

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



VYUŽITÍ PŘIROZENÝCH STOPOVAČŮ ( $^{18}\text{O}$ ;  $^3\text{H}$ ; FREONY;  $\text{SF}_6$ ) A  
DALŠÍCH METOD PRO ZHODNOCENÍ DOBY ZDRŽENÍ VOD A  
CHARAKTERU PROUDĚNÍ V KRASOVÝCH OBLASTECH ČR

JIŘÍ BRUTHANS

Doktorská disertační práce

Vedoucí disertační práce: Doc. RNDr. Jiří Krásný CSc.

PRAHA

2006

### **Poděkování:**

Za cenné rady a pomoc bych rád poděkoval zejména Ing. F. Buzkovi a RNDr. K. Žákovi (ČGS), Prof. P. Bosákovi (GÚ AV), Doc. J. Krásnému, Prof. J. Šilarovi a RNDr. J. Melkové (PřFUK), Dr. H. Osterovi (Spurenstofflabor, Německo) a Dr. M. Fieldovi (US EPA).

Za pomoc s odběrem vzorků a s terénními pracemi vděčím zejména O. Zemanovi, A. Vojtěchovské, O. Jägrovi, H. Vysoké, J. Kukačkovi, J. Kamazovi, V. Altové, V. Frydřichovi, M. Keprtovi, F. Krejčovi a M. Ježovi, P. Holubovi a řadě dalších.

V rámci doktorské práce jsem úzce spolupracoval s kolegou Ondřejem Zemanem, jehož disertační práce se zabývá hydrogeologií krasových oblastí ČR zejména analýzou dat získaných z režimního sledování pramenů a studiem geometrie kanálů a charakteru proudění ze stopovacích zkoušek.

Problematiku jsem studoval v rámci grantu GAUK 197/2001: Použití izotopových metod ( $^3\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) k určení stáří podzemních vod v krasových oblastech, v letech 2001 až 2003.

# OBSAH

1. ÚVOD.....	1
1. 1. Úvod do problematiky .....	1
1. 2. Kras (definice a hranice pojmu) .....	1
1. 3. Vznik jeskyní a krasové porozity .....	4
1. 4. Hydrogeologická charakteristika krasového prostředí .....	9
1.4.1. Odlišnosti krasu od ostatních prostředí .....	10
1.4.2. Typy porozity v krasovém prostředí.....	11
1.4.3. Autochtonní a alochtonní vody .....	13
1.4.4. Vertikální rozdělení krasového prostředí na zóny.....	14
1.4.5. Charakter proudění v regionálním měřítku .....	14
1.5. Stručný popis přístupů využívaných v krasové hydrogeologii .....	15
1.6. Vodohospodářský význam krasových oblastí v ČR.....	16
2. LITERÁRNÍ ÚVOD .....	17
2.1. Střední doby zdržení v krasových kolektorech .....	17
2.2. Střední doby zdržení v nesaturované zóně krasu .....	18
2.3. Studium střední doby zdržení v ČR .....	18
3. CÍL .....	20
4. STUDOVANÉ OBLASTI .....	21
4.1. Chýnovský kras .....	23
4.1.1. Vymezení území .....	23
4.1.2. Význam oblasti .....	23
4.1.3. Stav výzkumů .....	23
4.1.4. Charakteristika oblasti.....	24
4.1.4.1. Klima a hydrologie.....	24
4.1.4.2. Geologie .....	24
4.1.4.3. Kras .....	25
4.1.4.4. Hydrogeologie.....	25
4.1.5. Tok v Chýnovské jeskyni (studovaný „pramen“) a Rutická vyvěračka .....	26
4.2. Kras v okolí Horažďovic.....	27
4.2.1. Vymezení území .....	27
4.2.2. Význam oblasti .....	27
4.2.3. Stav výzkumů .....	27
4.2.4. Charakteristika oblasti.....	28
4.2.4.1. Klima a hydrologie.....	28
4.2.4.2. Geologie .....	28
4.2.4.3. Kras .....	28
4.2.4.4. Hydrogeologie.....	28
4.2.5. Pramen Svatá Anna (studovaný pramen) .....	29
4.3. Kras Králického Sněžníku.....	30
4.3.1. Vymezení území .....	30
4.3.2. Význam oblasti .....	31
4.3.3. Stav výzkumů .....	31
4.3.4. Charakteristika oblasti.....	32
4.3.4.1. Klima a hydrologie.....	32
4.3.4.2. Geologie .....	32
4.3.4.3. Kras .....	33
4.3.4.4. Hydrogeologie.....	33
4.3.5. Studovaný pramen a související vývěry .....	34
4.3.5.1. Pramen Blom-blom .....	34
4.3.5.2. Jeskyně Tvarožné díry .....	34
4.4. Kras skupiny Branné.....	35
4.4.1. Vymezení území .....	35
4.4.2. Význam oblasti .....	35
4.4.3. Stav výzkumů .....	35

4.4.4. Charakteristika oblasti.....	35
4.4.4.1. Klima a hydrologie.....	35
4.4.4.2. Geologie .....	36
4.4.4.3. Kras .....	37
4.4.4.4. Hydrogeologie.....	38
4.4.5. Studované objekty .....	39
4.4.5.1. Pramen Branná.....	39
4.4.5.2. Pramen Staříč.....	40
4.4.5.3. Vražedný potok.....	40
4.5. Český kras.....	41
4.5.1. Vymezení území.....	41
4.5.2. Význam oblasti .....	41
4.5.3. Stav výzkumů .....	42
4.5.4. Charakteristika oblasti.....	43
4.5.4.1. Klima a hydrologie.....	43
4.5.4.2. Geologie .....	44
4.5.4.3. Kras .....	46
4.5.4.4. Hydrogeologie.....	50
4.5.5. Studované prameny.....	55
4.5.5.1. Nesvačily (č. 99).....	55
4.5.5.2. Koda (č. 90) .....	55
4.5.5.3. Sv. Jan pod Skalou (č. 10; DB 17) .....	56
4.5.5.4. Stydlá voda karlická (č. 37; DB 61C).....	56
4.5.5.5. Chýnice (č. 46A, DB 80).....	57
4.5.5.6. Bublák (č. 48A; DB 82).....	57
4.5.5.7. Ořech, Zadní Kopanina (č. 52, DB 90) .....	57
4.5.5.8. Radotínská skála (DB 96) .....	58
4.5.5.9. Malá Chuchle (č. 57; DB 109) .....	58
4.6. Moravský kras .....	59
4.6.1. Vymezení území.....	59
4.6.2. Význam oblasti .....	59
4.6.3. Stav výzkumů .....	59
4.6.4. Charakteristika oblasti.....	61
4.6.4.1. Klima a hydrologie.....	61
4.6.4.2. Geologie .....	61
4.6.4.3. Hydrogeologie a kras .....	62
4.6.5. Studované prameny a skapy.....	63
4.6.5.1. Konstantní přítok.....	64
4.6.5.2. Stará řeka .....	64
4.6.5.3. Tipeček .....	65
4.6.5.4. Skapová místa v Ochozské jeskyni .....	65
4.7. Mladečsko-Javoříčský Kras .....	67
4.7.1. Vymezení území.....	67
4.7.2. Význam oblasti .....	67
4.7.3. Stav výzkumů .....	67
4.7.4. Charakteristika oblasti.....	68
4.7.4.1. Klima a hydrologie.....	68
4.7.4.2. Geologie .....	68
4.7.4.3. Kras .....	70
4.7.4.4. Hydrogeologie.....	71
4.7.5. Studované objekty .....	73
4.7.5.1. Řimické vyvěračky pod Třesínem.....	73
4.7.5.2. Jímací území Čerlinka (jímací vrty č. 2 a 4).....	74
4.8. Kras u Kutné Hory (Miskovický kras) .....	76
4.8.1. Vymezení území.....	76



4.8.2. Význam oblasti .....	76
4.8.3. Stav výzkumů .....	77
4.8.4. Charakteristika oblasti.....	77
4.8.4.1. Klima a hydrologie.....	77
4.8.4.2. Geologie .....	77
4.8.4.3. Kras .....	79
4.8.4.4. Hydrogeologie.....	79
4.8.5. Pramen Sv. Vojtěch (studovaný pramen).....	80
4.9. Turnovská oblast .....	82
4.9.1. Vymezení území .....	82
4.9.2. Význam a specifika oblasti.....	82
4.9.3. Stav výzkumů .....	82
4.9.4. Charakteristika oblasti.....	84
4.9.4.1. Klima a hydrologie.....	84
4.9.4.2. Geologie .....	84
4.9.4.3. Kras .....	85
4.9.4.4. Hydrogeologie.....	86
4.9.5. Pramen Bartošova pec (studovaný pramen) .....	87
5. METODIKA.....	89
5.1. Měření fyzikálních a chemických parametrů .....	89
5.1.1. Teplota, konduktivita, pH.....	89
5.1.2. Základní chemické složení.....	89
5.1.3. Měření průtoku.....	90
5.1.4. Termometrie, vydatnost pramenů ústících přímo do toku.....	92
5.1.5. Zaměření pozice GPS a převod souřadnic.....	94
5.2. Přirozené stopovače .....	94
5.2.1. Izotop kyslíku <sup>18</sup> O.....	95
5.2.1.1. Vzorkování skapových vod.....	96
5.2.1.2. Srážky.....	96
5.2.2. Tritium ( <sup>3</sup> H) .....	97
5.2.3. Freony 11, 12, 113.....	100
5.2.4. SF <sub>6</sub> .....	106
5.2.4.1. Odběr vzorků a analýzy freonů a SF <sub>6</sub> .....	107
5.2.5. Parametry a modely.....	108
5.3. Stopovací zkoušky.....	112
6. VÝSLEDKY A DISKUZE.....	117
6.1. Tritium .....	117
6.1.1. Zastoupení vody z 60. a 70. let na vydatnosti pramenů .....	118
6.1.2. Vyhodnocení poklesových trendů tritia.....	121
6.2. Freony a SF <sub>6</sub> .....	123
6.2.1. Srovnání s výsledky z poklesových trendů tritia .....	126
6.3. Izotopy kyslíku .....	128
6.3.1. Vliv výparu na izotopové složení vody.....	129
6.3.2. Střední doba zdržení.....	129
6.4. Věrohodnost jednotlivých metod pro odvození střední doby zdržení ( <sup>18</sup> O, tritium, freony 11, 12, 113, SF <sub>6</sub> ).....	130
6.5. Průběhy obsahu dusičnanů v sledovaných pramenech .....	133
6.6. Vodní stavy ve studovaných oblastech v sledovaném období.....	133
6.7. Střední doba zdržení a charakter proudění v povodí jednotlivých pramenů .....	136
6.7.1. Chýnovská jeskyně (Táborsko, jižní Čechy).....	137
6.7.1.1. Odběr vzorků přirozených stopovačů .....	137
6.7.1.2. Termometrie.....	137
6.7.1.3. Stopovací zkoušky .....	138
6.7.1.4. Povodí studovaného pramene.....	140
6.7.1.5. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	140

