

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



Výzkum nenasycené zóny v severní části Moravského krasu

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Anita Gregorová

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Jiří Bruthans, PhD.

Praha, srpen 2012

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

V Praze dne

Sepsání této práce mi umožnila mnohdy zcela nezištná pomoc lidí v mém okolí. Chtěla bych poděkovat hlavně svému školiteli Jiřímu Bruthansovi za rady pro práci v terénu i při zpracování dat a také za doporučení literatury k tématu, Jiřímu Kamasovi za pomoc a instrukce při terénních pracích a za poskytnutí výsledků dřívějších měření na lokalitě a svým rodičům a sestře za pomoc při odběrech vzorků, zapůjčení auta a realizaci geofyzikálních měření. Dále děkuji paní Evě Svobodové ze Suchdolu za umožnění instalace srážkoměru u ní na zahradě a za pravidelné odebírání vzorků srážek, Milanu Ježovi za technickou pomoc při měření intenzity skapů, Igorovi Audymu za poskytnutí mapy jeskyně, Jindřichu Rampasovi z GF Instruments za zpracování geofyzikálních měření, Martinovi Šandovi za izotopové rozborů, účastníkům hydrogeologického mapovacího kurzu v červnu 2012 za provedení infiltračních zkoušek a správě CHKO Moravský kras za umožnění přístupu na lokalitu. Všem zúčastněným pak za ochotu a trpělivost při spolupráci.

Abstrakt

Tato práce se zabývá prouděním vody svrchní částí nenasycené zóny v krasových oblastech. Na základě izotopového a chemického složení jeskynních skapových vod, srážek a vody zachycené pomocí lyzimetrů byly zjištěny informace o distribuci dob zdržení vody v prostředí a některých chemických reakcích, ke kterým během průstupu zkoumanou zónou dochází. Pomocí sledování intenzity skapů a měření objemů vody zachycené sledovanými objekty byla na lokalitě provedena také vodní bilance a odhadnuta rychlost šíření hydraulického rázu prostředím. K výzkumu byla využita Němcova jeskyně č. 1, která se nachází přibližně 13 m pod povrchem v severní části Moravského krasu poblíž vesnice Suchdol. Terénní práce probíhaly v průběhu hydrologického roku 2010/2011. Informace o stavbě prostředí mezi terénem a jeskyní byly získány pomocí geoelektrických a elektromagnetických měření.

Studované prostředí se skládá z 0,5 – 1,5 m pokryvných útvarů, 0,5 – 3,5 m mocné zóny epikrasu a vrstvy masivního vápence, která dosahuje mocnosti až 10 m. V jeskynních skapech převládá voda s dobou zdržení větší než 4 roky, která tvoří 70 – 90 %. Distribuci dob zdržení ve zbývající mladší vodě nejlépe vystihuje exponenciální model, neboli model dobře promíšeného rezervoáru, kde je nejvíce zastoupena nejmladší voda a se stářím její zastoupení exponenciálně klesá. Nejkratší doby zdržení, zjištěné mezi povrchem a jeskynnými skapy, jsou přibližně 200 dní, mezi povrchem a půdním lyzimetrem v hloubce 35 cm je to 90 dní a mezi půdním lyzimetrem a jeskyní 110 dní. Střední doby zdržení mezi jednotlivými objekty se značně liší podle typu použitého modelu: mezi povrchem a jeskyní je to 250 dní při použití pístového modelu, ale 350 a dokonce 480 dní pomocí různých kombinací exponenciálního a pístového modelu. Mezi povrchem a lyzimetrem byla vypočtena střední doba zdržení 115 dní a mezi lyzimetrem a jeskyní 140 dní. Voda tedy tráví srovnatelnou dobu při průtoku skrze první desítky cm půdy, jako v následujících metrech epikrasu a hlubších částech nenasycené zóny.

Pro přesné zjištění rychlosti šíření hydraulického rázu nebyla k dispozici dostatečně podrobná měření, nárůst intenzity skapů byl ale pozorován vždy přibližně 14 dní po výrazné srážkové události a reakce půdního lyzimetru nastala v průběhu prvních dní po srážkové události.

Popis látkových toků v různých hloubkových úrovních nebylo možné provést z důvodu poruchy půdního lyzimetru a neznámé infiltrační plochy jeskynních skapů. Chemické složení vody je proto zhodnoceno pouze orientačně formou porovnání průměrných koncentrací, zjištěných ve sledovaných objektech, a vývoje koncentrací v průběhu roku.

Abstract

This study is focused on the flow through the uppermost part of the unsaturated zone in karstified areas. The information about distribution of transit times and chemical reactions taking place in the unsaturated zone is based on isotopic and chemical composition of cave dripwaters, precipitations and water caught by gravitation lysimeters. The water balance was calculated using measurements of intensity of dripwaters and amounts of water caught by lysimeters and rain gauges. The velocity of a hydraulic shockwave between monitored objects was also estimated according to the delay between significant precipitation event and dripwater intensity increase.

The field study took place in the Němcova 1 cave in the northern part of Moravian Karst, near the village Suchdol. It was carried out during the hydrological year 2010/2011. The cave is about 13 m under the surface. The information about composition of overlying rock above the cave was obtained using geoelectrical and electromagnetic measurements.

Studied geological environment is built of 0.5 – 1.5 m of soil, 0.5 – 3.5 m of epikarst and a layer of massive limestone as thick as 10 m.

About 70 to 90 % of dripwaters have residence time over 4 years. The distribution of transit time of younger water can be described using the exponential model (well mixed reservoir model) where the youngest water is the most abundant and the volume is decreasing with increasing transit time of water. The shortest transit times between the surface and the cave are about 200 days with 90 days through the first 35 cm and 110 days from the level 35 cm under the surface to the cave. The calculations of mean residence times between the monitored objects differed according to the particular type of model. The delay between the surface and the cave is 250 days using the exponential model, but 350 and even 480 days using a combination of exponential and piston flow model. The mean transit time between the surface and the lysimeter is 115 days and between the lysimeter and the cave it is 140 days. Surprisingly the water spends approximately the same time in the uppermost tens of cm of soil as in the underlying several meters of epikarst and rock.

Measurements were not frequent enough to allow an exact calculation of the velocity of hydraulic shockwave, but the increased activity of dripwaters was noticed 14 days after a significant precipitation event. A reaction of the lysimeter was delayed by a few days since the precipitation event.

The balance of chemical compounds in the water was complicated by lysimeter malfunctions and an unknown area of infiltration corresponding to the dripwaters. Therefore, the chemical composition was evaluated in terms of average concentrations in monitored objects and the changes during one hydrological year.

Obsah

Abstrakt.....	3
Abstract.....	4
Obsah	5
Seznam použitých zkratk	7
Seznam příloh	7
1 Úvod.....	8
2 Proudění nesaturovanou zónou	9
3 Teoretické principy	10
3.1 Použití stabilních izotopů O a H jako přirozených stopovačů	10
3.2 Modelování proudění nesaturovanou zónou	12
3.2.1 Základní charakteristiky hydrologického systému.....	12
3.2.2 Typy modelů	13
4 Charakteristika oblasti	15
4.1 Geografické a geomorfologické vymezení oblasti.....	15
4.2 Klimatické poměry.....	16
4.3 Hydrografie oblasti	16
4.4 Geologie.....	17
4.4.1 Geologické jednotky a jejich litologie	18
4.4.2 Tektonické postižení	19
4.4.3 Vývoj krasu.....	19
4.4.4 Hydrogeologická charakteristika horninových jednotek.....	20
4.4.5 Chemismus vod.....	21
5 Lokalita	22
5.1 Němcova jeskyně č. 1	22
5.2 Sledované objekty	22
6 Metodika	30
6.1 Terénní práce	30
6.1.1 Jednorázová měření a odběry.....	30

6.1.2 Trvale osazené přístroje	31
6.2 Laboratorní práce	32
6.3 Zpracování dat a modelování	33
6.3.1 FLOWPC	33
6.3.2 Excel	34
6.3.3 Výpočet vodní bilance	34
7 Výsledky a diskuze	35
7.1 Geofyzikální měření	35
7.1.1 Geoelektrická měření	35
7.1.2 Elektromagnetická měření	37
7.1.3 Interpretace geofyzikálních měření	38
7.2 Infiltrační zkoušky	40
7.3 Průtoky a vodní bilance	41
7.3.1 Režim průtoků	41
7.3.2 Vodní bilance	46
7.4 Izotopové složení	48
7.4.1 Modely v programu FLOWPC	49
7.4.2 Modely v programu Excel	51
7.5 Chemismus	56
7.5.1 Změny s hloubkou pod terénem	56
7.5.2 Sezónní změny	60
8 Závěr	65
9 Použitá literatura	67

Seznam použitých zkratk

např. – například

obr. – obrázek

resp. – respektive

tab. – tabulka

tzv. – takzvaný

S – sever

J – jih

V – východ

Z – západ

Seznam příloh

Příloha I – Výsledky izotopových analýz, objemy a konduktivita

Příloha II – Výsledky geofyzikálních měření

Příloha III – Výsledky chemických analýz

1 Úvod

Studiem dob zdržení a chemických procesů, které probíhají v nesaturované zóně krasových oblastí, se v posledních desetiletích zabývalo velké množství autorů. Tyto procesy mohou mít značný vliv na kvalitu podzemní vody. Emblanch et al. (2003) kvantifikoval množství vody zadržované v 800 m mocné nesaturované zóně na základě separace hydrogramu pramene Fontaine de Vaucluse v severovýchodní Francii, obdobný přístup zvolili také Mudarra a Andreo (2011), kteří studovali na lokalitě Alta Cadena v jižním Španělsku vliv heterogenity krasového území na proudění nesaturovanou zónou pomocí tří různě reagujících pramenů. Trček (2008), která v jihovýchodním Slovinsku zkoumala reakce krasového pramene Hubelj na intenzivní srážky, doplnila tento výzkum o pozorování z umělého tunelu v hloubce 10 – 20 m pod povrchem.

Další autoři sledovali změny průtoků a chemického složení skapových vod ve štolách nebo jeskyních, které přímo umožňují přístup do nesaturované zóny (Fairchild et al. 2006, Fernández-Cortés et al. 2006, Mudry et al. 2008, Falcone et al. 2008, Pronk et al. 2009, Pape et al. 2010). V České republice (konkrétně v Moravském krasu) tento postup použili také Himmel (1999), Bruthans a Zeman (2003), Kamas (2008) a Vysoká (2012) na lokalitách Ochozská jeskyně, Rudické propadání, Býčí skála a Amatérská jeskyně, kde zkoumali skapové vody v hloubkách přibližně 70 až 150 m pod terénem.

V ČR se ale dosud nikdo nezabýval nejmělejší částí nesaturované zóny do hloubky okolo 10 metrů. Cílem této práce je studium proudění vody a jejího chemického složení v tzv. epikrasu (ve smyslu Klimchouka 2004).

V rámci Moravského krasu vybral J. Kamas jako nejvhodnější lokalitu Němcovu jeskyně, nacházející se poblíž vesnice Suchdol (součást obce Vavřinec), kde jsou na rozdíl od ostatních jeskyní skapy aktivní po celý rok.

Pro vlastní výzkum jsem využila Němcovu jeskyni č. 1. Málo mocné nadloží umožňuje dobře popsat prostředí, skrze které voda protéká, než se dostane do skapu v jeskyni. Lze tedy jasně definovat, pro jaké geologické prostředí platí získané poznatky, což je podmínkou pro další využití těchto poznatků na jiných lokalitách, např. při řešení analýzy rizik, kontaminace či vymezování ochranných pásem vodních zdrojů.

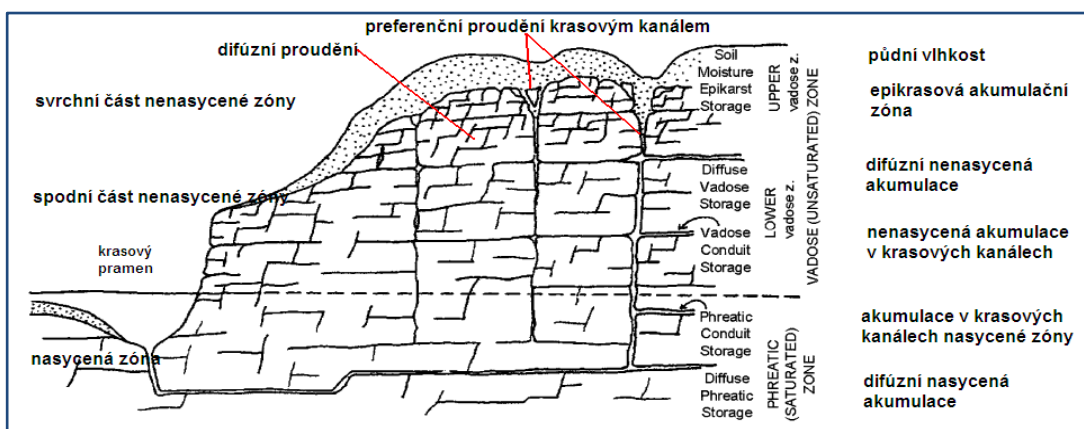
2 Proudění nesaturovanou zónou

Svrchní část nesaturované zóny v krasových oblastech se skládá z půdy a tzv. epikrasu. Půda značně ovlivňuje rychlost infiltrace srážkové vody do hlubších partií, protože je schopná vodu zadržovat a probíhá zde evapotranspirace. Při průchodu skrze půdu se navíc mění chemické složení vody – ionty K^+ , Mg^{2+} , NH_4^+ a NO_3^- jsou spotřebovávány rostlinami, naopak s hloubkou roste koncentrace Ca^{2+} a rozpuštěného CO_2 (Kamas 2008).

Epikras definoval Klimchouk (2000) jako přípovrchovou zónu karbonátových hornin s podstatně zvýšenou a homogenněji distribuovanou porozitou a propustností oproti hlouběji ležícímu horninovému masivu. Na jeho horní hranici dochází k intenzivnímu rozpouštění karbonátů, což vede k rychlému nárůstu koncentrací Ca^{2+} a HCO_3^- (Kamas 2008).

V důsledku rozdílů hydraulické vodivosti mezi epikrasem a jeho podložím vzniká na bázi epikrasu zavěšená zvodněň (Kiraly et al. 1995). V rámci této zvodněně proudí voda horizontálně směrem k rozšířeným tektonickým puklinám, které navazují na krasové šachty vytvořené ve spodní části nesaturované zóny (Trček 2007). Trček (2007, 2008) dále uvádí, že tyto preferenční cesty proudění mají hlavní podíl na doplňování kolektoru, zatímco vliv difuzivního proudění je malý. Postavení epikrasu v rámci vertikálních hydrogeologických zón krasových oblastí je znázorněno na obr. 1.

Doby zdržení v epikrasu se značně liší v závislosti na jeho mocnosti, která může dosahovat až 30 m (Klimchouk 2000), a podle míry, v jaké jsou vyvinuty preferenční cesty. Kamas (2008) popisuje na lokalitě Ochozská jeskyně maximální rychlosti proudění, zjištěné stopovacími zkouškami, v jednotkách až prvních desítkách m/hod, Vysoká (2012) uvádí z různých lokalit v rámci Moravského krasu střední doby zdržení okolo 10 až 20 let při mocnosti nesaturované zóny 70 - 150 m. Výjimečnou dobu zdržení okolo 150 let zjistila H. Vysoká na skapu Mapa republiky v jeskyni Býčí skála, zde se jedná zřejmě o vodu pomalu sestupující písky a jíly rudických vrstev v mohutné krasové kapse nad jeskyní.



Obr. 1. Vertikální členění akumulací podzemních vod v krasu (upraveno podle Trček 2007)

3 Teoretické principy

Při výzkumu nesaturované zóny na základě studia skapových vod se jedná zejména o jejich chemické složení a intenzitu skapů. Kromě základního chemického rozboru, pomocí něhož lze usuzovat na chemické procesy odehrávající se uvnitř nesaturované zóny, je důležitou metodou sledování izotopového složení molekul vody. Srovnáním izotopových složení stanovených ze skapových vod s hodnotami ze srážek, případně z vody zachycené na příslušné lokalitě lyzimetry, je v některých případech možné určit distribuci dob zdržení v nesaturované zóně - jedná se o určitý druh stopovací zkoušky.

3.1 Použití stabilních izotopů O a H jako přirozených stopovačů

Kyslík i vodík se vyskytují ve formě několika různých izotopů. V případě kyslíku jsou to stabilní izotopy ^{16}O , ^{17}O a ^{18}O s průměrným zastoupením 99,759 %, resp. 0,037 % a 0,204 %, v případě vodíku se jedná o stabilní izotopy ^1H (99,985 %) a ^2H (0,015 %) a radioaktivní izotop ^3H s poločasem rozpadu 12,43 let (Clark a Fritz 1997). Jako hydrogeologické stopovače se využívají izotopy ^{16}O , ^{18}O , ^1H , ^2H (deuterium, označuje se písmenem D) a ^3H (tritium, T). Rozdíl v hmotnosti atomů ^{16}O a ^{18}O činí 11 %, pro ^1H a ^2H 50 % (Clark a Fritz 1997).

Zastoupení stabilních izotopů se vyjadřuje jako hmotnostní poměr (R) těžšího ku lehčímu izotopu. Pro kyslík tedy:

$$R = m(^{18}\text{O}) / m(^{16}\text{O}) \quad (1)$$

Tento poměr se dále vztahuje k příslušnému standardu a uvádí se ve formě tzv. delta notace.

$$\delta^{18\text{O}}(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{vz}}}{R_{\text{s}}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad (2)$$

R_{vz} = izotopový poměr vzorku

R_{s} = izotopový poměr standardu

Izotopové složení kyslíku i vodíku je vztahováno ke složení oceánů, protože v nich jsou izotopové poměry stabilní. Mezinárodně uznávaným standardem je VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) o složení $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = (2005,2 \pm 0,45) \cdot 10^{-6}$ a $^2\text{H}/^1\text{H} = (155,76 \pm 0,05) \cdot 10^{-6}$. Z definice platí, že $\delta^{18\text{O}}$ (VSMOW) i $\delta^2\text{H}$ (VSMOW) jsou rovny nule (Clark a Fritz 1997).

Během různých procesů, kterými voda prochází od výparu z oceánu až po návrat do něj, se zastoupení jednotlivých izotopů mění. Tento proces se nazývá frakcionace. Zjištěním aktuálního zastoupení izotopů lze tedy do jisté míry odhadnout, jakými procesy daná voda prošla.

Izotopové složení většiny přírodních vod nejvíce ovlivňuje fyzikální frakcionace, která nastává při změně skupenství vody, zejména při jejím vypařování a kondenzaci. Vodíkový můstek $^{18}\text{O} - \text{H}$ je silnější než $^{16}\text{O} - \text{H}$, tenze par H_2^{18}O je téměř o 1 % nižší než tenze par

H_2^{16}O . Z toho důvodu je vypařená frakce nabohacená ^{16}O a kapalná ^{18}O . Tento jev se uplatňuje analogicky i pro izotopy vodíku, v praxi se tedy jedná o nabohacení, resp. ochuzení lehčími, resp. těžšími molekulami vody.

Míra frakcionace při výparu závisí na teplotě (při nižších teplotách je frakcionace větší), proto během roku dochází k sezónním změnám izotopového složení vodní páry v atmosféře a v návaznosti na to i ve složení srážkové vody.

Většina srážkových a povrchových vod má takové izotopové složení, že v grafu, vyjadřujícím závislost $\delta^{18}\text{O}$ na $\delta^2\text{H}$, leží všechny body na tzv. globální meteorické linii (GMWL), kterou popisuje rovnice 3 (Clark a Fritz 1997).

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰ VSMOW} \quad (3)$$

Výrazné odlišnosti od globální meteorické linie mohou mít dvojí původ. Prvním z nich je výpar z volné hladiny (jiné než hladiny oceánu), druhým interakce termálních vod se silikáty, při kterých dochází k výměně atomů kyslíku mezi vodou a horninou.

Pro každý vzorek, u kterého jsou známy hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$, lze vypočítat parametr označovaný jako deuterium excess (d), definovaný rovnicí 4:

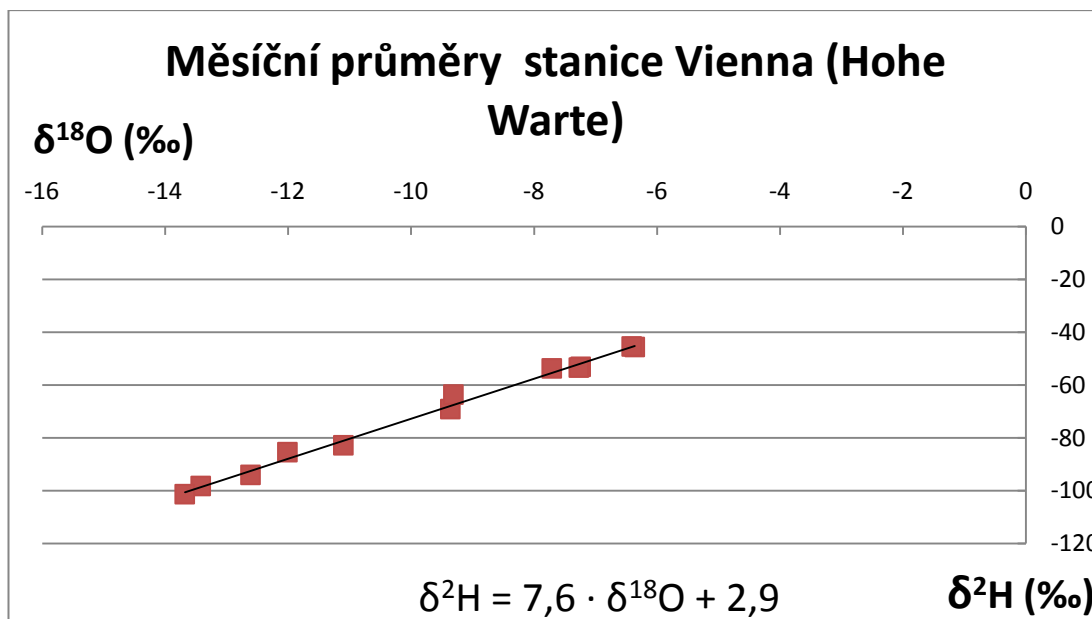
$$d = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H} \quad (4)$$

Tato disproporce mezi $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ vzniká z důvodu vyšší difuzivity molekul $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ oproti molekulám $^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$. Deuterium excess vodních par nabývá vyšších hodnot při vypařování za nižších teplot nebo při vypařování z volné hladiny kontinentálních rezervoárů.

Jak vyplývá z rovnice 3, deuterium excess vzorků, ležících na globální meteorické linii, je roven 10. Pro různé lokality lze určit z izotopového složení srážek lokální meteorické linie (LMWL), jejichž rovnice se mírně liší zejména v hodnotě d (Rozanski et al. 1993). Např. pro dlouhodobé měsíční průměry srážek ze stanice Vienna (Hohe Warte) za rok 1960 - 2009 má rovnice LMWL tvar

$$\delta^2\text{H} = 7,6 \cdot \delta^{18}\text{O} + 2,9 \text{‰ VSMOW} \quad (5)$$

(IAEA 2012)



Obr. 2. Lokální meteorická linie pro Vídeň podle průměrů z let 1960 - 2009 (IAEA 2012)

3.2 Modelování proudění nesaturovanou zónou

Pokud je znám průběh koncentrace stopovače v čase na vstupu a na výstupu z prostředí, lze z těchto údajů vytvořit tzv. black box model. Jedná se o funkci, která co nejlépe popisuje odezvu prostředí, a to tím způsobem, že nezávislou proměnnou je vstupní signál a závisle proměnnou výstupní signál. Cílem modelování je nalézt pro daný problém vhodnou funkci a určit její parametry - charakteristiky zkoumaného prostředí (Yurtsever 1983).

3.2.1 Základní charakteristiky hydrologického systému

- Doba zdržení T je čas, který uběhl od okamžiku, kdy částice stopovače vstoupila do systému.
- Distribuce dob zdržení $M(T)$ popisuje distribuci dob zdržení v systému, kumulativní funkce vyjadřuje celkové množství látky v systému s dobou zdržení menší nebo rovnou T .
- Střední doba zdržení T_r je aritmetickým průměrem dob zdržení všech částic stopovače, pro ustálené proudění ji lze vyjádřit rovnicí

$$T_r = \frac{1}{M_0} \int_0^{M_0} T \cdot dM(T) \quad (6)$$

kde M_0 = celková hmotnost stopovače.

