

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
ÚSTAV HYDROGEOLOGIE, INŽENÝRSKÉ GEOLOGIE
A UŽITÉ GEOFYZIKY
Albertov 6, 128 43 Praha 2



**CHARAKTER PROUDĚNÍ A STŘEDNÍ DOBA ZDRŽENÍ VODY
V NESATUROVANÉ ZÓNĚ NAD OCHOZSKOU JESKYNÍ
(MORAVSKÝ KRAS)**

DOKTORSKÁ DISERTAČNÍ PRÁCE

Helena Vysoká

Vedoucí disertační práce: RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha

2012

Obsah

1. Úvod.....	4
2. Voda v krasovém prostředí, saturovaná a nesaturovaná zóna.....	6
2.1. Členění na zóny ve vertikálním směru.....	6
2.1.1 Půda.....	6
2.1.2 Epikras.....	7
2.1.3 Spodní část nesaturované zóny.....	10
2.1.4 Saturovaná zóna.....	10
2.2 Střední doba zdržení vody v krasovém prostředí.....	11
2.2.1 Střední doba zdržení v nesaturované zóně.....	11
2.2.2 Střední doba zdržení v saturované zóně.....	14
2.2.3 Podíl nesaturované zóny na celkovém objemu vody v krasovém prostředí.....	18
2.3 Konceptuální modely hydrologie nesaturované zóny krasu.....	19
2.3.1 Šíření hydraulické odezvy.....	19
2.3.2 Pohyb a míšení vody.....	21
3. Charakterizace studovaného prostředí.....	23
3.1. Přírodní poměry.....	23
3.2 Nesaturovaná zóna v Moravském krasu mimo Ochozskou jeskyni.....	26
3.3. Ochozská jeskyně.....	27
3.4. Studované objekty v Ochozské jeskyni a bezprostředním okolí.....	32
3.4.1 Skapy.....	32
3.4.2 Lokality nad Ochozskou jeskyní.....	38
3.4.3 Gravitační lyzimetry.....	40
3.4.4 Tenzometry.....	42
3.5 Studované objekty mimo Ochozskou jeskyni.....	42
4. Metodika.....	47
4.1. Terénní měření a odběry vzorků.....	47
4.1.1. Měření průtoku, teploty, pH a konduktivity.....	47
4.1.2 Vlhkost půdy.....	48
4.1.3 Měření obsahu půdního CO ₂	48
4.1.4 Měření sacího tlaku v půdě.....	49
4.1.5 Půdní lyzimetry.....	49
4.1.6 Odběry vzorků skapových vod.....	50
4.1.7. Monitoring a odběry vzorků srážek.....	50
4.2. Samočinné sledování a odběr vzorků.....	51
4.2.1 Kontinuální automatické sledování přítoků do lyzimetru L15.....	51
4.2.2 Kontinuální automatický záznam dat v jeskyni.....	51
4.2.3. Automatický programovatelný vzorkovač.....	52
4.3. Laboratorní analýzy a zpracování dat.....	52
4.4. Modelování střední doby zdržení.....	53
4.4.1 Střední doba zdržení.....	53
4.4.2 Typy modelů.....	55
4.4.3 Použité stopovače.....	58
4.4.4 Program FLOWPC.....	65
4.5 Určení storativity krasového prostředí.....	68
5.0 Výsledky a diskuze.....	69
5.1 Půdní vlhkost a sací tlak.....	69
5.1.1 Vlhkost půdy.....	70
5.1.2 Průběh sacího tlaku v půdě.....	72

5.1.3 Vztah mezi sacím tlakem, vlhkostí půdy a úhrnem srážek	75
5.1.4 Porovnání průběhu sacího tlaku s množstvím vody infiltrované do lyzimetrů.....	76
5.1.5 Průtok půdou	78
5.2 Půdní CO ₂	80
5.2.2. Měřený obsah CO ₂ v půdě nad Ochozskou jeskyní	81
5.2.3. Výpočty rovnovážného obsahu CO ₂ v půdě a epikrasu	85
5.2.4. Obsah CO ₂ na dalších lokalitách v Moravském krasu	86
5.3 Základní charakteristiky vybraných skapových míst v Ochozské jeskyni.....	88
5.3.1 Průtok	88
5.3.2 Průtok na bázi půdy a reakce skapů	93
5.3.3 Teplota.....	94
5.3.4 pH skapových vod	96
5.3.5 Konduktivita.....	97
5.3.6. Vztah mezi zvýšením průtoku skapu E a poklesem konduktivity.....	99
5.4. Průběh koncentrace přirozených stopovačů v čase	104
5.4.1 Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$	104
5.4.2 Tritium.....	111
5.4.3 CFC a SF ₆	112
5.5 Modelování střední doby zdržení pomocí přirozených stopovačů - výsledky.....	113
5.5.1 Výsledky modelování dle izotopu kyslíku ^{18}O - doba zdržení vody v půdě.....	113
5.5.2 Výsledky modelování dle tritia	114
5.5.3 Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF ₆	115
5.6 Průběh $\delta^{18}\text{O}$ a konduktivity skapu E po intenzivním tání sněhu.....	122
5.7 Storativita studovaného prostředí.....	128
5.7.1 Hladiny na vrtech v prostoru velkolomu Mokrá	128
5.8 Model proudění v nenasycované zóně.....	133
7. Závěr.....	138
8. Použitá literatura	142

1. Úvod

Nesaturovaná zóna a epikras (viz kap. 3.1.3) hrají zásadní roli při ochraně jeskyní a krasových kolektorů vůči antropogennímu znečištění (Mali 2006, Zuber a Motyka 1998, Mudry et al. 2003). Tato zóna má velký význam z hlediska transportu látek (Field 1999). V nesaturované zóně krasu mohou být vázány značné zásoby vody (Perrin et al. 2003, Aquilina et al. 2006). Při srážkách může přímý odtok z nesaturované zóny představovat až přes 70 % vydatnosti pramene (Lee a Krothe 2001, Trček 2003, Trček et al. 2006, Perrin et al. 2003). V půdě a epikrasu také dochází k významnému rozpouštění CaCO_3 , jež je pak v jeskyni opět vysrážen a ukládán do sintrové hmoty. Speleotémy srážené v jeskyních ze skapů poskytují hodnotné proxy záznamy o vývoji klimatu či environmentálních podmínkách (Harmon et al. 2004, McDermott et al. 2005). Význam mělce uložených stalagmitů nesoucích detailně rozlišitelný záznam pro paleohydrologii zmínil McDonald et al (2007). Důležitost hydrologických procesů souvisejících s klimatem na povrchu a s tím spojený výběr stalagmitů pro paleoklimatické rekonstrukce popisuje Baldini et al. (2006). Mimoto délka doby kontaktu vody s horninou patří spolu s teplotou a počátečním obsahem CO_2 k faktorům zvyšujícím nasycenost vůči kalcitu (Ozyurt 2008). Práce z posledních deseti let ukazují, že role epikrasu je mnohem významnější než se dosud předpokládalo (např. Aquilina et al. 2005).

Doba zdržení a charakter proudění skrze nesaturovanou zónu odvozené ze sledování přirozených stopovačů se na jednotlivých lokalitách dosti liší. Například Harmon (1979) získal v jeskyni v Kentucky porovnáním signálu skapových vod a srážek dobu zdržení okolo 2 týdnů, v jeskyních v Yorkshire Dales ve Velké Británii zjistil Atkinson (1985) dobu zdržení 1 – 3 měsíce a Yonge (1985) v jeskyních na východě USA na skapových místech v hloubce jen 10 – 15 m pod povrchem usoudil na dobu zdržení přesahující 1 rok. Není tedy možné obecně přejímat dosud získané poznatky o vlastnostech nesaturované zóny krasu a je třeba posuzovat studovaný případ s ohledem na jeho specifika.

Autoři se různí v názorech zda převládající množství vody v krasu je vázáno na saturovanou zónu (Einsiedl 2005 a Einsiedl a Mayer 2005), nebo nesaturovanou zónu a epikras (Perrin 2003). V ČR dosud nebyla doby zdržení v nesaturované zóně detailněji studována (Bruthans a Zeman 2004; Bruthans 2006).

Pro studium jsem si zvolila Ochozskou jeskyni v lesním povodí v jižní části Moravského krasu. Na lokalitě je možnost sledovat srážky, jež infiltrují do půdního pokryvu nad jeskyní jako vstup do systému na jedné straně i skapy jako výstup ze systému na druhé

straně. Na rozdíl od jiných dobře přístupných jeskynních systémů v Moravském krasu je vstup do Ochozské jeskyně zajištěn i za vyšších vodních stavů.

Ochozská jeskyně představuje v rámci ČR unikátní lokalitu, kde jsou skapové vody studovány již od roku 1987 (Himmel 1999). J. Himmel na skapovém místě „E“ v Ochozské jeskyni zřídil v roce 1994 automatickou stanici ke sledování vybraných fyzikálních a chemických parametrů skapové vody, do níž natéká tato voda bez kontaktu s jeskynní atmosférou. Téměř 20 let monitorované skapové místo E je do velké míry unikátní i v celosvětovém měřítku. Většina dosavadních studií totiž obsahuje měření a vzorkování vody volně skapávající z krápníků, kde po vstupu kapky do jeskynní atmosféry dochází k řadě změn v důsledku vysrážení karbonátu (Tooth a Fairchild 2003, Baldini a kol 2006, Faimon a kol 2004). Ve své práci navazuji na dlouhodobé výzkum nesaturované zóny J. Himmela, M. Ježe a spolupracovníků, a zejména pak na výzkum Bruthanse a Zemana (2003), kteří začali v Moravském krasu s využitím enviromentálních stopovačů studovat střední doby zdržení krasových vod. Dlouhodobé znalosti o lokalitě umožňují efektivně aplikovat izotopové a další metody ke studiu nenasycené zóny.

Hlavním cílem mé práce je popsat charakter proudění a dobu zdržení vody v nesaturované zóně a epikrasu na lokalitě Ochozská jeskyně a srovnat dobu zdržení v nesaturované zóně s dobou zdržení v saturované zóně v Moravském krasu

Dílními cíly na lokalitě Ochozské jeskyně bylo:

- rozlišit a kvantifikovat dobu zdržení v půdě a nesaturované zóně vápenců
- zjistit zastoupení příměsí srážkové vody ve skapech z nesaturované zóny za výrazných srážkových událostí
- popsat charakter kolísání průtoku a konduktivity na dlouhodobě monitorovaném skapovém místě E
- pokusit se stanovit storativitu vápenců z kolísání hladiny na vrtech a popsat vztah storativity s hloubkou
- pokusit se vytvořit konceptuální model nesaturované zóny, který by vyhovoval všem zásadním pozorováním a měřením

2. Voda v krasovém prostředí, saturovaná a nesaturovaná zóna

2.1. Členění na zóny ve vertikálním směru

Prostředí krasu lze ve vertikálním směru rozdělit do dvou zón (Petrič 2002):

A) Nesaturovaná zóna (nebo také zóna vadózní, zóna aerace) se nachází mezi povrchem terénu a regionální hladinou podzemní vody. Její svrchní část je tvořena půdou a epikrasem. Pro krasové prostředí je typická často vysoká mocnost nesaturované zóny.

B) Saturovaná zóna pod regionální hladinou podzemní vody.

Rozdělení vertikálního řezu krasovým prostředím na zóny (Trček a Krothe, 2002 a Trček 2007).

- 1) svrchní nesaturovaná zóna:
 - a) zásobní zóna v půdě
 - b) zásobní zóna v epikrasu
- 2) spodní nesaturovaná zóna:
 - a) zásobní zóna v širších puklinách a kanálech
 - b) zásobní zóna v méně propustných horninových blocích
- 3) saturovaná zóna:
 - a) zásobní zóna v širších puklinách a kanálech
 - b) zásobní zóna v méně propustných horninových blocích

2.1.1 Půda

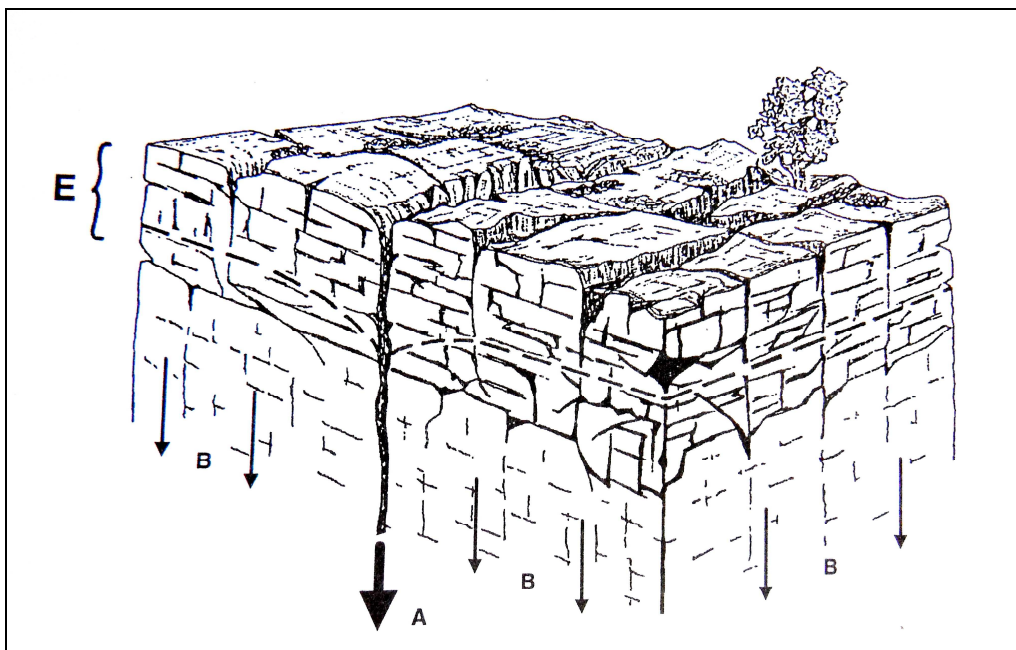
Půda a nezpevněné sedimenty představují nejsvrchnější část nesaturované zóny. V této zóně dochází v závislosti na okamžitých hydrologických vlastnostech půdy, k zadržování srážkové vody, tlumení hydraulického rázu a spotřebě vody vegetací (Petrič 2002, Trček 2003). Půda je také zdrojem CO₂ a dalších látek podílejících se na rozpouštění karbonátové horniny (Kogovšek 2010).

Během sušších období převládá proudění skrze půdní matrix, kdežto ve vlhkém období převládá preferenční proudění makropóry (Tooth a Fairchild 2003). Vedle proudění

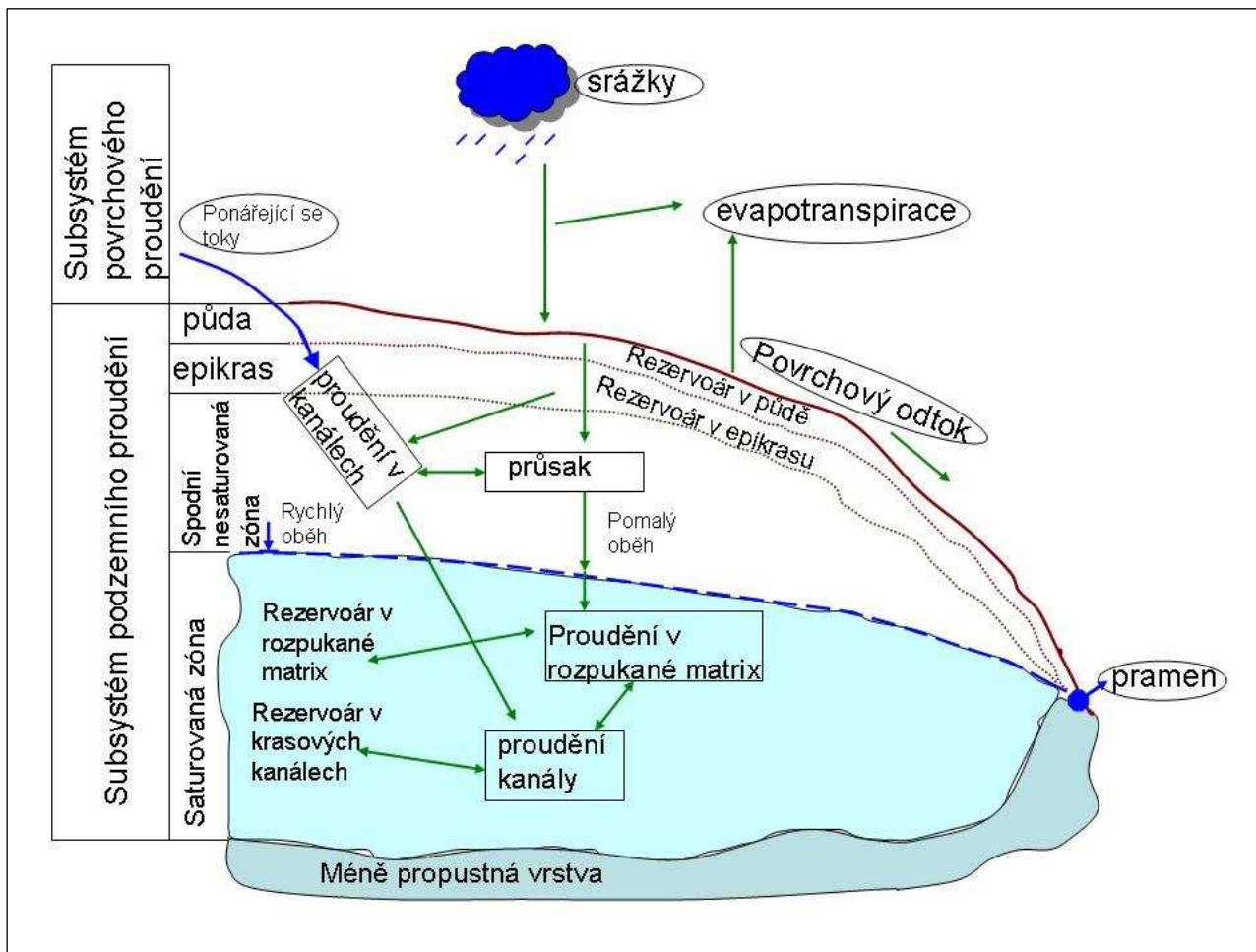
makropóry se za preferenční proudění v nesaturevané zóně považuje obvykle i fingering (Yu 1996).

2.1.2 Epikras

Pojem epikras zavedl Mangin (1973), označil jím připovrchový kolektor v krasovém prostředí, jímž některé srážky pronikají rychle a jiné pomalu dolů do hlubších částí nesaturevané zóny. To vede k retenci srážek a vzniku zavěšené zvodně nad regionální hladinou podzemní vody. Williams (1983) použil pro stejný fenomén pojem subkutánní zóna a definuje ji jako svrchní zvětralou část horninového podloží mezi půdou a saturevanou zónou, s velkou sekundární porozitou a propustností, jež klesá exponenciálně s hloubkou. Pokles propustnosti vede k akumulaci infiltrovaných vod. Největší rozšíření puklin v důsledku rozpouštění je v blízkosti povrchu v důsledku velkého množství CO_2 v půdě. Moderněji je epikras definován jako připovrchová zvětralá zóna karbonátových hornin s podstatně zvýšenou a více homogenně distribuovanou porozitou a propustností oproti níže ležícímu horninovému masívu (Klimchouk 2004).



Obr. 2.1 Schéma epikrasu dle Mangina (1973). A – soustředěná infiltrace, B – difúzní infiltrace.



Obr. 2.2 Konceptuální model proudění vody v krasovém systému. Převzato z Petrič (2002).

Chápání epikrasu jako subsystému se specifickými funkcemi v krasovém systému se poprvé objevilo v 70. letech na základě poznatků z různých oborů; biologové našli ve skapových vodách specifickou vodní faunu předpokládající existenci saturované zóny mezi povrchem terénu a jeskyní, hydrogeologové zjistili porovnáním zásob krasových kolektorů a hydrogramů pramenů existenci významného rezervoáru vody ve svrchní části nesaturované zóny (Mangin 1973). Existence tohoto rezervoáru byla podložena hydrochemickými a izotopovými studiemi (silné potlačení variací izotopového signálu, tedy podstatné míšení infiltrované a předsrážkové vody, Bakalowicz et al. 1974).

Aley (1997) rozdělil epikras do několika typů na základě schopnosti zadržovat vodu. Rozlišuje silně drénovaný epikras, sezónně nasycený a trvale nasycený. Pro silně drénovaný je typická nepřítomnost vody po většinu času, s výjimkou několika málo hodin po výrazných srážkách nebo tání sněhu. Vyskytuje se ve vyšších polohách, v místech s dobře propustným podkladem. Charakteristické jsou rychlosti proudění v řádu stovek až tisíců metrů za den

odvozené ze stopovacích zkoušek. Sezónně nasycený typ epikrasu se vyznačuje rychlostí proudění okolo 60 m/den. Prostředím jsou střední nadmořské výšky (nad úroveň místních toků), kde terén prošel vývojem, jež umožnil zachování půdního podkladu a horninového rezidua. Epikras trvale nasycený vodou se vyskytuje v humidních podmínkách a nížinném terénu, například podél trvalých vodních toků. Rychlosti proudění vody zde dosahují 0,15–25 m/den. V rámci jedné lokality však mohou být i dva nebo více typů epikrasu současně (Aley 1997).

Mocnost epikrasu může být různá, od 10 cm do 30 m (Klimchouk 2000, Trček 2003). Mocnost závisí na struktuře a textuře podložní horniny, její litologii, tektonice, klimatických podmínkách, lokální topografii, délce vývoje epikrasu a přítomnosti a mocnosti půdní vrstvy (Klimchouk 2004, Clemens et al. 1999, Williams 1983). K získání 3D představy o struktuře a mocnosti epikrasu je možné použití georadaru (Tallini et al. 2006). Spodním omezením epikrasu je kompaktní hornina s nepravidelnou sítí puklin, jež jsou od sebe vzdáleny 30–50 m, zatímco při povrchu je tato síť homogenní a vzdálenosti puklin se pohybují v řádu decimetrů (Klimchouk 2004). Dle terénních studií dochází k rozpouštění vápenců z 50–80 % do hloubky 10 m pod povrchem (Smith a Atkinson, 1976), tedy právě při bázi půdy a v epikrasu. Petrella et al. (2007) realizovali 16 m hluboký vrt v epikrasu a ve vápenci; 4 metry pod povrchem našli dutiny o průměrech 0,01 až 0,1 m.

Milanovič (2010) člení epikras na dvě zóny: svrchní, která není nikdy saturována vodou a hlubší, která je občasně saturována vodou. Blízko povrchu se uplatňuje hlavně vertikální složka proudění (Williams 1983). S hloubkou se díky poklesu propustnosti uplatňuje laterální složka proudění směrem k hlavním drenážním cestám (Klimchouk 2004, Clemens et al. 1999). Význam laterální složky proudění se zvyšuje s rostoucím nasycením epikrasu vodou, jak ukázaly stopovací zkoušky, kdy bylo barvivo detekováno i 100 m horizontálně od místa injektáže (Friederich a Smart 1986). Pro epikras je typické, že vzhledem ke zkrasování a rozpukání svrchní části epikrasu a restrikci těchto jevů s hloubkou je snazší infiltrace do epikrasu než odtok z něj.

I s ohledem na CO₂ se v rámci nesaturované zóny předpokládá existence dvou zón. Ve svrchní zóně dominuje rozpouštění karbonátu v otevřeném systému vůči půdnímu CO₂, ve spodní jsou podmínky uzavřeného systému. Nicméně i ve spodní zóně se mohou vyskytovat větrané zóny, kde dochází ke srážení kalcitu. Dokladem jsou krasové vody obecně přesycené vůči kalcitu, kdežto půdní vody se pohybují okolo bodu saturace vůči kalcitu (Tooth a Fairchild 2003). Existenci krasových dutin s vysráženými speleotémami doložily i vrty skrze nesaturovanou zónu (Benavente et al. 2011).

Přítomnost jílových a organických materiálů v epikrasu může zásadně limitovat mobilitu určitých polutantů (Perrin et al. 2004). Např. Loop et al. (2001) modelovali šíření DNAPL krasovým systémem včetně půdy a epikrasu. Z dalších prací, jejichž výsledky mají aplikace v ochraně krasových kolektorů vůči kontaminaci, a zejména epikrasu či zabývající se zranitelností nesaturované zóny lze z novějších jmenovat např. práce Flynn a Sinreich (2010), Brosig et al. (2008), Li et al. (2010).

Roli epikrasu při vývoji krasového kolektoru modelovali Clemens et al. (1999). Propustnosti v epikrasu se postupně vyvíjí tak, že pukliny rozšířené korozí čím dál efektivněji stahují volnou gravitační vodu směrem k vertikálním puklinám s hlubokým dosahem, které epikras drenují (Klimchouk 2004). Vertikální pukliny se korozí filmem vody rozšiřují do podoby mohutných šachet. Kolaps stropu šachet je pravděpodobně hlavním mechanismem vzniku závrťů (Klimchouk 2000).

2.1.3 Spodní část nesaturované zóny

Hydraulická vodivost v spodní části nesaturované zóny bývá o dva až tři řády nižší než v epikrasu (Gunn 1983). V některých oblastech nicméně díky vysoké hustotě puklin i v zóně pod epikrasem je oběh vody difúzní, nedochází k efektu soustředění toku do větších puklin a šachet, nedochází ke zdržení vody na dolní hranici epikrasu a nevznikají žádné zavěšené zvodně (Petrella et al. 2007).

2.1.4 Saturovaná zóna

Krasový kolektor představuje systém s dvojitou porozitou (Land a Huff 2010). Cesty proudění, porozita a hydraulická vodivost v kanálech a horninové matrix se mohou lišit až o několik řádů, což zapříčiňuje velmi odlišné rychlosti proudění a doby zdržení dvou složek proudění (Land a Huff 2010). Krasové kanály mají hlavní význam jako preferenční cesty proudění, neuplatňují se při tvorbě zásob vody, jak ukázal Einsiedl (2005) analýzou umělých i přirozených stopovačů v krasovém prameni v jihozápadním Německu. Jeannin a Grasso (1995) popsali, že zhruba polovina infiltrované vody teče rychle sítí kanálů a druhá polovina se dostává do méně propustných partií kolektoru. Ke stejným závěrům došla porovnáním infiltrace a odtoku krasového kolektoru Petrič (2002).

Objem vody v krasových kanálech v různých územích ČR je zhruba o 3 až 4 řády nižší než objem vody v základní porozitě krasu ve stejných oblastech Bruthans (2006) a Churáčková a Bruthans (2011).

2.2 Střední doba zdržení vody v krasovém prostředí

2.2.1 Střední doba zdržení v nesaturované zóně

Přirozené stopovače umožňují získat informace o době zdržení převažující části proudící vody. Složky s nízkým zastoupením (pod 10 %) se na výsledcích projeví obvykle velmi málo. Posoudit dobu zdržení vody v epikrasu umožňuje složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ skapové vody a její porovnání se složením srážek (Surič et al 2010). Harmon (1979) porovnával $\delta^{18}\text{O}$ srážek a skapových vod v Great Onyx Cave v Kentucky. Přes poměrně vyrovnaný izotopový signál skapů již v hloubce 20 m pod povrchem usoudil na dobu zdržení pouhé 2 týdny v nesaturované zóně krasu. Studie $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ skapových vod v jeskyních v Yorkshire Dales (UK) Atkinsona a kol. (1985) zaznamenali velké rozpětí středních dob zdržení od 2 měsíců po několik let. Zatímco některé skapy nevykazovaly variace, jiné byly ovlivněny silnými srážkovými událostmi.

Chybějící sezónní variaci $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod a tedy střední dobu zdržení přesahující jeden rok popsal Yonge (1985) na základě odběru skapů z jeskyně na východě USA z hloubky 10 m pod povrchem, Cabalero et al. (1996) z hloubky 150 m ve Španělsku a Schwarz et al. (2009) z hloubek 8, 33 a 45 m z Německa. Pezdič et al. (1984) sledovali izotopové složení srážek a skapů v Planinské jeskyni ve Slovinsku a na základě průtokových poměrů a výrazné homogenizace signálu $\delta^{18}\text{O}$ ve vadózní zóně určili, že skapová voda byla převážně tvořena srážkami, jež infiltrovaly předchozí rok. Střední doba zdržení vody nejméně několik let byla zjištěna u části zkoumaných skapových míst v pokusné štoli na planině Trnovski Gozd ve Slovinsku v hloubce 10 až 20 m pod povrchem, jak ukázal vyhlazený signál $\delta^{18}\text{O}$ infiltrovaných vod (Trček 2003). Pape et al. (2010) uvádí kolísání hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ve skapu ve studovaných jeskyních v Texasu menší než 1 ‰ za dobu 8 let. Toto vyhlazení je přisuzováno homogenizaci během míšení, k němuž dochází při proudění meteorických vod puklinami, kanály a matrix v nesaturované zóně nad jeskyní. Pokud toto míšení nastane, výsledná hodnota $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod je pak blízká ročnímu váženému průměru $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách. Signál izotopu $\delta^{18}\text{O}$ ve skapech může být utlumen nezávisle na charakteru

skapového místa (jeho průtoku, režimu variability průtoku, typu proudění), což svědčí o homogenizaci vody v nesaturované zóně (Guilfoyle 2006).

V jeskyni Soreq (Izrael) vyšla střední doba zdržení na základě tritia a $\delta^{18}\text{O}$ až desítky let (Even et al. 1986). Střední dobu zdržení v řádu desítek let zjistili pomocí tritia, $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ Chapman et al. (1991) při studiu skapů a jezírek v Carlsbad Cavern v Novém Mexiku. V obou případech se jedná o semi/aridní oblasti.

Ze stopovacích zkoušek lze zjistit rychlost proudění složek vody s nejkratší dobou zdržení. Ty mohou však tvořit jen 1% i daleko méně z celkového množství vody proudící do vzorkovaného objektu. Proto doba zdržení ze stopovacích zkoušek vychází na stejném objektu často o několik řádů kratší než doba zdržení z přirozených stopovačů (Bruthans 2006).

Rychlosti proudění vody ze stopovacích zkoušek v nesaturované zóně se dosti liší: Bricelj a Čenčur Curk (2008) uvádí 0,1 m/hod, Falcone et al. (2008) 0,4 – 1,5 m/hod, Ravbar et al. (2010) 3,5 m/hod, Veselic a Čenčur Curk (2001) 7 m/hod, Kamas (2008) až 12 m/hod, Flynn a Sinreich (2010) 7 – 17 m/hod, Kogovšek (2004) 7-80 m/hod a Bottrell a Atkinson (1992) 50-100 m/hod. Ve vertikálních trhlinách na lokalitě Mendip Hills dosahují rychlosti proudění až 600 m/hod (Friedrich a Smart 1986). Zároveň autoři popisují i rychlosti jen 5 – 10 m/den, pozorované v systému méně otevřených trhlín, které jsou podle autorů mnohem méně podstatné při doplňování krasového kolektoru. Horizontální proudění epikrasem dosahuje rychlostí až 100 m/den. Field (1999) uvádí obecně rychlost proudění epikrasem až stovky metrů za hodinu ve vertikálním směru, laterální proudění se pak dle něj může šířit rychlostí v řádu metrů až stovek metrů za den. Nejrychlejší složky proudění tak mohou proniknout celou nesaturovanou zónou v řádu hodin či méně (Bottrell a Atkinson 1992, Smart a Friedrich 1986, Kogovšek 1997, Kamas 2008).

Tab 2.1 Přehled některých prací zabývajících se střední dobou zdržení vody v nesaturované zóně krasu. Práce jsou řazeny dle data práce. (UZ – nesaturovaná zóna (unsaturated zone), SZ – saturovaná zóna (saturated zone)).

Autor, rok, místo výzkumu	Studo- vané prostře- dí	Střední doba zdržení	Hloubka pod povrchem (m p.t)	Použitý stopovač, metoda	Frekvence sledování	Délka pozoro- vacího odobí	Nízký/vysoký vodní stav (brány v potaz průtokové poměry?)
Harmon (1979) – USA, Great Onyx Cave	UZ	2 týdny	20	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	1 – 19 dní	5 měs.	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Williams (1983) – USA, Carlsbad Caverns, Waitomo Nový Zéland	UZ	2 -14 týdnů	61 -250	Zdržení srážky/ skap	1 týden	4 roky	Průtokové poměry neuvažovány
Yonge et al. (1985) - USA	UZ	přes 1 rok	10 – 15	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	2 týdny – 1 měsíc	1 rok	Průtokové poměry neuvažovány
Atkinson et al. (1985) – UK		1 – 3 měsíce až X let		$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	¹⁾	1 rok	
Even et al. (1986) – Israel, Soreq cave	UZ	X0 let	8 – 40	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H	1 – 2 týdnů	1 rok	Průtok brán v potaz
Bottrell a Atkinson (1992) – UK White Scar Cave	UZ	3 – 70 (170) dnů (barvivo detek. po 6,25 let)	45 – 90	Fluorescein	1 – 14 dnů	10 let	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Caballero et al. (1996) – Španělsko, Cueva Nerja	UZ	přes 1 rok	přes 150 ??	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	1 - 6 měsíců	14 měs.	Průtokové poměry neuvažovány
Trček (2003) – Slovinsko (Sinji vrh, tunel)	UZ	3 měsíce - 5 let	10 – 20	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$	1 měsíc	2 roky	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Perrin et al. (2003) – Švýcarsko Milandre	UZ, SZ	Přes 1 rok	40 – 50	$\delta^{18}\text{O}$	1 týden (SZ a srážky) 1 h (UZ během povodně)	2,5 roku	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Kogovšek a Šebela (2004)- Slovinsko, Postojnska Jama	UZ	Přes 3 měsíce/ 11 let	100	Fluorescein/ SO_4 a PO_4	1 měsíc ?	okolo 12 let	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Spöet al. (2005), Rakousko, Obir Cave	UZ	Přes 1 rok	15 - 90	$\delta^{18}\text{O}$	1 až 2 měsíce	4,5 roku	Průtokové poměry neuvažovány
Fuller et al. (2008), Skotsko,	UZ	Přes 1 rok	10	$\delta^{18}\text{O}$, chemis- mus	2 – 3 měsíce	2 roky	Průtokové poměry

Tartair cave		(zřejmě v rozsahu 1 – 10 let					uvažovány, ovšem chybí data z vysokého vodního stavu
Falcone et al. (2008), Itálie, Gran Sasso tunel	UZ	Rychlost proudí Proud. 10 – 35 m/den (= <i>mocnost 1000 m za 1 měsíc</i>)	300 - 1500	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{222}Rn	2 týdny – 1 měsíc	2 roky, (ne po sobě)	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Piccini et al. (2008), Itálie, Monte Corchia	UZ	50 let	400 m	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H	Občasně – v průměru 3 vzorky ročně	4 roky	
Lambert a Aharon (2009), USA, DeSoto Caverns	UZ	1-3 měsíce	30 – 40 m		1 měsíc	3 roky	Průtok brán v potaz
Surič et al. (2010), Chorvatsko, Modrič cave	UZ	„krátká“, přesně není řečeno	1-30 m	C, H, O	Ne pravidelně	3 roky	Průtokové poměry neuvažovány
Pape et al. (2010), USA, Austin	UZ	Přes 1 rok	15 - 45	$\delta^{18}\text{O}$	1 měsíc a více	8 let	Průtokové poměry neuvažovány
Kluge et al. (2010), Německo	UZ	2 – 4 roky	15 – 30, 40 - 60	^3H , ^3H - ^3He , $\delta^{18}\text{O}$, Ne	1 měsíc	2 roky	Průtok brán v potaz

¹⁾ pravidelný monitoring v měsících III-VII/1973, celkové vyhodnocení dat zahrnuje také měsíce VIII – XI/1972, kdy však bylo vzorkování jen bodového charakteru

2.2.2 Střední doba zdržení v saturované zóně

Pomocí hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ lze odlišit déšť z předchozí srážky (letní vs. zimní). Studie podílu srážkové vody ve 4 pramenech ve Francii ukázaly, že vydatné podzimní srážky přispívají cca 60 až 70 % vodě v pramenech během následující zimy, resp. léta. Během období s nízkým průtokem doba zdržení nepřesáhne pro většinu vody 1 hydrologický cyklus. (Aquilina et al. 2005).

Přehled vybraných prací zabývajících se střední dobou zdržení vody v saturované zóně krasu uvádí tab. 2.2. Schwarz et al. (2009) studovali jednu z nejznámějších a největších krasových oblastí v Německu, povodí Blautopf. Střední doba zdržení je 13 let. Trček (2007) určila střední dobu zdržení v prameni Hubelj ve Slovinsku na 2-3 roky. Pro srovnání doba

zdržení v nesaturované zóně na studované lokalitě se pohybovala v rozmezí od 3 měsíců přes 10 let.

Mocnější horninový pokryv neznamena v prostředí krasu nutně izolaci od povrchu; Aquilina et al. (2003) našli ve vrtu s přítoky v hloubkách mezi 1100 a 1300 m vodu, jež infiltrovala po roce 1960. Stejně tak Katz et al. (1997) došel k závěru, že většina vody svrchního floridského akviferu v hloubkách přesahujících 100 m infiltrovala v posledních 40 letech.

Ozyurt (2008) využil environmentálních stopovačů (^3H , CFC, tritiogenní helium-3) k modelování transportu, střední doby zdržení a posouzení zranitelnosti vůči kontaminaci využívaného krasového pramene Kirkgoz v Turecku. Střední doba zdržení dle analýz tritia vyšla 120 let. V krasovém systému v pohoří Tlemcen v Alžírě bylo zjištěno, že většina vody pochází ze zavěšené zvodně s příměsí vod, jež jsou dotovány ze třech rezervoárů s různou dobou zdržení - méně než 15 let, 15 - 25 let a přes 25 let, přičemž hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vypovídají o rychlém proudění systémem. (Azzaz et al. 2008).

V některých studiích naznačují koncentrace jednotlivých stopovačů různé doby zdržení. Han et al (2007) při studii pramenů v oblasti Semmeringu ve východním Rakousku zjistili ve vodě pramene paradoxně současně vysoké jak ^3H , tak i CFC. Koexistence obou vysokých hodnot byla vysvětlena tak, že jde o odvodnění mělkého, dobře vyvinutého krasového systému, tektonicky postiženého, kdy pukliny dosahují hluboko, a tedy vysoké ^3H je z hlubokého oběhu a CFC jsou vysoké díky kontaminaci z přístupu vzduchu před vzorkováním (otevřené pukliny, nepřítomnost sedimentárního pokryvu). Použití pouze jednoho z těchto dvou stopovačů by poskytlo zcela odlišný závěr a právě kombinace ^3H a CFC odhalila míšení vycházející ze dvou konečných prvků - vody bez CFC (před 1940) a mladé vody infiltrované po 1993. Stewart a Thomas (2008) získali na základě tritia dobu zdržení přesahující 40 let, což zahrnuje růst i pokles jeho koncentrace v atmosféře. Na základě dalších stopovačů stanovili dobu zdržení v pramenech Waikoropupu (největší prameny na Novém Zélandu, průtok 13 300 l/s) na 1,2 roku u mělkého oběhu a 10,2 let u hlubšího. Výhody kombinace více typů environmentálních stopovačů dokládají Long et al. (2008) současným analyzováním krasových vod na CFC, ^3H a ^{18}O při detekci proudění krasovými kanály v Jižní Dakotě, jež zjistili dobu zdržení od 15 do více než 50 let. Tento komplexní přístup však s sebou nese také komplikace v podobě možnosti získání odlišných výsledků v rámci různých metod, pak je právě třeba uvažovat o eventuálním míšení vod, více zdrojích, či různých cestách proudění (Land a Huff 2010).

V České Republice nebyla doba zdržení vody v prostředí krasu doposud studována zdaleka v takovém rozsahu jako v zahraničí. Pokud už existují práce zabývající se touto tematikou, jedná se o zónu saturovanou. V hydrologických letech 1994 - 1996 byl detailně sledován pramen ve Svatém Janu pod Skalou v Českém krasu. Dle průběhu $\delta^{18}\text{O}$ a tritia v prameni a dle dvousložkového modelu (složky: infiltrující srážky a voda setrvávající delší dobu v podzemí, s již téměř konstantním záznamem $\delta^{18}\text{O}$) výsledky ukázaly, že podíl přímých srážek na odtoku pramene tvoří běžně jen 8 – 11 %, a pouze za významných srážkových událostí roste na 37 %. Průměrná doba zdržení složky s pomalým oběhem je 22 let (Žák et al. 2001).

Bruthans a Zeman (2003), Bruthans (2006) a Bruthans a Churáčková (2011) studovali pomocí stopovacích zkoušek a izotopů tritia a kyslíku střední dobu zdržení v různých krasových oblastech v ČR. V krasových kanálech byla zjištěna doba zdržení v řádu hodin až 40 dní. V základní porozitě byla zjištěna doba zdržení v řádu let až prvních desítek let. Voda se střední dobou zdržení týdny až měsíce zaujímá 5 – 20 % vydatnosti jednotlivých pramenů.

Tab 2.2 Přehled některých prací zabývajících se střední dobou zdržení vody v saturované zóně krasu. Práce jsou řazeny dle data práce. (UZ – nesaturovaná zóna (unsaturated zone), SZ – saturovaná zóna (saturated zone)).

Autor, rok, místo výzkumu	Studované prostředí	Střední doba zdržení	Hloubka pod povrchem (m p.t)	Použitý stopovač, metoda	Frekvence sledování	Délka pozorovacího období	Nízký/vysoký vodní stav (brány v potaz průtokové poměry?)
Katz et al. (1997), USA, Florida	SZ	Až 40 let	100 m	^3H	jednorázově		
Katz et al. (2001), USA	SZ	10 – 20 let	nestudováno	^3H , CFC, SF_6 , ^3H - ^3He	1 rok	3 roky	Průtok brán v potaz
Aquilina et al. (2003), Francie, kras. masívy Aumelas a Gardiole	SZ	nad hladinou moře do 20 let, 0 – 50 m p.t.: 50 let, 700 – 1500 m p.t.: X000 let, pod 2500 m p.t.: 100 000 let		$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^3H , $\delta^{14}\text{C}$, ^{36}Cl , ^{87}Sr	Vzorkováno jednorázově v letech 1996 a 2000	4 roky	
Aquilina, Ladouche, Dörfli	SZ	Méně než 1 rok, ²⁾	? nestudováno	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	1 měsíc (denně při vysokém	2 roky	Nízký i vysoký vodní stav

(2005), Francie					průtoku)		zahrnutý
Azzaz et al. (2008), Alžír, pohorí Tlemcen	SZ	3 rezervoáry :1) méně než 15 let, 2) 15 -25 3) přes 25 let	5-100? není evidentní	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{14}\text{C}$	1 měsíc	6 let	Průtokové poměry neuvažov.
Ogrinc et al. (2008), Slovinsko	SZ – řeka Sáva	0,4 – 3,2 let		$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$,	1 měsíc	2 roky	Průtok brán v potaz
Einsiedl, Maloszewski a Stichler (2008) Německo	SZ	4 – 12 let	? není řečeno	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H , $\delta^{34}\text{S}$	Několik měsíců (3)	2/18 let	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Long et al. (2008), USA, Madison aquifer Black Hills	SZ	15 - 50		CFC, ^{18}O , ^3H , N, EC	Jednorázový odběr (2 – 4 duplikáty vzorku)	1 rok	
Katz, Böhlke a Hornsby (2001), USA	SZ	10 – 20 let	Neuvedeno	CFCs., ^3H , $^3\text{H}/^3\text{He}$, $\delta^{15}\text{N}$, SF_6	nepravidelně (3x za 2 roky)	2 roky	Průtokové poměry neuvaž.o
Han, Hacker a Gröning (2006), Rakousko	SZ	Směs složek s MRT do 8 let a voda před přer. 1940	Neuvedeno	^{18}O , ^2H , ^3H , CFCs	1 – 2 měsíce	1 rok	Průtokové poměry neuvaž.
Trček (2007), Slovinsko. Pramen Hubelj	UZ/SZ	Složky UZ: 3 měsíce, 9 měsíců, 4-5 let, 5-6 a přes 10 let/SZ: 2-3 roky	5 – 25 m	^{18}O , DOC	Neuvedeno	2 roky	Dlouhodobý monitoring + krátkodobé bouřkové události
Stewart a Thomas (2008), Nový Zéland, Waikoropupu springs	SZ	2 složky – mělký oběh 1,2 roku, hluboký 10,2 roku	Mocnost UZ není zmíněna	^{18}O , Cl, ^3H , CFC	1 měsíc	3,5 roku	Průtokové poměry uvažovány
Zeilhofer (2009), Německo	SZ	Několik měsíců – 100 let	0 – 40 m	NO_3^- , Cl $^-$	3 – 6 měsíců	2 roky	Průtokové poměry neuvaž.
Schwarz et al. (2009), Německo, Blautopf	UZ, SZ	13 let v SZ	100 - 150 m	^{18}O , ^2H	Dny – týdny (v závislosti na průtoku)	14 měsíců	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Gabrovšek et al. (2010), Slovenie	SZ, UZ	88–640 m/h.	100 (dle Kogovšek a Šebela 2004)	Amidorhodami ne G, Uranine	1 – 2 h (nejkratší intervaly)	8 měsíců	Nízký i vysoký vodní stav zahrnutý
Goldscheider, Pronk a Zopfi	SZ	1 – 12 dnů	Neuvedeno	Suspendované částice (0,9 –	1 h	1 rok? Nezmín	Nízký i vysoký

(2010), Switzerland				139 μm), E. Coli, TOC		ěno přesně	vodní stav zahrnutý
Kogovšek a Petrič (2010), Slovinsko	SZ	140 až 256 m/h rychlost proudění, 3)	Neuveden o	Teplota vody	30 min	2 roky	Průtok brán v potaz
Stuart et al. (2010), Malta	SZ	15 – 40 ostrov Malta, 30 – 60 ostrov Gozo	35 – 143 m	^{18}O , ^2H , $\delta^{13}\text{C}$ CFCs, SF_6 , E. Coli	Jednorázový odběr vzorků v rámci výzkumu v letech 2004 - 2006		Průtokové poměry neuvaž.

²⁾ na základě pozorování izotopického a chemického složení srážek a pramenů usoudili na roli epikrasu, plocha krasového systému nebyla jednoznačně definována.

³⁾ Kogovšek a Petrič 2010 – zmiňují časový posun v záznamu teplot a dle toho odvodili rychlost proudění, která koresponduje s výsledky stopovacích zkoušek, přímo MRT nezjišťovali.

2.2.3 Podíl nenasaturované zóny na celkovém objemu vody v krasovém prostředí

Einsiedl (2005) a Einsiedl a Mayer (2005) došli k závěru, že kolektor s puklinově-průlinovou propustností, zejména horninová matrix, je hlavním místem akumulace vody, zatímco půda a epikras mají pouze nízkou zásobní kapacitu.

Naopak Perrin et al. (2003) v oblasti Milandre (Švýcarsko) porovnáním izotopových analýz $\delta^{18}\text{O}$ vody vytékající z nenasaturované zóny a pramene zjistil že půda a epikras jsou hlavní akumulací zónou krasového prostředí. Podobně Schwarz et al. (2009), pomocí izotopů $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ ve srážkách, skapu a podzemní vodě v povodí Blautopf, v jedné z největších krasových oblastí v Německu doložil, že skapy a podzemní voda v jeskyni měly téměř utlumený signál $\delta^{18}\text{O}$, a to i v hloubkách 8 až 45 metrů pod povrchem. Je tak zřejmé, že dochází k téměř dokonalému míšení již ve nenasaturované zóně. Jacob et al (2009) na základě gravimetrie potvrdili, že hlavní zásoba vody je situována v epikrasu, zatímco saturovaná zóna má funkci hlavně transmisivní. Za intenzivních infiltračních událostí mohou vody odteklé z nenasaturované zóny tvořit velkou část vydatnosti pramenů (až 50% a více) (Lee a Krothe 2001, Trček et al 2006).

Nenasaturovaná zóna hraje významnou roli v utváření chemického složení podzemní vody; Perrin et al. (2006) zjistili sledováním chemismu krasového pramene za různých průtokových stavů, že ve freatické zóně už dochází spíše pouze k nonreaktivnímu transportu vody. Nenasaturovaná zóna krasových kolektorů též představuje ochranný pokryv pro podzemní vodu před fyzikálním, chemickým i biologickým znečištěním (Yu 1996, Mudry et al. 2003).

2.3 Konceptuální modely hydrologie nesaturované zóny krasu

2.3.1 Šíření hydraulické odezvy

Smart a Friederich (1986) vytvořili klasifikační schéma jeskynních skapů na základě vztahu mezi středním ročním průtokem a koeficientem variace průtoku a definovali pojmy seepage flow, shaft flow a subcutaneous flow. Baker et al. (1997) navrhli klasifikaci dle sezónních fluktuací. Zjistili, že chování jednotlivých skapových míst se mění s celkovým objemem vody v kolektoru. Arbel et al. (2010) rozdělili skapy na celoroční, sezónní, post-storm a přepadové (overflow) dle dynamiky a režimu průtoku, maxima průtoků a procesů vyprazdňování, jejich klasifikace má odpovídat i jiným lokalitám s odlišnou litologií. Rozdělení skapů do čtyř kategorií podle rychlosti jejich hydrologické odezvy a jejího zpoždění prezentují Tooth a Fairchild (2003).

Miorandi et al. (2010) rozdělují skapy na základě 13ti letého monitoringu v Grotta di Ernesto v Itálii na 3 skupiny dle variability průtoku a reakcí na srážkové události. Skupiny odpovídají hloubkovým úrovním pod terénem; s rostoucí hloubkou se více uplatňuje porozita horniny na úkor proudění puklinami, klesá rychlost a intenzita odezvy na srážku a průtok je více vyrovnaný v čase.

Nelineárními odezvami skapů na srážky se zabývali Baker a Brundson (2003). Po 4 roky sledovali s intervalem 15 min průtok skapu na 6 místech v Stump Cross Caverns v severní Anglii. Stejně jako Smart a Friedrich (1974) pozorovali, že variabilita průtoku skapu roste s jeho střední hodnotou a zjistili, že některé nelinearity průtoku pozorované na krasových pramenech lze sledovat i u skapů s nízkými průtoky (pod 0,1 l/h). V obdobích zvýšené infiltrace dochází ke změnám v proudění (např. aktivace přepadových cest či střídání mezi dvěma soutěžícími cestami) a i u skapů s průtokem pod 40 kap/h jsou viditelné rychlé změny průtoků.

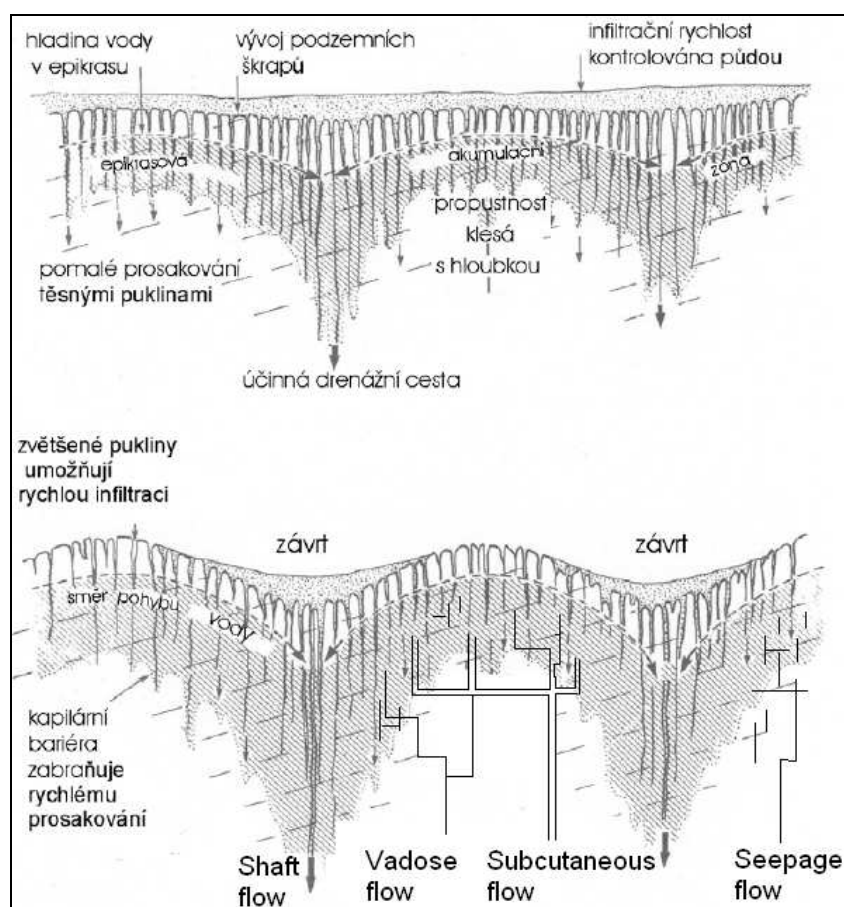
Genty a Deflandre (1998) ukázali, že variace průtoku skapu mohou být vedle srážek řízeny změnami atmosférického tlaku. K důsledkům působení atmosférického tlaku na intenzitu skapu, tedy že s jeho zvýšením roste v přírodních cestách poměr plynné fáze vůči vodě a průtok skapu klesá, dospěli i Fernandez – Cortes et al. (2008).

Sanz, E. a López, J. J.(2000) studovali infiltraci pomocí hydrografů jednotlivých stalaktitů v sedmi jeskyních blízko povrchu. Zjistili, že ačkoli často odpovídá skap bilanci

vody v půdě a odtok z nesaturevané zóny závisí na srážkách, evapotranspiraci, mocnosti a propustnosti půdního pokryvu, přesto v některých případech nelze chování skapů jednoznačně popsat či kvantifikovat. Známe-li však celkový odtok vody všemi stalaktity, mohou mělce situované jeskyně sloužit jako přírodní lyzimy k měření infiltrace do dané krasové zóny.

Na intenzitu skapu lze usuzovat i z typu vytvářené speleotémy. Skapy s větším průtokem (vadose flow) tvoří náteky, naopak pod skapy s menším průtokem (seepage flow) vznikají svíčkovité a konické stalagmity (Miorandi et al. 2010).

Rychlost šíření hydraulické odezvy nemusí mít žádný vztah s rychlostí proudění. Např. u pramene Blautopf se příspěvek srážek a tání projevuje zvýšením průtoku pramene během 1-2 dnů, přitom pramen má homogenní izotopické složení a střední dobu zdržení podle přirozených stopovačů 13 let (Schwartz et al. 2009). Even et al. (1986) uvádí skap v Izraeli, kde vysoká variabilita průtoku během roku budila dojem o přítomnosti složek proudění s krátkou dobou zdržení. Vysoké obsahy tritia a vyrovnaný obsah $\delta^{18}\text{O}$ však ukázaly že střední doba zdržení vody dotující skap je desítky let.



Obr. 2.3 Vývoj epikrasu a klasifikace proudění v nesaturevané zóně. (Převzato z Kamas 2008, upraveno na základě podkladů Williamse (1983), Klimchouka 2004 a Bruthanse (2006).

2.3.2 Pohyb a míšení vody

Falcone et al. (2008) řešili proudění nesaturovanou zónou přes 1000 m mocnou. Potvrdili obecně přijímaný duální model proudění s rychlou složkou oběhu skrze hlavní diskontinuity, pukliny a preferenční cesty s omezenými reakcemi vody s horninou a s pomalou složkou skrze síť puklin. Jeannin (1996) na základě hydrodynamických pozorování na švýcarské testovací lokalitě Milandre (průtoky, hladiny) navrhl konceptuální model, jež vyzdvihuje zásadní příspěvek vody, jež proudí prostory s nízkou propustností. Tato složka může představovat až 50 % infiltrované vody.

Hydrogram krasových pramenů je tvořen dvěma složkami (Király et al. 1995):

1) Epiflow

2) Základním odtokem.

Epiflow představuje rychle proudící složku zahrnující jednak vodu obsaženou v epikrasu ještě před srážkovou událostí a jednak vodu ze srážky, jež se koncentruje na bázi epikrasu a je drenována do sítě krasových kanálů, kde se může míchat s vodou z ponorů. Tvoří až 50 % průtoku pramene (Lee a Krothe 2001). Základní odtok je dotován prouděním difúzního charakteru, ze spodních částí nesaturované a saturované zóny s nižší porozitou.

Hydraulická odezva epikrasu na srážku závisí na nasycení půdy a epikrasu vodou a na jeho objemové kapacitě a tedy i stupni vývoje epikrasu (Trček 2007, Petrič 2002). Pokud je epikras nasycený vodou, bude hydraulická reakce rychlá. Nově infiltrovaná voda do epikrasu zvýší hydraulický tlak nad tělesem dříve infiltrované vody, jež je pak vytlačena preferenčními cestami proudění v nesaturované zóně formuje se epiflow (Petrič 2002). Tento efekt způsobuje náhlý skok v průtoku skapu. Nově infiltrovaná voda tedy vytlačuje z pod sebe starší vodu.

Pokud je objem vody při bázi epikrasu malý, je zde nově infiltrovaná voda zachycena a pomalu prosakuje drobnými puklinami do nižších, méně propustných, částí kolektoru (Petrič 2002). Hydraulická odezva na bázi nesaturované zóny nemusí být dokonce žádná. (Trček 2007). Význam nasycenosti epikrasu na režim proudění pomocí odlišných reakcí systému na stejný srážkový úhrn či na rozdílné dotace srážkami v souvislosti s jejich předchozí historií doložili Kogovšek a Šebela (2004), Kogovšek (2007) a Petrella et al. (2007). Podobně Lange et al. (2010) simulovali srážku a využili stopovačů (injektáž bromidů, konduktivita vody) nad vytyčenou plochou nad jeskyní a potvrdili, že v suchém období se nejprve saturuje půda a epikras a teprve po jejich nasycení se píستovým tokem vytlačuje dříve infiltrovaná voda z nesaturované zóny do skapů.

Na základě 10 stopovacích zkoušek v 45-90 m mocné nesaturevané zóně ve Velké Británii popsali Bottrel a Atkinson (1992) konceptuální model proudění v epikrasu, v němž lze nabitováním tří regresních funkcí na poklesovou část průnikové křivky stopovače rozlišit tři mechanismy proudění:

- 1) rychlé proudění hlavními cestami, doba zdržení okolo 3 dnů.
- 2) proudění menšími a méně propustnými cestami, pomalejší pokles, formuje recesi průnikové křivky s dobou zdržení 10 – 70 dnů.
- 3) fáze odpovídající pouze reservoárům s dobou zdržení 150 – 170 dní.

V jednom případě bylo barvivo přítomné ještě po 6 letech. Vysledovali, že proudění v nesaturevané zóně probíhá skrze řadu oddělených cest proudění, pravděpodobně sít puklin, a že období zvýšení koncentrace barviva vždy odpovídá srážkám na povrchu. S vyšší vlhkostí prostředí pak roste disperze barviva do stran.

Sinreich et al. (2008) provedli stopovací zkoušku s pevnými částicemi a ukázalo se, že pevné částice postupují rychleji a podzemí dosáhnou ve vyšších koncentracích než nereaktivní roztoky. To pravděpodobně souvisí s nepřítomností vlivu difuze na šíření těchto částic na rozdíl od šíření rozpuštěných stopovačů. Transport pevných částic též urychlují biofilmy na povrchu vápence; pokud pokrývají stěny vápence, tak mohou měnit jeho povrchové vlastnosti a přispět např. k šíření patogenů ke zdroji podzemní vody. Pronk et al. (2009) vyčlenili na základě stopovacích zkoušek s pevnými částicemi, fekálními bakteriemi, uraninem, bromidy a chloridy 3 fáze odezvy krasového kolektoru na srážku: 1) fáze zpoždění, 2) fázi pístového toku a 3) fáze míšení.

Specifickými situacemi, za nichž byly zjištěny některé zásadní poznatky o proudění nesaturevanou zónou a epikrasem, jsou výrazné srážky a intenzivní tání sněhu vedoucí k povodňovým stavům. Delannoy (1986) popsal v jeskyni Coufin ve Francii denní variace skapů v důsledku tání sněhu a maximální drenážní kapacity stalaktitů. Dle hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ lze identifikovat proběhlou událost jako tání sněhu či výraznou letní srážku (Batiot et al. 2003).

Aquilina et al. (2005) doložili studiem 4 krasových pramenů za různých průtokových podmínek, s důrazem na povodňové stavy značný vliv epikrasu na režim proudění, utváření chemického složení i dobu zdržení vody. Sledovali variabilitu Cl^- , Br^- , $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ ve vodě a potvrdili, že za nízkých vodních stavů se v epikrasu progresivně mísí čerstvě i dříve infiltrovaná voda, ovšem po vydatné infiltraci se na odtoku ze saturované zóny podílí více vody pocházející z epikrasu. Tato voda, která se v epikrasu zdržela 2 – 3 měsíce, svým chemismem dokládá interakce s půdou a biologické procesy. Při dvou po sobě jdoucích

významných dotacích epikrasu potvrdili mechanismus pístového toku, jež vytlačí dříve infiltrovanou z epikrasu. S vyšší nasyceností epikrasu se snižuje doba zdržení na 2 – 3 týdny. Lee a Krothe (2001) využili jako stopovačů vedle $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ ještě $\delta^{13}\text{C}$, DIC (dissolved inorganic carbon) a pomocí čtyřsložkového modelu (složky: srážky, půdní voda, voda z epikrasu a voda freatické zóny) určili zastoupení těchto složek v prameni po dobu 104 h po bouřkové události (11 %, 3 %, 52 % a 34 %). Voda z vadózní zóny (půda a epikras) tedy zaujímala 55 % průtoku pramene. Bakalowicz et al. (1974) určili s využitím $\delta^{18}\text{O}$ na 3 pramenech ve Francii, že dříve infiltrovaná voda do epikrasu tvoří významnou část rychlého povodňového proudění, jež následuje po výrazné srážce. U pramene Fontaine de Vaucluse ve Francii prokázali Emblanch et al. (2003) pomocí hydrografů, izotopového složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ v TDIC, že nesaturovaná zóna se podílí na celkovém odtoku pramene pouze za povodní v důsledku výrazných srážek.