6.7.2. Pramen Sv. Anna (Horažďovicko, jižní Čechy).....	142
6.7.2.1. Povodí studovaného pramene.....	142
6.7.2.2. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	142
6.7.3. Blom blom (Králický Sněžník) .....	143
6.7.3.1. Povodí studovaného pramene.....	144
6.7.3.2. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	145
6.7.4. Branná a Staříč (Jeseníky).....	147
6.7.4.1. Provedené práce.....	147
6.7.4.2. Povodí pramene Branná .....	148
6.7.4.3. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	148
6.7.5. Prameny Nesvačily, Koda, Sv. Jan pod Skalou, Stydlá voda karlická, Chýnice, Bublák, Ořech, Malá Chuchle a Radotínská skála (Český kras).....	150
6.7.5.1. Režim vydatnosti, konduktivity a teploty pramenů .....	150
6.7.5.2. Režim pramenů a vztah ke geologii a vývoji oblasti.....	153
6.7.5.3. Původ vody ve studovaných pramenech .....	155
6.7.5.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	155
6.7.6. Konstantní přítok, Stará řeka, Tipeček (Moravský kras).....	157
6.7.6.1. Teplota a vydatnost sledovaných pramenů. ....	157
6.7.6.2. Stopovací zkouška .....	158
6.7.6.3. Povodí studovaných pramenů.....	159
6.7.6.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	159
6.7.7. Jímací území Čerlinka a prameny Řimice (Mladečsko-Javoříčský kras) .....	160
6.7.7.1. Otázka zastoupení vod z oblasti Javoříčka na vydatnosti JÚ .....	160
6.7.7.2. Otázka původu vody a vztah vod jímaných v JÚ ke kvartérní zvodni.....	160
6.7.7.3. Stopovací zkouška .....	165
6.7.7.4. Povodí studovaného pramene.....	166
6.7.7.5. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	166
6.7.8. Sv. Vojtěch (Kras u Kutné Hory) .....	168
6.7.8.1. Režim vydatnosti a teploty pramene.....	168
6.7.8.2. Stopovací zkoušky .....	168
6.7.8.3. Povodí studovaného pramene.....	171
6.7.8.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	172
6.7.9. Bartošova pec (okolí Turnova).....	173
6.7.9.1. Stopovací zkoušky .....	173
6.7.9.2. Povodí studovaného pramene.....	173
6.7.9.3. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod ....	174
6.8. Charakter proudění a střední doba zdržení vody v nesaturované zóně nad Ochozskou jeskyní.....	176
6.9. Rozdíly v charakteru proudění a střední době zdržení v závislosti na geologické stavbě, klimatických poměrech a zkrasování .....	177
6.10. Porovnání střední doby zdržení odvozené z přirozených stopovačů a stopovacích zkoušek a konceptuální model proudění v zkoumaných oblastech .....	179
7. ZÁVĚR A SHRNU TÍ VÝSLEDKŮ .....	182
8. POUŽITÁ LITERATURA.....	186

# 1. ÚVOD

## 1. 1. Úvod do problematiky

Doba zdržení vody pod zemským povrchem je jedním z nejdůležitějších parametrů v hydrologii. Její znalost je nezbytná jako vstup pro jakoukoli předpověď budoucího vývoje kontaminace (např. vývoj koncentrace dusičnanů v závislosti na čase; Böhlke a Denver 1995; Ozyurt a Bayari 2003; Katz a kol. 2004). Je jednou z klíčových informací pro pochopení charakteru proudění i pro geochemické modelování v kolektorech. V krasovém a silně heterogenním puklinovém prostředí, kde dobu zdržení nelze ani zhruba odhadnout z hydraulických vlastností kolektoru, je nutné použít pro určení doby zdržení stopovačů, které se pohybují spolu s vodou podzemním prostředím (např.  $^{18}\text{O}$ , freony,  $\text{SF}_6$ , tritium,  $^{14}\text{C}$ , atd.).

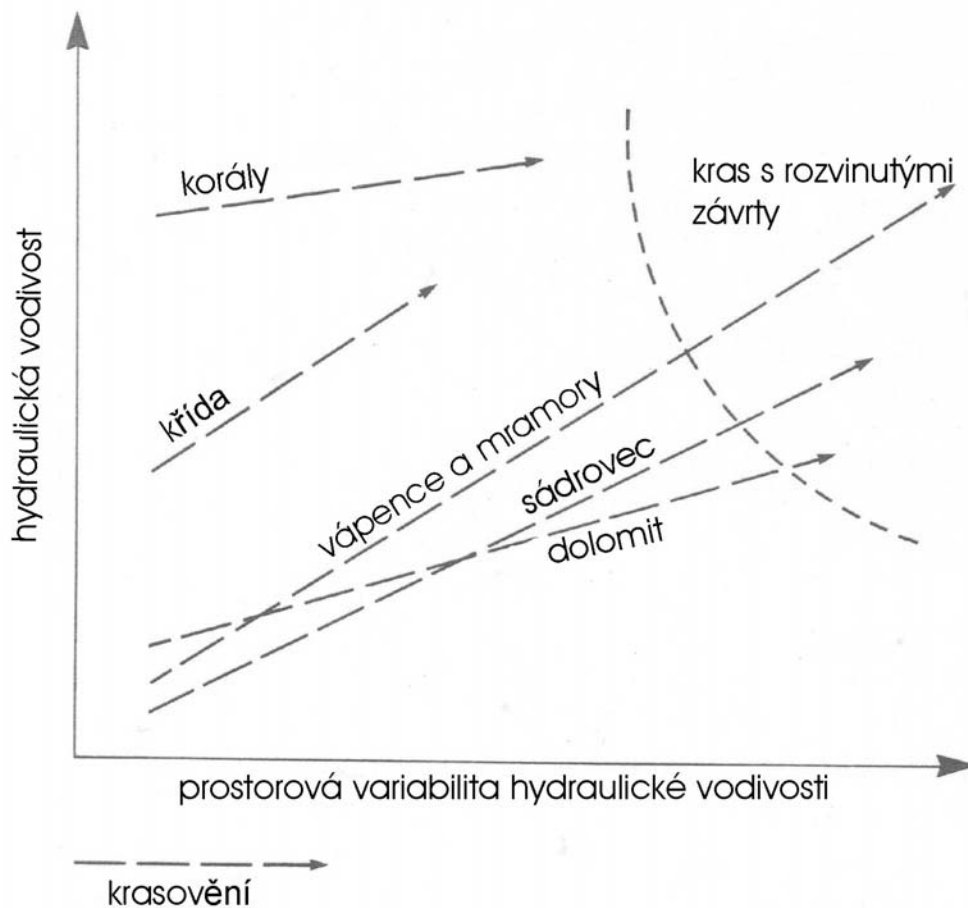
V současnosti, kdy se hydrogeologie převážně zabývá udržením kvality stávajících vodních zdrojů a zlepšením kvality vod znečištěných oblastí, je znalost doby zdržení v různých prostředích a faktorů, které ji ovlivňují, zásadní podmínkou pro úspěch. Přibližně čtvrtina světové populace je přitom zcela odkázaná na zdroje krasových vod (Ford a Williams 1989). V ČR byla doba zdržení podzemní vody v krasu studována pouze v Českém krasu (Žák a kol. 2001) a v okolí dolu Bližná na Krumlovsku (Buzek in Tichý 1991).

Krasové oblasti v ČR byly v minulosti studovány v řadě případů zejména metodikou převzatou z nekrasových oblastí (zaměření na vrtné práce a čerpací zkoušky; malé využití stopovacích zkoušek), pouze výjimečně byly aplikovány izotopové metody; např. Taraba 1974; Včíslová 1980; Starobová 1983, 1986).

## 1. 2. Kras (definice a hranice pojmu)

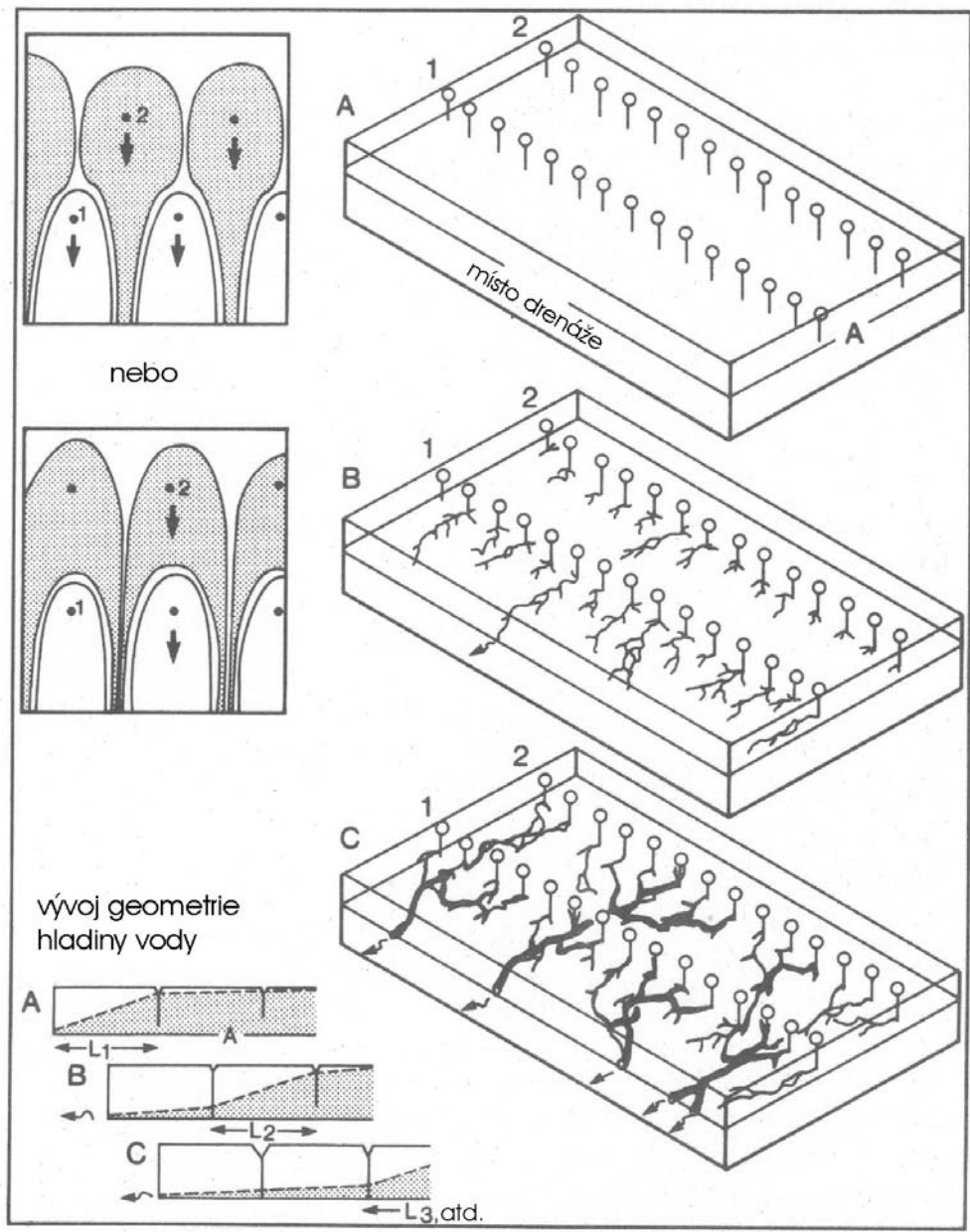
Definice termínů „kras“ a „krasová porozita“ je značně nejednotná a během času se významně měnila. Obecně platí, že v současnosti je pod termín kras zahrnováno širší spektrum jevů než tomu bylo v minulosti (např. jevy v křemencích a ledu, které byly dříve obvykle považovány za nekrasové (Panoš 1965).