- Doba obratu T_0 udává, za jak dlouho při celkovém látkovém toku F_0 projde systémem množství látky M_0 .

$$T_0 = \frac{M_0}{F_0} \quad (7)$$

(Maloszewski a Zuber 1996)

3.2.2 Typy modelů

Podle typu funkce, popisující proudění daným systémem, jsou rozlišeny základní typy modelů: model pístového toku, exponenciální model (model dobře promíseného rezervoáru), disperzní model a model binárního míšení.

Model pístového toku má pouze jeden parametr, kterým je střední doba zdržení. Výstupní signál má stejný průběh, jako vstupní, pouze posunutý v čase o hodnotu T_r .

$$C_{out}(t) = C_{in}(t - \tau_r) \quad (8)$$

C_{in} = koncentrace na vstupu

C_{out} = koncentrace na výstupu

T_r = střední doba zdržení

t = čas

(Yurtsever 1983)

Exponenciální model, někdy označovaný také jako model dobře promíseného rezervoáru, uvažuje exponenciální pokles frakce vody s rostoucí dobou zdržení.

$$h_T = \frac{1}{T} e^{-\frac{t}{T}} \quad (9)$$

h_T = frakce vody s dobou zdržení T

t = čas

Exponenciální model se v praxi ukázal být dobrou aproximací pro puklinové a krasové prostředí (Yurtsever 1983).

Disperzní model popisuje stavy mezi krajními možnostmi definovanými pístovým a exponenciálním modelem. Počítá se zde s homogenní jednorozměrnou disperzí a ustáleným prouděním, přičemž parametry funkce jsou střední doba zdržení a koeficient hydrodynamické disperze. Disperze je simulována kaskádou cel o stejném objemu, z nichž každá funguje jako dobře promísený rezervoár, a záleží na počtu cel, jestli je výsledný model bližší pístovému toku (∞ cel) nebo dobře promísenému rezervoáru (jedna cela).

Tento model je vhodný v případech, kdy lze proudění považovat za jednorozměrné a podélná disperze je rozhodující rys – např. v nesaturované zóně a v případě napjaté zvodně (Yurtsever 1983).

U všech modelů obecně platí, že výsledný signál je dán míšením frakcí o koncentracích závislých na příslušné době zdržení, což vyjadřuje rovnice 10:

$$C_{out}(t) = \sum_{T=0}^{\infty} C_{in}(t - T) \cdot h(T) \quad (10)$$

C_{in} = koncentrace na vstupu

C_{out} = koncentrace na výstupu

$h(T)$ = frakce vody s dobou zdržení T

Binární míšení popisuje nejjednodušší kombinaci vod ze dvou různých zdrojů. Lze jej vyjádřit rovnicí

$$C \cdot V = C_1 \cdot V_1 + C_2 \cdot V_2 \quad (11)$$

C, V = výsledná koncentrace a objem

C_1, C_2 = původní koncentrace zdrojů

V_1, V_2 = původní objemy vody zdrojů

(Yurtsever 1983)

Existují dva základní přístupy k modelování hydrologického systému, které využívají zmíněné modely, případně jejich kombinace:

- *Konvoluční přístup*, při kterém se pomocí změřených hodnot vstupního a výstupního signálu hledají odpovídající parametry do předem zvolené funkce tak, aby tato funkce co nejlépe popisovala vliv systému.
- *Finite-state mixing cells approach*, kde je systém proudění a míšení aproximován soustavou propojených cel, ve kterých je dodržena podmínka hydraulické kontinuity (v každou chvíli do cely přitéká stejný objem, jako z ní odtéká). V rámci jednotlivých cel platí model dobře promíšeného rezervoáru. Cely lze uspořádat i do 2D nebo 3D sítě podle známých rysů hydrogeologického systému, takže oproti konvolučnímu přístupu je možné popsat skutečnou situaci podstatně přesněji. Většinou však není znám dostatek informací, které tento model vyžaduje (Maloszewski a Zuber 1996).

Aby modelovaná úloha byla řešitelná, je vždy nutné ji zjednodušit. Například všechny výše uvedené modely předpokládají ustálené proudění, což většinou nebývá splněno, ale pokud je problém studován z dlouhodobého hlediska a nepravidelnosti v objemu infiltrované vody jsou zanedbatelné vzhledem k objemu celého systému, lze modely přesto použít. Spolehlivost kvantitativních údajů se zvyšuje s délkou pozorování a závisí na volbě modelu – pomocí pístového modelu vychází minimální hodnota doby zdržení, zatímco pomocí exponenciálního modelu maximální. Model, nakalibrovaný pomocí dat z terénu, lze využít k predikci, ale vždy se jedná pouze o odhad (Yurtsever 1983).

4 Charakteristika oblasti

4.1 Geografické a geomorfologické vymezení oblasti

Lokalita Němcova jeskyně č. 1, kde byl výzkum prováděn, se nachází v severní části geografického celku Moravský kras, který byl roku 1956 vyhlášen Chráněnou krajinnou oblastí. Území se rozkládá na 92 km² SSV od Brna v JV části České vysočiny. V severojižním směru má délku asi 25 km a šířku 3 - 6 km. Je tvořeno plochou vrchovinou v průměrné nadmořské výšce 448 m n. m. (Vít in Motyčka et al. 2000).

Geomorfologicky je Moravský kras podcelkem Drahanské vrchoviny. Zarovnaný povrch různé geneze a stáří je členěn kaňonovitými údolními se strmými až převislými stěnami, tzv. žleby. Časté jsou zde povrchové i podzemní krasové jevy (slepá a poloslepá údolí, závrtý, jeskyně) (Slavík et al. 1996).

Němcova jeskyně č. 1 se nachází asi 500 m jižně od vesnice Suchdol (součást obce Vavřinec) a v rámci Moravského krasu náleží k severnímu okrsku s názvem Suchdolské plošiny (Vít in Motyčka et al. 2000). Poloha Suchdolu je vyznačena na obr. 3.



Obr. 3. Lokalizace vesnice Suchdol vůči Brnu (upraveno podle mapy ČÚZK 2012)

4.2 Klimatické poměry

Moravský kras náleží ke čtyřem typům mírně teplých pásem. Němcova j. se nachází v pásmu MT 3, pro které je typické mírné až mírně chladné, suché až mírně suché krátké léto, přechodné období normální až dlouhé, mírné jaro a podzim, zima normálně dlouhá, mírná až mírně chladná, suchá až mírně suchá, normální až krátké trvání sněhové pokrývky. Průměrná roční teplota je zde 6,5 °C (Quitt 1971).

Doplňování podzemních vod ovlivňují dílčí klimatické prvky, lišící se v prostoru a čase. Kromě hlavního faktoru, kterým jsou atmosférické srážky, se projevuje také tání sněhové pokrývky a výpar. V tab. 1 jsou uvedeny dlouhodobé srážkové průměry ze stanice Sloup (roky 1931 - 1960) (Quitt 1971).

Tab. 1. Dlouhodobé srážkové průměry ze stanice Sloup (Quitt 1971)

měsíc	leden	únor	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad	prosinec	rok
mm srážek	36	36	32	38	57	74	87	76	50	48	42	37	613

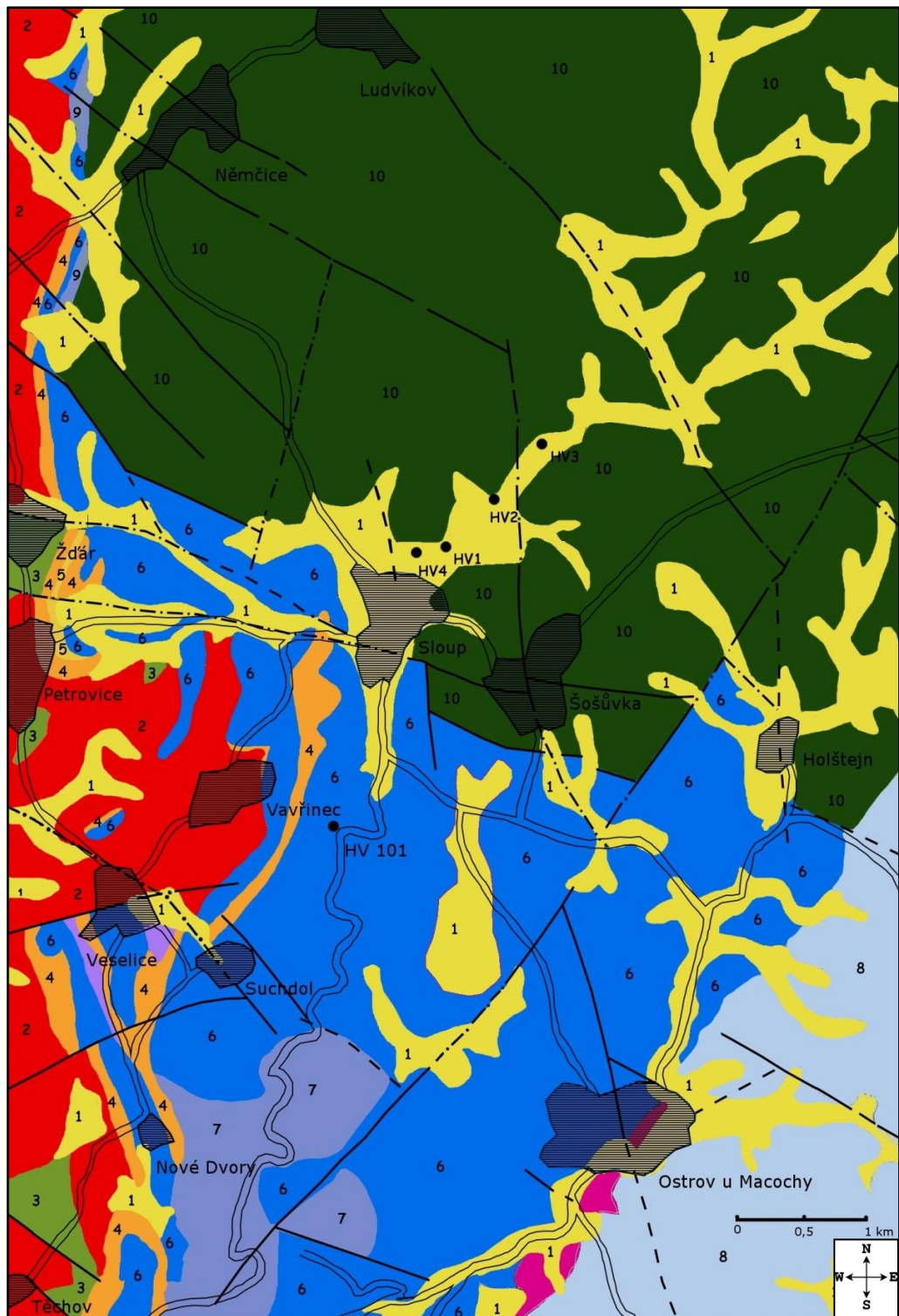
4.3 Hydrografie oblasti

V rámci Moravského krasu existují 3 samostatná povodí. Na severu je to povodí Punkvy, ve střední části povodí Křtinského potoka a na jihu povodí Říčky. Všechny tři toky se vlévají do řeky Svitavy.

Punkva je tvořena dvěma hlavními toky, Sloupským potokem a Bílou vodou, které pramení mimo krasovou oblast a spojují se v podzemí v Amatérské jeskyni. Sloupský potok nad soutokem s Bílou vodou má průměrný průtok 280 l/s (Musil et al. 1993, roky 1968 – 1988), délku 20 km a odvodňuje povodí o ploše 68 km². Punkva u ústí do Svitavy má celkovou délku 25 km, průměrný průtok 960 l/s a povodí 170 km².

Zatímco v oblasti severně od Moravského krasu, tvořené spodnokarbonskými slepenci a drobnými, je vývoj říční sítě rovnoměrný, na hranici krasu se povrchové toky propadají a dál pokračují jako podzemní toky. V obou oblastech je hydrografická síť tektonicky predisponována, přičemž výrazné struktury plynule přecházejí mezi krasovou a nekrasovou částí (Slavík et al. 1996).

4.4 Geologie



Obr. 4. Geologická mapa Suchdolu a okolí (upraveno podle Dvořáka et al. 1994)

Legenda: 1- deluviální sedimenty, 2 – granodiorit typu Blansko, 3 – křemenný diorit, 4 – pískovce, arkózy a křemenné slepence, 5 – jílovité břidlice, 6 – vilémovské vápence, 7 – lažánské vápence, 8 – střídání jemnozrnných drob, prachovců a jílovců, 9 – ponikevské souvrství, 10 – droby

4.4.1 Geologické jednotky a jejich litologie

Oblast Moravského krasu je tvořena devonskými vápenci macošského souvrství, na bázi přecházejícími do bazálních klasik. Tento komplex transgresně nasedá na prekambričský brněnský masiv (Svoboda 1962). Mladší horniny z valné části podlehly denudaci a ve větší míře se zde vyskytují až pleistocénní fluviální a deluvio-fluviální uloženiny (Taraba 1975).

Brněnský masiv

Brněnský masiv, který je součástí jednotky brunovistulikum, je tvořen různými typy kadomských granitoidů (Chlupáč et al. 2002). Na severu Moravského krasu se vyskytuje ve formě silně deformovaného, středně až hrubě zrnitého zeleného biotitického granitu (Taraba 1975), který byl v minulosti obnažen a vystaven silnému zvětrávání (Havlíček et al. 1961).

Bazální klastika

V nadloží brunovistulika se nacházejí devonské sedimentární horniny platformního vývoje neboli vývoje Moravského krasu (Dvořák et al. 1959). Sled začíná bazálními klastiky spodnoeifelského moře, jejichž mocnost v závislosti na poklesu jednotlivých ker podloží a na lokálních depresích dosahuje místy až 100 m, jinde naopak úplně chybí (Dvořák et al. 1959).

Klastika jsou tvořena přeplavenými staršími terestrickými sedimenty spodního devonu (tzv. „Old red“), zvětralinami brněnské vyvěřeliny a sedimenty givetské mořské transgrese (Havlíček et al. 1961).

Macošské souvrství

Na bazální klastika transgresně nasedají vápence macošského souvrství, které má 4 členy. Od nejstaršího po nejmladší jsou to josefovské, vavřínecké, lažánecké a vilémovické vápence.

Josefovské vápence se vyznačují rychlým přechodem z bazálních klastik a střídáním vrstev celistvých kalových vápenců s tmavošedými organogenními vápenci, patrně z důvodu oscilace pobřežní čáry nebo měnicí se intenzity mořských proudů. Jejich mocnost roste k jihu a k severovýchodu, přičemž maxima dosahuje v údolí Punkvy severně od Skalního mlýna (Havlíček et al. 1961).

Tmavě šedé *vavřínecké vápence* se v okolí Suchdolu nevyskytují (Taraba 1975).

Lažánecké vápence v této oblasti pozvolna přecházejí ze starších josefovských vápenců, jsou čistší a místy dolomitizovány (Havlíček et al. 1961). Mají tmavě šedou barvu, jsou jemně zrnité až celistvé, prostoupeny kalcitovými žilkami a místy silně tektonicky porušené (Taraba 1975). Vyskytují se zde až 30 m mocné polohy světle šedých masivních vápenců s korálovou faunou, podobných vilémovickým vápencům, do kterých v nadloží pozvolna přecházejí (Havlíček et al. 1961).

Vilémovické vápence, usazené v období givet až famen, jsou šedé, hrubě lavicovité, masivní až jemně zrnité a chemicky čisté s hojnými puklinami vyplněnými kalcitovými žilkami (Taraba 1975). Místy se v nich vyskytují vyklíňující organogenní polohy a v oblasti SZ od Suchdolu také vložky zelenavých jílovitých břidlic. V rámci Moravského krasu měly v době sedimentace největší rozsah, byly však z velké části denudovány (Havlíček et al. 1961).

Mladší vápence líšeňského souvrství, známé ze SV a J Moravského krasu, se ve zkoumaném území nevyskytují.

Kvartérní sedimenty

Kvartérní fluviální sedimenty vyplňují slepá a poloslepá krasová údolí v mocnostech přesahujících 50 m (Kořenková 1977), na úpatích svahů a na zarovnaném povrchu se vyskytují jílovité a písčité eolické, deluviální a deluvio-fluviální sedimenty (Taraba 1975).

4.4.2 Tektonické postižení

Nejstarší tektonické poruchy vznikly již během tuhnutí vyvěřeliny brněnského masivu. Jedná se o párové systémy puklin směru SZ – JV a k tomu kolmých, často s hydrotermální mineralizací nebo s intruzemi aplit-pegmatitových a lamprofyrových žil (Pták 1961).

V období devonské sedimentace vznikly v brněnském masivu variské zlomové poruchy a došlo k oživení starších (prevariských) zlomů směru SZ – JV. Poklesy bloků podél těchto zlomů vedly k rozdílu v mocnostech nadložních sedimentů (Dvořák et al. 1959). Nejintenzivnější deformace probíhaly poblíž Z a V okraje Moravského krasu, kde jsou vápence nasunuty k západu i k východu na brněnský masiv. Západní kry, méně pokleslé oproti východním, neumožnily zachování mladších sedimentů (Taraba 1975).

V devonských sedimentech vznikly nejstarší tektonické poruchy směru SZ – JV synsedimentárně a bývají vyhojené kalcitem. Významnější jsou mladší poruchy směru S – J až SSV – JJZ, na které je vázána většina jeskynních systémů (Taraba 1975).

Horniny macošského souvrství byly zvrásněny ve svrchním visé, přičemž v rigidnějších masivních partiích lažáneckých a vilémovických vápenců vznikly ploché vrásky, zatímco vápence josefovské a křtinské byly provrásněny detailněji (Havlíček et al. 1961).

4.4.3 Vývoj krasu

Vápence macošského souvrství jsou různě náchylné ke vzniku krasových jevů. Zatímco v josefovských vápencích se větší jeskyně nevyskytují, vápence lažánecké krasovějí poměrně dobře a nejlépe z celého souvrství krasovějí vápence vilémovické (Havlíček et al. 1961).

Kras se začal ze zarovnaného povrchu vyvíjet v paleogénu po ukončení tektonické aktivity. V severní části Moravského krasu existují tři jeskynní úrovně. Nejstarší patro je položeno nejvýše a bylo vázáno na dnes již neexistující údolí, která oblast odvodňovala směrem k jihu. Relikty tohoto patra představují např. jeskyně Kůlna a Pekárna.

Druhá úroveň, vázaná již na současná údolí, vznikla v miocénu a je nejlépe zachovaná. Patří k ní holštejnská větev Amatérské jeskyně. Vyznačuje se stabilním spádem a rozměry, zpětnou erozí došlo k odstranění stupňů a posunutí toku až na hranici vápenců (Motyčka et al. 2000).

Třetí jeskynní úroveň se nachází zhruba 25 m pod úrovní dnešní hladiny (Taraba 1975). Během badenské transgrese došlo k zanesení starších chodeb sedimenty, od pliocénu se postupně obnovovala říční síť a sedimenty byly vyklízeny nebo se do nich zahlubovaly nové toky. V průběhu kvartéru se střídala období akumulace a snosu sedimentů (Motyčka et al. 2000).

4.4.4 Hydrogeologická charakteristika horninových jednotek

Horniny brněnského masivu a nekarbonátové spodnodevonské sedimenty

Hlavní hydrogeologický význam těchto hornin spočívá v tom, že tvoří téměř nepropustné podloží mladším sedimentům (Taraba 1975). Aktivní oběh podzemní vody se zde vyskytuje pouze v mělké puklinovo-průlinově propustné zóně navětrání a v omezené míře také na hlubších puklinových systémech směru SZ – JV. Celkově je oběh velmi nepravidelný v závislosti na lokálním petrologickém složení, tektonické predispozici a charakteru kvartérního pokryvu (Slavík et al. 1996). Vydutnosti jímacích objektů při snížení do 5 m nepřevyšují desetiny l/s (Čurda et al. 2000). Hladina podzemní vody je většinou volná a konformní s terénem. Nejčastější způsob odvodnění je skrytý příron do sedimentů údolních niv nebo přímo do vodotečí, méně často suťové nebo puklinové vývěry v úrovni a nad úrovní místních erozních bází (Slavík et al. 1996).

Devonské vápence

Devonské vápence, vyznačující se výraznou puklinovou a krasovou propustností, mají příznivé podmínky pro vznik, akumulaci, oběh a dotaci podzemních vod (Slavík et al. 1996) a vykazují silnou vertikální zonálnost.

Ve svrchní zóně (nad hladinou podzemní vody) probíhá pouze vertikální cirkulace vody. Nejintenzivnější infiltrace se soustřeďuje na tektonicky porušené zóny a související krasové dutiny, navíc se do podzemí skrze ponory a propadání dostávají alochtonní toky, což způsobuje vysokou zranitelnost systému vůči kontaminaci (Čurda et al. 2000). Celková mocnost zóny je největší pod zarovnaným povrchem krasových plošin (100 - 150 m) a nejmenší v hlubokých údolích, kde je mocná pouze několik metrů. Výjimečné postavení

mají zavěšené krasové vody, tedy vody, které jsou zespodu od propustných vápenců odděleny nepropustnými vrstvami. Většinou se jedná o tektonicky omezené kry. Zavěšené vody tvoří statické zásoby a jejich hladina nezávisí na regionální úrovni hladiny podzemní vody (Taraba 1975). Podrobnějšímu popisu proudění v nesaturované zóně je věnována kapitola č. 2.

Střední zóna je oblast vertikálně vymezená kolísáním hladiny podzemní vody, tedy od její minimální po maximální výšku. Střídá se zde cirkulace vertikální a horizontální, spodní částí protékají aktivní toky na dnech jeskynních systémů. Hladiny kolísají nejméně v údolních nivách (do 1,5 m) a nejvíce na severu krasu (až 20 m) (Taraba 1975).

Spodní zóna (pod úrovní nejnižšího stavu hladiny podzemní vody) je běžně několik desítek m mocná. Dělí se na pásmo krasové propustnosti a pásmo puklinové propustnosti (Taraba 1975). Směrem do hloubky propustnost díky nižšímu stupni zkrasování a menšímu množství puklin klesá, ale aktivní oběh vody sahá hluboko pod erozní bázi (Slavík et al. 1996).

Akumulace podzemní krasové vody vázané na jeskynní systémy se vyskytují zejména na nejmladších puklinových systémech směru S – J až SSV – JJZ, hojnější jsou na severu ve více tektonicky postižených horninách (Taraba 1975). Vyskytují se zde zejména kolektory s volnou hladinou, napjatá hladina byla pozorována při východním a západním okraji Moravského krasu, kde jílovité pískovce a břidlice mezi vavříneckými a lažáneckými vápenci tvoří strop napjaté až artéské zvodně (Čurda et al. 2000). Vápence jsou odvodňovány soustředěnými vývěry o vydatnostech až stovky l/s (Taraba 1975).

Kvartérní fluviální štěrky

Fluviální štěrky jsou v přímé hydrologické souvislosti s vodou povrchových toků, takže jsou z většiny zvodnělé. Mohou být drénovány podložními zkrasovými vápenci (Taraba 1975), nebo se vápence do štěrků mohou naopak odvodňovat (Slavík et al. 1996). Soudržné zeminy na povrchu při větších mocnostech (3 - 5 m) a dostatečném filtračním účinku mohou bránit znečištění zvodně pod nimi (Kořenková 1997).

4.4.5 Chemismus vod

V celé oblasti se vyskytují pouze vody typu Ca-HCO₃. Celková mineralizace v brněnském masivu se pohybuje od 0,3 do 0,6 g/l. V karbonátech Moravského krasu je mineralizace podobná, Čurda et al. (2000) popisuje změny mineralizace od severu, kde do oblasti přitékají vody z nekrasového území, z hodnot kolem 0,3 g/l na 0,7 g/l na jihu po průchodu karbonátovou oblastí.

5 Lokalita

Výsledky, prezentované v této práci, vycházejí z terénních měření realizovaných na lokalitě Němcova jeskyně č. 1 v letech 2010 - 2012. Jedná se zejména o chemické a izotopové analýzy vzorků vody z různých sledovaných objektů (srážkoměrů, lyzimetrů a jeskynních skapů), infiltrační zkoušky za účelem stanovení nasycené hydraulické vodivosti a geofyzikální měření k určení stavby studovaného prostředí.

