



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební

Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství

Tvorba podpovrchového odtoku v povodí

Subsurface runoff formation in the catchment

DISERTAČNÍ PRÁCE

Ing. Jakub Jankovec

Doktorský studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Školitel: doc. Ing. Martin Šanda, Ph.D.
Ing. Jaromír Dušek, Ph.D.

Praha, 2019



PROHLÁŠENÍ

Jméno doktoranda: Jakub Jankovec

Název disertační práce: Tvorba podpovrchového odtoku v povodí

Prohlašuji, že jsem uvedenou disertační práci vypracoval/a samostatně pod vedením školitele doc. Ing. Martina Šandy, Ph.D.

Použitou literaturu a další materiály uvádím v seznamu použité literatury.

Disertační práce vznikla v souvislosti s řešením projektu: GAČR 16-05665S, 17-00630J a 14-15201J

V Praze dne 30.1.2019

.....
podpis

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl poděkovat všem osobám, které ve mně nejdříve vzbudili zájem o zkoumání přírodních procesů obecně a později mne nasměřovali ke specializaci ve smysluplném odvětví hydrologie, která vedla ke zpracování předkládané práce. První by nebylo možné bez členů rodiny a jimi poskytnutého zázemí, další pak bez odborníků s lidským přístupem s přesahem za odbornou stránku věci, ze kterých bych osobně jmenoval vedoucího Martina Šandu a dále pak celou skupinu, či spíše kolektiv, věnující se tomuto odvětví na K141 a K143.

Poděkování patří rovněž organizacím ČHMÚ za poskytnutí dat a VÚV T.G.M. za sdílení instrumentace, jež byly nezbytné pro realizaci předkládané práce v celkovém rozsahu.

Finanční podpora

Tato práce vznikla za finanční podpory Grantové agentury ČR 16-05665S, 17-00630J a 14-15201J

Obsah

1. Úvod.....	1
2. Rešerše literatury	1
2.1 Tvorba odtoku	2
2.2 Tvorba odtoku s využitím stopovačů	7
2.3 Izotopová hydrologie	9
2.3.1 Stabilní izotopy ^{18}O a ^2H	9
2.3.2 Izotopy ^3H a ^3He	11
2.3.3 Chlor-fluorované uhlovodíky.....	12
2.4 Pohyb vody a transport látek	12
2.5 Koncept „Lumped parameter“ modelů	14
2.6 Práce v zájmové lokalitě povodí Uhlířská	15
3. Popis zájmového povodí	15
3.1 Základní charakteristiky.....	15
3.2 Přístrojové vybavení lokality	17
4. Metody zpracování	21
4.1 Konceptuální model.....	21
4.2 Simulace proudění vody v nenasycené zóně.....	23
4.2.1 Matematický popis půdního prostředí	24
4.2.2 Podrobná simulace nenasycené zóny	25
4.2.3 Dlouhodobá simulace nenasycené zóny	31
4.3 Modelování proudění a transportu v nasycené zóně	41
4.3.1 Charakteristiky nasycené zóny stanovené na základě měření.....	41
4.3.2 Charakteristiky nasycené zóny odvozené s využitím modelových nástrojů.....	51
4.3.3 Modelová reprezentace nasyceného prostředí	57
4.3.4 Stacionární model podzemní vody	61
4.3.5 Transientní simulace	63
5. Výsledky a diskuze.....	69
5.1 Nenasycená zóna	69
5.1.1 Podrobná simulace nenasycené zóny	69
5.1.2 Výsledky dlouhodobé simulace nenasycené zóny	76
5.1.3 Srovnání výsledků podrobné a dlouhodobé simulace.....	83
5.2 Nasycená zóna	87
5.2.1 Stacionární simulace	88
5.2.2 Transientní simulace	97
5.2.3 Souhrnné výsledky simulace nasycené zóny	108
5.2.4 Výsledky modelu Lumpy	113

6. Závěr, zhodnocení poznatků a přínosů.....	115
7. Literatura.....	118
8. Přílohy.....	127

Seznam obrázků v textu

Obr. 2.1 - vývoj koncentrací CFC v čase. Převzato z Katz a Griffin (2008)	12
Obr. 3.1 - umístění instrumentace na povodí.....	21
Obr. 4.1 - schematické zobrazení využití dat a postupu v rámci dané studie	22
Obr. 4.2 - měřené srážky v hodinovém kroku v průběhu vegetačních období.....	27
Obr. 4.3 - půdní sací tlaky v průběhu vegetační (červeně) a mimovegetační sezóny vybraného roku 2008/2009.....	28
Obr. 4.4 - sumární denní hodnoty ETP. Jednotlivé body reprezentují průměr denních hodnot v průběhu vegetačních sezón 2000-2013 (např. hodnota 1.května tvoří střední hodnotu 14 denních úhrnů evapotranspirace, stanovených pro první květen v letech 2000–2013)	37
Obr. 4.5 - porovnání obsahu ¹⁸ O měřeného ve srážkách (měsíční směsné vzorky GNIP) s obsahy odvozenými na základě korelace obsahu ¹⁸ O s průměrnými měsíčními teplotami na meteostanici Bedřichov. Hodnoty jsou zobrazeny pouze pro interval souběžného měření teplot na obou stanicích.....	40
Obr. 4.6 - poloha jednotlivých ERT profilů na povodí (vlevo), vertikálně převýšený profil, procházející v oblasti intenzivní instrumentace svahu Tomšovka (vpravo)	44
Obr. 4.7 - terén a báze vymezující těleso zvodně. Přerušovanou čarou je u mapy terénu značeno rozdělení povodí na údolní a svahové oblasti.....	45
Obr. 4.8 - schematické rozložení vrstev modelu - příčný řez kolmo na osu toku (vertikálně převýšeno). Velikost modelových buněk cca 10 m.	51
Obr. 4.9 - zobrazení distribuce modelových vrstev při pohledu od báze zvodně směrem k povrchu	54
Obr. 4.10 - dlouhodobý odtok z povodí monitorovaný na přelivu UHL při uzávěrovém profilu se separovaným základním odtokem, stanoveným softwarem Bflow. V grafu zobrazeny týdenní průměrné hodnoty.....	56
Obr. 4.11 - schéma modelů rozdělených na základě umístění jejich sběrné perforace v idealizované zvodni. a) - exponenciální b) exponenciální pístový [Exponential Piston Flow] c), d) - částečně exponenciální model (PEM). Převzato a upraveno z (Suckow, 2015).....	56
Obr. 4.12 - střední měsíční intenzity dotace zvodně (vybraný úsek pouze jedné dekády zobrazen kvůli přehlednosti). Patrný nárůst příspěvku preferenční složky za vyšších infiltračních intenzit.....	65
Obr. 5.1 - průtok rašelinným profilem, stanovený modelem nenasycené zóny, a měřeného piezometrického tlaku při jeho spodní hranici v časovém intervalu detailní simulace.....	73
Obr. 5.2 - intenzita infiltrace (horní Neumannova okrajová podmínka nenasyceného profilu) pro celé období dlouhodobé simulace hydrologických let 1961-2014. Kombinace kapalných srážek a tání v denním kroku.....	77
Obr. 5.3 - sezónní hodnoty ETP z bilančního stanovení	78
Obr. 5.4 - střední sezónní intenzity transpirace. Popisky udávají poměr sezónního úhrnu bilančně stanovené ETP a průměrného sezónního úhrnu v letech 2000-2013 dle Penman- Monteith	79

Obr. 5.5 - obsah izotopu ^{18}O při vstupu do nenasycené zóny za celé období dlouhodobé simulace hydrologických let 1961-2014. Denní střední hodnoty vážené dle infiltrační intenzity.....	80
Obr. 5.6 - dlouhodobý vývoj koncentrace ^3H ve srážkách (vstup) a koncentrace ^3H při odtoku z půdního profilu na svazích (výstup)	81
Obr. 5.7 - porovnání sumárních odtoků z jednotlivých domén půdního profilu svahových oblastí	85
Obr. 5.8 - srovnání obsahu ^{18}O v odtoku jednotlivých domén stanoveného detailní a dlouhodobou simulací.....	86
Obr. 5.9 - srovnání odvozených a měřených obsahů ^{18}O při vstupu do nenasycené zóny	87
Obr. 5.10 - srovnání dlouhodobě průměrných poloh hladin podzemní vody měřených sítí piezometrů a hladin modelovaných v průběhu kalibračního procesu	89
Obr. 5.11 - modelová hladina podzemní vody v přípovrchové modelové vrstvě po kalibraci hydraulických vodivostí ve stacionárním modelu	90
Obr. 5.12 - sumární přetoky mezi modelovými vrstvami stacionárního modelu.....	91
Obr. 5.13 - oblasti infiltrace a drenáže v první a druhé modelové vrstvě	92
Obr. 5.14 - zdrojové infiltrační oblasti 2.-7. modelové vrstvy. Startovací poloha částic ve středu buněk zobrazena vlevo, při horním okraji buněk vpravo	94
Obr. 5.15 - hladina podzemní vody v modelové variantě s volnou hladinou.....	95
Obr. 5.16 - sumární přetoky mezi vrstvami stacionárního modelu s volnou hladinou	96
Obr. 5.17 - poloha hladiny podzemní vody v čase modelové a měřené v automatizovaném piezometru P20	98
Obr. 5.18 - měřené a modelové součty koncentrací látek ^3H a ^3He v podzemní vodě.....	101
Obr. 5.19 - modelové a měřené obsahy ^{18}O v hlubokých studních	104
Obr. 5.20 - modelové a měřené obsahy ^{18}O ve vrtech HST a DST	106
Obr. 5.21 - doba a střední rychlost zpětného pohybu částic umístěných v každé modelové buňce	109
Obr. 5.22 - doba zdržení (vlevo) a délka trajektorií (vpravo) trasovacích částic končících v místě sběrných perforací hlubokých studní.....	110
Obr. 5.23 - trajektorie trasovacích částic (řez instrumentovaným profilem).....	111
Obr. 5.24 - srovnání doby dotoku a délky trajektorií vody v hlubokých studny pro transietní a stacionární simulaci.....	112
Obr. 5.25 - vybrané kombinace ^3H , ^3He a CFC. zeleně koncentrace stanovené modelem pro různé doby zdržení, červeně měřené	113
Obr. 8.1 - detail svahu "Tomšovka" s podrobnými pozicemi části ze sítě tenzometrů použitých ke kalibraci hydraulického modelu. Zvýrazněné automatické piezometry P17 a P20 provádí záznam hladiny a teploty vody ve vrtu v hodinovém kroku.....	127
Obr. 8.2 - svah "Tomšovka" s místy měření a odběrů vzorků pro analýzu izotopů ^{18}O a ^2H	127
Obr. 8.3 - denní hodnoty evapotranspirace.....	128
Obr. 8.4 - výška sněhové pokrývky a srážek v mimovegetačních obdobích po dobu přítomnosti sněhoměru na lokalitě. Ke kalibraci čidel sněhoměru byla použita pravidelná manuální měření vodní hodnoty sněhu v blízkosti sněhoměru.....	128
Obr. 8.5 - průběh vybrané zimní sezóny hydrologického roku 2014. Nahoře měření sněhové pokrývky a srážek, dole na základě měření stanovený odtok ze sněhového profilu (infiltrace do nenasycené zóny, zeleně) ve srovnání s odtokem v Černé Nise monitorovaným na přelivu Porsche (modře).....	129

Obr. 8.6 - porovnání vodní hodnoty sněhového profilu stanovené měřením váhového sněhoměru a pomocí metody DDM. Zobrazený je rok s problémy kontinuálního záznamu váhového sněhoměru, který byl nahrazen pomocní výsledků metody DDM.	129
Obr. 8.7 - porovnání vodního ekvivalentu sněhové pokrývky stanoveného pomocí metody Degree Day Method s ručním měřením - zimní sezóny 2008-2013	130
Obr. 8.8 - porovnání vodního ekvivalentu sněhové pokrývky stanoveného pomocí metody Degree Day Method s měřeními na lokalitě Bedřichov, korelovanými pro podmínky na lokalitě Uhlířská	130
Obr. 8.9 - záznam váhového sněhoměru s chybnou detekcí vodní hodnoty sněhové pokrývky ve vyznačené oblasti	131
Obr. 8.10 - hodnoty parametrů použitých v metodě DDM v jednotlivých letech zimních sezón. Parametry byly fitovány dle měření vodní hodnoty sněhu na meteostanici Bedřichov, korelovaných pro lokalitu Uhlířská	131
Obr. 8.11 - odvozené a měřené obsahy ^{18}O využité při vstupu do modelu nenasycené zóny	131
Obr. 8.12 - obsah izotopu ^{18}O v průběhu nevegetačních sezón za celé období dlouhodobé simulace nenasycené zóny. Složení srážek (modře) stanoveno na základě teplotní korelace, odtok ze sněhového profilu (červeně) byl následně použit jako vstup do nenasycené zóny	132
Obr. 8.13 - vztah průměrných měsíčních teplot mezi meteorologickými stanicemi Bedřichov a Uhlířská v období 5.2006 – 10.2010.	132
Obr. 8.14 - vztah sumárních měsíčních úhrnů srážek na stanicích Uhlířská a Bedřichov za období 6.1996 - 10.2014	132
Obr. 8.15 - korelace obsahu ^{18}O v měsíčních směsných vzorcích srážek (GNIP) a středních teplot na lokalitě Uhlířská za období 5.2006 – 4.2016.....	133
Obr. 8.16 - koncentrace ^3H v měsíčních směsných srážkách na zájmové lokalitě (Uhlířská) a měřené ve Vídni	133
Obr. 8.17 - sezónní vážené obsahy ^{18}O na vstupu (srážky) a výstupu (odtok z matrice a preferenční) z modelu proměnlivě nasycené zóny půdního profilu na svahu	133
Obr. 8.18 - odtok z jednotlivých kontinuí svahových oblastí stanovený v podrobné simulace nenasycené zóny	134
Obr. 8.19 - obsah ^{18}O na odtoku z rašelinného profilu v údolí	134
Obr. 8.20 - kontinuální záznam hladin z automatizovaných piezometrů.....	134
Obr. 8.21 - infiltrace do nasycené zóny - srovnání vývoje obsahu ^{18}O v denním kroku a měsíčních vážených hodnot	135
Obr. 8.22 - časový vývoj obsahu ^{18}O v odtoku z jednotlivých domén svahových oblastí	135
Obr. 8.23 - srovnání podrobné simulace nenasycené zóny s měřením sukčními kelímky. Měření jsou zobrazena střední hodnotou se směrodatnou odchylkou souboru měření PVM a PVH 1, 2, 3 a 4 v příslušném záměru.	135
Obr. 8.24 - porovnání časového průběhu rychlého podpovrchového odtoku, měřeného průtokoměry v příkopě, s modelovým odtokem z preferenční domény svahových oblastí ..	136
Obr. 8.25 - srovnání modelových a měřených výsledků ve vybraném h.r. 2011 v semilogaritmickém měřítku	136
Obr. 8.26 - hladina podzemní vody v hlubokých vrtech, pro přehlednost zobrazeno období hydrologického roku 2012	137
Obr. 8.27 - závislost průtoku na přelivu UHL a hladiny podzemní vody v hlubokých studních	137
Obr. 8.28 - dlouhodobý odtok z půdního profilu jednotlivých domén svahových oblastí, měsíční střední hodnoty	138

Obr. 8.29 - dlouhodobý obsah ^{18}O při odtoku z půdního profilu jednotlivých domén svahových oblastí s podrobnějším zobrazení vybrané dekády 1980-1990	138
Obr. 8.30 - srovnání časového vývoje ^3H ve stanicích Vídeň, Krakow a Uhlířská	139
Obr. 8.31 - kumulativní toky ^3H v dlouhodobé simulaci nenasycené zóny svahových oblastí. Vstup do nenasycené zóny červeně (srážky a tání), odtok přes spodní hranici půdního profilu (vstup do nasycené zóny) fialově.....	139
Obr. 8.32 - buňky modelu s definovanými okrajovými podmínkami, vlevo hladina napjatá, vpravo volná hladina v přivrchové vrstvě	140
Obr. 8.33 - nadmořská výška modelových vrstev. Ve vertikálním směru dvojnásobně převýšeno.....	140
Obr. 8.34 - rozložení kalibrovaných hodnot nasycené hydraulické vodivosti v jednotlivých modelových vrstvách	141
Obr. 8.35 - rozložení kalibrovaných pórovitostí v jednotlivých modelových vrstvách.....	142
Obr. 8.36 - rozložení kalibrovaných storativit v jednotlivých modelových vrstvách.....	143
Obr. 8.37 - Vlevo zdrojové oblasti od druhé modelové vrstvy níže – červenými buňkami značena varianta se sníženou vertikální složkou tenzoru K_s , šedé buňky reprezentují variantu s izotropní K_s . Vpravo - modelu s volnou hladinou. Ve všech případech vychází místa infiltrace z těžiště modelových buněk.....	144
Obr. 8.38 - střední měsíční hodnoty infiltrace do nasycené zóny stanovené jako kombinace odtoku z matriční a preferenční domény půdního profilu svahových oblastí	144
Obr. 8.39 - průnikové křivky kalibrovaného modelu v hlubokých vrtech	145
Obr. 8.40 - koncentrace ^3H - ^3He - modelový vývoj v čase a měření pro místo vrtu HV3A v hloubce 30 m. Svislé úsečky vyjadřují směrodatnou odchylku ve stanovení koncentrací ze tří odběrů, z toho 2 pozdější byly realizovány ve stejný den.	145
Obr. 8.41 - vývoj koncentrace ^3H - ^3He ve vybraných vrstvách v čase (pro rok 1970 použito rozdílné měřítko)	146
Obr. 8.42 - trajektorie částic s konečnou polohou v místě perforací hlubokých studní	147
Obr. 8.43 - porovnání trajektorií trasovacích částic v ustálené a transienční simulaci. Detail s modelovou sítí zobrazuje výchozí polohy trasovacích částic směřující do oblasti 3x3 buněk okolo vrtu HV2B ve 3. modelové vrstvě	147
Obr. 8.44 - doby zdržení v jednotlivých vrstvách modelu. Různé rozsahy jsou značeny pomocí odlišných škál	148
Obr. 8.45 - měřené a modelové obsahy O^{18} ve vrtu P84	149
Obr. 8.46 - měřený obsah izotopu ^{18}O ve všech mělkých vrtech, zobrazen delší interval než pro který byla realizována simulace.....	149
Obr. 8.47 - průběh koncentrací v místě mělkých studní HST a DST v přivrchové a 2. modelovou vrstvě	150
Obr. 8.48 - průběh obsahu ^{18}O v závislosti na poloze ve vybraném časovém úseku 4 hydrologických let. V okolí měřených vrtů byly zvoleny body propouszení citlivosti modelu (c1 - c6).....	150
Obr. 8.49 - trajektorie trasovacích částic. Pro přehlednost zobrazeny modelové vrstvy 1-3	150

Seznam tabulek

Tab. 1 - měřené koncentrace vybraných látek skupiny CFC v podzemní vodě	57
Tab. 2 - měřené koncentrace ^3H a ^3He v hlubokých vrtech.....	67
Tab. 3 - sezónní úhrny vstupů a výstupů podrobného modelu nenasycené zóny	71
Tab. 4 - srovnání kumulativních sezónních odtoků z dlouhodobé a podrobné simulace	84
Tab. 5 - srovnání vážených obsahů ^{18}O při odtoku z nenasycené zóny stanoveného v rámci detailní a dlouhodobé simulace	86
Tab. 6 - přehled vstupů do simulace nasycené zóny v měsíčním kroku.....	152

1. Úvod

Cílem prezentované práce je zhodnocení tvorby odtoku v povodí Uhlířská v Jizerských horách. Přes jednoduchou formulaci tohoto obecně vytyčeného cíle se jedná o komplexní problematiku, zahrnující popis nasycené i nenasycené zóny a vyžadující tak syntézu více přístupů. Popis metod, které byly použity pro řešení těchto dílčích přístupů, a jejich výsledky, vedoucí ke stanovení odtoku z povodí, jsou cílem předkládané studie.

Hydrologie může být variabilní, nakolik jsou rozmanité podmínky na jednotlivých povodích. Oblasti vyšších poloh mírného pásma se dají považovat za místa, která díky vyšším srážkovým úhrnům ve spojitosti s často původní vegetací významnou měrou ovlivňují odtokové poměry i v oblastech níže situovaných. Srážko-odtokové vztahy a transformace odtoku z horských povodích ovlivňují jak vodní režim na celém území, tak lokální hydrologické poměry, které mají přímý dopad na ekologické aspekty prostředí. Popis těchto oblastí tak přesahuje z čistě vědeckého poznání na praktickou využitelnost získaných poznatků.

Mezi základní parametry povodí patří jeho rozloha, ze které vyplývá i měřítko posuzovaných procesů. Na jednu stranu odezva povodí o větších rozlohách není zdaleka tolik ovlivněna lokálními podmínkami a poskytuje tak do jisté míry univerzálnější předpovědi. Na stranu druhou je pro detailní pochopení procesů volba povodí o malé rozloze značnou výhodou. Relativně uniformní geografické a klimatické podmínky panující na povodí o malých rozlohách (max. jednotky km²) společně s možností detailního popisu a kontinuálního monitoringu veličin proměnných v čase poskytují vhodné podmínky pro pochopení charakteristických dějů.

Porozumění komplexnosti a provázanosti procesů podílejících se na transformaci srážkové vody v odtok prodělalo v minulém století značný posun, jehož vývoj stále není u konce. Nedílnou součástí, ne-li základem, tohoto vývoje jsou i nástroje a metody, které tvoří prostředky k pochopení těchto procesů. Pomineme-li empirická pozorování proměnných veličin, je možné mezi tyto přístupy zařadit separaci odtokového hydrogramu, využití celé řady konzervativních stopovačů, včetně stabilních izotopů a v neposlední řadě numerické modelování.

Předkládaná práce sestává z textové a přílohy části. Obsah textové části je členěn do poměrně velkého počtu kapitol, což má za účel pokud možno co nejpřehlednější popis struktury řešení a návazností jednotlivých přístupů.

2. Rešerše literatury

Vývoj poznání ohledně problematiky podpovrchového odtoku obecně a přístupů k řešení jeho dílčích aspektů je načrtnuto v této kapitole. Předmětem kapitoly není ani tak komplexní popis aktuálního „state of art“, jako spíš širší souvislosti a základní principy v jednotlivých oblastech, jichž se předkládaná studie dotýká.

2.1 Tvorba odtoku

Po dlouhou dobu byla problematika tvorby odtoku ovlivněna myšlenkou, že rychlá reakce odtoku na epizodní srážku, která bývá charakteristická na většině povodí mírného pásu, je důsledkem povrchového odtoku po celé ploše povodí způsobeného příčinnou srážkou (Horton, 1933). Principy vzniku povrchového odtoku na základě překročení infiltrační kapacity půdy (*Infiltration Excess*), který stále bývá nazýván Hortonským, byly detailně popsány až později (Horton, 1945). Rychlost infiltrace srážkové vody dosahuje maxima na počátku srážky, s časem však dochází k jejímu exponenciálnímu snižování v důsledku řady procesů, jako je změna vlhkosti půdy nebo rozdrůžování půdních agregátů. Výsledná infiltrační schopnost je pak v důsledku určena hydraulickou vodivostí nejméně vodivé půdní vrstvy. Myšlenka povrchového odtoku, coby hlavního faktoru rychlé reakce povodí na srážku však může být použita jen ve specifických případech. Mezi takové patří převážně aridní, urbanizované nebo zemědělsky obdělávané oblasti. Na horských povodích s vegetačním pokryvem, kde hydraulická vodivost svrchní organické vrstvy půdy umožňuje vysoké rychlosti infiltrace, je však hortonovský odtok pozorován jen výjimečně. Například již Hursh a Brater (1941) poukazovali na absenci povrchového odtoku na jimi zkoumaném zalesněném povodí, ačkoliv hydrogram odtoku vykazoval rychlou odezvu na příčinnou srážku. Za vysvětlení tohoto jevu považovali vliv srážky dopadající přímo do vodního toku a jeho bezprostředního nasyceného okolí ve spojitosti s podpovrchovým prouděním svrchním organickým horizontem s vysokou vodivostí.

Koncept hortonovského odtoku byl v následujících letech dále posuzován a rozvíjen, což bylo částečně podníceno i tzv. Mezinárodní Hydrologickou Dekádou UNESCO (IHD) v letech 1965 – 1974, která byla vyhlášena v souvislosti s širším uvědoměním, že celosvětové zdroje pitné vody nejsou neomezené (Nace, 1969). Betson (1964) na základě analýzy dat z několika povodí vyslovil hypotézu částečné plochy (*Partial Area Contribution*) - k povrchovému odtoku v důsledku překročení infiltrační schopnosti půdy dochází pouze na malé části z celého povodí. Rozloha této oblasti se do jisté míry mění v průběhu srážky s tím, jak dochází lokálnímu překročení možnosti infiltrace srážky do půdy, která je ovlivněna hodnotou aktuální srážkové intenzity a mírou nasycení. Celkově však zůstává poměr ploch, které přispívají k rychlému odtoku a které nikoliv, dlouhodobě konstantní. Tento koncept, kdy k odtoku přispívá jen částečná plocha povodí, byl rozpracován a implikován do matematických modelů v mnoha obdobích.

Hewlett a Hibbert (1967) přišli na základě analýzy hydrogramů povodí „Coweeta“ s principem odtoku z proměnné zdrojové plochy (*Variable Source Area - VSA*) způsobeného překročením nasycenosti půdy (*Saturation Excess*). Oproti *Partial Area Contribution* konceptu je v tomto případě plocha, přispívající k rychlému odtoku považována za silně dynamickou v rámci srážkové epizody. Zásoba vody, vázaná ve vrstvách půdy a nacházející se ve stavu blízkém nasycení (polní vodní kapacita) je po infiltraci srážkové vody transformována na gravitační – jde tedy o příspěvek vody,

kteřá byla v půdním profilu navázána již před srážkou. Tento podpovrchový odtok pak ve formě translačního toku (*Translatory Flow*) v nasycených oblastech blízko odvodňujícího toku vystupuje nad povrch, kde se dále pohybuje identicky, jako je tomu v případě odtoku Hortonovského. Tyto poznatky byly podpořeny výsledky experimentu (Horton a Hawkins, 1964), kde byl sledován výtok z vertikálně umístěného 1.2 m vysokého půdního válce s využitím vody obohacené o tritium (^3H) coby nesorbujícího se stopovače. Přidání tritiem obohacené vody, množstevně odpovídající 2.5 cm vodního sloupce, bylo na výtoku detekováno až poté, co odtéklo 87% vody obsažené ve válci ještě před dodáním vody obohacené tritiovým stopovačem. Jako nejdůležitější faktory, ovlivňující odtokové poměry na povodí stanovili Hewlett a Hibbert (1967) vlastnosti půdního pokryvu, svahové poměry na povodí, srážkové poměry v dané lokalitě a v neposlední řadě způsob hospodaření na daném povodí.

Z řady studií, potvrzujících existenci podpovrchového odtoku a jeho význam pro celkový odtok a maximální průtoky, je vhodné uvést např. práci od Whipkey (1965). V jejím rámci bylo pro měření podpovrchového odtoku využito příkopu, ze kterého byla odebírána voda z výronových ploch jednotlivých vrstev půdního profilu v kombinaci s množstvím tenzometrů, monitorujících tlaky (v důsledku polohy hladiny podzemní vody) nad příkopem. Jejich experiment ukázal, že po srážce dochází nejdříve k vertikálnímu pohybu vody nenasycenou zónu. Na rozhraní vrstev s rozdílnou hydraulickou vodivostí byla pak v nadloží méně propustné vrstvy pozorována změna směru proudění na laterální tok po svahu. Změny v poloze hladiny podzemní vody, kdy s kulminujícím průtokem docházelo ke zvyšování hladiny gravitační vody směrem nahoru po svahu, také podporují koncept VSA. Na tomto místě je dobré zmínit, že samotná přítomnost příkopu, či obecně jakýchkoliv narušení přirozeného stavu, kde jsou prováděna měření, může ovlivnit poměry panující na jiných místech ve svahu jako hladinu půdní vody či trasy podpovrchového odtoku (Atkinson, 1978). Podrobnější pohled na strukturu pohybu vody probíhající v nasycené a nenasycené zóně nabídl například Harr (1977). Ve své studii zkoumal směr a objemy toků v jednotlivých vrstvách půdy na svahu pomocí pole tenzometrů a piezometrů. Na základě analýzy sedmi epizod dospěl k závěru, že rychlý srážkový odtok tvoří v průměru 38% procent celkového srážkového úhrnu, z čehož je příspěvek formou podpovrchového odtoku zcela dominantní (96-98%), zatímco srážky dopadající přímo do toku tvoří jen zanedbatelnou část. Experiment ukázal variabilitu pohybu vody v půdním prostředí, kdy svrchní vrstvy půdy (0-30 cm) vykazovaly vertikální proudění v průběhu epizod, zatímco u hlouběji položených vrstev (30-100 cm) docházelo k proudění směrem dolů po svahu. Na rozhraní vrstev, kde byla detekována skoková změna v zrnitostním složení, jež způsobovala o řád nižší hydraulickou vodivost podložní vrstvy, byly často zaznamenány oblasti nasycení. Pro míru odtoku z těchto lokálně nasycených oblastí bylo důležité, jestli byly v kontaktu s nenasycenou zónou v okolí toku, nebo zda byly odděleny nenasycenou zónou, která svojí nízkou hydraulickou vodivostí limitovala odtok z těchto oblastí.

Oproti tomu Dunne a Black (1970) na jejich experimentálním povodí ve Vermontu pozorovali povrchový odtok ve zvýšené míře, což je vedlo ke skeptickému názoru na význam, který byl přisuzován podpovrchovému odtoku. Příčinu v rychlé reakci povodí na srážku přisuzují kombinaci vzestupu podzemní vody nad povrch, tzv. zpětného toku (*Return Flow*) a srážek dopadajících na dynamicky proměnnou nasycenou plochu (Betson, 1964), které jsou transformovány přímo na odtok, zatímco zbytek povodí slouží jako rezervoár, ze kterého je v mezisrážkových obdobích udržován základní odtok a dotovány vlhké oblasti níže po svahu.

Z uvedeného vyplývá, že topografické podmínky, které definují sklonové poměry, mají podstatný význam na tvorbu a charakteristiku odtoku v povodí. Anderson a Burt (1978) sledovali pohyb vody v nasycené zóně v závislosti na lokálních topografických podmínkách v rámci daného povodí. Průběh tvorby a expanze nasycených oblastí byl odlišný v místech tvořících lokální údolí od těch, které měly konkávní charakter hřebenů. Tvorba nasycených oblastí je soustředěna v údolních oblastech. Dotace srážkovou vodou způsobuje zvyšování hladiny nasycené zóny pod povrchem, což přispívá k tvorbě nasyceného klínu (*Saturated Wedge*) postupující s rostoucí plochou nasycení směrem do svahu. Závěry z laboratorního experimentu (Anderson a Burt, 1977) byly shledány v souladu s pozorováním na povodí. Silnější vrstva nasycené zóny se odráží ve zvýšeném odtoku způsobeném vyšším hydraulickým gradientem. Na svazích s vyššími sklony (v tomto případě se jednalo o 25°) je považován vliv výškového potenciálu za dominantní, vzhledem k tomu, že změny v hydraulické výšce způsobené fluktuací hloubky nasycené zóny se pohybovaly do 50 cm. Ke tvorbě nasycených oblastí v místech lokálních terénních hřbetů docházelo pouze zřídka a při výjimečných srážkových událostech, odtoková výška z níže položených oblastí tak řádově převyšovala příspěvek z ostatních částí povodí.

Topografické podmínky povrchu však většinou nejsou totožné s těmi, které utváří skalní podklad mateční horniny, na níž půda vzniká. Vliv topografie podloží na podpovrchové proudění se objevuje např. u Freer, et al., (2002). Intenzita podpovrchového proudění, monitorovaného v příčně hloubeném příkopu - obdobně jako ve studii Whipkey (1965) - byla srovnávána s topografickými charakteristikami povrchu a skalního podloží. Plocha akumulace, ze které dochází k odtoku vody zkoumaným segmentem příkopu, a topografický index jsou charakteristiky definovatelné pro každou sledovanou část příkopu pro povrch i podloží. Topografický index je možno charakterizovat jako index hydrologické podobnosti. Byl definován jako $\ln(a/\tan\beta)$, kde a je drénovaná plocha na jednotku zkoumané délky a β je lokální sklon svahu (Kirkby a Weyman, 1974). Amplituda odtoku i laterální odtok preferenčními cestami koreluje významně více s topografickými podmínkami skalního podloží. Výrazněji se tato spojitost projevovává v případě vyššího nasycení půdního profilu. Další příklad vlivu horninového podkladu byl zmíněn v práci Anderson, et al. (1997), kde je popsáno preferenční proudění puklinami navětralého skalního podloží. Tromp-van Meerveld a McDonnell (2006) rozšiřují předchozí koncept o možnost ovlivnění rychlého odtoku infiltrací do rozrušeného skalního podkladu.

Popis detailního stavu a reliéfu skalního podloží (například s využitím geofyzikálních metod, jako elektrické rezistivní tomografie – *ERT*) je v rozměrech povodí i svahu poměrně komplikované. Pro studie procesů v měřítku svahu však poskytují důležitou informaci ve formě okrajové podmínky spodní hranice.

Platnost principů proměnné zdrojové plochy (*VSA*) a „*Partial Area Contribution*“ byla ověřována za různých podmínek specifických povodí. Odlišný úhel pohledu na tvorbu odtoku vnesl studií malého novozélandského povodí Mosley (1979). Rychlost reakce i časové průběhy podpovrchové vody na pozorovacích stanovištích rozmístěných na povodí byly srovnatelné. Celkové toky i maximum průtoku se však zvyšovaly společně se vzdáleností od hranic povodí (směrem k drenážní bázi). To indikovalo, že voda musí putovat půdním prostředím rychlostmi o řád vyššími, než by to umožňovala nasycená vodivost, jejíž hodnoty byly k dispozici z měření. Vysoké rychlosti proudění byly vysvětleny vlivem přítomnosti makropórů. Jako mez vymezující makropórovitosti od půdní matrice byl stanoven průměr pórů zhruba 3 mm. V takovém případě je již uvažováno proudění vody makróry ve směru gravitačního gradientu bez výraznějšího vlivu kapilárních sil. Preferenční cesty vznikají v půdním prostředí jako důsledek převážně organické činnosti - chodbičky způsobené živočichy, otvory vzniklé přítomností kořenového systému ale i procesy zvětrávání a působením vysokých hydraulických gradientů. Proudění vody preferenčními cestami umožňuje dosažení výrazně vyšších rychlostí, což bylo i potvrzeno aplikací stopovačů a měřením rychlostí jejich transportu. Vlivu makropórovitosti byla v následujících desetiletích věnována řada studií a experimentů. Siddle, et al. (1995) ukázali ve svém experimentu s uměle vytvořenými makropóry význam drsnostního Manningova koeficientu preferenčních cest na poměr odtoku preferenčními cestami ve srovnání s půdní matricí. Dále ukazuje, že mezi piezometrickou výškou a odtokem z preferenčních platí exponenciální vztah. Uchida, et al., (2005) navrhuje jednoduché schéma k posouzení laterálního preferenčního toku na odlišně reagujících povodích na základě analýzy faktorů ovlivňující míru preferenčního odtoku na čtyřech výrazně odlišných povodích. Nelinearita mezi srážkovým úhrnem a preferenčním odtokem a nutnost dosažení prahové úrovně kumulativní srážky k iniciaci odtoku jsou zde považovány za charakteristické jevy v souvislosti s prouděním preferenčními cestami směrem k odtoku. Beckers a Alila (2004) s využitím modelu DHSVM (*Distributed Hydrology-Soil Vegetation Model*) stanovují prahovou hodnotu, kdy příspěvek preferenčních cest k odtoku překoná odtok matricí. Za předpokladu, že k aktivaci vertikálního preferenčního proudění dochází až po překročení infiltrační kapacity půdy (na základě Green-Amptovy rovnice) uvažují jako minimální srážku s dobou opakování v řádu 2-3 měsíců, která způsobí spuštění preferenčního odtoku. Laterální proudění v preferenční doméně za intenzivních srážek studovali Wienhöfer, et al. (2009). Na horském povodí byly na základě sledování průnikových křivek a objemu stopovačů po jejich umělé aplikaci posuzovány formy transformace na odtok. Transport solí (NaCl, NaBr) a fluorescentních stopovačů (uranin, sulforhodamin) se ukázal jako výrazně závislý na

prostorové distribuci a heterogenitě aplikované srážky. Výsledný nízký objem detekovaných fluorescentních tracerů a dodatečná dotace z přirozené srážky po umělé aplikaci stopovačů, která snížila koncentraci solí pod detekční limit, připomíná důležitost volby stopovače vhodného pro daný typ pozorování. Důležitý vliv preferenčního proudění na transformaci srážko-odtokových vztahů se objevuje dále například v práci (Jones, 2010).

Žádná z předchozích studií nepopisuje skutečnou situaci v celé její komplexnosti. Už jen z principu, že každý koncept je jen aproximací reality na určité úrovni poznání. Odtok a procesy podílející se na jeho tvorbě mohou být nahlíženy z různých hledisek. Povodí jako celek, svah a lokální část svahu jsou nejčastěji volená měřítko, na kterých probíhá snaha o popis probíhajících dějů. Vztahy mezi těmito pohledy jsou spolu spjaty a zároveň ne zdaleka vždy je možné výsledky z jednoho měřítko extrapolovat na měřítko jiné. Bachmair a Weiler (2012) se zamýšlí nad věrohodnou použitelností extrapolace charakteristik, naměřených lokálně (plot scale), na měřítko celého svahu. Veličiny monitorované v příkopu a v jeho okolí na třech svahových segmentech povodí, odlišných především vegetačním krytem srovnávají s celkovou reakcí svahu. Je zde poukázáno na vysokou míru prostorové variability procesů v malém měřítku. Bezprostředně sousedící oblasti vykazují různé chování, které z časového hlediska naopak silně koreluje s jinými místy. To indikuje vysokou propojenost odtokových cest na svahu. Silný vliv heterogenity je ostatně patrný v celém odvětví hydrologie. Binley, et al. (1989) simulovali nehomogenní rozložení hydraulických charakteristik v podobě rozdílných hodnot nasycené hydraulické vodivosti a vliv této variability na charakteristiku odtoku z modelovaného svahu. Na základě několika simulací byl demonstrován vliv lokální variability (ne)uspořádanosti těchto charakteristik na reakci simulovaného svahu jako celku. To zdůrazňuje význam výběru reprezentativních lokalit pro sledování dílčích procesů a charakteristik povodí.

Všechny zmíněné studie a výsledky (včetně transporních v následující kapitole) ověřované za pomoci různých simulací jsou výslednou interpretací procesů, které ve skutečnosti probíhají na elementární úrovni. Pro důsledné pochopení srážko-odtokových vztahů a jejich implementace do modelu je nutné porozumění těmto principům. Freeze a Harlan (1969) nastínili rovnice a okrajové podmínky obecně využitelné pro modelování jednotlivých fyzikálních procesů vedoucích k hydrologické odezvě ve smyslu přístupu „Fyzikální hydrologie zahrnuje systematické zkoumání jednotlivých složek systému. Popis těchto složek vede k možnosti simulace celého povodí“. Tento koncept byl inspirativní pro tvorbu řady distribuovaných fyzikálně založených modelů (Abbot, 1992). Vzhledem k obtížnosti podrobného, natož kompletního popisu podmínek prostředí je však takový přístup silně závislý na kvalitě a reprezentativnosti vstupních dat modelu. Byly proto vyvinuty i jiné koncepty sloužící k popisu odezvy povodí (Rigon, et al., 2006). Sloan a Moore (1984) porovnávají pět rozdílných matematických modelů podpovrchového toku, založených na Richardsově rovnici, kinematické vlně a jednoduchých „storage-discharge“ principech. Provedené

simulace, které byly srovnávány s reálně naměřenými daty (Hewlett a Hibbert, 1967), projevovaly obdobně spolehlivé předpovědi, jako při použití komplexního řešení metodou konečných prvků. V případě TOPMODELu (Beven a Kirkby, 1979) , (Beven, 1997) je podrobný popis dílčích procesů značně zjednodušen a lokální charakteristiky prostředí jsou posuzovány s ohledem na jejich pozici v povodí a topografickém začlenění. Výsledky TOPMODELu vedly k definici nového přístupového konceptu (Beven, 2002), který se posouvá směrem od podrobně fyzikálního modelování (Freeze a Harlan, 1969). Obecnému zamyšlení nad stávající situací a budoucím výhledem v oblasti hydrologického modelování je věnován prostor ve studiích (McDonnell, 2003) či (Todini, 2007).

2.2 Tvorba odtoku s využitím stopovačů

Rozvoj analytických metod a s tím související nárůst v možnostech využití stabilních izotopů jako formy stopovačů poskytlo možnost zcela nového náhledu na mechanismy probíhající na povodí. Možnost sledování formace odtoku na základě izotopového či geochemického složení poskytlo nový nástroj pro stopování vody a stanovení doby jejího zdržení v povodí. Za typický příklad využití stopovačů pro zpřesnění informací o pohybu podpovrchové vody může být považována separace hydrogramu. Separace odtokového hydrogramu patří mezi základní metody, využívané ke stanovení zdrojů vody. Její podstatou je rozlišení různých mechanismů, které se spolupodílejí na tvorbě celkového odtoku. Tradiční metody separace využívaly grafické přístupy na základě rozdílných kritérií. Zvolený limitní sklon rostoucí či klesající fáze hydrogramu je v takovém případě kritériem pro oddělení základního odtoku a rychlého odtoku způsobeného srážkovou epizodou (Hursh a Brater, 1941); (Hewlett a Hibbert, 1967) a (Mosley, 1979).

Hydrogram odtoku může být rozložen na jeho jednotlivé složky (*End-members*) na základě jednoduché bilanční rovnice ve tvaru:

$$Q_t = Q_p + Q_e \quad [1]$$

$$C_t Q_t = C_p Q_p + C_e Q_e \quad [2]$$

kde Q je odtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]; C koncentrace daného traceru [-]; indexy t , p , e odkazují postupně na celkový odtok (*total*), před-epizodní, starou, složku odtoku (*pre-event*) a novou epizodní část odtoku (*event*). Toky Q_p a Q_e jsou neznámé, které je možné stanovit za následujících zjednodušujících kritérií:

1. koncentrace epizodní složky je odlišitelná od předepizodní
2. koncentrace C_e zůstává v průběhu vstupu do systému konstantní
3. koncentrace C_p je identická pro nasycenou i nenasycenou zónu
4. voda ve formě povrchové retence se nepodílí na odtoku.

Výsledky separace jsou přirozeně závislé na definici „nové“ a „staré“ vody, či spíše jejich koncentrací. V práci Hooper a Shoemaker (1986), která byla zaměřena na

odtok způsobený táním a jarními epizodami, jsou naznačeny tři koncepce možného náhledu na definici předsrážkové vody:

1. konstantní koncentrace, která byla v povodí před začátkem celého posuzovaného období.
2. „postupná“ (*Stepwise*), kdy je uvažována jako koncentrace na odtoku před každou jednou epizodou.
3. interpolovaná mezi jednotlivými nízkými průtoky, kdy je uvažováno, že tyto reprezentují koncentrace základního odtoku.

Obecně existuje řada přístupů k separaci odtoku založených na analýze hydrogramu – graficky (Hewlett a Hibbert, 1967), na základě minimálních průtoků Kille (Kněžek, 1988), na poloze hladiny podzemní vody (Kliner a Kněžek, 1974), (Holko, et al., 2002) nebo pomocí digitálního filtrování (Eckhardt, 2005).

Z uvedeného je vidět, že i takto elementární princip nabízí možnosti různé interpretace. Separace hydrogramu (v převážné většině jsou takto rozlišovány dvě složky) našla široké uplatnění v množství studií, které budou zmíněny dále.

Model prezentovaný autory Sklash a Farvolden, (1979), který vycházel z analýzy několika srážko-odtokových epizod, ukázal značný podíl (80-90%) předepizodní vody v odtoku. Vysvětlení interpretují autoři rychlou přeměnou vody ze stavu blízkého nasycení (ve formě kapilární třásně) na vodu gravitační či lokální tvorby „hřbetu“ podzemní vody (*groundwater ridge*) (Ragan, 1968). Tlakové působení tohoto hřbetu způsobuje vytlačení staré vody a její přemístění k odtoku. Podzemní voda se pak infiltruje přímo do toku, nebo se objevuje na výronových plochách v nasycených oblastech k toku přilehlých (stejně jako je tomu v případě proměnné zdrojové plochy). Laboratorní experiment s jemnozrnným pískem (Abdul a Gillham, 1984) potvrdil obdobné chování. Voda ze vzdálenějších oblastí povodí se v tomto případě stává významnou až v pozdějších fázích odtoku. Ve studii (Burns, et al., 1998), kde byla použita separace odtoku za použití stabilního izotopu kyslíku ^{18}O , je také pozorován podíl předsrážkové vody. McDonnell (1990) vysvětluje obsah předepizodní vody v odtoku kombinací vertikální a laterální makropórovitosti. Ve své práci popisuje mechanismus, kdy i proudění preferenčními cestami může vyústit v proces vytlačení a odtoku staré vody, přestože preferenční proudění bylo dosud považováno za rychlý transport nové epizodní vody. Podle McDonella se srážková voda vsakuje do vysoce propustného organického horizontu a dostává se na rozhraní minerální vrstvy. Odtud je vertikálními trhlinami rychle odvedena směrem k rozhraní se skalním podkladem, kde se mísí s výrazně větším objemem předepizodní vody obsažené v půdní matrici. Takto smíchaná voda poté putuje laterálními preferenčními cestami do údolí. Rychlou odezvu celého vertikálního profilu a následné formování odtoku na rozhraní se zvětralým žulovým podkladem popisují také Šanda, et al. (2009). Park, et al. (2011) na základě numerických simulací na hypotetickém povodí interpretují koncentrace předsrážkové vody v odtoku spíše jako důsledek součinnosti více procesů, jako jsou vlivy makropórovitosti, mechanické míchání vod různého původu, které je navíc

umocněno efektem kapilárního „*ridgingu*“ ale také jako důsledek difuzního míchání různých molekul. Dušek, et al. (2012) ve své numerické simulaci naznačují význam vertikální proudění na výsledné složení vody na odtoku. To je v souladu s pozorováním na lokalitě v Jizerských horách (Šanda, et al., 2009). Weiler, et al. (2003) simulují proudění a transport s využitím modifikovaného modelu HILL-VI. Jedním z jejich poznatků je, že prahová hodnota, pro aktivaci laterálního preferenčního proudění, je závislá na drénovatelné pórovitosti (zde definované jako objem vody v půdě uvolněné z nasyceného stavu po kapilární tlak -33 kPa). Profily, které mohou v důsledku srážky pojmout větší množství vody nad svojí polní vodní kapacitu, mají nižší tendence k rozvoji preferenční sítě. Problematiku neurčitosti doby zdržení srážkové vody v povodí, vyplývající z předchozích studií shrnuje McDonnell, et al. (2010).

Řada studií se zabývá zkoumáním chování zdrojů vod na základě použití různých tracerů (stabilní izotopy, chemické stopovače). Různé typy tracerů v některých případech vykazují v povodí chování, která nejsou zcela v souladu (Hooper a Shoemaker, 1986), či dokonce zdánlivě protichůdná. Například Stewart, et al. (2007) pozorují v závislosti na typu použitého traceru (SF_6 , ^3H , ^{18}O) výrazně rozdílné doby zdržení vody v povodí. Na tyto paradoxy (okamžitá reakce povodí za uvolnění staré vody a rozdílné chemické složení odtoku, přestože signály stabilních izotopů jsou silně utlumeny) poukazuje i Kirchner (2003). Vysvětlení nabízí v existenci více paralelních rezervoárů, či kontinuí narozdíl od jednoduché představy předsrážkové vody jednoho původu. Tyto nesoulady ukazují, že každá z metod by měla být považována jen za jeden z úhlů pohledu dokreslující komplexní chování povodí.

2.3 Izotopová hydrologie

2.3.1 Stabilní izotopy ^{18}O a ^2H

Izotopová hydrologie spojená s využíváním stabilních izotopů jako přirozeně se vyskytujícího konzervativního traceru vnesla nový pohled na stáří a cesty vody v povodí. Překvapivý poznatek, že se na odtoku podílí převážně voda obsažená v povodí ještě před srážkou, změnil řadu názorů na tvorbu odtoku (Kendall a McDonnell, 1998). Za stabilní izotopy jsou považovány prvky definované specifickým počtem neutronů, které nepodléhají samovolnému rozpadu. Každý prvek se tak vyskytuje v určitém množství izotopů, jejichž poměrné zastoupení se dá definovat (alespoň u stabilních prvků) na základě obecně uznaného etalonu. Giaouque a Johnston (1929) představili objev izotopu kyslíku ^{18}O a následně byl popsán i stabilní izotop vodíku ^2H (deuterium, zastarale značeno jako D) (Urey, et al., nedatováno). Celkové množství těchto izotopů na Zemi je pevně dané a tak i v molekule vody jsou tyto atomy zastoupeny v množství, jehož střední hodnota odpovídá globální koncentraci. Variabilita této koncentrace pak vychází z lokálních podmínek. Chemické vlastnosti takovýchto molekul jsou totožné s nejčastěji zastoupenou molekulou vody složenou ze dvou vodíků ^1H a kyslíku ^{16}O . Fyzikální vlastnosti izotopově odlišných molekul jsou však mírně odlišné. Jejich vyšší hmotnost,

způsobená rozdílným počtem neutronů oproti nejčastější molekule vody, má za následek odlišnou energetickou náročnost fyzikálních procesů jako jsou výpar či kondenzace. V důsledku toho dochází k frakcionaci, to znamená, že při změně skupenství je poměr izotopů ve výsledných produktech (fázích) rozdílný. Chemické vlastnosti látky však na izotopové koncentraci závislé nejsou. Toho je možné s výhodou využít v hydrologii, kdy vstup ve formě srážek má proměnnou koncentraci. Při zachování celkového objemu vody ve známém systému je z výsledných koncentrací (např. v podzemní vodě či odtoku) možné odvodit poměr zdrojových členů, ze kterých se skládá výsledný produkt. Etalon koncentrace molekul obsahujících izotopy ^{18}O a ^2H je označován jako Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Jeho hodnota byla stanovena jako průměrná izotopová koncentrace ve vzorcích oceánské a mořské vody, které tvoří největší zdroj vody v hydrologickém cyklu. Nabývá v průměru hodnot zhruba 1/500 pro poměr ^{18}O vůči ^{16}O a 1/6410 pro poměr ^2H a ^1H . Kvůli srozumitelnosti a jednoduché možnosti interpretace jsou koncentrace stabilních izotopů ^{18}O a ^2H vyjadřovány jako $\delta^{18}\text{O}$ či $\delta^2\text{H}$. Index δ značí odchylku koncentrace daného izotopu, o které se zkoumaná látka liší vůči standardu známého složení (VSMOW) dle definice určené rovnicí [3]. Analogický vzorec platí pro $\delta^2\text{H}$, pro poměr izotopů $^2\text{H}/^1\text{H}$.

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000\text{‰} \quad [3]$$

kde $\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}}$ je koncentrace v měřeném vzorku a $\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}$ je koncentrace v referenčním vzorku V-SMOW.

Craig (1961) na základě izotopového složení naměřeného stanicemi popisujícími globální klima empiricky odvodil vztah známý jako Global Meteoric Water Line (GMWL). Tento vztah uvedený v rovnici [4] popisuje poměr obsahu izotopů ^{18}O a ^2H ve vodě při rovnovážném stavu:

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10 \quad [4]$$

Tento vztah je vysvětlen v publikaci (Dansgaard, 1964) jako důsledek evaporace v nerovnovážných podmínkách (evaporace za odstraňování par z hladiny) a kondenzace za podmínek rovnovážných. Sklon o směrnici 8 je důsledkem Rayleighova rozdělení při kondenzaci za rovnovážných podmínek 100% vlhkosti. Hodnota průsečíku s nulovou osou +10 je výsledek 10‰ obohacení molekulami obsahujícími deuterium v důsledku evaporace vody z oceánu při průměrné relativní vzdušné vlhkosti 85 % (Kendall a McDonnell, 1998). Různé poměry izotopů ^{18}O a ^2H se při vynesení do grafu projeví jako odklon od GMWL, z čehož lze dedukovat různé typy procesů, které na posuzovaný vzorek působily, např. určení odparu při relativním obohacení ^{18}O vůči ^2H . Koncentrace obou stabilních izotopů je závislá na

meteorologických podmínkách podél trasy, kterou voda urazí mezi vznikem a vypršením – kondenzace vodní páry při tvorbě srážek způsobuje frakcionaci molekul vody a tedy v průběhu času dochází ke snižování obsahu ^2H či ^{18}O ve zbývajícím objemu vody. S pohybem vodních mas atmosférou v rámci hydrologického cyklu směrem do vnitrozemí dochází důsledkem kondenzace a následného vypršení primárně „těžkých“ izotopů k postupnému snižování jejich koncentrace ve zbývajícím objemu (Ingraham a Taylor, 1991). Konkrétní podmínky v místě vzniku a trajektorie pohybu vody v plynném skupenství tak definuje charakteristické izotopové složení srážek, jako finálního produktu. Mimo uvedené je míra frakcionace vody závislá na teplotě, což se projevuje charakteristickým složením srážek vznikajících v různých částech ročních období – zimní období jsou charakteristická nižší koncentrací izotopů s vyšším nukleonovým číslem (Rozanski, et al., 1992). Obsah stabilního izotopu ^{18}O je v textu nadále kvůli přehlednosti referován formou deficitu vůči V-SMOW vyjádřenou v ‰.

2.3.2 Izotopy ^3H a ^3He

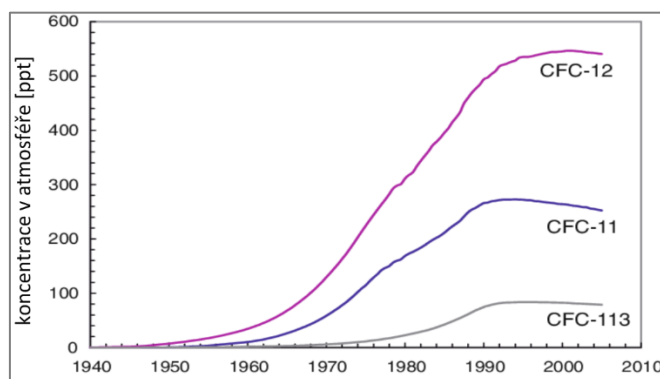
Stabilní izotopy ^{18}O a ^2H jsou vhodnými nástroji k popisu časových úseků do cca 5 let. Pro delší časové intervaly dochází k útlumu signálu sezónní variability do té míry, že není možnost jeho rozlišení od okolního šumu a tím ke ztrátě informace, kterou sezónní variabilita poskytuje. Pro delší časové úseky, které se v současné době pohybují v řádech dekád, lze jako vhodný stopovač použít izotop vodíku ^3H . Narozdíl od výše popisovaných ^{18}O a ^2H je ^3H nestabilní a degraduje beta rozpadem na izotop helia ^3He . Tento proces probíhá s poločasem 4500 dní (Lucas a Unterweger, 2000). ^3H vzniká přirozeně v horních vrstvách atmosféry interakcemi s fotony kosmického záření. Tato přirozená produkce v rovnováze s rozpadem na ^3He tvoří pozadovou koncentraci, kdy připadá cca 1 atom ^3H na 10^{18} částic ^1H , což odpovídá aktivitě $0.118 \text{ Bq} \cdot \text{l}^{-1}$ (Lucas a Unterweger, 2000). Tato koncentrace se kvůli lepší přehlednosti značí jako 1 TU (*Tritium Unit*). Počínaje přelomem 50. a v průběhu 60. let 20. století došlo k výraznému nárůstu koncentrace ^3H v důsledku testování termojaderných zbraní v atmosféře. Před zákazem těchto testů kulminovala koncentrace ^3H okolo 5000 TU na severní polokouli v roce 1964. Na jižní polokouli pak koncentrace ^3H dosahovaly maximálních hodnot o 2 řády nižších (cca 100 TU). Tato disproporce je důsledkem toho, že většina jaderných testů proběhla právě na severní polokouli a mezi polokoulemi (resp. mezi Hadleyovými cirkulačními buňkami) nedochází k výraznějšímu mísení vzdušných mas.

Voda pocházející z každé srážkové události má specifické izotopové složení, které je v podpovrchové vodě uvažováno neměnné. Právě to umožňuje využití izotopů v hydrologii jako přirozeně se vyskytujících stopovačů.

Na měřítku malého povodí či svahu je možné považovat každou jednu srážku z hlediska izotopového složení za prostorově konstantní. To se nedá říct o jejím průběhu v čase, kdy je složení proměnné. Vhodné časové rozlišení je závislé na dynamice posuzovaných procesů.

2.3.3 Chlor-fluorované uhlovodíky

Tato skupina organických látek antropogenního původu je uvolňována do ovzduší od počátku její produkce na průmyslové úrovni v první polovině 20. století. Obecně se jedná o stabilní látky, které zůstávají v atmosféře po dlouhou dobu v řádech desítek až stovek let. Postupně tak docházelo k nárůstu jejich koncentrace až do cca 80. – 90. let, kdy byla zjištěna jejich ekologická závadnost. V horizontu několika dekád má každá z látek skupiny chlor-fluorovaných uhlovodíků (CFC) definovanou odpovídající koncentraci v čase, což z nich činí vhodné stopovače pro vody se stářím do cca 50 let (Obr. 2.1).



Obr. 2.1 - vývoj koncentrací CFC v čase. Převzato z Katz a Griffin (2008)

Vzhledem k ploché koncentrační křivce od ukončení intenzivní produkce nejsou již vhodné k použití pro vody s očekávaným stářím do cca 20 let. Vlastní analýza koncentrace jednotlivých CFC ve vodě byla prováděna pomocí plynové chromatografie s avizovanou přesností 2-5 % (Labasque, et al., 2014). Obor hydrologie používá v úloze stanovení stáří podzemní vody především látky CFC-11, CFC-113 a CFC-12 (Hinkle a Snyder, 1997), (Reilly, et al., 1994). Tato skupina látek byla naměřena i ve vzorcích podzemní vody na lokalitě a byla využita jako jeden ze vstupů do programu Lumpy (kap. 4.3.2.4).

2.4 Pohyb vody a transport látek

Dále budou zmíněny některé obecné základní principy, které jsou využívány při popisu či modelování pohybu vody či transportu látek v půdním prostředí. Podrobný popis rovnic popisujících proudění a transport není účelem této části textu, byť jsou využívány v rámci dosažení cíle disertační práce.

Půdní prostředí se skládá ze tří složek – půdní matrice, vody a vzduchu. Na chování půdního prostředí v čase lze nahlížet jako na paralelní vývoj těchto kontinuí. Pohyb vody v nasycené a nenasycené zóně se řídí obecně platnými zákony, které jsou limitovány zavedením určitých zjednodušujících předpokladů. Kombinací rovnice kontinuity, která je formulací zákona zachování hmoty v prostoru a Darcy – Buckinghamova zákona byla v odvozena diferenciální rovnice (Richards, 1931), obecně známá jako rovnice Richardsova, která popisuje proudění vody

v nenasycené zóně pro případy lineárního proudění. V rovnici [5] je uveden tvar předepisující jednorozměrné proudění ve vertikálním směru:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad [5]$$

kde θ je objemová vlhkost [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$], t je čas, z je poloha podél osy z (kladná ve směru vzhůru), h je tlaková výška [m] a $K(\theta)$ je funkce hydraulické vodivosti [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$].

V případě, kdy je uvažována jednoznačná závislost mezi objemovou vlhkostí θ a tlakovou výškou h , je možné vyjádření v difuzní či kapacitní [6] formě, která bývají využívána v analytickém či numerickém modelování v závislosti na vstupních proměnných:

$$C(h) \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) \quad [6]$$

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h}(h) \quad [7]$$

kde C je specifická vodní kapacita [m^{-1}].

Transport látek v nasyceném a nenasyceném prostředí je popsán advekčně-disperzní rovnicí (*Advection Dispersion Equation - ADE*), jež je vyjádřena rovnicí [8]. V případě konzervativního transportu je pravá část rovna nule. Tato rovnice zahrnuje příspěvky advekce a hydrodynamické disperze na prostorové rozložení transportované látky:

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} + \frac{\partial c q}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial c}{\partial z} \right) = 0 \quad [8]$$

kde c je koncentrace transportované látky [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$], q objemový tok [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] a D je koeficient hydrodynamické disperze [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

Výsledky získané řešením Richardsovy rovnice jsou mimo jiné závislé na hodnotě hydraulické vodivosti. Správné stanovení této veličiny tak přímo ovlivňuje odezvu modelu, což je komplikováno její výraznou variabilitou, jež se v reálném prostředí pohybuje v rozmezí řádů. Mezi další nejistoty z hlediska stanovením parametrů v případě ADE může být zmíněno stanovení hodnot hydrodynamické disperze. Hodnoty disperzivity α [m], která na rozdíl od koeficientu hydrodynamické disperze není závislá na rychlosti ($\alpha = D/v$), stanovené v rámci experimentů a následně dosažených do simulací často nekorespondovaly s reálnou situací. Gelhar, et al. (1992) analyzovali hodnoty disperzivity z různých lokalit a měřítek. Ukázali, že hodnota disperzivity je úměrná měřítku problému. Dle jejich zjištění se podélná disperzivita pohybuje v rozmezí od 10^{-2} m do 10^4 m pro měřítko 10^{-1} m až 10^5 m.

Obecně je tak hodnota podélné disperzivity D_{lat} pro řešení problému transportu stanovována jako 1/10 měřítka úlohy. Vůči disperzivitě podélné má disperzivita příčná vodorovná hodnotu jedné desetiny a disperzivita příčná svislá jedné setiny.

Richardsova rovnice tvoří základ celé řady matematických modelů simulujících proudění vody. Vzhledem k absenci jejího triviálního řešení se však dočkala širšího využití po nárůstu výkonu počítačů, které umožnily numerické řešení Richardsovy rovnice v elementech modelů, založených na metodě konečných prvků (Freeze a Harlan, 1969), (Binley, et al., 1989), (Rigon, et al., 2006).

Advektivně-disperzní rovnice naproti tomu může být řešena za určitých podmínek analyticky (Ogata a Banks, 1961), její potenciál je však plně využit až v numerických řešeních ve spojitosti například právě s Richardsovou rovnicí. Výrazný vliv heterogenity pórového prostředí, jako důsledek prasklin, makropórovitosti, byl potvrzen v řadě studií, kdy byly tyto projevy pozorovány i ve zdánlivě homogenním prostředí (Hill a Parlange, 1972), (Selker, et al., 1992). Preferenční doména může být uvažována jako kontinuum reprezentující projevy této heterogenity. V simulovaném prostředí jsou pak paralelně uvažována dvě kontinua – preferenční a matrice. Gerke a vanGenuchten (1993) a Vogel, et al. (2000) využívají k popisu proudění jak v matici, tak v preferenční doméně (za zachování předpokladů pro její platnost) matematické řešení Richardsovy rovnice. Její aplikovatelnost spočívá především v možnosti popisu proudění v obou těchto doménách společně a s popisem jejich interakce. Vogel, et al. (2010) používají principu duálního kontinua v kombinaci s Richardsovou rovnicí pro simulaci preferenční a matriční domény v modelu S1D, kde slouží pro výpočet vertikálního proudění půdním profilem v nenasycené zóně.

2.5 Koncept „Lumped parameter“ modelů

Stáří vody ve zkoumaném systému je komplikováno její podstatou, kdy každý určitý objem reprezentuje soubor jednotlivých molekul vody, které mají individuální původ. Tato vlastnost se vyjadřuje jako doba zdržení (*Residence Time*) nebo nověji jako doba průchodu (*Transit Time*). Z praktického hlediska tak tvoří každá jedna molekula nekonečně malou složku celkového objemu s individuální historií. Smyslupnější vyjádření tak tvoří tzv. střední doba zdržení (*Mean Residence/Transit Time – MRT/MTT*), která reprezentuje distribuci dob zdržení ve zkoumaném objemu. Distribuci „stáří“ vody v systému je možné vyjádřit pomocí idealizovaného rozložení, které je definováno pomocí obecně definovaných matematických funkcí (Maloszewski a Zuber, 1996).

V případě modelů založených na tzv. Lumped konceptu (Ozyurt a Bayari, 2003), (Amin a Campana, 1996) jsou fyzikální charakteristiky zkoumaného systému (např. okrajové podmínky, hydraulická vodivost, pórovitost) nahrazeny několika parametry, jejichž hodnota je v průběhu kalibrace fitována na pozorovanou odezvu zkoumaného systému. Vstupní funkce (koncentrace stopovače v čase) je transformována na funkci výstupní pomocí idealizované matematické funkce, která zastupuje účinek

neznámých parametrů, projevujících se v reálném systému. Vzhledem k principu, který nevychází z fyzikální podstaty procesů popisovaného systému, bývá používán souhrnný název „Black box“ modely. Lumped přístup tak eliminuje potřebu stanovení reálných parametrů systému, jejichž hodnoty v potřebném prostorovém rozlišení v měřítku povodí lze stanovit pouze odhadem na základě několika bodových měření. Místo toho jsou nahrazeny charakteristickou odezvou simulovaného systému jako celku - v případě této studie je tímto parametrem právě střední doba zdržení podzemní vody ve zvodni zkoumaného povodí Uhlířská. Známý průběh vstupní funkce (koncentrace traceru v čase při vstupu do posuzovaného systému - v případě dané studie vstup do nasycené zóny) je programem LUMPY transformován dle zvoleného idealizovaného konceptu. Výstupní funkce je pak pomocí iterace střední doby zdržení (MRT) fitována na reálná pozorování, čímž lze stanovit hodnotu tohoto parametru pro danou situaci.

2.6 Práce v zájmové lokalitě povodí Uhlířská

Tvorba odtoku a srážko-odtokové vztahy byly na povodí podrobně zkoumány v řadě studií (Vogel, et al., 2010), (Šanda, et al., 2009) a (Hrnčíř, et al., 2010). Z těch vyplývá významná role půdního profilu pro transformaci srážek na mísení vody z aktuální srážkou vody s vodou předepizodní a vliv na následnou transformaci této vody na laterální podpovrchový odtok a doplňování podzemní vody. Dušek, et al. (2012) za pomoci modelu S1D a jeho modifikací simulovali podrobně tvorbu a procesy vedoucí k této transformaci.

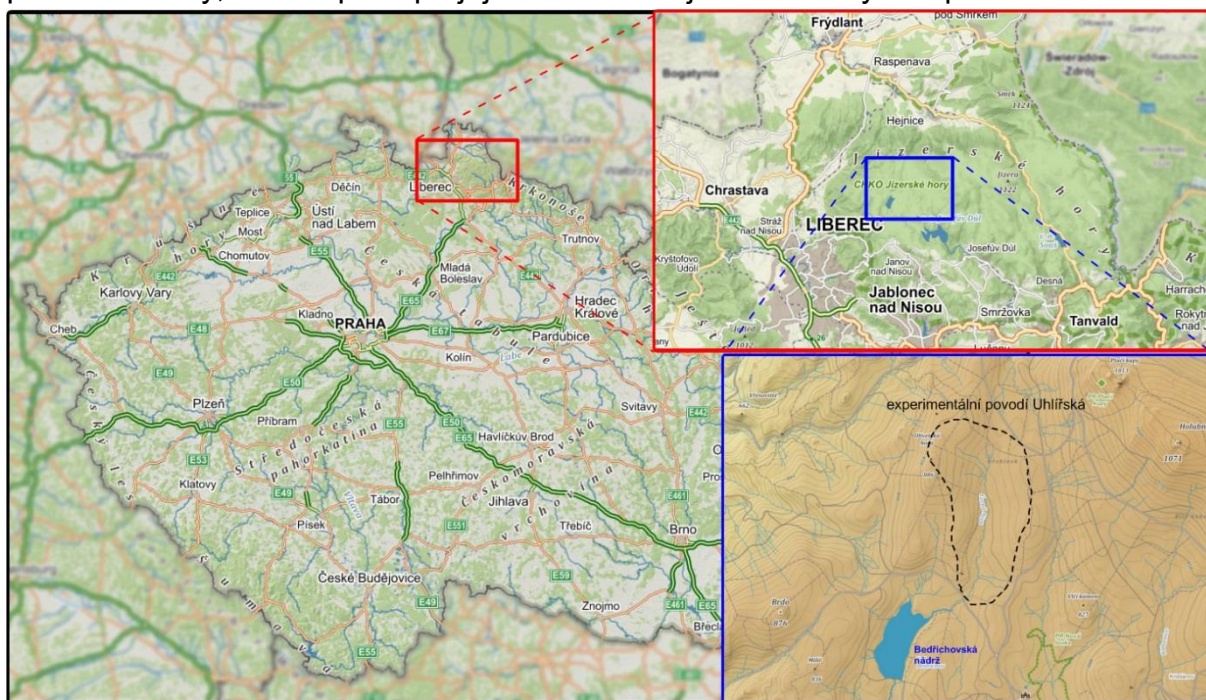
Podmínky na lokalitě jsou monitorovány počínaje rokem 1982, za účelem popisu změn odtoku v důsledku imisní zátěže lesních porostů. Povodí je součástí monitoringových sítí GNIP a GNIR (*Global Network Isotopes in Precipitations/Recharge*) a Středoevropské sítě experimentálních a reprezentativních povodí GEOMON (Vitvar a Aggarwal, 2007).

3. Popis zájmového povodí

3.1 Základní charakteristiky

Experimentální povodí Uhlířská v Jizerských horách je příkladem systému malého (1.78 km²) povodí v horské oblasti. Důsledkem kombinace (pro Českou republiku) vysokých srážkových úhrnů společně s podprůměrnými teplotami je charakteristicky vlhké klima dané oblasti. Pro období 1.5.1961 – 30.4.2014 má průměrný sezónní srážkový úhrn hodnotu 1280 mm. Za stejný interval nabývá teplota průměru 4.6 °C. Tyto klimatické charakteristiky jsou do určité míry definovány střední nadmořskou výškou v 822 m n.m. Dle klimatických charakteristik se řadí zájmového území do chladné oblasti CH7 (Quitt, 1971). Geologicky zájmová lokalita náleží ke krkonoško-jizerskému granitovému masivu, který je součástí krkonoško-jizerského krystalinika, tvořícího severní část českého masivu. Horninový podklad oblasti tvoří krystalinikum, klasifikováno jako středně zrnitý, porfyrický biotitový granit. Podrobnější informace o geologické stavbě oblasti uvádí Klomínský (1969), Sedlák, et al. (2007) a Žák, et al. (2009). Tento granit pak tvoří podkladový skalní masiv

zájmové lokality. V údolí se nachází kvartérní vrstva deluvifluviálních sedimentů glaciálního původu o proměnné mocnosti, překrývající hlouběji se nacházející granitové podloží. Podrobnější poměry týkající se rozložení a stavu horninového podloží lokality, včetně principu jejich stanovení jsou uvedeny v kap. 4.3.1.2.



Na svazích konvexně-konkávního tvaru přechází granitový masiv směrem k povrchu v horninu ve variabilní fázi zvětrávacího procesu a tvoří mateční horninu, která dává procesem pedogeneze vzniknout půdám klasifikovaným jako dystrikové kambizemě, podzoly a kryptopodzoly (Nikodem, et al., 2013). Mocnost půdního profilu svahových oblastí se pohybuje v rozmezí 0.6 – 0.9 m. V údolních oblastech přilehlých toku se nachází rašelinné oblasti, jejichž plošné zastoupení z celkové plochy povodí tvoří cca 10 %. Vertikální složení těchto lokalit tvoří při povrchu vrstva organozemí variabilní mocnosti (přibližně do 3 m), pod kterou se nachází vrstva jílových eluvií. Půdní typ organozemě mají za následek řádově nižší hydraulickou vodivost rašelinných oblastí ve srovnání se svahovými lokalitami s propustnějšími půdami. Díky této nízké hydraulické vodivosti a poloze ve spodních částech povodí z hlediska měřítka svahu (při řezu kolmo na osu toku), vytváří rašelinisté hydraulickou bariéru, pod kterou dochází, v závislosti na aktuálních podmínkách, ke vzniku napjaté hladiny s piezometrickou výškou převyšující terén. Specifický odtok v oblasti kategorizuje (Krásný, 1981) jako extrémně vysoký s hodnotou převyšující $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Drenážní bázi povodí je tok Černá Nisa a soustava jejích přítoků, které jsou formovány přirozenými procesy, případně se jedná o pozůstatky uměle zbudovaných odvodňovacích příkopů. Celková délka toku povodím od předpokládaného pramene je cca 2.1 km, načež ústí do Bedřichovské nádrže. V širším kontextu pak náleží Černá Nisa do povodí Odry.

Stav vegetačního pokryvu je úzce spjat s historickým vývojem lokality, opakovaně ovlivňovaným antropogenními zásahy, ať již cílenými či neúmyslnými. Původně

bukový porost byl důsledkem intenzivní těžby nahrazen hospodářsky využitelnějším smrkem. V období několika posledních dekad došlo z hlediska povodí ke dvěma výrazným událostem. V první řadě se jednalo o deforestaci (odlesnění) převážné části smrkového porostu důsledkem nadměrné imisní zátěže celé oblasti s maximem v 80 letech. Ta měla původ ve spalování hnědého uhlí v neodsířených elektrárnách Polska, Čech a Německa. Po snížení této zátěže ve formě kyselých dešťů byl na postižených lokalitách s odstupem založen nový les, s odolnější odrůdou smrku. V údolních rašelinných oblastech byla pro zvýšení ekonomické funkce krajiny, z pohledu lesního hospodářství, zbudována síť drenážních příkopů za účelem snížení hladiny podzemní vody této téměř nasycené oblasti. To vedlo opět k narušení přirozeného vodního režimu a introdukci nepůvodních druhů rostlin, se kterými je možno setkat se v prostoru rašeliniště setkat dodnes.

Výsledkem těchto zásahů je současný vegetační stav. Svahové oblasti jsou pokryty nepůvodním mladým smrkovým porostem převážně 3. věkového stupně (*Picea abies*), s ojedinělými jedinci pro oblast původního buku (*Fagus sylvatica*) a jeřábu (*Sorbus aucuparia*). V oblasti rašeliniště pak bylinné patro tvoří primárně rašeliník (*Sphagnum*), z dalších lze vyjmenovat například charakteristický suchopýr pochvatý (*Eriophorum vaginatum*). V rašelinných oblastech jsou mimo to řídce přítomné solitérní kleče a smrky.

3.2 Přístrojové vybavení lokality

Za účelem popsání hydrologického režimu povodí a jeho změn v návaznosti na vývoj vegetace a klimatických podmínek obecně je na lokalitě prováděn dlouhodobý kontinuální monitoring. Pro účely této práce, není-li zmíněno jinak, byl primárním zdrojem dat monitoring lokality realizovaný ČVUT v Praze, Fakultou stavební, provozovaný za přispění VÚV T.G.M., jejíž přístrojové vybavení je popsáno dále. Dlouhodobá data (v časovém horizontu dekad) pak pochází z monitoringu ČHMÚ, jehož pozorovací síť je povodí Uhlířská součástí. Obecně lze konstatovat, že díky dlouhodobému a relativně podrobnému sledování jsou k dispozici řady dat, jejichž informační hodnota umožňuje jejich využití jak k popisu procesů probíhajících na lokalitě, tak k jejich následnému modelování.

Na lokalitě (Obr. 3.1) probíhá standardní sledování základních meteorologických veličin, teploty přízemní a ve výšce 2 m, tlak, radiace krátkovlnná a dlouhovlnná, relativní vzdušná vlhkost a rychlost větru. Srážkové intenzity jsou monitorovány aktuálně třemi srážkoměry, jejichž data jsou v případě neočekávaných disfunkcí nahrazena korelovanými hodnotami z funkčního přístroje. Typický příklad výpadku funkce tvoří například zacpání sběrné nádoby organickým materiálem. Tím je znemožněn odtok na překlopný průtokoměr připojený na datalogger. Vzorky srážek pro jejich kvalitativní analýzu jsou odebírány dvěma rozdílnými samplery. Automatizovaný sampler odebírá srážky při překročení srážkového úhrnu 10 mm, či na konci každého dne, kdy došlo ke srážce jakékoliv velikosti (a která úhrnem

nedosáhla limitu 10 mm). Paralelně s tímto automatizovaným vzorkováním jsou srážky pro laboratorní analýzu pasivně odebírány pomocí zařízení z hydraulicky propojených nádob. Každá z těchto nádob je kalibrována tak, aby pojmul množství ekvivalentní 5 mm srážky. Po naplnění nádoby vodou nastává plnění další sériově napojené nádoby. Takto jsou v případě bezproblémového chodu sestavy získány vzorky reprezentující srážkovou výšku v 5 mm intervalech.