Kras je území s charakteristickou hydrologií a morfologickými formami, který vzniká kombinací vysoké rozpustnosti hornin a dobře vyvinuté sekundární porozity (Cvijic 1918; Ford a Williams 1989; Panoš 2001). V posledních desetiletích se začíná klást důraz na míru a charakter přeměny původní porozity rozpouštěním (korozi). Tento posun od klasifikace podle litologie a morfologie povrchových jevů je logickým vyústěním skutečnosti, že právě rozšiřování nepatrných puklin a vrstevních ploch vede k vzniku krasových kanálů a nakonec i jeskyní. Teprve po rozšíření podzemních cest se mohou začít ztrácet povrchové toky, vznikat závrtý, slepá údolí a všechny ostatní povrchové krasové jevy (Klimchouk a kol. 2000).



Obrázek 1.1. Krasovění vede k výraznému zvýšení propustnosti a variability propustnosti (upraveno podle Forda a Wiliamse 1989).

Moderní definici uvádí Klimchouk a kol. (2000; 46): krasový systém je integrovaný systém přenosu hmoty v rozpustných horninách se strukturou propustnosti, kde dominují kanály vzniklé rozpouštěním horniny a organizované tak, aby usnadnily cirkulaci fluida. Kras je definován jako území, kde se na propustnosti prostředí výrazně podílí kanály vzniklé rozpouštěním horniny. Tato definice nevyžaduje aby horniny měly nějakou specifickou litologii, ani nespecifikuje typ rozpouštění; fluidem nemusí být jen voda, ale např. i vzduch (ledovcové jeskyně vzniklé prouděním teplého vzduchu). Naopak je vyžadována přítomnost rozpustné horniny a proudění vody by mělo převažovat v nově vzniklých krasových kanálech (nad prouděním v původní porositě). Definice je pro hydrogeologii tedy poměrně jednoznačná. Již Eraso (1975) uvádí, že kras lze považovat za výsledek organizace podzemního odvodňování v rozpustných horninách. Krasovění pak znamená vývoj organizace odvodňování (Bosák a kol. 1988).



Obrázek 1.2. Vývoj sítě krasových kanálů. Upraveno podle Forda a Wiliamse 1989. Vlevo nahoře geometrie hladiny vody a směr proudění.

Z této definice vyplývá i zásadní rozdíl mezi krasem a nekrasovým prostředím. V nekrasovém prostředí je porozita předurčena charakterem horniny (litologií) a způsobem jejího uložení a deformování (zvrásnění, rozpukání). Proudění podzemní vody porozitu nemění. Naopak jedině pro kras je typické, že voda rozpouštěním rozšiřuje a přetváří původně nevýznamné a prakticky nepropustné pukliny a vrstevní plochy do podoby trubicovitých kanálů, kterými voda proudí z infiltrační oblasti do místa drenáže. Po dostatečně dlouhém vývoji odtéká těmito kanály naprostá většina vody (Atkinson 1977). Původní porozita pak již nemusí hrát při regionálním proudění významnou roli.

Moderní definice oddělují poměrně dobře krasové a nekrasové prostředí. Je ovšem mnohdy problém prokázat, že v oblasti došlo k vzniku krasových kanálů a proudí jimi většina vody. Zjevné je to pouze tam, kde jsou kanály přístupné pozorování. V ČR se jedná například o následující oblasti: Moravský kras, Mladečský kras, Tišnovský kras, Chýnovský kras, Kras Králického Sněžníku, Kras skupiny Branné, Miskovický kras, Turnovská oblast.

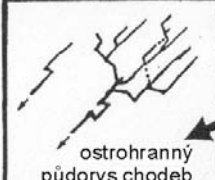




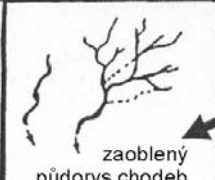




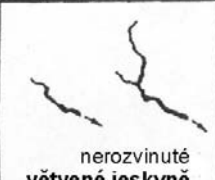
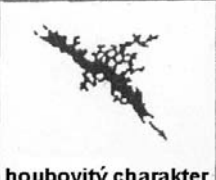
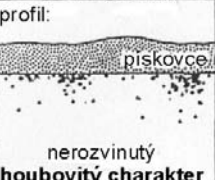

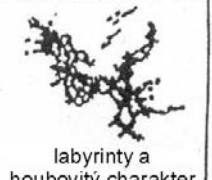
Naopak ne vždy je prostředí tvořené karbonáty nutně také krasem. Příkladem jsou silně metamorfované karbonáty, které v řadě oblastí nejsou vůbec zkrasovělé (Klimchouk a kol. 2000). V ČR existuje řada oblastí v krystalických vápencích, kde nejsou indicie přítomnosti krasových kanálů (např. zde chybí větší prameny i krasové jevy). Příkladem jsou některé pruhy metamorfovaných vápenců v širším okolí Strakonice.

### **1. 3. Vznik jeskyní a krasové porozity**

Pro pochopení charakteru proudění v krasových oblastech je třeba porozumět principům, které řídí vznik jeskyní (krasových kanálů) a tím i drenáže krasového prostředí. V posledních desetiletích byly v zahraničí publikovány zásadní práce popisující vznik a vývoj jeskynních systémů, ať už vlivem infiltrace vod z povrchových toků, či vlivem chladnoucích termálních roztoků a roztoků obohacených  $H_2S$  či  $CO_2$ . Jednotlivé teorie postavené na poznatcích z terénu byly potvrzeny pomocí fyzikálních a matematickými modelů simulujících korozní procesy (Ford a Ewers 1978; Palmer 1991; Dreybrodt a Siemers 1997; Klimchouk a kol. 2000). K hlavním závěrům patří:

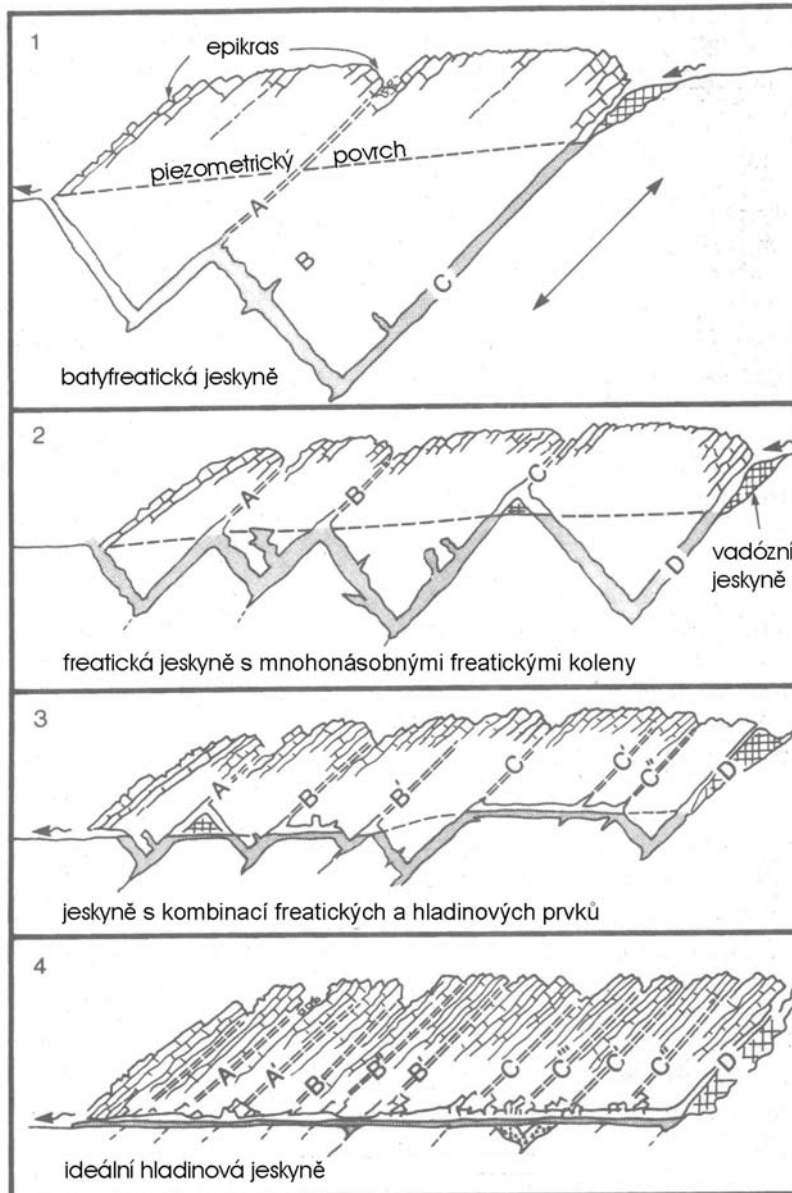
(a) **vznik krasového kanálu meteorickými vodami probíhá ve dvou fázích** (Palmer 1991; Dreybrodt a Siemers 1997). V první fázi probíhá pomalé rozpouštění a rozšiřování propustných cest, které obvykle trvá  $10^4$  až  $10^5$  let. Pukliny a další nehomogenity s šířkou obvykle výrazně menší než 1 mm jsou rozšiřovány korozí. Z infiltrační oblasti se velmi pomalu rozšiřuje rozpouštěním kanálek o průměru několika mm (protokanál). Poté, co protokanál dosáhne bodu drenáže, dojde k prudkému poklesu hydraulické výšky v protokanálu, protože protokanál je oproti okolnímu prostředí propustnější a odvodňuje tak okolní prostředí (obr. 1.2.). Po poklesu hladiny v protokanálu se změnil směr proudění podzemní vody k protokanálu. Tak se na protokanál napojují další kanály. Postupně se tak vytváří síť chodeb, kdy se menší přítoky postupně spojují do jediného kanálu (dendritický charakter chodeb). Významnou roli zde hraje skutečnost, že v oblasti, kde probíhá napojování nových kanálů je vždy strmý hydraulický gradient (Ford a Williams 1989), který zvyšuje intenzitu proudění.