5.1 Němcova jeskyně č. 1

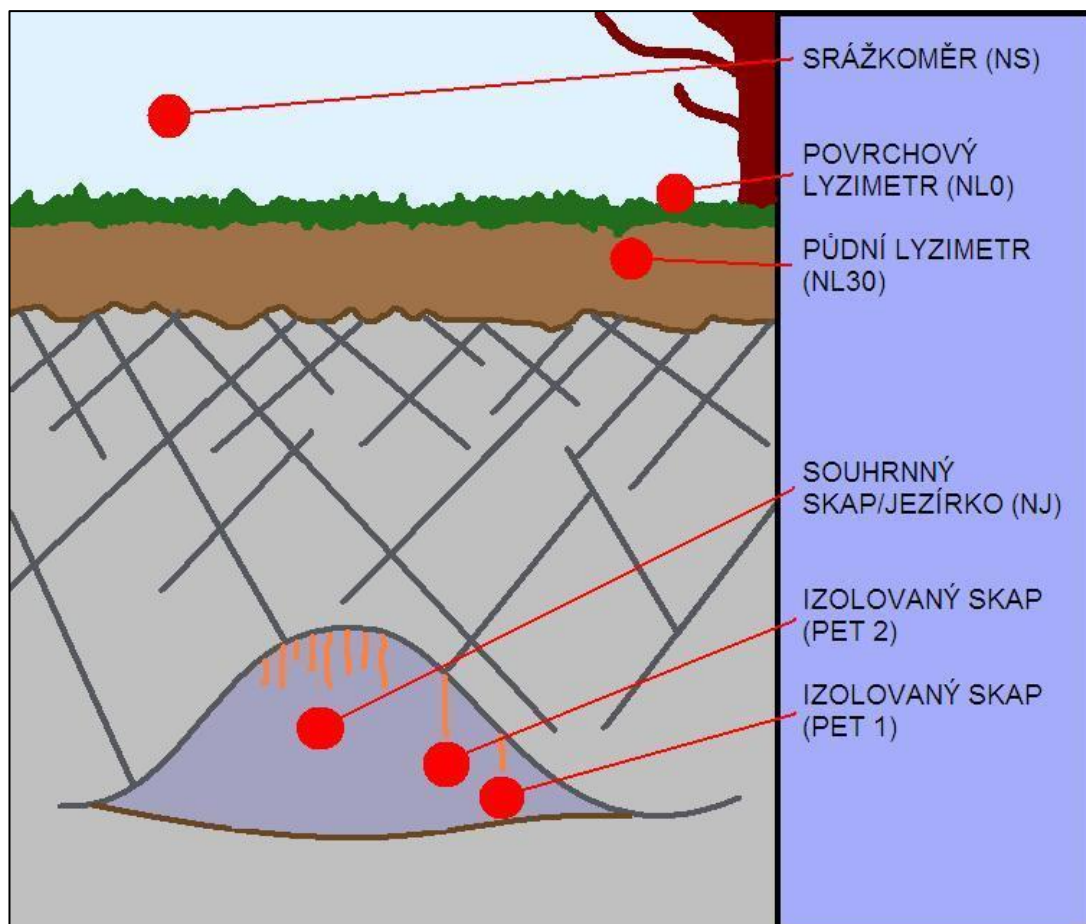
Všechny terénní práce probíhaly v okolí Němcovy jeskyně č. 1, která se nachází na severu Moravského krasu, cca 0,5 km jižně od vesnice Suchdol. Vchod jeskyně je situován ve svahu krasového žlebu Peklo, cca 13 m pod hranou Suchdolské plošiny, pod kterou jeskyně horizontálně zabíhá do vzdálenosti 30 m. Paralelně s osou jeskyně, která má směr SSV – JJZ, se přibližně o 50 m východněji táhne řada závrťů (U hrušky, Fialový závrť, Zouharův závrť). Svah žlebu pokrývá smrkový les, plošina nad jeskyní je zatravněná a ve vzdálenosti asi 40 m od hrany žlebu přechází do obdělávaného pole. Zhruba polovina celé délky jeskyně je uměle prokopaná v jílovitých sedimentech, pouze blíže vchodu v přírodní prostoře je krápníková výzdoba, tvořená zejména brčky.

5 m severně od vchodu do jeskyně, na hranici louky a lesa, jsem dřevěným kolíkem vyznačila odměrný bod, jehož polohu jsem zaměřila pomocí GPS, a ke kterému dále vztahuji umístění sledovaných objektů, geofyzikálních měření a infiltračních zkoušek.

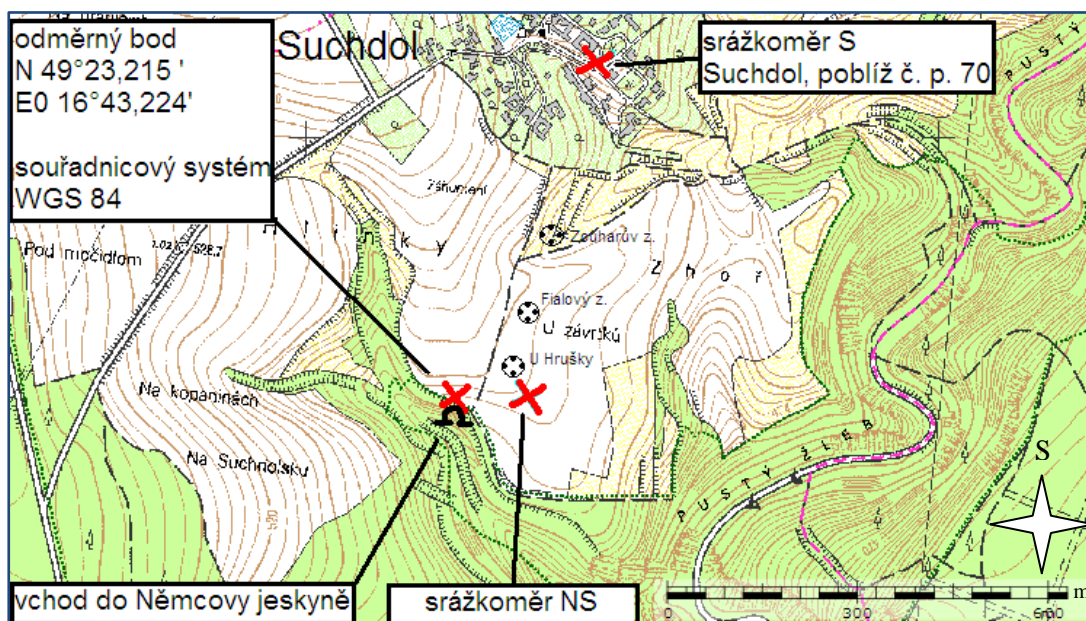
5.2 Sledované objekty

Pro tuto práci jsem využila celkem 7 povrchových a podzemních pozorovacích objektů: 2 srážkoměry, povrchový a půdní lyzimetr, souhrnný skap a dva izolované skapy v Němcově jeskyni č. 1. V období mocnější sněhové pokrývky jsem navíc odebírala také vzorky sněhu.

Jednotlivé objekty jsou vyznačeny na obr. 5, 6 a 9 a podrobněji popsány níže. Vchod do Němcovy jeskyně č. 1, lyzimetry a pozice infiltračních zkoušek jsou vztaženy k odměrnému bodu zaměřenému pomocí GPS, který má souřadnice N 49°23,215', E 016°43,224' (souřadnicový systém WGS 84). Bod se nachází 5 m severně od vchodu do jeskyně (nad podélnou osou jeskyně) na hranici louky a lesa. Umístění sledovaných objektů je vyznačeno na obr. 5 a 6.



Obr. 5. Schematické znázornění umístění sledovaných objektů v profilu



Obr. 6. Situace lokality Němcova jeskyně č. 1 (upraveno podle mapy ČÚZK 2012)

Srážkoměry S a NS

První ze srážkoměrů, dále označovaný jako objekt S, jsem umístila na zahradě rodinného domu v Suchdole (č. p. 70), druhý na louce poblíž Němcovy jeskyně (dále pozorovací objekt NS). Oba srážkoměry byly situovány tak, aby byl dodržen volný dovrchní úhel 45°, ve kterém se nenacházejí stromy ani budovy, což by mělo zaručit neovlivněnost zachycených srážek (Dingman 1994).

V Suchdole odebírala srážky jedenkrát týdně dobrovolnice E. Svobodová z č. p. 70, v suchých obdobích méně často (vždy až po dešti). Ze srážkoměru NS jsem vzorky odebírala já přibližně jedenkrát za měsíc.



Obr. 7. Srážkoměr NS

Sníh

V prosinci 2010 a lednu 2011 za významnější sněhové pokrývky jsem odebrala na louce nad jeskyní vzorek sněhu za účelem izotopové analýzy.

Povrchový lyzimetr NL₀

Povrchový lyzimetr byl umístěn v lese poblíž Němcovy jeskyně, 10 m západně a 13 m jižně od odměrného bodu. Vzorky jsem odebírala já nebo J. Kamas přibližně jedenkrát měsíčně.



Obr. 8. Povrchový lyzimetr NL 0

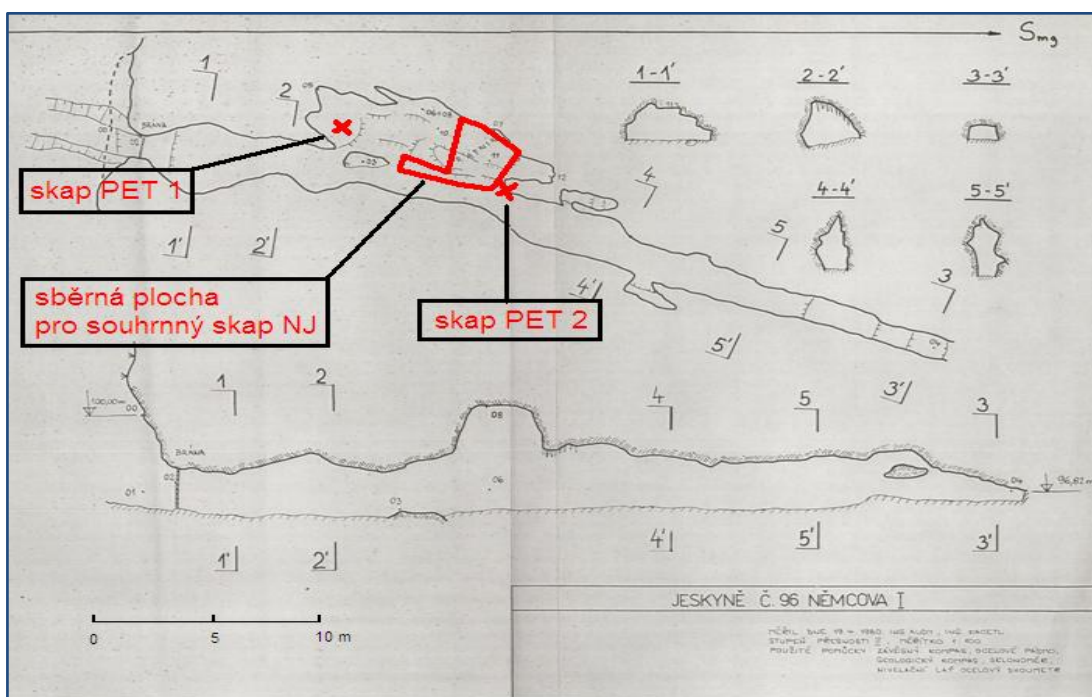
Půdní lyzimetr NL₃₀

Půdní lyzimetr se nachází 35 cm pod terémem v lese poblíž Němcovy jeskyně, 10 m západně a 8 m jižně od odměrného bodu. Umístili jej 30. 11. 2009 J. Kamas a P. Mikuš. Vzorky jsem odebírala já nebo J. Kamas v intervalech delších než jeden měsíc, protože často v lyzimetru po měsíci ještě nebyla další voda. Pomocí dataloggeru byla s krokem 10 min měřena výška hladiny v zásobním válci.



Obr. 9. Vyústění půdního lyzimetru NL 30

Na obr. 9 jsou vyznačena umístění vzorkovaných skapů uvnitř Němcovy jeskyně č. 1.



Obr. 10. Umístění sledovaných skapů v Němcově jeskyni č. 1 (upraveno podle I. Audyho a V. Kacetla 1980)

Souhrnný skap NJ

Záchytná oblast skapů se nachází přibližně 10 m za vchodem jeskyně po levé straně chodby. Voda byla jímána pomocí igelitových plachet, ze kterých stékala do sběrné nádržky, dále označované jako Jezírko. Vzorkování probíhalo jednou za 24 hod pomocí automatického vzorkovače.



Obr. 9. Automatický vzorkovač skapové vody ZKZ1

Změny vydatnosti souhrnného skapu NJ jsem měřila pomocí vahadlové sklopky instalované zde 17. 4. 2011 M. Ježem (sklopka byla plně zprovozněna až 20. 5. 2011).



Obr. 10. Systém sběrných igelitů, odvádějících skapovou vodu do Jezírka

Skap PET 1

Jedná s o skap z jediného krápníku přibližně 5 m za vchodem jeskyně po levé straně, viz obrázky 13 a 14. Pomocí hadičky z měkčeného PVC byla voda vedena do PET lahve. Vzorky jsem odebírala přibližně jedenkrát měsíčně až do července 2011, kdy aktivita skapu zcela ustala.



Obr. 11. Umístění skapu PET 1, pohled směrem ke vchodu do jeskyně



Obr. 12. Umístění skapu PET 1, detail

Skap PET 2

Jedná se o skap z jediného krápníku přibližně 10 m za vchodem jeskyně po levé straně, viz obrázky 15 a 16. Tento krápník jsem vybrala z důvodu relativně vyšší intenzity skapu oproti okolním krápníkům.

Pomocí hadičky z měkčeného PVC byla voda vedena do PET lahve, později do zásobního válce z PVC. Výška hladiny ve válci byla zaznamenávána s krokem 10 min pomocí dataloggeru. Vzorky jsem odebírala přibližně jedenkrát měsíčně.



Obr. 13. Umístění skapu PET 2, pohled směrem od vchodu do jeskyně



Obr. 14. Umístění skapu PET 2, detail

Na vzorcích vody ze všech objektů bylo stanovováno izotopové složení kyslíku a vodíku, na většině z nich (pokud to umožňovalo množství vzorku) byl proveden také základní chemický rozbor. Výjimkou je srážkoměr S, u kterého jsem z důvodu umístění v zástavbě rodinných domků předpokládala vyšší kontaminaci suchou atmosférickou depozicí, a souhrnný skap NJ, kde jsou očekávatelné změny chemického složení v důsledku srážení minerálů na sběrných igelitech. Na vzorcích z těchto dvou objektů proto chemický rozbor prováděn nebyl.

Na objektech NL₀, NL₃₀, PET 2 a Jezírko jsem příležitostně měřila elektrickou konduktivitu a u všech objektů kromě skapu PET 1 také objem vody, zachycený za určitý časový úsek.

Nepřavidelné intervaly měření, případně chybějící údaje jsou způsobeny buď technickými obtížemi (nefunkční zámek na dveřích jeskyně, aktuální nedostupnost některého přístroje, v zimních měsících zamrzlá voda v povrchovém lyzimetru apod.), nebo tím, že daný objekt v příslušném období nezachytil dostatečné množství vody, aby bylo možné určitý parametr změřit.

Období provozu sledovaných objektů jsou vypsána v tab. 2.

Tab. 2. Období provozu sledovaných objektů

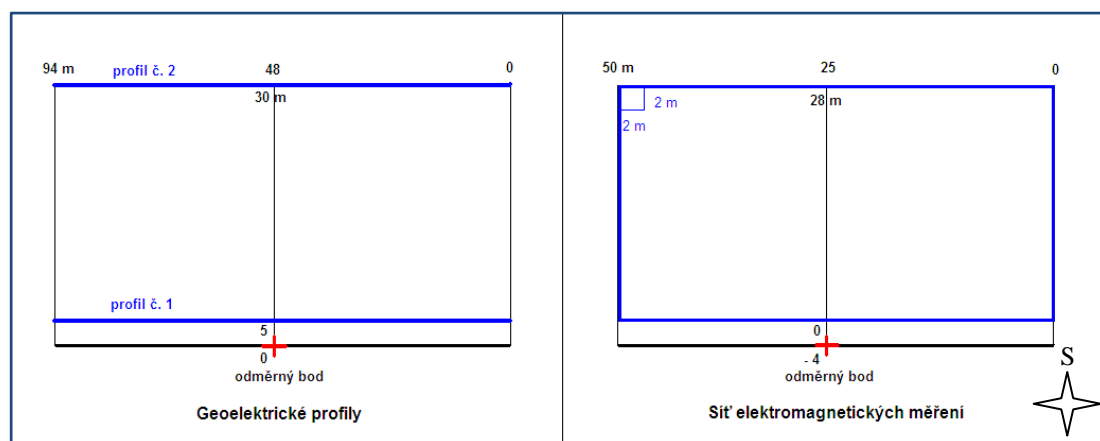
	období provozu	poznámka
S	5. 11. 2010 - 4. 11. 2011	
NS	5. 11. 2010 - 4. 11. 2011	
NL 0	5. 11. 2010 - 4. 11. 2011	
NL 30	30. 11. 2009 - 4. 11. 2011	
NJ, jezírko	5. 11. 2010 - 26. 11. 2011	+ data od J. Kamase z období 3. 3. - 9. 7. 2010, sklopka v provozu 20. 5. - 4. 11. 2011
PET 1	10. 12. 2010 - 2. 7. 2011	provoz ukončen kvůli nedostatečné aktivitě skapu
PET 2	5. 3. 2011 - 9. 9. 2011	průtok skapu měřen 8. 6. - 25. 9. 2011

6 Metodika

6.1 Terénní práce

6.1.1 Jednorázová měření a odběry

Geofyzikální měření provedl V. Gregor (firma GF Instruments) za pomoci T. Gregorové a mne. 2D odporovou tomografii jsme měřili na dvou rovnoběžných profilech délky 94 m, vzdálených od sebe 25 m, s rozstupem elektrod 2 m geoelektrickou aparaturou ARES za konfigurace elektrod typu Wenner-Schlumberger a dipól-dipól. Měrnou elektrickou vodivost jsme měřili ve třech hloubkových úrovních elektromagnetickou aparaturou CMD-Explorer na ploše 50x28 m v síti 2x2 m. Umístění geoelektrických profilů a sítě elektromagnetických měření jsou znázorněny na obr. 17.



Obr. 15. Lokalizace geofyzikálních měření

Infiltrační zkoušky, jejichž podstatnou část provedli v rámci hydrogeologického kurzu studenti PŘF UK pod vedením J. Soukupa (PŘF UK), byly realizovány na louce nad Němcovou jeskyní ve vzdálenostech 1, 8, 16 a 33 m na linii směrem k severu od odměrného bodu a v lese 8 m jižně a 12 m západně od odměrného bodu. Různá měření na stejné metrůži, která odlišují písmeny A, B, C, byla vždy provedena ve vzdálenosti alespoň 1,5 m od ostatních měření, a to v linii směru východ – západ, procházející danou hodnotou metrůže. Výjimku tvoří měření 16 m – C, které bylo provedeno o 20 m východněji než by odpovídalo výše uvedené lokalizaci.

Postup při provádění infiltračních zkoušek byl následující: Plechový válec o průměru 20 cm byl umístěn doprostřed jámy hluboké 15 cm a široké přibližně 40 cm a dno válce vysypáno drobnými kameny, aby při nalévání nedocházelo k rozplavování zeminy a zatěsňování pórů. Následně byl do válce vložen trn pro určení úrovně hladiny a do válce i do vnější části jámy

byla nalita přibližně 5 cm mocná vrstva vody, aby hladina dosáhla úrovně terénu. Poté byl přiléván vždy stejný objem vody dovnitř válce a měřen čas, za který hladina klesne na úroveň trnu. Průběžně byla doplňována voda také mimo válec do mírně nižší úrovně než uvnitř válce, aby z vnitřního válce voda neprosakovala do stran, ale tekla pouze svisle dolů. Objem nádoby, kterou byla voda přilévána do vnitřního válce, byl změřen s přesností 1 ml.

Objem srážek a vody z lyzimetrů jsem měřila odměrným válcem o objemu 250 ml s celkovou přesností 10 ml při jednom odběru.

Měrnou elektrickou vodivost (konduktivitu) jsem měřila konduktometrem WTW MultiLine P4 se sondou WTW Tetra Con 325, který měří s přesností 0,5 % a je vybaven automatickou kompenzací na teplotu 25°C.

Vzorky pro izotopovou analýzu jsem odebírala do polyethylenových nebo skleněných vzorkovnic, které jsem předem propláchla příslušným vzorkem. Vzorky pro chemickou analýzu na rozpuštěné ionty a alkalitu jsem odebírala do vzorkovnic Nalgene z HDPE, propláchnutých destilovanou vodou a malým množstvím vzorku. Pro analýzu kationtů a aniontů jsem vzorky hned po odebrání zfiltrovala pomocí přenosné filtrační soupravy Nalgene a vakuové pumpy přes filtry milipore o velikosti pórů 0,45 μm . Vzorky pro analýzu kationtů jsem navíc stabilizovala pomocí malého množství 85% HNO_3 , aby nedošlo ke srážení. Umožňovalo-li to množství vzorku, nabrala jsem vzorkovnici plnou a uzavřela bez vzduchové bubliny. Až do analýzy byly všechny vzorky skladovány v temnu a chladu.

6.1.2 Trvale osazené přístroje

Srážkoměry se skládaly ze sběrného trychtýře o ploše 182 cm^2 , zásobního kanystru a spojovací hadičky. Trychtýř byl vyroben z polyethylentereftalátu (PET), kanystr z vysokohustotního polyethylenu (HDPE) a hadička z měkčeného polyvinylchloridu (PVC). Horní okraj sběrného trychtýře se nacházel ve výšce přibližně 1 m nad terénem. Sběrná nádoba byla za účelem omezení výparu a zamrzání zapuštěna pod terén.

Povrchový lyzimetr se skládal ze sběrné ploché nádoby z PVC o ploše 1120 cm^2 umístěné v úrovni terénu a vyspádované do jednoho rohu, odkud byla voda svedena přes filtr ze silonové punčochy hadičkou z měkčeného PVC do kanystru z HDPE. Sběrná nádoba byla překryta vrstvou listí a větví, aby nebudila pozornost.

Půdní lyzimetr sestával z vyspádované sběrné nádoby z PVC o ploše 1200 cm^2 a výšce 10 cm, zakopané 35 cm pod povrch tak, aby nebylo porušeno nadloží. To je zde tvořeno hlinitopísčitou půdou s velmi mělkým horizontem obohaceným organickou složkou a mocnějším horizontem B. Nádoba byla vyplněna drenážní vrstvou křemenného písku z Provodína a původním materiálem a přitlačena k nadloží. Ze sběrné nádoby byla voda přes

filtr vedena hadičkou z měkčeného PVC do zásobního válce z novoduru o poloměru 8 cm (ploše 201 cm²), odkud ji bylo možné vyčerpat vakuovou pumpou.

Měření výšky hladiny v zásobním válci půdního lyzimetru a skapu PET 2 zajišťoval datalogger SOLINST, vybavený tlakovým čidlem. Oprava na změny atmosférického tlaku byla prováděna pomocí druhého dataloggeru umístěného uvnitř Němcovy jeskyně v kontaktu s atmosférou.

Souhrnný skap NJ byl vzorkován pomocí automatického vzorkovače ZKZ1 zkonstruovaného J. Kukačkou (PřF UK) a I. Zárubou (firma Narexsat). Voda byla čerpána z Jezírka hadičkou z měkčeného PVC přes otočné rameno do skleněných vzorkovnic. Nejdříve vždy došlo k propláchnutí přírodní hadičky a potom teprve k naplnění vzorkovnice. Z odebraných vzorků byl pro snížení finančních nákladů analyzován každý pátý a pouze v případě zjištění většího kolísání signálu byly pro upřesnění analyzovány i ostatní vzorky z daného období.

Měření vydatnosti skapu NJ bylo realizováno pomocí vahadlové sklopky se dvěma nádržkami o objemu 10 ml. Přístroj zaznamenával časové intervaly, ve kterých došlo k naplnění jedné nádržky, tzn. dobu, za kterou skapem proteklo 10 ml vody. Tento systém však z neznámých důvodů některá překlopení nezaznamenával, takže místo řady po sobě jdoucích skutečných měření zaznamenal jedinou kumulativní hodnotu, což vedlo k rozdílům mezi skutečným časem a časem odvozeným ze součtu doby z měřících intervalů. Chyba v absolutním čase dosahuje až několik dní.