3. Charakterizace studovaného prostředí

3.1. Přírodní poměry

Moravský kras je nejrozsáhlejší (délka 25 km, šířka 3 - 6 km, plocha 85 km² - Musil et al. 1993) a nejrozvinutější krasové území v České Republice (evidováno 1133 jeskyní Hromas et al. 2009). Moravský kras je součástí Dražanské vrchoviny (Demek et al. 1987). V zájmové oblasti se povrch terénu pohybuje mezi 300 a 450 m n.m.

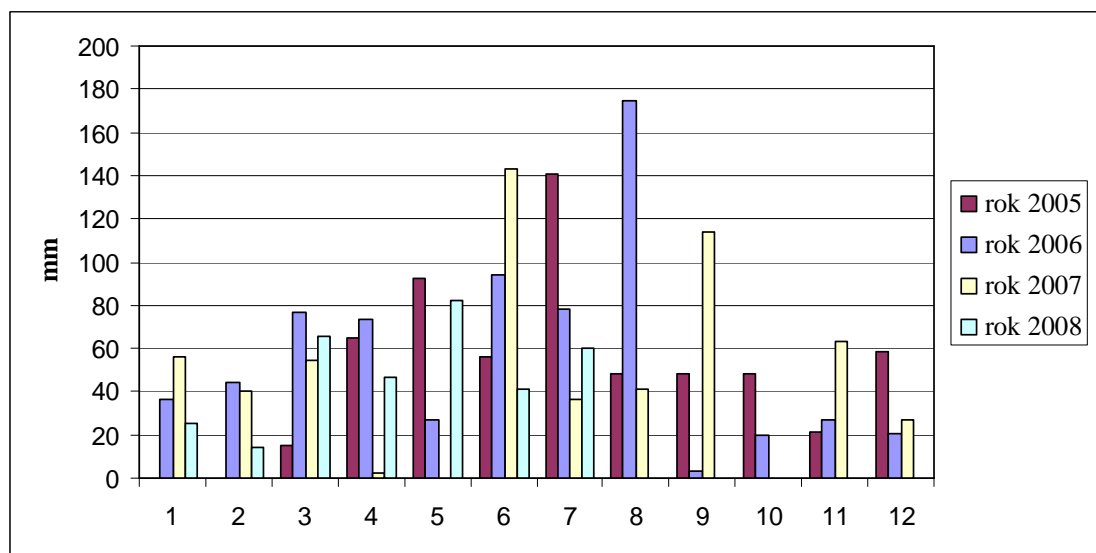
Dle klimatického členění Československa (Quitt 1971) náleží zájmové území do klimatické oblasti MT10, která je charakterizována jako oblast mírně teplá. Je to území s dlouhým, teplým a mírně suchým létem, krátkými přechodnými obdobími s mírně teplým jarem a podzimem a krátkou, mírně teplou a velmi suchou zimou. Průměrná roční teplota v jižní části Moravského krasu dosahuje 8,4 °C. Nejchladnějším měsícem je leden (-2,1 °C), nejteplejším červenec (18°C) (Atlas podnebí ČR). V jižní části Moravského krasu začíná zima v průměru kolem 13. prosince a končí 19. února (průměrná denní teplota 0 °C) (<http://www.moravskykras.ochranaprirody.cz>). Průměrný roční úhrn srážek v obci Hostěnice v období 1987 – 1998 byl 628 mm (Himmel 2002). Roční chod srážek je značně proměnlivý.

Nejvyšší srážkový úhrn odpovídá květnu až září (11 – 15 % z celoroční sumy), s vrcholem v červnu. (Himmel 1999). Minimální srážky v desetiletých průměrech se vyskytují v únoru a březnu. Sněhová pokrývka, i když přerušovaná, se vyskytuje v Moravském krasu od

konce listopadu do poloviny března, avšak v jižní části leží téměř poloviční dobu než v severní části krasu (<http://www.moravskykras.ochranaprirody.cz>).

Geologické poměry

Proterozoickým podkladem oblasti je brněnský granitoidní masív, na nějž transgresně nasedá bazální klastické souvrství spodního devonu (šedé a červenofialové arkózy a křemenné slepence) v mocnostech 7 – 70 m. Dále směrem do nadloží je vyvinuto macošské souvrství (devon: svrchní eifel – frasn) s tmavě šedými lavicovitými lažáneckými vápenci a světle šedými mikritickými vápenci vilémovickými o mocnosti až 1000 m (Hladil 1983). V nadloží vilémovických vápenců se vyskytují v jižní části Moravského krasu vápence líšeňského souvrství (devon – karbon: svrchní frasn – tournai): barevné hlíznaté vápence křtinské a tmavošedé biodetritové vápence hádko – říčské. Líšeňskými vápenci byla zakončena



Obr. 3.0 Měsíční srážkové úhrny ze srážkoměrné stanice Hostěnice v jednotlivých letech sledovaného období.

sedimentace vápenců v Moravském krasu, a to v období svrchní devon/spodní karbon. (Hladil 1983). Na líšeňské vápence nasedají flyšové sedimenty spodního karbonu, tzv. drahanský kulm, a to v jižní části Moravského krasu zastoupené především petromiktními slepenci myslejovického souvrství (visé).

Paleozoické horniny jsou postiženy variskou deformací (Dvořák 1990). Osy vrás jsou většinou směru SSV-JJZ a bývají porušeny kliváží s úklonem převážně k západu (Taraba 1975).

Kvartérní pokryv zastupují lokálně omezené výskyty spraší, ale zejména pak deluviální hlinito – písčité a hlinito – kamenité sedimenty stáří holocén – pleistocén a v okolí toků sedimenty fluviálního původu.

Typologicky představuje Moravský kras holokarst, tj. úplný kras, kde jsou dobře vyvinuté povrchové a podzemní krasové jevy. Krasovění je vázáno téměř výlučně na lažánecké a vilémovické vápence macošského souvrství (Kadlec et al. 2001, Hromas et al. 2009).

Hydrologické a hydrogeologické poměry

Hydrogeologické podmínky Moravského krasu zhodnotil za účelem klasifikace zásob podzemních vod Taraba (1975). Jeho práce se opírá o režimní měření průtoků povrchových a podzemních toků, množství chemických analýz a vrtné práce včetně hlubokých vrtů. Hydrologii Moravskému krasu se věnoval Dostál in Musil et al. (1993). Hydrogeologii jižní části Moravského krasu se, především v souvislosti s průzkumem ložiska cementářských surovin Mokrý, věnovali Hypr in Kudělásek (1995) a Crha a Hypr (1987). Hypr (2004) přispěl k představě základního dvoupatrového členění hlavní hydrogeologické struktury, v níž uvažuje existenci saturované zóny s jeskynní horizontální cirkulací a výše položené krasové struktury s jeskynními systémy.

Studované území spadá do hydrogeologického rajonu 6630 Moravský kras (<http://heis.vuv.cz>). Specifické hydrogeologické poměry tohoto rajonu určují vlastnosti krasu s řadou povrchových a podzemních krasových jevů (Taraba 1976). Hlavní hydrogeologickou strukturu Moravského krasu budují karbonáty macošského souvrství. Bází hlavní hydrogeologické struktury představuje strop bazálních klastik. Vápencový kolektor lze charakterizovat jako anizotropní heterogenní kolektor (Hypr 2004).

Hydrogeologický význam devonských vápencových komplexů závisí na jejich tektonickém porušení, stupni zkrasovění, poloze vůči místní erozní bázi, litologickému charakteru, mocnosti a plošném rozsahu (Čurda in Müller et al. 2000).

Propustnost je puklinová a krasovo – puklinová, prostorově výrazně nehomogenní. Transmisivita vápenců je střední, v rozpětí hodnot 1.10^{-4} - 1.10^{-3} m²/s (Taraba 1976). Dle vrtných prací odpovídá krasovým puklinovým polohám hluboké freatické zóny koeficient hydraulické vodivosti v řádu $k = 1.10^{-4}$ m/s, v méně propustných polohách vápenců je $k = 10^{-6}$ až 10^{-7} m/s (Hypr 2004).

Poměrně dobře jsou známy směry a rychlosti proudění v krasových kanálech, a to díky velkému počtu stopovacích zkoušek provedených v Moravském krasu a díky skutečnosti, že

větší toky vedou známými jeskynnými systémy; např. Knížek (2006) sestavil souhrn 35 stopovacích zkoušek, kdy byl stopovač úspěšně zachycen ve vývěru. Souhrn nových stopovacích zkoušek uvádí Vojtěchová a Bruthans (2010) a Kůrková (2011).

Existenci artézských puklinových zvodní v hloubkách přes 200 m prokázaly vrtné práce v údolí Říčky a Pustém žlebu. K intenzivnímu oběhu podzemních vod tedy může docházet v důsledku tektonického rozpukání i hluboko pod erozní bází. Pohyb krasových podzemních vod krasově propustným prostředím devonských karbonátových komplexů se vyznačuje nepravidelností, proměnlivostí a nerovnoměrností, a to v prostoru i čase. (Taraba 1976)

Krasové vody jsou chemického typu Ca-HCO₃, hlavním procesem utvářejícím povahu vod je rozpouštění karbonátu za spolupůsobení oxidu uhličitého ve vodě. Celková mineralizace se pohybuje zhruba v rozpětí hodnot 0,3-1 g/l (Kuklová in Taraba 1976, Holendová 2007).

Hydrogeologický význam mladších pokryvných útvarů není velký, vzhledem k tomu, že se jedná o málo mocné a plošně nepříliš rozsáhlé pokryvy. Nejvýznamnější jsou kvartérní fluviální sedimenty (Čurda in Müller et al. 2000). Vlastní zvodněné souvrství představují hrubě zrnité nesoudržné písčité štěrky pleistocenního stáří, s koeficientem hydraulické vodivosti v řádu 10⁻⁴ m/s (Taraba 1976).

Specifický odtok vody infiltrované ze srážek do hydrogeologické struktury Mokrá určil Hypr (2004) v průměru na 2,9 l.s⁻¹.km². Taraba (1976) uvádí pro povodí Říčky specifický podzemní odtok 2,1 l.s⁻¹.km². Dále v práci využívám hodnotu 2,1 l/s/km².

3.2 Nesaturovaná zóna v Moravském krasu mimo Ochozskou jeskyni

Z prací zabývajících se chemismem skapových vod lze uvést Štelcla (1964), jež se věnoval severní části Moravského krasu. Intenzitě odnosu vápence se věnovali Raušer – Štelcl a Vlček (1965), jež zjistili, že koroze vápence je v rámci nesaturované zóny cirkulace až 10 krát vyšší než v saturované zóně.

Řada novějších studií, realizovaných zejména v severní části Moravského krasu, vznikla v rámci výzkumů řešených týmy z Masarykovy Univerzity v Brně, Univerzity Palackého v Olomouci a brněnské pobočky České geologické služby. Štelcl a Zimák (2002) a Štelcl, Faimon a Zimák (2004), Faimon et al. (2004b) studovali stavbu a vývoj kalcitových brček v souvislosti s jejich možnou korozi a složení půd nad jeskyněmi (Schwarzová et al. 2006). Geochemické studium skapových vod ji však nepotvrdilo (Faimon a Zajíček 2001, 2002). Kondenzační korozi jako možnou příčinu koroze speleotém v Amatérské jeskyni

zmiňuje Fajkošová (2011) a riziko antropogenních zásahů do vegetace a půdních profilů v nadloží jeskynních systémů Ličbinská (2011), jejich možné dopady na skapové vody Šulák (2006).

Geochemii skapových vod se, v kontextu s možností koroze speleotém, věnovali Dobešová 2010, Konečná 2009, Šustková (2010), Vágner (2009) Zabývali se také studiem jeskynní atmosféry, např. složením aerosolů v ní (Faimon et al. 2000) či toky a vývojem koncentrace CO₂ uvnitř zpřístupněných i uzavřených jeskyní (Faimon a Štelcl 2004) a souvislostmi mezi koncentrací CO₂ v jeskyních a v půdě (Faimon et al. 2004c, Márová 2011, Pražáková 2009, Rakušan 2008). Balázik (2010) řešil dobu zdržení v nesaturované zóně pomocí Mg²⁺ ve skapových vodách.

Sledováním stupně nasycení vůči kalcitu bylo zjištěno, že skapové vody jsou za běžných podmínek téměř vždy přesycené vůči kalcitu (Faimon et al. 2004d), a že jejich stupeň nasycení vůči kalcitu není úměrný době zdržení či průtoku (době kontaktu vody s horninou), (Faimon et al. 2000b, Faimon a Zajíček 2002).

Goldbach (2010) popsal tvorbu mapy zranitelnosti krasového kolektoru v oblasti Moravského krasu pomocí metody EPIK, kdy se stupeň zranitelnosti vyhodnotí na základě přisouzení váhy jednotlivým atributům (epikras, ochranná vrstva – půda, infiltrační podmínky, vývoj krasu a krasové sítě). Vlivem využití území nad jeskyněmi Rudické propadání a Býčí skála na chemické složení skapových vod se zabývali Zeman a Bruthans (2007).

3.3. Ochozská jeskyně

Ochozská jeskyně se nachází sz od Brna mezi obcemi Ochoz u Brna a Hostěnice. S délkou 1750 m představuje nejdelší z 52 známých jeskyní v povodí Říčky (Himmel 1997b). Jeskyně má dva vchody. Spodní vchod v údolí Říčky v nadmořské výšce 325,2 m.n.m a horní vchod situovaný v nadmořské výšce 379,6 m n.m. ústící ve svahu nad cestou mezi Kamenným Žlábkem a Hostěnickým propadáním (Himmel 1967). Jižně od Ochozské jeskyně (1,5 km vzdušnou čarou) se nachází dobývací prostor velkolomu Mokrá, s cementárnou a vápenkami, jež představuje největšího těžaře a zpracovatele vápencových surovin v regionu. Ochozská jeskyně je vyvinuta ve vilémovických vápencích s mírným úklonem vrstev 125/20 a sítí subvertikálních puklin orientací P1 (290/70 – 85) a P2 (10 – 30/80 – 90), které predisponují hlavních chodby jeskyně (Kamas 2008). Většina povrchu v okolí Ochozské jeskyně je pokryta smíšeným lesem, převažuje buk, habr, dub a jasan.

Studovaná část Ochozské jeskyně sestává ze dvou morfologicky zcela odlišných částí. Spodní úsek jeskyně tvoří 175 m dlouhá meandrující chodba, tzv. Hadice, která má poměrně malý příčný profil (výška 2-5 m, šířka 1-2 m). Hadice náhle přechází do daleko mohutnější chodby o šířce 10-25 m a výšce 12 – 15 m, a délce 250 m, takzvaných Hlavních dómů (Himmel a Himmel 1967). Boční stěny chodby tvoří 6 - 10 m mocné polohy sedimentů, v nichž je zaříznuto občasné povodňové koryto Hostěnického potoka. Na svrchní hlinité části naplavenin se vytvořila krápníková výzdoba, jako jsou např. sintrové kůry (Himmel a Himmel 1967). Největším takovým sintrovým nátekem je tzv. Zkamenělá řeka, boční chodba ústící do Hlavních dómů (Hromas et al. 2009). Předpokládá se, že mohutná chodba pokračuje k západu, po strop vyplněná sedimenty a ústí do údolí Říčky. Hadice pak pravděpodobně představuje mladou chodbu (s krátkým časem vývoje), která vznikla po zřícení portálu a ucpání staré chodby (Kadlec et al. 2001).

Na konci Hlavních dómů odbočuje vlevo část zvaná Nová Ochozská jeskyně. Tato část o délce 550 m vede skrze Křížův a Nouackův sifon pod Hostěnické propadání. Chodba je široká 3 – 5 metrů, převážně charakteru plazivky, místy jsou vyšší dómovité prostory s komíny průleznými do výše cca 20 m. V závěru této části jeskyně jsou celkem 3 sifony, dva mělké, snadno vyčerpatelné, třetí je hluboký, úzký a neustále se zanáší řídkým bahnem. Za odbočkou do Nové Ochozské pokračuje tzv. Stará Ochozská jeskyně, jež za krápníkem Smuteční vrba dále vede přes 6 m dlouhý Německý sifon vyplněný skapovou vodou a část zvanou Labyrint k hornímu vchodu. Jeskyně má, jako jediná z jeskyní v tomto údolí, bohatou krápníkovou výzdobu. (<http://www.ochozska-jeskyne.euweb.cz/>). Mocnost nesaturované zóny v Ochozské jeskyni se pohybuje od 10 do 70 m, směrem do nitra jeskyně mocnost roste.

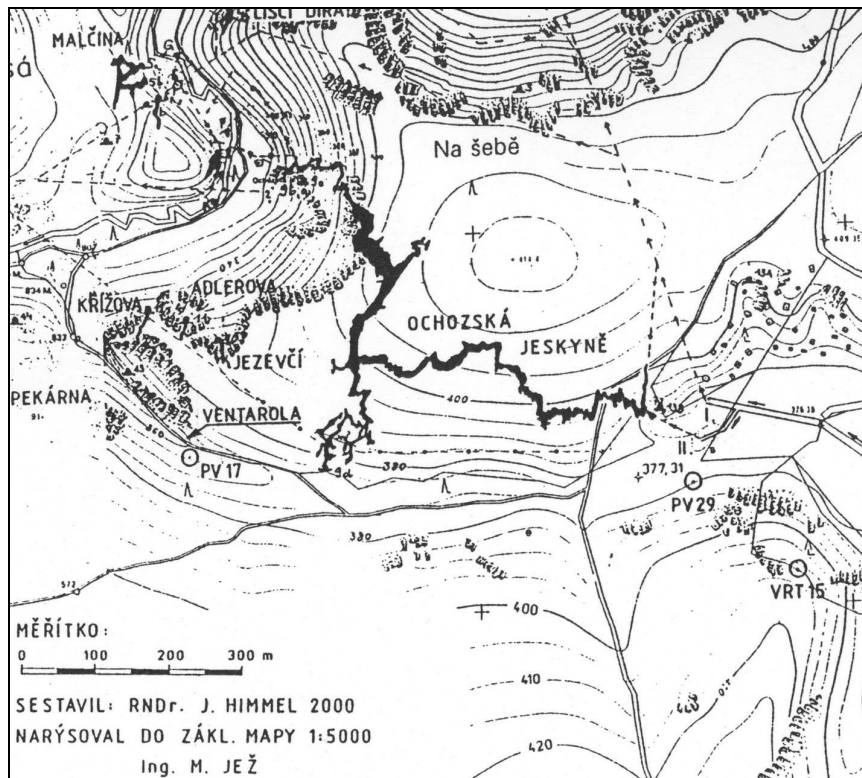
Neznámým podzemním systémem ochozské jeskyně protéká Hostěnický potok (plocha povodí 7,5 km²) (Himmel 1990). Protéká Hostěnicemi a vtéká do poloslepého údolí, kde mizí v ponorech. Za nízkých a středních vodních stavů vyvěrají vody Hostěnického potoka vody ve vývěrech Říčky, za vyšších stavů teče potok přímo Ochozskou jeskyní. Pokud Ochozskou jeskyní protéká přes 17 l/s nestačí se voda ztrácet v trativodu 5 m za spodním vchodem a hladina nastoupá cca 2 m nad dno chodby a voda začne vytékat ze spodního vchodu jeskyně (Himmel 1990). Prostor asi 15 m za spodním vchodem do Ochozské jeskyně se za povodní zatápí tak, že zůstává nejméně 30 cm volného prostoru mezi hladinou a stropem ovšem velmi silný proud a hloubka přes 2 m nedovoluje za takové situace překonání tohoto místa.

Studiu nesaturované zóny v Ochozské jeskyni se od roku 1987 soustavně věnuje J. Himmel se svými spolupracovníky, jež zde provedli řadu měření týkajících se výzkumu

infiltrace a pohybu srážek skrze nesaturovanou zónu (Himmel 1999, 1999d, 2000c, 2004) problematiky krasovění zjišťováním odnosu rozpuštěného vápence (Himmel 1993, 1999b, 2000), studiu chemismu skapových i půdních vod (Himmel 1993b, 2002) a podzemního odtoku z oblasti. Zabýval se také odezvou skapu na srážky (Himmel 2007). Himmel (1992, 1993c) se spolupracovníky provedl v Hlavních dómech Ochozské jeskyně na ploše 2900 m². Analýzy tritia ze skapu Kužel ukázaly, že 15 – 25 % tvoří voda infiltrovaná v 60. – 70. letech (Bruthans 2006). V letech 2001 – 2003 byly v Ochozské jeskyni vzorkovány skapy E, Kužel a Beránek na $\delta^{18}\text{O}$ k orientačnímu posouzení doby zdržení (Bruthans a Zeman 2003, Bruthans 2006). Od listopadu 2006 do července 2008 se výzkumu lokality věnoval J. Kamas (2008), jež se zaměřil na transportu rozpuštěných látek skrze nesaturovanou zónu.



Obr. 3.1. Topografická mapa okolí Ochozské jeskyně (zdroj: www.mapy.cz)



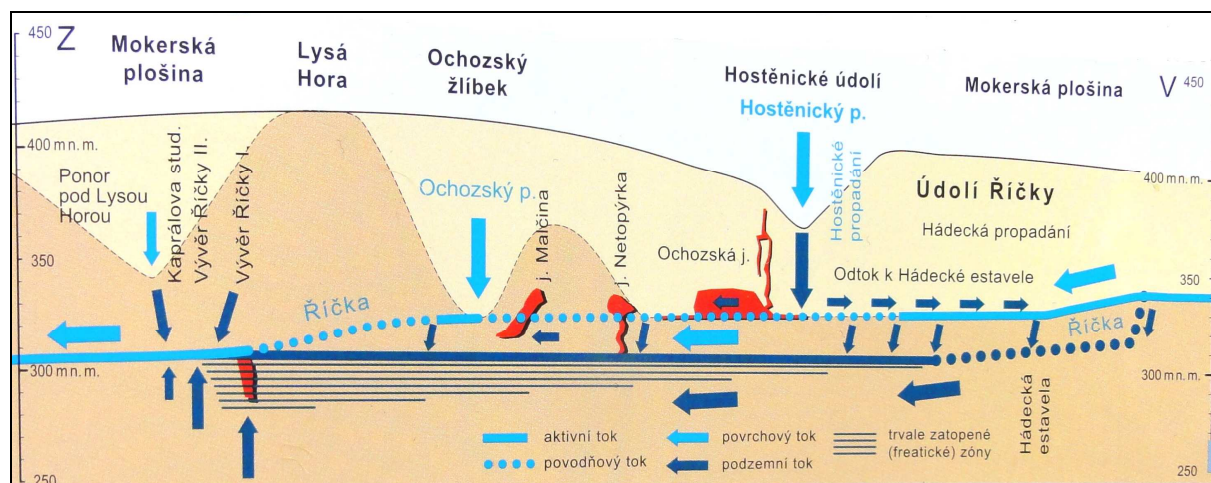
Obr 3.2 Půdorys Ochozské jeskyně a topografie povrchu nad jeskyní. Himmel (2000).

V intervalu 1 měsíc vzorkoval skapové a půdní vody na analýzu chemismu. Odebral vzorky skapové a půdní vody a dva vzorky půdního vzduchu na určení hodnoty $\delta^{13}\text{C}$. Za pomoci čtyř fluorescentních stopovačů injektovaných na bázi půdy/epikrasu provedl se spolupracovníky stopovací zkoušku skrze 70 m mocnou nesaturovanou zónu. Šest skapových míst sledoval v intervalu 30 hodin pomocí automatického vzorkovače a zbylých 50 skapových míst ve vymezené části jeskyně jednou za měsíc manuálně. Z pohybu stopovačů vyplývá, že proudění nesaturovanou zónou je víceméně vertikální (odklon od kolmice do 30°), nedochází k laterální migraci ani ve směru spádu puklin či vrstevních ploch.

Himmel odhadl průměrný specifický podzemní odtok na základě skapů u Ev Ochozské jeskyni na $1,7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (Himmel 1990). Tato hodnota je však podceněná oproti realitě, protože povodí skapu E bylo vypočteno za nadprůměrně vysokých průtoků (viz kap. 3.4.1.). Himmel (1999) uvádí pro lokalitu Ochozská jeskyně evapotranspiraci 90 – 91 %. Dle Himmel (2000) tedy v ročním průměru jen 10 % srážkové vody přechází ve spodní odtok zónou vertikální krasové cirkulace do podzemních vod, což odpovídá i výsledkům na základě množství srážek infiltrovaných do lyzimetru v hloubce 60 cm (Vysoká et al. 2007). Nejnověji Kamas (2008) vypočítal hodnotu evapotranspirace na lokalitě 46 % na povrchu půdy

(lyzimetr L0), 65 % v hloubce 15 cm pod povrchem (L15) a 89 % v hloubce 60 cm (L60). Odhad evapotranspirace na základě množství vody zachycené v gravitačních lyzimetrech však oproti realitě bývá nadhodnocen (Mikuš et al 2012).

Z 9 infiltračních zkoušek s použitím nerezového válce o průměru 20 cm, byla zjištěna hodnota vertikální složky hydraulické vodivosti v půdě nad Ochozskou jeskyní v hloubkách 0-1 m p.t. Výsledná hydraulická vodivost, určená na základě rychlosti infiltrace na konci zkoušky, byla $3 \cdot 10^{-6}$ až $1 \cdot 10^{-4}$ m/s (Bruthans et al. 2007).

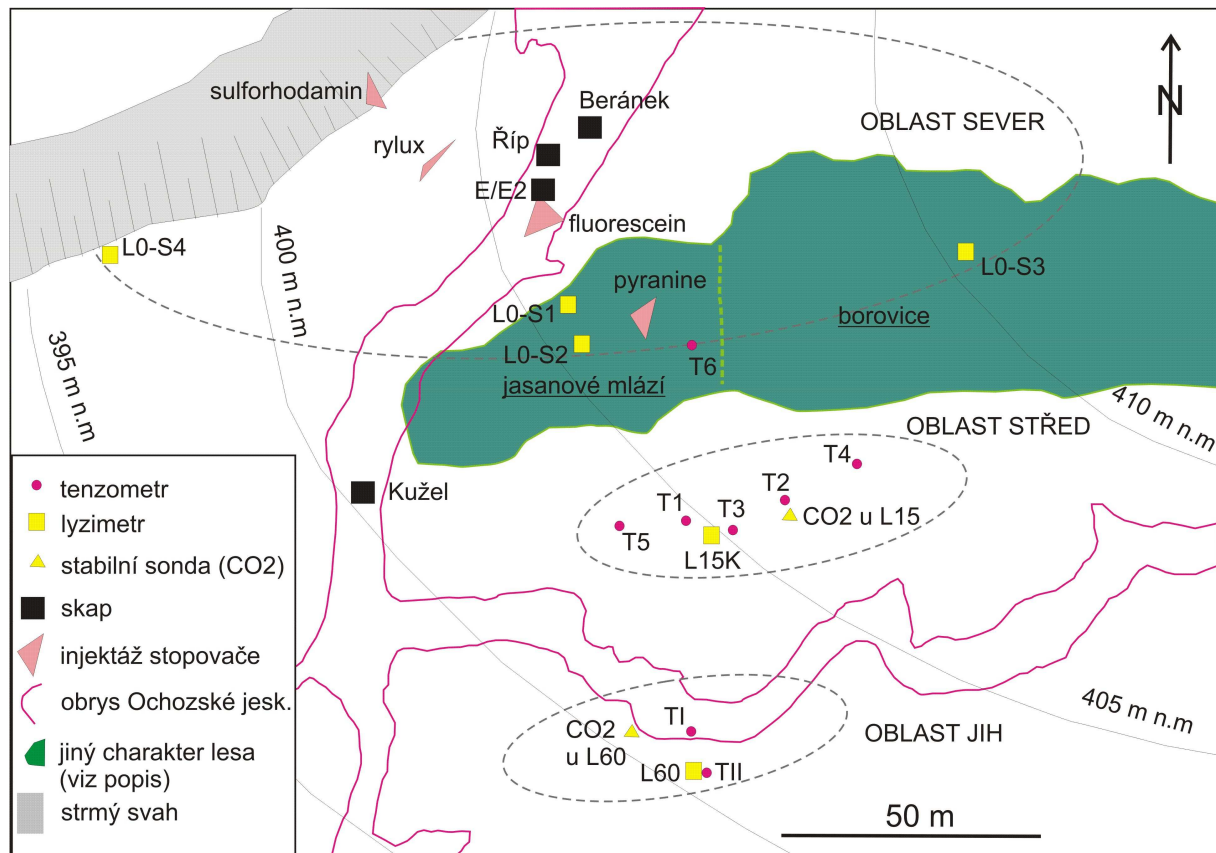


Obr 3.3 Schéma krasového odvodnění Říčky a Hostěnického potoka. (Hromas et al. 2009)



Obr 3.4 Vstup do Ochozské jeskyně v údolí Říčky za povodňového stavu Hostěnického potoka.

3.4. Studované objekty v Ochozské jeskyni a bezprostředním okolí



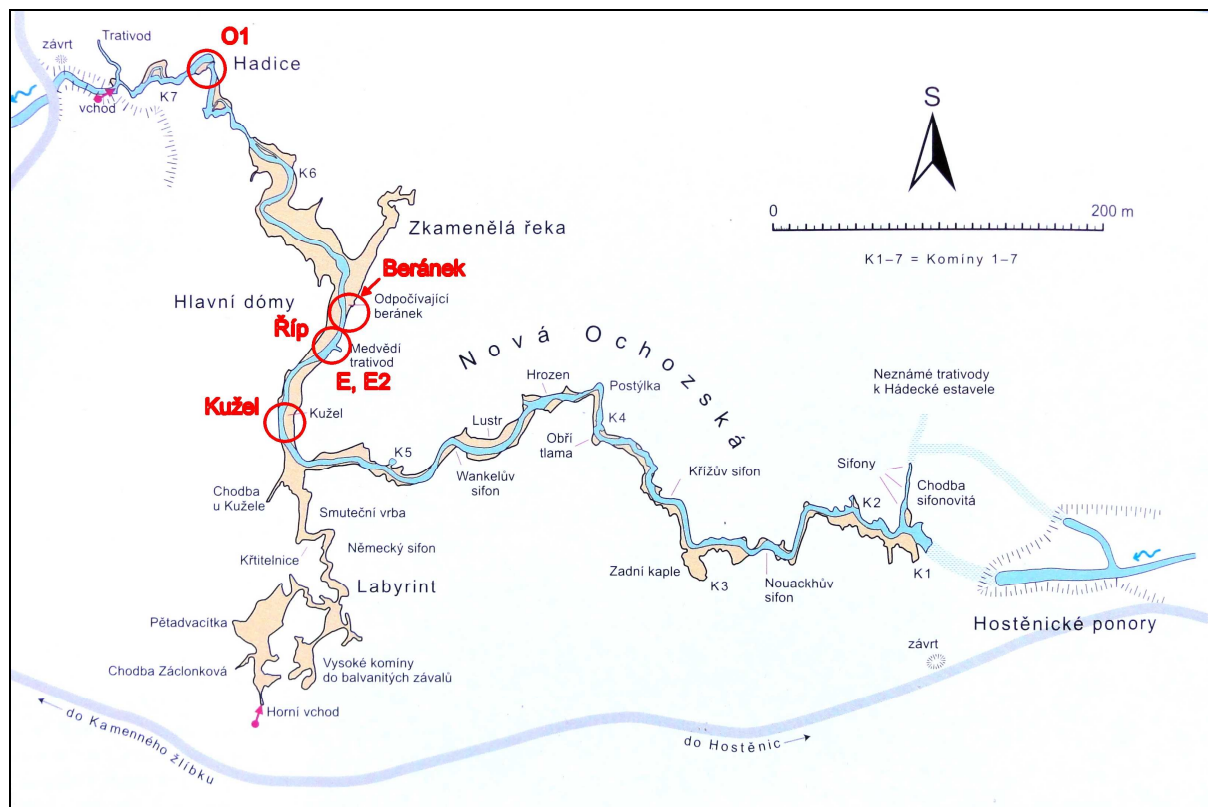
Obr. 3.5 Lokalizace tenzometrů, lyzimetrů, stabilních sond k měření půdního CO₂ a injektážních míst při stopovací zkoušce skrze nesaturovanou zónu. V půdorysu Ochozské jeskyně jsou vyznačena skapová místa E, E2, Říp, Beránek a Kužel.

3.4.1 Skapy

Níže uvádím skapová místa, na nichž jsem prováděla odběry vzorků a měření nebo jsou v práci citovány. Sledovaná skapová místa E, E2, E', Beránek, Kužel a Říp se nachází v Hlavních dómeh Ochozské jeskyně. Skap O1 je situován v chodbě Hadice poblíž vstupu do jeskyně.

E

Skap E je lokalizován poblíž tzv. Medvědího trativodu cca 4 m nad korytem povodňového řečiště. Označení skapového místa je dle Himmela (1993b), Himmel (1999) uvádí jeho hloubku pod povrchem 64 m.



Obr. 3.6 Mapa jeskyně (převzato z Hromas et al. 2009) s vyznačenými sledovanými skapovými místy.

Skap E je aktivní téměř celoročně, po většinu času má nízkou intenzitu, ta se výrazně zvyšuje za vyšších vodních stavů (Himmel 2000c). Průměrný průtok skapu E je 2,9 l/h (za období 1987 – 1998), během roku hodnoty kolísají v rozpětí 0,025 – 31,7 l/h. (Himmel, 1992). Z dlouhodobého sledování (Himmel 1999) vyplynulo, že skap E má nejvyšší průtok v době leden až květen, s maximem v březnu (23%), zatímco nejvyšší srážkový úhrn odpovídá květnu až září (11 – 15% z celoroční sumy), naopak nejnižší průtok E odpovídá říjnu (0,8%). Časový posun maxim srážek a skapů je tedy 4 – 8 měsíců (Himmel 2002). Skap E odvádí v první polovině roku 89 – 94% z celoročního množství spadlých srážek (přitom srážky v prvním pololetí tvoří jen 53% celoročních srážek) (Himmel 1992). Stejně tak podzemní specifický odtok skapového místa E má nejvyšší hodnoty v březnu a dubnu, a nejnižší v září a říjnu (Himmel 1999).

Skapové místo E je od roku 1994 osazeno aparaturou s automatickým záznamem dat pro sledování průtoku, teploty vody, pH, konduktivity a původně i obsahu chloridů a dusičnanů skapové vody (Himmel a Dráb 1994). Původně ulomený krápník byl upraven tak, aby voda z něj tekla gumovou hadicí do měřicí aparatury, čímž je možné sledovat přímo vodu z nesaturované zóny aniž by docházelo k procesům, jež by nastaly po kontaktu s jeskynní

atmosférou (degazace, srážení kalcitu). Dokladem utěsněnosti je pH menší než 7, nižší množství rozpuštěného kyslíku (80 %) a v čase dosti stálá hodnota $\delta^{13}\text{C}$ okolo 13,5 ‰ PDB. Pokud by docházelo k úniku CO_2 z roztoku do jeskynní atmosféry, byly by hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ více obohacené izotopem ^{13}C , tj. -11 až -6,1 ‰ PDB. (Kamas 2008).

Na základě okamžitého průtoku skapu E a celkového průtoku všech skapů na ploše 2900 m² ve dnech 21.5. – 1.6. 1991 určil Himmel (2004) povodí skapu E na 365 m² (12,6% celkového průtoku všech skapů z plochy). Sčítání skapů a jejich průtoků proběhlo za vyšších vodních stavů, kdy mají intenzivní skapy, mezi než E patří vyšší nárůst průtoku, než odpovídá méně vodným skapům. Určená plocha povodí je tak značně přeceněná. Do povodí skapu E patří podle výsledků stopovací zkoušky oblast přímo nad E (do vzdálenosti 30 m, ovšem mimo JJZ směr, kde je vzdálenost téměř dvojnásobná) a škrapové pole 40 m VJV (Kamas 2008).

Za vyšších vodních stavů byl pozorován výrazný přetlak pod povrchem sintrů, projevující se tlakovým výstřikem vody až do vzdálenosti 60 cm šikmo od stěny Himmel (2007). Občasně jsem u skapu E pozorovala výskyt bublinek ve vodě. Podobné pozorování uvádí Himmel (1992).

Skapové místo E' je umístěné v těsné blízkosti místa E a tato dvě místa spolu hydraulicky komunikují. Pokud průtok místem E přesáhne hodnotu 2,5 l/h, proud skapové vody k sobě přisává i část vody ze svého blízkého okolí, tedy od skapu E', vzrůstá průtok na E a poklesá množství skapu E'. Při průtoku 20l/h již odtéká všechna voda místem E a průtok na E' je nulový Himmel (2007). Jedná se zřejmě o přisávání vody díky podtlaku, který vzniká v přívodní cestě ke skapu E při určité rychlosti proudění. Podobný jev vzájemné závislosti mezi dvěma sousedními skapovými místy popsala i Trček (2008) v pokusném tunelu na lokalitě Sinji Vrh ve Slovinsku.

E2

Skap E2 se nachází cca 2 m od skapu E směrem ke spodnímu vchodu do jeskyně. Skap má poměrně vyrovnaný průtok. Průměrná hodnota průtoku je 1,36 l/h, maximálně dosahuje 3,5 l/h. Konduktivita je v průběhu roku stálá (789 $\mu\text{S}/\text{cm}$), průměrná teplota dosahuje 9,1 °C a pH kolísá kolem 7. U E2 je stejně jako u E možné v období zvýšených průtoků (např. po tání) pozorovat tlakový výstřik vody ze stěny jeskyně. Kamas (2008) na základě chloridové bilance a průměrného průtoku skapu stanovil povodí skapu E2 na 146 m².



Obr. 3.7 Měřící aparatura na skapovém místě E, vpravo detail uchycení.

Měření konduktivity a chemické analýzy potvrdily, že složením se jedná o vodu shodnou s vodou z místa E (Kamas 2008), proto je v práci uváděno také označení E/E2 znamenající, že nebylo rozlišováno mezi oběma místy.

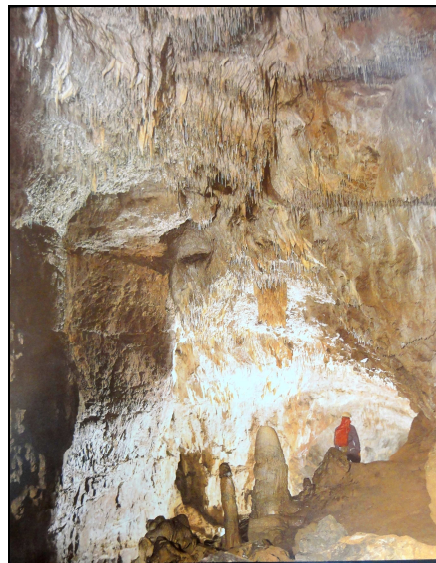
Objem sestupné cesty, jež napájí skapové místo E2 je pouhých 31 l, jak odhadl Kamas (2008) na základě zpoždění nárůstu koncentrace fluoresceinu za srážkovou událostí po vynásobení průtokem (0,7 l/hod x 45 hod). Objem se týká jen vlastní sestupné dráhy pod zónou epikrasu (Kamas et al. v přípravě).



Obr. 3.8 Skapové místo E2 (hadička od stropu) a sklopka k měření průtoku skapového místa E' (přívodní hadice jde ve směru od místa E)

Kužel

Kužel je 168 cm vysoký stalagmit pod cestou z hlavních dómů směrem k Nové Ochozské jeskyni. Nachází se ve svahu nad řečištěm občasného vodního toku (viz Obr 3.5). Má nízký, ale poměrně stálý průtok během roku. Za období 3/2005 -7/2008 se hodnota průtoku Kužele pohybovala mezi 0,1 – 2,4 l/h, průměrná hodnota činila 0,45 l/h.



Obr 3.9 Skapové místo Kužel (foto O. Zeman, foto vpravo Audy a Audyová 1993)

Beránek (Odpočívající Beránek, Ležící beránek, D)

Skapové místo Beránek je situováno nad sintrovým útvarem připomínajícím beránka, jež leží těsně nad úrovní povodňového toku, cca 10 m od E směrem ke vchodu. Skap je zhruba ve výšce 10 m nade dnem jeskyně. Proud skapu mírně mění svou polohu v závislosti na průtoku.

Intenzita jeho skapu je velmi rozkolísaná (Himmel 1993); ve sledovaném období 1987 – 1989 se hodnoty průtoky pohybovaly v rozpětí 0 – 10,2 l/h, průměr činil 1,5 l/h (Himmel 1992). Skap je aktivní pouze po větších deštích a tání sněhu, kdy má vysoký průtok, jinak je suchý. Podzemní odtoky tímto skapovým místem jsou úměrné ročním srážkám (Himmel, 1993c).



Obr. 3.10 Skapové místo Beránek (foto P. Vysoký).

Říp

Skapové místo Říp se nachází zhruba 3 m od skapového místa E k SZ (obr. 4.2). Jedná se o skap dopadající ze stropu jeskyně z výšky cca 2,5 m na sintrový útvar kopulovitěho tvaru. Kape ze tří ulámaných brček. Ačkoli je Říp velmi blízko E2, je dotován z odlišného zdroje. To vyplynulo během stopovací zkoušky, kdy si Říp po dlouhou dobu udržoval odlišný průběh koncentrace fluoresceinu, teprve po čase se průběhy sjednotily.



Ukázalo se tak, že skupina skapů v okolí E není homogenní, voda se nerozděluje do jednotlivých skapových míst až při kontaktu s nepropustnou sintrovou deskou ve stropě jeskyně, ale v každém skapovém místě se mísí různé zdroje v různých poměrech (Kamas 2008).

Obr. 3.11. Skapové místo Říp (foto J. Kamas).

O1

Skap O1 je situován v chodbě Hadice. Voda kape z ulomeného krápníku v komíně cca 10 m nad nerezovou lávkou přes povodňové řečiště. O1 je, díky své blízkosti od vchodu do jeskyně, silně ovlivněn degazací díky proudění vzduchu. Skap O1 je aktivní pouze ve vlhkých obdobích roku, maximální průtok byl naměřen 1 l/h, konduktivita kolísá od 340 do 570 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Kamas (2008) uvádí na základě chloridové bilance a průměrného průtoku skapu plochu povodí skapu 78 m^2 .

3.4.2 Lokality nad Ochozskou jeskyní

Na povrchu nad Ochozskou jeskyní vymezuji za účelem jednoduššího popisu oblasti sever, střed a jih (obr. 4.1). V rámci těchto oblastí jsem umístila lyzimetry, sondy pro měření obsahu půdního CO_2 , tenzometry a odebírala jsem vzorky půdy na zjištění vlhkosti.

Lokalita Sever

Lokalita sever se nachází v okolí průmětu skapového místa E na povrch. Pro lokalitu sever je typická nižší mocnost půdy, obvykle dosahuje 10-20 cm, maximálně 50 cm. Hluběji

v půdě jsou úlomky vápence s korodovaným povrchem a záteky půdy a zvětralin. Podíl bloků vápence dosahuje od hloubky 20 cm zhruba 60-80 % Himmel (1993, 2006).

Z uvedených lokalit je zde nejvíce vyvinuto bylinné patro, zejména travní porost a stromy (habry, buky) jsou zde nejvíce vzrostlé, s korunami dále od sebe. Při jižním okraji oblasti pokrývá terén jasanové mláží a v jihovýchodní části vzrostlý borový les. V rámci lokality sever byl umístěn lyzimetr L10 a všechny sněžné lyzimetry L0. Tenzometr 6 na jižní hranici oblasti sever byl zničen, a nebyl proto vyhodnocen.

Lokalita střed

Lokalita střed zahrnuje prostředí vzrostlého habrového lesa s maximální mocností půdy zhruba do 60 cm. Zde byly osazeny tenzometry 1-5. Směrem na východ, v místě tenzometrů č. 4 a 5 roste mocnost půdního pokryvu 1 m a přibývají buky a břízy. Směrem k západu (blíže k průmětu skapu Kužel na povrch), v místě tenzometru č. 5, se nachází škrapové pole. Severní okraj oblasti ohraničuje hustník tvořený lískou a borovicí. V prostředí lokality střed byl zakopán lyzimetr L15.

Lokalita Jih

Lokalita jih byla vymezena ve vzrostlém habrovém lese, v prostředí sprašové půdy s mocností okolo 1 m. Spraš v těchto místech popisuje i Himmel (1993b) – viz sonda V, popisuje hnědou rendzinu do hloubky 15 cm, pod ní až do hloubky 90 cm sahala žlutá spraš, která nasedala na skalní podklad. Na lokalitě jih je nejmocněji vyvinuta vrstva humusu a lesní opadanky. V této oblasti byl situován lyzimetr L60 a tenzometry I a II.



Obr.3.12 Lyzimetr L15

3.4.3 Gravitační lyzimetry

Nad jeskyní bylo umístěno postupně celkem 6 lyzimetrů k zachycení infiltrující vody, z toho dva do půdy (L15 a L60) a čtyři na povrch (L0) – tzv. sněžné lyzimetry. Označení lyzimetrů znamená hloubku umístění infiltrační nádoby pod povrchem, tedy L60 měl infiltrační nádobu v hloubce 60 cm pod povrchem, L15 pod 15 cm mocnou vrstvou půdy a L0 byly volně loženy na povrch.

Obsah lyzimetrů L0 reprezentuje srážkovou vodu infiltrující do půdy skrze pokrov listí a jiný organický materiál. Tato voda svým složením odráží infiltraci na škapových polích.

Lyzimetr L15 zachycuje vodu drenující skrze svrchní půdní vrstvu mocnou 10 – 15 cm, před proniknutím do zvětralin a rozvětralých podložních vápenců. Infiltrace na bázi mělkého půdního pokryvu odpovídá např. situaci nad skapem E.

Lyzimetr L60 je umístěný východně od průmětu skapových míst E a Kužel. Tento lyzimetr odráží vodu zachycenou v hloubce 60 cm, v půdním profilu tvořeném sprašovou hlínou. Půdní pokrov je evidentně mocnější než nad zkoumanými skapovými místy a dobu zdržení získanou z lyzimetry tak lze považovat za horní hranici doby zdržení v půdě. Složení vody zde odráží vývoj pod mocnějším jemnozrnným půdním pokryvem. Přímo nad skapová místa nebylo možné lyzimetr pro velkou četnost vápencových balvanů do větší hloubky umístit.

Tab. 3.1 Lokalizace lyzimetrů, hloubka umístění, typ a parametry infiltrační nádoby a jejich sběrná plocha.

Označ.	Umístění	Hloubka a pod povrchem (cm)	Datum umístění	Rozměry, typ a materiál infiltrační nádoby	Sběrná plocha	Sběrná nádoba
L0	lokality sever, S1 a S2 - jasanové mlází	0	11/2006	Podélně rozříznutá trubka - novodur (rozměry 42 x 7 x 7 cm)	0,0294 m ²	kanystr 5 l
	lokality sever, S3 - borový les, S4 - svah se škrapy	0	12/2006	Plastová miska (hloubka 9 cm, půdorys 28 x 41 cm)	0,1148 m ²	kanystr 5 l
L15	lokality střed	15	8/2006	Plastová miska (hloubka 8 cm, půdorys 26,5 x 38,5 cm)	0,102 m ²	novodurový válec (55 cm výška, 15,3 cm průměr), objem 17,64 l
L60	lokality jih	60 cm	7/2005	Plastová miska (hloubka 7,8 cm, půdorys 26,5 x 38 cm)	0,1007 m ²	kanystr 5 l

Lyzimetr je umístěn při bázi půdního profilu a odpovídá tedy zhruba infiltraci do podložního epikrasu. Detailní lokalizaci jednotlivých lyzimetrů ukazuje obr. 3.1, jejich parametry jsou v tabulce tab 3.1.



Obr. 3.13 Lyzimetr L0 (L0 – S4 v obr. 4.1)

3.4.4 Tenzometry

Celkem 7 tenzometrů jsem rozmístila na lokalitách střed a jih. Lokalita sever osazena nebyla, protože mělká půda neumožnila umístění tenzometrů. Rozdělení do oblastí odráží různé typy prostředí, v nichž jsou tenzometry umístěny.

U tenzometrů 1 až 3 situovaných v těsné blízkosti kmene stromu lze očekávat vyšší infiltraci do půdy díky stemflow (Johnson a Lehmann 2006). Pro okolí č. 4 jsou typické buky a břízy, tenzometr č. 5 je osazen v místě četného výskytu vápencových bloků.

Tenzometry skupiny jih jsou stejně jako skupina střed osazeny ve vzrostlém habrovém lese, jsou ale umístěny v půdě o mocnosti okolo 1 m s vyšším obsahem jílu (v jílové frakci převládá montmorillonit, s výraznějším zastoupením illitu). Půdu lze klasifikovat jako rendzinu.

Tabulka 3.2: Hloubka jednotlivých tenzometrů, jejich rozdělení do skupin, označení, nejbližší vzdálenost od kmene stromu a umístění.

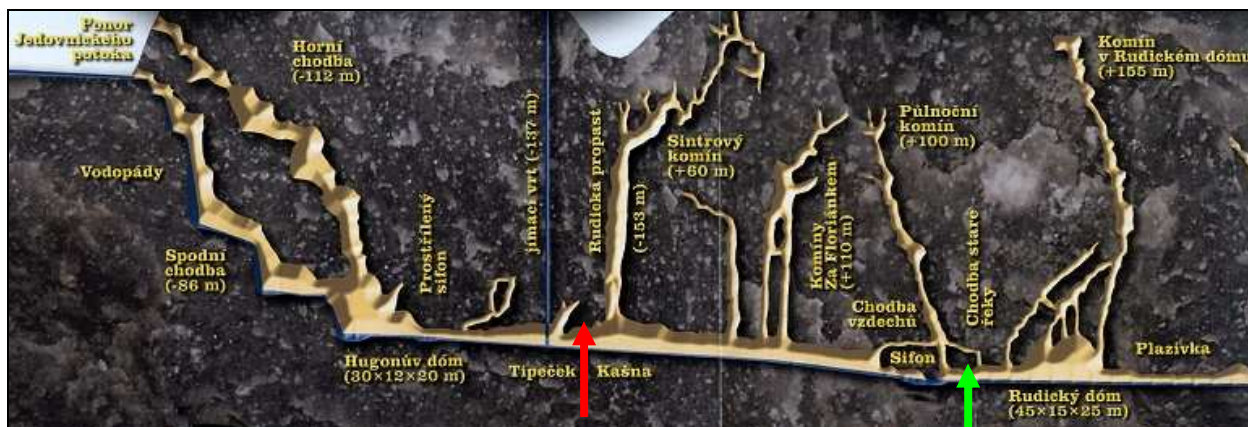
Označení	Hloubka (m)		Nejbližší vzdálenost ke kmene stromu (cm)	Oblast	Max. mocnost půdy (cm)
I	0,4	mýtina ve vzrostlém lese (habr)	200	jih	100
II	0,9	mýtina ve vzrostlém lese (habr)	270		
1	0,4	u kmene stromu (habr)	25	střed	60
2	0,4	u stromu, mezi kameny (habr)	50		
3	0,6	u kmene stromu (habr)	50		
4	0,9	vzrostlý listnatý les (buk, bříza)	350		
5	0,9	škrapové pole	200		

3.5 Studované objekty mimo Ochozskou jeskyni

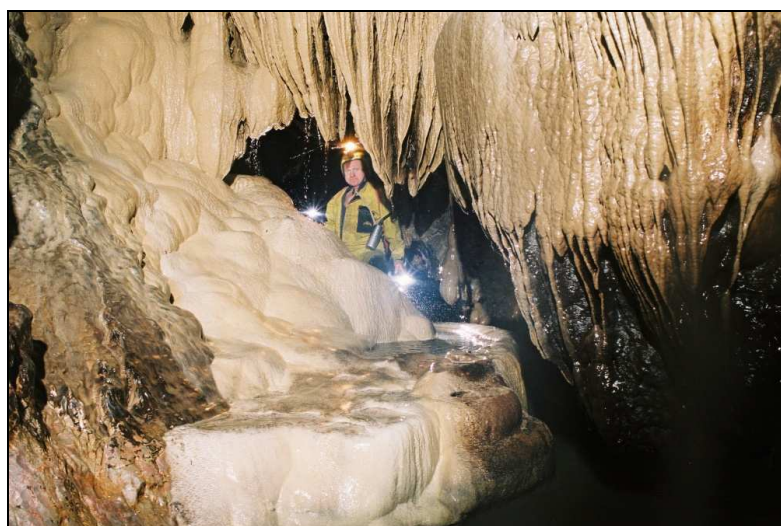
Skapová místa mimo Ochozskou jeskyni

Kašna (Rudické Propadání)

Jedná se o skapové místo u zasintrovaného Absolonova žebříku z roku 1921 poblíž vyústění Rudické propasti v jeskyni Rudické propadání. Průtok je cca 0,2 – 0,5 l/s, povodí tohoto přítoku dosahuje okolo 0,1 km², nízký obsah dusičnanů a chloridů odpovídá lesnímu povodí. Konduktivita je 675 - 680 μS/cm (Zeman a Bruthans 2007).



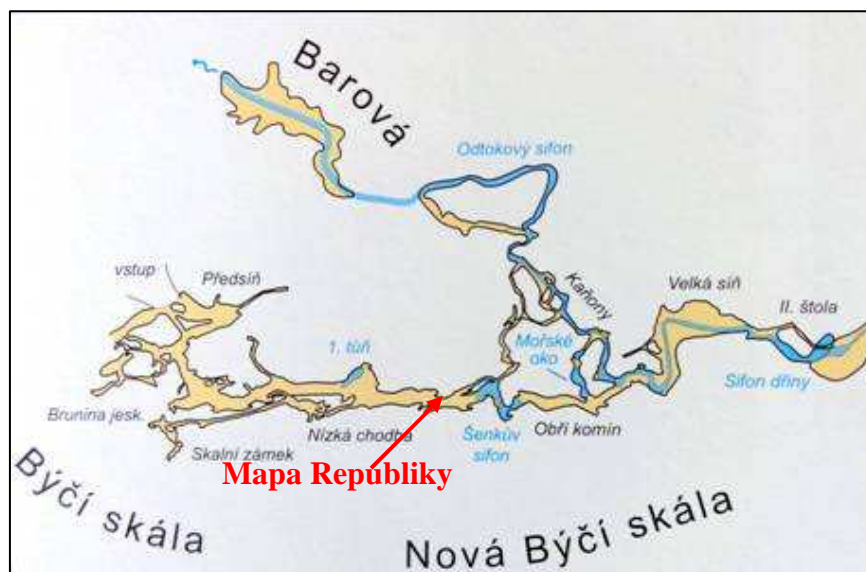
Obr.3.14. Skapové místo Kašna v Rudickém propadání. Červená šipka vyznačuje přibližnou lokalizaci, zeleně je označena Stará řeka. (zdroj: www.speleorudice.cz)



Obr. 3.15. Kašna v Rudickém propadání. (foto O. Šimíček, vpravo P. Zajíček in Hromas et al. 2009)

Mapa Republiky (Býčí skála)

Mapa republiky se nachází v jeskyni Býčí skála, blízko Šenkova sifonu, jež skapové vody Mapy republiky dotují. Zeman a Bruthans 2007). Jedná se o vydatný skap, celoročně aktivní. Průtok je možné odhadnout na vyšší desítky l/hod. Konduktivita vody je 239 – 277 $\mu\text{S}/\text{cm}$, obsah dusičnanů i chloridů je nízký (do 10 mg/l). (Zeman a Bruthans 2007)



Obr. 3.16. Mapa části jeskyně Býčí Skála s lokalizací skapového místa Mapa republiky (Hromas et al. 2009).



Obr. 4.17 Mapa Republiky (foto I. Harna)



Obr. 4.18 Stará řeka (foto M. Audy)

Saturovaná zóna krasu

Pramen PB0337 (Kaprálka, Kaprálova studánka)

Pramen PB0337 je autochtonní krasový vývěr u toku Říčky, situovaný přibližně 1 km po proudu pod Ochozskou jeskyní, mezi vývěry Říčky I a II a Horním mlýnem (WGS-84: N

49°14'34.44" E 16°44'06.36" (<http://www.estudanky.cz/970-studanka-kapralova.cz>). Jde o objekt státní hydrologické pozorovací sítě sledovaný ČHMÚ v letech 1966 – 1979 a 1983 – 2011 na vydatnost a teplotu. Nadmořská výška pramene je 324 m.n m (Balt).

Průtok je dosti stabilní a nízký, uvádí za období 1966 – 2006 se průměrně 0,77 l/s, s minimem 0,13 l/s a maximem 2,48 l/s (Zdroj: ČHMÚ). Průměrná teplota pramene je 7,6 °C, konduktivita 870 μS/cm (Himmel 2002c), dle mého občasného měření v období 4/2007 – 1/2008 je hodnota konduktivity spíše nižší, v průměru 760 μS/cm.

Pramen PB0337 souvisí s ponorem Západně Lysé, ležícím 110 m severně od jejího vývěru, jak potvrdil Himmel (2000, 2002c) stopovací zkouškou. V létě, s vyschnutím povrchového toku, jež se ponáří v ponoru Západně Lysé, klesá i průtok pramene (Himmel 2000).

Opakovaně byly ve vodě pramene nalezeny koliformní zárodky žijící v trávicím traktu teplokrevných organismů Himmel (2000), jež nesnesou dlouhý transport (jejich half life – „přežití poloviny exemplářů“ pod povrchem je v řádu 11 – 18 hodin, Coombs et al. 1999), což svědčí o průsaku povrchových vod a rychlé cestě proudění mezi jejich zdrojem a podze Morris et al., 2005). Vedle koliformních zárodků uvádí Himmel (2000) také výskyt amoniaku a enterokoků.



Obr. 3.18. (Foto:<http://www.estudanky.cz/-studanka-kapralova>)

Stará řeka (Rudické propadání)

Stará řeka tvoří podzemní pravostranný přítok Jedovnického potoka, jež protéká Rudickým propadáním. Do hlavního toku ústí několik desítek metrů za tzv. Druhým sifonem, jež byl překonán Chodbou vzdechů (obr. 3.14), v hloubce zhruba 170 m pod povrchem. Tato část jeskyně je tvořena ve vilémovických vápencích se sklonem 20-40° (Bruthans 2006). Přítoková jeskyní chodba má minimální spád a v současné době je známo přes 30 metrů proti proudu s několika nevelkými kavernami a koncovým sifonem, spadajícím do hloubky 2,5 metru. Za sifonem je 10 m dlouhá chodba s volnou hladinou v závěru, další pokračování uzavírají sedimenty. (www.jeskynar.cz/rudice/stranka/pritok-stare-reky). Stopovací zkouškou byla potvrzena spojitost s jeskyní Svážná studna (Hromas et al. 2009)

Průtok dosahuje 6,8 – 40 l/s, konduktivita se pohybuje v rozpětí 640 – 731 $\mu\text{S}/\text{cm}$. (Zeman a Bruthans 2007). Plocha povodí byla odhadnuta na 3 – 5 km^2 . (Bruthans 2006)

Konstantní přítok (Amatérská jeskyně)

Konstantní přítok, podzemní přítok Punkvy v jižní části Amatérské jeskyně, vyvěrá v konci Dómu U vývěru (Hromas et al. 2009). Hloubka pod povrchem je zde přibližně 130 až 150 m (Příbyl a Rajman 1980).

Průtok je poměrně vyrovnaný v čase, v rozpětí 2 – 14 l/s. Od Punkvy se liší chemickým složením, vyšší konduktivitou a teplotou, jež je stálá a dosahuje 8,2 až 8,3 °C. Dle vyššího obsahu chloridů a dusičnanů pravděpodobně většina vody nepochází z lesního povodí, které se nachází nad vývěrem, ale ze zemědělsky využívaných ploch (Bruthans 2006). Na základě stopovací zkoušky spadá do povodí Konstantního přítoku oblast kolem Suchdola (Hromas et al. 2009), Z potápěčského průzkumu je známa Přítoková chodba do vzdálenosti 275 m, končící mohutným zatopeným dómem v hloubce přes 40 m. Průřez chodeb se pohybuje od 1 x 1 do 2 x 3 m (Motyčka a kol., 2000).



Obr. 3.19 Konstantní přítok - chodba, kudy přitékají vody Konstantního přítoku k Podzemním vývěřům Punkvy. Vlevo hladina Punkvy 1 m nad běžným stavem hladiny Konstantního přítoku, vpravo stav za sucha, Punkva neteče a tok Konstantního přítoku se propadá do vývěřů Punkvy. (foto M. Audy, R. Bouda a L. Láník)

4. Metodika

4.1. Terénní měření a odběry vzorků

Měření fyzikálních a chemických parametrů a odběry vzorků vody a půdy jsem prováděla s měsíční frekvencí, s výjimkou tání a výrazných srážkových událostí, kdy byla frekvence terénních prací vyšší, v řádu týdnů až dní. Například při tání v březnu 2005 a 2006 byly měření a odběry prováděny denně.

4.1.1. Měření průtoku, teploty, pH a konduktivity

Průtok skapu jsem měřila pomocí odměrného válce a stopek jako objem vody, nebo počet kapek za časový úsek. Přepočet z počtu kapek na objem vychází ze změřeného objemu průměrné kapky 0,015 ml.

K měření konduktivity a teploty jsem použila přístroj Cond 340i se sondou TetraCon 325 od firmy WTW (Německo). Přesnost měření teploty je 0,1 °C, přesnost měření vodivosti je $\pm 0,5 \%$ z měřené hodnoty. Jedná se o přístroj se zabudovaným teplotním čidlem a automatickou kompenzací na teplotu 25 °C. Hodnoty pH jsem naměřila pomocí pH metru pH 330i se sondou SenTix 41 od firmy WTW.

4.1.2 Vlhkost půdy

Vlhkost půdy je klíčovým parametrem pro stanovení doby zdržení vody v půdě. Pokud převažují srážky nad evapotranspirací, půdní vlhkost roste a naopak. Vlhkost půdy může klesnout na minimální hodnotu, kdy již není voda dostupná rostlinám (Petrič 2002).