Po propojení protokanálu z oblasti infiltrace do oblasti drenáže se prudce zvýší rychlost proudění v protokanálu. Dochází tak ke změně kinetiky a prudkému zvýšení intenzity rozpouštění (Dreybrodt 1998). Rozšiřování kanálu se tak řádově zrychlí.

		typ infiltrace				
		infiltrace do krasových depresí		rozptýlená		hypogenní
		závrty (malé kolísání průtoku)	ponorné toky (velké kolísání průtoku)	z pískovců	do porézní rozpustné horniny	rozpuštění díky CO <sub>2</sub> nebo H <sub>2</sub> S z hlubinného zdroje, nebo díky ochlazování teplých vod
		<b>větvené jeskyně</b> (obvykle několik úrovní) i jednotlivé chodby	jednotlivé chodby a nerozvinuté <b>větvené jeskyně</b> do nich naložené:	většina jeskyní rozšířena později infiltrací z jiných zdrojů	většina jeskyní tvořena směsnou korozi v hloubkách	
typ původní porozity	pukliny	 ostrohranný púdorys chodeb	 <b>povodňový labyrint</b>	 <b>puklinový labyrint</b>	 izolované a nerozvinuté puklinové labyrinty	 labyrinty jednotlivé chodby
	vrstevní plochy	 zaoblený púdorys chodeb	 anastomozující <b>povodňový labyrint</b>	profil: pískovce  šachty a komplexy kaňonů, mezivrstevní rozpuštění	 <b>houbovitý charakter</b>	 labyrinty vzácně jednotlivé chodby
	průlinová	 nerozvinuté <b>větvené jeskyně</b>	 <b>houbovitý charakter</b>	profil:  nerozvinutý <b>houbovitý charakter</b>	 <b>houbovitý charakter</b>	 labyrinty a houbovitý charakter

Obrázek 1.3. Tvar jeskyní v púdorysu je nejvíce ovlivněn typem infiltrace a typem původní porozity (upraveno podle Palmera 2000).

(b) **charakter jeskynního systému v púdorysu** (uspořádání chodeb, přítomnost bludišť; obr. 1.3.) je závislá na charakteru infiltrace do krasového prostředí, typu krasových procesů a typu porozity (Palmer 1991): (1) dendritický vzor jeskynních chodeb (chodby menších přítoků se sbíhají k hlavnímu toku) vzniká přítokem ze soustředěných ponorů. Příčné profily chodeb se v podélném směru mění jen málo; (2) jeskynní labyrinty (chodby jsou mnohonásobně propojené do sítě) jsou výsledkem některého z následujících procesů: vlačování povodňových vod z povrchového či podzemního toku do husté sítě diskontinuit v důsledku prudkého nárůstu hladiny v toku za povodně, nesoustředěná infiltrace do krasového prostředí (např. přítoky z nadložních pískovců obr. 1.3.), krasovění vlivem hydrotermálních roztoků a roztoků obohacených H<sub>2</sub>S nebo CO<sub>2</sub>.

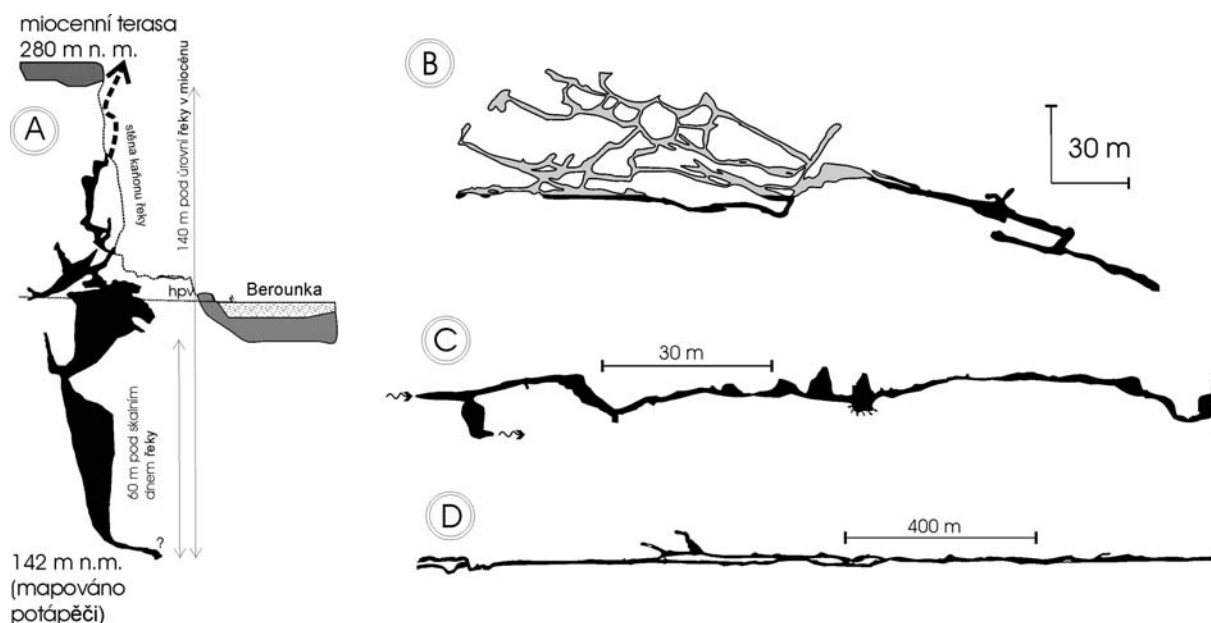


Obrázek 1.4. Čtyři typy jeskyních systémů v podélném vertikálním řezu (upraveno podle Forda a Ewera 1978).

(c) **charakter podélného vertikálního řezu jeskyně** je dán především četností propojených diskontinuit (Ford a Ewers 1978; obr. 1.4.). Jedná se o jakékoli diskontinuity od vrstevních ploch, puklin až po zlomy (Ford a Ewers 1978). Při vysoké četnosti diskontinuit se vytvoří jeskyně podle nejkratší spojnice místa infiltrace a drenáže (obr. 1.4.; ideální hladinová jeskyně). Důvodem je, že tato dráha je nejvýhodnější (na nejkratší dráze je třeba rozpustit nejméně materiálu a protokanál šířící se touto cestou proto dorazí do oblasti drenáže jako první a tím vezme vodu ostatním protokanálům takže ty již se nerozšíří). Jedině při vysoké četnosti diskontinuit se může po dostatečně dlouhé době vytvořit jeskynní systém téměř bez sifonů. Představitelem ideální hladinové jeskyně je např. Jeskyně Domica na Slovensku



(Droppa 1966). V ČR se jedná o chodby v Moravském a Javoříčském krasu s dlouhým vývojem (svrchní úroveň Amatérské jeskyně, Javoříčské jeskyně a jeskyni Bartošova pec u Turnova (Bruthans a Zeman 2003a).

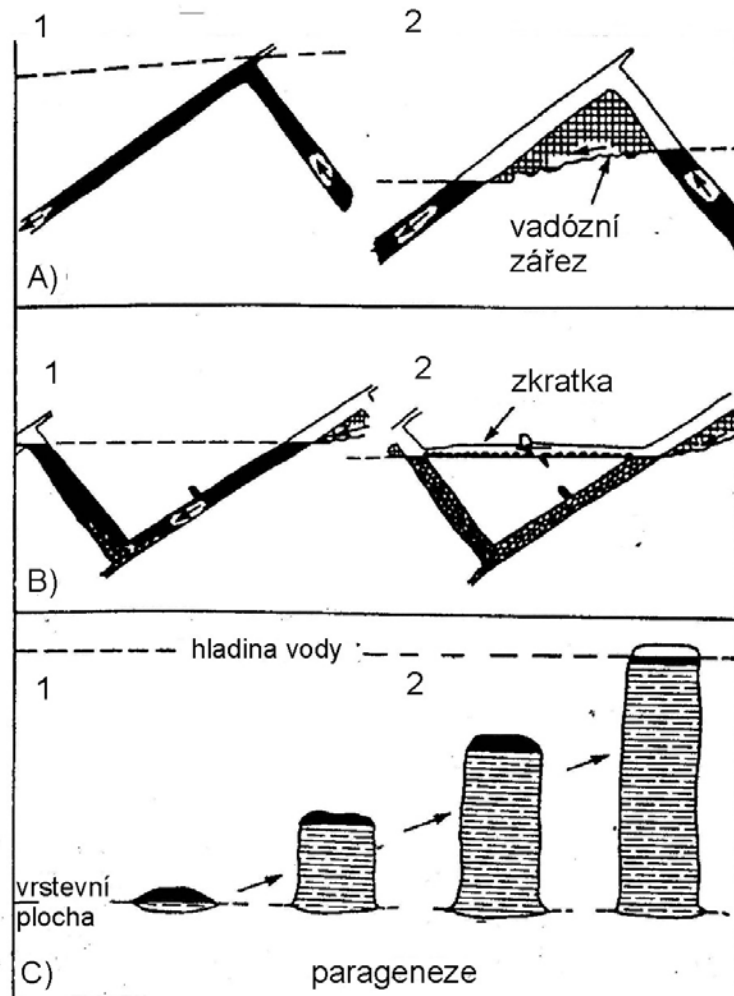


Obrázek 1.5. Příklady různých typů jeskyních systémů v podélném vertikálním řezu z ČR, upraveno podle Bruthanse a Zemana (2003a): A) Podtřaťová jeskyně, Český kras (batyfreatická j.); B) Chýnovská jeskyně, Chýnovský kras (j. s freatickými koleny); C) Štaigrova díra, Moravský kras (kombinovaná j.); D) Amatérská jeskyně, Moravský kras (ideální hladinová jeskyně).