6.2 Laboratorní práce

Izotopový rozbor (stanovení $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ a deuterium excess) provedl na laserovém spektroskopu LGR, Inc. M. Šanda z Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství na Fakultě stavební ČVUT v Praze. Průměrná odchylka stanovení $\delta^{18}\text{O}$ je 0,1 ‰ a $\delta^2\text{H}$ 0,6 ‰.

Chemické rozbory pro stanovení alkality a rozpuštěných kationtů a aniontů byly provedeny v Laboratoři geologických ústavů na PřF UK v Praze.

Kationty byly stanoveny metodou optické emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP OES). Stanovovány byly kationty těchto prvků: Al, Ba, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Sr.

Anionty byly stanoveny metodou HPLC (vysokoúčinná kapalinová chromatografie). Stanovovány byly tyto anionty: F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^- .

Alkalita byla stanovena titrací.

6.3 Zpracování dat a modelování

Geofyzikální měření zpracoval J. Rampas (GF Instruments) za pomoci programu Res2DInv.

Proudění mezi povrchem a jeskyní jsem na základě izotopového složení modelovala v programech FLOWPC a Microsoft Excel. Z důvodu vysoké korelace mezi hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jsem pro modelování využila pouze $\delta^{18}\text{O}$.

Evapotranspiraci jsem počítala pomocí vodní bilance mezi srážkami a půdním lyzimetrem.

6.3.1 FLOWPC

Program FLOWPC pracuje s modely sdružených parametrů a využívá konvoluční přístup (viz kapitola 2.3.2). Lze předem zvolit typ funkce, popisující zastoupení vody o různé době zdržení, a měnit její parametry tak, aby po dosazení vstupních dat byl výsledek co nejbližší změřeným výstupním datům.

Postupně jsem testovala model pístového toku, exponenciální model a disperzní model (s různými hodnotami disperzního parametru). Program umožňuje u každého z modelů simulovat navíc binární míšení s komponentou o koncentraci konstantní v čase, přičemž zastoupení komponenty je volitelné. Míru shody mezi modelovými a skutečnými hodnotami vyjadřuje v programu koeficient sigma, který je pro identické datové řady roven nule a s jejich odlišností roste.

Vzhledem k tomu, že jsem měla k dispozici pouze časové řady o maximální délce jednoho roku, nastal při modelování problém ve chvíli, kdy bylo třeba počítat s dobou zdržení v řádu několika let. Při nenulové střední době zdržení byly modelové hodnoty na začátku časové řady nereálné, protože program neměl k dispozici data, na základě kterých by provedl příslušný výpočet. Proto jsem v souladu s teorií o periodickém sezónním kolísání izotopového složení srážek, uvedenou v kapitole 2.2, zopakovala desetkrát za sebou izotopový signál změřený během jednoho roku a simulovala tak devět let předcházejících roku, kdy měření proběhlo. Vstupní hodnoty jsem vážila příslušnými úhrny srážek, resp. množstvím vody zachyceným lyzimetrem. Kromě toho jsem pro tvorbu modelů převedla změřené hodnoty na ekvidistantní v čase s intervalem 5 dní, v případě objektu NJ metodou vážených průměrů 2 - 4 nejbližších změřených hodnot a v případě objektu S lineární interpolací mezi dvěma sousedními hodnotami.

Pro snazší popis výsledků modelu zde zavádím pojmy „stará voda“ a „mladá voda“. Termínem „mladá voda“ je myšlena ta část zachycené vody, která vykazuje sezónní kolísání izotopového složení, a jejíž doba zdržení je kratší než 4 roky. Distribuce dob zdržení v rámci mladé vody je charakterizována základními modely uvedenými v kapitole 2.3.2. „Stará voda“ má dobu zdržení přesahující 4 roky, sezónní kolísání nevykazuje a její izotopové složení je blízké ročnímu průměru ve srážkách.

Při binárním míšení mezi starou a mladou vodou zůstává zachován tvar křivky daný mladou vodou, ale amplituda výchylek od ročního průměru se sníží.

6.3.2 Excel

Pro velkou časovou náročnost modelování v programu FLOWPC a kvůli problémům při vykreslování grafů (patrně způsobeným nedostatečným výkonem mého počítače) jsem proudění mezi jednotlivými objekty modelovala také pomocí programu Excel. Zde jsem testovala pouze kombinaci exponenciálního a pístového modelu s binárním míšením, ostatní modely jsem vyřadila jako méně vhodné již pomocí programu FLOWPC.

Exponenciální distribuci dob zdržení jsem charakterizovala funkcí

$$h(T) = e^{\frac{1}{T+a}} - 1 \quad (11)$$

$h(T)$ = je frakce vody o době zdržení T

a = volitelný parametr specifikující tvar distribuční křivky

Úprava dat před vlastním modelováním (interpolace, vážení objemem vody, desetinásobné opakování ročních cyklů) byla stejná, jako u programu FLOWPC, ale pro modelování v Excelu jsem místo interpolovaných hodnot po pěti dnech používala průměrné měsíční hodnoty. Míru podobnosti modelové křivky a změřených dat jsem hodnotila subjektivně na základě velikosti amplitudy a tvaru křivky.

6.3.3 Výpočet vodní bilance

Porovnáním úhrnu srážek za určité období s množstvím vody zachyceným pomocí lyzimetru mohu vypočítat, jaká část vody, která dopadla na povrch terénu, infiltrovala do dané hloubky nesaturované zóny (v tomto případě do hloubky 35 cm). Evapotranspirace je potom rozdíl celkového množství srážek a množství infiltrované vody.

K určení evapotranspirace je možno použít data ze srážkoměrů nebo z povrchového lyzimetru. Úhrny srážek ze srážkoměrů na otevřeném prostranství se od podkorunových srážek značně liší. Vzhledem k tomu, že půdní lyzimetr NL₃₀ byl umístěn v lese, zvolila jsem pro výpočet evapotranspirace obdobně situovaný povrchový lyzimetr NL₃₀. Tímto postupem jsem získala údaj o evapotranspiraci platný pro lesní prostředí, který ale nemusí být totožný s evapotranspirací na louce, kde se nachází předpokládaná infiltrační oblast skapů v Němcově jeskyni č. 1.

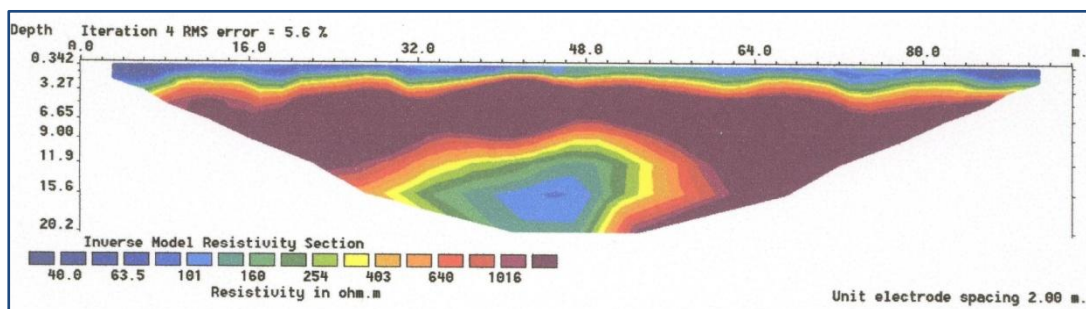
7 Výsledky a diskuze

V této kapitole prezentuji výsledky geofyzikálních měření, infiltračních zkoušek, měření konduktivity, objemů zachycené vody a průtoků na objektech popsaných v kapitole 5.2, výsledky izotopových a chemických analýz ($\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$, deuterium exces, koncentrace F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} , HCO_3^- , Al, Ba, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Sr) a výsledky modelování proudění mezi terénem a jeskyní.

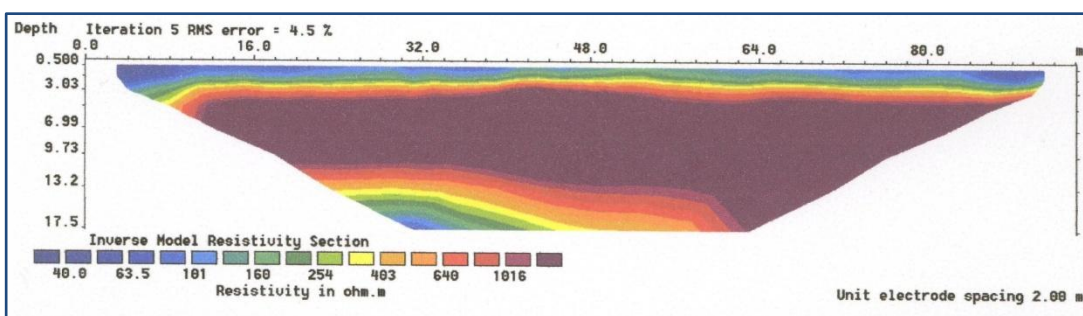
7.1 Geofyzikální měření

7.1.1 Geoelektrická měření

Oba měřené profily, lokalizované v kapitole 4.2, jsou orientovány kolmo k průběhu jeskyně. Profil č. 1 protíná jeskyni přibližně 10 m za vchodem, profil č. 2 prochází až cca 10 m za koncem jeskyně. Vzhledem k tomu, že koncová část jeskyně je prokopána v sedimentech a je možné, že chodba ve vápenci pokračuje dále, nebylo předem vyloučeno, že i tento profil dutinu zachytí. Obr. 18, 19, 20 a 21 zobrazují odporové řezy na profilech 1 a 2, zpracované na základě měření při konfiguracích dipól-dipól a Wenner-Schlumberger.



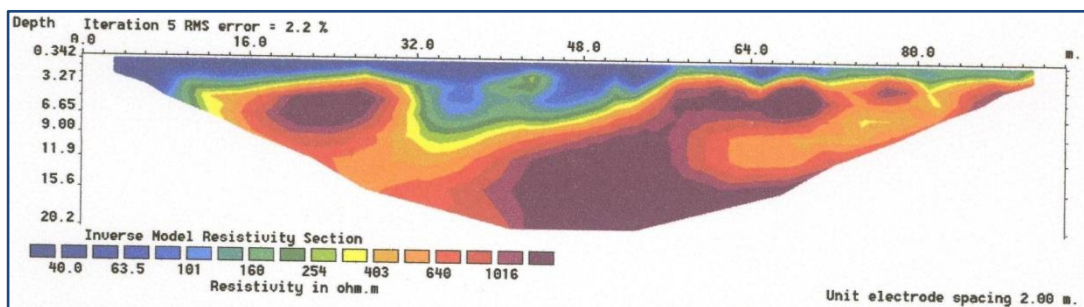
Obr. 16. Profil č. 1, konfigurace elektrod dipól-dipól



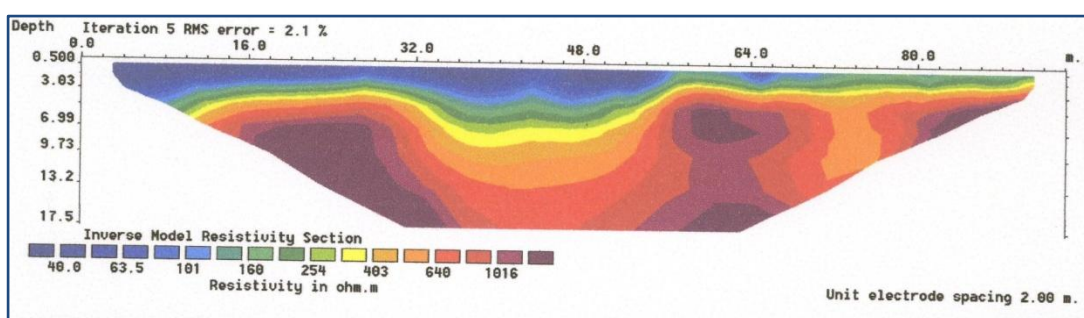
Obr. 17. Profil č. 1, konfigurace elektrod Wenner-Schlumberger

Z výsledků měření při konfiguraci dipól-dipól je od povrchu do hloubky 2 až 4 m patrný rovnoměrný nárůst měrných odporů. Pod touto úrovní se nachází zóna vysokých odporů (1000 - 1200 ohm.m), která je na metrů cca 30 – 50 m porušena oblastí snížených odporů s minimem (40 ohm.m) v hloubce 15 m pod terénem. Nejvyšší gradient měrného odporu ve svislém směru, zjištěný na horním okraji této záporné anomálie, byl za konfigurace dipól-

dipól nalezen v hloubce cca 12 m pod terénem, za konfigurace Wenner-Schlumberger až v hloubce okolo 14 m.



Obr. 19. Profil č. 2, konfigurace elektrod dipól-dipól



Obr. 18. Profil č. 2, konfigurace elektrod Wenner-Schlumberger

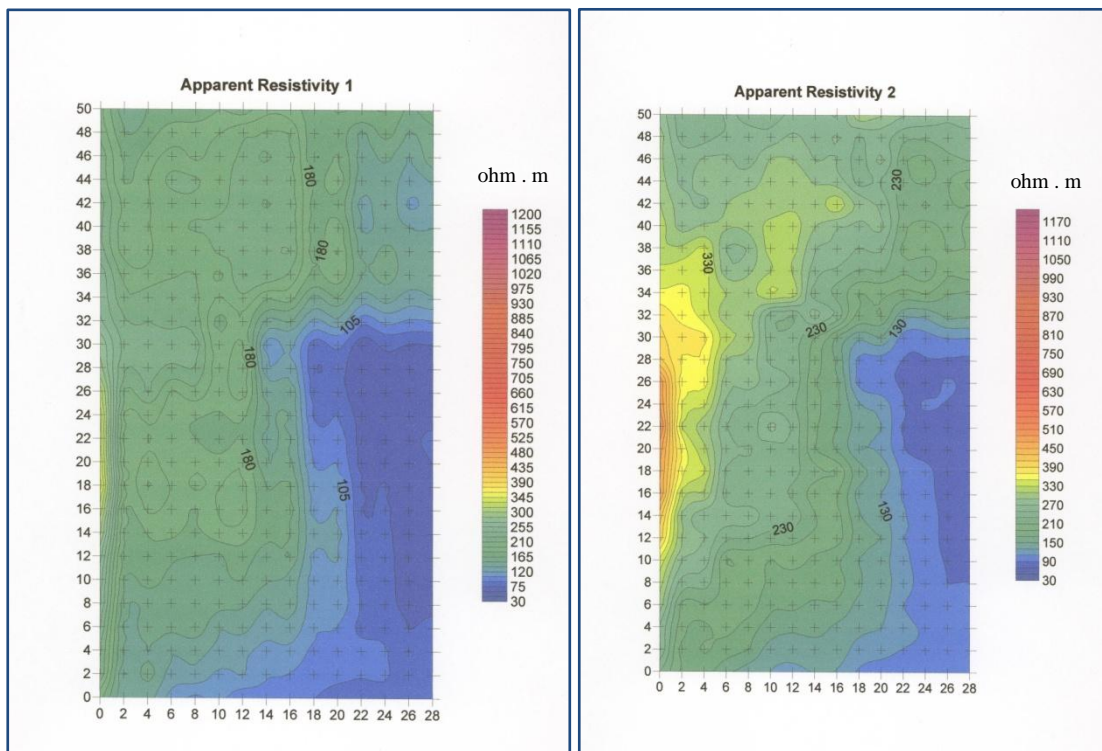
Na profilu č. 2 je z obou konfigurací měření patrná vyšší mocnost (až 7 m oproti okolním 0,5 – 3 m) přípovrchové zóny snížených měrných odporů na metrži cca 30 – 50 m. Tato anomálie se propaguje do hloubek mimo dosah měření (přes 17,5 m) v podobě oblasti, kde je oproti okolí výrazně nižší gradient měrných odporů, které nedosahují hodnoty 1000 ohm.m. Podobný jev se vyskytuje také na metrži 2 - 10 m, kde měrné odpory o velikosti 40 ohm.m zasahují až k okraji změřené oblasti, minimálně tedy do hloubky 5 m.

V obou řezech na profilu č. 2 se v hloubkách přibližně 5 až 15 m vyskytuje oblast, kde měrné odpory klesají na hodnoty okolo 400 – 500 ohm.m. Tato oblast je částečně shora překryta zónou o vyšších odporech. Při konfiguraci dipól-dipól je uvedená anomálie zjištěna na metrži 60 – 90 m a při konfiguraci Wenner-Schlumberger na metrži 65 – 80 m.

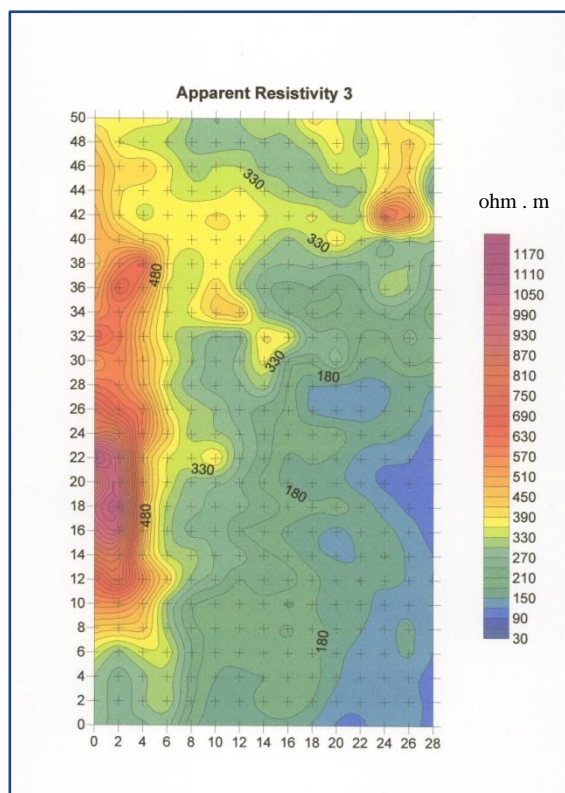
7.1.2 Elektromagnetická měření

Výsledkem elektromagnetických měření jsou mapy měrných odporů (obr. 22 a 23) do hloubek 2,2 m, 4,2 m a 6,7 m (pro každou hloubku se jedná o souhrnnou informaci prostředí mezi povrchem a danou hloubkou, přičemž přibližně 70 % informace pochází z dotyčné hloubky a 30 % z nadloží).

Při měření do tří hloubkových úrovní lze vykreslit pro měřenou oblast také odporové řezy, které pro jejich velký počet uvádím v příloze II.



Obr. 20. Mapy měrných odporů do hloubek 2,2 m (vlevo) a 4,2 m (vpravo)



Obr. 21. Mapa měrných odporů do hloubky 6,7 m

V hloubce 2,2 m se měrné odpory mění přibližně mezi 30 a 180 ohm.m, v hloubce 4,2 m mezi 30 a 450 ohm.m a v hloubce 6,7 mezi 70 a 900 ohm.m. V rámci proměřené oblasti je patrný generelní nárůst měrných odporů s hloubkou pod terénem a ve směru od SV k JZ (na obrázcích směrem k levému hornímu rohu).

Zatímco blíže k povrchu se měrné odpory mění plynule, ve větších hloubkách byly zjištěny vyšší horizontální gradienty a nepravidelně rozmístěná lokální maxima a minima.

7.1.3 Interpretace geofyzikálních měření

Mocnost přípovrchové zóny relativně nízkých měrných odporů (do 100 ohm.m), kterou interpretuji jako soubor pokryvných útvarů, se mění od 0,5 – 1,5 m v jižní části oblasti po cca 7 m u jejího severního okraje na geoelektrické metrži 30 – 50 m. Zvýšená mocnost pokryvu, potvrzená v tomto místě také elektromagnetickým měřením, indikuje patrně závrť, který byl v minulosti zavezen zeminou, nejspíš z důvodu lepší zemědělské využitelnosti území. Tuto interpretaci podporuje i skutečnost, že se předpokládaný závrť nachází v přímém pokračování osy Němcovy jeskyně č. 1 a mohl tedy vzniknout na stejné tektonické poruše.

Zvýšená mocnost pokryvu na geoelektrickém profilu č. 2 na metrži 2 – 10 m by mohla být také zasypaným závrtem, nebo tektonickým rozhraním. Vzhledem k tomu, že se zmíněný jev nachází na okraji profilu, kde je hloubkový dosah měření malý, je interpretace velmi nejistá, obdobný jev se však vyskytuje i na profilu č. 1.

Pod pokravnými útvary se nachází přechodná oblast, interpretovaná jako epikras, kde měrné odpory s hloubkou rostou od cca 100 ohm.m až po 1000 ohm.m. Mocnost této zóny se v prostoru mění. Na jihu, blíže k lesu, je gradient vysoký a již v hloubce 2 – 4 m byly zjištěny vysoké měrné odpory, které značí rostlou skálu. Naopak v oblasti předpokládaného závrtu začíná skála patrně až v hloubce přes 20 m a epikras je vyvinut v mocnosti cca 13 m.

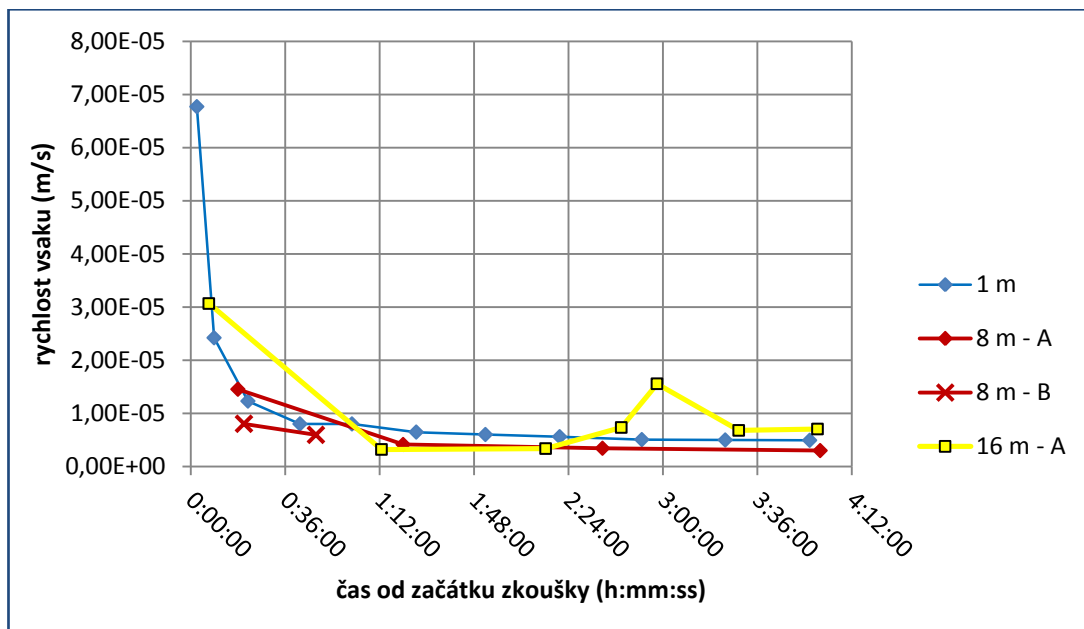
Němcova jeskyně byla zastižena pouze geoelektrickým profilem č. 1, kde se projevuje jako výrazná záporná anomálie na metrů 40 m se středem v hloubce 15 m. Za strop jeskyně považují úroveň nejvyššího vertikálního gradientu měrného odporu nad touto anomálií. Ten se v místě nejmenší mocnosti nadloží nachází v hloubce cca 13 m. Šířka jeskyně, definovaná pomocí obdobného principu, by však byla asi 20 m, což je čtyřikrát více, než její skutečná šířka v daném místě. Tuto chybu lze vysvětlit jako omyl při primární interpretaci měření. Různé podzemní struktury se mohou při měření na povrchu projevovat stejně a je třeba vybrat vhodný model. V tomto případě by v centru záporné anomálie měly být hodnoty měrného odporu blízké nule, protože se jedná o dutinu vyplněnou vzduchem, a pro dosažení stejného účinku na povrchu by potom byly odpovídající menší rozměry anomálie. Z toho vyplývá, že relevantní je pouze pozice středu dutiny, umístění jejích okrajů však ne.