Vzorky půdy na měření vlhkosti (hmotnost 30 –100 g) jsem odebírala pedologickou sondou či lopatkou z vybraných míst ze dvou hloubkových úrovní (0 – 10 cm a 10 – 30 cm pod terénem) a umístila do několika vlhkotěsných polyetylenových sáčků s uzávěrem. Vzorky jsem odebírala na lokalitách sever, střed a jih, a to v blízkosti lyzimetrů L15 a L60 (obr. 3.5).

4.1.3 Měření obsahu půdního CO₂

Klíčovým parametrem řídícím chemismus vody u krasových systémů/epikrasu je parciální tlak CO₂ (Li et al. 2008). V rozpukané nesatureované zóně je voda v rovnováze s půdní atmosférou, tedy s CO₂ bohatou plynnou fází (Mudry et al. 2008). Koncentrace CO₂ závisí na klimatických poměrech, ročním období, a na teplotě půdy (vyšší teplota znamená vyšší činnost půdních bakterií, Atkinson 1976), typu vegetačního pokryvu, typu a moci půdy (množství organického materiálu – Wood et al. 1993), vlhkosti půdy (Kiefer a Brook 1986), a hloubce pod povrchem (Benavente et al. 2011). CO₂ je transportován rozpuštěný v infiltrující vodě anebo přímo v plynné fázi (Baldini et al. 2006).

K měření parciálního tlaku půdního CO₂ jsem použila přístroj Anagas CD 98 (Carbon Dioxide Analyser) od firmy Environmental Instruments. Jde o kapesní analyzátor plynů s měřící celou s infračerveným detektorem měřící obsah CO₂ v rozsahu 0 – 60 % s citlivostí na 2 desetinná místa. Měření jsem prováděla jednak na sondách stabilně instalovaných do půdy (dále stabilní sondy) a jednak na sondách jednorázově zarážených na různá místa v blízkém okolí stabilních sond (jednorázové sondy). Stabilní sondy jsem umístila poblíž lyzimetrů L 15 a L60 (obr 3.5). Stabilní sondy představovaly nerezové trubky o průměru 1 cm a celkových délkách 30, 40 a 50 cm. Po dobu mimo měření byly kryty gumovým uzávěrem a fólií.

Hloubka, z které jsem odsávala půdní vzduch, činila 40 cm u lyzimetru L 60, 50 cm u L15 K a 30 cm u L15 E. Jednorázovými sondami jsem měřila parciální tlak půdního CO₂ z hloubek 10 – 30 cm, a to z různých prostředí (různé typy vegetace, rozdílné vzdálenosti od stromů, apod.) Hloubku odběrového místa pod povrchem jsem vždy změřila. U jednorázových sond jsem použila metodu ztraceného hrotu.

4.1.4 Měření sacího tlaku v půdě

Na lokalitě střed a jih jsem rozmístila celkem 8 tenzometrů (obr. 3.5) ke zjištění směru pohybu vody v půdní vrstvě/tlakového profilu v půdě. Dva tenzometry (I a II) jsem osadila společně s O. Zemanem v říjnu 2005, zbývající tenzometry jsem umístila v říjnu 2006.

Tenzometry sestávají z novodurové trubky zakončené keramickou čepičkou, nahoře opatřené gumosilikonovým septem, zalité vodou s příměsí ethanolu (proti zamrznutí). Kapalná náplň je půdou vysávána přes porézní keramickou čepičku a na základě změny objemu kapaliny v tenzometru vzniká podtlak/sací tlak, jež lze měřit. Manuální měření sacího tlaku jsem prováděla propichováním septa jehlou napojenou na přenosnou digitální měřící jednotku s tlakovým čidlem (citlivost měření na dvě desetinná místa). Výrobcem tenzometrů i měřící jednotky byl J. Polívka ze ZČU v Plzni. Pro odstranění chyby měření jsem současně s každým měřením prováděla tzv. měření „naprázdno“ bez umístění jehly do septa tenzometru.

4.1.5 Půdní lyzimetry

K zachycení vody prosakující půdní vrstvou jsem využila gravitační půdní lyzimetry (popis viz kap. 4.4.3). Lyzimetry sestávají z PP nádob obdélníkového půdorysu drénovaných plastovou hadicí do sběrného kanystru. Výplň nádoby tvoří čistý křemenný písek o zrnitosti 0,6 – 1 mm, (označení frakce je PR 0,6-1) od firmy Provodínské písky, a.s. Z kanystru jsou na povrch vytaženy 2 polyetylenové hadičky – zavzdušňovací a sací. Vodu zachycenou v kanystru jsem s intervalem 1 měsíc vysávala vakuovou pumpou Nalgene a měřila jsem její pH, konduktivitu, teplotu a objem a odebírala vzorky na analýzu izotopů kyslíku a celkového chemismu.



Obr. 4.1 Měření sacího tlaku na tenzometru.
(foto J. Kamas)



Obr. 4.2 Zařízení k měření průtoku –
„sklopka“ (výroba M. Jež, foto. P. Vysoký)

4.1.6 Odběry vzorků skapových vod

Pro analýzu izotopového složení kyslíku (a případně vodíku) v molekulách skapové vody jsem v Ochozské jeskyni s intervalem 1 měsíc odebírala vzorky vody z míst E, resp. E2, Kužel a Beránek.

Vzorky skapových vod jsem odebírala do plastových vzorkovnic o objemu 30 ml s dvojitým uzávěrem (zamezení výparu). Při výrazném zvýšení průtoku jsem za pomoci M. Ježe vzorkování zahustila. Skapy E a E2 jsem vzorkovala přímo z průtočné cely, tj. bez významnějšího kontaktu s jeskynní atmosférou. Ostatní skapová místa jsem vzorkovala do nádoby ponechané pod skapem po dobu hodin až desítek hodin.

4.1.7. Monitoring a odběry vzorků srážek

Úhrn srážek a teplotu vzduchu v denním kroku a denní vzorky srážkové vody na stanovení $\delta^{18}\text{O}$ zajistil P. Holub z Hostěnic, který na svém pozemku (č.p. 167) provozuje amatérskou srážkoměrnou stanicí, jejíž vznik byl iniciován J. Himmelem. Stanice funguje, s přestávkou v letech 1992 až 1999, již od roku 1987. Údaje o srážkách převzaté od J. Himmela za období 1993-1998 pochází ze stanice Brno-Kníničky (VUT) a jsou pro srovnání

obou lokalit navýšeny o 13% (Himmel 1999). Reprezentativnost dat za období 1987-1998 je doložena porovnáním s daty za 32 let (1966-1998) ze stanice Brno-Kníničky (Himmel 1999). Z denních vzorků srážek byly vytvořeny měsíční slévané vzorky vážené srážkovým úhrnem pro stanovení průměrných měsíčních hodnot $\delta^{18}\text{O}$ srážkové vody.

4.2. Samočinné sledování a odběr vzorků

4.2.1 Kontinuální automatické sledování přítoků do lyzimetru L15

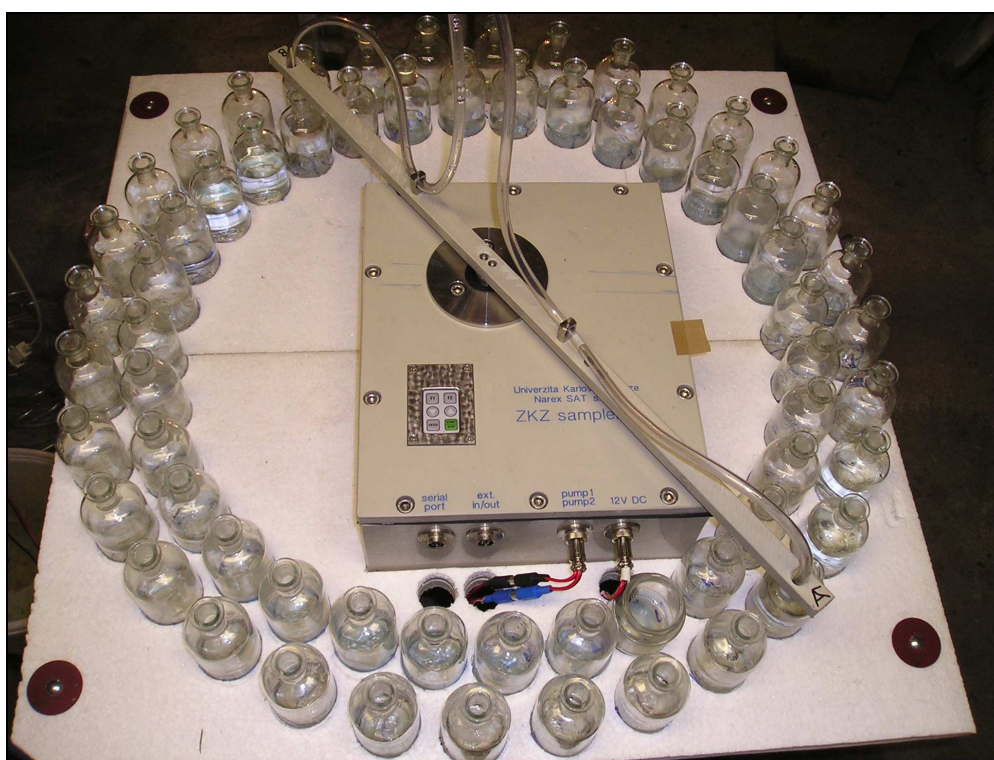
Lyzimetr L15 byl konstruován tak, aby umožnil kontinuální záznam přítoků vody. Místo sběrného kanystru byla voda zachycována do novodurového válce s pevným dnem o vnitřním průměru 7 cm a výšce 15 cm, který přecházel do válce o vnitřním průměru 15 cm. Na dno spodního válce bylo vloženo tlakové čidlo automatického měřiče hladiny a teploty se záznamníkem naměřených dat LGR 2 (40 kPa) firmy Geomon s.r.o. LGR 2 měří hydrostatický tlak vody s automatickou kompenzací změn atmosférického tlaku s přesností 5 mm. Měření probíhalo v intervalu 30 min.

4.2.2 Kontinuální automatický záznam dat v jeskyni

Automatický záznam dat probíhal na skapu E (2004-2006) a E2 (2006-2011). Průtok skapu E byl měřen pomocí sklopky se dvěma nádobami o objemu 214 ml, jejíž každé překlopení na stranu vůči ose způsobí sepnutí kontaktu a tento impuls zaznamená datalogger. Nejmenší možný průtok, který zaregistruje ústředna je 0,5 l/hod a nejvyšší 50 l/hod. Interval zápisu dat je pro všechny měřené veličiny 30 minut. Konduktivita skapové vody byla měřena v průtočné cele pomocí čidla Theta⁹⁰ Con 350 napojených na datalogger firmy DataCon MSI. Měření probíhalo s krokem 20 minut. Zařízení ke sledování konduktivity a teploty bylo na skap E umístěno v závěru roku 2003 (Bruthans 2006). Koncem roku 2006 bylo zařízení přesunuto ze skapu E na blízký skap E2. Naměřené hodnoty konduktivity jsem přepočítala na jednotnou srovnávací úroveň teploty 25 °C.

4.2.3. Automatický programovatelný vzorkovač

Vzorky skapové vody z tání v letech 2005 a 2006 a ze stopovací zkoušky v letech 2007-2009 byly odebírány pomocí automatických vzorkovačů vybavených krokovým motorem. Prototyp tohoto přístroje vytvořil O. Zeman. Následné zdokonalené a vodotěsné verze ZKZ Sampler I a II vznikly spoluprací J. Kukačky s firmou Narexsat, s.r.o. Vzorky byly odebírány v intervalu 2 – 24 hodin.



Obr 4.3. Automatický programovatelný vzorkovač ZKZ Sampler II.

4.3. Laboratorní analýzy a zpracování dat

Ke stanovení vlhkosti jsem použila gravimetrickou (vážkovou) metodu, kdy se zvážený odebraný vzorek suší do konstantní hmotnosti při zpravidla 105 °C. Relativní vlhkost půdy jsem stanovila jako poměr hmotností vody a celého vzorku. Sušení probíhalo po dobu 48 hodin při teplotě 100 °C. Dostatečnost doby sušení jsem ověřena experimentálně. Vlhkost uvádím v hmotnostních procentech, jde tedy o relativní vlhkost půdy.

Stanovení základního chemického složení provedla firma ALS Czech Republic, s.r.o. (původní název Ecochem, a.s.). Vzorke pro úhrnný chemický rozbor byly odebírány do plastových vzorkovnic o objemu 1,5 l. Pravidelné vzorkování probíhalo v měsíčním intervalu v jeskyni na skapových místech E (v období 12/2006 – 12/2007) a O1 (1 - 4/2007) a na povrchu u lyzimetrů L0, L15 a L60.

Použitými metodami byly: atomová emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn) kapalinová chromatografie (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) iontově selektivní elektroda (F^-), spektrofotometrie (PO_4^{3-}), kontinuální průtoková analýza - CFA (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^{3+}), stanovení chemické spotřeby kyslíku manganistanem a titrace (alkalita).

Z chemických analýz vod z lyzimetrů a skapových vod jsem na základě Henryho konstanty, předpokladu otevřeného systému vůči plynnému CO_2 a předpokladu rovnováhy CO_2 mezi plynnou a kapalnou fází vypočítala pomocí PHREEQC-2 parciální tlak CO_2 pro jednotlivé objekty.

Stanovení izotopového složení kyslíku a deuteria v molekule vody provedli F. Buzek běžnou metodikou v laboratořích Českého geologického služby v Praze na Barrandově na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 (jen kyslík) a D. Tingey na hmotnostním spektrometru Delta Plus na Brigham Young University v USA. Přesnost stanovení $\delta^{18}\text{O}$ je $\pm 0,1$ až $0,15$ ‰, a ± 1 ‰ pro $\delta^2\text{H}$.

Objemovou aktivitu tritia měřila Z. Churáčková na scintilačním kapalinovém spektrometru Tri Carb 3170Tr/Sl (Canberra-Packard Company) na PřF UK; vzorky byly elektrolyticky nabohaceny v poměru 1:10. Každý z odebraných vzorků byl měřen ve čtyřech opakováních po dobu 700 minut. Přesnost stanovení se u jednotlivých vzorků pohybuje mezi 0,5 a 0,7 TU. Aktivita tritia byla korigována na rozpad k datu odběru.

4.4. Modelování střední doby zdržení

4.4.1 Střední doba zdržení

Doba zdržení je důležitým parametrem popisujícím krasový systém (Aquilina et al. 2005a), patří mezi základní charakteristiky povodí poskytující informaci o cestách proudění, zdroji a dynamice oběhu vody, popisuje, jak povodí zadržuje a uvolňuje vodu a rozpuštěné látky. Určení střední doby zdržení skapových vod přiřazuje časové měřítko fyzikálním a chemickým procesům, k nimž dochází v nenasycené zóně krasu (Even et al 1986).

V každém bodě podél proudnice je doba zdržení definována jako čas, jež uplynul od doby, kdy molekula stopovače vstoupila do systému (Maloszewski a Zuber 1982). Pokud je stopovač konzervativní a v systému nejsou zóny stagnace, pak doba zdržení vody odpovídá době zdržení stopovače (Maloszewski a Zuber 1996, McGuire a McDonell 2006). Dobu zdržení lze definovat jako dobu mezi infiltrací vody a odběrem vzorku (Mazor a Nativ 1994). Vzhledem ke komplexnímu charakteru podzemního systému proudění voda ve vývěru nemá jednotnou dobu zdržení, ale je tvořena směsí různých vod s různými cestami proudění (Aquilina et al. 2003; Han et al. 2007). K separaci dvou různě starých složek pomáhá použití různých stopovačů, jako např. $\delta^{18}\text{O}$ a tritium (Maloszewski et al., 2002).

Plynné stopovače (CFC a SF_6) mohou pronikat nenasatovanou zónou v plynné fázi mnohem rychleji než stopovače transportované v kapalině. Doby zdržení určené na základě plyných stopovačů pak mohou být menší než ty určené na základě stabilních izotopů kyslíku, nebo tritia, vody se budou jevit „mladší“. Jedná se o tzv. „efekt nenasatované zóny“ (Stewart and Thomas 2008). V případě tritia a ^{18}O je vstupem do systému okamžik, kdy voda proniká pod zemský povrch. V případě plyných stopovačů (freonů a SF_6) je vstupem do systému okamžik, kdy voda dosáhne nasatované zóny (v nenasatované zóně dochází obvykle ke komunikaci s atmosférickými freony anebo SF_6). (Plummer a Bussenberg 2006). Střední doba zdržení stopovače je definována vztahem (Maloszewski a Zuber 1996):

$$t_i = \frac{\int_0^{\infty} t C_I(t) dt}{\int_0^{\infty} C_I(t) dt} \quad (\text{rov. 2.1})$$

kde $C_I(t)$ je koncentrace stopovače v bodě měření, jako výsledek okamžité injeckáže v bodě I, v čase t .

Srážky jsou variabilní v čase i prostoru, mění se jejich množství, jsou transportovány rozdílnými cestami proudění. Tento komplexní třídídimenzionální problém se zjednodušuje, aby parametry popisující systém bylo možné odhadnout – bere se v úvahu jednodídimenzionální transport, distribuce dob zdržení neměnná v čase, rovnoměrná infiltrace, lineární a stacionární vztahy mezi vstupem a výstupem a dotace z celé plochy povodí. (Turner a Barnes 1998).

Někteří autoři se pokoušeli odhadnout dobu zdržení ze zpoždění reakce průtoku skapové vody na srážkovou událost (např. křížová korelace týdenních záznamů srážek a

průtoků, Williams 1983), nicméně taková metoda poskytuje informaci pouze o šíření hydraulické reakce, ne o pohybu molekul vody (Mudry et al. 2008).

Nejjednodušším přístupem ke zjištění střední doby zdržení pomocí přirozených stopovačů je porovnání průběhu stopovače ve srážkách a vzorkované vodě. Někteří autoři (Bakalowicz et al. 1974, Mueller et al. 1982, Stichler et al. 1997) takto porovnávali maxima a minima v izotopovém záznamu srážek a skapu/pramene a časový posun použili jako indikátor doby zdržení (Perrin et al. 2003).

Při studiu epikrasu nebývají obvykle k dispozici jiná než vstupní a výstupní data. V takových případech lze využít „black - box“ metody, jež chápou krasový systém jako dynamický systém popsáný nějakým způsobem pomocí tzv. vnějšího popisu. Popisu vycházejícího jen ze známého průběhu vstupu a výstupu (Petrič 2002). (což může být diferenciální rovnice, či nějaký jiný ekvivalentní popis v časové či frekvenční oblasti přenos v Laplaceově transformaci, přechodová či impulsní funkce atd.) Poznáním vztahů mezi vstupem a výstupem se snažíme popsat procesy, jež se dějí v rámci systému (Petrič 2002).

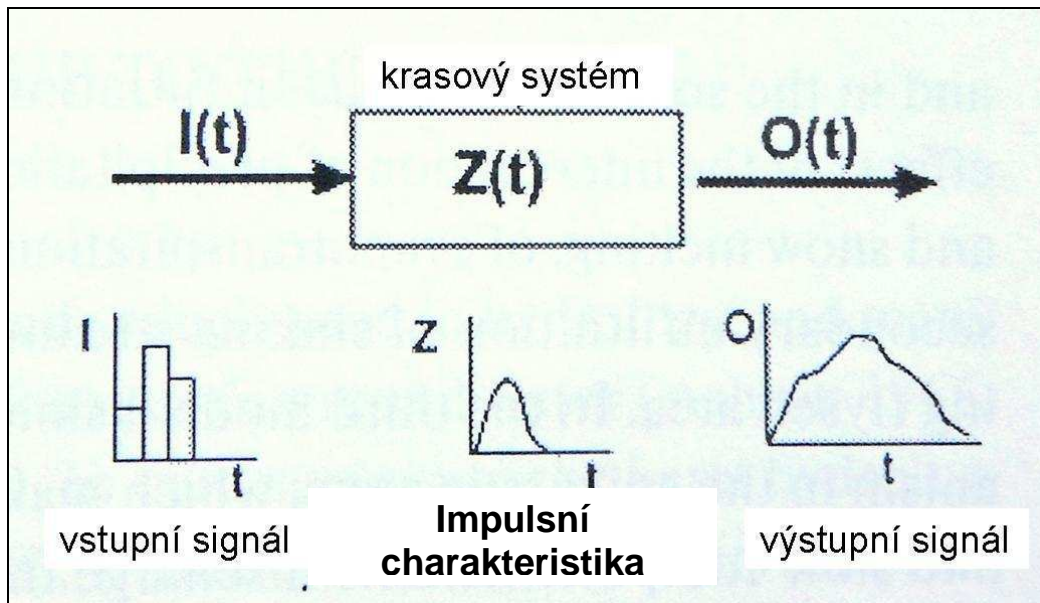
Případem black-box metody je model se soustředěnými parametry, který popisuje pohyb stopovače povodím aniž by vyžadoval detailní hydrologickou charakteristiku systému (McGuire a McDonell 2006). Na základě znalosti či odhadu vstupních a výstupních dat hledáme vhodný model a parametry. Výběr modelu a jeho parametrů probíhá metodou pokus a omyl; hledáním nejlepší shodu mezi křivkami vypočtené a měřené koncentrace (Maloszewski a Zuber 1996). Model se soustředěnými parametry předpokládá konstantní průtok v čase (Maloszewski a Zuber 1996) což v některých případech nemusí odpovídat podmínkám krasového prostředí (Perrin et al. 2003, Land a Huff 2010).

4.4.2 Typy modelů

Pro modelování střední doby zdržení se používají následující modely:

Model pístového toku (Piston flow model)

Tento model předpokládá, že v systému nedochází k míšení vody, hydrodynamická disperze a molekulární difúze stopovače se zanedbávají, uvažuje se jen proudění advekcí. Všechny stopovače se v systému pohybují jednotně se stejnou dobou zdržení, jež odpovídá době



Obr 4.4. Schéma black - box metody (převzato z Petrič 2002).

zdržení vody. Střední doba zdržení je jediným parametrem pístového modelu. Časový průběh koncentrace stopovače na vstupu i výstupu systému je shodný, pouze na výstupu je opožděn o dobu zdržení vody v systému (Malozsewski and Zuber 1996). Časový průběh koncentrace stopovače je u pístového modelu definována následovně (Zuber 1986):

$$C(t_i) = C_{in}(t_i - \tau)e^{(-\lambda\tau)} \quad (\text{rov. 2.2.})$$

kde :

$C(t_i)$ je koncentrace v daném čase

τ je doba zdržení vody v kolektoru

$C_{in}(t_i - \tau)$ je vstupní koncentrace v době infiltrace

λ je rozpadová konstanta, $\lambda = 0,05626$ u tritia, $\lambda = 0$ pro neradioaktivní stopovače, tedy jejich koncentrace v jakémkoliv časovém okamžiku t_i je stejná jako vstupní koncentrace v čase $t_i - \tau$

Exponenciální model (exponential mixing model, matematicky shodný s modelem well-mixed reservoir)

U exponenciálního modelu se předpokládá existence exponenciální distribuce dob zdržení; nejkratší doba zdržení se rovná nule a nejdelší nekonečnu. Střední doba zdržení stopovače je jediným parametrem exponenciálního modelu. Model je založen na předpokladu, že k míšení dochází pouze v místě vzorkování (pramen, řeka), nedochází k míšení stopovače

mezi proudnicemi. Zuber (1986) definuje koncentraci stopovače pro exponenciální model takto:

$$C_{res}(t_i) = C_{res}(t_i - 1) + \frac{1}{\tau} \cdot (C_{in}(t_i) - C_{res}(t_{i-1})), \quad (\text{rov. 2.3.})$$

kde:

- $C_{res}(t_i)$ je koncentrace v rezervoáru v době měření
 $C_{res}(t_i - 1)$ je koncentrace v rezervoáru v čase $t_i - 1$
 $C_{in}(t_i)$ je koncentrace v infiltraci
 τ je průměrná doba zdržení

Kombinace exponenciálního modelu a modelu pístového toku

Kombinace exponenciálního modelu s pístovým tokem uvažuje, že zkoumané prostředí sestává z dvou oblastí podél osy proudění: v první platí model pískového toku, v druhé exponenciální model (Malozsewski a Zuber 1996; McGuirre a McDonnell 2006).

Jedná se o dvouparametrový model (střední doba zdržení stopovače a parametr η). Parametr η definuje poměr celkového objemu k objemu s exponenciální distribucí středních dob zdržení ($\eta = 1$ znamená exponenciální model). Pro převládající exponenciální proudění a malý rezervoár s pístovým tokem je vhodné volit η o málo větší než 1 (např. 1,05) (Malozsewski and Zuber 1996).

Disperzní model

Disperzní model představuje jednorozměrné řešení disperzní rovnice pro polonekonečné prostředí (Malozsewski and Zuber 1996). U disperzního modelu se předpokládá transport stopovače řízený advekcí a disperzními procesy. Disperzní model nezahrnuje složky s nejkratší dobou zdržení (Malozsewski and Zuber 1982). Model počítá s Pecletovým číslem, které vyjadřuje poměr disperze k advekci (McGuirre a McDonnell 2006). Pecletovo číslo (disperzní parametr/koefficient, disperzivita) je většinou o mnoho řádů vyšší než reálná hydrodynamická disperze, což je dáno tím, že v místě vzorkování (pramen) se mísí složky s různou dobou zdržení a po jejich smíšení vzniká dojem jediné složky s vysokou disperzivitou.

Lineární model

Lineární model vychází z úvahy, že distribuce dob zdržení je konstantní, všechny proudnice mají stejnou rychlost, ale lineárně roste doba zdržení. Stejně jako u exponenciálního modelu se jednotlivé linie proudění nemísí (Malozsewski and Zuber 1996).

Binární míšení (binary mixing model)

Studovaná voda může být směsí dvou či více složek o zcela odlišných dobách zdržení, které se v určitém poměru mísí. K výpočtu procentuálního zastoupení čerstvě infiltrované vody v prameni jsem využila metodu dvou konečných prvků (Mueller et al 1996).

4.4.3 Použité stopovače

Využití stopovačů v hydrologii a hydrogeologii lze v zásadě rozdělit do dvou kategorií (Maloszewski a Zuber 1996):

1) Stopovací zkoušky, což jsou záměrné injektáže stopovače do studovaného prostředí. Výhodou je plná kontrola a přesně známé množství, místo a časový průběh injektovaného stopovače. Díky extrémním rozdílům v koncentraci stopovače je možnost zachytit i nepatrné zastoupení injektované vody (např. 1:1000 000). Stopovací zkoušky reprezentují podmínky proudění jen v té části prostředí (často nepatrné vůči celému kolektoru) kde jsou aplikovány (Ozyurt 2008).

2) Přirozené (environmentální) stopovače, vstupuje do systému přírodními procesy. Jeho původ může být buďto přírodní (^{18}O) anebo je důsledkem lidské činnosti (^3H , freony) (Maloszewski a Zuber 1996). Přirozené stopovače umožňují studovat prostředí s výrazně delší střední dobou zdržení, než je možné za využití stopovacích zkoušek. Oproti bodově injektovaným stopovačům se přirozené stopovače do prostředí dostávají rozptýleně přes celé povodí v průběhu srážkových událostí (Perrin a kol. 2003). Pomocí přirozených stopovačů lze proto obsáhnout měřítko celé plochy povodí (Schwarz et al 2009). Nevýhodou je nejistota v průběhu vstupní funkce přirozených stopovačů. Díky malým rozdílům v koncentracích mezi jednotlivými složkami vody, obvykle nelze pomocí přirozených stopovačů identifikovat složku o zastoupení menším než 5-10%.

Izotopy kyslíku a vodíku v molekule vody

Stabilní izotopy kyslíku a vodíku obsažené přímo v molekule H_2O jsou ideálními stopovači pro sledování pohybu a míšení vod v horninovém prostředí. Izotopové složení

kyslíku resp. vodíku v molekule vody (poměru izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, resp. $^2\text{H}/^1\text{H}$) je vyjadřováno pomocí relativní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ kde:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{vzorek}} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{vzorek}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \text{ (‰) VSMOW} \quad (\text{rov. 2.4.})$$

$$\delta^2\text{H}_{\text{vzorek}} = \left(\frac{^2\text{H}/^1\text{H}_{\text{vzorek}}}{^2\text{H}/^1\text{H}_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \text{ (‰) VSMOW} \quad (\text{rov. 2.5.})$$

Standardem je VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), jejíž izotopické složení je blízké průměrnému složení vody v oceánu. SMOW byl zvolen jako standart proto, že oceán představuje iniciální i finální bod v hydrologickém oběhu (Craig, 1961) a má téměř uniformní izotopické složení (Epstein a Mayeda 1953). Negativní hodnoty znamenají vodu izotopicky lehčí než standard a pozitivní izotopicky těžší oproti standardu (Clark a Fritz 1999)

Izotopické složení O i H srážkových vod závisí na zeměpisné šířce, nadmořské výšce a vzdálenosti od pobřeží (Clark a Fritz 1997). Izotopické ochuzení s nadmořskou výškou činí u $\delta^{18}\text{O}$ $-0,15$ až $-0,5$ ‰ na 100 m a u $\delta^2\text{H}$ činí -1 až -4 ‰ na 100 m (Clark a Fritz 1997). Izotopové složení kyslíku ve srážkových vodách má výrazný sezónní chod, který úzce souvisí s teplotou. V zimě jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ negativnější (ochuzené), v létě pozitivnější (nabohacené) (Yurtserver 1975). Efekt sezónní variace ve srážkách je redukován v přímořských oblastech (Caballero et al. 1996). Dansgaard (1964) a Rozanski et al. (1993) popisují tzv. množstevní efekt reflektující skutečnost, že v období vyšších srážkových úhrnů bývají srážky izotopicky ochuzené oproti obdobím s nižšími úhrny. Aby došlo k ovlivnění izotopického složení vody v kolektoru musí srážkový úhrn překonat tzv. infiltrační práh. Pokud je srážka příliš malá, dešťová voda s relativně vysokými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ je ztracena evapotranspirací (Pape et al. 2010).

Jedním z nejzásadnějších faktorů řídících použití izotopu kyslíku i vodíku je izotopová frakcionace, k níž dochází při fázové změně (kondenzace, výpar, což jsou hlavně teplotně závislé jevy) (Clark a Fritz 1997). Kyslík je ideálním konzervativním stopovačem při nízkých teplotách, po infiltraci srážek změní izotopické složení $\delta^{18}\text{O}$ v podzemní vodě pouze fyzikální procesy jako difúze, disperze, míšení či evaporace (Clark and Fritz 1997).

V uvažovaných podmínkách nenasycené zóny, za běžných teplot podzemní vody, považujeme izotopy $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ za konzervativní vzhledem k tomu, že jsou součástí vody a nedochází k izotopické výměně mezi vodou a minerály horninové matrix. Transpirace rostlin nezpůsobuje izotopickou frakcionaci (Bariac 1988), fyzikální výpar sice vede k izotopické frakcionaci, ale množství vody, jež se přímo vypaří je velmi malé a proto i evapotranspirace se považuje za konzervativní proces (Aquilina et al. 2005a).

Zastoupení vody ze srážky je možné vypočítat podle rovnice (Kendall a McDonnell 1998):

$$P = (\delta^{18}\text{O}_{\text{suma}} - \delta^{18}\text{O}_P) / (\delta^{18}\text{O}_S - \delta^{18}\text{O}_P) \quad (\text{rov. 2.6.})$$

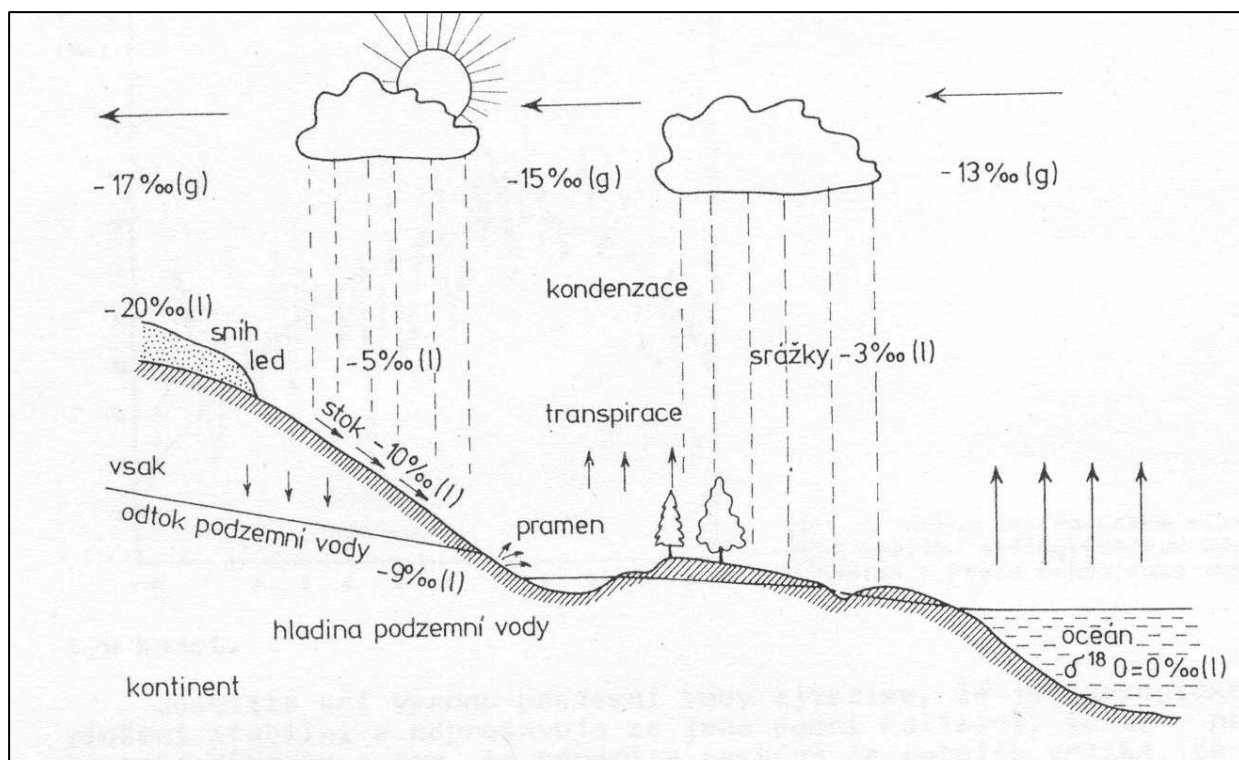
kde:

P ... je zastoupení vody ze srážky ve zkoumaném objektu

$\delta^{18}\text{O}_{\text{suma}}$ je složení vody skapu v průběhu studované události

$\delta^{18}\text{O}_P$ je složení vody skapu před studovanou srážkou či táním sněhu

$\delta^{18}\text{O}_S$ je složení srážkové vody nebo tajícího sněhu



Obr.4.5 Frakcionace izotopů ^{18}O (obdobně platí pro ^2H) (Buzek, 1987)

Globální linie meteorické vody (GMWL) představuje lineární korelaci hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ v globálních srážkách a je vyjádřena rovnicí $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$. Variace $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ v přírodních vodách mají lineární závislost díky tomu, že jejich chování během frakcionace je podobné (Craig, 1961). GMWL je vlastně průměr ze série lokálních MWL, jež se liší od GMWL sklonem a posunutím (tzv. d-excess) v důsledku různých klimatických podmínek a

geografických pozic (Rozanski et al. 1993). Lokální linie meteorických vod odráží zdrojovou oblast vzdušných mas. Hodnoty skapových vod ležící pod LMWL mohou svědčit o výparu před infiltrací vody do nenasycené zóny (Dansgaard, 1964).

Tritium

Tritium (^3H) je radioizotop vodíku s poločasem rozpadu 12,43 let (IAEA/WMO 2012). Koncentrace tritia se uvádějí v tritiových jednotkách (TU). Tritiová jednotka odpovídá jedinému atomu tritia v 10^{18} atomů normálního vodíku. (Clark a Fritz 1997). Tritium obsažené v molekule vody je ideálním stopovačem pro sledování pohybu a míšení vod v horninovém prostředí.

Tritium se vytváří ve svrchní atmosféře při reakci izotopu dusíku ^{14}N s neutrony. Po oxidaci na vodu je transportováno do troposféry zejména během konce zimy a jara (Gat et al. 2001), kde se zapojuje do hydrologického cyklu (Yurtsever a Araguas 1993). Vyšší hodnoty tritia jsou na severní polokouli díky termonukleárním testům a separátní cirkulaci vzduchu na obou polokoulích (Nuti a D'Amore 1982).

Koncentrace tritia v atmosféře se v minulosti velmi měnila v důsledku termonukleárních pokusů v atmosféře v 60. letech (Even et al. 1986). Malozsewski a Zuber (1996) udávají „pre-bomb“ koncentrace 10 TU. V období termonukleárních pokusů, v letech 1952 až 1963 narostly koncentrace tritia v atmosféře o mnoho řádů nad přirozenou úroveň. Maxima bylo dosaženo ve srážkách ve střední Evropě v červenci roku 1963 hodnotou téměř 6000 TU. Po roce 1963 koncentrace tritia ve srážkách začaly výrazně klesat a dnes se aktivity tritia blíží původním hodnotám před termonukleárními pokusy.

Koncentrace tritia ve srážkách klesá s teplotou, nadmořskou výškou, zeměpisnou šířkou a vzdáleností od pobřeží (Yurtsever a Gat 1981). Sezónní variace tritia ve srážkách jsou tlumeny míšením vody při její infiltraci do půdy. Vzhledem k ubývání tritia v kolektorech díky radioaktivnímu rozpadu a díky faktu, že atmosférické tritium jako zdroj už na řadě míst na světě dosáhlo své pozadové hodnoty, nabízí se jako substituce stanovení ^3He , rozpadového produktu tritia (Ozyurt 2008). Jedná se však o metodu finančně náročnou a její použití v prostředí krasu je problematické. Ozyurt (2008) tuto metodu otestoval v oblasti pramenů Kirkgoz v Antalyi v Turecku a ukázalo se, že úspěšnost v krasovém prostředí je velmi závislá na místě použití. Úspěšnost této metody je zkomplikována nutností určit realisticky všechny zdroje ^3He , v krasu je navíc třeba počítat s možností úniku ^3He z podzemní vody. Výhodou této metody je, že nehrozí sorpce, kontaminace či

mikrobiologická degradace, jako v případě freonů, nicméně distribuci tritia a ^3He může ovlivnit hydrodynamická disperze a míšení různě starých vod (Katz et al. 2001).

Přítomnost tritia ve vzorku svědčí o přítomnosti složky mladší 50 let, jeho absence pak říká, že v podstatě všechna voda ve vzorku je starší než 50 let (Clark a Fritz 1997). Pro studium střední doby zdržení vody na základě tritia existuje více metod, z nichž každá má svá specifika a omezení. Nejčastěji se používá metoda založená na sledování vývoje obsahu tritia v čase – vodám s různou střední dobou zdržení odpovídají různé průběhy koncentrace tritia v čase (Kendall a McDonnell 1998).

Oprava koncentrace tritia na rozpad se provádí podle vztahu (Even et al. 1986):

$$C_t = C_m e^{\lambda t} \quad (\text{rov. 2.7.})$$

kde:

C_t je koncentrace tritia v čase t

C_m je koncentrace tritia v době měření

λ je rozpadová konstanta

t je čas, jež uplynul mezi časem t a měřením

CFC 11, 12, 113

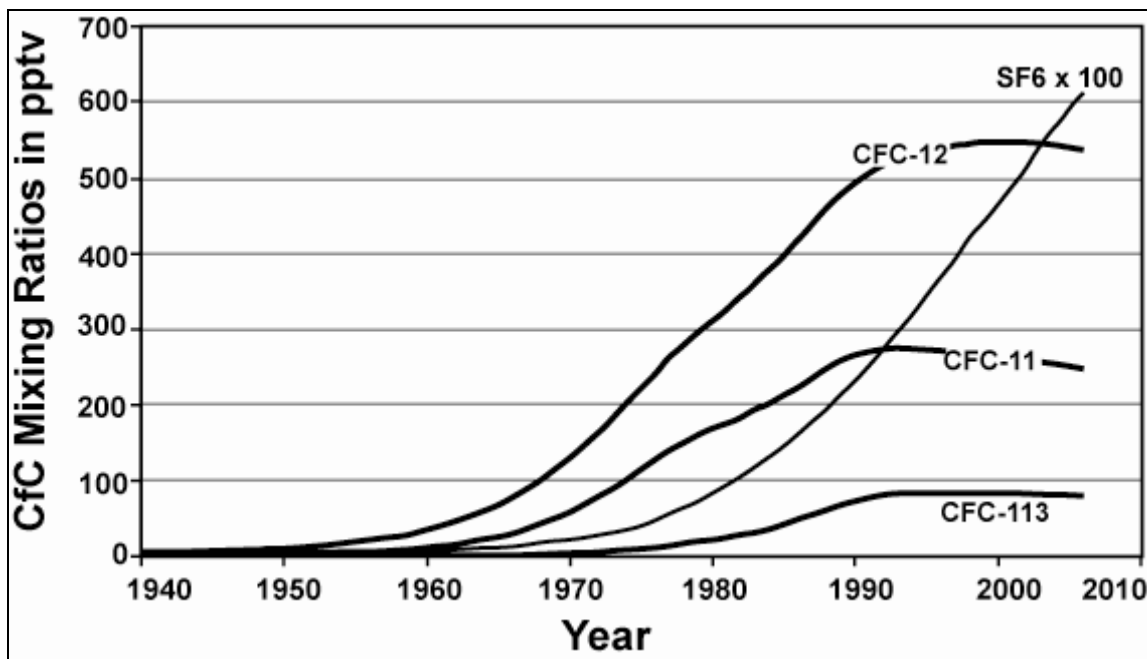
S poklesem koncentrace tritia v atmosféře byly hledány alternativní stopovače pro určení střední doby zdržení (Plummer a Bussenberg 2006). Pro datování podzemních vod se v současnosti využívají tři látky CFC-11 (CFCl_3 , trichlorofluorometan), CFC-12 (CF_2Cl_2 , dichlorodifluorometan) a CFC-113 ($\text{C}_2\text{H}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$, trichlorotrifluoroetan). Koncentrace CFC ve vodě se vyjadřují v pmol/l (pikomoly/l), koncentrace ve vzduchu v pptv. Za přírodních podmínek se CFC vyskytují v plynném skupenství (Plummer a Bussenberg 2000). Rozpouštějí se ve srážkové, povrchové a podzemní vodě (Long et al. 2008).

Průmyslová výroba CFC-12 začala v roce 1930, CFC – 11 roku 1936 a CFC-113 roku 1944. Uvolnění těchto látek do atmosféry a zapojení do hydrologického cyklu brzy následovalo produkci (Plummer a Bussenberg 2006). Rychlý nárůst koncentrace těchto látek v atmosféře se zastavil koncem 90. let po zákazu jejich výroby v roce 1987. Troposférické koncentrace začaly poté mírně klesat.

Od roku 1970 je jejich koncentrace v atmosféře systematicky globálně sledována, do té doby chybí měření a křivky vývoje jejich koncentrací byly rekonstruovány (Plummer a Bussenberg 2000). Koncentrace freonů jsou celosvětově velmi podobné (Cunnold a kol. 1994). Místně existují zvýšené koncentrace v okolí městských a průmyslových aglomerací (Oster a kol. 1996). Koncentrace freonů pro roky 1940-2006 uvádí Plummer and Busseberg (2006). Koncentrace CFC v podzemní vodě odpovídají troposférické koncentraci v době infiltrace a umožňují tak tuto dobu určit. CFC model doby infiltrace je založen na vytvoření rovnováhy parciálních tlaků CFC -11, 12 a 113 mezi infiltrující vodou a troposférou /půdní atmosférou. Koncentrace CFC v podzemní vodě je funkcí atmosférických parciálních tlaků CFC (závisí tedy na tlaku vzduchu a tedy na nadmořské výšce) a teploty během infiltrace (na bázi nenasycené zóny v povodí) (Plummer a Bussenberg 1999).

SF₆

SF₆ je inertní plyn užívaný jako plynné medium užívané pro chlazení vysokonapěťových transformátorů, z nichž někdy uniká do atmosféry (Land a Huff 2010). Jedná se o extrémně stabilní látku, která se rychle akumuluje v atmosféře kde má velmi dlouhý poločas rozpadu až 3200 let (Ravishankara et al. 1993). Pomocí plynné chromatografie lze stanovit i velmi nízké koncentraci SF₆ (Land a Huff 2010). Koncentrace SF₆ se ve vodě vyjadřuje v fmol/l (femtomoly/l), ve vzduchu v objemových jednotkách pptv. Průmyslová výroba SF₆ začala v roce 1953. Atmosférické koncentrace SF₆ stále rostou, SF₆ je proto ideálním stopovačem přítomnosti vody o době zdržení do prvních desítek let (Busenberg a Plummer 2000).



Obr. 4.5 Atmosférické koncentrace CFC a SF₆ (převzato z Land a Huff 2010).

Určení doby zdržení pomocí CFC a SF₆

Datovací metody předpokládají, že výměna plynů mezi nasaturovanou zónou a vzduchem je rychlá, ale mělké podzemní vody zůstávají vůči ní po infiltraci uzavřené (Plummer a Bussenberg 1999). Vstupní data z oceánských stanic je třeba přepočítat na parciální tlak v dané nadmořské výšce kde dochází k infiltraci a též na teplotu infiltrace.

Koncentrace CFC nebo SF₆ v podzemní vodě mohou ovlivnit některé procesy což vede k chybné interpretaci doby zdržení (Busenberg a Plummer 2006):

- 1) Kontaminace vzdušným CFC/SF₆. Hrozí zejména v případě, kdy nad místem vzorkování voda proudí ve formě volného toku, nebo je jiným způsobem v dobrém kontaktu s atmosférou. Vzhledem k tomu, že ve vzduchu je více CFC a SF₆, výsledná doba zdržení bude nižší než ve skutečnosti (Busenberg a Plummer 2006, Land a Huff 2010).
- 2) Degradace v anaerobních podmínkách. Degradaci CFC lze vyloučit, je-li ve vzorku přítomen kyslík (Plummer a Bussenberg 1999). Nejsnáze dochází k degradaci CFC-11 v suboxických podmínkách (Plummer a Bussenberg 1999). SF₆ naopak nedegraduje vůbec.
- 3) Kontaminace CFC nebo SF₆ ze skládky odpadů nebo jiných lokálních zdrojů (Stewart a Thomas 2008).
- 4) Ačkoli je SF₆ téměř výhradně antropogenního původu, existují i některé přírodní hlubinné zdroje SF₆, jež komplikují v některých oblastech datování (Busenberg a Plummer 2000).

5) Lokální přebytek CFC nebo SF₆ v okolí osídlených a průmyslových oblastí. Koncentrace freonů může být zvýšena až o 50 % oproti oceánským stanicím (Oster et al. 1996).

6) Nadbytečný vzduch (excess air), kdy díky rychlému vzestupu hladiny podzemní vody dojde k zachycení bublinek vzduchu a k jejich rozpuštění za tlaku vyššího, než je atmosférický tlak. Ve vodě se tak rozpustí více CFC nebo SF₆ než kolik by odpovídalo rovnovážnému stavu (Heaton a Vogel 1981).

7) V případě nesaturované zóny o vyšší mocnosti nemusí základní předpoklad metody, že infiltrovaná voda je v rovnováze s troposférickým vzduchem, platit. V nesaturované zóně jakožto homogenním porézním mediu dochází k intenzivnímu proudění vzduchu advekcí pouze do hloubek několika metrů (Massman a Farrier 1992, Cook a Solomon 1995).

V krasovém prostředí nejvíce hrozí kontaminace vzdušným CFC/SF₆ při proudění vody s volnou hladinou a při dobré odvětranosti nesaturované zóny, a také kontaminace CFC 11 a 12 z černých skládek (Bruthans 2006). Doby zdržení získané z CFC a SF₆ lze pak považovat za podceněné, nebo v krajním případě rovné realitě (Bruthans 2006).

4.4.4 Program FLOWPC

Pro modelování střední doby zdržení vody pomocí přirozených stopovačů jsem použila program Flow PC od P. Maloszewski (verze 2.3; 1996). Program funguje na bázi modelů sdružených parametrů, kde se vstup do systému (např. časový průběh koncentrace stopovače ve srážkách) převádí na výstup ze systému (časový průběh koncentrace stopovače ve sledovaném objektu) pomocí funkce odezvy systému.

Flow PC umožňuje modelování střední doby zdržení pro následující stopovače: ¹⁸O, ²H, ³H, ¹⁴C, ⁸⁵Kr a freony. Mezi modely jež nabízí program k použití jsou exponenciální model, disperzní model, model pístového toku, lineární model, a jejich kombinace. Binární míšení je do programu FLOW zakomponováno formou příměsi „staré“ vody. Z uvedených modelů byly, s ohledem na prostředí krasu a dosavadní poznatky z lokality, zvoleny modely exponenciální, disperzní, pístový tok, kombinace exponenciálního modelu s pístovým tokem a binární míšení.

Program Flow PC také umožňuje zadat, jaké zastoupení tvoří již dříve infiltrovaná „stará“ komponenta (voda s konstantní koncentrací stopovače v čase), a pro $\delta^{18}\text{O}$ je možné zadat korekci vlivu zvýšeného výparu v letním období. Dále uživatel zadává střední dobu zdržení a parametry vyžadované jednotlivými typy modelů (např. disperzní parametr). Po výpočtu program vykreslí průběh koncentrací izotopů (kalkulovaná/měřená) v čase, zobrazí

hodnoty použitých středních dob zdržení a hodnoty směrodatné odchylky σ pro jednotlivé střední doby zdržení. Ke každému modelu je zároveň vytvořen graf distribuční funkce pro poslední hodnotu střední doby zdržení. Časová osa distribuční funkce doby zdržení je normalizována (doba zdržení je dělena střední dobou zdržení).

Pro každý přirozený stopovač jsou v programu FLOW využívány dva vstupní soubory:

- A) Vstup stopovače do systému, tj. koncentrace stopovače ve srážkové vodě ($\delta^{18}\text{O}$, tritium) nebo na bázi nesaturované zóny (freony 11, 12, 113 a SF_6).
- B) Výstup stopovače ze systému, tj. koncentrace stopovače v odebraných vzorcích skapové vody nebo vody pramenů či lyzimetřů. Soubory jsem sestavila dle metodiky (Malozsewski a Zuber 1996).

Časovými jednotkami ve vstupních a výstupních datech jsou roky pro tritium a freony a měsíce pro kyslík.

Dle typu vstupního souboru rozdělují (Malozsewski a Zuber 1996) stopovače do dvou skupin (skupina 1: ^3H , ^{14}C , ^{85}Kr a freony a skupina 2: ^2H a ^{18}O). V rámci obou skupin lze vytvořit dva typy vstupních souborů, I) pro známou vstupní funkci (známou z dřívějších studií na zájmovém území) v podobě průměrných koncentrací stopovače – ročních u skupiny 1, týdenních či měsíčních u skupiny 2, II) pro vstupní funkci, jež musí být počítána na základě průměrných měsíčních srážkových úhrnů, průměrných měsíčních koncentrací stopovače ve srážkách, koeficientu infiltrace a průměrné vážené výstupní koncentrace. Autoři doporučují začít u tritia s koncentracemi ve srážkách z období ještě před atomovými zkouškami, pro kyslík, stejně jako pro ^{14}C a ^2H , navrhuji začít vstupní data alespoň 5 dob zdržení než se začalo s pozorováním výstupu ze systému. Sezónní variace koncentrace tritia ve srážkách způsobují potíže při výpočtu vstupní funkce, proto za nejvhodnější považují (Malozsewski and Zuber 1996) použití středních ročních koncentrací tritia vážené „mírou infiltrace“ (infiltration rates).

Vstupní soubory pro skapy a prameny v Moravském krasu obsahují koncentrace izotopů ve srážkách v oblasti i z jiných lokalit (viz níže), u kyslíku vážené srážkovým úhrnem. U tritia a freonů jsem vytvořila vstupní soubor způsobem pro známou vstupní funkci, u kyslíku byla vstupní funkce počítána. Výstupní soubory tvoří hodnoty koncentrací izotopů ze sledovaných skapových míst v jeskyni.

Pro tritium obsahuje vstupní soubor A průměrné roční koncentrace tritia za uvažované časové období, časové rozmezí, pro něž se model vytváří, a rozmezí, pro které se vykresluje graf, parametr definující typ stopovače, poločas rozpadu tritia a předpokládanou minimální a

maximální koncentraci tritia u objektů ve výstupním souboru. Jednotkami jsou tritiové jednotky – TU; vstupní soubor B pak datum a koncentraci tritia v odebraných vzorcích. V těsném okolí Moravského krasu nejsou k dispozici dlouhodobé záznamy koncentrace tritia ve srážkách. Pro vstupní soubory jsem proto využila jako vstupní data měsíční průměrné aktivity tritia ve srážkách ze stanice Vídeň –Hohe Warte (120 km jižně od studované lokality) z let 1962-2006 vážené srážkovým úhrnem (data jsou volně přístupná na IAEA/WMO 2012). Data z let 2007 – 2010 pochází z experimentálního povodí Uhlířská v Jizerských horách, analyzované v laboratoři IAEA ve Vídni, jež poskytl M. Šanda z ČVUT. Srovnání s dalšími dlouhodobě sledovanými lokalitami v okolí ČR (Berlín, Krakov) ukázalo, že rozdíly mezi jednotlivými stanicemi jsou zanedbatelné (Bruthans 2006).

Pro kyslík obsahuje vstupní soubor A údaje o časovém rozpětí, pro které se model vytváří a pro které se vykresluje graf, časový krok pro zadané koncentrace a počet všech časových kroků, parametr definující typ stopovače, předpokládanou minimální a maximální koncentraci kyslíku u objektů ve výstupním souboru, vážený průměr izotopového složení pro celé zadané období a infiltrační koeficient pro každý rok. Infiltrační koeficient, jakási korekce vlivu vyššího výparu v letním období, vyjadřuje poměr infiltrované vody vůči srážkám. Dále sem patří jednotlivé průměrné měsíční koncentrace ^{18}O , níže ve stejném sledu odpovídající měsíční úhrny srážek. Údaje musí být kompletní pro celé roky; v tomto případě jsem zadala roky hydrologické. Výstupní soubor obsahuje datum a k němu příslušné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$. Datum je uvedeno ve stejných jednotkách jako je definováno ve vstupním souboru, tedy pro kyslík v měsících, opět v decimální podobě. Vstupní soubor B obsahuje průměrné měsíční hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ze srážek z Káraného a Ochozu za období 2000 – 2006 (Ochoz od roku 2002). Za rok 2007 byly srážky nahrazeny hodnotami z lyzimetru L0, a to z období 12/2006 až 10/2007. Vstupní hodnoty CFC a SF_6 ve vodě jsem vypočetla z dat Pusemberg and Plummer (2006) pro nadmořskou výšku 400 m.n.m a teplotu infiltrace 8 °C.

U freonů se tvoří vstupní soubory pro FLOWPC stejně jako u tritia, způsobem pro známou vstupní funkci. Vstupní soubor A zahrnuje průměrné roční koncentrace freonů ve srážkách za období 1901 až 2008, časové rozmezí, pro něž se vykresluje graf, parametr definující typ stopovače, předpokládanou minimální a maximální koncentraci u objektů ve výstupním souboru. Celkem jsem použila 4 vstupní soubory; a to pro CFC 11, CFC 12, CFC 113 a SF_6 . Vstupní soubor B obsahuje naměřenou koncentraci ve vodě a odpovídající datum v decimálním systému.

Z uvedených modelů jsem zvolila modely exponenciální, disperzní, pístový tok a kombinace exponenciálního modelu s pístovým tokem.

4.5 Určení storativity krasového prostředí

Storativitu krasového prostředí jsem určila podle metody Atkinsona (1977a) ze vztahu mezi poklesem hladiny ve vrtech a odteklým množstvím podzemní vody z jednotkové oblasti. Metoda je založena na principu, že pokles hladiny podzemní vody ve vrtu v období recese odpovídá poklesu hladiny i v horninovém prostředí okolo vrtu. Objem vyprázdněného horninového prostředí je násobkem snížení hladiny a jednotkové plochy území (1 m^2).

Objem vody uvolněný z prostředí za stejné období, za které je sledován pokles ve vrtu je možné získat jako integrál vydatnosti pramene za toto období. Pro přepočítání na jednotkovou plochu je nutné vydělit objem vody z pramene (m^3) plochou povodí pramene (m^2).

Objem vody odteklé ze struktury byl získán integrací výtokové křivky pramene PB0337 (Kaprálka).

K určení storativity jsem využila údaje o kolísání hladiny na monitorovacích vrtech velkolomu Mokrá s měsíčním intervalem měření. Byla mi poskytnuta data o hladinách z let 1990-94, 1997-1999 a 2003-2006. Většina těchto vrtů zastihuje hladiny nad úrovní regionální hladiny podzemní vody a jedná se tedy o zavěšené hladiny v epikrasu a nenasycené zóně.

Z naměřených dat jsem vybrala tři vhodné úseky recese pro výpočet storativity prostředí podle Atkinsona (1977a): 1) 2.7.-24.10.1991, 2) 24.4.-29.9.1992 a 3) 10.4-11.10.2004

Určení aktuální hodnoty specifického podzemního odtoku

Střední dlouhodobá hodnota specifického podzemního odtoku (dále SPO) je podle Taraby (1976) v povodí Říčky $2,12 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Hodnota podzemního specifického odtoku však výrazně kolísá v čase, jak je zřejmé z proměnlivé vydatnosti pramenů v Moravském krasu. Aktuální podzemní odtok jsem přibližně určila ze vztahu:

$$\text{SPO}(t) = P(t) * \text{SPOp} * 1/Pp$$

kde:

$\text{SPO}(t)$ je specifický podzemní odtok v daném okamžiku (l/skm^2)

SPOp je specifický podzemní odtok průměrný (l/skm^2)

$P(t)$ je průtok pramene Kaprálka v daném okamžiku

Pp je průměrná hodnota průtoku pramene Kaprálka za sledované období (0,77 l/s za období 1966-2006).

Dlouhodobá průměrná hodnota specifického odtoku získaná z tohoto vztahu odpovídá hodnotě získané Tarabou (1976). V krátkodobém měřítku hodnota SPO odpovídá kolísání

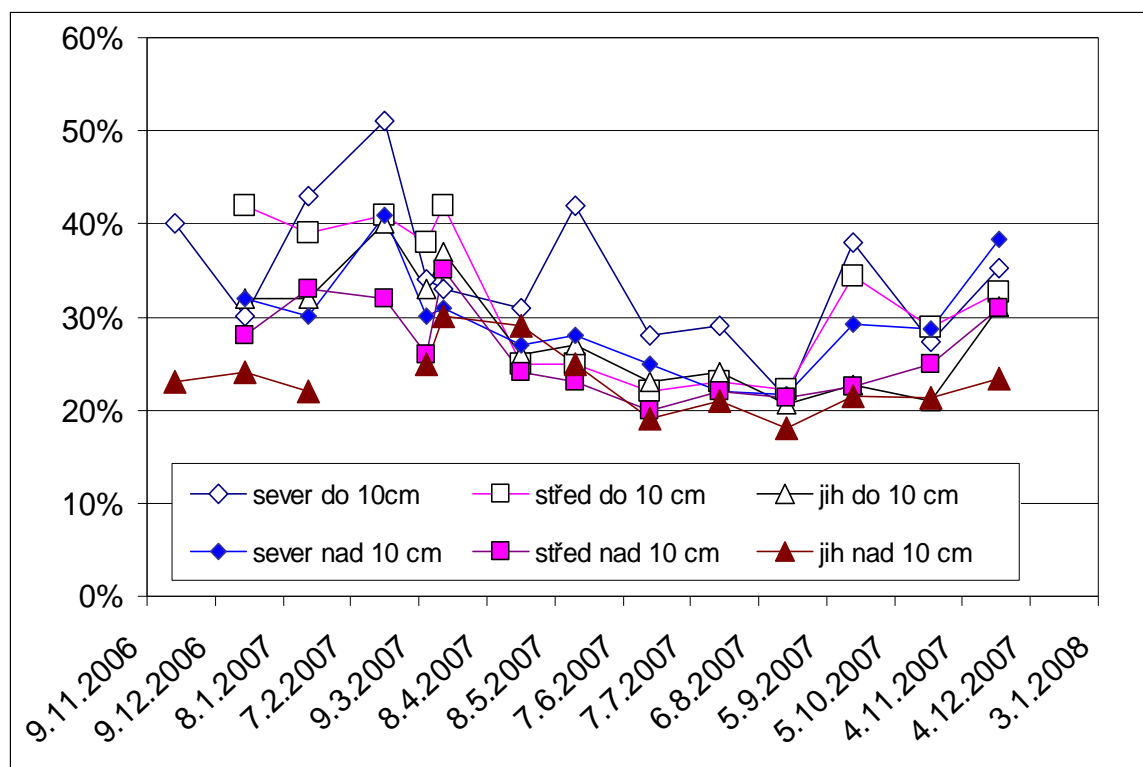
průtoku pramene Kaprálka. Z obrázku 5.4.3 je zřejmé, že průběh SPO poměrně dobře odpovídá průběhu kolísání hladin podzemní vody v prostoru velkolomu Mokrá.

5.0 Výsledky a diskuze

5.1 Půdní vlhkost a sací tlak

Průměrná hodnota vlhkosti půdy se na jednotlivých lokalitách v roce 2007 pohybovala od 23 do 29 % v hlubší zóně a od 29 do 36 % v zóně mělké. Nejnižší průměrné, maximální a minimální hodnoty náleží lokalitě jih, nejvyšší lokalitě sever. Méně rozkolísaný průběh vlhkosti půdy je patrný v hlubší zóně, oproti tomu zóna mělká vykazuje vyšší variabilitu.