Pro sledování podpovrchového odtoku na svahu byl v roce 1997 vybudován příkop, ve kterém je sledován podpovrchový průtok. Monitoring je realizován pro celkově tři etáže, umístěné s ohledem k přirozenému zvrstvení půdního profilu (Šanda, et al., 2009). Mimo měření intenzity průtoku z jednotlivých částí půdního profilu je prováděn odběr vzorků podpovrchové vody z půdního profilu pro kvalitativní analýzu. K dokreslení poměrů půdního profilu byla využívána hnízda automatizovaných tenzometrů a čidel půdní vlhkosti WCR (*Water Content Reflectometry*). Celkově je monitoring půdní vlhkosti a sacích tlaků soustředěn do hloubky mezi 20 – 70 cm. V tomto rozsahu je popsána vertikální distribuce těchto veličin v půdním profilu.

Půdní voda v hloubkách 30 a 60 cm pod povrchem byla vzorkována manuálně s přibližně měsíčním intervalem. K tomu bylo využito sukčních kelímků (suction cups), které jsou rozmístěny v údolních i svahových polohách lokality (Obr. 3.1 a Obr. 8.2).

Vzorky podzemní vody byly odebírány v oblasti rašeliniště v blízkosti toku Černé Nisy. Pravidelný monitoring mělké podzemní vody, v rámci kterého je kromě základních kvalitativních veličin určováno izotopové složení, je prováděn ve 4 mělkých vrtech. Střední poloha jejich jímacích perforací je situována do hloubek od 2.3 m (vrt PST) po 5.2 m pod povrchem (vrt P84). Umístění mělkých vrtů (Obr. 8.2) bylo voleno tak, že při vzorkování je odebírána podzemní voda ze sedimentů ležících pod vrstvou rašeliny. Lze tak předpokládat, že tyto vrty umožňují odběry podzemní vody, která je součástí hlubšího oběhu v sedimentech v místě profilu Tomšovka.

Další dva mělké vrty, nacházející se v oblasti rašeliniště (P17 a P20, Obr. 8.1), s perforací situovanou do sedimentů pod rašelinným profilem, jsou vybaveny tlakovými čidly. Hodnoty tlaku měřené v 60 min intervalech jsou následně konvertovány na informaci o poloze piezometrické hladiny podzemní vody. Údaje o poloze hladiny podzemní vody na ploše sledovaného území jsou stanoveny na základě měření, realizovaných sítí tvořenou 65 piezometry, jež mají jímací perforace v rozmezí 1.49 – 2.17 m pod povrchem. Měření polohy hladin těchto piezometrech bylo realizováno v rámci monitoringu v rozsahu let 1997-2005 (Tachecí, 2004) a aktuálně již nedochází k její aktualizaci.

V rámci manuálních odběrů vzorků ze sukčních kelímků a mělkých vrtů předchází vlastnímu vzorkování vyčerpání stagnantní vody, která je v dlouhodobé rovnováze s okolním prostředím. Po dostatečně dlouhém časovém intervalu, typicky po jednom

dni, jsou odebrány vzorky vody, které lze považovat za aktuální a reprezentativní pro čas odběru.

V roce 2009 byly technikou jádrového vrtání zhotovené tři vrty o vnitřním průměru 10 cm na levém břehu v těsné blízkosti měrného přelivu UHL (Obr. 3.1). Polohy vrtů s rozestupy přibližně 5 m tvoří linii orientovanou shodně s tokem. Pracovní značení HV1C, HV2B a HV3A odkazuje na celkovou hloubku vrtu, která je cca 10, 20 a 30 m pod terénem. Zatímco úplné studny prochází celou zvodní a končí v nepropustném podloží, studny neúplné mají jímací perforaci umístěnou v propustné hornině a do nepropustného podkladu nezasahují. Na základě odhadu hloubky zvodně v místě vrtů pomocí geofyzikálního měření, jsou všechny tři vrty uvažovány jako vrty neúplné. Poloha jímacích perforací studní HV1C, HV2B a HV3A je situována do hloubek 8-9, 18-19 a 28-29 m pod povrchem. Stejně jako u mělkých automatizovaných piezometrů, je každý z vrtů hlubokých osazen tlakovým čidlem, monitorujícím tlakovou polohu hladiny podzemní vody v místě perforací.

Odběr vzorků byl prováděn manuálně v intervalech přibližně 2 měsíců pro vegetační období. V případě vhodných podmínek byly provedeny odběry také v mimovegetačním období, jejich četnost je však sporadická (s výjimkou posledních dubnových dnů, případně počátku listopadu se jedná o tři realizované zimní kampaně odběrů za posuzované období). Vzorky podzemní vody z hlubokých vrtů byly odebírány pomocí ponorného čerpadla. Ve vodě, stagnující ve studni od předchozího odběru, dochází k řadě změn v důsledku kontaktu s atmosférou, ústící ve změněné chemické a fyzikální charakteristiky. Vlastnímu odběru proto předcházelo čerpání stojaté vody, což umožnilo vtok aktuální vody ze zvodně do vrtu. Doba čerpání v jednotlivých vrtech je stanovena jako jedna minuta na metr hloubky vrtu. Za tuto dobu došlo k vyčerpání 180%, 126% a 107% celkového objemu vody ve vrtech HV1C, HV2B a HV3A. Po přerušení čerpání následuje minimálně stejně dlouhý interval (v délce jedné minuty na 1 m hloubky vrtu), kdy dochází ke vtoku aktuální vody do vrtu. Po této přípravě dochází k vlastnímu odběru vzorku, opět s využitím ponorného čerpadla. Jako standardní množství vody určené k vyčerpání před vzorkováním jsou udávány tři objemy dané studny. Redukované množství vody vyčerpané při přípravě k odběru bylo zvoleno jako kompromis s ohledem na dva faktory - časovou náročnost, způsob odběru a nízkou hydraulickou vodivost zvodně. Za prvé by časová náročnost čerpání v rámci doporučeného objemu komplikovala harmonogram prací v terénních podmínkách. Dále charakter čerpání, kdy k čerpání vody a jejímu následnému vzorkování dochází v místě, nacházejícím se při spodním okraji perforace vrtu. V místě odběru se tak dá předpokládat omezené mísení staré a aktuální vody, která pístově vodu předchozí vytlačuje.

Vzorky vody z toku Černé Nisy jsou odebírány dvěma automatickými vzorkovači. Automatický vzorkovač pracovní označený jako UHL je umístěn v bezprostřední blízkosti přelivu v uzávěrovém profilu povodí. Automatický sampler (značený POR)

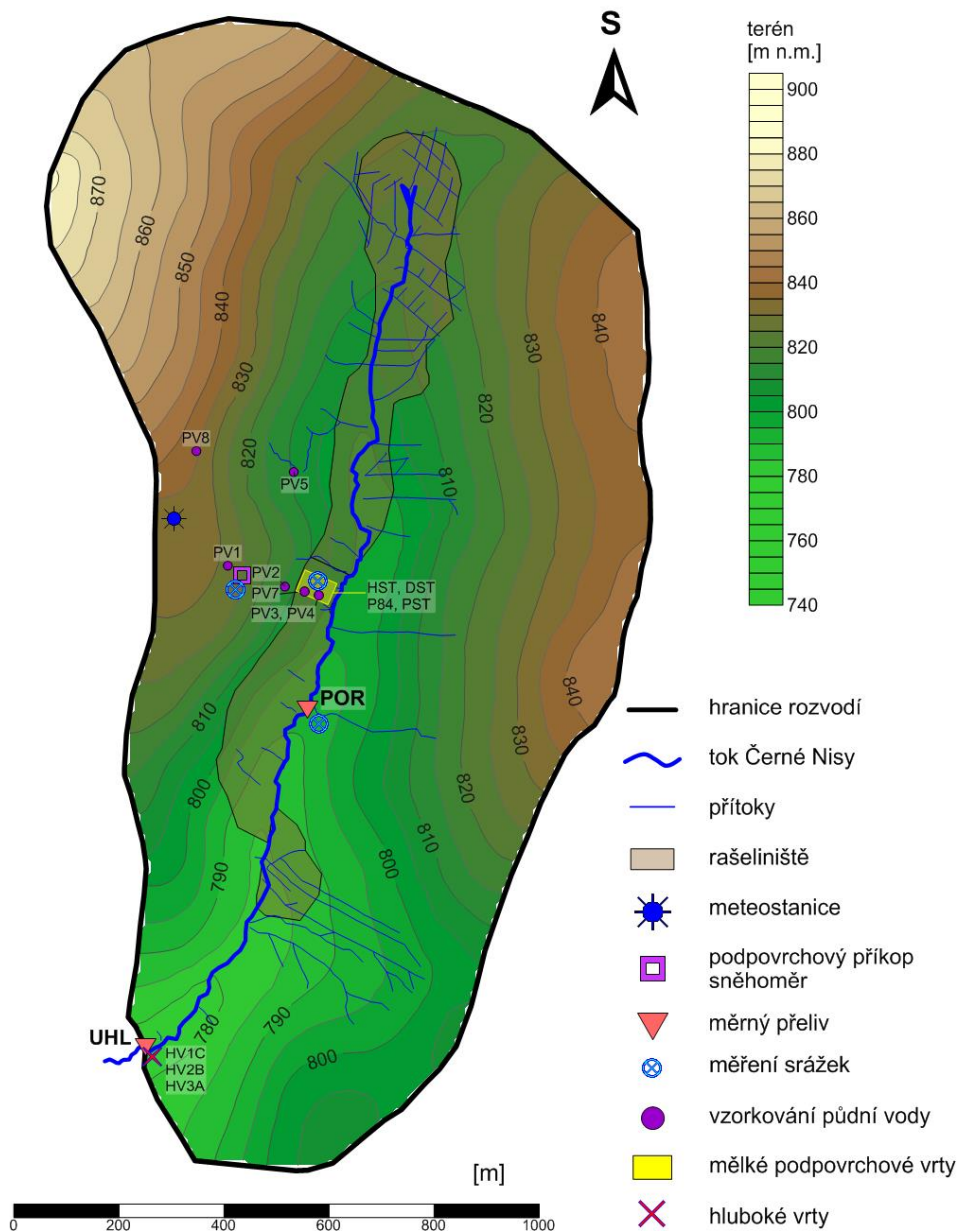
se nachází u měrného přelivu Porsche (Obr. 3.1), který svojí polohou na toku vymezuje podpovodí o rozloze přibližně dvou třetin plochy celého povodí (1.18 km²).

Srážky, podpovrchové vody i odtok z povodí jsou analyzovány na chemické a izotopové složení. Stanovení obsahu stabilních izotopů (pro účely předkládané studie je využito ¹⁸O) probíhá v laboratořích ČVUT. K analýze je využito zařízení od firmy LGR, pracujícího na principu laserové spektroskopie. Přesnost stanovení pro ¹⁸O je udávána jako ±0.15 ‰ V-SMOW. Znalost těchto parametrů umožňuje poměrně podrobnou definici okrajových podmínek a okamžitých stavů, ve kterém se sledovaná část povodí nachází a z toho odvozovat procesy, kterými je možné interpretovat pozorované podmínky.

V průběhu mimovegetačního období dochází ke změně provozovaného vybavení. Měření jsou v tomto období soustředěna na popis vývoje vodní hodnoty a vzorkování srážek a sněhové pokrývky. K automatizovanému stanovení vodní hodnoty sněhové pokrývky slouží váhový sněhoměr. Ten je tvořen deskou rozměrů 2*1 m, která je umístěna na třech vážních čidlech, která zaznamenávají hmotnost sněhu na desce v intervalu deseti minut. Na odtoku ze sněhoměru je osazen překlopný průtokoměr, který zaznamenává množství vody v čase, odtékající z plochy sněhoměru.

Dalším přístrojovým vybavením, které je využíváno k záznamu pevných srážek na lokalitě, je sněhoměr využívající nemrznoucí směs. Při srážkové události dojde k navýšení hladiny v tubusu sněhoměru (v případě pevných srážek dojde k jejich zkapalnění v důsledku interakce s nemrznoucí směsí). Případnému výparu je zabráněno tenkou vrstvou oleje. Poloha hladiny v čase je monitorována tlakovým čidlem a z toho zpětně odvozeny srážkové intenzity. V rámci této studie byl srážkoměr s nemrznoucí směsí využíván spíše jako doplňující informace, která byla využívána především v případě výpadku měření váhového sněhoměru.

Dále se na lokalitě v bezprostřední vzdálenosti (v jednotkách metrů) od ostatních zařízení nachází tubus, umístěný ve dvoumetrové výšce, který je využíván k odběru sumárních srážek v přibližně týdenním intervalu (dle možností manuálního měření na lokalitě) (Šmídl, et al., 2010).



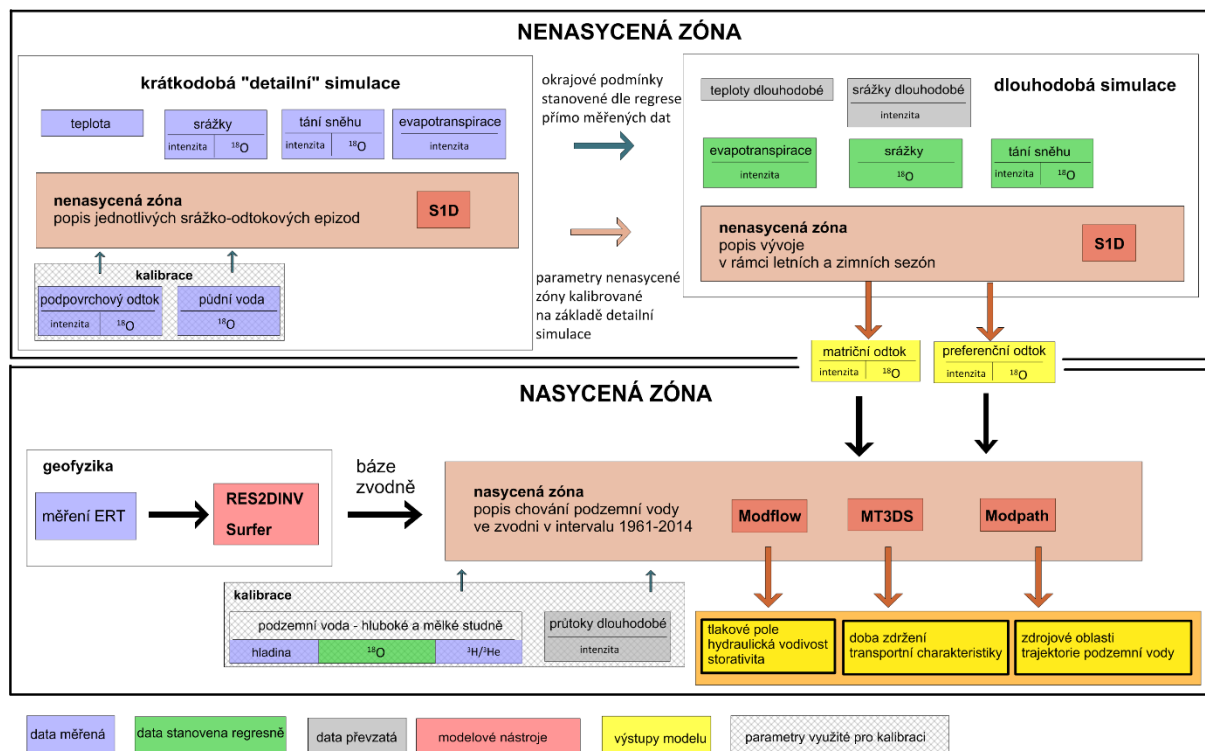
Obr. 3.1 - umístění instrumentace na povodí

4. Metody zpracování

4.1 Konceptuální model

Tvorba odtoku v povodí Uhlířská v Jizerských horách je komplexní problematikou, zahrnující popis nasycené i nenasycené zóny půdní a podzemní vody a vyžadující tak syntézu více přístupů. To je možné na základě množství dat, získaných poměrně rozsáhlým a dlouhodobým monitoringem probíhajícím na zájmovém území. Dlouhodobé sledování a záznam hydrologických, meteorologických a hydrochemických veličin poskytuje řady dat, které umožňují povodí studovat z různých úrovní pohledu, prezentovaných rozdílnými přístupy k řešení. Z tohoto důvodu byl zvolen postup, spojující využití více modelových

nástrojů, které jednotlivě slouží ke zpracování různých oblastí vstupních dat a zároveň tvoří dílčí výsledky pro celkové zpracování. Schematické zobrazení postupů a využití dat v rámci předkládané studie je prezentováno na Obr. 4.1.



Obr. 4.1 - schematické zobrazení využití dat a postupu v rámci dané studie

Ze směru pohybu vody v povodí v čase vychází i postup a návaznosti řešení dílčích procesů. Primárním vstupem, který v principu tvoří okrajové podmínky celého povodí, jsou srážky v tekuté a pevné formě společně s evapotranspirací. Ty tvoří vstup a odběr z nenasycené zóny, odkud infiltrují do nasyceného prostředí. K simulaci procesů v nenasycené zóně byl využit software **S1D** (Vogel, et al., 2010). Procesy v nenasycené zóně byly řešeny v rámci dvou typů simulací – krátkodobé, kdy byly podrobně modelovány jednotlivé srážko-odtokové události a dlouhodobé, v jejímž rámci byl řešen pohyb vody a látek v sezónním měřítku. Modelové výstupy dlouhodobé simulace byly využity jako infiltrace zvodně (nasycené zóny) zájmového území. Účelem tohoto přístupu je popis transformace srážek a jejich izotopového složení při pohybu nenasyceným půdním profilem. Transformovaný odtok z nenasycené zóny v čase a jeho izotopové složení tvoří okrajové podmínky pro simulaci pohybu podzemní vody ve zvodni.

Primárním cílem je popis pohybu vody v měřítku celého povodí, v prostřední kde dominantní složkou odtoku je pohyb půdní a podzemní vody. To znamená popis předpokládaných trajektorií a rychlosti proudění podzemní vody, z čehož vyplývá doba zdržení v různých místech zvodněné části povodí. K modelování nasycené zóny je využíván software **Groundwater Vistas 6.0 (GWV6)**, který slouží především jako rozhraní pro uživatelsky přístupné užití a zároveň k pre- a post-procesingu dat.

Pro vlastní numerická řešení byly využity moduly **MODFLOW2000** (tlakové pole, kalibrace hydraulických parametrů nasycené zóny), **MT3DMS** (transport stopovačů, kalibrace pórovitosti, disperze) a **MODPATH** (stanovení zdrojových oblastí podzemní vody a trajektorií jejího pohybu zvodní). Podrobněji je využití jednotlivých modulů rozvedeno v kap. 4.3.3.1.

Topografie nepropustného podloží (*báze*), jehož tvar a poloha definuje celkový objem zvodněné části povodí (nasycené zóny), vychází z geofyzikálních měření metodou ERT. Vlastní interpretace měřených dat v programu **RES2DINV** je k dispozici z předchozích geofyzikálních studií lokality (Šanda, et al., 2006), (Dragomir, 2006). Přepracování rekonstrukce 3D tvaru báze zvodně dle aktualizovaných podkladů bylo realizováno v programu **Surfer 13**.

Pro dodatečnou kalibraci primárního modelu (podzemní vody) jsou převzata data získaná pomocí modelování softwarem **LUMPY**. Principem využití tohoto programu je zaměření na možnost kombinovaného využití více tracerů pro přesnější stanovení jejich stáří a distribuce z časového hlediska. Sjednocujícím znakem této skupiny tracerů v dané studii je nízká četnost odběrů. Tím vybočují z konceptu zpracování a interpretace dat aplikovaného pro časově podrobnější řady. Výstup, reprezentovaný střední dobou zdržení vody v místě odběru, pak slouží jako informace, která bude využita při finální kalibraci modelu společně s výsledky získanými analýzou poměru látek ^3H - ^3He .

4.2 Simulace proudění vody v nenasycené zóně

K modelování nenasycené zóny bylo přistoupeno s využitím softwaru S1D (Vogel, et al., 2010), který řeší proudění vody v kapilárním prostředí pomocí Richardsovy rovnice ve dvou paralelně přítomných kontinuitách – kontinuum půdní matrice a preferenčních cest. Simulace vychází a navazuje na práce (Dušek, et al., 2012a), (Dušek, et al., 2012b), které byly prováděny na zájmové lokalitě. Zaměřením těchto studií je popis chování půdního prostředí z hlediska pohybu půdní vody a transportu stopovačů v časovém měřítku jednotlivých srážkoodtokových epizod. Koncept simulace je uvažován následující: V návaznosti na srážku dochází nejdříve k vertikálnímu transportu prostředím duálního kontinua půdního profilu – simulován je odtok maticí a preferenčními cestami přes spodní hranici půdního profilu. Při dosažení nepropustného podloží (resp. vrstvy s výrazně nižší hydraulickou vodivostí) dochází k tvorbě nasycené vrstvy, ve které dochází ke změně dosud vertikálního proudění na laterální ve směru hydraulického gradientu. Tvar nepropustného podloží na svahu je přitom uvažován jako paralelní s topografií povrchu se sklonitostí konstantních 14%. Tato voda, proudící půdním profilem po svahu dolů je pak vzorkována v příkopu, vybudovaném níže ve svahu kolmo ke spádnicí. Na základě celkového množství vody proteklého příkopem v reakci na příčinnou srážku byla délka svahu, přispívající k rychlému podpovrchovému odtoku, stanovena na 25 m (Hrnčíř, et al., 2010).

Simulace nenasycené zóny je prováděna pro podmínky odpovídající svahu v blízkosti podpovrchového příkopu. V místě simulace jsou díky soustředěné instrumentaci k dispozici informace popisující relativně podrobně, ve srovnání s hustotou instrumentace na zbytku povodí, podmínky simulovaného půdního profilu. Konkrétně se jedná o sací tlaky a půdní vlhkosti, které jsou na vybrané lokalitě monitorovány kontinuálně a v různých hloubkách půdního profilu. Tyto hodnoty jsou využity jednak jako počáteční podmínky modelu nenasycené zóny a zároveň pro kalibraci simulovaných výsledků srovnáním s měřenými daty.

Závěry ohledně prostředí na povodí Uhlířská, definované na základě těchto studií, byly stanoveny z chování nenasycené zóny v krátkodobém (epizodním) časovém měřítku. Analýza chování modelu v delším intervalu, za využití adekvátně dlouhých datových řad, tak může být využita jako podklad pro zpětnou kalibraci parametrů modelu nenasycené zóny. Možnosti iterativního stanovení parametrů nenasycené zóny v návaznosti na výsledky dlouhodobé simulace jsou diskutovány v kap. 6. Z hlediska podrobnosti byla simulace nenasycené zóny řešena ve dvou modelových variantách. Podrobná simulace, využívající kompletní instrumentace k popisu nenasycené zóny, popisuje interval let 2007 – 2014, dlouhodobá pak období od počátku roku 1961 do roku 2010.

4.2.1 Matematický popis půdního prostředí

Pohyb vody v půdním prostředí duálního kontinua je řešen s využitím dvou Richardsových rovnic, které popisují kontinuum matrice [9] a kontinuum puklin [10]. Ty společně tvoří celý prostor nenasycené zóny a jejich vzájemná interakce je vyjádřena přenosovým členem Γ_w [11].

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + \cos \gamma \right) \right) - S_m + \frac{\Gamma_w}{w_m} \quad [9]$$

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + \cos \gamma \right) \right) - S_f - \frac{\Gamma_w}{w_f} \quad [10]$$

$$\Gamma_w = \alpha_{ws} K_{ar} (h_f - h_m) \quad [11]$$

kde indexy m a f značí kontinuum matrice (*matrix*) a puklin (*fractures*), S je intenzita odběru kořenovou zónou [s^{-1}], w je podíl daného kontinua ($w_f + w_m = 1$) [-], γ je úhel od svislice, α_{ws} je přenosový koeficient při stavu nasycení [$m^{-1} \cdot s^{-1}$] a K_{ar} je relativní nenasycená vodivost rozhraní mezi oběma doménami nabývající hodnot v intervalu $\langle 0, 1 \rangle$.

Spodní okrajová podmínka půd svahových oblastí je předepsána jako volná drenáž [12]. Tímto předpisem se řídí modelový přetok vody přes spodní hranici půdního profilu:

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad \text{a tedy} \quad q = -K \quad [12]$$

Transport látek v prostředí duální propustnosti je řešen dle řídicích advekčně-disperzních rovnic [13 a 14]. Komunikace z pohledu výměny látek mezi doménami je analogicky jako v případě proudění vody umožněna přenosovým členem Γ_s [15].

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_m c_m}{\partial t} + \frac{\partial q_m c_m}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m \frac{\partial c_m}{\partial z} \right) & [13] \\ & = -\lambda_m \theta_m c_m - S_m c_m + \frac{\Gamma_s}{w_m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_f c_f}{\partial t} + \frac{\partial q_f c_f}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_f D_f \frac{\partial c_f}{\partial z} \right) & [14] \\ & = -\lambda_f \theta_f c_f - S_f c_f - \frac{\Gamma_s}{w_f} \end{aligned}$$

kde c je koncentrace transportované látky [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a λ je koeficient rozpadu [s^{-1}]. Přenosový člen je definován:

$$\Gamma_s = \Gamma_w c_i + \alpha_{ss} \theta_{ar} (c_f - c_m) \quad [15]$$

kde α_{ss} je koeficient přenosu látek mezi doménami při stavu nasycení [s^{-1}] a θ_{ar} je relativní nasycení rozhraní mezi oběma doménami [-]. Koncentrace c_i je v závislosti na směru proudění vody rovna c_f při toku do domény matrice, nebo c_m v případě proudění z matriční domény do prefereční.

Okrajová podmínka, z hlediska transportu látek, je při spodním okraji simulovaného profilu předepsána nulovým gradientem koncentrace:

$$\frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad \text{za podmínky} \quad q < 0 \quad [16]$$

Podrobný popis a numerické řešení řídicích rovnic je popsáno v dokumentaci programu S1D (Vogel et.al, 2004).

4.2.2 Podrobná simulace nenasyčené zóny

Úprava podzemního příkopu (viz kap. 3.2) v roce 2007, která umožnila kvalitativní a kvantitativní monitoring podpovrchové vody v různých hloubkách půdního profilu, vytvořila základ pro odvození parametrů, využitých v modelu nenasyčené zóny. Vzhledem k nekonzistentnímu zdroji vstupních dat, vyplývající ze sezónního režimu využívání přístrojového vybavení, byly simulace rozděleny na

vegetační a mimovegetační období, s lehce odlišnou metodikou získávání vstupních dat. Vegetační sezónou je uvažováno období 1.5. – 31.10., zatímco mimovegetační nastává v rozmezí 1.11. – 30.4. jednotlivých roků. V podrobných simulacích je řešen transport pouze pro stabilní stopovač ^{18}O .

Jednotlivé simulované epizody mají specifické počáteční podmínky, definované z měření. Hodnoty počáteční tlakové výšky a její vertikální distribuce v půdním profilu byly stanoveny na základě tenzometrických měření. Počáteční koncentrace traceru ^{18}O pro matriční doménu je stanovena jako hodnota měřená v sukčních kelímcích na svahu v minerálních půdách: PVM1, PVM8, PVH1 a PVH8. Pro doménu puklin byly za počáteční koncentrace použity koncentrace na odtoku z jednotlivých etází příkopu. Pro všechny případy stanovení počátečních podmínek byla využita data měřená v ideálním případě přímo v čase počátku simulace. V situacích, kdy aktuální data nebyla k dispozici, byly hodnoty počátečních podmínek určeny z časově nejbližších předchozích měření.

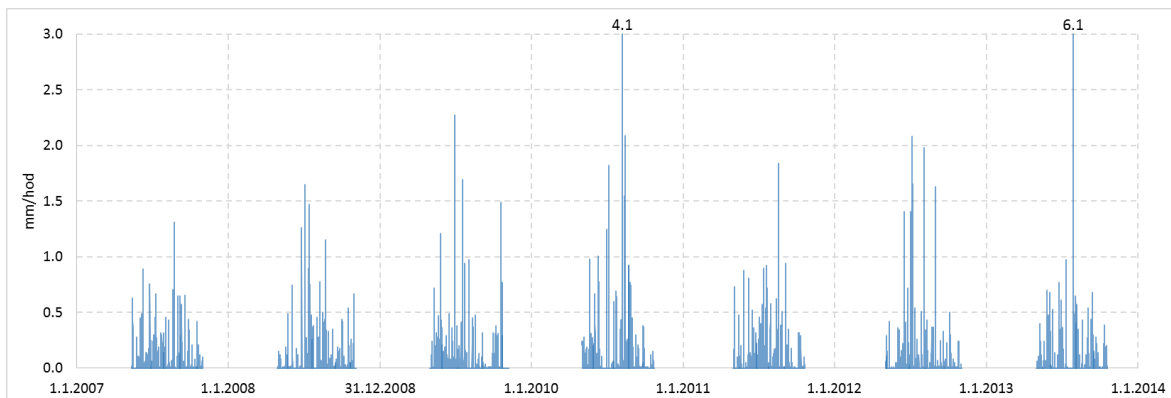
4.2.2.1 Vstupní data do nenasycené zóny - vegetační období

Z hlediska podrobnosti datových řad tvoří vegetační období nejkompexněji popsanou část roku. Příznivé klimatické podmínky na povodí v průběhu vegetační sezóny umožňují funkčnost přístrojů jejichž data jsou využita k popisu stavu a interakce půdního profilu s okolním prostředím.

Chování modelu bylo posuzováno srovnáním výsledků simulace s přímo měřenými hodnotami intenzity odtoku a izotopové koncentrace. Ve vegetačním období umožňuje plná funkčnost příkopu, včetně vzorkovače podpovrchové vody, srovnání zde měřených hodnot s výsledky modelu preferenční domény. Simulovaný odtok přes spodní hranici preferenční domény modelu popisuje reálnou situaci měřenou překlopnými průtokoměry. Izotopové koncentrace měřené na odtoku z příkopu slouží k verifikaci transportu traceru přes spodní hranici preferenční domény.

4.2.2.1.1 Srážkové intenzity v podrobné simulaci

Kvantitativně je nejvýraznější vstup do modelu nenasycené zóny, tvořící jeho horní okrajovou podmínku, tvořen srážkami. Srážkové intenzity na lokalitě v průběhu vegetační sezóny byly měřeny přímo pomocí srážkoměrů (kap. 3.2). Srážky, u kterých je uvažována následná přímá infiltrace do nenasycené zóny, jsou popsány v desetiminutovém rozlišení (Obr. 4.2).



Obr. 4.2 - měřené srážky v hodinovém kroku v průběhu vegetačních období

4.2.2.1.2 Evapotranspirace v podrobné simulaci

Evapotranspirace je dalším jevem, který charakterizuje interakci půdního prostředí s okolím v rámci systému půda-rostlina-atmosféra. V modelu je vyjádřena jako vertikálně proměnný odběr vody kořenovou zónou z půdního profilu (Feddes, et al., 1978). Maximální intenzita odběru půdní vody kořenovou zónou je soustředěna do oblasti do 20 cm pod povrchem. Dále intenzita odběru lineárně klesá s hloubkou a dosahuje do 70 cm pod terénem. Hodnoty potenciální evapotranspirace jsou vypočteny z měření přímé radiace s předpokladem znalosti albeda na měřené ploše a vyjádřeny jako evapotranspirace travního porostu (Dohnal a Vogel, 2011). Hodnoty potenciální evapotranspirace v hydrologických letech 2000 – 2013 v denním kroku (Obr. 8.3), vycházející z meteorologických dat na lokalitě, byly stanoveny a pro účely předkládané práce poskytnuty doc. Dohnalem.

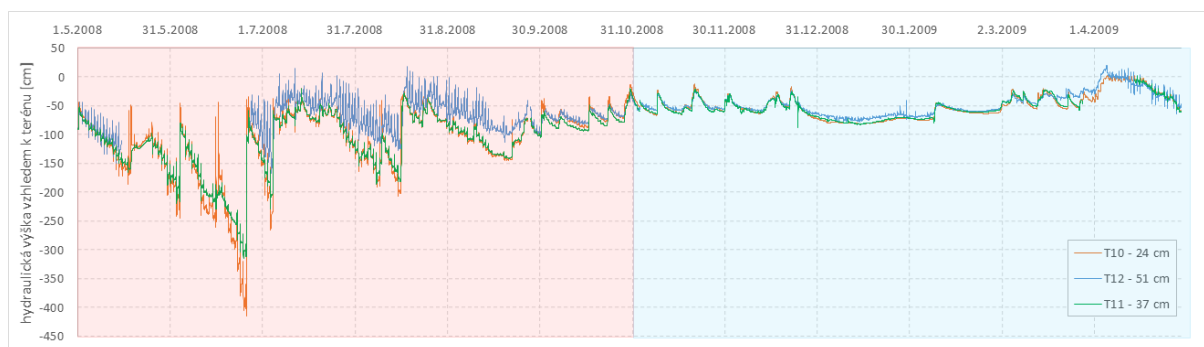
V letech 2000 - 2005 není v závěrech vegetačních sezón, převážně od druhé poloviny října, popis intenzity evapotranspirace kompletní. To je dáno přechodem do zimního provozu instrumentace. V takovém případě byla evapotranspirace jednotlivých dní brána jako průměrná hodnota z příslušných dnů v dalších letech. Pro potřeby podrobné simulace vypočítané denní evapotranspirační úhrny popisují většinu délky vegetačních sezón.

4.2.2.1.3 Izotopové složení srážek - ^{18}O

Izotopové složení srážek je stanoveno pomocí vzorků odebraných automatizovaným a pasivním samplerem, popsáním v kapitole 3.2. V případě, kdy probíhalo souběžné měření obou vzorkovačů, byla pro stanovení izotopového složení srážek použita podrobnější data získaná pasivním samplerem. V případě absence měření pasivního vzorkovače, způsobené většinou nadměrnou srážkovou intenzitou či úhrnem, jsou k popisu složení srážek využita měření automatizovaného sampleru. Izotopové složení srážek je tedy uniformní pro srážkovou výšku, odpovídající kapacitě aktuálně využitého sampleru. Jako reprezentativní hodnoty srážkových intenzit, respektive jejich izotopového složení, jsou uvažovány hodinové průměry. Hodinový krok je stanoven za základní časové rozlišení modelu nenasycené zóny ve vegetačním období.

4.2.2.2 Vstupní data do nenasycené zóny - mimovegetační období

Oproti simulaci vegetačních (letních) sezón je popis sezón nevegetačních (zimních) odlišný v několika ohledech, popsanych dále. Mimovegetační období je kvůli sníženým teplotám a přítomnosti sněhové pokrývky charakteristické přirozeným útlumem biologických procesů. To se projevuje sníženým nárokem na množství vody, která je za teplejších dní využita především na chlazení asimilačních částí rostlin procesem transpirace. Sněhová pokrývky je na lokalitě typicky přítomna po převážnou část mimovegetačního období. Členění na takto diskrétní období je určitým zjednodušením, které zanedbává např. klimaticky atypická období s podnormálovými sněhovými úhrny. Dané členění vychází, mimo jiné, ze změny režimu monitoringu na povodí. Ten je charakteristický zaměřením na popis poměrů v souvislosti na sněhovou pokrývkou, na úkor např. v daném čase méně podstatného měření radiace (kap. 3.2). Nepřímým ukazatelem intenzity extrakce půdní vody z nenasycené zóny jsou hodnoty sacích tlaků z tenzometrických měření. Typický průběh vegetační sezóny je charakteristický opakovaným střídáním epizod kdy dochází k relativně pozvolnému poklesu tlaku, způsobeného extrakcí půdní vody kořenovou zónou a infiltrací do hlubších poloh, a jeho skokovým nárůstem, když dojde k opětovnému nasycení v důsledku srážkových epizod. Oproti tomu je po značnou část zimního období průběh sacích tlaků napříč půdním profilem charakteristický relativně vyrovnanými hodnotami při stavu blízkém nasycení (Obr. 4.3). Stejně snížení epizodní variability, a tedy i předpokládaná absence extrakce půdní vody v důsledku evapotranspirace, je patrné u hodnot půdní vlhkosti měřené pomocí frekvenční doménové reflektometrie. S přihlédnutím k těmto faktorům lze předpokládat, že zanedbání evapotranspiračního úhrnu za období listopad – duben lze akceptovat a nebude mít vliv na celkové vyhodnocení vodního režimu povodí.



Obr. 4.3 - půdní sací tlaky v průběhu vegetační (červeně) a mimovegetační sezóny vybraného roku 2008/2009

Při absenci evapotranspirace tvoří jediný časově proměnný vstup do modelu srážky a jejich izotopová koncentrace. Postupná kumulace srážek ve formě sněhového profilu a jejich následné uvolňování v průběhu tání má za následek jejich časovou redistribuci. V rámci podrobného modelování bylo pro popis redistribuce srážek, tvořících horní okrajovou podmínku nenasyceného modelu, využíváno primárně přímých měření přístrojového vybavení (byla-li k dispozici). Intenzity infiltrace, použité jako vstup do nenasycené zóny jsou především syntézou měření ekvivalentní vodní

hodnoty sněhu na váhovém sněhoměru, odtoku ze sněhoměru a vzdušné teploty. Takto získaná data jsou na lokalitě zaznamenávána v 10-min kroku a poskytují k dispozici podrobnou informaci, ze které lze odvodit časový vývoj a intenzitu odtoku vody ze sněhového profilu. Přístrojová měření byla průběžně srovnávána, případně korigována, dle manuálních odběrů, prováděných blízkosti váhového sněhoměru. Ruční odběry byly prováděny typicky v týdenním intervalu a jejich prostřednictvím jsou k dispozici informace o vodní hodnotě sněhové pokrývky a kumulativní srážce od času předchozího odběru. Bilance týdenních srážek a změny vodní hodnoty sněhového profilu slouží k průběžné verifikaci dat získaných přístrojovým vybavením lokality, případně k jejich korekci.

Provoz instrumentace, potažmo data z ní získaná, se neobešel (i vzhledem k délce hodnoceného období) bez občasných komplikací. Zhoršené podmínky v zimním období, vedou k vyššímu počtu nestandardních situací právě v mimovegetačních sezónách, včetně delší reakční doby pro případ případné nápravy. Pro případ stanovení odtoku ze sněhové pokrývky, lze zmínit případ, kdy vážná čidla sněhoměru v detekovala náhlý přírůstek hmotnosti, neodpovídající či výrazně převyšující srážkový úhrn za dané období. Tento jev je způsoben horizontální soudržností sněhového profilu. Vzhledem ke specifickým podmínkám ovlivněným deskou sněhoměru může docházet k postupnému odlehčení s následným přisednutím masы sněhu, kdy dojde k redistribuci tlaku, který byl do té doby rozprostřen nerovnoměrně a i mimo měřicí plochu. Na Obr. 8.4 je dokumentován průběh zmíněného „sednutí“ sněhu z 26.12.2008, kdy při hmotnosti sněhového profilu ekvivalentní vodní hodnoty cca 100 mm došlo v rámci jednotek hodin k relativně rychlému odlehčení měřicího zařízení, které bylo následované náhlým nárůstem hmotnosti.

Intenzity odtoku vody z váhového sněhoměru měřené člunkovým průtokoměrem je třeba revidovat v kontextu ostatních dat. Bezproblémová funkce průtokoměru je omezena typicky na období před vznikem sněhového pokryvu a na závěr tání, kdy se již klima vyznačuje vyššími teplotami. V případech přítomnosti sněhové pokrývky a teplot pod bodem mrazu byla opakovaně zaregistrována omezená funkčnost průtokoměru, kdy docházelo k omezenému přívodu vody k člunkovému průtokoměru, či přímo k jeho zacpáním natátým sněhem. Obdobný efekt na funkci má případné zamrznutí přívodní trubky při nočním poklesu teplot. Data ohledně odtoku ze sněhoměru jsou tak typicky využívána až pro období jarního tání. Tato měření tak byla využita především k podrobnému popisu odtoku ve chvílích funkčnosti zařízení, než k vyjádření sezónních úhrnů.

Izotopové složení tání je při vstupu do nenasycené zóny od okamžitých srážek, důsledkem jejich kumulace ve formě sněhového profilu, rovněž odlišné. Pro popis této transformace byla využita data popisující množství a obsahy ^{18}O sněhového profilu a kumulativních srážek. Časové rozlišení izotopového složení těchto dat je limitováno frekvencí manuálních odběrů. Průběh izotopového složení sněhu a srážek mezi jednotlivými odběry je uvažován následovně. Izotopové složení kumulativního

vzorku srážek reprezentuje střední hodnotu za daný interval (typicky jeden týden). Výsledný časový vývoj izotopového složení v pevných srážkách se sestává ze zhruba týdenních úseků s homogenním obsahem ^{18}O .

Izotopové koncentrace sněhového profilu byly lineárně interpolovány mezi jednotlivými odběry. Původním záměrem bylo stanovení izotopového složení tajícího sněhu pomocí bilance. Koncentrace vody vytékající ze sněhového profilu v průběhu tání by v takovém případě byla stanovena dle této rovnice:

$$c_o = \frac{c_s * VH_s - c_{s-1} * VH_{s-1} + c_p * VH_p}{(VH_{s-1} - VH_s + VH_p)} \quad [17]$$

kde c_s , c_p je izotopové složení sněhu, resp. srážek [-] a VH je vodní hodnota aktuálního sněhového profilu [m].

Při stanovení obsahu ^{18}O dle rovnice [17] však relativně často dochází k odchylkám od měřených hodnot, u kterých lze předpokládat podobné složení jako v tajícím sněhu (půdní voda či rychlý podpovrchový odtok). Příčinou je nejistota v měření, např. ačkoliv lze z hlediska povodí či svahu považovat místo odběru sněhového profilu za prostorově stabilní, v praxi probíhá pokaždé v mírně odlišném místě. To může v kombinaci s nerovným terénem vnést chybu ve stanovení ekvivalentní vodní hodnoty sněhu (byť v jednotkách procent). Vzhledem k nízké variabilitě izotopového složení tak i relativně malé odchylky ve vodní hodnotě sněhu vedou k chybám, které nekorespondují s očekávaným izotopovým složením.

Vstupní koncentraci do modelu nenasycené zóny v mimovegetačních sezónách tak odpovídá interpolovanému složení sněhového profilu v situaci, kdy dochází pouze k tání. V případě absence sněhové pokrývky odpovídá vstup do nenasycené zóny jednoduše vážené průměrné koncentraci srážek dle srážkových úhrnů. V případě zaznamenaných srážek, probíhajících souběžně s předpokládaným táním sněhového profilu, byla použita jejich vážená koncentrace.

Vliv sublimace na snížení zásoby sněhu ve sněhovém profilu a v návaznosti na to změna jeho izotopového složení důsledkem frakcionace při fázovém přechodu je diskutabilní. Určitý vliv se nedá vyloučit, zejména vzhledem k délce mimovegetačního období. Relativně dlouhá doba, po kterou se na lokalitě nachází sněhová pokrývka, navyšuje potenciální úhrn sublimovaného sněhu. Úhrn srážek vůči vodní hodnotě sněhu v situacích, kdy nedochází k tání, však nevykazují žádný měřitelný systematický pokles na úkor sněhu. Vliv sublimace tak není kvantifikovatelný kvůli spolupůsobení současně s dalšími procesy s vyšší intenzitou a zároveň díky nejistotám, které se ke stanovení jednotlivých veličin váží. Ani izotopová měření jednotlivých vrstev sněhového profilu nevykazují odchýlení od globální meteorické čáry vyjádřené hodnotou „deuterium excess“ (Gat, et al., 1994), která by naznačovala, že dochází k frakcionaci naznačující ztrátu sublimací.

4.2.2.3 Vodní režim údolního rašeliniště

V údolí povodí Uhlířská při toku Černé Nisy, se dle vzorků ze sondážních vrtů a výsledků geofyzikálních měření nachází zajílované sedimenty překryté vrstvou rašeliny. Oblasti rašeliniště se tak vyznačují řádově nižší hydraulickou vodivostí ve srovnání s propustnějšími půdami svahových oblastí, nacházejících se na většině plochy zájmového povodí. Pro popis pohybu podpovrchové vody z rašelinných lokalit byla provedena simulace nenasycené zóny s parametry rašelinného a zajílovaného sedimentu. Mocnost a členění půdních vrstev rašelinného profilu je po ploše povodí variabilní. Z tohoto důvodu bylo vybráno místo, které je považováno za reprezentativní, z hlediska pohybu vody v rašelinných oblastech povodí. Konkrétní lokalita byla zvolena v blízkosti automatizovaných piezometrů P17 a P20 (Obr. 8.1), jejichž sběrné perforace jsou vybudovány pod rašelinným profilem. Spodní okrajová podmínka rašelinného profilu je předepsána tlakem (Dirichletova okrajová podmínka). Hodnota tlaku a jeho časový průběh na spodní hranici rašelinného profilu je zaznamenávána tlakovými čidly v P17 a P20, s datovou řadou od 5.2000 do konce simulovaného období (Obr. 8.20). Vertikální členění materiálu a jeho hydraulické parametry, které byly zadány do simulace nenasycené zóny údolních oblastí, vychází z tohoto zvoleného profilu (Šípová, 2009). Simulovaný profil má celkovou mocnost 370 cm. Svrchní vrstva, tvořena rašelinou, sahá do hloubky 110 cm pod povrch a překrývá vrstvu 60 cm zajílovaných sedimentů. Pod těmito relativně nepropustnými materiály je podloží údolního profilu tvořeno propustnějšími štěrkopísky, které sahají až k perforaci piezometrů. Horní okrajová podmínka, která reprezentuje interakci simulovaného profilu s okolním prostředím formou intenzity srážek, tání a jejich složením, je zadána stejně, jako v simulaci svahových částí (kap. 4.2.2.1). Od toho se odvíjí i časový krok, ve kterém bylo řešeno proudění a transport rašelinným profilem v podrobné simulaci - jedna hodina ve vegetačním období, respektive jeden den v mimovegetačním části roku.

V oblastech tvořených rašelinami, překrývajícími zajílovaná eluvia, je předpokládána struktura půdního profilu bez výraznějšího příspěvku preferenčních cest na proudění půdní vody. Půdní prostředí údolních oblastí je proto v modelu zadáno pouze kontinuem matrice a příspěvek kontinua preferenčních cest, které hraje důležitou roli při popisu svahových oblastí, není v této části simulace uvažováno. Výsledky simulací půdního profilu údolních oblastí jsou diskutovány v kap. 5.1.1.2.

4.2.3 Dlouhodobá simulace nenasycené zóny

Primární účel podrobných simulací nenasycené zóny tkví v popisu jednotlivých srážko-odtokových epizod v blízkém okolí podrobně instrumentované lokality. Taková situace s výhodou využívá vlastností stabilních stopovačů, které jsou typické značnou variabilitou jak sezónní, tak mezi jednotlivými epizodami. Při přechodu k měřítku povodí je však tato variabilita utlumena jako důsledek procesů mechanické disperze a difuze. Z dlouhodobého pohledu se tak ztrácí sezónní informace a koncentrace stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hlubších vrstvách povodí nabývá uniformních hodnot. To potvrzují měření na povodí, kde se proměnlivost koncentrace

stabilních izotopů ve vrtech pohybují na hraně detekčního limitu analytického přístroje. Přesto tato hodnota, reprezentující dlouhodobý vážený průměr koncentrací, poskytuje informaci, která je z hlediska verifikace reprezentativnosti modelu nenasycené zóny cenná, především díky své robustnosti.

Alternativu stabilním izotopům tvoří stopovače, jejichž variabilita v čase a amplitudě umožňuje jejich identifikaci v měřítku reálného povodí. Pro účely této studie byl použit antropogenní tracer ^3H a jeho dceřinný produkt ^3He , jejichž využití spočívá především v popisu nasycené zóny (Solomon a Cook, 2000). Simulace transportu ^3H nenasycenou zónou poskytuje exaktně podložený a především přesnější vstup do zóny nasycené, oproti případu, kdyby za tuto dotaci byly považovány přímo srážkové intenzity a jejich příslušné koncentrace. Přínosem tohoto přístupu je popis nestability ^3H , která vede k redukci jeho koncentrace ve vodě v čase. V nenasycené zóně dochází k produkci tritiogenního helia ^3He (helium vzniklého jako produkt rozpadu ^3H). V místě produkce pak dochází k jeho rychlé ekvilibraci s atmosférickým ^3He , pro který je půdní prostředí propustné. Do nasycené zóny tak vstupuje redukovaný objem ^3H , než by tomu bylo v případě použití přímo srážkových koncentrací. Dalším faktorem, který je ovlivněn nenasycenou zónou je variabilita koncentrace ^3H ve srážkách. Kromě obecně známého charakteru v podobě tzv. tritiového maxima, který spadá do doby kulminace testů termojaderných zbraní v atmosféře v 60. letech minulého století, lze ve srážkách zaregistrovat i sezónní variabilitu. Ta je důsledkem jarní nestability mezoféry, díky které dochází k promíchání, jinak oddělených, vzdušných mas troposféry a stratosféry. Stratosféra přitom tvoří zásobní prostor pro ^3H , ať již dříve uměle produkované, nebo v současné době přirozeně vznikající štěpením vzdušného dusíku vysokoenergetickými fotony kosmického záření (Masarik a Beer, 2009). Při jarním smíchání vrstev atmosféry se pak konstantně produkované a tudíž nakumulované ^3H dostane do troposféry, kde je detekováno jako sezónní nárůst v koncentraci celkového ^3H . Tato sezónní variabilita ve spojitosti se sezónním režimem v důsledku tání sněhové vody, tvoří další složku, jejíž upřesnění je provedeno právě simulací transportu ^3H nenasycenou zónou.

Využití přesně definovaných vstupů do nasycené zóny pro oba stopovače (^{18}O a ^3H) tvoří motivaci pro provedení dlouhodobé simulace nenasycené zóny. Absence přímo měřených dat vyžaduje jejich odvození korelací s dostupnými veličinami. Důsledkem toho lze očekávat vyšší míru nejistoty, která plyne z takto odvozených dat. Dalším úskalím, které může hrát roli pro dlouhodobou simulaci je reprezentativnost modelovaných veličin v horizontu desítek let. Oproti podrobné simulaci, která je rozčleněna na jednotlivé sezóny, není v případě modelu dlouhodobého vývoje simulovaný stav opakovaně korigován počátečními podmínkami z terénních měření. Je tak důležité věnovat pozornost, nebude-li docházet v průběhu desítek sezón k postupnému odchylování výsledků modelu od očekávaného stavu, především co se týká fáze sezónní variability izotopového složení půdní vody. Pro verifikaci dlouhodobě odvozených dat bylo provedeno porovnání s podrobnou simulací (kap. 5.1.3).

4.2.3.1 Metodika stanovení dlouhodobých vstupů do nenasycené zóny

Meteorologická stanice ČHMÚ Bedřichov (BED) je umístěna cca 2.1 km jihozápadně od meteostanice na zájmovém povodí Uhlířská (UHL). Data ze stanice Bedřichov, poskytnuta ČHMÚ, jsou k dispozici od 1.1.1961 a tvoří tak nejbližší zdroj dlouhodobých údajů o meteorologických podmínkách v oblasti. Pro účely popisu klimatických podmínek na povodí Uhlířská byla ve vegetačním období využita data srážkových úhrnů a průměrných teplot na stanici Bedřichov, která jsou zaznamenávána v intervalu jednoho dne. V mimovegetačním období pak byla k popisu vodní hodnoty sněhové pokrývky použita manuální měření, prováděná v prostoru stanice BED v týdenních intervalech, počínaje zimou roku 1966.

4.2.3.1.1 Teplota vzduchu na lokalitě

Mezi jednu ze základních charakteristik, jejíž stanovení je nezbytné pro popis dlouhodobých podmínek na lokalitě, patří teplota vzduchu, standardně měřená v úrovni 2 m nad povrchem. Ta byla odvozena ze záznamů stanice Bedřichov, kde je k dispozici v denním rozlišení. Teploty, zaznamenané v období 5.2006 – 4.2010 na stanicích UHL a BED, jsou dle očekávání vysoce korelované ($T_{UHL}=T_{BED}*1.014+0.265$ °C) s vysokou mírou determinace ($R^2=0.978$) (Obr. 8.13). Vyšší teploty zaznamenané na výše (cca o 50 m) položené stanici Uhlířská mohou být způsobeny více faktory. Roli může hrát odlišné lokální mikroklima – meteostanice Bedřichov se nachází v blízkosti Bedřichovské nádrže, jejíž vodní masa může ovlivňovat okolí např. teplotní setrvačností a evaporací z volné hladiny. Rozdíl teplot mezi stanicemi může být dán také metodikou stanovení průměrných denních teplot. Na stanici Uhlířská byly po dobu porovnání teplot prováděna měření v desetiminutovém kroku, denní teploty byly stanoveny jako jejich střední hodnota. Oproti tomu byly denní teploty na stanici Bedřichov stanoveny dle metody využívané před zavedením automatických teplotních měření, která je nicméně v rámci zachování kontinuity stále používána. Denní teploty zde vychází z odečtů v diskretních časech v průběhu dne [18]

$$T_d = \frac{(T_7 + T_{14} + 2 * T_{21})}{4} \quad [18]$$

kde T_j je teplota měřená v hodině j .

V intervalech 1.1.1968 - 31.12.1968 a 1.7.1972 - 31.1.1973 nebyla pro zpracování data o teplotě a srážkách z meteostanice Bedřichov k dispozici. V případě absence záznamů teploty na meteostanici Bedřichov byly teplotní průběhy nahrazeny dlouhodobými denními průměry teploty za období záznamů z Bedřichova po dobu dlouhodobé simulace (48 sezón).

4.2.3.1.2 Srážkové intenzity

Srážkové úhrny na povodí Uhlířská pro období předcházející pravidelnému srážkovému monitoringu, probíhajícímu na lokalitě od roku 1996, byly stanoveny

korelací srážkových úhrnů mezi srážkoměrem Uhlířská a Bedřichov za období jejich souběžného provozu (1.6.1996 – 1.2.2015). Tato regrese vykazuje rozdílný trend při rozdělení na zimní a letní období. Zimní období jsou charakteristická mírně navýšenými srážkovými úhrny na Uhlířské oproti Bedřichovské stanici ($UHL = BED \cdot 1.066$), narozdíl od období letních, kdy je mezi stanicemi opačný trend ($UHL = BED \cdot 0.977$). Kontinuita časové řady srážkových úhrnů z bedřichovské meteostanice byla narušena ve stejných časech, jako tomu bylo u teplotních měření (kap. 4.2.3.1.1). Časová distribuce a úhrn srážek v případě absence dat byly doplněny adekvátním úsekem hydrologického roku 1983, jehož srážkový úhrn je nejbližší dlouhodobému ročnímu průměru, který tvoří 1222 mm. Druhou variantou odhadu chybějících dat bylo nahrazení těchto úseků průměrnými hodnotami. Takto stanovené srážky však nepopisují proměnnou intenzitu jednotlivých epizod. Příčinou transformace infiltrované vody do nenasycené zóny je především časová variabilita srážkových intenzit a obsahu ^{18}O , které popisují vstupní data. Nahrazení denních srážkových intenzit časovou řadou srážek v roce, který lze z hlediska úhrnu považovat za průměrný (za sledovaný interval se jedná o hydrologický rok 1983), představuje nejvhodnější možný popis období, pro která nejsou příslušná data k dispozici.

Mimovegetační sezóny typické časovou redistribucí srážek formou kumulace sněhové pokrývky a jejího tání byly pro účely dlouhodobé simulace popsány na základě dlouhodobě používané empirické metody Degree Day Method (DDM), (Mockus, 1964). Na základě vnějších podmínek a parametrů modelu je rozhodováno, dochází-li k ukládání sněhu, či naopak k tání. Intenzita tání sněhového profilu je stanovena dle rovnice:

$$M = C_M(T_a - T_k) \quad [19]$$

kde M je intenzita tání [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], C_M je degree day koeficient [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}$], T_a střední denní teplota [K] a T_k je kritická teplota tání [K].

Hodnoty parametrů DDM (kritická teplota a „degree day koeficient“) byly fitovány pro každé mimovegetační období v rozmezí dlouhodobé simulace. Použité hodnoty parametrů DDM v jednotlivých letech jsou pro přehlednost vyneseny na Obr. 8.10. Kritériem byla maximalizace shody průběhu vodních hodnot sněhového profilu modelových (stanovených dle metody DDM) a vodních hodnot měřených. Měřené vodní hodnoty sněhového profilu, jsou pro meteostanici Bedřichov k dispozici z archivních dat ČHMÚ, počínaje hydrologickým rokem 1967. Ekvivalentní vodní hodnota sněhu (SVH) sněhového profilu na povodí Uhlířská byla korigována na základě korelačního vztahu, popisujícího množství srážek v mimovegetačním období mezi lokalitami Bedřichov a Uhlířská (Obr. 8.14). Takto stanovené SVH byly následně použity pro nastavení parametrů DDM modelu jednotlivých mimovegetačních sezón v rámci dlouhodobé simulace nenasycené zóny.

Pro mimovegetační období v letech 1961-1966, kdy údaje o SVH nejsou k dispozici, byly použity parametry DDM modelu odpovídající mediánu hodnot let 1967 – 2014.

4.2.3.1.3 Evapotranspirace v období dlouhodobé simulace

V rámci kompletního popisu dlouhodobých podmínek na lokalitě je třeba kvantifikovat míru transpirace a výparu, která bývá, vzhledem k problematičnosti odděleného popisu těchto složek, reprezentována spojenou hodnotou evapotranspirace. Přístupů ke stanovení evapotranspirace existuje celá řada (Thornthwaite, 1948), (Penman, 1948). V závislosti na principu jejich stanovení využívají rozdílně komplexního popisu stavu na popisované lokalitě. Limitované množství popisných veličin, známých pro celé období dlouhodobé simulace, omezuje výběr metod pouze na ty obecnější. Spolehlivost odhadu denních hodnot, jež jsou dle aktuálních podmínek značně variabilní, naráží na relativně vysokou míru nejistoty. Z dlouhodobého hlediska však přesnost podrobně stanovených denních hodnot evapotranspirace není parametrem, který by výrazně ovlivňoval výsledky modelu nenasycené zóny. V dlouhodobém horizontu, pro který jsou zpracovávány vstupy do modelu nenasycené zóny, není přesný popis variabilní evapotranspirace natolik podstatný, zejména vzhledem k její relativně nízké intenzitě. V období let 2000 – 2016 byl střední denní evapotranspirační úhrn stanovený metodou Penman-Monteith výrazně nižší (2.2 mm/den), než kolik tvoří denní srážková výška v případě výskytu typické události. Reprezentativní sezónní úhrn ztráty vody z nenasycené zóny v důsledku evapotranspirace je však pro popis reálné situace však nezbytný. Sezónní charakter evapotranspirace má specifický průběh, kopírující denní úhrn radiace, který zase souvisí s délkou dne a aktuální meteorologickou situací. Tento trend je zobrazen na Obr. 4.4, ve kterém jsou v čase vyneseny průměrné denní hodnoty za období 2000-2016, spočítané dle metody Penman-Monteith. Takto popsany odhad vývoje evapotranspirace v průběhu roku je považován za dostačující aproximaci reálných podmínek z dlouhodobého hlediska.

Množství vody, odebrané z půdy v důsledku evapotranspirace však není konstantní po celé simulované období. Změny ve složení vegetace v průběhu několika posledních dekád jsou určující pro vývoj potřeby vody vázané v půdním profilu a mikroklimatických podmínek na lokalitě obecně. Se snižující se efektivní plochou vegetace, vystavenou slunečnímu záření, se snižuje i potřeba vody, která je využita k chlazení této plochy odparem ze stomat listů či jehlic. Vzrostlá vegetace zároveň způsobuje zástín povrchu, což se projevuje ovlivněním evaporace. Rozsah simulovaného období zahrnuje částečné odlesnění lokality, následované vývojem nového vegetačního pokryvu. Lze se důvodně domnívat, že se tato změna odrazila v množství evapotranspirace. Pro kvantifikaci množství vody spotřebované v jednotlivých vegetačních sezónách evapotranspirací bylo využito odhadu na základě hydrologické bilance povodí. Za zjednodušeného předpokladu, že zásoba vody na povodí zůstává z dlouhodobého hlediska konstantní, by mělo množství vody spotřebované na evapotranspiraci odpovídat rozdílu srážkového úhrnu a vody z povodí odteklé. Srážkové úhrny využity pro bilanční vstup vychází z kombinace

přímých měření (1996 – 2014) s daty odvozenými ze záznamů na bedřichovské meteostanice (1961 - 1995). Za odtok vody z bilancovaného povodí je uvažován pouze odtok povrchový, odvedený tokem Černé Nisy. Odtok z povodí, resp. objem za bilancovaný časový interval, je stanoven z dat o průtoku na měrném přelivu UHL v uzávěrovém profilu povodí.

K dlouhodobému popisu evapotranspirace, jejíž projevy jsou dle výsledků podrobných měření (kap. 4.2.2.1) soustředěny především do období vegetačních sezón, bylo použito právě šestiměsíční bilanční období (květen – říjen).

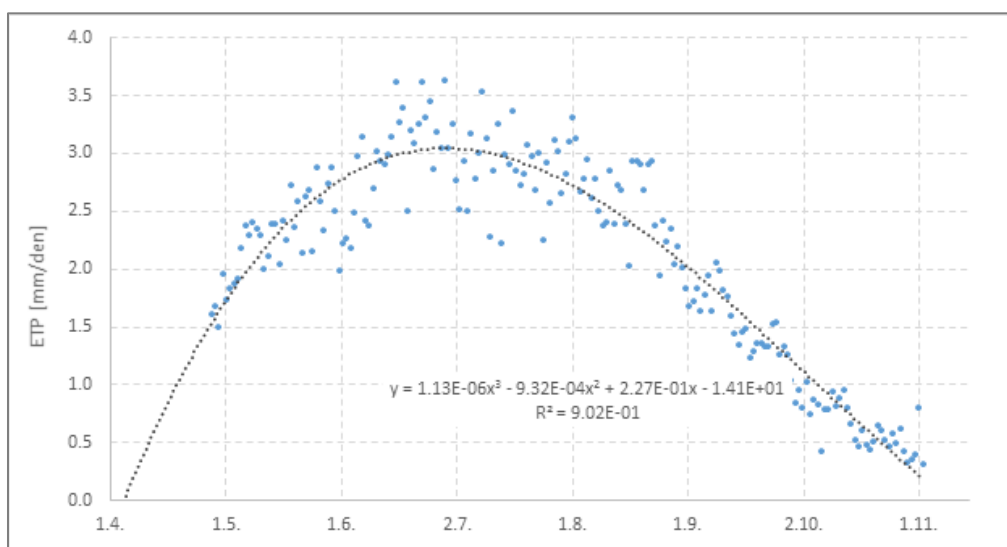
Je důležité zmínit nejistoty při stanovení hydrologické bilance, které mohou mít na diskutované rozdíly v odtocích vody z povodí vliv. Ty vznikají důsledkem zanedbáním, respektive zjednodušením složek bilance, souvisejících s obtížně kvantifikovatelným vlivem dynamického vegetačního pokryvu. Monitoring srážek je typicky prováděn na exponovaném místě, kde nereflkuje intercepční schopnosti vyvíjející se vegetace. Lze tak očekávat nižší úhrn podkorunových srážek, reálně vstupujících do hydrologického systému podpovrchové vody. Na druhou stranu na relativně velké asimilační ploše vzrostlé vegetace dochází k zachytávání, následné kumulaci a odtoku horizontálních srážek vyskytujících se ve formě mlhy či nízké oblačnosti, které jsou pro prostředí posuzované lokality charakteristické. Otázkou vlivu těchto faktorů na celkový srážkový úhrn lokality se podrobněji zabývá Tachecí ve své disertační práci (Tachecí, 2002). Obecně lze říci, že míra těchto jevů roste společně s vyvíjející se vegetací a jejím zapojením. Věkový stupeň vegetace je navíc po ploše povodí prostorově variabilní, což dále komplikuje kvantifikaci. Bez přímých měření je tak kvantifikace jejich efektu v průběhu dekád mimo rozsah této práce, je-li možné s alespoň minimální přesností vůbec evapotranspirace stanovit.

Kumulativní sezónní odtok, jako druhá ze vstupních veličin hydrologické sezónní bilance povodí, je bilančně stanoven z odtoku monitorovaného na měrném přelivu Černé Nisy UHL za předpokladu ustáleného stavu, resp. konstantní zásoby vody na povodí v délce posuzovaného intervalu 6 měsíců. Je zřejmé, že i v tomto případě se jedná pouze o aproximaci reálného stavu. Podrobnější pohled na data měřená sítí piezometrů však nenabízí žádné zřejmé vodítko, které by mohlo být využito alespoň ke stanovení extrémních poloh hladiny podzemní vody (a z nich plynoucí odhad zásobního objemu za sledované období) v podobě umožňující extrapolaci na plochu celého povodí. Lze však předpokládat, že vliv fluktuace zásoby vody nebude tvořit podstatnou část oproti šestiměsíčnímu srážkovému úhrnu, jehož střední hodnota pro vegetační sezóny tvoří 786 mm.

Samotné měření odtoku z povodí je taktéž zatíženo neurčitostí, jejíž popis přesahuje možnosti přímého stanovení. Odtok z povodí je reprezentován pouze průtokem v Černé Nise. Nicméně dá se odůvodněně předpokládat, že mimo povrchový odtok dochází i k pohybu podzemní vody mocnou vrstvou sedimentů ve směru hydraulického gradientu k bedřichovské nádrži. Tento předpoklad je podpořen výsledky numerického modelu nasycené zóny (viz kap. 4.3.4.1). Tato situace, podepřená výsledky modelu, nebyla ve fázi stanovování parametrů k dispozici, pro

odhad kumulativního odtoku je tedy zanedbána. Pro podrobnějšího popisu režimu na povodí, který by zahrnoval efekt bilančního propadu způsobeného podpovrchovým odtokem, se nabízí stanovení množství tohoto odtoku z povodí iterativně. V rámci předkládané práce nebylo k takovému upřesňování přistoupeno, nicméně v případě navazujících studií, týkající se daného tématu by bylo vhodné tento odtok do bilance povodí začlenit.

Odběr půdní vody kořenovou zónou v rámci průměrné vegetační sezóny byl odvozen z hodnot, vypočtených na základě měřených klimatických podmínek na lokalitě. Tyto hodnoty popisují v časovém rozlišení jednoho dne evapotranspiraci po převážnou část intervalu let 2000 - 2013. Hodnoty potenciální evapotranspirace v jednotlivých dnech byly stanoveny ze středních denních hodnot, vypočítaných dle metody Penman-Monteith. Při seřazení průměrných denních evapotranspiračních úhrnů za období 2000 – 2013 (Obr. 8.3) vynikne sezónní trend, jehož primární příčinou jsou proměnné intenzity krátko a dlouhovlnného záření v závislosti na části roku. Pro konstrukci vývoje denních evapotranspiračních úhrnů v průměrné sezóně byla zvolena aproximace, vycházející z proložení středních denních úhrnů polynomem čtvrtého řádu. Plocha pod polynomem tak určuje průměrné množství vody odstraněné procesem evapotranspirace za období vegetačních sezón let 2000 - 2013.



Obr. 4.4 - sumární denní hodnoty ETP. Jednotlivé body reprezentují průměr denních hodnot v průběhu vegetačních sezón 2000-2013 (např. hodnota 1.května tvoří střední hodnotu 14 denních úhrnů evapotranspirace, stanovených pro první květen v letech 2000–2013)

Evapotranspirační úhrn jednotlivých vegetačních sezón je proměnný a číselně odpovídá hodnotám stanoveným v rámci hydrologické bilance povodí. Poměr denních hodnot ETP v každé jedné sezóně byl zachován konstantní, definovaný dle polynomu (Obr. 4.4). Konkrétní denní hodnoty pro každou sezónu pak tvoří průměrné denní hodnoty, přenásobené koeficientem pro danou sezónu (viz Obr. 5.4), jež byl definovaný jako poměr mezi sezónním úhrnem stanoveným bilančně (pro každý rok odlišným) a průměrným úhrnem za období 2000-2013.

4.2.3.1.4 Vodní režim údolního rašeliniště

Popis časově proměnného chování rašelinných oblastí v rámci dlouhodobé simulace nenasycené zóny byl redukován na extrapolaci hodnot z podrobné simulace na celé simulované období. Důvodem této aproximace byl nedostatek dat k přesnému popisu situace. Předepsaná tlaková podmínka při spodní hranici modelové oblasti byla v rámci podrobné simulace stanovena z přímých piezometrických měření. Ve výsledcích podrobné simulace se projevila důležitost znalosti tlaku při spodním okraji půdního profilu, která určuje perkolaci či tlakové vzestupné proudění rašelinným profilem. Pohyb vody půdním profilem v rámci podrobné simulace nevykazuje zobecnitelný trend, který by umožňoval jeho stanovení na základě korelace s některou z veličin, jejichž hodnota je dlouhodobě známá. Odtok z nenasycené zóny rašelinným profilem v údolní byl popsán konstantní hodnotou, odpovídající dlouhodobé střední hodnotě, spočítané v rámci podrobné simulace (kap. 5.1.1.2). Dlouhodobý odtok z rašelinného profilu má střední intenzitu $6.3 \cdot 10^{-3}$ cm/den. Ve srovnání s odtokem ze svahových oblastí se jedná o nízkou hodnotu, jež je důsledkem cyklického pohybu vody půdním profilem.

4.2.3.1.5 Izotopové složení srážek – ^3H

Odvození izotopového složení srážek v intervalu pokrývajícím časové rozpětí dlouhodobé simulace je rozdílné v závislosti na druhu stopovače. V případě ^3H byla koncentrace popsána pomocí dat odvozených z vídeňské řady měřené v rámci monitoringu GNIP (Aggarwal, et al., 2009). Srovnání měření ^3H ve srážkách na zájmové lokalitě, které je k dispozici v intervalu od května 2006 do listopadu 2014, se stanicí ve Vídni, ukazuje systematicky mírně navýšenou koncentraci na stanici Uhlířská. Průběh koncentrací ^3H za dobu souběžného měření na obou lokalitách je prezentován na Obr. 8.16. Střední koncentrace ^3H ve srážkách byla za sledovaný interval na Uhlířské o 1.6 TU vyšší vůči hodnotám zaznamenaným v rámci monitoringu GNIP ve Vídni. Vzhledem k celkové variabilitě ^3H (Cauquoin, et al., 2015) lze rozdíly, pohybující se v řádu jednotek TU mezi přílehlými stanicemi, považovat za přijatelné. Pro extrapolaci dat do období let 1961-2006 byly hodnoty měřené ve Vídni korigovány o střední rozdíl mezi oběma lokalitami (Uhlířská a Vídeň) za období jejich souběžného měření. Otázka, reflektuje-li tento rozdíl reálný trend v důsledku rozdílné lokality, je diskutabilní. Vzhledem k relativně krátké době, po kterou jsou k dispozici datové řady pro srovnání obou lokalit, nabývá korelační koeficient hodnotu 0.572. S ohledem na poměrně výrazně proměnnou koncentraci atmosférického ^3H v čase (Obr. 5.6), nelze předpokládat s jistotou, že rozdíl necelých 2 TU mezi lokalitami je konstantní hodnotou, či s narůstající koncentrací ^3H ve stratosféře docházelo i ke zvětšování tohoto rozdílu. Analogickou situací je srovnání dat vídeňské řady vůči měření Krakově, kde jsou k dispozici data o koncentraci ^3H v rámci GNIP monitoringu počínaje rokem 1975. Časové řady ukazují, že v době vyšších koncentrací ^3H v 70. letech nedochází k divergenci mezi stanicemi a obě stanice, až na menší odchylky, sledují přibližně stejný vývoj (Obr. 8.30).

S ohledem k tomuto byla pro dlouhodobý vývoj koncentrací ^3H použita řada měření ve Vídni, mírně korigovaná dle aktuálních měření na stanici Uhlířská.

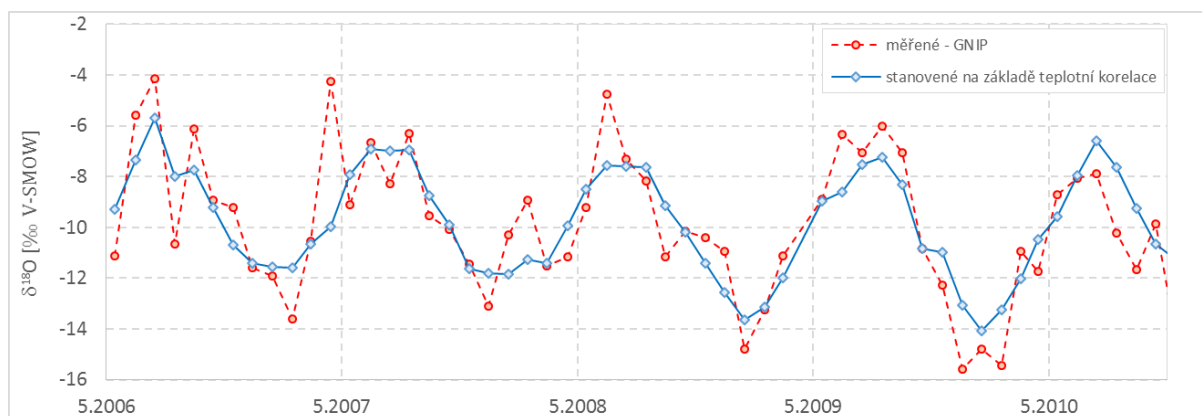
4.2.3.1.6 Izotopové složení srážek – ^{18}O

Ke stanovení dlouhodobého obsahu stabilního izotopu ^{18}O ve srážkách bylo využito odlišného postupu, než v případě koncentrací ^3H (kap. 4.2.3.1.5). Odvození obsahu ^{18}O na lokalitě Uhlířská na základě dat měřených na okolních stanicích, mimo hrubého odhadu, není na rozdíl od ^3H možné. Důvodem je zejména výrazná prostorová variabilita obsahu ^{18}O , která je mimo závislosti na teplotě prostředí určena řadou dalších faktorů. Aktuální koncentrace ^{18}O ve srážkách je důsledkem teplot v průběhu vzniku, transportu až po konečnou kondenzaci vodní páry a vypršení na lokalitě. Izotopové složení srážek je variabilní i v průběhu jedné epizody, důsledkem efektu vypršení, či naopak odparu při počátku srážky (viz kap. 2.3.1), které nejsou závislé na aktuální teplotě. Úzkého příčinného vztahu mezi izotopovým složením srážek a teplotou bylo využito k rekonstrukci obsahu ^{18}O po dobu dlouhodobé simulace.

Systematický monitoring obsahu ^{18}O na povodí je prováděn od roku 2006. Za účelem stanovení regresního koeficientu, popisující závislost obsahu ^{18}O na teplotě, byla pro účely této studie použita desetiletá řada dat v období 5.2006 – 4.2016 (Obr. 8.15). Byla tak využita i dodatečná data (o dva roky přesahující dosah výsledné simulace), která byla v době zpracování k dispozici. Vztah teploty vzduchu a obsahu ^{18}O ve srážkách na lokalitě, stanovený na základě desetileté řady, v kombinaci s teplotou na lokalitě odvozenou dle meteostanice Bedřichov, umožňuje výsledné stanovení předpokládaného obsahu ^{18}O ve srážkách na Uhlířské od roku 1961.