Elektromagnetickým měřením Němcova jeskyně č. 1 zastižena nebyla, protože se nachází v hloubce, která je mimo dosah přístroje. Pokračování jeskyně nezachytil ani geoelektrický profil č. 2, není však vyloučeno propojení jeskyně se zasypaným závrtem.

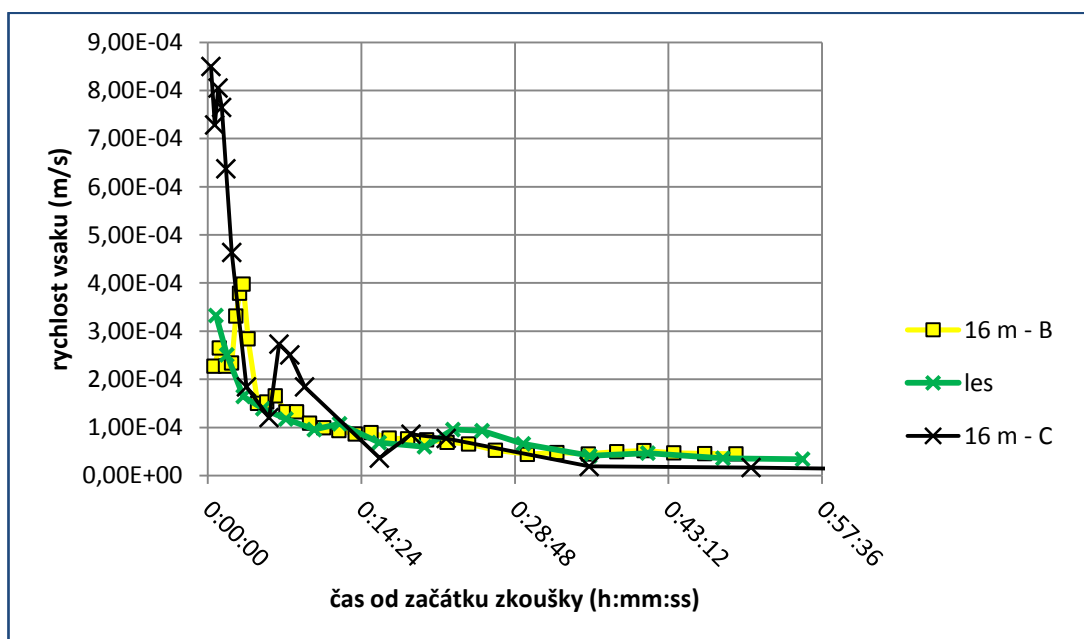
Druhá záporná anomálie, zastižena geoelektrickým profilem č. 2 na metrů cca 65 – 80 m v hloubce 5 až 15 m, by mohla být také dutinou v rostlé skále, ale vyplněnou sedimenty. Podobný jev je nepřilíš jasně vidět i z elektromagnetického měření v hloubce 6,7 m, a to na metrů 42 – 50 m (odpovídá geoelektrické metrů 65 – 73 m) ve směru V – Z a 4 – 22 m ve směru S – J.

7.2 Infiltrační zkoušky

Průběh sedmi infiltračních zkoušek zobrazují grafy na obr. 24 a 25. Osmá infiltrační zkouška na 33. metru byla po 2 hodinách, kdy nedošlo ke vsaku ani prvního množství vlité vody, ukončena, proto v grafech uvedena není.



Obr. 22. Výsledky infiltračních zkoušek, část 1.



Obr. 23. Výsledky infiltračních zkoušek, část 2.

Hodnoty vertikální hydraulické vodivosti, vypočtené z ustálených fází infiltračních zkoušek, uvádím v tab. 3.

Tab. 3. Hydraulická vodivost v hloubce 15 cm, vypočtená na základě infiltračních zkoušek

vzdálenost k severu od odměrného bodu	K (m/s)
1 m	$5,0 \cdot 10^{-6}$
8 m - A	$3,0 \cdot 10^{-6}$
8 m - B	$6,0 \cdot 10^{-6}$
16 m - A	$7,1 \cdot 10^{-6}$
16 m - B	$4,5 \cdot 10^{-5}$
16 m - C	$8,8 \cdot 10^{-6}$
33 m	$2,7 \cdot 10^{-6}$
-8 m (les)	$3,4 \cdot 10^{-5}$

Změřené hodnoty vertikální hydraulické vodivosti se pohybují mezi $2,7 \cdot 10^{-6}$ m/s a $4,5 \cdot 10^{-5}$ m/s, v průměru $1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Skutečná rychlost infiltrace může být oproti změřeným hodnotám až o řád nižší, a to z důvodu malých rozměrů válce a infiltrace vody i v horizontálním směru, ne pouze svisle dolů (J. Bruthans, ústní sdělení). Zjištěné hodnoty lze proto využít spíše k porovnání jednotlivých měřených míst, než pro popis skutečné rychlosti proudění nenasycenou zónou.

Body umístěné na louce nevykazují žádný jednoznačný trend změn hydraulické vodivosti v prostoru, jedná se spíše o lokální anomálie, které mohou korespondovat s různými mocnostmi půdního profilu, zjištěnými pomocí geofyzikálních měření, nebo také se zrnitostními změnami. Nejnižší hydraulická vodivost byla zjištěna v bodě 33 m, tedy v oblasti předpokládaného zasypaného závrtu, nejvyšší v bodě 16 m – B a v lese.

7.3 Průtoky a vodní bilance

Na základě údajů o průtoku, resp. množství vody, zachyceném sledovanými objekty za určitý čas, jsem provedla vodní bilanci, která slouží k přibližnému výpočtu míry evapotranspirace na lokalitě. Porovnáním časového průběhu těchto veličin v jednotlivých objektech lze navíc získat představu o rychlosti šíření hydraulické odezvy prostředím.

7.3.1 Režim průtoků

V tab. 4 – 7 jsou uvedena množství vody, odebraná ze srážkoměrů a lyzimetrů. Jedná se o úhrny za období mezi datem příslušného odběru a odběru předchozího.

Tab. 4. Úhrny srážek z objektu S

S	objem (ml)	poznámka	mm vodního sloupce
14.11.2010	344	od 5.11.2010	19
21.11.2010	242		13
28.11.2010	149		8
5.12.2010	193		11
14.1.2011	1066		59
7.2.2011	168		9
16.3.2011	44		2
24.3.2011	1056		58
2.4.2011	46		3
10.4.2011	124		7
17.4.2011	100		5
5.5.2011	440		24
26.5.2011	394		22
29.5.2011	410		23
17.6.2011	680		37
2.7.2011	300		16
24.7.2011	1790		98
6.8.2011	1138		63
9.9.2011	610		34
24.10.2011	860		47
4.11.2011	145		8
5.11.2010 - 4.11.2011			566

Tab. 5. Úhrny srážek z objektu NS

NS	objem (ml)	poznámka	mm vodního sloupce
26.11.2010	785	od 5.11.2010	43
11.1.2011	1095		60
12.2.2011	325		18
5.3.2011	0		0
3.4.2011	895		49
15.5.2011	1182		65
8.6.2011	614		34
2.7.2011	848		47
6.8.2011	3265		179
9.9.2011	782		43
24.10.2011	1001		55
4.11.2011	162		9
5.11.2010 - 4.11.2011			602

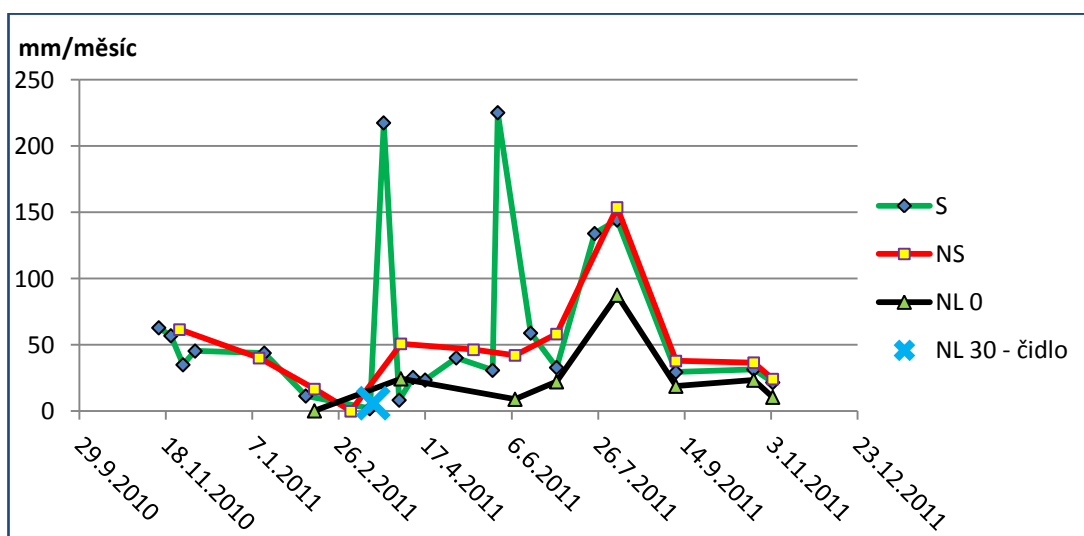
Tab. 6. Množství vody, odebrané z povrchového lyzimetru NL₀

NL 0	objem (ml)	poznámka	mm vodního sloupce
12.2.2011	125	od 5.11. 2010, led v kanystru	1
3.4.2011	4570	+ rozpuštěný led	41
8.6.2011	2342		21
2.7.2011	1994		18
6.8.2011	11446		102
9.9.2011	2402		21
24.10.2011	3947		35
4.11.2011	436		4
5.11.2010 - 4.11.2011			243

Tab. 7. Množství vody, odebrané z půdního lyzimetru NL₃₀

NL 30	objem (ml)	poznámka	mm vodního sloupce
12.2.2011	170	od 5.11.2010	1,42
3.4.2011	750		6,25
8.6.2011	25		0,21
9.9.2011	25		0,21
4.11.2011	1		0,01
5.11.2010 - 4.11.2011			8,09

Na obr. 26 jsou množství zachycené vody vykreslena do grafu. Údaje jsou však pro větší názornost normovány na jednotku plochy a 30 dní a uváděny v jednotkách mm/měsíc, jedná se tedy o vyjádření intenzity srážek (resp. přítoku do lyzimetrů), nikoli o měsíční úhrny.



Obr. 24. Množství vody, zachycené srážkoměry a lyzimetry, normované na jednotku plochy za 30 dní

Množství srážek, zachycené srážkoměrem S, vykazuje v čase větší výkyvy oproti srážkoměru NS, trend s dlouhodobým minimem v únoru a maximem v červenci je ale v obou případech shodný. Krátkodobé intenzivní srážky byly zachyceny srážkoměrem S v březnu a červnu. Podobný průběh množství srážek jako NS má i lyzimetr NL_0 , ale s celkově nižšími úhrny. Půdním lyzimetrem NL_{30} byl zachycen o 1 až 2 řády menší vodní sloupec, proto je v grafu vykreslena pouze jediná událost, kdy byla v průběhu dvou dnů (18. – 19. 3. 2011) pomocí tlakového čidla zjištěna dotace 12,25 mm vodního sloupce. Od června 2011 bylo množství vody, zachycené NL_{30} , velmi malé, a při dodatečné kontrole lyzimetru v květnu 2012 nebyla v objektu stále zachycena žádná voda.

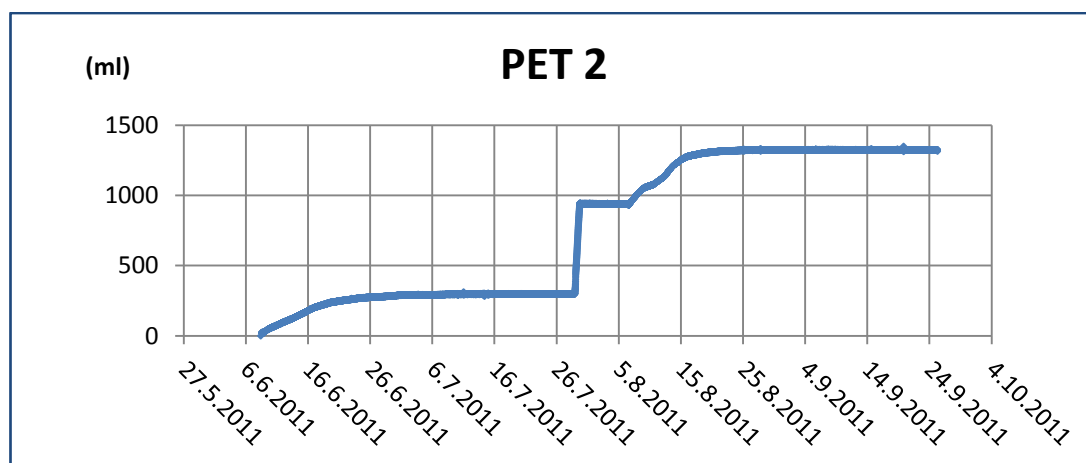
Větší kolísání hodnot ze srážkoměru S oproti NS je způsobeno vyšší četností odběrů u prvního z nich. Celkově nižší úhrny z NL_0 oproti srážkoměrům vysvětluje umístění NL_0 v lese, kde část srážkové vody stéká po větvích mimo sběrnou oblast lyzimetru, případně se ještě před dopadem na zem vypařuje z povrchu vegetace. Řádově nižší množství vody, zachycené půdním lyzimetrem NL_{30} , lze z části považovat za jev způsobený evapotranspirací, ale extrémně nízké hodnoty z druhé poloviny roku 2011, stejně jako nulový přítok v období listopad 2011 – květen 2012, opodstatňují předpoklad, že lyzimetr v průběhu pozorování přestal být funkční.

Maximální intenzita přítoku do NL_{30} ve dnech 18. – 19. 3. 2011 se časově shoduje s obdobím intenzivních srážek, zaznamenaných srážkoměrem S. Z důvodu týdenního kroku odebírání srážek může tato shoda znamenat až týdenní zpoždění reakce lyzimetru na srážku.

Pozdější intenzivní srážky, zaznamenané v červnu a červenci, se už na množství vody zachycené lyzimetrem neprojevily, což přisuzují ztrátě funkčnosti lyzimetru.

Ztráta funkčnosti mohla být způsobena ucpáním hadičky, spojující sběrnou nádobu se zásobním válcem, nebo přílišným utěsněním horního konce válce, které by postupně vedlo ke zvyšování tlaku vzduchu ve válci a následnému zamezení přítoku vody. Dalším možným vysvětlením je působení kapilárních sil, vytvářejících v nenasyceném nadloží lyzimetru sací tlak a neumožňujících gravitační odtékání vody do zásobního válce.

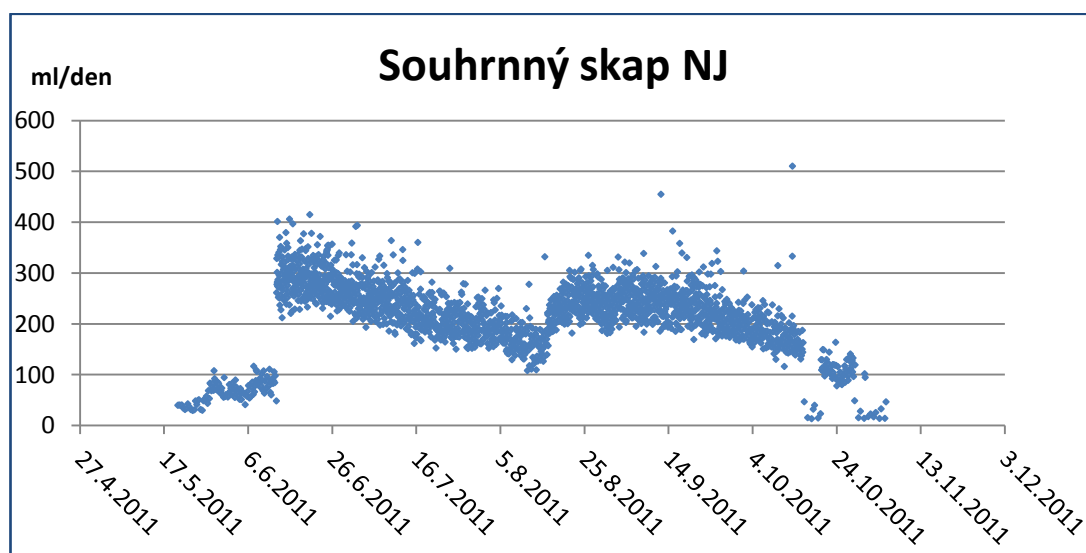
Grafy na obr. 27 a 28 zobrazují kumulativní objem vody prošlé skapem PET 2 a časový průběh průtoku skapem NJ.



Obr. 25. Kumulativní objem vody prošlé skapem PET 2

Aktivita skapu PET 2 byla v rámci měřeného období maximální ve dnech 28. - 29. 7. (resp. 5. 8.) 2012, kdy skapem protekly cca 3 l vody. Z toho 600 ml se vešlo do válce, a tudíž bylo změřeno pomocí tlakového čidla, objem zbývající vody, která přetekla do vnější nádoby, sloužící ke stabilizaci válce, jsem pouze odhadla. Z důvodu přetečení válce není možné čas ukončení zvýšené aktivity skapu přesně stanovit.

Kromě výše popsaného krátkodobého intenzivního přítoku docházelo na tomto skapu ke střídání období aktivity a období téměř bez dotace. Aktivnější období nastala přibližně mezi 8. a 26. 6. a potom 5. až 18. 8. 2011.



Obr. 26. Okamžitý průtok souhrnného skapu NJ

Skap NJ vykazoval ve studovaném období specifický průběh intenzity, kdy po jednorázovém zvýšení průtoku docházelo k postupnému útlumu až do okamžiku následujícího skokového nárůstu. Zvýšení aktivity nastalo přibližně v období 11. - 13. 6 2011 a v menší míře také 14.

- 16. 8. 2011. Měření na tomto objektu se vyznačuje vysokou mírou šumu s periodou kratší než 1 hodina.

Průběh intenzity skapu v čase, charakteristický prudkými nárůsty a pozvolnými poklesy, je v objektech PET 2 a NJ podobný. Lze z něj usuzovat na přechodnou existenci zavěšené zvodně v oblasti mezi povrchem a jeskyní, která se doplňuje za intenzivních srážek a posléze je odvodňována drenážními cestami s omezenou kapacitou. Průtok těmito cestami závisí na mocnosti zvodně, která za intenzivní dotace roste a v období, kdy odtok převyšuje dotaci, postupně klesá, což způsobuje i postupný pokles intenzity skapu.

V případě PET 2 jsou změny průtoku větší zřejmě proto, že v souhrnném skapu NJ se vliv různě reagujících jednotlivých skapů navzájem částečně ruší.

V rámci časové přesnosti měření se maxima intenzity souhrnného a izolovaného skapu shodují a se zpožděním přibližně 14 dní odpovídají také srážkovým maximům.

Vysoká míra šumu s velmi krátkou periodou (menší než 1 hodina), zaznamenaného v intenzitě skapu NJ, může být způsobena změnami tlaku vzduchu.

7.3.2 Vodní bilance

Vodní bilanci lze vyhodnotit pouze mezi srážkami a půdním lyzimetrem, protože u skapových vod není známa příslušná infiltrační plocha. V tab. 8 jsou zaznamenány objemy vody, zachycené jednotlivými objekty, v tab. 9 průměrné hodnoty srážek, jejich směrodatné odchylky a hodnoty evapotranspirace, vypočítané pomocí různých vstupních hodnot (údajů ze srážkoměrů nebo z povrchového lyzimetru). Kromě souhrnných výsledků za celý hydrologický rok 2010/2011 zde z důvodu značných rozdílů mezi zimními a letními měsíci uvádím údaje z těchto období také samostatně (tab. 10 a 11).

Tab. 8. Množství vody zachycené objekty S, NS, NL 0 a NL 30

Množství vody zachycené jednotlivými objekty (mm vodního sloupce)			
objekt	úhrn za hydrologický rok 2010/2011	úhrn za listopad 2010 – duben 2011	úhrn za květen – říjen 2011
S	566	182	372
NS	602	170	432
NL 0	243	42	201
NL 30	8	8	0,4

Tab. 9. Průměrné úhrny srážek a míra evapotranspirace pro celý hydrologický rok

Hydrologický rok 2010/2011			
	aritmetický průměr	směrodatná odchylka	relativní směrodatná odchylka
úhrn srážek (průměr S a NS)	584 mm	18 mm	3%
úhrn srážek (průměr S, NS a NL 0)	470 mm	161 mm	34%
infiltrace	3%	vypočteno z NL 0 a NL 30	
evapotranspirace	97%	vypočteno z NL 0 a NL 30	

Tab. 10. Průměrné úhrny srážek a míra evapotranspirace pro období listopad - duben

Listopad 2010 - duben 2011			
	aritmetický průměr	směrodatná odchylka	relativní směrodatná odchylka
úhrn srážek (průměr S a NS)	176 mm	6 mm	3%
úhrn srážek (průměr S, NS a NL 0)	131 mm	63 mm	48%
infiltrace	18%	vypočteno z NL 0 a NL 30	
evapotranspirace	82%	vypočteno z NL 0 a NL 30	

Tab. 11. Průměrné úhrny srážek a míra evapotranspirace pro období květen - říjen

Květen - říjen 2011			
	aritmetický průměr	směrodatná odchylka	relativní směrodatná odchylka
úhrn srážek (průměr S a NS)	402 mm	30 mm	7%
úhrn srážek (průměr S, NS a NL 0)	335 mm	97 mm	29%
infiltrace	0%	vypočteno z NL 0 a NL 30	
evapotranspirace	100%	vypočteno z NL 0 a NL 30	

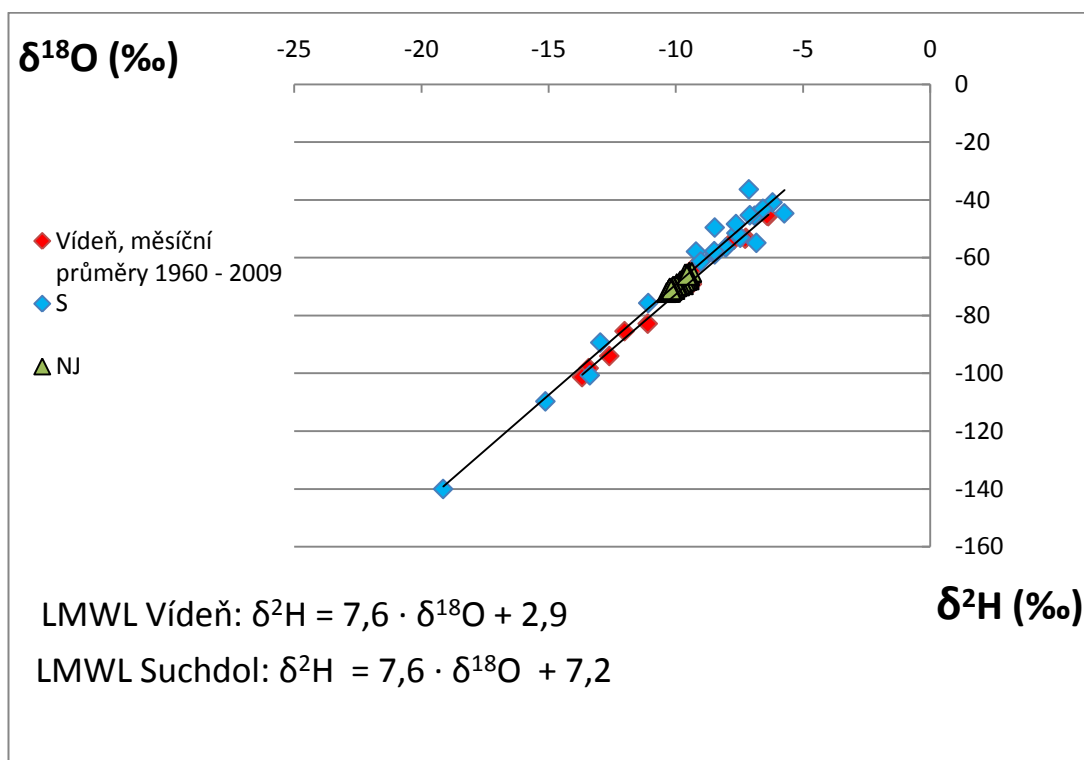
Z tab. 10, charakterizující zimní období, vyplývá přibližně 80% evapotranspirace, z letního období 100% evapotranspirace.