Průběh vlhkosti v čase je na jednotlivých lokalitách a hloubkových intervalech dosti podobný (Obr. 5.1 a tab 5.2 a 5.3). Vlhkost půdy během roku odráží konkrétní meteorologické události: nárůst v lednu v důsledku oblevy, březen – roztátí sněhové pokrývky, květen - přívalová srážka, září a listopad – zvýšení infiltrace díky poklesu evapotranspirace. Oproti tomu období únor, červen a srpen jsou charakteristická poklesem vlhkosti na všech vzorkovaných místech v obou hloubkových zónách. Během roku 2007 dosáhla vlhkost půdy minimální hodnoty v srpnu (18 – 22 %). Maximum bylo zaznamenáno vesměs v březnu.



Obr. 5.1 Vlhkost půdy (hm. %) v mělké a hlubší zóně půdního pokryvu na lokalitách sever, střed a jih.

Tab.5.1 Tabulka znázorňuje průměrné, maximální a minimální hodnoty vlhkosti (hm. %) a směrodatnou odchylku na lokalitách sever, střed a jih v období 11/06 – 11/07.

Vlhkost (hmotnostní %)						
Odběr	sever do 10 cm	střed do 10 cm	jih do 10 cm	sever nad 10 cm	střed nad 10 cm	jih nad 10 cm
Průměr	36 %	33 %	29 %	29 %	27 %	23 %
Minimum	21 %	22 %	21 %	22 %	20 %	18 %
Maximum	51%	42%	40%	41%	35%	30%
SMODCH	7 %	8 %	6 %	5 %	5 %	3 %

Tab. 5.2 Korelační koeficienty sledovaných lokalit, pro hloubky do 10 cm a nad 10 cm pod povrchem

Rxy	do 10 cm hloubky	nad 10 cm hloubky
Sever vs. střed	0,51	0,73
sever vs. jih	0,65	0,56
Střed vs. jih	0,82	0,70

Do 10 cm hloubky spolu nejlépe korelují lokality střed a jih ($R_{xy} = 0,82$), což vypovídá o odlišnostech nejsvrchnější části půdního pokryvu u lokality sever (nad odběrovými místy nejsou koruny stromů, oproti tomu lokality střed a jih mají charakter lesa).

V hloubce nad 10 cm je nejvyšší korelace vlhkostí u lokalit střed a jih a také sever a střed ($R_{xy} \geq 0,70$), což ukazuje, že s hloubkou se výše zmíněné rozdíly stírají.

Tab. 5.3 Korelační koeficienty vlhkosti v mělčí a v hlubší zóně v rámci každé z lokalit

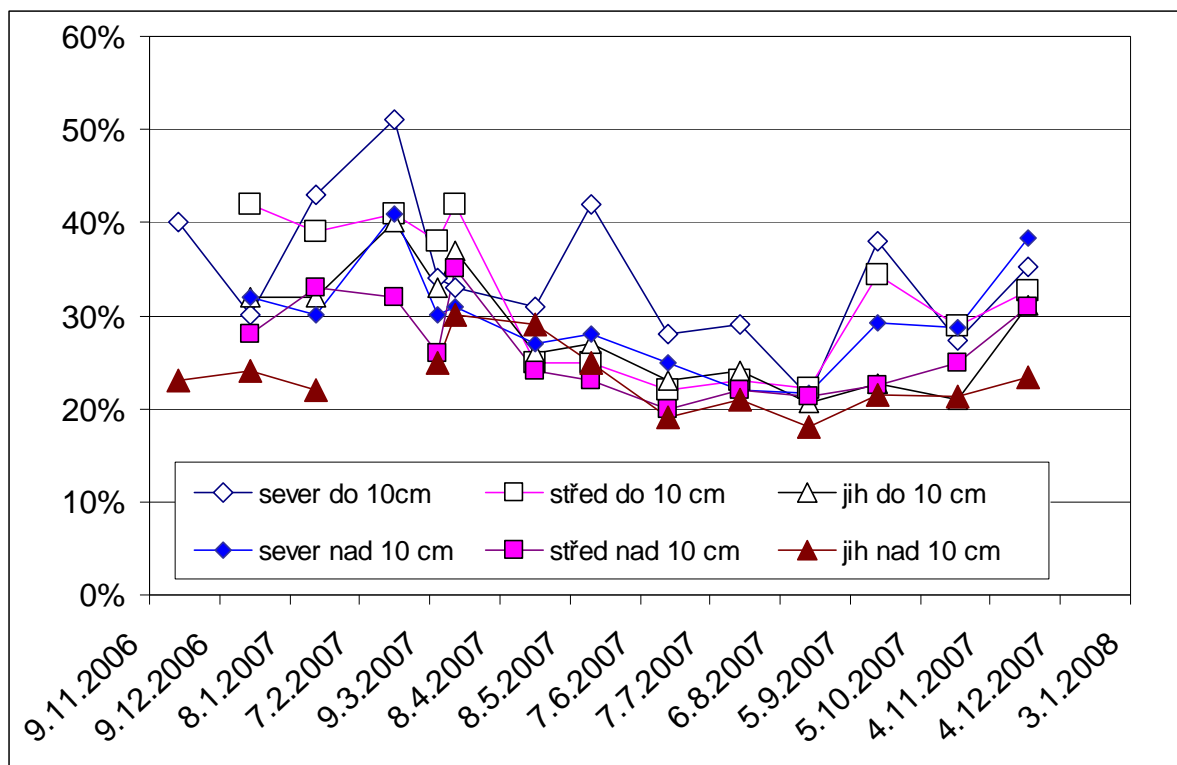
Rxy	do 10cm vs. nad 10cm
sever	0,69
střed	0,83
jih	0,84

5.1.1 Vlhkost půdy

Průměrná hodnota vlhkosti půdy se na jednotlivých lokalitách v roce 2007 pohybovala od 23 do 29 % v hlubší zóně a od 29 do 36 % v zóně mělké. Nejnižší průměrné, maximální a minimální hodnoty náleží lokalitě jih, nejvyšší lokalitě sever. Méně rozkolísaný průběh vlhkosti půdy je patrný v hlubší zóně, oproti tomu zóna mělká vykazuje vyšší variabilitu.

Průběh vlhkosti v čase je na jednotlivých lokalitách a hloubkových intervalech dosti podobný (obr 5.2 a tab. 5.4 a 5.5). Vlhkost půdy během roku odráží konkrétní meteorologické

události: nárůst v lednu v důsledku oblevy, březen – roztátí sněhové pokrývky, květen - přívalová srážka, září a listopad – zvýšení infiltrace díky poklesu evapotranspirace. Oproti tomu období únor, červen a srpen jsou charakteristická poklesem vlhkosti na všech vzorkovaných místech v obou hloubkových zónách. Během roku 2007 dosáhla vlhkost půdy minimální hodnoty v srpnu (18 – 22 %). Maximum bylo zaznamenáno vesměs v březnu.



Obr. 5.2 Vlhkost půdy (hm. %) v mělké a hlubší zóně půdního pokryvu na lokalitách sever, střed a jih.

Tab.5.4 Tabulka znázorňuje průměrné, maximální a minimální hodnoty vlhkosti (hm. %) a směrodatnou odchylku na lokalitách sever, střed a jih v období 11/06 – 11/07.

Vlhkost (hmotnostní %)						
Odběr	sever do 10 cm	střed do 10 cm	jih do 10 cm	sever nad 10 cm	střed nad 10 cm	jih nad 10 cm
Průměr	36 %	33 %	29 %	29 %	27 %	23 %
Minimum	21 %	22 %	21 %	22 %	20 %	18 %
Maximum	51%	42%	40%	41%	35%	30%
SMODCH	7 %	8 %	6 %	5 %	5 %	3 %

Tab. 5.5 Korelační koeficienty sledovaných lokalit, pro hloubky do 10 cm a nad 10 cm pod povrchem

Rxy	do 10 cm hloubky	nad 10 cm hloubky
Sever vs. střed	0,51	0,73
sever vs. jih	0,65	0,56
Střed vs. jih	0,82	0,70

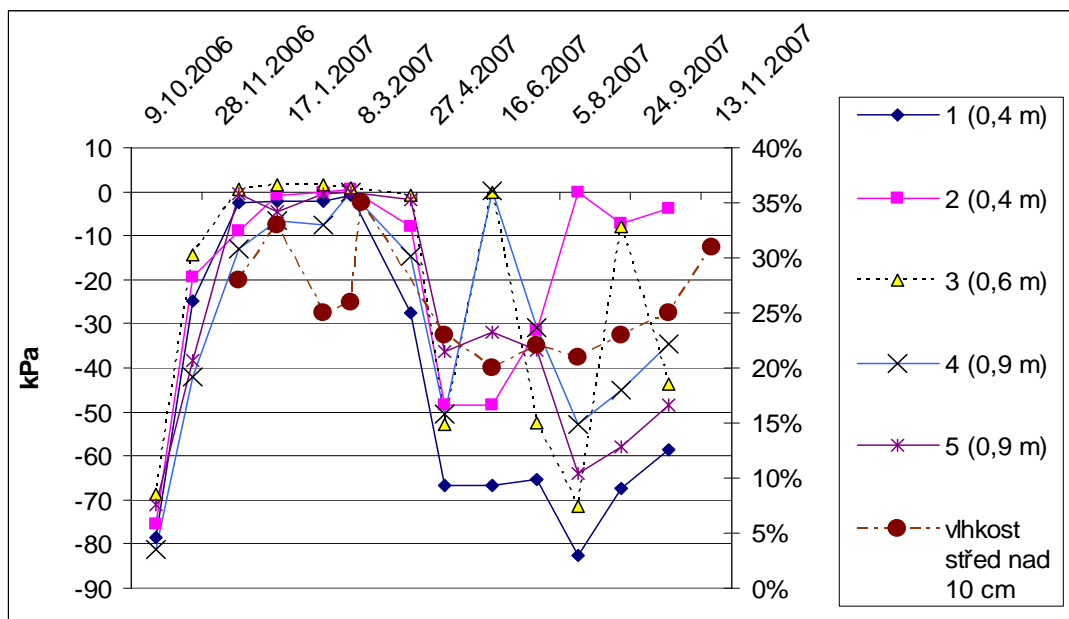
Do 10 cm hloubky spolu nejlépe korelují lokality střed a jih ($R_{xy} = 0,82$), což vypovídá o odlišnostech nejsvrchnější části půdního pokryvu u lokality sever (nad odběrovými místy nejsou koruny stromů, oproti tomu lokality střed a jih mají charakter lesa). V hloubce nad 10 cm je nejvyšší korelace vlhkostí u lokalit střed a jih a také sever a střed ($R_{xy} \geq 0,70$), což ukazuje, že s hloubkou se výše zmíněné rozdílly stírají.

Tab. 5.6 Korelační koeficienty vlhkosti v mělčí a v hlubší zóně v rámci každé z lokalit

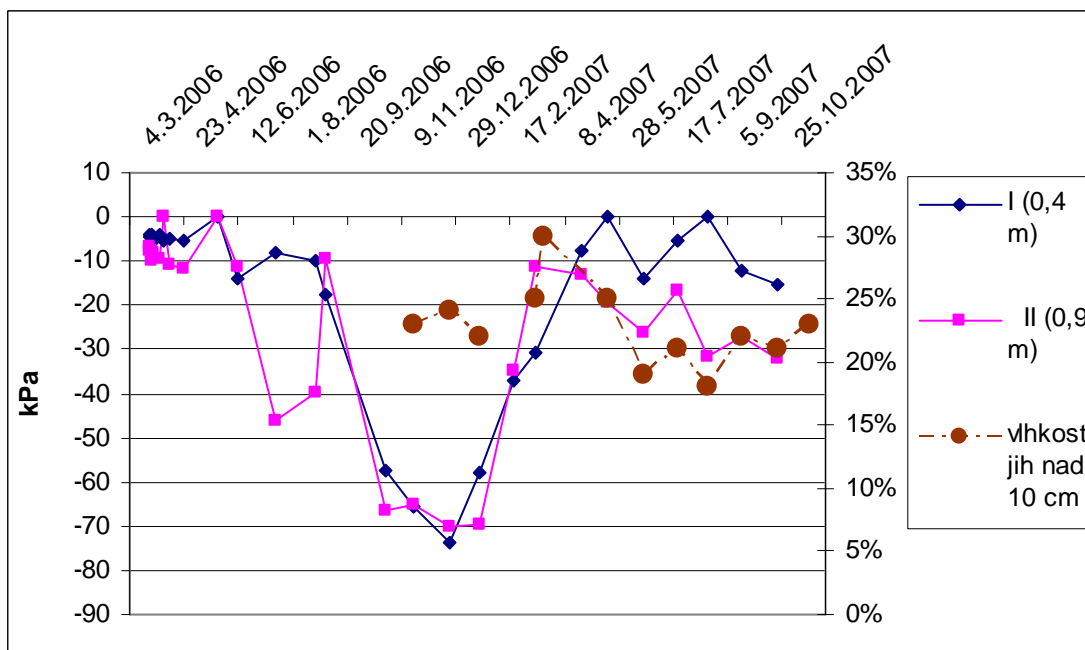
Rxy	do 10cm vs. nad 10cm
sever	0,69
střed	0,83
jih	0,84

5.1.2 Průběh sacího tlaku v půdě

Tenzometry skupiny střed mají téměř identický průběh sacího tlaku v období od října 2006 zhruba do května 2007, zatímco v době od května do října 2007, jsou hodnoty sacího tlaku na jednotlivých tenzometrech značně rozdílné. Za výrazné sací tlaky jsou ve vyhodnocení považovány hodnoty v intervalu -50 až -90 kPa, za hodnoty blízké bodu nasycení byly považovány hodnoty od 0 - 10 kPa. Výrazných sacích tlaků dosahuje tato skupina tenzometrů během léta a podzimu 2007. Naopak hodnoty blízké nasycení byly zaznamenány v období prosinec 2006 až březen 2007. V letním období se hodnoty blížící se bodu nasycení vyskytly nepravidelně - u tenzometru č. 2 v srpnu až říjnu 2007, u 3 v červnu a září 2007 a u tenzometru 4 v červnu 2007. Hodnoty sacího tlaku u tenzometru 1 se po celé letní období 2007 pohybovaly v intervalu -58 až -82 kPa. Tenzometry 3 a 4 mají od dubna 2007 nejvíce rozkolísané hodnoty. Rozdíl maximální a minimální hodnoty sacího tlaku dosahuje u všech tenzometrů skupiny střed $70 - 80$ kPa.



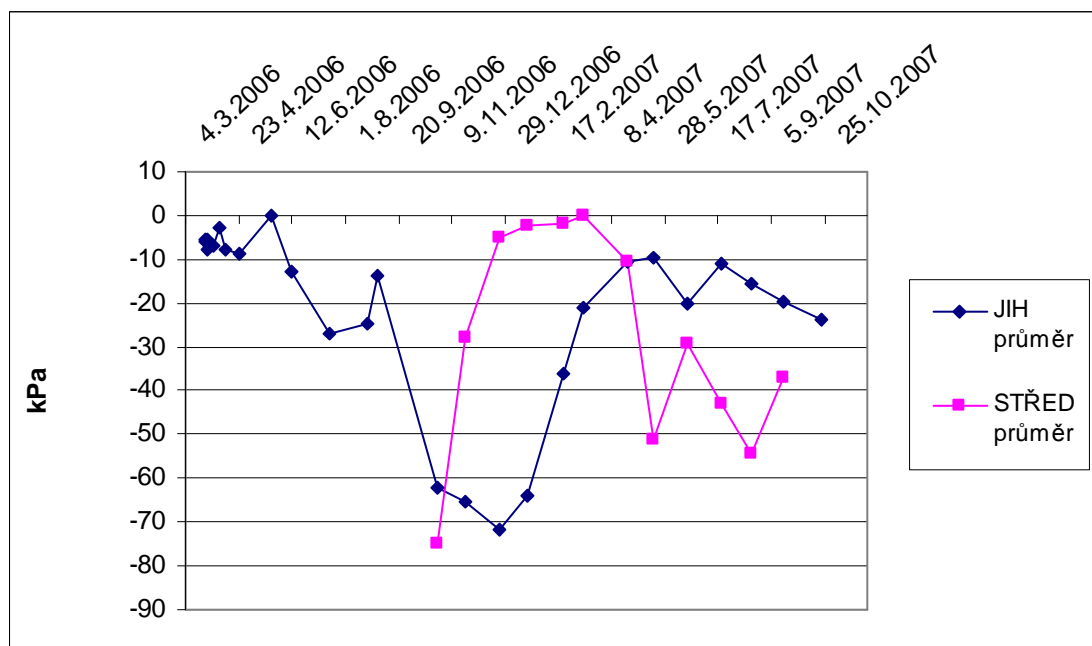
Obr. 5.3 Časový průběh sacího tlaku a vlhkosti u tenzometrů skupiny střed. V závorce je uvedena hloubka tenzometru.



Obr. 5.4 Časový průběh sacího tlaku a vlhkosti u tenzometrů skupiny jih. V závorce je uvedena hloubka tenzometru.

Tenzometry skupiny jih mají za celé sledované období podobný průběh sacího tlaku, ovšem tenzometr II má oproti I více rozkolísaný záznam. Nejvýraznějšího sacího tlaku dosáhly oba tenzometry v zimním období a naopak hodnoty blízké nasycení se vyskytly v období letním. U tenzometru II se za celý rok 2007 nedostala hodnota sacího tlaku mimo interval -11 až -70 kPa, nedošlo tedy k přiblížení hodnot k bodu nasycení).

Průběh hodnot sacího tlaku na tenzometrech jih je tak v ostrém protikladu s průběhem hodnot na tenzometrech skupiny střed (obr.5.5). V období listopad 2006 až duben 2007 mají skupiny tenzometrů inverzní záznam: U skupiny jih probíhá od února do dubna 2007 posun hodnot sacího tlaku směrem k bodu nasycení, kdežto tenzometry skupiny jih v únoru a březnu žádnou reakci nevykazují, v dubnu se naopak hodnoty sacího tlaku dostávají dále směrem od bodu nasycení.



Obr. 5.5. Průměrné hodnoty sacího tlaku u skupiny jih a střed

Pro tenzometry skupiny střed je charakteristický vyhlazený a téměř shodný průběh hodnot sacího tlaku v době vegetačního klidu kdy vegetace nevyužívá půdní vodu. Naopak ve vegetačním období jsou hodnoty více rozkolísané, protože aktivita kořenových systémů je nevyrovnaná v prostoru i čase. Průběh tlaku skupiny střed během roku odpovídá běžným průběhům z ČR (Dohnal et al. 2006). Hlavním obdobím, kdy voda mohla proudit dolů půdou bylo období prosinec 2006 až březen 2007, dalšími obdobími pak byly pro jednotlivé tenzometry duben, květen, červen, srpen, září a říjen. Mimo tato období lze předpokládat nasávání srážkové vody do malých pórů, a tím výrazné snížení množství vody sestupující půdou směrem do epikrasu.

U skupiny jih lze naopak očekávat průtok půdou v letním období a v zimě dochází k silnému nárůstu sacího tlaku. K vysvětlení proč je prostředí skupiny jih v období zimy nejvíce deficitní, zatímco u skupiny střed vzdálené jen několik desítek metrů probíhá intenzivní infiltrace do půdy, se nabízí spolu s údaji o infiltraci do lyzimetru L60 hypotéza, že

v zimě dochází k uzavření pórů v jílovitých sedimentech obsahujících montmorilonit (určení pomocí RTG, Kamas 2008). Jíly se tak stávají nepropustné a voda z nich stéká v mělké hloubce hypodermickým odtokem, nebo se hromadí v hloubce několika málo dm. Během jara a léta pak aktivita kořenových systémů nedovolí plné uzavření pórů, a proto je paradoxně infiltrace během léta vyšší. Tomuto vysvětlení odpovídá i izotopové složení vody, připadající letním srážkám.

5.1.3 Vztah mezi sacím tlakem, vlhkostí půdy a úhrnem srážek

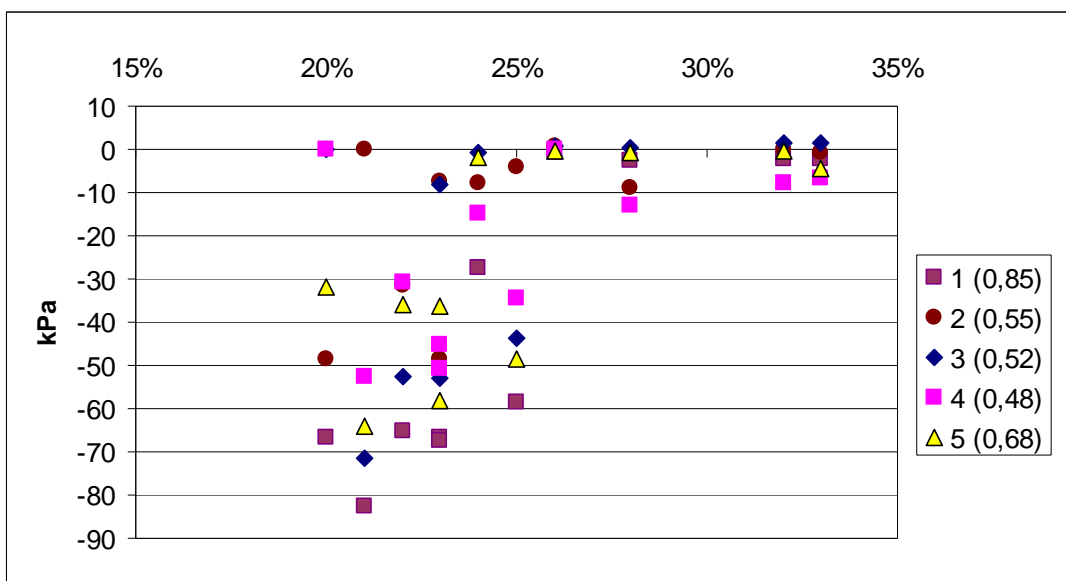
Při srovnání sacího tlaku a vlhkosti jsem použila hodnoty vlhkostí vždy v rámci dané lokality ze spodní úrovně protože svrchní úroveň odběru vzorků na vlhkost byla mimo hloubkový interval umístěných tenzometrů. Časový průběh sacího tlaku v souvislosti s vlhkostí půdy znázorňují obr.5.3 a 5.4. Hodnota korelačního koeficientu mezi vlhkostí a sacím tlakem se pohybuje od - 0,41 do 0,85. Nejvyšší korelační koeficienty mají tenzometry č. 1 (0,85), č. 5 (0,68), a č.2 (0,55) ve skupině střed. U tenzometrů skupiny jih je korelace záporná. Vysoké hodnoty korelačního koeficientu odpovídají jak tenzometrům umístěným v těsné blízkosti kmenů stromů (1 a 2), tak i tenzometru ve škrapovém poli (5). Ve všech třech případech se jedná o místa se zvýšenou infiltrací vody po srážkách.

Hodnota korelačního koeficientu mezi měsíčními úhrny srážek a průměrnými hodnotami sacího tlaku dosahovala -0,18 u skupiny jih a 0,21 u skupiny střed. Nízká korelace je pravděpodobně způsobena proměnlivostí evapotranspirace a kořenové aktivity během roku. Nevýrazná reakce tenzometrů na srážku naznačuje, že téměř celý srážkový úhrn byl spotřebován na evapotranspiraci (Syrovátka a kol. 2002).

Tabulka 5.7

Korelační koeficient sacího tlaku a vlhkosti (nad 10 cm hloubky) u tenzometrů skupiny jih a střed

Korelační koeficient	Tenzometr						
	1	2	3	4	5	I	II
Vlhkost střed	0,85	0,55	0,52	0,48	0,68		
Vlhkost jih						-0,41	-0,09



Obr. 5.6 Vztah sacího tlaku a vlhkosti (hmotnostní %) u tenzometrů skupiny střed. V závorce je uvedena hodnota korelačního koeficientu pro daný tenzometr.

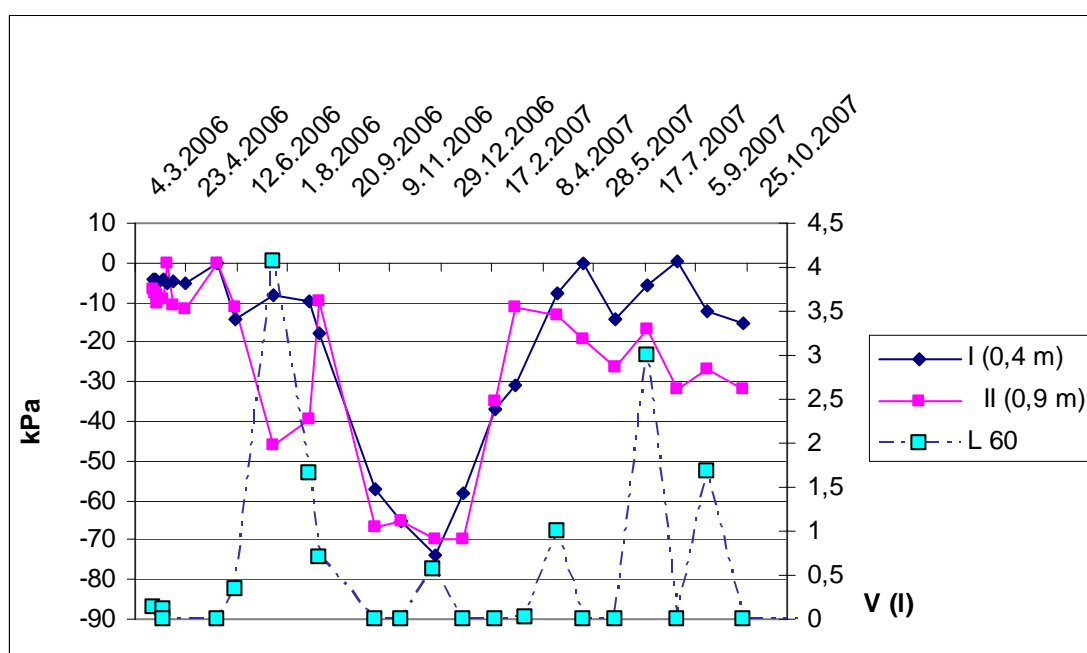
5.1.4 Porovnání průběhu sacího tlaku s množstvím vody infiltrované do lyzimetrů

Průběh sacího tlaku tenzometrů skupiny jih byl porovnán s objemem vody zachyceným v lyzimetru L 60 situovaným ve stejné oblasti. U tenzometrů skupiny jih lze pozorovat, že v období březen až červen 2006 byly hodnoty sacího tlaku u obou tenzometrů blízko bodu nasycení, zatímco objem vody v lyzimetru byl po celou dobu nízký (pod 0,5 l). K výrazné infiltraci došlo až v červenci 2006; čemuž odpovídá posun hodnot sacího tlaku směrem k nasycení. V říjnu 2006 až lednu 2007 pak výrazné sací tlaky časově korespondují s žádným až nízkým objemem vody infiltrované do lyzimetru L60 (0 až 0,57 l). V druhé polovině roku 2007 odpovídají vyšší infiltrované objemy (červenec a září) posunu sacího tlaku u tenzometru II směrem k bodu nasycení; u tenzometru I znamenají vyšší objemy vody v dubnu a červenci 2007 vždy posun směrem k nasycení s měsíčním zpožděním (Obr. 5.7).

Průběh sacího tlaku tenzometrů skupiny střed byl porovnán s objemem vody zachyceným v lyzimetru L15. Po období říjen 2006 až leden 2007 je patrný pohyb hodnot sacího tlaku směrem k nasycení spolu s rostoucím objemem vody zachycené v lyzimetru L15. Maximální zachycený objem v lednu 2007 (5,4 l) koresponduje se sacími tlaky blízkými bodu nasycení u všech tenzometrů skupiny. Pokles objemu infiltrované vody v měsících březen až květen 2007 se shoduje s poklesem hodnot sacího tlaku u všech tenzometrů. Další výraznější objem v lyzimetru byl zastižen v červnu 2006 (2,7 l), což časově odpovídá nasycení u tenzometrů 3 a 4, sací tlak na tenzometru 5 pouze málo vzrostl směrem k nasycení a u

tenzometrů 1 a 2 nebyla pozorována reakce žádná (u obou nastalo malé zvýšení směrem k bodu nasycení měsíc poté). Na následnou malou dotaci vody do lyzimetru (0,5 l) v srpnu 2007 reagují tenzometry teprve s měsíčním zpožděním s výjimkou tenzometru 2, jež měl v srpnu hodnotu odpovídající bodu nasycení.

Korelace sacího tlaku a objemu vody v lyzimetru je patrná u tenzometrů skupiny střed, a to u tenzometrů 1, 4 a 5, průměrně dosahuje u skupiny střed hodnoty 0,56. U skupiny jih je korelační koeficient zanedbatelný (Tab. 5.8).

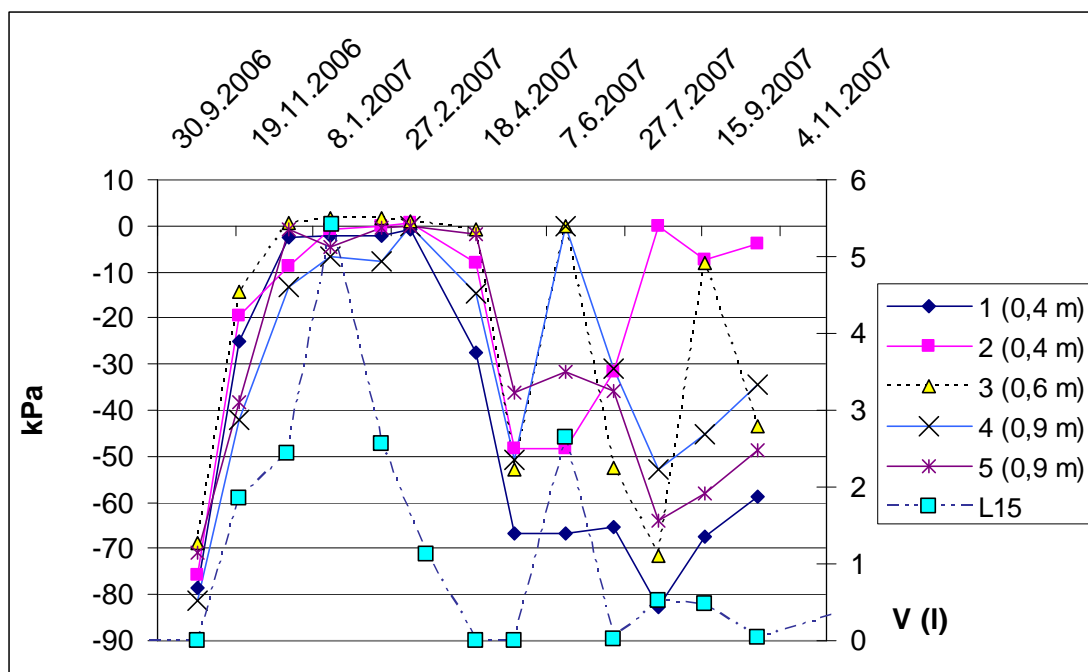


Obr 5.7 Průběh sacího tlaku u skupiny tenzometrů jih a objem vody infiltrovaný do lyzimetru L60. V závorce je uvedena hloubka tenzometru.

Tabulka 5.8

Korelační koeficient sacího tlaku a objemu vody infiltrované do lyzimetrů (v hloubce 15 a 60 cm pod povrchem) u tenzometrů skupiny jih a střed

Korelační koeficient	Tenzometr					I	II		Průměr
	1	2	3	4	5				
L15	0,67	0,45	0,44	0,57	0,68			Střed	0,56
L60						0,2	-0,12	Jih	0,04



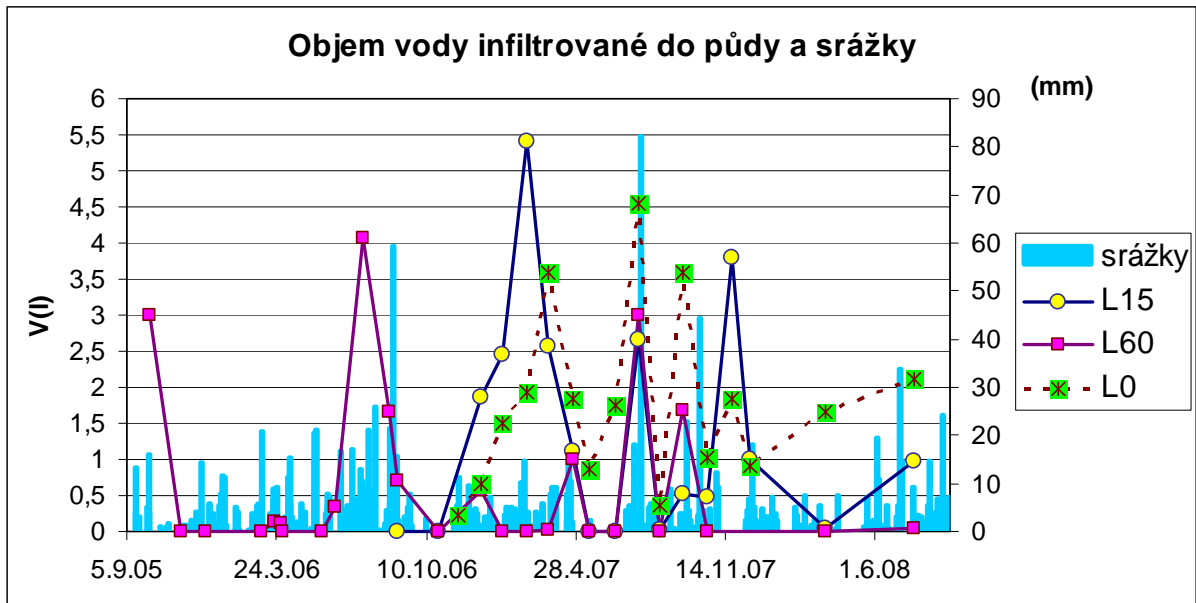
Obr 5.8 Průběh sacího tlaku u skupiny tenzometrů střed a objem vody infiltrovaný do lyzimetru L15. V závorce je uvedena hloubka tenzometru..

5.1.5 Průtok půdou

Pro zjištění množství vody infiltrované do půdy nad Ochozskou jeskyní jsem využila lyzimetry L0, L15 a L60. Za sledované období byla při měsíčním intervalu odběru vody zastížena množství od 0 do 5,4 l (L15 v únoru 2007). V lyzimetru L15 byly zaznamenány další výrazné dotace vodou také v červenci 2007 (2,65 l) a v listopadu 2007 (3,8 l).

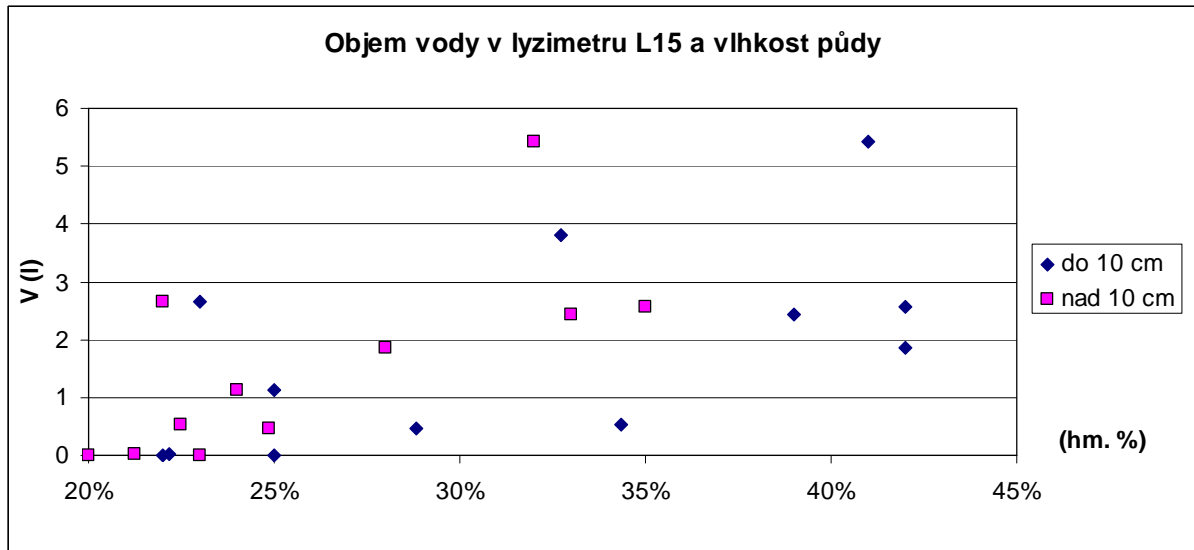
V L60 byl maximální objem naakumulované vody 4 l (červenec 2006), přičemž po 9 předchozích měsíců nepřekročil objem v lyzimetru 0,4 l. Dalšími obdobími výrazné dotace vody do L60 byly měsíce duben 2007 (1 l, tání) a červenec a září 2007 (2,99 a 1,68 l).

K akumulaci většího objemu vody v lyzimetru L15 (únor 2007) i L60 (červenec 2006) dochází obvykle teprve po serii srážkových událostí (např. 9 měsíců u L60 v období listopad 2005 – červenec 2006 a 3 měsíce u L15 od října 2006 do února 2007). Naopak při velmi vydatné srážce 21.6.2007, kdy spadlo v Hostěnicích 82 mm, a hned 22.6. 2007 dalších 22 mm, je patrné zachycení půdní vody u obou lyzimetrů již během následujícího měsíce. Stejně tak po srážce 22 mm 20.8. 2007 jsem zaznamenala zvýšení objemu vody v L60 v následujícím měsíci.



Obr 5.9 Objem vody infiltrované do půdy zachycený v lyzimetrech L0, L15 a L60 a srážky. L0 zde představuje průměr za všechny sněžné lyzimetry L0: S1 – S4.

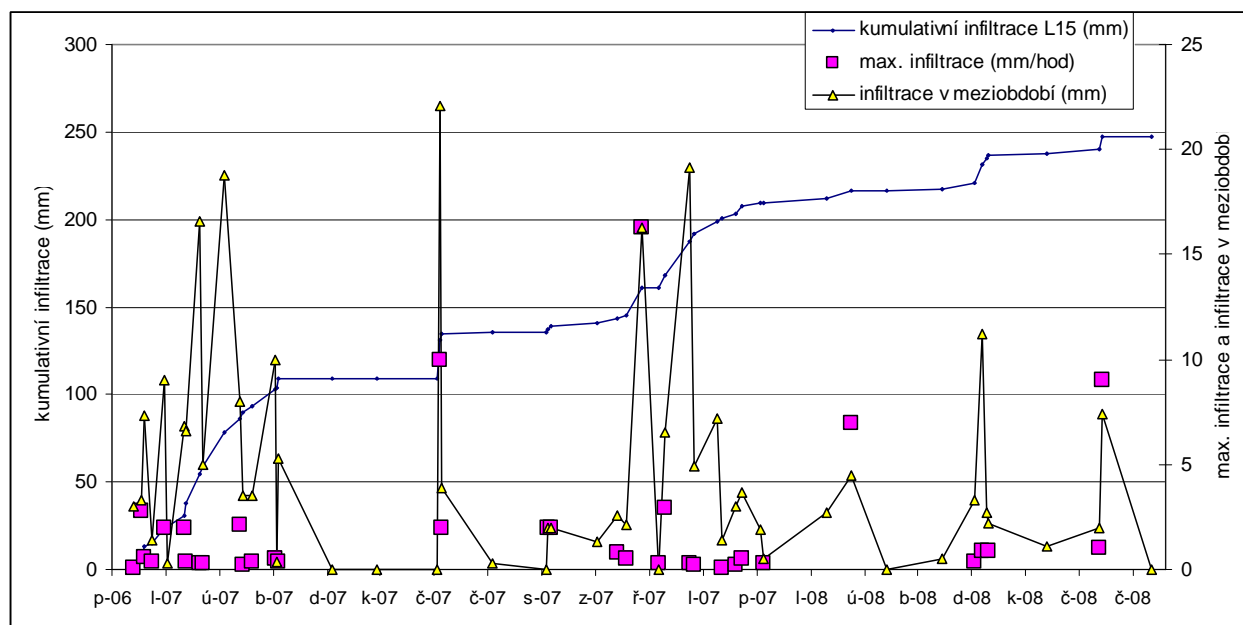
Korelace mezi vlhkostí půdy a objemem vody infiltrované do lyzimetru L15 dosahuje hodnoty koeficientu 0,6 do hloubky 10 cm pod povrchem a 0,7 nad 10 cm pod povrchem..



Obr 5.10 Vztah mezi objemem vody infiltrované do lyzimetru L15 a vlhkostí půdy na lokalitě střed.

Pro zjištění, kdy sestupuje volná gravitační voda půdou jsem použila údaje z půdního lyzimetru L15. V lyzimetru se shromažďuje pouze voda sestupující za sacích tlaků blízkých bodu nasycení. Za vyšších sacích tlaků bude mít voda tendenci lyzimetr obtékat půdní matrix a k dotaci lyzimetru nedojde.

Hodnoty uvádím v mm vodního sloupce. Obr 5.11 ukazuje jednak kumulativní průběh infiltrace do lyzimetru a také z něj odečtené hodnoty infiltrace v meziobdobí. Maximální hodnoty infiltrace (mm/hod) představují události, kdy došlo k prudkému nárůstu hladiny v lyzimetru díky intenzivní srážce v rámci několika málo hodin.



Obr 5.11 Základní údaje odvozené z měření hladiny ve sběrné nádobě lyzimetru L15.

Dle výsledků měření sacího tlaku v půdě byly hlavním obdobím, kdy mohla voda proudit dolů skrze půdní pokryv měsíce prosinec 2006 až březen 2007. Sací tlaky blízké bodu nasycení v období podzim až jaro uvádí též Dohnal et al (2006). Možnost infiltrace v půdě v té době dokládá i maximální objem vody infiltrovaný do lyzimetru L15 v únoru 2007 (5,4 l). Navíc evapotranspirace v období prosinec – únor téměř neprobíhá, což předpokládá, že zimní srážky zůstávají blízko povrchu nejméně několik měsíců (Aquilina et al. 2005a).

5.2 Půdní CO₂

5.2.1. Obsah CO₂ ve vzduchu v Ochozské jeskyni

V Ochozské jeskyni jsem opakovaným měřením zjistila hodnoty CO₂ blízké hodnotám vnější atmosféry, tj. okolo 0,04 %. Vzhledem k tomu, že se jedná se o data naměřená v zimním období, jejich velikost odpovídá výsledkům Spõtla et al. (2005) a Faimona et al. (2004c), kteří uvádí že během chladných období jsou hodnoty parciálního tlaku CO₂ ve vzduchu v jeskyni nízké a blíží se hodnotám venkovní atmosféry, teprve koncem května rostou a zůstávají zvýšené do září, pak následuje pokles k zimním hodnotám.

Hranice vyšších koncentrací CO₂ kolísá během roku výškově až o 10 m a je vysvětlována jak zvýšeným rozpouštěním plynů v infiltrující vodě v chladnějším období, tak zvýšením vzestupné difúze do venkovní atmosféry, jež je aktivnější spíše v létě (Benavente et al. 2011).

Nízké hodnoty lze vysvětlit též intenzivním prouděním vzduchu v Ochozské jeskyni, která má 2 vchody s velkým výškovým rozdílem. Faimon a kol. (2004c) naměřili ve zpřístupněných jeskyních Balcarka a Punkevní (0,21 – 0,43 %).

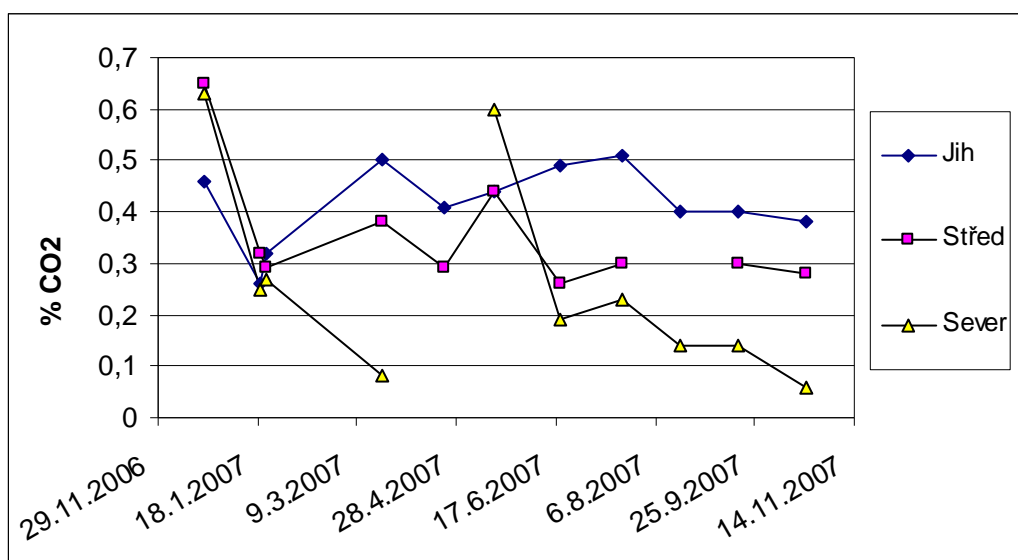
Ovšem i když v jeskyni mohou díky proudění vzduchu nastat podobné sezónní fluktuační CO₂ jako v půdě, to je vysoké hodnoty CO₂ v létě a nízké v zimě, skap tím být ovlivněn nemusí, pokud zdrojem skapových vod byl dobře promíšený rezervoár s minimálními sezónními variacemi, jako vysledovali Spötl et al. (2005) v jeskyni Obir v Rakousku.

5.2.2. Měření obsahu CO₂ v půdě nad Ochozskou jeskyní

Průměrný obsah CO₂ za období 12/2006 – 10/2007 v půdě na základě měření ze stabilních sond má hodnotu 0,34 objemových % (dále %). Maximální a minimální hodnoty obsahu CO₂ (0,27-0,65 %) byly zjištěny v různých obdobích (obr C1), není zde patrný žádný sezónní průběh. Průběh CO₂ v čase koreluje pro lokality střed a sever (korelační koeficient 0,8), pro ostatní lokality korelace nebyla nalezena. Průměrně nejvyšší obsah byl naměřen na lokalitě jih (tab. C3), která má během roku nejméně kolísající záznam CO₂. Oproti tomu lokalita sever má nejvíce rozkolísaný průběh (obr. C1).

Tabulka 5.9. Základní charakteristika prostředí stabilních sond a hloubka, z které byl odsáván půdní vzduch.

Stabilní sondy	hloubka (m)	mocnost půdy (m)	půdní pokryv	vegetace
sever	0,3	0,4	četné vápencové bloky	travnatý porost
střed	0,5	0,6	lesní půda	habrový les
jih	0,4	1	sprašová hlína	habrový les



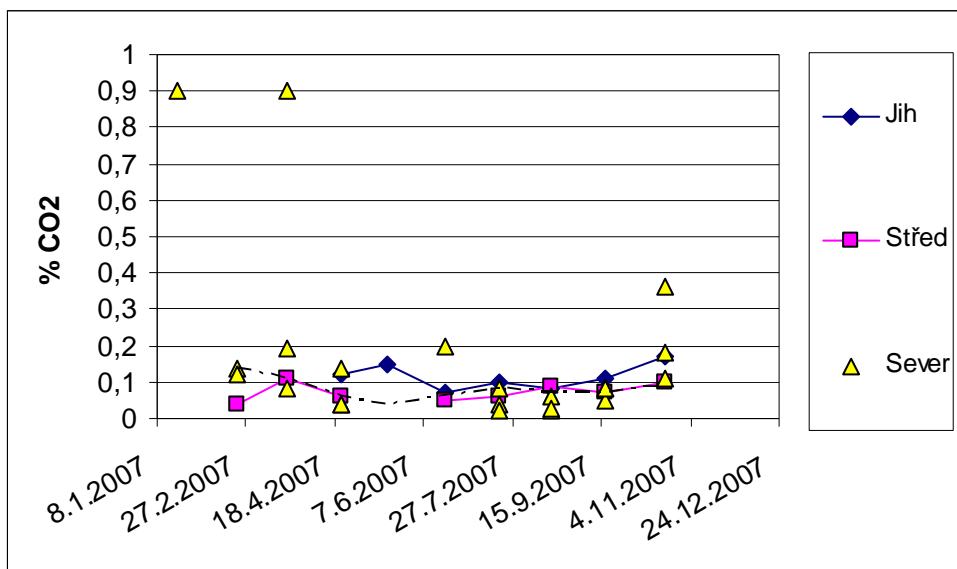
Obr. 5.12. Časový průběh obsahu CO₂ v půdním vzduchu na stabilních sondách.
 Tabulka 5.10. Průměrné, minimální a maximální hodnoty a směrodatná odchylka na stabilních sondách v období 1 – 10/2007 (%)

		Průměr	Min	Max	SMODCH
Stabilní sondy	sever	0,27	0,06	0,63	0,21
	střed	0,33	0,26	0,65	0,13
	jih	0,42	0,26	0,51	0,09

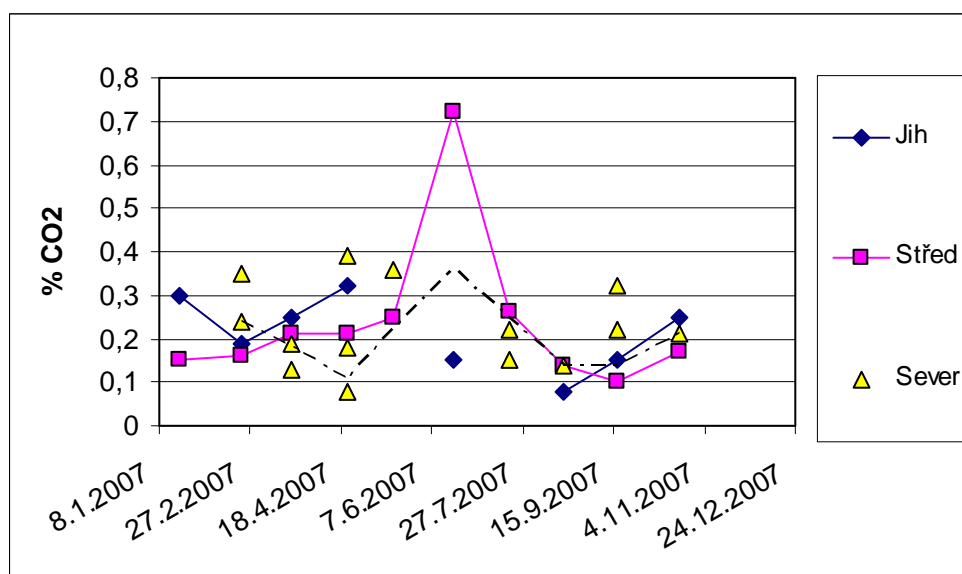
Hodnoty CO₂ u jednorázových sond vykazují vyšší rozptyl hodnot než stabilní sondy. Rozptyl je pravděpodobně způsoben výraznou prostorovou variabilitou obsahu CO₂ což se projeví při změně lokalizace místa odběru při každém vzorkování. U jednorázových sond kolísají obsahy CO₂ nepravidelně bez jasného sezónního trendu (obr.5.13, 5.14).

Tab. 5.11 Průměrné, minimální a maximální hodnoty a směrodatná odchylka na jednorázových sondách v období 1 – 10/2007 (%)

		Průměr	Min	Max	SMODCH
Volně zarážené sondy	Sever	0,21	0,02	0,9	0,21
	Střed	0,16	0,04	0,72	0,15
	Jih	0,16	0,06	0,32	0,08

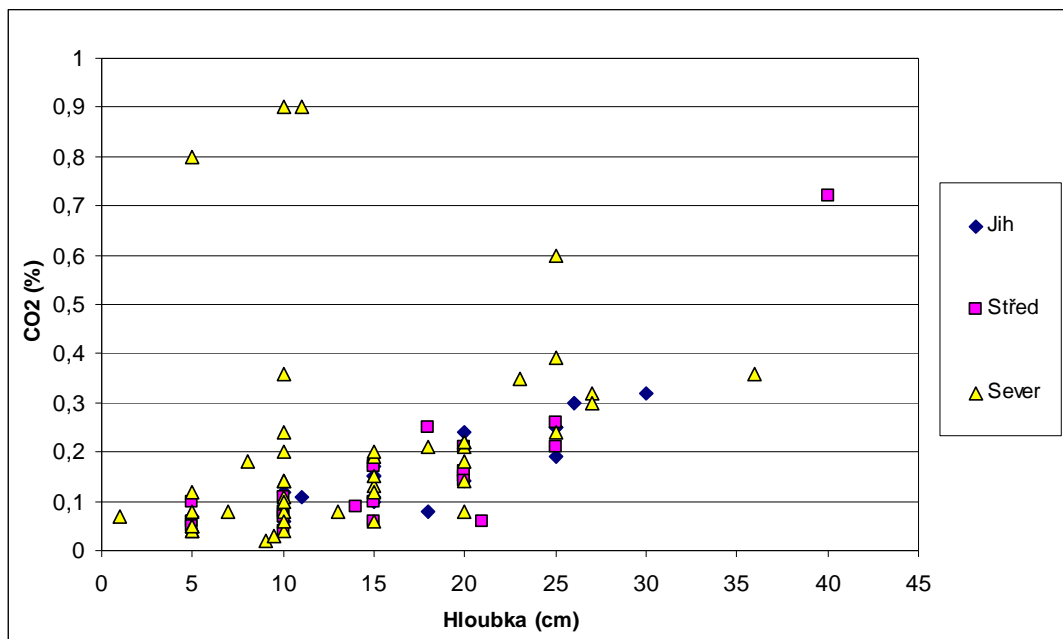


Obr. 5.13. Obsah CO₂ na jednorázových sondách v hloubce do 15 cm pod povrchem. (Přerušovanou čarou je znázorněn klouzavý průměr pro měření nad místem E.)



Obr. 5.14. Obsah CO₂ na jednorázových sondách v hloubce nad 15 cm pod povrchem. (Přerušovanou čarou je znázorněn klouzavý průměr pro měření nad místem E.)

Z měření obsahu půdního CO₂ v různých hloubkách na jednorázových sondách vyplývá lineární trend nárůstu obsahu CO₂ s rostoucí hloubkou pod povrchem. Po vynechání odlehlých vysokých hodnot (okolo 0,9 %, viz obr C4) dosahuje korelační koeficient vztahu hloubka vs. obsah CO₂ hodnoty 0,75.



Obr. 5.15. Průběh parciálního tlaku CO₂ s hloubkou; jednorázové sondy, lokality sever, střed, jih v období 1 - 10/2007. Hodnoty nad 0,8 % z úrovně do 15 cm hloubky odpovídají půdě s mocnější vrstvou zetlelého listí a humusu v jasanovém mláží.

Ze srovnání vlhkosti půdy a obsahu CO₂ na stabilních sondách je zřejmé, že obsah CO₂ nekoreluje s vlhkostí půdy, pokud je jeho hodnota nižší než 0,4% CO₂. Pouze při hodnotě > 0,4 % CO₂ je zřetelná pozitivní závislost mezi vlhkostí a parciálním tlakem CO₂ (obr C5). Vyšší koeficient korelace byl zjištěn mezi parciálním tlakem CO₂ (nad 0,4%) a vlhkostí ze vzorků odebíraných do hloubky 10 cm než ze zóny hlubší.

Jak z trvalých, tak jednorázových měření nevyplývá žádný sezónní trend obsahu CO₂ v půdním vzduchu. Appelo (1999) přitom uvádí, že obsah CO₂ v půdním vzduchu vykazuje obvykle sezónní variabilitu, s nejvyššími hodnotami během léta, kdy dochází k nejintenzivnějšímu rozpadu organického materiálu a respiraci kořenů. Maximální hodnoty během letního období zaznamenali i Faimon et al. (2004c) a Schwarzová et al. (2008) v severní části Moravského krasu. K závěru, že maximální koncentrace půdního CO₂ nastávají na podzim, dospěli Reberski et al. (2009). Podzimní maximum vysvětlují nedostatkem srážek v létě, jež by přinesly CO₂ z povrchové zóny, proto maxima jsou až na podzim s prvními podzimními srážkami.

V případě půdy nad Ochozskou jeskyní jsou výše uvedené procesy zřejmě překryty nestejnou rychlostí úniku CO₂ z půdy do vnější atmosféry, která je ovlivněna propustností půdy pro plyny (vliv vlhkosti, bioturbace apod, které se mění nepravidelně v průběhu roku). Několik málo dm mocná půda nad Ochozskou jeskyní je pravděpodobně

velmi dobře větraná a vznikající CO₂ tak uniká do atmosféry, kde jsou jeho obsahy řádově nižší.

Určitý vztah mezi vlhkostí a obsahem CO₂ lze interpretovat tak, že vyšší hodnoty CO₂ jsou vázány na období zvýšené vlhkosti půdy, kdy vyšší obsah vody v půdě zabraňuje úniku CO₂ z půdy do atmosféry díky snížení propustnosti půdy pro plyny. White (1988) vysvětluje vyšší obsahy CO₂ ve vlhkých obdobích tím, že vyšší vlhkost půdy napomáhá biologické aktivitě.

5.2.3. Výpočty rovnovážného obsahu CO₂ v půdě a epikrasu

Výsledky modelování ve PHREEQC na základě chemických analýz vzorků vody z lyzimetrů (tab. 5.12) ukázaly, že za předpokládané rovnováhy nepřesahují hodnoty modelovaného půdního CO₂ v hloubce do 1 m pod terénem 1 %. Toto zjištění koresponduje s obsahy naměřenými při sondování v půdě. Pro půdní zónu z výpočtu dále vyplývá nárůst vypočteného parciálního tlaku CO₂ s hloubkou. V hloubce 60 cm pod povrchem jsou již hodnoty o řád vyšší než v hloubce do 15 cm. Zvýšené hodnoty u sněžných lyzimetrů, oproti L10 a L15, jsou zřejmě způsobeny zejména vnějšími vlivy jako je tlení listí, jež se v nich hromadí, apod.

Skapové vody jsou v rovnováze s obsahem CO₂ řádu jednotek % (E okolo 5 % CO₂, vybrané skapy v jeskyni 2,4 %). Nižší vypočtené obsahy CO₂ pro skap O1 jsou způsobeny odplyněním před vzorkováním.

Z porovnání vypočtených hodnot je zřejmé, že v epikrasu lze očekávat daleko vyšší obsahy CO₂ než v půdě. Ke stejnému výsledku došli Wood a Petraitis (1984), kdy měřením parciálního tlaku CO₂ až do hloubky 36 m pod povrchem zastihli vyšší hodnoty v epikrasu než v aktivní půdní zóně.

Nárůst parciálního tlaku CO₂ s hloubkou pod povrchem byl prokázán též na vrtech, v nesaturované zóně krasu (Benavente et al. 2006). Signifikantní sestupný transport CO₂ doložený jeho zvýšenou koncentrací v krasových dutinách zmiňuje Renault (1968); Reberski et al. (2009) uvádí desetinásobný nárůst koncentrace CO₂ v hloubce 8 – 9 m oproti povrchu.

Tabulka 5.12 Obsah CO₂ ve vzduchu nenasycené zóny za předpokladu rovnováhy se vzorkovanou vodou. Hodnoty jsou uvedeny v % CO₂.

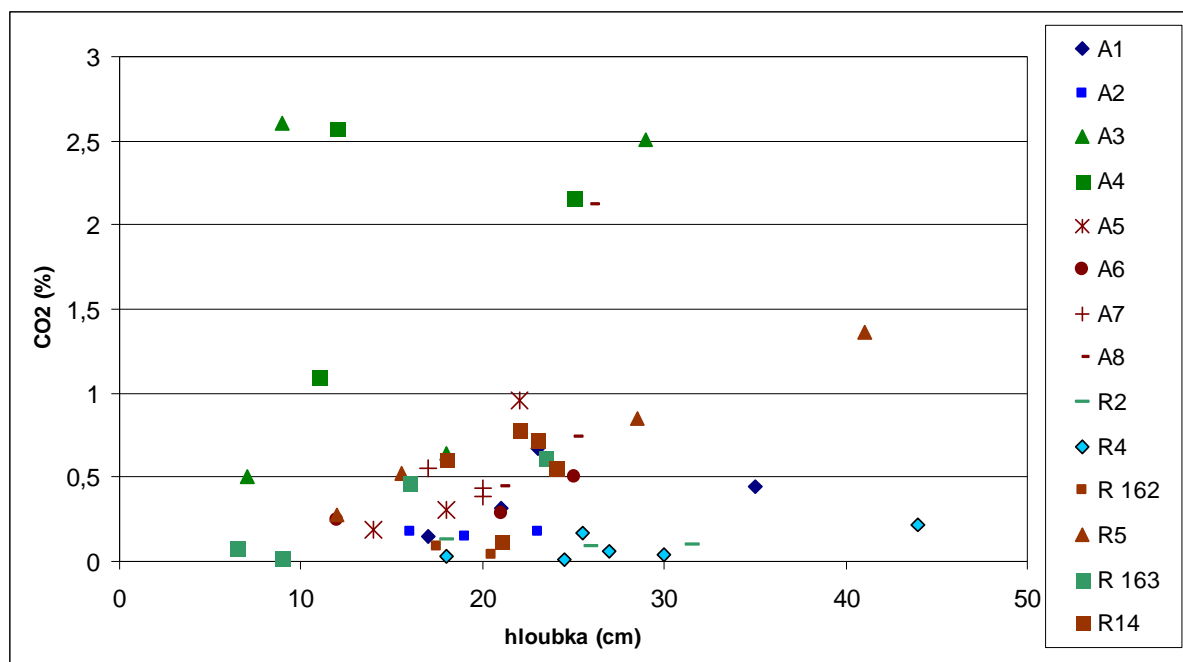
Objekt		Počet hodnot	Průměr	MAX	MIN	SMODCH
půdní zóna	L0	8	0,10	0,41	0,0	0,16
	L10 (Sever)	1	0,02	0,02	0,02	0,02
	L15 (Střed)	6	0,06	0,11	0,02	0,04
	L60 (Jih)	4	0,54	0,89	0,09	0,29
Skapy	O	5	>0,77*	>0,41*	>1,51*	0,43
	E	10	5,25	6,46	3,16	0,93
	Ostatní skapy Ochozská jeskyně	3	>2,42*	>0,59*	>4,17*	1,46

*skapy označené hvězdičkou jsou ovlivněny odplyněním CO₂ a vypočtený obsah CO₂ tak může být výrazně nižší než reálný obsah CO₂ v nenasycené zóně krasu.