Pro odvození izotopového složení srážek na teplotě byla použita data obsahu ^{18}O ve směsných vzorcích a středních teplot na lokalitě v časech, kdy probíhal odběr příslušného vzorku. Obsah ^{18}O ve srážkách může být pasivním srážkovým vzorkovačem, instalovaným na lokalitě, stanoven v rozlišení po 5 mm srážkové výšky (viz kap. 3.2). Při podrobném (10 min interval) záznamu teplot se nabízí možnost stanovení teplotní korelace ^{18}O ve srážkách v maximálním rozlišení (5 mm srážkové výšky). U kratších intervalů se do vyhodnocení výrazněji promítají vlivy variability izotopového složení v rámci jednotlivých srážkových epizod a dochází k potlačení vlivu teplotní závislosti. Z tohoto důvodu byl za bilanční období závislosti teplota – obsah ^{18}O zvolen interval v délce jednoho měsíce. Směsné vzorky za měsíční období (odebírány v rámci monitoringu sítě GNIP) vykazují nejvyšší korelaci izotopového složení a teploty v délce sledované období (2006-2016). Z tohoto důvodu byla pro stanovení dlouhodobého obsahu ^{18}O ve srážkách použita data v měsíčním kroku. Přesto se fakt, že teplota je jen jedním z faktorů, ovlivňujícím obsah stabilních izotopů ve srážkách, odráží v hodnotě relativně nízkého koeficientu determinace ($R^2 = 0.622$). Reprezentativnost takto stanoveného izotopového složení lze posoudit srovnáním odvozených koncentrací z teplot měřených na stanici Bedřichov s přímo měřenými hodnotami na povodí Uhlířská (Obr. 4.5). Ze zobrazení je patrné, že odvozené hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mají nižší amplitudu a obecně nižší variabilitu,

než je tomu v případě hodnot měřených. To je důsledek jejich stanovení s využitím lineární regrese. Na druhou stranu absence přesného popisu ^{18}O v jednotlivých měsících není z pohledu dlouhodobé simulace v řádu let stěžejní. Pro účely dlouhodobého vstupu do nenasycené zóny je podstatnější vystihnoutí trendu a středních hodnot izotopově lehčích, či naopak těžších sezón. V tomto ohledu (byť souběžná data, umožňující vzájemné porovnání obsahu ^{18}O , je omezen celkově na devět sezón) lze považovat popis za dostačující.



Obr. 4.5 - porovnání obsahu ^{18}O měřeného ve srážkách (měsíční směsné vzorky GNIP) s obsahy odvozenými na základě korelace obsahu ^{18}O s průměrnými měsíčními teplotami na meteorostanici Bedřichov. Hodnoty jsou zobrazeny pouze pro interval souběžného měření teplot na obou stanicích.

V průběhu mimovegetačních období typicky dochází k postupné kumulaci srážek v pevné formě. K infiltraci vody ze sněhového profilu do nenasycené zóny dochází až v období tání. Obsah ^{18}O pevných srážek byl stanoven na základě stejným postupem, jako v případě srážek ve vegetačním období. Pro odvození teploty na lokalitě bylo opět využito korelace se stanicí Bedřichov, v tomto případě nicméně mírně odlišného vztahu, platného pro mimovegetační období (Obr. 8.14).

Izotopové složení kumulovaných tuhých srážek bylo uvažováno jako časově proměnné, nicméně vertikálně homogenní napříč sněhovým profilem. Hodnota ^{18}O reprezentující složení sněhového profilu odpovídá obsahu ^{18}O ve srážkách váženého dle jejich intenzit (4.2.3.1.2). S ohledem ke komplexnosti problematiky izotopové frakcionace v důsledku fázového přechodu v průběhu tání, kdy navíc dochází k míchání s aktuálními srážkami perkolující sněhovým profilem, byla koncentrace $c_{sum}^{18}\text{O}$ ve vodě, uvolňované v průběhu tání, uvažována rovná průměrnému složení sněhového profilu v době tání, uvedena v rovnici [20]

$$c_{sum} = \frac{\sum_{i=1}^n c_i * h_i}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad [20]$$

kde c_i je ^{18}O obsah stopovače ve srážkách [-] a h_i je srážková výška v časovém kroku i [m].

4.3 Modelování proudění a transportu v nasycené zóně

4.3.1 Charakteristiky nasycené zóny stanovené na základě měření

Nasycená zóna se zónou proměnlivě nasycenou (vadózní) tvoří složky hydrologického systému povodí, které jsou v kontaktu a vzájemně se ovlivňují. Mimo schematického rozlišení nelze zónu nasycenou od nenasyčené striktně oddělit, naopak lze předpokládat, že dochází k jejich prolínání. V rámci propojení modelů, popisujících proudění podpovrchové vody a transportu látek ve dvou principiálně rozdílných zónách, je třeba zavést určitou míru schematizace. Nejsou tak popisovány interakce na rozhraní zóny nasycené a nenasyčené a nedochází ke zpětnému ovlivňování nenasyčené zóny aktuálními podmínkami ve zvodni. Ve srovnání s povrchovými toky a nenasyčenou zónou obsahuje zóna nasycená největší množství vody. Její pohyb v nasyceném prostředí je určen primárně gravitačním gradientem. Zanedbání dalších složek celkového potenciálu s minoritním vlivem na pohyb v nasycené zóně vede k podstatnému zjednodušení řešené úlohy při předpokládaném zachování její reprezentativnosti. Zvodeň je pak popsána pouze omezeným množstvím parametrů, s jejichž využitím lze stanovit pohyb vody v prostoru a čase. Celkový objem vody v nasycené zóně je určen prostorovým vymezením zvodněného materiálu a jeho pórovitostí. Pohyb podzemní vody prostorem zvodně je určen hydraulickou vodivostí, storativitou (zásobností) a efektivní pórovitostí materiálu tvořící nasycenou zónu. Hodnoty těchto parametrů popisující zvodeň v míře potřebné pro řešení úlohy pohybu vody nasycenou zónou jsou prostorově variabilní. Stanovení jejich předpokládané distribuce, vychází primárně z měřených hodnot a případné extrapolace na celý objem zvodně. Takto stanovené parametry jsou následně použity jako počáteční hodnoty v modelu nasycené zóny v němž je inverzně stanovena distribuce na základě maximalizace shody mezi měřenými a simulovanými hodnotami proměnných takto popsaného systému.

4.3.1.1 Geomorfologie povodí

Definice prostoru, který zaujímá materiál, jehož póry v plně nasyceném stavu tvoří těleso podzemní vody, je stěžejní částí popisu zvodněného systému. Horizontální vymezení tohoto prostoru, totožné s hranicemi povodí, je definováno rozvodnicí. Vzhledem k absenci informací, indikujících přítomnost vertikální stratifikace parametrů zvodně, je hranice rozvodí stanovena přímo na základě morfologie terénu. Nepředpokládá se tedy, že dochází k relevantním přetokům vody přes hranice, definované terénní rozvodnicí. Výjimku z tohoto předpokladu tvoří jihozápadní část povodí, kde je hranice povodí vztahena k poloze měrného přelivu. Zde dochází ke komunikaci zvodně povodí s vodní masou tvořenou nadrženou hladinou přilehlé Bedřichovské nádrže, do které se vlévá tok Černé Nisy drénující povodí. Průměrná poloha nadržené hladiny Bedřichovské nádrže se nachází v úrovni 773.3 m n.m.

Určení mocnosti zvodnělé části povodí představuje obecně komplexnější

problematiku. Potenciální horní hranice zvodně (při jejímž protnutí s hladinou podzemní vody dochází k drenáži vody z podzemního systému) je dána úrovní terénu. Morfologie povrchu, ze které vychází tvar horní hranice nasycené zóny, byla pro účely předkládané práce převzata ze stávajících dat popisujících terén lokality. Ta byla stanovena stanovena na základě kombinace mapových podkladů v kombinaci s dodatečným zaměřením - základní členění terénu bylo odvozeno z digitalizované Základní mapy ČR 1:10 000. Podrobné zaměřením v místech hustší instrumentace, podél profilu Tomšovka a údolnice okolo toku Černé Nisy bylo provedeno klasickou geodetickou metodou tachymetrie.

Lze předpokládat, že báze zvodně není tvořena ostrým rozhraním, ale spíše zónou s klesající pórovitostí v závislosti na míře degradace žulového masivu. Za účelem prostorového vymezení matematického modelu je třeba jednoznačně definovat bázi zvodně. Ta je reprezentována plochou, nacházející se na rozhraní zvětralého materiálu s idealizovaným podložím, tvořeným nezvětralým granitovým masivem s řádově nižší efektivní pórovitostí. I v případě nezvětralého granitu lze předpokládat určitou míru pórovitosti - cca do 1 % (Schild, et al., 2001), která se však na proudění podzemní vody podílí pouze okrajově. Informace o složení materiálu v hlubších polohách zvodně, získané z průzkumných a jímacích vrtů, nejsou v potřebném prostorovém rozlišení pro přímé stanovení polohy báze zvodně. Tento problém, který vyvstává při popisu většiny povodí srovnatelných rozměrů, vedl k rozšíření nepřímých metod, typicky založených na měření elektromagnetických charakteristik zkoumaného prostředí. Pro lokalizaci rozhraní zvodněných sedimentů a nepropustného podloží na zájmové lokalitě bylo využito geofyzikálních průzkumů, provedených metodou Elektromagnetické Rezistivní Tomografie (ERT).

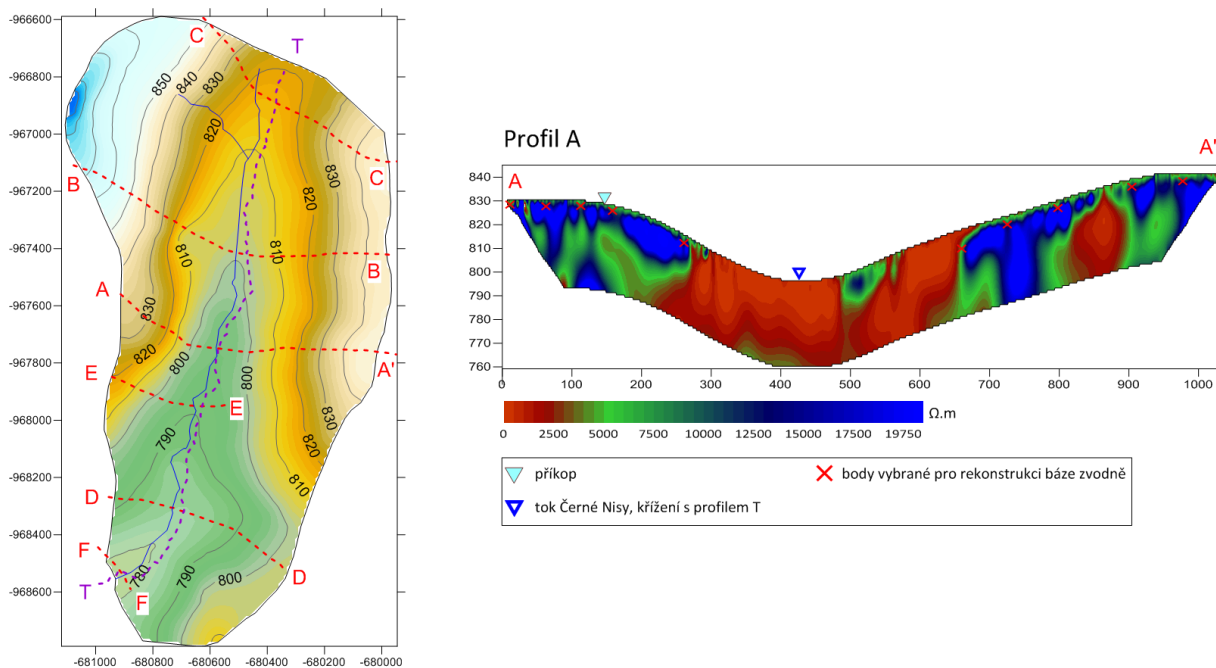
4.3.1.2 Elektromagnetická resistivní tomografie

Elektromagnetická resistivní tomografie se řadí mezi nepřímé geofyzikální metody, které využívají rozdílných hodnot elektrické vodivosti zkoumaného materiálu (Loke, 2000). Na základě měření elektrického napětí jako odezvy na elektrický proudový impuls na povrchu jsou odvozeny nehomogenity prostředí v podobě zdánlivých měrných elektrických odporů, které za určitých podmínek indikují přítomnost podpovrchových struktur specifických vlastností. V případě měření vlastností zvodně lze na základě geofyzikálních měření lokalizovat rozhraní sedimentů a zvětralé matečné horniny s nepropustným podložím. Vlastní měření bylo provedeno přístrojem ARES (Automated RESistivity System) od firmy GF Instruments®. Přístroj se sestává z řídicí jednotky a z kabelového vodiče, spojujícího měřicí a excitační elektrody umístěné v pravidelných rozestupech. Elektrody zavedené do půdy zprostředkovávají kontakt řídicí jednotky s měřeným materiálem. Vlastní měření napětí probíhá postupně mezi různými dvojicemi elektrod, v případě geofyzikálních měření na povodí byl použit měřicí postup Wenner-Schlumberger. Pro každou jednu kombinaci elektrod je stanoven tzv. zdánlivý měrný odpor, který reprezentuje integrální hodnotu elektrického odporu okolního prostředí pod zemským povrchem v místě měření. Po změření všech kombinací elektrod v rozmezí délky

kabelu je sestava přesunuta dále a spojením takto měřených úseků vzniká výsledný profil. Souhrn měřených zdánlivých odporů a jejich poloha, příslušná kombinaci elektrod provádějících měření, utváří vertikální dvourozměrnou síť zdánlivých odporů. Interpretace bodových měrných odporů spočívá v inverzním řešení úlohy reprezentované polem zdánlivých odporů, jehož výsledek již reprezentuje předpokládané geologické struktury (Loke, 2000), (Nguyen, et al., 2005). V případě dat z průzkumu na povodí Uhlířská byla provedena inverze pole zdánlivých odporů s využitím softwaru RES2DINV®. Odpor půdního prostředí je ovlivněn souběžně několika faktory. Chemické složení mateční horniny a její pórovitost tvoří fixní složku odporu prostředí. Chemické složení podzemní vody její celkový objem, určený mírou nasycení pak tvoří v čase proměnnou část celkového odporu zvodněného prostředí. Pro nasycené prostředí lze zobecnit, že s rostoucí hodnotou pórovitosti, určující maximální objemovou vlhkost, vodivost měřeného materiálu vzrůstá. Sedimenty s průlinovou pórovitostí, tvořící údolní část povodí, vykazují tedy nejvyšší hodnoty elektrické vodivosti, následované materiálem s puklinovou pórovitostí úměrnou lokální míře zvětrání. Intaktní horninový masiv podloží s minimální hodnotou puklinové pórovitosti je typický vyšším elektrickým odporem. Nezavodněné písčité či štěrkové materiály naopak disponují řádově vyšším odporem, vznikajícím na styčných plochách mezi zrny materiálu. Tyto materiálové třídy podpovrchových prostorových struktur byly kategorizovány dle metodiky uvedené v (Loke, 2000) do následujících skupin

- Nasycené kvartérní sedimenty a silně zvětralé a zavodněné pukliny s resistivitou pod 1 k Ω .m
- Nasycené pukliny a zvětralý granit – resistivita v rozmezí 1 až 3 k Ω .m
- Zvětralý a kompaktní granit s resistivitou překračující 3 k Ω .m

Pro účely této práce bylo přistoupeno k přepracování vyhodnocení stávajících ERT měření na povodí provedených v roce 2006, v jejichž rámci bylo zaměřeno 6 profilů (Šanda, et al., 2006), (Dragomir, 2006). Důvodem bylo dodatečné zaměření profilu, které proběhlo v roce 2008. Nově zahrnutý profil, pracovní značený T, probíhá podél toku Černé Nisy a kopíruje tak údolnici. Původních 6 profilů je tedy situováno přibližně kolmo na údolnici i podélný profil T (Obr. 4.6).



Obr. 4.6 - poloha jednotlivých ERT profilů na povodí (vlevo), vertikálně převýšený profil, procházející v oblasti intenzivní instrumentace svahu Tomšovka (vpravo)

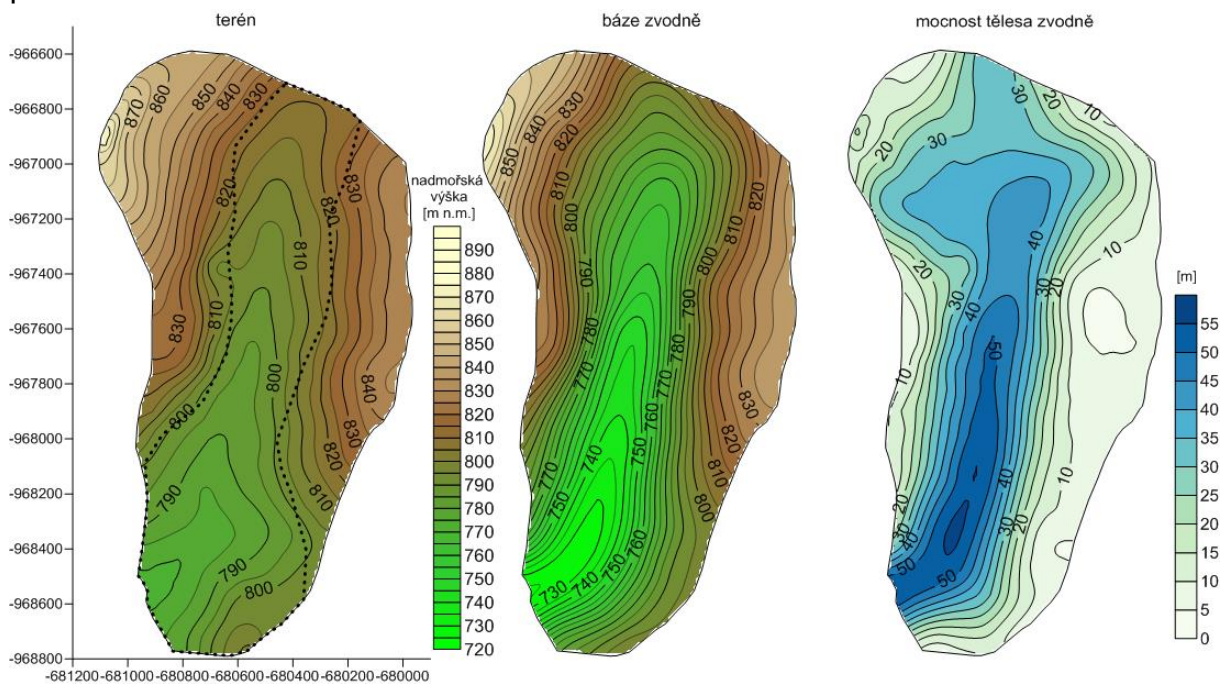
Každý jeden profil poskytuje informaci o poloze rozhraní mezi nepropustným podložím a tělesem zvodně. Prostorová distribuce odporu v rámci profilu není uniformní. Jsou zde patrné oblasti s lokálními deviacemi – jejich přítomnost může indikovat přítomnost struktur o rozdílném složení – puklin, podél kterých dochází k preferenčnímu zvětrávání, či naopak nezvětralých balvanů nebo kvádrů horniny. Na druhou stranu se může jednat o artefakty, vznikající v důsledku procesu inverzního modelování pole zdánlivých elektrických odporů. Rozestup mezi měřenými profily překračuje velikost těchto struktur a neumožňuje tak jejich trojrozměrnou interpretaci. Z výše uvedené nehomogenity odporů v jednotlivých profilech vyplývá jistá neurčitost ve stanovení objemu zvodně. Vzhledem k zmíněnému nedostatečnému prostorovému rozlišení ji lze kvantifikovat jako procentuální plošný obsah oblastí s elektrickou vodivostí odlišnou, než jsou hodnoty stanovené pro materiál převládající v dané oblasti. Pro údolní část tak materiál s odporem vyšším než 1 k Ω .m tvoří 46 % ze sumární plochy všech měřených profilů. Pro svahové části je obsah materiálu vybočující z dané kategorie (1-3 k Ω .m) přes všechny profily 48%. Tyto poměry tvoří významnou část z celkového objemu zvodně a ukazují na nejednoznačnost jejího stanovení. Na druhou stranu je třeba poznamenat, že toto vyjádření neurčitosti vychází z překročení striktně ohraničené kategorizace. Nemusí tak nutně znamenat přítomnost materiálu s charakteristikami vylučujícími jejich přítomnost v prostoru modelu zvodně. Jsou tak zahrnuty do objemu, který slouží jako podklad pro vytvoření trojrozměrného modelu.

Z kombinace všech sedmi profilů byla odvozena trojrozměrná poloha spodní hranice zvodně, respektující informaci o rozhraní mezi zvětralým a relativně neporušeným granitem horninového podloží. Interpolace polohy horninového podloží mezi

jednotlivými profily, respektive její extrapolace na celou plochu povodí, byla realizována odhadovou metodou kriging s využitím softwaru Surfer® 8 (Golden Software, LLC). Kriging je v enviromentálních vědách často využívaná geostatistická interpolační metoda. Základním principem krigování je interpolace hodnot pomocí vážených průměrů z variogramu a prostorové distribuce sousedních měřených bodů (Caruso a Quarta, 1998), (Isaaks a Srivastava, 1989).

Rekonstrukce prostorového rozložení propustného materiálu, odvozené na základě geofyzikálních měření indikuje rostoucí hloubku zvodně ve směru toku. Poloha báze povodí v jižní části povodí, směrem k uzavěrovému profilu, se nachází mimo vertikální dosah geofyzikálního měření jak podélného profilu, tak v části příčných profilů D a E. Hloubka báze mimo dosah měření byla extrapolována z jejího trendu v zaměřené části profilu a profilů příčných. V nejhlubším místě povodí je tak odhadovaná mocnost sedimentární vrstvy $h_{max} = 55$ m. Objem zvodněného materiálu, který byl takto stanoven na základě extrapolované polohy báze, tvoří 3.6 % výsledného objemu zvodně. Celkový objem materiálu s možností pojmout relevantní množství propojené podzemní vody, definovaný prostorem mezi terénem a nezvětraným podložím ohraničeném rozvodnicí, tvoří $3.46 \cdot 10^7$ m³.

S ohledem na sklonitostní poměry, bylo povodí plošně rozčleněno na dvě oblasti – část údolní a část svahovou. Údolní část je vymezena linií, kterou určují svahy s průměrnou sklonitostí vyšší než 5% (Obr. 4.7). Hranice pěti procent byla stanovena na základě znalosti situace na povodí (např. vegetační poměry, nebo vlhkost půdního povrchu ve vztahu ke svažitosti) a zároveň dle prostorového vymezení míry zvětrání podložního materiálu, které bylo odvozeno z měření geofyzikálního průřezu.



Obr. 4.7 - terén a báze vymezující těleso zvodně. Přerušovanou čarou je u mapy terénu značeno rozdělení povodí na údolní a svahové oblasti

4.3.1.3 *Nasyčená hydraulická vodivost*

Stanovení hydraulické vodivosti na povodí a její prostorové distribuce, stejně jako parametrů elipsy hydraulické vodivosti pro definici anizotropního charakteru deluvifluviálních sedimentů (Žak, 2011) je běžné za využití několika standardizovaných metod, přičemž výsledky různých metod se mohou mezi sebou do značné míry lišit v závislosti na objemu, v kterém je parametr charakterizován. Přehled těchto metod uvádí například Vienken, et al. (2013) a Butler (2005). V zájmové oblasti bylo v minulosti provedeno několik experimentů za účelem zjištění hodnot hydraulické vodivosti. Z hlediska rozlohy povodí se tyto testy dají považovat za bodové hodnoty, jež nejsou charakteristické pro povodí jako celek, přesto poskytují přibližnou informaci pro následné přiblížení tohoto parametru v průběhu tvorby a kalibrace modelu. V porovnání s čerpacími zkouškami je stanovení parametrů na základě zrnitostního složení prostředí levnější a časově méně náročnou variantou, přičemž je zkoumán materiál, který určuje téměř všechny hydraulické charakteristiky zvodně, aniž by stanovení bylo ovlivněno neznámými okrajovými podmínkami, jako je tomu v případě čerpacích zkoušek (Uma, 1989). Vztah hydraulických charakteristik v závislosti na zrnitostním složení pomocí řady empirických vztahů byl zkoumán v mnoha studiích (Ishaku, et al., 2011); (Alyamani a Zekai, 1993). Tyto empirické vztahy dávají do souvislosti hydraulické charakteristiky materiálu se statistickými parametry jako poměrné zastoupení či efektivní velikost zrna (Hazen, 1892); (Kasenow, 2002), (Chapuis, 2004), číslo pórovitosti, nebo komplexnější popisy čáry zrnitosti (Masch, 1966). Vzhledem k porušenému stavu vzorku, způsobenému technikou odběru (nesoudržný materiál z jádrového vrtání), bylo možné orientační stanovení hydraulické vodivosti pouze na základě postupů, využívající jen zrnitostní složení, nikoliv však další doplňující charakteristiky prostředí (pórovitost). Parametry vzorků nevyhovují kritériím stanovení dle Hazena, Beyera či Malleta. Stanovení metodikou dle Kaubische vyhovuje požadovanému kritériu, $60 \% > P > 10 \%$. Na 34 vzorcích materiálu, odebraných v průběhu zhotovení vrtů, byla provedena analýza ke stanovení zrnitostního obsahu, reprezentující lokální zrnitostní složení sedimentární zvodně v hloubkách v rozmezí 1 – 27,3 m. Celý rozsah je popsán vzorky z celkem 20 rozdílných úrovní, v některých případech je jedna hloubka reprezentována více vzorky pocházejícími z více vrtů. Přestože se jedná o spíše orientační hodnoty, které byly v rámci kalibrace modelu dále upřesňovány, je patrné je složení materiálu (a z něj odvozená hydraulická vodivost) vertikálně relativně uniformní, s odpovídajícími K_s pohybující se v rozmezí $10^{-4} - 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. Materiálové složení nevykazuje, kromě přirozené variability, výraznější výkyvy, které by indikovaly přítomnost hydrogeologicky odlišných struktur. To je podpořeno i relativně vyrovnanými polohami hladin podzemní vody monitorovanými v jednotlivých hlubokých vrtech, viz Obr. 8.26.

4.3.1.4 *Pórovitost*

Granulometrická analýza materiálu z jádrového vrtání byla dále využita odhadu pórovitosti kvartérního sedimentu v údolní části zvodně. Metodiku založenou na

empirickém stanovení pórovitosti uvádí (Selley, 1998) – na základě střední velikosti zrna d_{50} a Traskova koeficientu (Trask, 1932). Traskův koeficient vyjadřuje míru vytříděnosti analyzovaného materiálu a je definován dle vztahu:

$$S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \quad [21]$$

kde d_x odpovídá x-procentnímu kvantilu hmotnostní distribuce vzorku.

Velmi nízká úroveň vytříděnosti materiálu, vyplývající z nízké hodnoty koeficientu S_0 , odpovídá představě o materiálu ledovcového původu. Možnost kategorizace vzorků závisí především na kritériu d_{50} , kdy celkově 9 vzorků z jádrového vrtání překračuje horní hranici dané metody, která je určena pro jemnozrnější materiál. V důsledku toho bylo provedeno zatřídění vzorků 14 vrstev, jejichž pórovitost se pohybuje v intervalu 22 – 27 %.

Analogická analýza svahových částí nebyla uvažována jako relevantní ke stanovení byť odhadovaných vlastností materiálu. Přestože ve svahových částech byly v rámci rekognoskace terénu provedeny vrty včetně granulometrických analýz (Tachecí, 2002), průměrná hloubka vrtů 135 cm není dostatečná, aby reprezentovala předpokládaný charakter puklinového prostředí svahů. Přirozeně se v tomto případě objevuje silná spojitost mezi efektivní pórovitostí a mírou zvětrání. Pro počáteční odhad pórovitosti tak byly využity hodnoty zvětralé žuly, udávané v literatuře. Nenulovou hodnotou pórovitosti se vyznačuje i zcela nezvětralý granit. Pórovitost je typicky tvořena puklinami, vzniklými v důsledku tektonického namáhání, odlehčení v důsledku denudačních procesů či objemovými změnami v průběhu teplotních změn. Pórovitost přirozeně rozpukaného nezvětraného granitu je v literatuře udávána hodnotou (stanovenou na základě laboratorních testů) okolo 0.3 % (Park, et al., 1997). Současně lze předpokládat nedokonalé propojení tektonických poruch, snižující hodnotu efektivní pórovitosti a možných preferenčních cest tvořených poruchovými zónami. Vzhledem k tomu, že zaměřením studie je popis proudění podzemní vody v sedimentární zvodni s řádově vyšší efektivní pórovitostí z hlediska proudění, než je tomu u nezvětraného materiálu podloží (flow porosity) (Abelin, et al., 1991), nebyly přetoky přes bázi zvodně uvažovány. Horní mez pórovitosti, která ještě odpovídá soudržnému materiálu, byla stanovena hodnotou 10 % (Freeze a Cherry, 1979).

Je důležité brát v úvahu, že uvedené hodnoty pórovitosti vychází z materiálu, jehož charakter bodových odběrů nereprezentuje materiálové charakteristiky v celém rozsahu experimentálního povodí. Dá se předpokládat, že hodnoty pórovitosti kvartérních sedimentů v údolní části, budou nabývat odlišných hodnot, než předpokládá výše uvedená kategorizace dle Traska.

4.3.1.5 Poloha hladiny podzemní vody

Zásoby podzemní vody v prostoru lokality lze rozdělit na statické a dynamické. Zásoba nacházející se trvale pod hladinou se nazývá statickou. Voda, jež se nachází mimo minimální hladinu v prostoru, kde je hladina podzemní vody reaguje pohybem na dotaci ze srážek či drenáž do toku, je označována jako dynamická. Poměr statické a dynamické zásoby je pak ovlivněn celkovou mocností zvodně. Statická zásoba podzemní vody v systému zvodně povodí je za předpokladu uniformního zavodnění báze zvodně určena polohou volné hladiny. Důsledkem prostorové variability hydraulických charakteristik zvodně a časové distribuce srážek je tato hladina variabilní jak po ploše povodí v závislosti na čase. K odhadu polohy a pohybů hladiny podzemní vody v čase byla využita stávající síť piezometrů (kap. 3.2). Data z manuálně měřených piezometrů vychází ze záměrů, které byly realizovány v časovém období mezi květnem 1997 a srpnem 2005. Monitoring hladin v manuálně odečítaných piezometrech se tak nepřekrývá s časovým intervalem podrobné simulace nenasycené zóny (kap. 4.2.2), ze které vychází ustálený stav zóny nasycené. Vzhledem k relativně dlouhé datové řadě, popisující polohu hladin na povodí za období cca 8 let, lze předpokládat, že informace z manuálně odečítaných piezometrů reflektují dlouhodobou situaci na lokalitě a byly proto využity pro kalibraci stacionárního modelu nasycené zóny. Datová řada kontinuálního záznamu automatických piezometrů P17 a P20 popisuje s ojedinělými výpadky polohu hladiny v období od 3.5.2000 až do konce simulace 30.4.2014 (Obr. 8.20). Pro kalibraci stacionárního stavu byly využity střední hodnoty z automatizovaných měření za dané období. Poloha hladiny podzemní vody na povodí byla stanovena na základě středních poloh hladin v jednotlivých piezometrech.

Obecně lze konstatovat, že v okolí toku je poloha hladiny podzemní vody k povrchu blíže a její hloubka roste směrem k hranicím povodí. Přesto se hladina naměřená sítí piezometrů na povodí nalézá těsně pod terénem – střední hodnota průměrné polohy ve všech měřených vrtech se nachází 21 ± 13 cm pod povrchem. Pro údolní, resp. svahové části, stanovených dle 4.3.1.2, se střední hloubka nachází v 15 ± 12 cm, respektive 42 ± 16 cm pod povrchem. Do vyhodnocení manuálních měření nebyla zahrnuta měření, kdy se voda v piezometru nevyskytovala a lze tak předpokládat její aktuální polohu pod úrovní jímací perforace. Přestože se jedná o hladinu přímo měřenou, je otázkou, do jaké míry tato měření reflektují skutečnou polohu hladiny podzemní vody, především ve vyšších polohách povodí. Lze předpokládat situaci, že změřená hladina je součástí mělkého podzemního oběhu, který se nepodílí na dotaci hlubšího systému. Příčinou může být přítomnost materiálu s nižší hydraulickou vodivostí oproti okolnímu materiálu, který je pod rozlišovacími či detekčními limity geofyzikálních měření. Jeho přítomnost by vytvářela hydraulickou bariéru, nad kterou by docházelo ke kumulaci srážkové vody. V propustném nadložním materiálu se vytváří nasycená zóna proměnné mocnosti v závislosti na intenzitě aktuální srážkové infiltrace. Větší časová variabilita hladin v jednotlivých piezometrech pozorovaná ve vyšších polohách povodí, společně se záměry, kdy nebyla hladina podzemní vody při měření zastižena, by napovídala přítomnosti takové nasycené vrstvy mimo hladinu

podzemní vody. To může být příčinou zvýšené hladiny podzemní vody, především v lokalitách ve vyšších polohách vůči toku a svahových oblastech, kde se měřené hladiny pohybují pouze mělce pod terénem. Tyto dva scénáře, tedy varianta, kdy hladina podzemní vody odpovídá striktně hladinám měřeným a varianta, kdy je měřená hladina podzemní vody ve vyšších polohách povodí považována za ne zcela reprezentativní (viz kap. 6.3).

Prostorová distribuce piezometrů po ploše povodí nepokrývá rovnoměrně všechny lokality zájmové oblasti. Pro účel vytvoření kontinuální vrstvy hladiny podzemní vody tak byla místa bez přímého měření hladiny podzemní vody doplněna odhady stanovenými na základě hodnot interpolovaných z přilehlých piezometrů. V případně lokalit s rozestupy, kde by interpolace neměla reálnou vypovídací hodnotu, byl použit odhad z jiného měřeného místa povodí s podobnými morfologickými charakteristikami. Takový postup zamezuje nežádoucím důsledkům gridování nad rozdílnou sadou dat (hustší síť podkladů pro vytvoření vrstvy terénu ve srovnání s relativně bodovými hodnotami reprezentující síť piezometrů). Při absenci interpolovaných a odhadnutých hodnot může v lokalitách, kde hustota zdrojových dat umožňuje rekonstrukci hladin s rozdílným rozlišením, docházet například k nechtěnému protnutí terénu s vrstvou reprezentující hladinu podzemní vody. Stejně riziko vzniká při použití rozdílných gridovacích algoritmů. Ke stanovení tvaru vrstvy reprezentující hladinu podzemní vody po ploše povodí, byla využita interpolační metoda nejmenší křivosti (*minimum curvature method*) (Smith a Wessel, 1990). Ta prokládá zadaná data trojrozměrnou plochou s nejmenší křivostí, což koresponduje s předpokládaným tvarem hladiny podzemní vody (Varouchakis a Hristopulos, 2013). Určení polohy hladiny podzemní vody vychází z předpokladu, že materiál zvodně není výrazněji vertikálně stratifikován. Na základě toho lze očekávat piezometrickou hladinu podzemní vody relativně uniformní s hloubkou pod povrchem.

Monitoring hladin podzemní vody v hlubokých vrtech v blízkosti uzávěrového profilu povodí představuje jedinou přímou informaci o tlakových poměrech v hlubších polohách zvodně. Poloha hladiny podzemní vody v místě jímacích perforací vrtů HV1C (8-9 m), HV2B (18-19 m) a HV3A (28-29 m) byla v období 1.11.2010 – 30.11.2015 situována do střední úrovně 774.84, 774.85 a 774.88 m.n.m. Vyrovnané tlakové poměry ve všech hlubokých vrtech, v adekvátním hloubkovém rozpětí 20 m, potvrzují předpoklad o existenci jedné zvodně, minimálně v dosahu nejhlubšího z vrtů.

4.3.1.6 Dynamická hladina podzemní vody

V delším časovém horizontu není hladina podzemní vody ustálená a její poloha reaguje na vývoj podmínek okolního prostředí. To se zvodní interaguje primárně formou srážkové dotace, evapotranspirace či drenáží podzemní vody v závislosti na aktuální hladině. Důsledkem těchto interakcí dochází k odezvě zvodně, která reaguje jako celek – např. vstup zvýšené srážkové dotace ve formě infiltrace má za následek

navýšení hladiny podzemní vody, což způsobí vyšší tlakový gradient ve směru k drenážní bázi a výsledně zvýšený odtok.

Kontinuální záznam hladiny podzemní vody v čase je pořizován v mělkých vrtech P17 a P20 a hlubokých studních. V měřítku povodí pak vývoj hladin popisují data ze sítě manuálních piezometrů. Ta jsou nicméně k dispozici v cca 14 denním kroku v průběhu vegetačních sezón, což vychází z manuálních odečtů hladin (Tachecí, 2002).

Hladiny v jednotlivých piezometrech vykazují z hlediska rozkolísanosti značnou variabilitu. Krajiní případy, ilustrující tuto variabilitu, tvoří na jedné straně pohyb hladiny v rozmezí 10 cm za sledované období pro vrt P23, na straně druhé pak vrt P29 s maximální amplitudou 156 cm. Přestože vrt P23 leží dle očekávání v těsné blízkosti toku, piezometr P29 s nejvyšší amplitudou se nachází také v údolní části, konkrétně zhruba 20 m od linie toku. Je vhodné poznamenat, že nikoliv ve všech měřeních byla ve vrtech zjištěna hladina vody, vzhledem k nedostatečné hloubce perforace piezometrů. Je tedy pravděpodobné, že v některých z monitorovacích piezometrů dochází ještě k výraznějšímu rozkolísání hladiny v závislosti na vnějších podmínkách. V rámci snahy o extrapolaci dat o variabilitě polohy hladiny na plochu, přesahující bezprostřední okolí daných piezometrů, bylo provedeno posouzení chování jednotlivých piezometrů v závislosti na jejich vzdálenosti od toku, nadmořské výšce či morfologii terénu v místě jejich umístění. Ani v jednom případě však nebylo možné učinit závěry, které by bylo možné extrapolovat na plochu celého povodí.

Podrobný vývoj polohy hladiny v čase je monitorován automatickými piezometry P17 a P20. Zde měřená variabilita odráží pohyby v závislosti na srážkových epizodách. Přes podobný průběh, plynoucí z nízké vzdálenosti mezi oběma vrty (P17 je situována cca 30 m západně od P20 lokalizované blíže toku) je reakce v místě vrtu P17 na příčinnou epizodu rychlejší a vyznačuje se bezprostřednějším nástupem. Piezometr P20 je umístěn dále od paty svahu a je tak blíže k toku Černé Nisy, která tvoří drenážní bázi transektu svahu. Důsledkem toho je útlum a zpomalení hydraulické odezvy vrtu na příčinný vstup. Vzrůst hladiny ve vrtu P20 v reakci na příčinnou srážku či tání trvá, v závislosti na celkovém úhrnu a intenzitě daného vstupu, o 2 až 4 týdny déle, než je tomu v P17. Rozdílný režim těchto dvou přilehlých vrtů, byť monitorujících materiál v rozdílném charakteru nadloží, ilustruje problematičnost zobecnění pohybů hladiny na povodí jako celku. Celkově lze konstatovat, že pohyb hladiny v manuálně a automaticky monitorovaných vrtech nevykazuje zobecnitelný trend, který by v čase popisoval tyto pohyby na povodí či jeho části, a to ani přes různé druhy kategorizace.

Dynamika hladiny podzemní vody v hlubokých vrtech vykazuje vysokou míru korelace mezi vrty navzájem (Obr. 8.26). Hydraulické propojení hlubokých vrtů s nejsvrchnějšími polohami zvodně se projevuje v korelaci hladin vrtů s průtokem, resp. polohou hladiny toku Černá Nisa na přilehlém měrném přelivu (Obr. 8.27).

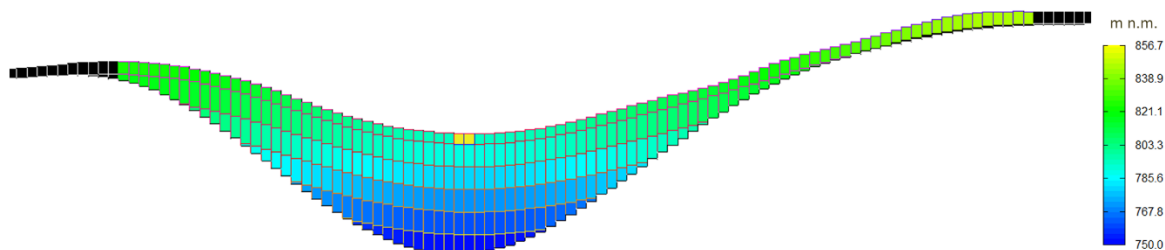
4.3.2 Charakteristiky nasycené zóny odvozené s využitím modelových nástrojů

4.3.2.1 Prostorové vymezení modelu

Odvození předpokládaných rozměrů zvodně, ze kterých vychází modelové řešení, je popsáno v kap. 4.3.1.1 a 4.3.1.2.

Ve vertikálním směru byl model povodí rozdělen na základě maximální mocnosti zvodně h_{max} , která byla odvozena z výsledků geofyzikálních měření. Předpokládaná hloubka okolo 55 m vede na diskretizaci do sedmi modelových vrstev. Tvar horní hranice první (připovrchové) modelové vrstvy vychází z reliéfu terénu, sníženém o hloubku nenasycené zóny (uvažované po ploše povodí rovnoměrně jako $h = 0.7$ m). Střední mocnost připovrchové modelové vrstvy se pohybuje okolo 5 m, v případě hlouběji situovaných vrstev pak cca 10 m. Při takovém vertikálním členění jsou jímací perforace hlubokých vrtů v blízkosti uzávěrového profilu povodí situovány do středu jednotlivých vrstev, resp. modelových buněk.

Tvar připovrchové vrstvy vychází z relativně členitého terénu, s rostoucí hloubkou je vertikální variabilita modelových vrstev postupně snižována průměrováním po ploše. Zatímco tedy např. střední odchylka mocnosti 2. modelové vrstvy činí 2.32 m, v případě třetí modelové vrstvy má hodnotu 1.9 m atd. Základní tvar hlouběji položených modelových vrstev tedy respektuje charakter lokality v měřítku povodí či svahu, ale potlačuje terénní nerovnosti.



Obr. 4.8 - schematické rozložení vrstev modelu - příčný řez kolmo na osu toku (vertikálně převýšeno). Velikost modelových buněk cca 10 m.

Při přenosu předpokládaného tvaru zvodně do modelového prostoru, nastává situace, kdy zejména v okrajových oblastech povodí dochází k přiblížení báze zvodně k úrovni terénu. Kromě reálně nízké mocnosti zvětralin, indikované geofyzikálními měřeními, je příčinou i extrapolace polohy báze v oblastech, kde nebyla provedena přímá měření. S poklesem mocnosti připovrchové vrstvy dochází i ke snižování její transmissivity, což by vedlo v průběhu modelového řešení k problémům s drénováním infiltrované vody. To bylo řešeno stanovením minimální mocnosti připovrchové vrstvy hodnotou 3 m.

V horizontální rovině byla zvodně diskretizována do pravidelných elementů hrany 10 m. Rozloha modelových vrstev je proměnná – největší plochu zaujímá vrstva připovrchová a s rostoucí hloubkou dochází ke snižování aktivní plochy jednotlivých vrstev (Obr. 4.8). Celková plocha modelu se sestává ze sítě 231 řad a 131 sloupců. Modelový prostor je tak celkem rozdělen na 211 827 výpočetních buněk. Výpočet

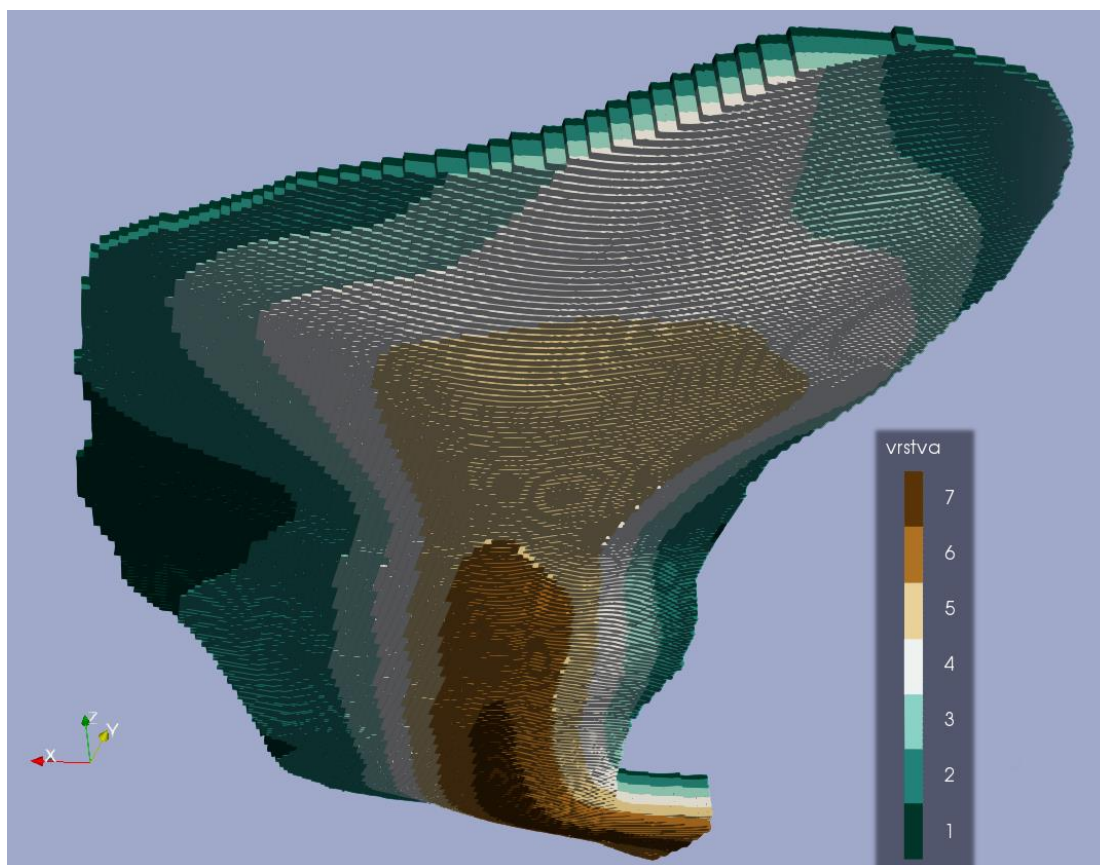
probíhá v 67 924 aktivních buňkách, ve zbývajících buňkách modelu je předepsána okrajová podmínka definující nulový tok a na proudění vody ani transportu látek se nepodílí (Obr. 8.32). Příčinou relativně velkého počtu neaktivních buněk je snižující se rozloha aktivní plochy modelových vrstev s rostoucí hloubkou, zatímco rozměry modelové sítě zůstávají zachovány. Souřadnice modelového prostoru jsou vyjádřeny modifikovaném Křovákově zobrazení, kdy koordinátům ($X = -681200$; $Y = -966490$) odpovídá levý horní roh (řádek 1, sloupec 1).

Z elementů, diskretizovaných dle uvedeného popisu, byla vytvořena za využití softwaru GVW6 modelová reprezentace zvodně, ve které byly dále realizovány všechny modelové simulace nasycené zóny.

Jednotlivé modelové vrstvy jsou matematicky řešeny jako samostatné zvodně, mezi kterými dochází ke komunikaci formou přetoku přes jejich rozhraní. Intenzita přetoku mezi jednotlivými vrstvami je počítána modelem na základě lokálního hydraulického gradientu vertikální hydraulické vodivosti K_z v sousedních buňkách. První modelová vrstva zahrnuje celý prostor, ve kterém dochází k dynamickému pohybu hladiny podzemní vody. Vzhledem k zaměřeným hladinám podzemní vody, které nebyly zastiženy pod úrovní první modelové vrstvy, jsou hlouběji položené vrstvy (2. – 7. modelová vrstva) definovány jako tlakově napjaté. Připovrchovou vrstvu lze z hlediska charakteru její hydraulické odezvy na vnější podmínky popsat pomocí dvou základních konceptů jako vrstvu (zvoďň) napjatou či vrstvu volnou. V případě napjaté připovrchové vrstvy mají modelové buňky transmisivitu odpovídající jejich mocnosti (přenásobenou hodnotou K_s v dané buňce), nezávisle na poloze hladiny podzemní vody. Použití konceptu napjaté modelové vrstvy je výhodné z hlediska stability modelu v procesu kalibrace, kdy nedochází k vysychání modelových buněk. Za koncept bližší reálné situaci, nastávající v mělkých zvodních s jedním zvodněným tělesem, lze považovat zadání připovrchové modelové vrstvy jako vrstvy volné (nenapjaté). V takovém případě je poloha hladiny podzemní vody v čase proměnná a důsledkem jejího pohybu dochází k adekvátní změně transmisivity jednotlivých buněk první vrstvy - při snížení hladiny podzemní vody dojde i poklesu transmisivity. Adekvátní popis povrchové vrstvy s volnou hladinou vyžaduje větší prostorovou variabilitu nasycené hydraulické vodivosti. To může vést v důsledku k tvorbě vyschnutých oblastí, které se nadále na pohybu vody nepodílí. V členitém terénu zájmového povodí je oproti napjaté variantě nutné rozšíření v průběhu kalibrace předpokládaného rozsahu hydraulických vodivostí o několik řádů, aby nedocházelo k extenzivnímu vysychání modelových buněk. Především pak v příkrých svahových oblastech, které přechází v méně sklonité v údolí a směrem k rozvodnici je poměrně problematické nastavení distribuce hydraulických vodivostí, aby modelové hladiny odpovídaly hladinám zaměřeným. V tomto svahovém území je i limitní použití Dupuitových postulátů, na kterých je založen modelový prostředek pro výpočet. V rámci práce byly zpracovány obě varianty, tedy povrchová vrstva vyjádřena jak jako napjatá, tak volná, přičemž nejdříve bylo přistoupeno k vyjádření jako vrstvy

napjaté, coby kompromis mezi adekvátním popisem reality na straně jedné a ohledem na snažší kalibraci modelu na straně druhé. Výchozí parametry řešení modelu s volnou hladinou následně vychází z této varianty.

Plošné vymezení modelu vychází z polohy orograficky stanovené rozvodnice. Výjimkou je oblast uzávěrového profilu, kterým protéká Černá Nisa a po cca 400 m délky toku se vlévá do Bedřichovské nádrže. Vzhledem k předpokladu, že těleso zvodně Uhlířská a Bedřichovské nádrže tvoří navzájem propojený interagující celek, bylo třeba vymezení prostoru mezi uzávěrovým profilem a volnou hladinou nádrže, nacházející se cca 350 m jihozápadně od uzávěrového profilu. Detailní popis morfologie je soustředěn na povodí jako uzavřený celek končící uzávěrovým profilem. Oblast mezi uzávěrovým profilem a Bedřichovskou nádrží byla proto popsána na základě veřejně dostupných mapových podkladů (morfologie terénu a poloha toku Černé Nisy). Prostorové rozložení hlubších vrstev (2. – 7. modelové vrstvy) ve vertikálním směru i z hlediska plošného vymezení v tomto prostoru navazuje na informace stanovené z geofyzikálního průzkumu povodí (kdy byl rekognoskován terén v okolí uzávěrového profilu). Povrch i báze první modelové vrstvy se snižují od přelivu směrem k volné hladině bedřichovské nádrže. V místě kam dosahuje hladina, stanovená na základě mapových podkladů, je uvažována konstantní hodnota tlakové výšky, která je v modelu reprezentována jako okrajová Dirichletova podmínka (kap. 4.3.3.2). To vše za předpokladu, že v prostoru mezi uzávěrovým profilem povodí a nádrží nedochází k zásadní změně charakteru sedimentární části zvodně. Na druhou stranu zde nejsou nároky na přesnost jeho popisu na takové úrovni, jako je tomu v případě zájmového povodí Uhlířská. Snahou byla primárně extrapolace hydraulických charakteristik materiálu ze známého prostoru povodí za účelem definice okrajové podmínky reprezentující interakci s bedřichovskou nádrží. Vzhledem k absenci informací týkající se hydraulických parametrů tohoto prostředí (např. přímá měření polohy hladiny podzemní vody v tomto prostoru), jsou tyto vlastnosti stanoveny odhadem se snahou o zachování drenážní funkce toku, která je za běžných vodních stavů předpokládána i v prostoru povodí. Definice daného prostoru a jeho hydraulických parametrů výše uvedenou schematizací je považována za dostačující.



Obr. 4.9 - zobrazení distribuce modelových vrstev při pohledu od báze zvodně směrem k povrchu

4.3.2.2 Časový rozměr simulace

Modelování pohybu gravitačně se pohybující vody v povodí je koncepčně odlišné od vadózní zóny. Z hlediska měřítka je pozornost soustředěna na celé povodí, což s sebou nezbytně nese nejistotu ve stanovení hodnot parametrů a jejich prostorové distribuce pro podrobnou definici modelovaného prostředí. S celkovým uvažovaným objemem modelované oblasti souvisí i volba časového kroku – dobu zdržení lze z bilance odhadnout v řádech let.

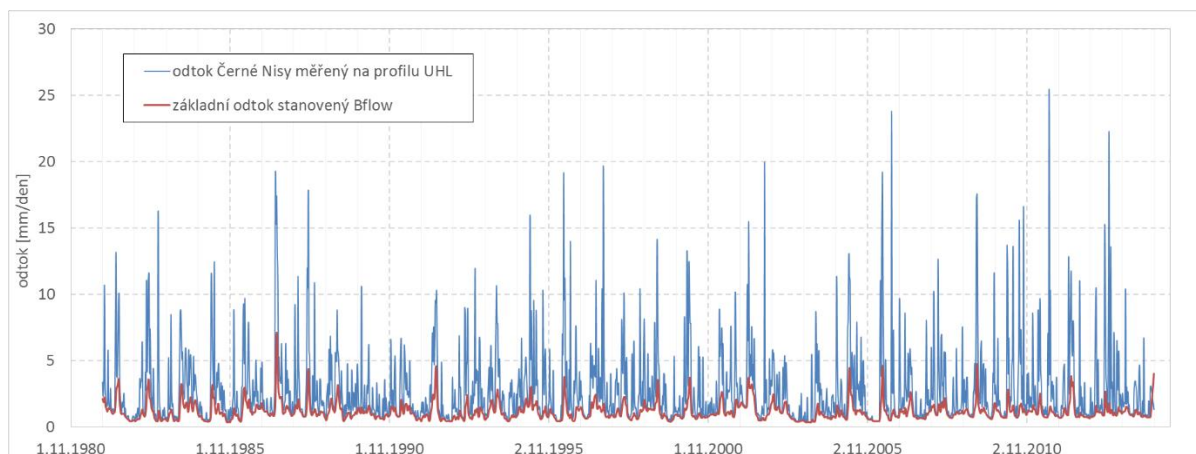
Volba časového rozlišení modelu nasycené zóny vychází z potřeby dlouhodobé simulace ve spojitosti s prostorovým popisem parametrů na úrovni povodí. Praktickým hlediskem je pak limitace hardwarovými nároky modelové úlohy, kdy se její náročnost odráží ve výpočetním časem, který je potřebný k jejímu vyřešení. Minimální délka výpočetního kroku vychází z časového rozlišení modelu nenasycené zóny, kde se pro změnu jedná o kompromis s ohledem na intenzitu měření jednotlivých veličin (stanovený jako 24 h v mimovegetačním a 1 h v průběhu vegetačního období). Intenzita dotace nenasycené, stejně jako následně nasycené zóny, má v čase proměnný trend, který je navýšený jarním táním a v létě naopak snížený evapotranspirací. Obdobně oba stopovače, ^{18}O a ^3H - ^3He , používané v průběhu dlouhodobé simulace, jsou charakteristické sezónní variabilitou koncentrace. Délka kroku, ve kterém je počítán model nasycené zóny, by měla být dostatečně podrobná, aby umožňovala adekvátní popis jak proudění obecně, tak

transportu stopovačů s ohledem na zmiňovanou sezónní variabilitu. Se změnou délky časového kroku se mění toky, které jsou reprezentovány střední hodnotou vztaženou k délce daného kroku. Posouzení optimální délky časového kroku bylo proto provedeno na základě reprezentativnosti středních vážených koncentrací infiltrace pro intervaly různé délky (aby nedocházelo k jejich posunu vůči stavu s podrobným rozlišením a zároveň zůstala zachována dynamika, odrážející zejména sezónní variabilitu). Srovnání obsahu ^{18}O v denním kroku s váženými obsahy stanovenými v měsíčním intervalu za vybrané období jsou prezentovány na Obr. 8.21.

Dalším pohledem na optimální časové rozlišení simulace je interval dat, popisujících vývoj podmínek na lokalitě. Nejdelším intervalem mezi jednotlivými vzorky napříč daty je zhruba měsíc v případě manuálních odběrů půdní vody a stejně v případě směsných vzorků v rámci monitoringu GNIP. Za výsledné časové rozlišení, ve kterém byla realizována transienční simulace nasycené zóny, byl stanoven jeden měsíc, což vede k dělení simulovaného období do 641 epizod.

4.3.2.3 Základní odtok z povodí - Bflow

Za účelem stanovení intenzity drenáže podzemní vody z plochy experimentálního povodí byla provedena separace odtoku z povodí ve spodním toku Černé Nisy, co hlavní drenážní báze. Různé přístupy k separaci odtoku s využitím koncových členů jsou popsány v kapitole 2.2. S ohledem na data k dispozici byla zvolena separace pomocí programu Bflow (Arnold, et al., 1995). Bflow je software, který lze využít k separaci odtoku na složky dle zdroje jejich původu, typicky členěné na základní odtok a odtok přímý. Zatímco základní odtok je tvořen vodním tělesem zvodně, drénujícím do toku, odtok přímý s minimální dobou zdržení vzniká důsledkem epizodních příspěvků srážek nebo tání sněhu a není součástí hlubšího oběhu. Bflow se řadí mezi programy využívající digitální rekurzivní analýzy hydrogramu. Základní odtok je interpretován jako část hydrogramu bez vysokofrekvenčních výkyvů, které jsou naopak považovány za odtok tvořený krátkodobými (epizodními) příspěvky. Epizodní části odtoku jsou odfiltrovány programem za použití low-pass filtru, který nepropouští signál vyšších frekvencí. Proces filtrace probíhá v několika cyklech, přičemž volba optimální úrovně separace signálu spočívá na uživateli a jeho zkušenostech s chováním povodí (například na porovnání s ostatními metodami separace, které byly provedeny v případě většího množství dat). Pro účely této práce je používán třetí běh filtrování. V případě separace dlouhodobého odtoku je využití programu Bflow považováno za adekvátní pro situaci, kdy je k dispozici pouze hydrogram odtoku. Odtok z povodí je monitorován na měrném přelivu UHL, situovaném v místě uzávěrového profilu, kde dochází k povrchovému odtoku z plochy celého experimentálního povodí. Průtokové řady jsou k dispozici počínaje hydrologickým rokem 1982, kdy ČHMÚ zahájilo pravidelný monitoring povodí Uhlířská.

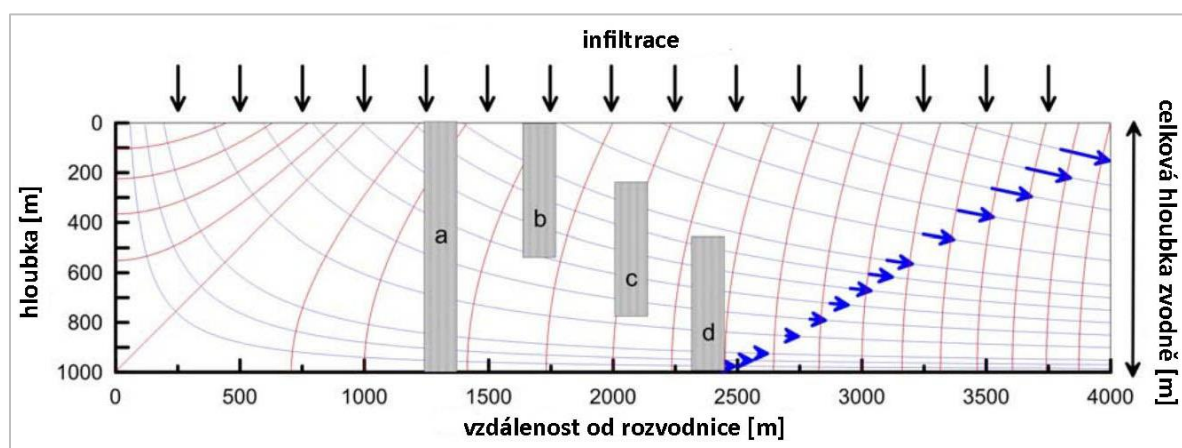


Obr. 4.10 - dlouhodobý odtok z povodí monitorovaný na přelivu UHL při uzávěrovém profilu se separovaným základním odtokem, stanoveným softwarem Bflow. V grafu zobrazeny týdenní průměrné hodnoty.

Výsledky separace hydrogramu Černé Nisy v místě uzávěrového profilu, které byly využity pro stanovení střední hodnoty infiltrace do nasycené zóny, jsou uvedeny v kap. 5.2.2.1.

4.3.2.4 Lumpy – střední doba zdržení vody v povodí

Analýza, zaměřená na zpracování dat z hlubokých vrtů nacházejících se v místě uzávěrového profilu zájmového povodí byla provedena s využitím modelu LUMPY (Suckow, 2012). Jedná se o jeden z řady programů využívajícího „Lumped“ přístupu viz kap. 2.5. Program LUMPY, pracující na rozhraní Microsoft Access s výstupem formou Microsoft Excelu, byl navržen s prioritou na vyhodnocení dat s kombinovaným využitím více stopovačů. Pohyb vody je popsán matematickou funkcí ve schematizované zvodni (Vogel, 1967).



Obr. 4.11 - schéma modelů rozdělených na základě umístění jejich sběrné perforace v idealizované zvodni. a) - exponenciální b) exponenční pístový [Exponential Piston Flow] c), d) - částečně exponenciální model (PEM). Převzato a upraveno z (Suckow, 2015)

V rámci předkládané práce byla za použití programu LUMPY analyzována většina stopovačů měřených na zájmové lokalitě. Předpokladem je znalost koncentrace jednotlivých látek, které byly využity jako stopovače, v čase. Z tohoto hlediska lze

rozišit dvě skupiny využitých stopovačů. Mezi látky, u kterých se koncentrace v globálním měřítku výrazně neliší od koncentrací lokálních, se řadí chlor-fluorované uhlovodíky (kap. 2.3.3) a do určité míry ^3H , jehož koncentrace se v závislosti na lokalitě mírně liší (kap. 2.3.2). U těch je možné použití koncentrací, stanovených na základě pravidelného monitoringu v globálním měřítku. Do druhé skupiny stopovačů, jejichž koncentrace je závislá na podmínkách určených konkrétní lokalitou, patří v rámci této práce především ^{18}O . V případě těchto látek je třeba použití dat měřených přímo na lokalitě, resp. na jejich základě odvodit vývoj jejich koncentrace v čase.

Jako vstupní funkce kyslíku ^{18}O do modelu Lumpy byla použita data získaná modelováním nenasycené zóny programem S1D (kap. 4.2.3). Pro popis dostatečně dlouhého období (počínaje rokem 1961) byla data extrapolována postupem, který je podrobně popsán v kap. 4.2.3.1. Tím bylo umožněno simultánní využití traceru ^{18}O s ostatními stopovači, jejichž vstupní koncentrace není neoddělitelně spjatá s místem pozorování. V případě stopovačů zastoupených chlor-fluorovanými uhlovodíky (CFC-11; CFC-113; CFC-12) je vstupní funkce tvořena globální koncentrací konkrétních CFC plynů na severní polokouli (Obr. 2.1). To umožňuje jejich relativně dlouhá doba zdržení (v řádu desítek let) v horní vrstvě atmosféry, během které dochází k jejich uniformnímu rozložení v globálním měřítku (Cunnold, et al., 1994). Na zájmové lokalitě byla provedena vzorkovací kampaň 15.5.2012, v jejímž rámci byly změřeny koncentrace CFC v podzemní vodě (tab. 1)

tab. 1 - měřené koncentrace vybraných látek skupiny CFC v podzemní vodě

	CFC-11 [pmol·l ⁻¹]	CFC-12 [pmol·l ⁻¹]	CFC-113 [pmol·l ⁻¹]
HV1C (10 m)	5.91	3.37	0.64
	7.88	3.24	0.65
HV2B (20 m)	15.79	3.08	0.16
	>15	3.94	0.49
HV3A (30 m)	8.44	2.07	0.31
	7.13	2.05	0.18

Průběh koncentrace ^3H byl převzat z dlouhotrvající řady měřené ve Vídni v rámci měření sítě GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) (Aggarwal, et al., 2007) a systematicky posunuta na základě období, kdy měření probíhalo souběžně s měřením v lokalitě Jizerských hor (odvození vstupní funkce ^3H je uvedeno v kap. 4.2.3.1.).

4.3.3 Modelová reprezentace nasyceného prostředí

Je-li k dispozici popis všech parametrů, charakterizující nasycenou zónu (kap. 4.3.1 a 4.3.2) je možné přistoupit k vlastní simulaci pohybu vody a transportu látek v takto definované zvodni. Pro řešení procesů v nasycené zóně bylo využito obecně rozšířených a používaných modelových nástrojů. Data pro vlastní numerické

zpracování jsou zpracována v prostředí programu GWV6, kde dochází k úpravě vstupů dle potřeby jednotlivých modulů a rovněž k zobrazení výsledků, případně k exportování pro další zpracování. Konkrétní užití jednotlivých modulů je popsáno zjednodušeně – v textu je odkazováno na dokumentaci, kde lze dohledat informace, jejichž podrobný popis není předmětem tohoto textu.

4.3.3.1 Nástroje k matematickému popisu nasycené zóny

Jádro modelového řešení pohybu podzemní vody v povodí Uhlířská je tvořeno programem **MODFLOW**. Jedná se o modulární software využívaný pro simulace proudění podzemní vody v třírozměrném anizotropním nehomogenním prostředí, který je obecně rozšířen a používán zejména k řešení úloh, týkající se prostředí s průlinovou propustností.

Vlastní výpočet je realizován metodou konečných rozdílů (*Finite Difference Method, FDM*) v blokově centralizované síti. Jádrem modelu Modflow je řešení diferenciální rovnice (McDonald a Harbaugh, 1988), která popisuje nestacionární třídimenzionální proudění podzemní vody v heterogenním anizotropním prostředí, za předpokladu že osy hydraulické vodivosti jsou totožné se systémem koordinátů (řídící rovnice proudění):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + q = SS \frac{\partial H}{\partial t} \quad [22]$$

kde K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} jsou složky tenzoru hydraulické vodivosti ve směrech os x , y a z [$m \cdot s^{-1}$], H je celkový potenciál [m], q je objemový tok z jednotkového objemu reprezentující vstupy a propady [s^{-1}] a SS je specifická storativita [m^{-1}].

Výsledkem řešení rovnice [22] za předepsaných počátečních a okrajových podmínek je aproximace funkce, která popisuje rozložení potenciálu v prostoru a čase.

MT3DMS (*A Modular Three-Dimensional Multispecies Transport Model*) je modul specializovaný na řešení transportu látek v třídimenzionálním prostředí (Zheng, 1990), (Bedekar, et al., 2016). MT3DMS disponuje matematickým aparátem pro simulaci procesů advekce, disperze, difuze a případných chemických reakcí za standardně nastávajících hydrogeologických podmínek. Pohyb konzervativních látek v nestacionárním proudovém poli, popsaném modulem MODFLOW, je předepsán parciální diferenciální rovnicí:

$$\frac{\partial(nc)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(nD_{ij} \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (nvc) \quad [23]$$

kde n je efektivní pórovitost [-], D_{ij} je tenzor hydrodynamické disperze [$m^2 s^{-1}$], v je střední pórová rychlost proudění [$m \cdot s^{-1}$] a c_s je koncentrace látky zdroje či propadu [-]. Obecná řídící rovnice, zahrnující reaktivní transport, který nebyl pro účely této studie uvažován, je popsána v programové dokumentaci.

Ta po úpravách vede na vlastní řídicí rovnici konzervativního transportu, která je řešena modulem MT3DMS:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(nD_{ij} \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (nvc) + qc_s - q'c_s = 0 \quad [24]$$

kde q' je změna zásoby vody při neustáleném proudění [s^{-1}].

V předkládané studii je řešen transport konzervativních látek, v rovnici [24] tedy nevystupují členy popisující sorpci na materiál prostředí. Výsledkem simulace modulu MT3DMS za definovaných okrajových a počátečních podmínek je koncentrační pole posuzované látky v prostoru a čase.

Pohyb částic, které lze interpretovat jako elementární objem vody či stopovače, je v prostředí popsaném z hydraulického pohledu modulem MODFLOW řešeno modulem **Modpath** (Pollock, 2016). Jeho využití umožňuje jak dopředný, tak zpětný popis trajektorie tzv. trasovacích částic v čase. V rámci řešení předkládané práce slouží primárně ke stanovení dob zdržení a jejich distribuce - popisuje dobu putování částice (nehmotného bodu) ze zadaného počátku do místa, kde dojde ke splnění podmínky pro ukončení jeho simulace. Ta nastává například při opuštění modelového prostoru nebo přesunu do buňky se zadanou okrajovou podmínkou – v případě studie povodí Uhlířská především ve chvíli, kdy se částice dostává do toku. Simulace modulem Modpath popisuje pouze advekční složku pohybu částic. Pro posouzení a porovnání řešení v rámci modelu Uhlířská byly částice umístěny po jedné do středu každé z aktivních buněk z horizontálního pohledu. Ve vertikálním směru je možné výchozí polohu částice zadat v rozsahu dolní ($z = 0$) až horní ($z = 1$) hranice modelové buňky. V rámci předkládané studie bylo pracováno s trasovacími částicemi s výchozí polohou $z = 0.5$ (v těžišti buňky) a při jejich horním okraji ($z = 1$). Částice jsou v takovém případě rovnoměrně rozmístěné v prostoru modelu zvodně. Model umožňuje sledování trajektorie částic z výchozích pozic jak předně, tak zpětně. V případě zpětného pohybu, který je pro potřeby popisu chování vody ve zvodni vhodnější, je sledována trajektorie částic zpětně proti modelovému času. V případě stacionárního modelu se jedná o pohyb v opačném směru, než by probíhal za hydraulických podmínek v čase, ke kterému je vztažena simulace. Konec sledování částic nastává v okamžiku, kdy došlo k jejich vstupu do modelu formou infiltrace z nenasycené zóny. Výsledkem sledování takto zadaných částic jsou doby zdržení vody v jednotlivých modelových buňkách. Ty lze kategorizovat např. podle jednotlivých modelových vrstev. Na základě určení počátečního bodu trajektorie (tedy místa, kde došlo k infiltraci částic do zvodně) lze definovat polohu zdrojových oblastí, ze kterých dochází k doplňování zásob podzemní vody. V případě transientního modelu je sledování částic spuštěno v konečném čase simulace (v předkládané studii duben 2014) a zpětně je simulován pohyb jednotlivými epizodami k počátku simulace, která je definována na základě dlouhodobých středních hodnot. Jsou tak

zohledněny rozdílné rychlosti proudění podzemní vody, které jsou důsledkem proměnné intenzity infiltrace z nenasycené zóny.

4.3.3.2 Okrajové podmínky modelu

Interakce prostoru zvodně s okolním prostředím je v modelovém řešení vyjádřena pomocí okrajových podmínek. Ty v modelu reprezentují měřené či odvozené hodnoty, popisující podmínky v zájmové oblasti. V modelu jsou pak předepsány hodnota v určité buňce modelu.

Nulový tok (NoFlow) – buňky s nulovým předepsaným tokem (Neumannova podmínka rovná nule) nevstupují do řešení modelové situace. Jejich prostorová distribuce tak ohraničuje aktivní oblast povodí. Buňky *NoFlow* se tedy nachází v první vrstvě za oblastí rozvodnice, v hlubších vrstvách pak vymezují bázi zvodně, stanovenou na základě geofyzikálních měření.

Tok (Stream) – v buňkách modelu s nastavenou okrajovou podmínkou *Stream* dochází k interakci dané buňky s hladinou podzemní vody. Spodní hodnota okrajové podmínky *Stream* v modelu prezentuje dno, druhá, „horní“ hodnota naopak vymezuje hladinu sítě tvořené Černou Nisou a jejími přítoky. Na základě pozice hladiny podzemní vody vůči těmto dvěma parametrům okrajové podmínky dochází k drenáži či infiltraci vody z buňky okrajové podmínky do přilehlých buněk modelu. Intenzita komunikace s okolím je určena celkovou vodivostí buňky, které je určena souborem čtyř parametrů. Výsledná vodivost buňky (konduktance řeky C_r) je v GWV6 spočítána dle rovnice [25]. V praktickém využití okrajová podmínka *Stream* prezentuje říční síť a její drenážní, resp. infiltrační vliv na hladinu podzemní vody ve zvodni. Modelem matematicky řešeno jako Cauchyho okrajová podmínka:

$$C_r = \frac{K_r * L * W}{H} \quad [25]$$

kde L je délka [m], W šířka [m] a H je mocnost říčního dna [m]. Nasycená hydraulická vodivost materiálu dna je vyjádřena jako K_r [m.s⁻¹].

Konstantní tlaková výška (Constant Head) – Dirichletova okrajová podmínka s předepsaným tlakem. V dané modelové situaci je využita k popisu interakce tělesa zvodně s nádrží Bedřichov. Hodnota tlakové výšky, nastavená jako okrajová podmínka při jihozápadní hranici modelového prostoru, odpovídá výšce nadržené hladiny. Ta byla zvolena jako hladina zásobního prostoru, která je definována kótou 773.48 m n.m.

Infiltrace (Recharge) – předepsaná hodnota toku (Neumannova okrajová podmínka), reprezentující intenzitu dotace nenasycené zóny. V modelu je zadána uniformně po vrchní hranici první modelové vrstvy. V případě řešení transportních procesů je mimo intenzitu dotace z ryze hydraulického pohledu definována i koncentrace zájmového stopovače. Dohromady pak předepisují koncentrační tok. V případě neustálené

simulace se jedná o okrajovou podmínku časově proměnnou v měsíčním intervalu jak pro tok vody, tak pro koncentraci tok stopovače.

Studna / konstantní tok. Studna je v pojetí GWV6 konstantní tok zadaný ve vertikálním rozsahu více vrstev, mezi něž je dle hydraulických charakteristik jednotlivých vrstev rozpočítáno celkové čerpání / dotace (reprezentován je tak rozsah jímací perforace přes několik modelových vrstev). V modelovém řešení se pak jedná o buňky popsané Neumannovou okrajovou podmínkou.

4.3.4 Stacionární model podzemní vody

Proudění podzemní vody je proces, jehož dynamika závisí primárně na intenzitě dotace zvodně prostřednictvím srážek odtékající z nenasycené zóny, která je reprezentována půdním profilem. Odtok z půdního profilu je uvažován rovnoměrně po ploše, která je vymezena přítomností charakteristického půdního typu. Takové zjednodušení je možné díky relativně malé ploše povodí Uhlířská s uniformními charakteristikami. Odezvou tohoto procesu je změna dynamické zásoby vody, projevující se jako pohyb hladiny podzemní vody v čase. Model ustáleného stavu (*Steady state simulation*) je popis hypotetické situace, kdy jsou časově proměnné okrajové podmínky modelu považovány za neměnné. V případě simulace povodí Uhlířská jsou časově proměnné okrajové podmínky, popisující interakci zvodně s okolním prostředím, reprezentovány intenzitou infiltrace z nenasycené zóny. Parametry získané z kalibrované ustálené simulace jsou následně převzaty pro transienční model - prostorové rozložení hodnot nasycené hydraulické vodivosti a vodivosti drenážní sítě toků. Modelová hladina podzemní vody v ustáleném stavu je dále považována za nejpravděpodobnější stav, ze kterého je odvozen výchozí hladina pro transienční model povodí.

Stacionární simulace byla realizována ve dvou variantních simulacích, které jsou popsány v kap. 4.3.4.1, resp. 4.3.4.2. Tyto varianty jsou odlišné jednak koncepčně (definicí charakteru hladiny podzemní vody) a rovněž v interpretaci měřených dat, kterým jsou přisouzeny rozdílné váhy pro proces kalibrace. Variantní řešení lze uvažovat jako test citlivosti, který naznačuje závislost chování modelu na rozdílné definici zvodně a vstupních dat. V rámci přehledosti budou v textu tyto modelové varianty označovány formou zadání přípoверхové vrstvy jako varianta s napjatou, resp. volnou hladinou.