V letních měsících je na jižní Moravě sice obvyklé, že převládá výpar nad srážkovou dotací (Kohout 2009), ale v tomto případě byla zřejmě vypočtená evapotranspirace zkreslena ztrátou funkčnosti půdního lyzimetru, zmiňovanou v kapitole 7.3.1. Předpokládám to také z toho důvodu, že do letní části roku spadá i červenec, tzn. nejdeštivější měsíc za celé

vyhodnocované období, a považuji za nepravděpodobné, že by se tyto srážky v řádně fungujícím lyzimetru neprojevíly.

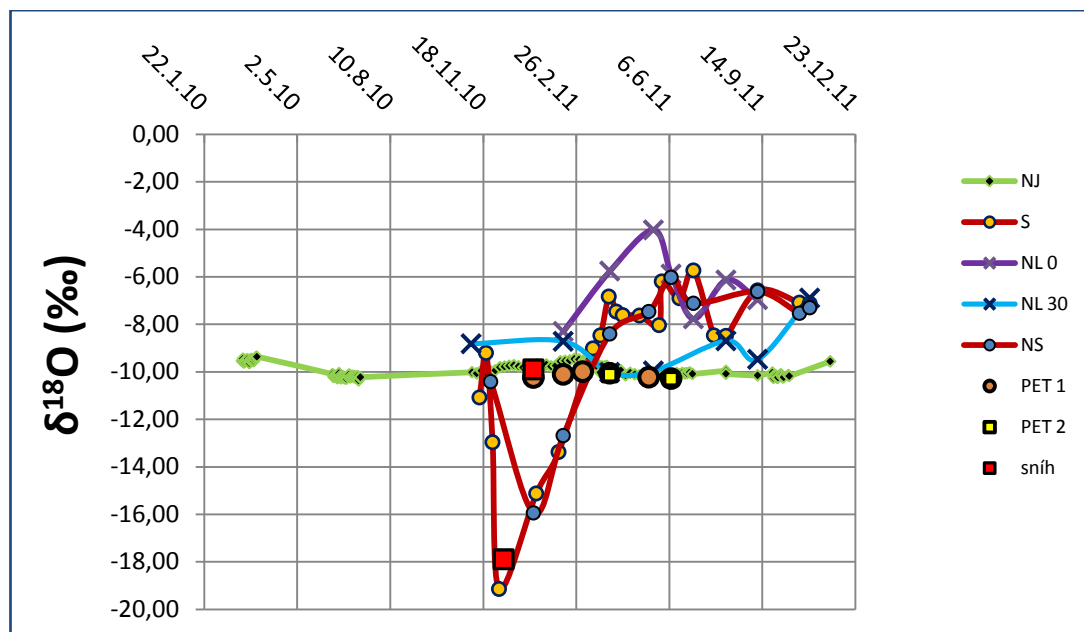
7.4 Izotopové složení

Vzorky, analyzované v rámci této práce, vykazují vysokou korelaci mezi izotopovým složením vodíku a kyslíku, jak je demonstrováno na obr. 27, kde vlastní měření srovnávám s izotopovým složením srážek ze stanice Vienna Hohe Warte. Dále zpracovávám pouze měření $\delta^{18}\text{O}$, protože výsledky na základě $\delta^2\text{H}$ by byly velmi podobné. Kompletní výsledky analýz uvádím v příloze I.



Obr. 27. Srovnání závislosti izotopového složení kyslíku a vodíku v objektech S, NJ a stanici Vienna Hohe Warte.

V grafu na obr. 28 je vykreslen průběh $\delta^{18}\text{O}$ v čase v rámci jednotlivých objektů. U všech objektů, kde byl proveden dostatek analýz, jsou patrné změny izotopového složení v průběhu roku. Největší výkyvy vykazuje srážková voda, nejmenší pak jeskynní skapy. Roční aritmetický průměr hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ze srážkoměru S je -9,17 ‰, z NS -8,95 ‰, z lyzimetru NL₃₀ -8,94 ‰ a ze souhrnného skapu NJ -9,9 ‰ (ostatní objekty nebyly vzorkovány na izotopovou analýzu po celý rok, proto nelze vypočítat roční průměr). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ v obou srážkoměrech mají velmi podobný průběh, v lyzimetru NL₀ jsou oproti srážkoměrům celkově vyšší. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ skapů PET 1 a PET 2 jsou oproti souhrnnému skapu NJ nižší a bližší ročnímu průměru NJ.



Obr. 28. Časový průběh $\delta^{18}\text{O}$ v objektech S, NS, NL 0, NL 30, NJ, PET 1 a PET 2

Amplitudy sezónních výkyvů $\delta^{18}\text{O}$ s hloubkou pod terénem klesají, což je způsobeno vyšším zastoupením starší vody, se kterou se infiltrující voda mísí. Generelně zvýšené hodnoty v NL_0 mohou být způsobeny výparem - buď ze záchytné nádoby lyzimetru, nebo z listů a větví stromů ještě před dopadem na zem. První vzorek z NL_0 je navíc ovlivněn zamrznutím části vody v zásobním kanystru, která byla odebrána až po jejím rozpuštění zároveň s následujícím vzorkem. Skutečná hodnota $\delta^{18}\text{O}$ v prvním vzorku by tedy měla být oproti měřené hodnotě vyšší a ve druhém vzorku nižší. V případě vzorku sněhu, který leží na linii skapů, se patrně jedná o záměnu vzorků.

Skutečnost, že hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ skapů PET 1 a PET 2 jsou bližší ročnímu průměru NJ může být vysvětlena tak, že ve vodě ze skapů PET 1 a PET 2 je více zastoupena voda starší než 4 roky. Tyto objekty by potom nebyly vyústěním preferenčních cest proudění s nejkratšími dobami zdržení, a takové cesty by naopak byly zachyceny v rámci souhrnného skapu NJ. Proti této teorii však mluví výsledky chemické analýzy, uvedené v kapitole 7.5.2.

Jiným vysvětlením by mohla být různá střední doba zdržení mladé vody, která by způsobila posun signálu v izolovaných skapech oproti NJ. Pokud maxima $\delta^{18}\text{O}$ nenastávají u všech skapů ve stejnou dobu, nelze na základě časově omezeného sledování $\delta^{18}\text{O}$ ve skapech porovnávat.

7.4.1 Modely v programu FLOWPC

Pomocí programu FLOWPC jsem modelovala proudění mezi povrchem (objekt S) a jeskyní (objekt NJ) za využití interpolovaných hodnot s krokem 5 dní. Nejlépe odpovídající výsledky (posuzováno podle hodnoty sigma) pro jednotlivé typy modelů uvádím v tab. 12.

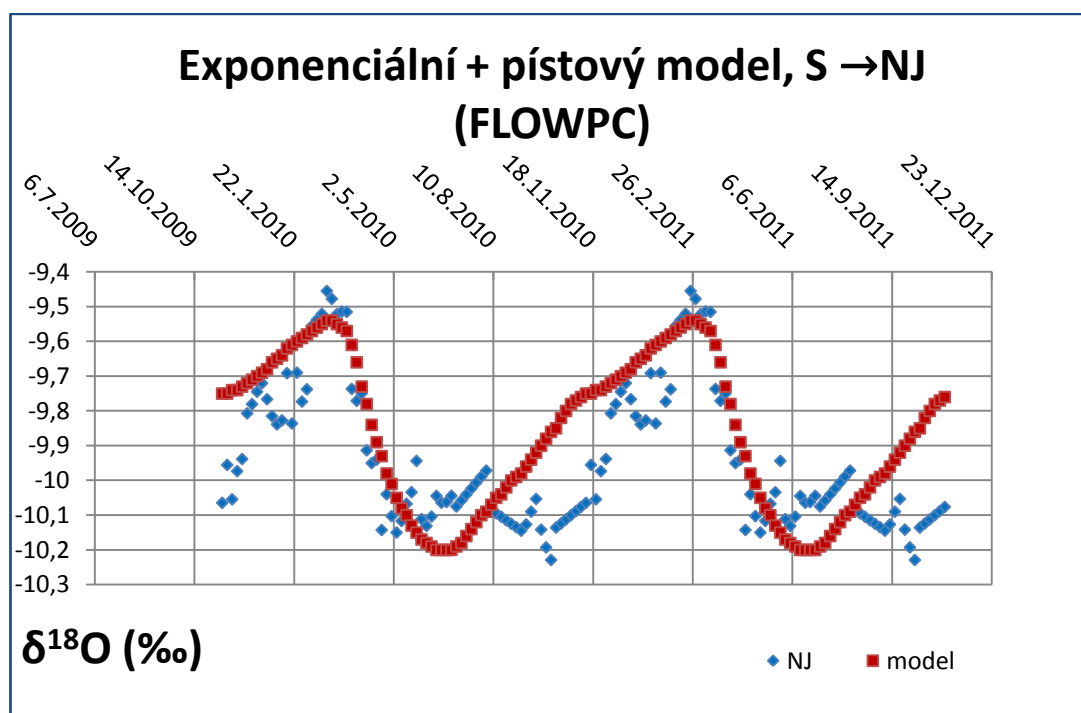
Ve všech případech je navíc uvažováno binární míšení mezi mladou vodou, jejíž stáří popisuje model, a starou vodou o konstantním $\delta^{18}\text{O}$.

Tab. 12. Výsledky modelování v programu FLOWPC pomocí základních typů modelů

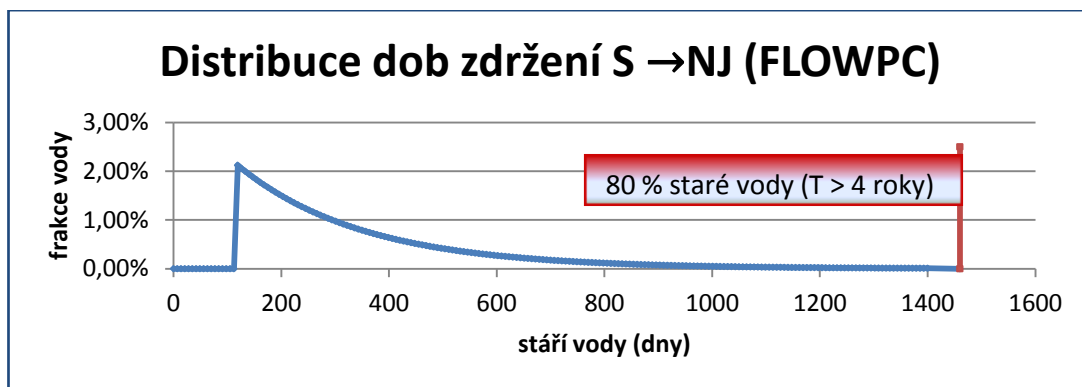
typ modelu	zastoupení staré vody	$\delta^{18}\text{O}$ staré vody	T_r (mladá voda)	disperzní parametr resp. parametr eta	sigma
model pístového toku	90%	-9,67 *	250 dní	(bez parametru)	0,0149
exponenciální + pístový model	70%	-10	350 dní	1,5	0,0066
disperzní model	60%	-10	325 dní	0,2	0,0074

* dlouhodobý průměr srážek ze stanice Vienna Hohe Warte

Modelové hodnoty nejlépe odpovídaly změřeným hodnotám při použití kombinace exponenciálního a pístového modelu. Obě datové řady jsou vykresleny v grafu na obr. 29, pro názornost formou posledních dvou opakovaní roční série (viz. kapitola 4.4.1), a distribuci dob zdržení znázorňuje obr. 30.



Obr. 29. Srovnání změřených a modelových hodnot kombinace exponenciálního a pístového modelu



Obr. 30. Distribuce dob zdržení podle kombinace exponenciálního a pístového modelu

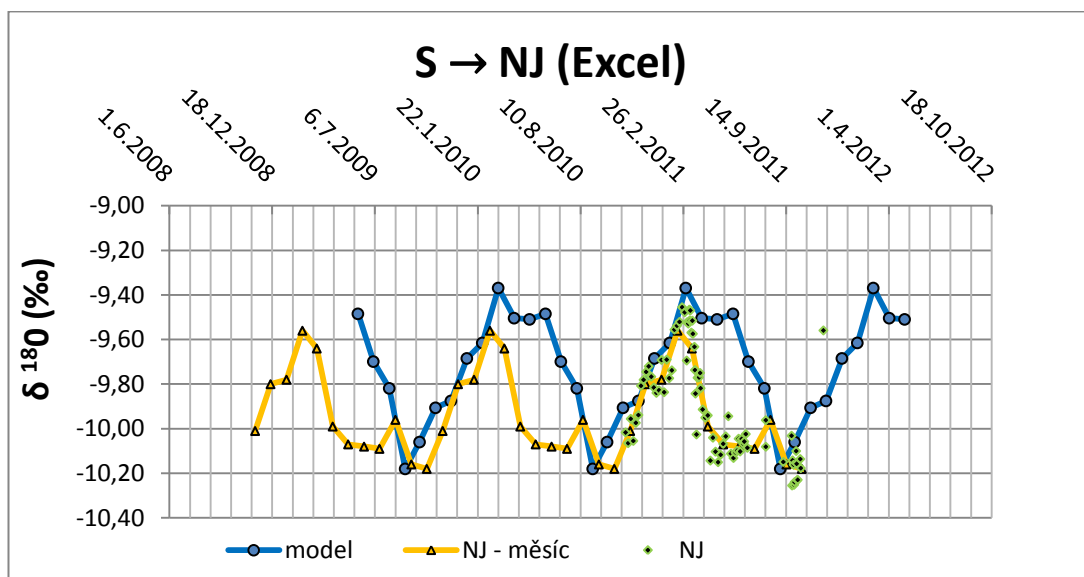
7.4.2 Modely v programu Excel

V programu Excel jsem modelovala proudění mezi objekty S a NJ, NL₀ a NJ, NL₀ a NL₃₀ a NL₃₀ a NJ. Jedná se tedy o celkové proudění mezi povrchem a jeskyní a potom o samostatné úseky mezi povrchem a půdním lyzimetrem a půdním lyzimetrem a jeskyní. Skapy PET 1 a PET 2 nebyly v provozu dostatečně dlouho, aby bylo možné tato data použít pro model.

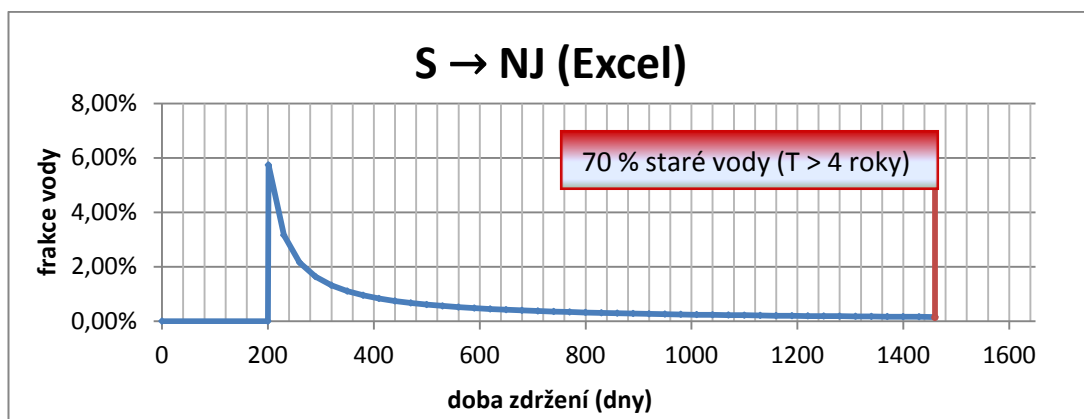
V tab. 13 je uveden přehled parametrů modelů a údaje o dobách zdržení (střední doba zdržení, stáří nejmladší vody a zastoupení staré vody), na obr. 31 až 38 jsou vykresleny modelové křivky průběhu izotopového složení vody nejlépe odpovídající změřeným hodnotám a distribuce dob zdržení, které jsou výsledkem příslušných modelů.

Tab. 13. Výsledky a parametry modelů v programu Excel

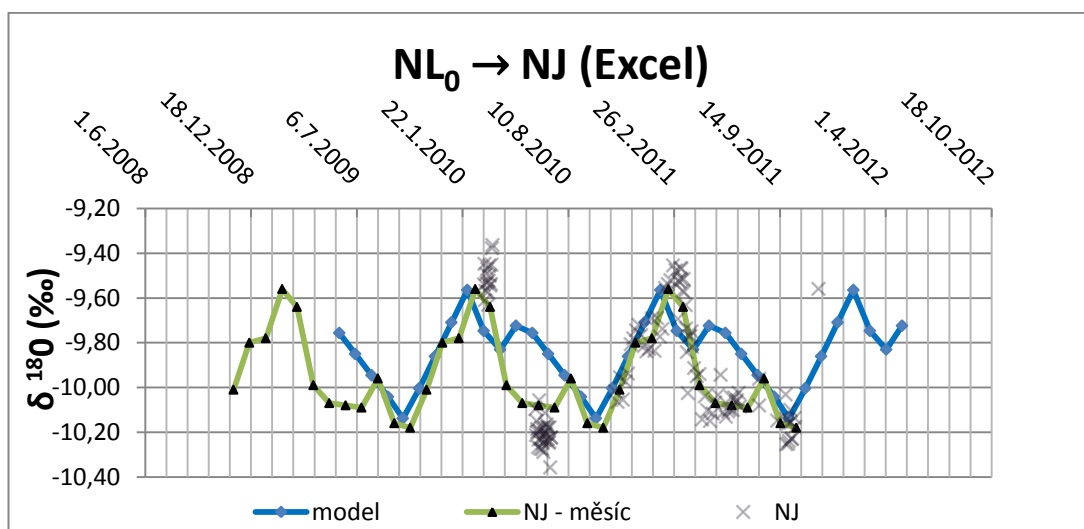
úsek	zastoupení staré vody	$\delta^{18}\text{O}$ staré vody (‰)	střední doba zdržení mladé vody (roky)	parametr a	posun exponenciály (dny)
S -> NJ	70%	-10,1	480	35	200
NL ₀ -> NJ	90%	-10,1	225	0	200
NL ₀ -> NL ₃₀	60%	-10,1	115	0	90
NL ₃₀ -> NJ	60%	-10,3	140	0	110



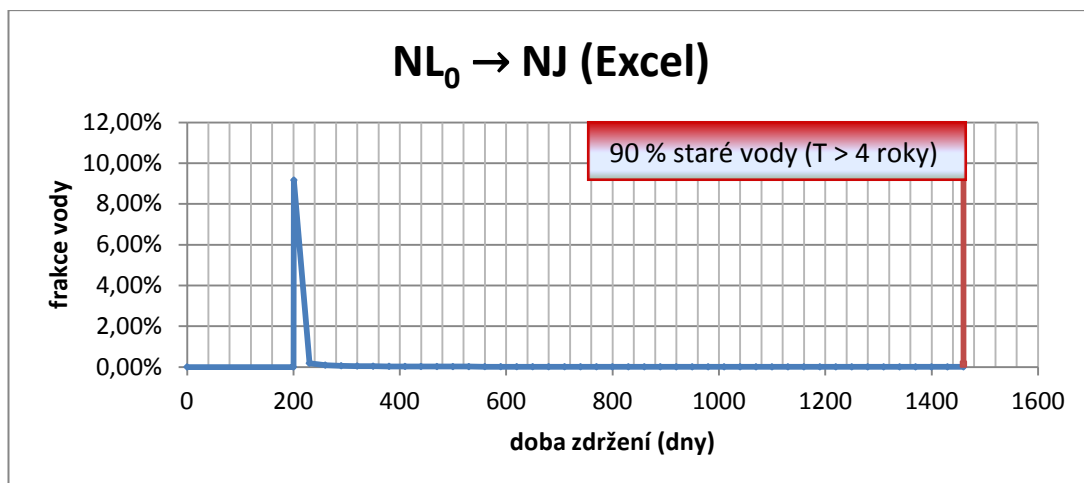
Obr. 31. Srovnání změřených a modelových hodnot pro proudění mezi povrchem (S) a jeskyní (NJ)



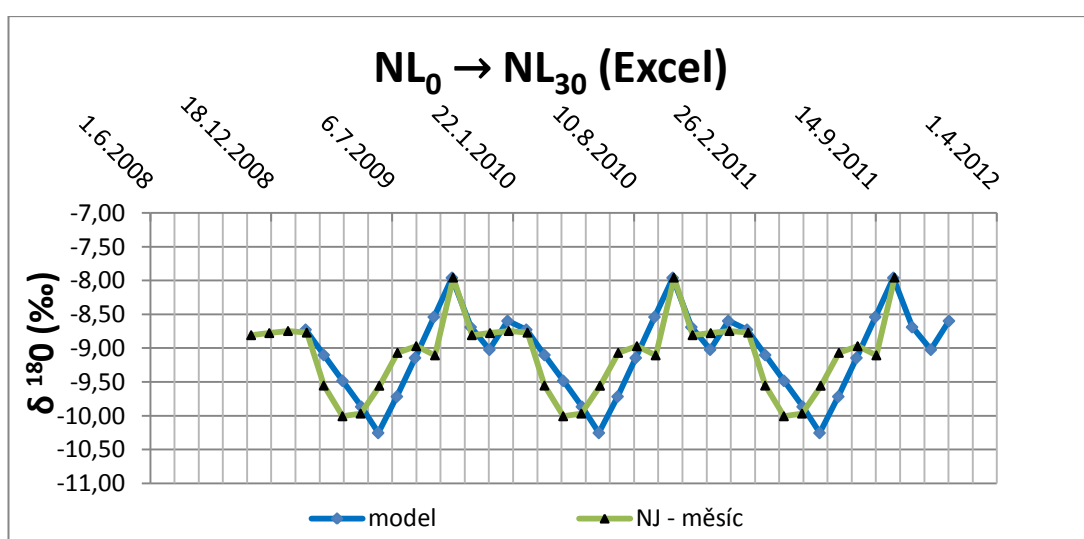
Obr. 32. Distribuce dob zdržení mezi povrchem (S) a jeskyní (NJ)



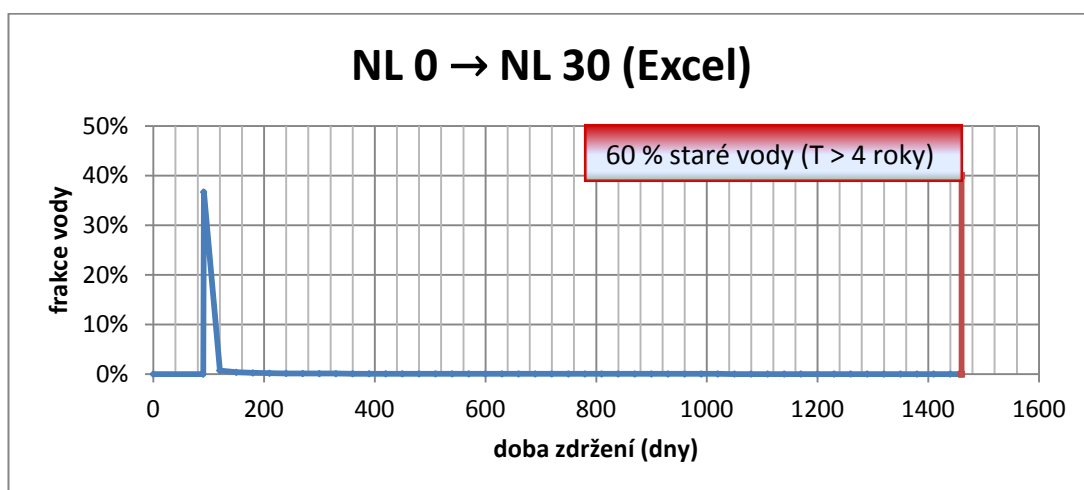
Obr. 33. Srovnání změřených a modelových hodnot pro proudění mezi povrchem (NL₀) a jeskyní (NJ)