5.2.4. Obsah CO₂ na dalších lokalitách v Moravském krasu

Pro zjištění typických hodnot pro jednotlivé typy prostředí v Moravském krasu a pro srovnání hodnot nad Ochozskou jeskyní s ostatními lokalitami v Moravském krasu byla v červnu 2007 jednorázově měřena koncentrace půdního CO₂ nad jeskyní Rudické propadání a nad Amatérskou jeskyní a to nad místy v jeskyních, kde byly vzorkovány skapové vody na chemické analýzy. Byly sondovány různé typy prostředí - les, louka a pole. Vzhledem k ročnímu období a nízkému úhrnu srážek byla půda v místech sondování suchá.

Průměrné obsahy CO₂ nad Amatérskou jeskyní při měření dosáhly hodnoty 0,82 %, nad Rudickým propadáním 0,33 %. Faimon a kol. (2004) naměřili v letech 2002 – 2003 v půdě nad jeskyní Balcarka 0,2 – 0,55 % CO₂ a nad Punkevnými jeskyněmi 0,18 – 1,1 % CO₂. Naměřené hodnoty CO₂ nad Ochozskou jeskyní jsou tedy podobné hodnotám naměřeným na dalších místech v Moravském krasu. Podobné hodnoty koncentrace CO₂ (0,07 – 1,2 % z hloubky 50 cm p.t. uvádí Urbanc et al. (1997) ze Slovinského krasu.



Obr. 5.16. Srovnání hodnot CO₂ různých typů prostředí nad Amatérskou jeskyní a Rudickým propadáním. Hnědě- pole, zeleně- louka, modře- les. A-Amatérská jeskyně, R-Rudické propadání.

Nejnižší obsahy CO₂ byly naměřeny v lese či při jeho okraji. Ve všech případech se jednalo o smrkový les, pouze v případě R4 (nejvyšší hodnota CO₂ v prostředí lesa – 0,22 %) se jednalo o porost buků. Maximální naměřená hodnota nad Rudickým propadáním (1,5 %) odpovídá poli s porostem vojtěšky. Nejvyšší hodnoty (2,2 – 2,6 %) byly změřeny v oblasti nad Amatérskou jeskyní na louce, která byla před cca 5 lety využívána jako pole. Průnik sondy do půdy byl obtížný. Lze proto předpokládat špatnou propustnost půdy a tím ztížený únik CO₂ do vnější atmosféry.

Výsledky měření souhlasí s prací Apello (1999), popisující vyšší obsahy CO₂ v zemědělsky obdělávaných půdách a nejnižší v lesních půdách. Až 4,5 x vyšší hodnoty CO₂ u lučních porostů oproti lesním uvádí i Himmel (2000). Naopak Faimon a Ličbínská (2010) na lokalitách nad Sloupsko – Šošůvskými a Punkevními jeskyněmi a nad Macochou vliv vegetace na produkci CO₂ nepotvrdili. Oproti tomu Stichler et al. (1997) naměřili vyšší množství CO₂ v půdě pod lesním porostem než pod travnatou loukou, kde není tak vyvinutý humusový horizont.

5.3 Základní charakteristiky vybraných skapových míst v Ochozské jeskyni

Níže uvádím vybrané fyzikální a chemické parametry skapových vod, jež jsem měřila manuálně (průtok, teplota, pH a konduktivita). Manuální měření u skapového místa E/E2 je uvedeno pro srovnání s ostatními skapy, k detailnímu sledování režimu skapu E jsem využila výstupy z měření pomocí automatického zařízení s dataloggerem.

5.3.1 Průtok

Tabulka 5.13. Charakteristické hodnoty průtoku sledovaných skapových míst v období 3/2005 – 7/2008. U maxima a minima je uvedeno datum, kdy nastaly.

Průtok (l/h)	E	E2	E'	Kužel	Beránek
Průměr	7,71	2,42	0,69	0,47	5,83
MAX	46,17	34,76	4,1	2,4	22,98
MIN	0,00	0,15	0,00	0,1	0,00
čas max (měsíc/rok)	3/05	3/05	3/07	3/05	3/06
čas min (měsíc/rok)	12/05, 1/06, 2,6,7,9-11/07, 7/08	2/07	3,7,11/05, 10,11/07	3/05, 1-3/07 ,9 – 11/07	11,12/05, 10,11/07, 4,7/08
SMODCH	11,27	0,97	0,75	0,4	7,06
Počet hodnot	78	49	42	65	63

Průtok jednotlivých skapových míst je během roku nerovnoměrný, jak popsal již Himmel (1993). Nejvydatnějším skapem je místo E, jež dosahuje nejvyšších maximálních (až 46 l/h při průvalu) i průměrných hodnot průtoku (7,7 l/h). Dalšími vydatnými skapy s průtokem nad 2 l/h v průměru a nad 20 l/h v maximu jsou skapy E2 a Beránek; skap E2 je aktivní po celý rok – za sledované období nebyl zaznamenán průtok nižší než 0,15 l/h, skapy E a Beránek v některých měsících zcela ustávají (oba např. v období říjen až prosinec). Období, kdy průtok skapu E je minimální (nepřesáhne hodnotu 0,2 l/h) trvá 1 až 4 měsíce. Skap Kužel, jež má celkově nejnižší průměrný i maximální průtok, je aktivní po celý rok. Jeho průtok neklesá pod 0,1 l/h. Kužel je tak příkladem skapů, jež představují soustavnou dotaci vody, E a Beránek patří ke skapům, jež převádějí nesaturovanou zónou velké množství vody, ale jen v některých obdobích roku, jak rozlišil Himmel (1993).

Minimální průtok skapu E' v době maximálních průtoků na E a E2 v březnu 2005 a zdánlivě v protikladu zvýšený průtok všech těchto tří skapových míst současně v období zvýšené skapové aktivity v březnu 2007 je dán hydraulickou propojeností tohoto místa se skapem E (kap. 3.4.1.).

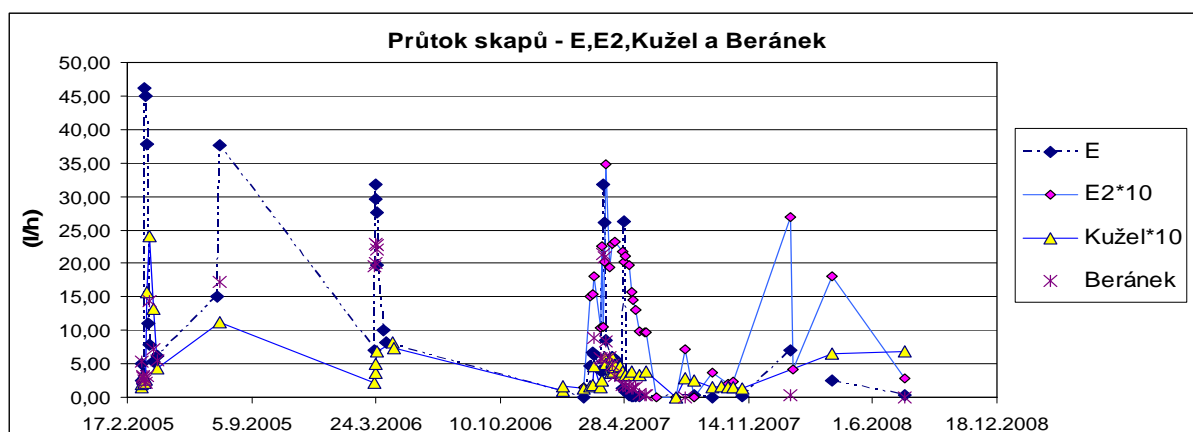
Největší rozptyl hodnot během roku má skap E, nejvíce rovnoměrný je průtok skapového místa Kužel. Během roku nastává nejvyšší skapová aktivita s maximálními průtoky v konci března, v důsledku tání sněhu na povrchu, zvýšené průtoky přetrvávají do dubna.

Maxima naměřená v březnu a dubnu korespondují s výsledky Himmela (1993), že pro tvorbu vodních zásob krasu jsou zásadní jarní měsíce. Vedle tání k náhlému výraznému zvýšení průtoku přispívají také silné letní bouřkové události, k jakým došlo např. v červenci 2005, červnu a srpnu 2006, červnu 2007.

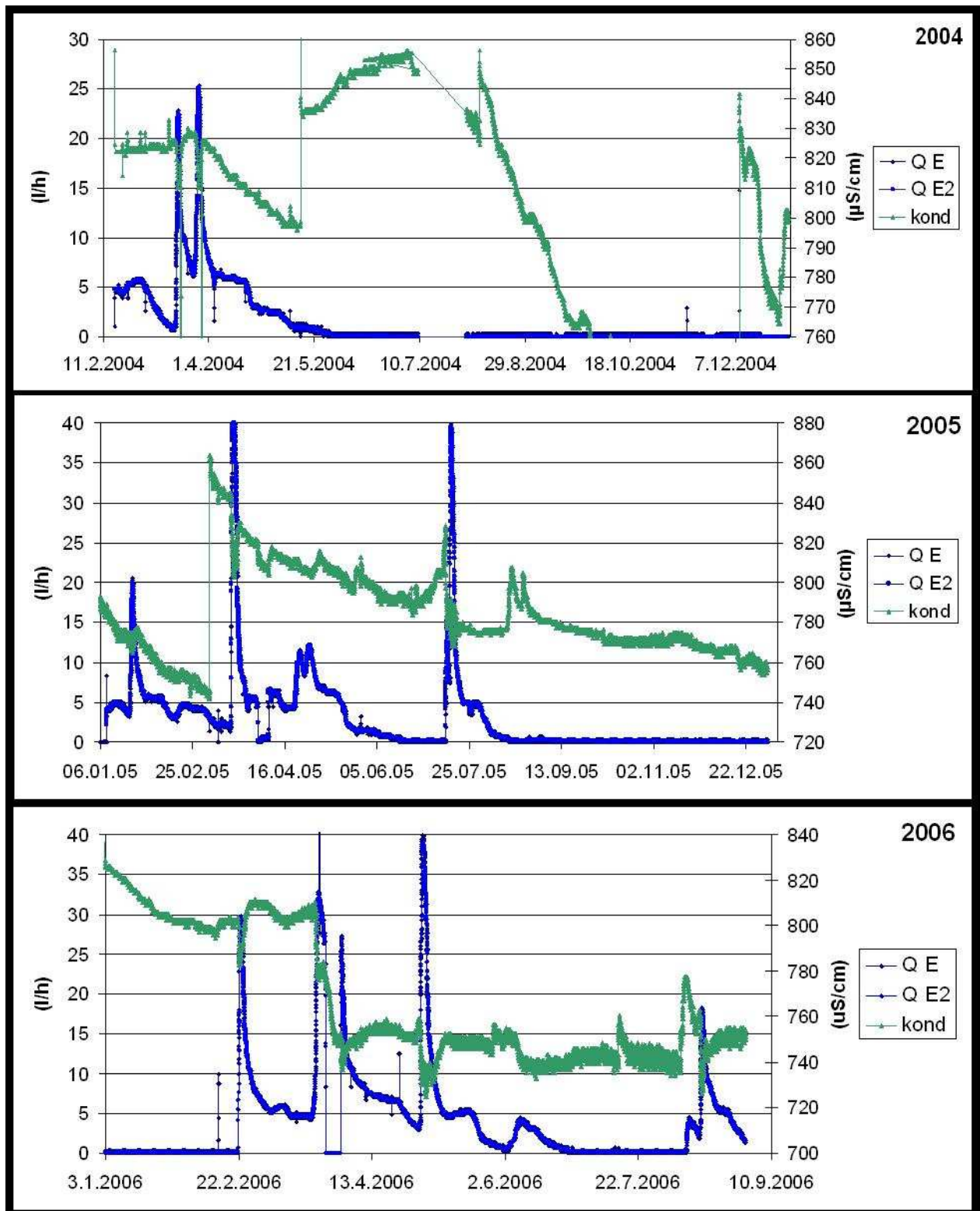
Tab.5.14. Srovnání naměřených rozpětí hodnot průtoku E a Beránka s daty Himmela (1992).

Rozptyl hodnot průtoku (l/h)	1987 – 1989 (Himmel 1992)		3/2005 – 7/2008	
	E	Beránek	E	Beránek
	0,029 – 31,74	0 – 10,16	0,00 – 46,17	0,00 – 22,98

Na skapových místech E a Beránek jsem zjistila možnost vyšší průtočné kapacity oproti předchozím poznatkům (Himmel 1992), jak ukazuje srovnání maximálních naměřených průtoků v Tab.5.14.

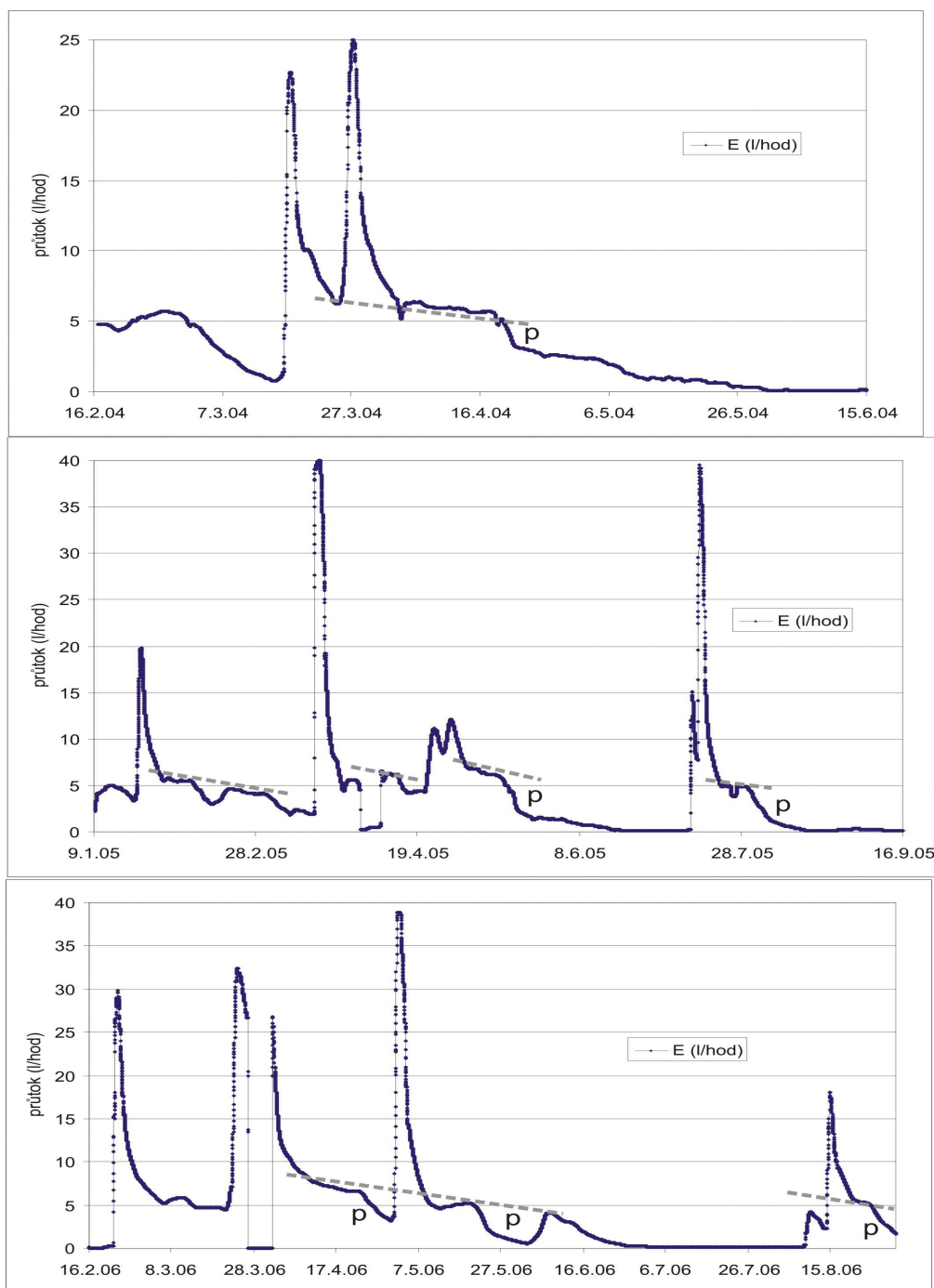


Obr. 5.17. Průtok skapových míst E, E2, Kužel a Beránek. U E2 a Kužele je pro přehlednost vyneseno průtok 10x větší.



Obr. 5.18. Průběh průtoku a konduktivity skapů E a E2 v letech 2004, 2005 a 2006. Ostré píky křivky průtoku jsou události výrazných průtoků v souvislosti s táním sněhu (patrné na přelomu března a dubna všechny tři zobrazené roky) nebo letními bouřkami (červenec 2005, květen 2006). Tyto ostré píky průtoku jsou doprovázené výraznými poklesy konduktivity. V záznamu z roku 2006 je dobře patrný inverzní chod průtoku a konduktivity. Ostré nesouvislé přechody jsou chyby technického rázu způsobené výpadky aparatury a podobně. Ostrý nárůst konduktivity za nízkých průtoků je následek čištění měřicí cely.

Nejnižší je skapová aktivita v letním a zejména podzimním období, v době nízkého úhrnu srážek. U většiny skapů nastává minimální průtok v říjnu a listopadu, ten často přetrvává přes konec roku až do února. Výjimečný nárůst hodnot průtoku skapových vod byl evidován v lednu 2008, což zapříčinila obleva a tání sněhu nad jeskyní

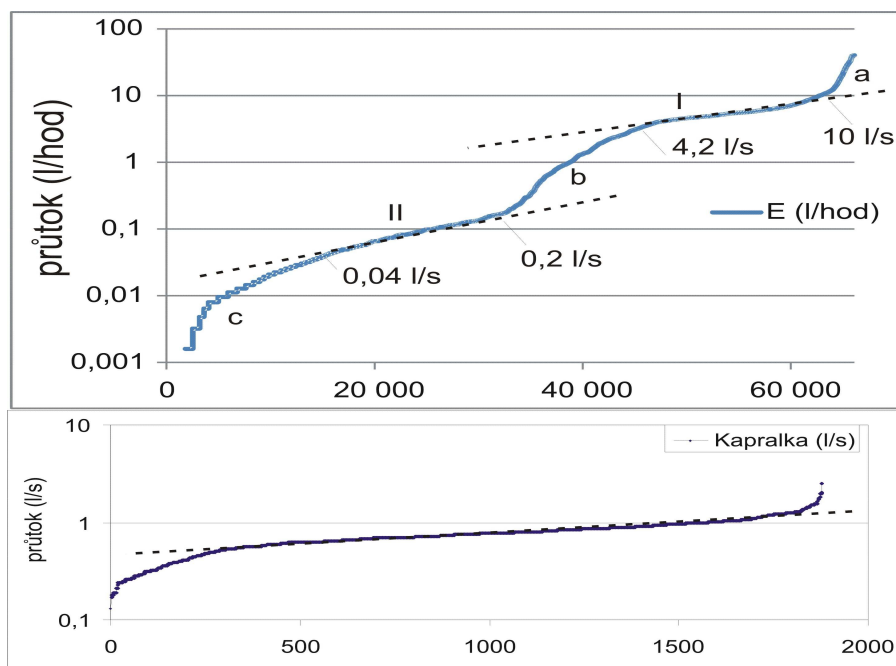


Obr. 5.19. Průběh průtoku na skapovém místě E. Přerušovanou čarou je zvýrazněn trend pomalé recese průtoku, která náhle přechází do prudkého poklesu (p).

Průtok skapu E má zajímavý průběh. Po intenzivnějších srážkách a tání sněhu dochází k prudkému nárůstu průtoku až na desítky l/hod, který se udržuje po dobu několika dnů. Průtok poté poměrně rychle klesá k hodnotě okolo 7-10 l/s, kde se směrnice poklesu láme a průtok klesá s daleko nižší směrnicí (obr.5.19). Při průtoku okolo 4-6 l/s dochází znovu k rychlému poklesu průtoku s časem. Existence strmého poklesu průtoku po pozvolném poklesu pozorovaná na skapu E je přitom velmi netypická jak pro podzemní, tak povrchové vody (viz např. Vojtěchová a Bruthans 2010).

Existence strmého poklesu průtoku je dobře vidět i na čáře překročení. Ta je u skapu E tvořena dvěma lineárními úseky (obr. 5.20a, úseky I a II), oddělenými oblastí se strmým poklesem průtoku (b). U běžných vodních toků a pramenů je přitom čára překročení tvořena z větší části jediným lineárním úsekem (obr X2b).

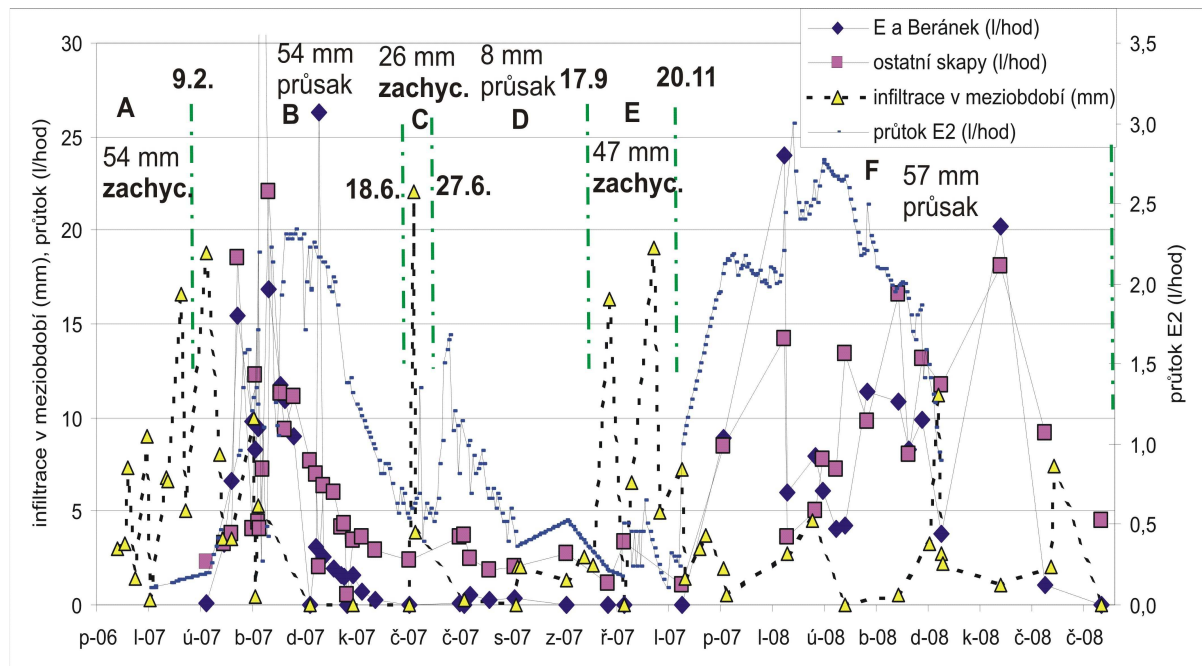
Důvodem výše uvedeného chování je zřejmě přetékaní vody mezi skapem E a dalšími skapy v okolí, které je funkcí průtoku na skapu E. Jak popisuje Himmel (2007) pokud průtok místem E přesáhne hodnotu 2,5 l/h, proud skapové vody k sobě přisává i část vody ze skapu E', takže se vzrůstajícím průtokem na skapu E poklesá množství skapu E'. Při průtoku 20 l/h již odtéká všechna voda místem E a průtok na E' je nulový. Himmel (2007) vysvětluje tento jev účinkem podtlaku vznikajícího při rychlém proudění vody puklinami v přívodní cestě ke skapu E. Je pravděpodobné, že podobná hydraulická komunikace existuje mezi E a řadou dalších skapů. Tyto jevy zřejmě způsobují prudký nárůst a pokles průtoku skapu E mezi hodnotami 0,2 a 4 l/hod.



Obr.5.20 a) Čára překročení skapu E (nahore), b) Čára překročení pramene Kaprálka (PB0337).

5.3.2 Průtok na bázi půdy a reakce skapů

Vztah mezi infiltrací do půdy v hloubce 15 cm pod povrchem a průtokem skapových míst ukazuje Obr.5.21. Pro zjednodušení byly monitorované skapy (celkem 28 skapů) rozděleny na skapy s vysokým průtokem a výrazným kolísáním hodnot v čase (E a Beránek) a ostatní skapy (zbylých 26 skapů) a průtok skapů byl v rámci těchto skupin sečten. Pro srovnání je přidán kontinuální průběh průtoku na skapu E2. „Průsak“ představuje sumu infiltrované vody půdou za dané období, „zachyc“ je suma infiltrované vody půdou za období, kdy měly skapy minimální průtok a docházelo k doplňování vody v půdě a epikrasu.

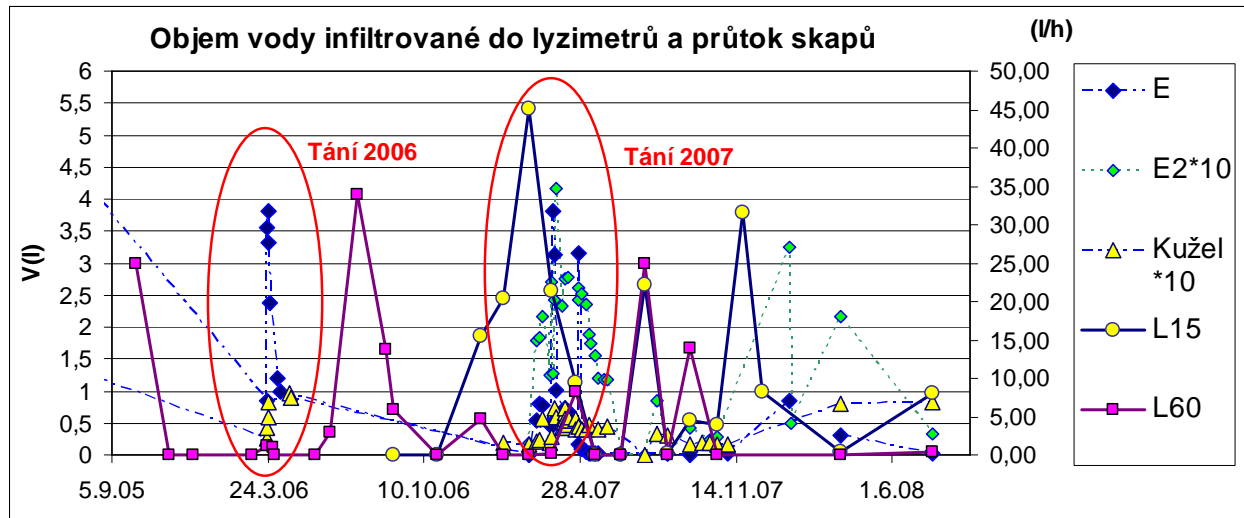


Obr. 5.21. Vztah mezi infiltrací v půdě (L15) a průběhem průtoku skapových míst v jeskyni.

Jak je zřejmé z obrázku 5.21, množství vody prosakující půdou nekoreluje s průtoky skapů v jeskyni. Jak v roce 2007, tak i 2008 lze pozorovat, že nejprve dochází k průsaku vody půdou, aniž by hydraulicky reagovaly skapy (období A a E) a teprve po infiltraci cca 50 mm vodního sloupce (54 v období A, 47 mm v období E) se začala výrazně zvyšovat skapová aktivita.

Pro zahájení aktivity skapů se tedy nejprve doplnil rezervoár který má kapacitu přibližně 50 mm vodního sloupce. Z poznatku, že zvýšená infiltrace do půdy nepodmiňuje současně zvýšení skapové aktivity vyplývá, že doplňovaný rezervoár je situován v půdě a případně nenasycených zvětralinách, jinak by s rostoucí hladinou vody v něm by zároveň rostl průtok skapů.

Obdobím, kdy v širším časovém měřítku dochází k dotaci půdy i epikrasu vodou, je při tání sněhu na jaře 2006 a 2007. (Obr. 5.22). Od ledna do března 2007 až na pár výjimek v podstatě neklesla teplota vzduchu pod bod mrazu, mohla tedy probíhat infiltrace půdou do mělko uloženého lyzimetru L15, a po dosažení prahové hodnoty 47 mm posléze začal růst i průtok skapu.



Obr. 5.22. Porovnání časového průběhu infiltrace do půdy a průtoku skapů E, E2 a Kužel..

5.3.3 Teplota

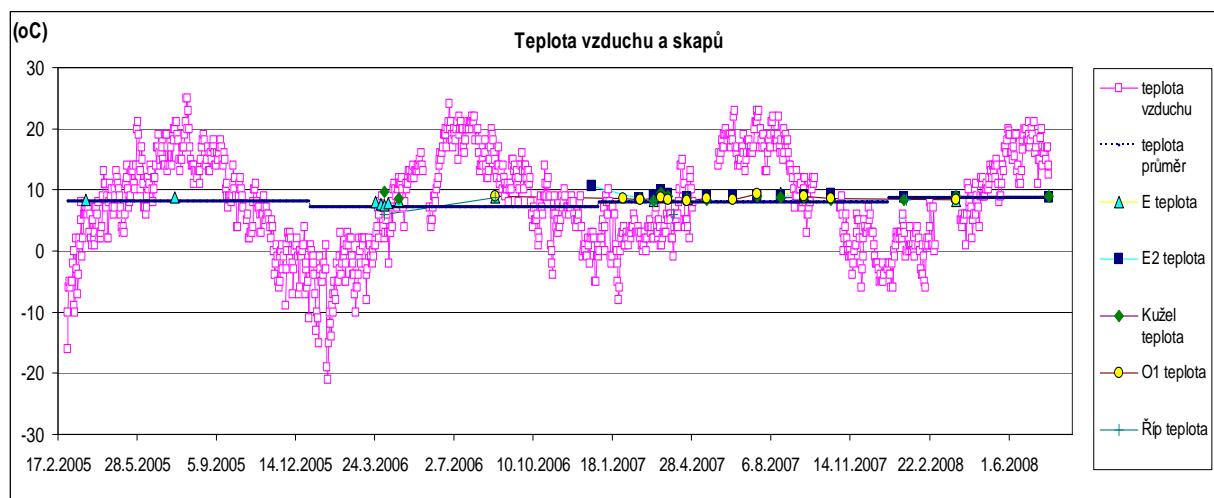
Teplota skapových vod je v čase velmi stálá, s hodnotami v průměru okolo 8,4 – 9,1 (°C), což odpovídá teplotě vzduchu v jeskyni. Hodnotou tak odpovídá teplota skapových vod střední roční teplotě v oblasti. (viz Cortes et al.) Jedná se o výsledky manuálního měření po odebrání vzorku vody, jednotlivé rozdíly jsou v rámci chyby měření a ovlivněny manipulací se vzorkem.

Minimální naměřené teploty shodně u všech skapů spadají do období leden až duben. U skapu Říp jsem naměřila za vyšších průtoků i nižší teploty: 6,1 – 6,2 °C. Nepatrné zvýšení teploty skapu s průtokem bylo zaznamenáno na skapovém místě E (Obr. 5.24)

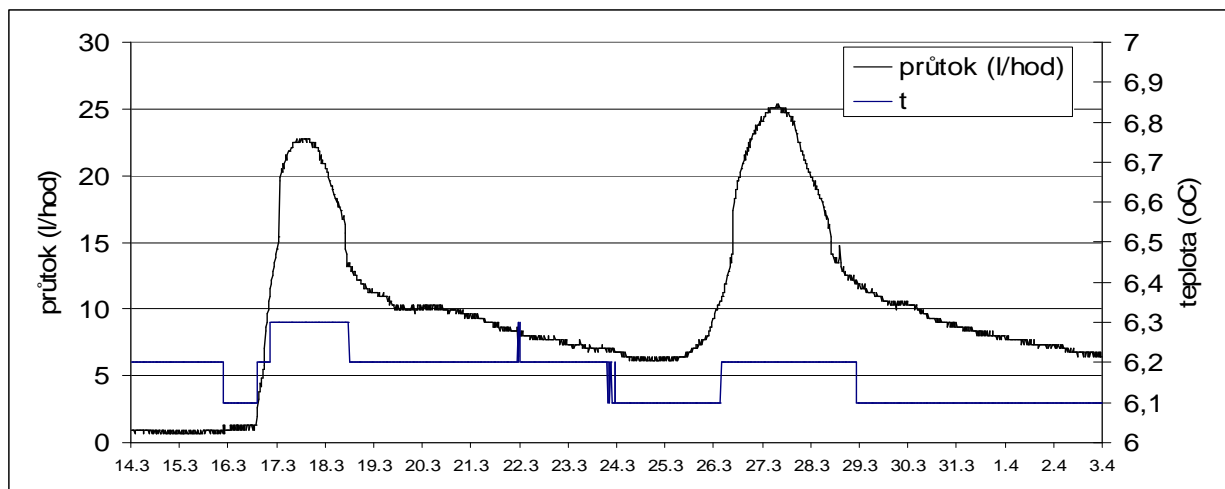
Tabulka 5.14. Charakteristické hodnoty teploty sledovaných skapových míst v období 3/2005 – 7/2008. U maxima a minima je uvedeno datum, kdy nastaly.

Teplota (°C)	E	E2	Kužel	Beránek
Průměr	8,8	9,1	8,8	8,4
MAX	9,5	9,3	9,7	8,7
MIN	7,4	8,6	8,2	8,3
čas max (měsíc/rok)	3/08	3/07	4/06	8/06
čas min (měsíc/rok)	4/06	2/07	3/07	1/08
SMODCH	0,6	0,53	0,39	0,22
Počet hodnot	15	15	16	3

Teplota skapu E vykazuje v některých případech zpoždění 1 – 2 měsíce za teplotou vzduchu, Tento jev nebyl detailněji studován a nelze přímo říci, zda by ji bylo možné využít jako přirozený stopovač reflektující dynamiku oběhu vod v nesaturované zóně (Kogovšek 2010).



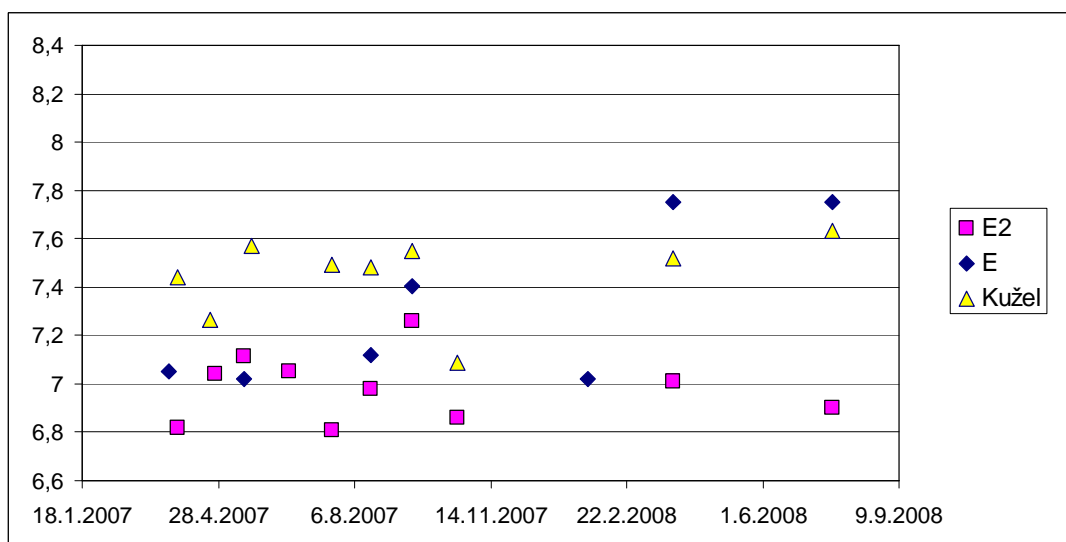
Obr. 5.23 Teplota skapových vod a průběh teploty vzduchu na povrchu.



Obr. 5.24. Průběh teploty na skapovém místě E a průtok skapu.

5.3.4 pH skapových vod

pH skapových vod dosahuje hodnot 6,8 – 7,2 u skapů E/E2 izolovaných od atmosféry. Vyšší a více rozkolísané hodnoty jsem naměřila u skapů, kde voda kapající do vzorkovací nádoby byla v kontaktu s jeskynní atmosférou (vliv degazace): průměrně u Kužele 7,5; Beránek 7,7 a Říp 7,6. Obr.5.25 ukazuje obdobné hodnoty vod E a E2 a jejich vyrovnaný průběh v čase; hodnoty nad 7,2 jsou ovlivněny manipulací se vzorkem v prostředí jeskynní atmosféry. Hodnoty blízké 7 či nižší dokládají izolaci tohoto skapového místa od kontaktu se vzduchem.



Obr. 5.25 pH na skapovém místě E/E2 a Kužel v období 3/2007 – 7/2008.

5.3.5 Konduktivita

Tabulka 5.15. Charakteristické hodnoty konduktivity sledovaných skapových míst v období 3/2005 – 7/2008. U maxima a minima je uvedeno datum, kdy nastaly.

Konduktivita ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	E	E2	Kužel	Beránek
Průměr	789	791	838	759
MAX	866	827	882	792
MIN	765	765	790	745
čas max (měsíc/rok)	3/08	1/08	4/06	3/07
čas min (měsíc/rok)	8/06	6/07	9/07	8/06
SMODCH	23,97	12,95	23,37	
Počet hodnot	15	15	16	2

Hodnota konduktivity skapových vod se pohybuje v rozmezí 745 – 882 $\mu\text{S}/\text{cm}$, průměrně dosahuje hodnoty okolo 790 $\mu\text{S}/\text{cm}$ u E/E2, 838 $\mu\text{S}/\text{cm}$ u Kužele a 792 $\mu\text{S}/\text{cm}$ u Beránka.

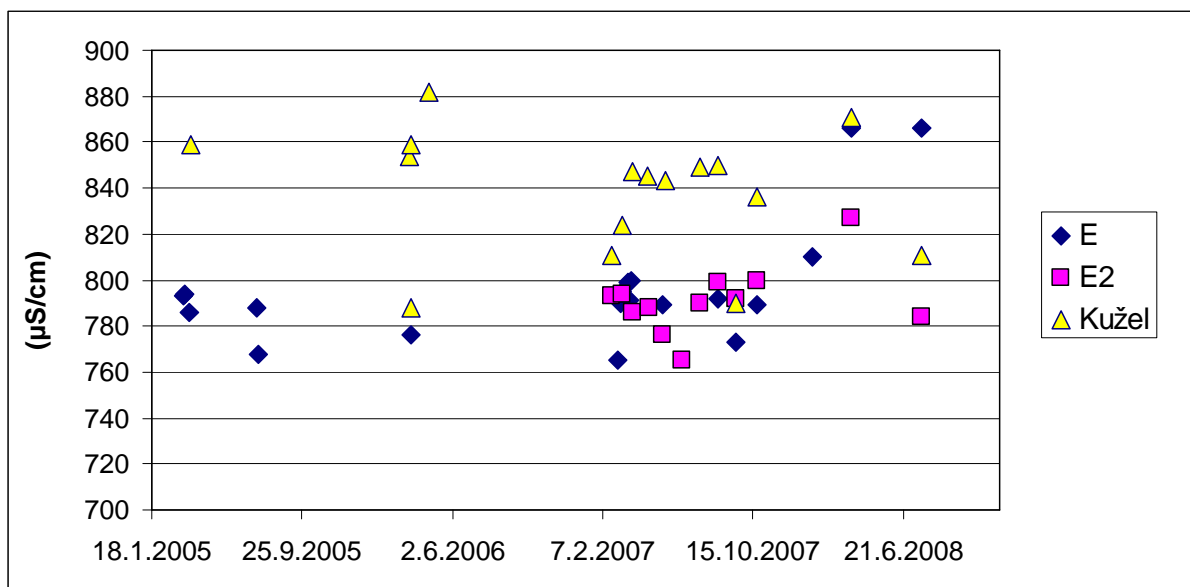
Takové hodnoty konduktivity odpovídají skapům odvozeným z lesních povodí, jež naměřili (Zeman a Bruthans 2007) v jiných částech Moravského krasu. E a E2 mají v podstatě stejné hodnoty konduktivity, rozdíl mezi nimi je maximálně do 2 % z měřené hodnoty. Dle manuálních měření konduktivity kolísají jednotlivá skapová místa svými hodnotami konduktivity maximálně v rozpětí do 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, Beránek do 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Kontinuální záznam na skapovém místě E/E2, které je izolované od atmosféry, kolísá konduktivita v čase velmi málo (o 12, resp. 4 %). Detailní záznam průběhu konduktivity za roky 2004 – 2006 na skapovém místě E/E2 je v obrázku 5.18.

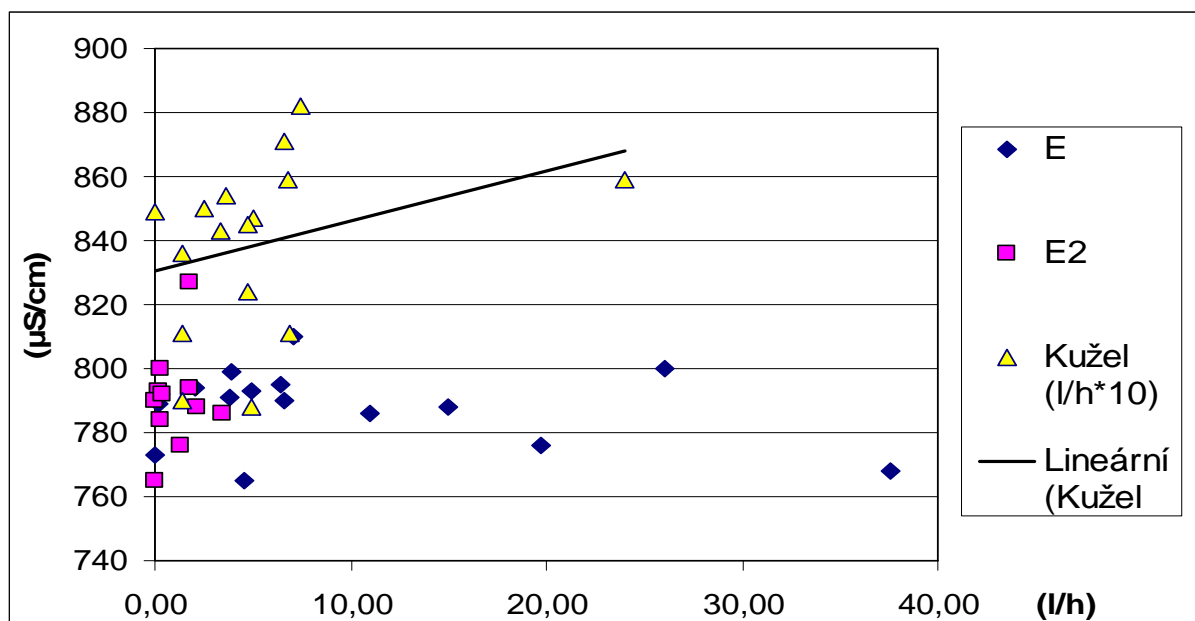
Na místech, kde je skapová voda v kontaktu s jeskynní atmosférou je patrná velká fluktuace hodnot a konduktivita má odlišný průběh. Podobně při měření konduktivity v nakapané skapové vodě na různých místech po jeskyni byly hodnoty konduktivity ve srovnání se skapy E a E2 velmi rozkolísané a měly odlišné sezónní variace. Konduktivita je na těchto skapech přímo úměrná průtoku (viz skap Kužel v Obr 5.27). Důvodem je vyšší míra vysrážení kalcitu z roztoku za nízkých průtoků, než za vyšších průtoků. Lineární závislost mezi intenzitou skapu a hodnotou konduktivity pozoroval a správně interpretoval Kamas (2008). Himmel (1992) se naproti tomu domníval, že vyšší hodnoty konduktivity na místech s vyšší intenzitou skapu a zvyšování konduktivity s intenzitou skapu jsou způsobeny vytlačovanou starší vodou s vyšší mineralizací.

Variace konduktivity skapu je úzce spojená s dobou zdržení vody v nenasurované zóně (Cortes et al. 2008), čili malá variabilita konduktivity je způsobena převažujícím prouděním vody s delší dobou zdržení (Fuller et al. 2008). Pro srovnání skapové místo O1 v blízkosti vchodu do jeskyně, tedy místo ovlivněné intenzivním prouděním vzduchu a mělko pod povrchem tak vyrovnané hodnoty nemá; jeho hodnoty jsou výrazně nižší s kolísají mezi 340 – 570 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Vyšších hodnot konduktivity dosahují skapová místa v době zvýšených průtoků, nejčastěji v březnu (celková maxima v březnu 2007 a 2008), minimální konduktivita nastává v letních a podzimních měsících (červen až říjen), tedy v období nízké skapové aktivity. U E, E2 a Kužele hodnota neklesá pod 760 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



Obr 5.26. Konduktivita skapů E, E2 a Kužel v období 3/2005 – 7/2008.



Obr.5.27. Vztah konduktivity E, E2 a Kužele.

5.3.6. Vztah mezi zvýšením průtoku skapu E a poklesem konduktivity

Pro analýzu vztahu mezi konduktivitou a průtokem na skapu E jsem vybrala všechny úseky, kdy došlo k výraznému zvýšení průtoku skapu následkem tání sněhu nebo vydatných srážek. Celkem jsem v letech 2004-2006 identifikovala 12 zvýšení průtoku, při nichž došlo k poklesu konduktivity (obr.5.28, Tab. 5.16).

Z obrázku je zřejmé, že:

- 1) Mezi konduktivitou a průtokem pro jednotlivé píky existuje nepřímá závislost, která odpovídá chemografu typu 1 (Plagnes a Bakalowicz 2001).
- 2) Jednotlivé píky začínají na různých hodnotách konduktivity (zhruba mezi 750 a 840 $\mu\text{S/cm}$). Přes různé absolutní hodnoty konduktivity je průběh konduktivity v závislosti na průtoku u jednotlivých píků dosti podobný.
- 3) U mnoha píků je zřejmá hystereze, kdy konduktivita na vzestupné větvi hydrogramu následuje jinou dráhu než konduktivita na sestupné větvi hydrogramu. Směr pohybu hodnot v čase je naznačen šipkami. Protože průtok roste mnohem rychleji než poklesává (vzestupná větev hydrogramu je v čase strmější než sestupná), je vzestupná větev tvořena méně hustým řetězcem bodů. Je zřejmé, že v některých případech má vzestupná větev hydrogramu vyšší hodnoty konduktivity při stejném průtoku než sestupná větev, v jiných případech

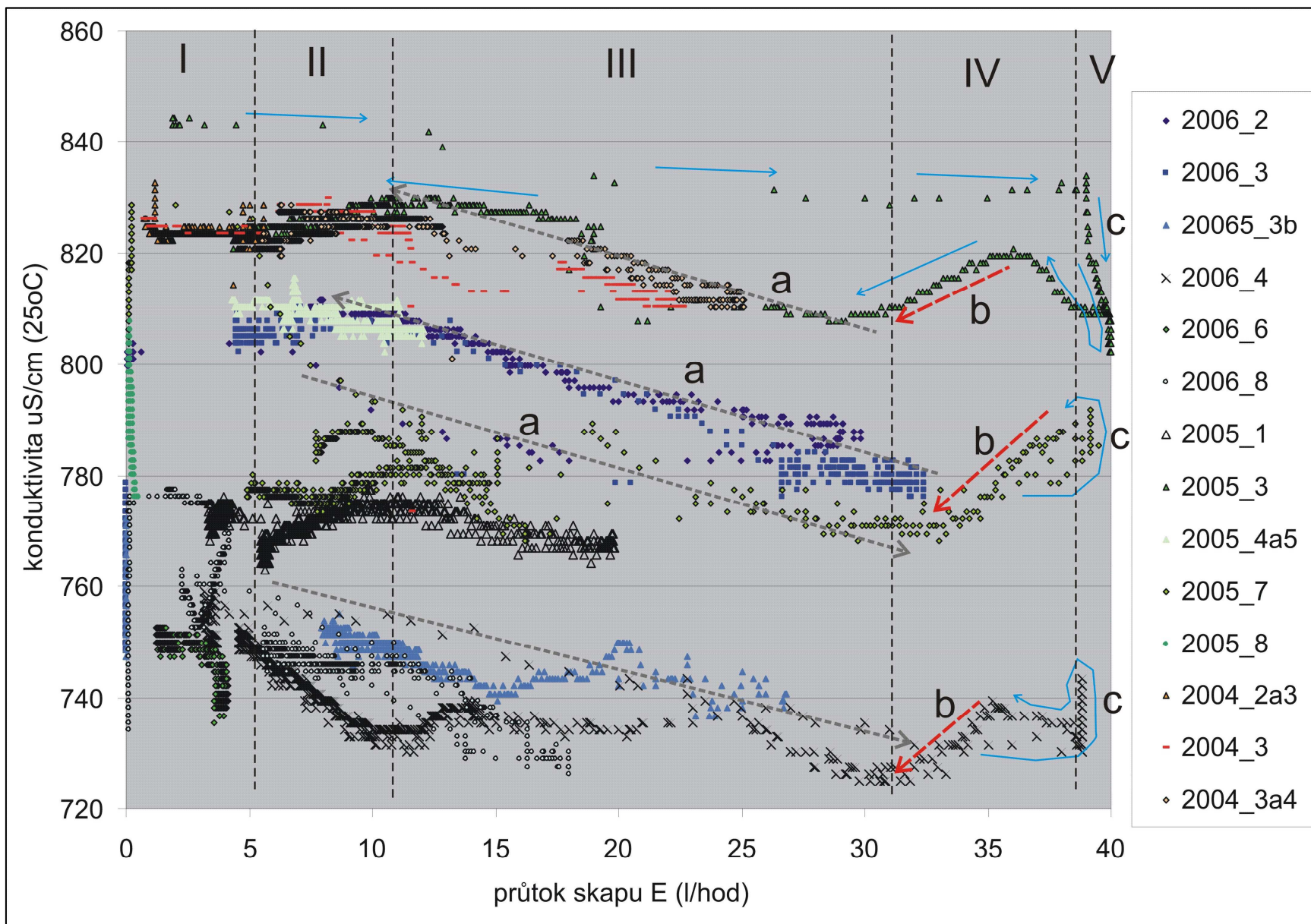
je to obráceně. Rozdíly v konduktivitě mezi vzestupnou a sestupnou větví hydrogramu dosahují 10-20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a jsou tak mnohem nižší než rozdíly v konduktivitě mezi jednotlivými píky.

- 4) Podle průtoku lze v obr. 5.28 rozlišit 5 oblastí, které mají charakteristický vztah mezi průtokem a konduktivitou: Oblast I (průtok 0-5 l/s) je typická výskytem minimálního počtu naměřených hodnot průtoku a konduktivity. Důvodem je skutečnost, že průtok se obvykle po delší dobu udržuje na úrovni okolo 5l/s a pod tuto hodnotu klesá až po delším čase, kdy se již často nemění konduktivita (obr. 5.28); oblast II (průtok 5- cca 11 l/s) představuje oblast, kde se vyskytují úseky s přímou i nepřímou závislostí konduktivity na průtoku; oblast III (průtok 11-32 l/s) je typická v případě všech píků nepřímou závislostí mezi průtokem a konduktivitou. Směrnice závislosti jsou navíc pro jednotlivé píky velmi podobné (a). V oblasti IV (při průtoku 32-38 l/s) je naproti tomu jasně patrná existence přímé závislosti mezi průtokem a konduktivitou u sestupné větve hydrogramu (b). V oblasti V (průtok 38-40 l/s) je jasně patrný vliv škrcení, který zamezuje průtoku vyššímu než zhruba 40l/s. Přebytečná voda zřejmě uniká jinou, více propustnou cestou. Konduktivita skapu se tak výrazně mění při téměř konstantním průtoku skapu.

Výše uvedené chování konduktivity v závislosti na průtoku u skapu E lze interpretovat tak, že při průtoku skapu 11-32 l/s přibývá s rostoucím průtokem složky s nižší konduktivitou. Při průtoku 32-38l/s se naopak na sestupné větvi hydrogramu aktivuje přítok vody s vyšší konduktivitou.

- 5) korelační koeficient průtoku a konduktivity pro jednotlivé píky se pohybuje od 0,2 do -0,82 (tab. 5.16). Vyšší hodnoty korelace (0,6 až -0,82) odpovídají píkům (2006: 2,4,6, 3b a 8, 2005: 3, 4a5) s různě vysokým poklesem konduktivity. Nejnižší hodnoty korelačního koeficientu (do - 0,2) náleží roku 2004 v jednom případě též píku 2006_3. Není přímý vztah mezi hodnotou maximálního průtoku v rámci píku či velikostí poklesu konduktivity a mírou korelace.

Obr. 5.28. Vztah mezi konduktivitou a průtokem na skapu E v letech 2004-2006. Označení píků odpovídají roku a měsíci, kdy k události došlo.



Tab. 5.16. Korelační koeficient mezi průtokem a konduktivitou pro jednotlivé píky průtoku na skapu E/E2.

Pík	2004 _3	2004 _3a4	2005 _1	2005 _3	2005 _4a5	2005 _7	2006 _2	2006 _3	2006 _3b	2006 _4	2006 _6	2006 _8
R _{xy}	-0,2	-0,17	-0,04	-0,67	-0,65	-0,4	-0,62	0,18	-0,67	-0,72	-0,82	-0,6

Tabulka 5.17 Pokles konduktivity při maximech průtoku skapu E

označení píku	průtok před nárůstem průtoku Q ₀ (l/hod)	maximální průtok Q _{max} (l/hod)	průtok za minimální konduktivity (l/hod)	Q _{max} /Q ₀	objem vody odtéká po minimální hodnotu konduktivity (l)	maximální pokles konduktivity oproti hodnotě před nárůstem průtoku (uS/cm)	pokles konduktivity (%)
2004_3	0,8	23	23	29	391	16	1,9%
2004_3a4	6,2	25	24	4	613	17	2,1%
2005_1	3,4	20	5,6	6	2420	9	1,2%
2005_3	1,9	40	40	21	1370	42	5,0%
2005_4a5	4,3	12	11	2,8	2150	6	0,7%
2005_7	0,1	39	16	390	2260	47	5,8%
2006_2	0,06	30	26	500	193	19	2,4%
2006_3	4,5	32	32	7	1190	30	3,7%
2006_3b	4,5	27	24	6	6650	69	8,6%
2006_4	3,6	39	31	11	1720	30	4,0%
2006_6	1,2	4,1	1,2	3,4	410	14	1,9%
2006_8	0,1	18	18	180	640	48	6,2%

Pro zjištění vztahu mezi poklesem konduktivity a dalšími parametry jsem pro jednotlivé píky průtoku z naměřených dat průtoku a konduktivity skapu E odečetla (tab. 5.17):

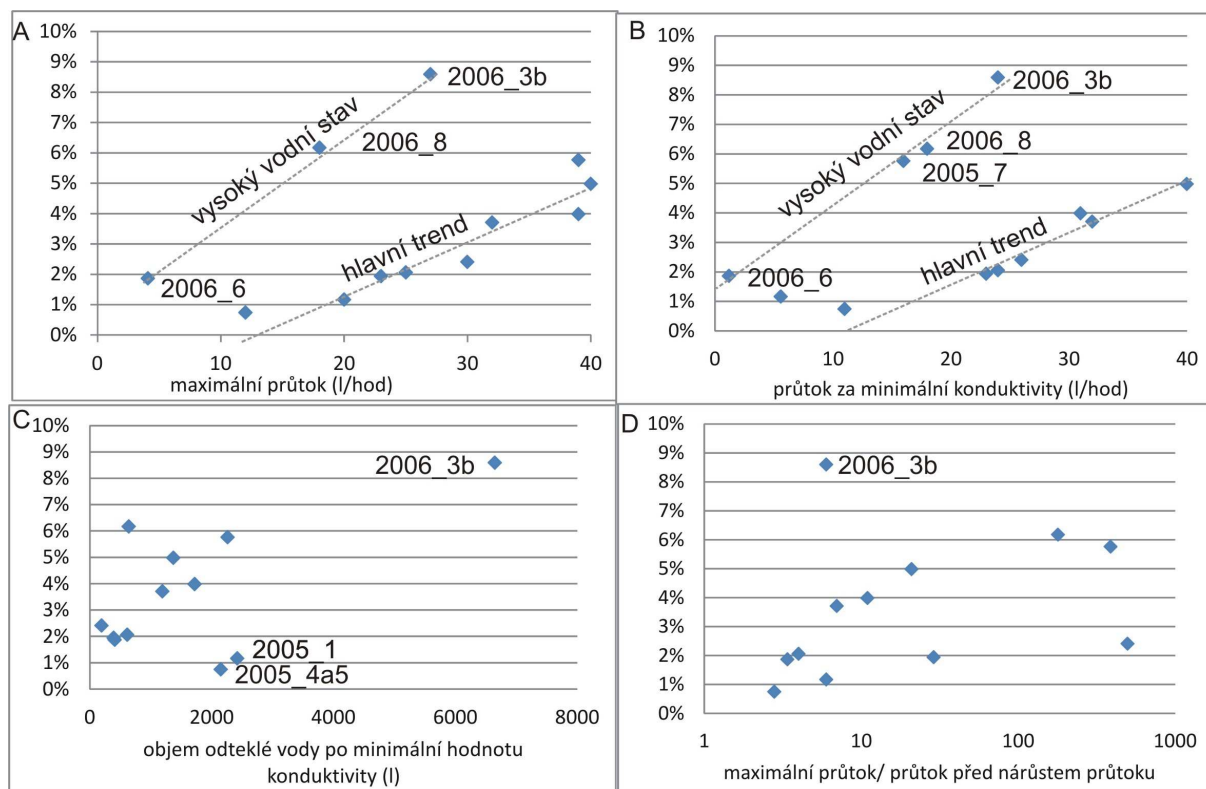
- ustálený průtok před začátkem nárůstu průtoku (před píkem) Q₀
- maximální průtok dosažený během píku Q_{max}
- průtok odpovídající minimální hodnotě konduktivity vody
- ze záznamu průtoků jsem určila objem odtéká vody jako součet hodinových průtoků od začátku nárůstu průtoků po dosažení minimální hodnoty konduktivity V_{kond}
- minimální hodnotu konduktivity dosaženou během píku (kond_{MIN})
- hodnotu konduktivity před začátkem nárůstu průtoků (kond_{PŘED})

- rozdíl mezi $kond_{MIN}$ a $kond_{MAX}$
- pokles konduktivity během píku $(kond_{PŘED} - kond_{MIN}) / kond_{PŘED}$

Z tabulky 5.17 je zřejmé, že objem vody odteklé od začátku hydraulické reakce skapu (zvýšení průtoku) po dosažení minimální hodnoty konduktivity V_{kond} je 200-6700 l. V_{kond} odpovídá objemu, rezervoáru situovanému zřejmě v epikrasu, který je nutné vyprázdnit před tím, než do skapu dorazí maximální množství vody s nižší mineralizací. Velikost V_{kond} nemá vztah k ročnímu období, nebo vodnímu stavu, zůstává nejasné co tento parametr ovlivňuje.

Graficky je vztah mezi parametry uvedenými v tabulce 5.17 znázorněn v obr.5.29. Z obrázku vyplývá poměrně těsný vztah mezi maximálním průtokem dosaženým během píku a poklesem konduktivity (obr 5.29a). Až na tři píky v roce 2006 padají všechny hodnoty na linii označenou v obrázku jako hlavní trend. Průsečík s osou x nenastává za průtoku 0 l/hod ale za průtoku okolo 11 l/hod což je plně v souladu s pozorováním v obrázku 5.28, kde těsná nepřímá závislost mezi průtokem a konduktivitou je patrná pouze při průtoku nad 11 l/hod. Tři píky z roku 2006 ležící mimo hlavní trend následují linii nazvanou „vysoký vodní stav“ protože po březnu 2006 byl epikras na lokalitě dotován enormním množstvím vody oproti ostatním obdobím.

Nebyla zjištěna těsnější závislost mezi mírou poklesu konduktivity a proteklým objemem vody (obr. 5.29c) ani mezi mírou poklesu konduktivity a poměrem Q_{max}/Q_0 (obr. 5.29d). Těsnější vztah mezi průtokem a poklesem konduktivity než mezi proteklým množstvím a poklesem konduktivity naznačuje, že průtok skapu E může být za různých vodních stavů tvořen vodou pocházející částečně z různých zdrojů, jejichž míšení je řízeno hodnotou průtoku.



Obr 5.29 Vztah mezi poklesem konduktivity a dalšími parametry během studovaných píků průtoku na skapu E. Vstupní parametry jsou uvedeny v tabulce 5.17.

Zvýšení průtoku o maximálně 39 l/hod na až 500ti násobek hodnoty před píkem tak odpovídá jen nepatrné snížení konduktivity (o 0,7-8,6 %) a tedy i mineralizace vody. To je plně v souladu s výsledky sledování $\delta^{18}\text{O}$, které rovněž ukazuje minimální změny i za velkých nárůstů průtoku.