4.3.4.1 Modelová varianta s napjatou hladinou

V případě modelu zvodně s napjatou hladinou podzemní vody je v přípoверхové modelové vrstvě uvažována transmisivita odpovídající plnému nasycení jednotlivých modelových buněk a to nezávisle na poloze piezometrické hladiny. Stacionární simulace popisuje ustálený stav, odpovídající průměrným podmínkám na lokalitě. V modelu je tak proudění určeno středními hodnotami okrajových podmínek, stanovených pro celé období dlouhodobé simulace (odpovídající intervalu 1961-2014). Intenzita infiltrace srážkové vody do nasycené zóny je ve stacionární simulaci

definována hodnotou $i_{\text{mean}} = 1.32 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} = 1.14 \text{ mm/den}$, úroveň říční sítě a hladiny bedřichovské nádrže je uvedena v kap. 4.3.3.2. Účelem stacionární simulace je primárně kalibrace nasycené hydraulické vodivosti (K_s), která určuje distribuci hydraulických tlaků v prostoru nasycené zóny. Kalibračním kritériem stacionární simulace je střední úroveň hladiny podzemní vody, jejíž stanovení je uvedeno podrobně v kap. 4.3.1.5. Výchozí hodnoty K_s , které byly dosazeny do modelu na počátku kalibračního procesu, byly převzaty z výtopových experimentů provedených v rámci rekognoskace povodí (Tachecí, 2002) a z výsledů analýzy zrnitostních čar materiálu (kap. 4.3.1.3). Ty byly v průběhu inverzního řešení modifikovány, kdy cílovým stavem byla minimalizace odchylek simulované hladiny podzemní vody od hladiny měřené pozorovací sítí piezometrů (kap.4.3.5.1). Tímto postupem byla stanovena prostorová distribuce hodnot nasycené hydraulické vodivosti v povodí při dodržení dvou předpokladů. Jednak byla, na základě obecně přijímaného odhadu složek tenzoru nasycené hydraulické vodivosti, vertikální vodivost uvažována rovná desetině vodivosti horizontální. Dalším trendem, který byl zohledněn v průběhu kalibrace, je předpokládaný pokles nasycené hydraulické vodivosti s hloubkou pod povrchem. Rovněž variabilita K_s se s rostoucí hloubkou snižuje, což je dáno omezeným množstvím informací o hlubších polohách zvodněného prostředí. Tyto předpoklady směřují ke konceptu nižší a homogenněji distribuované hydraulické vodivosti hlouběji uloženého materiálu zvodně jako důsledek rozdílné intenzity procesu zvětrávání, které jsou výraznějších v polohách experimentálního povodí situovaných blíže k povrchu.

4.3.4.2 Modelová varianta s volnou hladinou

Simulace stacionárního modelu ve variantě s volnou připovrchovou vrstvou vychází z geometrie zvodně, která byla použita i v případě modelu s vrstvou napjatou. Při východní hranici byla však redukována plocha odpovídající cca 6 % celkové rozlohy povodí v místech, kde jsou svahové oblasti tvořené pouze připovrchovou modelovou vrstvou. Model v tomto prostoru inklinoval k vysychání buněk, což mělo za následek nahromadění vody v buňkách situovaných blíže rozvodnici, které pak nemají hydraulické propojení s drenážními oblastmi v údolí. Pro zachování bilance byla infiltrace na ploše dané území nahrazena buňkami s okrajovou podmínkou typu studna, které zajišťují vstup vody do modelu, odpovídající objemově infiltraci na dané ploše. Lokalizace takto upravené části povodí a konkrétní umístění okrajových podmínek typu studna je prezentováno na Obr. 8.32. Intenzita proudění z jednotlivých buněk s okrajovou podmínkou studna byla odhadnuta z výsledků simulace s napjatou hladinou - vstup do modelu z jedné modelové buňky odpovídá intenzitě $8.92 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Měřená poloha hladiny podzemní vody, určena v piezometrech ve vyšších polohách zvodně, byla v kalibračním procesu modelové varianty s volnou hladinou dle hladinového kritéria reprezentována nižší relativní vahou. Důvodem byla snaha zachování zhruba stejných (cca v rozmezí jednoho řádu) hodnot K_s ve svahových

částech, kde předpokládáme přítomnost materiálu s podobnými charakteristikami. Vzhledem ke členitosti terénu (zejména výrazného převýšením v okolí sklonitých svahů) by pro dosažení shody s měřením ve vyšších polohách povodí bylo nutné použití značné variability hydraulických vodivostí.

Dalším důležitým rozdílem v konceptu modelu s hladinou volnou je definice připovrchové vrstvy modelu z hlediska zásobnosti. V modelu s napjatou hladinou je určena specifickou storativitou (zásobností), kdežto u u hladiny volné zásobností volnou. Tento rozdíl má nicméně vliv na chování modelu v transienční simulaci, v simulaci stacionární se neprojevuje a je uváděn s ohledem na úplnost výčtu rozdílů mezi jednotlivými modelovými koncepty.

4.3.5 Transienční simulace

4.3.5.1 *Transienční simulace – proudění podzemní vody*

Pohyb podzemní vody v prostředí zvodně je dynamický proces. K popisu tohoto stavu je třeba pomocí modelového řešení popsat jeho nestacionární charakter. Primárním impulsem pro pohyb podzemní vody je časově proměnná intenzita infiltrujících srážek, respektive odtoku z nenasycené zóny, do prostoru zvodně. Tato variabilita vstupů se projevuje jak v epizodním, tak v sezónním měřítku - nejvýraznějším a přímo měřitelným odrazem je kolísání hladiny podzemní vody společně se změnou tlakových poměrů, která určuje rychlost a směr proudění podzemní vody. Podrobný časový průběh polohy hladiny podzemní vody na zájmovém povodí je měřen dohromady pěti automatizovanými piezometry, které však reprezentují dvě lokality (viz kap. 3.2). Proto je třeba vycházet z předpokladu, že poloha hladiny podzemní vody stanovená v místech automatizovaného měření je typická v kontextu těchto pohybů na celém povodí. Amplituda pohybu hladiny podzemní vody jako odezva na její dotaci z nenasycené zóny je závislá na parametru pružné zásobnosti, případně zásobnosti volné v připovrchové vrstvě modelové varianty s volnou hladinou. Transienční simulace navazuje na model nenasycené zóny a z toho je odvozen i časový rozměr, který popisuje období v intervalu 1.1.1961 – 30.4.2014. To je rozděleno do měsíčních kroků, přičemž důvody ke stanovení rozlišení v této délce jsou popsány v kap. 4.3.2.2.

Proces zpracování vstupních dat do tranzienčního modelu zvodně navazuje na výsledky simulace nadložní nenasycené zóny (4.2.3). Za dotaci modelové zvodně je převzat odtok přes spodní hranici půdního profilu svahů, případně rašeliniště v údolních oblastech. Postup vedoucí ke stanovení těchto toků z nenasycené zóny je podrobně popsán v kapitole 4.2.3.1.2. Výsledky dlouhodobé simulace odtoku a transportu v nenasycené zóně byly s ohledem na časové rozlišení simulace zóny nasycené upraveny do měsíčních intervalů. Intenzita infiltrace jednotlivých modelových kroků nasycené zóny odpovídá průměrnému odtoku přes spodní hranici půdního profilu, tedy sumárnímu měsíčnímu odtoku z půdní matrice dělenému délkou adekvátních intervalů.

Z dlouhodobého pohledu je průměrná dotace zvodně v rovnováze s intenzitou základního odtoku. To lze očekávat v případě, kdy propady tvořené evapotranspirací

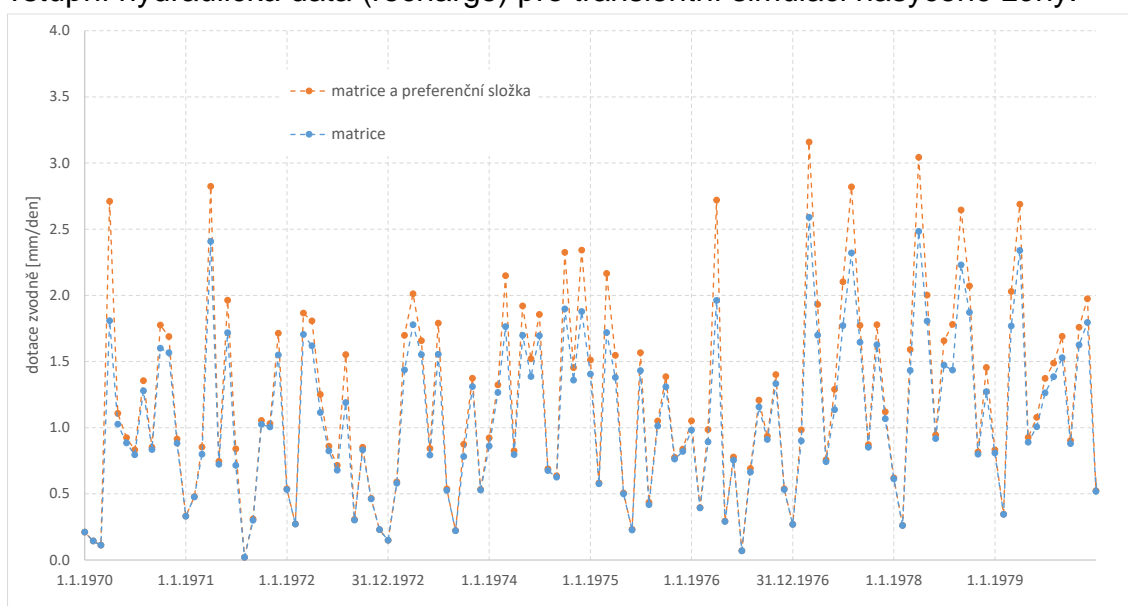
či preferenčním odtokem doménou puklin, které jsou do hydrologické bilance povodí jako celku rovněž zahrnuty, byly kvantifikovány v průběhu řešení nenasycené zóny a v zóně nasycené tak již nevystupují. V konceptu tohoto přístupu je třeba zohlednit, že model nenasycené zóny a z něj odvozené hodnoty dotace zvodně, reprezentují pouze jednu oblast z celé plochy relativně členitého zájmového území o rozloze téměř 2 km². Konkrétní odtok z půdního profilu v různých částech experimentálního povodí je závislý na lokálních parametrech prostředí, které charakter tohoto odtoku ovlivňují (parametry retenční křivky, svahové poměry, mocnost půdního profilu). V distribuci těchto parametrů lze, už kvůli odlišným podmínkám v různých částech povodí, předpokládat určitou míru prostorové variability. Při pohledu na povodí jako celek pak lze mezi podrobně spočítanou hodnotou odtoku z nenasycené zóny pro jedno konkrétní místo a základním odtokem vztaženým na celou plochu zájmového povodí očekávat jisté rozdíly. Za účelem vyrovnání se střední hodnotou základního odtoku z povodí byl podrobně spočítán odtok z půdní matrice nenasycené zóny fitován na odtok z povodí stanovený softwarem Bflow určeným pro separaci hydrogramu (kap. 4.3.2.3). Ten byl pro období měřených průtoků 1981-2014 stanoven hodnotou 1.14 mm/den. Výsledky modelu společně s měřením nízké variability izotopových koncentrací ukazují, že v rašelinných oblastech (rozkládající se na 10.4 % celkové rozlohy povodí) dochází k minimálnímu toku přes málo propustný půdní profil. Dle modelu půdního profilu rašelin vychází dlouhodobý střední odtok z oblastí rašeliniště 0.06 mm/den (viz kap. 4.2.2.3), což tvoří cca 5% intenzitu oproti propustným oblastem svahů. Střední modelový odtok z půdy stanovený na základně modelu S1D pro půdní matrici (resp. dotace nasycené zóny) vztažený na celou plochu povodí vychází pro období 1981-2014 v hodnotě 1.03 mm/den, což odpovídá 90.4 % odtoku, stanoveného separací hydrogramu dle Bflow. To lze hodnotit jako poměrně dobrou shodu, vzhledem k tomu, že se jedná o výsledky principiálně rozdílných postupů, navíc při využití rozdílných datových řad coby vstupů. Nižší intenzita infiltrace do zvodně z nenasycené zóny může být důsledkem konceptu, ve kterém je uvažováno propojení nasycené a nenasycené zóny přes odtok pouze z půdní matrice. Alternativu může nabízet jeho mírná modifikace, ve které se předpokládá, že na dotaci nasycené zóny se podílí mimo matričního odtoku i určitá část odtoku rychlého podpovrchového. Rychlý podpovrchový odtok je veden primárně sítí preferenčních cest rovnoběžných s povrchem. V případě přítomnosti vertikálních či subvertikálních preferenčních cest může nastávat preferenčnímu proudění podél těchto nehomogenit do hlubších poloh, což v důsledku povede k příspěvku části preferenční složky k infiltraci do nasycené zóny.

Přítomnost oblastí s výraznějším podílem sestupného proudění lze dedukovat i z výsledků geofyzikálních měření. To lze registrovat např. na Obr. 4.6, kde jsou těsně pod terénem svahů patrná místa a více zvětraným materiálem (s adekvátně navýšenou hydraulickou vodivostí). V takových místech může díky lokálně odlišnému hydraulickému gradientu docházet ke vzniku více preferenčních cest s výraznější

orientací ve vertikálním směru, než naznačují pozorování a výsledky měření na referenční lokalitě.

Použití takového přístupu k přetokům z nenasycené do nasycené zóny, umožňuje interpretovat nižší infiltraci, stanovenou na základě simulace nenasycené zóny, jako důsledek absence části odtoku z preferenční domény. Odtok z preferenční domény má oproti matričnímu rozkolísanější průběh v čase. Maximálních intenzit dosahuje odtok obvykle v období jara, kdy dochází k tání sněhové pokrývky, jejíž infiltrace do relativně nasyceného půdního profilu může mít za následek aktivaci preferenčních cest, které se za jiných podmínek na transportu vody a látek nepodílí. Výsledná dotace nasycené zóny je tak kombinací odtoku z matrice a z preferenční domény, jenž v dlouhodobém horizontu tvoří příspěvek velikosti cca 10 % z celkového objemu infiltrované vody. V měsíčním kroku nabývá (vzhledem k jeho nevyrovnanosti) poměrné zastoupení preferenčního odtoku maxim právě v období tání, zatím co v létě a za přítomnosti sněhové pokrývky je odtok tvořen takřka výlučně příspěvkem matrice. Poměrné zastoupení odtoku z jednotlivých domén pro období jedné dekády je zobrazeno na Obr. 4.12, hodnoty použité pro interval celé dlouhodobé simulace jsou vyneseny v Obr. 8.38.

Měsíční infiltrační intenzity, stanovené výše popsaným postupem, byly použity jako vstupní hydraulická data (recharge) pro transientní simulaci nasycené zóny.



Obr. 4.12 - střední měsíční intenzity dotace zvodně (vybraný úsek pouze jedné dekády zobrazen kvůli přehlednosti). Patrný nárůst příspěvku preferenční složky za vyšších infiltračních intenzit.

Kritérium pro kalibraci storativit, a jejich distribuci v prostoru zvodně, tvoří minimalizace rozdílů mezi amplitudami modelové hladiny podzemní vody vůči hladinám měřeným v automatizovaných piezometrech a hlubokých vrtech, a jejich pohybu v čase obecně. Informace o průběhu hladiny podzemní vody v čase pochází pouze ze dvou oblastí zájmového povodí (viz kap. 3.2), u kterých je předpokládána jejich reprezentativnost pro celou lokalitu. Vzhledem k minimálnímu plošnému rozlišení těchto dat, byla kalibrace modelových storativit realizována s ohledem na

pokud možno co nejmenší počet výsledných kalibrovaných oblastí. Vyjádřeno jinými slovy – nejlepší shody lze dosáhnout při použití řady dílčích oblastí s rozdílnými hydraulickými charakteristikami, volenými způsobem, aby v blízkém okolí vrtů dával model uspokojivé výsledky. Takový postup však povede pouze k reprodukci výsledků v oblasti měření a nenapoví nic o chování povodí jako celku. Proto byly v rámci kalibrace storativity stanoveny relativně rozlehlé oblasti, které jsou reprezentovány pouze jednou hodnotou tohoto parametru. Z plošného hlediska je povodí děleno do oblastí svahů a údolí, jejichž rozhraní je stanoveno z výsledků geofyzikálních měření a sklonitosti terénu (kap. 4.3.1.2). Ve svahových oblastech, kde výsledky geofyzikálních měření naznačují vyšší kompaktnost materiálu zvodně, je předpokládáno převládající proudění puklinového typu. To je oproti průlinovému charakteru proudění v sedimentech údolních oblastí charakteristické nižšími hodnotami storativity. Ve vertikálním směru pak bylo v přípovrchové a 2. modelové vrstvě zachováno dělení zón na oblasti svahové a údolní, hlouběji pak byly vrstvy popsány pouze jednou hodnotou (kap. 5.2.2.1).

4.3.5.2 *Transientní simulace – transport látek*

Pohyb podzemní vody propustným materiálem zvodně závisí na hydraulickém gradientu, jež je určen především výškovými poměry, resp. polohou hladiny podzemní vody a rozložením nasycené hydraulické vodivosti. Při pohledu v detailnějším měřítku je proudění omezeno na póry, které tvoří prostor mezi pevnými zrny zvodněného materiálu. Skutečná rychlost proudění vody (resp. molekul vody) v pórech, které zabírají pouze určitou část z prostoru zvodně, je vyšší než v případě proudění tzv. Darcyovského. Pórovitost tak tvoří stěžejní parametr z hlediska doby zdržení vody či případného šíření látek na povodí. Pro stanovení pohoto parametru v měřítku povodí se jeví jako ideální využití specifických molekul vody se standardními chemickými vlastnostmi, které je možné identifikovat a následně dedukovat jejich pohyb prostorem zvodně. Izotopy ^3H (pro vyhodnocení analyzován společně s dceřinným produktem ^3He) a ^{18}O vázané do molekul vody tvoří takové stopovače.

Vlastní numerická simulace transportu látek byla realizována modelem MT3DMS (kap. 4.3.3.1) a navazuje na výsledky modelu MODFLOW (kap. 5.2.2.1), které popisují tlakové pole v prostoru zvodně a jeho vývoj v čase. Stejně jako v případě simulace hydrauliky byly okrajové podmínky pro transport látek v nasycené zóně převzaty ze simulace odtoku ze zóny nasycené, která byla řešena v programu S1D (kap. 5.1.2). Obsah látek (^3H - ^3He , resp. ^{18}O) ve vodě infiltrující do zvodně je vyjádřen formou diskretních koncentrací pro každou epizodu. Jejich hodnota odpovídá střední koncentraci vážené dle intenzity infiltrace v měsíčním intervalu. Díky specifickému průběhu koncentrací s výrazným nárůstem v 60. letech byla ke kalibraci pórovitosti modelu využita kombinace stopovačů ^3H - ^3He . Varianta transportní simulace využívající sezónně variabilní izotop kyslíku ^{18}O byla provedena návazně, přičemž v jejím rámci byly využity parametry zvodně, stanovené modelem kalibrovaným dle stopovače ^3H - ^3He .

4.3.5.2.1 Transport ^3H - ^3He

Kalibrace pórovitostí a jejich rozložení v prostoru zvodně byla realizována za využití dvojice stopovačů ^3H - ^3He . Měření jejich koncentrací v podzemní vodě bylo provedeno v rámci tří vzorkovacích kampaní v letech 2011 – 2012, kdy byly odebrány vzorky z hlubokých studní v blízkosti uzávěrovém profilu. Kompletní analýza vedoucí ke stanovení koncentrací obou prvků byla provedena celkem na 10 vzorcích (viz tab. 2) v laboratořích IAEA. Ve vertikálním směru pochází vzorky z míst jímacích perforací hlubokých vrtů v hloubkách cca 9, 19 a 29 m pod povrchem.

Při známém obsahu ^3H ve vodě infiltrované do zvodně z nenasycené zóny (kap. 4.2.3.1.5) lze měřené diskrétní koncentrace ^3H - ^3He v prostoru a čase využít pro kalibraci pórovitostí zvodně. Inverzní proces kalibrace spočívá v modifikaci modelových pórovitostí, což se odráží ve změně tvaru průnikových křivek popisujících obsah ^3H - ^3He v čase. Oblasti, ve kterých byla uvažována pórovitost homogenní, byly v prostoru modelové zvodně rozděleny stejně jako tomu bylo v případě kalibrace storativity, viz kap. 4.3.5.1.

Simulované průnikové křivky tedy popisují koncentrace ^3H ve třech různých hloubkách v blízkosti uzávěrového profilu, které odpovídají místům odběru vzorků. Kalibračním kriteriem pro stanovení efektivní pórovitosti byla minimalizace rozdílu mezi měřenými a modelovými koncentracemi v daném bodě vztažených ke konkrétnímu času v době odběru vzorků.

tab. 2 - měřené koncentrace ^3H a ^3He v hlubokých vrtech

značení vrtu	umístění perforace	datum	^3H (TU)	^3He tritiogenní (TU)	^3H - ^3He stáří (roky)
HV1C	8-9 m	11.5.2011	7.9 ± 0.2	3.1 ± 1.1	5.8 ± 1.8
		11.5.2011	7.9 ± 0.2	3.0 ± 1.2	5.8 ± 2.0
		19.10.2011	8.3 ± 0.5	2.5 ± 1.2	5.0 ± 2.3
		15.5.2012	7.6 ± 0.3	2.7 ± 0.6	5.5 ± 2.3
		15.5.2012	7.6 ± 0.3	3.7 ± 0.6	7.0 ± 2.1
HV2B	18-19 m	11.5.2011	8.2 ± 0.3	17.1 ± 1.0	20.0 ± 1.1
		15.5.2012	7.7 ± 0.2	13.0 ± 0.7	17.5 ± 1.3
HV3A	28-29 m	11.5.2011	10.1 ± 0.3	73.1 ± 5.9	37.5 ± 1.4
		15.5.2012	10.1 ± 0.3	83.4 ± 3.9	39.6 ± 1.0
		15.5.2012	10.1 ± 0.3	54.8 ± 3.7	33.2 ± 1.0

Stáří vody na základě přímé analýzy obsahu izotopů ^3H - ^3He prezentované v tab. 2 (pravý sloupec) ukazuje stáří v řádu dekád (kap. 2.3.2), což rámcově odpovídá

dobám zdržení odvozeným na základě bilance infiltrace a saturovaného objemu zvodně. Tyto hodnoty se týkají tzv. zdánlivého stáří, které vychází čistě z obsahu různých látek v každém jednom vzorku, a nereflktují specifické podmínky zájmového území, jako průběh infiltrace a prostorové poměry zvodně. Přesto má stáří idealizovaného elementárního objemu vody informační hodnotu, kdy nabízí výchozí odhad.

4.3.5.2.2 Transport ^{18}O

V rámci dlouhodobého transientního modelu byla realizována varianta simulace, která popisuje vývoj obsahu stabilního stopovače ^{18}O v podzemní vodě. K tomu byly převzaty parametry zvodněného prostředí, jež byly stanoveny v rámci provedených kalibrací - nasycené hydraulické vodivosti ze stacionární simulace (kap. 5.2.2.1), storativity z transientního modelu proudění (kap. 5.2.2.1) a hodnoty pórovitosti, které byly odladěny s využitím modelem transportu ^3H - ^3He (kap. 5.2.2.2).

S výjimkou obsahu ^{18}O infiltrujícího do modelu nasycené zóny zůstává koncepce transportního modelu stejná, jako v simulaci transportu stopovače ^3H - ^3He (kap. 4.3.5.2.1). Intenzita infiltrace a příslušné koncentrace byly převzaty z odtoku z nenasycené zóny, podrobný popis jejich stanovení je uveden v kap. 4.2.3.1.6. Časové rozlišení bylo, stejně jako v případě simulace ^3H - ^3He , stanoveno délkou jednoho měsíce, dělicí simulované období do 641 epizod. Každý krok transportního modelu ^{18}O je definován specifickou infiltrační intenzitou společně s odpovídající střední hodnotou obsahu ^{18}O . Intenzita infiltrace do nasycené zóny je opět určena odtokem z půdního profilu, ve kterém dochází k transformaci srážek a tání, coby primárních vstupů. Infiltrační intenzity jednotlivých epizod jsou tedy použity stejné, jako v simulaci transportu ^3H - ^3He a jsou uvedeny v Tab. 6. Obsahy ^{18}O v měsíčním kroku byly odvozeny z podrobnější simulace zóny nenasycené jako střední hodnota obsahu ^{18}O na odtoku z nenasycené zóny, vážená dle příslušných odtokových intenzit.

Vzhledem k charakteristické sezónní variabilitě, která je pro stabilní stopovač ^{18}O typická, poskytuje interpretace výsledků modelového řešení odlišné informace, než je tomu u výsledků simulace ^3H - ^3He . Cílem není nalezení konkrétní vstupní funkce, jako je možné u látek s jednoznačně identifikovatelným „peakem“, ale míra utlumení sezónní variability obsahu ^{18}O , respektive její střední hodnota. Útlum sezónního střídání nízkého a vysokého obsahu ^{18}O v podzemní vodě je důsledkem spolupůsobení několika faktorů. Za nejvýraznější lze považovat délku trajektorie po které voda putuje po cestě do místa odběru (a jejímž důsledkem roste vliv disperze), s narůstajícím časem zase narůstají na významu projevy procesu difuze. V prostoru zvodně spolu délka trajektorie a doba, kterou molekuly podzemní vody potřebují k pohybu po ní, vzájemně souvisí. Důsledkem nehomogenního rozložení a anisotropního charakteru zvodněného materiálu dochází k prolínání těchto faktorů a míra jejich projevů je specifická pro každé místo zvodně. Z měřených obsahů ^{18}O

v podzemní vodě je patrný útlum sezónní proměnnosti především s rostoucí hloubkou pod povrchem (resp. pod horní hranicí nasycené zóny).

5. Výsledky a diskuze

5.1 Nenasycená zóna

Výsledky modelu nenasycené zóny jsou hodnoceny zejména s ohledem na účel jejich využití, kterým je funkce vstupů do zóny nasycené. Z tohoto pohledu jsou stěžejní výstupy dlouhodobé simulace. Ty však v určitých ohledech vychází a navazují na výsledky podrobné simulace nenasycené zóny, které tak tvoří nedílnou součást pro výsledné vyhodnocení.

5.1.1 Podrobná simulace nenasycené zóny

Podrobná simulace využívá největší množství vstupních dat při jejich maximálním možném časovém rozlišení. Z toho plyne i nejpodrobnější forma výstupů, které lze považovat za modelový popis, který je nejbližší reálné situaci. Výsledky umožňují pohled na předpokládané toky půdní vody a transport látek po vertikále půdního profilu v reakci na jednotlivé srážko-odtokové epizody. Toho bylo využito hlavně v procesu kalibrace parametrů nenasyceného prostředí. Primárním zájmem v kontextu návaznosti na nasycenou zónu je však posouzení s ohledem na dlouhodobější trendy, týkající se intenzity odtoku z jednotlivých kontinuí půdního prostředí a jeho izotopového složení. Z tohoto důvodu se popis výsledků soustředí na odtok z jednotlivých kontinuí přes spodní hranici profilu, nikoliv na jednotlivé srážko-odtokové události a podrobný vývoj sledovaných veličin po vertikále profilu.

5.1.1.1 Proudění ve svahových oblastech nenasycené zóny

Výsledky podrobné simulace nenasycené zóny popisují interval od 1.5.2007 do 30.4.2014, sestávající celkově ze 7 vegetačních a 7 mimovegetačních sezón. Počáteční stav půdního profilu pro následné numerické řešení je definován sadou počátečních podmínek, specifickou pro každou ze simulovaných sezón. V průběhu simulace dochází k postupné divergenci stavu popsaného modelem od reálné situace, což je důsledek kumulace nejistot, které se týkají jak idealizovaného profilu, tak okrajových podmínek modelu. Podrobná měření stavových veličin umožňují definici podmínek, kterými je v každé ze simulovaných 6-měsíčních sezón korigován běh modelu. Simulované hodnoty na konci simulace každé sezóny jsou pak nahrazeny měřenými daty, která jsou zadána jako počáteční podmínka další etapy. Na Obr. 8.18 jsou zobrazeny výsledky pro celé období podrobné simulace nenasycené zóny. Při seřazení výsledků dílčích simulací jednotlivých sezón je patrná přítomnost diskontinuit v průběhu jak intenzit odtoků, tak v obsahu transportovaného ^{18}O (podrobně v kap. 5.1.1.3). Ty jsou způsobeny právě nahrazením modelových výsledků hodnotami měřenými ve formě počátečních podmínek zadaných pro simulaci další navazující sezóny. V případě ideálního popisu prostředí modelem by na sebe simulované veličiny jednotlivých epizod navazovaly. Návaznost výsledků dílčích simulací (respektive jejich rozdílů) tak do určité míry indikuje možnosti modelu při využití všech použitelných údajů, dostupných z přímých měření na lokalitě. Na

druhou stranu je třeba zmínit, že předěly zimních a letních epizod nastávají v období tání či brzo po něm, kdy je hydrologická situace typická svojí dynamikou. Skokové změny v odtoku mezi dvěma sezónami v jarním období tak mohou být částečně připsány procesu tání. Základní údaje o vstupu a výstupu modelu formou úhrnů jednotlivých sezón jsou uvedeny v tab. 3.

Jediná přímá měření intenzit odtoku z nenasycené zóny (konkrétně složky rychlého podpovrchového odtoku) jsou k dispozici ze svahového příkopu (kap. 3.2). Jejich srovnání s modelovými výsledky je zobrazeno na Obr. 8.24 a Obr. 8.25. Z prezentovaných průtoků je zřejmá poměrně značná variabilita, která se projevuje i mezi sousedícími sběrnými žlaby A3 a B3. Celkově lze prohlásit, že mimo nejintenzivnějších průtoků, kdy modelové výsledky předpokládají nižší maximum odtoku rozprostřené do delších časových úseků, vystihuje model uspokojivě většinu epizod za sledované období.

Přehlednější zobrazení formou kumulativních sezónních odtoků z preferenční a matriční domény je zobrazeno na Obr. 5.7. Jejich porovnání ukazuje několik skutečností. Střední množství vody, odstraněné z půdního profilu evapotranspirací v průběhu 7 vegetačních sezón, činí 2.2 mm/den. Preferenční doména vykazuje možnost rychlého transportu příčinné srážky, případně tání, půdním profilem – maximální intenzitu odtoku v hodnotě 195 mm/den lze považovat za extrémní hodnotu, odtok intenzity prvních desítek mm/den však nastává poměrně běžně. Intenzita odtoku půdní vody z preferenční domény jsou tak srovnatelné se srážkovými a odtok z půdní matrice převyšuje v maximech několikanásobě. Preferenční odtok má však poměrně výrazně proměnný charakter. Zatímco průtoky v době intenzivních srážek se pohybují v řádech prvních desítek mm/den, minimální intenzity klesají prakticky k nule (minimální průtok je udržován za účelem stability modelu, ten se však podílí na celkovém odtoku minimální částí). Minimální odtoky nastávají v případech dlouhodobé absence srážkových epizod či za nízkých teplot, kdy nedochází k tání a veškeré srážky se kumulují ve formě sněhové profilu a díky jeho přítomnosti je zamezeno případné přímé infiltraci tekutých srážek. Podíl vody převedený preferenční doménou se zvyšuje s rostoucím celkovým odtokem a matriční doména se tak díky nízké hydraulické vodivosti podílí na odtoku při výrazných epizodách pouze okrajově. Maximální intenzity odtoku z matrice se pohybují do cca 5 mm/den, pokles po příčinné události však probíhá pomaleji, než je tomu v případě domény preferenční. Odtok je v takovém případě dotován postupným drénováním půdního profilu za adekvátního snižování jeho vlhkosti. Důsledkem je převažující podíl odtoku z matriční domény v situacích, kdy nedochází k dotaci půdního profilu vodou ze srážek či tání. Obecně lze konstatovat, že preferenční doménou dochází oproti matrici k odtoku většího množství vody. Za období podrobné simulace tvoří sumární preferenční odtok cca 136 % odtoku z matrice. Ačkoliv je úhrn odtoku z jednotlivých kontinuí ve většině simulovaných sezón zhruba srovnatelný (do cca 15 %), vyskytují se sezóny (léto 2010, 2013 a zima 2012), kdy modelové výsledky předpokládají celkový odtok vody převedený dominantně preferenční doménou. Výjimku tvoří zimní sezóna roku

2014, kdy dle modelu převládá odtok z matrice, který se podílí na 59 % celkového odtoku. To je důsledkem atypického průběhu zimy 2014, který se vyznačuje nejnižším mimovegetačním srážkovým úhrnem za období podrobné simulace a minimální mocností sněhového pokryvu.

Stejně jako při pohledu na podrobný průběh odtoku z obou domén půdního profilu v čase, i srovnání kumulativních odtoků dle jejich podílu na celkovém odtoku ukazuje trend rostoucího příspěvku preferenční domény se zvyšujícím srážkovým úhrnem. Vysoké úhrny srážkově nadprůměrných sezón vznikají typicky za přispění intenzivních epizod, které jsou půdním profilem převedeny předně preferenční doménou. Odtok z nenasycené zóny za většinového podílu preferenční domény je charakteristický rovněž v případech intenzivního tání na závěr zimních sezón.

Výsledky modelu, určující poměr odtoku z domén matrice a preferenčních cest, poskytuje zásadní informaci o transformační funkci nenasycené zóny. Nejen z pohledu na změnu intenzit odtoku z půdního profilu, ale díky stanovení advekčního toku také návazně z hlediska izotopového složení odtékající půdní vody.

tab. 3 - sezónní úhrny vstupů a výstupů podrobného modelu nenasycené zóny

	srážky [mm]	evapotranspirace [mm]	svahy matrice [mm]	svahy pukliny [mm]	rašeliniště [mm]
14.5.2007 - 31.10.2007	593	429	88	88	33
1.11.2007 - 30.4.2008	658	-	276	314	-85
1.5.2008 - 31.10.2008	702	438	146	150	33
1.11.2008 - 30.4.2009	608	-	274	317	243
1.5.2009 - 31.10.2009	722	399	167	148	-221
1.11.2009 - 30.4.2010	513	-	213	281	192
3.5.2010 - 22.10.2010	1126	264	224	548	-173
1.11.2010 - 30.4.2011	537	-	221	285	36
1.5.2011 - 21.10.2011	781	423	143	249	-164
1.11.2011 - 30.4.2012	764	-	210	453	77
4.5.2012 - 31.10.2012	605	433	87	81	-118
1.11.2012 - 1.5.2013	639	-	254	291	341
2.5.2013 - 19.10.2013	976	362	198	363	-168
1.11.2013 - 30.4.2014	425	-	241	169	242

5.1.1.2 Proudění v údolních oblastech nenasycené zóny

Výsledky simulace rašelinného profilu v oblastech údolí předpokládají výrazně odlišný charakter proudění ve srovnání s propustnými půdami svahových oblastí. To je primárně důsledek rozdílných charakteristik materiálu údolního půdního profilu s podstatně nižší průměrnou hydraulickou vodivostí (kap. 4.2.2.3). Zatímco na svazích je předpokládána při spodní hranici simulovaného profilu volná drenáž, v rašelinných oblastech působí při spodní hranici profilu hydrostatický tlak, jehož piezometrická hladina se pohybuje okolo kóty terénu a v závislosti na aktuálních podmínkách dostává pod i nad jeho úroveň. Z hlediska amplitudy jsou

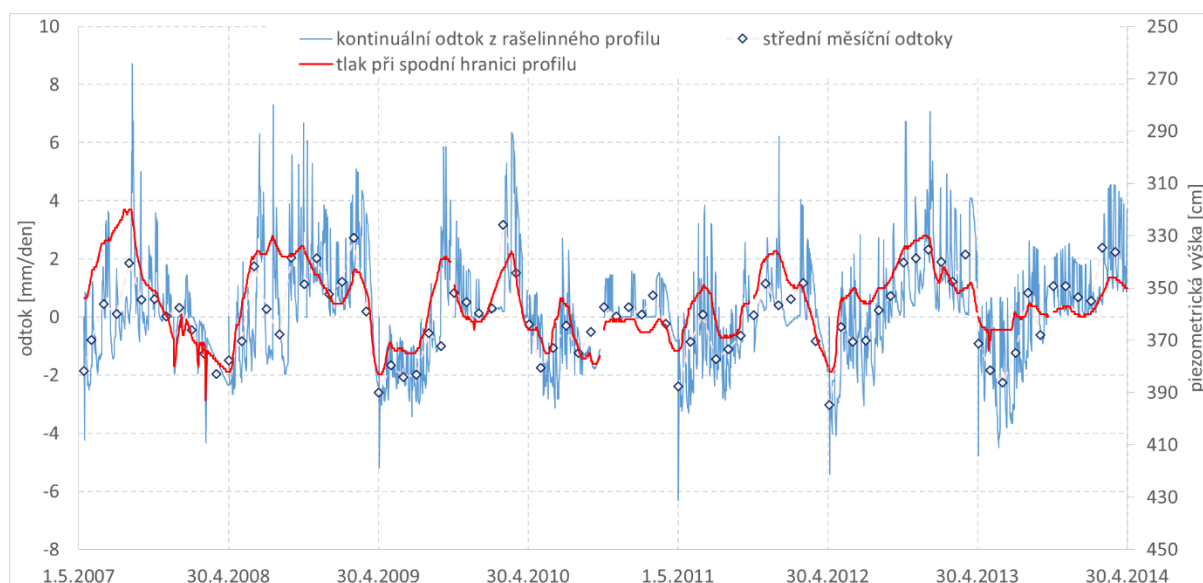
nejvýraznějším hybatelem proudění půdní vody, stejně jako v případě svahových oblastí, jednotlivé srážkové epizody, dlouhodobý trend je nicméně určován tlakem při spodní hranici simulovaného profilu (Obr. 5.1). Převládající směr pohybu půdní vody je reakcí na aktuální vnější podmínky - při zvýšeném tlaku na spodní hranici půdního profilu rašelin dochází k proudění směrem k povrchu, při nižším tlaku naopak nastává infiltrace. Z hlediska infiltračních intenzit lze odtok z celého rašelinného profilu srovnat s odtokem z matriční domény svahových půd.

Výsledky simulace, které popisují přetoky přes spodní hranici profilu vyjádřené formou sezónních úhrnů, jsou uvedeny v tab. 3. Z uvedeného je patrný trend, kdy infiltrace je převážně soustředěna do zimních období, zatímco v průběhu vegetačních sezón dochází především k vzestupnému proudění. Vzhledem ke zjevné závislosti na tlaku v podložních sedimentech, lze proudění v údolních oblastech považovat za důsledek sezónních trendů, které ovlivňují vodní režim v rámci celého povodí. V průběhu zimních sezón dochází typicky k pozvolnému poklesu tlaku, doprovázeném sestupným prouděním, které nabývá maximálních hodnot před začátkem vegetačního období. Postupný pokles tlaku lze interpretovat jako důsledek průběžné drenáže sedimentů zvodně překrytých rašelinou do toku Černé Nisy, za současně sníženého přítoku vody ze svahových oblastí. Růst tlaku na počátku letní sezóny pak nastává při doplnění odtékající ze svahů, společně s vyšší hladinou v nedalekém toku. Modelové výsledky předpokládají, že převládající směr proudění (ve vertikálním směru) je určován tlakem v podloží. Na okamžitou intenzitu proudění mají však vliv především jednotlivé srážko-odtokové události, které mají oproti rozdílům v proudění důsledkem změny tlaku vyšší frekvenci. Kombinací těchto dvou vnějších faktorů (srážkových epizod a tlaku v podložních sedimentech) nastává opakovaně situace, kdy dochází k relativně rychlému střídání vertikálního směru proudění profilem dle frekvence srážkových epizod. V takovém případě lze předpokládat výraznější mísení vody, která se pohybuje střídavě vzestupně a sestupně a zůstává déle v půdním profilu. Prezentované modelové výsledky popisují proudění vody půdním profilem zvolené lokality, která je uvažována jako nejvhodnější k reprezentaci chování vody v rašelinných oblastech.

Mocnost profilu rašeliníšť v údolí je však přirozeně (dle průzkumu lokality) proměnná a předpokládat lze i určitou variabilitu v průběhu tlaků při spodní hranici profilu v závislosti na poloze místa vůči svahům a toku (jako v místech vrtů P17 a P20). Následkem toho lze očekávat, že v závislosti na konkrétní poloze bude docházet ke střídání směru proudění v mírně rozdílných časech a intenzitách, což z hlediska projevu údolní části jako celku povede ještě k výraznějšímu mísení vody pocházející ze srážek a tání.

I v rámci podrobné simulace je z modelových výsledků patrná dlouhodobá izolační funkce rašeliníště. Přestože se zejména v jarních měsících v údolním rašeliníšti vyskytují ojediněle malé plochy povrchové vody, typicky přímo s tokem Černé Nisy nekomunikují a časem dochází k jejich zasáknutí do půdního profilu. Při konstantním srážkovém úhrnu po ploše povodí tak musí být většina vody odvedena z plochy rašeliníště. Jedním z vysvětlení absence povrchového odtoku může být zapojení

příkopů, které byly vytvořeny právě za účelem odvodnění ploch rašeliniště z hospodářských důvodů. V současné době již došlo k zanesení příkopů organickým materiálem, ale jejich alespoň částečná funkce se nedá vyloučit. V takovém případě by voda z rašelinných oblastí, která neinfiltuje do nasycené zóny a ani nedojde k její spotřebě na evapotranspiraci, byla odvedena relativně vodivějším materiálem bývalých odvodňovacích kanálů do toku. Dalším vysvětlením jsou rozdílné vlastnosti materiálu typického rašelinného profilu, než kterými je definován v modelu, zejména preferenčních cest. Ty nicméně nebyly v rámci průzkumu a vzorků z lokality zaregistrovány a vzhledem k charakteru rašeliny a přítomné vegetace je tato varianta vysvětlení absence povrchového odtoku méně pravděpodobná.



Obr. 5.1 - průtok rašelinným profilem, stanovený modelem nenasycené zóny, a měřeného piezometrického tlaku při jeho spodní hranici v časovém intervalu detailní simulace

5.1.1.3 Transport ^{18}O v nenasycené zóně svahových oblastí

Výsledky podrobných simulací transportu ^{18}O , prezentované formou odtoků z domény matrice a puklin seřazených za celé simulované období, jsou zobrazeny na Obr. 8.22. Z vývoje obsahu ^{18}O v čase jsou na první pohled patrné základní rozdíly mezi oběma kontinui půdního profilu.

Ve složení ^{18}O na odtoku z preferenční domény se projevují příspěvky jednotlivých srážkových epizod (mají-li rozdílné izotopové složení, než je aktuálně v půdním profilu). Ty se projevují důsledkem rychlého pohybu vody a s tím spojeným rapidním transportem ^{18}O preferenční doménou půdního profilu. S koncem příčinné události nastává relativně rychlá změna k novému rovnovážnému stavu, který se, dle charakteru srážkoodtokové události, více či méně blíží předepizodním koncentracím. Vývoj po konci příčinné epizody má důvod primárně v interakci s matricí a probíhá v řádu hodin až dní.

Oproti preferenční doméně vykazuje obsah ^{18}O na odtoku z matrice variabilitu především sezónního charakteru. Ta je utvářena kumulativními příspěvky jednotlivých epizod, jejichž střední obsah ^{18}O z dlouhodobého pohledu následuje trend srážek izotopově lehčích v zimě a v letní sezóně naopak. Izotopové složení odtoku z matrice lze tak charakterizovat jako vyrovnanější, bez krátkodobých výkyvů způsobených jednotlivými epizodami srážek či tání odlišného izotopového složení. Absence projevů epizodních variabilit je důsledkem hydrodynamické disperze na obsah ^{18}O v matriční doméně. Sezónního maxima, respektive minima obsahu ^{18}O dosahuje matriční odtok později, než je tomu v případě odtoku z preferenční domény (a pochopitelně i srážek). Zpoždění sezónních trendů izotopového složení je primárně způsobeno relativně pomalým vertikálním pohybem půdní vody maticí. Právě posun sezónní variability v čase je předmětem zájmu z hlediska dotace nasycené zóny. Z dlouhodobého hlediska může sezónní variabilita v kombinaci s intenzitami odtoku způsobit systematický posun váženého obsahu ^{18}O odtékající z nenasyčené zóny.

V období podrobně řešených 14 sezón má vážený modelový odtok přes spodní hranici půdní matrice střední hodnotu izotopu ^{18}O rovnou -9.80‰ . Souběžný odtok preferenční doménou je oproti matriční v obsahu izotopu ^{18}O ochuzenější, se střední hodnotou -10.05‰ . Ve srovnání se střední koncentrací srážek, které mají za bilancované období střední hodnotou -9.62‰ , je tedy odtok z obou domén půdního profilu izotopově lehčí. To je způsobeno především odběrem vody z půdního profilu kořenovou zónou v průběhu vegetační sezóny, která je charakteristická vyšším obsahem ^{18}O . Izotopové složení vody, zůstávající v půdním profilu, je určeno intenzitou evapotranspirace (resp. množstvím vody odstraněné z profilu). Dalším faktorem je vertikální rozložení intenzity odběru kořenovou zónou. V případě, kdy v půdní matici probíhá sestupné proudění, lze obecně prohlásit, že s hloubkou pod povrchem narůstá doba zdržení půdní vody v profilu. V kombinaci se sezónní variabilitou je důsledkem určitá míra vertikální stratifikace obsahu ^{18}O . Vertikální distribuce kořenové zóny, která určuje intenzitu odběru půdní vody v závislosti na hloubce pak definuje stáří odebírané vody, respektive její izotopové složení. V návaznosti na to dochází ke změnám v izotopovém složení vody na odtoku z půdního profilu, které se projevuje nižším obsahem ^{18}O v odtoku.

Rozdílný obsah ^{18}O v modelovém odtoku z nenasyčené zóny oproti srážkám se projevuje v dlouhodobějším časovém horizontu několika navazujících sezón a není konstantního charakteru. Důsledkem snížené izotopové variability v modelovém odtoku z jednotlivých domén předpokládají modelové výsledky stav, kdy v průběhu nevegetační sezón je modelový odtok oproti srážkám izotopově obohacenější, zatímco v sezónách vegetačních je tomu naopak (v sezónních bilancích zobrazeno na Obr. 8.17).

Posouzení chování simulace a její reprezentativnosti bylo prováděno v průběhu všech podrobně modelovaných období porovnáním modelových výsledků s měřenými daty. Izotopové složení odtoku z etází podpovrchového příkopu (kap.

3.2) bylo použito pro porovnání s modelovými obsahy na odtoky z preferenční domény. Pro posouzení transportu ^{18}O matricí byly využity měřené obsahy ^{18}O v půdní vody, odebrané sukčními kelímky PVM, PVH 1,2,5,8. Srovnání modelových výsledků s obsahy ^{18}O měřenými v půdní vodě je prezentováno na Obr. 8.23. Vzhledem k variabilitě mezi vzorky pocházejících z různých odběrných míst (jejich poloha je na Obr. 3.1 a Obr. 8.2) jsou tyto zobrazeny střední hodnotou se směrodatnou odchylkou ze souboru měřených hodnot.

Obecně lze konstatovat, že obsah ^{18}O v odtoku z půdního profilu je ve výsledcích modelu vyšší, než je tomu v případě měřených hodnot, a to na všech lokalitách, ze kterých jsou data pro vzájemné srovnání k dispozici. Největší shodu v izotopovém složení lze registrovat v mělké půdní vodě (30 cm pod povrchem), s rostoucí hloubkou pak dochází ke zvětšování rozdílu mezi modelovými a měřenými hodnotami.

Příčinu systematického posunu modelových výsledků směrem k izotopově těžší vodě, co do obsahu ^{18}O , je možné hledat v modelových parametrech popisující profil nenasycené zóny. Poloha simulovaného profilu, pro kterou byly fitovány parametry modelu, se nachází v blízkosti sběrného příkopu, cca 170 m od hranice povodí, což tvoří nejvýhodnější umístění z hlediska kalibrace. Zdrojové oblasti vody v hlubších částech zvodně, stanovené hydraulickým modelem nasyčené zóny, jsou však situovány blíže rozvodnici, než je poloha sběrného příkopu (a v návaznosti na to odvozené parametry nenasycené zóny svahových oblastí). Je pravděpodobné, že v místech s nízkou sklonitostí svahu, jako právě v okolí rozvodnice, je v nenasycené zóně rozdílný vodní režim, než jaký je registrován ve sklonitějších oblastech povodí. Při vyšších infiltračních intenzitách je tak možné, že voda z půdního profilu není odváděna puklinovou sítí dostatečnou intenzitou, díky malému gradientu gravitačního potenciálu. Důsledkem toho může docházet ke dvěma jevům. Díky pomalejšímu proudění puklinovou sítí je větší prostor pro interakci mezi doménami matrice a puklin. To by vedlo k vyššímu vyrovnání koncentrací látek mezi puklinami a matricí. Dojde tak ke změně koncentrací v infiltrované vodě i při zachování předpokladu, že zdroj vody pro nasyčenou zónu je tvořen primárně matričním odtokem z půdního profilu. Druhý možný scénář tvoří situace, při které by v případě nasycení půdního profilu mohla k infiltraci do nasyčené zóny přispívat výrazněji i puklinová síť. Obě uvedená vysvětlení by měla za následek, že složení vody při vstupu do nasyčené zóny by se přiblížilo ke koncentracím v době zvýšených infiltračních intenzit. Ty se dle měření vyskytují kromě přívalových letních srážek pravidelně v průběhu jarního tání sněhové pokrývky. To by v důsledku vedlo ke snížení obsahu izotopu ^{18}O v nasyčené zóně, právě tak, jak je pozorováno na lokalitě. Potvrzení, či naopak vyvrácení těchto závěrů by bylo možné při rozšíření detailnějšího monitoringu na další lokality experimentálního povodí. K tomu by bylo třeba provést instalaci instrumentace pro monitoring podpovrchového odtoku (viz kap. 3.2). Jako nejvhodnější umístění se s ohledem na návaznost s již přítomným vybavením jeví zahuštění, respektive rozšíření již stávající svahové linie, podél které probíhá většina aktuálního sběru dat (Obr. 8.2). S ohledem na závěry, stanovené pomocí

kombinovaného využití modelů nenasycené i nasycené zóny, lze za nejpotřebnější místo považovat lokalitu situovanou v blízkosti rozvodnice. Na základě měření by pak bylo možné podrobněji definovat vodní režim nenasycené zóny v oblastech, u kterých lze předpokládat rozdílné chování z hlediska infiltrace vody ze srážek a tání.

5.1.1.4 Transport ^{18}O v nenasycené zóně údolních rašelinišť

Důsledkem změn směru převládajícího proudění ve vertikálním směru (popsané v kap. 5.1.1.2) lze v rašelinného profilu předpokládat relativně výrazné mísení půdní vody. To se projevuje i útlumem variability obsahu ^{18}O , kdy celkově delší výsledná trajektorie poskytuje větší prostor pro projevy hydrodynamické disperze.

Výsledky simulace transportu v nenasycené zóně ukazují výraznější útlum epizodní i sezónní variability obsahu ^{18}O , než ukazují reálná data měřená ve vrtech (Obr. 8.19). Relativně výrazné nenávaznosti modelového obsahu ^{18}O jsou důsledkem vysokého útlumu izotopové informace, zatímco počáteční podmínky pro každou z podrobně simulovaných sezón vychází z měřených hodnot. Příčina vysokého útlumu ^{18}O stanoveného modelem může spočívat v idealizované definici spodní okrajové podmínky. Spodní hranice rašelinného profilu údolí je v kontaktu s propustným štěrkopísčitém podložím s řádově vyšší hodnotou nasycené hydraulické vodivosti. Zde lze očekávat možnost rychlejšího proudění vody s adekvátně navýšenou advekční složkou transportu. Na něm se může podílet i rychlý podpovrchový odtok, který podél svahů drénuje směrem k toku Černé Nisy, aniž by vstupoval do hlubšího oběhu, zasahujícího do hlavního tělesa zvodně. V případě vzestupného proudění se tak do profilu dostává voda odlišného izotopového složení, která částečně vychází z izotopově variabilnějšího rychlého odtoku ze svahu.

Výše popsaná interpretace výsledků modelu naznačuje komplexnost povodí jako celku, kdy stav zóny nasycené ovlivňuje zpětně i toky a obsah látek v zóně nenasycené, přinejmenším v oblastech údolních rašelinišť. Přestože se rašeliniště, zejména vzhledem k relativně malé rozloze, na celkové dotaci nasycené zóny podílí pouze částečně, je možné uvažovat o případné budoucí změně konceptu v přístupu k těmto oblastem na základě aktuálních modelových výsledků.

5.1.2 Výsledky dlouhodobé simulace nenasycené zóny

Metodika odvození vstupních dat i jejich následné zpracování se v případě dlouhodobé simulace liší od simulace podrobné (viz kap. 5.1.1) v několika ohledech. Výsledné rozdíly se projevují jednak v intenzitě toků podpovrchové vody jednotlivými doménami a rovněž transportu látek ^{18}O . Kromě transportního modelu stabilního izotopu ^{18}O byla v rámci dlouhodobého období realizována varianta modelu popisující transport prvku ^3H . Ta přejímá hydraulické a transportní parametry půdního profilu nakalibrované v rámci podrobné simulace (kap 5.1.1). Na základě uspokojivých výsledků modelu transportu ^{18}O nenasycenou zónou lze předpokládat použitelnost takto definovaného půdního profilu i pro transport (rovněž konzervativního) stopovače ^3H . Oba transportní modely ^3H a ^{18}O pak využívají stejné hydraulické simulace s identickými intenzitami srážek, tání i evapotranspirace.

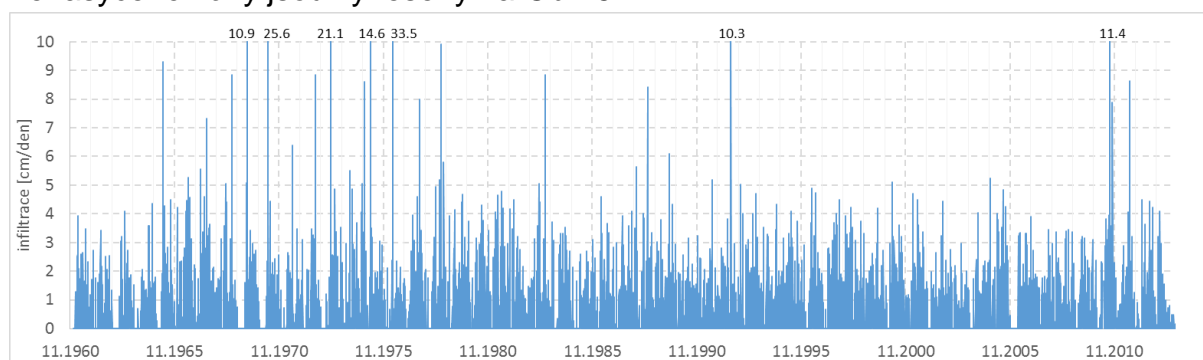
Základní odlišnost simulace transportu ^3H spočívá v asymetrické vstupní funkci, avšak i zde se projevuje obdoba sezónní variability (kap. 2.3.2), jako je tomu v případě ^{18}O . Časové rozlišení dlouhodobé simulace, realizované opět v modelu S1D, je jeden den a to jak pro model proudění, tak pro obě transportní varianty ^3H a ^{18}O .

5.1.2.1 Vstupní data do dlouhodobé simulace nenasycené zóny

Modelové výsledky popisují chování simulovaného prostředí, jež je reakcí na stav vnějšího prostředí. Správná definice tohoto stavu tak tvoří nezbytnou podmínku pro dosažení reprezentativních výsledků. Tyto vstupní informace, prezentované v modelu formou okrajových podmínek, byly stanoveny pomocí postupů podrobně popsanych v kap. 4.2.3.1. Použitá vstupní data, která jsou tvořena intenzitami infiltrace, evapotranspirace a koncentrací izotopů ^3H a ^{18}O ve vodě infiltrující do půdního profilu v letech 1961-2014 jsou předmětem této kapitoly.

5.1.2.1.1 Dlouhodobé intenzity infiltrace nenasycené zóny

Infiltrace do nenasycené zóny je tvořena kombinací přímého vstupu z tekutých srážek a odtoku z kumulovaných srážek tuhých. Postup jejich stanovení je uveden v kap. 4.2.3.1.2. Výsledné hodnoty infiltrace do svahových a údolních oblastí nenasycené zóny jsou vyneseny na Obr. 5.2.



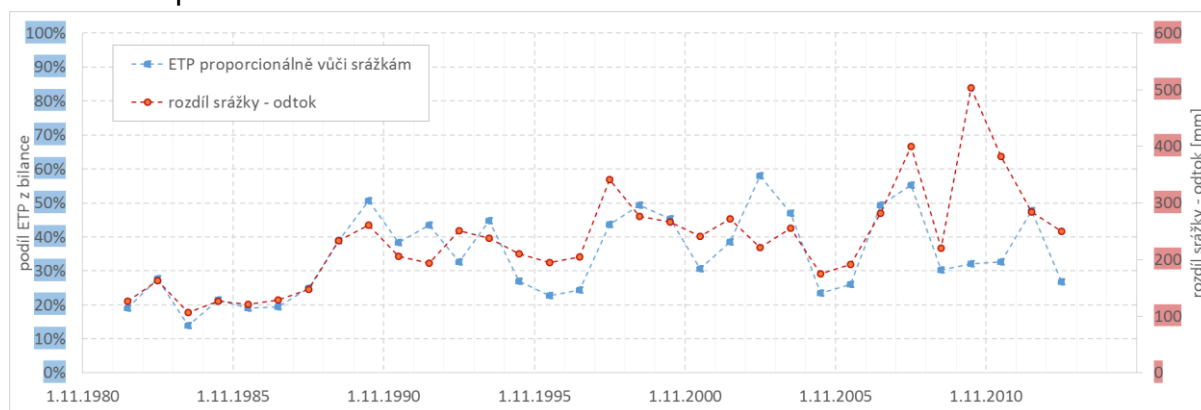
Obr. 5.2 - intenzita infiltrace (horní Neumannova okrajová podmínka nenasyceného profilu) pro celé období dlouhodobé simulace hydrologických let 1961-2014. Kombinace kapalných srážek a tání v denním kroku

Zatímco infiltrace tekutých srážek je odvozena přímo z měření na bedřichovské stanici, v případě zimních sezón bylo nutné odvození pomocí metody DDM z odvozených srážkových a teplotních dat (Obr. 8.13 a 8.14). Na Obr. 8.8 jsou zobrazeny 4 vybrané mimovegetační sezóny hydrologických let 1989-1992. Je patrná poměrně dobrá shoda simulovaného naakumulovaného sněhového profilu a měření, včetně načasování tání, které tvoří vstup do nenasycené zóny v nevegetačních sezónách. Za celé období dlouhodobé simulace nabývá sumární infiltrace do nenasycené zóny střední hodnoty 1222 mm za hydrologický rok.

5.1.2.1.2 Dlouhodobé hodnoty evapotranspirace

Na základě deficitu srážkové a odtokové výšky za období vegetační sezóny, jež je přisuzován vlivu evapotranspirace, lze pozorovat několik dlouhodobějších trendů. Předně je patrné snížení rozdílu mezi srážkami a odtokem z povodí od počátku

měřeného období 1981 až do roku 1988. Pokles časově odpovídá období, kdy probíhaly nejvýraznější změny ve vegetaci v důsledku imisní zátěže. Průběh těchto změn ze syntézy leteckých snímků, lesnických, vojenských map popisuje Tachecí (2002). Pokles evapotranspirace lze interpretovat jako důsledek snížené transpirační schopnosti oslabené či odumřelé vegetace. Oproti očekávání sezónní evapotranspirace relativně rychle roste, počínaje rokem 1988, k hodnotám, které jsou srovnatelné se současnými. Děje se tak navzdory tomu, že míra odlesnění kulminuje až v rozmezí let 1990 - 1995. Rychlý nárůst odběru vody z nenasycené zóny, respektive půdního profilu, naznačuje rychlé zapojení bylinného patra a mladého smrkového porostu.

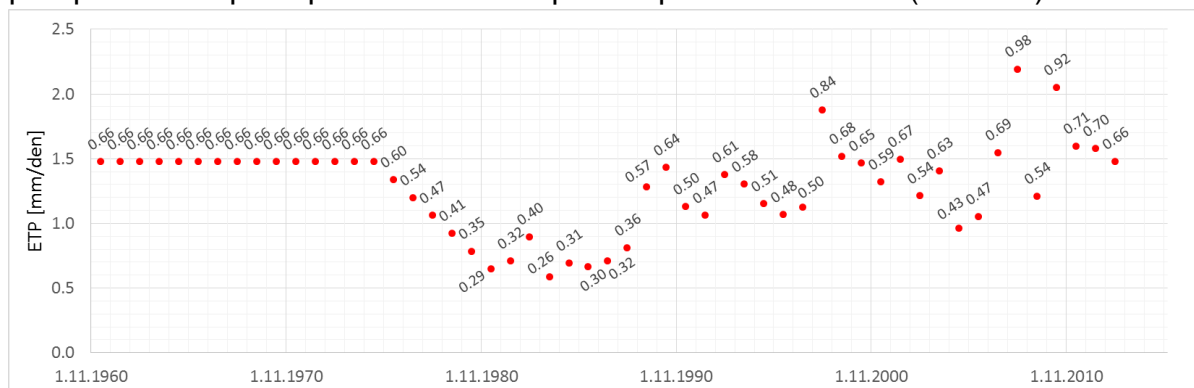


Obr. 5.3 - sezónní hodnoty ETP z bilančního stanovení

Ve vegetačních částech hydrologických let 1982 a 1987 byl měřený rozdíl mezi srážkami a celkovým odtokem z povodí minimální. Taková situace se nedá v podmínkách horského povodí lokálního klimatu považovat za reálnou. Určitou roli může tvořit fakt, že se jedná o bilanci za uměle stanovený časový interval, důsledkem čehož nemusí zcela reprezentovat reálný vývoj složek hydrologické bilance. Za pravděpodobnější příčinu mohou být považována nekvalitní data, vzniklá v důsledku poruchy instrumentace určené buď k měření srážek či průtoku, která byla v daném období v provozu relativně krátkou dobu. Pro následné zpracování tak byla pro roky 1982 a 1987 uvažována sezónní ETP rovna průměrné hodnotě z let 1981 – 1988 (129 mm), které jsou charakteristické systematicky nižším úhrnem v důsledku předpokládané změny vegetace.

Datová řada průtoků na měrném přelivu uzávěrového profilu, ze kterých jsou dopočteny sezónní objemy, začíná 1.11.1981. Hydrologický režim před počátkem měření průtoků v uzávěrovém profilu byl odhadnut dle stavu vegetace, který popisuje na základě analýzy leteckých snímků Tachecí (2002). Zde je datováno chřadnutí vegetace, projevující se světlým zbarvením korun smrkového porostu. První znatelné změny v charakteru vegetace jsou patrné v roce 1975, s markantnějšími projevy v letech 1984 – 1985. Lokality se zcela suchou vegetací jsou pozorovány od roku 1986. Od začátku dlouhodobé simulace od roku 1961 do roku 1975 je sezónní úhrn evapotranspirace uvažován jako průměrná hodnota z let 1989 až 2013 (1.47 mm/den). Pro období mezi prvními zaznamenanými známkami chřadnutí vegetace a

první sezónou se stanovením evapotranspirace bilančně (1975 - 1981) byly sezónní úhrny lineárně interpolovány z průměrných hodnot mimo interval, kdy je předpokládána postupná změna v evapotranspirovaném úhrnu (Obr. 5.4).



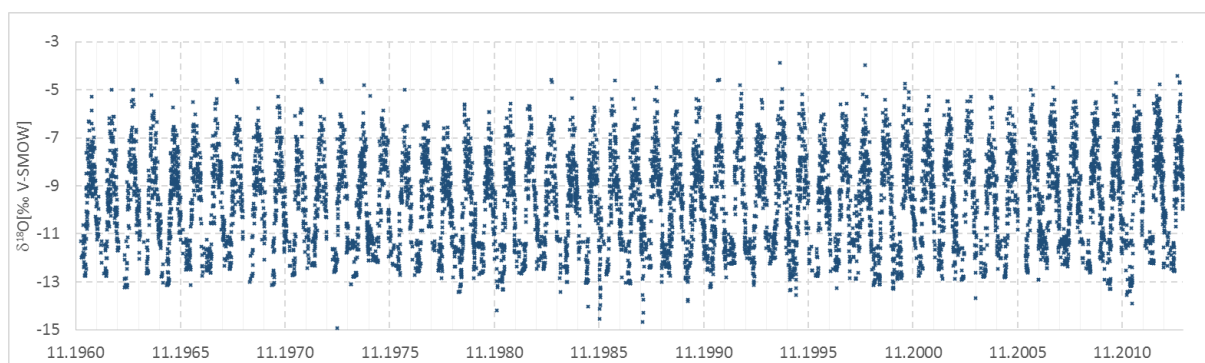
Obr. 5.4 - střední sezónní intenzity transpirace. Popisky udávají poměr sezónního úhrnu bilančně stanovené ETP a průměrného sezónního úhrnu v letech 2000-2013 dle Penman-Monteith

Další skutečností, která vyplývá z bilančního stanovení evapotranspirace, je její disproporce ve srovnání s hodnotami spočtenými radiačními metodami. Srovnání výsledků těchto metod bylo provedeno pro období překryvu jejich měření, tedy v rozmezí let 2000 – 2013, pro úhrny za období 5 měsíců (květen – září). Délka intervalu byla zvolena z důvodu absence radiačních měření po celou vegetační sezónu. Typicky bývají měření radiace ukončena již v průběhu října, při přechodu vybavení povodí do zimního režimu. Taktéž z důvodu absence měření radiace po převážnou část měsíce května nebyly do srovnání zahrnuty roky 2005 a 2006. Celkově bylo tedy provedeno srovnání 12 sezón. Oproti sumárním hodnotám, získaným na základě Penman-Monteith, je bilančně stanovený objem systematicky nižší, v průměru vykazuje hodnoty nižší o 31% (116 mm). Důvodů tohoto rozdílu může být několik. Předně je otázkou reprezentativnost meteorologických veličin pro výpočet evapotranspirace na celém povodí. Zatímco morfologie i expozice terénu povodí je poměrně rozmanitá, veličiny pro stanovení metodou Penman-Monteith jsou měřeny v blízkém okolí jedné lokality na svahu. Zde navíc dochází k průběžnému růstu smrkového porostu, který tyto lokální podmínky přímo ovlivňuje, ať už už zástínem, či vyšším aerodynamickým odporem. Dalším důsledkem je změna vegetační skladby - v současné době se jedná o les druhého věkového stupně s absencí bylinného patra. Evapotranspirace dle metody Penman-Monteith byla stanovena pro třtinu chloupkatou (*Calamagrostis villosa*), která byla dostatečně reprezentativní pro původní vegetační skladbu na lokalitě.

Výsledkem výše uvedeného postupu je stanovení pravděpodobných intenzit evapotranspirace v denním kroku pro všechny vegetační sezóny dlouhodobé simulace. Střední intenzita má hodnotu 1.29 mm/den. Tyto výsledky byly použity jako jeden ze vstupů pro simulace nenasycené zóny.

5.1.2.1.3 Dlouhodobý obsah ^3H a ^{18}O ve vodě infiltrované do nenasycené zóny

Obsahy látek, vstupující do nenasycené zóny přes horní hranici půdního profilu, byly odvozeny podobně jako toky zvláště pro vegetační a mimovegetační sezónu. Vzhledem k faktu, že při kontaktu s okolním prostředím zůstává koncentrace ^3H zachována v rovnovážné koncentraci a variabilita je v intervalu kumulace sněhového profilu zanedbatelná, je obsah ^3H v infiltrované vodě uvažován jako identický s koncentrací odvozenou pro lokalitu Uhlířská (Obr. 8.30). V případě ^{18}O předpokládáme změnu složení ve srážkách v té míře, že je třeba zohlednit její transformaci důsledkem ukládání a následného odtoku ze sněhového profilu dle postupu uvedeném v kap. 4.2.3.1.6. Výsledný obsah kombinace tekutých a tuhých složek v dlouhodobé simulaci je zobrazen na Obr. 5.5. Je patrné, že ačkoliv sezónní variabilita zůstává v základních rysech zachována, lze registrovat rozdíly v dosažených maximálních a minimálních hodnotách a rovněž ve středních hodnotách sezónních koncentrací.



Obr. 5.5 - obsah izotopu ^{18}O při vstupu do nenasycené zóny za celé období dlouhodobé simulace hydrologických let 1961-2014. Denní střední hodnoty vážené dle infiltrační intenzity.

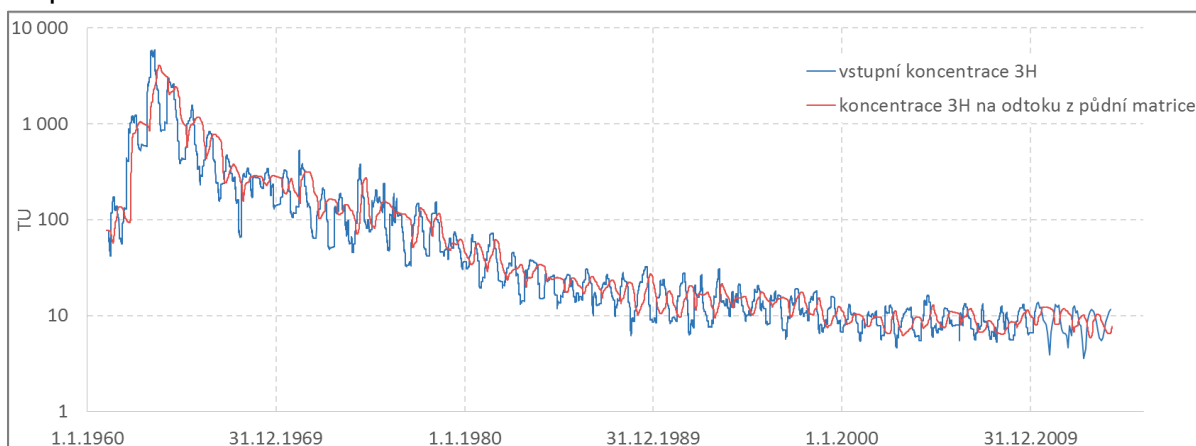
5.1.2.2 Dlouhodobý odtok z nenasycené zóny

Intenzity odtoku z preferenční a matriční domény snahových oblastí, stanovené v rámci dlouhodobé simulace, jsou zobrazeny na Obr. 8.28. Střední odtok z matrice se pohybuje okolo 37 mm měsíčně, v případě preferenčního odtoku je pak střední odtok cca 43 mm/měsíc. Medián odtoku z preferenční domény za stejné období má však hodnotu 26 mm/měsíc, což odkazuje na situaci, že po většinu doby preferenční odtok nedosahuje intenzity odtoku matričního. Naopak v případě relativně intenzivních odtoků v období tání či vysokých srážkových úhrnů odtok z preferenční domény naopak celkovému odtoku dominuje, což nastává v průměru 4 měsíce v roce.

5.1.2.3 ^3H v dlouhodobé simulaci nenasycené zóny

Transformace koncentrace ^3H v čase je dle očekávání výraznější při průchodu matriční doménou nenasycené zóny. Míra snížení obsahu ^3H ve vodě je odvislá od střední doby zdržení při průchodu půdním profilem. V preferenční doméně, ze které dochází k odtoku v řádu dní, je efekt rozpadu ^3H na ^3He ($t_{1/2} = 4500$ dní) zanedbatelný. Oproti tomu po průchodu půdní maticí dochází důsledkem rozpadu ke snížení obsahu ^3H o 2.2 % (medián za sledované období). Střední doba prostupu

vody maticí půdního profilu tvoří 91.6 ± 29.9 dní. Od toho je proporcionálně odvislá hodnota redukce obsahu ^3H důsledkem rozpadu v průběhu dlouhodobé simulace. V období s vysokými koncentracemi ^3H (především okolo tritiového maxima v 60. letech) tak dochází k největšímu snížení ^3H z hlediska absolutního množství. Systematický pokles se týká také období s nižšími koncentracemi, odpovídajícím dnešním hodnotám, přestože jeho následný projev v nasycené zóně není tak výrazný. Dalšími důsledky transportu půdním kontinuem je snížení amplitudy sezónní variability a, analogicky jako u transportu ^{18}O , posun její fáze. Stejně jako v případě stopovače ^{18}O je předpokládána neselektivní, tedy na koncentraci ^3H nezávislá, extrakce půdní vody kořenovou zónou. Aktivita vegetace, spadající primárně do středu vegetační sezóny, způsobuje odběr půdní vody v tomto období. Důsledkem je změna vážených koncentrací na odtoku z půdní matrice oproti počátečnímu složení ve srážkách. Zatímco dlouhodobá průměrná hodnota koncentrace v odtoku z matrice je 200.1 TU, vážená hodnota za modelované období tvoří 169.7 TU. Vysoká hodnota průměrné koncentrace je důsledkem enormně vysokých koncentrací v období tritiového maxima, reprezentativnější hodnotou je median o hodnotě 23.7 TU. Pokles průměrné koncentrace ^3H o 15 % při zohlednění sezónní variability koncentrací ve spojitosti s intenzitou odtoku a evapotranspirací ukazuje nezanedbatelný efekt nenasycené zóny, přičemž tento pokles kvantitavně přesahuje efekt přirozeného rozpadu.



Obr. 5.6 - dlouhodobý vývoj koncentrace ^3H ve srážkách (vstup) a koncentrace ^3H při odtoku z půdního profilu na svazích (výstup)

Se změnou koncentrace ^3H v průběhu transportu nenasycenou zónou dochází i ke změně jeho absolutního množství. Vstupní množství, dotované ve formě srážek, je redukováno propadem v důsledku evapotranspirace a rychlého odtoku preferenční doménou nenasycené zóny. Do nasycené zóny se dostává cca 30 % z celkového množství ^3H , které tvoří základ pro sumu ^3H a ^3He vzniklého důsledkem jeho rozpadu (Obr. 8.31).

Obecně lze konstatovat, že díky simulaci transportu ^3H nenasycenou zónou došlo k upřesnění koncentrací a intenzit, které byly využity jako vstupy pro navazující model zóny nasycené. Takový upřesněný popis, ve kterém jsou zohledněny jevy plynoucí z

variability a nestability ^3H poskytuje vhodný základ pro navazující simulace nasycené zóny.

5.1.2.4 *Stabilní izotop kyslíku ^{18}O v dlouhodobé simulaci nenasyčené zóny*

Stejně jako v případě podrobné simulace, je popis výsledků dlouhodobé simulace transportu ^{18}O je soustředěn primárně na odtok kontinuem matrice a preferenčních cest přes spodní hranici půdního profilu. V průběhu pohybu půdní vody těmito kontinui dochází k transformaci a snižování jak epizodní, tak sezónní variability srážkových vstupů, v případě dlouhodobé simulace stanovených na základě odvozených dat, viz kap. 4.3.1. Vzhledem k rozdílným parametrům kontinuí a dynamické dotaci nenasyčené zóny je charakter z hlediska koncentrace při odtoku z jednotlivých kontinuí odlišný.

Vývoj obsahu ^{18}O za celé simulované období let 1961-2014 je zobrazen na Obr. 8.29. Stejně jako ve výsledcích podrobné simulace je i zde patrná změna obsahu ^{18}O při odtoku z preferenční domény téměř bezprostředně v návaznosti na jednotlivé epizody. Odtok z půdní matrice, ze které je předpokládána většina infiltrace do nasycené zóny, naproti tomu odráží primárně sezónní trend bez patrnějších epizodních výkyvů. Přes rozdílnou míru zpoždění v závislosti na aktuální části roku ukazují modelové výsledky dosažení maximálních, resp. minimálních obsahů ^{18}O zpoždění matrice o cca 2 měsíce. Přestože je po většinu simulovaného období izotopově lehčí matriční odtok, v případě vážených koncentrací dle intenzit odtoku ukazují modelové výsledky obsah ^{18}O v matriční domény v hodnotě -9.94 ‰, zatímco střední vážená koncentrace odtoku z preferenční domény pak -10.17 ‰. Prosté (nevážené) střední hodnoty odtoku se však pohybují -9.80 ‰ pro matriční, respektive -9.68 ‰ pro preferenční doménu. Oproti výsledkům detailních simulací, které jsou v půlročních intervalech korigovány počátečními podmínkami vycházejícími z měření, jsou patrné mírně rozdílné poměry obsahu ^{18}O mezi doménami. Za nejvýraznější lze považovat vyrovnaná maxima obsahu ^{18}O , jež nastávají zejména v letních sezónách. Ta dosahují po většinu sezón hodnot okolo -8.0 ‰, což ukazuje na možnost nepřesného popisu zejména letních období. Pro období vyšších teplot je tedy patrně použití teplotní korelace stanovené na celosezónních datech nedostačující. Snaha o nalezení vztahu mezi teplotou a izotopovým složením pro kratší období však nevedla k použitelným výsledkům. Jednak není k dispozici dostatek dat a zároveň je třeba akceptovat, že možnosti takového popisu budou díky přirozené variabilitě ve složení srážek vždy jen přibližné.

