činila průměrná vypočítaná intenzita výparu na sublokalitě MA vlhký ($d = 0,08$ cm) 245 mm.rok^{-1} , na sublokalitě MA suchý ($d = 6,1$ cm) $3,2 \text{ mm.rok}^{-1}$. To činí 201 %, resp. 3 % průměrného ročního vsaku. Do výpočtů byly dosazeny identické hodnoty mikroklimatických ukazatelů, lišila se pouze hloubka výparové fronty d . Rozdíl ~ 6 cm v hloubce výparové fronty znamenal rozdíl 242 mm vypočítaného výparu za rok ($76\times$ více) ze dvou výchozů vzdálených od sebe méně než 2 metry.

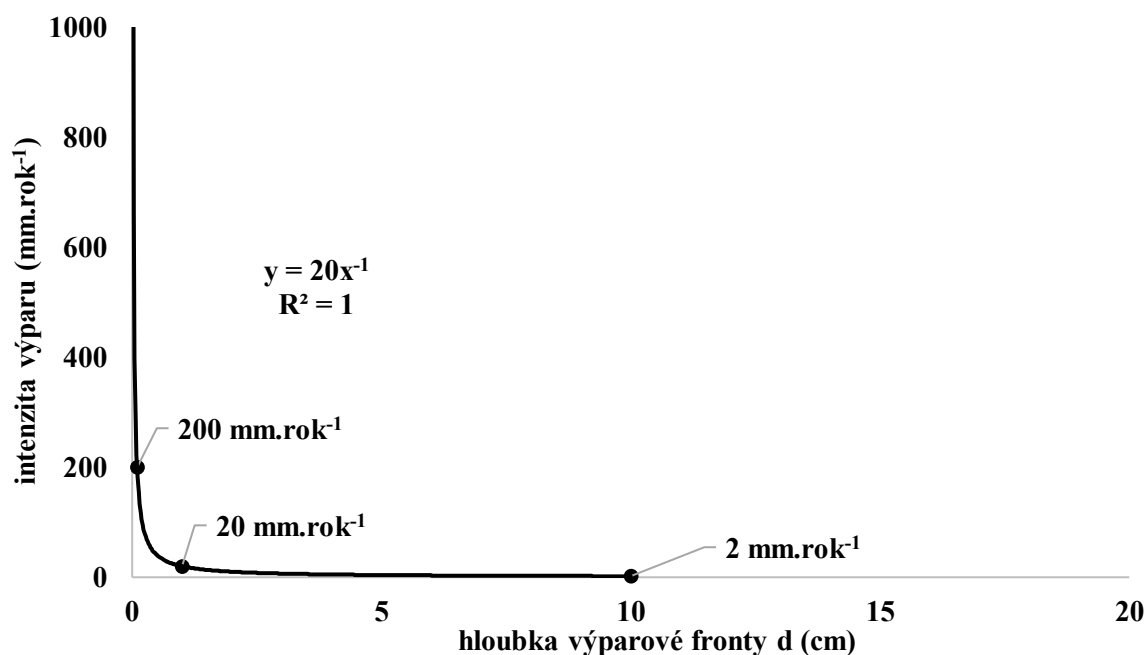
Výše uvedené výsledky tak ukazují, že okamžitá i dlouhodobá průměrná vypočítaná intenzita výparu z pískovcových výchozů (mm.rok^{-1}) se může laterálně v rámci několika metrů lišit i o dva řády jen v závislosti na hloubce výparové fronty. Obecný vztah mezi vypočítanou intenzitou výparu a hloubkou výparové fronty je Fickovým zákonem dán mocninnou funkcí $y = a x^{-1}$ (obr. 6.51), kde y je intenzita výparu (mm.rok^{-1}), a je konstanta a x je hloubka výparové fronty (cm). To jinými slovy znamená, že pokud se hloubka výparové fronty zvýší o 1 řád, intenzita výparu se o 1 řád sníží (a *vice versa*). Funkce platí pro $x \geq 0,08$, což je hodnota ve výpočtech empiricky odpovídající pozici výparové fronty přímo na povrchu.



Obr. 6.49. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokaliťe MA vlhký. Modré číslo značí hloubku výparové fronty (d) použitou ve výpočtech. Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.



Obr. 6.50. Vypočítaná intenzita výparu za celé sledované období na sublokaliťe MA suchý. Červenými šipkami jsou znázorněny změny hloubky výparové fronty použité ve výpočtech, modrá čísla značí její hloubku (d) použitou ve výpočtech. Úsek ukončený šipkami vymezuje použití dané hodnoty d . Ta byla změřena na začátku tohoto úseku.



Obr. 6.51. Vztah mezi hloubkou výparové fronty a intenzitou výparu. Do rovnice jsou dosazena vypočítaná data ze sublokality MA vlhký, kdy hloubka výparové fronty $d = 1$ cm odpovídá intenzitě výparu 20 mm.rok^{-1} . Funkce platí pro $x \geq 0,08$.

Bylo zjišťováno, který z následujících parametrů nejvíce ovlivňuje vypočítanou intenzitu výparu v rámci lokalit Českého ráje: i) hloubka výparové fronty, ii) teplota a relativní vlhkost vzduchu v rámci ročních období – astronomické léto vs. zima, iii) dlouhodobá teplota a relativní vlhkost vzduchu v rámci studovaných lokalit. Do modelového výpočtu proto byly dosazeny krajní varianty všech tří kritérií křížovým pravidlem, dohromady tedy vzniklo $8 (=2^3)$ různých variant časových řad s vypočítanou průměrnou intenzitou výparu. Výsledky průměrné intenzity výparu z jednotlivých variant poté byly srovnány vzestupně podle intenzity výparu za sledované období. Hloubka výparové fronty byla dosazována $d = 0,08$ cm (nejmělčí naměřená, odpovídající výparové frontě přímo na povrchu) a $d = 9,50$ cm (nejhlubší naměřená). Za krajní varianty teploty a relativní vlhkosti vzduchu byly dosazeny naměřené hodnoty z lokalit ML1 (nejnižší teplota, les) a ML2 (nejvyšší teplota, osluněná paseka).

Ukázalo se, že největší potenciální vliv na intenzitu výparu má v rámci naměřených hodnot hloubka výparové fronty (tab. 6.17). Nehledě na roční období či umístění lokality, první čtyři varianty s vyšší intenzitou výparu měly vždy hloubku výparové fronty $d = 0,08$ cm a druhé čtyři s nižší intenzitou výparu $d = 9,50$ cm. Jako druhé kritérium hrající roli při výparu je roční

období, a teprve třetí kritérium, mající v rámci naměřených hodnot nejmenší vliv na intenzitu výparu, je specifické mikroklima lokality (tab. 6.17).

Zásadní vliv hloubky výparové fronty na intenzitu výparu zároveň znamená, že pozice výparové fronty pod pískovcovým povrchem je schopna řídit intenzitu výparu přes mnoho řádů. Celkový dlouhodobý vypočítaný výpar z pískovcových výchozů je dán především obdobími, kdy je výparová fronta situována mělce pod pískovcovým povrchem či přímo na povrchu.

Tab. 6.17. Vliv tří kritérií na intenzitu výparu: i) naměřený rozsah hloubky výparové fronty, ii) mikroklima dané ročním obdobím (naměřená průměrná teplota a relativní vlhkost vzduchu v dané době), iii) mikroklima dané lokalitou (naměřená průměrná teplota a relativní vlhkost vzduchu v daném místě). Do výpočtů intenzity výparu byly dosazené krajní varianty všech tří kritérií. Uvedeno je procentuální vyjádření vypočítané intenzity výparu vůči dotaci zásob podzemních vod v zájmové oblasti (hydrogeologický rajón 4420) – „vsak“. E – vypočítaná intenzita výparu; d – hloubka výparové fronty.

lokality	roční období	hloubka výparové fronty d (cm)	E (mm.rok ⁻¹)	procentuální vyjádření intenzity výparu E (mm) vůči vsaku (Kůrková et al., 2016)
ML2 paseka	léto	0,08	880,7	722 %
ML1 les	léto	0,08	397,0	325 %
ML2 paseka	zima	0,08	260,6	214 %
ML1 les	zima	0,08	133,7	110 %
ML2 paseka	léto	9,5	7,4	6 %
ML1 les	léto	9,5	3,3	3 %
ML2 paseka	zima	9,5	2,2	2 %
ML1 les	zima	9,5	1,1	1 %

Na studovaných lokalitách platí, že pakliže je hloubka výparové fronty na nejsušší a nejteplejší lokalitě dostatečně velká, může zde být podle výpočtů v létě nižší intenzita výparu než v zimě na vlhčí a chladnější lokalitě s mělčí výparovou frontou. Jedná se o porovnávání krajních variant, tato analýza by neměla být chápána způsobem, že intenzita výparu je dána pouze a jen hloubkou výparové fronty. I ostatní faktory (teplota, relativní vlhkost vzduchu, pravděpodobně

rychlost proudění vzduchu, orientace vůči světovým stranám, míra zastínění a s tím související míra přijatého slunečního záření aj.) intenzitu výparu ovlivňují, avšak v rozsahu naměřených hodnot má na výslednou vypočítanou intenzitu výparu největší vliv právě hloubka výparové fronty.

Z testování výpočtů podle výparových aparátů vyplývá, že je nutné předpokládat relativní chybu ve výpočtech zhruba od 9 % do 58 %, přičemž většina vypočítaných hodnot bude spíše podhodnocených. Vyšší relativní chyby byly zaznamenány v případě dry core, kde však byly způsobeny spíše chybou v měření než ve výpočtech. Tím je naznačeno, že relativní chyba ve výpočtech intenzity výparu ze skutečných pískovcových výchozů může být spíše nižší, než jak vykazovalo testování. Skutečnou relativní chybu výpočtu intenzity výparu z pískovcových výchozů však v tomto případě nelze ničím ověřit.

Na lokalitě ML1 byla naměřena rychlost proudění vzduchu v 99 % času pod $0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (kapitola 6.1), což je podle výparového experimentu v laboratoři příliš nízká hodnota na to, aby znatelně ovlivnila intenzitu výparu. Na ostatních lokalitách rychlost proudění vzduchu nebyla měřená. Podle subjektivního dojmu získaného z více než 80 návštěv všech studovaných lokalit se domnívám, že minimálně v případě ML2 bude rychlost proudění vzduchu vyšší. Tudíž na lokalitě ML2 lze předpokládat skutečnou intenzitu výparu vyšší, než jaká vyšla podle výpočtů, kvůli nedostatku dat však není možné relevantně odhadnout o kolik.

Vypočítaná intenzita výparu byla v některých případech vyšší než vsak v oblasti, v některých naopak nižší (Kůrková et al., 2016), přičemž tento poměr se měnil v čase především na základě dosazované aktuální hloubky výparové fronty. Mezní hodnota hloubky výparové fronty, při které začíná průměrná roční intenzita výparu být vyšší než roční vsak, se pro lokality ML1, ML2, MA a DR pohybuje od 0,15 cm do 0,40 cm (tab. 6.18). Při použití zjednodušení, že výpar je limitován nedostatkem kapalné vody dostupné k vypařování, pakliže je intenzita výparu vyšší než vsak, je možno uvažovat, že intenzita výparu z pískovcových výchozů je maximálně rovna ročnímu vsaku ($\sim 122 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$). Daleko pravděpodobnější však je, že pakliže bude momentální intenzita výparu vyšší než dotace kapalné vody, výparová fronta se začne posouvat hlouběji pod pískovcový povrch, čímž dojde ke snížení intenzity výparu (Bruthans et al., 2018). V období, kdy dotace kapalné vody naopak převyšuje momentální intenzitu výparu, bude docházet k posunu výparové fronty do mělčích hloubek, směrem k povrchu, a ke zvyšování intenzity výparu (Bruthans et al., 2018). Podle tohoto principu by se tak jednalo o vzájemné působení mezi intenzitou výparu, dotací kapalné vody, potřebné pro výpar, a hloubkou

výparové fronty. Při užití platné hloubky výparové fronty d ve výpočtech tudíž lze předpokládat, že vypočítaná intenzita výparu není limitována nedostatkem dotace kapalné vody. Tento předpoklad je však třeba v budoucnu ověřit, nejlépe v laboratorních podmínkách na pískovcovém bloku o rozměrech několika metrů, kde bude kontrolováno množství vsakované vody a bude měřena hloubka výparové fronty a měřena a počítána intenzita výparu.

V průběhu toku mezi místy vsaku a výparu může v pískovcích z mnoha důvodů docházet k výrazné redistribuci vlhkosti. Výparová místa tak mohou být dotována z mnohem rozsáhlejší infiltrační plochy (například při povrchovém stoku vody z rozsáhlé plochy a infiltraci do úzké pukliny, která dotuje výparový povrch o malé ploše). Proto míra dotace z masivu na 1 m^2 pískovcového povrchu může být lokálně i mnohonásobně vyšší než průměrná dotace. Možný je i opačný případ, kdy je z malé infiltrační plochy dotován rozsáhlý výparový povrch (například u skalních věží s malou plochou vrcholu věže a značnou plochou subvertikálních a převislých úseků věže).

Tab. 6.18. Hloubka výparové fronty d pro jednotlivé lokality, při které se vypočítaný průměr intenzity výparu (E) za rok 2017 rovná průměrnému ročnímu vsaku (Kůrková et al., 2016), za předpokladu že poměr ploch vsaku a výparu je 1:1. Pro výpočet intenzity výparu jsou použity hodnoty relativní vlhkosti vzduchu a teploty naměřené na lokalitách.

lokality	hloubka výparové fronty d (cm), při které se roční E rovná ročnímu vsaku
ML1	0,17
ML2	0,40
MA	0,16
DR	0,17

Ve všech předchozích výpočtech byly za teplotu na výparové frontě dosazovány hodnoty naměřené u pískovcového povrchu, protože je to technicky méně náročné než měření teploty v hloubce odpovídající pozici výparové fronty. Pro zjištění, jak moc se intenzita výparu změní při dosazování teploty na výparové frontě, byl zvolen následující postup. Byla předpokládána fiktivní hloubka výparové fronty 5,5 cm a intenzita výparu byla vypočítána dvěma různými přístupy: i) za teplotu na výparové frontě byly dosazeny hodnoty naměřené od 6.4.2018 do 24.5.2018 u pískovcového povrchu na lokalitě ML1, ii) za teplotu na výparové frontě byly

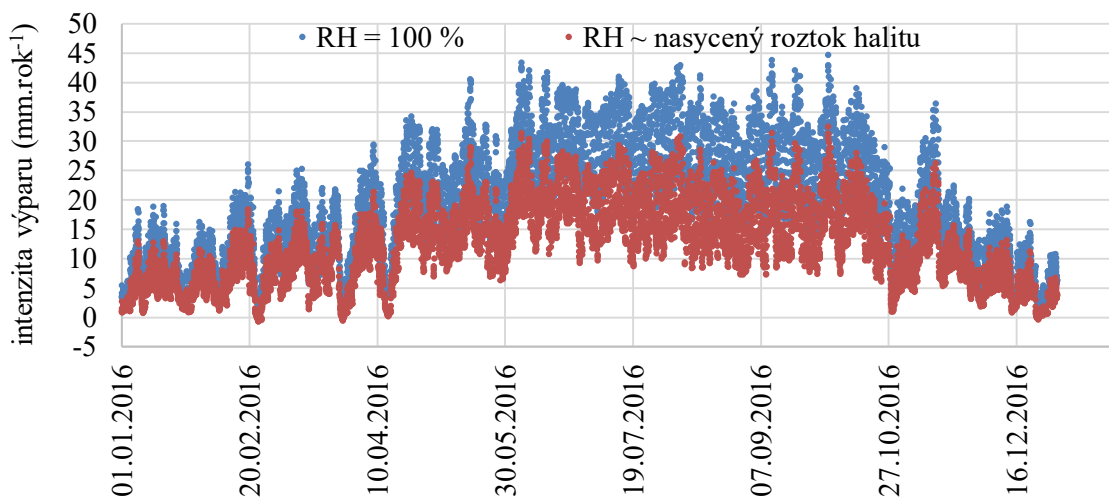
dosazeny hodnoty naměřené ve stejném časovém období, ale v hloubce 5,5 cm pod pískovcovým povrchem (kapitola 6.1). Ostatní vstupní hodnoty zůstaly ve výpočtech stejné.

Zatímco v prvním případě byla výsledná intenzita výparu $8,4 \text{ mm.rok}^{-1}$, ve druhém případě činila $7,5 \text{ mm.rok}^{-1}$ (rozdíl $\sim 10 \%$). Hodnoty intenzity výparu vypočítané prvním přístupem byly oproti hodnotám naměřeným z výparových aparátů spíše podhodnoceny (kapitola 6.5.1). Dosazováním podpovrchové teploty by došlo k dalšímu podhodnocení vypočítaných hodnot. Je však zatím nezodpovězenou otázkou, zda a do jaké míry je teplota na spodní podstavě pískovcových jader ve výparových aparátech typu dry core (tedy na výparové frontě v hloubce několik centimetrů pod povrchem) srovnatelná s teplotou uvnitř okolního pískovcového masivu ve stejné hloubce. Pakliže by se z dalších měření ukázalo, že jsou obě teploty stejné či velmi podobné, znamenalo by to, že všechny hodnoty výše vypočítané intenzity výparu podle Fickova zákona jsou systematicky vyšší, než by při dosazení správných hodnot teploty (v hloubce výparové fronty) měly být, a přesto jsou oproti měření podhodnocené. Skutečná relativní chyba výpočtů tak může být vyšší, než jaká se zdá být z experimentů s výparovými aparáty – nadhodnocení intenzity výparu vlivem vyšší dosazené teploty může například kompenzovat chyby vzniklé lokálními gradienty či osamocenými ostrůvky kapalné vody uvnitř difuzní zóny, které zvyšují intenzitu výparu (Shahraeeni a Or, 2012). Budoucí experimenty by se měly zaměřit právě tímto směrem – ověřovat, čím a do jaké míry jsou způsobeny vyšší měřené hodnoty intenzity výparu oproti vypočítaným. Pakliže se z budoucích experimentů ukáže, že je nutné dosazovat do výpočtů teplotu z oblasti výparové fronty, než měřit tuto hodnotu je technicky méně náročné tuto teplotu přepočítat z teploty měřené u povrchu pomocí tepelné vodivosti pískovce. Toto ověřování však již není předmětem doktorské práce.