Naopak při nízké četnosti diskontinuit již jeskyně nemůže ležet na ideální spojnici, protože v trase nejsou vhodné diskontinuity podél kterých by se mohl šířit protokanál (Ford a Ewers 1978). Jeskyně v podélném vertikálním řezu tak odbíhá od ideální spojnice nahoru i dolů (obr. 1.4.). Vytváří se tak hluboké sifony, tj. části chodeb, které jsou zcela zatopeny (freatická kolena). Za typický příklad batyfreatické jeskyně je považován vývěr Vaocluse ve Francii (Zötl 1974). Dalším příkladem je systém La Hoya de Zimapan v Mexiku (Ford a Williams 1989). Za batyfreatické lze považovat řadu jeskyní v Českém krasu (Arnoldka, Podtřaťová; Bruthans a Zeman 2003a; obr. 1.5.).

Příkladem freatické jeskyně s mnohonásobnými koleny je jeskyně Hölloch ve Švýcarsku (Bogli 1980). Chýnovská jeskyně je pěkným příkladem jeskyně s freatickými koleny v ČR (obr. 1.5.).

V ČR se často vyskytují jeskyně s kombinací freatických kolen a hladinových úseků. Patří sem jeskyně ve skupině Branné a Králickém Sněžníku, stejně jako jeskynní chodby s krátkým vývojem v Moravském krasu (Štaigrova díra); Bruthans a Zeman (2003a).



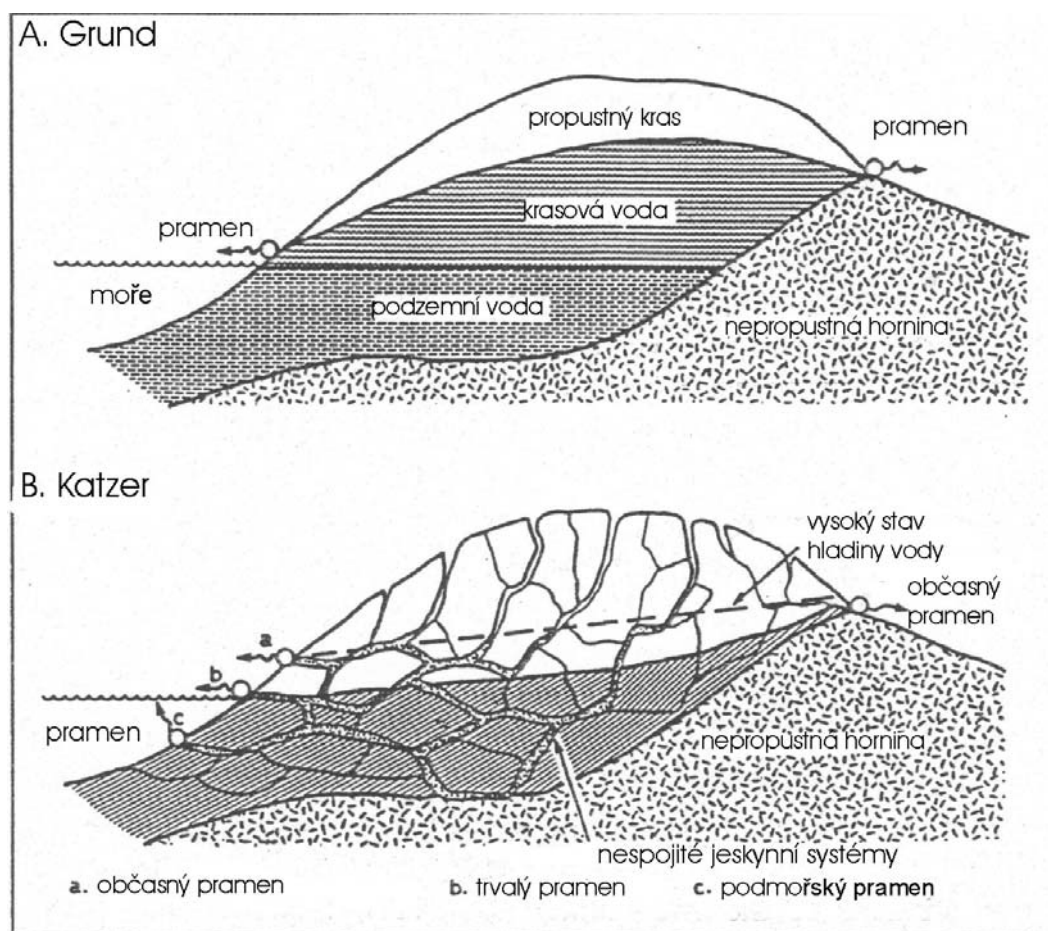
Obrázek 1.6. Gradační jevy (upraveno podle Forda a Ewarse 1978). a- vytváření vadózniho zářezu, b- tvoření zkratk, c-parageneze.

Během času se může plán chodeb v podélném vertikálním řezu měnit (Ford a Ewers 1978). Dochází k napřimování jeskynní chodby. Ford a Ewers (1978) popsali tři různé procesy, které vedou ke zkracování délky jeskyně (obr. 1.6.):

- 1) Vznik vadózniho zářezu, kdy se tok v jeskyni postupně zařezává do vrcholu bývalého freatického kolena.
- 2) Vytváření zkratk. Ty vznikají v prostoru sifonů za povodní, kdy po ucpání spodní části sifonu klastickým materiálem vznikají velmi strmé hydraulické gradienty v prostoru sifonu. Agresivní voda je pak vtlačována i do málo rozevřených diskontinuit a rychle je zvětšuje (Ford a Williams 1989).
- 3) Parageneze, kdy dochází k zatlačování jeskynního toku do stropu chodby, např. při relativním výzdvihu erozní báze.

Těmito jevy dochází k likvidaci sifonů a postupné přeměně jeskyně ve vertikálním podélném řezu (obr. 1.6.). Např. v Moravském krasu jsou nové jeskynní systémy typu 3

(kombinované), ale chodby s dlouhodobým vývojem už typu 4 (ideální hladinové jeskyně, obr. 1.5.).



Obrázek 1.7. Dvě krajní teorie na proudění v krasovém prostředí: Grund (1903) versus Katzer (1909); upraveno podle Forda (1998).

#### **1. 4. Hydrogeologická charakteristika krasového prostředí**

Proudění vody v krasovém prostředí bylo nejprve popsáno dvěma zcela odlišnými modely, oba byly přitom vytvořeny na základě výzkumů v dinárském krasu (obr. 1.7.):

- 1) Grund (1903) předpokládal proudění v krasu za obdobné proudění v jiných prostředích, kde platí Darcyho zákon a které je homogenní a izotropní
- 2) Katzer (1909) vyslovil představu, že krasové vody proudí v kanálech, které vzájemně nejsou hydraulicky propojené.

Jak ukázaly výzkumy posledních sto let, většina reálných prostředí leží mezi těmito dvěma krajními teoriemi.

#### 1.4.1. Odlišnosti krasu od ostatních prostředí

Krasová porozita a charakter proudění vody v krasu se zásadně liší od ostatních typů porozity (průlinové a puklinové). Nejvýznamnější rozdíly jsou následující:

- Proudění vody výrazně mění porozitu. Prouděním vody se zvětšují původně nepatrné diskontinuity, které pro regionální proudění neměly žádný význam na krasové kanály, které v konečném důsledku stáhnou vodu z širokého okolí. Jejich propustnost vzrůstá v poměrně krátkém časovém úseku (statisíce, první miliony let) o mnoho řádů.
- Průběh krasových kanálů nelze předvídat (Ford a Ewers 1978). Důvodem je skutečnost, že i nepatrný počáteční rozdíl v charakteru porozity před zkrasovněním může vést k obrovskému rozdílu propustnosti po zkrasovnění. Tuto skutečnost demonstruje Palmer (1991): pokud budou existovat dvě pukliny vystavené proudění vody a tyto se budou na počátku jen nepatrně lišit, nakonec dojde k rozšíření té s (i nepatrně) vyšším příčným profilem (pokud budou ostatní parametry shodné). Jedna z puklin tak může zvýšit svou propustnost krasovněním i o 10 řádů, zatímco druhá zůstává prakticky rozpouštěním neovlivněná.
- Nejpropustnější porozita obvykle nemůže být studována pomocí vrtů, protože zaujímá jen nepatrný objem krasového prostředí (běžně pod 0,1 %), takže je ze statistického hlediska téměř nemožné ji vrtem zachytit. Obvykle ani použití geofyzikálních metod není řešením, protože kanály (relativně malé a v nenavětralých karbonátech) se neprojevují jako anomálie, na rozdíl od mocných zvětralých zón a krasových depresí, které se však při proudění vody výrazně neuplatňují (např. Field 2002). Studium tak vyžaduje jiné metody než ostatní typy prostředí (studium pramenů, stopovací zkoušky, izotopové metody, atd.).
- Extrémní propustnost krasových kanálů (průtok až první stovky  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a extrémní rychlosti proudění (proudění je spíše obdobou proudění v potrubí či říčním korytě).
- Sklon hladiny v krasu často není funkcí propustnosti prostředí, ale geometrie krasových kanálů (existence volných toků v jeskyních), nebo geometrií diskontinuit v propustných vápencových tělesech (Thraill, 1985). I extrémně propustné krasové kanály, které umožňují za povodní průtok v desítkách  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  vykazují hydraulický gradient v úrovni vyšších promile až prvních procent (Zötl 1974), což je o řád více, než je typické pro pánevní struktury (např. česká křídová pánev). Dobrým příkladem je Amatérská jeskyně v Moravském krasu, kde se sklon pohybuje od 0,3 % do 3 % v závislosti na geometrii nejnižšího propustného kanálu (Zeman a Bruthans, 2002a). Příkladem je i Chýnovská jeskyně. Mezi koncovým sifonem v jeskyni a vyvěračkou v Rutici je spád okolo 2 ‰ (vertikální rozdíl hladin 2-3m při