Obsahy ^{18}O jsou v dlouhodobém horizontu, vzhledem k použití odvozených vstupních parametrů, obecně vyrovnanější. Jsou však patrná období, kdy modelové výsledky vykazují několikasezónní trendy v posunu jak celkové variability, tak středního sezónního obsahu ^{18}O .

Finální výsledky simulace půdních profilů, které byly upraveny a převzaty do simulace zóny nasycené, sestávají z kombinace výsledků dlouhodobé simulace obsahů ^{18}O v období 1961-2006 a podrobné simulace v letech 2007-2014.

5.1.3 Srovnání výsledků podrobné a dlouhodobé simulace

Porovnání výstupů dlouhodobé simulace, získaných na základě rozdílných datových řad než u detailních simulací, poskytuje důležitý nástroj, který umožňuje posouzení její použitelnosti v časovém intervalu dekad. Vzájemné srovnání má smysl především pro toky a transport ¹⁸O.

Pro možnost adekvátního porovnání jsou všechny datové řady popisovány denními průměrnými hodnotami. Tím je eliminován vliv časového kroku běhu modelu, kdy kupříkladu při hodinovém rozlišení dosahují aktuální intenzity odtoku vyšších hodnot, než je tomu v kroku denním.

Výsledky dlouhodobé simulace byly odvozeny s využitím rozdílné metodiky oproti simulaci podrobné. Dlouhodobý popis vyžadoval v mnoha ohledech alternativní stanovení dat. To na jedné straně umožnilo popis více než 5 dekad, na straně druhé je tento postup zatížen neurčitostí, plynoucí z několikanásobného využití regrese k odvození potřebných parametrů. Pro posouzení, do jaké míry lze výsledky dlouhodobé simulace považovat za reprezentativní pro popis reálného stavu na povodí, bude dále prezentováno porovnání výsledků obou přístupů. Časový interval tohoto srovnání je podmíněn souběžným řešením obou přístupů, tedy období od 14.5.2007 do 30.4.2014. Přestože je finální výstup z modelování nenasycené zóny pro potřeby navazujících simulací tvořen kombinací dlouhodobé a podrobné simulace, pro jejich vzájemné srovnání bylo využito výsledků dlouhodobé simulace stanovené dle metodiky popsané v kap. 4.2.3.1 bez využití detailnějších vstupů, přestože ty jsou pro období porovnání již k dispozici.

Nejmarkantnějším rozdílem mezi oběma přístupy, pomineme-li problematiku týkající se vstupů, je absence počátečních podmínek v případě dlouhodobé simulace. Tím se na jednu stranu zachovává dynamika vody v profilu, na stranu druhou chybí informace, které by posloužily ke korekci chování modelu v případě, kdy dochází k jeho divergenci od reálného stavu. Srovnání těchto dvou, pro uvedené období paralelně provedených simulací, bylo provedeno v časovém rámci jednotlivých epizod podrobné simulace. Do identických časových úseků pak byla rozdělena i dlouhodobá simulace. V tomto případě se nicméně jedná o rozdělení výsledků modelu popisujícího kontinuálně období od roku 1961.

5.1.3.1 Proudění vody v nenasycené zóně – porovnání odlišných simulací

Intenzita odtoku z jednotlivých kontinuí půdního profilu a její kumulativní úhrny tvoří jeden z výstupů modelu nenasycené zóny, podle kterého lze porovnat výsledky dlouhodobé a podrobné simulace. Primární příčina rozdílů mezi výsledky obou simulací spočívá v odlišném postupu ve stanovení vstupních dat, tvořící okrajové podmínky simulací. Porovnání vstupů pro jednotlivé sezóny je uvedeno v tab. 4. Za celé posuzované období tvořené 14 sezónami je odvozený srážkový vstup dlouhodobé simulace mírně podhodnocen (o 2.2 %) oproti přímým měřením na lokalitě. Výraznější disproporce se vyskytly v rámci vegetačních sezón 2007 a 2009. Jednoznačné důvody výraznějších rozdílů nejsou zřejmé. V případě

mimovegetačních sezón také může při stanovení metodou DDM dojít k časovému posunu přesné doby tání, která může nastat dříve či později, než je tomu dle skutečné situace. Část vody z tajícího sněhu, tvořící vstup do nenasycené zóny, je pak bilancována v úhrnu následující (vegetační) sezóny, jejíž hranice byla fixně stanovena začátkem května. Na základě výsledků obou modelů lze konstatovat, že dochází k mírnému nadhodnocení odtoků, stanovených pomocí dlouhodobé simulace. Suma odtoků ve všech 14 bilancovaných sezónách vypočtená na základě odvozených vstupů v dlouhodobé simulaci je cca o 7 % vyšší, než v simulaci detailní, kdy byla vstupní data měřena přímo na lokalitě. To je primárně způsobeno systematicky nižší hodnotou evapotranspirace stanovené na základě hydrologické bilance. Podrobnější rozbor faktorů, ovlivňujících sezónní evapotranspirační úhrn, je diskutován v kapitole 4.2.2.1.2.

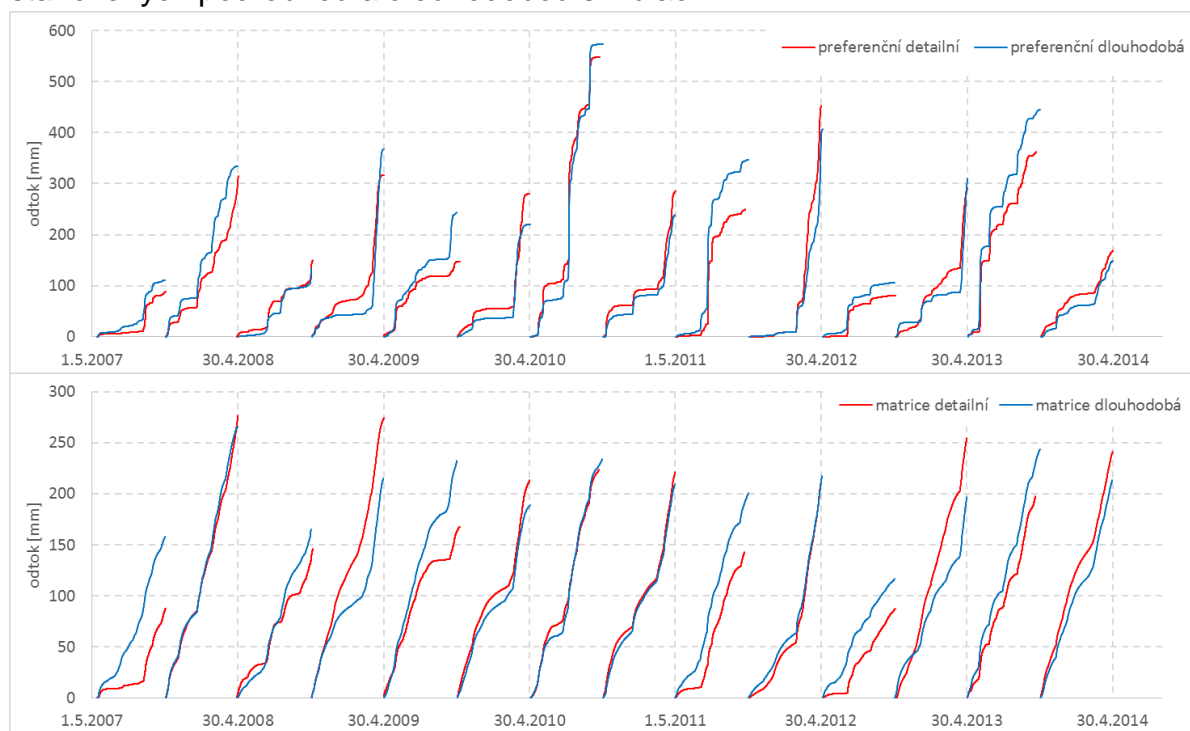
Dlouhodobá simulace, narozdíl od podrobné, nevyužívá počáteční podmínky zadané formou sacího tlaku z tenzometrických měření, která na počátku každé sezóny definuje aktuální stav nasycení půdní matrice. Teoretický objem tohoto prostoru je 220 mm, při střední efektivní pórovitosti půdního profilu rovné 0.3 a jeho mocnosti 0.75 m, což jsou parametry modelu. Důsledkem je odlišný zásobní objem matrice, který je k dispozici pro sycení, či naopak drenáž půdní vody. Ten pak tvoří další z faktorů, způsobující rozdílný odtok z půdního profilu mezi oběma přístupy.

tab. 4 - srovnání kumulativních sezónních odtoků z dlouhodobé a podrobné simulace

období	preferenční doména			matrice		
	dlouhodobý [mm]	detailní [mm]	rozdíl	dlouhodobý [mm]	detailní [mm]	rozdíl
14.5.2007 - 31.10.2007	111	88	27%	158	88	80%
1.11.2007 - 30.4.2008	334	314	6%	266	276	-4%
1.5.2008 - 31.10.2008	133	150	-11%	165	146	13%
1.11.2008 - 30.4.2009	367	317	16%	215	274	-22%
1.5.2009 - 31.10.2009	244	148	66%	233	167	39%
1.11.2009 - 30.4.2010	220	281	-22%	189	213	-11%
3.5.2010 - 22.10.2010	574	548	5%	234	224	5%
1.11.2010 - 30.4.2011	238	285	-16%	209	221	-5%
1.5.2011 - 21.10.2011	347	249	39%	200	143	40%
1.11.2011 - 30.4.2012	406	453	-10%	218	210	4%
4.5.2012 - 31.10.2012	106	81	31%	116	87	33%
1.11.2012 - 1.5.2013	310	291	7%	197	254	-23%
2.5.2013 - 19.10.2013	445	363	23%	243	198	23%
1.11.2013 - 30.4.2014	149	169	-12%	213	241	-11%
celkově	4028	3735	8%	2904	2744	6%

Ze srovnání jednotlivých sezón lze odvodit, že reprezentativnost dlouhodobé simulace nenasycené zóny je do jisté míry sporná. To je důsledkem řady předpokladů, nezbytných pro odvození dat ve formě popisující zájmové období. S

rostoucím časovým měřítkem však dochází ke vyrovnání rozdílů mezi úhrnem toků stanovených podrobnou a dlouhodobou simulací.

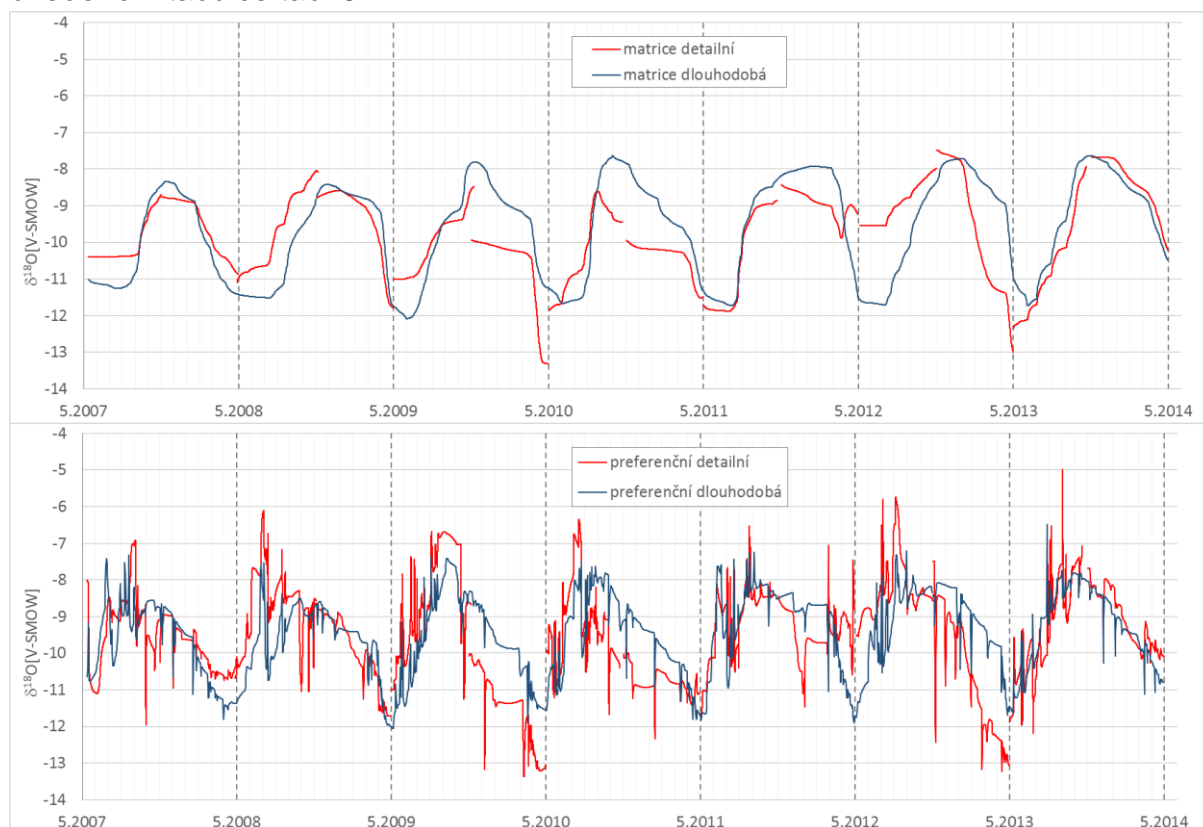


Obr. 5.7 - porovnání sumárních odtoků z jednotlivých domén půdního profilu svahových oblastí

5.1.3.2 Transport ^{18}O – srovnání variantních simulací

Vzhledem k faktu, že toky transportované látky jsou do značné míry určovány advekcí, lze při porovnání detailní a dlouhodobé simulace pozorovat důsledky vyplývající z intenzit toků, stanovených rozdílnými přístupy, popsány v kapitolách 4.2.2.1.1 a 4.2.3.1.2. Tím jsou rozdílné poměry transportovaného množství ^{18}O mezi matriční a preferenční doménou v rámci obou detailní i dlouhodobé simulace nenasycené zóny. Odišné obsahy ^{18}O lze registrovat i mezi oběma variantami simulací. V případě dlouhodobé simulace transportu látek se, obdobně jako u simulace toku, projevuje absence počátečních podmínek ve formě znalosti izotopového složení půdního profilu, která je měřena v matici půdními lyzimetry a v preferenční doméně vzorkováním rychlého odtoku z půdního profilu. S využitím těchto měření lze v detailní simulaci pro každou sezónu korigovat případné divergence mezi reálným a simulovaným stavem. Dlouhodobá simulace oproti detailní vychází z dlouhodobě průměrných měřených hodnot, které jsou nastaveny jako počáteční podmínky k 1.1.1961 a dále je izotopové složení nenasycené zóny a její vertikální distribuce definována pouze okrajovými podmínkami. Rozdílný princip stanovení vstupních dat v rámci variantních simulací se pak projevuje v obsahu ^{18}O a jeho časovém vývoji. Srovnání obsahu ^{18}O na odtoku z jednotlivých domén je zobrazeno na Obr. 5.8. Zobrazený interval pokrývá souběžnou dobu obou variant – všechny sezóny v rámci detailního řešení, vůči kterým je srovnán závěr dlouhodobé simulace s počátkem v roce 1961. Numerické vyjádření středních sezónních obsahů

^{18}O na odtoku z jednotlivých domén půdního profilu, vážených dle průtoku, je uvedeno v tabulce tab. 5.



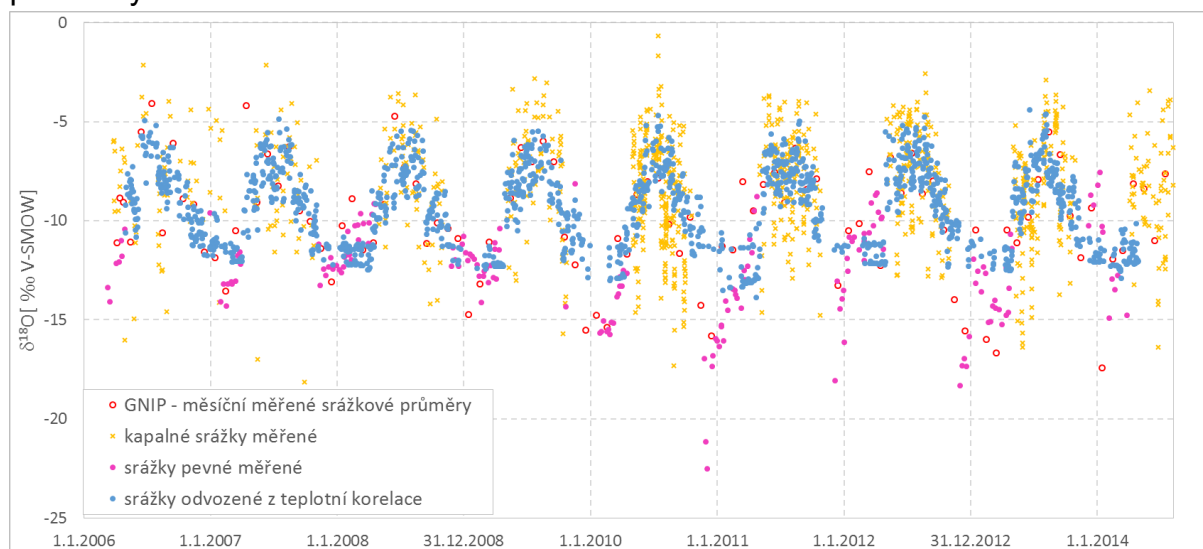
Obr. 5.8 - srovnání obsahu ^{18}O v odtoku jednotlivých domén stanoveného detailní a dlouhodobou simulací

tab. 5 - srovnání vážených obsahů ^{18}O při odtoku z nenasycené zóny stanoveného v rámci detailní a dlouhodobé simulace

interval	preferenční doména [$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$]		matrice [$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$]	
	dlouhodobá	detailní	dlouhodobá	detailní
14.5.2007 - 31.10.2007	-9.1	-9.3	-10.3	-9.6
1.11.2007 - 30.4.2008	-10.5	-10.1	-9.8	-9.7
1.5.2008 - 31.10.2008	-9.4	-8.9	-10.6	-9.5
1.11.2008 - 30.4.2009	-11.1	-10.8	-9.4	-9.5
1.5.2009 - 31.10.2009	-9.6	-9.2	-10.5	-10.3
1.11.2009 - 30.4.2010	-10.8	-12.3	-9.3	-11.0
3.5.2010 - 22.10.2010	-8.5	-9.8	-9.6	-10.0
1.11.2010 - 30.4.2011	-10.7	-10.8	-9.5	-10.6
1.5.2011 - 21.10.2011	-8.7	-9.2	-10.0	-10.1
1.11.2011 - 30.4.2012	-10.9	-9.2	-9.2	-9.2
4.5.2012 - 31.10.2012	-8.7	-7.4	-10.6	-8.8
1.11.2012 - 1.5.2013	-10.6	-11.7	-8.7	-9.9
2.5.2013 - 19.10.2013	-9.1	-9.6	-9.9	-10.5
1.11.2013 - 30.4.2014	-9.8	-9.1	-8.7	-8.4
celkově	-9.68	-10.05	-9.80	-9.72

Stejně jako v případě simulace odtokových intenzit, i transportní model izotopu ^{18}O ukazuje rozdílné střední obsahy pro preferenční a matriční kontinuum půdního

prostředí. Ty vznikají důsledkem výše popsaných efektů, které se pak společně projevují na jejich hodnotě. Dlouhodobé průměrné hodnoty za celé srovnávací období vykazují pro matici přinejmenším srovnatelné výsledky. To je důležitá informace vzhledem ke konceptu doplňování podzemní vody s primárním zdrojem odtoku z půdní matrice. Výsledky dlouhodobé simulace vykazují izotopově “těžší” (tedy obohacenější, co do obsahu ^{18}O) odtok z preferenční domény. Průměrná vážená koncentrace odtoku z preferenční domény za období 2007-2014 je o 0.37 ‰ vyšší, než je tomu v případě detailní simulace. Část tohoto rozdílu je důsledkem rozdílných vstupů do modelu. Srovnání obsahu ^{18}O , který byl odvozen v rámci stanovení vstupních dat do dlouhodobé simulace, s obsahy měřenými je prezentováno v Obr. 5.9. Izotopové koncentrace odvozené z teplotních dat nevystihují izotopově extrémní epizody a působí tak izotopově vyrovnanější průběh odtoku z preferenční domény stanovený v rámci dlouhodobé simulace. To je důsledkem regresního stanovení koncentrace izotopu ^{18}O na základě teplotních dat, kde převodní vztah vychází primárně z hodnot, pohybujících se blízko dlouhodobě průměrných hodnot.



Obr. 5.9 - srovnání odvozených a měřených obsahů ^{18}O při vstupu do nenasycené zóny

Závěry ze srovnání různých typů simulací pro stopovač ^{18}O lze transponovat na dvojici ^3H - ^3He , na jejichž sumu lze nahlížet také jako na stabilní stopovač. Důsledkem výrazné a relativně krátké kulminace koncentrace ^3H v atmosféře, který tvoří indikátor v simulaci využívaného páru ^3H - ^3He , došlo dle simulace k infiltraci cca 70 % veškerého ^3H do podzemní vody v průběhu 5 sezón mezi lety 1962 – 1967 (Obr. 8.31). Vzhledem k tomu, že se rozdíly mezi výstupy podrobné a dlouhodobé simulace s rostoucím počtem sezón snižují, je třeba brát v úvahu závěry pro případ stopovačů ^3H - ^3He ve zvýšené míře.

5.2 Nasycená zóna

Modelové výsledky popisující nasycenou zónu v sobě spojují většinu informací dostupných o zájmové lokalitě a to jak formou přímo měřených hodnot, tak výsledků

dílčích simulací. Hlavní pozornost při vyhodnocení výsledků distribuovaných modelů je soustředěna na vývoj tlakového pole a návaznosti na transport stopovače ^3H - ^3He , který v dlouhodobém horizontu představuje nejvhodnější nástroj ke stanovení předpokládané doby zdržení podzemní vody v zájmové lokalitě.

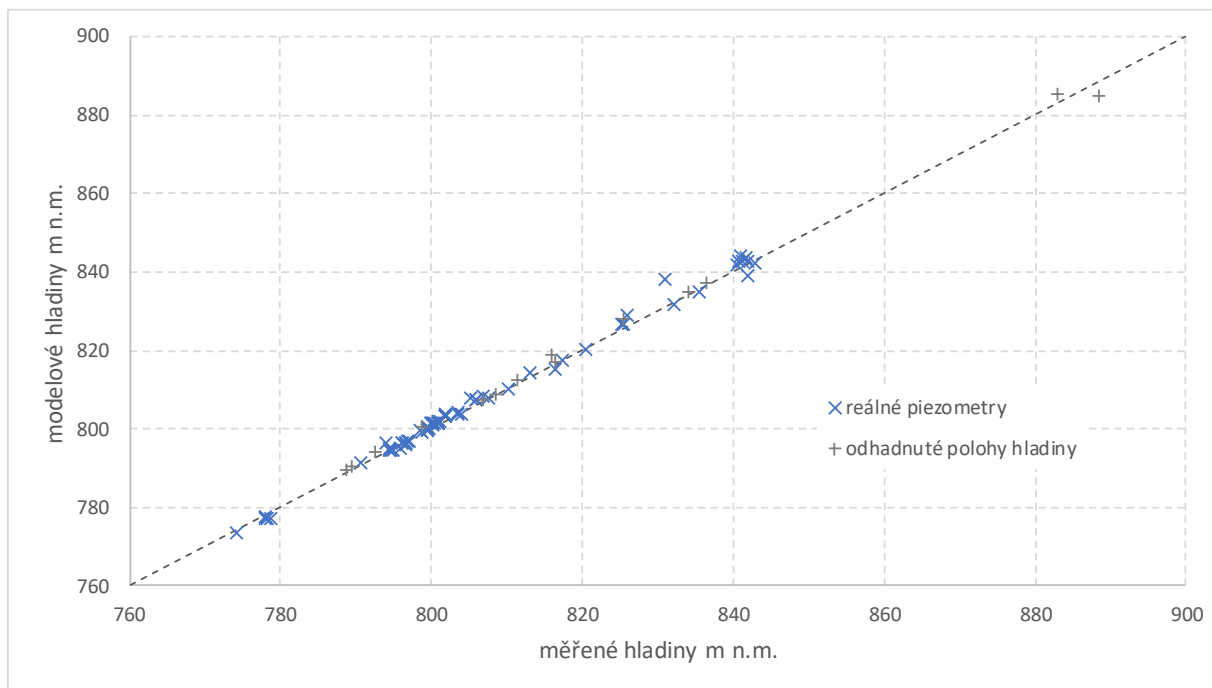
5.2.1 Stacionární simulace

5.2.1.1 *Napjatá hladina podzemní vody*

Výsledky simulace nasycené zóny s napjatou hladinou vychází z řešení, které je kompromisem mezi věrnou modelovou reprezentací chování mělké podzemní vody a zaměřenými hladinami na povodí.

Kalibrované hodnoty K_s v prostoru zvodně se pohybují v rozpětí přibližně dvou řádů a jejich hodnoty v jednotlivých vrstvách jsou zobrazeny na Obr. 8.34. V přívodové vrstvě hodnot nabývá K_s nejvyšších hodnot v údolní části ($2.5 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$), zatímco ve vyšších polohách svahů a v okolí rozvodnice se tato hodnota pohybuje řádově níže (minimálně cca $2 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$). V hlubších polohách dochází k postupnému snižování K_s , od cca $7 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ ve druhé modelové vrstvě k $1 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ od 5. modelové vrstvy až k bázi zvodně. Obecně nabývají K_s ve východních svazích vyšších hodnot, než je tomu v protilehlé straně povodí. To může být způsobeno menší mocností zvětralé části zvodně, zatímco vstup do nasycené zóny má po ploše povodí uvažovanou rovnoměrnou intenzitu. Dalším faktorem v disproporčním rozložení K_s může tvořit mírně odlišná morfologie s nižší sklonitostí svahu ukloněného západním směrem. Na vyšší hodnoty hydraulické vodivosti materiálu v údolní části (Obr. 8.34) navazuje oblast mezi uzávěrovým profilem a bedřichovskou nádrží, kde dle předpokladu probíhá komunikace zvodně s recipientem. Vyšší modelové hodnoty K_s v tomto prostoru mohou být důsledkem rozdílného hydraulického režimu v blízkosti stálé hladiny nadržené v bedřichovské nádrži. Určitou roli může hrát i prostorové vymezení modelu této oblasti, které bylo extrapolováno bez přímého geofyzikálního zaměření.

V průběhu kalibrace nasycené hydraulické vodivosti tak došlo, dle předpokladu, ke změně z naměřených hodnot K_s , které byly použity pro výchozí popis (kap. 4.3.1.3). Jednu z možných (a pravděpodobných) příčin tohoto nesouladu může být značná prostorová variabilita hodnot K_s , kterou v rámci omezeného počtu měření není možné plně postihnout. Roli může hrát i rozdílné měřítko mezi modelovými elementy diskretizovanými v síti 10 m a reprezentativními rozměry v řádu centimetrů až decimetrů pro hodnoty stanovené měřením. Celkově lze však konstatovat, že v prostoru uzávěrového profilu, ze kterého pochází vzorky materiálu pro odhad K_s , ukazují modelové výsledky v širším okolí srovnatelné hodnoty - cca $7 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ dle modelu oproti spodnímu odhadu $1 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$.

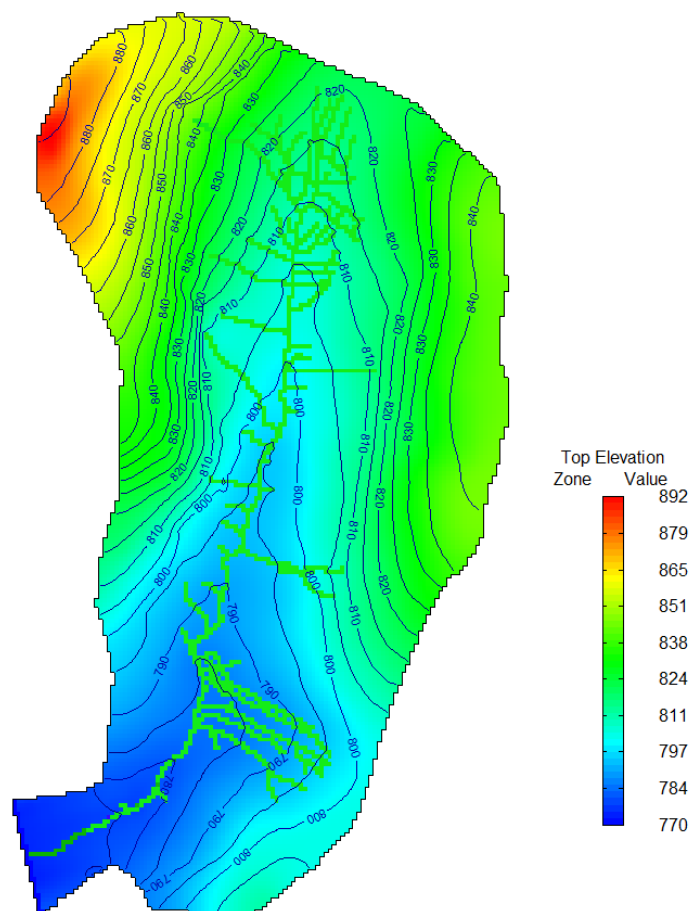


Obr. 5.10 - srovnání dlouhodobě průměrných poloh hladin podzemní vody měřených sítí piezometrů a hladin modelovaných v průběhu kalibračního procesu

Modelové hladiny jsou do značné míry konformní s terénem, což je odrazem kalibrace modelových K_s na mělké polohy hladin zaměřené v síti piezometrů. Otázkou zůstává, jakou polohu hladiny podzemní vody lze očekávat v severozápadní části povodí směrem k Olivetské hoře, vzhledem k tomu, že nejvýše umístěné piezometry jsou ve výšce cca 840 m n.m., zatímco nejvyšší bod povodí se nachází přibližně o 50 m výše. Předpokládaný charakter polohy podzemní vody vůči terénu mimo oblasti přímých měření, je diskutován v kap. 4.3.4.2.

Další nezbytnou součástí pro stacionární model je kalibrace parametrů, určujících komunikaci zvodně s povrchovými toky, tvořenými Černou Nisou a sítí jejích přítoků. Celková hydraulická vodivost modelových buněk s okrajovou podmínkou *Stream* (viz kap. 4.3.3.2), které reprezentují povrchové toky na lokalitě, probíhala iterací hodnot hydraulických vodivostí. Zbývající parametry, ze kterých model počítá intenzitu

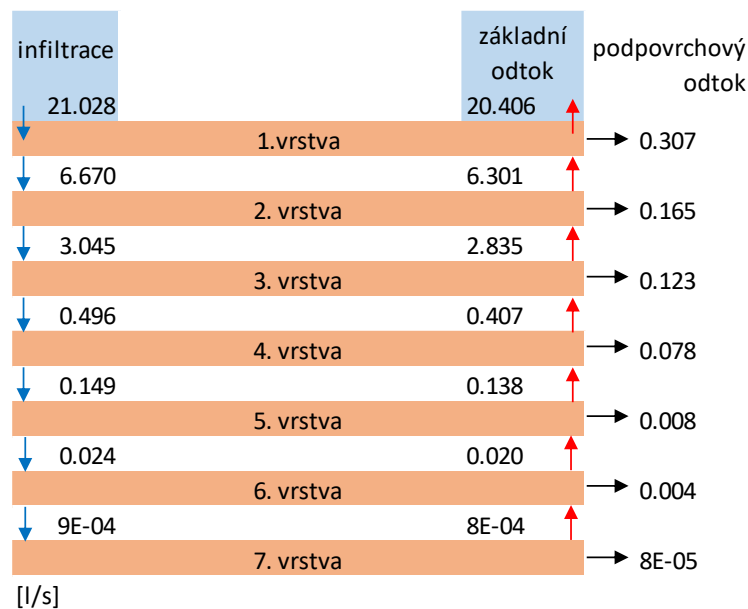
drenáže, případně infiltrace vody z okolních buněk, jsou zadány na základě odhadu stejně pro všechny buňky toku - délka 10 m, šířka 1 m a mocnost materiálu dna 1 m. Vzhledem k charakteru horského toku je předpokládána komunikace toků s okolím bez výraznější kolmatace břehů. Hydraulická vodivost buněk toku tak byla v průběhu kalibrace stanovena hodnotou $2.3 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, odpovídající nejvyšší hodnotě kalibrovaných hydraulických vodivostí materiálu v modelu. Vyšší hodnoty hydraulické vodivosti nemají (vzhledem k řádově nižším rychlostem infiltrace) na hydrauliku modelu podstatný vliv, mimo to při výraznějším zvýšení hydraulické vodivosti okrajových řeky dochází k numerickým nestabilitám výpočetního modelu. Výsledky simulace stacionární varianty předpokládají minimální míru infiltrace z povrchových toků (cca 1%) a lze uvažovat, že plní na povodí téměř výlučně drenážní funkci.



Obr. 5.11 - modelová hladina podzemní vody v připovrchové modelové vrstvě po kalibraci hydraulických vodivostí ve stacionárním modelu

Přetoky mezi jednotlivými modelovými vrstvami kalibrovaného stacionárního modelu jsou schematicky prezentovány na Obr. 5.12. Z hlediska toků jednotlivými modelovými vrstvami (respektive intenzit dotace, které jsou uváděny primárně z hlediska přehlednosti), lze provést základní členění na připovrchový, mělký a hluboký oběh podzemní vody. Většina infiltrované vody (cca 68 %) je dle modelových

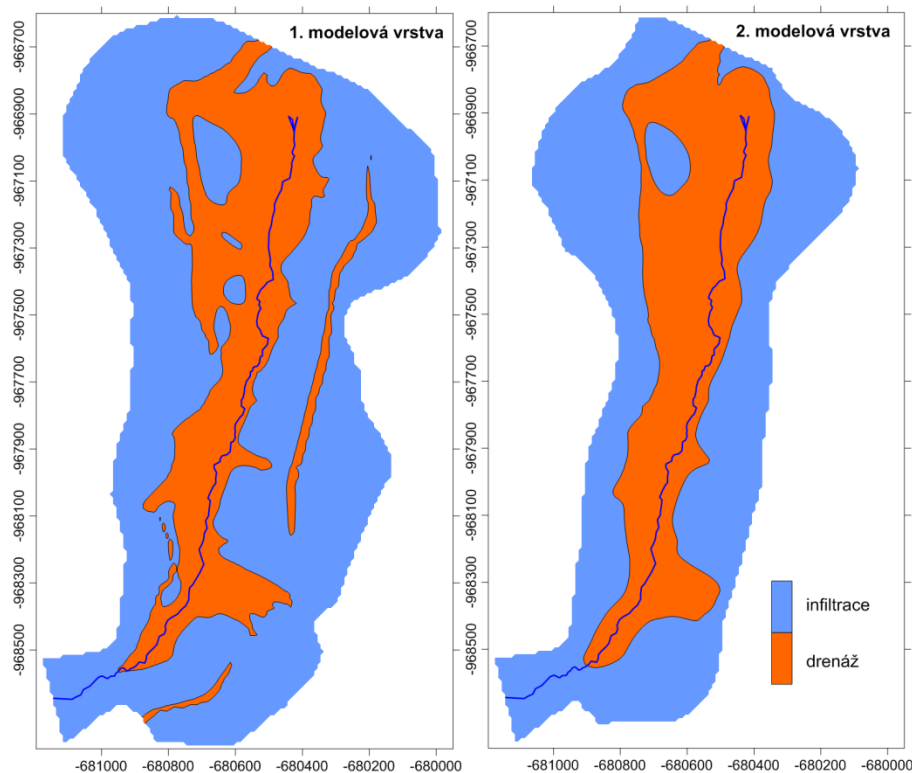
výsledků převedena připovrchovou modelovou vrstvou a drénována Černou Nisou a sítí jejích přítoků. Zbývá cca třetina z celkového množství infiltrovaného z nenasycené zóny vstupuje do hlubších poloh zvodně. Za mělký oběh lze označit toky ve druhé a třetí modelové vrstvě, které převádí vzájemně srovnatelné množství vody (3.5, respektive 2.5 l.s⁻¹). Do čtvrté modelové vrstvy již infiltruje z nadložních vrstev znatelně nižší množství podzemní vody (0.5 l.s⁻¹, což tvoří cca 2.5 % z celkové infiltrace) a intenzity přetoků mezi modelovými vrstevami klesají s narůstající hloubkou. Oběh vody ve čtvrté modelové vrstvě a níže je uvažován za hluboký. S intenzitou proudění v jednotlivých modelových vrstevách přímo souvisí i příslušné doby zdržení. Odtoky z jednotlivých modelových vrstev reprezentují podpovrchový odtok vrstvou sedimentů v místě uzávěrového profilu směrem k bedřichovské nádrži, tedy podtékání měrného přelivu. Sumární hodnota podpovrchového odtoku z modelu tvoří cca 3.3 % celkového odtoku podzemní vody z povodí, většina podzemní vody se dostává z povodí drenáží do sítě povrchových toků.



Obr. 5.12 - sumární přetoky mezi modelovými vrstevami stacionárního modelu

Přetoky mezi jednotlivými modelovými vrstevami nemají uniformní charakter, ale jejich lokální intenzita odráží topografické a hydraulické charakteristiky zvodně. Obecně lze plochu povodí z hlediska směru proudění podzemní vody rozdělit na dvě základní oblasti. Oblasti infiltrace, kde v důsledku vyššího hydraulického gradientu nadložních vrstev dochází k sestupnému proudění, a oblasti drenáže, ve kterých naopak podzemní voda z hlubších vrstev s vyšším tlakem proudí směrem k povrchu. Oblasti vzestupného proudění napříč všemi modelovými vrstevami jsou situovány okolo údolnice, zatímco k infiltraci dochází především při rozvodí, respektive při okrajích jednotlivých vrstev v hlubších polohách. Na Obr. 5.13 jsou zobrazeny tyto oblasti v prvních dvou modelových vrstevách (vynesené jako rozdíl hydraulických tlaků mezi jednotlivými vrstevami, Obr. 5.13 je tedy prezentován rozdíl mezi tlaky 1. a 2.,

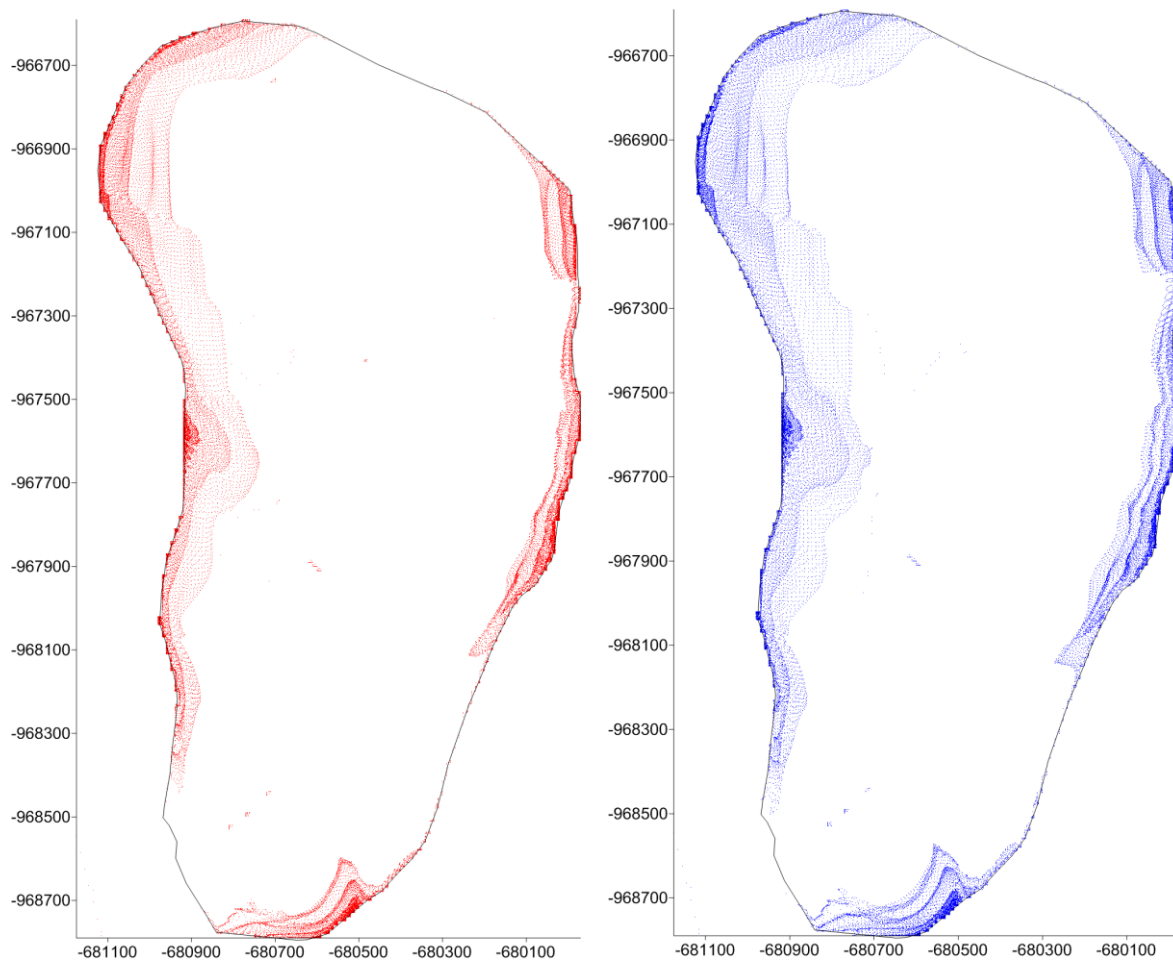
respektive 2. a 3. modelové vrstvy). Hlavní oblasti drenáže jsou dle očekávání soustředěny do okolí toku Černé Nisy a sítě jejích přítoků. Vzestupné proudění v první vrstvě však není vymezeno jednou spojitou plochou. Výsledky modelu předpokládají přítomnost menších lokalit, ve kterých dochází k infiltraci, i v údolních oblastech. To je důsledkem relativně členité topografie povrchu, s jejímž reliéfem je hladina podzemní vody dle měření konformní. Rovněž plošná variabilita hydraulických vodivostí v místech, kde bylo při kalibraci třeba zvolit jejich vysoký gradient, má za následek existenci lokálních oblastí vzestupného proudění, zejména v připovrchové vrstvě modelu. Za nejmarkantnější lokální změnu ve vertikální orientaci proudění, způsobenou rozhraním materiálů s rozdílnou hydraulickou vodivostí (viz Obr. 8.34), lze považovat „pás“ ve kterém modelové výsledky předpokládají drenáž ve východní části připovrchové vrstvy. Ve druhé modelové vrstvě je již patrný uniformnější charakter oblastí sestupného a vzestupného proudění. S narůstající hloubkou pod povrchem pak zůstává distribuce oblastí vzestupného a sestupného proudění vůči půdorysu jednotlivých vrstev zachována.



Obr. 5.13 - oblasti infiltrace a drenáže v první a druhé modelové vrstvě

Od rychlosti proudění je odvislá doba, po kterou se podzemní voda pohybuje prostorem zvodně. Jako souhrnná charakteristika, kterou lze popsat větší masu vody rozdílného stáří v povodí, je používána střední doba zdržení. Doby zdržení podzemní vody jsou specifické v závislosti na konkrétní poloze a odráží lokální hydraulické podmínky podél trajektorie proudění, které jsou po prostoru zvodně proměnné. Při diskuzi o dobách zdržení (vztažených např. k jednotlivým modelovým vrstvám coby

celku) je tak třeba tuto prostorovou variabilitu brát v potaz. K popisu dob zdržení (resp. doby, které potřebuje voda k pohybu po trajektorii od místa infiltrace k danému bodu) bylo využito sledování trasovacích částic (viz kap. 4.3.3.1). Pro stanovení zdrojových oblastí podzemní vody bylo použito zpětného trasování trasovacích částic, s počátečním umístěním ve středu každé modelové buňky nasycené zóny. Konečné polohy trasovacích částic při zpětném trasování (a tedy počáteční v čase) tak reprezentují místa, ze kterých došlo k infiltraci z nenasycené zóny. Trajektorie trasovacích částic je pochopitelně, vzhledem k tomu, že tlakové pole je narozdíl od diskretních parametrů modelových buněk kontinuální, závislá i na vertikální poloze počátečního umístění v buňkách modelu. Při umístění částic do těžiště buněk jsou posuzovány plochy, které odpovídají poloze sběrných perforací hlubokých studní při uzávěrovém profilu. Výchozí poloha částic při horním okraji buněk pro změnu lépe odpovídá situaci, kdy jsou předmětem zájmu přetoky, které probíhají přes rozhraní modelových vrstev (Obr. 5.12). Varianty se tak mezi sebou liší hloubkou výchozího umístění částic o cca 5 m, což odpovídá polovině mocnosti vrstvy. Pro obě varianty jsou oblasti infiltrace do hlubších vrstev podobné a nachází se především ve vyšších polohách v okolí rozvodnice. S rostoucí hloubkou pod povrchem se oblasti, ze kterých dochází k dotaci zvodně v dané hloubce, nachází blíže k hranici povodí. Poloha zdrojových oblastí pro obě varianty vertikálního umístění trasovacích částic je zobrazena na Obr. 5.14. Skokové změny v hustotě výchozích poloh trasovacích částic (reprezentujících oblasti infiltrace) jsou důsledkem diskretních hloubek jednotlivých vrstev v cca 10 m intervalech. Na základě výsledků stacionárního modelu je zřejmé, že oblasti ze kterých se dostává voda do hlubších poloh zvodně (od druhé modelové vrstvy hlouběji) jsou situovány do vrcholových poloh povodí v blízkosti rozvodnice. V případě výchozího umístění částic při horní hranici modelových buněk se zdrojové oblasti rozkládají na cca 30 % plochy povodí tvořené propustnými půdními typy (tedy bez rašelinných oblastí v údolí). Počáteční poloha trasovacích částic ve středu buněk vede ke zdrojovým oblastem na cca 24 % plochy svahových půdních typů. S rostoucí hloubkou dochází ke zmenšování příslušných zdrojových ploch směrem k hranicím povodí (to vysvětluje i rozdíl v ploše zdrojových oblastí dle vertikálního umístění stopovacích částic v Obr. 5.14). Na základě těchto výsledků lze předpokládat charakter proudění, kdy voda přítomná v nejhlubších polohách zvodně infiltruje v blízkosti rozvodnice a pohybuje se podél báze zvodně směrem do údolí a následně vzlíná v místě drenážních oblastí do toku. Proudnice podzemní vody směřující do mělkých poloh zvodně mají podobnou orientaci, ale jsou situovány dále od báze a „překrývají“ vodu směřující do větších hloubek. To vede s hloubkou k nárůstu vzdálenosti putování trasovacích částic (resp. vody) nejen z vertikálního, ale i v horizontálním pohledu.



Obr. 5.14 - zdrojové infiltrační oblasti 2.-7. modelové vrstvy. Startovací poloha částic ve středu buněk zobrazena vlevo, při horním okraji buněk vpravo

Trajektorie trasovacích částic je ovlivněna kromě geometrie zvodně prostorovou distribucí hydraulické vodivosti. Ta byla stanovena v procesu kalibrace s předpokladem vertikální složky vodivosti rovné desetina horizontální. Předpokládaná anizotropie prostředí zvodně byla zvolena na základě obecně přijímaného tenzoru nasycené hydraulické vodivosti. Složky tenzoru hydraulické vodivosti tak ovlivňují poměr laterálního a vertikálního odtoku a tedy i tvar trajektorií trasovacích částic. Pro posouzení vlivu rozdílně stanovených složek tenzoru hydraulické vodivosti na polohu zdrojových oblastí byla zpracována varianta izotropní prostředí, kde $K_{sx} = K_{sy} = K_{sz}$.

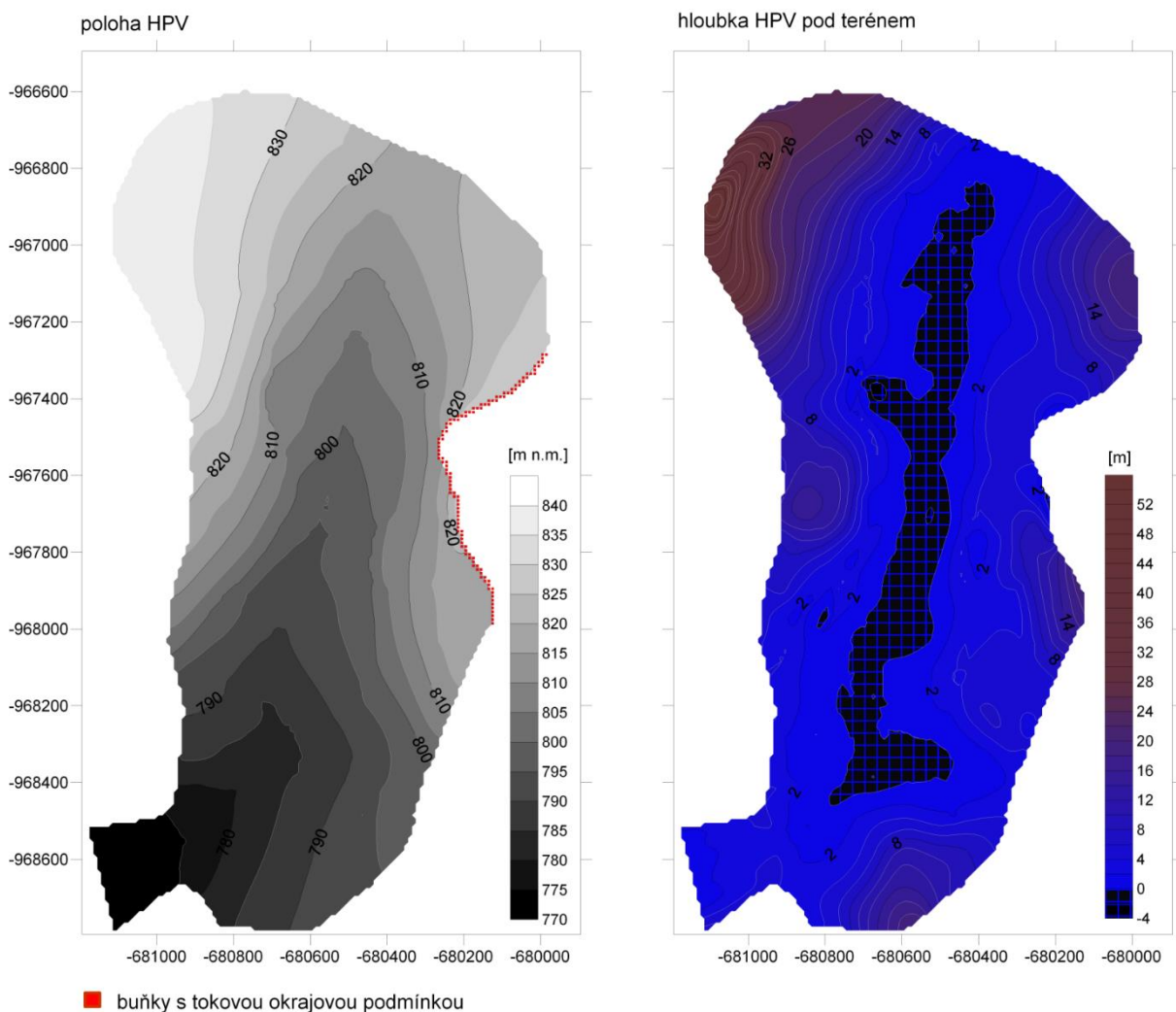
Srovnání obou variant ukazuje (Obr. 8.37 vlevo), že řádové navýšení hydraulické vodivosti ve vertikálním směru má na polohu zdrojových oblastí pouze malý vliv. V případě izotropního K_s vychází plocha zdrojových oblastí, ze kterých infiltruje voda do druhé a nižší modelové vrstvy, mírně rozlehlejší a zasahuje dále od rozvodnice. To podporuje platnost takto stanovených poloh zdrojových oblastí kalibrovaného modelu nasycené zóny. Zároveň to ukazuje, že z pohledu podzemní vody v hlubších polohách nehraje poměr vertikální složky hydraulické vodivosti vůči horizontální

výraznou roli. Nízká citlivost modelu vůči tomuto (volenému) parametru je pozitivní z hlediska reprezentativnosti modelových směrů proudění.

5.2.1.2 Volná hladina podzemní vody

Na výsledky modelu nasycené zóny s volnou hladinou podzemní vody lze nahlížet jako na alternativní popis situace na povodí. Porovnání s výsledky varianty s napjatou hladinou v přípovrchové vrstvě ukazují rozdíly mezi oběma přístupy a s tím i odhad velikosti možné chyby.

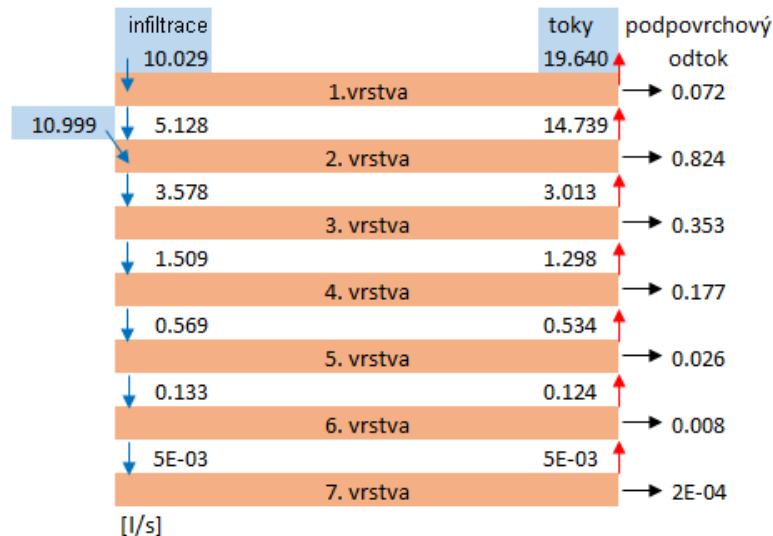
Modelová poloha volné hladiny podzemní vody pod terénem roste s převýšením vůči drenážní bázi, nehlouběji zaklesá v okolí rozvodnice vytyčující povodí. Do maximální hloubky, cca 50 m pod povrchem, dosahuje hladina podzemní vody v severozápadní části povodí v místě Olivetské hory, ve většině vyvýšených oblastí však zaklesá do největší hloubky necelých 20 m (Obr. 5.15).



Obr. 5.15 - hladina podzemní vody v modelové variantě s volnou hladinou

Nejvýraznější změna v charakteru proudění oproti variantě s napjatou hladinou nastává v místech, kde hladina podzemní vody zaklesá pod bázi přípovrchové (případně hlubší) vrstvy. Při simulaci napjaté první vrstvy se část vody infiltrované

z nenasyčené zóny dle lokálních podmínek dostává do hlubších poloh zvodně a část se v rámci dané vrstvy pohybuje formou mělkého oběhu směrem k drenážnímu toku. Oproti tomu v místech, kde je volná hladina podzemní vody situovaná do hlubších vrstev modelu, dochází k přímé infiltraci do těchto vrstev, aniž by došlo k odtoku formou mělkého oběhu v materiálu nadložních vrstev. To se v důsledku projevuje vyšším objemem vody, která infiltruje do hlubších modelových vrstev (Obr. 5.16). Z uvedeného je zřejmé, že modelem je volná hladina podzemní vody situována do připovrchové vrstvy na zhruba polovině plochy povodí (celková infiltrace do připovrchové vrstvy zahrnuje i nízké intenzity v oblastech rašeliniště).



Obr. 5.16 - sumární přetoky mezi vrstvami stacionárního modelu s volnou hladinou

Výsledky modelového řešení varianty s volnou připovrchovou vrstvou (kde jsou předpokládány hladiny podzemní vody ve vyšších polohách níže, než tomu naznačují měření z piezometrů terénu) ukazují vyšší přetoky mezi hlubšími vrstvami zvodně. Množství vody, infiltrující do hlubších poloh z připovrchové a druhé modelové vrstvy je cca o $0.5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (cca 15 %) vyšší a lze ho považovat za srovnatelné s variantou s napjatou hladinou. Do čtvrté modelové vrstvy a hlouběji však simulace s volnou hladinou předpokládá infiltraci již výrazně většího množství vody (zhruba 300 %). Tato disproporce je důsledkem situace, kdy i poměrně malé objemy, infiltrující přímo do třetí a čtvrté modelové vrstvy v místech největší hloubky volné hladiny pod povrchem, tvoří poměrově výrazný přírůstek k jinak pomalému oběhu v hlubších polohách. Celkový podpovrchový odtok ze zvodně směrem k bedřichovské nádrži vychází přibližně dvojnásobný v případě varianty s volnou hladinou, z hlediska poměru vůči povrchovému odtoku stále tvoří minoritní část pro obě modelové varianty (cca 3.5, resp. 7 % celkového odtoku).

Závěry, stanovené s využitím trasovacích částic ve zvodni s volnou hladinou, jsou popsány v kap. 5.2.3.1.

Celkově lze konstatovat, že modelové výsledky ustálené simulace s volnou hladinou vedou k rychlejšímu oběhu a s tím související kratší době zdržení podzemní vody v hlubších polohách zvodně. Tyto závěry lze předpokládat i vzhledem k faktu, že celkový objem zvodně (resp. nasyceného materiálu) je ve variantě s volnou hladinou nižší, zatímco intenzita vody infiltrované z nenasycené zóny zůstává konstantní. V simulaci nebyl uvažován pohyb vody v prostoru od půdního profilu k volné hladině, která se ve vyvýšených oblastech nachází relativně hluboko pod terénem. Ten probíhá v nenasycené zóně tvořené materiálem svahových oblastí. Lze tak předpokládat pohyb primárně ve vertikálním směru, což nemá na výsledky stacionární simulace vliv. Vzhledem k dostupným informacím (ERT profily, složení materiálu mělce pod povrchem) lze považovat výsledky této varianty za horní odhad rychlosti proudění podzemní vody.

5.2.2 Transientní simulace

Výsledky transientního modelu popisují období v celkové délce přesahující 53 let (1961-2014). Vzhledem k pomalému pohybu vody zejména při bázi povodí není však časové rozpětí dostatečně dlouhé, aby umožnilo kompletní popis trajektorií trasovacích částic v prostoru modelové zvodně a od toho odvozených dob zdržení. Z toho důvodu byla počáteční epizoda (resp. poslední z pohledu zpětného sledování částic směrem do minulosti) zadána s identickými parametry, jako v případě simulace stacionární. Trajektorie trasovacích částic, které za dobu transientní simulace nedostaly do koncové polohy, proto po posledním kroku transientní simulace (leden 1961) navazují a byly dopočteny v prostředí určeném okrajovými podmínkami jako ve stacionární simulaci.

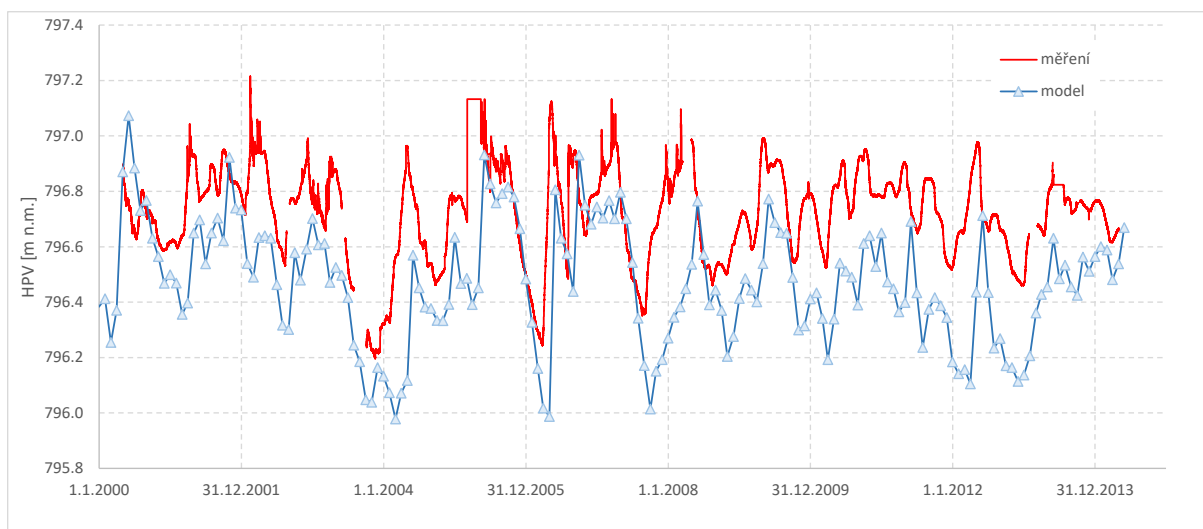
5.2.2.1 Proudění a pohyb hladiny podzemní vody

Výsledky kalibrace, vedoucí k identifikaci předpokládaného rozložení storativity v oblastech, rozdělených dle kap. 4.3.5.1, jsou zobrazeny na Obr. 8.36. Hodnoty storativity jednotlivých modelových vrstev vychází z amplitudy hladin, které jsou měřené v místě jímacích perforací hlubokých studních. Zde hladina podzemní vody v čase mezi konstrukcí vrtů a koncem simulace (tedy v letech 2010-2014) vykazuje nejvyšší rozkolísanost v nejmělkším vrtu ($\sigma_{HV1C} = 0.1$ m). V hlubších částech zvodně je amplituda hladiny nižší – $\sigma_{HV2b} = 0.082$ m a $\sigma_{HV3A} = 0.083$ m (Obr. 8.26). Kalibrované hodnoty pružné zásobnosti v první a druhé modelové vrstvě nabývají hodnot $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ ve svahových oblastech a $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ v údolích. Počínaje třetí modelovou vrstvou hlouběji vychází storativity s hodnotou $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$. Efektivní dosah kalibrace storativity sahá, obdobně jako v případě hydraulických vodivostí, do 4. modelové vrstvy, do které je situována sběrná perforace nejhlubší studně HV3A. Ta je nejhlubším zdrojem informací o podzemní vodě. Materiál prostoru hlouběji uložených vrstev (5.-7.) je proto uvažován z hlediska storativity identický se čtvrtou modelovou vrstvou.

V případě transientní simulace se storativitou stejnou napříč všemi vrstvami, která byla realizována v průběhu kalibrace, vykazuje amplituda modelových hladin

podzemní vody opačný trend, než ukazují měření ve vrtech - s rostoucí hloubkou v takovém případě dochází k mírnému nárůstu rozkolísanosti modelových hladin. K nejvyšší shodě pohybu modelových a měřených hladin tak vede storativita zvyšující se s hloubkou pod povrchem. To je do určité míry v rozporu s její předpokládaným vertikálním rozložením – v hlubších polohách zvodně byly očekávány spíše nižší hodnoty storativity důsledkem vyššího tlaku nadložních vrstev. Vyšší variabilitu hladiny podzemní vody v nejmělkším z hlubokých vrtů HV1C lze interpretovat jako možný vliv vertikálních preferenčních cest, propojujících polohy blízko terénu (horní vymezení připovrchové vrstvy) s prostředím v hloubce sběrné perforace HV1C. Tuto možnost naznačují i výsledky, získané s využitím modelu LUMPY, viz kap. 5.2.4. Další interpretací může být vyšší podíl preferenčního odtoku z nenasycené zóny na celkové infiltraci. Odtok z preferenční domény je podstatně variabilnější, než odtok matriční (Obr. 8.18). Vyšší podíl preferenčního odtoku na úkor odtoku z matrice by pak mě za následek větší rozkolísanost vody infiltrující do nasycené zóny, která by se odrazila ve výraznějším pohybu simulovaných hladin podzemní vody. Pro soulad s měřeními by pak bylo možno použít nižších hodnot storativit. To by vysvětlovalo relativně nízké hodnoty storativity v připovrchové vrstvě, nikoliv však trend jejich nárůstu s hloubkou (při předpokladu podobného charakteru infiltrace v celé ploše povodí).

Na Obr. 5.17 je zobrazeno srovnání pohybu hladin podzemní vody v piezometru P20 s výsledky modelu s kalibrovanými hodnotami storativity. Z uvedeného je patrné, že model popisuje pohyb hladiny v čase i její absolutní polohu v daném místě s ohledem na plochu celého povodí věrohodně.



Obr. 5.17 - poloha hladiny podzemní vody v čase modelové a měřené v automatizovaném piezometru P20

Kalibrace storativit a v návaznosti na ni simulovaný pohyb hladiny podzemní vody je popsán pro variantu s napjatou hladinou připovrchové vrstvy. V případě simulace zvodně s hladinou volnou lze ve místech, kde dochází k pohybům reálné polohy hladiny (a ne jen její piezometrické úrovně), očekávat výrazně vyšší schopnost

syčení/uvolnění vody se změnou hladiny podzemní vody, která v takovém případě odpovídá zhruba efektivní pórovitosti. Vzhledem k faktorům, které se váží k simulaci zvodně s volnou hladinou (kap. 5.2.1.2), a uspokojivým výsledkům simulace s hladinou napjatou, bylo pro simulaci transportu látek prostředí zvodně popsáno s parametry storativity uvedenými výše.

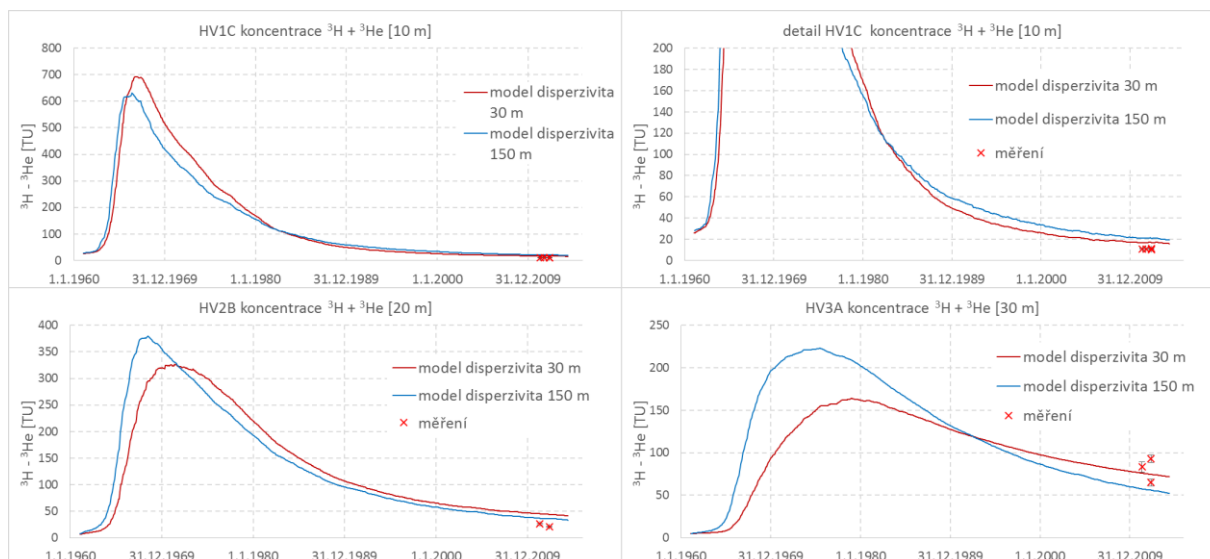
5.2.2.2 *Transport ^3H - ^3He*

Na základě měřených koncentrací ^3H - ^3He v podzemní vodě byla provedena kalibrace parametru efektivní pórovitosti ve zvodni. Prostorová distribuce hodnot modelových pórovitostí zůstává rozložena stejným způsobem, jako v případě oblastí využitých při kalibraci storativity (kap. 5.2.2.1). V horizontálním směru je tak zachováno rozdělení povodí na oblasti svahu a údolí, které reprezentují oblasti s rozdílnou předpokládanou pórovitostí. Horizontální vymezení oblastí s rozdílnou pórovitostí je předpokládáno stejné napříč modelovými vrstvami. Důsledkem rozdílných ploch jednotlivých modelových vrstev, která klesá s rostoucí hloubkou pod povrchem, dochází i ke změně v poměrné rozloze svahových oblastí (s nižší pórovitostí). V blízkosti povrchu tak většinu plochy tvoří svahy s nižší pórovitostí, reprezentující dominantně rozpukané prostředí, zatímco ve vrstvách hlubších poloh převládají oblasti s vyšší pórovitostí sedimentárního materiálu. Od 4. modelové vrstvy (se středem v hloubce cca 35 m pod povrchem) hlouběji jsou modelové vrstvy popsány pouze jednotnou hodnotou pórovitosti, představující materiál stvořený údolními sedimenty. Konkrétní hodnoty pórovitosti, přiřazené svahovým a údolním oblastem ve finálním modelu, jsou (dle předpokladu) mezi jednotlivými modelovými vrstvami rozdílné. Jejich rozložení je vykresleno na Obr. 8.35. Z uvedeného je patrné, že výsledné hodnoty efektivní pórovitosti materiálu zvodně v oblasti údolí se pohybují v rozsahu 8 až 15 %. Oproti hodnotám využitým jako výchozí před procesem kalibrace (které byly odvozeny na základě analýzy čar zrnitosti materiálu v údolí, viz kap. 4.3.1.4), tak došlo ke snížení na cca poloviční až třetinovou hodnotu. Nižší hodnoty pórovitosti po procesu kalibrace lze vysvětlit rozdílným zaměřením metody dle Traska, použité pro orientační odhad pórovitostí na základě zrnitosti. V modelu je posuzováno proudění a transport v rozdílném měřítku - oproti prakticky bodovému vzorku materiálu, reprezentuje modelová pórovitost průměrnou hodnotu materiálu na ploše až do velikosti cca desetin km^2 . Přítomnost méně zvětralých bloků horniny, než pouze relativně porézního písčitého a štěrkového materiálu, lze předpokládat i v bližším okolí hlubokých vrtů - jejich výskyt naznačují i výsledky geofyzikálních měření (kap. 4.3.1.2). Takové bloky tvořené kompaktnějším (méně zvětralým) materiálem mohou přispívat ke snížení průměrné pórovitosti údolních sedimentů při pohledu ve větším měřítku. Ve třetí modelové vrstvě naznačují výsledky kalibrace v údolních oblastech přítomnost materiálu s vyšší hodnotou pórovitosti, než je tomu ve vrstvách situovaných blíže k povrchu. To indikuje v hloubce 20-30 m pod povrchem přítomnost vrstvy materiálu s rozdílnými charakteristikami (v tomto případě pórovitosti). Taková variabilita může vycházet z odlišného průběhu depozice, či rozdílného režimu proudění, které by měly za

důsledek větší vytříděnost materiálu a návazně na to vyšší pórovitost. Srovnatelný efekt můžou mít také proudění vody materiálem s větší vertikální složkou K_z tenzoru hydraulické vodivosti, než uvažovaných $K_z = 0.1 K_{x(y)}$. Přítomnost takových nehomogenit v bližším okolí hlubokých vrtů může působit jako preferenční cesta, která by v místě vzestupného potenciálu spojovala místa odběru vzorků s vodou z hlubších poloh zvodně. Následkem by byla lokálně starší voda, než by odpovídalo situaci s přetoky mezi hlubšími vrstvami v případě anizotropní hydraulické vodivosti.

Hodnoty efektivní pórovitosti v oblastech svahů a ve vrcholových partiích okolo rozvodnice, kde je předpokládán dominantně puklinový charakter podloží, byly v procesu kalibrace variovány v řádech promile až prvních jednotek procent. Tyto hodnoty se pohybují v rozmezí typickém pro mírně zvětralé puklinové prostředí a bylo převzato z literatury v rámci definice výchozího stavu před vlastní kalibrací (kap. 4.3.1.4). V průběhu kalibrace se ukázalo, že pórovitost svahových oblastí (ve zmiňovaném rozpětí) má na odezvu povodí jako celku pouze malý vliv. Oblasti s předpokládanou primárně puklinovou propustností jsou situovány do míst s vyšším gradientem. Stejně tak je tomu s ohledem na vertikální členění - svahové oblasti zasahují do tří svrchních modelových vrstev, kde je oproti vrstvám podložním modelem předpokládán hydraulický gradient rovněž vyšší. Obecně je tak objemová rychlost proudění v oblastech svahů relativně vyšší a na celkové době zdržení se podílí menší měrou. Je třeba zmínit rovněž absenci podrobných měření v hlubších polohách na svazích povodí, které by umožnily případně upřesnit poměr efektivních pórovitostí mezi svahy a údolím. Za výslednou efektivní pórovitost materiálu na svazích byla zvolena hodnota 1 %, uvažovaná rovnoměrně po oblastech reprezentující puklinovou propustnost.

Na Obr. 5.18 jsou vyneseny průnikové křivky, vycházející z výsledků transienční simulace při rozdílném nastavení parametru disperzivity (za fixace dalších parametrů popisujících model zvodněného prostředí). Ta je v modelu zadána jednou hodnotou (sestavající z podélné a příčné disperzivity), které jsou homogenní pro celé povodí. Hodnota podélné disperzivity $D_{lat} = 150$ m vychází z počátečního odhadu, který byl stanoven na základě rozměrů povodí ve směru souběžném s údolím a tokem Černé Nisy. Nižší hodnota disperzivity $D_{lat} = 30$ m byla zavedena s ohledem na převládající charakter proudění v povodí (viz kap. 5.2.1.1), jež předpokládají výsledky kalibrovaného stacionárního modelu a výsledků simulace se stopovačem ^{18}O (kap. 5.2.2.3). Je patrné, že poměrně výrazné snížení (na 20 % původní hodnoty) jednotlivých složek disperzivity vede k dosažení větší shody modelových výsledků s měřeními, a to především v nejhlubším vrtu HV3A, pro který model při původním nastavení $D_{lat} = 150$ m vykazoval největší odchylku od měřených koncentrací ^3H - ^3He .



Obr. 5.18 - měřené a modelové součty koncentrací látek ^3H a ^3He v podzemní vodě

Výsledky kalibrované transportní simulace, popisující vývoj součtu koncentrací ^3H a ^3He v místech jímacích perforací hlubokých studní, jsou zobrazeny na Obr. 5.18 společně s hodnotami měření ve vzorcích z odpovídajících vrtů.

Modelové výsledky vystihují trend nárůstu koncentrací ^3H - ^3He s hloubkou, který je měřen ve vzorcích na lokalitě. Zcela přesného nafilování průnikových křivek na aktuální hodnoty nicméně dosaženo nebylo. To je jednak důsledek situace, která již byla zmíněna, kdy oblasti s jednotnou hodnotou parametru pórovitosti mají relativně velkou rozlohu, aby výsledky byly pokud možno reprezentativní pro plochu zvodně. Zároveň materiál v prostoru zvodně tvoří hydraulicky propojený celek a změny parametrů v jedné modelové vrstvě se propagují do chování ostatních vrstev. Výsledné řešení tak bylo zvoleno na základě nejnížší sumy rozdílů mezi pozorovanou a modelovou koncentrací ve všech třech hlubokých vrtech.

Tvar průnikových křivek ukazuje vývoj, kdy se s hloubkou snižuje nejvyšší dosažená koncentrace a zároveň dochází k pozdějšímu dosažení méně výrazného maxima. Zatímco maximálních koncentrací dosahovalo ^3H (bez tritiogenního ^3He) okolo roku 1964, viz kap. 2.3.2, v místě nejmělkčího HV1C bylo dle modelu dosaženo maxima ^3H - ^3He v roce 1967, v HV2B v roce 1971 a v nejhlubším vrtu HV3A pak roku 1979. Pokles sestupné větve průnikové křivky je tím pozvolnějším, čím hlouběji se nachází posuzované odběrné místo. Tyto projevy jsou způsobeny jednak mícháním vody z rozdílných zdrojových oblastí, dále se pak se při snižování výrazného vstupního signálu a jeho zpoždění projevují procesy disperze a difuze, jejichž efekt je výraznější s delší trajektorií a narůstajícím časem doby zdržení podzemní vody při jejím proudění do hlubších poloh zvodně. V určitém okamžiku nastává situace, kdy koncentrace ^3H - ^3He v hlubších polohách zvodně začne převyšovat koncentraci ve vrstvách nadložních (Obr. 8.39). To lze interpretovat jako projev pohybu „kontaminačního mraku“ ^3H - ^3He do hlubších poloh zvodně). Pohyb koncentrace ^3H -

^3He v čase ve vrstvách, do kterých jsou umístěny hluboké studně, je graficky vyneseno na Obr. 8.41.