Další nejasností ve výpočtech, schopnou způsobit navyšování relativní chyby, je dosazovaná hodnota relativní vlhkosti vzduchu na výparové frontě. Ta by teoreticky měla být 100 % (Shahraeeni et al., 2012; Or et al., 2013 aj.) a naměřená data ze sublokality ML1 pilíř to potvrzují. Nicméně při přítomnosti hygroskopických solí může být tato hodnota odlišná, což je nutné uvažovat. Rozdíl ve vypočítané intenzitě výparu plynoucí z rozdílné relativní vlhkosti vzduchu na výparové frontě je vidět na příkladu z aridního prostředí v Jordánsku (obr. 6.52; nepublikovaná data), kde je hojně přítomen halit (Paradise, 2002; Wedekind a Ruedrich, 2006), ustanovující při teplotě $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (tamní průměrná roční teplota) novou rovnovážnou relativní vlhkost vzduchu na hodnotě 75,3 % (Steiger et al., 2011). Do výpočtů byla brána hodnota součinitele difuzní vodivosti $\delta 1,5 \times 10^{-11} \text{ s}$ (Studencová, 2017), relativní vlhkost vzduchu a

teplota u povrchu naměřené u pískovcového povrchu pomocí čidla za celý rok 2016 s krokem měření 30 minut a hloubka výparové fronty $d = 6$ cm, což je v tamních přirozených výchozech opakovaně změřená hodnota (T. Weiss, nepublikovaná data). Za relativní vlhkost vzduchu na výparové frontě byla v prvním případě dosazena hodnota 100 %, ve druhém případě rovnovážná relativní vlhkost vzduchu nad nasyceným roztokem halitu. Teplota na výparové frontě byla brána totožná s hodnotami naměřenými u povrchu.

Vypočítaná intenzita výparu v roce 2017 byla při dosazení relativní vlhkosti vzduchu 100 % $1,5\times$ vyšší než při dosazení rovnovážné relativní vlhkosti pro halit ($19,0 \text{ mm.rok}^{-1}$ vs. $12,3 \text{ mm.rok}^{-1}$; obr. 6.52). V případě roztoku halitu docházelo v 1 % celkového času při dosazení stejné teploty na výparové frontě i u povrchu k otočení směru gradientu parciálního tlaku, kdy byla relativní vlhkost vzduchu na výparové frontě nižší (vlivem hygroskopicity halitu) než u pískovcového povrchu. Tím vznikaly záporné hodnoty vypočítané intenzity výparu.



Obr. 6.52. Vypočítaná intenzita výparu v aridním klimatu v Jordánsku pro případy, kdy je za relativní vlhkost vzduchu (RH) na výparové frontě v hloubce 5,5 cm dosazena hodnota i) 100 %, ii) rovnovážná relativní vlhkost vzduchu nad nasyceným roztokem halitu.

6.5.3. Zhodnocení naměřených hodnot a navrhovaná zlepšení do budoucna

Na základě Fickova zákona byla počítána intenzita výparu z pískovcového prostředí. Pro výpočet byly použity tyto hodnoty: součinitel difuzní vodivosti studovaného pískovce, teplota a relativní vlhkost vzduchu u pískovcového povrchu, hloubka výparové fronty. Všechny tyto

hodnoty byly změřeny v rámci doktorské práce, anebo jsou ve výjimečných případech převzaty z prací cizích. Pro případ, kdy je výparová fronta přímo na pískovcovém povrchu, byla za její hloubku na základě kalibrace dosazována hodnota 0,08 cm. Za relativní vlhkost vzduchu na výparové frontě byla dosazována hodnota 100 % a za teplotu hodnoty změřené u povrchu.

V prvním kroku bylo nejprve srovnáním s naměřenými hodnotami intenzity výparu zjištěno, že relativní chyba výpočtů se pohybuje od 9 % do 58 %. Průměrná relativní chyba vypočítaných hodnot byla 13 % pro wet core (případ, kdy je výparová fronta na povrchu) a 55 % pro dry core (případ, kdy je výparová fronta několik centimetrů pod povrchem). Vypočítané hodnoty byly oproti změřeným hodnotám častěji podhodnocené než nadhodnocené.

Po zjištění rozsahu relativní chyby výpočtů byly ve druhém kroku vypočítány časové řady intenzity výparu na čtyřech vybraných sublokality v Českém ráji. Intenzita výparu se pro rok 2017 pohybovala od 3 mm.rok⁻¹ do 245 mm.rok⁻¹ s velkou proměnlivostí jak v prostoru, tak v čase. Ukázalo se, že nejvýznamnějším kritériem, určujícím vypočítanou intenzitu výparu, je hloubka výparové fronty, dále roční období a teprve třetí kritérium, mající v rámci naměřených hodnot na studovaných lokalitách nejmenší vliv na intenzitu výparu, je specifické mikroklima dané lokality. Pozice výparové fronty v rámci naměřených dat je schopna řídit vypočítanou intenzitu výparu přes mnoho řádů. Z tohoto důvodu je pro dosažení co nejpřesnějších výpočtů intenzity výparu nutné pravidelně měřit hloubku výparové fronty.

Pokud je mi známo, intenzita výparu byla pomocí Fickova zákona doposud počítána pouze pro sypké porézní materiály (např. Lehmann et al., 2008; Or et al., 2013). Jedná se tak o vůbec první pokus predikce intenzity výparu z pískovcového prostředí, který otevřel řadu doposud nezodpovězených otázek. Tyto otázky s návrhy jejich řešení jsou dále jmenovány.

Prvotní měření ukázalo zvyšování intenzity výparu vlivem proudění vzduchu, tento vliv však z důvodu nízkého počtu dat prozatím nelze přesně kvantifikovat. Tuto kvantifikaci lze pro pískovcové prostředí provést obdobnými způsoby, jako byla provedena pro půdy (detaily např. v Ishihara et al., 1992; Shahraeeni e al., 2012). Popsán by měl být vzájemný vztah mezi hloubkou výparové fronty, rychlostí proudění vzduchu a mírou ovlivnění intenzity výparu. Výzkum by se měl zaměřit na různé rychlosti proudění vzduchu, s převažující složkou proudění vzduchu orientovanou v různých směrech vůči pískovcovému povrchu. Uvažován by měl být také případ, kdy vlivem velmi rychlého proudění vzduchu dojde ke zvýšení hloubky výparové fronty, a tím ke snížení intenzity výparu (Shahraeeni e al., 2012). Studováno by mělo být taktéž

ovlivnění intenzity výparu mírou slunečního záření, orientací vůči světovým stranám, sklonem a tvarem výparného povrchu.

Budoucí experimenty by měly ověřit, čím a do jaké míry je způsobeno podhodnocení vypočítaných hodnot intenzity výparu oproti těm naměřeným. Důraz by měl být kladen na dosazování vhodných hodnot relativní vlhkosti vzduchu a teploty v hloubce odpovídající výparové frontě.

V budoucnu by bylo vhodné zabývat se limity použitých výpočtů s ohledem na nedostatečné množství dodávaného tepla a dodávané vody. Ve výpočtech nebyl zahrnut tok tepla a bylo předpokládáno, že výpar není limitován ani nedostatkem tepla, ani nedostatkem vlhkosti potřebné pro výpar. Vypočítaná intenzita výparu byla v některých případech vyšší a v některých nižší než průměrný vsak v zájmové oblasti (Kůrková et al., 2016), přičemž o poměru mezi nimi rozhodovala především hloubka výparové fronty – intenzita výparu začíná na studovaných lokalitách převyšovat vsak, pakliže je hloubka výparové fronty nižší než 0,15–0,40 cm. Lze předpokládat, že se jedná o dynamický systém, a v období s výparem převažujícím nad dotací vlhkosti bude docházet k posunu výparové fronty hlouběji pod pískovcový povrch, a tím ke snížení intenzity výparu. V obdobích s dotací vlhkosti převažující nad výparem naopak výparová fronta bude postupovat blíže k povrchu (Bruthans et al., 2018). Tento předpoklad je však nutné ověřit přímým měřením za kontrolovaných podmínek.

6.6. Hydraulické vlastnosti studovaných pískovců a jejich ovlivnění biogenní skalní kůrou

Při pohybu kapalné vody i vodní páry pískovcovým prostředím se uplatňují hydraulické vlastnosti pískovce. Z literatury je známo, že hydraulické vlastnosti porézního materiálu mohou být výrazně ovlivněny přítomností organismů (např. Shirtcliffe et al., 2006; Seifert a Engesgaard, 2012). Jedním z dílčích cílů doktorské práce tak bylo určit, zda a do jaké míry jsou hydraulické vlastnosti pískovce ovlivněny přítomností biogenní skalní kůry, která ve skalních městech běžně pokrývá pískovcové povrchy (Gorbushina, 2007). Za tím účelem byly měřeny hodnoty saturované hydraulické vodivosti, součinitele difuzní vodivosti a rychlost kapilárního nasákávání pískovce s biogenní skalní kůrou a tytéž hodnoty pro holý pískovec bez organismů a výsledky byly následně porovnány. Při takovém porovnávání je vždy nutné hodnoty hydraulických vlastností pískovcového povrchu vztahovat přímo k hodnotám v jeho bezprostředním podloží (Slavík et al., 2017a, 2017b). Saturovaná hydraulická vodivost a

součinitel difuzní vodivosti byly navíc přepočítány přímo na mocnost biogenní skalní kůry, nikoliv pouze na několik centimetrů mocnou oblast v jejím okolí, jak je často prováděno (např. Bielefeldt et al., 2002; Seifert a Engesgaard, 2007). Tento přístup je kvůli velkému množství jader, které je potřeba odebrat, značně destruktivní. Z toho důvodu probíhal výzkum vlivu biogenní skalní kůry na hydraulické vlastnosti materiálu v činném lomu Střeleč (lokality STR), kde je destruktivní přístup možný.

Povrchové vzorky ze sublokalit STR B1, B2, B3, C1, C2 mají biogenní skalní kůru, zatímco podložní vzorky z těchto sublokalit jsou bez organické hmoty, a tedy bez biogenní skalní kůry (Slavík et al., 2017a). Vzorky ze sublokality STR F1 nemají významnou akumulaci organické hmoty ani u povrchu, ani v podloží, jsou tedy vždy bez biogenní skalní kůry (Slavík et al., 2017a). Celkově bylo v laboratoři použito 21 vzorků pro měření součinitele difuzní vodivosti, z toho bylo 11 povrchových vzorků a 10 podložních vzorků. Satureovaná hydraulická vodivost byla měřena celkově na 20 vzorcích, z toho bylo 12 povrchových vzorků a 8 podložních vzorků. Rychlost kapilárního nasákávání byla měřena na 6 povrchových vzorcích, a to v obou směrech (skrz biogenní skalní kůru a skrz podložní materiál). Laboratorní měření rychlosti kapilárního nasákávání bylo doplněno o terénní měření na lokalitách STR, ML1 a ML2 (celkově 8 měření). Kromě výše uvedených vlastností bylo dále zjišťováno, jak přítomnost biogenní skalní kůry ovlivňuje intenzitu výparu z pískovcového prostředí, a to celkově pomocí 15 nezávislých měření při využití 6 výparových aparátů typu wet core.

6.6.1. Součinitel difuzní vodivosti

Součinitel difuzní vodivosti δ byl na lokalitě STR naměřen $2\text{--}4 \times 10^{-11}$ s v případě podložních jader, tedy holého pískovce bez biogenní skalní kůry (tab. 6.19). Toto zjištění plně souhlasí se staršími daty (Slavík, 2014), kde δ tří jiných vzorků z podloží sublokality STR C2 bylo taktéž $2\text{--}4 \times 10^{-11}$ s. Podle Studencové (2017) se δ holých pískovců z blízké lokality ML1 pohybuje od 2×10^{-11} po 3×10^{-11} s a v případě lokality MA je 3×10^{-11} s, hodnoty jsou tedy velice podobné a lze tedy předpokládat, že propustnost pro vodní páru zkoumaných pískovců teplického souvrství výrazně nekolísá.

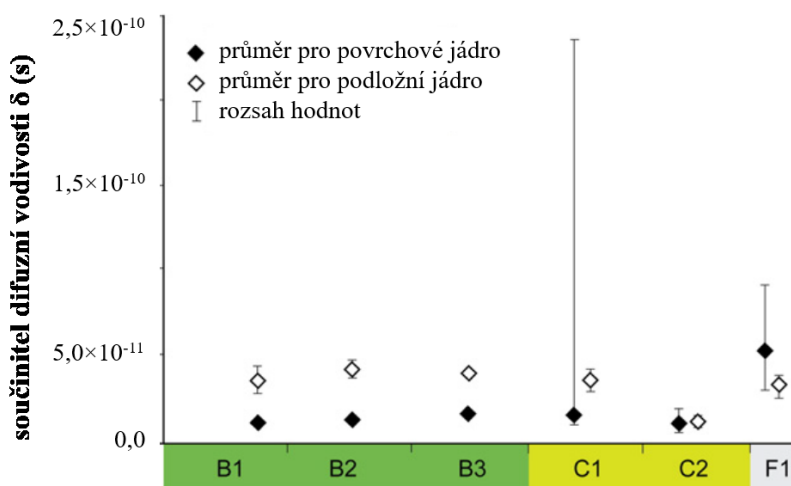
Součinitel difuzní vodivosti δ povrchových jader STR typu B a C (sublokality B1, B2, B3, C1 a C2) s biogenní skalní kůrou byl naměřen $2\text{--}5 \times 10^{-11}$ s. Povrchová jádra byla o 10 až 80 % méně propustná pro vodní páru, než jsou příslušná podložní jádra (tab. 6.19). Na druhé straně, povrchová jádra ze sublokality STR F1 bez biogenní skalní kůry byla naopak více propustná

pro vodní páru než příslušná podložní jádra, což může indikovat mírné zvětrání povrchové oblasti.

Hodnoty δ byly následně ještě přepočítány pro samotnou biogenní skalní kůru podle rovnice (4.5). Průměrná hodnota δ biogenní skalní kůry se na všech sublokality pohybuje od 5×10^{-12} do 1×10^{-11} s (tab. 6.19; obr. 6.53). Pro sublokality typu STR B je na základě měření biogenní skalní kůra 4–9× méně propustná pro vodní páru než její podloží, v případě sublokality typu STR C je to 1–3×. Z pouhého porovnání průměrných hodnot δ biogenní skalní kůry a jejího podloží se tak může zdát, že biogenní skalní kůra má nižší propustnost pro vodní páru než holý pískovec. Kvůli širokému rozsahu hodnot a zřejmě také kvůli menšímu počtu naměřených dat (v případě sublokality STR B2 a B3) však na základě Studentova t-testu s hladinou významnosti 0,05 nebyl nalezen statisticky významný rozdíl v propustnosti pro vodní páru, a to pro žádnou sublokality s výjimkou B1. Studentův t-test byl proveden taktéž pro všechny sublokality s biogenní skalní kůrou STR B a C dohromady a ani v takovém případě nebylo nalezeno statisticky významné snížení propustnosti v oblasti kůry. Tok vodní páry pískovcovým prostředím je tak přítomností biogenní skalní kůry ovlivněn málo, nebo vůbec.

Tab. 6.19. Součinitel difuzní vodivosti δ pro povrchová a podložní jádra, přepočet na samotnou biogenní skalní kůru a poměr δ mezi podložím a biogenní skalní kůrou. Uvedená mocnost biogenní skalní kůry pro každou sublokality je získaná z dat Slavíka et al. (2017a). Počet měření je uveden v závorce.

STR sublokality	mocnost biogenní skalní kůry (mm)	δ povrchové j. (s)	δ podložní j. (s)	poměr δ podložní / povrchové	δ biogenní skalní kůra (s)	poměr δ podloží/kůra
STR B1	2,7	$2,2 \times 10^{-11}$ (1)	$3,6 \times 10^{-11}$ (2)	1,6	$5,3 \times 10^{-12}$	7
STR B2	2,5	$2,4 \times 10^{-11}$ (2)	$4,2 \times 10^{-11}$ (1)	1,8	$4,9 \times 10^{-12}$	9
STR B3	2,7	$3,0 \times 10^{-11}$ (1)	$3,9 \times 10^{-11}$ (1)	1,3	$1,1 \times 10^{-11}$	4
STR C1	2,2	$2,9 \times 10^{-11}$ (2)	$3,5 \times 10^{-11}$ (2)	1,2	$1,0 \times 10^{-11}$	3
STR C2	4,0	$1,9 \times 10^{-11}$ (2)	$2,0 \times 10^{-11}$ (2)	1,1	$1,4 \times 10^{-11}$	1
STR F1	–	$4,9 \times 10^{-11}$ (3)	$3,2 \times 10^{-11}$ (2)	0,7	nelze	nelze



Obr. 6.53. Součinitel difuzní vodivosti δ pro povrchová a podložní jádra na lokalitě STR, uvedené průměrné hodnoty a rozsah hodnot. Upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

Kromě dvou prací, naznačujících, že vliv biogenní skalní kůry na propustnost pískovce pro vodní páru je zanedbatelný, případně zaměnitelný s vlivem dalších faktorů (Slavík, 2014; Studencová, 2017), si nejsem vědom žádné další studie věnující se tomuto tématu.

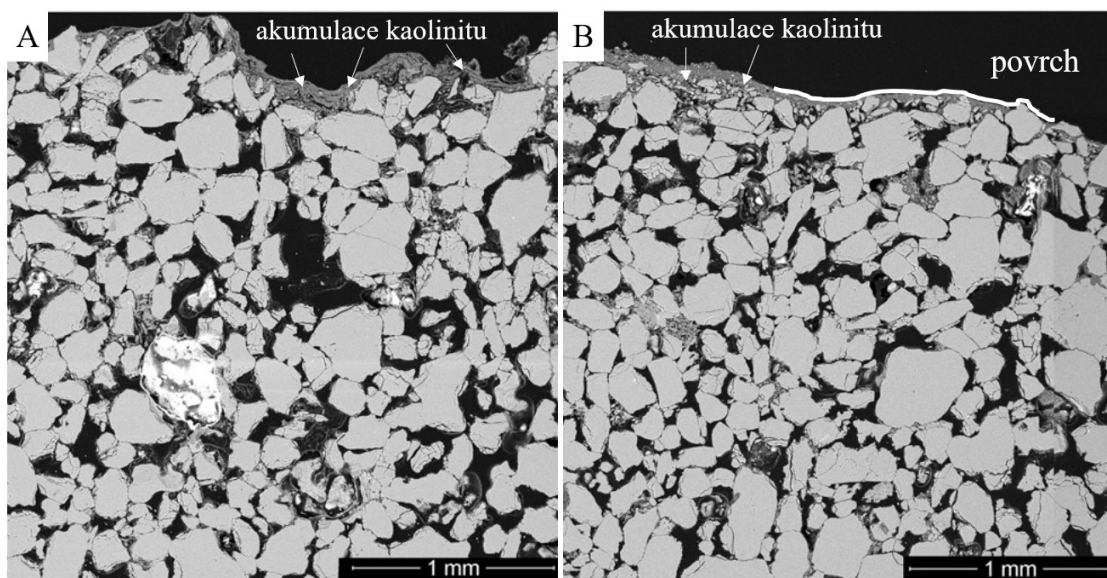
6.6.2. Saturevaná hydraulická vodivost

Bylo zjištěno, že saturevaná hydraulická vodivost K_s podložních jader, tedy holého pískovce bez biogenní skalní kůry, je 6×10^{-5} až $1 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Tyto hodnoty jsou poměrně blízké hodnotám z lokalit MA ($9 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) a DR ($2 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) naměřených Kobloučovou (2014). U lokalit ML1 a ML2 lze předpokládat obdobné hodnoty, jelikož se jedná o materiál velice podobný tomu z lokality STR.