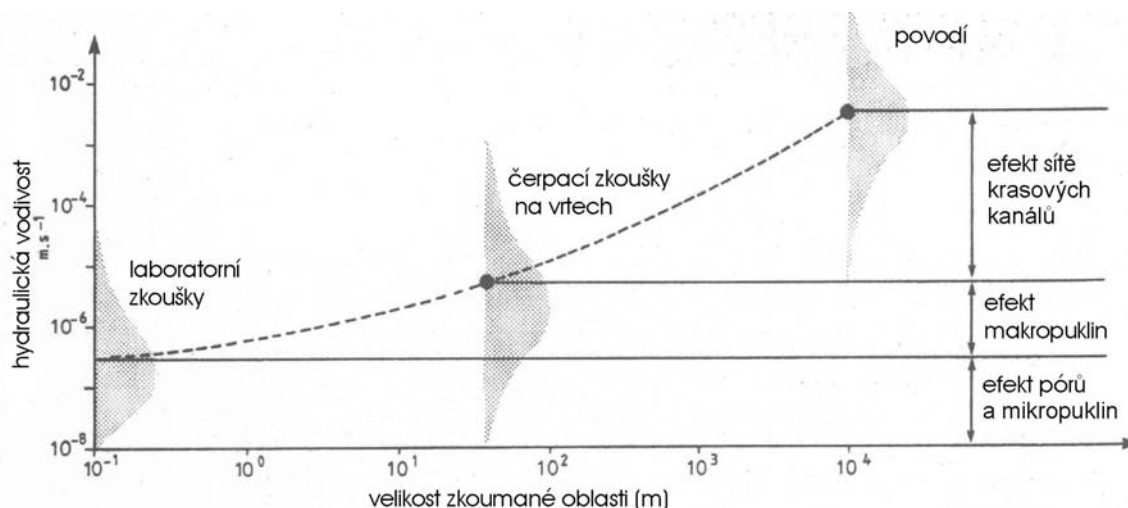
horizontální vzdálenosti 1 300 m). Naproti tomu v jeskyni v prostoru pod Homolovým jezerem kde voda přepadá ve formě kaskád je spád 10 % (1,9 m na 20 m), tedy 50x vyšší. Podobná situace je i v jeskyni Rokytky u Liberce (Vojtěchovská 2002). Z výše uvedeného vyplývá důležitý závěr: vysoký spád hladiny v krasu neznámá automaticky nízkou propustnost ani nepřítomnost krasových kanálů.

#### 1.4.2. Typy porozity v krasovém prostředí

V krasovém prostředí se vyskytuje dvojná či trojná porozita (Ford 1998):

- krasové kanály (krasová porozita sestává ze sítě propojených kanálů)
- puklinová porozita
- propustnost matrix horniny

Krasový kanál je silně protáhlá dutina o průměru od několika mm po asi 100 m, což je průřez největších jeskynních chodeb na Zemi. Jeskynní chodby jsou tedy zároveň i krasovými kanály. Ne každý krasový kanál je však přístupný pro člověka. Spodní limit velikosti je dán minimálním průměrem, který dovoluje turbulentní proudění vody (Ford a Ewers 1978).

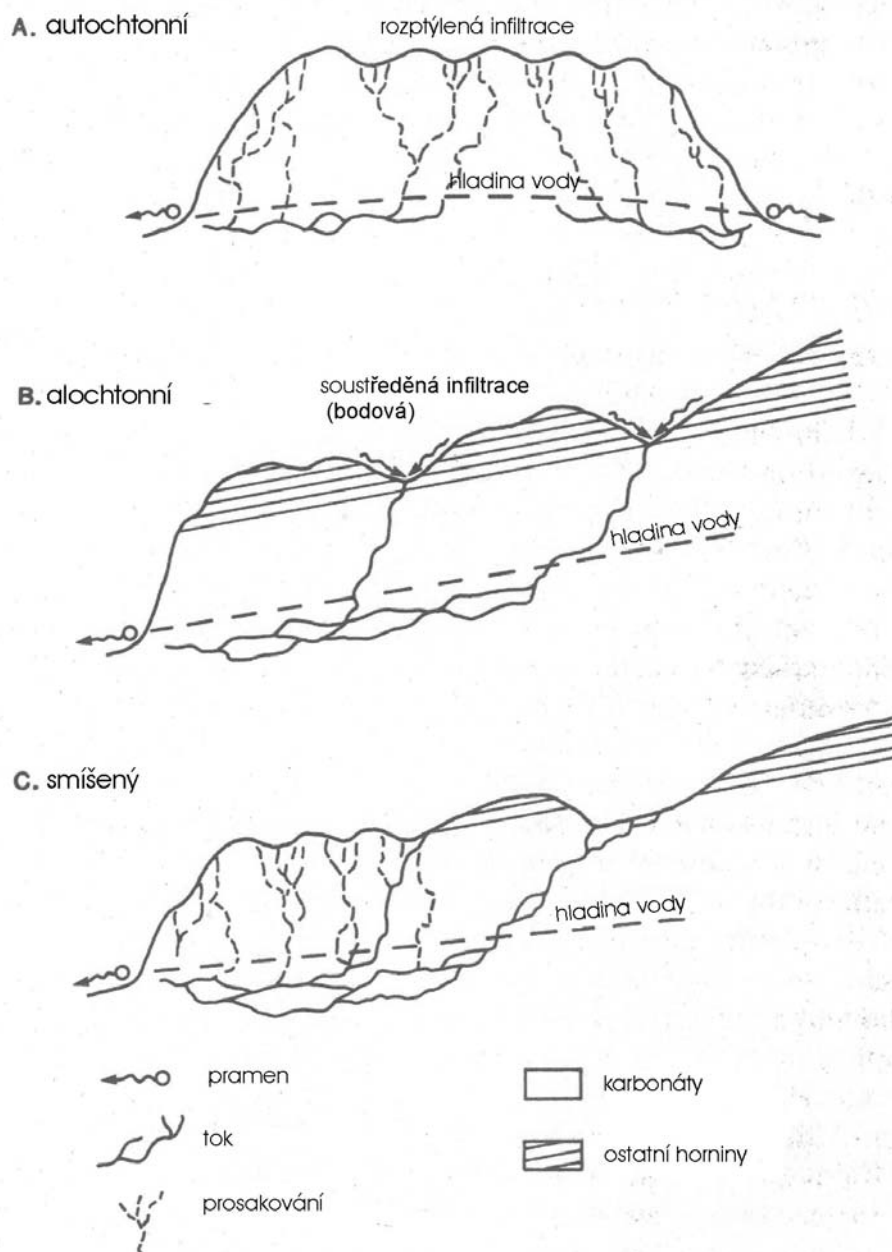


Obrázek 1.8. Obrázek demonstruje, že z čerpacích zkoušek na vrtech v krasovém prostředí obvykle vychází řádově nižší propustnost, než je propustnost v regionálním měřítku díky přítomnosti krasových kanálů. Upraveno podle Forda a Wiliamse (1989).

Kanály zaujmají jen zcela nepatrnou část krasového prostředí. Studie provedená Worthingtonem a kol. (2000) ukázala, že kanály v různých geologických formacích zabírají jen 0,003 až 0,02 % objemu kolektoru (vyšší jsou hodnoty na Yucatanu v méně litifikovaných vápencích – 0,5 %). Maloszewski a kol. (2002) v horském krasu Alp (Schneealpe) odvodili objemové zastoupení kanálů v kolektoru na 0,01 % při celkovém zastoupení vody v horninách 1,5%. Podobně nízké hodnoty objemu krasových kanálů vůči objemu krasového kolektoru uvádí Atkinson (1977).

Těmito kanály přitom v zkoumaných oblastech proudí k pramenům 94 až 99,7 % vody z kolektoru. Kanály mají obrovskou propustnost, ale jen velmi malý objem, takže jimi voda

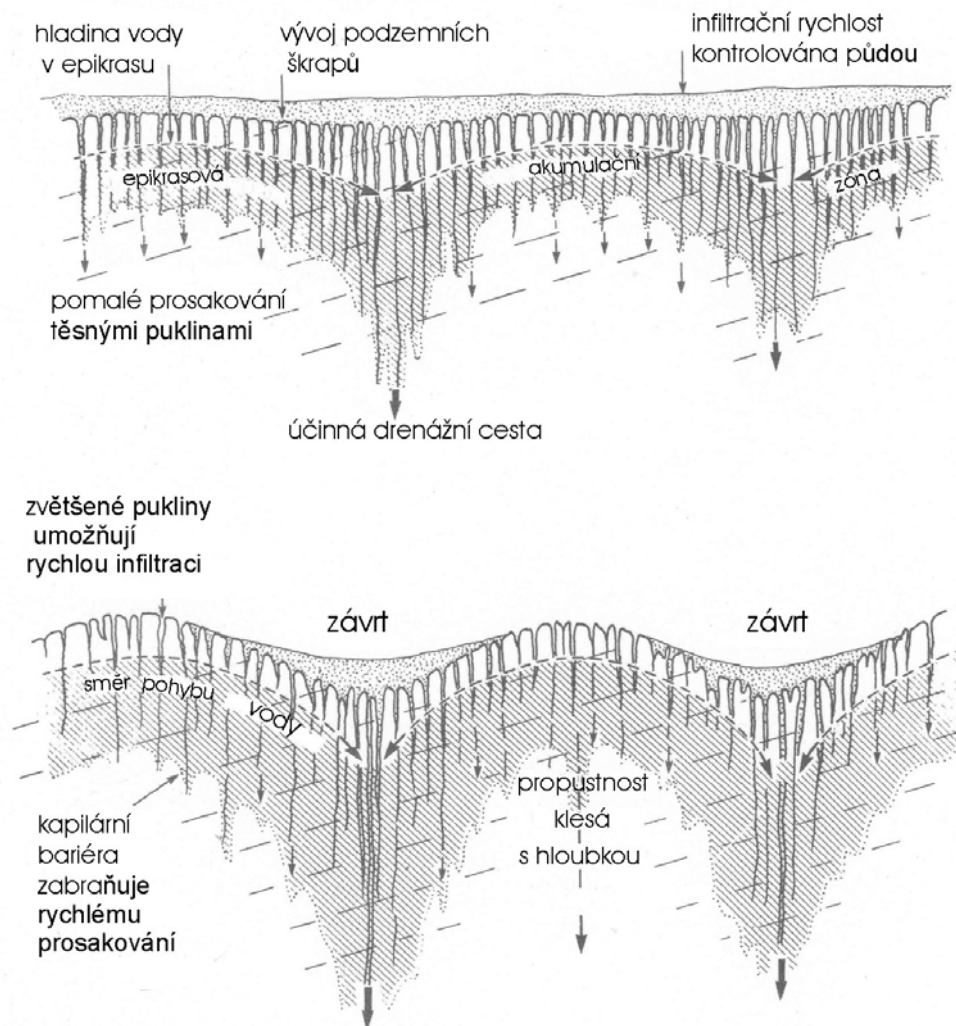
proudí o mnoho řádů rychleji, než v horninách s puklinovou a zejména průlinovou porozitou. V České republice se rychlosti proudění v krasových kanálech získané ze stopovacích zkoušek pohybují mezi 4 metry až 1 km za hodinu (Bruthans 1999). Krasové kanály tvoří obvykle souvislou síť od oblastí infiltrace k pramenům.