Nadhodnocení modelových koncentrací ^3H - ^3He ve vrtech HV1C a HV2B (10 a 20 m hloubky) může indikovat preferenční proudění mezi sběrnou perforací a povrchovým tokem. K té může dojít podél vrtu při jeho nedostatečné těsnící funkci. Možnost komunikace odběrného místa vrtu HV1C s povrchovými vodami naznačují také výsledky z modelu Lumpy, vycházejícího z rozdílného přístupu (kap. 4.3.2.4). Výsledky modelu rovněž předpokládají v nejhlubším vrtu HV3A nižší koncentraci ^3H - ^3He , než ukazují měření. To může být způsobeno změnou směru proudění v hlubších vrstvách. Stávající řešení předpokládá převažující proudění v příčném směru k toku, které se vyskytuje i v okolí nejhlubšího vrtu (odpovídající čtvrté modelové vrstvě). Vertikální stratifikace materiálu tvořící zvodeň z hlediska hydraulických charakteristik by se mohla projevit rozdílným režimem proudění v hlubších vrstvách (od čtvrté níže). V situaci, při které by v hlubších vrstvách docházelo ke změně proudění podzemní vody směrem podél údolnice k uzávěrovému profilu, by doba dotoku do blízkosti hlubokých vrtů v dané hloubce (vrtu HV3A) adekvátně narostla. Změna směru proudění v závislosti na hloubce pod povrchem by pak mohla vysvětlovat nižší koncentrace ^3H - ^3He , popsané modelovými výsledky oproti situaci měřené v průběhu let 2011 - 2012.

Mírný sklon sestupných částí modelových průnikových křivek v pozdějších fázích simulace naznačuje, že přesný čas odběru vzorku (který se v daném případě pohybuje v rozmezí cca jednoho roku) nehraje podstatnou roli. Měřená variabilita koncentrací ^3H - ^3He mezi jednotlivými odběry je však vyšší, než za tuto relativně krátkou dobu předpokládají výsledky transportního modelu. Detailnější pohled na sumu nejistot v měřených koncentracích ^3H a ^3He (tab. 2) ve vztahu k simulovanému vývoji průnikových křivek ve vrtu HV3A je zobrazen na Obr. 8.40. Z grafického vyjádření je patrné, že laboratoří avizované nejistoty ve stanovení obsahů ^3H a ^3He , prezentované směrodatnými odchylkami koncentrací stopovačů v rámci vyhodnocení složení vzorků vod, nemohou být (s velkou pravděpodobností) příčinou poměrně výrazné variability mezi jednotlivými odběry. Relativní variabilita přitom roste s průměrnou koncentrací (a tedy s hloubkou pod povrchem). Největší rozdíl měřených koncentrací (velikosti 28.6 TU) mezi vzorky pocházejícími z jednoho odběrného místa, lze tak registrovat ve vrtu HV3A. Tento rozdíl přitom nastává mezi vzorky odebranými v rozmezí dvou dní a ukazuje tak překvapivě dynamický vývoj koncentrací v nejhlubším vrtu. Za předpokladu správného stanovení koncentrací ^3H - ^3He je třeba zvážit i možnost, že tyto výkyvy mohou vznikat důsledkem čerpání a jeho vlivu na proudění v bezprostředním okolí odběrných míst.

Přes popsané nejistoty ohledně měření a výsledků modelu lze konstatovat, že střední hodnoty koncentrací v jednotlivých hloubkách jsou dostatečně rozdílné a tím pádem pro kalibraci transientního modelu postačující. Vyšší variabilita koncentrací ^3H - ^3He oproti předpokladu dle modelových výsledků, společně s odchylkami modelu od

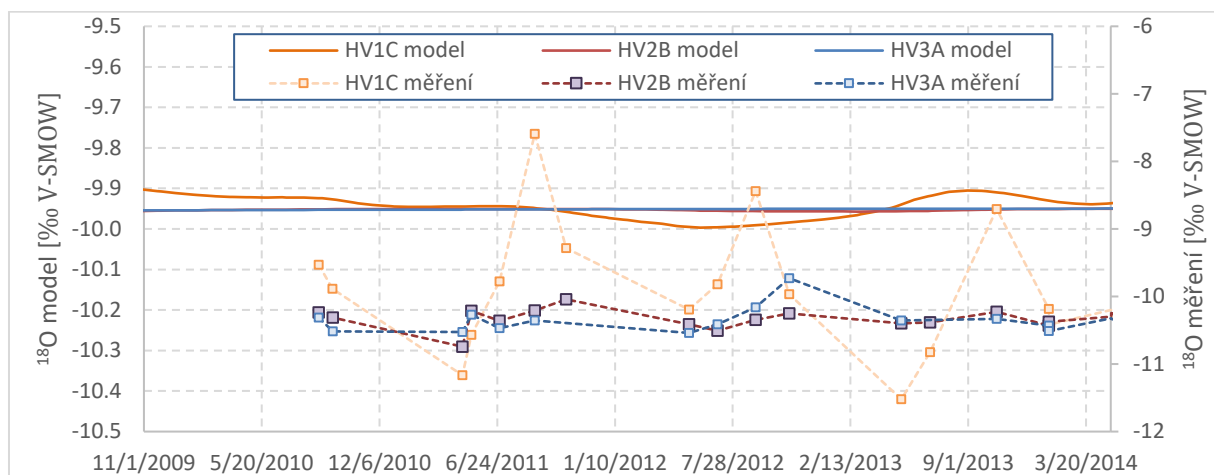
měření v jednotkách TU, tak tvoří jeden z výstupů modelu, který je zohledněn v celkovém vyhodnocení chování podzemní vody.

5.2.2.3 Transport ^{18}O

Transientní simulace transportu stopovače ^{18}O nasycenou zónou byla realizována v modelu zvodně s parametry stanovenými na základě předchozích kalibrací. Její výsledky poskytují náhled na chování modelu z jiné perspektivy. Charakteristickým výstupem modelu napříč celým prostorem zvodně je snižování variability v obsahu ^{18}O (zejména nejvýraznější sezónní složky). Útlum vstupního signálu ve vodě infiltrující z nenasycené zóny (Obr. 8.38) je výraznější s rostoucí hloubkou. Tento trend koresponduje se situací na lokalitě zjištěnou měřeními. Tvar průnikových křivek modelového obsahu ^{18}O (Obr. 5.19) je kromě dalších parametrů modelu (zejména pórovitosti) závislý na hodnotě disperzivity. V případě simulace transportu ^3H - ^3He je přesné stanovení disperzivity komplikováno relativně dlouhým intervalem (cca 50 let) mezi vstupním signálem ve formě maximální koncentrace ^3H a detekcí aktuálních koncentrací. Větší variabilita ^{18}O při vstupu do nasycené zóny společně s větším počtem měřených hodnot v prostoru i čase poskytují lepší podmínky pro upřesnění parametru disperzivity. Její hodnota, typicky aproximovaná jako desetina vzdálenosti rozsahu modelovaného území, byla iterována na základě modelových trajektorií pohybu podzemní vody. Na základě výsledků simulace transportu ^3H - ^3He (viz kap. 4.3.5.2.1), které předpokládají převládající směr proudění přibližně kolmo na osu toku a polohu zdrojových oblastí podzemní vody v blízkosti rozvodnice, byla disperzivita v simulaci transportu ^{18}O variována okolo hodnot v prvních desítkách metrů. Jako kalibrační kritérium pro stanovení disperzivity bylo použita shoda amplitudy obsahu ^{18}O , která je v hloubce jednotek metrů pod povrchem nejčastěji měřena ve vrtech při profilu Tomšovka (Obr. 8.46). Největší shody s měřenými hodnotami dosahují modelové výsledky při podélné disperzivitě $D_{\text{lat}} = 30 \text{ m}$ (a poměrově odpovídajících hodnotách disperzivity příčné), která byla přijata jako konečná hodnota a použita v rámci finálních simulací kompletně kalibrovaného modelu. Hlavním přínosem simulace ^{18}O v nasycené zóně tak bylo snížení hodnoty disperzivity oproti počátečnímu odhadu.

Výsledky simulace transportu v plně kalibrovaném modelu (včetně upravených hodnot disperzivity) vykazují v hlubokých studnách vyšší střední obsahy ^{18}O vůči měřeným vzorkům (Obr. 5.19). Střední hodnota modelového obsahu ^{18}O je modelem vůči měření nadhodnocena o cca 0.25 ‰. To tvoří relativně malou odchylku, např. ve srovnání s variabilitou charakteristickou pro srážky. V podpovrchové vodě hlubších vrstev je nicméně měřený obsah ^{18}O odebraných vzorků relativně stabilní. V kombinaci s nízkou hodnotou nejistoty (kap. 3.2) ve stanovení měřených koncentrací je patrné, že modelové řešení nepopisuje proces, který vede k pozorovanému snižování obsahu ^{18}O podzemní vody s hloubkou. Ve srovnání s odtokem z půdního profilu, který tvoří vstup do nasycené zóny o střední hodnotě $\delta^{18}\text{O} = -10.00 \text{ ‰}$, ukazuje model v hlubších polohách zvodně přítomnost vody srovnatelného izotopového složení. Modelové výsledky tedy popisují situaci, kdy proudění vody

infiltrované z příslušných zdrojových oblastí probíhá v průběhu celého roku a k preferenčnímu transportu, či aktivaci odlišného typu oběhu podzemní vody v reakci na intenzitu infiltračních intenzit nedochází. Nejistotu tvoří nastavení počátečního obsahu ^{18}O v prostoru zvodně. Vzhledem k absenci měření v počátku simulace byly použity průměrné hodnoty z hlubokých vrtů za interval 2010-2014, které nemusí vystihovat reálnou situaci na počátku simulace. Posun od počátečních koncentrací probíhá směrem k vodám izotopově těžším, které infiltrují do zvodně z nenasycené zóny modelu. Ke změně směrem ke složení infiltrující vody dochází i při simulaci s rozdílným nastavením výchozí koncentrace, které bylo realizováno v rámci testování vlivu počátečních podmínek na průběh simulace. Takové chování naznačuje, že model nenasycené zóny směřuje ke stavu, který je v izotopovém složení blízký infiltrované vodě. Výrazným rozdílem oproti měření tvoří také rozsah, ve kterém se obsahy ^{18}O pohybují. Ty jsou na měřených vzorcích podstatně větší, než předpokládají modelové výsledky, které jsou v daném časovém intervalu takřka homogenní.

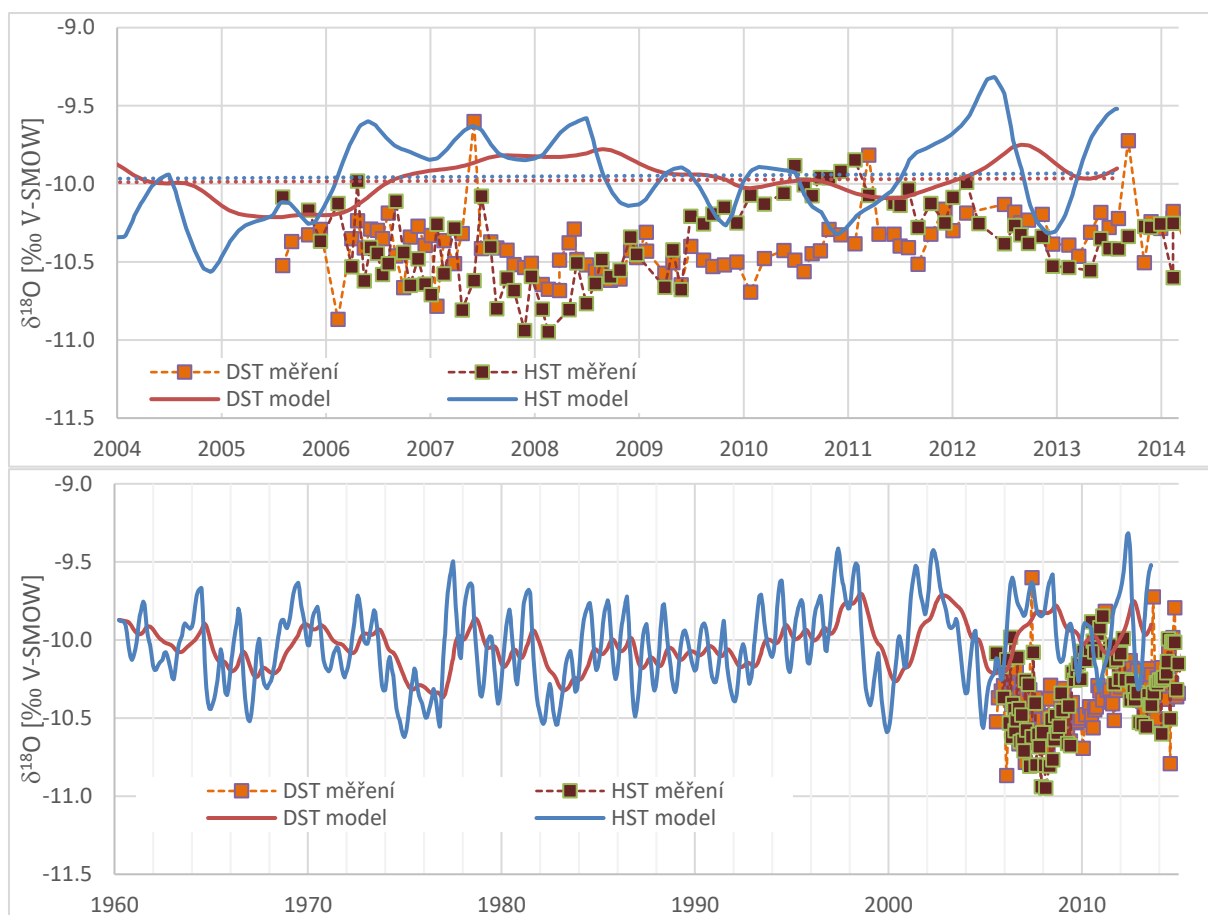


Obr. 5.19 - modelové a měřené obsahy ^{18}O v hlubokých studních

Ve vysoké míře útlumu signálu stopovače se projevuje charakter proudění na lokalitě, který v oblasti, kde jsou umístěny hluboké vrty, předpokládá drenážní oblasti s převládajícím vzestupným prouděním (Obr. 5.13). V místech jímacích perforací hlubokých studní tak předpokládáme vodu, která se pohybuje po výrazně delší trajektorii, než tvoří (v tomto případě prakticky jen vertikální) odlehlost od toku. Mírnou variabilitu ve vrtu HV1C lze pak připsat laterálnímu přítoku v rámci mělkého oběhu. V takovém případě je možné (opět) interpretovat výkyvy v obsahu ^{18}O , měřené v odebraných vzorcích, jako důsledek preferenční komunikace s nadložními vrstvami či tokem. Ta může být umocněna i průběhem přípravy na odběr vzorku která zahrnuje vyčerpání staré vody, což má za následek změnu rovnováhy v jinak poměrně stabilním prostředí.

Vývoj obsahu ^{18}O měřeného ve všech mělkých vrtech, které jsou z hlediska celkové rozlohy povodí umístěny ve vzájemné blízkosti, je vyneseno na Obr. 8.46. Jímací

perforace těchto vrtů jsou situovány do hloubek 2.3 – 5.2 m pod povrchem. Rozdíly mezi jednotlivými vrty tak mohou být do určité míry i důsledkem odlišné hloubky pod povrchem, roli ale může hrát i jejich poloha. Vrt HST je umístěn v blízkosti paty svahu, zatímco PST se nachází v těsné blízkosti toku Černé Nisy. Modelové výsledky obsahu ^{18}O v místech sběrných perforací těchto mělkých vrtů (Obr. 8.2) jsou oproti měřeným vzorkům poměrně výrazně odlišné (Obr. 5.20). Simulace pohybu hladiny podzemní vody v přilehlých vrtech (jejich poloha se nachází v blízkosti automatizovaných piezometrů P17 a P20) přitom poskytuje s měřením poměrně dobrou shodu (Obr. 5.17). Stejně jako u hlubokých studní v blízkosti uzávěrového profilu i zde předpokládá model oproti měření dlouhodobě vyšší obsah ^{18}O , jehož střední hodnota je opět blízká vstupu z infiltrace. Modelové obsahy ^{18}O ve vrtu HST stále vykazují sezónní variabilitu (i když utlumenou), která má původ v rozdílných obsazích infiltrující vody v zimní a letní sezóně. V místě vrtu DST je modelový průběh zjevně vyrovnanější. Do modelových výsledků se propagují hodnoty parametrů popisujících zvodeň, které byly stanoveny v rámci kalibrace. Diskretizace prostředí do elementů velikosti 10 m již představuje v měřítku svahového profilu relativně hrubé členění a skokové parametrů v tomto kroku se může propagovat do výsledků. Případné rozdíly plynoucí z nastavení modelu a pro měřítko svahu relativně hrubé diskretizace je diskutováno v kap. 5.2.2.4. Podobné chování je patrné i v obsahu ^{18}O na měřených vzorcích vody z mělkých vrtů. Na základě předpokládaných směrů proudění lze tento trend přisoudit poloze vrtů vůči toku Černé Nisy, do které drénuje podzemní voda. Směrem k ose toku se nachází místa obsahující vodu s trajektoriemi, které prochází delší celkovou trasou a zároveň zasahují do hlubších poloh zvodně.



Obr. 5.20 - modelové a měřené obsahy ^{18}O ve vrtech HST a DST

Přes proměnlivost okamžitých obsahů mezi jednotlivými vrty je patrné, že obsah ^{18}O vykazuje změny s periodou v řádu let a sleduje dlouhodobější trend. Při pohledu na izotopové dlouhodobé složení srážek přitom není patrné, že by docházelo ke změnám, která by mohly vést k takovým změnám (resp. srážky vykazují z hlediska stabilního ^{18}O mírně opačný trend, viz Obr. 5.9). Měření nicméně poskytují informace o časovém úseku, který není dostatečně dlouhý, aby na jeho základě bylo možné stanovit, jedná-li se o jeden z nepravidelných výkyvů, či o součást periodického cyklu. Ten by měl v takovém případě periodu přibližně 5 let. Za povšimnutí stojí dlouhodobá variabilita modelu ve stejných vrtech. Ta má na jednu stranu opačnou amplitudu, než ukazují modelové výsledky, na stranu druhou vykazuje podobnou periodu (Obr. 5.20, dole).

Obecně je na výsledcích simulací patrná absence popisu transformace srážek směrem k lehčí podzemní vodě. V delším časovém horizontu konverguje model nasycené zóny v rámci obsahu ^{18}O do rovnováhy s infiltrací. Model nasycené zóny zároveň nepředpokládá výraznější změnu směrů proudění s intenzitou infiltrace (viz trajektorie v rámci transienční simulace na Obr. 8.43). Příčinu izotopově těžší podzemní vody vůči měřením pak lze hledat v infiltraci tvořené odtokem z nenasycené zóny. S ohledem na to bylo provedeno několik dodatečných dlouhodobých simulací nenasycené zóny. V nich byl variován např. tvar kořenové

zóny, který definuje intenzitu odběru matriční vody z různých hloubek půdního profilu a tedy i různě staré vody (v rámci střídání sezón). Tyto simulace, realizované až v návaznosti na první výsledky modelu zvodně, byly k nutnosti zopakování simulace několika navazujících procesů poměrně časově náročné a prováděné v omezené míře nevedly ke zlepšení popisu modelového transportu ^{18}O . Pro případné zpracování, rozvíjející zde prezentovaný koncept, se však nabízí možnost iterativního nastavení parametrů půdního prostředí za účelem zlepšení shody výstupů kombinace modelů s měřeními daty.

5.2.2.4 Citlivost modelových výsledků

Celkově lze konstatovat, že modelové výsledky transportu stopovače ^{18}O s měřenou situací příliš nekorespondují. Pro posouzení, do jaké míry mohou být tyto rozdíly způsobeny přesným zadáním do modelu, byly provedeny dodatečné variantní simulace. Ty umožňují pohled na výsledky v závislosti na přesné poloze a nastavení modelových parametrů.

Na Obr. 8.47 je zobrazen vývoj modelového obsahu ^{18}O v závislosti na hloubce pod povrchem. Umístění pro toto porovnání bylo zvoleno v místech stávajících studní HST a DST, jejichž jímací perforace jsou v modelu situovány do připovrchové vrstvy. Pro posouzení jsou vyneseny průnikové křivky v místě mělkých vrtů HST a DST v připovrchové a druhé modelové vrstvě (v daném místě má připovrchová vrstva mocnost cca 4.5 m, přičemž průměrná hydraulická vodivost ve druhé vrstvě v okolí posuzovaných vrtů má přibližně poloviční hodnotu). V kontrolních bodech, které jsou situované do podložní modelové vrstvy, cca 5 m pod perforaci reálných vrtů, je patrný pokles amplitudy sezónních výkyvů a zároveň zpoždění signálu (cca 3 měsíce u vrtu HST s rychlejší odezvou, 4 měsíce v případě DST). To koresponduje s delší trajektorií vody procházející hlouběji pod povrchem. Variabilita modelových obsahů ^{18}O je tedy dle očekávání odvislá od vertikální polohy posuzovaného místa. Je však patrné, že vůči variabilitě v důsledku proměnných okrajových podmínek, je rozdíl v závislosti na hloubce minimální.

Průběh obsahu ^{18}O v závislosti na horizontální poloze, prezentovaný opět formou průnikových čar při patě profilu Tomšovka, je prezentován na Obr. 8.47. Zde bylo zvoleno 6 hypotetických vzorkovacích lokalit ve vzdálenosti prvních desítek metrů od umístění stávajících mělkých vrtů. Ze zobrazení je patrné, že pro testovací lokality, rozmístěné v údolní části povodí, nehraje změna polohy v okruhu cca 20 m výraznější roli. Modelové obsahy vykazují závislost na poloze, nicméně charakter průnikových křivek je vyrovnaný a nedochází k výraznějším odchýlkám, jako spíše k lineární interpolaci obsahů mezi jednotlivými polohami. Výraznější rozdíly v průběhu obsahu ^{18}O se projevují až v okolí pozorovacího bodu C6. Jeho umístění zasahuje do svahové oblasti, kde je již předpokládán odlišný charakter proudění, který je specifikovaný odlišnými parametry modelu, než je tomu u vrtů C1-C5 a mělkých vrtů situovaných do údolní oblasti.

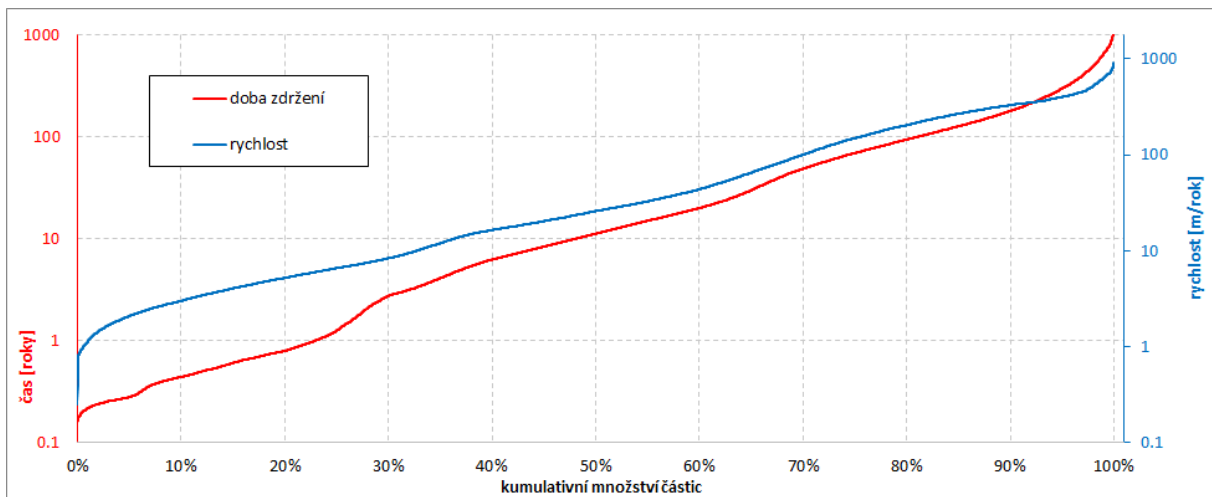
Z posouzení průběhu modelových obsahů ^{18}O je patrné, že výsledky v okolí mělkých vrtů v profilu Tomšovka jsou závislé na konkrétní poloze pouze v omezené míře. Rozdíly vzniklé v důsledku rozdílného umístění lze považovat z pohledu měřítka celé zvodně za nevýznamné. Zároveň lze konstatovat, že chování transportního modelu je konzistentní a nedochází ke vzniku chyb důsledkem numerického řešení modelové úlohy. To potvrzují i bilanční výsledky, které tvořily kritérium pro průběžné hodnocení použitelnosti simulací. Ty se pohybují pro finální simulace s plně kalibrovaným modelem do chyby 0.1 % v simulaci proudění i v případě transportu látek.

5.2.3 Souhrnné výsledky simulace nasycené zóny

V rámci simulací hydrauliky podzemní vody a transportu látek, popsaných v kapitolách 5.2.1 a 5.2.2, byly kalibrovány všechny parametry a jejich distribuce ve zvodni experimentálního povodí. V takto popsaném modelu byl pomocí modulu Modpath (kap. 4.3.3.1) simulován pohyb trasovacích částic, jehož výsledky jsou interpretovány jako chování podzemní vody v celém prostoru nasycené zóny.

Na Obr. 5.21 jsou zobrazeny souhrnné výsledky zpětného pohybu trasovacích částic kalibrovaného modelu v semilogaritmickém měřítku. Vyhodnocení vychází z předpokladu, že při vysokém počtu trasovacích částic rovnoměrně rozmístěných po prostoru zvodně lze jejich výsledky aplikovat na podzemní vodu (která defacto sestává z nespočtu molekul s individuálními trajektoriemi). To bylo ověřeno simulacemi realizovanými s rozdílnými počty trasovacích částic v modelových buňkách, kdy vyšší počet v modelových buňkách nevedl k podstatným změnám výsledků.

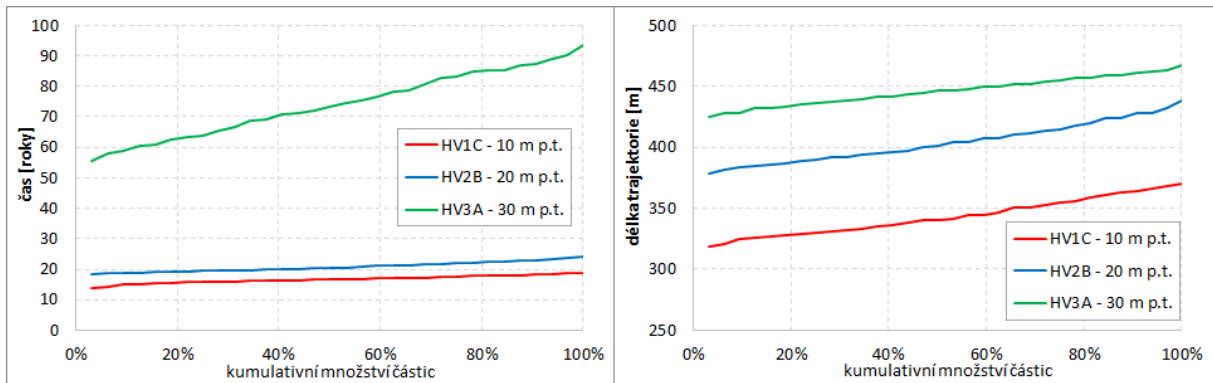
Časové rozpětí pohybu trasovacích částic zvodni se pohybuje v intervalu 4 řádů s mediánem celého souboru cca 11 let. Je patrné, že většina (cca 67 %) trasovacích částic je za podmínek, odpovídajících dlouhodobému průměru na lokalitě, přítomna ve zvodni po dobu popsáné v rámci transientní simulace. Počet trasovacích částic s dobou zdržení v řádu stovek let, jež se nachází především v nejhlubších polohách zvodně, tvoří cca 20 % celkového množství. Doby zdržení v závislosti na konkrétní poloze jsou prezentovány na Obr. 8.41. Hodnoty vychází opět ze zpětného sledování trasovacích částic a reprezentují dobu, za kterou se dostane voda od okamžiku infiltrace do místa zobrazení. Rychlost proudění byla stanovena jako poměr délky trajektorie jednotlivých částic a odpovídajících dob zdržení a reprezentuje tak střední hodnotu po celé trajektorii, do které je zahrnuto i relativně rychlé proudění ve mělkých polohách zvodně. Střední rychlost všech trasovacích částic je cca $1 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Okamžité rychlosti proudění jsou od rozdělení prezentovaného na Obr. 5.21 odlišné a snižují se s hloubkou.



Obr. 5.21 - doba a střední rychlost zpětného pohybu částic umístěných v každé modelové buňce

Prostorová distribuce pórovitostí zvodně byla kalibrována na základě informací, které jsou měřeny v hlubokých studnách v blízkosti uzávěrového profilu. Zpětný pohyb trasovacích částic, s počátkem situovaným do míst odpovídajících poloze sběrných perforací, popisuje předpokládanou trajektorii, kterou putuje voda směrem právě do hlubokých studní (Obr. 5.22). Zjevné je výrazné navýšení času pohybu částic v nejhlubším z vrtů HV3A, ve kterém oproti mediánu cca 15-20 let ve vrtech HV1C, respektive HV2B, nabývá střední doba pohybu částic hodnoty 73 let. Rozdíl je určen primárně vyšší hodnotou pórovitosti ve 4. modelové vrstvě (15 %) vůči vrstvě 2. a 3. (8 %), které byly kalibrovány na základě průnikových křivek ^3H - ^3He v transienční simulaci, viz kap. 5.2.2.2.

Celková vzdálenost, kterou urazí trasovací částice (Obr. 5.22 vpravo) dle očekávání narůstá s hloubkou koncové polohy. Horizontální průmět trajektorie částic v povodí je zobrazen na Obr. 8.42. a ukazuje hlavní směr proudění přibližně podél svahu do údolí. Prezentované cesty trasovacích částic vztažené k hlubokým vrtům mají výchozí polohu na východním svahu. Je nicméně třeba brát v úvahu deterministické chování modelu a nejistoty v popisu nasyceného prostředí. V blízkosti toku u uzávěrového profilu se sbíhají proudnice z různých oblastí a lze očekávat možnost, že změna např. přesného tvaru nepropustného podloží by vedla k dotoku trasovacích částic z odlišného místa. To nemění nic na charakteru proudění, je však pravděpodobné, že prezentované trajektorie jsou jen jednou z realizací více možností. S rostoucí hloubkou se počátek, situovaný do zdrojových oblastí, nachází blíže k rozvodnici. Částice, které končí svůj pohyb v nejhlubším vrtu HV3A, tak pochází nejbližší rozvodnici (oproti ostatním vrtům), což se odráží v délce jejich trajektorie. Tento charakter proudění byl naznačen už při popisu zdrojových oblastí v závislosti na hloubce pod povrchem v kap. 5.2.1.1.

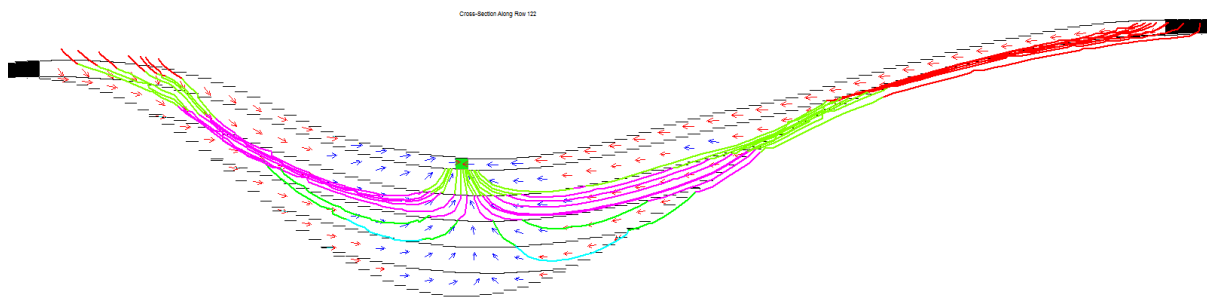


Obr. 5.22 - doba zdržení (vlevo) a délka trajektorií (vpravo) trasovacích částic končících v místě sběrných perforací hlubokých studní

Simulace pohybu trasovacích částic, realizovaná s využitím programu MODPATH, odráží pouze advekční složku pohybu. Na konkrétním tvaru průnikových křivek a šíření látek nasyceným prostředím zvodně obecně se odráží hodnoty složek hydromechanické disperze. Ty definují složku pohybu ve směru podélném a kolmém na vektor advekčního proudění. To se projeví útlumem vstupní informace, těžiště nicméně je stále určeno advekční složkou, která je popsána právě pomocí trasovacích částic.

Výsledky zpětného sledování trasovacích částic ve všech ze tří stacionárních modelových variant (napjatá hladina podzemní vody s nižší vertikální složkou hydraulické vodivosti, napjatá hladina v izotropním prostředí a varianta s hladinou volnou) ukazují srovnatelné chování proudění podzemní vody a s tím související podobné polohy zdrojových oblastí. V oblastech na svazích převládá sestupný směr proudění. Proudění vody, infiltrující z míst v blízkosti rozvodnice, je konformní s bází zvodně s převládající orientací směrem k ose toku v údolí. S rostoucí vzdáleností od hranic povodí se snižuje maximální dosažená hloubka při pohybu vody, která se tak podílí na mělčím oběhu v rámci nasycené zóny. Tato situace je patrná na příčném řezu v místě svahu Tomšovka, který je zobrazen na Obr. 5.23. Zde jsou vyneseny výsledky zpětného trasování částic s koncovými body při spodním okraji buněk první vrstvy modelu přilehlých k toku. Při takovém nastavení není zahrnut průtok mělce pod povrchem, který vstupuje do modelových buněk toku prostorem přívodní vrstvy a popisuje hlubší oběh, drénující do toku Černé Nisy. Zobrazení je projekcí na osu řezu, a zahrnuty jsou tak i polohy, kterými se pohybují částice ve směru kolmém – to má za následek zdánlivé vybočení trajektorií mimo hranice řezu při východním svahu. Na řezu je zobrazen pouze omezený počet trajektorií kvůli přehlednosti. To do určité míry předurčuje jejich tvar a polohu, která v tomto konkrétním případě zobrazuje oběh v rozmezí 4 vrstev. I v omezeném počtu je patrná distribuce, kdy hlubšího oběhu se účastní relativně malý objem infiltrované vody (což koresponduje s výsledky přetoků mezi vrstvami v celé ploše povodí, viz Obr. 5.12). Přes mírné rozdíly ve tvaru trajektorií trasovacích částic, vycházejících ze specifických podmínek a parametrů pro konkrétní místo, zobrazuje Obr. 5.23 typický

charakter proudění v řezech zhruba kolmých na osu toku (V-Z orientace) v povodí Uhlířská.



Obr. 5.23 - trajektorie trasovacích částic (řez instrumentovaným profilem)

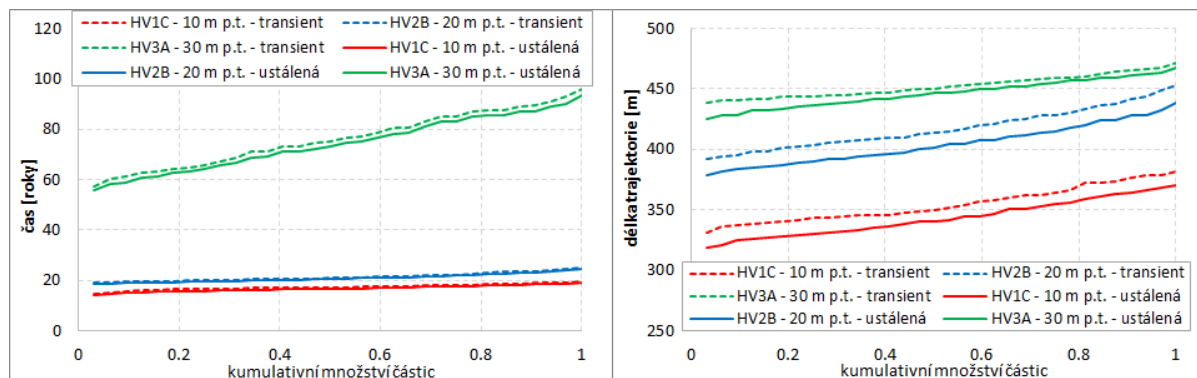
V řezu je barevnými šipkami vyznačen směr hydraulického gradientu v celé ploše, který určuje trajektorie trasovacích částic. Je patrné, že oblasti vzestupného gradientu jsou situovány do údolních oblastí, kde v návaznosti dochází k drenáži do toku. Korespondující rozložení těchto oblastí v horizontálním směru je zobrazeno na Obr. 5.13.

5.2.3.1 Porovnání výsledků variantních simulací

Pohyb trasovacích částic je jedním z nejnázornějších ukazatelů, pomocí kterého lze porovnat rozdíly mezi výsledky ustálené a transientní simulace nasycené zóny. Zatímco v případě ustálené simulace probíhá pohyb trasovacích částic prostorem zvodně za konstantních podmínek, v případě transientní simulace rychlost pohybu a trajektorie vychází z tlakového pole, které je v časovém kroku jednoho měsíce proměnné v důsledku proměnlivosti okrajových podmínek (Tab. 6). Na Obr. 5.24 je zobrazeno srovnání délky trajektorie a doba dotoku do míst hlubokých studní pro stacionární a transientní variantu simulace. Počáteční poloha a počet trasovacích částic transientní simulace byly v obou případech definovány stejným způsobem (kap. 5.2.1.1). Je patrné, že variabilní podmínky (časově proměnná intenzita infiltrace do nasycené zóny) se projevují nárůstem celkové trajektorie, kterou kopírují trasovací částice z míst infiltrace až k místu sběrných perforací hlubokých studní (situovaných ve 2. – 4. modelové vrstvě). To je důsledkem mírných změn v tlakovém gradientu podzemní vody v měsíčním kroku, který určuje směr pohybu trasovacích částic. Oproti rovnoměrnému („hladkému“) pohybu ve směru časově konstantního gradientu, ke kterému dochází v rámci stacionární simulace, putují částice každý měsíc v mírně odlišném směru a celkově tedy po delší trase (Obr. 8.43). Největší nárůst je patrný v horních modelových vrstvách, zatímco v nejhlubší, 4. vrstvě, činí rozdíl jen jednotky metrů. To odráží fakt, že trajektorie trasovacích částic, ústících do nejhlubší studně HV3A, vedou hlouběji pod povrchem. V hlubších polohách zvodně jsou změny v tlakovém poli, probíhající důsledkem proměnné infiltrace, utlumeny a nedochází k tak výrazným změnám směru jako je tomu např. ve 2. a 3. modelové vrstvě. Zdrojové oblasti se v případě transientní simulace nachází na téměř stejném místě, jako je tomu v případě ustálené simulace – výchozí poloha trasovacích částic se

nachází blíže k rozvodnici, rozdíl se pohybuje v prvních jednotkách metrů (čemuž odpovídá i situace v okolí uzávěrového profilu na Obr. 8.43).

Na celkovou dobu pohybu částic vody prostorem zvodně do místa hlubokých studní nemá naopak variabilita podmínek v transienční simulaci významnější vliv. Mírné navýšení doby pohybu je důsledkem celkově delší trajektorie, kterou musí stopovací částice urazit.



Obr. 5.24 - srovnání doby dotoku a délky trajektorií vody v hlubokých studny pro transienční a stacionární simulaci

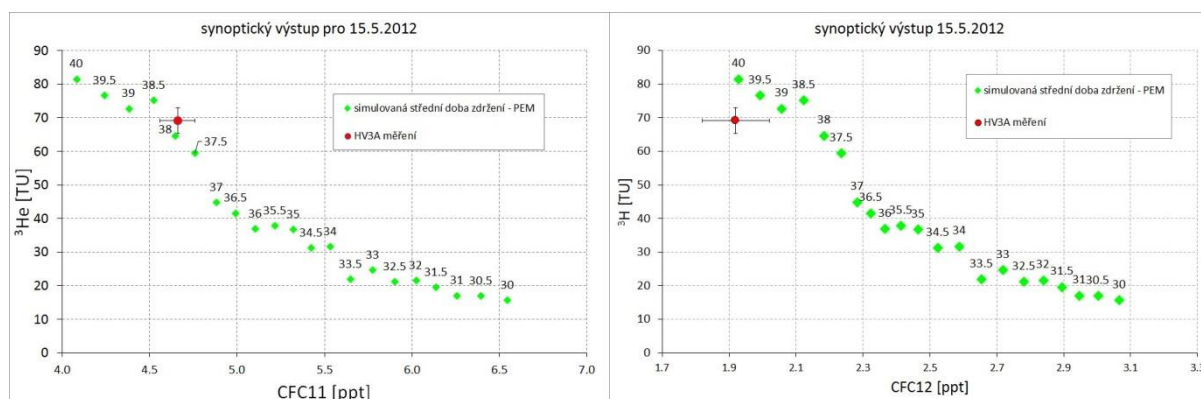
Další dvě varianty modelu, s rozdílným popisem prostoru zvodně, tvoří simulace s napjatou a volnou hladinou podzemní vody. Stejně jako ve variantě s napjatou hladinou podzemní vody, byly i v modelu s hladinou volnou použity analytické částice k analýze pohybu vody ve zvodni (Obr. 8.37). Rozmístění výchozích poloh částic po prostoru zvodně zůstala zachována (v geometrickém středu každé jedné buňky modelu). Výjimku tvoří plocha při východní hranici povodí, kde byla infiltrace nahrazena předepsaným tokem a trasovací částice nejsou v tomto prostoru zadány. Ve srovnání s variantou s napjatou hladinou předpokládají modelové výsledky simulace s hladinou volnou plochy zdrojových oblastí mírně rozsáhlejší – voda doplňující hlubší polohy zvodně pochází z přibližně 37 % rozlohy povodí (bez zahrnutí málo propustných oblastí údolních rašelinišť). Charakter zdrojových oblastí, nacházejících se horních polohách svahových oblastí, zůstává zachován, stejně jako hrubý obrys jejich hranic v západní části povodí. Nejmarkantnějším rozdílem je zvětšení plochy těchto oblastí ve východní části povodí a tím ke zmírnění jejich stranové nevyváženosti, kterou předpokládal model s napjatou hladinou. Varianta s volnou hladinou je charakteristická vyrovnanější distribucí hydraulických vodivostí po ploše povodí vzhledem k předpokladu, že hladiny zaměřené v síti piezometrů ve vyšších polohách nereflktují skutečnou hladinu podzemní vody a proto jim model přiřazuje nižší váhu. To vede v důsledku k vyrovnaní ploch zdrojových oblastí vzhledem k ose toku. Přes skutečnost, že obě modelové varianty sestávají z rozdílně rozložených hydraulických vodivostí, které byly stanovené dle odlišných kalibračních kritérií, jsou oblasti, ze kterých dochází k dotaci hlubších vod zvodně, srovnatelné jak v ploše, tak polohou při hranicích experimentálního povodí.

5.2.4 Výsledky modelu Lumpy

Výsledky modelu Lumpy vychází z principiálně odlišného popisu zájmové zvodně, než je tomu v případě distribuovaných modelů, popsanych kapitolách 5.2.1 a 5.2.2. Využití výstupů stanovených za využití tzv. celistvého (Lumped) konceptu spočívá v první řadě v ověření hlavních výsledků, které byly získány pomocí ostatních modelových nástrojů.

V nejmělkším vrtu HV1C (hloubky 10 m) ukazují výsledky s využitím stopovače ^{18}O největší shodu s měřením v případě použití exponenciálního modelu dob zdržení se zahrnutím příspěvku toku. Přestože již měření ukazují hydraulickou komunikaci napříč zvodní (Obr. 8.27), komunikaci chápanou ve formě pohybu látek, a ne jen přenosem tlaku, naznačují až výsledky týkající se transportu. To naznačuje možnost preferenční komunikace vrtu HV1C s tokem, vzhledem k tomu, že výsledky nasyceného modelu (kap. 5.2.1) předpokládají v této lokalitě vzestupné proudění drenáže podzemní vody do toku. Jednou z možností, mající za následek modelem předpokládanou preferenční komunikaci s tokem, může být rozduření materiálu v okolí vrtu v průběhu budování vrtu.

Pro nejhlubší vrt HV3A poskytují nejlepší shodu s měřenými koncentracemi ^3H , ^3He a CFC modelové výsledky popisující distribuci dob zdržení určenou dle částečně exponenciálního modelu (kap. 4.3.2.4). Ten odpovídá situaci, kdy v idealizované prostoru zvodně dané mocnosti dochází k odběru z místa reprezentující pouze určitou vrstvu a nedosahující k povrchu ani k bázi – v tomto případě odpovídá otevření jímací perforace v hloubce 28-29 m pod povrchem. Odebraný vzorek podzemní vody tak reprezentuje pouze omezený počet proudnic, které protínají umístění jímací perforace. Při hloubce zvodně $h_{\text{max}} = 55$ m (kap. 4.3.1.2) pak nastává nejvyšší shoda s měřenými daty pro střední dobu zdržení v délce 37 let.



Obr. 5.25 - vybrané kombinace ^3H , ^3He a CFC. zeleně koncentrace stanovené modelem pro různé doby zdržení, červeně měřené

Výsledky souhlasí se zdánlivým stářím vody v HV3A, stanoveném z přímého obsahu ^3H - ^3He (tab. 2). Přidaná hodnota výsledků programu Lumpy, spočívá v podpoře předpokládané střední doby zdržení v HV3A na základě koncentrací CFC. Předpokládané střední doby zdržení v různých hloubkách (respektive v několika

diskrétních místech vzorkování) pak lze využít pro nezávislé porovnání s výsledku modelu nasycené zóny.

Prezentované výsledky programu Lumpy jsou popsány pouze okrajově. Primárním záměrem, vedoucím k použití celistvého konceptu pro popis zájmového povodí, byla snaha o sjednocení výsledků měření dvou skupin stopovačů (^{18}O vs ^3H a CFC). Tohoto cíle však s použitím modelové nástroje Lumpy nebylo uspokojivě dosaženo. Dílčí výsledky, které vychází z aplikace sjednoceného přístupu vždy jen na jednu z těchto dvou skupin, jsou nicméně zahrnuty do celkového pohledu na chování podzemní vody v experimentálním povodí.

6. Závěr, zhodnocení poznatků a přínosů

Tématem předkládané práce byla tvorba podpovrchového odtoku na experimentálním povodí Uhlířská v Jizerských horách. To prakticky znamená popis trajektorií proudění vody počínaje infiltrací ve formě srážek až k odtoku ze zájmové oblasti. Jedná se tak o komplexní problematiku, k jejímuž uchopení je třeba popisu řady spolupůsobících a vzájemně se ovlivňujících procesů. Hlavní projevy jednotlivých procesů na chování podpovrchové vody jsou patrné v různých úrovních pohledu na povodí - od podrobného měřítka při pohybu půdním profilem po proudění celým prostorem zvodně. Překlenutí těchto rozdílných měřítek v náhledu na pohyb vody v povodí jako celku tak tvoří nejdůležitější aspekt této práce.

Podpovrchový odtok lze rozdělit do dvou základních oblastí dle charakteru proudění a pohybu látek na nenasycenou a nasycenou zónu. Mezi těmi dochází z hlediska podpovrchové vody k vzájemné komunikaci a zároveň se v jejich chování odráží vnější podmínky na lokalitě. Vlastní simulace proudění vody byla realizována s využitím existujících modelových nástrojů. Vstupní data, která byla využita pro definici okrajových a počátečních podmínek pro modelové řešení, lze rozdělit na dvě skupiny. V blízké minulosti (v návaznosti na intenzitu monitoringu od roku 2006) se jedná o přímo měřené meteorologické a hydrologické podmínky na lokalitě. Ty jsou doplněné o výsledky kvalitativního měření, z něhož bylo pro potřeby studie využito popisu izotopového složení vod z různých fází hydrologického cyklu. V dlouhodobém horizontu, sahajícímu k počátku roku 1961, pak bylo ve větší míře využito regresně stanovených veličin. Jejich hodnoty byly odvozeny na základě korelace přímých měření na lokalitě s nejpříhodnějšími meteostanicemi, disponujícími dlouhodobými datovými řadami.

V rámci disertační práce bylo využito dvou skupin stopovačů. Stabilního, přirozeně se vyskytujícího izotopu ^{18}O s využitím v oblasti jednotek měsíců. Druhou skupinu tvoří primárně antropogenní ^3H , který se s poločasem 12.32 let rozpadá na ^3He , a spíše okrajově skupina chlor-fluorovaných uhlovodíků. Izotop ^{18}O byl využit primárně při simulaci nenasycené zóny, kde jeho sezónní a epizodní variabilita umožňuje stanovení transportních parametrů půdních profilů svahových a méně propustných údolních oblastí. Kombinace látek ^3H - ^3He pak představuje hlavní podklad pro stanovení parametrů nasycené zóny, ze kterých jsou odvozeny směry proudění a doba zdržení ve zvodni.

Nenasycená zóna je reprezentována dvěma půdními profily, ve kterých dochází k odběru půdní vody procesem evapotranspirace a k transformaci tekutých a pevných srážek na odtok. Následující hodnoty jsou vztaženy, není-li stanoveno jinak, k celému simulovanému období, tj. intervalu let 1961-2014. Střední sezónní srážkový úhrn má hodnotu 1222 mm, evapotranspirace pak za dané období odebírá průměrně 230 mm. Relativně nízká hodnota evapotranspirace je pravděpodobně důsledkem špatného stavu vegetace v průběhu posuzovaného období. Model svahových oblastí

nenасыčené zóny, řešený v programu S1D, sestává ze dvou kontinuí – domény matrice a výrazně propustnější domény puklin. V dlouhodobém horizontu ukazují modelové výsledky svahových půd střední sezónní odtok 456 mm z matrice a 534 mm preferenční doménou. Výsledky simulace nenasycené zóny v kombinaci se separovanou základní složkou odtoku předpokládají infiltraci do nasycené zóny pocházející primárně z půdní matrice, nicméně cca 8 % z celkové infiltrace tvoří odtok z preferenční domény. Podíl preferenčního odtoku je proporciálně výraznější v případě zvýšených intenzit průtoků, které nastávají především v jarních měsících, kdy dochází k tání akumulovaných pevných srážek ze zimního období. Z podstatně méně propustného rašelinného profilu vychází sezónní infiltrace do nasycené zóny v hodnotě jen 22 mm a prakticky tak utváří vrstvu s nižší hydraulickou vodivostí v okolí toku. Výsledná kombinace příspěvků svahových a údolních oblastí, vede ke střední sezónní dotaci zvodně 416 mm, což představuje cca 34 % dlouhodobých srážek. V závislosti na místě infiltrace se pak infiltrovaná voda zúčastní oběhu podzemní vody, než dojde k její drenáži do Černé Nisy, nebo z hlediska množství zanedbatelnému, odtoku do bedřichovské nádrže.

Proudění vody nenasyceným prostředím půdních profilů má za následek i změnu v obsahu látek, které byly využity jako stopovače. Střední obsahy ^{18}O vážené dle intenzit odtoku se pohybují okolo -9.94 ‰, zatímco v izotopově lehčí preferenční doméně puklin -10.17 ‰. Při transportu ^3H v nenasycené zóně dochází jednak k úniku produktu jeho rozpadu na ^3He do okolního prostředí a zároveň k transformaci proměnných koncentrací ve srážkách. To vede k poklesu střední koncentrace ^3H , vstupující do zvodně o cca 15 %. Zde je nadále simulován jeho transport společně s dceřinným produktem ^3He , který zůstává rozpuštěn přítomný v podzemní vodě nasyčeného prostředí.

Trvale saturované prostředí zvodně bylo popsáno modelem nasycené zóny. Prostor zvodně je vymezen především bází, tvořenou nezvětraným a relativně nepropustným granitem. Její poloha a tvar byly pro účely studie rekonstruovány na základě stávajících výsledků geofyzikálních měření. Vlastní simulace byly provedeny ve stacionární a transientní variantě. Transientní simulace popisuje období let 1961 – 2014 pomocí 641 epizod délky 1 měsíce, z nichž každá je definována specifickou hodnotou infiltrace a odpovídajících koncentrací stopovačů ^3H - ^3He a ^{18}O . Simulace stacionární vychází ze středních hodnot za stejné období. Infiltrace do nasycené zóny byla převzata z výsledků zpracované modelem zóny nenasycené. K popisu proudění bylo využito výpočetního modulu Modflow a k simulaci transportu látek modulu MT3DMS.

S využitím dostupných měření, která popisují polohu hladin a složení podzemní vody na povodí, byla v několika krocích provedena kalibrace všech parametrů modelu nasycené zóny, využitých ve finálních simulacích. Rozložení nasycené hydraulické vodivosti bylo stanoveno s využitím sítě piezometrů a ukazuje přítomnost vodivějšího materiálu (cca $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) v oblastech údolí a celkově s hloubkou se snižující

vodivost k minimální hodnotě okolo $2 \cdot 10^{-7}$ m.s⁻¹ při bázi zvodně. Pohyb hladiny podzemní vody monitorovaný automatizovanými piezometry vedl ke stanovení hodnot storativity modelu, která vykazuje s hloubkou překvapivý nárůst. Na základě měřených koncentrací stopovače ³H-³He bylo stanoveno rozložení pórovitostí v prostoru zvodně. Ta je na svazích charakterizována hodnotou 1 %, v údolních oblastech se pohybuje v rozmezí 8 – 15 %. Upřesnění podélné disperzivity na výslednou hodnotu 30 m bylo dosaženo díky kombinovanému využití obou hlavních skupin stopovačů ³H-³He a ¹⁸O.

V plně kalibrovaném modelu byly provedeny simulace, jejichž účelem je popis proudění vody v povodí jako celku. Doby zdržení vody v povodí a jejich trajektorie byly stanoveny s využitím sledování trasovacích částic, jejichž pohyb modelovým prostředím zvodně byl řešen modulem Modpath. Ty ukazují střední dobu zdržení ve zvodni přibližně deset let. Směrem do hlubších poloh zvodně je předpokládán nárůstu doby zdržení, přičemž cca 20 % podzemní vody je ve zvodni přítomno déle, než 100 let. Zvyšování doby zdržení s hloubkou se odráží v přetocích mezi modelovými vrstvami, kdy na oběhu pod 30 m (5. – 7. modelové vrstvy) se podílí necelé 1 % množství vody infiltrované z nenasycené zóny, což tvoří cca 0.25 % celkových srážek. Proudění podzemní vody nasycenou zónou probíhá především podél svahů ve směru od rozvodnice k toku, zatímco paralelně s toke je pohyb podzemní vody minimální a probíhá jen v nejhlubších polohách. Hlubšího oběhu se účastní především voda, infiltrující blíže hranicím povodí. Tomu odpovídá i poloha zdrojových oblastí, rozprostřená ve větší vzdálenosti od osy povodí tvořené tokem Černé Nisy.

Simulací transportu ¹⁸O v nasycené zóně, kalibrované dle výsledků simulací látek ³H-³He, nebylo dosaženo výsledků, které by byly v souladu s měřením na lokalitě. Relativně malé rozdíly mezi různými vzorky z povodí ve spojitosti s poměrně velkou nejistotou ve stanovení dlouhodobých obsahů ¹⁸O ukazuje na komplikované použití stabilního ¹⁸O pro simulace delších dob zdržení. Utlumení sezónní variability lze v intencích modelu vysvětlit delšími trajektoriemi, po kterých trasovací částice putují do hlubokých vrtů, nacházejících se v oblastech drenáže. Měřené vzorky ze všech vrtů mají variabilitu vyšší, což by ukazovalo na preferenční propojení vrtů s mělčími polohami zvodně. Určité systematické rozdíly, zejména absence “lehčí” vody infiltrované do nasycené zóny, však nabízí možnost revize parametrů nenasycené zóny za účelem přiblížení se pozorovaným modelovým výstupům.

7. Literatura

- Abbot, M. B., 1992. The theory of the hydrologic model, or: the struggle for the soul of hydrology. *Advances in theoretical hydrology*, pp. 237-254.
- Abdul, A. S. & Gillham, R. W., 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, Svazek 20, pp. 691-698.
- Abelin, H. a další, 1991. A large scale flow and tracer experiment in granite, II. Results and interpretation.. *Water Resources Research*, pp. 3119-3135.
- Aggarwal, K. P., Gat, J. & Froehlich, K., 2007. Stable Oxygen and Hydrogen Isotopes in Precipitation. *Isotopes in the Water Cycle*, pp. 42-43.
- Aggarwal, P. K. a další, 2009. Global Hydrological Isotope Data and Data Networks. *Isoscapes*, pp. 33-50.
- Alyamani, M. S. & Zekai, S., 1993. Determination of Hydraulic Conductivity from Complete Grain-Size Distribution Curves. *Groundwater*, Svazek 31, pp. 551-555.
- Amin, I. E. & Campana, M. E., 1996. A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems. *Journal of Hydrology*, pp. 1-21.
- Anderson, M. G. & Burt, T. P., 1977. A laboratory model to investigate the soil moisture conditions on a draining slope. *Journal of Hydrology*, Svazek 33, pp. 383-390.
- Anderson, M. G. & Burt, T. P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes*, Svazek 3(4), pp. 331-344.
- Anderson, S. P. a další, 1997. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research*, Svazek 33, p. 2637–2653.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R. & Bernhardt, G., 1995. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, 33(6), pp. 1010-1018.
- Atkinson, T. C., 1978. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. *Hillslope Hydrology*, pp. 73-120.
- Bachmair, S. & Weiler, M., 2012. Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability. *Hydrology and Earth System Sciences*, Svazek 16, pp. 3699-3715.
- Beckers, J. & Alila, Y., 2004. A model of rapid preferential hillslope runoff contributions to peak flow generation in a temperate rain forest watershed. *Water Resources Research*, Svazek 40.
- Bedekar, V., Morway, E. D., Langevin, C. D. & Tonkin, M., 2016. *T3D-USGS version 1: A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW: U.S. Geological Survey Techniques and Methods*.
místo neznámé:autor neznámý

- Betson, R. P., 1964. What is watershed runoff?. *Journal of Geophysical Research*, Svazek 69, pp. 1541-1552.
- Beven, K. J., 1997. *Distributed Hydrological Modelling: Applications of the TOPMODEL Concept*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Beven, K. J., 2002. Towards an alternative blueprint for physically-based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, Svazek 16, p. 189 – 206.
- Beven, K. & Kirkby, M. J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, Svazek 24, pp. 43-69.
- Binley, A. M., Beven, K. J. & Elgy, J., 1989. A physically-based model of heterogenous hillslopes. II. Effective hydraulic conductivities. *Water Resources Research*, Svazek 25, pp. 1227-1233.
- Burns, D. A. a další, 1998. Base cation concentrations in subsurface flow from a forested hillslope: the role of flushing frequency. *Water Resources Research*, Svazek 34, p. 3535–3544.
- Butler, D. K., 2005. Near-surface geophysics. *Investigations in geophysics*, Svazek 13.
- Caruso, C. & Quarta, F., 1998. Interpolation methods comparison. *Computers & Mathematics with Applications*, 35(12), pp. 109-126.
- Cauquoin, A. a další, 2015. The global distribution of natural tritium in precipitation simulated with an Atmospheric General Circulation Model and comparison with observations. *Earth and Planetary Science Letters*, Svazek 427, pp. 160-170.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, Svazek 133, p. 1702–1703.
- Cunnold, D. a další, 1994. Global trends and annual releases of CCl₃F and CCl₂F₂ estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *Journal of Geophysical Research*, pp. 1107-1126.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), p. 436–468.
- Dohnal, M. & Vogel, T., 2011. Výpočet evapotranspirace s využitím znalosti radiačních poměrů horského povodí. *Satvební obzor*, Svazek 3, pp. 87-91.
- Dragomir, F., 2006. *Hydrogeologický model odtoku na povodí Uhlířská*. místo neznámé: autor neznámý
- Dunne, T. & Black, R. D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6(2), pp. 478-490.
- Dušek, J., Vogel, T., Dohnal, M. & Gerke, H. H., 2012. Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. *Advances in Water Resources*, Svazek 44, pp. 113-125.

- Dušek, J., Vogel, T. & Šanda, M., 2012. Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-18 signatures. *Journal of Hydrology*, pp. 415-427.
- Eckhardt, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, Svazek 19(2), pp. 507-515.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J. & Zaradny, J., 1978. Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs*, p. 189.
- Freer, J. a další, 2002. The role of bedrock topography on subsurface stormflow. *Water Resources Research*, 38(12).
- Freeze, A. & Cherry, J., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall.
- Freeze, R. A. & Harlan, R. L., 1969. Blueprint for a physically-based digitally simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, Svazek 9, pp. 237-258.
- Gat, J. R., Bowser, C. J. & Kendall, C., 1994. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Resources*, 21(7), pp. 557-560.
- Gelhar, L. W., Welty, C. & Rehfeldt, K. R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, Svazek 28, p. 1955–1974.
- Gerke, H. H. & vanGenuchten, M. T., 1993. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29(2), p. 305–319.
- Giauqueme, W. F. & Johnston, H. L., 1929. An isotope of oxygen, mass 18. *Nature*, Svazek 123, p. 318.
- Harr, R. D., 1977. Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *Journal of Hydrology*, Svazek 33, pp. 37-58.
- Hazen, A., 1892. Some Physical Properties of Sands and Gravels, with Special Reference to their Use. *24th Annual Report, Massachusetts State Board of Health*.
- Hewlett, J. D. & Hibbert, A. R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, Svazek 1, pp. 275-290.
- Hill, D. E. & Parlange, J. Y., 1972. Wetting front instability in layered soils. *Soil Science Society of America Journal*, Svazek 36, pp. 697-702.
- Hinkle, S. R. & Snyder, D. T., 1997. *Comparison of Chlorofluorocarbon-Age Dating with Particle-Tracking Results of a Regional Ground-water Flow Model of the Portland Basin, Oregon and Washington*. U.S. Geological Survey.
- Holko, L. a další, 2002. *round water runoff separation test of applicability of a simple separation method under varying natural conditions*. Cape Town, autor neznámý
- Hooper, R. P. & Shoemaker, C. A., 1986. A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water Resources Research*, pp. 1444-1454.

- Horton, J. H. & Hawkings, R. H., 1964. *The importance of capillary pores in rainwater percolation to the ground water table.*
- Horton, R. E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American Geophysical Union*, Svazek 14, pp. 446-460.
- Horton, R. E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysica to quantitative morphology. *GSA Bulletin*, pp. 275-370.
- Hrnčíř, M., Šanda, M., Kulasová, A. & Císlarová, M., 2010. Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, Svazek 24, p. 2248–2256.
- Hursh, C. R. & Brater, E. F., 1941. Separating storm-hydrographs from small drainage-areas into surface- and subsurface-flow. *Transactions American Geophysical Union*, Svazek 22, pp. 863-871.
- Chapuis, R. P., 2004. Predicting the saturated hydraulic conductivity of sand and gravel using effective diameter and void ratio. *Canadian Geotechnical Journal*, Svazek 41, pp. 787-795.
- Ingraham, N. L. & Taylor, B. E., 1991. Light stable isotope systematics of large-scale hydrologic regimes in California and Nevada. *Water Resources Research*, Svazek 27, pp. 77-90.
- Isaaks, E. H. & Srivastava, M. R., 1989. An Introduction To Applied Geostatistics. *Computers & Geosciences*, Svazek 17, pp. 471-473.
- Ishaku, J. M., Gadzama, E. W. & Kaigama, U., 2011. Evaluation of empirical formulae for the determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *Journal of Geology and Mining Research*, Svazek 34, pp. 105-113.
- Jones, J. A., 2010. Soil piping and catchment response. *Hydrological Processes*, Svazek 24, pp. 1548-1566.
- Kasenow, M., 2002. Determination of Hydraulic Conductivity from Grain Size Analysis. *Water Resources Publications*.
- Katz, B. G. & Griffin, D. W., 2008. Using Chemical and Microbiological Indicators to Track the Impacts From the Land Application of Treated Municipal Wastewater and Other Sources on Groundwater Quality in a Karstic Springs Basin. *Environmental Geology*, pp. 801-821.
- Kendall, C. & McDonnell, J. J., 1998. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam: Elsevier Science.
- Kirchner, J. W., 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, Svazek 17, pp. 871-874.
- Kirkby, M. J. & Weyman, D. R., 1794. *Measurement of contributing area in very small drainage basins*. Bristol

Kliner, K. & Kněžek, M., 1974. The underground runoff separation method making use of the observation of groundwater table. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, Svazek 22, p. 457–466.

Klomínský, J., 1969. Krkonošsko-jizerský granitoidní masiv. V: *Sborník Geologických věd, řada Geologie*. pp. 7-132.

Kněžek, M., 1988. *Podzemní složka odtoku*. Praha: VÚV Praha.

Krásný, J., 1981. *Mapa odtoku podzemní vody ČSSR 1:1 000 000*. místo neznámé: Český hydrometeorologický ústav.

Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V. & Barbecot, F., 2014. Inter-laboratory comparison of the analyses of Sulphur hexafluoride (SF₆) and three chlorofluorocarbons (CFC-11, -12 and -113) in groundwater and an air standard. *Applied Geochemistry*, pp. 118-129.

Loke, M. H., 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys.

Lucas, L. L. & Unterweger, M. P., 2000. Comprehensive Review and Critical of the Half-life of Tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, pp. 541-549.

Maloszewski, P. & Zuber, A., 1996. *Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data*. místo neznámé: autor neznámý

Masarik, J. & Beer, J., 2009. An updated simulation of particle fluxes and cosmogenicnuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, Svazek 114.

Masch, D., 1966. Grain size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands. *Water resources research*, p. 665.

McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W., 1988. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*.

McDonnell, J. J., 1990. A Rationale of old water discharge through macropores in a steep humid catchment. *Water Resources Research*, Svazek 26, pp. 2821-2832.

McDonnell, J. J., 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrological processes*, Svazek 17, pp. 1869-1875.

McDonnell, J. J. a další, 2010. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. *Hydrological Processes*, Svazek 24, pp. 1745-1754.

Mockus, V., 1964. Snowmelt. V: *National Engineering Handbook*. místo neznámé: United States Department of Agriculture.

- Mosley, M. P., 1979. Streamflow Generation in Forested Watershed. *Water Resources Research*, Svazek 15, pp. 795-806.
- Nace, 1969. *Water and man; a world view*. místo neznámé: United Nations Educational.
- Nguyen, F. a další, 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, Svazek 57, pp. 260-277.
- Nikodem, A. a další, 2013. Study of podzolization process under different vegetation cover in the Jizera Mountains region. *Soil and Water Research*, Svazek 8, pp. 1-13.
- Ogata, A. & Banks, R. B., 1961. *A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media*. Washington: US Government Printing Office.
- Ozyurt, N. & Bayari, C., 2003. LUMPED: a Visual Basic code of lumped-parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems. *Computers & Geosciences*, pp. 79-90.
- Park, C., Vandergraaf, T. T., Drew, D. J. & Hahn, P., 1997. Analysis of the migration of nonsorbing tracers in a natural fracture in granite using a variable aperture channel model. *Journal of Contaminant Hydrology*, pp. 97-108.
- Park, Y. J., Sudicky, E. A., Brookfield, A. E. & Jones, J. P., 2011. Hydrologic response of catchments to precipitation: quantification of mechanical carriers and origins of water. *Water Resources Research*, Svazek 47.
- Penman, H. L., 1948. Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of The Royal Society A*, Svazek 193, pp. 120-145.
- Pollock, D. W., 2016. *User guide for MODPATH Version 7 -- A particle-tracking model for MODFLOW: U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1086*.
- Quitt, E., 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Brno: Geografický ústav ČSAV.
- Ragan, R. M., 1968. An experimental investigation of partial area contributions. *IAHS Publ*, Svazek 76, pp. 241-249.
- Reilly, T. E., Plummer, N., Phillips, P. J. & Busenberg, E., 1994. The use of simulation and multiple environmental tracers to quantify groundwater flow in a shallow aquifer. *Water Resources Research*, pp. 421-433.
- Rigon, R., Bertoldi, G. & Over, T. M., 2006. GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3), pp. 371-388.
- Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, Svazek 1, pp. 318-333.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. & Gonfiantini, R., 1992. Relation Between Long-Term Trends of Oxygen-18 Isotope Composition of Precipitation and Climate. *Science*, 258(5084), pp. 981-985.

Sedlák, J. a další, 2007. Geological interpretation of a gravity low in the central part of the Lugian Unit (Czech Republic, Germany and Poland). *Journal of Geosciences*, Svazek 52, pp. 181-197.

Selker, J. S., Steenhuis, T. S. & Parlange, J. Y., 1992. Wetting front instability in homogenous sandy soils under continous infiltration. *Soil Science Society*, Svazek 56, pp. 1346-1350.

Selley, R. C., 1998. *Elements of petroleum geology - second edition*. místo neznámé: Academic Press - An imprint of Elsevier.

Schild, M., Siegesmund, S., Vollbrecht, A. & Mazurek, M., 2001. Characterization of granite matrix porosity and pore-space geometry by in situ and laboratory methods. *Geophysical Journal International*, pp. 111-125.

Siddle, R. C., Kitahara, H., Terajima, T. & Nakai, Y., 1995. Experimental studies on the effects of pipeflow on throughflow partitioning. *Journal of Hydrology*, Svazek 165, pp. 207-219.

Sklash, M. & Farvolden, R., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, Svazek 43, pp. 45-65.

Sloan, P. G. & Moore, I. D., 1984. Modeling Subsurface Stormflow on Steeply Sloping Forested Watersheds. *Water Resources Research*, Svazek 20, pp. 1815-1822.

Smith, W. H. & Wessel, P., 1990. Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension. *Geophysics*, Svazek 55, pp. 293-305.

Solomon, D. K. & Cook, P. G., 2000. 3H and 3He. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*.

Stewart, M. K., Mehlhorn, J. & Elliot, S., 2007. Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand. *Hydrological Processes*, 21(24), pp. 3340-3356.

Suckow, A., 2012. *Lumpy—an interactive Lumped Parameter Modeling code based on MS Access and MS Excel*. *Geophysical Research Abstracts*, Svazek 14, EGU2012-2763

EGU General Assembly 2012136/vzj2013.11.019. Šanda, M., Kulasová, A. & Císlarová, M., 2009. Hydrological processes in the subsurface investigated by water isotopes and silica. *Soil and Water Research*, Svazek 4, pp. 83-92.

Šanda, M., Novák, L. & Císlarová, M., 2006. *Tracing of the water flowpaths in a mountainous watershed*. Luxembourg

Šípová, D., 2009. *Modelování vodního režimu rašelinišť s využitím stabilních izotopů*. Diplomová práce, Praha: ČVUT v Praze.

Šmídl, J., Šanda, M. & Kulasová, A., 2010. Kontinuální sledování sněhové pokrývky na povodí Uhlířská, Aplikace metody DEGREE-DAY. XV. *Medzinárodné stretnutie snehárov - Sborník příspěvků*, pp. 35-43.

- Tachecí, P., 2002. *Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu*. Disertační práce, Praha: ČVUT v Praze
- Thornthwaite, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, Svazek 38, pp. 55-94.
- Todini, E., 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrology and Earth System Sciences*, Svazek 11, pp. 456-482.
- Trask, P. D., 1932. Hydrological investigative work by petroleum companies. Svazek 13, pp. 306-307.
- Tromp-van Meerveld, H. J. & McDonnell, J. J., 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. 42(2).
- Uchida, T., Meerveld, I. T. & McDonnell, J. J., 2005. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology*, Svazek 311, pp. 117-133.
- Uma, K., 1989. New statistical grain-size method for evaluating the hydraulic conductivity of sandy aquifers. *Journal of hydrology*, pp. 343-366.
- Urey, H. C., Brickwedde, F. G. & Murphy, G. M., nedatováno A hydrogen isotope mass 2. *Physics Review*, 39(1), pp. 164-165.
- Varouchakis, E. A. & Hristopulos, D. T., 2013. Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(1), pp. 1-19.
- Vienken, T. a další, 2013. Field comparison of selected methods for vertical soil water content profiling. *Journal of Hydrology*, Svazek 501, pp. 205-212.
- Vitvar, T. & Aggarwal, P. K., 2007. Global Network Is Launched to Monitor Isotopes in Rivers. *American Geophysical Union*, Svazek 88, pp. 325-332.
- Vogel, J. C., 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. *Isotopes in Hydrology*, pp. 355-369.
- Vogel, T., Brezina, J., Dohnal, M. & Dusek, J., 2010. Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow. *Vadose Zone Journal*, 9(2), pp. 260-267.
- Vogel, T., Dohnal, M. & Dušek, J., 2004. *Bench scale modeling approaches*, Praha
- Vogel, T., Gerke, H., Zhang, R. & Van Genuchten, M., 2000. Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, pp. 78-89.
- Vogel, T. a další, 2010. Using oxygen-18 to study the role of preferential flow in the formation of hillslope runoff. *Vadose Zone Journal*, Svazek 9, pp. 252-259.
- Weiler, M., Uchida, T. & McDonnell, J. J., 2003. *Connectivity due to preferential flow controls water flow and solute transport at the hillslope scale*. Townsville

Whipkey, R. Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrological Sciences Journal*, Svazek 10, pp. 74-85.

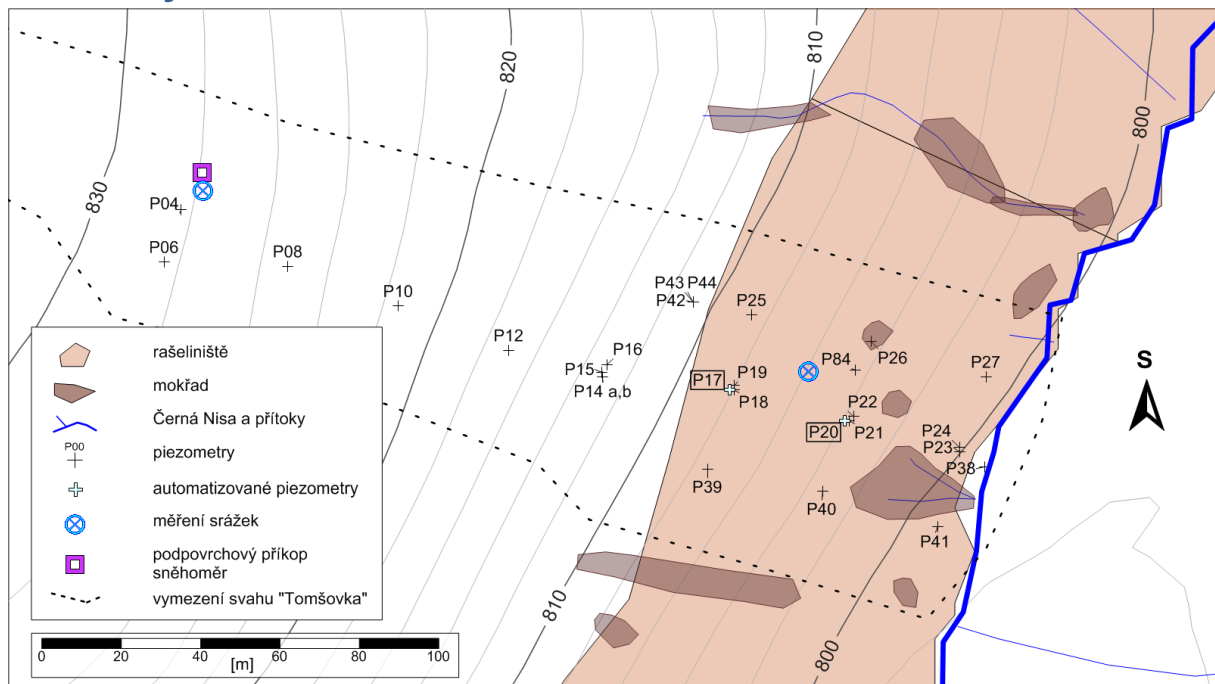
Wienhöfer, J. a další, 2009. Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, Svazek 13, p. 1145.