Povrchová jádra měla hodnoty K_s nejčastěji 2–3× nižší (tab. 6.20). Největší rozdíl byl nalezen v případě sublokality STR C2, kde měla povrchová jádra 42× nižší K_s než podložní jádra. I v případě sublokality STR F1 bez biokolizace byl však poměr K_s mezi povrchovými a podložními jádry 1,7. Snížení K_s je v tomto případě nejspíš způsobeno akumulací kaolinitu a jílovitých až prachovitých křemenných částic u povrchu pískovce (Adamovič et al., 2011; Schweigstillová et al., 2013), které pravděpodobně pocházejí ze vzdušného prachu či ze splachů. Podle výbrusů Slavíka et al. (2017a) je tato akumulace jemnozrnných částic přítomna nejen na sublokalitě STR F1, ale také na všech dalších studovaných sublokalitách v lomu (obr. 6.54). Rozdíl v K_s mezi povrchovými a podložními jádry byl v případě sublokality STR F1 vůbec nejmenší, lze tedy u ostatních lokalit předpokládat další, přídavný vliv jiných faktorů

snížujících K_s pískovcového povrchu. Jelikož STR F1 jako jediná sublokalita nemá biogenní skalní kůru, lze toto dodatečné snížení K_s pro sublokality STR B1, B2, C1 a C2 přisuzovat právě akumulaci organismů v biogenní skalní kůře na povrchu. Pro sublokalitu STR B3 není dostatek naměřených dat, není tedy nadále zpracovávána.

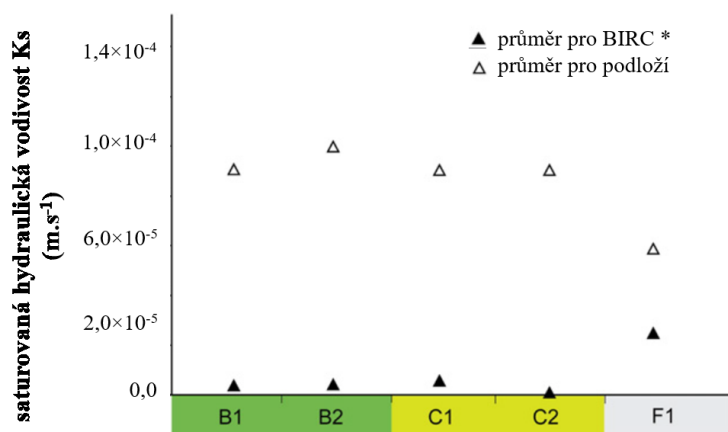
Výše uvedené hodnoty K_s jsou pouhým porovnáním jader s biogenní skalní kůrou a bez ní. Jelikož však byla mocnost jader proměnlivá, a i mocnost kůry se může měnit, pro přesnou kvantifikaci jejího vlivu byla zjištěna hodnota K_s přímo samotné biogenní skalní kůry podle rovnice (4.9). Vypočítané hodnoty K_s samotné biogenní skalní kůry byly $3 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ v případě sublokality STR C2 a $3\text{--}6 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ pro ostatní sublokality (tab. 6.20; obr. 6.55). Jelikož K_s podložních vzorků je mezi 6×10^{-5} až $1 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (tab. 6.20), biogenní skalní kůra tedy $\sim 300\times$ snižuje K_s v případě sublokality STR C2, a $15\text{--}35\times$ v případě ostatních sublokalit. Mezi typy povrchu STR B a C se nezdá být velký rozdíl v K_s , a to ani v případě povrchových vzorků, podložních vzorků ani samotné biogenní skalní kůry (tab. 6.20). Jedinou výrazně odlišnou sublokalitou je STR C2. Podle Slavíka et al. (2017b) není mezi typy povrchu STR B a C rozdíl ani v jejich mechanických vlastnostech, ani z hlediska biokolizace nebyly nalezeny žádné nápadné zákonitosti či výjimky (Slavík et al., 2017a).



Obr. 6.54. Akumulace kaolinitu a dalších jílovitých až křemenných prachových částic u povrchu pískovce. Výbrus, BSE (Backscattered Electrons) snímky. a) Sublokalita STR C2, b) sublokalita STR F1. Převzato a upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

Tab. 6.20. Saturovaná hydraulická vodivost K_s pro povrchová a podložní jádra, přepočet na samotnou biogenní skalní kůru a poměr K_s mezi podložím a biogenní skalní kůrou. Počet měření je uveden v závorce. Upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

lokality sublokality	K_s povrchové j. ($m.s^{-1}$)	K_s podložní j. ($m.s^{-1}$)	poměr K_s podložní / povrchové	K_s biogenní skalní kůra ($m.s^{-1}$)	poměr K_s podložní / kůra
STR B1	3×10^{-5} (1)	9×10^{-5} (1)	2,9	$3,8 \times 10^{-6}$	24
STR B2	4×10^{-5} (1)	1×10^{-4} (1)	3,2	$3,6 \times 10^{-6}$	34
STR B3	2×10^{-6} (1)	neměřeno	–	–	–
STR C1	4×10^{-5} (7)	9×10^{-5} (2)	2,1	$5,9 \times 10^{-6}$	15
STR C2	2×10^{-6} (1)	9×10^{-5} (2)	42	$3,1 \times 10^{-7}$	295
STR F1	3×10^{-5} (1)	6×10^{-5} (2)	1,7	nelze	nelze
STR B-typ průměr	4×10^{-5} (2)	1×10^{-4} (2)	3,1	$3,7 \times 10^{-6}$	–
STR C-typ průměr	4×10^{-5} (8)	9×10^{-5} (4)	2,5	$3,1 \times 10^{-6}$	–



Obr. 6.55. Saturovaná hydraulická vodivost K_s biogenní skalní kůry a podložních jader na lokalitě STR, uvedené průměrné hodnoty. * V případě sublokality F1 jsou uvedeny hodnoty pro povrchové vzorky, nikoliv přepočet na biogenní skalní kůru, která zde chybí. Upraveno podle Slavíka et al. (2017a). BIRC = biogenní skalní kůra.

Na lokalitě STR byly pro všechny sublokality dohromady výsledky K_s podrobeny Studentovu t-testu s hladinou významnosti 0,05 (malý počet vzorků nedovolil analyzovat jednotlivé sublokality zvlášť). Bylo zjištěno, že K_s biogenní skalní kůry je statisticky významně nižší než K_s jejího podloží. Toto zjištění je v souladu s ostatními studiemi, dokládajícími snížení K_s díky růstu organismů na povrchu porézního materiálu či v něm (Dennis a Turner, 1998; Thullner et

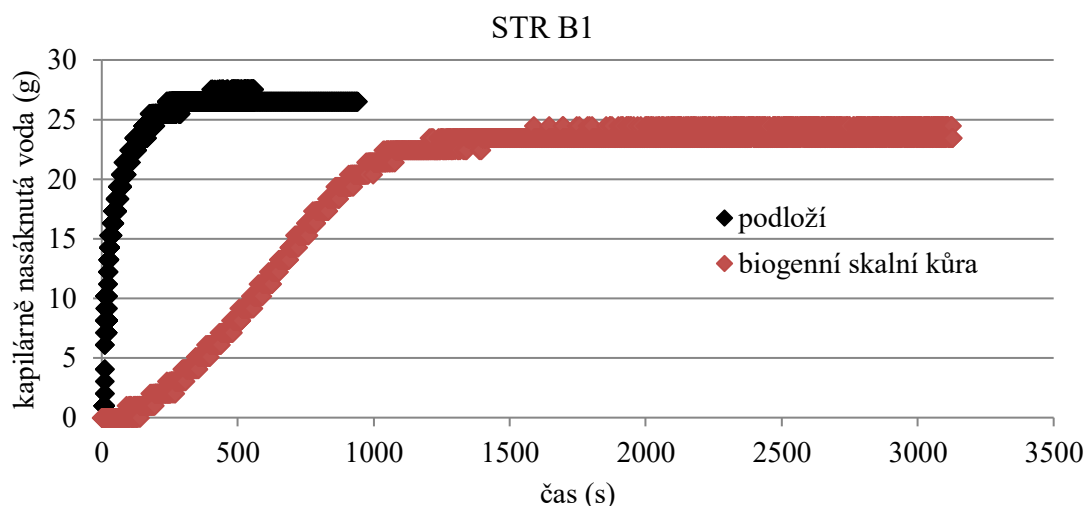
al., 2002; Brovelli et al., 2009; Seifert a Engesgaard, 2012). Snížení Ks pískovců vlivem biogenní skalní kůry bylo prezentováno Robinsonem a Williamsem (1987), měření kůry a podloží však nebyla provedena na stejném místě, což do porovnání vnáší nejistotu. Studencová (2017) zjistila snížení Ks vlivem biogenní skalní kůry na pískovcích z jordánské Petry (kambrium, souvrství Umm Ishrin) a na arkózách v Kralupech nad Vltavou (karbon, kladenské souvrství). Měření však probíhala vždy na povrchových vzorcích (s biogenní skalní kůrou a bez ní), a to v prohlubních a vizorech zvětrávacích forem tafoni. Povrchové hodnoty nebyly porovnávány s podložím, navíc nebylo měřením obsahu organické hmoty ověřeno, zda je skutečně přítomna biogenní skalní kůra.

6.6.3. Rychlost kapilárního nasákávání

Rychlost kapilárního nasákávání studovaného pískovce byla měřena jak v laboratoři, tak přímo *in situ*. Oba způsoby měření jsou nejprve vyhodnoceny zvlášť a poté jsou vzájemně porovnány.

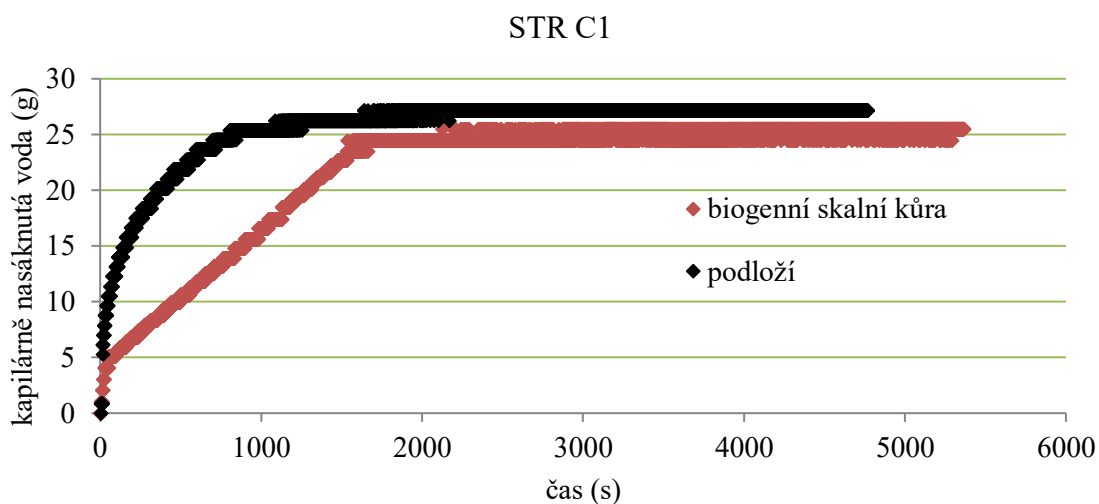
6.6.3.1. Laboratorní měření

Pro 6 vzorků STR byla měřena rychlost kapilárního nasákávání, a to pro každou sublokalitu i) skrz horní podstavu pískovcového jádra, původně tvořící povrch pískovcového výchozu, ii) skrz spodní podstavu jádra, reprezentující pískovcové podloží. Kapilární nasákávání vždy začínalo po vysušení vzorku. V případě vzorků STR ze sublokalit typu B, C s biogenní skalní kůrou bylo potvrzeno zjištění z mé magisterské práce (Slavík, 2014), že křivka, vyjadřující vývoj rychlosti kapilárního nasákávání v čase, je pro saturování skrz biogenní skalní kůru konvexní či lineární (dokud se čelo kapilární zóny nepřiblíží horní podstavě), zatímco pro saturování skrz holý podložní pískovec je konkávní (obr. 6.56; Příloha 2). Konvexní tvar značí pomalé nasákávání skrz biogenní skalní kůru na počátku, způsobené její nízkou propustností pro kapilární vodu. Jakmile již čelo kapilární zóny postupuje dále podložním materiálem, rychlost nasákávání se zvyšuje. Konkávní tvar oproti tomu poukazuje na rychlejší propustnost na počátku, kdy voda vniká do podložního holého pískovce, zatímco poté následuje zpomalení, jakmile vlhkost ve vzorku se již blíží plné saturaci či když kapilární voda začíná vnikat do biogenní skalní kůry přítomné na druhém konci (podstavě) vzorku. V případě sublokality STR F1 bez biogenní skalní kůry byla křivka vyjadřující rychlost kapilárního nasákávání konkávní pro obě podstavy (Příloha 2).



Obr. 6.56. Příklad vývoje kapilárního nasákávání v čase (laboratorní měření, sublokalita STR B1). Pokud kapilární voda vstupuje do pískovcového prostředí skrz biogenní skalní kůru, křivka je konvexní, zatímco v případě vstupu skrz podloží je křivka konkávní. Rychlost kapilárního nasákávání skrz biogenní skalní kůru je významně snížena. Upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

V případě kapilárního nasákávání skrz biogenní skalní kůru ze sublokalit STR B3, C1 a C2 je patrné zpomalení vůči nasákávání skrz podloží, nicméně lineární průběh nasákávání je na počátku experimentu rozdělen na dva lineární úseky s různými směrnici. V prvním lineárním úseku je rychlost kapilárního nasákávání skrz biogenní skalní kůru srovnatelná s rychlostí skrz podloží (obr. 6.57). Ke změně směrnice z rychlejšího nasákávání na pomalejší došlo po 13, resp. 29 s při nasáknutí 3, resp. 6 g vody, tedy 3 až 6 ml. To odpovídá při ploše vzorků $\sim 15 \text{ cm}^2$ a pórovitosti 24–28 % (Slavík et al., 2017a) minimálně $\sim 0,8\text{--}1,6 \text{ cm}$ výšky, do které by za tuto dobu nastoupala kapilární voda v pórech pískovce, pakliže by čelo kapilární zóny postupovalo rovnoměrně vzhůru po celé ploše vzorku. Jako možné vysvětlení tohoto jevu se ale nabízí naopak nerovnoměrný průnik kapilární vody skrz biogenní skalní kůru pomocí propustnějších cest (např. póry s nižším obsahem hydrofobní organické hmoty). Ve druhém lineárním úseku je rychlost kapilárního nasákávání oproti podloží významně snížena. V případě sublokalit STR B1 a STR B2 takové rozdělení na dvě směrnice není přítomné a rychlost kapilárního nasákávání je skrz biogenní skalní kůru oproti podloží nižší již od počátku experimentu (obr. 6.56; Příloha 2). Pro zjištění, zda se jedná o náhodný jev, či specifikum sublokalit STR B3, C1 a C2, by bylo třeba změřit více vzorků. Vývoj rychlosti kapilárního nasákávání pro ostatní sublokality je uveden v grafech v Příloze 2.



Obr. 6.57. Vývoj kapilárního nasákávání v čase (laboratorní měření, sublokalita STR C1). V případě nasákávání skrz biogenní skalní kůru jsou na počátku experimentu vidět dva lineární úseky s odlišnou směrnici. V prvním lineárním úseku je rychlost srovnatelná s rychlostí nasákávání skrz podloží, ve druhém lineárním úseku již je rychlost kapilárního nasákávání oproti podloží snížena. Obdobný trend byl patrný u sublokalit STR B3 a C2 (Příloha 2).

Grafy vyjadřující rychlost kapilárního nasákávání a její vývoj v čase mnohdy netvoří rovné lineární úseky, ale křivky. Proto není vhodné kapilární nasákavost pískovců vyjadřovat pomocí klasického koeficientu CWA (capillary water absorption; Siegesmund and Dürrast, 2011; Concha-Lozano et al., 2012), protože se tato hodnota v takovém případě může výrazně lišit v závislosti na úseku vybraném pro jeho určení. Proto jsou v této doktorské práci vypočítány ještě hodnoty T_x ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), a to podle rovnic (4.11 a 4.12).

Pro porovnání rychlosti kapilárního nasákávání skrz biogenní skalní kůru a skrz její podloží byly použity hodnoty T_{20} , T_{50} a T_{80} , pokrývající dobře vývoj rychlosti kapilárního nasákávání v čase. Následně byl k hodnotám T_{20} – T_{80} pro všechny sublokality vypočítán poměr mezi rychlostí kapilárního nasákávání skrz původní povrch a skrz podloží (dále CAR).

Ukázalo se, že CAR je v případě sublokality STR B1 3–9 % a pro ostatní sublokality s biogenní skalní kůrou 13–45 % (pro hodnoty T_{20} – T_{80} , hodnota T_{100} není ve vyhodnocení uvažována z důvodu zpomalení kapilárního nasákávání přítomností biogenní skalní kůry na protější podstavě vzorku). To jinými slovy znamená, že biogenní skalní kůra významně snižuje rychlost kapilárního nasákávání, a to 2–33× (tab. 6.21; obr. 6.58). Statistická významnost tohoto snížení

byla pro všechny sublokality dohromady potvrzena Studentovým t-testem s hladinou významnosti 0,05 (malý počet měření neumožnil zpracovat jednotlivé sublokality zvlášť).