Obrázek 1.9. Rozdíl mezi autochtonní a alochtonní infiltrací. Upraveno podle Forda a Wiliamse (1989).

Naprostou většinou objemu krasového prostředí (obvykle přes 99 %) tvoří výrazně méně propustné prostředí. Vrtý situované v krasových oblastech zasáhnou prakticky vždy prostředí okolo kanálů a nikoli vlastní kanály. Údaje z vrtů tak valnou většinou odpovídají tomuto méně propustnému prostředí (obr. 1.8.). Převažuje zde puklinová propustnost. Díky velmi malé intenzitě proudění a relativně značnému objemu puklin a mikropuklin zde voda

proudí o několik řádů pomaleji než v kanálech. Po velkých srážkách a jarním tání proniká voda z kanálů do okolního prostředí, za období průměrných a nižších stavů je tomu obráceně (Ford a Cullingford, 1976).



Obrázek 1.10. Význam epikrasu pro zdržení a koncentraci odtoku a vznik závrťů. Upraveno podle Wiliamse (1983).

### 1.4.3. Autochtonní a alochtonní vody

V krasové hydrogeologii (např. Ford a Williams 1989) se rozlišuje zda voda pochází z infiltrace srážek přes vápencové podloží (autochtonní vody) nebo zde se jedná o vodu, která do krasového území přitekla z okolí (alochtonní vody), ať už po povrchu nebo podzemní cestou, např. podél zlomů (obr. 1.9.). S tím souvisí rozdělování typů pramenů (Ford a Williams 1989): v karsologické literatuře se často rozlišuje *vyvěračka*, což je zpravidla větší vývěr ponorného toku a *krasový pramen*, který by měl představovat vývěr autochtonních vod. V podstatě každá vyvěračka, ale obsahuje i významnou příměs autochtonních vod, takže dělení je většinou umělé. Příkladem je Malý výtok v Moravském krasu, který je za nízkých stavů tvořen převážně autochtonní vodou z Ostrovské a

Harbešské plošiny a naopak za povodní v něm převažují nekrasové vody z ponorů Lopače a Krasovského potoka (Zeman a Bruthans 2002a). Pro zjednodušení je v textu používán termín pramen pro oba typy objektů.

#### 1.4.4. Vertikální rozdělení krasového prostředí na zóny

Ve vertikálním řezu lze krasové prostředí rozdělit na několik zón:

- 1) **Půdní zóna.**
- 2) **Epikras** (obr. 1.10.).

Epikras je korozí ovlivněná zóna připovrchového rozevření puklin, mocná obvykle několik metrů až první desítky metrů. Na její spodní hranici dochází ke koncentraci dosud zcela rozptýleného proudění a voda horizontálně odtéká k puklinám pokračujícím dále směrem k hladině vody (Klimchouk a kol. 2000). Velký význam tohoto prostředí pro koncentraci odtoku a hydrologii krasu ukázal Williams (1983). Jak se ukázalo v posledních 20 letech, kdy se epikras stal předmětem intenzivního studia (např. Trček 2003), epikras hraje zásadní roli při vzniku závrťů, škrapových polí i některých typů propastí (Klimchouk a kol. 2000). Epikras může, ale nemusí být přítomen. Podle detailní studie Smarta a Friedricha (1986) se zásoby vody v epikrasu podílí 49% na tvorbě odtoku z oblasti Chedarského krasu v Anglii. Perrin a kol. (2003) ukazuje, že převážná část doby zdržení vody v krasovém kolektoru ve Švýcarské Juře je vázána na nesaturovanou zónu (epikras), nikoli na saturovanou zónu.

- 3) **Spodní část nesaturované zóny** se nachází mezi epifreatickou zónou a epikrasem. Porozita je nižší než v epikrasu.
- 4) **Epifreatická zóna** se nachází mezi minimální a maximální hladinou vody v krasovém prostředí.
- 5) **Freatická zóna** (nasyčená zóna) se nachází pod hladinou podzemní vody.

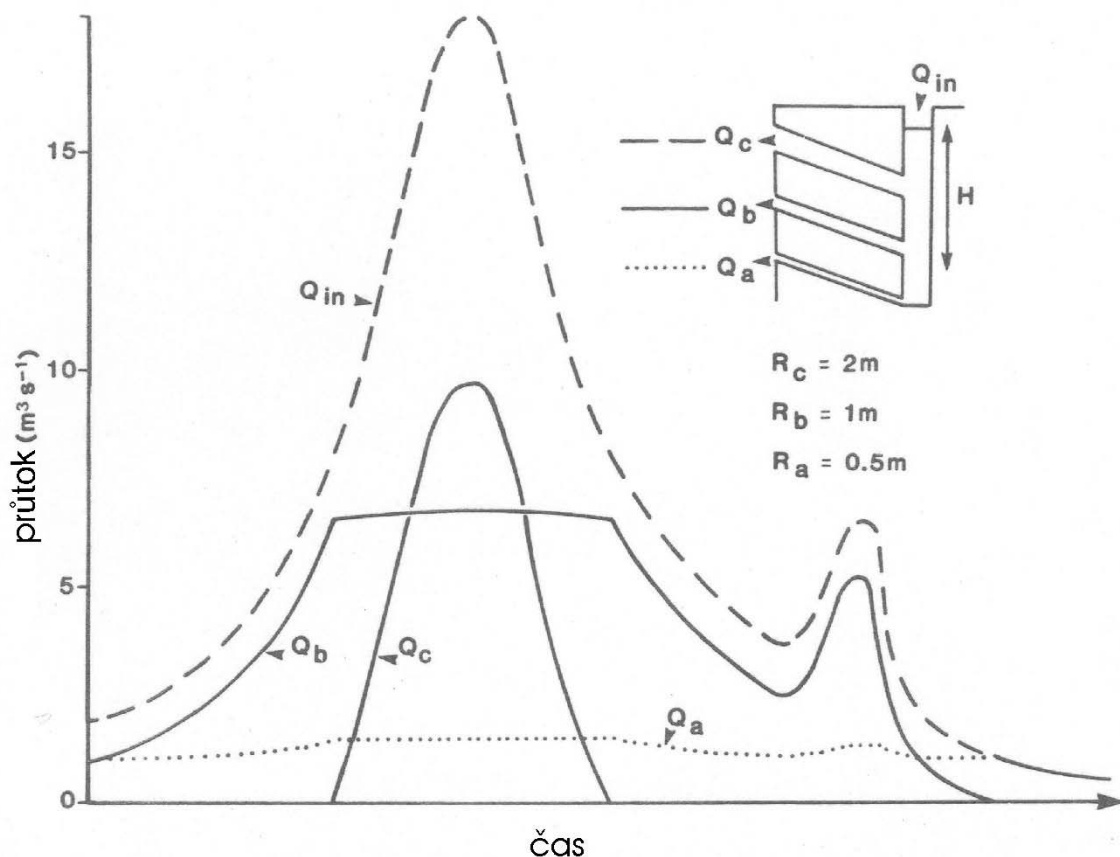
#### 1.4.5. Charakter proudění v regionálním měřítku

V krasových oblastech obvykle dochází k soustředování podzemní vody do krasových kanálů, které ústí na povrch v několika málo pramenech s často značnou vydatností. Důvod pro vznik soustředěného odtoku byl popsán Fordem a Ewersem (1978) a je vysvětlen výše.

Na druhou stranu v řadě krasových oblastí na světě (Zötl 1974) i v ČR (Panoš 1961a; Himmel 1990) se lze setkat s opačným případem, kdy dochází k rozdělování proudění z jednoho místa (ponoru) do více pramenů vzdálených vzájemně až desítky kilometrů. Tento jev, prokázaný testy, kdy stopovač nalitý do jednoho ponoru je indikován ve více pramenech, je nazýván bifurkace (nebo polyfurkace).



Běžným jevem v krasových oblastech jsou ponory, což jsou místa soustředěné ztráty vody z trvalého či občasného povrchového toku do krasového prostředí: v otevřených otvorech – hltačích, nebo mohou být ponory zakryty sedimenty.



Obrázek 1.11. Rozdělování hydraulické odezvy z jediného kanálu do více pramenů (upraveno podle Forda a Williamse (1989)).

### **1.5. Stručný popis přístupů využívaných v krasové hydrogeologii**

Krasová hydrologie využívá jiné metody, než jsou běžné pro ostatní hydrogeologická prostředí s odlišným typem porozity. Studium se zde obvykle soustředí na nejpropustnější cesty-krasové kanály, které lze studovat na jejich vyústění na povrch (ponory, prameny), nebo přímo v horninovém prostředí (jeskyně). Stopovací zkoušky jsou využívány pro studium geometrie krasových kanálů, charakteru proudění vody a k vymezení povodí pramenů (Thraillkill a kol. 1991, Käss a kol. 1998 a Field 2002). Vymezení povodí na základě výsledků stopovacích zkoušek je v krasovém prostředí věrohodnější, než na základě hladin vody ve vrtech (Thraillkill 1985) z důvodů popsaných výše. Pro určení charakteru krasového prostředí se využívá též studium výtokových křivek pramenů (Kulman 1990) i statistická analýza průběhu vydatnosti v čase (Jeannin a Sauter 1998). Při analýze je však velmi podstatné, zda pramen reprezentuje celý odtok ze struktury. V opačném případě může docházet k nestejnému rozdělování hydraulické odezvy. Dva prameny odvodňující stejnou

strukturu mohou mít zcela odlišný charakter průběhu vydatnosti v čase (Ford a Williams 1989; obr. 1.11.).