Žak, S., 2011. Hydraulic Conductivity of Layered Anisotropic Media. *Developments in Hydraulic Conductivity Research*.

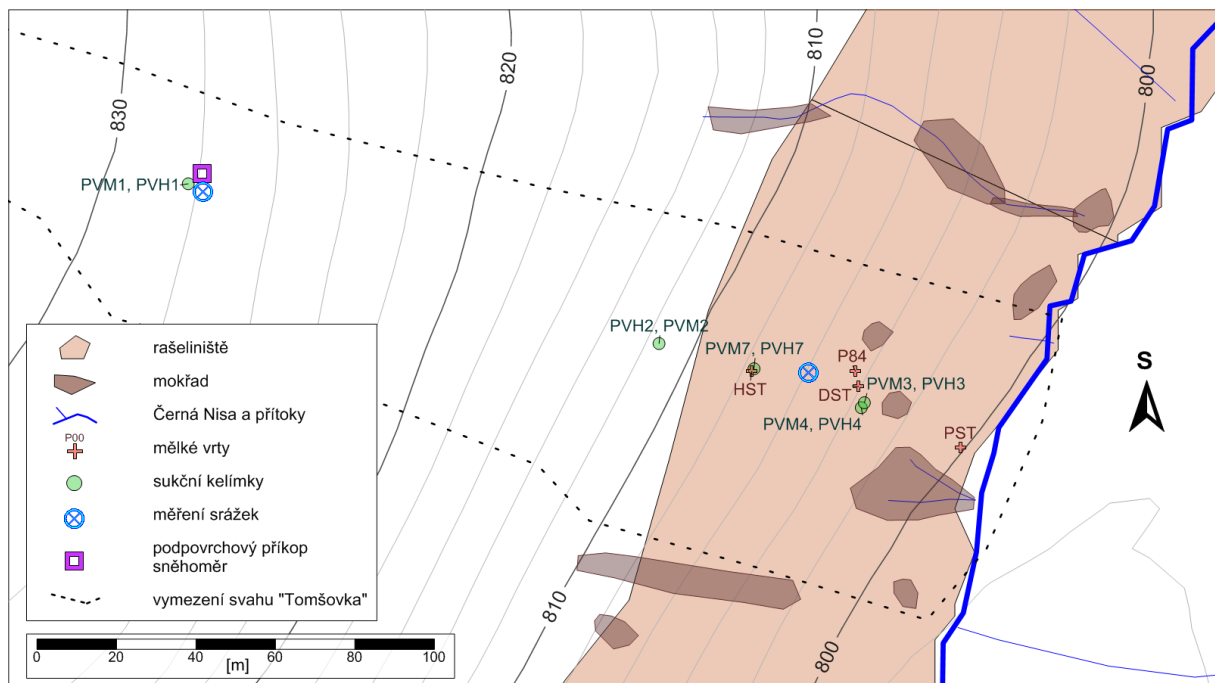
Zheng, C., 1990. *MT3D, A Modular Three-Dimensional Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems*. Ada(Oklahoma)

Žák, J., Verner, K., Kolmínský, J. & Chlupáčová, M., 2009. Granite tectonics” revisited: insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and brittle fractures in the Jizera granite, Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences*, Svazek 98, pp. 949-967.

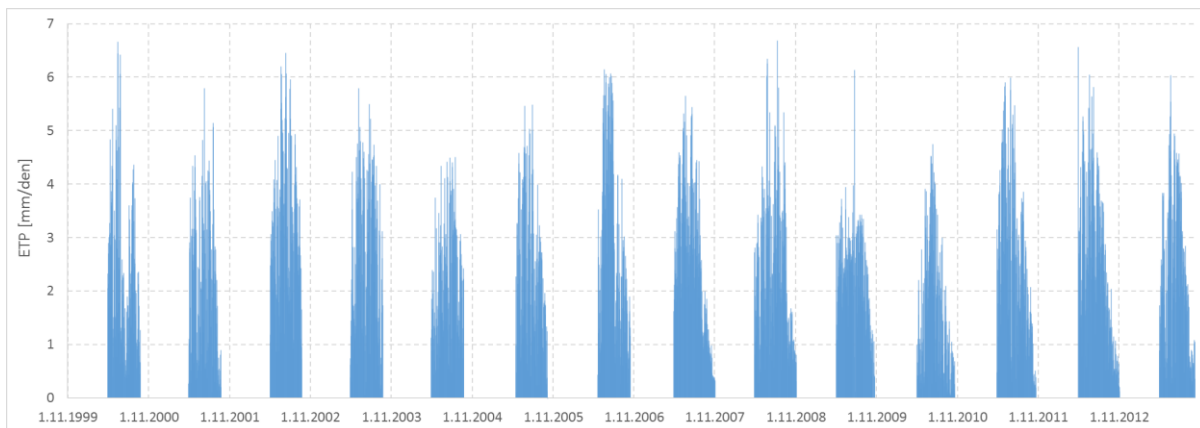
8. Přílohy



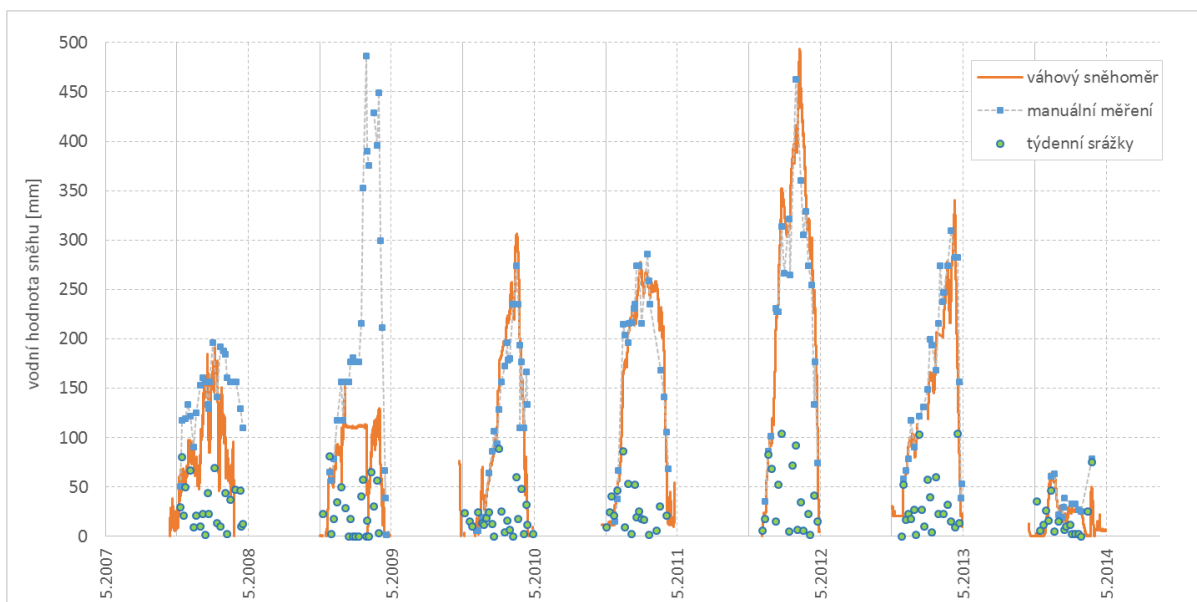
Obr. 8.1 - detail svahu "Tomšovka" s podrobnými pozicemi části ze sítě tenzometrů použitých ke kalibraci hydraulického modelu. Zvýrazněné automatické piezometry P17 a P20 provádí záznam hladiny a teploty vody ve vrtu v hodinovém kroku



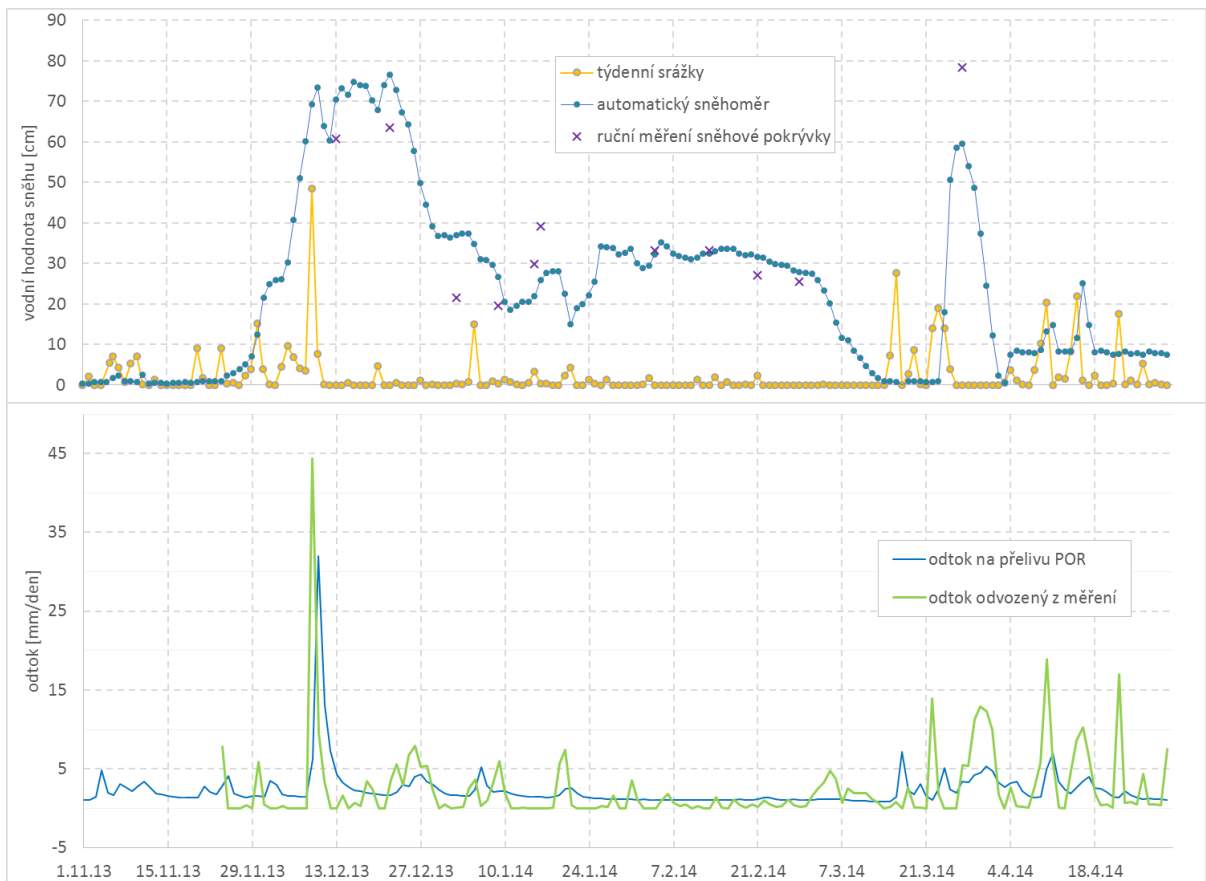
Obr. 8.2 - svah "Tomšovka" s místy měření a odběrů vzorků pro analýzu izotopů ^{18}O a ^2H



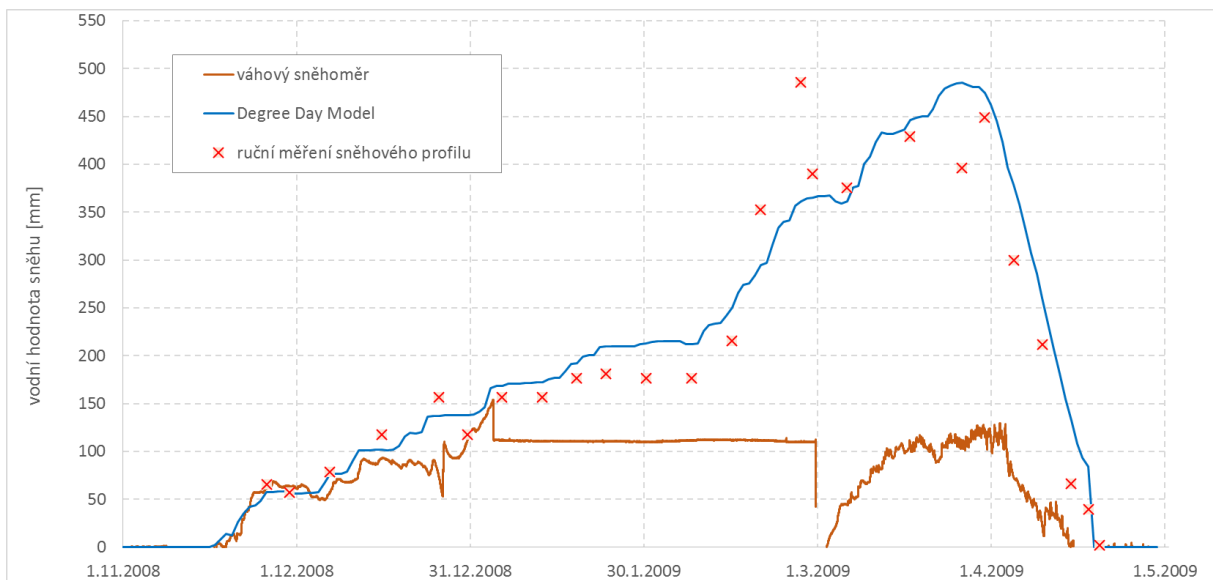
Obr. 8.3 - denní hodnoty evapotranspirace



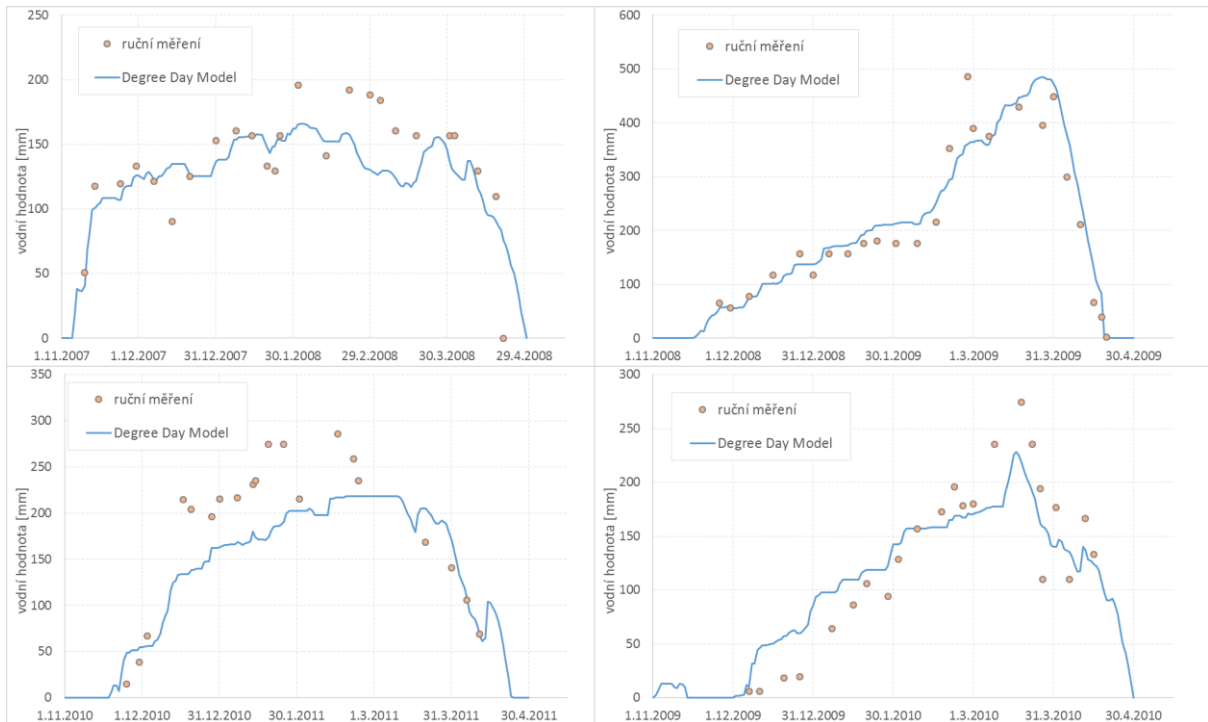
Obr. 8.4 - výška sněhové pokrývky a srážek v mimovegetačních obdobích po dobu přítomnosti sněhoměru na lokalitě. Ke kalibraci čidel sněhoměru byla použita pravidelná manuální měření vodní hodnoty sněhu v blízkosti sněhoměru



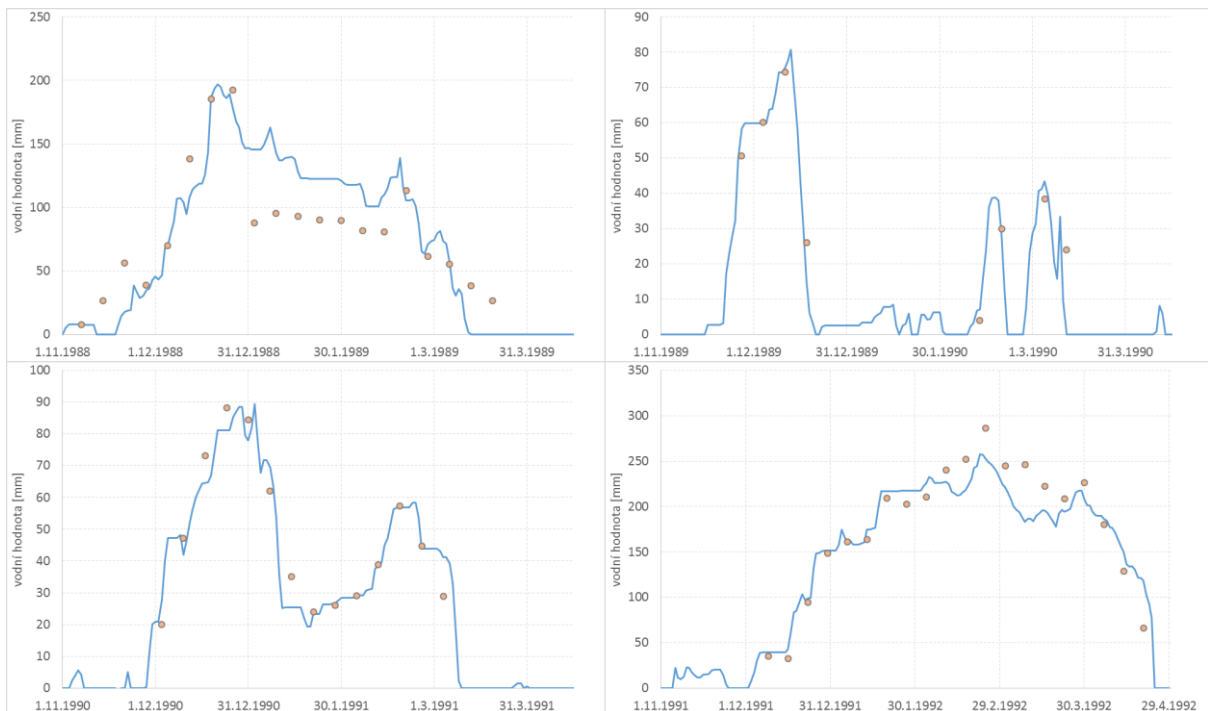
Obr. 8.5 - průběh vybrané zimní sezóny hydrologického roku 2014. Nahoře měření sněhové pokrývky a srážek, dole na základě měření stanovený odtok ze sněhového profilu (infiltrace do nenasycené zóny, zeleně) ve srovnání s odtokem v Černé Nise monitorovaným na přelivu Porsche (modře)



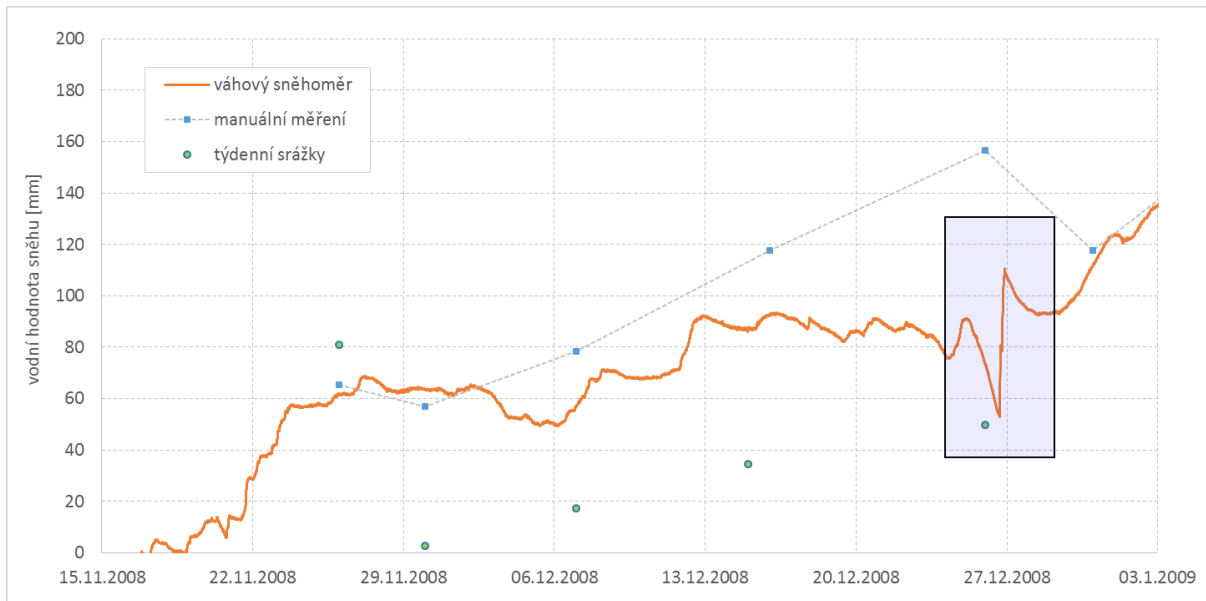
Obr. 8.6 - porovnání vodní hodnoty sněhového profilu stanovené měřením váhového sněhoměru a pomocí metody DDM. Zobrazený je rok s problémy kontinuálního záznamu váhového sněhoměru, který byl nahrazen pomocní výsledků metody DDM.



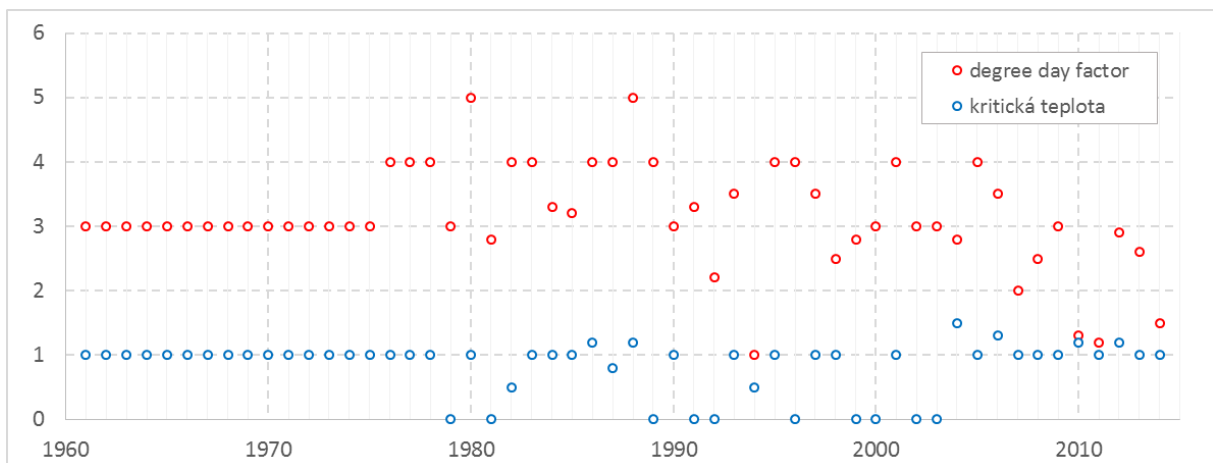
Obr. 8.7 - porovnání vodního ekvivalentu sněhové pokrývky stanoveného pomocí metody Degree Day Method s ručním měřením - zimní sezóny 2008-2013



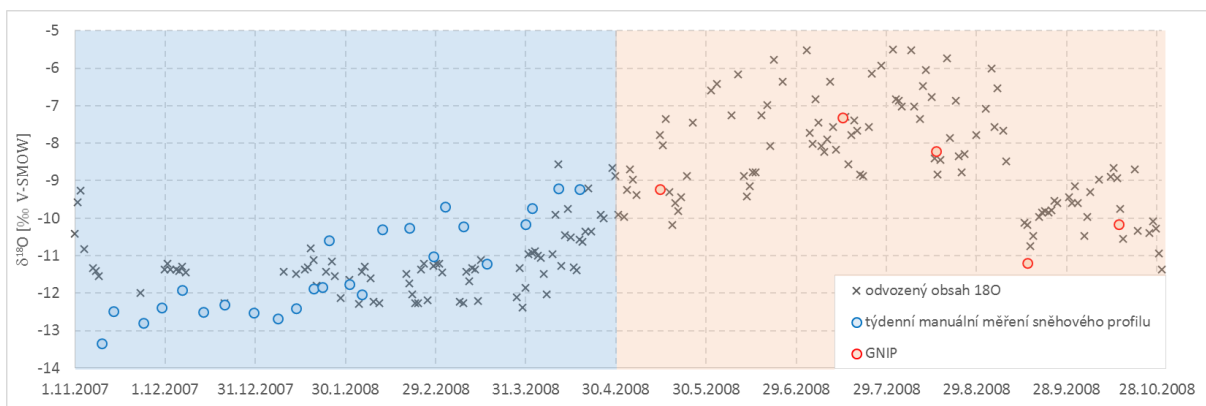
Obr. 8.8 - porovnání vodního ekvivalentu sněhové pokrývky stanoveného pomocí metody Degree Day Method s měřeními na lokalitě Bedřichov, korelovanými pro podmínky na lokalitě Uhlířská



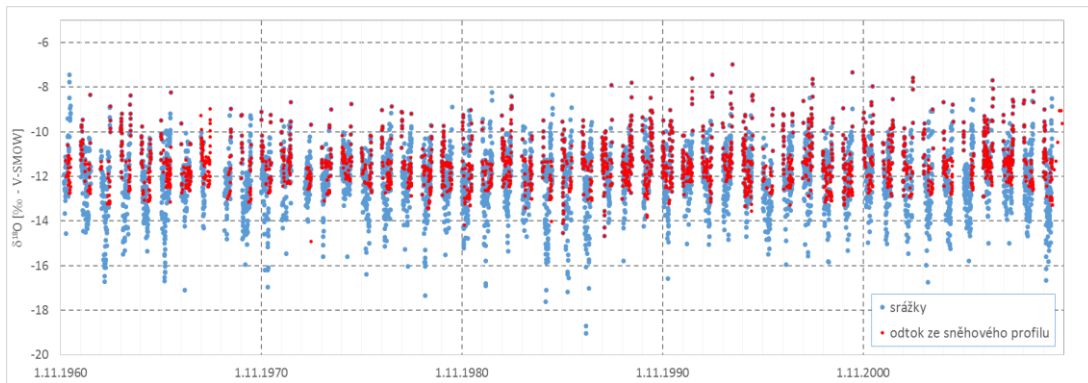
Obr. 8.9 - záznam váhového sněhoměru s chybnou detekcí vodní hodnoty sněhové pokrývky ve vyznačené oblasti



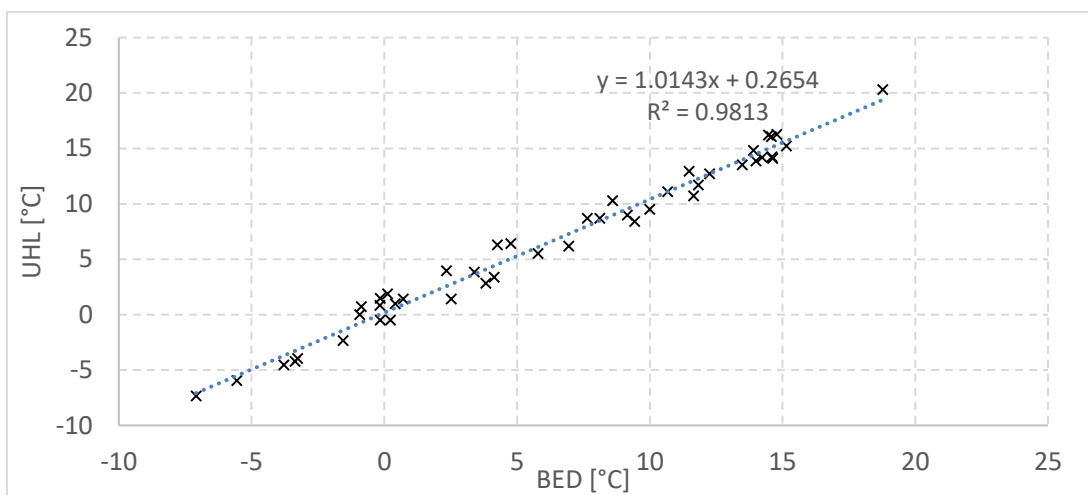
Obr. 8.10 - hodnoty parametrů použitých v metodě DDM v jednotlivých letech zimních sezón. Parametry byly fitovány dle měření vodní hodnoty sněhu na meteostanici Bedřichov, korelovaných pro lokalitu Uhlířská



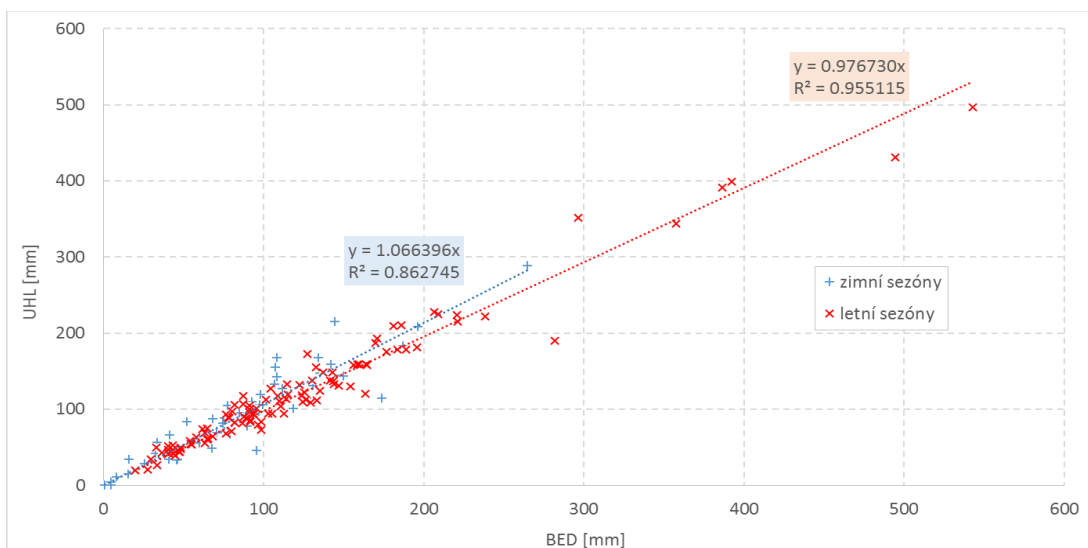
Obr. 8.11 - odvozené a měřené obsahy ^{18}O využité při vstupu do modelu nenasycené zóny



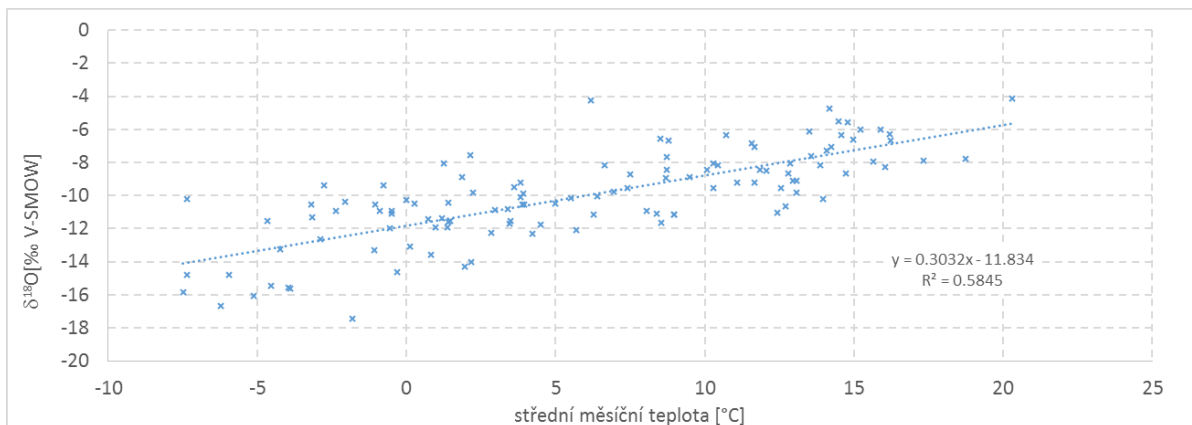
Obr. 8.12 - obsah izotopu ^{18}O v průběhu nevegetačních sezón za celé období dlouhodobé simulace nenasycené zóny. Složení srážek (modře) stanoveno na základě teplotní korelace, odtok ze sněhového profilu (červeně) byl následně použit jako vstup do nenasycené zóny



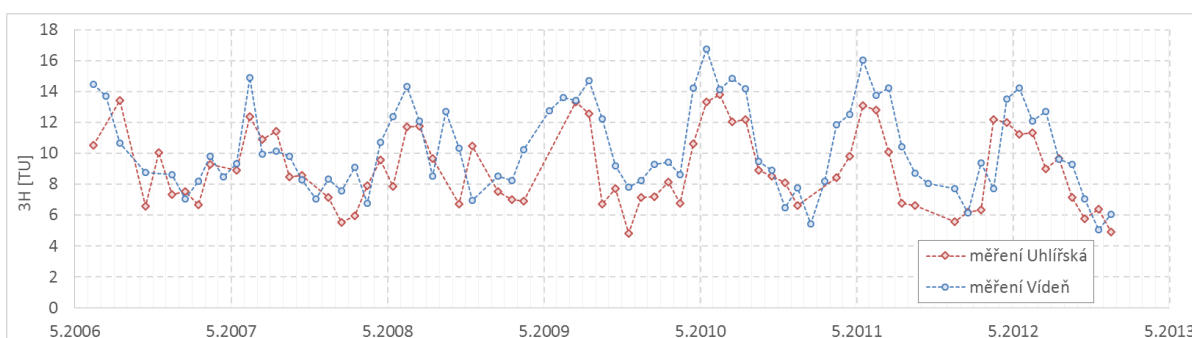
Obr. 8.13 - vztah průměrných měsíčních teplot mezi meteorologickými stanicemi Bedřichov a Uhlířská v období 5.2006 – 10.2010.



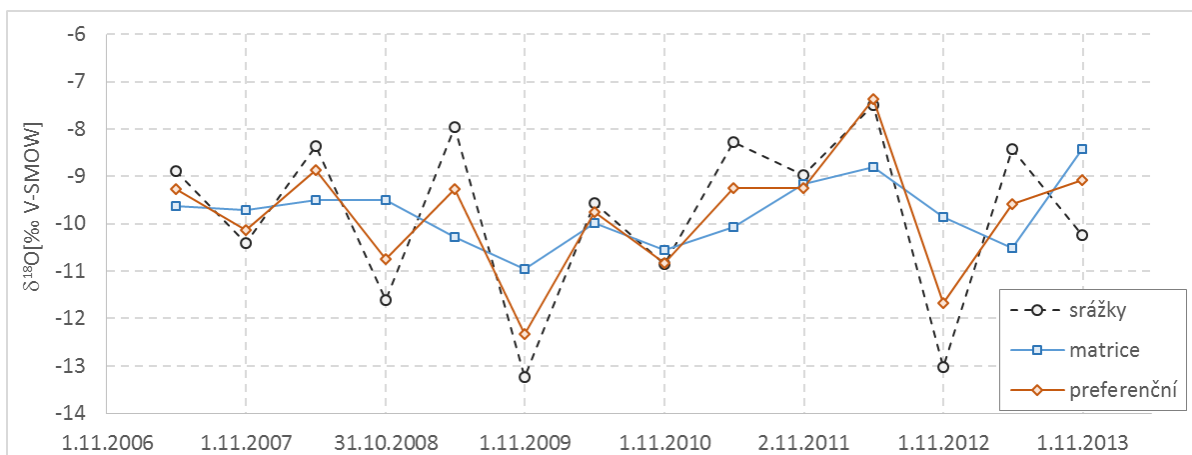
Obr. 8.14 - vztah sumárních měsíčních úhrnů srážek na stanicích Uhlířská a Bedřichov za období 6.1996 - 10.2014



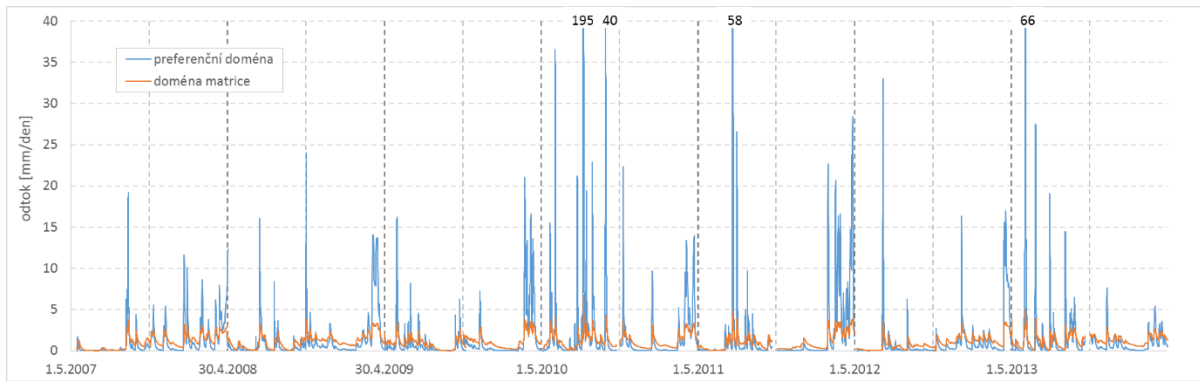
Obr. 8.15 - korelace obsahu ^{18}O v měsíčních směsých vzorcích srážek (GNIP) a středních teplot na lokalitě Uhlířská za období 5.2006 – 4.2016



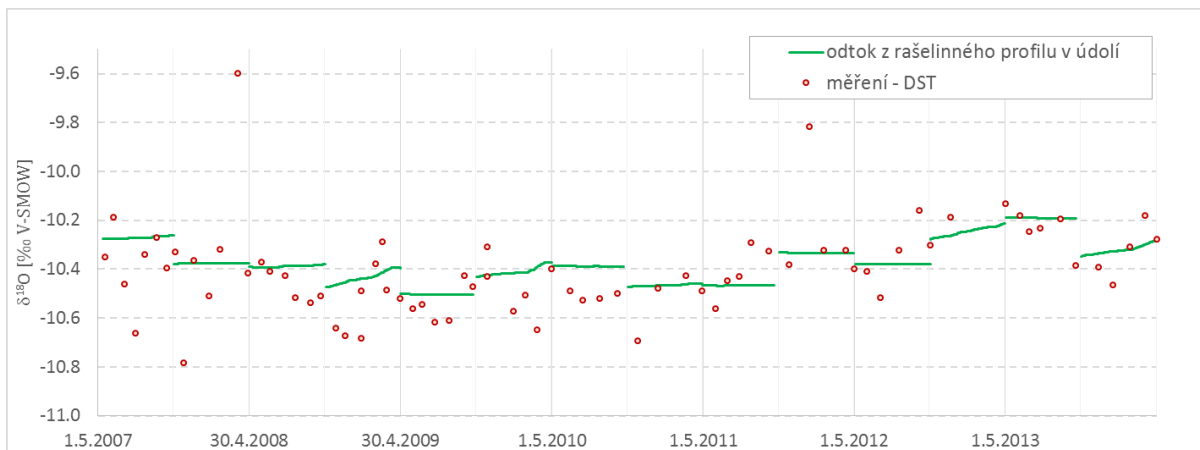
Obr. 8.16 - koncentrace ^3H v měsíčních směsých srážkách na zájmové lokalitě (Uhlířská) a měřené ve Vídni



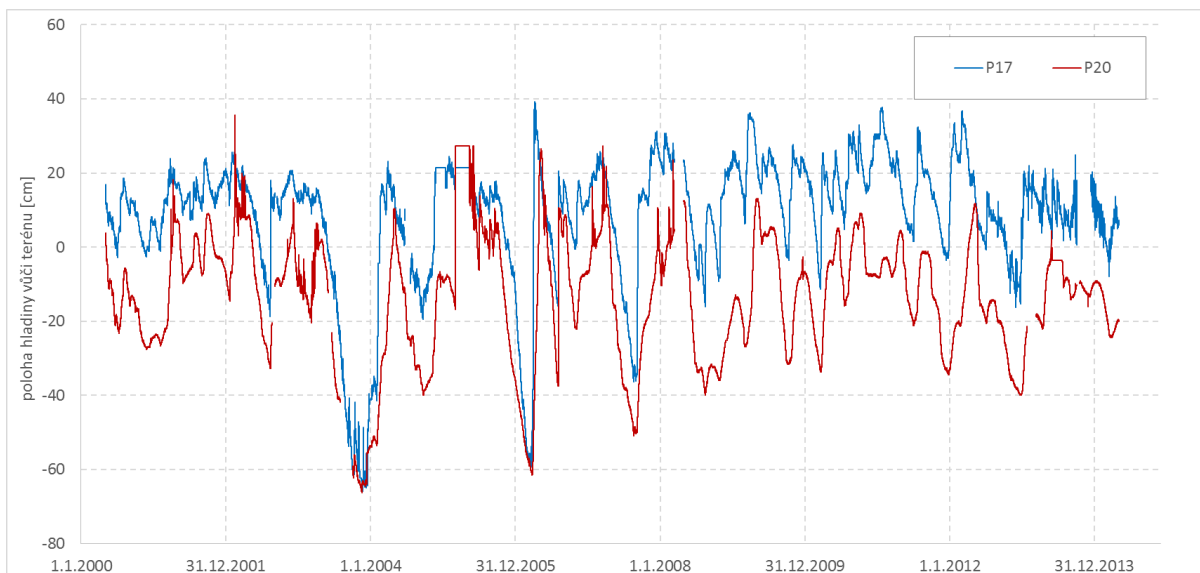
Obr. 8.17 - sezónní vážené obsahy ^{18}O na vstupu (srážky) a výstupu (odtok z matrice a preferenční) z modelu proměnlivě nasycené zóny půdního profilu na svahu



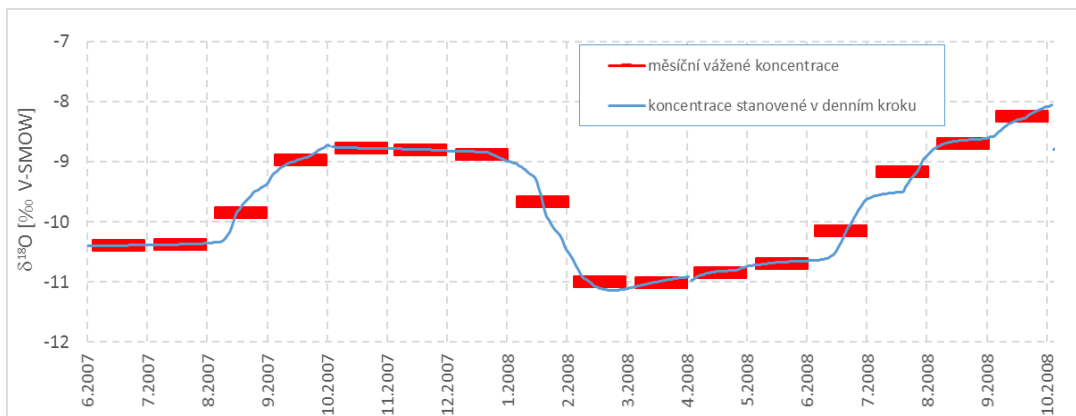
Obr. 8.18 - odtok z jednotlivých kontinuí svahových oblastí stanovený v podrobné simulace nenasycené zóny



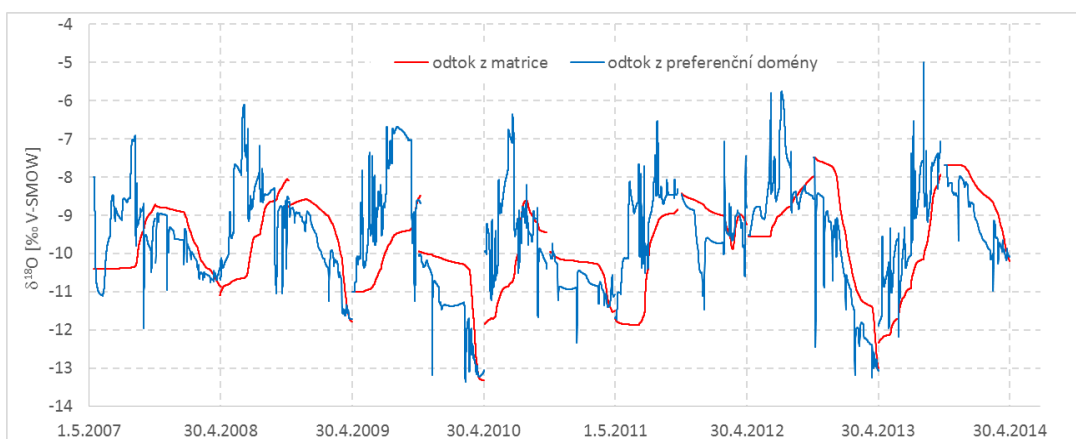
Obr. 8.19 - obsah ¹⁸O na odtoku z rašelinného profilu v údolí



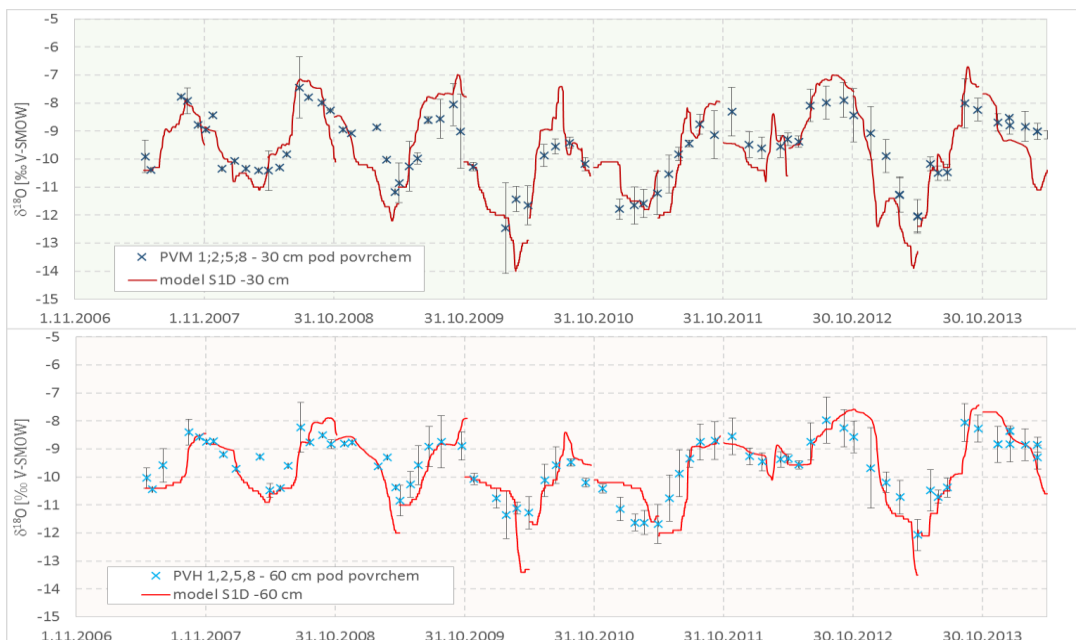
Obr. 8.20 - kontinuální záznam hladin z automatizovaných piezometrů



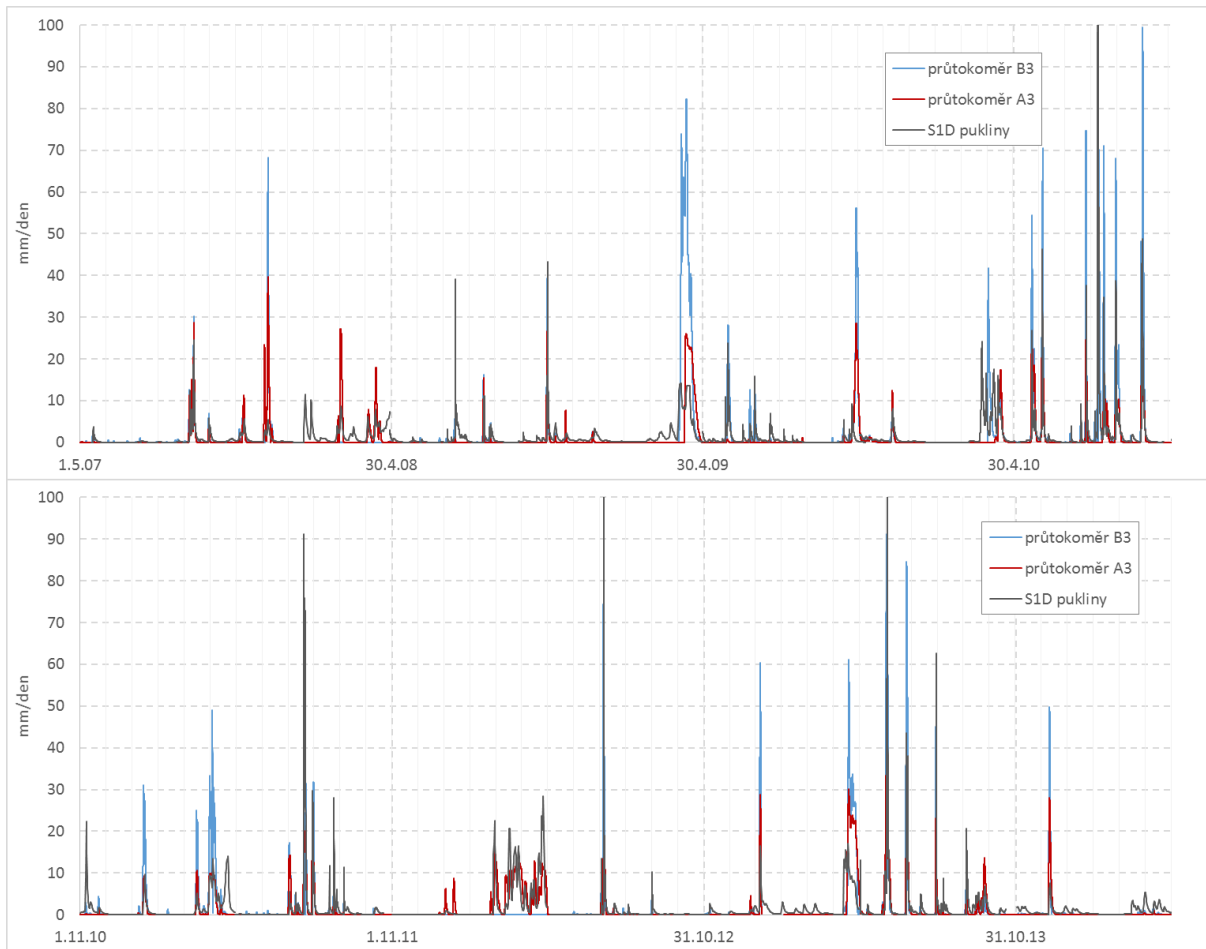
Obr. 8.21 - infiltrace do nasycené zóny - srovnání vývoje obsahu ^{18}O v denním kroku a měsíčních vážených hodnot



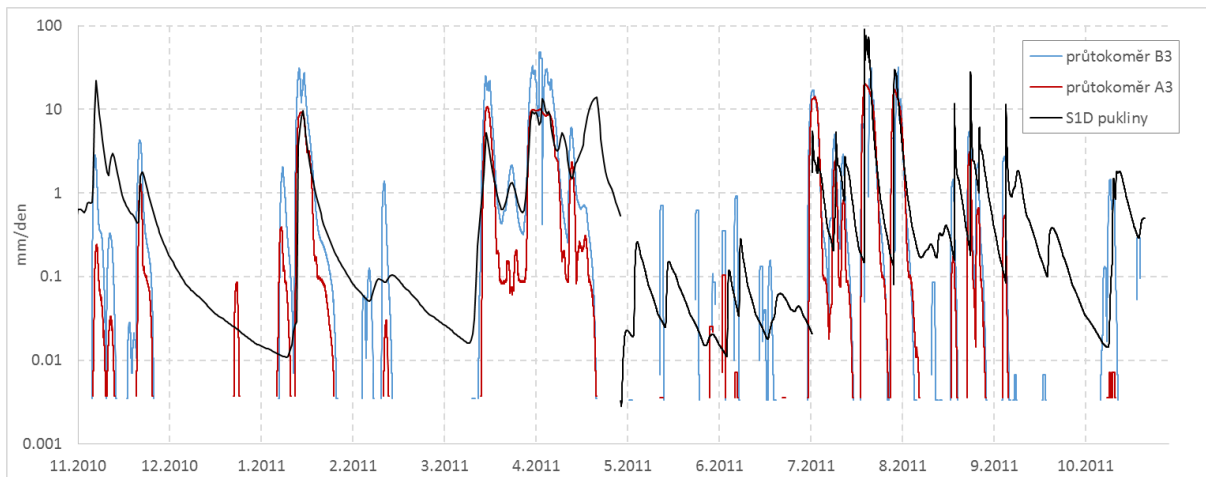
Obr. 8.22 - časový vývoj obsahu ^{18}O v odtoku z jednotlivých domén svahových oblastí



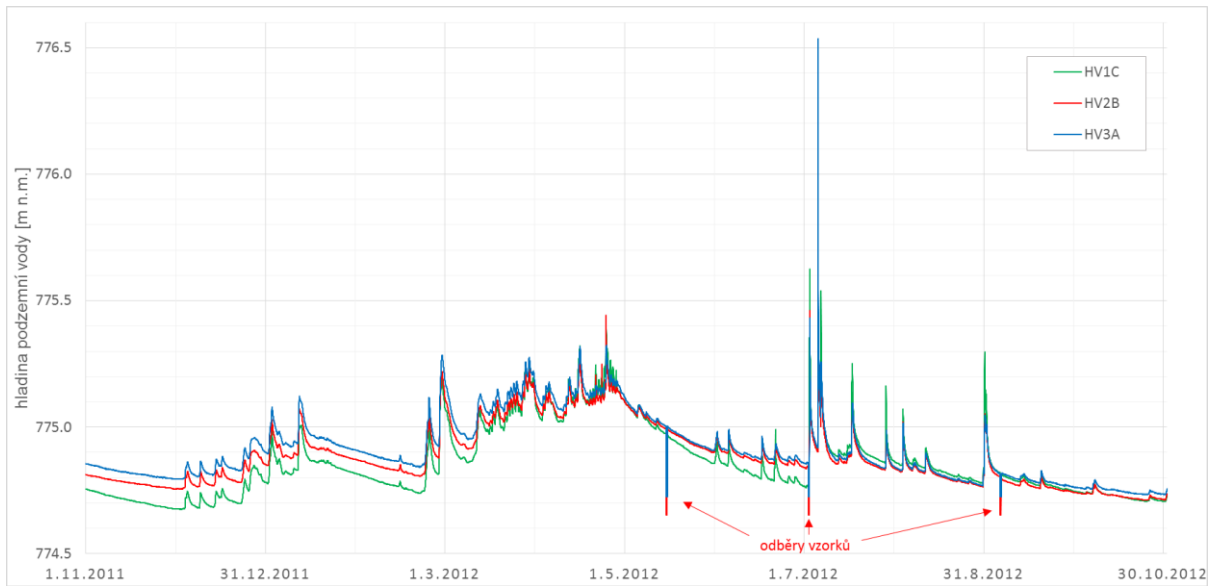
Obr. 8.23 - srovnání podrobné simulace nenasyčené zóny s měřením sukčními kelímky. Měření jsou zobrazena střední hodnotou se směrodatnou odchylkou souboru měření PVM a PVH 1, 2, 3 a 4 v příslušném záměru.



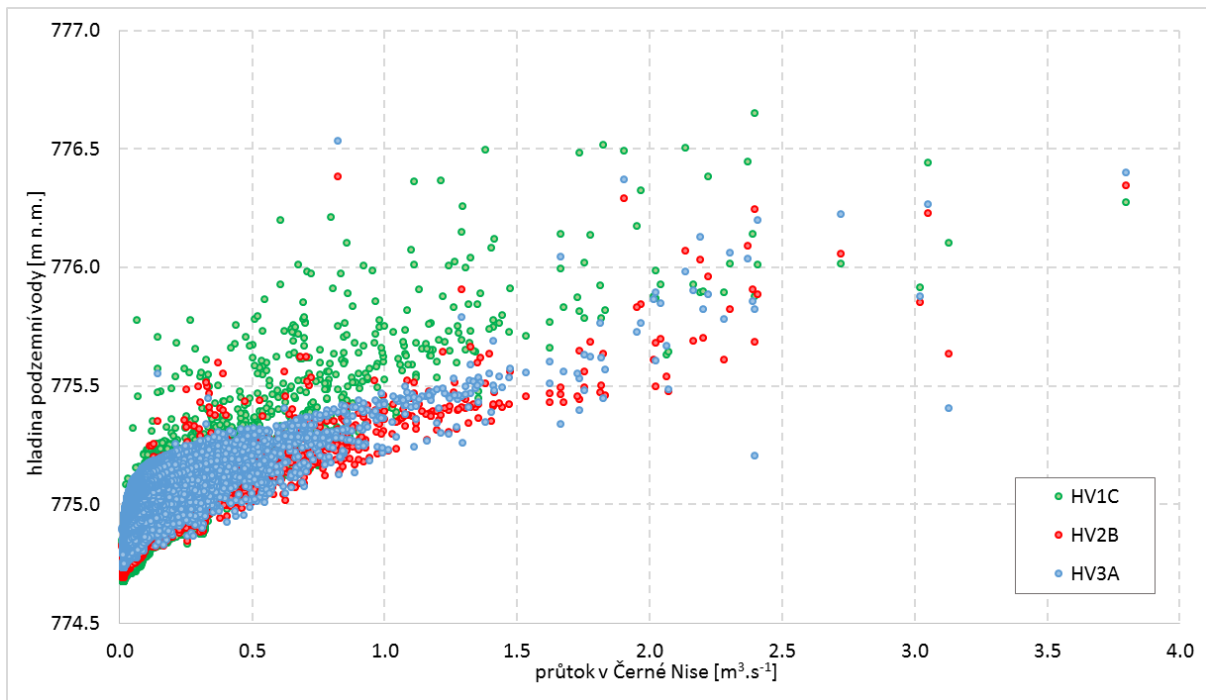
Obr. 8.24 - porovnání časového průběhu rychlého podpovrchového odtoku, měřeného průtokoměry v příkopě, s modelovým odtokem z preferenční domény svahových oblastí



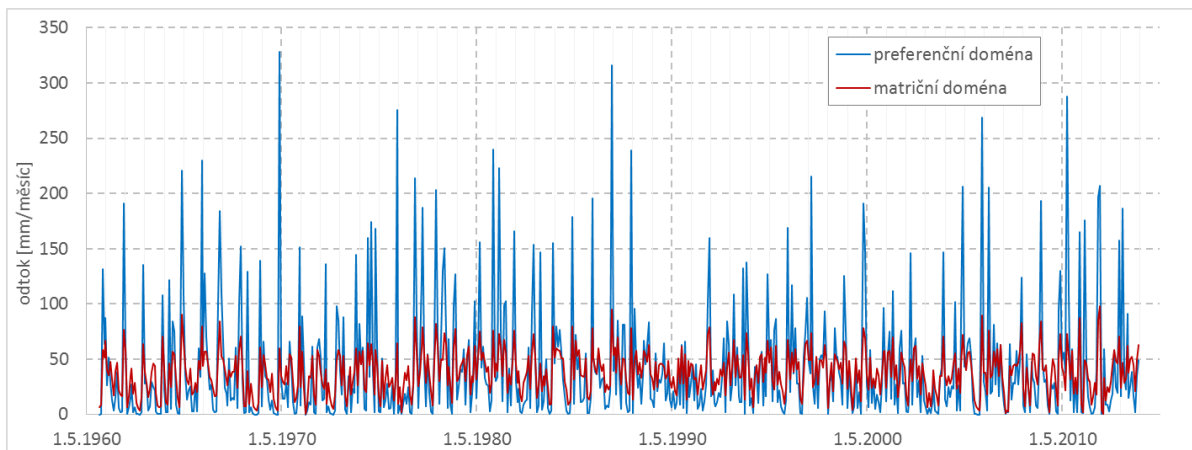
Obr. 8.25 - srovnání modelových a měřených výsledků ve vybraném h.r. 2011 v semilogaritmickém měřítku



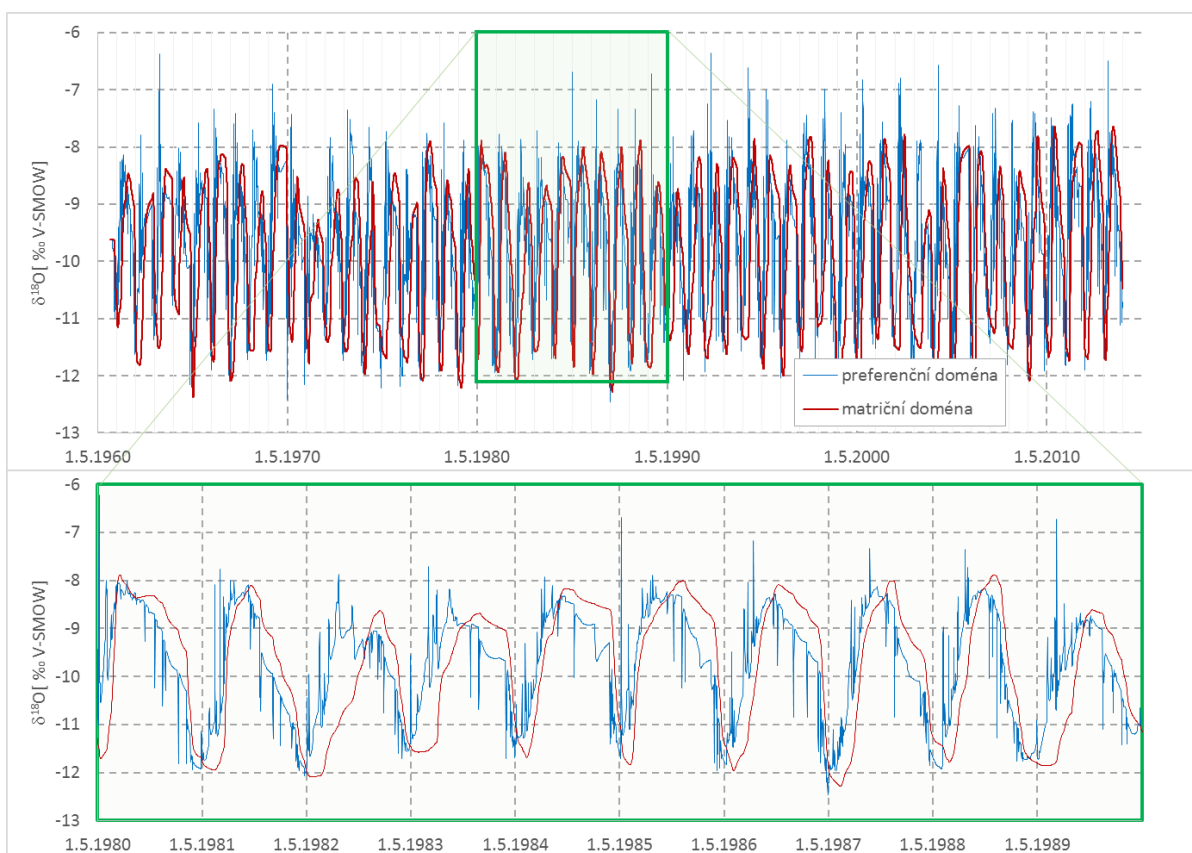
Obr. 8.26 - hladina podzemní vody v hlubokých vrtech, pro přehlednost zobrazeno období hydrologického roku 2012



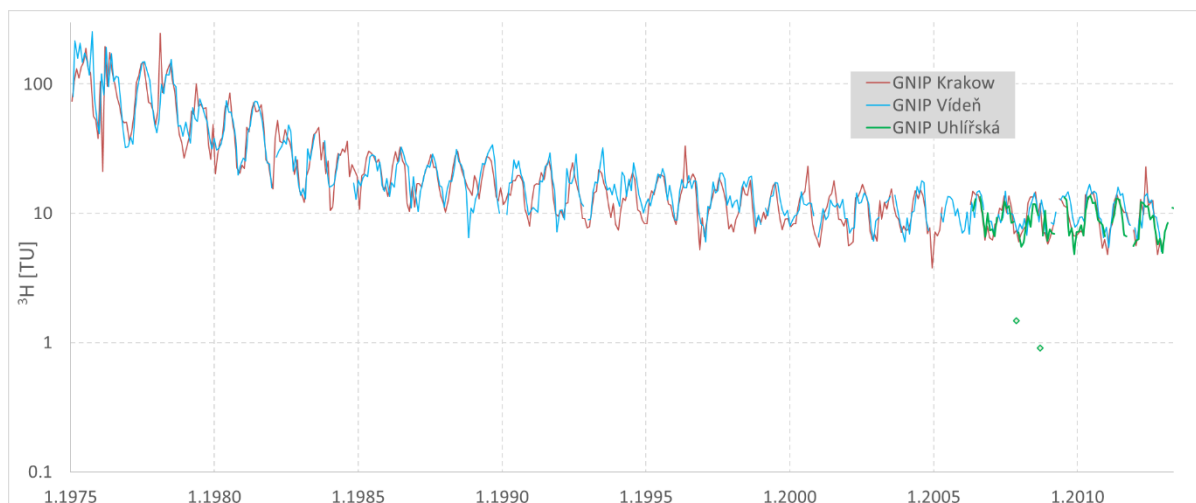
Obr. 8.27 - závislost průtoku na přelivu UHL a hladiny podzemní vody v hlubokých studních



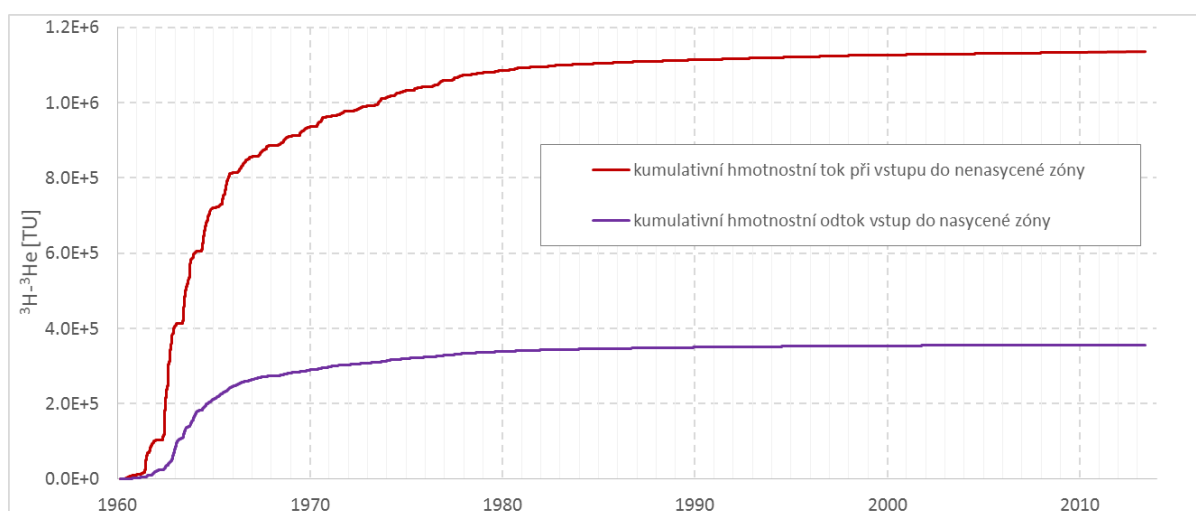
Obr. 8.28 - dlouhodobý odtok z půdního profilu jednotlivých domén svahových oblastí, měsíční střední hodnoty



Obr. 8.29 - dlouhodobý obsah ^{18}O při odtoku z půdního profilu jednotlivých domén svahových oblastí s podrobnějším zobrazením vybrané dekády 1980-1990



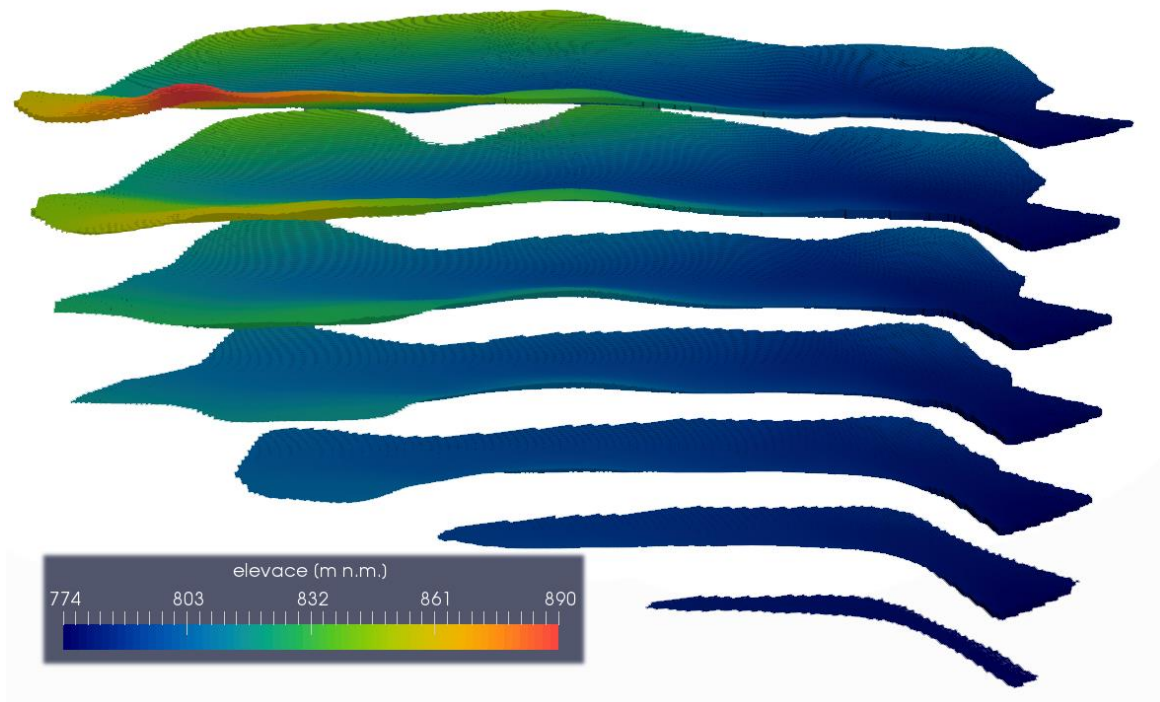
Obr. 8.30 - srovnání časového vývoje ^3H ve stanicích Vídeň, Krakow a Uhlířská



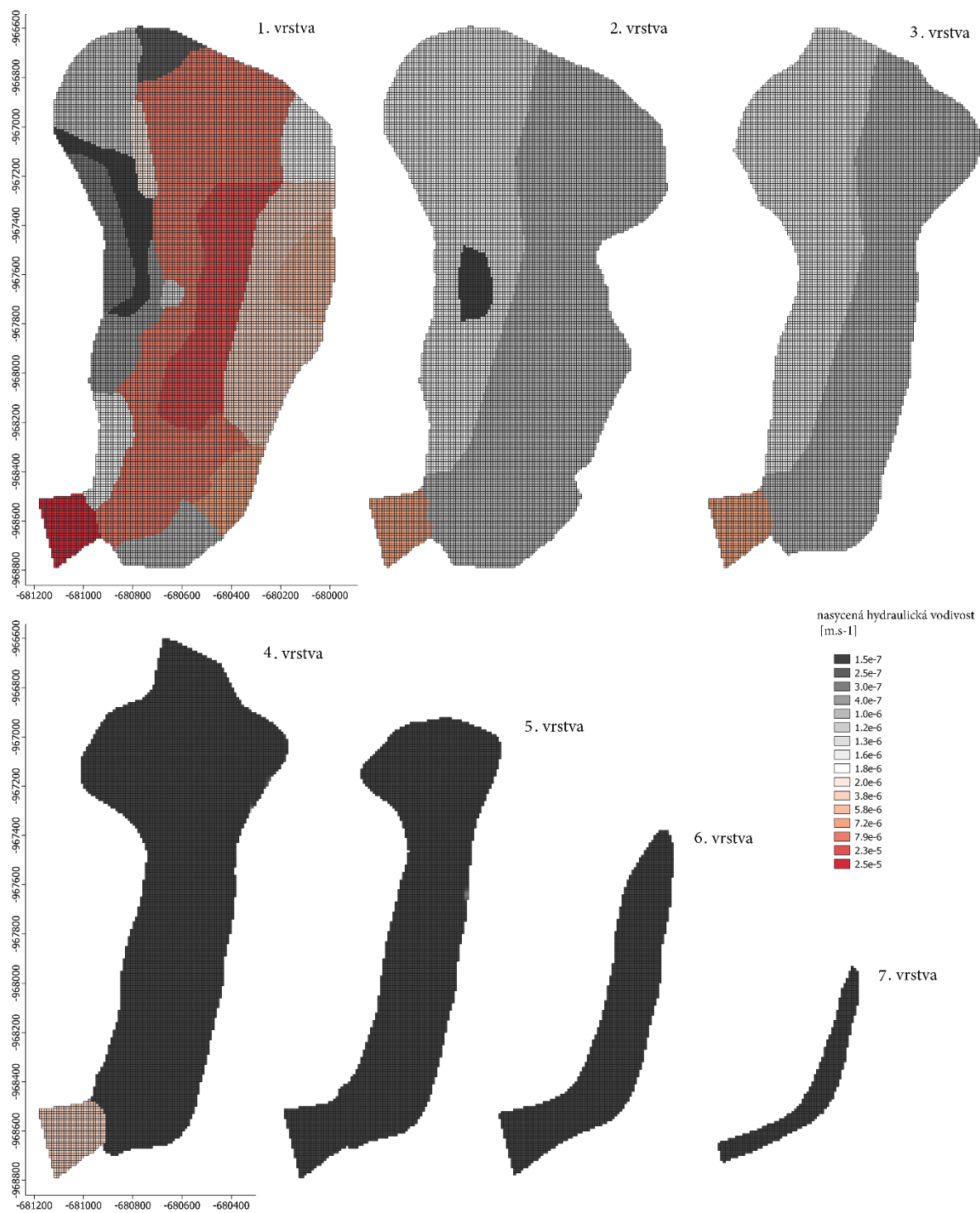
Obr. 8.31 - kumulativní toky ^3H v dlouhodobé simulaci nenasycené zóny svahových oblastí. Vstup do nenasycené zóny červeně (srážky a tání), odtok přes spodní hranici půdního profilu (vstup do nasycené zóny) fialově.