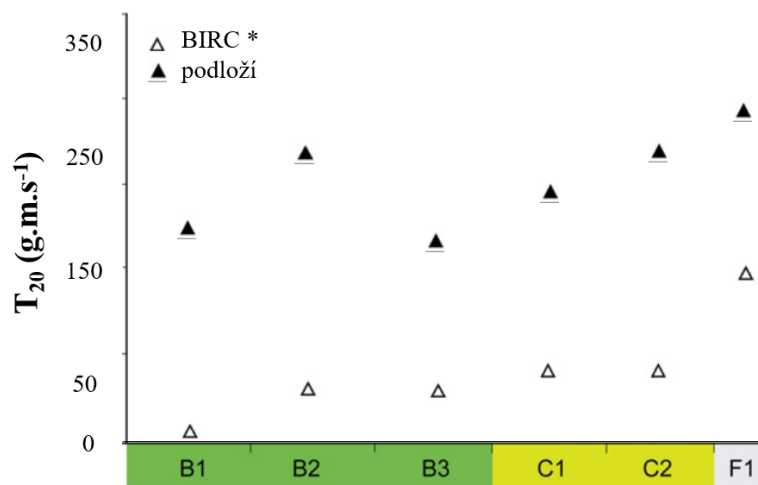
Snížení rychlosti kapilárního nasákávání bylo zjištěno také v případě povrchu STR F1 bez biogenní skalní kůry, CAR v případě této sublokality bylo 52–62 %, rychlost tedy byla snížena cca 2×. Snížení u STR F1 povrchu je nejspíše způsobeno tenkým filmem jemnozrnných částic, které jsou u povrchu přítomny (Adamovič et al., 2011; Schweigstillová et al., 2013; Slavík et al., 2017a; obr. 6.54).

Tab. 6.21. Hodnoty T_x vyjadřující rychlost kapilárního nasákávání pro rozdílné úrovně dosud nasáknuté vody (g.m.s^{-1}), měřené v laboratoři. Hodnoty vyjadřující nasákávání skrz biogenní skalní kůru jsou v čitateli, hodnoty pro podloží ve jmenovateli. Poměr těchto hodnot je uveden v závorce (CAR). Každé číslo je získáno z jednoho měření. Obdobně jsou uvedeny hodnoty získané z terénního měření pomocí Karsten tube.

lokality sublokality	T_{20} povrch/podloží (CAR ₂₀)	T_{50} povrch/podloží (CAR ₅₀)	T_{80} povrch/podloží (CAR ₈₀)	T_{100} povrch/podloží (CAR ₁₀₀)	Karsten tube povrch/podloží (CAR _K)
STR B1	6/191 (3 %)	8/195 (4 %)	9/105 (9 %)	8/60 (13 %)	34/171 (20 %)
STR B2	51/250 (20 %)	39/266 (15 %)	33/118 (28 %)	14/32 (44 %)	–
STR B3	46/179 (26 %)	37/277 (13 %)	29/120 (24 %)	17/16 (106 %)	–
STR C1	59/217 (27 %)	23/79 (29 %)	14/31 (45 %)	8/11 (73 %)	–
STR C2	59/254 (23 %)	72/465 (15 %)	41/199 (21 %)	16/42 (38 %)	50/370 (14 %)
STR F1	152/292 (52 %)	88/147 (60 %)	50/81 (62 %)	34/51 (67 %)	–
ML1 pilíř	–	–	–	–	88/–
ML1 řasy	–	–	–	–	1/–
ML1 sole	–	–	–	–	117/–
ML2 hladká	–	–	–	–	8/–

Jako klasické hodnoty CWA lze uvažovat hodnoty v tabulce tab. 6.21 ve sloupci T_{100} . Tyto hodnoty je však třeba brát s rezervou, neboť jsou vypočítány pro konkávní a konvexní křivky vývoje kapilárního nasákávání (přes celou délku jejich trvání), a nevyjadřují proto vliv biogenní skalní kůry tak výslovně jako hodnoty T_{20} či T_{50} . Jedním z důvodů je skutečnost, že při plném nasáknutí odspodu musí voda pronikat nakonec i do biogenní skalní kůry na druhé straně vzorku. Podle T_{100} je CWA podložního pískovce 11–60 $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ a CWA povrchu s biogenní skalní kůrou 8–17 $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Takový materiál lze v případě kůry i podloží začlenit jako silně absorbující (Siegesmund a Dürrast, 2011). Naměřené hodnoty rychlosti kapilárního nasákávání jsou uvnitř rozmezí poměrně rozsáhlého spektra udávaných hodnot z Českého ráje mimo lom

(Slavík, 2014; Studencová, 2017), stejně tak zjištěný vliv biogenní skalní kůry je v souladu se závěry Studencové (2017) a Vorlíčka (2017), kteří v laboratoři i v terénu udávají, bez důkladnějšího statistického zpracování, $\sim 6\times-100\times$ zpomalení kapilárního nasákávání přes biogenní skalní kůru. Zpomalení kapilárního nasákávání vlivem kůry bylo zjištěno např. na vápenci (Török, 2003; Concha-Lozano et al., 2012) či na odlehčeném stavebním materiálu (Bogas et al., 2015).

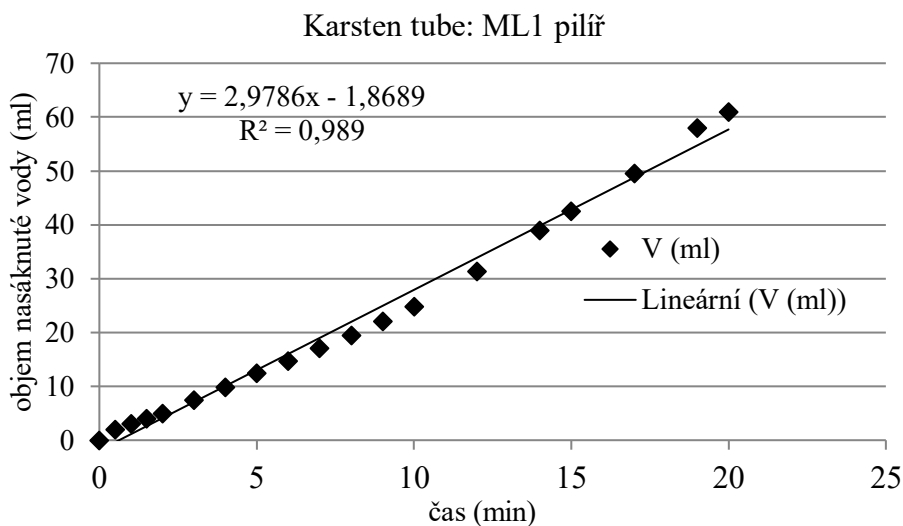


Obr. 6.58. Hodnoty T_{20} pro kapilární nasákávání skrz biogenní skalní kůru a skrz podloží na lokalitě STR. * V případě sublokality F1 je uvedena hodnota pro saturaci skrz povrch bez biogenní skalní kůry, která zde chybí. BIRC = biogenní skalní kůra.

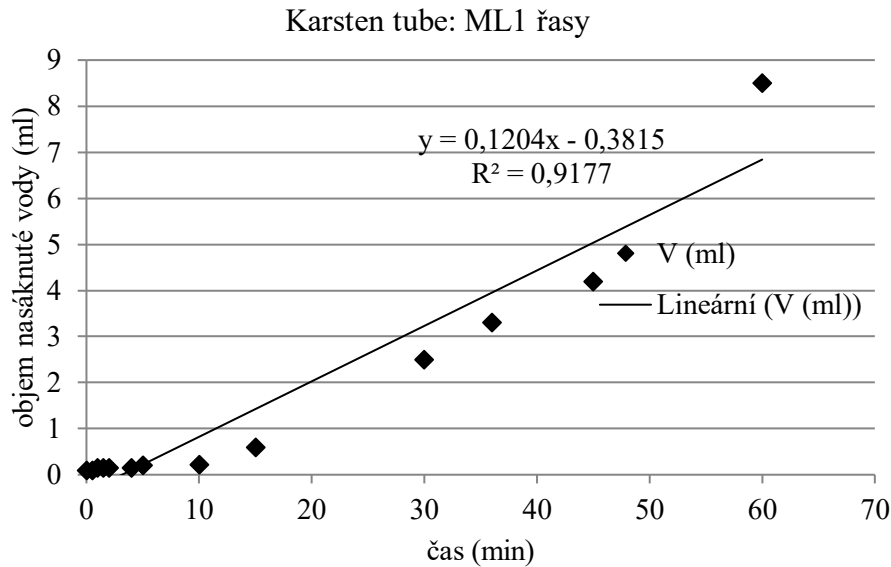
6.6.3.2. Terénní měření

Terénní *in situ* měření rychlosti kapilárního nasákávání probíhala pomocí Karsten tube na lokalitách ML1, ML2 a STR, celkově bylo provedeno 8 měření. Pro všechny lokality se rychlost kapilárního nasákávání povrchu pohybovala od 1 do $117 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (tab. 6.21). Hodnoty naměřené v lomu (lokalita STR) byly uvnitř rozsahu hodnot naměřených mimo lom na lokalitách ML1 a ML2. Nejnižší rychlost kapilárního nasákávání byla na sublokalitě ML1 řasy, kde bylo zpomalení nejspíše způsobeno silnou hydrofobní vrstvou řas a mechů na pískovcovém povrchu. Pro všechna měření s výjimkou ML1 řasy platilo, že průběh nasákávání byl skrz povrch i podloží lineární, s $R^2 > 0,98$ (např. obr. 6.59 pro sublokalitu ML1 pilíř; obr. 6.60 pro sublokalitu ML1 řasy). Grafy pro ostatní měření jsou uvedeny v Příloze 2.

V případě sublokality ML1 řasy byl $R^2 = 0,92$, ale rychlost kapilárního nasákávání se postupně v průběhu měření zvyšovala. Proto výsledná hodnota rychlosti kapilárního nasákávání v tomto případě závisí na způsobu interpretace měření. Pakliže by rychlost kapilárního nasákávání pro sublokality ML1 řasy (obr. 6.60) nebyla vyhodnocena od 5. do 15. minuty (podle Hendrickxe, 2013 či Vandevordea et al., 2013), ale například od 15. do 45. či od 45. do 60. minuty, výsledná hodnota by se velmi lišila. Namísto hodnoty $1 \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (uvedené v tab. 6.21) by poté rychlost kapilárního nasákávání byla 21, resp. $37 \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Nelinearitu v průběhu nasákávání přičítám přítomnosti mocné vrstvy řas a mechů na povrchu, jejichž vliv na zpomalování kapilárního nasákávání v čase (měření trvalo 60 minut) díky silné hydrofobicitě postupně ubýval s tím, jak se zvyšovala vlhkost materiálu (pozorování snižování hydrofobicity publikováno Berglundem a Perssonem, 1996).



Obr. 6.59. Příklad měření rychlosti kapilárního nasákávání pomocí Karsten tube v terénu. Sublokality ML1 pilíř, povrch. V – již vsáknutý objem.



Obr. 6.60. Příklad měření rychlosti kapilárního nasákávání pomocí Karsten tube v terénu. Sublokality ML1 řasy. Jediný případ, kdy průběh nasákávání byl výrazně nelineární. V – již vsáknutý objem.

Měření podloží probíhalo pouze na lokalitě STR, konkrétně na sublokality B1, C2 (Příloha 2). Pro sublokality s biogenní skalní kůrou bylo zjištěno CAR_K 20 % (B1), resp. 9 % (C2), což jinými slovy znamená 5–11× snížení rychlosti kapilárního nasákávání vlivem biogenní skalní kůry. Terénní *in situ* měření jsou v souladu s laboratorními měřeními (tab. 6.21).

Měření pomocí Karsten tube je ze své podstaty méně přesné než laboratorní stanovení, jelikož není vždy zřejmé, do jak velkého objemu porézního prostředí je voda vsakována – není zřejmé, do jak velké hloubky se voda šíří a jak je v porézním prostředí redistribuována v rovině paralelní s povrchem. Vzhledem ke skutečnosti, že měření pomocí Karsten tube probíhala mnohdy pouze po dobu 15 minut, se podle mého názoru hodnoty získané v terénu vztahují pouze k tenké přívěrchové zóně pískovce a je proto vhodnější je srovnávat s hodnotami T_{20} než s hodnotami T_{100} (resp. CWA). V průběhu měření se také mění omočená plocha pískovcového povrchu – zpočátku měření je omočena pouze přímo infiltrační plocha odpovídající ploše náhubku Karsten tube, nicméně s postupujícím časem se omočená plocha rozšiřuje až na trojnásobek té původní (obr. 6.61), aniž by bylo zřejmé podtékání mezi náhubkem a povrchem. Další nepřesnosti do výsledků může vnést různá vlhkost porézního prostředí na počátku měření, schopná ovlivnit rychlost průniku kapilární vody do pískovce (Hendrickx, 2013; vlastní pozorování).



Obr. 6.61. Rozšíření omočené plochy pískovce okolo náhubku Karsten tube, přičemž podtékání mezi náhubkem a povrchem horniny není vidět. Fotografie z Helperu v Utahu (USA).

I přes nejasnosti a nedostatky měření pomocí Karsten tube se jedná o poměrně levnou, rychlou a nedestruktivní metodu, která je často využívanou neinvazivní alternativou ke klasickému měření kapilární nasákavosti materiálu (Vandevorde et al., 2009; Vandevorde et al., 2013). Morando et al. (2017) pomocí Karsten tube zjistili snížení rychlosti kapilárního nasákávání vápenců vlivem biokolonizace jejich povrchu mikrobiálními biofilmy a lišejníky.

6.6.4. Vliv biogenní skalní kůry na intenzitu výparu

Okrajově bylo zjišťováno, jak se přítomnost biogenní skalní kůry na povrchu pískovce projeví na intenzitě výparu. K tomu bylo využito výparových aparátů typu wet core s pískovcovými jádry odebranými na sublokality STR C1, z nichž některé měly na své horní podstavě přítomnou biogenní skalní kůru a některé ne (byly odebrané z podloží – pro ty je dále používán termín „holé“). Vážení výparových aparátů probíhalo po dobu 6–9 dnů s krokem 1 až 2 dnů, následně byla vyhodnocena průměrná intenzita výparu za celý měřený časový úsek a výsledné hodnoty byly pro aparáty s biogenní skalní kůrou a pro holé vzájemně porovnány.

Měření probíhalo ve třech režimech: i) Na balkóně domu v letním období (lokalita Budova 2), kde vzorky nebyly chráněné před prouděním vzduchu a byly částečně kryté před přímým

slunečním zářením a úplně před deštěm. Použito bylo 6 wet core (4 s biogenní skalní kůrou, 2 holé). V tomto případě nebyla měřena rychlost proudění vzduchu, dá se však minimálně v nárazech předpokládat vyšší než $0,1 \text{ m.s}^{-1}$. ii) V podmínkách pokojové teploty a relativní vlhkosti vzduchu v laboratoři ($\sim 25 \text{ }^\circ\text{C}$, 40 %) s prouděním vzduchu pod $\sim 0,1 \text{ m.s}^{-1}$. Použito bylo 6 wet core (4 s biogenní skalní kůrou, 2 holé). iii) V podmínkách pokojové teploty a relativní vlhkosti vzduchu v laboratoři ($\sim 25 \text{ }^\circ\text{C}$, 50 %) se třemi úrovněmi nastavení rychlosti proudění vzduchu: $\leq 0,1 \text{ m.s}^{-1}$, $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ a $2,6 \text{ m.s}^{-1}$. Pro tento režim byly použity 3 wet core (2 s biogenní skalní kůrou a 1 holý).

V režimu měření i) byla intenzita výparu z holých wet core o 3 % vyšší než z wet core s biogenní skalní kůrou, v režimu ii) vyšší o 9 % (tab. 6.22). Jedná se však o velmi malý počet naměřených dat s nerovnoměrným rozptylem, podle Studentova t-testu s hladinou významnosti 0,05 nebylo snížení intenzity výparu vlivem biogenní skalní kůry statisticky významné. Pro režim měření iii) nelze Studentův t-test provést z důvodu pouze 1 naměřené hodnoty intenzity výparu z holého výparového aparátu. Nicméně podle měření s rostoucí rychlostí proudění vzduchu narůstal rozdíl mezi intenzitou výparu z výparového aparátu s biogenní skalní kůrou a z holého. To může být dáno hydrofobicitou studované biogenní skalní kůry (Slavík et al., 2017a), která může přispívat k zpřetrhání kapilárního propojení mezi vodními menisky a povrchem pískovce, což by se projevilo zatlačením výparové fronty z povrchu do určité úrovně pod něj, vedoucím ke snížení intenzity výparu (Shokri et al., 2008b; Or et al., 2013). Podle Shokriho et al. (2008b) dochází vlivem hydrofobní vrstvy na povrchu porézního prostředí k zatlačení výparové fronty z povrchu do hloubky odpovídající hranici mezi hydrofilním a hydrofobním prostředím, nehledě na rychlost proudění vzduchu. To však nevysvětluje s rostoucí rychlostí proudění vzduchu změřený nárůst rozdílu v intenzitě výparu mezi výparovými aparáty s biogenní skalní kůrou a holými aparáty (tab. 6.22).

Kromě jedné studie Svobodové (2015) si nejsem vědom žádných dalších prací věnujících se vlivu biogenní skalní kůry na intenzitu výparu z pískovcového prostředí. Svobodová (2015) měřila v laboratorních podmínkách intenzitu výparu z pískovcových vzorků s biogenní skalní kůrou a bez kůry za různých vlhkostí materiálu. Zjistila, že zatímco při hmotnostní vlhkosti 1 % byl výpar ze vzorků stejný, nehledě na přítomnost biogenní skalní kůry, při hmotnostní vlhkosti 5 % již byl výpar ze vzorků s biogenní skalní kůrou o $\sim 15 \%$ pomalejší. Budoucí studie o vlivu biogenní skalní kůry na intenzitu výparu z pískovců by se proto měly soustředit na výpar

za různých podmínek – za různých vlhkostí materiálu, různých mocností biogenní skalní kůry, různé potenciální evaporace, rychlosti proudění vzduchu a míry slunečního záření.