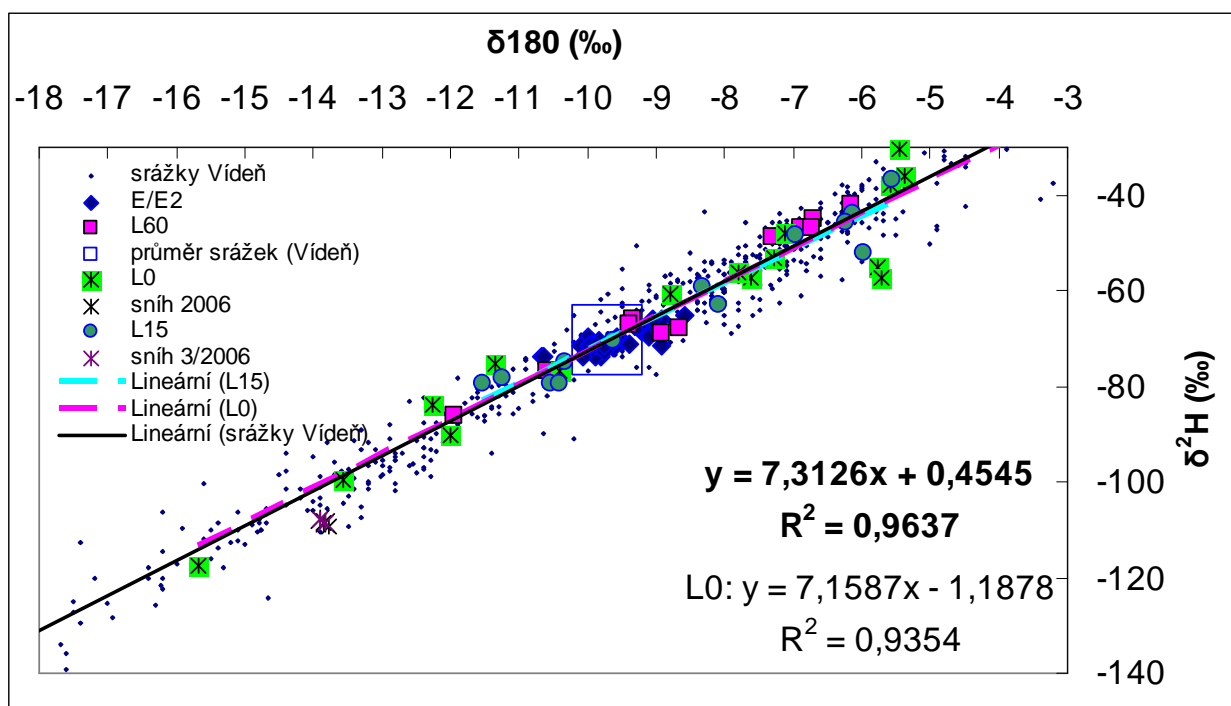
5.4. Průběh koncentrace přirozených stopovačů v čase

5.4.1 Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$

Průměrné, maximální a minimální hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ za sledované období pro jednotlivé objekty jsou uvedeny v tabulce 5.18. Průměrná hodnota skapu E/E2 odpovídá průměrné hodnotě srážek v oblasti, což souhlasí s výsledky Yonge et al. (1985), Harmon et al. (1978) a Schwarz et al. (1976).

Tabulka 5.18 Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ sledovaných srážkových, půdních a skapových vod.

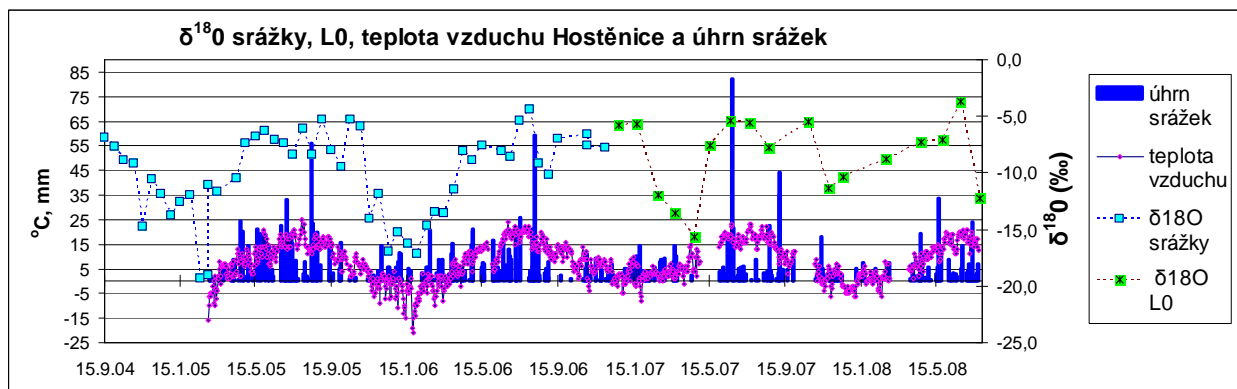
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Srážky	L0	L15	L60	E/E2	Kužel
Průměr	-9,9	-8,6	-8,5	-8,1	-9,7	-9,5
MAX	-4,4	-3,7	-5,6	-5,9	-8,6	-9,0
MIN	-19,3	-15,7	-11,5	-12,0	-10,8	-10,0
čas max (měsíc/rok)	7/06	6/08	9/07	10/05	3/05	10/04, 12/05
čas min (měsíc/rok)	2/05	4/07	2/08	6/06	8/06, 3/07	12/06
SMODCH	3,61	3,31	2,10	1,69	0,56	0,25
MAX-MIN	14,9	12,0	6,0	6,1	2,2	1,0
Počet hodnot	56	17	13	13	86	36



Obr. 5.30 Izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ skapových a půdních vod na lokalitě Ochozská jeskyně a lokální linie meteorických vod ze srážek ve sněžných lyzimetrech L0 (růžová přerušovaná čára). Pro srovnání jsou uvedeny měsíční průměry srážek ze stanice IAEA Vídeň (roky 1961-2008). Regresní rovnice výše náleží ke srážkám z Vídně, níže s označením L0 je pro lyzimetry.

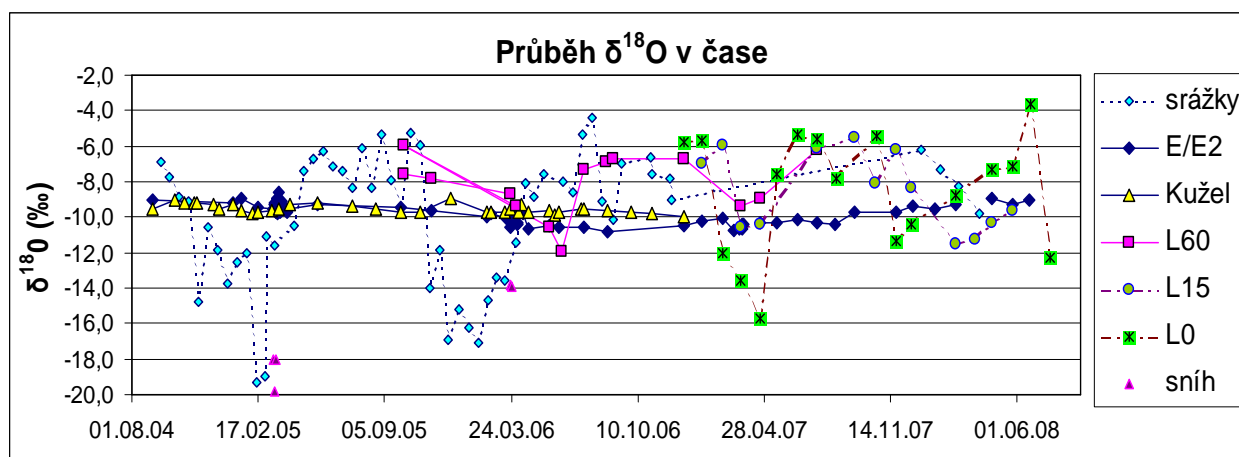
Na základě izotopového signálu O a H leží vody z nenasurované zóny, tedy půdní i skapové vody na lokální linii meteorických vod (dále LMWL) (obr. 5.30). Lokální křivka meteorických vod (srážky zachycené ve sněžných lyzimetrech L0) je dána rovnicí $y = 7,1587x + 1,1878$. Pokud hodnoty vzorkovaných vod leží pod LMWL (pod body srážek z nichž se linie konstruuje), může to svědčit o výparu před infiltrací vody do nenasurované zóny (Dansgaard, 1964). V takové pozici vůči LMWL se nachází pouze dvě hodnoty z lyzimetru L0.

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ srážek na lokalitě mají průběh přibližně sinusoidy s vyššími hodnotami (-4,4 až -11 ‰) v teplých měsících (duben až říjen) a nižšími (až -19 ‰) v chladných. Sezónnost chodu $\delta^{18}\text{O}$ srážek úzce koreluje s průběhem teploty vzduchu (obr 5.30). Od roku 2007 dále jsou v obrázku uvedeny hodnoty ze sněžných lyzimetrů L0. Posun oproti teplotě, jejímuž průběhu by hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ srážek odpovídaly, je u hodnot z L0 dán tím, že vzorky byly odebrány dodatečně jako celek naakumulovaný ve sběrné nádobě za měsíc, kdežto srážky byly vzorkovány v den, kdy spadly. Poměrně vysoké hodnoty z L0 v prosinci 2006 a lednu 2007 mohou být důsledkem výparu vody akumulované na opadaném listí na sběrné nádobě lyzimetru (výjimečně teplá zima s teplotami často okolo 5°C). V březnu 2005 a 2006 jsou srážky doplněny o $\delta^{18}\text{O}$ celkového akumulovaného sloupce sněhu (obr 5.32). Sníh měl v obou případech hodnoty nižší než srážky (z intervalu -14 až -20 ‰), čímž se od všech ostatních sledovaných objektů jasně odlišuje. Ze sledovaných objektů mají srážkové vody nejvíce rozkolísané hodnoty, jak ukazuje nejvyšší směrodatná odchylka a největší variační rozpětí (rozdíl mezi maximem a minimem). Dansgaard (1964) a Rozanski et al. (1993) popisují tzv. množstevní efekt, reflektující skutečnost, že období vyšších srážkových úhrnů bývají izotopicky ochuzené oproti obdobím s nižšími úhrny. Tento efekt nebyl pozorován (obr. 5.31).



Obr 5.31. Záznam $\delta^{18}\text{O}$ srážek a vody ze sněžného lyzimetru L0, teplota vzduchu v Hostěnicích a úhrn srážek

Půdní vody jsou mírně izotopově nabohacené oproti srážkám (tab.5.18). Největší rozdíl mezi průměrným $\delta^{18}\text{O}$ srážek a lyzimetrů je 1,8 ‰ u L60. Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ půdní vody vůči srážkám uvádí i Hsieh et al. (1998), Buzek (1987) a Hladíková (1988). Vysvětlením u L60 je přednostní vtok vody ve vegetačním období, kdy jsou $\delta^{18}\text{O}$ srážek vyšší, než průměrná hodnoty díky vyšší propustnosti půdy. Skutečnost že infiltrace v okolí L60 probíhá především ve vegetačním období dokládají údaje z tenzometrů (kap. 5.1.2).



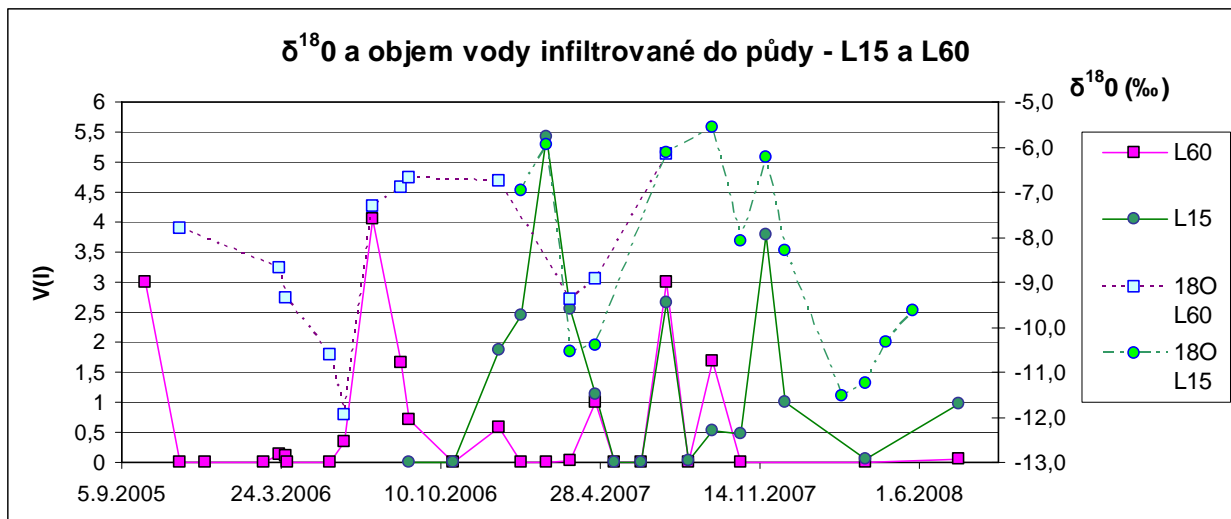
Obr 5.32. Průběh $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách, půdních a skapových vodách a sněhu za sledované období.

Kolísání $\delta^{18}\text{O}$ v lyzimetrech L15 i L60 dosahuje podobné variability (-5,6 až -12 ‰). Období funkce obou lyzimetrů se téměř nepřekrývají a nelze je proto porovnat, až na období leden až červenec 2007, kdy je patrný více utlučený záznam hodnot u L60.

Na základě časového posunu extrémních hodnot $\delta^{18}\text{O}$ zaznamenaných ve sledovaných typech vod je zřejmé, že vliv izotopicky lehčích zimních srážek (minimum -17 ‰ dosaženo v lednu 2006) či sněhu z března 2006 s hodnotou $\delta^{18}\text{O} = -14\text{‰}$ se v lyzimetru L60 projevil až v červnu 2006, tedy se zpožděním 3 – 5 měsíců. Stejně tak hodnoty z lyzimetrů L15 od začátku roku 2007 dále ukazují zpoždění 1 – 4 měsíce oproti L0, přičemž velikost zpoždění evidentně závisí na průtokových poměrech.

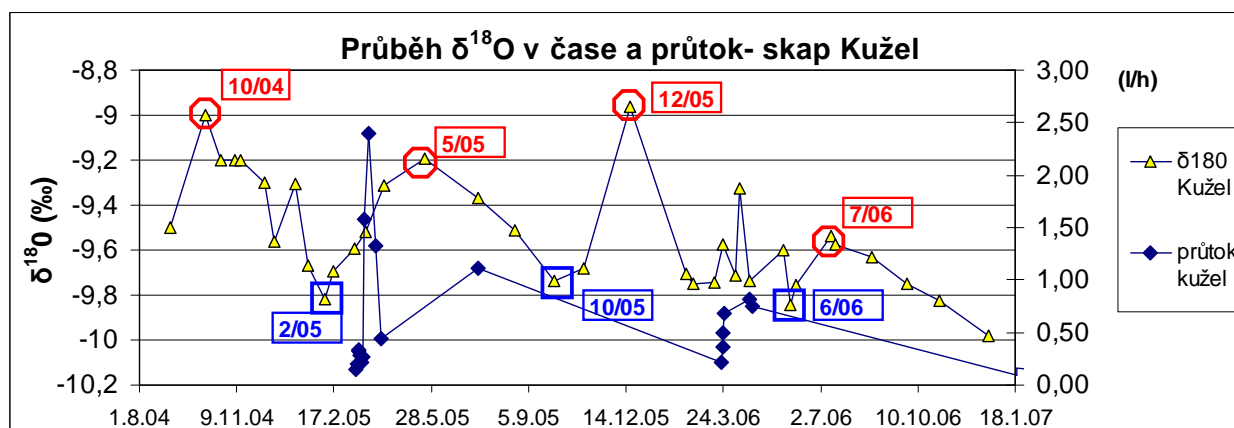
Vztah mezi množstvím vody infiltrované do půdy a složením $\delta^{18}\text{O}$ půdních vod byl nalezen u lyzimetru L60 (korelační koeficient 0,6) a u L15 (korelační koeficient 0,48). U obou lyzimetrů vyšší množství infiltrované vody koresponduje s nabožením – vyššími hodnotami $\delta^{18}\text{O}$. U L15 bylo pozorováno snížení hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ o 2 – 5 ‰ následující měsíc či za dva měsíce po zvýšení objemu vody v lyzimetru (rychlejší a výraznější změna v zimním období – listopad až únor). U L60 je patrná tato změna po 8 měsících.

S hloubkou pod povrchem tedy klesá rychlost reakce hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ na objem infiltrované vody.



Obr 5.33 Množství vody infiltrované do lyzimetrů L15 a L60 a průběh $\delta^{18}\text{O}$ ve vodě

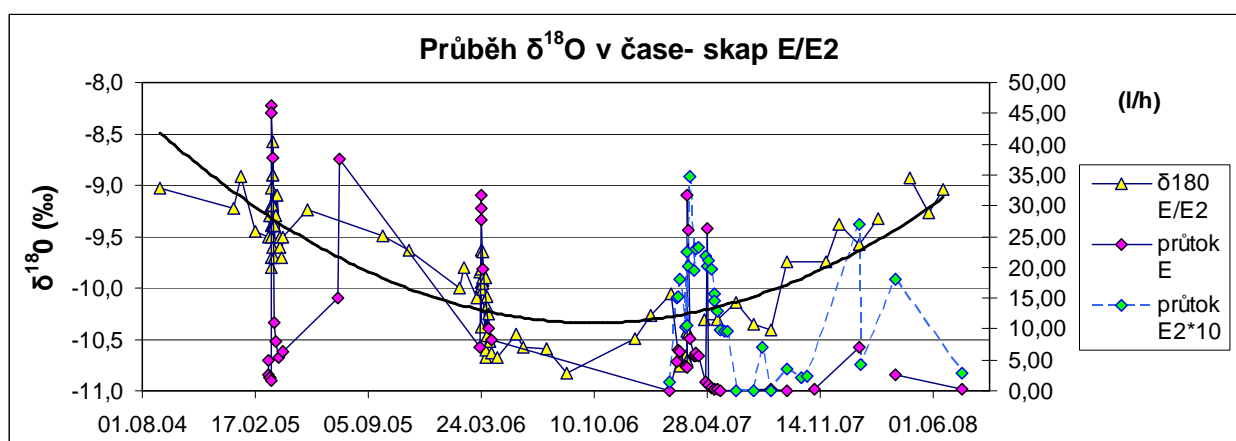
Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ skapu E/E2 oscilují mezi -8,6 až -10,8 ‰, u skapu Kužel je oscilace menší mezi hodnotami -9 až -10 ‰. Charakter kolísání izotopového signálu se u obou skapů liší. Skap Kužel osciluje s periodou zhruba 8 měsíců (obr5.34). Tato perioda je zřejmě kombinací roční oscilace s infiltračními událostmi v letním a zimním období. S výjimkou jarního období 2006 (enormní infiltrace) je signál poměrně hladký a hodnoty tak po několik měsíců stoupají/klesají bez krátkodobých výkyvů. Ani v roce 2006 nedošlo ke krátkodobému vychýlení signálu o více, než 0,4 ‰. Období poklesů $\delta^{18}\text{O}$ trvají déle než vzestup hodnot.



Obr 5.34. Časový průběh $\delta^{18}\text{O}$ a průtok u skapu Kužel s červeně vyznačenými lokálními maximy a modře minimy.

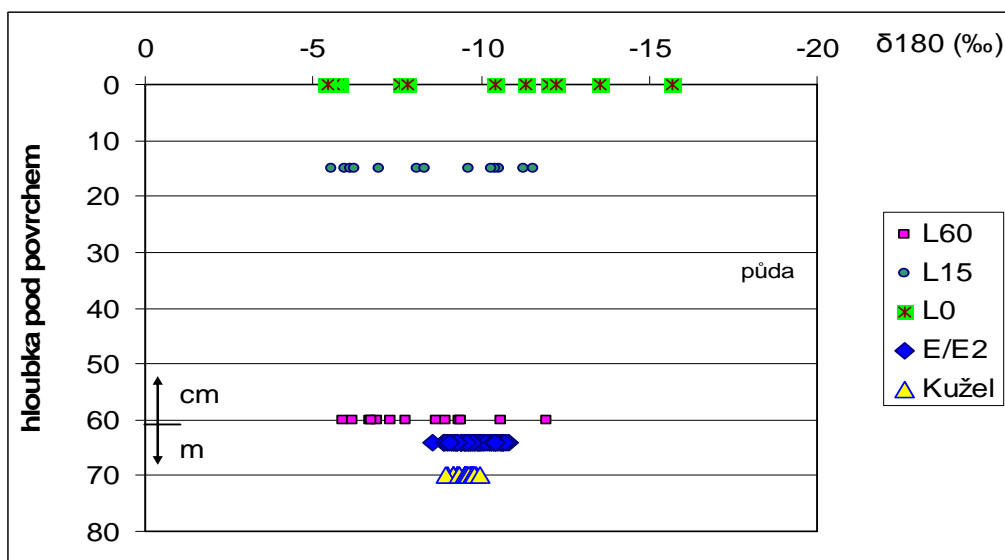
Skap E/E2 nevykazuje žádnou oscilaci s periodou blízkou jednomu roku. Ve sledovaném období 9/2004 – 6/2008 mají hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ průběh, jež lze popsat jako kombinaci kolísání s mnoholetou periodou kombinovanou s nepravidelnou oscilací s periodou nižší, než je interval vzorkování. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ tak od začátku sledování v září 2004 do podzimu 2006

klesají a poté až do konce sledování v létě 2008 pozvolna rostou. Krátkodobé oscilace v rádech hodin až dní dosahují amplitudy až 1,3 ‰. Existence tohoto kolísání s velmi krátkou periodicitou byly potvrzena měřeními v různých laboratořích. Kolísání je zřejmě způsobeno míšením vod o různém izotopovém složení v těsném okolí skapu, pravděpodobně míšením různých vod akumulovaných nad sintry ve stropu jeskyně a to díky přísávání vody za různých průtoků do skapu E. U skapových vod nebyla nalezena užší souvislost hodnot $\delta^{18}\text{O}$ s průtokem.

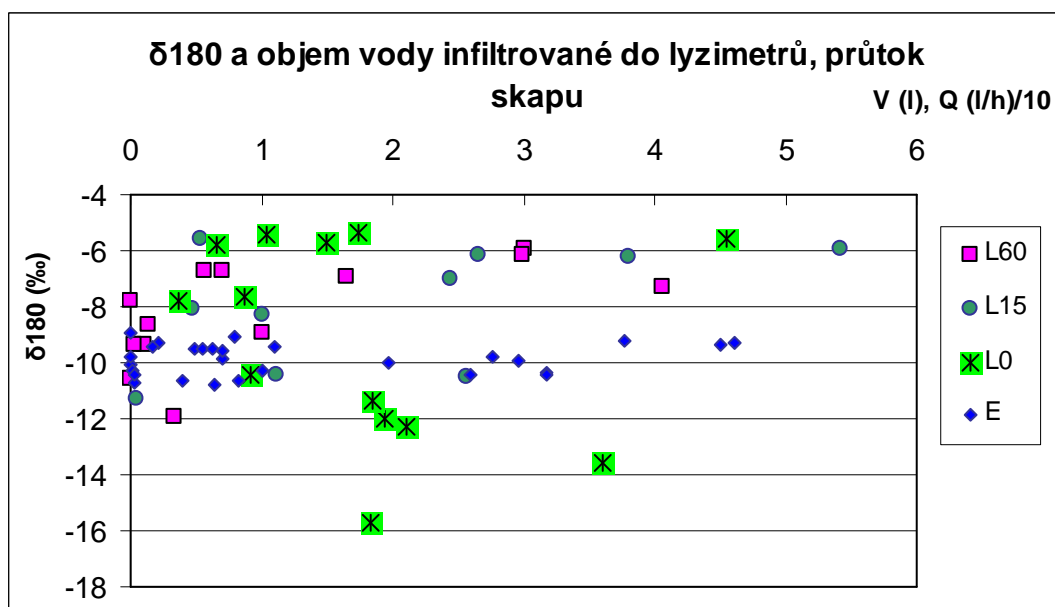


Obr 5.35. Časový průběh $\delta^{18}\text{O}$ skapu E/E2 a průtok. Černá křivka znázorňuje polynomický trend hodnot $\delta^{18}\text{O}$.

Ze srovnání průběhů jednotlivých vzorkovaných typů vod jednoznačně vyplývá utlumení signálu $\delta^{18}\text{O}$ s hloubkou pod povrchem (obr. 5.36). Půdní voda vykazuje utlumení oscilace hodnot $\delta^{18}\text{O}$ zhruba na polovinu oproti srážkám, signál skapových vod je vůči srážkám utlumen již zhruba 6krát (skap E/E2) až 12krát (skap Kužel). K výraznému vyhlazení hodnot $\delta^{18}\text{O}$ dochází již v hloubce 15 cm pod povrchem oproti kolísání ve srážkové vodě. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ z lyzimetru L60 dokládají, že i 60 cm mocná půdní vrstva zachovává daleko výraznější variabilitu $\delta^{18}\text{O}$ než skapové vody. Z uvedeného vyplývá, že k vyhlazení signálu $\delta^{18}\text{O}$, a tedy k výraznému zdržení vody, dochází teprve pod půdním pokryvem.



Obr 5.36. Míra variability hodnot $\delta^{18}\text{O}$ v závislosti na hloubce pod povrchem



obr 5.37. Vztah $\delta^{18}\text{O}$ s množstvím vody infiltrované do lyzimetrů L0, L15 a L60 a průtokem skapového místa E. Průtok skapu E je 10x zmenšen.

Ze srovnání hodnot $\delta^{18}\text{O}$ s konduktivitou vyplývá záporná korelace u L60 (korelační koeficient -0,6) a nízká korelace u L0 (kor. koeficient 0,33). U jiných objektů souvislost těchto dvou parametrů nebyla nalezena (L 15, skap E/E2) anebo nejsou k dispozici data k vyhodnocení (Kužel).

Utlumený průběh signálu $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod, tedy bez známek sezónnosti, sledovaný dlouhodobě v Ochozské jeskyni byl zjištěn také na řadě jiných lokalit na světě: Harmon (1979), Schwarz et al. (2009), Spötl et al. (2005), Yonge et al. (1985) a také Bakalowicz (1987), a to v různých hloubkách pod povrchem, cca od 8 m p.t. hlouběji. Nebyly

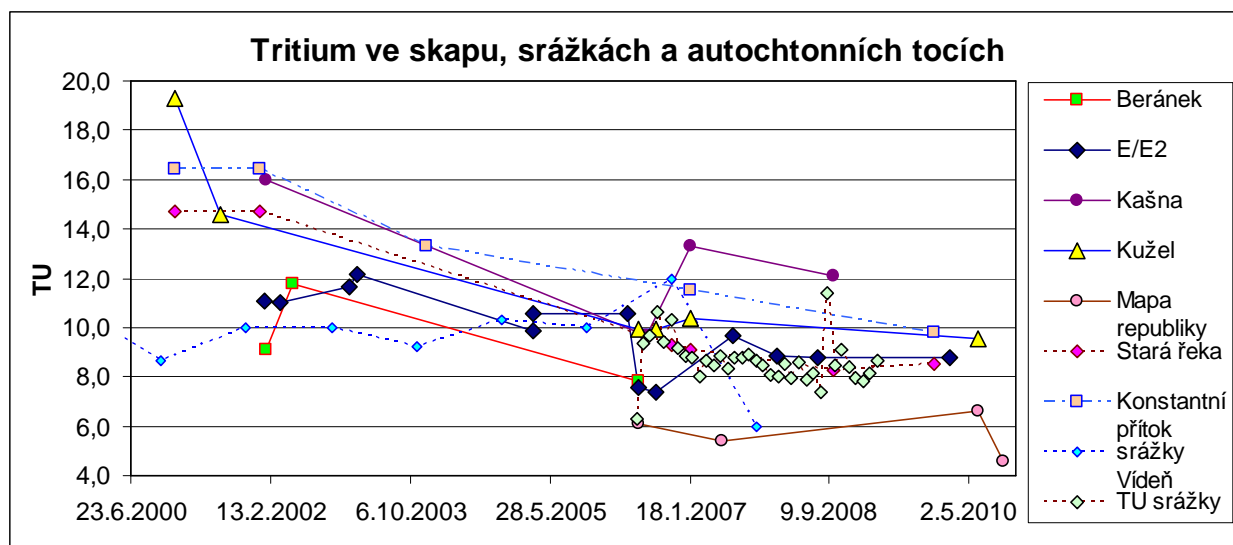
zjištěny žádné výjimečné hodnoty, jež by mohly být důsledkem intenzivních atmosférických událostí na povrchu, jako popisoval Harmon et al. (1978)

Při výjimečných průtokových událostech odpovídá zvýšení průtoku na mnohonásobek původní hodnoty jen nepatrné snížení konduktivity (o 5-8 %), a tedy i mineralizace vody (tavná a dešťová voda má konduktivitu 70-130 $\mu\text{S}/\text{cm}$). To je plně v souladu s výsledky sledování $\delta^{18}\text{O}$.

5.4.2 Tritium

Tabulka 5.19 Hodnoty tritia ve skapových vodách v Ochozské jeskyni a mimo ni a ve vodách saturované zóny.

TU	Skapové vody					Autochtonní vývěry		
	Datum	E/E2	Kužel	Beránek	Kašna	Mapa republiky	Stará řeka	Konstantní přítok
1.1.2001			19,3				14,7	16,4
12.7.2001			14,6		16,0			
31.12.2001							14,7	16,4
21.1. 2002	11,1							
27.1.2002				9,1				
23.3. 2002	11,0							
20.1. 2003	11,7							
21.2. 2003	12,2							
11.12.2003								13,3
15.3 2005	9,9							
20.3. 2005	10,6							
23.4. 2006	10,5							
11.6. 2006	7,6	9,9				6,1		
19.7.2006			11,8	9,7				11,5
23.8. 2006	7,4	9,9						
3.11.2006							9,3	
19.1.2007		10,4						
21.1.2007			7,8				9,1	
5.6.2007						5,4		
20.7. 2007	9,7							
24.1. 2008	8,9							
22.7. 2008	8,8							
23.9.2008				12,1			8,3	
30.11.2009							8,6	
1.12.2009								9,8
7.2. 2010	8,77							
8.6. 2010						6,6		
23.9.2010						4,6		



Obr. 5.38. Vývoj aktivity tritia ve vzorkovaných vodách a ve srážkách. Data do roku 2005 jsou převzata z Bruthans (2006) a nepublikovaných dat. Srážky Vídeň jsou dlouhodobý vážený průměr ze stanice Vídeň, TU srážky jsou hodnoty z lokality Uhlířská - Jizerské hory (M. Šanda, nepublikovaná data)

U autochtonních toků aktivity tritia trvale klesají z 16,4 na 9,8 TU (Konstantní přítok) a z 14,7 na 8,6 (Stará řeka). Velmi podobný průběh vykazuje signál skapu Kužel (obr. 5.38). Skap Kašna má více rozkolísaný signál, hodnota aktivity tritia v roce 2002 je nicméně podobná jako u výše uvedených objektů. Výrazně nižší aktivitu měly skapy E/E2 a Beránek (obr. 5.38). Průběh aktivity tritia všech těchto skapů leží alespoň částečně nad signálem srážek (obr. 5.38). Naopak skap Mapa republiky (Býčí skála) má hodnoty mnohem nižší (4,6 – 5,6 TU) než srážkové vody ze stejného období.

S ohledem na hodnoty tritia se na skapových místech jedná o vody infiltrované po roce 1950 s výjimkou skapu Mapa republiky, kde může mít voda infiltrovaná před rokem 1950 zásadní podíl. Vyšší obsahy tritia u skapů Kašna v Rudickém propadání a u Kužele před rokem 2006 mohou naznačovat významnější příměs vody z 60. a 70. let.

5.4.3 CFC a SF₆

Obsahy CFC a SF₆ uvádí tabulka 5.20. Objekty byly vzorkovány jednorázově s výjimkou Konstantního přítoku, kde při opakovaném odběru po 6 letech klesla koncentrace u CFC 11 a 12 o 25, resp. 30%, a naopak vzrostla u CFC – 113 a SF₆ o 9 resp. 37 %.

Tab. 5.20 Freony data Hodnoty CFC a SF₆ u skapu E a u autochtonních vývěřů ze saturované zóny. σ je směrodatná odchylka daná chybou měření.

CFC(pmol/l) SF ₆ (fmol/l)	Datum vzorkování	CFC-11	σ	CFC-12	σ	CFC-113	σ	SF ₆	σ
E	23.1.2008	6	0,6	2,9	0,2	0,58	0,1	1,8	0,2
PB 0337	24.1.2008	5,8	0,6	4,5	0,5	0,41	0,1	1,5	0,2
Konstantní přítok	11.12.2003	12	3,0	11	3	0,46	0,05	1,6	0,2
	1.12.2009	9,1	1,0	7,8	0,8	0,5	0,05	2,2	0,3
Stará řeka	4.11.2006	4,9	0,5	2,6	0,2	0,45	0,1	1,6	0,2

5.5 Modelování střední doby zdržení pomocí přirozených stopovačů - výsledky

Vhodný model a jeho parametry jsem vybírala tak aby průběh modelové koncentrace stopovače v čase odpovídal reálné koncentraci stopovače. Shoda křivky s hodnotami je určitou mírou subjektivně ovlivněná pohledem modeláře, zatímco hodnota směrodatné odchylky modelovaných vs. naměřených dat umožňuje objektivní posouzení míry shody mezi modelovanými a reálnými daty.

5.5.1 Výsledky modelování dle izotopu kyslíku 18O - střední doba zdržení vody v půdě

Izotopy kyslíku ¹⁸O jsem využila k modelování střední doby zdržení vody v půdě. V půdním pokryvu, jež na lokalitě dosahuje maximálně 1 m, lze očekávat, že doba zdržení nepřesáhne 4 roky, což je hranice limitující použití $\delta^{18}\text{O}$ (Stichler a Herrmann, 1983, Aquilina et al. 2005a).

Modelovala jsem dobu zdržení v lyzimetrech L15 a L60, a to pomocí modelů disperzního, exponenciálního, kombinace exponenciální model s pístovým tokem a pístového toku.

Výsledná doba zdržení vody v lyzimetrech dosáhla řádu dní až měsíců. Doba zdržení roste s hloubkou; maximální doba dosažená v hloubce 15 cm pod povrchem (L15) byla vyhodnocena na 1 měsíc, v hloubce 60 cm (L60) se jednalo až o 8 měsíců.

Výsledek 8 měsíců poskytl disperzní model při nejvyšší hodnotě disperzního parametru 0,5, ostatní modely vyhodnotily dobu zdržení v L60 spíše na 1 až 3 měsíce.

Výsledné střední doby zdržení pro jednotlivé modely zobrazuje tabulka 5.21.

Tab. 5.21. Výsledné střední doby zdržení vody v půdě dle $\delta^{18}\text{O}$.

Místo	L15	L60
Použitý model	(měsíce)	(měsíce)
Exponenciální	0,5 ($\sigma = 0,4$)	3 ($\sigma = 0,39$)
Pístový tok	0,1 ($\sigma = 0,42$)	0,5 – 1 ($\sigma = 0,43$)
Disperzní	0,8 D 0,05 – 0,1, ($\sigma = 0,42$) 0,8 – 1 D 0,3 – 0,5, ($\sigma = 0,39 - 0,44$)	0,1 – 3 D 0,05 ($\sigma = 0,42$) 8 D 0,5 ($\sigma = 0,43$)
Kombinace exp.+ pístový tok ($\eta = 1,05$)	0,6 ($\sigma = 0,39$)	1 ($\sigma = 0,42$)

Modelovaná doba zdržení vody v půdě 0,1 – několik měsíců (max. 8 měsíců v 60 cm pod povrchem) souhlasí s poznatky Aquilina et al. (2005a) o zdržení vody blízko povrchu nejméně týdny až měsíce.

5.5.2 Výsledky modelování dle tritia

Střední doba zdržení na základě koncentrací tritia jsem modelovala pro skapová místa E/E2, Kužel a Beránek v Ochozské jeskyni a skapy Kašna v Rudickém propadání a Mapa republiky v Býčí skále, kde bylo dostatek dat pro charakterizaci poklesových trendů. Z objektů reprezentujících saturovanou zónu jsem modelovala střední doby zdržení pro Konstantní přítok (Amatérská jeskyně) a Starou řeku (Rudické propadání).

U E jsem měla k dispozici 13 hodnot koncentrace tritia v průběhu 8 let (1/2002 – 2/2010), u Kužele 6 v průběhu 9 let (1/2001 – 6/2010), u Beránka 3 v průběhu 4 let (1/2002 – 6/2006), u Kašny 4 v průběhu 8 let (1/2002 – 2/2010), a u Mapy republiky 4 hodnoty v průběhu 4 let (6/2006 – 9/2010), pro Konstantní přítok 5 hodnot za období 8 let (1/2001 – 12/2009) a Starou řeku 6 hodnot za období 8 let (1/2001 – 11/2009). Koncentrace tritia pro uvedená místa a jejich vývoj v čase ukazuje obr. 5.38.

Výsledné střední doby zdržení a parametry pro jednotlivé modely znázorňuje tabulka Tab.5.22. Pro model pístového toku se mi nepodařilo najít shodu mezi modelovými a naměřenými koncentracemi. U skapu E naměřeným hodnotám nejlépe odpovídala kombinace exponenciálního modelu s modelem pístového toku (parametr ETA 1,05) ale i disperzní

model s disperzním parametrem (dále D) 0,3-0,5 a model exponenciální. Střední doba zdržení je u všech modelů podobná a pohybuje se mezi 8 a 13 roky.

U skapu Kužel odpovídá naměřeným hodnotám nejlépe disperzní model s D 0,3-0,5 a také kombinace exponenciálního modelu s modelem pístového toku. Střední doba zdržení dosahuje 14-17 let.

U skapu Beránek odpovídá naměřeným hodnotám jak disperzní model s nízkou disperzí (D 0,05), tak i disperzní model s vysokou disperzí (D 0,5) a exponenciální model. Střední doba zdržení pro jednotlivé modely vychází mezi 7 a 15 lety. Pro malý počet použitých analýz tritia je nutné výsledky modelování na tomto skapu chápat jako orientační.

U skapu Kašna odpovídá naměřeným hodnotám disperzní model s vysokou disperzí (D 0,5) a exponenciální model. Střední doba zdržení dosahuje okolo 18-20 let. Pro skap Mapa republiky nejlépe souhlasily modelované křivky s naměřenými hodnotami pro exponenciální model a kombinaci exponenciálního modelu s modelem pístového toku (150 let). Při použití disperzního modelu vycházelo široké rozpětí dob zdržení (90-170 let), přičemž hodnota doby zdržení roste s hodnotou disperzního parametru. U Konstantního přítoku vyhovovaly hodnotám modely exponenciální, kombinace exponenciálního modelu s modelem pístového toku i disperzní model. Střední doba zdržení je u Konstantního přítoku okolo 16 – 20 let. Pro Starou řeku bylo k vystižení naměřených hodnot modelovanými křivkami možné použít modely exponenciální, disperzní i kombinace exponenciálního modelu s modelem pístového toku. Modely exponenciální a kombinace exponenciálního modelu s modelem pístového toku podaly shodný výsledek, u disperzního modelu vyšla nižší doba zdržení u modelů s vyšší disperzí. Střední doba zdržení dosahuje okolo 12 – 17 let.

U skapových míst E, Kužel, Kašna a Beránek se obtížně fitovaly nižší hodnoty tritia z června a srpna 2006 (7,4 až 7,6 u E, 9,9 u Kužele, 9,7 u Kašny, 7,8 u Beránka). Tyto hodnoty velmi pravděpodobně souvisí s vyšším zastoupením mladé vody ve skapech, než v jiných obdobích (díky výrazné srážkové činnosti a velmi intenzivnímu tání sněhu v letech 2005 a 2006).

5.5.3 Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF₆

Střední dobu zdržení na základě koncentrací CFC a SF₆ jsem modelovala pro skapové místo E/E2 a dále pro autochtonní krasové vývěry Kaprálka, Konstantní přítok a Stará řeka. Pro modelování jsem měla k dispozici hodnoty jednotlivých stopovačů (CFC 11, 12, 113 a SF₆) u E/E2 a PB 0337 – Kaprálky ze vzorkování v lednu 2008 (1 odběr),

u Konstantního přítoku z prosince 2003 a 2009 (2 odběry) a u Staré řeky z listopadu 2006 (1 odběr). Naměřené hodnoty CFC a SF₆ použité k modelování jsou uvedeny v části 5.4.3.

U Kaprálky, Konstantního přítoku a Staré řeky jsem k modelování použila pouze hodnoty CFC 113 a SF₆. U těchto objektů je díky povodí o rozsahu několika km² vysoká pravděpodobnost kontaminace CFC11 a 12 z černých skládek (podobně jako v jiných oblastech ČR, Bruthans 2006).

Při modelování CFC a SF₆ jsem použila stejné modely jako při modelování tritia (modely exponenciální, disperzní, pístový tok a kombinaci exponenciálního modelu s pístovým tokem). Výsledky pro jednotlivé typy modelů jsou v tabulkách 5.23 až 5.26, souhrnné výsledky pak v tabulce 5.27. Dále jsou diskutovány pouze výsledky které uvažují chybu analýzy při modelování.

Střední doba zdržení vody na skapovém místě E vychází na základě průniku hodnot všech 4 stopovačů na 8– 15 let. Modelování na základě CFC12 a SF₆ ukazuje, že minimální doba zdržení vody ve skapu je 8 let. Střední doba zdržení vody v prameni Kaprálka vyšla z modelování podle hodnot CFC113 16– 29 let, podle SF₆ 11– 22 let.

Pro Konstantní přítok vyšla doba zdržení podle CFC 113 10– 20 let, podle SF₆ pak 5– 12 let. Střední doby zdržení u Staré řeky vyšla podle CFC 113 12– 23 let, podle SF₆ pak 9– 17 let.

Místo	E	Kužel	Beránek	Kašna	Mapa Republiky	Konstantní přítok (roky)	Stará řeka (roky)
Použitý model	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)
Exponenciální	8-11 ($\sigma = 0,33$)	14 ($\sigma = 0,62$)	7 ($\sigma = 0,72$)	18 ($\sigma = 0,86$)	150 ($\sigma = 0,42$)	16 ($\sigma = 0,27$)	12 ($\sigma = 0,24$)
Pístový tok	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením	nevyhovuje měřením
Disperzní model (D = 0,05 – 0,5)	8-13 (D 0,3-0,5, $\sigma = 0,35$)	17 (D 0,3-0,5; $\sigma = 0,55$)	10 (D 0,5; $\sigma = 0,7$) 15 (D 0,05; $\sigma = 0,71$)	20 (D 0,5; $\sigma = 0,92$)	93 (D = 0,1, $\sigma = 0,38$) 134 (D = 0,3, $\sigma = 0,3797$) 169 (D = 0,5, $\sigma = 0,39$)	18 (D = 0,3, $\sigma = 0,41$) 20 (D = 0,5, $\sigma = 0,3$)	13 (D = 0,5, $\sigma = 0,25$) 17 (D = 0,1, $\sigma = 0,34$)
Kombinace exp. model + pístový tok (eta = 1,05)	10 ($\sigma = 0,30$)	15 ($\sigma = 0,58$)	7 ($\sigma = 0,73$)	18 ($\sigma = 0,86$)	155 ($\sigma = 0,4233$)	16 ($\sigma = 0,28$)	12 ($\sigma = 0,24$)

Tab. 5.22. Střední doba zdržení jednotlivých skapových míst v Ochozské jeskyni a mimo ni a u autochtonních krasových vývěřů Konstantní přítok a Stará řeka získaná z modelování na základě tritia pro jednotlivé použité typy modelů. D je disperzní parametr, σ je směrodatná odchylka mezi naměřenými a modelovanými daty.

Tab. 5.23. Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF₆ pro skap E. Pro modelování byla použita naměřená hodnota koncentrace stopovače bez uvažování rozptylu daného směrodatnou odchylkou. D je disperzní parametr, σ je směrodatná odchylka mezi naměřenými a modelovanými daty.

Typ modelu	Exponenciální	Disperzní	Pístový tok	Kombinace exp. m. + pístový tok (eta = 1.5)
složka	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)
CFC 11	5 ($\sigma = 0,07$)	5 D 0,1 ($\sigma = 0,08$) 5 – 6 D 0,5 ($\sigma = 0,07$)	4 ($\sigma = 0,07$)	4 ($\sigma = 0,067$)
CFC 12	12 ($\sigma = 0,81$)	13 D 0,5 ($\sigma = 0,81$) 17 D 0,05 ($\sigma = 0,82$)	18 ($\sigma = 0,80$)	12 ($\sigma = 0,80$)
CFC 113	0,1 – 5 ($\sigma = 0,08$)	3 – 4 D 0,05 – 0,5 ($\sigma = 0,08$)	3 – 4 ($\sigma = 0,08$)	5 ($\sigma = 0,08$)
SF ₆	12 ($\sigma = 0,15$)	10 – 11 D 0,05 – 0,1 ($\sigma = 0,17$) 12 D 0,5 ($\sigma = 0,15$)	10 ($\sigma = 0,17$)	12 ($\sigma = 0,14$)

Tab 5.24

Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF₆ pro Kaprálku. Pro modelování byla použita naměřená hodnota koncentrace stopovače bez uvažování rozptylu daného směrodatnou odchylkou. D je disperzní parametr, σ je směrodatná odchylka mezi naměřenými a modelovanými daty.

Typ modelu	Exponenciální	Disperzní	Pístový tok	Kombinace exp. m. + pístový tok (eta = 1.5)
složka	(roky)	(roky)	(roky)	(roky)
CFC 113	21 ($\sigma = 0,09$)	21 D 0,05 ($\sigma = 0,08$) 24 D 0,5 ($\sigma = 0,09$)	21 ($\sigma = 0,09$)	21 ($\sigma = 0,09$)
SF ₆	17 ($\sigma = 0,15$)	13 D 0,05 – 0,1 ($\sigma = 0,13$) 16 D 0,5 ($\sigma = 0,14$)	12 ($\sigma = 0,12$)	17 ($\sigma = 0,16$)

Tab 5.25. Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF₆ pro Konstantní přítok. Pro modelování byla použita naměřená hodnota koncentrace stopovače bez uvažování rozptylu daného směrodatnou odchylkou. D je disperzní parametr, σ je směrodatná odchylka mezi naměřenými a modelovanými daty.

Typ modelu	Exponenciální	Disperzní	Pístový tok	Kombinace exp.
složka	(roky)	(roky)	(roky)	m. + pístový tok (eta = 1.5) (roky)
CFC 113	13 – 14 ($\sigma = 0,005 - 0,006$)	15 D 0,5 ($\sigma = 0,003$) 16 D 0,05 – 0,3 ($\sigma = 0,03 - 0,007$)	16 ($\sigma = 0,004$)	14 ($\sigma = 0,004$)
SF ₆	8 ($\sigma = 0,05$)	8 D 0,05– 0,5 ($\sigma = 0,05 - 0,06$)	7 ($\sigma = 0,05$)	8 ($\sigma = 0,05$)

Tab. 5.26. Výsledky modelování střední doby zdržení dle CFC a SF₆ pro Starou řeku. Pro modelování byla použita naměřená hodnota koncentrace stopovače bez uvažování rozptylu daného směrodatnou odchylkou. D je disperzní parametr, σ je směrodatná odchylka mezi naměřenými a modelovanými daty.

Typ modelu	Exponenciální	Disperzní	Pístový tok	Kombinace exp.
složka	(roky)	(roky)	(roky)	m. + pístový tok (eta = 1.5) (roky)
CFC 113	16 ($\sigma = 0,0035$)	18 – 19 D 0,05 – 0,1 ($\sigma = 0,007 - 0,009$) 18 D 0,3 – 0,5 ($\sigma = 0,02 - 0,004$)	19 ($\sigma = 0,02$)	17 ($\sigma = 0,005$)
SF ₆	12 ($\sigma = 0,15$)	10 – 11 D 0,05– 0,1 ($\sigma = 0,17$) 12 D 0,5 ($\sigma = 0,15$)	10 ($\sigma = 0,17$)	12 ($\sigma = 0,14$)

Tab 5.27. Souhrnné výsledky modelování střední doby zdržení podle CFC a SF₆ jak s uvažováním pouze naměřené hodnoty koncentrace (bez směrodatné odchylky měření), tak včetně uvažování směrodatné odchylky měření.

Místo	způsob modelování	Modelování bez zahrnutí SO; střední doba zdrž (roky)	Modelování včetně SO; střední doba zdržení (roky)
	složka		
E/E2	CFC 11	4 – 5	<21
	CFC 12	12 – 18	8 – 20
	CFC 113	0 – 5	0 – 19
	SF ₆	10 – 12	8 – 15
PB 0337 Kaprálka	CFC 113	21	16 – 29
	SF ₆	12 – 17	11 – 22
Konstantní přítok	CFC 113	13 – 16	10 – 20
	SF ₆	7 – 8	5 – 12
Stará řeka	CFC 113	16 – 19	12 – 23
	SF ₆	10 – 12	9 – 17

Na třech objektech, kde jsem měla k dispozici výsledky modelování jak z koncentrací tritia tak z koncentrací CFC a SF₆ jsou výsledky podle všech použitých stopovačů velmi podobné. Na skapu E vychází střední doby zdržení 8-13 let podle tritia, 8-15 let podle SF₆ a 8-20 let podle CFC12. U Konstantního přítoku vychází střední doby zdržení podle tritia mezi 16-20 lety, podle CFC 113 je doba zdržení mezi 10-20 lety a podle SF₆ je to 5-12 let. U Staré řeky vychází střední doba zdržení podle tritia 12-17 let, podle CFC113 12-23 let a podle SF₆ 9-17 let. Toto srovnání ukazuje, že CFC 113 a SF₆ jsou vhodnými stopovači pro určení doby zdržení v prostředí Moravského krasu.

S ohledem na použité stopovače při modelování střední doby zdržení vyšly u skapu E nižší doby zdržení na základě CFC 113 oproti vyhodnocení dle CFC-11 a 12, stejně jako v práci Han et al. (2007), což vysvětlují míšením starých vod bez CFC a mladých vod bohatých na CFC-113. Naproti tomu Stewart a Thomas (2008) získali menší dobu zdržení dle CFC 12 než s CFC 11 a ³H, což v případě Ochozské jeskyně neplatí.

Střední doba zdržení ostatních objektů z nenasycené zóny dosahuje okolo 14-17 let u skapu Kužel v Ochozské jeskyni a okolo 18-20 let u Kašny v Rudickém propadání. V obou případech se jedná o objekty s poměrně stálým průtokem. Nižší doby zdržení mají výrazně

rozkolísané skapy E (8-13 let) a Beránek (7-15 let). Práce potvrzuje a doplňuje dřívější výsledky Bruthanse (2006), že dle variací $\delta^{18}\text{O}$ je zhruba polovina vydatnosti skapů v Ochozské jeskyni tvořena vodou o době zdržení přes 4 roky.

Při srovnání doby zdržení u jednotlivých objektů se zcela odlišuje skap Mapa Republiky s extrémní střední dobou zdržení okolo 150 let podle tritia. Vysvětlením extrémní doby zdržení je přítok vody do skapu ze zavěšené zvodně situované v mohutné krasové depresi vyplněné sedimenty Rudických vrstev. Rudické vrstvy sestávají ze střídání jílu a písků (Bosák 1979) a dovolují akumulaci velkého množství vody v nesaturované zóně. Mohutné krasové deprese vyplněné Rudickými vrstvami se vyskytují pouze v širším okolí Rudic, v ostatních oblastech proto nelze tak vysoké střední doby zdržení v nesaturované zóně očekávat. I v prostoru Rudic je přitom taková hodnota doby zdržení výjimečná, jak ukazuje nízká doba zdržení vody ze Staré řeky, která drénuje celou severní část Rudické plošiny.

Hodnoty doby zdržení u Kašny v Rudickém propadání ukazují, že doba zdržení v nesaturované zóně okolo 10-20 let není specifikem Ochozské jeskyně. Naopak vyšší hodnoty u Kašny i navzdory mnohem většímu průtoku než u skapů v Ochozské jeskyni potvrzují reálnost pomalého proudění v nesaturované zóně za běžných průtokových podmínek a existence objemného rezervoáru v epikrasu. Uvedené výsledky jsou v souladu se závěry Perina et al. (2003), že střední doba zdržení v nesaturované zóně krasu může dosahovat značných hodnot.

U prostudovaných prací věnovaných střední době zdržení v nesaturované zóně, pokud použité metody byly vůbec potenciálně schopné takovou dobu zdržení odhalit, dosahuje tak vysokých hodnot jako v případě Ochozské jeskyně jen jeskyně Soreq v Izraeli (Even et al. 1986), kde ji odhadují na základě vysokých hodnot tritia na desítky let a v Monte Corchia v Itálii (Piccini et al. 2008), kde stanovili dle tritia dobu zdržení na 50 let. V případě jeskyně Soreq se lokalita liší výrazně nižší infiltrací v důsledku vysoké evapotranspirace a teplot, u Monte Corchia se jednalo o partie v hloubce 400 m pod povrchem. Dále Trček (2003, 2007) ve Slovinsku v pokusném tunelu zjistila maximální dobu zdržení 5 let a Kluge et al. (2010) v Německu 2 až 4 roky. Zbylá většina prací využívá zejména $\delta^{18}\text{O}$ a na základě omezených možností jeho využití uvádí dobu zdržení „přesahující 1 rok“.

Střední doby zdržení pramenů a toků s převažujícím podílem autochtonní vody (vody infiltrované půdním profilem přímo na krasovém území) se pohybují okolo 12 let u Staré řeky, 16-18 let u Konstantního přítoku a 11-20 let u Kaprálky.

V rámci ČR jsou ze saturované zóny známy příklady autochtonních krasových vod s významnou dobou setrvání v podzemí; v řádu let např. pramen Blom – Blom na Králickém

Sněžníku (Bruthans et al. 2004) i v řádu prvních desítek let: Sv. Jan, Koda, Nesvačily v Českém krasu (Žák et al. 2001). Stejně tak ve světě jsou doby zdržení v saturované zóně krasu v řádech desítek let běžně uváděny: Land a Huff (2010): 10 – 50, Katz et al. (2001): 10 – 20, aj.

Je zřejmé, že střední doba zdržení skapů z nesaturované zóny se neliší výrazně od vody, která protekla nesaturovanou a později i saturovanou zónou. Je proto pravděpodobné, že hlavní rezervoár vody v Moravském krasu je situován v nesaturované zóně, přesněji nad úrovní hladiny velkých podzemních toků v Moravském krasu. Předpoklad existence hlavního rezervoáru vody v nesaturované zóně souhlasí s výsledky prací Perrin et al. (2003), Aquilina et al. (2005a), Trček (2007) a Spötl et al. (2005).

5.6 Průběh $\delta^{18}\text{O}$ a konduktivity skapu E po intenzivním tání sněhu

Pro zjištění jak jsou zastoupeny srážkové vody ve skapové vodě za výrazných infiltračních událostí jsem vzorkovala skap E v letech 2005 a 2006 za výrazných tání sněhu.

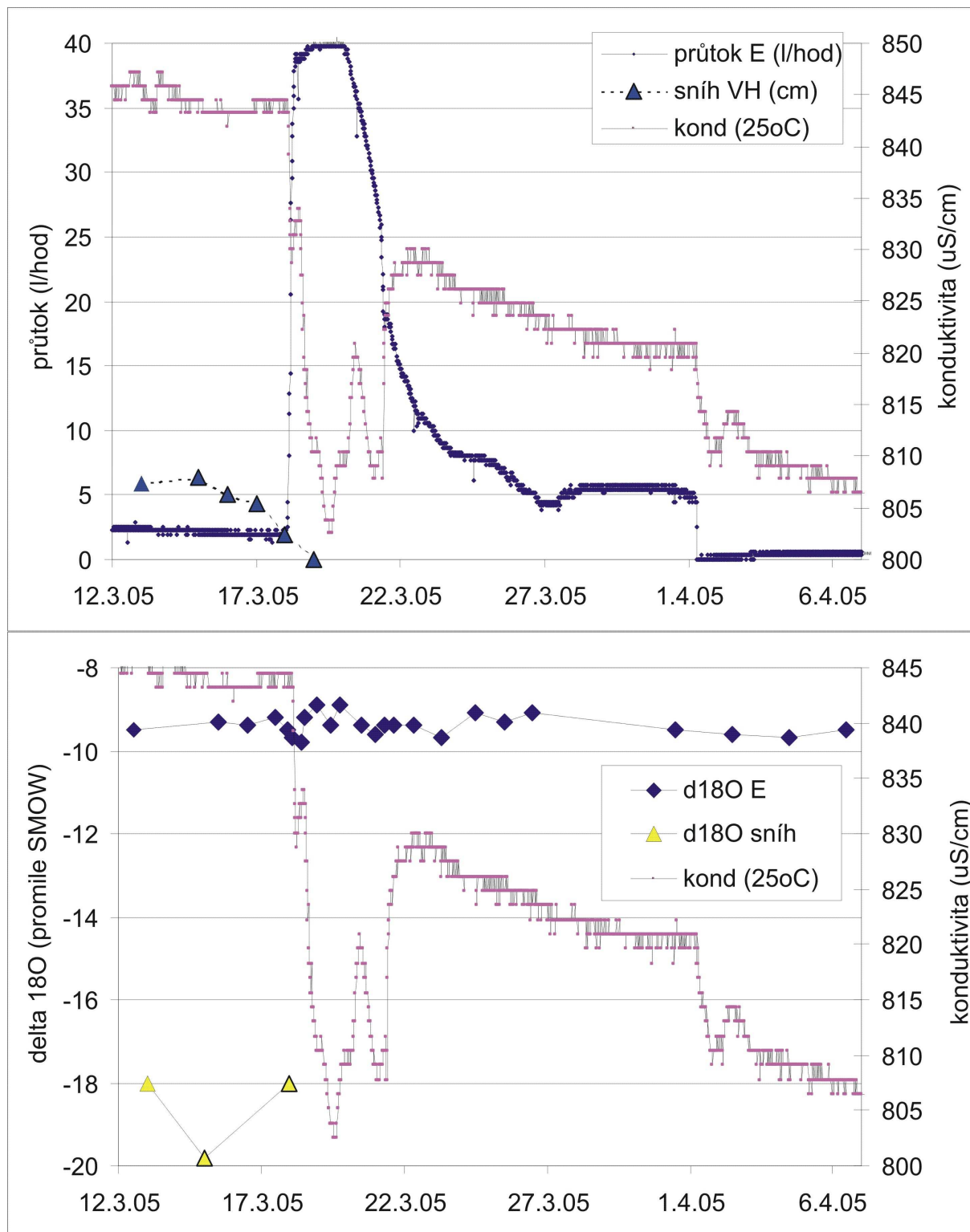
Dne 12.3.2005 před táním sněhu jsem s J. Kukačkou na skapové místo E nainstalovala automatické odběrné zařízení. Mocnost sněhové pokrývky nad Ochozskou jeskyní dosahovala těsně před táním mezi 20-30 cm, což odpovídalo 52 mm vody (průměr z 4 odběrů). Izotopové složení sněhu se pohybovalo mezi -18 a -20 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ a bylo velmi odlišné od složení skapových vod místa E (-9,2 až -9,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). Tát začalo 17.3. večer, již 18.3. byl zatopen vchod do Ochozské jeskyně 40 cm pod strop a 19.3. nebylo možné do jeskyně pro silný proud vody proniknout vůbec. Nad jeskyní sníh úplně roztál do 19.3. Intenzitu tání dobře demonstrují výjimečné vodní stavy v Ochozské jeskyni i v severní části Moravského krasu. V propasti Macocha dosáhla vodní hladina k historicky nejvyšší známé kótě 362,42 m n.m. (Flek a Roth 2006), na Bílé vodě v Holštětjně byl dosažen průtok (27 m³/s) s dobou opakování 20 let (Dostál, 2005). Celkem bylo mezi 12.3. a 6.4. na skapovém místě E odebráno automatem 70 vzorků, další vzorky byly odebrány manuálně. Záznam intenzity průtoku na skapovém místě, teploty a konduktivity měřených v intervalu 20 min uvádí obr 5.39.

Průtok na skapovém místě E narostl z 2 l/hod před táním na maximum 40 l/hod. Přesto se izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ skapové vody neodchýlilo od hodnot před táním (-9,5 až -9,2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$), nepravidelně kolísalo mezi -9,8 a -8,9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Na základě absence poklesu hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ z hodnot před táním směrem k hodnotám sněhu je zřejmé, že zastoupení tavné vody ve skapu nepřesáhlo 5%. Konduktivita ve skapové vodě E poklesla z 844 $\mu\text{S}/\text{cm}$ před

táním na 802 $\mu\text{S}/\text{cm}$ během maxima vydatnosti (tedy o pouhých 5%). Voda ze sněhu má přitom velmi nízkou konduktivitu (70 –130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dle údajů ze sněžných lyzimetrů). Za maximálního průtoku (18.-21.3.05) protéklo místem E 2,8 m^3 vody, do 28.3. to bylo dalších 1,4 m^3 .

Reakci skapu E na druhé výrazné tání sněhu jsem sledovala v roce 2006. Dne 22.3.2006 jsem na skapové místo E nainstalovala automatické odběrné zařízení. Mocnost sněhové pokrývky nad Ochozskou jeskyní dosahovala před táním 15 cm. Vodní obsah ve sněhu odpovídal 46 mm vody. Izotopové složení sněhu se pohybovalo mezi –14,0 a –14,2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ a odlišovalo se od složení skapových vod před táním (-9,8 až –10,1 ‰ $\delta^{18}\text{O}$).

Tání se projevilo nárůstem průtoku skapu E 22.3.2006, o den později již protékala povrchová voda Hostěnického potoka Ochozskou jeskyní. Průtok na skapovém místě E vrcholil dne 24.3 v ranních hodinách. V důsledku srážek ve dnech 25-30.3.06, kdy spadlo dalších 40 mm srážek, došlo k dalšímu nárůstu skapové intenzity zřejmě výrazně nad 30 l/h. Tlak v jímací aparatuře bohužel uvolnil těsnění a voda v období 26.3-1.4.2006 unikala mimo měřicí a vzorkující zařízení. Průběh intenzity skapu je zřejmý z obr. 2. Intenzitu tání dobře prokazují výjimečné vodní stavy na povrchových tocích, které dosahují úrovně 5-20 leté vody (Říčka v Ochozu – 10ti letá voda, Punkva/Skalní mlýn – 20letá voda, Bílá voda a Sloupský potok – 5letá voda, ČHMÚ, 2006). Celkem bylo mezi 22.3. a 10.4. na skapovém místě E odebráno automatem okolo 200 vzorků, další vzorky jsem odebírala manuálně. Záznam intenzity průtoku na skapovém místě, teploty a konduktivity měřených v intervalu 20 min uvádí obr. 5.40. Konduktivita vody poklesla z 806 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ před táním na 738 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ během maxima vydatnosti (tedy o 8 %). Narozdíl od předchozího roku se po tání již konduktivita nevrátila na původní hodnoty ale nízké hodnoty (755 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) se udržovaly i nadále po několik dalších měsíců.