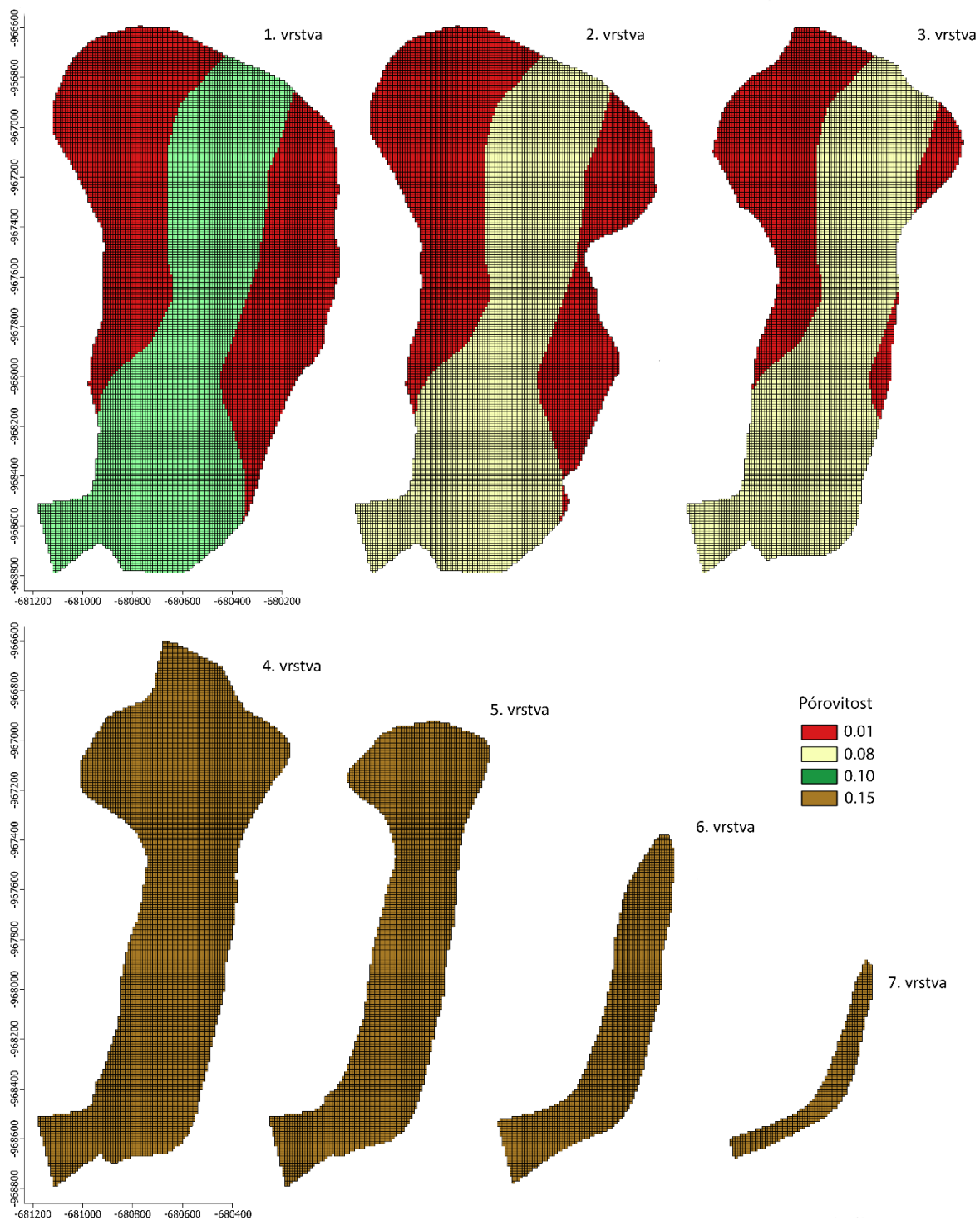
Obr. 8.32 - buňky modelu s definovanými okrajovými podmínkami, vlevo hladina napjatá, vpravo volná hladina v přívodní vrstvě



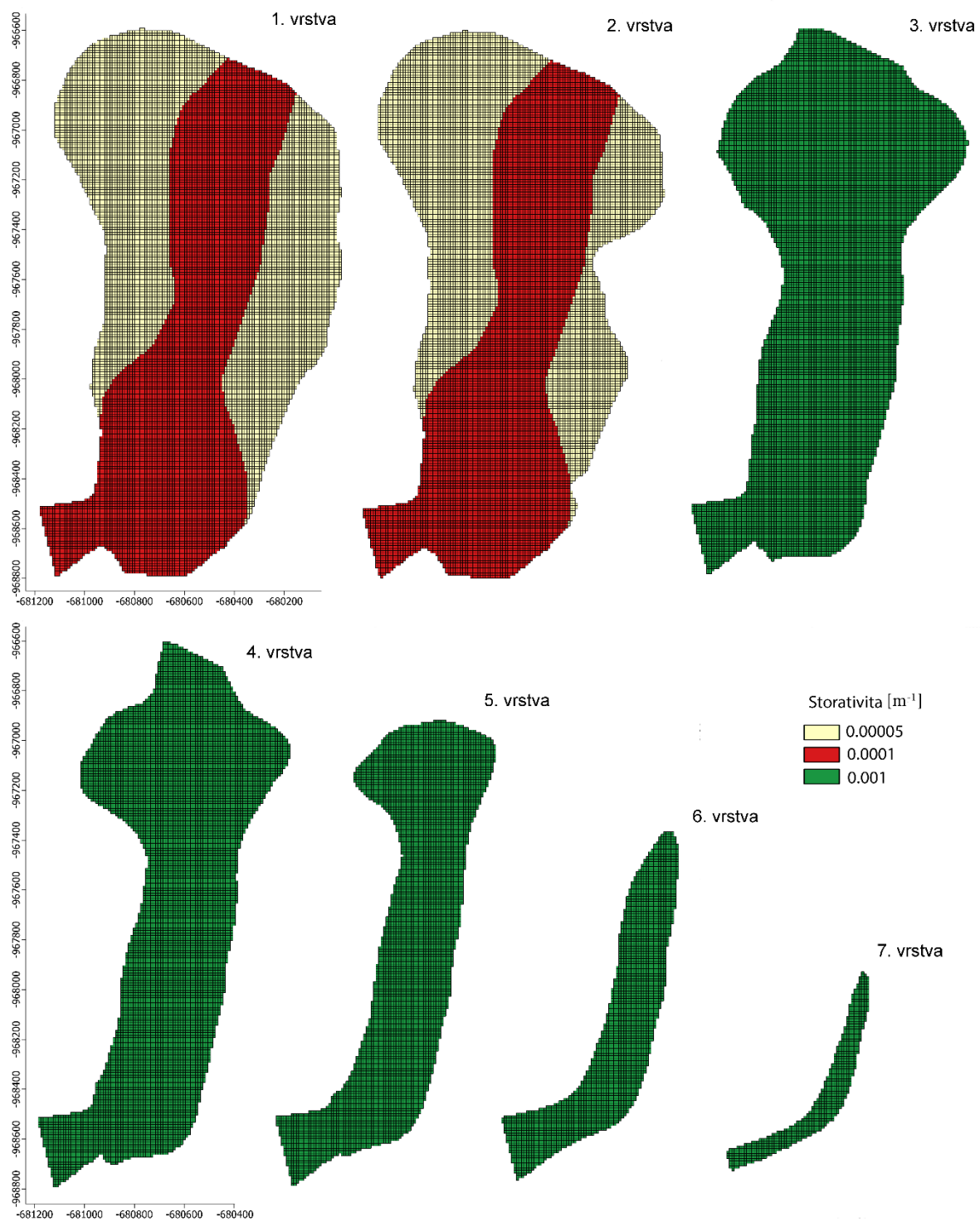
Obr. 8.33 - nadmořská výška modelových vrstev. Ve vertikálním směru dvojnásobně převýšeno.



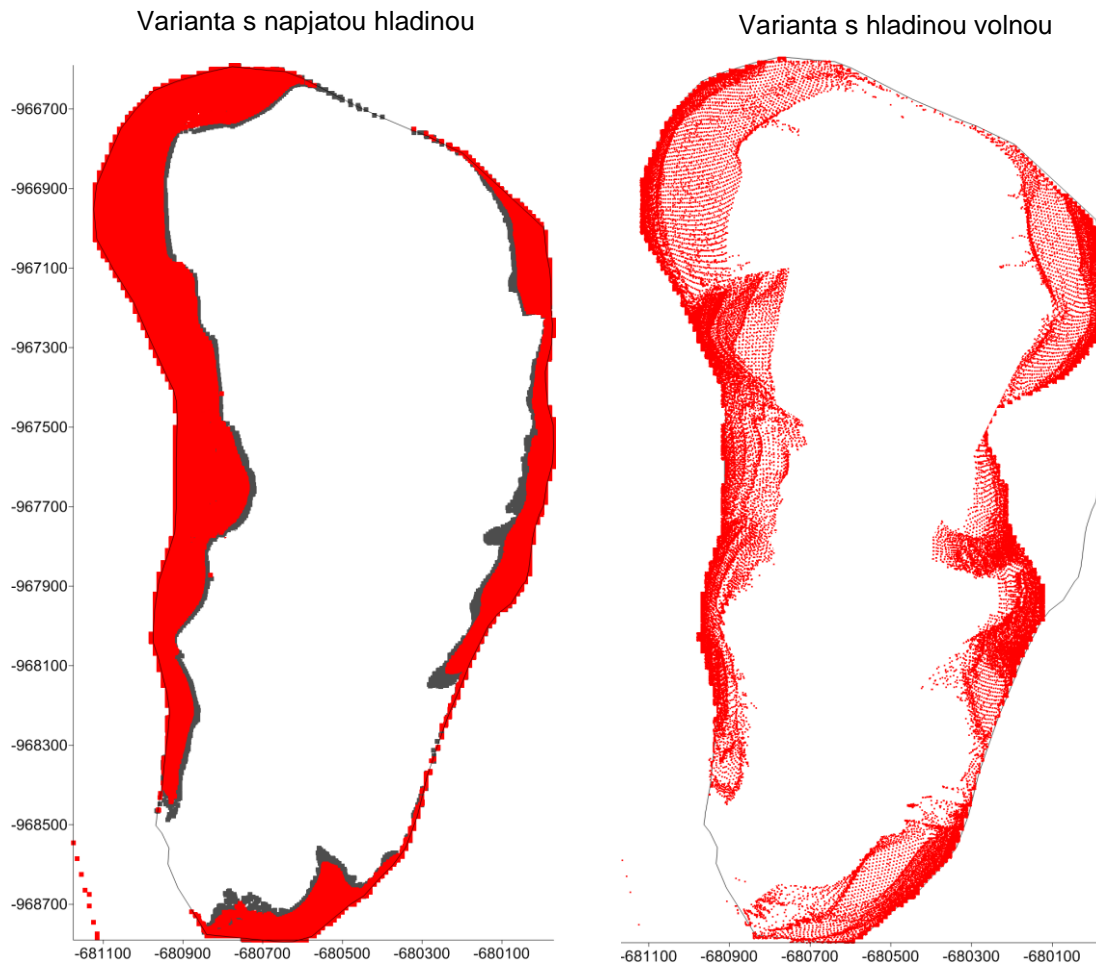
Obr. 8.34 - rozložení kalibrovaných hodnot nasyčené hydraulické vodivosti v jednotlivých modelových vrstvách



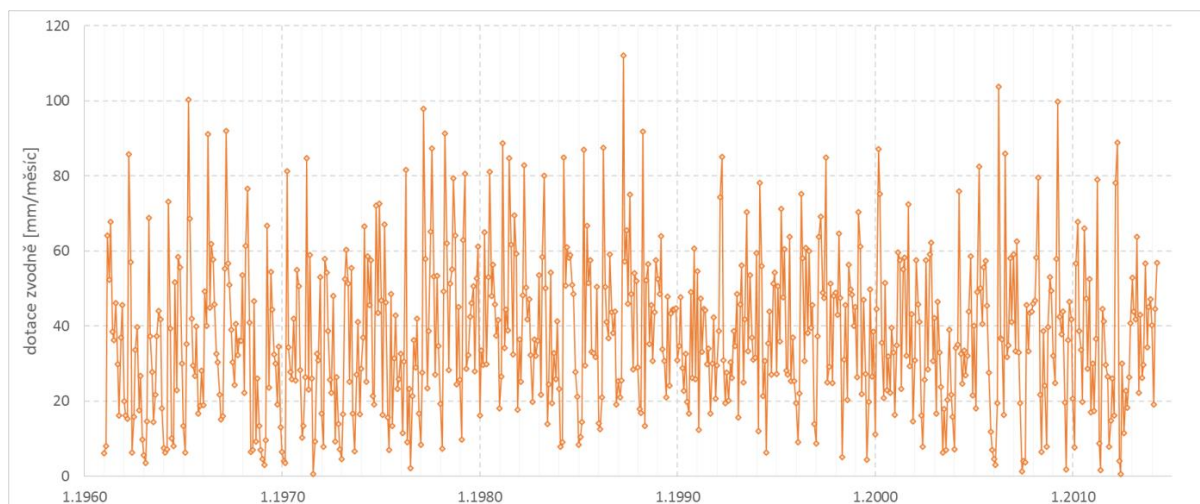
Obr. 8.35 - rozložení kalibrovaných pórovitostí v jednotlivých modelových vrstvách



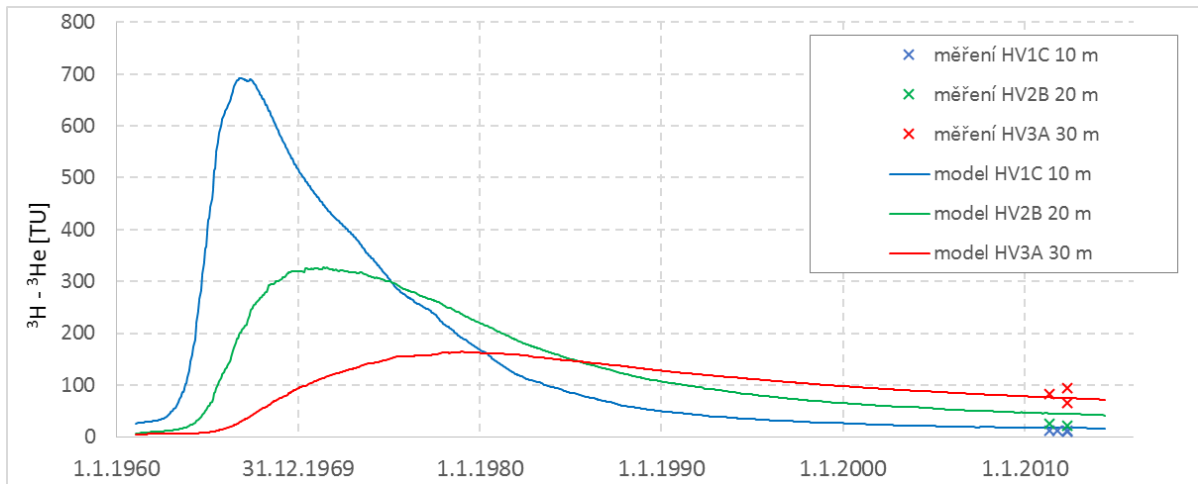
Obr. 8.36 - rozložení kalibrovaných storativit v jednotlivých modelových vrstvách



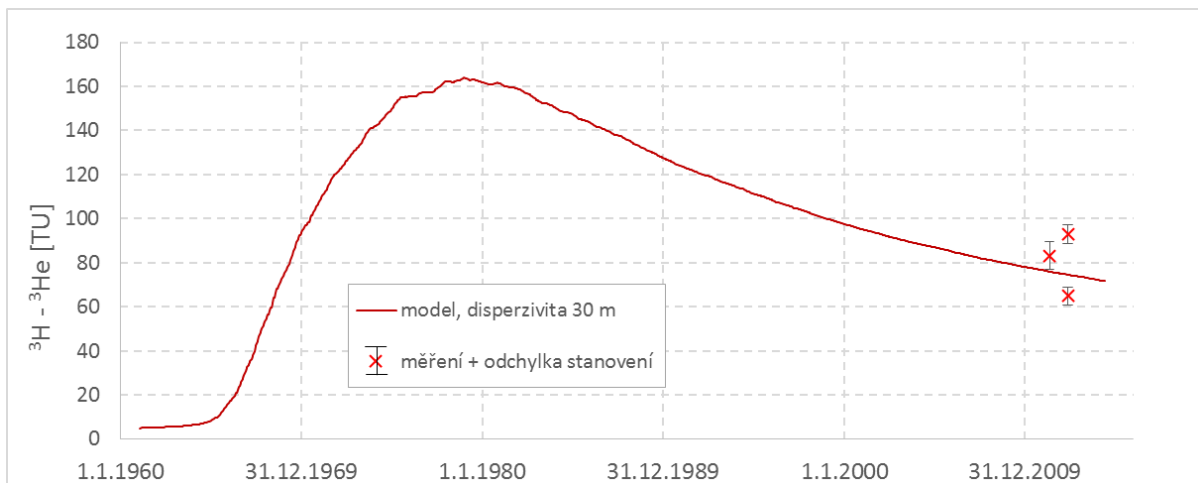
Obr. 8.37 - Vlevo zdrojové oblasti od druhé modelové vrstvy níže – červenými buňkami značena varianta se sníženou vertikální složkou tenzoru K_s , šedé buňky reprezentují variantu s izotropní K_s . Vpravo - modelu s volnou hladinou. Ve všech případech vychází místa infiltrace z těžiště modelových buněk



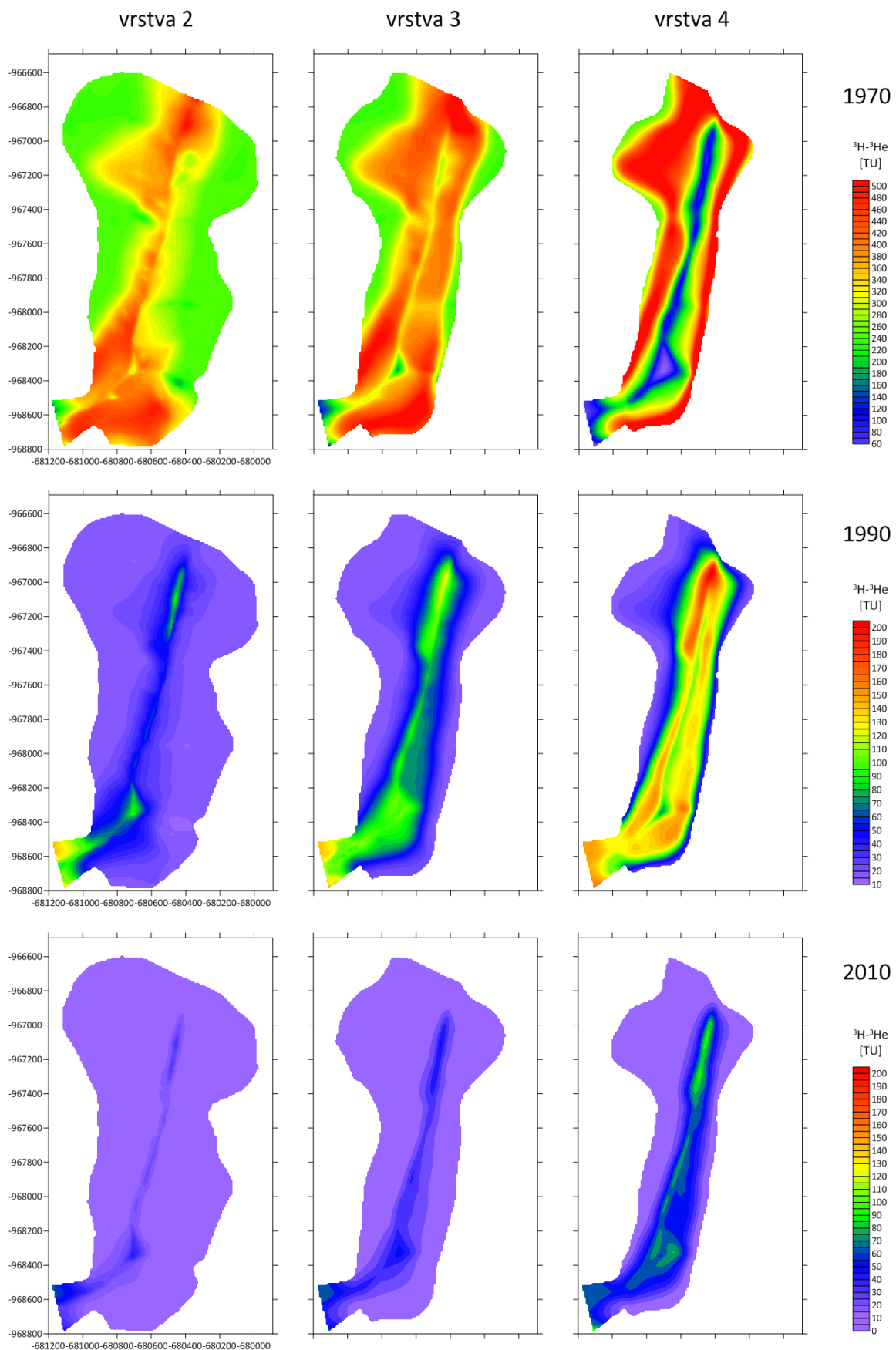
Obr. 8.38 - střední měsíční hodnoty infiltrace do nasycené zóny stanovené jako kombinace odtoku z matriční a preferenční domény půdního profilu svahových oblastí



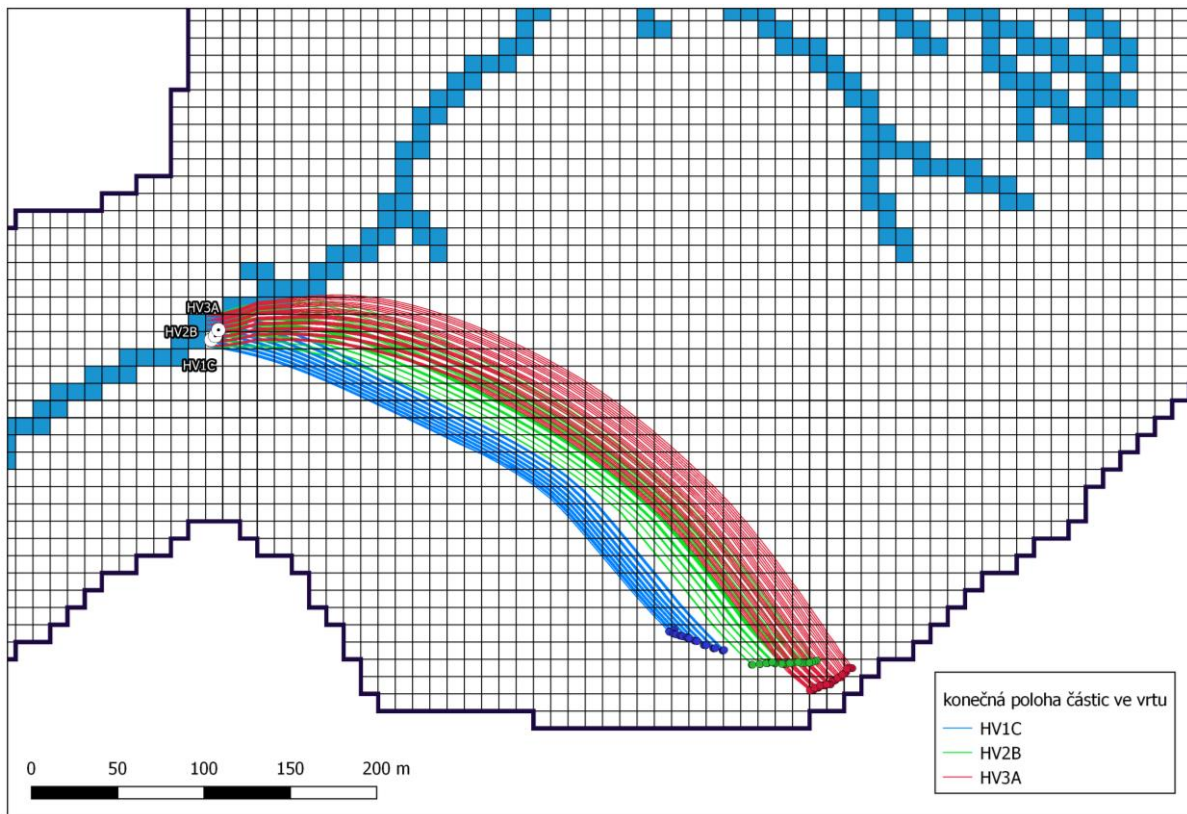
Obr. 8.39 - průnikové křivky kalibrovaného modelu v hlubokých vrtech



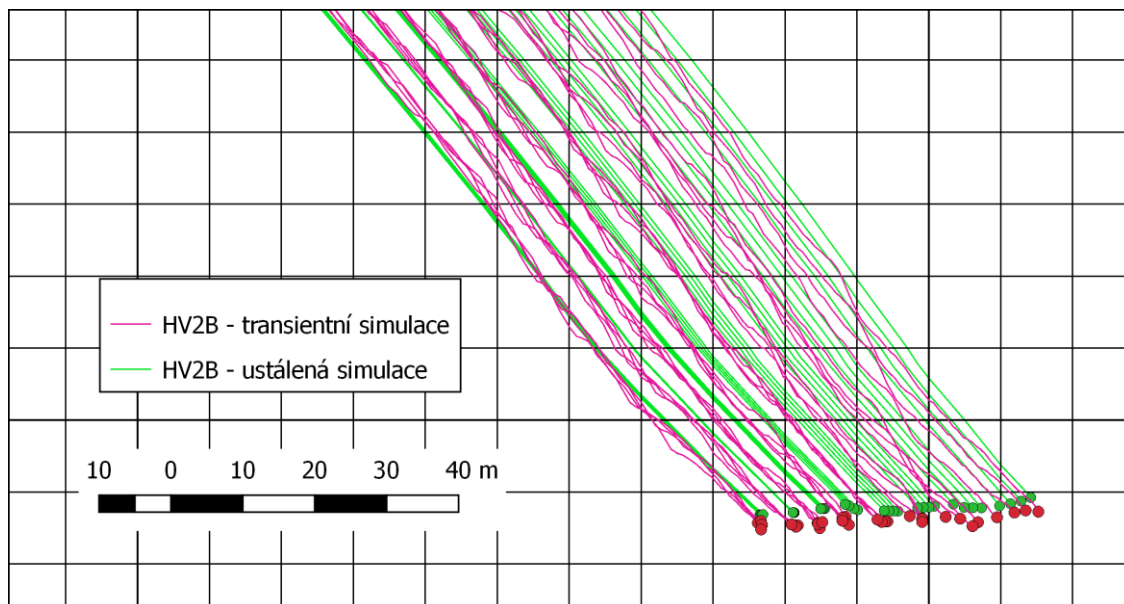
Obr. 8.40 - koncentrace $^3\text{H}-^3\text{He}$ - modelový vývoj v čase a měření pro místo vrtu HV3A v hloubce 30 m. Svislé úsečky vyjadřují směrodatnou odchylku ve stanovení koncentrací ze tří odběrů, z toho 2 pozdější byly realizovány ve stejný den.



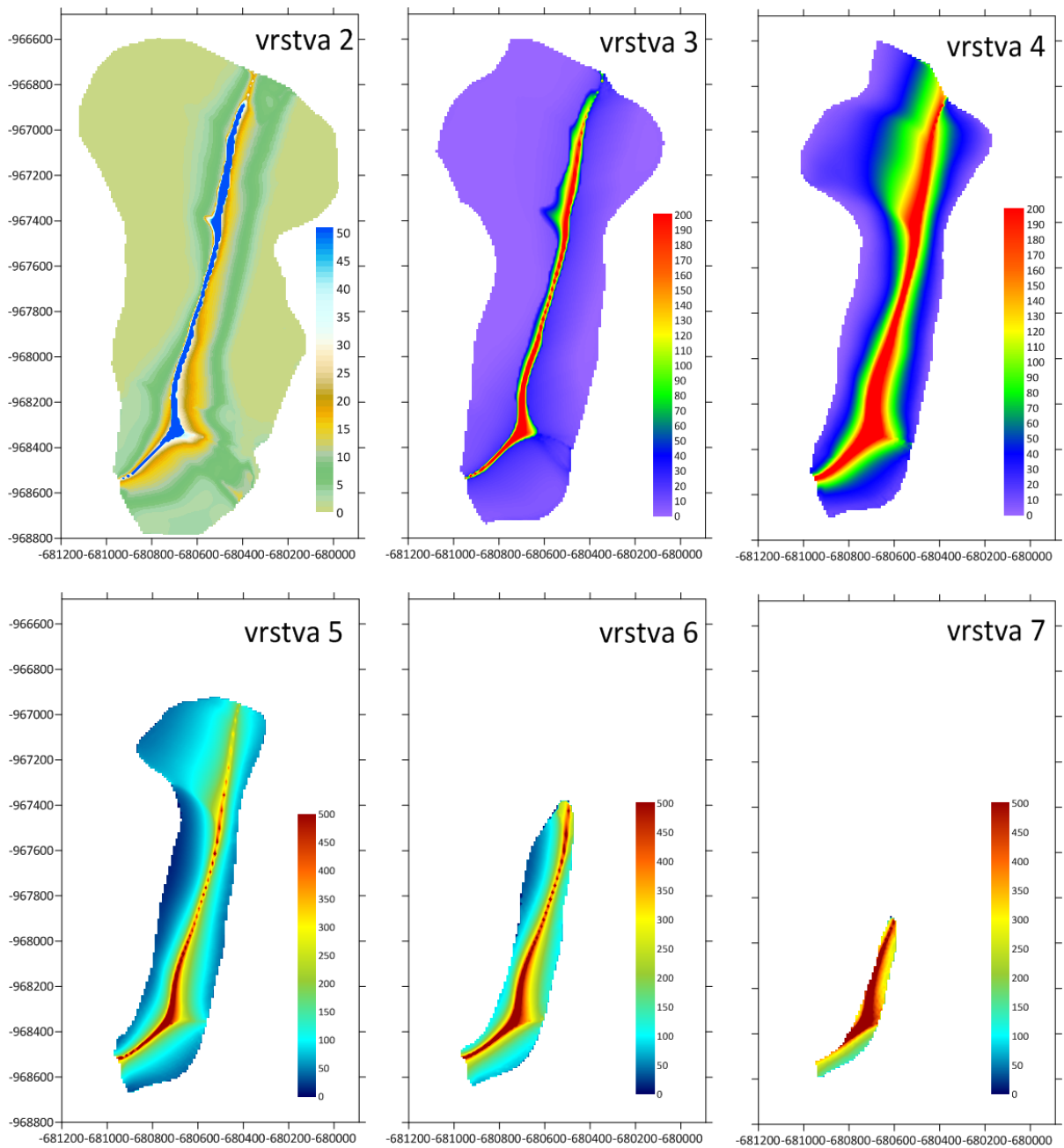
Obr. 8.41 - vývoj koncentrace ^3H - ^3He ve vybraných vrstvách v čase (pro rok 1970 použito rozdílné měřítko)



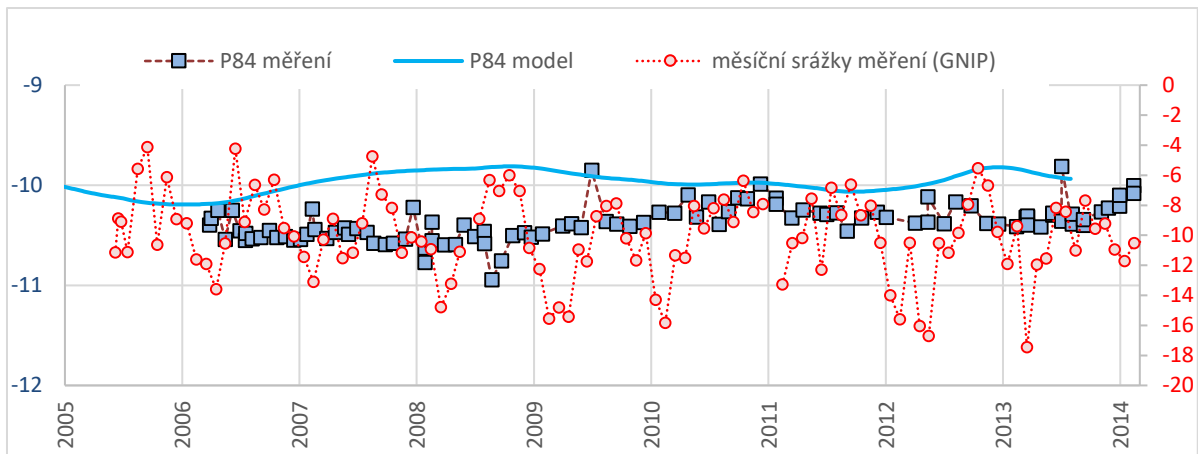
Obr. 8.42 - trajektorie částic s konečnou polohou v místě perforací hlubokých studní



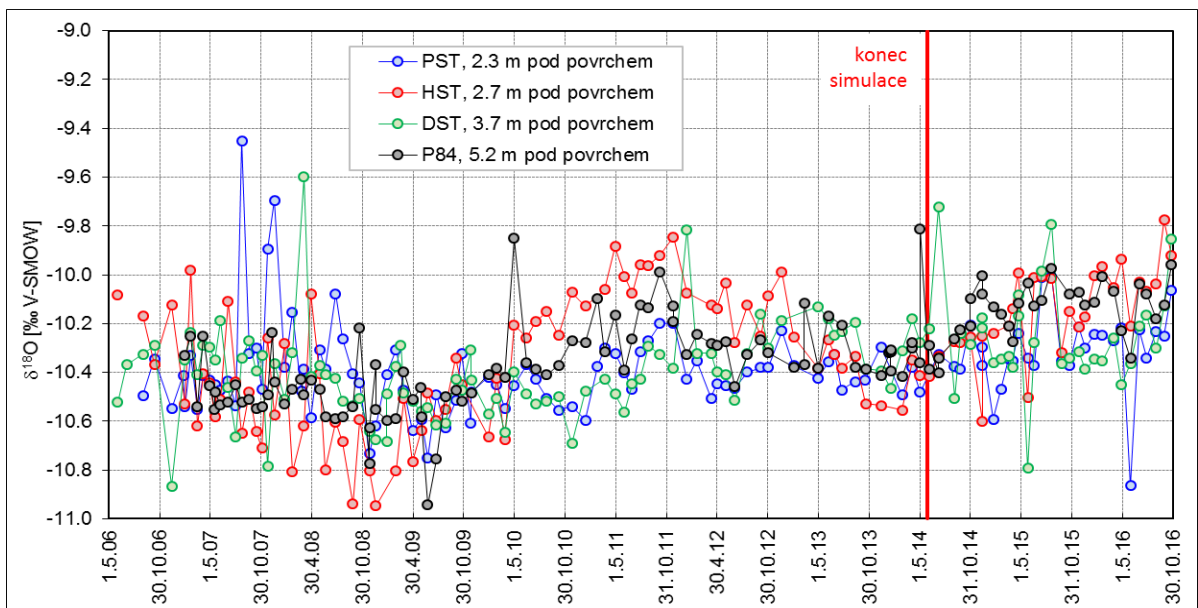
Obr. 8.43 - porovnání trajektorií trasovacích částic v ustálené a transienční simulaci. Detail s modelovou sítí zobrazuje výchozí polohy trasovacích částic směřující do oblasti 3x3 buněk okolo vrtu HV2B ve 3. modelové vrstvě



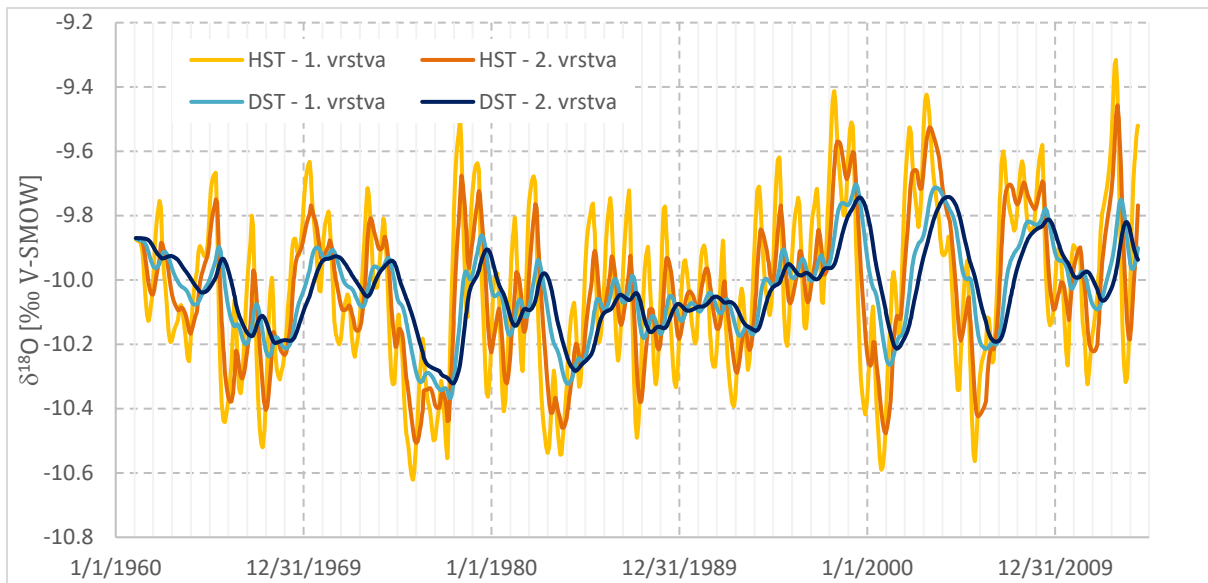
Obr. 8.44 - doby zdržení v jednotlivých vrstvách modelu. Různé rozsahy jsou značeny pomocí odlišných škál



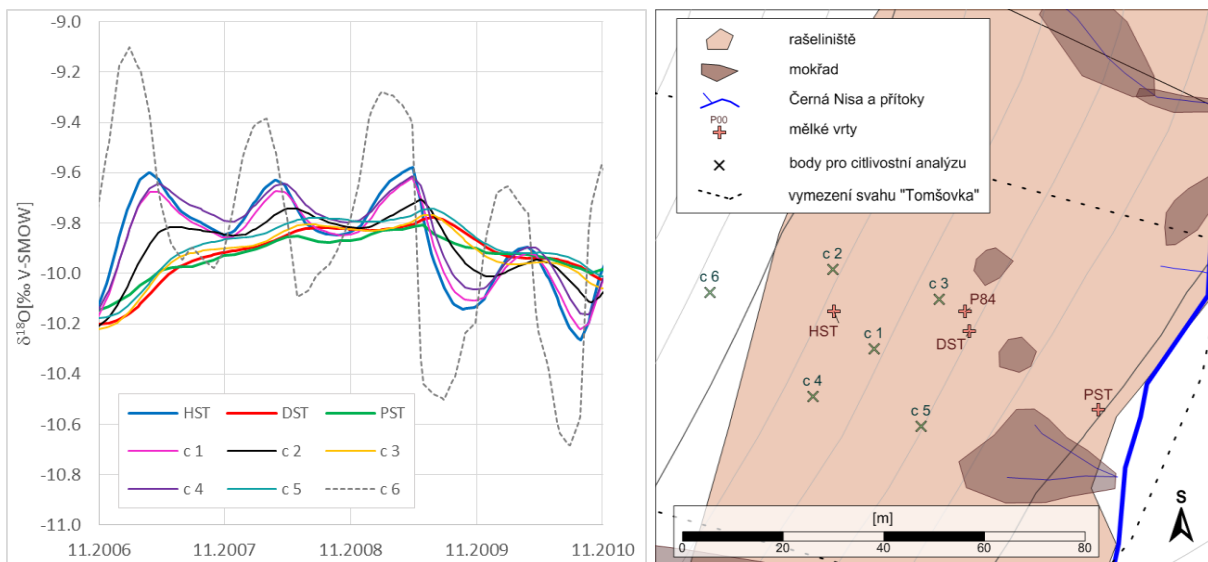
Obr. 8.45 - měřené a modelové obsahy O^{18} ve vrtu P84



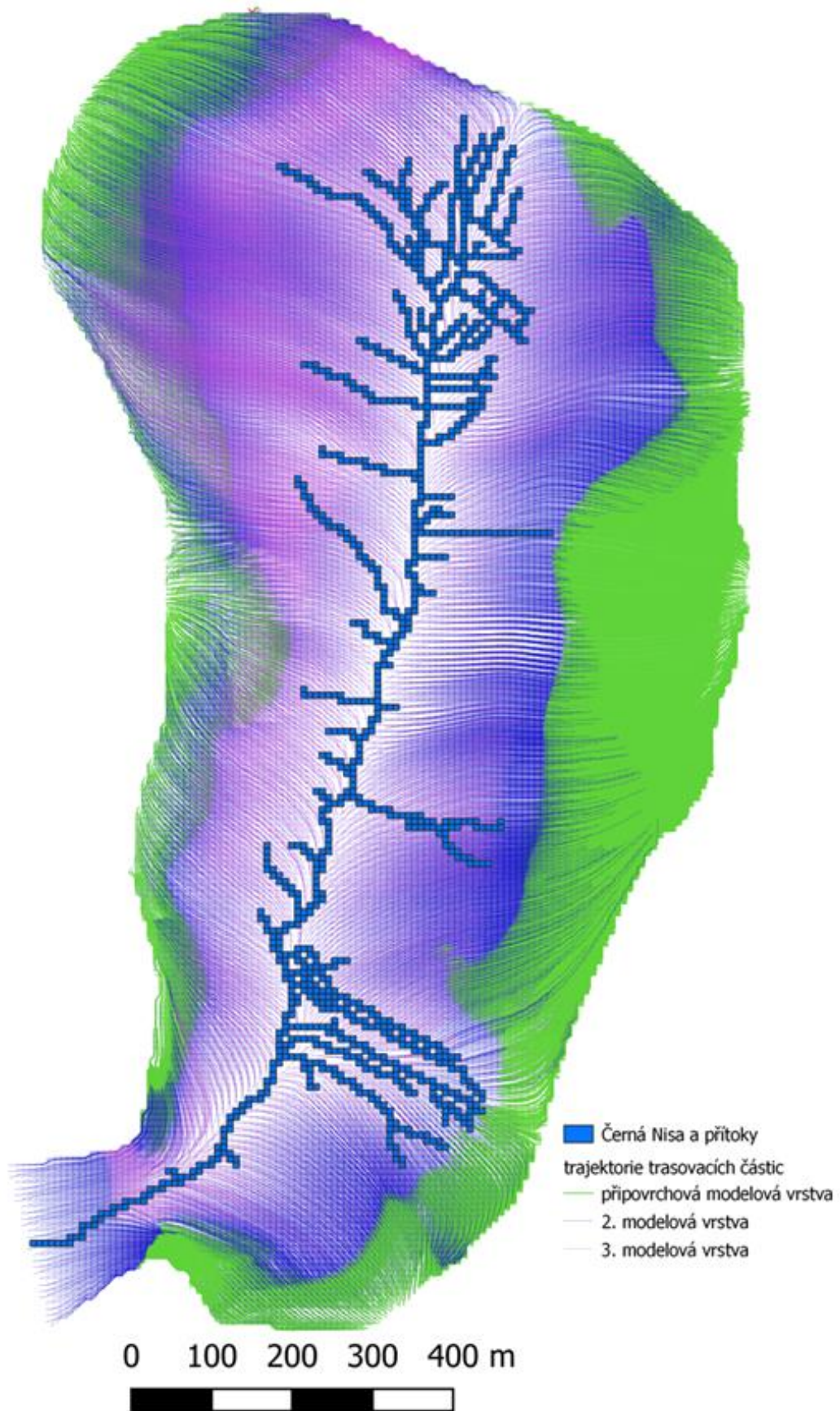
Obr. 8.46 - měřený obsah izotopu ^{18}O ve všech mělkých vrtech, zobrazen delší interval než pro který byla realizována simulace



Obr. 8.47 - průběh koncentrací v místě mělkých studní HST a DST v přípořrchové a 2. modelové vrstvě



Obr. 8.48 - průběh obsahu ^{18}O v závislosti na poloze ve vybraném časovém úseku 4 hydrologických let. V okolí měřených vrtů byly zvoleny body pro posouzení citlivosti modelu (c1 - c6)



Obr. 8.49 - trajektorie trasovacích částic. Pro přehlednost zobrazeny modelové vrstvy 1-3

Tab. 6 - přehled vstupů do simulace nasycené zóny v měsíčním kroku

	infiltrace [m.s ⁻¹]	δ ¹⁸ O [V-SMOW]	³ H- ³ He [TU]		infiltrace [m.s ⁻¹]	δ ¹⁸ O [V-SMOW]	³ H- ³ He [TU]		infiltrace [m.s ⁻¹]	δ ¹⁸ O [V-SMOW]	³ H- ³ He [TU]
1.1961	2.5E-09	-9.6	76.8	1.1966	7.6E-09	-8.4	1065.9	1.1971	4.1E-09	-9.1	190.0
2.1961	3.6E-09	-9.6	76.5	2.1966	2.0E-08	-8.6	921.4	2.1971	6.0E-09	-9.3	180.0
3.1961	2.2E-08	-9.8	75.4	3.1966	1.5E-08	-9.3	662.5	3.1971	1.0E-08	-9.5	165.7
4.1961	2.0E-08	-10.3	65.9	4.1966	3.0E-08	-10.8	471.9	4.1971	3.0E-08	-10.4	181.5
5.1961	2.5E-08	-11.0	60.3	5.1966	1.6E-08	-11.5	482.8	5.1971	9.1E-09	-11.3	265.4
6.1961	1.5E-08	-11.2	82.2	6.1966	2.2E-08	-11.2	547.9	6.1971	2.2E-08	-11.4	290.8
7.1961	1.3E-08	-10.8	108.1	7.1966	2.1E-08	-10.1	674.1	7.1971	9.0E-09	-10.8	310.5
8.1961	1.8E-08	-10.1	130.1	8.1966	1.7E-08	-8.9	754.6	8.1971	2.4E-10	-10.5	315.3
9.1961	1.2E-08	-9.3	135.3	9.1966	1.3E-08	-8.4	776.2	9.1971	3.8E-09	-10.2	315.0
10.1961	6.5E-09	-9.0	134.5	10.1966	1.1E-08	-8.2	765.7	10.1971	1.3E-08	-9.8	310.3
11.1961	1.5E-08	-8.7	130.1	11.1966	9.0E-09	-8.1	741.4	11.1971	1.3E-08	-9.4	285.9
12.1961	1.7E-08	-8.5	115.3	12.1966	6.1E-09	-8.2	712.1	12.1971	2.0E-08	-9.3	238.3
1.1962	8.0E-09	-8.6	100.7	1.1967	6.4E-09	-8.2	681.7	1.1972	6.7E-09	-9.4	192.0
2.1962	7.2E-09	-8.7	95.7	2.1967	2.1E-08	-8.7	570.4	2.1972	3.4E-09	-9.6	178.2
3.1962	6.2E-09	-8.9	93.3	3.1967	3.1E-08	-10.3	339.5	3.1972	2.1E-08	-10.0	147.5
4.1962	2.9E-08	-9.9	168.8	4.1967	2.0E-08	-11.7	250.0	4.1972	2.0E-08	-10.7	107.6
5.1962	2.1E-08	-11.1	607.8	5.1967	1.8E-08	-11.9	248.8	5.1972	1.4E-08	-11.1	105.3
6.1962	2.6E-09	-11.6	784.7	6.1967	1.6E-08	-11.9	274.5	6.1972	1.0E-08	-11.3	112.0
7.1962	6.2E-09	-11.6	833.0	7.1967	1.2E-08	-11.4	311.0	7.1972	8.5E-09	-11.1	119.0
8.1962	1.3E-08	-11.5	913.5	8.1967	9.6E-09	-10.8	345.0	8.1972	1.5E-08	-10.1	139.2
9.1962	1.6E-08	-10.7	1004.6	9.1967	1.5E-08	-9.8	372.1	9.1972	3.8E-09	-9.5	156.1
10.1962	7.0E-09	-10.0	1042.6	10.1967	1.3E-08	-8.9	369.9	10.1972	1.0E-08	-9.2	161.8
11.1962	1.1E-08	-9.5	1032.2	11.1967	1.5E-08	-8.4	346.6	11.1972	5.8E-09	-8.9	163.7
12.1962	4.0E-09	-9.1	1003.9	12.1967	1.4E-08	-8.3	317.9	12.1972	2.9E-09	-8.8	162.6
1.1963	2.3E-09	-9.0	983.7	1.1968	2.0E-08	-8.6	287.4	1.1973	1.9E-09	-8.8	161.0
2.1963	1.6E-09	-9.0	968.3	2.1968	9.4E-09	-9.0	251.9	2.1973	7.3E-09	-8.7	158.0
3.1963	5.8E-09	-8.9	941.6	3.1968	2.2E-08	-9.9	202.3	3.1973	1.8E-08	-8.9	145.1
4.1963	2.4E-08	-9.4	911.1	4.1968	2.7E-08	-10.9	171.3	4.1973	2.2E-08	-9.8	117.3
5.1963	1.4E-08	-10.5	1406.5	5.1968	1.6E-08	-11.3	222.9	5.1973	2.0E-08	-11.0	113.2
6.1963	1.1E-08	-11.1	1941.0	6.1968	2.7E-09	-11.3	241.1	6.1973	1.0E-08	-11.5	115.6
7.1963	5.8E-09	-11.3	2320.3	7.1968	2.8E-09	-11.1	245.6	7.1973	2.0E-08	-11.2	126.7
8.1963	8.6E-09	-11.3	2692.2	8.1968	1.5E-08	-10.2	265.8	8.1973	6.6E-09	-10.3	141.4
9.1963	1.5E-08	-10.7	3379.6	9.1968	3.8E-09	-9.7	279.3	9.1973	2.8E-09	-9.9	142.7
10.1963	1.7E-08	-9.4	3989.3	10.1968	1.0E-08	-9.3	284.1	10.1973	9.9E-09	-9.5	141.3
11.1963	1.7E-08	-8.5	3860.2	11.1968	5.6E-09	-9.0	286.5	11.1973	1.7E-08	-8.8	134.5
12.1963	7.3E-09	-8.4	3490.7	12.1968	2.8E-09	-8.9	285.6	12.1973	6.7E-09	-8.6	126.4
1.1964	3.1E-09	-8.4	3300.0	1.1969	1.8E-09	-8.9	283.9	1.1974	1.1E-08	-8.8	119.4
2.1964	2.7E-09	-8.5	3187.3	2.1969	1.4E-09	-8.8	282.1	2.1974	1.6E-08	-9.2	108.9
3.1964	2.8E-09	-8.6	3075.7	3.1969	3.9E-09	-8.8	279.4	3.1974	2.2E-08	-10.3	88.7
4.1964	2.7E-08	-9.2	2463.9	4.1969	2.3E-08	-9.1	263.5	4.1974	1.0E-08	-11.1	71.5
5.1964	1.5E-08	-10.2	2044.6	5.1969	9.3E-09	-9.5	243.8	5.1974	2.1E-08	-11.6	77.3
6.1964	4.2E-09	-10.6	2143.5	6.1969	2.1E-08	-10.2	232.0	6.1974	1.7E-08	-11.5	110.0
7.1964	3.2E-09	-10.7	2194.0	7.1969	1.7E-08	-10.2	234.3	7.1974	2.1E-08	-10.7	183.5
8.1964	1.7E-08	-10.2	2376.3	8.1969	1.2E-08	-9.5	252.8	8.1974	8.5E-09	-9.9	248.0
9.1964	9.5E-09	-9.6	2400.0	9.1969	1.2E-08	-8.8	273.5	9.1974	7.9E-09	-9.6	266.5
10.1964	2.1E-08	-9.0	2176.7	10.1969	7.6E-09	-8.4	284.7	10.1974	2.4E-08	-9.1	252.3
11.1964	2.1E-08	-8.7	1697.7	11.1969	1.4E-08	-8.1	287.9	11.1974	1.7E-08	-9.1	170.8
12.1964	1.2E-08	-9.2	1227.5	12.1969	5.2E-09	-8.0	284.0	12.1974	2.4E-08	-10.3	116.6
1.1965	5.4E-09	-9.5	1057.3	1.1970	2.6E-09	-8.0	279.7	1.1975	1.8E-08	-10.8	91.9
2.1965	2.8E-09	-9.6	990.5	2.1970	1.8E-09	-8.0	276.4	2.1975	7.3E-09	-10.9	85.8
3.1965	1.3E-08	-9.9	873.2	3.1970	1.4E-09	-8.0	273.6	3.1975	2.2E-08	-11.1	82.4
4.1965	3.4E-08	-11.2	626.1	4.1970	2.3E-08	-9.4	250.3	4.1975	1.7E-08	-11.3	95.1
5.1965	2.4E-08	-12.1	794.1	5.1970	1.3E-08	-10.0	204.0	5.1975	6.3E-09	-11.5	111.6
6.1965	1.6E-08	-11.5	933.3	6.1970	1.1E-08	-10.8	189.7	6.1975	2.8E-09	-11.5	117.2
7.1965	1.2E-08	-10.9	983.6	7.1970	1.0E-08	-11.2	187.6	7.1975	1.8E-08	-11.3	133.4
8.1965	1.0E-08	-10.3	1015.9	8.1970	1.6E-08	-11.0	207.9	8.1975	5.3E-09	-10.8	150.1
9.1965	1.6E-08	-9.7	1086.8	9.1970	1.1E-08	-10.2	239.8	9.1975	1.3E-08	-10.2	154.8
10.1965	6.7E-09	-9.1	1150.3	10.1970	2.0E-08	-9.2	264.4	10.1975	1.7E-08	-9.2	154.2
11.1965	7.8E-09	-8.8	1162.7	11.1970	2.0E-08	-8.6	246.4	11.1975	9.6E-09	-8.7	150.2
12.1965	1.0E-08	-8.6	1133.9	12.1970	1.1E-08	-8.9	208.3	12.1975	1.0E-08	-8.5	148.1

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.1976	1.2E-08	-8.6	142.8
2.1976	4.9E-09	-8.7	135.5
3.1976	1.1E-08	-9.1	126.8
4.1976	2.5E-08	-10.6	111.4
5.1976	3.7E-09	-11.2	117.2
6.1976	9.5E-09	-11.4	117.9
7.1976	8.6E-10	-11.6	117.0
8.1976	8.4E-09	-11.6	115.1
9.1976	1.5E-08	-11.3	114.7
10.1976	1.1E-08	-10.6	114.8
11.1976	1.7E-08	-9.8	112.5
12.1976	6.7E-09	-9.2	107.1
1.1977	3.4E-09	-9.1	103.4
2.1977	1.1E-08	-9.1	97.5
3.1977	3.3E-08	-9.8	68.7
4.1977	2.1E-08	-11.4	52.9
5.1977	9.4E-09	-11.9	57.1
6.1977	1.4E-08	-11.7	62.5
7.1977	2.2E-08	-10.9	81.6
8.1977	2.9E-08	-8.9	123.5
9.1977	2.1E-08	-8.1	131.2
10.1977	1.1E-08	-8.0	126.6
11.1977	2.1E-08	-8.0	120.5
12.1977	1.3E-08	-8.3	110.4
1.1978	7.7E-09	-8.5	101.4
2.1978	3.3E-09	-8.7	96.3
3.1978	1.8E-08	-9.1	86.2
4.1978	3.1E-08	-10.6	70.1
5.1978	2.3E-08	-11.7	92.0
6.1978	1.2E-08	-11.8	103.8
7.1978	1.9E-08	-11.2	109.6
8.1978	1.8E-08	-9.7	116.2
9.1978	2.8E-08	-8.8	108.0
10.1978	2.4E-08	-8.7	83.2
11.1978	1.0E-08	-8.8	65.5
12.1978	1.6E-08	-9.2	57.8
1.1979	1.0E-08	-9.4	51.8
2.1979	4.3E-09	-9.6	49.8
3.1979	2.2E-08	-10.2	48.2
4.1979	2.9E-08	-11.3	51.4
5.1979	1.1E-08	-11.9	56.4
6.1979	1.3E-08	-11.9	56.0
7.1979	1.6E-08	-11.6	55.0
8.1979	1.7E-08	-10.5	56.8
9.1979	1.9E-08	-9.3	61.2
10.1979	1.1E-08	-8.6	62.0
11.1979	2.0E-08	-8.4	59.2
12.1979	2.3E-08	-8.9	51.2
1.1980	6.5E-09	-9.5	44.7
2.1980	1.4E-08	-9.8	41.5
3.1980	1.1E-08	-10.1	38.6
4.1980	2.4E-08	-10.7	35.6
5.1980	1.2E-08	-11.2	34.2
6.1980	2.0E-08	-11.5	35.6
7.1980	2.8E-08	-10.7	45.7
8.1980	1.8E-08	-9.5	54.5
9.1980	2.2E-08	-8.9	56.2
10.1980	1.8E-08	-8.5	53.9
11.1980	1.5E-08	-8.5	49.5
12.1980	1.6E-08	-8.6	43.6

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.1981	7.2E-09	-8.8	38.4
2.1981	1.2E-08	-9.1	34.8
3.1981	2.8E-08	-10.4	30.3
4.1981	1.3E-08	-11.4	35.9
5.1981	1.7E-08	-11.7	40.3
6.1981	1.5E-08	-11.8	43.8
7.1981	2.7E-08	-10.5	53.7
8.1981	2.3E-08	-8.9	61.7
9.1981	1.3E-08	-8.4	60.3
10.1981	2.5E-08	-8.2	56.1
11.1981	2.1E-08	-8.7	44.5
12.1981	7.1E-09	-9.0	35.4
1.1982	1.3E-08	-9.6	31.2
2.1982	1.1E-08	-10.0	28.0
3.1982	1.8E-08	-10.6	25.6
4.1982	2.9E-08	-11.5	23.9
5.1982	1.9E-08	-12.0	26.9
6.1982	1.7E-08	-12.0	28.7
7.1982	1.8E-08	-11.6	30.2
8.1982	1.3E-08	-11.0	31.2
9.1982	8.2E-09	-10.5	31.8
10.1982	1.4E-08	-9.9	32.7
11.1982	1.3E-08	-9.2	34.3
12.1982	1.4E-08	-8.7	35.4
1.1983	2.0E-08	-8.7	33.9
2.1983	9.6E-09	-9.0	29.6
3.1983	2.1E-08	-9.8	24.2
4.1983	2.8E-08	-10.9	21.3
5.1983	1.9E-08	-11.3	24.5
6.1983	5.8E-09	-11.2	24.8
7.1983	9.7E-09	-11.0	24.8
8.1983	1.7E-08	-9.9	26.8
9.1983	8.0E-09	-9.2	29.7
10.1983	1.3E-08	-8.9	31.4
11.1983	1.0E-08	-8.8	32.9
12.1983	1.5E-08	-8.7	33.9
1.1984	9.3E-09	-8.7	33.9
2.1984	3.4E-09	-8.9	33.3
3.1984	3.6E-09	-9.0	32.7
4.1984	3.0E-08	-10.0	27.9
5.1984	1.9E-08	-11.2	23.3
6.1984	2.3E-08	-11.4	24.5
7.1984	2.2E-08	-10.4	24.4
8.1984	2.1E-08	-9.4	23.8
9.1984	1.9E-08	-8.8	23.9
10.1984	1.9E-08	-8.3	24.4
11.1984	1.1E-08	-8.3	24.8
12.1984	8.5E-09	-8.4	24.8
1.1985	3.4E-09	-8.5	24.5
2.1985	4.7E-09	-8.5	24.2
3.1985	5.4E-09	-8.8	23.7
4.1985	3.0E-08	-9.8	20.1
5.1985	1.2E-08	-11.1	17.7
6.1985	2.6E-08	-11.6	17.7
7.1985	2.0E-08	-11.1	19.9
8.1985	2.2E-08	-10.0	23.0
9.1985	1.4E-08	-9.2	24.5
10.1985	1.3E-08	-8.7	24.3
11.1985	1.3E-08	-8.4	23.5
12.1985	1.9E-08	-8.3	22.1

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.1986	5.7E-09	-8.4	20.6
2.1986	5.6E-09	-8.5	19.9
3.1986	8.0E-09	-8.8	19.2
4.1986	3.0E-08	-10.0	17.5
5.1986	1.9E-08	-11.3	17.8
6.1986	1.6E-08	-11.5	19.8
7.1986	1.4E-08	-10.8	21.1
8.1986	2.2E-08	-9.8	23.1
9.1986	1.8E-08	-8.9	25.2
10.1986	1.4E-08	-8.3	25.2
11.1986	1.7E-08	-8.1	24.1
12.1986	7.6E-09	-8.3	22.5
1.1987	1.0E-08	-8.4	21.0
2.1987	9.2E-09	-8.7	19.4
3.1987	9.7E-09	-9.1	18.1
4.1987	3.6E-08	-10.7	16.1
5.1987	2.2E-08	-12.0	18.0
6.1987	2.5E-08	-12.1	19.1
7.1987	1.8E-08	-11.4	20.0
8.1987	2.7E-08	-9.8	21.1
9.1987	1.9E-08	-8.7	22.9
10.1987	1.1E-08	-8.4	23.5
11.1987	2.0E-08	-8.2	23.3
12.1987	1.8E-08	-8.3	21.2
1.1988	1.1E-08	-8.8	18.5
2.1988	7.7E-09	-9.2	17.1
3.1988	6.8E-09	-9.4	16.2
4.1988	3.0E-08	-10.4	14.2
5.1988	5.4E-09	-11.1	15.0
6.1988	1.9E-08	-11.2	16.5
7.1988	2.1E-08	-10.8	19.4
8.1988	1.3E-08	-9.7	21.3
9.1988	1.8E-08	-8.8	22.0
10.1988	1.2E-08	-8.2	21.9
11.1988	1.7E-08	-7.9	21.0
12.1988	2.1E-08	-8.2	17.9
1.1989	2.0E-08	-9.3	13.3
2.1989	1.9E-08	-10.4	10.9
3.1989	2.3E-08	-11.3	10.3
4.1989	1.4E-08	-11.7	11.3
5.1989	1.2E-08	-11.8	12.4
6.1989	8.6E-09	-11.8	13.5
7.1989	1.8E-08	-11.3	15.7
8.1989	9.1E-09	-10.8	18.6
9.1989	1.7E-08	-9.9	21.8
10.1989	1.7E-08	-8.9	25.3
11.1989	1.7E-08	-8.6	26.9
12.1989	1.6E-08	-8.9	24.5
1.1990	1.2E-08	-9.2	20.1
2.1990	1.5E-08	-9.6	16.8
3.1990	1.8E-08	-10.4	13.4
4.1990	1.2E-08	-11.0	11.3
5.1990	9.0E-09	-11.3	10.6
6.1990	1.3E-08	-11.4	10.6
7.1990	7.9E-09	-11.4	11.4
8.1990	6.4E-09	-11.1	12.4
9.1990	1.9E-08	-10.3	15.1
10.1990	1.0E-08	-9.3	17.4
11.1990	2.3E-08	-8.9	17.9
12.1990	1.0E-08	-8.9	16.8

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.1991	2.0E-08	-9.4	14.7
2.1991	5.5E-09	-9.7	12.6
3.1991	1.8E-08	-10.2	11.4
4.1991	1.3E-08	-10.8	10.3
5.1991	1.7E-08	-11.2	9.7
6.1991	1.7E-08	-11.2	9.8
7.1991	1.2E-08	-11.0	11.3
8.1991	1.2E-08	-10.3	13.5
9.1991	6.8E-09	-10.0	15.3
10.1991	1.2E-08	-9.5	16.9
11.1991	1.7E-08	-8.7	19.2
12.1991	8.3E-09	-8.2	20.4
1.1992	1.2E-08	-8.2	20.3
2.1992	1.6E-08	-8.5	18.7
3.1992	2.7E-08	-9.6	13.9
4.1992	3.0E-08	-11.0	12.8
5.1992	1.2E-08	-11.5	16.2
6.1992	6.8E-09	-10.9	16.5
7.1992	1.1E-08	-11.0	16.5
8.1992	8.0E-09	-10.6	16.3
9.1992	1.2E-08	-10.0	16.4
10.1992	1.0E-08	-9.3	17.0
11.1992	1.6E-08	-8.4	17.4
12.1992	1.3E-08	-8.2	16.4
1.1993	1.7E-08	-8.7	14.2
2.1993	7.0E-09	-9.3	12.2
3.1993	1.6E-08	-10.2	10.7
4.1993	2.1E-08	-11.0	9.8
5.1993	9.7E-09	-11.3	10.9
6.1993	1.7E-08	-11.3	12.4
7.1993	2.5E-08	-10.2	16.6
8.1993	1.3E-08	-9.0	21.0
9.1993	2.0E-08	-8.5	20.2
10.1993	1.4E-08	-8.2	18.1
11.1993	1.3E-08	-8.2	16.6
12.1993	1.2E-08	-8.3	15.6
1.1994	2.0E-08	-9.0	14.4
2.1994	5.4E-09	-9.4	13.5
3.1994	2.7E-08	-10.4	12.5
4.1994	2.1E-08	-11.3	13.4
5.1994	8.5E-09	-11.2	14.9
6.1994	1.2E-08	-11.0	15.3
7.1994	2.5E-09	-10.9	15.3
8.1994	1.3E-08	-10.3	15.1
9.1994	1.7E-08	-9.3	15.3
10.1994	1.1E-08	-8.6	15.7
11.1994	2.0E-08	-8.1	15.7
12.1994	2.0E-08	-8.0	14.3
1.1995	1.1E-08	-8.5	12.5
2.1995	2.1E-08	-9.2	11.3
3.1995	1.4E-08	-9.8	10.4
4.1995	2.6E-08	-10.7	10.3
5.1995	1.7E-08	-11.5	11.1
6.1995	2.3E-08	-11.3	13.0
7.1995	1.1E-08	-10.4	14.9
8.1995	8.5E-09	-9.6	15.7
9.1995	2.4E-08	-8.5	17.1
10.1995	1.0E-08	-8.2	17.5
11.1995	1.5E-08	-8.4	16.6
12.1995	1.0E-08	-8.5	15.4

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.1996	7.9E-09	-8.6	14.6
2.1996	3.9E-09	-8.7	14.1
3.1996	8.6E-09	-8.9	13.7
4.1996	2.6E-08	-10.1	12.7
5.1996	2.1E-08	-11.4	13.1
6.1996	1.2E-08	-11.8	13.6
7.1996	2.1E-08	-10.8	14.1
8.1996	1.4E-08	-9.7	14.9
9.1996	2.3E-08	-8.9	15.0
10.1996	1.5E-08	-8.4	15.2
11.1996	1.8E-08	-8.5	15.4
12.1996	5.6E-09	-8.8	15.2
1.1997	3.6E-09	-8.9	14.9
2.1997	1.5E-08	-9.2	14.2
3.1997	2.3E-08	-9.8	11.6
4.1997	2.5E-08	-10.9	9.8
5.1997	1.8E-08	-11.5	10.1
6.1997	1.9E-08	-11.4	11.9
7.1997	2.7E-08	-9.8	13.5
8.1997	9.3E-09	-8.6	15.0
9.1997	1.2E-08	-8.3	16.0
10.1997	1.9E-08	-8.0	17.0
11.1997	1.0E-08	-7.8	17.5
12.1997	1.8E-08	-8.1	16.7
1.1998	1.8E-08	-8.7	14.5
2.1998	1.7E-08	-9.6	12.5
3.1998	2.3E-08	-10.5	11.2
4.1998	1.8E-08	-10.8	10.6
5.1998	2.1E-09	-10.9	10.3
6.1998	1.2E-08	-10.7	10.2
7.1998	1.7E-08	-10.4	10.8
8.1998	7.9E-09	-9.8	12.0
9.1998	2.1E-08	-9.0	13.6
10.1998	1.9E-08	-8.3	15.2
11.1998	1.9E-08	-8.5	13.4
12.1998	1.5E-08	-9.0	10.8
1.1999	1.7E-08	-9.6	9.0
2.1999	1.2E-08	-10.1	8.2
3.1999	2.4E-08	-11.0	7.6
4.1999	2.3E-08	-11.9	7.7
5.1999	8.7E-09	-12.2	7.9
6.1999	1.8E-08	-12.2	8.4
7.1999	1.1E-08	-11.7	9.4
8.1999	1.7E-09	-11.4	10.0
9.1999	8.1E-09	-10.9	10.5
10.1999	1.9E-08	-9.7	11.8
11.1999	1.1E-08	-8.8	12.3
12.1999	1.5E-08	-8.5	11.7
1.2000	4.5E-09	-8.4	11.0
2.2000	1.8E-08	-8.7	10.2
3.2000	2.9E-08	-10.1	8.6
4.2000	2.6E-08	-11.4	8.1
5.2000	1.4E-08	-11.7	8.3
6.2000	8.5E-09	-11.8	8.5
7.2000	1.9E-08	-11.4	9.0
8.2000	9.0E-09	-10.4	10.0
9.2000	1.2E-08	-9.5	10.3
10.2000	8.9E-09	-9.0	10.3
11.2000	1.6E-08	-8.5	10.2
12.2000	1.3E-08	-8.3	10.1

	infiltrace [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.2001	6.6E-09	-8.3	9.9
2.2001	1.5E-08	-8.5	9.5
3.2001	2.1E-08	-9.3	8.5
4.2001	2.2E-08	-10.6	7.9
5.2001	9.0E-09	-11.0	7.7
6.2001	2.1E-08	-11.0	7.7
7.2001	2.1E-08	-10.2	8.4
8.2001	1.3E-08	-9.3	9.2
9.2001	2.7E-08	-8.4	9.5
10.2001	1.2E-08	-7.9	9.7
11.2001	1.7E-08	-8.1	9.6
12.2001	5.9E-09	-8.3	9.6
1.2002	1.1E-08	-8.7	9.5
2.2002	2.3E-08	-9.4	9.1
3.2002	1.8E-08	-10.5	7.8
4.2002	1.6E-08	-11.1	7.0
5.2002	6.5E-09	-11.3	6.6
6.2002	3.2E-09	-11.3	6.5
7.2002	1.0E-08	-11.3	6.5
8.2002	1.9E-08	-10.1	8.0
9.2002	1.2E-08	-8.9	10.0
10.2002	2.2E-08	-8.1	10.9
11.2002	2.4E-08	-8.2	10.7
12.2002	1.2E-08	-9.0	9.1
1.2003	1.6E-08	-9.6	7.8
2.2003	7.4E-09	-9.9	6.9
3.2003	1.7E-08	-10.3	6.3
4.2003	1.3E-08	-10.7	6.2
5.2003	9.5E-09	-10.9	6.5
6.2003	2.7E-09	-11.1	6.7
7.2003	7.1E-09	-11.1	7.0
8.2003	2.8E-09	-11.3	7.2
9.2003	8.2E-09	-11.2	7.6
10.2003	1.5E-08	-10.6	8.6
11.2003	9.0E-09	-9.7	9.4
12.2003	6.4E-09	-9.4	9.6
1.2004	2.9E-09	-9.2	9.7
2.2004	1.4E-08	-9.2	9.5
3.2004	1.3E-08	-9.4	8.9
4.2004	2.7E-08	-10.5	7.7
5.2004	1.3E-08	-11.6	7.5
6.2004	1.0E-08	-11.8	7.8
7.2004	1.3E-08	-11.7	8.3
8.2004	1.0E-08	-11.3	9.3
9.2004	1.3E-08	-10.5	10.6
10.2004	1.7E-08	-9.3	12.3
11.2004	2.1E-08	-8.6	12.2
12.2004	8.7E-09	-8.6	10.5
1.2005	1.5E-08	-9.0	9.3
2.2005	8.1E-09	-9.4	8.5
3.2005	1.7E-08	-10.0	8.0
4.2005	2.8E-08	-11.2	7.6
5.2005	1.9E-08	-12.0	7.6
6.2005	1.5E-08	-11.7	7.5
7.2005	2.0E-08	-10.8	8.2
8.2005	2.1E-08	-9.6	9.6
9.2005	1.7E-08	-8.7	10.8
10.2005	1.1E-08	-8.3	11.0
11.2005	4.9E-09	-8.1	10.9
12.2005	2.8E-09	-8.0	10.8

	infiltrance [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.2006	1.8E-09	-8.0	10.7
2.2006	1.4E-09	-8.0	10.6
3.2006	6.2E-09	-8.3	10.3
4.2006	3.4E-08	-9.3	8.8
5.2006	1.4E-08	-11.1	8.7
6.2006	1.5E-08	-11.6	9.4
7.2006	6.6E-09	-11.7	9.7
8.2006	2.8E-08	-10.0	10.2
9.2006	1.3E-08	-8.5	11.3
10.2006	1.3E-08	-8.2	11.6
11.2006	2.2E-08	-8.1	11.5
12.2006	1.6E-08	-8.3	10.7
1.2007	2.2E-08	-9.1	9.4
2.2007	1.4E-08	-9.8	8.2
3.2007	2.3E-08	-10.3	7.3
4.2007	1.3E-08	-10.7	6.7
5.2007	7.6E-09	-10.8	6.7
6.2007	4.4E-10	-10.5	6.8
7.2007	1.3E-09	-10.7	6.9
8.2007	1.2E-09	-10.4	7.3
9.2007	1.7E-08	-9.8	8.3
10.2007	1.3E-08	-8.7	8.8
11.2007	1.7E-08	-8.4	8.7
12.2007	1.7E-08	-8.6	8.4
1.2008	1.6E-08	-9.3	7.7
2.2008	1.9E-08	-10.0	7.0
3.2008	2.1E-08	-10.8	6.5
4.2008	3.2E-08	-11.2	6.6
5.2008	8.8E-09	-11.4	6.5
6.2008	2.7E-09	-11.4	6.4
7.2008	1.6E-08	-11.3	6.4
8.2008	9.3E-09	-11.0	6.7
9.2008	3.2E-09	-10.7	7.1
10.2008	1.5E-08	-10.2	7.7
11.2008	2.1E-08	-9.2	8.3
12.2008	2.0E-08	-8.8	8.6
1.2009	1.3E-08	-8.9	8.6
2.2009	1.1E-08	-9.0	8.5
3.2009	2.3E-08	-9.1	8.4
4.2009	3.2E-08	-10.7	7.8
5.2009	1.5E-08	-11.7	8.2
6.2009	1.5E-08	-11.9	8.6
7.2009	1.7E-08	-10.9	9.4
8.2009	7.3E-09	-9.8	10.2
9.2009	7.4E-10	-9.2	10.6
10.2009	1.2E-08	-8.5	11.1
11.2009	1.9E-08	-7.9	11.2
12.2009	1.6E-08	-8.3	10.5
1.2010	8.4E-09	-8.8	9.8
2.2010	3.4E-09	-9.1	9.4
3.2010	1.9E-08	-9.9	8.7
4.2010	2.8E-08	-10.4	8.0
5.2010	1.6E-08	-11.7	8.3
6.2010	1.4E-08	-11.3	9.7
7.2010	8.1E-09	-10.5	10.3
8.2010	2.7E-08	-9.1	11.7
9.2010	2.0E-08	-9.0	12.3
10.2010	1.1E-08	-9.6	12.1
11.2010	2.2E-08	-10.1	12.1
12.2010	6.9E-09	-10.2	12.1

	infiltrance [m.s ⁻¹]	$\delta^{18}\text{O}$ [V-SMOW]	$^3\text{H-}^3\text{He}$ [TU]
1.2011	1.2E-08	-10.2	11.9
2.2011	7.8E-09	-10.2	11.6
3.2011	1.5E-08	-10.4	11.2
4.2011	3.3E-08	-11.2	8.7
5.2011	3.6E-09	-11.8	8.1
6.2011	6.8E-10	-11.9	8.1
7.2011	1.8E-08	-11.4	8.6
8.2011	1.7E-08	-9.5	10.7
9.2011	1.3E-08	-9.0	11.6
10.2011	1.1E-08	-8.9	11.7
11.2011	3.4E-09	-8.5	11.4
12.2011	6.0E-09	-8.7	11.1
1.2012	1.1E-08	-8.8	10.5
2.2012	7.0E-09	-9.0	10.1
3.2012	3.2E-08	-9.6	8.8
4.2012	3.4E-08	-9.1	7.0
5.2012	1.8E-09	-9.5	7.6
6.2012	2.8E-10	-9.5	7.7
7.2012	1.2E-08	-9.2	8.6
8.2012	4.7E-09	-8.9	9.4
9.2012	9.6E-09	-8.5	9.8
10.2012	7.3E-09	-8.1	10.0
11.2012	1.1E-08	-7.6	9.6
12.2012	1.7E-08	-7.7	8.9
1.2013	2.2E-08	-8.6	7.3
2.2013	2.0E-08	-10.4	6.1
3.2013	1.7E-08	-11.2	5.9
4.2013	2.6E-08	-12.0	6.9
5.2013	9.3E-09	-12.2	8.9
6.2013	1.8E-08	-11.9	9.7
7.2013	1.1E-08	-11.1	10.2
8.2013	1.2E-08	-10.4	10.1
9.2013	2.4E-08	-9.4	9.7
10.2013	1.4E-08	-7.9	8.7
11.2013	1.9E-08	-7.7	7.9
12.2013	1.9E-08	-7.7	7.3
1.2014	1.6E-08	-8.0	6.7
2.2014	8.6E-09	-8.4	6.5
3.2014	1.8E-08	-8.8	6.5
4.2014	2.4E-08	-9.6	7.0