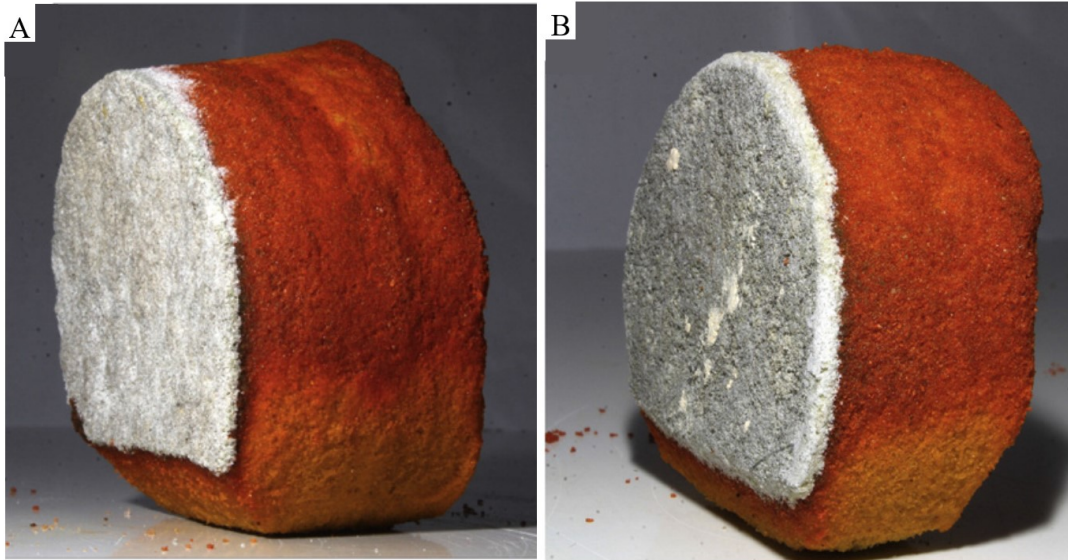
Tab. 6.22. Naměřené hodnoty intenzity výparu z výparových aparátů typu wet core pro případ, kdy měly na své horní podstavě biogenní skalní kůru (BIRC), anebo byly odebrány z podloží (holé). V závorce je uveden počet použitých výparových aparátů. Pro režimy měření i) a ii) je uveden průměr \pm směrodatná odchylka, pro režim měření iii) rozsah naměřených hodnot pro BIRC, resp. jedna naměřená hodnota pro holý výparový aparát.

	intenzita výparu BIRC mm.rok⁻¹	intenzita výparu holý mm.rok⁻¹	rozdíl
režim měření i)	2172 \pm 317 (4)	2240 \pm 151 (2)	3 %
režim měření ii)	1175 \pm 150 (4)	1292 \pm 121 (2)	9 %
režim měření iii):			
$\leq 0,1$ m.s-1	767–986 (2)	1168 (1)	16–34 %
1,0 m.s-1	1278–1460 (2)	2811 (1)	48–55 %
2,6 m.s-1	1460–2373 (2)	5220 (1)	55–72 %

6.6.5. Shrnutí zjištěných vlivů biogenní skalní kůry na pohyb vlhkosti pískovcovým prostředím

Saturovaná hydraulická vodivost K_s je významně snížena přítomností biogenní skalní kůry (15–300 \times), stejně tak je významně zpomalena rychlost kapilárního nasákávání (2–33 \times podle laboratorních měření, 5–11 \times podle terénních měření), avšak propustnost materiálu pro vodní páru není biogenní skalní kůrou významně ovlivněna. Snížení K_s a rychlosti kapilárního nasákávání může být dáno i) ucpáním jinak volných pórů organickou hmotou, čímž se sníží efektivní pórovitost materiálu a množství cest umožňujících tok kapilární vody (Brovelli et al., 2009; Seifert a Engesgaard, 2012 aj.), a/nebo ii) hydrofobicitou přítomné organické hmoty (Domenico a Schwartz, 1998; Shirtcliffe et al., 2006; Hauck et al., 2008). Tato hydrofobicita studované biogenní skalní kůry byla detailně dokumentována Slavíkem et al. (2017a) pomocí experimentů s barevným roztokem uraninu, kdy roztok snadno a rovnoměrně vnikal do podložního pískovce, zatímco průnik roztoku do biogenní skalní kůry byl zpomalený či úplně zastavený (obr. 6.62). Hydrofobicita biogenní skalní kůry se projevuje mimo jiné také tvorbou naspodu zakulacených kapek na povrchu pískovce namísto urychleného vsaku do podloží (obr.

6.63). Zdá se, že na rozdíl od toku kapilární vody nemá hydrofobicita biokolonizujících organismů významný vliv na tok vodní páry.



Obr. 6.62. Hydrofobicita biogenní skalní kůry. Jádru je orientováno vertikálně, s biogenní skalní kůrou směřující vždy vlevo. Zatímco do podložního materiálu roztok uraninu (oranžovo-červená barva) vnikal snadno a rovnoměrně (odspodu), do biogenní skalní kůry byl průnik zpomalený či úplně zastavený. a) sublokality STR B1, b) sublokality STR C2. Převzato a upraveno podle Slavíka et al. (2017a).

Zdá se, že mezi atektonickými (B) a tektonickými (C) typy povrchů v lomu (lokality STR) není z hlediska jejich mechanických ani hydraulických vlastností významnější rozdíl, což je v rozporu s názorem Bruthanse et al. (2012), který se ale opíral o podstatně méně vyvinuté metody pro kvantifikaci mechanických a hydraulických vlastností.

Z porovnání hydraulických vlastností studované biogenní skalní kůry v lomu s hodnotami mimo lom (Kobřlová, 2014; Studencová, 2017; Paděra, 2017; Vorlíček, 2017; Slavík et al., 2017c) vyplývá, že studovaná kůra v lomu je, co se týče hydraulických vlastností, plně srovnatelná s běžně se vyskytující biogenní skalní kůrou na povrchu přirozených výchozů v pískovcových skalních městech Českého ráje. Podle studie Slavíka et al. (2017b) lze totéž říci o mechanických vlastnostech studované biogenní skalní kůry.



Obr. 6.63. Tvorba naspodu zakulacených kapek na pískovcovém povrchu namísto urychleného vsaku do podloží; foceno 3 minuty po nanesení kapek. Projev hydrofobicity biogenní skalní kůry. Lokalita MA.

Podle výsledků měření objemové vlhkosti pískovcových výchozů v lomu (kapitola 6.2) je přítomnost biogenní skalní kůry podmíněna dostatečnou vlhkostí prostředí, jako hraniční vlhkost se jeví hodnota ~ 1 obj. % (Slavík et al., 2017a, c). Z malého počtu naměřených hodnot intenzity výparu není zřejmé, zda, za jakých podmínek a do jaké míry ovlivňuje přítomnost biogenní skalní kůry intenzitu výparu z pískovcového prostředí.

Biogenní skalní kůra zpomalením průsaku půdní a dešťové vody (např. při a po intenzivních srážkách) snižuje průnik vlhkosti do pískovcového masivu. Paradoxně však také může zpomalovat pohyb kapilární vody v opačném směru, tedy z masivu k povrchu. Biogenní skalní kůra tudíž může působit jako významný brzdící mechanismus v toku kapilární vody u pískovcového povrchu, a tím ovlivňovat mnoho procesů.

7. Závěr

Přítomnost vlhkosti a její pohyb v pískovci hrají důležitou roli při mnoha přirozených procesech, ať už hydrologických, klimatických, biologických či zvětrávacích. Přesto jsou znalosti o výskytu a pohybu vlhkosti v porézním prostředí přirozených pískovcových výchozů kusé. Z toho důvodu byly kvantifikovány vybrané vlhkostní charakteristiky několika přirozených pískovcových výchozů. Tyto charakteristiky nebyly kromě několika studentských prací z poslední doby předmětem dlouhodobého monitoringu v odborných publikacích. Pro měření byly v práci často využívány nové přístupy. Výzkum probíhal především na čtyřech lokalitách v pískovcových skalních městech Českého ráje a také v činném pískovcovém lomu Střeleč.

Na lokalitách byla v půlhodinových intervalech automaticky po dobu tří a půl roku zaznamenávána teplota a relativní vlhkost vzduchu u pískovcového povrchu. Na specifickém mikroklimatu zalesněných oblastí se výrazně neprojevíly rozdíly v nadmořské výšce (240–430 m.n.m.), ve složení lesa ani v orientaci skalních stěn vůči světovým stranám. Průměrná roční teplota v zalesněné oblasti pískovcového skalního města se pohybovala od 8,5 °C do 8,7 °C, průměrná roční relativní vlhkost vzduchu byla od 83 % do 85 %. V nezalesněné oblasti pískovcového skalního města byla průměrná roční teplota zhruba o 3 °C vyšší a průměrná roční relativní vlhkost vzduchu o 10 % nižší. Roční i denní amplituda (maximální – minimální hodnota) teploty a relativní vlhkosti vzduchu byla zjištěna větší v odlesněné oblasti než v zalesněné. Na zalesněné lokalitě byla naměřena velmi častá nízká rychlost proudění vzduchu (pod $\sim 0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) s maximy do $\sim 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Pomocí TDR (Time Domain Reflectometry), protimeteru a vážení odebraných pískovcových jader byla dohromady z více než 400 hodnot na 19 různých místech stanovována přirozená objemová vlhkost a pomocí mikrotensometrů z více než 150 hodnot na třinácti různých místech stanovován sací tlak pískovcových výchozů. Průměrná objemová vlhkost se v zóně od pískovcového povrchu do hloubky 12 cm pohybovala od 3 % do 10 % a sací tlak se v hloubkách 2–12 cm pohyboval od 2 kPa až nad 130 kPa. Mezi nejvlhčí výchozy patřily povrchy v jeskyních a puklinách a s patrnými eflorescencemi solí. Naopak nejsušší byl osamocený skalní ostroh půdorysně vyčnívající z fronty skal, dále stěny vystavené slunečnímu záření a intenzivnímu proudění vzduchu, v jednom případě také stěna v převisu, krytá před deštěm.

Výsledky objemové vlhkosti získané metodou TDR byly v pískovcovém lomu Střeleč (více než 50 hodnot) ověřovány gravimetrickým měřením vlhkosti (více než 200 hodnot), které je

z principu považováno za velmi přesné. Ze srovnání vyplynulo, že hodnoty získané metodou TDR jsou v souladu s gravimetrickým určením. Dlouhodobým gravimetrickým měřením vlhkosti v lomu bylo také zjištěno, že vývoj biogenní skalní kůry na povrchu pískovců je podmíněn dostatečným přísunem vlhkosti – jako hraniční hodnota se z měření v lomu jeví dlouhodobá průměrná objemová vlhkost ~1 %.

Je nutné poznamenat, že hodnoty změřené metodou TDR jsou jen průměrem vlhkosti v 12 cm mocné zóně, protimeter měří vlhkost pískovcového povrchu a měření mikrotensometry vypovídá o sacím tlaku prostředí v bezprostřední blízkosti měřeného bodu. Ani jedna z metod tak bez dalšího srovnání nevypovídá o prostorovém uspořádání vlhkosti v pískovcovém prostředí.

Pro určení prostorového uspořádání vlhkosti byl vůbec poprvé opakovaně (více než 30 měření na 10 místech) aplikován červený prášek uraninu do děr o průměru 2 až 8 cm, čerstvě vyvrtaných do pískovcového povrchu. Tento přístup barevně rozdělil pískovcové prostředí na tři části. První, nejhlubší část tvořila kapilární zóna, ve které je pohyb vlhkosti zcela či z velké části zprostředkovan kapilárním tokem. V kapilárně zóně došlo vlivem rozpouštění prášku ke změně jeho barvy z červené na tmavě oranžovou. Druhou, mělčí část blíže k povrchu tvořila difuzní zóna, kde je pohyb vlhkosti uskutečňován ve formě difuze vodní páry. V difuzní zóně nedošlo k rozpouštění prášku, který si tak ponechal svou původní červenou barvu. Na ostrém rozhraní mezi těmito dvěma zónami se nacházela oblast výparu, tzv. výparová fronta, kde dochází k přeměně kapalné vody na vodní páru.

Pozice výparové fronty se na lokalitách pohybovala v rozsahu od pískovcového povrchu (kapilární zóna sahala k povrchu) až do hloubky 9,5 cm. Obecně platilo, že čím blíže k povrchu v dlouhodobém průměru byla výparová fronta, tím méně kolísala její pozice v čase. Ve dvou nejvlhčích výchozech byla výparová fronta vždy zastížena přímo na pískovcovém povrchu. Na stěně s eflorescencemi solí byla výparová fronta vždy těsně pod povrchem. Nejhlouběji byla výparová fronta nalezena v nejsušším, osamoceném skalním ostrohu.

Pomocí dvou výparových aparátů, zajišťujících pozici výparové fronty na povrchu, anebo v druhém případě v konstantní hloubce několika centimetrů, byla v zalesněné oblasti měřena intenzita výparu z pískovcového prostředí. Změřená intenzita výparu pro případ, kdy byla výparová fronta na povrchu pískovce, se v průběhu roku pohybovala od ~63 mm.rok⁻¹ do ~720 mm.rok⁻¹. Pakliže byla výparová fronta v hloubce 6,4 cm pod povrchem, intenzita výparu se v průběhu roku pohybovala od ~2 mm.rok⁻¹ do ~10 mm.rok⁻¹. Různá pozice výparové fronty se

tak výrazně projevila na intenzitě výparu z výparových aparátů. Vyšší intenzita výparu byla změřena v teplejších částech roku. V odlesněné oblasti nebylo měření intenzity výparu úspěšné z důvodu průniku srážkové vody do výparových aparátů.

Ze sypkého porézního prostředí je intenzita výparu často počítána pomocí Fickova zákona pro difuzi vodních par. Tohoto principu bylo v práci vůbec poprvé využito pro výpočet intenzity výparu z pískovcového prostředí. Pro výpočet byly použity tyto hodnoty: laboratorně stanovený součinitel difuzní vodivosti studovaného pískovce, režimně měřená teplota a relativní vlhkost vzduchu u pískovcového povrchu, občasně měřená hloubka výparové fronty. V prvním kroku bylo nejprve srovnáním s naměřenými hodnotami intenzity výparu z výparových aparátů zjištěno, že relativní chyba výpočtů se pohybuje od 9 % do 58 % (analýza z více než 140 hodnot), což je při vysoké variabilitě intenzity výparu (absolutní velikost hodnot kolísala v rámci tří řádů) přijatelná nejistota. Vypočítané hodnoty byly oproti změřeným častěji podhodnocené než nadhodnocené.

Ve druhém kroku byly vypočítány časové řady intenzity výparu ve skutečných podmínkách pískovcových skalních měst v Českém ráji. Průměrná roční intenzita výparu se pro rok 2017 pohybovala od 3 mm.rok⁻¹ do 245 mm.rok⁻¹ s velkou proměnlivostí jak v prostoru, tak v čase. Ukázalo se, že v rámci naměřených hodnot o intenzitě výparu nejvíce rozhoduje aktuální hloubka výparové fronty (pakliže je výparová fronta na povrchu, intenzita výparu se pohybuje ve vyšších stovkách mm.rok⁻¹, zatímco při hloubce 9,5 cm je výpar v řádu jednotek mm.rok⁻¹), dále rozhoduje roční období a teprve jako třetí kritérium, které má nejnižší vliv, je specifické mikroklima dané oblasti. Jelikož je pozice výparové fronty schopna řídit intenzitu výparu přes mnoho řádů, je pro přesné výpočty nutné její pozici pravidelně měřit.

Vliv biologicky obohacené krusty na hydraulické vlastnosti pískovců je často diskutovaný, avšak málo kvantifikovaný fenomén. Na základě více než 70 změřených hodnot z pískovcového povrchu i jeho podloží, následným přepočtem pro biogenní skalní kůru a podle statistického zpracování získaných výsledků vyplynulo, že biogenní skalní kůra na povrchu pískovců statisticky významně ovlivňuje některé hydraulické vlastnosti. Saturovaná hydraulická vodivost byla přítomností biogenní skalní kůry statisticky významně snížena (15×–300×) a stejně tak byla statisticky významně snížena rychlost kapilárního nasákávání (2×–33× podle laboratorního měření, 5×–11× podle terénního měření). Díky svým hydrofobním vlastnostem biogenní skalní kůra může působit jako významný brzdící mechanismus toku kapilární vody u pískovcového povrchu, a tím ovlivňovat mnoho procesů. Oproti tomu

propustnost pro vodní páru není biogenní skalní kůrou významně ovlivněna. Ze srovnání s hodnotami mimo lom vyplynulo, že studovaná biogenní skalní kůra v lomu je svými hydraulickými vlastnostmi srovnatelná s běžně se vyskytujícími kůrami v Českém ráji.

8. Použitá literatura

- Abtew, W., Melesse, A.M. (2013). *Evaporation and Evapotranspiration: Measurements and Estimations*. Springer, 206 str. ISBN: 9400747373.
- Adamovič, J. (1992). *Sedimentologie pískovců lužické a jizerské oblasti české křídové pánve. Úvod do problematiky*. MS Archiv Českého Geologického ústavu, Praha, 1–71.
- Adamovič, J. (1994). *Paleogeography of the Jizera Formation (Late Cretaceous sandstones), Kokořín area, central Bohemia*. *Sborník Geologických Věd* 46, 103–123.
- Adamovič, J., Mikuláš, R., Cílek, V. (2010). *Atlas pískovcových skalních měst České a Slovenské republiky: geologie a geomorfologie*. 1. vydání, Academia, Praha, 459 str. ISBN: 978-80-200-1773-4.
- Adamovič, J., Mikuláš, R., Schweigstillová, J., Böhmová, V. (2011). *Porosity changes induced by salt weathering of sandstones, Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 8(1), 29–45.
- Al-Saad, Z., Abdel-Halim, M.A.H. (2001). *Laboratory evaluation of various types of mortars for the conservation of Qasr al-Bint monument, Petra–Jordan*. *Engineering Structures* 23, 926–933.
- Arino, X., Ortega-Calvo, J.J., Gomez-Bolea, A., Saiz-Jimenez, C. (1995). *Lichen colonization of the Roman pavement at Baelo Claudia (Cadiz, Spain): biodeterioration vs. bioprotection*. *Science of the Total Environment* 167, 353–363.
- Arnold, A. (1976). *Behavior of some soluble salts in stone monuments*. In: Skoulikidis, T.H. (ed.): *2nd International Symposium on the Deterioration of Building Stones*. National Technical University, Athens, str. 27–36.
- Assouline, S., Tyler, S.W., Selker, J.S., Lunati, I., Higgins, C.W., Parlange, M.B. (2013). *Evaporation from a shallow water table: Diurnal dynamics of water and heat at the surface of drying sand*. *Water Resources Research* 49, 4022–4034.
- Bastiaanssen, W.G.M., Kabat, P., Menenti, M. (1989). *A new simulation model of bare soil evaporation in deserts, EVADES*. The Winand Staring Centre, ICW-Note 1938, Wageningen, 73 str.