Obr. 5.39. Průběh tání sněhu a reakce průtoku, izotopového složení a konduktivity vody na skapu E v roce 2005. (VH je vodní hodnota sněhu).

Průtok na skapovém místě E narostl z 4,5 l/h před táním na maximum 32 l/h a při druhém maximu zřejmě ještě výrazně více. Izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ skapové vody během prvního píku průtoku kolísalo mezi $-10,1$ a $-9,6$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$ a odchýlilo se tedy opačným směrem, než by odpovídalo míšení s vodou z tajícího sněhu. Během druhého píku průtoku se postupně odchýlilo z hodnoty před táním na hodnoty okolo $-10,7$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$.

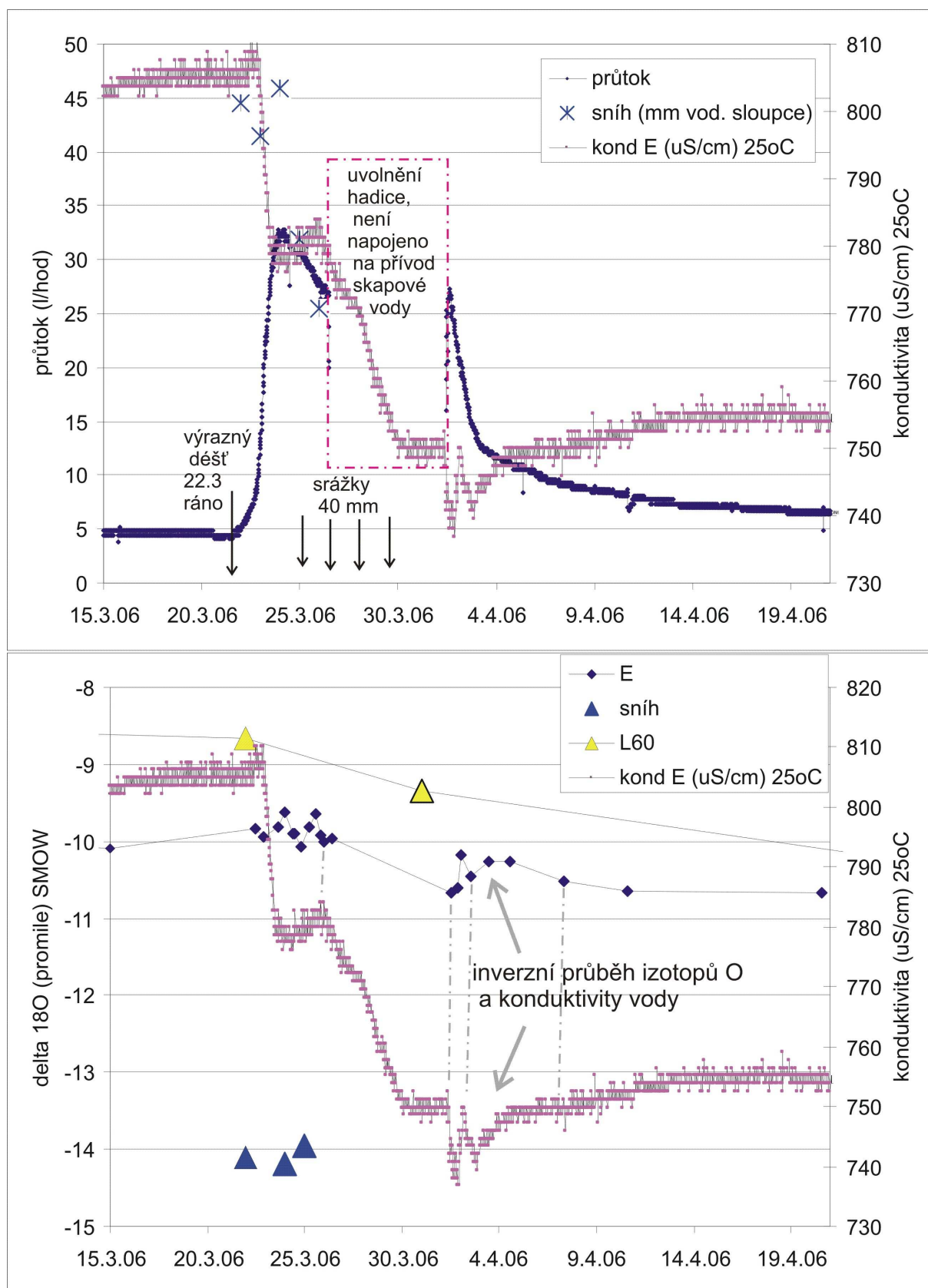
V průběhu druhého píku je patrný inverzní průběh hodnot $\delta^{18}\text{O}$ skapu E vůči průběhu konduktivity skapu. Je tak zřejmé, že při druhém píku průtoku odpovídal poklesům konduktivity přítok vody s hodnotou $\delta^{18}\text{O}$ nad $-10,2$ ‰ a tedy voda izotopově obohacená oproti složení vody před srážkovou událostí. Z výše uvedeného průběhu je pravděpodobné, že došlo k míšení vody ze tří zdrojů:

- A) Voda předsrážková s $\delta^{18}\text{O}$ okolo -10 ‰ a konduktivitou 806 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- B) Voda z tání sněhu s $\delta^{18}\text{O}$ okolo -14 ‰ a konduktivitou výrazně pod 738 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- C) Voda z předchozího léta z epikrasu s $\delta^{18}\text{O}$ nad $-9,6$ ‰ a konduktivitou pod 738 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Zastoupení vody z roztátého sněhu dosahovalo podle izotopových hodnot po konci druhého píku 16-19 %, zbytek tvořila voda, která byla v systému již před táním sněhu (složky A a C).

Vyšší zastoupení tavné vody v roce 2006 bylo zřejmě způsobeno daleko větším objemem vody proteklé během tání. V roce 2006 byl proteklý objem vody přes místo E okolo 10 m^3 oproti 5 m^3 v roce 2005. Podobně se liší i intenzita infiltrace: 50 mm v roce 2005 oproti 86 mm v roce 2006 (sněh+děšť). Za předpokladu 16-19% zastoupení tavné vody ve vodě skapu E lze konduktivitu tavné vody při míšení s předsrážkovou vodou v systému odhadnout na zhruba 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Průběh $\delta^{18}\text{O}$ i konduktivity skapové vody prokazuje, že ani za extrémních tání s opakováním v řádech vyšších let až prvních desítek let (roky 2005, 2006), nedochází k většímu průniku vod ze sněhu než 20 % objemového zastoupení. Skapy tak reagují především hydraulicky, kdy infiltrující tavná voda ze sněhu vytlačuje z nenasurované zóny starší vody (efekt pístu) a zaujímá její místo v nenasurované zóně aby byla později vytlačena další vodou.



Obr. 5.40 Průběh průtoku a $\delta^{18}\text{O}$ a konduktivity na skapovém místě E při tání v březnu 2006.



Obr. 5.41. Tlakový výstřik vody ze stěny jeskyně v blízkosti skapového místa E2 při zvýšení průtoků v důsledku tání sněhu v březnu 2006.



Obr. 5.42 Při odběru vzorků skapové vody za výrazných průtokových událostí je třeba při vstupu do jeskyně překonat povodňové vody Hostěnického potoka (tání března 2006, foto I. Záruba).

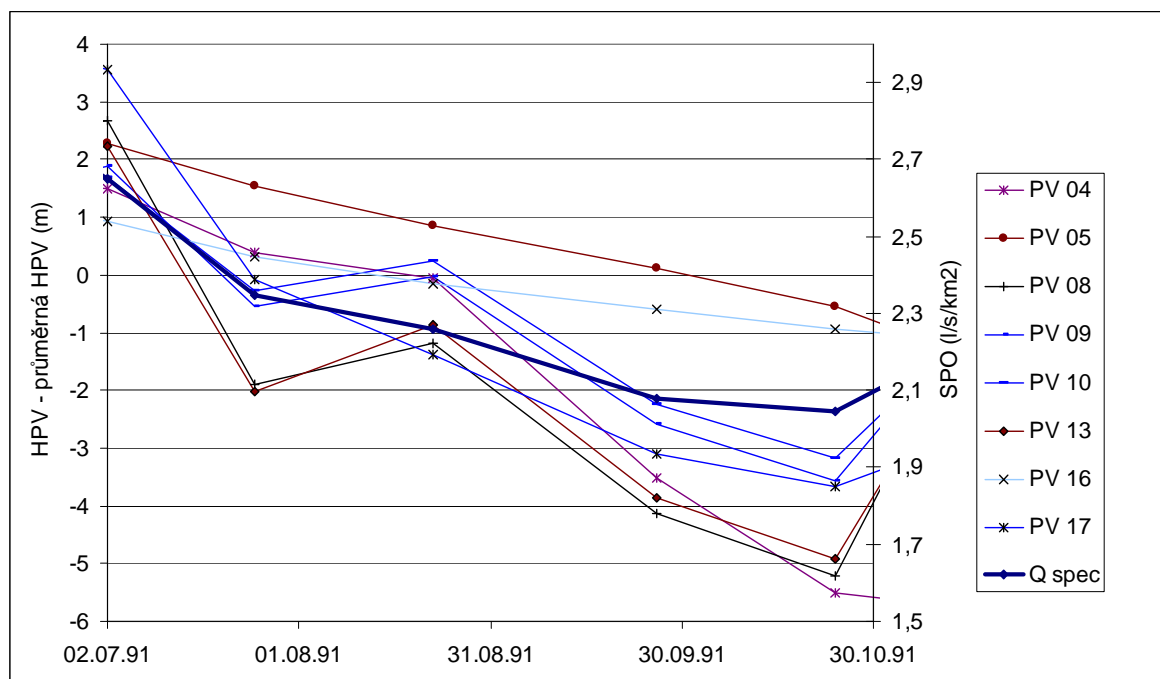
5.7 Storativita studovaného prostředí

5.7.1 Hladiny na vrtech v prostoru velkolomu Mokrá

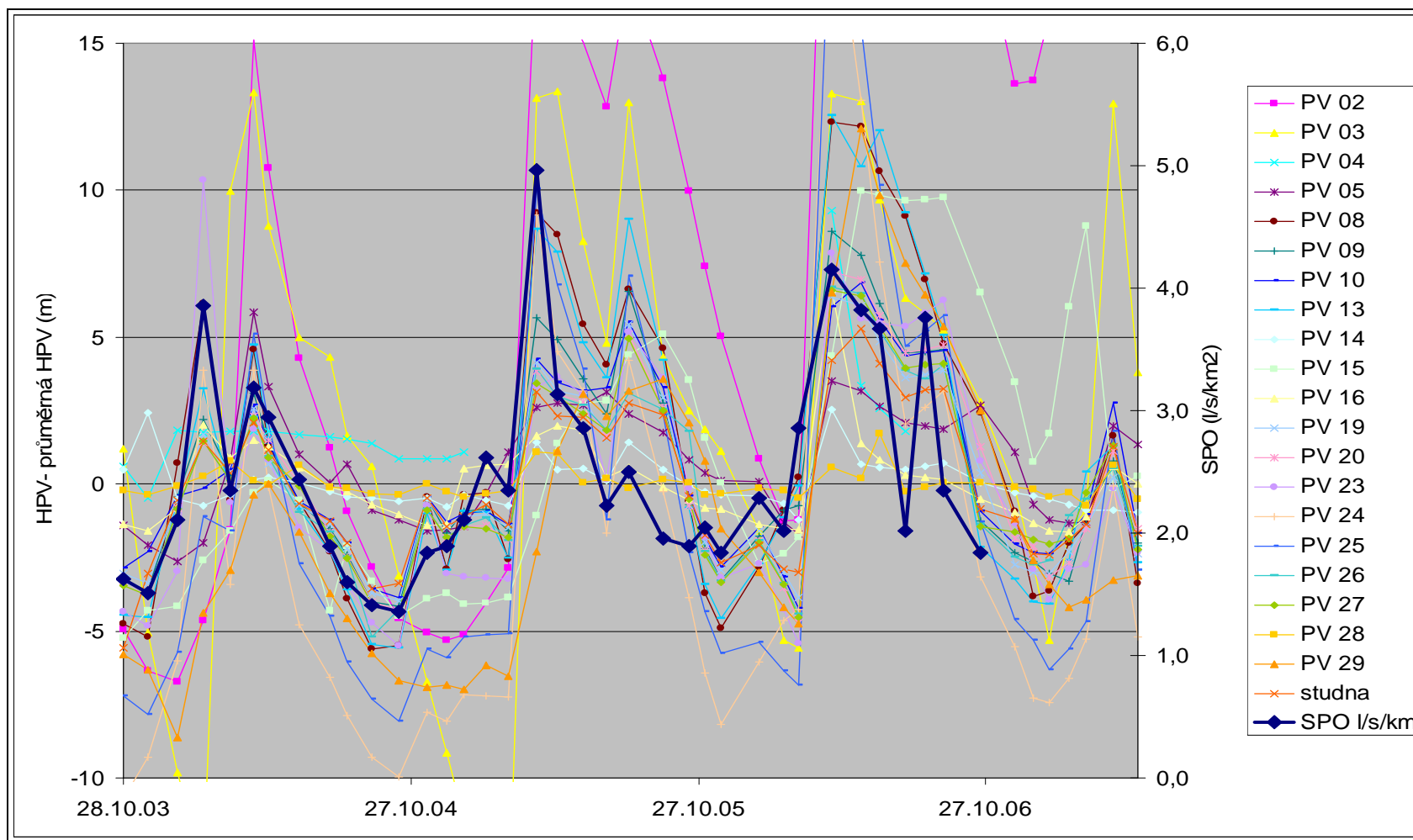
Pro nezávislé ověření zda prostředí nesaturované zóny umožňuje průměrnou dobu zdržení skapů v řádu 10 a více let jsem zpracovala hodnoty storativity z monitorovacích vrtů v okolí lomu Mokrá, které jsou situovány převážně do epikrasu a nenasyčené zóny (zachycené hladiny vysoko nad úrovní podzemních vodních toků v oblasti). Typický průběh hladiny ve vrtech je na obr. 5.43. Je zřejmé, že jednotlivé hladiny mají podobný charakter kolísání. Rozdíl mezi maximální a minimální hladinou je značný, v průměru 19 m. Výrazné kolísání hladiny naznačuje malou storativitu prostředí. Aktuální hodnotu specifického podzemního odtoku (SPO) nutnou pro výpočet storativity jsem odvodila z průběhu průtoku pramene Kaprálka. Průběh SPO dobře odpovídá průběhu kolísání hladin podzemní vody ve vrtech ve velkolomu Mokrá.

5.7.2 Storativita vápenců a vztah s hloubkou pod povrchem

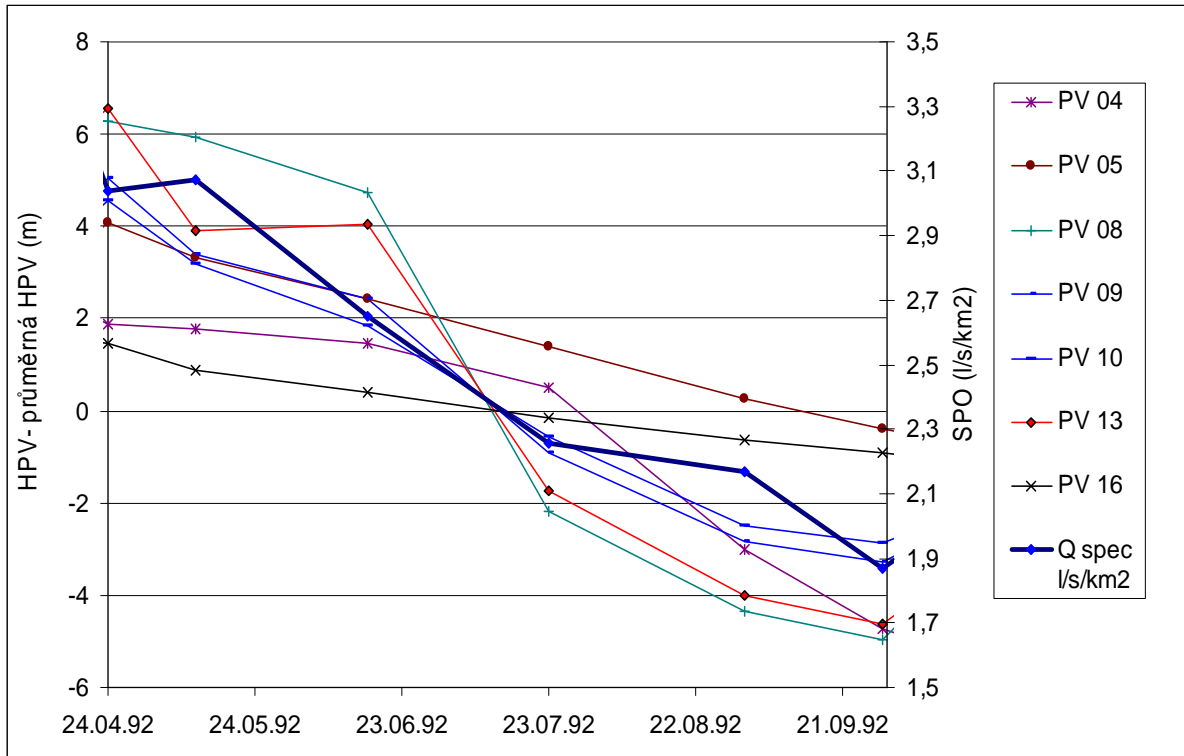
Storativitu jsem určila dle metody Atkinsona (1977a) na základě dat o kolísání hladiny na monitorovacích vrtech velkolomu Mokrá pro tři vybrané recesní úseky: 1) 2.7.-24.10.1991, 2) 24.4.-29.9.1992 a 3) 10.4.-11.10.2004. Pokles hladiny ve vrtech v jednotlivých obdobích recese dobře odpovídá poklesu specifického podzemního odtoku, jak ukazují obr. 5.44, 5.45, 5.46.



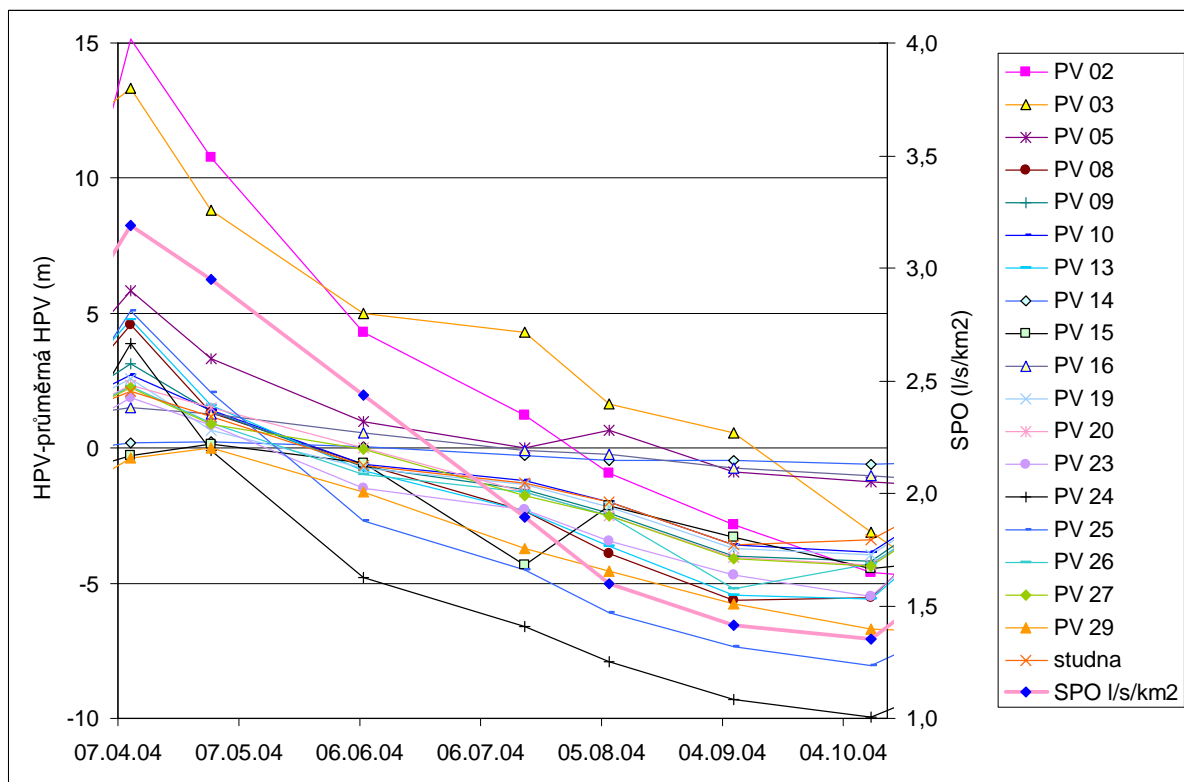
Obr. 5.44. První období recese využité ke stanovení storativity.



Obr 5.4.3. Porovnání průběhu SPO a hladin ve vrtech ve velkolomu Mokrý.



Obr.5.45. Druhé období recese využité ke stanovení storativity.



Obr. 5.46. Třetí období recese využité ke stanovení storativity.

Tab. 5.28. Vypočtené hodnoty storativity pro jednotlivé vrtů. Údaje chybí pro vrtů a období, kdy hladiny ve vrtech kolísaly odlišně od kolísání hodnot SPO. Je zřejmé, že hodnoty storativity spočtené z tří různých recesí jsou téměř totožné.

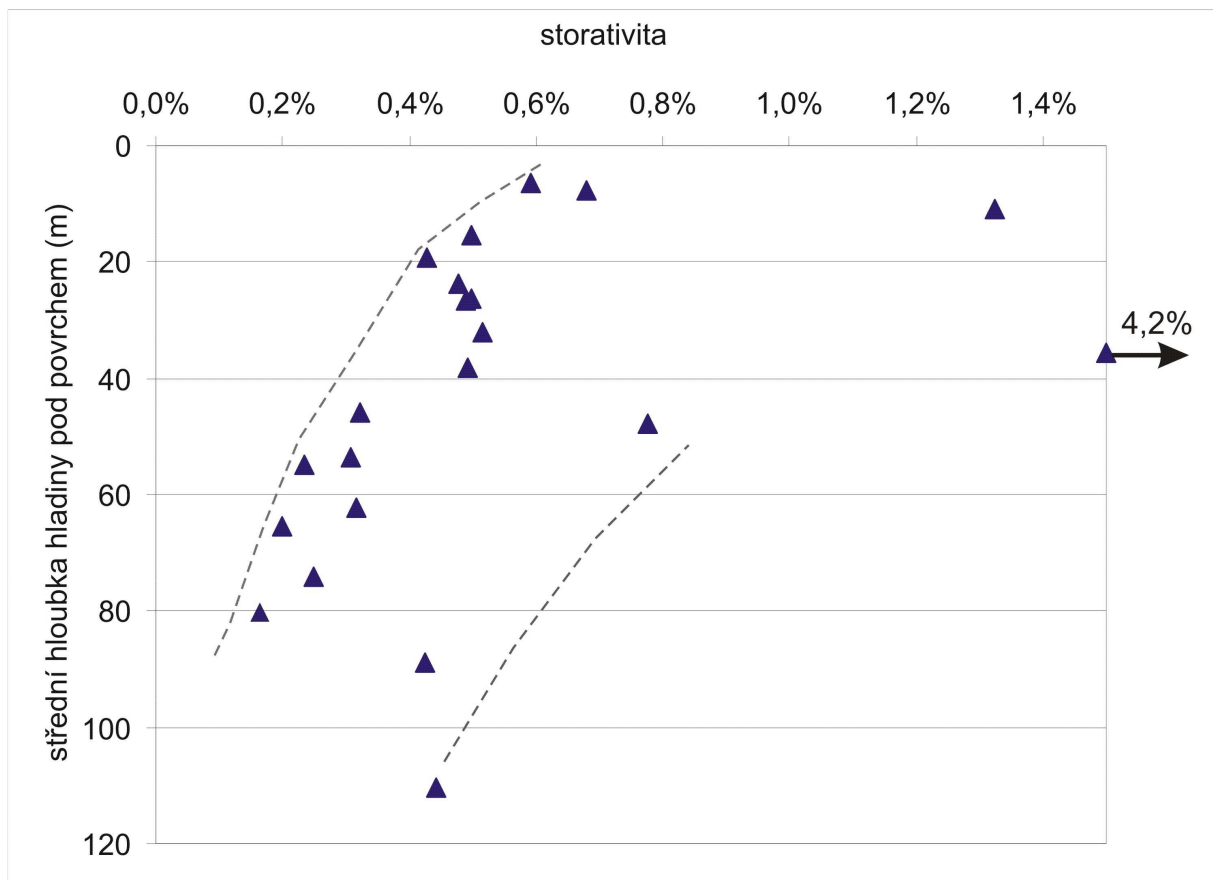
VRT	průměrná hodnota hladiny podzemní vody pod terémem (m) (m)	max-min hladiny(m)	S (%) recese 2.7-24.10.1991	S (%) recese 24.4-29.9.1992	S (%) recese 10.4-11.10.2004	S (%) průměr za všechny recese
PV 1	86	59				
PV 2	80	48,5			0,2%	0,2%
PV 3	66	36,6			0,2%	0,2%
PV 4	89	19,2	0,3%	0,5%		0,4%
PV 5	8	10,8	0,8%	0,8%	0,5%	0,7%
PV 8	54	17,9	0,3%	0,3%	0,3%	0,3%
PV 9	19	13,1	0,4%	0,4%	0,4%	0,4%
PV 10	24	12,3	0,5%	0,5%	0,5%	0,5%
PV 13	62	18,1	0,3%	0,3%	0,3%	0,3%
PV 14	36	5,3			4,2%	4,2%
PV 15	48	16,3			0,8%	0,8%
PV 16	11	8,3	1,3%	1,4%	1,3%	1,3%
PV 17	46	14,6	0,3%			0,3%
PV 19	26	12,1			0,5%	0,5%
PV 20	27	13,2			0,5%	0,5%
PV 21	26	10,3				
PV 23	110	15,8			0,4%	0,4%
PV 24	55	31,2			0,2%	0,2%
PV 25	74	34,4			0,2%	0,2%
PV 26	15	12,7			0,5%	0,5%
PV 27	38	12,6			0,5%	0,5%
PV 28	45	2,4				
PV 29	32	20,7			0,5%	0,5%
studna	6	10,9			0,6%	0,6%

Z obr. 5.47 je zřejmé, že storativita krasového prostředí všeobecně klesá s hloubkou z hodnot mezi 0,6-0,8 % v hloubkách okolo 10 m na hodnoty okolo 0,3 % v hloubce 100 m p.t. Pět vrtů vykazovalo vyšší hodnoty v různých hloubkách. I u těchto hodnot je vidět pokles s hloubkou.

Z obrázku je nicméně jasně patrné, že není přítomno žádné ostré rozhraní v mělkých hloubkách, a báze epikrasu tak přechází do spodní části nesaturované zóny pozvolna. Zároveň je zjevné, že 2 vrtů z celkového počtu 21 mají storativitu nad 1%.

Průměrná hodnota storativity všech 21 studovaných vrtů je 0,6%. Díky možné částečné napjatosti prostředí představuje storativita minimální hodnotu obsahu vody

v prostředí. Minimální obsah vody ve vápencovém prostředí do hloubky 100 m pod terénem je tedy 0,6 %, což odpovídá 0,6 m vodního sloupce na 100m sloupce horniny. Při specifickém podzemním odtoku $2,1 \text{ l/s/km}^2$ a tedy průměrné roční dotaci 66 mm vodního sloupce, odpovídá tomuto množství vody střední doba zdržení vody 9 let v 100 m mocné nesaturevané zóně. Neuvažuje se zde doba zdržení vody ve vlhkosti půdy a zvětralinách nad úrovní hladiny v epikrasu. Je tak zřejmé, že střední doba zdržení zjištěná pomocí přirozených stopovačů je velmi blízká minimálnímu objemu vody v prostředí odvozenému z hodnot storativity.



Obr. 5.47. Vztah mezi velikostí storativity a střední hloubkou hladiny pod terénem. Je patrné, že storativita prostředí klesá s hloubkou. Šipka ukazuje odlehlou hodnotu 4,2 % v hloubce 38 m.

5.8 Model proudění v nesaturované zóně

Na základě všech pozorování jsem po diskuzích se školitelem vytvořila konceptuální model nesaturované zóny nad Ochozskou jeskyní (obr 5.48 a detaily viz obr. 5.49 a 5.50).

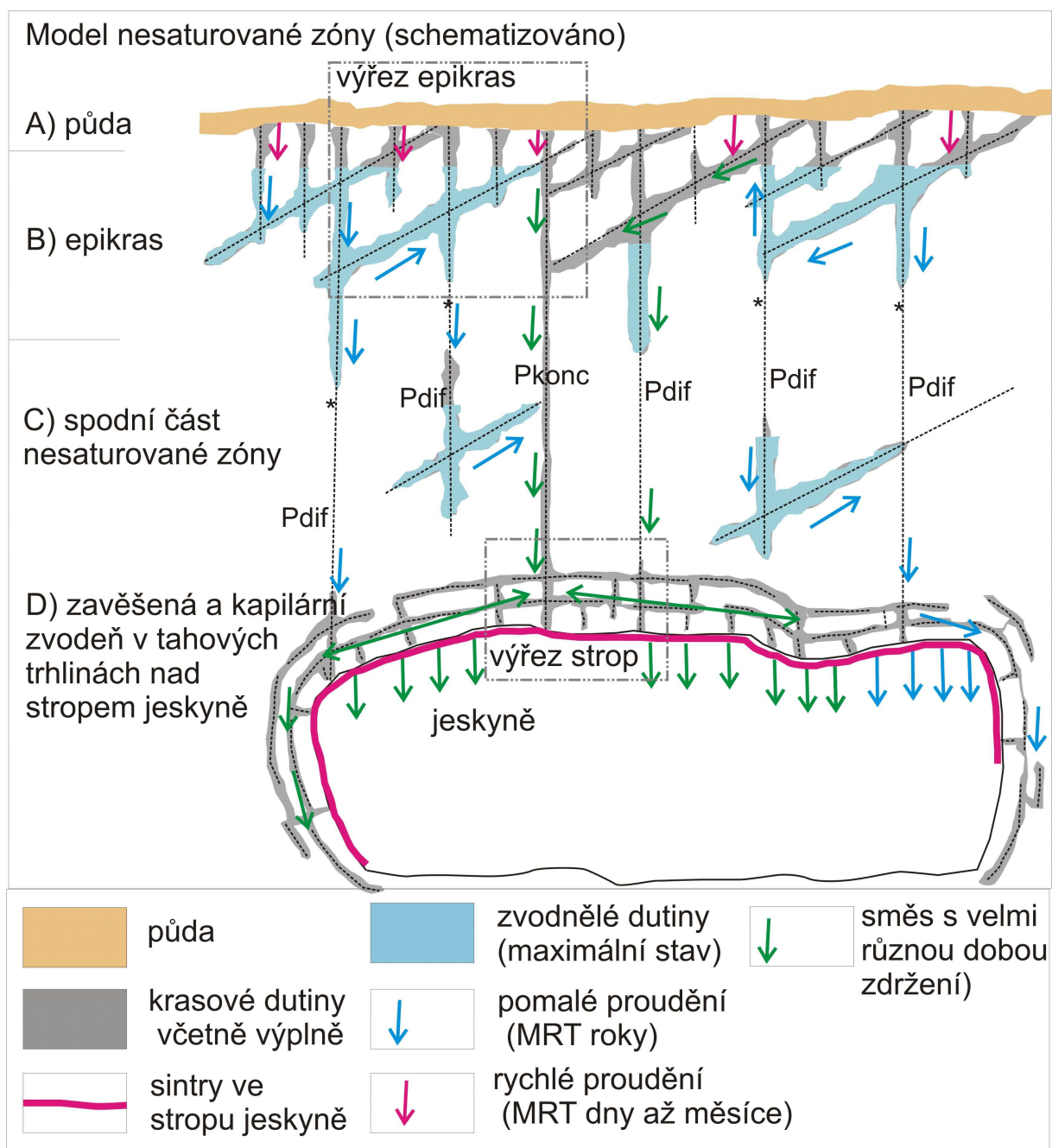
Model sestává ze 4 zón:

- A) Půdní zóny.
- B) Epikrasu, který v tomto případě nelze přímo oddělit od nižších částí nesaturované zóny (viz část 5.7)
- C) Nižší části nesaturované zóny, kde s hloubkou klesá storativita prostředí
- D) Zavěšené a kapilární zvodně situované v zóně několika decimetrů až prvních metrů nad stropem jeskyně.

Půdní zóna na lokalitě má mocnost od 0 po první desítky cm. Celkový obsah vody včetně vody v kapilární porozitě 20-40 hm. % na základě měření vlhkosti. Střední doba zdržení vody v půdě dosahuje 3 - 6 měsíců. Půdní zóna působí jako zásadní nos srážkové vody. V průměru okolo 90 % srážkové vody se odpaří. Po suchých obdobích budou výrazné sací tlaky nasávat vodu do půdní matrix a nebude proto docházet k dotaci podložního epikrasu. Z měření průtoku vody v hloubce 15 cm pod povrchem půdy (L15) je zřejmé, že po suchém období v konci roku 2006 bylo třeba doplnit půdní rezervoár v hloubce >15 cm pod povrchem 50 mm srážek. Teprve poté dosáhla hydraulická odezva hladiny vody v epikrasu a vyvolala nárůst průtoku skapů v jeskyni.

Hlavním rezervoárem vody v epikrasu i nižší části nesaturované zóny jsou zřejmě zavěšené hladiny v korozí rozšířených puklinách. Pukliny jsou pod úrovní jezer příliš málo propustné, takže při průtoku určité intenzity se v puklině začne akumulovat voda. Spodní část pukliny může být zatěsněna jílem (reziduum rozpouštění vápence), nebo má nízkou propustnost již primárně (na rozdíl od mělkých úseků nebyla dosud rozšířena korozí). Zavěšená jezera o objemu stovek litrů až desítek m³ jsou známa jak z Moravského krasu, tak zejména z Českého krasu (jeskyně Čeřinka, Velkolom Čertovy schody apod).

Zavěšené a kapilární zvodni v tahových trhlinách nad stropem jeskyně se v zahraniční literatuře prakticky nevěnuje pozornost. Pouze Smart a Friederich (1986) se zmiňují, že díky síti tahových trhlin ve stropě jeskyně lze očekávat, že část vody bude kapilárně obtékat jeskyni a naměřené množství vody na jednotku plochy jeskyně bude proto podceňovat skutečné množství vody proudící na jednotku plochy nesaturované zóny.



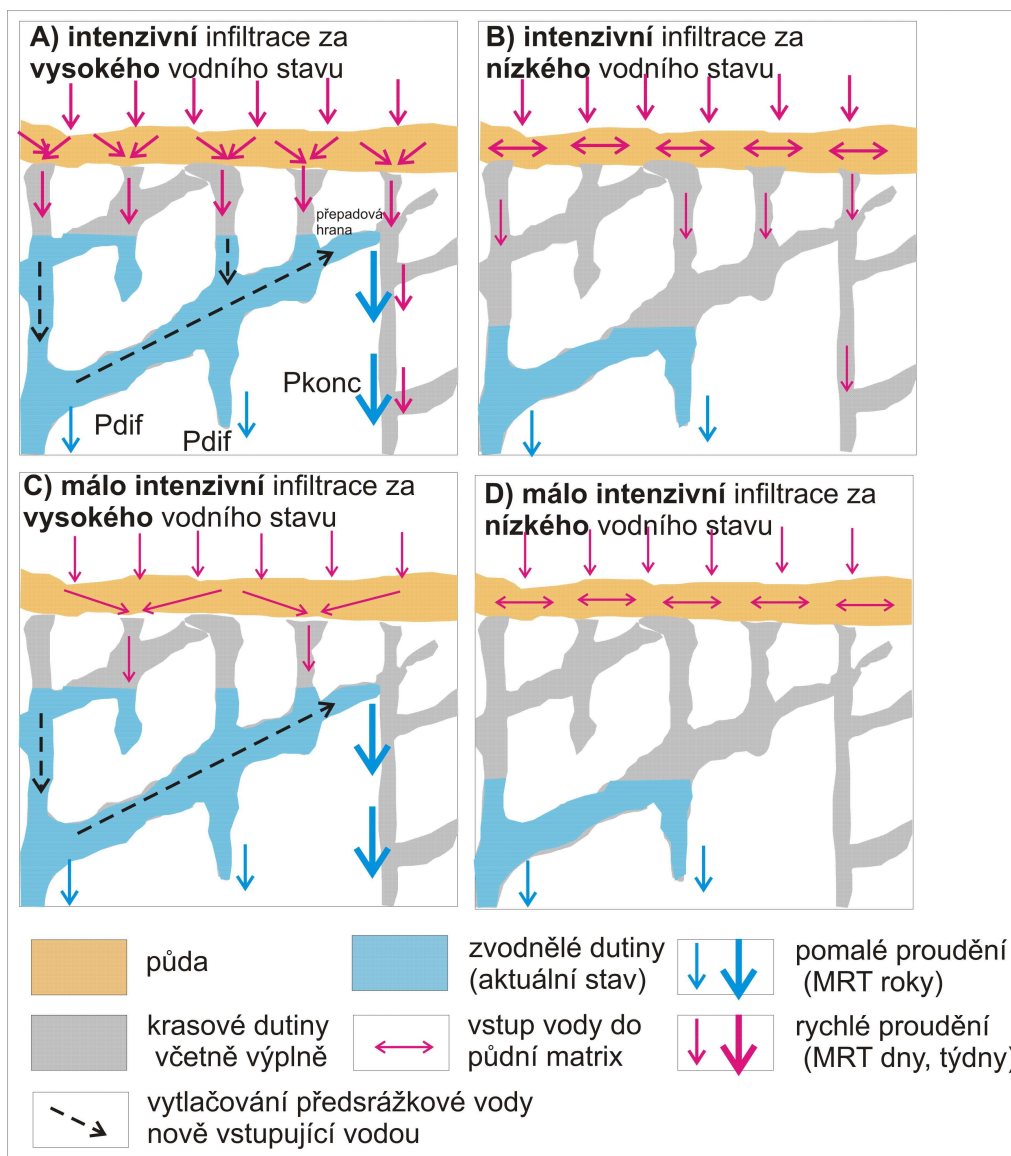
Obr. 5.48. Konceptuální model nesaturované zóny nad Ochozskou jeskyní. Sestaveno na základě všech získaných dat. Model je schematizován, mocnosti jednotlivých zón v obrázku neodpovídají realitě (např výrazně zvětšená zóna D oproti ostatním zónám). Dále je v obrázku zvětšena plocha krasových dutin oproti realitě (plocha hladin v řezu ve skutečnosti nepřesahuje 1% jednotkové plochy, jak vyplývá ze storativity). Obousměrné šipky ukazují zónu míšení vod. * označuje pukliny nerozšířené krasovněním, nebo ucpané jíly, které dovolují jen malý průtok, takže nad nimi vznikají zavěšená jezera. Výrez epikras viz obr 5.49, výrez strop viz obr. 5.50.

A) Za vysokých vodních stavů bude půdní rezervoár nasycen a v půdní matrix se proto nebude zadržovat významné množství vody (obr. 5.49A). Vstupující srážková voda bude na bázi půdy vytlačovat půdní vodu, která bude v relativně velkém množství stékat do podložního epikrasu. Hladina jezer v epikrasu a zbytku nesaturované zóny je za takové situace na maximální úrovni, dané pravděpodobně přepadovou hranou daného jezera. Voda přitékající do jezera bude proto okamžitě vytlačovat stejné množství vody jaké do jezera vstupuje přes přepadovou hranu do silně propustných cest (Pkonc). Tato voda bude mít dobou zdržení v řádu vyšších let jak je zřejmé z vyhodnocení doby zdržení podle přirozených stopovačů. Jak je z obrázku zřejmé (obr. 5.49A) za vysokých vodních stavů bude ve skapech s nízkým průtokem voda s dobou zdržení v řádu let, i ve skapu s vysokým průtokem (odpovídajícímu skapu E) bude tato voda převládat a zastoupení přímé infiltrace (resp. vytlačené vody z půdy) bude minoritní. Voda vstupující z půdní zóny bude tedy z velké většiny zachycena v zavěšených jezerech a pouze tam, kde v dráze proudění není žádné zavěšené jezero vstupuje půdní nebo v případě škrápů srážková voda přímo do vertikálního kanálu vedoucího k intenzivním skapům v jeskyni (Pkonc). Příkladem výše popsané situace je tání sněhu v letech 2005 a 2006. Vysoká střední doba zdržení (roky až první desítky let) a zároveň rychlé šíření hydraulického rázu ve stejném skapu (v řádu hodin až desítek hodin) proto nejsou vůči sobě v rozporu.

B) Při intenzivní infiltraci za nízkého vodního stavu bude hladina zavěšeného jezera hluboko pod přepadovou hranou. Půdní rezervoár bude vyčerpán a většina nebo všechna srážková voda bude zachycena v půdní matrix. Za takové situace nedojde k dotaci epikrasu a intenzivní infiltrační událost se v jeskyni neprojeví ani hydraulicky zvýšením průtoku skapů. Pokud však přece pronikne voda ze srážek či půdy do epikrasu může teoreticky její podíl v Skonc být vyšší, než v předchozím případě. Důvodem je chybějící ředění vodou vytlačovanou přes přepadovou hranu jezer v nesaturované zóně. Vše ale záleží na konfiguraci dané sestupné cesty Pkonc. Příkladem situace B) jsou intenzivní letní bouřky. Uměle byla taková situace vyvolána při injektáži florescentních stopovačů v roce 2007 nad Ochozskou jeskyní.

C) Při malé intenzitě infiltrace za vysokého vodního stavu bude půdní voda stahována díky kapilárním bariérám do menšího počtu cest vedoucích do epikrasu. To může vést k jinému charakteru míšení vody, než za vysokých vodních stavů. Rozdíl od situace A bude též v méně ostrém nárůstu a poklesu průtoku skapů.

D) Při malé intenzitě infiltrace za nízkých vodních stavů bude veškerá srážková voda zachycena v půdní matrix. K dotaci epikrasu nedojde a průtoky stapů budou proto klesat bez ohledu na srážky.

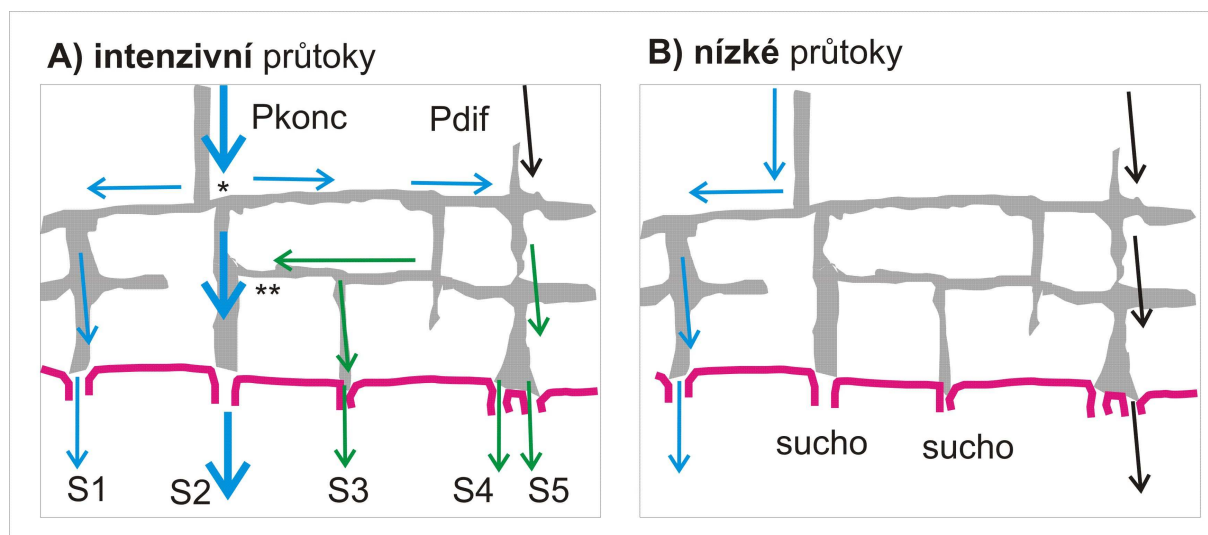


Obr. 5.49. Konceptuální model epikrasu a půdy nad Ochozskou jeskyní. Sestaveno na základě všech získaných dat. Model je schematizován, v obrázku je zvětšena plocha krasových dutin oproti realitě (plocha hladin v řezu ve skutečnosti nepřesahuje 1% jak vyplývá ze storativity). Velikost šipek odpovídá průtoku skapu.

Obr. 5.49 ukazuje, teoretickou odezvu na čtyři různé situace: Intenzivní infiltraci za nízkého a vysokého vodního stavu a málo intenzivní infiltraci za vysokého a nízkého vodního stavu.

Jak je z výše uvedeného zřejmé, proudění a míšení v od v půdě a epikrasu je extrémně komplikované a je zásadně ovlivněno jak vodním stavem, tak stavem půdního a epikrasového

rezervoáru před studovanou událostí. Především ale záleží na geometrii propustných cest v epikrasu a jejich propojení s půdní zónou. Zastoupení vody z půdy/srážek s krátkou dobou zdržení je zásadně ovlivněno četností zavěšených jezer v nesaturované zóně. Zavěšená jezera jsou zřejmě přítomná na většině puklin, jinak by zastoupení srážkové vody ve skapech za vysokých vodních stavů mělo být vyšší.



Obr. 5.50. Konceptuální model zavěšené a kapilární zvodně ve stropu jeskyně. Sestaveno na základě všech získaných dat. Model je schematizován, v obrázku je výrazně snížen počet trhlín kudy voda může proudit oproti realitě. Velikost šipek odpovídá průtoku skapu. Hvězdička označuje místo bifurkace (rozdělování proudění), díky cestě o malé propustnosti. ** Místo, kde díky vysoké rychlosti proudění do skapového místa dochází k přisávání vody z boční trhlíny

Charakter proudění vody v zavěšené zvodni v tahových trhlínách nad sintry v Ochozské jeskyni za dvou různých stavů ukazuje obr. 5.50. Jedná se o silně zjednodušený model, skutečná hustota trhlín dosahuje na sintrem nepokrytých částí jeskyně až desítek trhlín/m.

A) Za intenzivních průtoků budou sintry ve stropu jeskyně tvořit výrazný izolátor. Propustnost otvoru krápníku v sintru nebude dostatečná a voda sestupující ze silně propustné vertikální cesty se proto začne akumulovat nad sintry. To se projeví pozorovaným tryskáním vody ze sintru pod tlakem (např šikmo do strany). Výsledkem zvýšení hladiny nad stropem jeskyně bude bifurkace vody v prostoru tenzních trhlín a pronikání do vzdáleností až několika metrů od přívodní trhlíny, kde se budou tyto vody mísit z vodami méně propustných sestupných cest (obr 5.50a). Např z přívodní dráhy označené * bude voda pronikat do skapů S1 až S5. Zároveň může díky poklesu tlaku při změně průtočných průřezů a dosti rychlém

proudění docházet místy k přísávání vody z okolních skapů do hlavních proudových cest (Himmel 2007, skap S2). To se projeví poklesem vydatnosti skapu (S3) současně s nárůstem vydatnosti hlavního skapu (S2). Proměnlivá bifurkace a míšení v závislosti na průtoku vysvětluje, proč dochází ke kolísání hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ skapovu E s amplitudou kratší, než je doba proudění mezi povrchem a jeskyní.

B) Za nízkého průtoku bude voda v tahových trhlinách ve stropu jeskyně proudit gravitačně, nebo vlivem kapilárních sil v tenkých trhlinách (obr 5.50B). Míšení vody mezi skapovými místy bude mnohem nižší, než za vysokých vodních stavů. Skapová místa dotovaná pouze z přepadových přívodních cest (dráha proudění, která představuje přepadovou větev bifurkujícího systému; S2 – S4) vyschnou. Vzduch pronikající otvory v sintru může způsobovat srážení kalcitu nad stropem jeskyně.

Z obrázků 5.48 až 5.50 je zřejmé, že proudění a míšení v nesaturované zóně krasu je mnohem komplikovanější než v saturované zóně, a to díky četné bifurkaci a existenci přepadů, které jsou aktivní jen periodicky.

7. Závěr

Ve své práci jsem s použitím environmentálních stopovačů (^3H , ^{18}O , CFC a SF_6) a programu FLOW modelovala střední dobu zdržení vody nesaturované zóně nad Ochozskou jeskyní (skapová místa E/E2, Kužel a Beránek a půdní lyzimetry v hloubce 15 a 60 cm pod povrchem). Z dalších lokalit Moravského krasu jsem v nesaturované zóně určila střední dobu zdržení také u skapu Kašna v Rudickém propadání a skapu Mapa Republiky v jeskyni Býčí skála. Pro srovnání jsem modelovala dobu zdržení i v saturované zóně, a to u pramene PB0337 – Kaprálka nedaleko Ochozské jeskyně, na Staré řece v Rudickém propadání a na Konstantním přítoku v Amatérské jeskyni.

Na základě vyhodnocení současného poklesu hladin v monitorovacích vrtech situovaných z části v epikrasu a nesaturované zóně a průtoku pramene jsem vypočetla storativitu krasového kolektoru.

Dále jsem se zabývala monitorováním půdní vlhkosti, sacích tlaků v půdě a přítoků do gravitačního lyzimetru. Měření mi posloužila k upřesnění objemu půdního rezervoáru a k zjištění za jakých podmínek proniká voda půdou do podložního epikrasu.

Pro určení v jaké zóně lze očekávat nejvyšší rozpouštění a zvětšování porozity jsem měřila obsah CO_2 v půdě a vypočetla obsah CO_2 v epikrasu z chemického složení skapových vod.

Za účelem upřesnění a detailního časového rozlišení míšení vod z různých zdrojů jsem sledovala kontinuálně vodivost a průtok skapu E.

Střední hodnota storativity krasového prostředí je 0,6 %. S hloubkou klesá storativita z hodnot 0,6-0,8 % (okolo 10 m p.t.) na hodnotu 0,3 % (100 m p.t.), báze epikrasu přechází do spodní části nesaturované zóny pozvolna, bez ostrého rozhraní. Epikras tedy v Moravském krasu nelze jednoznačně oddělit od zbytku nesaturované zóny.

Výsledné střední doby zdržení v nesaturované zóně jsou následující:

- Ochozská jeskyně: skap E: 8-13 let (dle tritia), 8-15 let (dle SF₆) a 8-20 let (podle CFC12), skap Kužel: 14-17 let (dle tritia), skap Beránek: 7-15 let (dle tritia)
- Rudické propadání: skap Kašna: 18-20 let (dle tritia)
- Býčí skála: skap Mapa Republiky: 150 let (dle tritia).

Střední doba zdržení dosahuje u vybraných lokalit v nesaturované zóně Moravského krasu 7 – 20 let. To je v dobrém souladu s hodnotami storativity odvozenými z kolísání hladin vrtů. Extrémně dlouhá doba zdržení u Mapy republiky je dána specifickými geologickými podmínkami lokality (písky a jíly vyplňující mohutné krasové kapsy nad jeskyní), nepředpokládám tak vysokou dobu zdržení v nesaturované zóně na jiných lokalitách Moravského krasu s výjimkou některých míst na Rudické plošině. V nesaturované zóně vychází nižší doby zdržení u skapů s nerovnoměrným průtokem během roku (E a Beránek) oproti skapům s vyrovnaným průtokem (Kužel, Kašna). Nesaturovaná zóna představuje objemný rezervoár vody. I přes výraznou hydraulickou reakci se hodnoty $\delta^{18}\text{O}$, konduktivity a tím i chemických složek na odtoku z epikrasu prakticky v čase nemění.

Výsledné střední doby zdržení v saturované zóně jsou následující:

- pramen PB0337 (Kaprálka): 11-20 let (dle CFC)
- Amatérská jeskyně, Konstantní přítok: 16-20 let (dle tritia), 10-20 (dle CFC 113) a 5-12 let (dle SF₆)
- Rudické propadání, Stará řeka: 12-17 let (dle tritia), 12-23 let (podle CFC113) a 9-17 let (podle SF₆)

Ve vývěrech ze saturované zóny v Moravském krasu tedy střední doba zdržení dosahuje 5 – 23 let. Vývěry ze saturované zóny přitom drénují vody, které nejprve protékají nesaturovanou zónou a poté i zónou saturovanou (tu nelze zkoumat samostatně). Protože

střední doba zdržení těchto vývěřů je velmi blízká střední době zdržení vody v nenasaturované zóně, je zřejmé, že saturovaná zóna nepřispívá výrazně k celkovému zdržení vody na vývěrech. Jinými slovy leží hlavní zásobní rezervoár vody v Moravském krasu nad regionální hladinou podzemní vody. Výsledky jsou v dobrém souladu s představou epikrasu jako hlavní akumulací zóny krasového prostředí (Perrin et al. 2003, Jacob et al. 2009).

Dle koncentrace tritia se na složení vod nenasaturované zóny podílí složky infiltrované po roce 1950. Výjimkou je skap Mapa Republiky, kde zásadní podíl mohou tvořit vody z období před rokem 1950. Vyšší aktivita tritia u skapů Kašna a Kužel může znamenat významnější příměs vody z 60. a 70. let. Celkově převažují vody infiltrované za posledních 20 let.

Z modelování střední doby zdržení na objektech, kde byla k dispozici současně data z tritia, CFC i SF₆ (E, Konstantní přítok a Stará řeka), vyšly podobné střední doby zdržení z různých stopovačů, což vypovídá o vhodnosti použití těchto stopovačů v podmínkách Moravského krasu.

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (H₂O) skapových vod mají v čase značně vyrovnaný průběh, bez náznaků sezónnosti (skap E), nebo s velmi výrazně utlumeným sezónním kolísáním (skap Kužel). Jednotlivá skapová místa se mírou kolísání $\delta^{18}\text{O}$ příliš neliší, tedy mají i podobné zastoupení složky s krátkou dobou zdržení.

Sledování konduktivity, průtoku a složení $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod za výrazných průtokových událostí při tání v letech 2005 a 2006 doložilo, že i za extrémních vodních stavů je z epikrasu přednostně vytlačována voda, která zde byla již před událostí. Nově infiltrovaná – tavná voda nepřesáhla podíl 20 %. Složení $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod nebylo výrazněji ovlivněno velmi odlišným složením $\delta^{18}\text{O}$ sněhu, stejně tak konduktivita nenesla známky ovlivnění větší než 5 % v roce 2005, resp. 8 % v roce 2006.

Vlhkost půdy nad Ochozskou jeskyní dosahuje hodnot od 20 do 40 hm. %. Díky vysokému podílu jílové složky v půdě, kde je většina půdní vlhkosti vázána na nemobilní vodu ve velmi malých pórech, neklesá vlhkost půdy pod 20 hm. % ani v suchém období.

Dle výsledků měření sacího tlaku v půdě voda proudí dolů skrze půdní pokryv hlavně v zimním období kdy se sací tlaky blíží nasycení (prosinec 2006 až březen 2007). Mimo toto období lze očekávat nasávání srážkové vody do půdní matrix.

Jen v půdě s vysokým obsahem montmorilonitu (spraš, lokalita jih) voda protékala dolů do epikrasu výrazněji v letním období. To potvrdilo i izotopové složení vody, připadající letním srážkám (-7 až -9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). V létě a na podzim zde infiltrovalo 32 % celkového ročního úhrnu.

Střední doba zdržení vody v půdě nad Ochozskou jeskyní určená na základě hodnot $\delta^{18}\text{O}$ (H_2O) je v řádu měsíců. V hloubce 10 cm pod povrchem nepřesahuje střední doby zdržení 1 měsíc, v hloubce 60 cm pod povrchem dosahuje střední doby zdržení 3 – 6 měsíců. Voda proudí v půdě ve formě pístového toku. V půdě je patrná výrazná oscilace hodnot $\delta^{18}\text{O}$ s roční periodou. S hloubkou míra kolísání klesá ale i na bázi půdy zůstává míra kolísání daleko vyšší než ve skapech.

Z porovnání střední doby zdržení v půdě (měsíce) a nenasaturované zóně (7 -20 let) vyplývá, že doba zdržení a tím i objem vody v půdě dosahuje jen okolo 5% z celkového objemu vody v nenasaturované zóně nad Ochozskou jeskyní. Epikras a nenasaturovaná zóna jsou tak mnohem významnějším rezervoárem vody, než půdní zóna.

Koncentrace půdního CO_2 nad Ochozskou jeskyní odpovídá svou průměrnou hodnotou 0,5 % běžným koncentracím CO_2 v Moravském krasu. Na lokalitě nebyl zaznamenán sezónní trend koncentrace CO_2 , při povrchu je půda dobře odvětraná a CO_2 z ní snadno uniká do atmosféry. S hloubkou v půdě koncentrace roste a dle geochemického modelování ve PHREEQC lze předpokládat v hlubších částech epikrasu koncentrace okolo 5 %. Nejvyšší míru rozpouštění a rozšiřování puklin lze tedy očekávat pod půdou v epikrasu

Množství vody prosakující půdou nekoreluje s průtoky skapů, protože po sušších obdobích sestupující srážková voda nejprve sytí půdu, teprve po překročení akumulací kapacity půdy a zvětralín v nenasaturované zóně (přibližně 50 mm vodního sloupce) proniká voda do zavěšených hladin epikrasu a nastává zvýšení průtoku skapů.

Detailní monitoring konduktivity a průtoku skapu E odhalil, že nad skapovým místem dochází k rozdělování hydraulické odezvy a míšení vod z různých zdrojů, přičemž oba procesy jsou do určité míry funkcí průtoku skapu. Skap tak představuje mnohem komplikovanější systém, než jsou běžné prameny ze saturované zóny.

Na základě všech dat byl vytvořen konceptuální model nenasaturované zóny krasu, který zobrazuje charakter jednotlivých podprostředí kterými voda protéká a také rozdíly v proudění a míšení vod za různých vodních stavů . Model je v souladu s výsledky měření a pozorování Model sestává ze 4 zón:

- -Půdní zóna
- -Epikras
- -Spodní část nenasaturované zóny
- -Zavěšená a kapilární zvoďeň v tahových trhlinách nad jeskyní

8. Použitá literatura

Aley, T. (1997): Groundwater tracing in the epikarst. Proc. 6th Multidisciplinary Conf. on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst. A.A. Balkema, Rotterdam. Pp. 207-211.

Apello C. A. J., Postma D. (1999): Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema: Rotterdam. Brookfield.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N., Bakalowicz, M.(2003): Deep water circulation, residence time and chemistry in a karst complex. Ground water, vol. 41, no. 3, 790 – 805.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N.(2005): Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. Journal of Hydrology 327: 472 – 485.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N.(2005a): Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. Applied Geochemistry 20(12): 2189-2206.

Arbel, Y., Greenbaum, N., Lange, J., Inbar, M. (2010): Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips. Earth Surface Processes and Landforms 35: 1682 – 1693.

Atkinson T.C. (1977a): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). - J. Hydrol., 35: 93-110.

Atkinson, T.C. (1977b): Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: An important control of groundwater hardness in limestones. Journal of Hydrology, 35: 111- 123.

Atkinson, T.C., Hess, J.W., Harmon, R.S., (1985). Stable isotope variations in recharge to a karstic aquifer, Yorkshire dales, England. Annales de la Société Géologique de Belgique 108:225.

Atlas podnebí Česka (2007): kol. autorů. ČHMÚ. Praha

Audy, I., Audyová, J. (1993): Mährischer Karst. Zeit und stein. Formát, s.r.o. Boskovice. ISBN 80-901260-7-3.

Azzaz, H., Cherchali, M., Meddi, M., Houha, B., Puig, J.M., Achachi, A. (2008): The use of environmental isotopic and hydrochemical tracers to characterize the functioning of karst systems in the Tlemcen Mountains, northwest Algeria. Hydrogeology Journal 16 (3): 531-546. ISSN: 14312174, DOI: 10.1007/s10040-007-0235-4.

Bakalowicz, M., Blavoux, B. and Mangin, A. (1974): Apports du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique – Terraneurs en oxygène 18 de trois système de Pyrénées (France). J. Hydrol., 23: 141 – 158.

Bakalowicz, M. (1995): La zone d'infiltration des aquiferes karstiques. Méthodes d'études. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie, 4: 3 – 21.