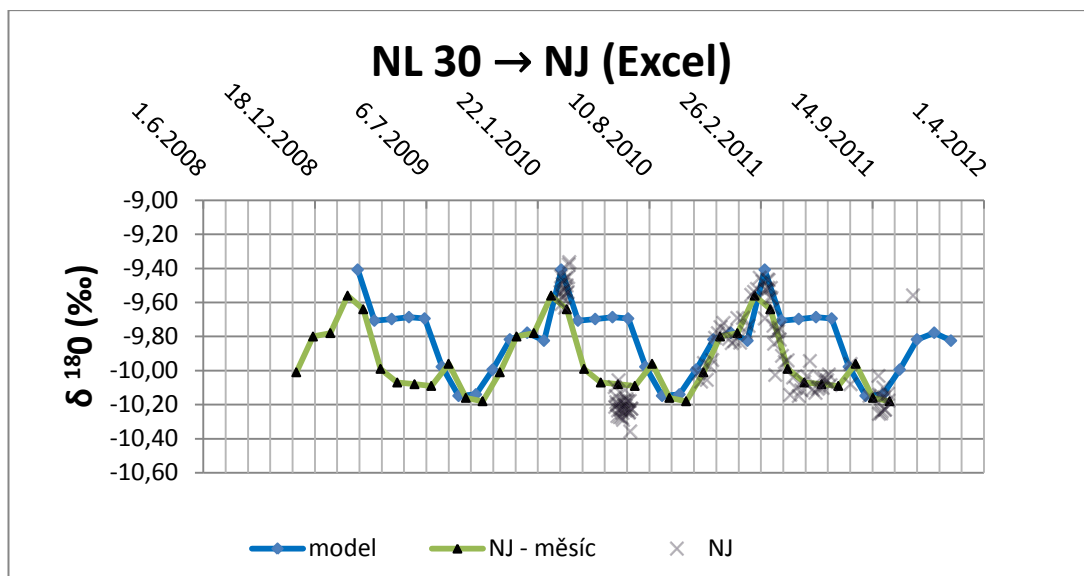
Obr. 34. Distribuce dob zdržení mezi povrchem (NL_0) a jeskyní (NJ)



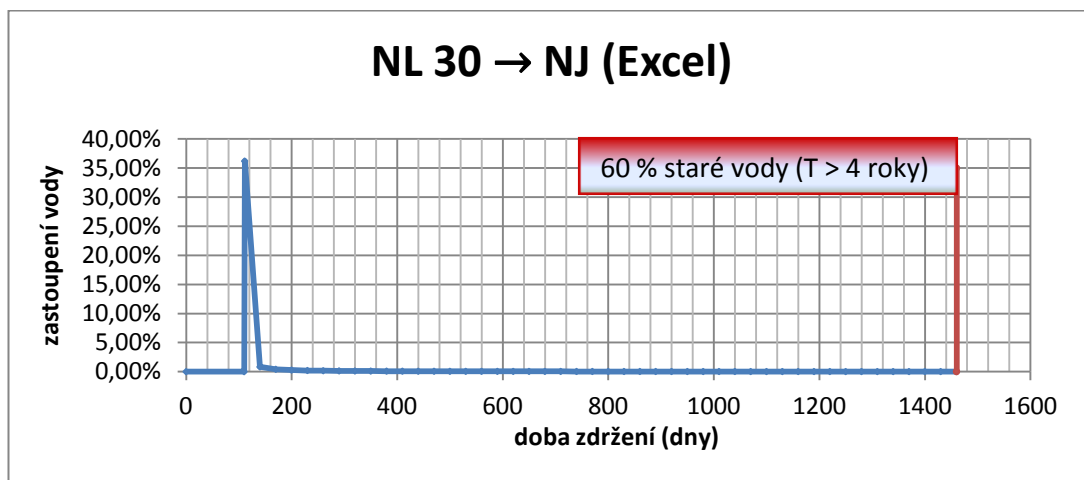
Obr. 35. Srovnání změřených a modelových hodnot pro proudění mezi povrchem (NL_0) a půdním lyzimetrem (NL_{30})



Obr. 36. Distribuce dob zdržení mezi povrchem (NL_0) a půdním lyzimetrem (NL_{30})



Obr. 37. Srovnání změřených a modelových hodnot pro proudění mezi půdním lyzimetrem (NL₃₀) a jeskyní (NJ)



Obr. 38. Distribuce dob zdržení mezi půdním lyzimetrem (NL₃₀) a jeskyní (NJ)

Vypočtená střední doba zdržení mladé vody v nesaturované zóně mezi povrchem a jeskyní se liší podle typu použitého modelu. Podle modelů ve FLOWPC se pohybuje v rozmezí 250 dní (pístový model) až 350 dní (exponenciální + pístový model) se zastoupením staré vody 90, resp. 70 %. V programu Excel dosahuje pouze 225 dní při použití hodnot z povrchového lyzimetru NL₀ se 70% staré vody, ale 480 dní na základě hodnot ze srážkoměru S a 90 % staré vody.

Rozdíly ve vypočtených středních dobách zdržení mladé vody jsou dány zejména jejím zastoupením ve výsledné směsi se starou vodou. Amplitudu signálu podmiňuje celková střední doba zdržení této směsi, takže podobného výsledku lze dosáhnout smísením malého množství staré vody s mladou vodou o relativně vyšší střední době zdržení nebo většího množství staré vody s mladou vodou o úměrně nižší střední době zdržení. Celkovou střední

dobu zdržení není možné vypočítat, protože použitou izotopovou metodou nelze zjistit střední dobu zdržení staré vody.

Při použití kombinace exponenciálního a pístového modelu je podstatným parametrem stáří nejmladší přítomné vody, protože jí je v rámci mladé vody nejvíce. V tomto parametru se modely v Excelu při použití dat z NS i NL_0 shodují na hodnotě 200 dní, dle modelu ve FLOWPC je to pouze 120dní.

Střední doby zdržení mezi povrchem a půdním lyzimetrem, resp. půdním lyzimetrem a jeskyní jsem počítala pouze pomocí modelů v Excelu, kde je výsledkem 115, resp. 140 dní. Celková doba zdržení mezi povrchem a jeskyní by dle těchto dílčích modelů byla 255 dní, což potvrzuje spíše nižší odhady v rámci rozmezí výsledků ostatních modelů. Nejkratší doba zdržení mezi NL_0 a NL_{30} vychází na 90 dní, mezi NL_{30} a NJ na 110 dní, což dohromady dává 200 dní, tedy nejkratší dobu zdržení mezi povrchem a jeskyní vypočtenou pomocí Excelu.

Postupová rychlost nejrychlejších složek vody by na základě výsledků excelových modelů byla $4,5 \cdot 10^{-8}$ m/s (1,4 m/rok) pro úsek mezi povrchem a půdním lyzimetrem, zatímco pro úsek mezi půdním lyzimetrem a jeskyní by voda dosahovala rychlosti $1,4 \cdot 10^{-6}$ m/s (43,1 m/rok). Minimální rychlost proudění nejpomalejších složek vody nelze na základě studia $\delta^{18}O$ zjistit, protože tento přístup neumožňuje blíže specifikovat dobu zdržení vody přesahující 4 roky.

Z výše uvedených údajů vyplývá, že voda při průstupu nesaturovanou zónou stráví v prvních desítkách cm půdního pokryvu srovnatelnou dobu, jako v celé zbývající mocnosti nadloží jeskyně, a vertikální rychlost proudění vody s nejkratší dobou zdržení se v těchto dvou úrovních liší o dva a půl řádu.

7.5 Chemismus

V následujících podkapitolách jsou zhodnoceny výsledky chemických analýz, provedených v rámci této práce, nejprve ve smyslu změn koncentrací analyzovaných komponent s hloubkou pod terénem a následně co se týče sezónního kolísání koncentrací ve vybraných objektech.

Látkové toky mezi různými hloubkovými úrovněmi zde popsány nejsou, protože k jejich výpočtu je nutná znalost evapotranspiračního nabohacení mezi povrchem a hlubšími partiemi nenasycené zóny. Evapotranspirační nabohacení je možné vypočítat z vodní bilance nebo z chloridové bilance (Kamas 2008). Pro vodní bilanci je nutná znalost infiltrační plochy, což v případě jeskynních skapů není splněno, a chloridovou bilanci v případě této práce také použít nelze, protože předpokládá konzervativní chování chloridových iontů a tedy nárůst jejich koncentrace s hloubkou. Výsledky chemických analýz ze zkoumané lokality však tomuto předpokladu odporují, koncentrace chloridů v jeskynních skapech jsou nižší než ve srážkách.

Z výše uvedených důvodů hodnotím změny chemického složení pouze ve formě koncentrací (bez zahrnutí vlivu evapotranspiračního nabohacení), interpretace je proto pouze orientační a zatížena chybou.

Kompletní výsledky chemických analýz jsou zařazeny jako příloha III.

7.5.1 Změny s hloubkou pod terénem

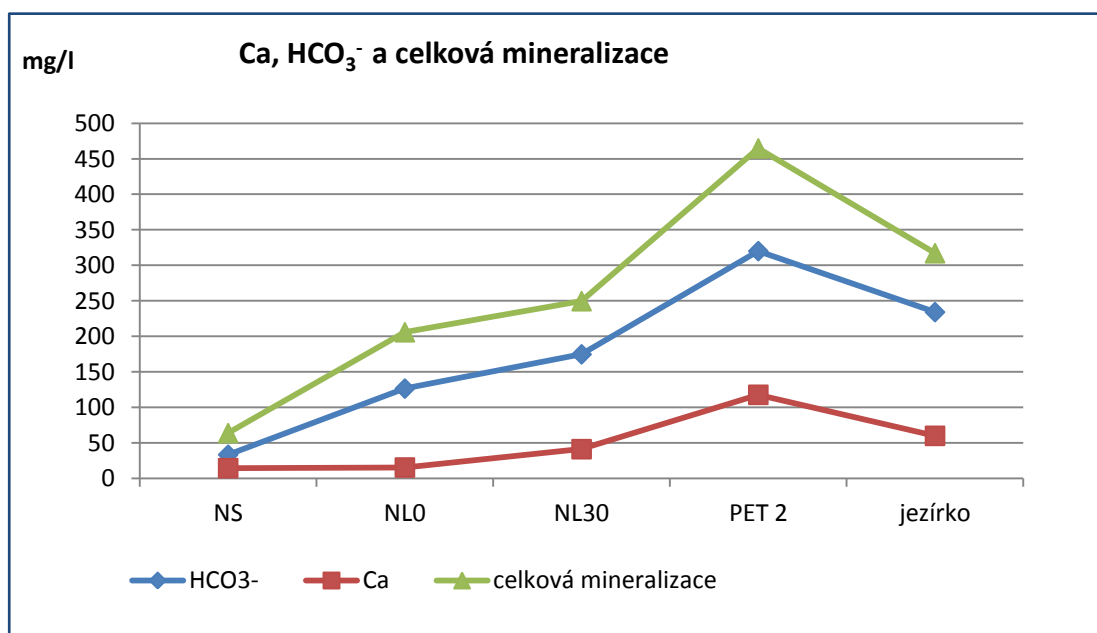
V tab. 14 a 15 uvádím průměrné koncentrace analyzovaných kationtů a aniontů pro jednotlivé sledované objekty. Tyto údaje jsou pro větší názornost vykresleny do grafů na obr. 39 a 40.

Tab. 14. Průměrné koncentrace aniontů a celková mineralizace ve sledovaných objektech

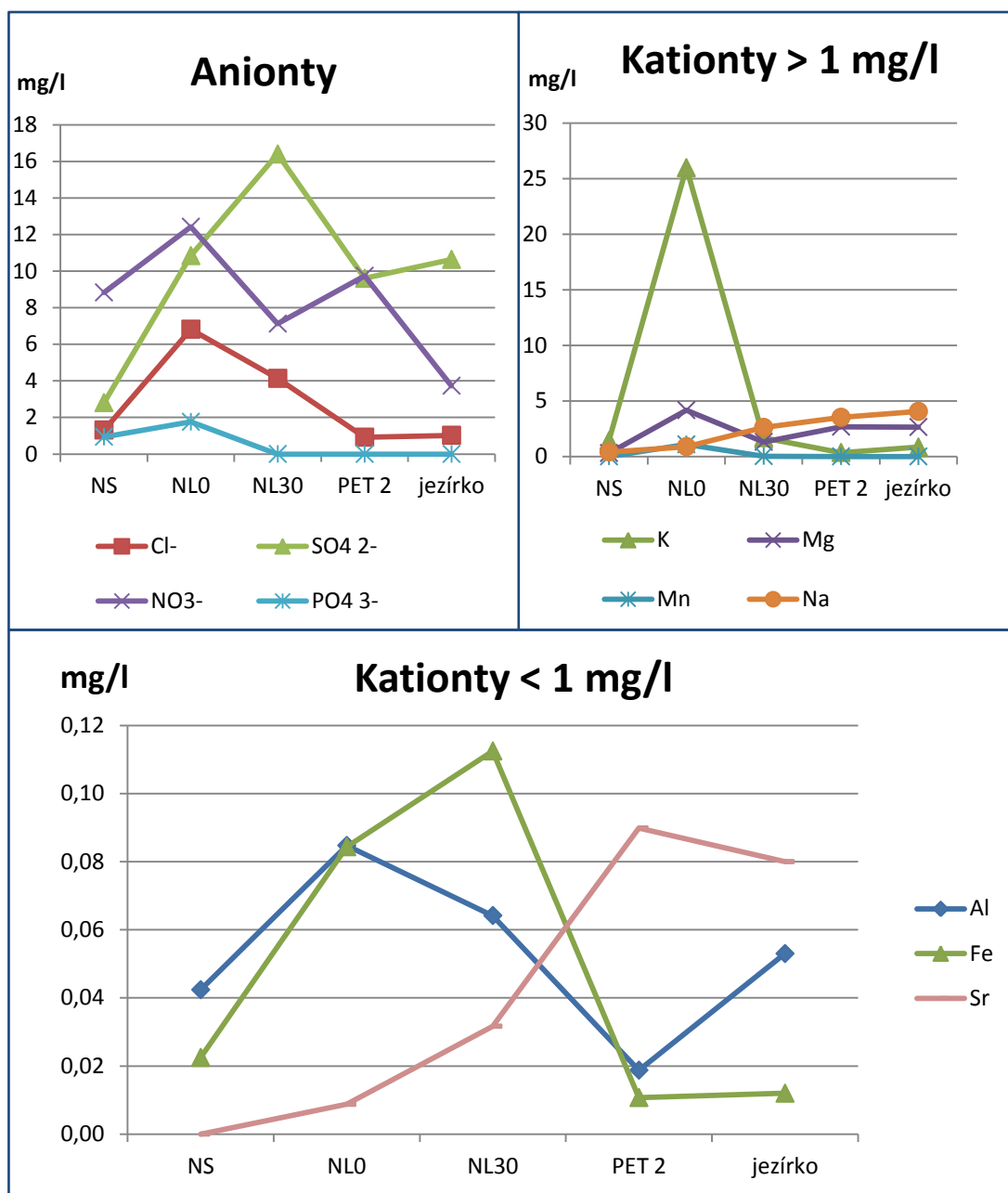
objekt	Průměrné koncentrace aniontů						celková mineralizace mg/l
	F- mg/l	Cl- mg/l	SO ₄ - mg/l	NO ₃ - mg/l	PO ₄ - mg/l	HCO ₃ - mg/l	
NS	<0,2	1,31	2,81	8,83	0,9	33,2	64
NLO	<0,2	6,82	10,84	12,42	1,8	126,4	206
NL30	0,3	4,13	16,40	7,13	<0,4	174,6	250
PET 2	<0,2	0,92	9,61	9,74	<0,4	320,0	465
Jezírko	<0,2	1,02	10,64	3,73	<0,4	234,1	317

Tab. 15. Průměrné koncentrace kationtů ve sledovaných objektech

Průměrné koncentrace kationtů									
objekt	Al	Ba	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	Sr
	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
NS	0,04	<0,005	14,3	<0,005	1,43	0,31	0,010	0,42	<0,005
NL0	0,08	<0,005	15,2	0,084	25,99	4,17	1,094	0,89	0,009
NL30	0,06	<0,005	41,1	0,113	1,69	1,33	0,038	2,62	0,032
PET 2	0,02	<0,005	117,6	<0,005	0,36	2,68	0,013	3,53	0,090
Jezírko	0,05	<0,005	59,9	<0,005	0,85	2,66	0,010	4,06	0,080



Obr. 39. Průměrná celková mineralizace a průměrné koncentrace hlavních komponent (Ca a HCO₃⁻) ve sledovaných objektech



Obr. 40. Průměrné koncentrace komponent ve sledovaných objektech

Ve všech vzorcích byl zjištěn typ vody Ca-HCO₃. Největší celkovou mineralizaci měly vzorky ze skapu PET 2, méně z Jezírka, půdního lyzimetru, povrchového lyzimetru a nejméně srážkové vody NS. Z aniontů byly relativně vyšší průměrné koncentrace zjištěny také u síranů (maximální v půdním lyzimetru 16,4 mg/l a minimální ve srážkách 2,81 mg/l) a u dusičnanů, kterých bylo nejvíce v povrchovém lyzimetru (12,42 mg/l) a nejméně v Jezírku (3,73 mg/l). O něco nižších hodnot dosahovaly průměrné koncentrace chloridů – nejméně jich bylo zjištěno ve skapu PET 2 (0,92 mg/l) a nejvíce v povrchovém lyzimetru (6,82 mg/l). Fosforečnany a fluoridy byly ve většině vzorků pod mezí detekce, nebo ji

přesahovaly pouze zanedbatelně. Výjimku tvoří povrchový lyzimetr NL₀, kde průměrná koncentrace fosforečnanů činila 1,8 mg/l a ve vzorku ze dne 4. 11. 2011 dokonce 6,27 mg/l.

Z kationtů byly po vápníku nejvíce zastoupeny draslík, hořčík, sodík a mangan. Nejvíce draslíku bylo zjištěno ve vzorcích z povrchového lyzimetru (26 mg/l), kde byly koncentrace zhruba o řád vyšší než v ostatních objektech. Hořčík dosahoval nejnižších koncentrací ve srážkové vodě (desetiny mg/l), koncentrace v ostatních objektech se pohybovaly v prvních jednotkách mg/l. Koncentrace sodíku byly nejnižší ve srážkách (průměrně 0,42 mg/l) a s hloubkou pod terénem rostly až ke 3 – 4 mg/l ve skapových vodách. Manganu bylo zjištěno nejvíce v povrchovém lyzimetru (průměrně 1,1 mg/l), v ostatních objektech nepřesahovaly jeho koncentrace setiny mg/l.

Hliník, železo a stroncium byly zjištěny pouze ve stopových množstvích, koncentrace barya byla ve všech vzorcích pod mezí detekce.

Vyšší mineralizace vzorků z NL₀ oproti NS je pravděpodobně způsobena částečně vyluhováním z listů, kterým byla vyplněna sběrná nádoba lyzimetru, částečně suchou depozicí na stromech a také vlivem vzorku ze dne 10. 2. 2011, kdy došlo k částečnému promrznutí zásobního kanystru, čímž se mineralizace vody zvýšila.

Koncentrace vápníku a hydrogenuhličitanů rostou s hloubkou od povrchových objektů přes půdní lyzimetr až ke skapovým vodám. Tento jev nastává vlivem rozpouštění vápence, ke kterému dochází v největší míře v epikrasu (Kamas 2008). Nižší mineralizace skapu PET 2 oproti Jezírku byla patrně způsobena systémem zachycování vody, protože na sběrných igelitech u NJ mohlo snáze dojít k vysrážení rozpuštěných komponent. Rozdíly mezi těmito dvěma skapy mohly být způsobeny také malým počtem vzorků odebraných z Jezírka, které nemusely být reprezentativní.

Vysoké koncentrace chloridů, zjištěné v povrchovém a půdním lyzimetru, byly patrně způsobeny přítomností chloridů ve vegetaci, kde slouží jako hlavní aniont pro transport kationtů (White a Broadley 2001). Mohou potom v rámci životního cyklu rostlin kolovat v půdě, aniž by se dostaly do hlubších partií horninového prostředí.

Sírany, kterých bylo nejméně ve srážkových vodách a nejsou ani součástí hornin přítomných na lokalitě, se do zbývajících objektů dostávají pravděpodobně ze suché atmosférické depozice.

V případě dusičnanů byl očekáván jejich úbytek s hloubkou z důvodu zachycování kořeny rostlin a působením denitrifikačních bakterií (Mikuš 2012), ale z předpokládaného trendu se vymykají vysoké koncentrace dusičnanů ve skapu PET 2. Tento jev zřejmě souvisí s rychlým preferenčním prouděním, při kterém voda nestráví v půdě dostatek času, aby mohla denitrifikace proběhnout.

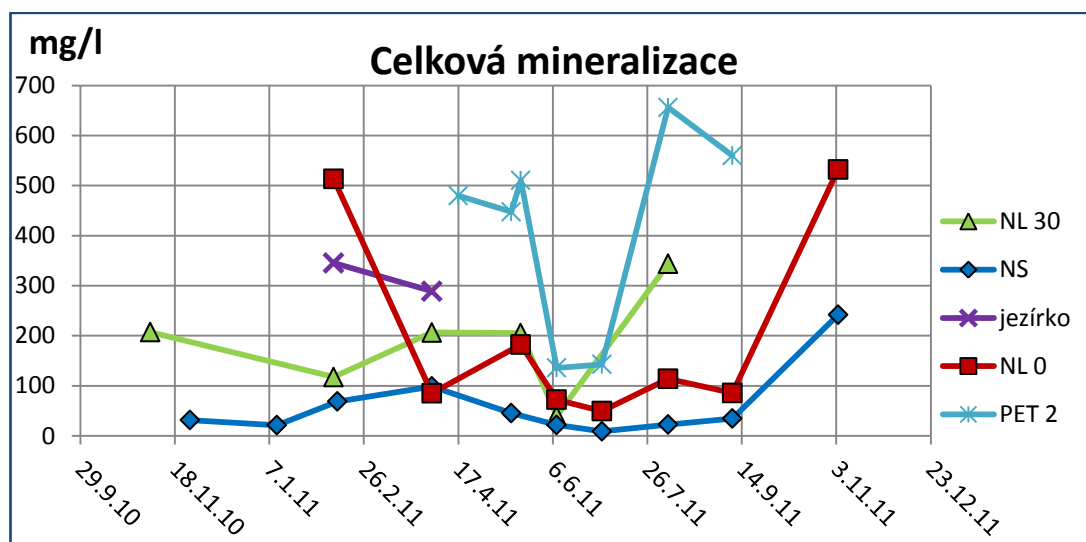
Fosforečnany a draslík, které jsou využívány rostlinami, měly nejvyšší koncentrace v lyzimetrech a nejnižší ve skapech. Podobně jako u chloru, dochází zřejmě v rámci půdy k jejich vstřebávání rostlinami a opětovnému uvolňování po odumření rostlin, aniž by se tyto prvky dostaly ve větších množstvích do hlubších zón (Tanaka a kol. 1997).

Hořčík a stroncium jako běžné příměsi vápence, vykazují trend podobný vápníku, tedy nárůst koncentrací s hloubkou z důvodu rozpouštění vápence. V případě hořčíku je situace komplikována jeho přítomností ve vegetaci (Tanaka a kol. 1997), vyšší koncentrace v NL₀ způsobuje pravděpodobně vyluhování z listů ve sběrné nádobě.

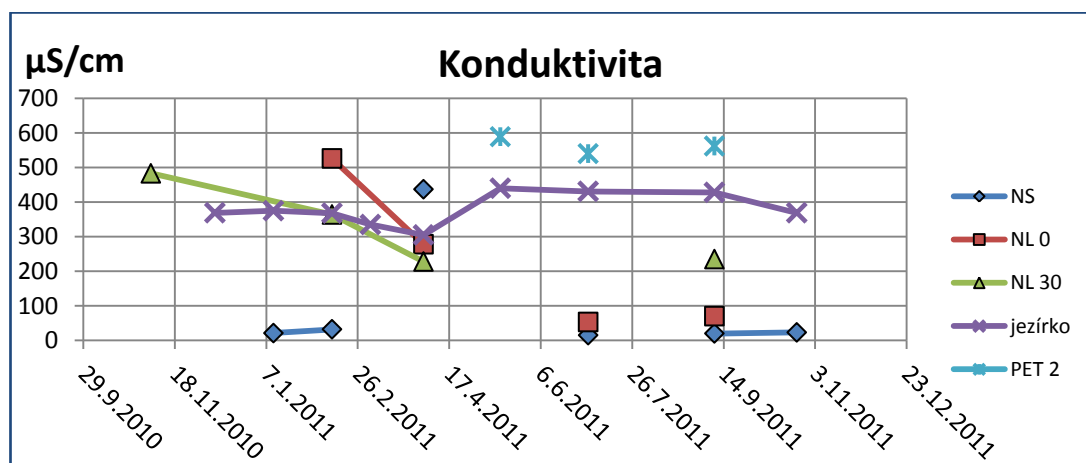
Nárůst koncentrací sodíku mezi povrchem a hlubšími záchytnými objekty přisuzují vlivu evapotranspiračního nabohacení.