- Bear J., Bachmat Y. (1990). Introduction to modeling of transport phenomena in porous media. Theory and Application of Transport in Porous Media. Kluwer Academic Publishers xxiv, 554 str.
- Bellinzoni, A.M., Caneva, G., Ricci, S. (2013). Ecological trends in travertine colonization by pioneer algae and plant communities. *International Biodeterioration & Biodegradation* 51, 203–210.
- Benavente, D., Martinez-Martinez, J., Cueto, N., Odroñez, S., Garcia-del-Cura, M.A. (2018). Impact of salt and frost weathering on the physical and durability properties of travertines and carbonate tufas used as building material. *Environmental Earth Sciences* 77, 147.
- Berglund, K., Persson, L. (1996). Water-repellence of Cultivated Organic Soils. *Acta Agriculturae Scandinavica* 46, 145–152.
- Bielefeldt, A., McEachern, C., Illangasekare, T. (2002). Hydrodynamic changes in sand due to biogrowth on naphthalene and decane. *Journal of Environmental Engineering* 128(1), 51–59.
- Bittelli, M., Ventura, F., Campbell, G. S., Snyder, R. L., Gallegati, F., Pisa, P. R. (2008). Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology* 362 (3–4), 191–205.
- Bogas, J.A., Gomes, M.G., Real, S. (2015). Capillary absorption of structural lightweight aggregate concrete. *Materials and Structures* 48(9), 2869–2883.
- Bolt, G.H. (1976). Soil physics terminology. *International Society of Soil Science Bulletin* 49, 16–22.
- Bolyshev, N.N. (1962). Role of algae in soil formation. *Soviet Soil Science* 1964, 630–635.
- Boucoyous, G.T. (1915). Effect of temperature on the movement of water vapor and capillary moisture in soils. *Journal of Agricultural Research* 5, 141–172.
- Bradley, W.C., Hutton, J.T., Twidale, C.R. (1978). Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia. *The Journal of Geology* 86, 647–654.
- Briaud, J.L. (2013). *Geotechnical Engineering: Unsaturated and Saturated Soils*. John Wiley & Sons. ISBN: 978-0-470-94856-9.

- Brovelli, A., Malaguerra, F., Barry, D.A. (2009). Bioclogging in porous media: model development and sensitivity to initial conditions. *Environmental Modelling & Software* 24, 611–626.
- Bruthans, J., Světlík, D., Soukup, J., Schweigstilllová, J., Válek, J., Sedláčková, M., Mayo, A.L. (2012). Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: Characterization, erosion processes and significance for origin of sandstone landforms. *Geomorphology* 177, 178–193.
- Bruthans, J., Soukup, J., Vaculíková, J., Filippi, M., Schweigstilllová, J., Mayo, A.L., Mašín, D., Kletetschka, G., Řihošek, J. (2014). Sandstone landforms shaped by negative feedback between stress and erosion. *Nature Geoscience* 7, 597–601.
- Bruthans, J., Filippi, M., Schweigstilllová, J., Řihošek, J. (2017). Quantitative study of a rapidly weathering overhang developed in an artificially wetted sandstone cliff. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, 711–723.
- Bruthans, J., Řihošek, J. (2017). Tlakově stabilizované písky v České republice a jejich zvláštní geomechanické vlastnosti. *Zprávy o geologických výzkumech* 50, 247–253.
- Bruthans, J., Filippi, M., Slavík, M., Svobodová, E. (2018). Origin of honeycombs: testing hydraulic and case hardening hypotheses. *Geomorphology* 303, 68–83.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. Springer, 310 str. ISBN: 978-94-017-1497-6.
- Brutsaert W., Chen, D. (1995). Desorption and the two stages of drying of natural tallgrass prairie. *Water Resources Research* 31(5), 1305–1313.
- Buckingham, E. (1914). On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. *Physical Review* 4 (4), 345–376.
- Büdel, B., Weber, B., Köhl, M., Pfanz, H., Sültemeyer, D., Wessels, D. (2004). Reshaping of sandstone surfaces by cryptoendolithic cyanobacteria: bioalkalization causes chemical weathering in arid landscapes. *Geobiology* 2, 261–268.
- Cahill, A.T., Parlange, M.B. (1998). On water vapor transport in field soils. *Water Resources Research* 34(4), 731–739.

- Calia, A., Tabasso, M.L., Mecchi, A.M., Quarta, G. (2013). The study of stone for conservation purposes: Lecce stone (southern Italy). Geological Society, London, Special Publications 391, 139–156.
- Cappelletti, G., Fermo, P., Pino, F., Pargoletti, E., Pecchioni, E., Fratini, F., Ruffolo, S.A., La Russa, M.F. (2015). On the role of hydrophobic Si-based protective coatings in limiting mortar deterioration. *Environmental Science and Pollution Research* 22, 17733–17743.
- Cerini, W.F., Battles, W.R., Jones, P.H. (1946). Some factors influencing the plugging characteristics of an oil-well injection water. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Petroleum Technology, Technical Paper 2028.
- Cílek V. (2007). Climate, microclimate and paleoclimate of sandstone areas of Central and Northern Bohemia (Czech Republic). In: Härtel, H., Cílek, V., Herben, T., Jackson, A., Williams, R. (eds.): *Sandstone Landscapes*. Academia, str. 97–104.
- Concha-Lozano, N., Gaudon, P., Pages, J., de Billerbeck, G., Lafon, D., Eterradosi, O. (2012). Protective effect of endolithic fungal hyphae on oolitic limestone buildings. *Journal of Cultural Heritage* 13, 120–127.
- Cooling, L.F. (1930). Contribution to the study of fluorescence – II. The evaporation of water from bricks. *Transaction of the British Ceramic Society* 29, 39–54.
- Corbett, D.R., Dillon, K., Burnett, W. (2000). Tracing Groundwater Flow on a Barrier Island in the North-east Gulf of Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51, 227–242.
- Correns, C.W., Steinborn, W. (1939). Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. *Zeitschrift für Kristallographie* 101, 117–133.
- Čech, S., Klein, V., Kříž, J., Valečka, J. (1980). Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věstník ústředního ústavu geologického* 55, 5, Praha, 277–296.
- Čurda, S., Kříž, L. (1987). Příloha řady 5 – hydrogeologie – Nudvojovice (závěrečná zpráva). *Vodní zdroje*, n.p. Praha, závod 02 Bylany. Turnov.
- Danin, A., Bar-Or, Y., Dor, I., Yisraeli, T. (1989). The role of cyanobacteria in stabilization of sand dunes in Southern Israel. *Journal of Mediterranean Ecology* 15, 55–64.
- Darcy, H. (1856). *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon* (in French) ("The Public Fountains of the Town of Dijon"). Dalmont, Paris.

- Deinert, M.R., Parlange, J.Y., Steenhuis, T., Throop, J., Ünlü, K., Cady, K.B. (2004). Measurement of fluid contents and wetting front profiles by real-time neutron radiography. *Journal of Hydrology* 290, 192–201.
- Demarco, M.M., Jahns, E., Rüdrieh, J., Oyhantcabal, P., Siegesmund, S. (2007). The impact of partial water saturation on rock strength: An experimental study on sandstone. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 158, 869–882.
- Demek, J. (1988). *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 str.
- Dennis, M., Turner, J. (1998). Hydraulic conductivity of compacted soil treated with biofilm. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 24, 120–127.
- Deol, P., Heitman, J., Amoozegar, A., Ren, T., Horton, R. (2012). Quantifying nonisothermal subsurface soil water evaporation. *Water Resources Research* 48, W11503.
- de Vries, D.A. (1958). Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Transactions of the American Geophysical Union* 39, 909–916.
- de Vries, D.A. (1963). Thermal properties of soils. In: van Wijk, W.R. (ed.): *Physics of Plant Environment*. North-Holland, Amsterdam, str. 210–235.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W. (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology* (2nd ed.). John Wiley & Sons, New York, 506 str. ISBN: 978-0-471-59762-9.
- Dunne, T., Zhang, W., Aubry, B.F. (1991). Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. *Water Resources Research* 27(9), 2271–2285.
- Dybbbs, A., Edwards, R.V. (1984). A new look at porous media fluid mechanics. Darcy to turbulent. In: Bear, J., Carapcioglu, Y. (eds.): *Fundamentals of transport phenomena in porous media*, str. 199–256. ISBN: 978-94-009-6175-3.
- EN ISO 12572 (2001). *Hygrothermal performance of building materials and products – Determination of water vapour transmission properties*.
- Evans, I.S. (1970). Salt crystallization and rock weathering: A review. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 19, 155–177.
- Everett, D.H. (1961). The thermodynamics of frost damage to porous solids. *Faraday Society Transactions* 57, 1541–1551.

- Fidriková, D., Greif, V., Dieška, P., Štofanič, V., Kubičár, L., Vlčko, J. (2012). Monitoring of the temperature–moisture regime in St. Martin’s Cathedral tower in Bratislava. *Environmental Earth Sciences* 69, 1481–1489.
- Finn, R. (1999). Capillary surface interfaces. *Notices of the AMS* 46 (7), 770–781.
- Fitzner, B., Sneath, R. (1982). Einfluß der Porenradienverteilung auf das Verwitterungsverhalten ausgewählter Sandsteine. *Bautenschutz und Bausanierung* 5, 97–103.
- Flatt, R.J. (2002). Salt damage in porous materials: how high supersaturations are generated. *Journal of Crystal Growth* 242, 435–454.
- Gardner, W.R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow with applications to evaporation from a water table. *Soil Science* 85, 228–232.
- George, D.B., Roundy, B.A., St. Clair, L.L., Johansen, J.R., Schaalje, G.B., Webb, B.L. (2003). The effects of microbiotic soil crusts on soil water loss. *Arid Land Research and Management* 17, 113–125.
- Gómez-Alarcón, G., Muñoz, M., Arino, X., Ortega-Calvo, J.J. (1995). Microbial communities in weathered sandstones: the case of Carrascosa del Campo church, Spain. *Science of the Total Environment* 167, 249–254.
- Goodman, R.E. (1989). *Introduction to rock mechanics*. 2. vydání, John Wiley & Sons, New York, 576 str. ISBN-10: 0471812005.
- Gorbushina, A.A. (2007). Life on the rocks. *Environmental Microbiology* 9 (7), 1613–1631.
- Goudie, A.S. (1993). Salt weathering simulation using a single-immersion technique. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 369–373.
- Goudie, A.S., Viles, H. (1997). *Salt Weathering Hazards*. John Wiley & Sons, Chichester, 256 str. ISBN: 978-0-471-95842-0.
- Grapsas, N., Shokri, N. (2014). Acoustic characteristics of fluid interface displacement in drying porous media. *International Journal of Multiphase Flow* 62, 30–36.
- Greisinger electronic GmbH (2008). *Operating Manual Resistive material moisture measuring instrument GMR 100 as of Version 1.1 with integrated measuring needles*. H63.0.01.6C-06.

- Gurr, C.G., Marshall, T.J., Hutton, J.T. (1952). Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Science* 74, 335–345.
- Hadley, G.R. (1982). Theoretical treatment of evaporation front drying. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 25(10), 1511–1522.
- Haghighi E., Or, D. (2013). Evaporation from porous surfaces into turbulent airflows: Coupling eddy characteristics with pore scale vapor diffusion. *Water Resources Research* 49, 8432–8442.
- Hale, P.A., Shakoor, A. (2003). A laboratory investigation of the effects of cyclic heating and cooling, wetting and drying, and freezing and thawing on the compressive strength of selected sandstones. *Environmental and Engineering Geoscience* 9, 117–130.
- Hall, K. (1988). A laboratory simulation of rock breakdown due to freeze-thaw in a maritime Antarctic environment. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 369–382.
- Hallet, B. (1983). The breakdown of rock due to freezing: a theoretical model. Fourth International Conference on Permafrost, Final Proceedings, 433–438.
- Hallmann, C., Stannek, L., Fritzlar, D., Hause-Reitner, D., Friedl, T., Hoppert, M. (2013). Molecular diversity of phototrophic biofilms on building stone. *FEMS Microbiology Ecology* 84, 355–372.
- Hanks, R.J., Woodruff, N.P. (1958). Influence of wind on water vapor transfer through soil, gravel, and straw mulches. *Soil Science* 86, 160–164.
- Harper, K.T., St Clair, L.L. (1985). Cryptogamic Soil Crusts on Arid and Semiarid Rangelands in Utah: Effects on Seedling Establishment and Soil Stability. Report to the Bureau of Land Management, Salt Lake City, Utah.
- Harper, K.T., Marble, J.R. (1988). A role for nonvascular plants in management of arid and semiarid rangelands. In: Tuller, P.T. (ed.): *Applications of Plant Sciences to Range-land Management and Inventory*. Kluwer, Amsterdam, str 135–169.
- Hart, R.T., Fekete, T., Flock, D.L. (1960). The plugging effect of bacteria in sandstone systems. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin* 53, 495–501.
- Hauck, M., Jurgens, S.R., Brinkmann, M., Herminghaus, S. (2008). Surface hydrophobicity causes SO₂ tolerance in lichens. *Annals of Botany* 101, 531–539.

- Heinrichs, K. (2008). Diagnosis of weathering damage on rock-cut monuments in Petra, Jordan. *Environmental Geology* 56, 653–675.
- Hendrickx, R. (2013). Using the Karsten tube to estimate water transport parameters of porous building materials: the possibilities of analytical and numerical solutions. *Materials Structures* 46, 1309–1320.
- Herčík, F., Herrmann, Z., Valečka, J. (2003). *Hydrogeology of the Bohemian Cretaceous Basin*. Česká geologická služba, Praha, 96 str. ISBN 80-7075-604-7.
- Hillel, D. (1971). *Soil and Water: Physical Principles and Processes*. Academic Press, New York, 288 str.
- Hillel, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, New York, 413 str. ISBN: 9780123485601.
- Hillel, D. (2004). *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, 494 str. ISBN: 0-12-348655-6.
- Hirschwald, J. (1908). *Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit*. Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin, 675 str.
- Hohmann, M. (1997). Soil freezing — the concept of soil water potential. State of the art. *Cold Regions Science and Technology* 25, 101–110.
- Huang, S., Xia, K., Yan, F., Feng, X. (2010). An experimental study of the rate dependence of tensile strength softening of Longyou sandstone. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 43, 677–683.
- Huinink, H.P., Pel, L., Michels, M.A.J., Prat, M. (2002). Drying processes in the presence of temperature gradients – Pore-scale modeling. *The European Physical Journal E* 9, 487–498.
- Huinink, H.P., Pel, L., Kopinga, K. (2004). Simulating the growth of tafoni. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1225–1233.
- Huisman, J.A., Sperl, C., Bouten, W., Verstraten, J.M. (2001). Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar. *Journal of Hydrology* 245, 48–58.

- Chahall, R.S., Miller, R.D. (1965). Supercooling of water in glass capillaries. *British Journal of Applied Physics* 16, 231–239.
- Characklis, W.G., Marshall, K.C. (1990). *Biofilms*. John Wiley & Sons, New York, 816 str. ISBN: 0471826634.
- Charola, A.E., Pühringer, J., Steiger, M. (2007). Gypsum: a review of its role in the deterioration of building materials. *Environmental Geology* 52, 207–220.
- Chen, H., Hu, Z.Y. (2003). Some factors affecting the uniaxial strength of weak sandstones. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 62, 323–332.
- Chen, T.C., Yeung, M.R., Mori, N. (2004). Effect of water saturation on deterioration of welded tuff due to freeze–thaw action. *Cold Regions Science and Technology* 38, 127–136.
- Chlupáč, I., Brzobohatý I., Kovanda, J., Stráník, Z. (2011). *Geologická minulost České republiky*. 2. vydání, Academia, Praha, 436 str. ISBN 80-200-0914-0.
- Idso, R.J., Reginato, R.D., Jackson, R.D., Kimball, B.A., Nakagama, F.S. (1974). The Three Stages of Drying of a Field. *Soil Science Society of America, Proceedings* 38, 831–837.
- Ishihara, Y., Shomijima, E., Harada, H. (1992). Water-vapor transfer beneath bare soil where evaporation is influenced by a turbulent surface wind. *Journal of Hydrology* 131, 63–104.
- Jabro, J.D. (2009). Water Vapor Diffusion Through Soil as Affected by Temperature and Aggregate Size. *Transport in Porous Media* 77, 417–428.
- Janz, M. (1997). Methods of measuring the moisture diffusivity at high moisture levels. Division of Building Materials, LTH, Lund University, Sweden Report TVBM-3076. Dostupné z WWW: <https://portal.research.lu.se/ws/files/4798472/759003.pdf> [cit. 8.10.2018].
- Käss, W. (1998). *Tracing Technique in Geohydrology*. Balkema, Rotterdam, 581 str. ISBN: 9054104449.
- Key, R.B. (1972). *Drying Principles and Practice*. Pergamon Press, New York, 358 str. ISBN: 0080169031.
- Kendall, C., McDonnell, J.J. (1999). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. 1. vydání, Elsevier, Amsterdam, 839 str. ISBN: 9780444501554.