- Baker A., Ito E., Smart P. L. and McEwan R. F. (1997) Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system. *Chem. Geol.* 136, 263–270.
- Baker, A, Genty, D., Fairchild, I.J. (2000): Hydrological characterisation of stalagmite dripwaters at Grotte de Villars, Dordogne, by the analysis of inorganic species and luminiscent organic matter. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4: 439 – 449.
- Baker, A. and Brundson, C. (2003): Non-linearities in drip water hydrology: an example from Stump Cross Caverns, Yorkshire. *Journal of Hydrology* 277, 151 – 163
- Balážík, O. (2010): Odhad doby zadržetí vod ve vadózní zóně: Mg ve skapových vodách. Diplomová práce. MU Brno.
- Baldini, J. U. L., McDermott, F., Fairchild, I. J. (2006): Spatial variability in cave drip water hydrochemistry : implications for stalagmite paleoclimate records. *Chemical geology* 235 (3-4):390-404. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.08.005>
- Balák I., Kotouč L., Štefka L. (2004): Chráněná krajinná oblast Moravský kras – NATURA 2000. Vydala SOP - Správa CHKO Moravský kras, Blansko, , 36 str.
- Bariac, T. (1988): Les isotopes stables (^{18}O , ^2H), de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: conséquence pour la vapeur atmosphérique., Thesis, Univ. P& M Curie, Paris.
- Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B., Simler, R., Daniel, N. (2000): Organic matter in karstic aquifers: a potential tracer in the carbon cycle. A small – scale laboratory model approach. In: *Proceedings of the TraM'2000 on Conference Tracers and Modelling in Hydrogeology*, IAHS, Liège, 459 – 463.
- Benavente, J., Vadillo, I., Liñan, C., Carrasco, F. and Soler, A. (2011): Ventilation effects in a karstic show cave and in its vadose environment, Nerja, Southern Spain. *Carbonates and Evaporites*, 26(1): 11-17. DOI: 10.1007/s13146-011-0050-9
- B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner (Editors) (1979): *The Global Carbon Cycle (Scope 13)*. John Wiley and sons, New York, , 491 pp., ISBN 0-471-99710-2
- Borsato A., Frisia, S., Fairchild I.J., Somogyi A. and Susini J., 2007: Trace element distribution in annual stalagmite laminae mapped by micrometer-resolution X-ray fluorescence: implications for incorporation of environmentally significant species, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1494-1512.
- Bosák, P. (1979): Spodnokřídový fosilní kras rudické plošiny v Moravském krasu. - *Čs. Kras*, 31, 56-67. Praha.
- Bosák, P. a Beneš, V. (2003): Geophysical characteristics of epikarst: Case studies from Zagros Mts. (Iran) and the Koněprusy region (Czech republic). *Acta carsologica*, 32/ 2 (21): 254 – 267.
- Bottrel H.A., Atkinson, T. C. (1992): Tracer study of flow and storage on the unsaturated zone of a karstic limestone aquifer. – *Proceedings of the 6th international symposium on water tracing*. (Hötzl, H a Werner, A. eds.). Balkema

Bricelj M., Čenčur Curk B., 2008. Bacteriophages retardation in the epikarstic zone. Proceedings of the 8th conference on limestone hydrogeology 2006, Neuchâtel Switzerland - ISBN 2-84867-143- 2.(Web edition, N. Goldscheider, J. Mudry, L. Savoy & F. Zwahlen, editors – 268 pages).

Brosig, K., Geyer, T., Subah, A., Sauter, M. (2008): Travel time based approach for the assessment of vulnerability of karst groundwater: the Transit Time Method. *Environmental Geology* 54: 905 – 911.

Bruthans, J., Kadlecová, R. (2005): Využití freonů (CFC 12, 13,113), SF₆ a tritia pro určení zastoupení recentních vod kontaminovaných dusičnany v česke křídove panvi (jimaci uzemi Lita a Řepinsky důl). – *Zpr. geol. Vyzk. v Roce 2004*, 161–163.

Bruthans a Zeman (2003): Transit time in karst conduits, saturated and unsaturated zone: tracer tests and isotopic methods. – In Krásný, Hrkal, Bruthans (eds.) *Groundwater in Fractured Rocks.*: 133 – 134. Prague

Bruthans, J., Zeman, O., Jež, M., Himmel, J., Buzek, F., Melková, J., Oster, H. a Geršl, M. (2004): Využití přirozených stopovačů (¹⁸O; ³H; Freony; SF₆) pro studium proudění a doby zdržení skapových vod a krasových pramenů (Moravský kras). – 3. národní speleologický kongres 8.-9.10. 2004. Moravský kras. Sloup.

Bruthans, J. (2006): Využití přirozených stopovačů (¹⁸O; ³H; Freony; SF₆) a dalších metod pro zhodnocení doby zdržení vod a charakteru proudění v krasových oblastech ČR. *Doktorská disertační práce. Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky PřF UK, Praha.* 207 str.

Bruthans, J., Churáčková, Z. (2011): Využití stopovačů pro studium proudění, původu a vývoje chemického složení vody pramene (Sv. Vojtěch, česká křídová pánev). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010* (44): 227-232. česká geologická služba. Praha. ISSN 0514-8057, ISBN 978-80-7075-769-7

Bussenberg, E., and Plummer, L.N., (2006): Potential use of other atmospheric gases: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: A Guidebook, International Atomic Energy Agency (IAEA) STI/PUB/1238, (ISBN 92-0-100805-8)

Buzek, 1987 in Hladíková, J. (1988): *Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků.* - Skripta UJEP, Brno, 95 str.

Caballero, E., Jiménez De Cisneros, C. and Reyes, E.(1996): A stable isotope study of cave seepage water. *Applied geochemistry*, Vol. 11, pp. 583 – 587. Elsevier, Great Britain. PII: SO883- 2927(96)00026-1

Candra, J., Dovolil, M (1964): *Hydrogeologie pro geology. Část všeobecná.* SPN Praha, 1964. 225 str.

Carpenter, P. J., Ahmed, S. (2001): Geophysical Surveys over Karst Recharge Features, Illinois,USA. *Acta Geologica Sinica* 75 (3): 249 – 253.

Celico, F., Naclerio, G., Bucci, A., Nerone, V., Capuano, P., Carcione, M., Allocca, V., Celico, P. (2010): Influence of pyroclastic soil on epikarst formation: a test study in southern Italy. *Terra Nova* 22 (2): 110–115.

Ciezkowski, W. a Kryza, L. (1987): Wykorzystanie stabilnych izotopów tlenu i wodoru oraz trytu jako naturalncu znaczników wód podziemnych na przykładzie wód krasowych Sudetów. III. Sympozium o krasu krkonošsko – jesenické soustavy. – Sborník referátů 45 – 53. Praha

Císlerová, M. a Vogel, T. (1998): Transportní procesy, skriptum ČVUT. Stavební fakulta.

Clark, I. D., Fritz, P.(1997): *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, New York. 331 pg.

Clemens, T., Hückinghaus, D., Liedl, R., Sauter, M. (1999): Simulation of the development of karst aquifers: role of the epikarst. *International Journal of Earth Sciences* 88: 157 – 162.

Cook P. G., Solomon D. K., Plummer L. N., Busenberg E. a Schiff S. L. (1995): Chlorofluorocarbons as tracers of groundwater transport processes in a shalow, silty sand aquifer. – *Water Resources Research* 31: 425-434.

Coombs, P., Morris, B.L., West, J.M., Hunter, P. (1999): Transport and fate of *Cryptosporidium* and other pathogens in groundwater systems, 00/DW/06/11, UK Water Industry Research Ltd., London.

Cooper, L.W. (1998): Isotopic fractionation in snow cover. In: Kendall, C., McDonell, J.J. (Eds.), *Isotope tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier. 119-136.

Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

Crha J., Hypr D. (1987): Krasová oblast Říčky předběžné hodnocení geologie a geomorfologie.- MS, arch. Čes.speleol.spol. ZO Labyrint.

ČHMÚ(2006): Souhrnná zpráva o vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka. 150 s.

Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436 – 468.

Degallier, R. (1972): Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains: Le modèle SIMERO. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième Série), section III, no. 3:23 – 42.*

Delannoy, J. J. (1986): Contribution à l'étude des circulations aquifères dans le géosystème Coulmes-Choranche; Présentation du site expérimental de la Grotte de Coufin. *Revue de géographie alpine* 74 (1-2): 83-92.

Demek, J. (1962): Vliv Moravského krasu na fyzikálně chemické složení vody Jedovnického potoka. *Československý kras* 13, 184 – 186. Academia. Praha

Demek, J. et al.(ed.) (1987): *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Praha, Academia, 584 s.

Dobešová, B. (2010): Hydrogeochemie skapových vod Amatérské jeskyně (Moravský kras). Bakalářská práce. PřF MU. Brno.

Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T., Herza, J., Tachecí, P. (2006): Analysis of Soil Water Response to Grass Transpiration. *Soil & Water Res.*, 1, 2006 (3): 85–98

Dreybrodt W., Lauckner J., Zaihua L., Svensson U., Buhmann D., 1996. The kinetics of the reaction $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$, as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, pp. 3375-3381.

Dostál, I. (2005): Velká voda v povodí Punkvy. *Speleo* (43):3 - 4. Česká speleologická společnost. Praha.

Dvořák, J. (1951): Vývoj Hostěnického propadání vzhledem k Ochozské jeskyni. – *Čs. Kras*.4:16-22. Brno

Einsiedl, F. (2005): Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *Journal of Hydrology* 312 (1-4): 312-321. ISSN: 00221694 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.03.031

Einsiedl F. and Mayer B. (2005) Sources and processes affecting sulphate in a karstic groundwater system of the Franconian Alb, Southern Germany. *Environ. Sci. Technol.* 39, 7118–7125.

Einsiedl, F., Maloszewski, P., Stichler, W. (2009): Multiple isotope approach to the determination of the natural attenuation potential of a high-alpine karst system. *Journal of Hydrology* 365 (1-2): 113-121 . 10.1016/j.jhydrol.2008.11.042

Einsiedl F. a Müller V. (2001): Waste water treatment and reinjection in the karst (Franconian Alb). – IAH Excursion guide. Munich 15p.

Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B. (2003): C Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology* 279(1-4): 262-274. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00180-X

Epstein, S., Mayeda, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213 – 224.

Even, H., Carmi, I., Magaritz, M., Gerson R. (1986): Timing the transport of water through the upper vadose zone in a Karstic system above a cave in Israel. *Earth Surface Processes and Landforms* 11(2): 181–191. DOI: 10.1002/esp.3290110208

Faimon, J., Štelcl, J., Zimák, J., Slavík, P. (2000): Aerosoly v atmosféře Císařské jeskyně (Moravský kras). *Geol.výzk. Mor. Slez.*, Brno, MU. vol. VII, no. 1, s. 146-147. ISSN 1212-6209,

Faimon, J., Štelcl, J., Zimák, J., Slavík, P. (2000b): Dynamika škapových vod (Císařská jeskyně, Moravský kras). Geol. výzk. Mor. Slez., Brno, MU a ČGÚ Brno. vol. VII, no. 1, s. 147-149. ISSN 1212-6209

Faimon, J., Zajíček, P. (2001): Studium samovolné destrukce "jemných sintrových forem". Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000, Brno : MU Brno, VIII, 1s. 104-105. ISSN 1212-6209. 2001.

Faimon, J., Zajíček, P.(2002): Vliv karbonátových rovnováh na destrukci jemných sintrových forem. In Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Vyd. Zborník referátov. Liptovský Mikuláš : Správa slovenských jaskýň. ISBN 80-8064-145-5, s. 104-107. 14.-16.11.2001, Stará Lesná, Slovenská republika.

Faimon, J., Štelcl, J. (2004): Natural and anthropogenic impacts of CO₂ into speleoatmosphere. In Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Liptovský Mikuláš : Správa slov. jaskýň., od s. 110-112, ISBN 80-8064-201-X.

Faimon, J., Zimák, J., Zajíček, P., Schwarzová, M., Štelcl, J. (2004b): The study of recent destructive processes in the Moravian Karst caves (Czech Republic). Geographica, Olomouc: Palacký University Olomouc, 38, 1, 9 – 13.

Faimon, J., Zajíček, P., Baldík, V. (2004c): Correlation of soil and cave concentrations of carbon dioxide. In Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Liptovský Mikuláš : Správa slov. jaskýň, 2004. ISBN 80-8064-201-X, str. 136-137. 5.10.2003, Tále.

Faimon, J., Zajíček, P., Baldík, V. (2004d): Geochemistry of dripping waters in selected caves of the Moravian Karst. In *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň*. Liptovský Mikuláš : Správa slov. Jaskýň, s. 108-109, 2 s. ISBN 80-8064-201-X

Faimon, J., Ličbinská, M. (2010): Carbon dioxide in the soils and adjacent caves of the Moravian Karst. Acta Carsologica 2010, 39(3): 463-475.

Fajkošová, L. (2011): Kondenzační koroze v Amatérské jeskyni (Moravský kras). Diplomová práce. PřF MU. Brno.

Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, Y. (2000): Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. Chemical Geology 166: 255–269.

Fairchild I.J, Tuckwell G.W., Baker A., Tooth A.F. (2006): Modelling of dripwater hydrology and hydrochemistry in a weakly karstified aquifer (Bath, UK): Implications for climate change studies. Journal of Hydrology 321, 213-231.

Fairchild, I.J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F. and E.I.M.F. (2006b): Modification and preservation of environmental signals in speleothems. Earth Science Reviews, 75: 105 – 153.

Fairchild, I.J., Tooth, A.F., Borsato, A., Frisia, S. (2007): Speleothems. In: Nash, D.J., McLaren, S.J.(Eds.), Geochemical sediments and Landscapes. Blackwells, Oxford (7).

- Falcone, R. A., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M., Tallini, M. (2008): Chemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}\%$, $\delta^2\text{H}\%$, $\delta^{13}\text{C}\%$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory – central Italy). *Journal of Hydrology* 357 (3 – 4):368 – 388. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.016
- Fernandez-Cortès, A., Calaforra, J.M., Sanchez-Martos, F. (2008): Hydrogeochemical processes as environmental indicators in drip water: Study of the Cueva del Agua (Southern Spain). *International Journal of Speleology* 37(1): 41 – 52.
- Field, M.(1999): A lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology. U.S. Environmental Protection Agency, National Center for Environmental Assessment. Washington D.C.
- Flek, J., Roth, T. (2006): Povodně v severní části Moravského krasu. *Speleofórum* (25): 60 – 65. Česká speleologická společnost. Praha. ISSN:1211 -8397.
- Ford, D.C. and Williams, P.W (2007): Karst hydrogeology and geomorpholog. John Wiley and sons:562p. Chichester
- Flynn, R.M., Sinreich, M. (2010): Characterisation of virus transport and attenuation in epikarst using short pulse and prolonged injection multi-tracer testing. *Water research* 44: 1138 – 1149.
- Friederich H., 1980. The Water Chemistry of the Unsaturated Zone in the Melinau Limestone. *The Geographical Journal*, Vol. 146, No. 2., pp. 246-258. Friederich H., Smart P.L, 1981. Dye tracer study.
- Friederich H. & Smart P.L., 1982 - The classification of autogenic percolation waters in karst aquifers: a study in G.B. Cave, Mendip Hills, England. *Proceedings of the University of Bristol Speleological Society*, 16(2): 143–59.
- Fuller. L., Baker, A., Fairchild, I. J., Spötl, C., Marca-Bell, A., Rowe, P., Dennis, P. F. (2008): Isotope hydrology of dripwaters in a Scottish cave and implications for stalagmite palaeoclimate research. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12: 1065 – 1074.
- Gat, J.R., Mook, W.G., Meijer, H.A.J. (2001): Atmospheric water. In: Mook,W.G.(Ed.), *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle*. UNESCO, Paris.
- Genty, D. and Deflandre, G. (1998): drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology* 211. 208 - 232
- Goldbach (2010): Posouzení zranitelnosti krasového kolektoru v oblasti Moravského krasu. Diplomová práce. PřF MU. Brno
- Gregory, L., Wilcox, B.P., Shade, B., Munster, C., Owens, K., Veni, G. (2009): Large-scale rainfall simulation over shallow caves on karst shrublands. *Ecohydrology* 2(1): 72 – 80.
- Guanghui J., Fang G., Jichun W., Huaju L., Hailong S. (2008): *Environmental Geology* 55 (1): 87-93. DOI: 10.1007/s00254-007-0967-4

Guilfoyle, A. L. (2006): Temporal and spatial controls on cave water and speleothem calcite isotopic and elemental chemistry, Central Texas. Master's Thesis, University of Texas at Austin, Austin, Texas.

Gunn J., 1983. Point recharge of limestone aquifers – a model from New Zealand karst. *Journal of Hydrology* 61, 19-29.

Han, L., Hacker, P. and Gröning, M.(2007): Residence times and age distributions of spring waters at the Semmering catchment area, Eastern Austria, as inferred from tritium, CFCs and stable isotopes. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, Vol. 43, No. 1, 31–50.

Harmon R.S., Schwarcz, H.P. and Ford D.C.(1978): Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the flint ridge-mammoth cave system, Kentucky: Implications for terrestrial climate change during the period 230 000 to 100 000 years BP. *J.Geology* 86, 373 – 384.

Harmon, R.S. (1979): An isotopic study of groundwater seepage in the central Kentucky karst. *Water Res.*, 15(2):476 – 480.

Hladíková, J. (1988): *Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků*. - Skripta UJEP, Brno, 95 str.

Himmel J., Himmel, P. (1967): *Jeskyně v povodí Říčky*. Speleologický kroužek ZK ROH Královopolské strojířny Brno. MS

Himmel, J. (1990): *Hydrografie systému Ochozské jeskyně*. Čs. Kras 41. Academia Praha, 71 – 82.

Himmel, J. (1992): Význam heterogenity vodosvodných cest při infiltraci srážek a tvorbě vodních zásob ve zkrasovělých vápencích Moravského krasu. – *Knížnice odborných a vědeckých spisů FAST VUT v Brně*, sv. B – 134: 23 – 41. Brno

Himmel, J. (1993): *Roční režim koroze vápenců vlivem infiltrujících srážek v zóně vertikální krasové cirkulace v Moravském krasu*. *Speleofórum* '93.

Himmel, J. (1993b): *Výzkum změn chemismu skapové vody v závislosti na intenzitě skapu a vliv půdního profilu*. *Speleofórum* 1993, 65 – 67. Praha

Himmel, J. (1993c): *Jak vám kape Krasovka?* *Speleo* 10: 23 – 26

Himmel, J., Dráb, L. (1994): *Použití automatické registrace skapu v Ochozské jeskyni*. *Speleoforum* '94, 34 – 36. Praha. ČSS

Himmel, J. (1995): *Some results of research of precipitation water infiltration into the Moravian Karst limestones*. *Proceedings of the 2nd International IAWQ Specialized Conference and Symposia on Diffuse Pollution, Brno and Prague, Czech Republic*, 13. – 18.8. 1995, 587 – 588.

Himmel, J. (1996): *Výzkum vývoje kvality vody v Moravském krasu. Kras a jaskyne, výskum, využívanie a ochrana, Zborník referátov*, 111 - 116. Liptovský Mikuláš 1996

- Himmel, J. (1997): Příspěvek k poznání režimu odtoku dusitanů z krasového povodí. Speleofórum '97. XVI, 18 – 20. ČSS. Praha
- Himmel, J. (1997b): Historie objevu a chronologie prolongací Ochozské jeskyně. Speleofórum '97. XVI, 20 – 21. ČSS. Praha
- Himmel, J. (1999): Efektivnost infiltrace atmosférických srážek do podzemních vod v podmínkách Moravského krasu. Speleo 30:19 – 25. ČSS. Praha
- Himmel, J. (1999b): Srovnání krasově korosivního procesu v Jižní části Moravského krasu s jinými lokalitami. Sborník abstraktů, IV. Mezinárodní setkání speleologů v Moravském krasu a II. Národní speleologický kongres, 12 – 14. (Jedovnice 1999)
- Himmel, J. (1999c): Variabilita intenzity krasovnění vápenců v zóně vertikální cirkulace v Moravském krasu. Geol. Výzk. Mor. Slez. V r. 1998, 144 - 149. Brno
- Himmel, J. (1999d): Vliv srážek na skapové vody v Moravském krasu. IV. Setkání speleologů v Moravském krasu, Sborník abstraktů, IV. Mezinárodní setkání speleologů v Moravském krasu a II. Národní speleologický kongres, 10 – 11. (Jedovnice 1999)
- Himmel, J. (2000): Intenzita krasovnění vápenců zóny vertikální krasové cirkulace v Moravském krasu. Speleo 29: 12 - 18
- Himmel, J. (2000b): K rychlosti růstu krápníků v Moravském krasu. Estavela 4, 7 – 9. Brno
- Himmel, J. (2000c): Výzkum hydrauliky infiltrace srážek do vápenců Moravského krasu hodnocením čas vyprazdňování. Speleofórum 2000, 4 – 17. Praha. ČSS
- Himmel, J. (2002): Hydrologické a hydrogeochemické výzkumy v jižní části Moravského krasu. IX. Sborník referátů IX. Roč. Mezinárodní školy ochrany přírody krasových oblastí. Speleolog. průzkum a výzkum v chráněných krajinných oblastech. Moravský kras 24. – 26.9. 2001. 25 – 29 Blansko.
- Himmel, J. (2002b): Výzkum odtokových cest od ponorů Hostěnického potoka a Hádecké Říčky za nízkých průtoků. Speleo 35, s. 13-14. Praha
- Himmel, J. (2002c): Problém původu vod ve vývěru Říčky II. Speleofórum 2002, 21:21 – 24. ČSS. Praha
- Himmel, J. (2004): 17 let výzkumů hydrologie skapů v Ochozské jeskyni. 3. Národní speleologický kongres 8. – 9.10. 2004 Sloup
- Himmel, J. (2005): Význam půdního pokryvu pro formování spodního odtoku v krasu. Sborník speleofórum 2005:42-43.
- Himmel, J. (2007): Vztahy ve skapovém spektru a skapová arytmie v Ochozské jeskyni. Speleofórum 2007, konference Kras 2007, Sloup, 74 – 76.
- Himmel, J. (2000): Vztah ponoru Západně Lysé k vývěru Kaprálka v Moravském Krasu. Speleoforum 2000. 19: 38 – 42.

Hladil J. (1983): Cyklická sedimentace v devonských karbonátech macošského souvrství. – *Zemní plyn a nafta*, 27 (1983), 1, 1-14. Hodonín.

Hladíková, J. (1988): *Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků*. - Skripta UJEP, Brno, 95 str.

Hongve, D.(1999): Production of dissolved organic carbon in forested catchments. *J Hydrol.* 224: 91 – 99.

Holendová, K. (2007): *Hydrogeologie Moravského krasu se zaměřením na chemické složení vod*. Diplomová práce PřFUK.

Hromas, J. (ed.) (2009): *Jeskyně. Chráněná území ČR*. 14. díl. Praha, Agentura ochrany přírody a krajiny. 608 s.

Hsieh, J.C.C, Chadwick, O. A., Kelly, E.F., Savin, S. M. (1998): Oxygen isotopic composition of soil water: Quantifying evaporation and transpiration. *Geoderma* 82(1-3): 269-293. doi:10.1016/S0016-7061(97)00105-5

Hypr, D. (2004): Poznámky ke krasovému systému hydrogeologické struktury ložiska Mokrá v jižní části Moravského krasu. 3. národní speleologický kongres 8. – 9.10.2004, Moravský kras, Sloup

Chapman, J., Ingraham, N.L., Hess, J.W. (1992): Isotopic investigation of infiltration and unsaturated zone flow processes at Carlsbad Cavern, New Mexico. *Journal of H.*

Cheng, Z., Daoxian, Y., Jianhua, C. (2005): Analysis of the environmental sensitivities of a typical dynamic epikarst system at the Nongla monitoring site, Guangxi, China. *Environ. Geol.*: 47: 615 – 619.

Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P. Boudin, F. (2009): Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International* 177(2): 347-360. WILEY-BLACKWELL PUBLISHING, INC, ISSN: 0956540X, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x)

Jeannin, P.Y. (1991): Températures dans la zone vadose du karst. In: *Actes du 9è Congrès National de la SSS*, 1991, 71 – 76. Société Suisse de Spéléologie.

Jeannin, P.-Y., Grasso, D.A., 1995. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine. *Bulletin d'Hydrogéologie* 14, 83–94.

Jeannin, P.Y. (1996): *Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques*, University of Neuchâtel, Thèse.

Jiang, G., Guo, F., Wu, J., Li, H., Sun, H. (2008): The threshold value of epikarst runoff in forest karst mountain area. *Environ. Geol.* 55: 87 – 93.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Vadillo, I., López-Chicano, M., Domínguez-Cuesta, M., Martín-Rosales, W., Meléndez-Asensio, M.(2008): Groundwater contamination in caves: four case studies in Spain. *International Journal of Speleology*. 37 (1): 53-66. Bologna (Italy).

Johnson, Mark S.; Lehmann, Johannes (2006), "Double-funneling of trees: Stemflow and root-induced preferential flow", *Écoscience* 13 (3): 324-333

Jones, J., Culver, C., Herman, J.S. (2004): Introduction in epikarst. Proc. of symp 1-4 October, 2003, Shepherdstown, West Virginia, USA. Karst Waters Institute. Special Publication, 9:1-2. zkontrolovat tuhle citaci na netu

Kadlec, J. (2001): Rekonstrukce směrů proudění pomocí měření anizotropie magnetické susceptibility ve fluvialních sedimentech Ochozské jeskyně, Moravský kras. *Geol výzk.Mor. Slez.* V roce 2002. Brno

Kamas, J. (2008): Transport rozpuštěných látek v nesaturované zóně krasu: Studium stabilních izotopů a chemizmu. Diplomová práce. PŘF UK Praha.

Katz, B.G., Böhlkeb, J.K., Hornsby, D. (2001): Timescales for nitrate contamination of spring waters, northern Florida, USA. *Chemical Geology* 179 (1-4): 167-186doi:10.1016/S0009-2541(01)00321-7

Katz, B.G., Coplen, T.B., Bullen, T.D., Davis, J.H. (1997): Use of Chemical and Isotopic Tracers to Characterize the Interactions Between Ground Water and Surface Water in Mantled Karst. *Ground Water* 35(6): 1014-1028. ISSN: 0017467X. DOI: 10.1111/j.1745-6584.1997.tb00174.x

Katz, B.G., Böhlke, J.K., Hornsby, H.D. (2001): Timescales for nitrate contamination of spring waters, northern Florida, USA. *Chemical Geology* 179(1-4): 167-186.

Kendall, C., McDonell, J.J. (1998): *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier, Amsterdam. 722 p.

Kiraly, L., Perrochet, P., Rossier, Y. (1995): Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bull Hydrogéol.* 14: 199 – 220.

Klimchouk, A.B., 2000. The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. In: A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt, Eds: *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*.Huntsville: Natl. Speleol. Soc. 91-99.

Klimchouk A.B, 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2(1), p.1-13.

Kiraly, L., Perrochet, P., Rossier, Y. (1995): Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bull. Hydrogéol.* 14: 199 – 200.

Klimchouk, A.,B., Ford, D. C., Palmer, A., N., Dreybrodt, W. Wolfgang (eds) (2000): *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. January 2000 edition. National Speleological Society. Huntsville , Alabama, USA. 527 str. ISBN 1-879961-09-01

Klimchouk, A. (2004): Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Epikarst. Proc. Of the symposium 1. – 4.* 10. 2003 West Virginia, USA, KWI 9:23 – 35.

Kluge, T., Riechelmann, D.F.C., Wieser, M., Spötl, C., Sültenfuß, J., Schröder – Ritzrau, A., Niggemann, S., Aeschbach – Hertig, W. (2010): Dating cave drip water by tritium. *Journal of Hydrology* 394: 396 – 406.

Knížek, M. (2006): Charakter proudění vody a krasových kanálů na základě kvantitativních stopovacích zkoušek. – Diplomová práce, MU Brno. 87 str.

Konečná, I. (2009): Hydrogeochemie skapových vod Punkevních jeskyní (Moravský kras). Bakalářská práce. PŘF MU. Brno.

Kogovšek, J., Šebela, S. (2004): Water tracing through the vadose zone above the Postojnska Jama, Slovenia. *Environmental Geology* 45: 992 – 1001.

Kogovšek, J. (2007): Rainwater percolation dynamics assessment through the vadose karst zone on the basis of discharge measurements. *Acta Carsologica* 36(2): 245 – 254.

Kogovšek, J.(1997): Water tracing tests in vadose zone. In *Tracer Hydrology* 97, Kranjc Y.A. (ed.). Balkema: Rotterdam: 167 - 172

Kogovšek J., Šebela S., 2004. Water tracing through the vadose zone above Postojnska Jama, Slovenia. *Environmental geology* 45: 992-1001.

Kogovšek, J. (2010): Characteristics of percolation through the karst vadose zone. Ljubljana. ZRC Publishing, (*Carsologica* 10). 168 p., ISBN 978-961-254-225-2

Kučera, B., Skřivánek, F. a Hromas, J.(1981): Jeskyně a propasti v Československu, 1981. Academia. Praha. 252 s.

Kudělásek V. (1995): Mokrý VIII, hydrogeologický průzkum.- MS, Geologické práce RNDr. Vít Kudělásek, arch. CEVA Mokrý a.s. Brno.

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

Kůrková, I. (2011): Charakter proudění a šíření hydraulické odezvy ve vybraných jeskyních Moravského krasu, DP PŘF UK

Lee E.S., Krothe N.C., 2001. A four-component mixing model for water in a karst terrain in southcentral Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology* (179): 129-143.

Lambert, J., W. and Aharon,P. (2010): Oxygen and hydrogen isotopes of rainfall and dripwater at DeSoto Caverns (Alabama, USA): Key to understanding past variability of moisture transport from the Gulf of Mexico.*Geochimica et Cosmochimica Acta* 74(2010): 846 – 861.

Lachniet, M. S., (2009): Climatic and environmental controls on speleothem oxygen isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28: 412-432 (DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.10.021).

Land, L. and Huff, G.F. (2010): Multi-tracer investigation of groundwater residence time in a karstic aquifer: Bitter Lakes National Wildlife Refuge, New Mexico, USA. *Hydrogeology Journal* 18:455 – 472.

Lange, J., Arbel, Y., Grodek, T., Greenbaum, N. (2010): Water percolation process studies in a Mediterranean karst area. *Hydrological Processes*. 24(13): 1866–1879 DOI: 10.1002/hyp.7624

Lee E.S., Krothe N.C. (2001): A four-component mixing model for water in a karst terrain in southcentral Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology*:179 129-143.

Li, Q, Sun, H., Han, J., Liu, Z., Yu, L. (2008): High-resolution study on the hydrochemical variations caused by the dilution of precipitation in the epikarst spring: an example spring of Landiantang at Nongla, Mashan, China. *Environmental Geology* 54(2): 347-354. DOI: 10.1007/s00254-007-0821-8

Li, Q, Sun, H., Wang, J. (2010): Hydrochemical Response of Epikarst Spring to Rainfall: Implications of Nutrition Element Loss and Groundwater Pollution. *Polish Journal of Environmental Studies*. 19 (2): 441-448.

Ličbinská, M. (2011): Vliv rostlinného pokryvu na geochemii recentních krasových procesů. *Doktorská dideruční práce. PŕF MU. Brno.*

Long, A. J., Sawyer, J. F., Putnam, L.D. (2008): Environmental tracers as indicators of karst conduits in groundwater in South Dakota, USA. *Hydrogeology Journal*, Volume 16, Issue 2, pp.263-280. DOI: 10.1007/s10040-007-0232-7

Loop, C. M., White, W. B.(2001): A conceptual model for DNAPL transport in karst ground water basins. *Ground Water* 39(1): 199-127. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2001.tb00357.x

Luetscher, M., Jeannin, P.Y. (2004): Temperature distribution in karst systems: the role of air and water fluxes. *Terra Nova*, (16):344–350.

Mali, N. (2006): Characterization of transport processes in the unsaturated zone of a gravel aquifer by natural and artificial tracers. PhD. Thesis. University of Nova Gorica, Graduate School. Nova Gorica, August 2006. Slovenia

Malozsewski, P. and Zuber, A. (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, 1. Models and their applicability. *Journal of Hydrology*. 57: 207 – 331.

Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology*, Vienna: IAEA: 9-58.

Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A. a Rank, D. (2002): Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental ^{18}O and ^3H isotopes. – *Journal of Hydrology*, 256 (2002), 48-59.

Mangin, A. (1973): Sur la dynamique des transferts en aquifer karstique. Proc.of the 6th Intern. Congr. of Speleol., Olomouc, v.4. 157-162.

Matoušek, V., Jenč, P., Peša, V. (2005): Jeskyně čech, Moravy a Slezska s archeologickými nálezy. Libri. Praha. 279 str.

Mazor, E., Nativ, R. (1994): Stagnant groundwater stored in isolated aquifers: implications related to hydraulic calculations and isotopic dating—Reply. *Journal of Hydrology* 154 (1- 4): 409–418.

Márová, L. (2011): Ovlivnění krasových procesů půdami listnatého lesa. Diplomová práce. PřF MU. Brno.

McConville, C., Kalin, R.M., Johnston, H., McNeill, G.W. (2001): Evaluation of Recharge in a Small Temperate Catchment Using Natural and Applied $\delta^{18}\text{O}$ Profiles in the Unsaturated Zone. *Ground Water* 39(4): 616 – 623. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2001.tb02349.x

McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T.H.E., et al., 1999. Holocene climate variability in Europe: evidence from $\delta^{18}\text{O}$, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1021–1038.

McDonald, J., Drysdale, R., Hill, D., Chisari, R., Wong, H. (2007): The hydrochemical response of cave dripwaters to sub-annual and interannual climate variability, Wombeyan Caves, SE Australia. *Chemical Geology* 244: 605-623.

McGuire, K. J., McDonnell, J. J. (2006): A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology* 330 (3-4): 543-563.

Milanovič, P.T. (2010): Aeration Zone in Karst – Properties and Investigations. *Advances in Research in Karst Media. Environmental Earth Sciences, Part 3*: 423 – 428.

Miorandi, R., Borsato, A., Frisia, S., Fairchild, I. J., and Richter, D. K. (2010): Epikarst hydrology and implications for stalagmite capture of climate changes at Grotta di Ernesto (NE Italy): results from long-term monitoring. *Hydrological processes* 24, 3101 – 3114. DOI: 10.1002/hyp.7744

Miotke, F.-D. (1974): Carbon dioxide and the soil atmosphere. In *Kommission bei F. Mangold (Blaubeuren)*. 49 p.

Míčko, J. (1991): Vliv těžby dolu Radvanka na okolní zdroje pitné vody. Diplomová práce, PřFUK Praha. 83. str.

Mísař Z. et al. (1983): *Geologie CSSR I. Český masív. SNP.*

Morris, B., Stuart, M.E., Darling, W.G, Goody, D.C (2005): The use of groundwater age indicators in risk assesment to aid water supply operational planning. *Water Environ. J.* 19: 41 – 48.

Motyčka Z., Polák P., Sirotek J., Vít J. (2000): *Amatérská jeskyně*. - 1: 232. Brno.

Motyka, J. and Rozkowski, K. (2003): Examples of the human activity impact on quality of vadose zone water in carbonates. *RMZ- Materials and Geoenvironment*, Vol. 50, No. 1, pp. 245 – 248.

Müller, P., Novák, Z. et al. (2000): *Geologie Brna a okolí*. ČGÚ. Praha. 92 str. SBN: 80-7075-416-8

Mühlinghaus, C., Scholz, D., Mangini, A. (2007): Modelling stalagmite growth and $\delta^{13}\text{C}$ as a function of drip interval and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2780 – 2790.

Mudarra, M., Andreo, B. (2010): Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397 (3-4): 263-280. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.12.005

Mudry, J., Coxon, C., Kilroy, G., Kapelj, S., Suberk, H., Vadillo, I. (2003): Specific vulnerability. Contamination in carbonate-karst groundwater (inorganic contaminants- Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate aquifers. *Action COST 620:36-43*).

Mudry, J., Andreo, B., Charmoille, A., Lián, C., Carrasco, F. (2008): Some applications of geochemical and isotopic techniques to hydrogeology of the caves after research in two sites (Nerja Cave – S Spain, and Fourbanne system – French Jura). *International Journal of Speleology*, 37 (1), 67 – 74. Bologna. Italy

Musgrove M., Banner Y.L., 2004. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 5, pp. 1007–1020.

Musil, R. et al. (1993): *Moravský kras, labyrinty poznání*. Jaromír Bližňák GEO program, Adamov.

Nakládal, P. (2003): Nějaké to povídání o radiomajáku. *Speleo* 35. 27 – 30. ČSS Praha

Neff, E.L. (1977): How much does rain gauge gauge? *Journal of Hydrology*, 35, 213 – 220, Amsterdam.

Nuti, S. a D'Amore, F. (1982): *Comments on Environmental Isotopes*. Internal report. International Institute For Geothermal Research. Pisa, Italy.

Ogrinc, N., Kanduč, T., Stichler, W., Vreča, P. (2008): Spatial and seasonal variations in $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in the river Sava in Slovenia. *Journal of Hydrology* 359: 303- 312.

Ojiambo, B. S., Poreda, R. J., Lyons, W. B. (2001): Ground Water/Surface Water Interactions in Lake Naivasha, Kenya, Using $\delta^{18}\text{O}$, δD , and $3\text{H}/3\text{He}$ Age-Dating. *Ground Water* 39(4): 526–533

Ondráček, S. (1982): Vliv Moravského krasu na některé chemické a fyzikální vlastnosti vod v tocích povodí Říčky. *Československý kras* 33, 35 – 51. Praha

Oster, H., Sonntag, C. and Münnich, K.O. (1996). Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. *Water Resources Research* 32(10): doi: 10.1029/96WR01775. issn: 0043-1397.

Ozyurt N.Nurt (2008): Residence time distribution in the Kirkgoz karst springs (Antalaya-Turkey) as a tool for contamination vulnerability assessment. *Environ Geol* 53:1571 – 1583
DOI: 10.1007/s00254-007-0811-x

Palmer Arthur N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* 103(1):1-21

Palmer, A. N. (2006): *Cave Geology*. Allen Press, Lawrence, Kansas, USA. 454 str.

Panoš, V. (2001): *Karsologická a speleologická terminologie*. Knižné centrum. Žilina

Pape, J. R., Banner, J. L., Mack, L. E., Musgrove, M., Guilfoyle, A. (2010): Controls on oxygen isotope variability in precipitation and cave drip waters, central Texas, USA. *Journal of Hydrology* 385: 203–215 .

Perrin J., Jeannin P. Y., Zwahlen, F. (2003): Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. – *Journal of Hydrology* 279, 106-124.

Perrin J., Jeannin P. Y., Zwahlen, F. (2003)a: Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. *Hydrogeology Journal* 11: 673 – 686.

Perrin, J., (2003)b: A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. Thesis. University of Neuchâtel, Switzerland, 227 stran.

Perrin, J. Č A. Pochon Č P.-Y. Jeannin Č F. Zwahlen (2004): Vulnerability assessment in karstic areas: validation by field Experiments. *Environmental Geology* 46, issue 2, 237-245,

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Cornaton, F. (2006): The role of tributary mixing in chemical variations at a karst spring, Milandre, Switzerland. *Journal of Hydrology* 322: 158 – 173. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.06.027.

Petrella, E., Capuano, P., Celico, F. (2007): Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). *Terra Nova*, 19: 82 – 88.

Petrič, M. (2002): Characteristics of recharge – discharge relations in karst aquifer. Institut za zariskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna – Ljubljana. Založba ZRC (Zbirka Carsologica). 154 p.

Pezdič et al (1984) in Kogovšek 2010

Piccini, L.; Zanchetta, G.; Molli, G.; Lotti, L.; Roncioni, A.; Regattieri, E.; Meccheri, M.; Vaselli, L.; Drysdale, R. N.; Hellstrom, J.; Isola, I.; Fallick, A. E.; Leone, G.; Doveri, M.; Mussi, M.; Mantelli, F. (2008): The environmental features of the Monte Corchia cave system (Apuan Alps, central Italy) and their effects on speleothem growth. *International Journal of Speleology*. 37(3):153-172. ISSN:0392-6672.

Pipan, T., Culver, D.(2007): Epikarst communities: biodiversity hotspots and potential water tracers. *Environ Geol*. 53:265–269.

Pipan, T., Navodnik, V., Janžekovič, F., Novak, T. (2008): Studies of the fauna of percolation water of Huda Luknja, a cave in isolated karst in northeast Slovenia. *Acta Carsologica* 37/1, 141-151, Postojna 2008 .

Plagnes V., Bakalowicz M., (2001): May it propose a unique interpretation for karstic spring chemographs? In: *Proceedings of the 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media*, Besançon, France (20–22 September 2001), pp. 293–298

Plummer L. N., Busenberg, E. (1982): The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂ H₂O solutions between 0 and 90 °C and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃- CO₂ -H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46:1011 – 1040.

Plummer, L. N., Busenberg, E. (1999): Chlorofluorocarbons. In: Cook, P.G., Herczeg, A. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Press, pp. 441 – 478. Ch. 15

Plummer, L. N., Busenberg, E. (2006): viz Busenberg, E. Plummer, L. N. (2006)

Pronk, M., Goldscheider, N., Zopfi, J., Zwahlen, F. (2009): Percolation and particle transport in the unsaturated zone of a karst aquifer. *Ground Water* 47(3):361-369.

Pražáková, M. (2009): Produkce CO₂ v krasových půdách v oblasti jeskyně Býčí skála (Moravský kras). Diplomová práce. PřF MU. Brno.

Příbyl, J. a Rajman, P. (1980): Punkva a její jeskynní systém v Amatérské jeskyni.- *Stud. Geogr.*, 68, 1-141.

Quitt, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16, Brno.

Rabinowitz, D.Dan, Gross, G.W., Holmes, Ch.R. (1977):Environmental tritium as a hydrometeorologic tool in the Roswell basin, New Mexico, I. Tritium input function and precipitation-recharge relation. *Journal of Hydrology* 32(1–2): 3–17.

Rakušan, M. (2008): Produkce CO₂ v půdních profilech na vybraných lokalitách Moravského krasu. bakalářské práce. PřF MU. Brno.

Raušer, J., Štelcl, O., Vlček, V. (1965): Principal Characteristic of Karst Water in the Central European Area. According to the Results of Research from the Moravian Karst. - Problems of

the Speleological Research: Proceedings of the International Speleological Conference, which was organized by the Institute of Geography of the Czechoslovak Academy of Sciences, held in Brno, June 29-July 4, 85-105, Academia, Prague.

Ravbar, N., Petrič, M., Kogovšek (2010): The characteristics of groundwater flow in karst aquifers during long lasting low flow conditions, example from SW Slovenia. *Environmental Earth Sciences, Advances in Research in Karst Media, Part 1*, 131 – 136.

Reberski, J., L., Kapelj, S., Terzić, J. (2009): An estimation of groundwater type and origin of the complex karst catchment using hydrological and hydrogeochemical parameters: A case study of the Gacka river springs. *Geologia Croatica*, 62(3):157 – 178. doi: 10.4154/GC.2009.14

Renault, P. (1968): Sur la distinction de plusieurs régions karstiques en raison de la teneur en anhydride carbonique des atmosphères de grottes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267: 2288–2290.

Richards, L. A. (1941): Soil moisture tensiometer materials and construction. *Soil Sci. Soc. Amer. Volume 53, Issue 4*. 241 - 248

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. In P.K. Swart, K.C. Lohman, J. McKenzie and S. Savin (eds.) *Climate Change in Continental Isotopic Records - Geophysical Monograph 78*, American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 1-36.

Sanz, E. a López, J. J. (2000): Infiltration measured by the drip of stalactites. *Ground Water* 38: 247 – 253.

Savoy, L. (2007): Use of natural and artificial reactive tracers to investigate the transfer of solutes in karst systems. PhD thesis. Faculty of Sciences of the University of Neuchâtel. Switzerland.

Sears, S. (1976): Inorganic and isotopic geochemistry of the unsaturated zone in a carbonate terrane. Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, University Park, Pa. 233 pp.

Schwarz, K., Barth J. A. C., Postigo-Rebollo, C., and Grathwohl, P. (2009): Mixing and transport of water in a karst catchment: a case study from precipitation via seepage to the spring. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 285–292

SCHWARZOVÁ, Monika - FAIMON, Jiří (2008). Concentration of CO₂ in soils and caves of the Moravian karst (Czech Republic). *Slovenský kras (Acta Carsologica Slovaca)*, Liptovský Mikuláš, Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Slovensko. ISSN 0560-3137, 2008, vol. 46, no. 2, s. 447-450.

Schwarcz, Henry P.; Ford, Derek C.; Harmon, Russell S.; Thompson, Peter (1975): Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 40, Issue 6, pp.657-665. DOI: 10.1016/0016-7037(76)90111-3

Schwarzová, M. – Zatloukalová, I. – Štelcl, J. – Faimon, J. (2006): Sedimentárně petrografická charakteristika půdních profilů na vybraných lokalitách Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 1, 25-27. Brno.

Sinreich, M., Flynn, R., Zopfi, J. (2008): Use of particulate surrogates for assessing microbial mobility in subsurface ecosystems. *Hydrogeology Journal* 17 (1): 49-59. ISSN: 14312174. DOI: 10.1007/s10040-008-0362-6

Smart, P.L., Friederich, H., Trudgill, S.T. (1986): Controls on the composition of authigenic percolation water in the Burren, Ireland. In: Patterson, K., Sweeting, M.M. (Eds.), *New Ditections in Karst, Proceedings of the Anglo – French Karst Symposium, 1983*, 17 – 47.

Smart, P.L., Friederich, H., (1987): Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. In: D. National Water Well Association, Ohio, (Ed.) *Proceedings of the Environmental Problems in Karst Terranes and their Solutions Conference, KY, USA*, pp. 59–87.

Smith, D. I. and Atkinson, T.C. (1976): Process, landforms and climate in limestone regions. In: E. Derbyshire (editor), *Geomorphology and Climate*. Wiley, London, pp. 367 – 409.

Smolíková L. (1988): *Pedologie I. Skripta PŘF UK. SNTL. Praha 1988*

Solomon, D. K., Cook, P. G. and Plummer, L. N. (2006) Models of groundwater ages and residence times. In: *Use of chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook*. International Atomic Energy Agency, Vienna: 73-88

Spötl, Ch., Fairchild, I.J., Tooth, A. F. (2005): Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(10):2451–2468. doi:10.1016/j.gca.2004.12.009

Stannard D.I. (1990): Tensimeters – Theory, construction and use. In *Groundwater and vadose zone monitoring*. 34 -55 (/Nielsen, Johnson editors). American society for testing and materials. MI

Stewart, M. K. and Thomas, J. T. (2008): A conceptual model of flow to the Waikoropupu Springs, NW Nelson, New Zealand, based on hydrometric and tracer (¹⁸O, Cl, ³H and CFC) evidence. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12: 1 - 19.

Stichler, W. and Herrmann, A. (1983): Application of environmental isotope techniques in water balance studies of small basins, IAHS Publication, 148, 93- 112

Stichler W., Trimborn P., Maloszewski P., Rank D., Papesch W., Reichert B., (1997): Isotopic investigation. *Acta Carsologica XXXVI/1: Karst Hydrogeological investigations in South-western Slovenia, Ljubljana*, 213-235.

Stuart, M.E., Maurice, L., Heaton, T.H.E., Sapiano, M., Micallef Sultana, M., Gooddy, D.C., Chilton, P.J. (2010): Groundwater residence time and movement in the Maltese islands : a geochemical approach. *Applied Geochemistry*, 25 (5). 609-620.10.1016/j.apgeochem.2009.12.010

Surič, M., Roller – Lutz, Z., Mandič, M., Bronič, I., K., Juračić, M. (2010): Modern C, O and H isotope composition of speleothem and dripwater from Modrič Cave, eastern Adriatic Coast (Croatia). *International Journal of Speleology* 39 (2), 91 – 97. Bologna. (Italy). ISSN 0392 - 6672

Syrovátka, O., Šír, M., Tesař, M. (2001): Změna přístupů ke krajině - podmínka udržitelného rozvoje. <http://www.jeseniky.ecn.cz/Herminovy/Studie/Syrovatka.html>.
Text přednesený na konferenci "Tvář naší země - krajina domova" 2002.

Světlík, I. , Budská, E.: Monitoring of tritium in atmospheric precipitation. *Bezpečnost jaderné energie (The Safety of Nuclear Energy)*, 9/47, 251–254, 2001.

Šila J. (1979): Možnosti hydrologických aplikací měření přírodních izotopů v Československu. *Vodní hospodářství* 5: 109 - 112, řada A.

Šilar, J., Jílek, P., Melková K., Tvrđíková H. (1990): Radiocarbon dating of holocene tufa deposits in the barrandian region, Central Bohemia. *Freiberger Forschungshefte. Reihe C, Geowissenschaften* 442. 31-41

Šilar, J., a Záhrubský, K. (1999): Concentración inicial de radiocarbono en aguas subterráneas del karst de Bohemia Central. – Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico. In: Andreo, B., Carrasco, F. and Durán, J.J. (eds), 471 – 481, Cueva de Nerja, Nerja, Málaga.

Škopek, P. (2007): Sledování aktivity tritia v toku Vltavy s ohledem na odpadní vody Jaderné elektrárny Temelín. DP Jihočeská Univerzita, Pedagogická fakulta, Katedra: chemie. České Budějovice. 97 str.

Šráček O., Datel J., Mls J.(2002): *Kontaminační hydrogeologie*. Karolinum Praha.

Šráček, O. a Kuchovský 2003): *Základy hydrogeologie*. Vydavatelství MU. Brno. 177 str.

Štelcl, O. (1964): Chemické složení vod skapávajících z krápníků v některých jeskyních Moravského krasu. *Československý kras*, 16: 23 – 32. Praha

Štelcl, J., Zimák, J. (2002): Mineralogické zhodnocení odpadávajících brček z jeskyní Moravského krasu. In *Sborník III. vědecké konference s mezinárodní účastí. Liptovský Mikuláš : Správa slovenských jaskýň, Slovenská speleologická spoločnosť*. 100-103, ISBN 80-8064-145-5.

Štelcl, J. Faimon, J. a Zimák, J. (2004): Nové poznatky o stavbě a vývoji kalcitových brček. In *Sborník IV. vědecké konference s mezinárodní účastí "Výskum, využívanie a ochrana jaskýň"*. Liptovský Mikuláš-Žilina: Správa slovenských jaskýň, 2004. od s.75-77, 3 s. ISBN 80-8064-201-X.

Šulák, M. (2006): *Studium nenasycených skapů ve vybraných jeskyních Moravského krasu*. Diplomová práce. PřF MU. Brno.

Šustková, M. (2010): *Vztah dynamiky a složení jeskynních skapových vod*. Diplomová Práce. PřF MU. Brno.

Tallini, M., Gasbarri, D., Danalli, R., Scozzafava, M. (2006): Investigating epikarst using low-frequency GPR: example from the Gran Sasso range (Central Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 65 (4): 435-443,

Taraba, J. a kol. (1976): Moravský kras - regionální hydrogeologický průzkum. Geotest Brno. Geofond P31031.

Tooth, A. (2000): Controls on the geochemistry of Speleothem – forming Karstic Drip waters. PhD. Thesis, Keele University.

Tooth, A. and Fairchild I. J. (2003): Soil and karst aquifer hydrological controls of the geochemical evolution of speleothem-forming drip-waters, Crag Cave, southwest Ireland. *Journal of Hydrology* 199: 221 - 236

Trampler, R. (1896): Die Ochoser Höhle in Mähren. – *Deutsch Rundschau f. Geograph. U. Statistik*, Bd. 18, str. 450 – 459. Wien.

Trček, B. (2003): Epikarst zone and the karst aquifer behaviour. A case study of the Hubelj catchment, Slovenia. *Geološki zavod Slovenije. Ljubljana 2003*. ISBN 961 – 90403-9-2

Trček, B., Veselič, M., Pezdič, J. (2006): The vulnerability of karst springs - a case study of the Hubelj spring (SW Slovenia). *Environmental Geology* 49(6): 865-874.

Trček, B. (2007): How can the epikarst zone influence the karst aquifer behaviour? *Environmental Geology* 51: 761 – 765.

Trček, B. (2008): Flow and solute transport monitoring in the karst aquifer in SW Slovenia. *Environ. Geol.* 55: 269 – 276.

Troester, J.W., White, W., B. (1984): Seasonal Fluctuations in the Carbon Dioxide Partial Pressure in a Cave Atmosphere. *Water Resources Research*, 20(1):153-156. doi:10.1029/WR020i001p00153

Trudgill S.T., Pickles A.M., Smettem K.R.J, Crabtree R.W., 1983. Soil-water residence time and solute uptake 1. Dye tracing and rainfall events. *Journal of Hydrology* 60, 257-279.

Trudgill, S.T., Pickles, A.M., Smettem K.R.J. (1983a): Soil-water residence time and solute uptake; 2. dye tracing and preferential flow predictions. *Journal of Hydrology* 62(1-4): 279-285.

Trudgill, S.T., Pickles, A.M., Smettem K.R.J., Crabtree, R.W. (1983): Soil-water residence time and solute uptake. 1. Dye tracing and rainfall events. *Journal of Hydrology* 60: 257-279

Turner, J.V., Barnes, C.J. (1998): Modeling of isotopes and hydrochemical responses in catchment hydrology. In: Kendall, C., McDonnell, J.J. (eds.) *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 723 – 760.

Urbanc, J., Trček, B., Pezdič, J., Lojen, S. (1997): Dissolved inorganic carbon isotope composition of waters. Karst hydrogeological investigations in south-western Slovenia, str. 236-256

Van der Hoven, S.J., Solomon, D.K., Moline, G.R. (2002): Numerical simulation of unsaturated flow along preferential pathways: implications for the use of mass balance calculations for isotope storm hydrograph separation. *Journal of Hydrology*, 268: 214-233.

Vágner, O. (2009): Císařská jeskyně: Vztah dynamiky a složení skapových vod. Bakalářská práce. PřF MU. Brno.

Veselič M., Čenčur Curk B., Trček B., 2001. Experimental field site Sinji Vrh. In: Tracers in the unsaturated zone = Markierungsstoffe in der ungesättigten Zone, Berg et al. (eds). *Beitraege zur Hydrogeologie*, 52: 45-60.

Vojtěchová, A. (2010): Charakterizace krasových kanálů a proudění v nich: využití stopovacích zkoušek, čar vyprazdňování a autokorelace. Disertační práce. PřF UK. Praha

Vojtěchová, A., Bruthans, J (2010): Parametry krasových kanálů a proudění v Česku na základě kvantitativních stopovacích zkoušek. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009. 293 - 296. Česká geologická služba. Praha • ISSN 0514-8057

Vysoká, H., Kamas, J., Bruthans, J., Churáčková, Z., Jež, M. (2009): Charakter proudění a střední doba zdržení vody v nenasurované zóně krasu (Ochozská jeskyně, Moravský kras). Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008. Česká geologická služba, Praha.

Williams, P.W. 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* 61. 45-67.

Wood, W. W., and M. J. Petraitis (1984), Origin and Distribution of Carbon Dioxide in the Unsaturated Zone of the Southern High Plains of Texas, *Water Resour. Res.*, 20(9), 1193–1208.

Yonge, C.J., Ford, D.C., Gray, J., and Schwarz, H.P (1985): Stable isotope studies of cave seepage water. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 58:97 – 105.

Yu, Samuel C.T. (1996): Transport and fate of chlorinated hydrocarbons in the vadose zone- a literature review with discussions on regulatory implications. *Journal of soil contamination* 3(4).

Yurtserver, Y. (1975): Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Rep. Sect. Isotope hydrol., IAEA, 40 pp

Yurtsever, Y., Araguas Araguas, L. Environmental isotope applications in hydrology: An overview of the IAEA's activities experiences and prospects. Tracers in Hydrology (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993). IAHS Publ. no. 215.

Yurtsever, Y. & Gat, J.R. (1981) Atmospheric waters. In: Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. Technical Report Series 210:103-142. IAEA, Vienna.

Zeman, O., Bruthans, J. (2007): Skapové vody a přítoky v Rudickém propadání – Býčí skále: Vliv využití území nad jeskyní a otázka původu vod. Speleoforum 2007, konference Kras 2007. 105 – 108.

Zuber, A. (1986): Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: Fritz, P., Fontes, J., C. (Eds), Handbook of Environmental Geochemistry. The Terrestrial Environment, vol. 2, New York, 1- 59.

Zuber, A., Motyka, J. (1998): Hydraulic parameters and solute velocities in triple-porosity karstic-fissured-porous carbonate aquifers: case studies in southern Poland. Environmental Geology 34(2-3):243-250, DOI: 10.1007/s002540050276

Žák K., Hladíková, J., Buzek F., Kadlecová, R., Ložek, V., Cílek, V., Kadlec J., Žigová, A., Bruthans, J., Šťastný, M. (2001): Holocenní vápence a krasový pramen ve Svatém Janu pod Skalou v Českém krasu. Práce ČGS 13. (Český geologický ústav; Praha 2001. 136 stran. ISBN 80-7075-472-9

Poděkování

Na předním místě děkuji svému školiteli RNDr. Jiřímu Bruthansovi, PhD. za vedení, obětavou pomoc, odborné rady a cenné připomínky, dále děkuji doc. RNDr. Zbyňkovi Hrkalovi, CSc., Ing. Františkovi Buzkovi, CSc. a doc. Ing. Martinovi Šandovi.

Za pomoc a podporu děkuji své rodině a přátelům, zejména pak svým rodičům Janě a Petrovi Vysokým. Za pomoc v terénu děkuji Ing. Milanovi Ježovi, Mgr. Jiřímu Kamasovi, RNDr. Janu Kukačkovi, Ing. Ivovi Zárubovi, Mgr. Martinovi Knížkovi, RNDr. Janu Himmelovi, Mgr. Zdeňkovi Vilhelmovi, Mgr. Jiřímu Kopáčovi, Mgr. Ondřejovi Zemanovi, RNDr. Ondřejovi Jägerovi, RNDr. Petrovi Nakládalovi.

Některé terénní a laboratorní práce byly finančně podpořeny Českomoravským cementem, a.s. (lom Mokrý) a z výzkumného záměru MSM0021620855.

Prohlášení:

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

V Praze, 23.5. 2012

Podpis

Abstrakt

Na příkladu Ochozské jeskyně v jižní části Moravského krasu jsem studovala proudění a dobu zdržení vody v epikrasu a nenasycené zóně.

Pomocí kombinace metod (dlouhodobý monitoring konduktivity a průtoku skapových a infiltrovaných srážkových vod, užití environmentálních stopovačů - ^{18}O , ^3H , CFC and SF_6 , sledování přítoků do půdy, detailní vzorkování při výjimečných srážkových událostech) jsem studovala různé složky proudění s odlišnými dobami zdržení, jež se v nenasycené zóně uplatňují, vliv půdy a epikrasu na složení a dobu zdržení skapových vod.

Z dalších lokalit v nenasycené zóně Moravského krasu jsem studovala střední dobu zdržení u skapů Kašna v Rudickém propadání a Mapa Republiky v jeskyni Býčí skála.

Pro srovnání jsem modelovala dobu zdržení i v sycené zóně, a to u pramene Kaprálka nedaleko Ochozské jeskyně, na Staré řece v Rudickém propadání a Konstantním přítoku v Amatérské jeskyni. Střední doba zdržení vody v nenasycené zóně nad Ochozskou jeskyní dosahuje 7 – 20 let, zatímco v půdě se pohybuje v řádu měsíců (1 – 8 měsíců, v závislosti na hloubce). U Kašny a je střední doba zdržení srovnatelná s Ochozskou jeskyní (18 - 20 let), u Mapy republiky, kde jsou výjimečné podmínky činí až 150 let. Doby zdržení v řádu 10-20 let jsou v souladu s hodnotami storativity (průměrně 0,6 %), stanovené na základě současného poklesu hladin ve vrtech v nenasycené zóně a průtoku pramene v oblasti.

Střední doba zdržení u vývěřů ze sycené zóny v Moravském krasu, jež drénují nenasycenou i sycenou zónu, dosahuje 5 – 23 let. Hlavní rezervoár vody v Moravském krasu tedy leží zřejmě nad regionální hladinou podzemní vody.

I za výrazných infiltračních událostí je z epikrasu přednostně vytlačována voda, jež zde byla akumulována již před událostí, podíl nově infiltrované vody nepřesáhl 20 %, jak ukázalo sledování konduktivity a složení $\delta^{18}\text{O}$ skapových vod.

Nenasycená zóna představuje objemný rezervoár vody. I přes výraznou hydraulickou reakci, jež se šíří rychlostí v řádu desítek hodin až prvních dní po srážce či tání, se hodnoty $\delta^{18}\text{O}$, konduktivity a tím i chemických složek na odtoku z epikrasu v podstatě nemění.

Z hlediska množství akumulované vody je mnohem významnějším rezervoárem epikras a nenasycená zóna než půdní zóna. Na základě získaných dat jsem sestavila konceptuální model nenasycené zóny krasu a proudění a míšení vod. Model sestává ze 4 zón: Půdní zóny, epikrasu, nižší části nenasycené zóny a zavěšené zvodně v tahových trhlinách ve stropu jeskyně.

Abstract

Flow and mean residence time in epikarst and unsaturated zone was studied above the Ochoz cave in the Moravian Karst.

I studied various flow components with different residence time in unsaturated zone and the influence of soil and epikarst on seepage composition and residence time by means of several methods (longterm monitoring of conductivity, flowrate of seepage and soil water, use of environmental tracers - ^{18}O , ^3H , CFC and SF_6 , flow into the soil and detailed sampling during intensive rain events). Seepage sites Kašna in the Rudické propadání cave system and Mapa Republiky in Býčí skála were reference localities in unsaturated zone. For comparison I modeled residence time in saturated zone: at Kaprálka outlet close to the Ochoz cave, at Stará řeka (Rudické propadání) and Konstantní přítok (Amatérská cave). Mean residence time in unsaturated zone above the Ochoz cave reaches 7 – 20 years, while it is only few months in the soil (1 – 8 months, depending on the depth). At Kašna seepage site, the residence time is similar to the Ochoz cave - about 18 – 20 years, at Mapa republiky seepage site, it reaches 150s year due to unusual geological settings. Mean residence time in order of 10 – 20 years corresponds to storativity values (0.6 % in average) calculated from parallel water level recession in boreholes in unsaturated zone and flowrate decrease of a local spring. Mean residence time in outlets from saturated zone, which drain water both from unsaturated and saturated zone, is 5 – 23 years. The main water storage in unsaturated zone of the Moravian karst is apparently placed above the regional water level.

Even during intensive infiltration events, pre-event water prevails in the epikarst. Monitoring of seepage conductivity and $\delta^{18}\text{O}$ composition proved that freshly infiltrated water component doesn't exceed 20 %.

Unsaturated zone represents a huge water reservoir. Despite significant hydraulic reaction (which spreads in tens of hours or first days after rain or snowmelting), $\delta^{18}\text{O}$ and conductivity values don't change substantially.

Epikarst and unsaturated zone are more important reservoirs for water accumulation than soil.

Based on all data a conceptual model of water flow and mixing in karst unsaturated zone was created. This model consists of four storage zones: soil reservoir, epikarst, lower unsaturated zone and perched aquifer in fissures above the cave ceiling.