7.5.2 Sezónní změny

Grafy na obr. 41 a 42 popisují vývoj měrné elektrické vodivosti (konduktivity) a celkové mineralizace ve všech sledovaných objektech v průběhu hydrologického roku 2010/2011.



Obr. 41. Časový průběh celkové mineralizace ve sledovaných objektech



Obr. 42. Časový průběh konduktivity ve sledovaných objektech

Konduktometrická měření nebyla prováděna dostatečně často, aby byla potvrzena korelace mezi konduktivitou a celkovou mineralizací vzorků, tuto korelaci však předpokládám na základě studií jiných autorů (např. Kamas 2008). Celková mineralizace ve srážkách dosáhla minima v červnu a maxima v březnu a listopadu. Podobný průběh vykazuje také mineralizace vzorků z povrchového lyzimetru NL₀, minimum v červnu má i skap PET 2. Opačný trend byl pozorován v případě konduktivity Jezírka, která nabývá minimálních hodnot na přelomu března a dubna a maximálních od června do září.

V jeskynních skapech tvoří podstatnou část celkové mineralizace vápenaté a hydrogenuhličitanové ionty, které se do vody dostávají rozpouštěním vápence zejména v zóně epikrasu. Snížené koncentrace těchto komponent ve skapech proto přisuzují zvýšenému zastoupení mladé, málo mineralizované srážkové vody. Vzhledem k tomu, že nejnižší mineralizace skapu PET 2 se časově shoduje s významnou srážkovou událostí, usuzují, že skap PET 2 představuje vyústění preferenční cesty proudění. Není však vyloučeno, že se tato cesta aktivuje pouze při intenzivních srážkách. V rámci souhrnného skapu (reprezentovaného vzorky z Jezírka), který vykazuje opačný trend, tedy zřejmě preferenční cesty proudění nepřevládají.

Na základě korelace mezi časovými průběhy koncentrací různých komponent v tomtéž objektu jsem sdružila komponenty do skupin, v rámci kterých je průběh podobný. Tuto operaci jsem provedla pouze u objektu NS, reprezentujícího srážky, a objektu PET 2, reprezentujícího jeskynní skapy. V tab. 16 a 17 jsou uvedeny hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu pro časový průběh všech dvojic analyzovaných komponent. Žlutě jsou vyznačeny koeficienty přesahující hodnotu 0,7 (v těchto případech považují korelaci za prokazatelnou), zeleně koeficienty ležící mezi 0,5 a 0,7, u kterých je korelace méně zřejmá. Je-li korelační koeficient menší než 0,5, nepovažují korelaci za významnou.

Tab. 16. Pearsonovy korelační koeficienty pro dvojice komponent ve vzorcích ze srážkoměru NS

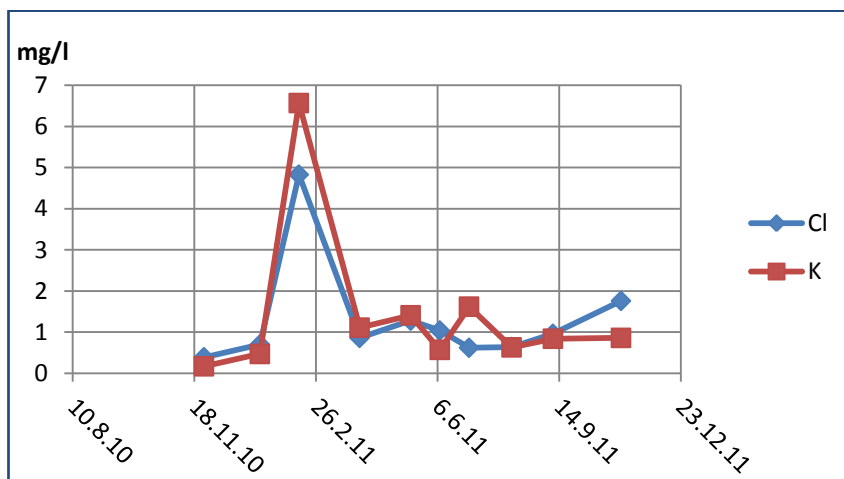
NS - Pearsonův korelační koeficient										
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn
Cl ⁻										
SO ₄ ⁻	0,16									
NO ₃ ⁻	-0,09	0,45								
HCO ₃ ⁻	0,39	0,79	0,25							
Al	-0,16	0,01	-0,18	0,76						
Ca	0,13	0,81	-0,01	0,84	0,33					
Fe	-0,22	-0,13	-0,13	0,61	0,92	0,08				
K	0,95	-0,05	-0,07	0,26	-0,04	-0,10	-0,04			
Mg	-0,04	0,83	0,41	0,70	0,43	0,72	0,37	-0,13		
Mn	-0,09	0,57	0,02	0,68	0,49	0,81	0,32	-0,24	0,73	
Na	0,08	0,43	0,25	0,28	-0,27	0,34	-0,24	-0,09	0,35	0,57

Tab. 17. Pearsonovy korelační koeficienty pro dvojice komponent ve vzorcích ze skapu PET 2

PET 2 - Pearsonův korelační koeficient											
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
Cl ⁻											
SO ₄ ⁻	0,65										
NO ₃ ⁻	0,31	-0,23									
HCO ₃ ⁻	0,61	0,38	0,44								
Al	0,68	0,86	-0,24	0,03							
Ca	-0,11	-0,14	0,50	0,74	-0,47						
Fe	0,82	0,94	-0,08	0,29	0,93	-0,23					
K	0,76	0,66	-0,07	0,43	0,76	-0,23	0,74				
Mg	0,46	0,23	0,52	0,60	0,39	0,27	0,36	0,60			
Mn	0,90	0,69	-0,04	0,38	0,74	-0,24	0,81	0,92	0,40		
Na	0,17	0,60	-0,62	-0,11	0,34	-0,02	0,47	0,11	-0,46	0,31	
Sr	-0,32	0,14	-0,03	0,39	-0,29	0,67	-0,08	-0,49	-0,29	-0,41	0,51

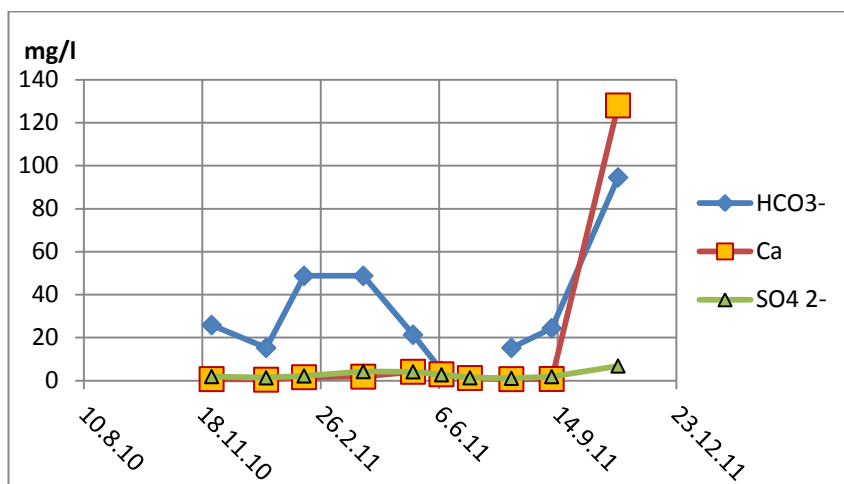
V grafech na obr. 43 až 45 jsou znázorněny průběhy koncentrací, typické pro jednotlivé skupiny komponent ve srážkové vodě (NS), na obr. 46 a 47 je totéž pro skap PET 2. Z důvodu řádových rozdílů koncentrací nejsou vždy v grafech vykresleny všechny komponenty z dané skupiny, průběh jejich koncentrací v čase je však podobný.

NS, 1. skupina: Cl, K



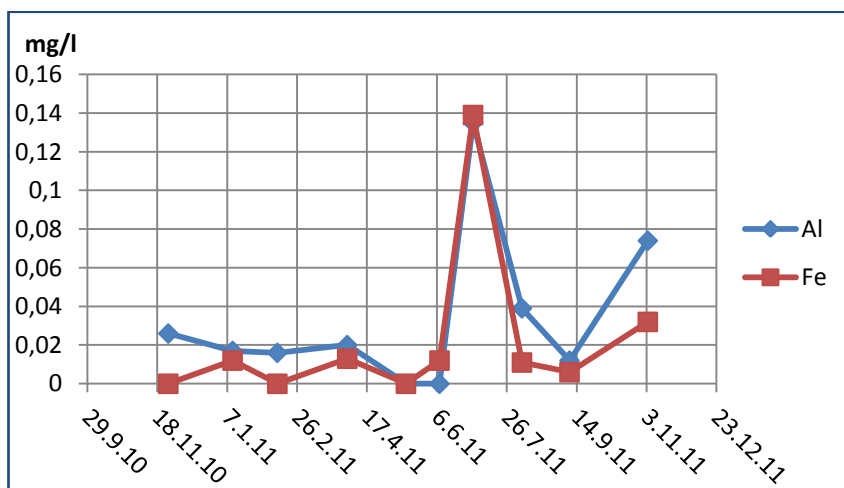
Obr. 43. Časový průběh koncentrací Cl a K v objektu NS

NS, 2. skupina: HCO_3^- , Ca, SO_4^{2-} , Mn



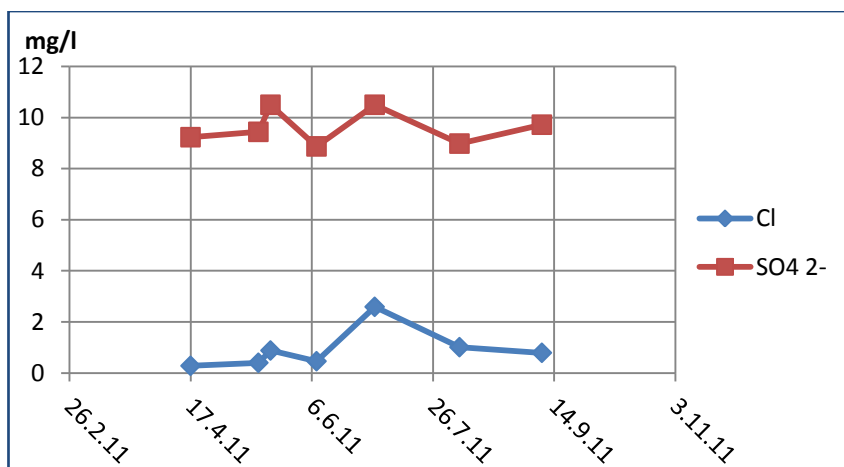
Obr. 44. Časový průběh koncentrací HCO_3^- , Ca a SO_4^{2-} v objektu NS

NS, 3. skupina: Al, Fe



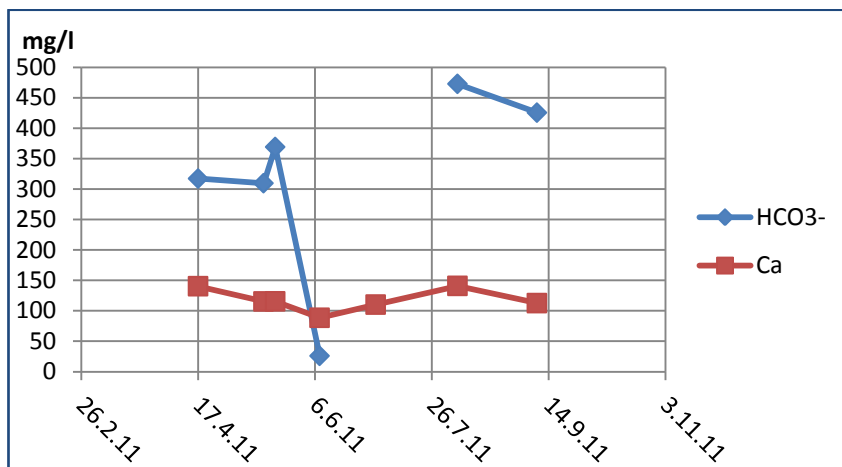
Obr. 45. Časový průběh koncentrací Al a Fe v objektu NS

PET 2, 1. skupina: Cl, SO_4^{2-} , Al, Fe, K, Mn



Obr. 46. Časový průběh koncentrací Cl a SO_4^{2-} v objektu PET 2

PET 2, 2. skupina: HCO_3^- , Ca



Obr. 47. Časový průběh koncentrací HCO_3^- a Ca v objektu PET 2

Vyrovnaný průběh koncentrací draslíku a chloridů ve srážkách je porušen pouze jednou výrazně vyšší hodnotou, která je patrně způsobena přítomností sněhové pokrývky.

Skupina č. 2 v NS (HCO_3^- , Ca, Mg, SO_4^{2-} , Mn) vykazuje náznak sezónní cykličnosti, popsané výše v této kapitole u vývoje celkové mineralizace. Minimálních koncentrací dosáhly tyto komponenty v létě a maximálních na jaře a na podzim.

Zvýšené koncentrace hliníku a železa ve srážkách v červnu a červenci patrně souvisí se zvýšenou intenzitou srážek v tomto období, odůvodnit tuto souvislost se mi však nepodařilo.

Zvýšená koncentrace chloridů a v menší míře i síranů ve skapu PET 2 na přelomu června a července patrně opět souvisí se zvýšenou intenzitou srážek v tomto období. Chloridy mohou být v rámci preferenčního proudění vyplaveny z půdy, u síranů se patrně jedná o negativní korelaci s koncentrací vápenatých iontů.

Průběh koncentrací komponent ze skupiny č. 2 ve skapu PET 2 (HCO_3^- , Ca) byl komentován výše u celkové mineralizace.

8 Závěr

V rámci této práce byly na základě analýz izotopového složení skapových vod, srážkových vod a vod zachycených pomocí lyzimetrů zjištěny informace o dobách zdržení v části nenasycené zóny, nacházející se nad Němcovou jeskyní č. 1, která leží v severní části Moravského krasu poblíž vesnice Suchdol. Jak bylo ověřeno pomocí geofyzikálních měření, studované prostředí se skládá z 0,5 – 1,5 m mocných pokryvných útvarů, 0,5 – 3,5 m mocné zóny epikrasu a až 10 m mocné vrstvy masivního vápence.

Na základě sezónního kolísání izotopového složení srážkových vod a míry útlumu tohoto kolísání v různých hloubkách pod povrchem bylo pomocí modelů v programech FLOWPC a Excel zjištěno, že 70 – 90 % vody v jeskynních skapech má dobu zdržení delší než 4 roky. Distribuci dob zdržení u zbývajících 10 – 30 % vody lze nejlépe popsat pomocí kombinace exponenciálního a pístového modelu. Nejkratší doby zdržení, zjištěné mezi povrchem a jeskyní, činí 200 dní, pro úsek mezi povrchem a půdním lyzimetrem, nacházejícím se v hloubce 35 cm, je to 90 dní a pro zbývajících úsek mezi půdním lyzimetrem a jeskyní 110 dní. Pro nejrychleji proudící frakci vody tedy platí, že v půdě tráví téměř polovinu času uplynulého od infiltrace po dosažení skapového místa. Vypočtené střední doby zdržení pro frakci vody mladší než 4 roky se liší v závislosti na použitém typu modelu. Na úseku mezi povrchem a jeskyní se pohybují od 250 po 480 dní, mezi povrchem a lyzimetrem okolo 115 dní a mezi lyzimetrem a jeskyní okolo 140 dní. Hlavního cíle této práce – zjištění distribuce dob zdržení v prostředí mezi povrchem a Němcovou jeskyní č. 1 – bylo tedy dosaženo.

V prostoru nad jeskyní byly dále provedeny infiltrační zkoušky, na základě kterých byla vypočtena nasycená vertikální hydraulická vodivost prostředí. Ta se pohybovala v rozmezí $2,7 \cdot 10^{-6}$ m/s až $4,5 \cdot 10^{-5}$ m/s, v průměru $1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s. Postupová rychlost nejrychlejší frakce vody, vypočtená z doby zdržení v půdě, je však o dva řády nižší, patrně z důvodu nenasyčenosti prostředí.

Pomocí bilance množství vody, zachycené srážkoměry a lyzimetry, byla vypočtena evapotranspirace, která v zimním období činila 80% a v letním 100%. Tyto hodnoty jsou však velmi pravděpodobně zkresleny poruchou půdního lyzimetru.

Změny koncentrací rozpuštěných komponent s hloubkou pod povrchem a v průběhu roku byly interpretovány, aniž by byl uvažován vliv evapotranspiračního nabohacení, protože pro příslušný výpočet nebyly k dispozici potřebné údaje. Jedná se tedy pouze o přibližné výsledky, zatížené systematickou chybou.

Rychlost šíření hydraulického rázu byla přibližně stanovena pomocí sledování prodlevy mezi intenzivní srážkou a nárůstem přítoku do půdního lyzimetru, resp. zvýšením intenzity

jeskynních skapů. Reakce lyzimetru nastávala nejpozději během několika dnů od srážky, reakce skapů byla zpožděná přibližně o dva týdny.

Terénní práce na lokalitě byly prozatím ukončeny, bylo by však vhodné na ně v budoucnu navázat podrobnějším režimním sledováním jednotlivých jeskynních skapů, spojeným např. s realizací stopovací zkoušky. Vzhledem ke zjištěným rychlostem proudění ve studovaném prostředí by však realizace stopovací zkoušky byla otázkou minimálně několika let. Poznatky, získané v rámci této diplomové práce, umožňují případný další výzkum značně zefektivnit a přizpůsobit podmínkám Němcovy jeskyně č. 1, která je pro tento druh studia v rámci Moravského krasu zřejmě nejvhodnější.

Výsledky, které zde prezentuji, jsou spíše krokem k principiálnímu pochopení systému proudění vody skrze svrchní část nesaturované zóny, než přímo v praxi využitelnými poznatky. Pro praktické použití např. v kontaminační hydrogeologii by bylo třeba provést ještě řadu terénních i laboratorních zkoušek a měření, zejména týkajících se proudění skrze půdu, jejíž role v zadržování vody se jeví jako klíčová.

9 Použitá literatura

Audy I, Kacetyl V. (1980): Mapa Němcovy jeskyně č. 1

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

Clarc I., Fritz P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York, 328 str.

Čurda J., Drábková E., Dvořák J., Manová M., Maštera L., Pačesová E., Pošmourný K., Šalanský K. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. Editor Müller V. Český geologický ústav. Praha. Str.19 – 32.

Český úřad zeměměřičský a katastrální: Katastrální mapa ČR. K nahlédnutí na webových stránkách ČÚZK (www.cuzk.cz). Datum navštívení stránky: 21. 6. 2012.

Dingman S. L.(1994): Physical hydrology, Macmillan College Publishing Company, USA, 575 str.

Dvořák J., Drbal S., Kadlec J. (1994): Geologická mapa ČR, list 24 – 23 Protivanov. Redaktor listu Dvořák J.. Český geologický ústav. Praha.

Emblanch C., Zuppi G. M., Mudry J., Blavoux B., Batiot C. (2003): Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southern France). Journal of Hydrology 279, str. 262 - 274.

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

Falcone R. A., Falgiani A., Parrise B., Petitta M., Spizzico M., Tallini M. (2008): Chemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, $\delta^2\text{H}\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory - center Italy). Journal of Hydrology 357, str. 368 - 388

Fernandéz-Cortés A., Calaforra J. M., Sánchez-Martos F., Gisbert J. (2007): Stalactite drip rate variations controlled by air pressure changes: an example of non-linear infiltration processes in the "Cueva del Agua" (Spain). Hydrological processes 21, str. 920 - 930

Havlíček V., Dvořák J., Chlupáč I., Chromý S., Pták J., Slezák L., Zupalová V. (1961): Základní výzkum moravského paleozoika. Zpráva o výzkumném úkolu č. X. Ústřední ústav geologický, Brno, str. 33 - 128

Himmel, J. (1999): Efektivnost infiltrace atmosférických srážek do podzemních vod v podmínkách Moravského krasu. *Speleo* 30, ČSS, Praha, str.19 – 25

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha. 436 str. ISBN 80-200-0914-0

IAEA (International Atomic Energy Agency): Global Network of Isotopes in Precipitation. Vienna, Austria. Dostupné na www.univie.ac.at/cartography/project/wiser [cit. 9. 7. 2012]

Kamas J. (2008): Vliv využití území na transport rozpuštěných látek v nenasycené zóně krasu: Studium stabilních izotopů a chemismu. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů. Praha, 90 str.

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

Klimchouk (2000): The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, str. 91 - 99

Kohout M. (2009): Vláhová bilance na území České republiky, metodika, možnosti výpočtů, vývoj. Český hydrometeorologický ústav. Presentace projektu. Ostrava.

Kořenková L. (1977): Petrovice - Sloup: Závěrečná zpráva o výsledku hydrogeologického průzkumu. Geotest Brno, 61 str. MS

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

Mikuš P. (2012): Proudění, chemismus a izotopové složení vody v nenasycené zóně kvádrových pískovců Klokočských skal. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky. Praha, 72 str.

Motyčka Z., Audy M., Balák I., Beneš L., Hanžl P., Hladil J., Kovařík M., Mlejnek R., Otava J., Piškula M., Polák P., Sirotek J., Slobodník M., Štefka L., Vašátko J., Vít J. (2000): Amatérská jeskyně, 30 let od objevu největšího jeskynního systému České republiky. Editoři Motyčka Z., Polák P., Sirotek J., Vít J.. Česká geologická společnost. Praha. 299 str. ISBN 80-238-4721-X

Mudarra M., Andreo B. (2011): Relative importance of saturated and unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, str. 263 - 280.

Mudry J., Andreo B., Charmoille A., Liñán 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*, Bologna (Italy), 37 (1), str. 67 - 74

Musil R., Balák I., Demek J., Dvořák J., Gaisler J., Grolich V., Havel H., Hypr D., Ložek V., Příbyl J., Quitt E., Raušer J., Slezák L., Souchopová V., Štelcl O., Štefka L., Valoch K., Vaněčková L., Vašátko J., Vlček V., Vodička J., Zima J. (1993): Moravský kras, labyrinty poznání. Editor Musil R.. Vydal Jaromír Bližňák, GEO program, Adamov. 336 str.

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, str. 203 - 215

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), str. 361 - 369

Pták J. (1961): Zpráva o drobně tektonickém výzkumu Moravského krasu. Ústřední ústav geologický, Praha, 30 str.

Quitt E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16, Brno.

Rozanski K., Araguás - Araguás L., Gonfiantini R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Continental Isotopic Records - Geophysical Monograph* 78, American Geophysical Union, Washington, D. C., str. 1 - 36

Slavík J. et al. (1996): Syntéza hydrogeologických prací v regionu Moravský kras, Závěrečná zpráva, Geotest Brno, 50 str.

Svoboda J., Beneš K., Bernard J., Cicha I., Dornič J., Dvořák J., Dvořák J., Havlena V., Horný R., Chaloupský J., Chlupáč I., Kalášek J., Kettner R., Malecha A., Mísař Z., Pacovská E., Petráněk J., Řezáč B., Soukup J., Vodička J., Zoubek V., Zrůstek V. (1962): Vysvětlivky

k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M - 33 - XXIII Česká Třebová. Vědecký redaktor Kodym O.. Geofond, Praha, 245 str.

Tanaka J., Nishimura K., Akaboshi M., Marsubara T., Katayama Y. (1997): Element Content in a Number of Plant Leaves and Accumulation of Some Elements in Typical Plant Species: A case study of Okayama Prefecture. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry 217, 65 str.

Taraba J. (1974): Moravský kras. Dílčí zpráva za první etapu a mezietapu regionálního hydrogeologického průzkumu. Geotest. Brno. 111 str. MS

Trček B. (2007): How the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? Environ Geol 51, str. 761 - 765

Trček B. (2008): Flow and solute transport monitoring in the karst aquifer in SW Slovenia. Environ Geol 55, str. 269 - 276

Vysoká H. (2012): Charakter proudění a střední doba zdržení vody v nesaturované zóně nad Ochozskou jeskyní (Moravský kras). Doktorská disertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky. Praha, 165 str.

White P. J., Broadley M. R. (2001): Chloride in Soils and its Uptake and Movement within the Plant: A Review. Anals of Botany 88, str. 967-988

Yurtsever Y. (1983): Models for tracer data analysis. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology 1983, Technical Reports, Series 91, IAEA, Vienna, str. 381 - 402