- Kidron, G.J., Tal, S.Y. (2012). The effect of biocrusts on evaporation from sand dunes in the Negev Desert. *Geoderma* 179–180, 104–112.
- Kim, D.J., Diels, J., Feyen, J. (1992). Water movement associated with potential in a shrinking marine overburden clay soil. *Journal of Hydrology* 133, 179–200.
- Kinnell, P.I.A., Ashley, J., Rayburn, W.R. (1993). Effects of range fire on soil algal crusts in semiarid shrub-steppe of the lower Columbia Basin and their subsequent recovery. *Great Basin Naturalist* 53, 73–88.
- Klute, A. (1972). The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Science* 113(4), 264–275.
- Kobřilová, A. (2014). *Hydraulická vodivost vzorků pískovce*. Bakalářská práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky, Praha, 36 str.
- Komatsu, T.S. (2001). Evaporation Speed of Water from Various Soil Surfaces under Calm State. *Journal of the Physical Society of Japan* 70, 3755–3756.
- Konukcu, F., Istanbuluoglu, A., Kocaman, I. (2004). Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research* 42(1), 1–8.
- Kopecký, P. (2014). *Materiál a konstrukce: Šíření tepla, vzduchu a vlhkosti v budovách a stavebních prvcích*. České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Praha, 165 str.
- Kovářová, K. (2012). *Prague's Winter Climatic Conditions – A Case Study of Sandstone Weathering*. 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference, Proceedings Vol. 1, 265–270.
- Krásný, J., Císlarová, M., Čurda, S., Datel, V. J., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszałek, H., Šantrůček, J., Šilar, J. (2012). *Podzemní vody České republiky*. Česká geologická služba, Praha, 1143 str. ISBN: 978-80-7075-797-0.
- Kuráž, M. (2014). *Hydrodynamika porézního prostředí*. Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, 168 str.
- Kůrková, I., Bruthans, J., Burda, J., Bůzek, F., Herčík, F., Kadlecová, R., Kondrová, L., Čech, S., Mlčoch, B., Skácelová, Z., Nol, O., Navrátilová, V., Šíma, J., Kašpárek, L., Beran, A.,

- Datel, J.V., Hanel, M., Hrdinka, T., Peláková, M., Uhlík, J., Baier, J., Zeman, O., Milický, M., Gvoždík, L., Černý, M., Polák, M., Chaloupková, M., Uličný, D., Špičáková, L., Cajz, V. (2016). Hydrogeologický rajon 4420 – Jizerský coniac. Stanovení zásob podzemních vod, závěrečná zpráva, příloha č. 2/32, MS Geofond, 148 str.
- Labus, M., Bochen, J. (2012). Sandstone degradation: an experimental study of accelerated weathering. *Environmental Earth Sciences* 67, 2027–2042.
- Laue, S. (1995). Climate controlled behaviour of soluble salts in the crypt of St. Maria im Kapitol, Cologne. In: Preservation and restoration of cultural heritage, LCP Congress, Montreaux, str. 447–454.
- La Iglesia, A., González, V., López–Acevedo, V., Viedma, C. (1997). Salt crystallization in porous construction materials I: estimation of crystallization pressure. *Journal of Crystal Growth* 117, 111–118.
- Lehmann, P., Assouline S., Or, D. (2008). Characteristic lengths affecting evaporative drying of porous media. *Physical Review E* 77, 056309.
- Lehmann, P., Or, D. (2009). Evaporation and capillary coupling across vertical textural contrasts in porous media. *Physical Review E* 80(4), 046318.
- Lehoux, A.P., Rodts, S., Faure, P., Michel, E., Courtier-Murias, D., Coussot, P. (2016). Magnetic resonance imaging measurements evidence weak dispersion in homogeneous porous media. *Physical Review E* 94, 053107.
- Lide, D.R. (ed.) (2004). *Handbook of Chemistry and Physics*. 85. vydání. CRC Press, 2712 str. ISBN: 978-0-8493-0485-9.
- Lin, M.L., Jeng, F.S., Tsai, L.S., Huang, T.H. (2005). Wetting weakening of Tertiary sandstones—microscopic mechanism. *Environmental Geology* 48, 265–275.
- Linnow, K., Steiger, M., Lemster, C., Clercq, H.D., Jovanović, M. (2013). In situ Raman observation of the crystallization in NaNO₃–Na₂SO₄–H₂O solution droplets. *Environmental Earth Sciences* 69, 609–1620.
- Lubelli, B., van Hees, R.P.J., Groot, C.J.W.P. (2006). The effect of environmental conditions on sodium chloride damage. *Studies in Conservation* 51(1), 41–56.
- Lubelli, B., Cnudde, V., Diaz-Goncalves, T., Franzoni, E., van Hees, R.P.J., Ioannou, I., Menendez, B., Nunes, C., Siedel, H., Stefanidou, M., Verges-Belmin, V., Viles, H.

- (2018). Towards a more effective and reliable salt crystallization test for porous building materials: state of the art. *Materials and Structures* 51, 55.
- Lu, N. (2016). Generalized Soil Water Retention Equation for Adsorption and Capillarity. *Journal of Geotechnical Geoenvironmental Engineering* 142(10), 04016051.
- Macák, P. (1956). Hydrogeologické poměry na Drábovně u Malé Skály vzhledem k zamýšlené těžbě sklářských písků. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie, Praha.
- Mahfouf, J.F., Noilhan, J. (1991). Comparative Study of Various Formulations of Evaporations from Bare Soil Using In Situ Data. *Journal of Applied Meteorology* 30(9), 1354–1365.
- Malkovský, M. (1974). Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Academia, Praha, 262 str.
- Marshall, T.J., Holmes, J.W., Rose, C.W. (1996). *Soil Physics*. 3. vydání, Cambridge University Press, 472 str. ISBN: 978-0-521-45151-2.
- Massey, B., Ward-Smith, J. (1998). *Mechanics of fluids*. 8. vydání. Taylor & Francis, 696 str. ISBN 0-415-36205-9.
- Matsuoka, N., Murton, J. (2008). Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 195–210.
- Mazor, G., Kidron, G.J., Vonshak, A., Abeliovich, A. (1996). The role of cyanobacterial exopolysaccharides in structuring desert microbial crusts. *FEMS Microbiology Ecology* 21, 121–130.
- McAllister, D., Warke, P., McCabe, S., Gomez-Heras, M. (2016). Evaporative moisture loss from heterogeneous stone: Material-environment interactions during drying. *Geomorphology* 273, 308–322.
- McGreevy, J.P., Whalley, W.B. (1985). Rock moisture content and frost weathering under natural and experimental conditions. A comparative discussion. *Arctic and Alpine Research* 17, 337–346.
- McGreevy, J.P. (1996). Pore properties of limestone as controls on salt weathering susceptibility: a case study. In: Smith, B. J., Warke, P. A. (eds.): *Processes of Urban Stone Decay*. Donhead, Londýn, str. 150–167. ISBN: 1873394209.

- Melounová, L. (2006). Solné zvětrávání svrchnokřídových pískovců Křídelních stěn (NP České Švýcarsko). Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, Praha, 48 str.
- Memmert (2013). Memmert Operating Manual – Climatic Chamber Test CTC 256, 67 str.
- Menenti, M. (1984). Physical aspects and determination of evaporation in desert applying remote sensing techniques. Disertační práce, Landbouwhogeschool Wageningen, ICW Report 10, 202 str.
- Migoń, P., Duszyński, F., Goudie, A.S. (2017). Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. *Earth-Science Reviews* 171, 78–104.
- Mikhailov, M.D. (1975). Exact solution of temperature and moisture distributions in a porous half-space with moving evaporation front. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 18, 797–804.
- Mikuš, P. (2012). Proudění, chemismus a izotopové složení vody v nenasycené zóně kvádrových pískovců Klokočských skal. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky, Praha, 72 str.
- Miller, R. D. (1973). Soil freezing in relation to pore water pressure and temperature. In: *North American Contribution, Second International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR, July, 1973*. Washington, D.C. National Academy Press, str. 344–352.
- Miller, P.A., Clesceri, N.L. (2002). *Waste Sites as Biological Reactors: Characterization and Modeling*. CRC Press, Londýn, 400 str. ISBN: 9781566705509.
- Mitchell, R., Nevo, Z. (1964). Effect of bacterial polysaccharide accumulation on infiltration of water through sand. *Journal of Applied Microbiology* 12 (3), 219–223.
- Mol, L., Viles, H.A. (2010). Geoelectric investigations into sandstone moisture regimes: Implications for rock weathering and the deterioration of San Rock Art in the Golden Gate Reserve, South Africa. *Geomorphology* 118, 280–287.
- Mol, L., Viles, H.A. (2012). The role of rock surface hardness and internal moisture in tafoni development in sandstone. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 301–314.
- Monteith, J.L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107, 1–27.

- Morando, M., Wilhelm, K., Matteuci, E., Martire, L., Piervittori, R., Viles, H.A., Favero-Longo, S.E. (2017). The influence of structural organization of epilithic and endolithic lichens on limestone weathering. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, 1666–1679.
- Moreno, F., Vilela, S.A.G., Antunes, A.S.G., Alves, C.A.S. (2006). Capillary rising salt pollution and granite stone erosive decay in the parish church of Torre de Moncorvo (NE Portugal) – implications for conservation strategy. *Journal of Cultural Heritage* 7 (1), 56–66.
- Mosthaf, K., Helmig, R., Or, D. (2014). Modeling and analysis of evaporation processes from porous media on the REV scale. *Water Resources Research* 50, 1059–1079.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12, 513–522.
- Murray, F.W. (1967). On the computation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology* 6, 203–204.
- Mustoe, G.E. (1982). The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America Bulletin* 93, 108–115.
- Myrin, M., Malaga, K. (2006). The durability of hydrophobic treatments on Gotland Sandstone. In: Kourkoulis, S.K (ed): *Fracture Failure Natural Building Stones*. Springer, str. 577–590.
- Ni, J., Chen, Y-L., Wang, P., Wang, S-R., Peng, B., Azzam, R. (2017). Effect of chemical erosion and freeze–thaw cycling on the physical and mechanical characteristics of granites. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 76, 169–179
- Nielsen, D.R., van Genuchten, M.T., Biggar, J.W. (1986). Water and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resources Research* 29, 89S–108S.
- Nicholson, D.T., Nicholson, F.H. (2000). Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze-thaw weathering. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1295–1307.
- Obika, B., Freer-Hewish, R.J., Fookes, P.G. (1989). Soluble salt damage to thin bituminous road and runway surfaces. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 22, 59–73.
- Oki, T., Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science* 313, 1068–1072.

- O'Neill, K., Miller, R.D. (1985). Exploration of a rigid ice model of frost heave. *Water Resources Research* 21, 281–296.
- Or, D., Lehmann, P., Shahraeeni, E., Shokri, N. (2013). Advances in soil evaporation physics – a review. *Vadose Zone Journal* 12 (4), 1–16.
- Paděra, M. (2017). Chemické složení vody z nenasycené zóny vybraných pískovcových výchozů. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Praha, 84 str.
- Paradise, T.R. (2002). Sandstone weathering thresholds in Petra, Jordan. *Physical Geography* 16, 205–222.
- Parlange, M.B., Cahill, A.T., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W., Wendroth, O. (1998). Review of heat and water movement in field soils. *Soil and Tillage Research* 47, 5–10.
- Pavlík, Z., Michálek, P., Pavlíková, M., Kopecká, I., Maxová, I. (2008). Water and Salt Transport and Storage Properties of Mšené Sandstone. *Construction and Building Materials* 22, 1736-1748.
- Pender, R.J. (2004). The behaviour of water in porous building materials and structure. *Studies in Conservation* 49, Suppl. 1, 49–62.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, physical and engineering sciences* 193, 120–145.
- Petránek, J. (1963). Usazené horniny: jejich složení, vznik a ložiska. Nakladatelství československé akademie věd, Praha, 717 str.
- Petrů, P. (1978). Závěrečné vyhodnocení vodního zdroje J2 na lokalitě Jenišovice. Agroprojekt Liberec. Geofond V78963.
- Philip, J.R. (1957). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* 84, 257–264.
- Philip, J.R., de Vries, D.A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 38(2), 222–232.
- Philip, J.R. (1975). Water movement in soils. In: de Vries, D.A., Afghani, N.H. (eds.): Heat and mass transfer in the biosphere. Part 1: Transfer processes in the plant environment. Scripta Book Company, Washington, D.C., str. 5–28. ISBN: 0470209852.

- Poesen, J. (2018). Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 64–84.
- Pourbakthiar, A., Poulsen, T.G., Wilkinson, S., Bridge, J.W. (2017). Effect of wind turbulence on gas transport in porous media: experimental method and preliminary results. *European Journal of Soil Science* 68, 48–56.
- Prat, M. (2002). Recent advances in pore-scale models for drying of porous media. *The Chemical Engineering Journal* 86(1–2), 153–164.
- Příkryl, R., Lokajíček, T., Svobodová, J., Weishauptová, Z. (2003). Experimental weathering of marlstone from Přední Kopanina (Czech Republic) - historical building stone of Prague. *Building and Environment* 38, 1163–1171.
- Příkryl, R., Svobodová, J., Žák, K., Hradil, D. (2004). Anthropogenic origin of salt crusts on sandstone sculptures of Prague's Charles Bridge (Czech Republic): Evidence of mineralogy and stable isotope geochemistry. *European Journal of Mineralogy* 16(4), 609–617.
- Příkryl, R., Melounová, L., Vařilová, Z., Weishauptová, Z. (2007). Spatial relationships of salt distribution and related physical changes of underlying rocks on naturally weathered sandstone exposures (Bohemian Switzerland Nation Park, Czech Republic). *Environmental Geology* 52 (2), 409–420.
- Příkryl, R. (2013). Durability assessment of natural stone. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 46(4), 377–390.
- Putnis, A., Mauthe, G. (2001). The effect of pore size on cementation in porous rocks. *Geofluids* 1, 37–41.
- Qin, Z., Berliner, P., Karnieli, A. (2002). Micrometeorological modeling to understand the thermal anomaly in the sand dunes across the Israel–Egypt border. *Journal of Arid Environments* 1, 281–318.
- Rad, M.N., Shokri, N., Keshmiri, A., Withers, P.J. (2015). Effects of Grain and Pore Size on Salt Precipitation During Evaporation from Porous Media. *Transport in Porous Media* 110, 281–294.

- Reis, N., Griffiths, R., Mantle, M., Gladden, L. (2003). Investigation of the evaporation of embedded liquid droplets from porous surfaces using magnetic resonance imaging. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 46, 1279–1292.
- Richards, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics* 1, 318–333.
- Rijniers, L.A., Huinink, H.P., Pel, L., Kopinga, K., (2005). Experimental Evidence of Crystallization Pressure inside Porous Media. *Physical Review Letters* 94, 075503.
- Ritchie, J.T. (1972). Model for predicting evaporation from a rowcrop with incomplete cover. *Water Resources Research* 8, 1204–1213.
- Rivas, T., Prieto, B., Silva, B., Birginie, J.M. (2003). Weathering of granitic rocks by chlorides: effect of the nature of the solution on weathering morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 425–436.
- Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (1987). Surface crusting of sandstones in southern England and northern France. In: Gardiner, V. (ed.): *International Geomorphology 1986, Part II*. John Wiley & Sons, Londýn, str. 623–635.
- Rodriguez-Navarro, C., Doehne, E., Ginell, W. S. and Sebastian, E. (1996). Salt growth in capillary and porous media. In: Sebastian, E., Valverde, I. and Zezza, U. (eds.): *Proceedings of 3rd International Congress on Restoration of Architectural Heritage and Building*, Universidad de Granada, Granada, 509–514.
- Rodriguez-Navarro, C., Doehne, E. (1999). Salt weathering: Influence of evaporation rate, supersaturation and crystallization pattern. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 191–209.
- Rodriguez-Navarro, C., Doehne, E., Sebastian, E. (2000). How does sodium sulfate crystallize? Implications for the decay and testing of building materials. *Cement and Concrete Research* 30, 1527–1534.
- Rollins, R.L., Spangler, M.G., Kirkham, D. (1954). Movement of soil moisture under a thermal gradient. *Highway Research Board Proceedings* 33, 492–508.
- Rose, C.W. (1968a). Water transport in soil with a daily temperature wave – I. theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research* 6, 31–44.

- Rose, C.W. (1968b). Water transport in soil with a daily temperature wave – II. analysis. *Australian Journal of Soil Research* 6, 45–57.
- Ruedrich, J., Siegesmund, S. (2007). Salt and ice crystallisation in porous sandstones. *Environmental Geology* 52, 225–249.
- Ruedrich, J., Kirchner, D., Siegesmund, S. (2011). Physical weathering of building stones induced by freeze-thaw action: a laboratory long-term study. *Environmental Earth Sciences* 63, 1573–1586.
- Rumynin, G. V. (2011). *Subsurface Solute Transport Models and Case Histories*. Springer, 860 str. ISBN: 978-94-007-1306-2.
- Sacha, J., Jelinkova, V., Snehota, M., Vontobel, P., Hovind, J., Cislerova, M. (2015). Water and Air Redistribution within a Dual Permeability Porous System Investigated Using Neutron Imaging. *Physics Procedia* 69, 530–536.
- Sass, O. (2004). Rock moisture fluctuations during freeze-thaw cycles: preliminary results from electrical resistivity measurements. *Polar Geography* 28, 13–31.
- Seifert, D., Engesgaard, P. (2007). Use of tracer tests to investigate changes in flow and transport properties due to bioclogging in porous media. *Journal of Contaminant Hydrology* 93, 58–71.
- Seifert, D., Engesgaard, P. (2012). Sand box experiments with bioclogging of porous media: Hydraulic conductivity reductions. *Journal of Contaminant Hydrology* 136–137, 1–9.
- Shahraeeni, E., Or, D. (2012). Pore scale mechanisms for enhanced vapor transport through partially saturated porous media. *Water Resources Research* 48, W05511.
- Shahraeeni, E., Lehmann, P., Or, D. (2012). Coupling of evaporative fluxes from drying porous surfaces with air boundary layer: Characteristics of evaporation from discrete pores. *Water Resources Research* 48, W09525.
- Sherwood, T.K. (1930). The drying of solids – III. Mechanisms of the drying of pulp and paper. *Industrial and Engineering chemistry* 22, 132–136.
- Shimozima, E., Yoshioka, R., Tamagawa, I. (1996). Salinisation owing to evaporation from bare-soil surfaces and its influence on the evaporation. *Journal of Hydrology* 178, 109–136.

- Shirtcliffe, N.J., Pyatte, F.B., Newton, M.I., McHale, G. (2006). A lichen protected by a superhydrophobic and breathable structure. *Journal of Plant Physiology* 163, 1193–1197.
- Shokri, N., Lehman, P., Vontobel, P., Or, D. (2008a): Drying front and water content dynamics during evaporation from sand delineated by neutron radiography. *Water resources research* 44(6), W06418.
- Shokri, N., Lehman, P., Or, D. (2008b). Effects of hydrophobic layers on evaporation from porous media. *Geophysical Research Letters* 35, L19407.
- Shokri, N., Lehmann, P., Or, D. (2009a). Characteristics of evaporation from partially wettable porous media. *Water Resources Research* 45, W02415.
- Shokri, N., Lehmann, P., Or, D. (2009b). Critical evaluation of enhancement factors for vapor transport through unsaturated porous media. *Water Resources Research* 45(10), 1–9.
- Shokri, N., Lehmann, P., Or, D. (2010). Liquid-phase continuity and solute concentration dynamics during evaporation from porous media: Pore-scale processes near vaporization surface. *Physical Review E* 81, 046308.
- Shokri, N., Or, D. (2011). What determines drying rates at the onset of diffusion controlled stage-2 evaporation from porous media?. *Water Resources Research* 47, W09513.
- Scherer, G.W. (1990). Theory of drying. *Journal of the American Ceramic Society* 73, 3–14.
- Scherer, G.W. (1999). Crystallization in pores. *Cement and Concrete Research* 29, 1347–1358.
- Schlünder, E.U. (1988). On the mechanism of the constant drying rate period and its relevance to diffusion controlled catalytic gas phase reactions. *Chemical Engineering Science* 43, 2685–2688.
- Schnepfleitner, H., Sass, O., Fruhmann, S., Viles, H., Goudie, A. (2016). A multi-method investigation of temperature, moisture and salt dynamics in tafoni (Taфраute, Morocco). *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 473–485.
- Schultz, P. (1991). On the falling-rate period. *Chemical Engineering & Technology* 14, 234–239.
- Schwartz, F.W., Zhang, H. (2002). *Fundamentals of Ground Water*. John Wiley & Sons, 592 str. ISBN: 978-0-471-13785-6.

- Schweigstilllová, J., Hradil, D. (2007). Salt formation on the Cretaceous sandstones in North and Northwest Bohemia (Czech Republic). In: Härtel, H., Cílek, V., Jackson, A., Williams, R. (eds.): *Sandstone Landscapes*. Praha, Academia, str. 76–79.
- Schweigstilllová, J., Bruthans, J., Falteisek, L., Válek, J., Soukup, J. (2013). Rychlá tvorba skalních kůr na povrchu hruboskalského pískovce. *Zprávy o geologických výzkumech* 46, 228–234.
- Siedel, H. (2010). Alveolar weathering of cretaceous building sandstones on monuments in Saxony, Germany. *Geological Society of London, Special Publications* 333(1), 11–23.
- Siegismund, S., Dürrast, H. (2011). Physical and Mechanical Properties of Rocks. In: Siegismund, S., Snelhage R (eds): *Stone in Architecture – Properties, Durability*. 4th edition, Springer, str. 97–226.
- Skoček, V., Valečka, J. (1983). Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of the Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 71–92.
- Slavík, M. (2014). Propustnost přírodních povrchů hruboskalského pískovce ve skalních městech pro vodní páru a intenzita výparu. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky, Praha, 80 str.
- Slavík, M., Bruthans, J., Filippi, M., Schweigstilllová, J., Falteisek, L., Řihošek, J. (2017a). Biologically-initiated rock crust on sandstone: Mechanical and hydraulic properties and resistance to erosion. *Geomorphology* 278, 298–313.
- Slavík, M., Bruthans, J., Schweigstilllová, J., Falteisek, L. (2017b). Vliv biokolizace na erozi a odolnost různých typů pískovcových povrchů v lomu a na přirozených výchozech. *Zprávy o geologických výzkumech* 50, 81–87.
- Slavík, M., Bruthans, J., Koblíková, A., Vorlíček, P., Paděra, M. (2017c). Hydraulické vlastnosti biogenní skalní kůry na pískovci. *Zprávy o geologických výzkumech* 50, 117–123.
- Smits, K.M., Cihan, A., Sakaki, T., Illangasekare, T.H. (2011). Evaporation from soils under thermal boundary conditions: Experimental and modeling investigation to compare equilibrium and nonequilibrium-based approaches. *Water Resources Research* 47, W05540.

- Sněhota, M., Císlerová, M., Gao Amin, M.H., Hall, L.D. (2010). Tracing the entrapped air in heterogeneous soil by means of magnetic resonance imaging. *Vadose Zone Journal* 9, 373–384.
- Snethlage R. (2011). Stone Conservation. In: Siegesmund S., Snethlage R. (eds.): *Stone in Architecture – Properties, Durability*. 4th edition, Springer, str. 415–550.
- Sommerová, A. (2014). Měření vlhkosti pískovce: laboratorní a terénní techniky. Bakalářská práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky, Praha, 35 str.
- Soukup, J. (1963). Křída. In: Čepek, L., Beneš, K., Čech, V., Havlena, V., Holub, V., Klein, V., Kopecký, L., Řezáč, B., Sattran, V., Soukup, J., Svoboda, J., Tásler, R., Vodička, J. (1963). *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XVI Hradec Králové*. Ústřední ústav geologický v nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 202 str.
- Soukup, J., Bruthans, J., Světlík, D., Schweigstillová, J., Smutek, D. (2013). Sebeorganizovaný systém podzemních kanálů vzniklých prouděním vody v puklinách křemenného pískovce v lomu Střeleč. *Zprávy o geologických výzkumech* 46, 296–304.
- Sperling, C.B., Cooke, R.V. (1985). Laboratory simulation of rock weathering by salt crystallization and hydration processes in hot, arid environment. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 541–555.
- Stark, D. (1989). Effect of length of freezing period on durability of concrete. *Research and Development Bulletin RD096.01T*. Portland Cement Association, Skokie, str. 9.
- Steiger, M. (2005). Crystal growth in porous materials – I: The crystallization pressure of large crystals. *Journal of Crystal Growth* 282, 455–469.
- Steiger, M., Siegesmund, S. (2007). Special issue on salt decay. *Environmental Geology* 52, 185–186.
- Steiger, M., Asmussen, S. (2008). Crystallization of sodium sulfate phases in porous materials: the phase diagram Na₂SO₄–H₂O and the generation of stress. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 4291–4306.

- Steiger, M., Charola, A.E., Sterflinger, K. (2011). Weathering and deterioration. In: Siegesmund, S., Snetlage, R. (eds.): *Stone in Architecture – Properties, Durability*. 4th edition, Springer, str. 227–316.
- Stejskal, J. (2011). Střední doba zdržení vody v nenasycené zóně pískovců. Bakalářská práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Praha, 45 str.
- Studencová, A. (2017). Porovnání hydraulických vlastností kavernózně zvětralých hornin do tvarů tafoni a voštin. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Praha, 60 str.
- Stück, H., Forgó, L.Z., Rüdrieh, J., Siegesmund, S., Török, A. (2008). The behaviour of consolidated volcanic tuffs: Weathering mechanisms under simulated laboratory conditions. *Environmental Geology* 56, 699–713.
- Stück, H., Plagge, R., Siegesmund, S. (2013). Numerical modeling of moisture transport in sandstone: the influence of pore space, fabric and clay content. *Environmental Earth Sciences* 69, 1161–1187.
- Svobodová, E. (2015). Vlhkost a její transport v přípovrchové zóně kvádrového pískovce. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Praha, 77 str.
- Šantrůčková, H. (2014). *Základy ekologie půdy*. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 116 str. ISBN: 978-80-7394-480-3. Dostupné z WWW: http://kbe.prf.jcu.cz/sites/default/files/prednasky/skripta/skripta_puda_metody_final.pdf [cit. 17.8.2018].
- Šilar, J. (1983). *Všeobecná hydrogeologie*. Skriptum Univerzity Karlovy v Praze. Státní pedagogické nakladatelství Praha, 177 str. ISBN: 80-7066-469-X.
- Šráček, O., Datel, J., Mls, J. (2002). *Kontaminační hydrogeologie*. 2. upravené vydání. Univerzita Karlova v Praze, Nakladatelství Karolinum, Praha, 237 str. ISBN: 80-246-0512-X.
- Taber, S. (1929). Frost heaving. *Journal of Geology* 37, 428–461.
- Taber, S. (1930). The mechanics of frost heaving. In: Black, P.B., Hardenberg, M.J. (eds.): *Historical perspectives in frost heave research: the early works of S. Taber and G.*

- Beskow. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, str. 27–35.
- Taiz, L., Zeiger, E. (1991). *Plant Physiology*. The Benjamin Cummings Publishing Co., Inc. Redwood City, 690 str. ISBN-10: 080530245X.
- Takashi, T., Ohrai, T., Yamamoto, H., Okamoto J. (1981). Upper limit of heaving pressure derived by pore-water pressure measurements of partially frozen soil. *Engineering Geology* 18, 245–257.
- Taylor, S.A., Cavazza, L. (1954). The movement of soil moisture in response to temperature gradients. *Soil Science Society of America Journal* 18, 351–358.
- Taylor, S.W., Jaffe, P.R. (1990). Biofilm growth and the related changes in the physical properties of a porous medium. 1: Experimental investigation. *Water Resources Research* 26(9), 2153–2159.
- Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe [About some meteorological terms]. *Zeitschrift für Geophysik* 6, 207–309.
- Thullner, M., Zeyer, J., Kinzelbach, W., (2002). Influence of microbial growth on hydraulic properties of pore networks. *Transport in Porous Media* 49, 99–122.
- Tindall, J.A., Kunkel, J.R. (1999). *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 624 str., ISBN-10: 0136607136.
- Tokunaga, T.K. (2011). Physicochemical controls on adsorbed water film thickness in unsaturated geological media. *Water Resources Research* 47, W08514.
- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. (1982). Electromagnetic Determination of Soil Water Content Using TDR: I. Applications to Wetting Fronts and Steep Gradients. *Soil Science Society of America Journal* 46(4), 672–678.
- Török, Á. (2003). Surface strength and mineralogy of weathering crusts on limestone buildings. *Building and Environment* 38 (9), 1185–1192.
- Török, Á., Vásárhelyi, B. (2010). The influence of fabric and water content on selected rock mechanical parameters of travertine, examples from Hungary. *Engineering Geology* 115, 237–245.

- Trakal, L., Dohnal, J., Vosátka, M. (2008). Dynamika retence vody v půdě v procesu vývoje mykorhizní symbiózy (monitorování metodou TDR – time domain reflectometry). Dostupné z WWW: <https://biom.cz/cz/odborne-clanky/dynamika-retence-vody-v-pude-v-procesu-vyvoje-mykorhizni-symbiozy-monitorovani-metodou-tdr-time-domain-reflectometry>. [cit. 20.11.2018].
- Trautz, A.C., Smits, K.M., Schulte, P., Illangasekare, T.H. (2014). Sensible Heat Balance and Heat-Pulse Method Applicability to In Situ Soil-Water Evaporation. *Vadose Zone Journal* 13, vzj2012.0215.
- Trenberth, K.E., Fasullo, J., Kiehl, J. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 311–323.
- Tsytoich, N.A. (1975). *The Mechanics of Frozen Ground*. Scripta Book Company. Washington, D.C., 426 str.
- Tuller, M., Or, D. (2003). Hydraulic functions for swelling soils: Pore scale considerations. *Journal of Hydrology* 272(1–4), 50–71.
- Uličný, D. (2001). Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip settings: The Bohemian Cretaceous Basin, Czech republic. *Sedimentology* 48, 599–628.
- Uličný, D., Čech, S., Grygar, R. (2003). Tectonics and depositional systems of a shallowmarine, intra-continental strike-slip basin: Exposures of the Český ráj region, Bohemian Cretaceous Basin. *Geolines* 16, 133–148.
- Uličný, D., Laurin, J., Čech, S. (2009). Controls on clastic sequence geometries in a shallow-marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology* 56, 1077–1114.
- Valečka, J., Skoček, V (1990). Litoeventy v české křídové pánvi. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 65, 1, Praha, 13–28.
- Valentová, J. (1994). *Hydraulika podzemní vody*. České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, 178 str. ISBN: 978-80-01-06483-2.
- Van Brakel, J. (1980). Mass transfer in convective drying. In: Mujumdar, A.S. (ed.): *Advances in Drying*, volume 1. Hemisphere, Washington, D. C., str. 217–267. ISBN: 0891161856.

- Vandevorode, D., Pamplona, M., Schalm, O., Vanhellefont, Y., Cnudde, V., Verhaeven, E. (2009). Contact sponge method: Performance of a promising tool for measuring the initial water absorption. *Journal of Cultural Heritage* 10, 41–47.
- Vandevorode, D., Cnudde, V., Dewanckele, J., Brabant, L., de Bouw, M., Meynen, V., Verhaeven, V. (2013). Validation of in situ applicable measuring techniques for analysis of the water adsorption by stone. *Procedia Chemistry* 8, 317–327.
- 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.
- Vařilová, Z., Navrátil, T., Dobešová, I. (2011). Recent Atmospheric deposition and its effects on sandstone Cliffs in Bohemian Switzerland National Park, Czech Republic. *Water, Air, and Soil pollution* 220, 117–130.
- Vařilová, Z., Příkryl, R., Zvelebil, J. (2015). Factors and processes in deterioration of a sandstone rock form (Pravčická brána Arch, Bohemian Switzerland NP, Czech Republic). *Zeitschrift für Geomorphologie* 59, Suppl. 1, 81–101.
- Vázquez, P., Alonso, F.J., Carrizo, L., Molina, E., Cultrone, G., Blanco, M., Zamora, I. (2013). Evaluation of the petrophysical properties of sedimentary building stones in order to establish quality criteria. *Construction and Building Materials* 41, 868–878.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, G.J., Verrecchia, K. (1995). Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water balance of sandy soils, Northwestern Negev Desert, Israel. *Journal of Arid Environments* 29, 427–437.
- Viitanen, H., Vinha, J., Salminen, K., Ojanen, T., Peuhkuri, R., Paajanen, L., Lähdesmäki, K. (2010). Moisture and bio-deterioration risk of building materials and structures. *Journal of Building Physics* 33, 201–224.
- Vogel, T., van Genuchten, M.T., Cislerova, M. (2001). Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources* 24, 133–144.
- Vorlíček, P. (2017). Analýza svahových pohybů v severozápadní části Příhrázské plošiny a vyhodnocení vlastností pískovce vzhledem ke stabilitní situaci. Diplomová práce.

- Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky, Praha, 132 str.
- Vuglinsky, V.S. (2004). Hydrological Cycle – Vol. II Evaporation from open water surface and groundwater. Издательский Центр «Академия», 7 str.
- Walder, J., Hallet, B. (1986). The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research* 18, 27–32.
- Wang, X. (2015). Vapor Flow Resistance of Dry Soil Layer to Soil Water Evaporation in Arid Environment: An Overview. *Water* 7(8), 4552–4574.
- Warrick, A.W. (2002). *Soil Physics companion*. CRC Press, 400 str. ISBN: 0-8493-0837-2.
- Warscheid, T., Braams, J. (2000). Biodeterioration of stone: a review. *International Biodeterioration and Biodegradation* 46, 343–368.
- Watt, D., Colston, B. (2000). Investigating the effects of humidity and salt crystallisation on medieval masonry. *Building and Environment* 35, 737–749.
- Wedekind, W., Ruedrich, J. (2006). Salt-weathering, conservation techniques and strategies to protect the rock cut façades in Petra/Jordan. In: Fort, R., Álvarez de Buergo, M., Gomez-Heras, M., Vazquez-Calvo, C. (eds.): *Heritage, Weathering and Conservation*. Taylor & Francis, Londýn, str. 261–268. ISBN: 9780415412728.
- Weiss, T., Slavík, M., Bruthans, J. (2018). Use of sodium fluorescein dye to visualize the vaporization plane within porous media. *Journal of Hydrology* 565, 331–340.
- West, G. (1994). Effect of suction on the strength of rock. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 27, 51–56.
- Wierenga, P.J., Nielsen, D.R., Hagen, R.M. (1969). Thermal properties of a soil based upon field and laboratory measurements. *Soil Science Society of America, Proceedings* 33, 354–360.
- Wilhelm, K., Viles, H., Burke, Ò. (2016). The Influence of Salt on Handheld Electrical Moisture Meters: Can They Be Used to Detect Salt Problems in Porous Stone? *International Journal of Architectural Heritage* 10(6), 735–748.
- Williams, R.B.G., Robinson, D.A. (1981). Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 1–9.

- Williams, P.J., Smith, M.W. (1989). *The Frozen Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 306 str. ISBN: 0-521-365334-1.
- Williams, R.B.G., Robinson, D.A. (2001). Experimental frost weathering of sandstone by various combinations of salts. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 811–818.
- Wilson, G.V., Rigby, J.R., Ursic, M., Dabney, S.M. (2016). Soil pipe flow tracer experiments: 1. Connectivity and transport characteristics. *Hydrological processes* 30, 1265–1279.
- Wilson, G.V., Wells, R., Kuhnle, R., Fox, G., Nieber, J. (2018). Sediment detachment and transport processes associated with internal erosion of soil pipes. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 45–63.
- Winkler, E.M. (1968). Frost damage to stone and concrete: geological considerations. *Engineering Geology* 2, 315–323.
- Winkler, E.M. (1994). *Stone in Architecture – Properties, Durability*. Springer-Verlag, Berlin, 313 str. ISBN: 0387576266.
- Wuest, S.B., Albrecht, S.L., Skirvin, K.W. (1999). Vapor transport vs. seed–soil contact in wheat germination. *Agronomy Journal* 91, 783–787.
- Xiao, B., Zhao, Y.-G., Shao, M.-A. (2010). Characteristics and numeric simulation of soil evaporation in biological soil crusts. *Journal of Arid Environments* 74, 121–130.
- Xiao, Z., Lu, S., Heitman, J., Horton, R., Ren, T. (2012). Measuring Subsurface Soil-Water Evaporation with an Improved Heat-Pulse Probe. *Soil Science Society of America Journal* 76, 876–879.
- Yamanaka, T., Takeda, A., Sugita, F. (1997). A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: wind-tunnel experiments under various atmospheric conditions. *Water Resources Research* 33, 2117–2128.
- Yiotis, G.A., Tsimpanogiannis, I.N., Stubos, A.K., Yortsos, Y.C. (2007). Coupling between external and internal mass transfer during drying of a porous medium. *Water Resources Research* 43, 640.
- Young, M.E., Urquhart, D.C.M., Laing, R.A. (2003). Maintenance and repair issues for stone cleaned sandstone and granite building façades. *Building and Environment* 38, 1125–1131.

- Zehnder, K. (1996). Gypsum efflorescence in the zone of rising damp. Monitoring of slow decay processes caused by crystallizing salts on wall paintings. In: Proceedings 8th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone. Ernst und Sohn, Berlin, str. 1669–1678.
- Zeng, Y. (2012). Coupled dynamics in soil: understanding the transport mechanism of liquid water, water vapor, dry air and heat by field experiments and numerical simulations. Disertační práce, University of Twente, Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, 209 str. ISBN: 978-90-6164-325-8.
- Zhang, R. (1997). Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. Soil Science Society of America Journal 61, 1024–1030.
- Zhou, K.P., Li, B., Li, J.L., Deng, H.W., Bin, F. (2015). Microscopic damage and dynamic mechanical properties of rock under freeze-thaw environment. Transactions of Nonferrous Metals Society of China 25, 1254–1261.

9. Přílohová část

1.	PŘÍLOHA 1	i
1.1.	Přepočítání REF hodnot z protimeteru na objemovou vlhkost.....	i
1.2.	Dlouhodobá měření relativní vlhkosti vzduchu a teploty na lokalitách ML1, ML2, MA, DR	iii
1.3.	Měření rychlosti proudění vzduchu pomocí automatických anemometrů	vi
1.4.	Dlouhodobá měření objemové vlhkosti a sacího tlaku na studovaných lokalitách	viii
1.5.	Časové řady relativní vlhkosti pískovcových povrchů naměřené pomocí protimeteru	xii
2.	PŘÍLOHA 2	xv
2.1.	Srovnání měřené a vypočítané intenzity výparu.....	xv
2.2.	Grafy měření rychlosti kapilárního nasákávání v laboratoři	xxii
2.3.	Grafy měření rychlosti kapilárního nasákávání v terénu.....	xxiv
3.	PŘÍLOHA 3	xxvii

Publikace: **Slavík, M.**, Bruthans, J., Filippi, M., Schweigstillová, J., Falteisek, L., Řihošek, J. (2017). Biologically-initiated rock crust on sandstone: Mechanical and hydraulic properties and resistance to erosion. *Geomorphology* 278, 298–313.