Pro poznání charakteru krasového prostředí se často používá sledování průběhu vydatnosti v čase spolu se sledování časového průběhu koncentrací chemických komponent (chemograf; Plagnes a Bakalowicz 2001). V některých případech se kombinují údaje o šíření částic vody s informací o rychlosti postupu hydraulické odezvy (Katz a kol. 1998, Birk a kol. 2004). Izotopové metody začaly být v krasu velmi intenzivně využívány v posledních 15 letech (Maloszewski, a kol. 1992; Reichert a kol. 1997; Plummer a kol. 1998b ; Perrin a kol. 2003). Tyto metody jsou v detailu rozebrány v kapitolách 2 a 5.

## **1.6. Vodohospodářský význam krasových oblastí v ČR**

Krasové oblasti v ČR sice nemají zdaleka takový vodohospodářský význam jako je tomu v jiných evropských zemích (Slovensko, Francie, Španělsko, Rakousko atd.), které využívají krasové vody pro zásobování pitnou vodou významným způsobem, nicméně i v ČR je určitá část populace závislá na zdrojích krasových vod.

Ačkoli celková rozloha krasových území dosahuje pouze okolo 1 % plochy ČR (Michovská 1957), je významná část těchto území využívána k veřejnému zásobování obyvatel pitnou vodou. Největším využívaným zdrojem je Čerlinka u Litovle, která zásobuje pitnou vodou Uničov, Litovel a z jedné třetiny Olomouc. Zde se čerpá až  $250 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  z několika vrtů v devonských vápencích (Panoš, 1990). Z vodohospodářského hlediska jsou významné vápencové výskyty skupiny Branné v Jeseníkách (Řezníček 1990a). Krasové prameny zde zásobují řadu obcí: Vápenná, Žulová, Horní Lipová atd. Vápencové vložky mají značný význam pro místní zásobování vodou i v dalších převážně krystalinických oblastech: jejich převládající transmisivita bývá o půl až jeden řád vyšší ve srovnání s okolními nevápencovými horninami (Krásný 1999). V řadě oblastí jsou využívány prameny a vrty pro místní zásobování (např. Rudice v Moravském krasu, Chýnovský kras, Supíkovický kras, Bližná, Černá, Dobrkov na Šumavě, atd.; Hynie 1969). Krasový původ mají i některé minerální vody. Mimo dobře známých minerálních vod ve Zbrašově, obohacených juvenilním  $\text{CO}_2$  sem patří i minerální vody ve Slatinicích, které jsou zajímavé tím, že zde byl zjištěn účinek slapových sil na podzemní vodu (Pospíšil 1992). Posledním příkladem jsou Jánské Lázně v Krkonoších, kde vyvěrají termy z krystalických vápenců (Hynie 1969).

Krasové vody však mohou způsobit i závažné problémy při lidské činnosti. Nejznámějším příkladem je grafitový důl Bližná u Lipenské přehradní nádrže v jižních Čechách. Grafity zde provází pruhy krystalických vápenců. Při těžbě došlo k několika průvalům krasových vod do dolu (Vašta 1991). Při největším průvalu dne 4.2.1983 vyteklo do dolu  $40\ 500 \text{ m}^3$  vody a sedimentů, které prudce zatopily celé jedno patro dolu. Jen díky výrazným bezpečnostním opatřením nedošlo tedy ke ztrátě na lidských životech.

## 2. LITERÁRNÍ ÚVOD

### 2.1. Střední doby zdržení v krasových kolektorech

Detailní izotopové studie zabývající se dobou zdržení v krasovém prostředí byly provedeny v řadě oblastí na světě. Střední doby zdržení získané z těchto studií se obvykle pohybují v řádu let až desítek let: Plummer a kol. (1998b) zkoumal pomocí freonů a  $^3\text{H}/^3\text{He}$  střední dobu zdržení v krasovém kolektoru Upper Floridan Aquifer v Georgii (USA), kde existují krasové kanály a velké soustředěné ponory říčních vod. Střední doba zdržení vody infiltrované z řeky dosahuje prvních desítek let, zatímco stáří vody s kterou se mísí je několik tisíc let. Katz a kol. (2004) se zabýval znečištěním nitráty v témže kolektoru v oblasti krasové planiny Woodville a studiem střední doby zdržení pomocí  $^3\text{H}/^3\text{He}$ . Střední doba zdržení podzemní vody ve vrtech zde dosahuje 4 až 90 let. Stewart a Downes (1982) studovali pomocí  $^{18}\text{O}$  a tritia doby zdržení v povodí mohutného krasového pramene Waikoropupu v údolí Tanaka na Novém Zélandu. Střední dobu zdržení v krasových kanálech odhadují podle  $^{18}\text{O}$  na 15-18 měsíců, střední doba zdržení rozptýleného proudění přesahuje podle tritia 10 let. V práci autoři demonstrují rozdíl ve výsledné době zdržení v závislosti na výběru modelu (model pístového toku versus exponenciální model). Maloszewski a kol. (2002) uvádí střední dobu zdržení podle tritia a  $^{18}\text{O}$  v krasu Alp v oblasti Schneealpe na 14 a 26 let (v prostředí mimo krasové kanály) a z údolí Wimbachtal zčásti tvořeném karbonáty na 4 roky (Maloszewski, a kol. 1992). Naproti tomu v krasových kanálech je střední doba zdržení okolo 1 měsíce (Maloszewski a kol. 2002). Reichert a kol. (1997) uvádí střední dobu zdržení podle  $^{18}\text{O}$  v pramenech z planiny Trnovski Gozd v dinárském krasu ve Slovinsku okolo 5 měsíců. Výsledek podložený pouze  $^{18}\text{O}$  však považuje za podceněný, vzhledem k předpokládaným objemům vody v kolektoru vyplývajících z geologické situace.

Střední doba zdržení pramene se může měnit v závislosti na vodních stavech, protože při změně průtoku se může měnit zastoupení jednotlivých složek s různou dobou zdržení. Ukazuje to řada studií, např. Stewart a Downes (1982). Siegenthaler et al. (1984) při izotopovém studiu ve Švýcarské Juře zjistil, že za suchých období v pramenech převládají staré vody a naopak po výraznějších srážkách významnou část tvořil příspěvek vody s krátkou dobou zdržení.

Zahraniční práce se obvykle zabývají rozsáhlými tělesy vápenců, v ČR však převládají relativně malé výskyty obklopené rozsáhlými oblastmi budovanými nekarbonátovými litologiemi.

## **2.2. Střední doby zdržení v nesaturované zóně krasu**

Doba zdržení a charakter proudění v nesaturované zóně krasu je ve světě předmětem intenzivního studia. Je známo, že se na jednotlivých lokalitách výrazně liší, není však dosud zřejmé proč tomu tak je (Perrin a kol. 2003). Harmon (1979) uvádí na základě srovnání  $\delta^{18}\text{O}$  skapových vod (vody z nesaturované zóny krasu) a srážek střední dobu zdržení v jeskyni Great Onyx v Kentucky (USA) okolo 2 týdnů. Studie  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$  skapových vod v jeskyních v Yorkshire Dales v Británii ukázaly velkou variabilitu středních dob zdržení od 2 měsíců po vody s vyrovnaným obsahem  $^{18}\text{O}$  v čase a tedy se značnou střední dobou zdržení. (Atkinson a kol. 1985). Yonge a kol. (1985) provedli sledování tří skapových míst ve třech jeskyních ve východní části USA nacházejících se v hloubkách pouze 10 až 15 m pod povrchem. Izotopové složení skapových vod nevykazovalo, na rozdíl od srážek, žádný sezónní chod, což dokazuje, že na všech skapových místech byla zachycena voda se střední dobou zdržení výrazně přesahující jeden rok. Obdobné výsledky uvádí Caballero a kol (1996). Také v pokusné štole situované v hloubkách 10 až 20 m pod povrchem krasu na planině Trnovski Gozd ve Slovinsku byly u části skapových vod popsány střední doby zdržení vody nejméně několik let, jak je zřejmé z různých trendů vývoje hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  prosakujících vod (Trček 2003). V jeskyni Soreq v Izraeli (aridní oblast) byla ze studie tritia a  $^{18}\text{O}$  doložena střední doba zdržení až desítek let (Even a kol. 1986). Práce dobře demonstruje že velká variabilita průtoku během roku neznamena automaticky přítomnost vody a krátkou dobou zdržení. Skapové místo s variabilitou  $Q_{\max}/Q_{\min} = 1:400$  vykazovalo zcela vyrovnaný obsah  $\delta^{18}\text{O}$  a vysoké obsahy tritia (Even a kol. 1986).. Velmi zajímavé jsou výsledky 10 stopovacích zkoušek s fluoresceinem provedených nad jeskyní White Scar v Yorkshire v Anglii o mocnosti nadloží 45-90 m (Bottrell a Atkinson 1992). V jednom případě bylo barvivo stále detekovatelné i po 6 letech (zde se však již mohla uplatnit sorbce fluoresceinu a tím zpomalení pohybu fluoresceinu oproti vodě).

Dostupné údaje však nedovolují extrapolaci dat do dalších oblastí, protože dosud nejsou dobře známy faktory, které dobu zdržení ovlivňují. Není dosud ani jasné, v které zóně krasového prostředí dochází k největší době zdržení (Perrin a kol. 2003).

Skapové vody (nesaturovaná zóna) v krasových oblastech v ČR nebyly dosud studovány pomocí přirozených stopovačů.

## **2.3. Studium střední doby zdržení v ČR**

V ČR existuje jen poměrně málo pramenů v krasových oblastech, kde bylo studováno izotopové složení vody: Ciezkowski a Kryza (1987) uvádí obsahy tritia, deuteria a  $^{18}\text{O}$  na třech krasových pramenech v české části krasu Králického Sněžníku (a řadu údajů týkajících

se pramenů na polské straně). Vzorkování bylo provedeno v rámci studia pramenů v Polských Sudetech. První stanovení obsahu tritia a radiouhlíku na krasových pramenech z Českého krasu uvádí Šilar a kol. (1988). Autoři nestudovali střední dobu zdržení, jejich data však lze s výhodou použít ve spojení se současnými daty pro popsání poklesového trendu tritia. Izotopy  $^{18}\text{O}$  a tritium byly využity pro studium střední doby zdržení na vývěru z krasových dutin na dole Bližná a posouzení možné komunikace dolu s přehradní nádrží Lipno (Buzek in Tichý 1991). Pomocí radiouhlíku, tritia a  $^{18}\text{O}$  byly studovány vody z vrtů a pramenů v lomu Radvanka u Velkých Hydčic (Míčko 1991).

Jediným detailně studovaným pramenem je Svatý Jan pod Skalou (Žák a kol. 2001; Buzek a kol. 1998). Mezi lety 1994 a 1998 byl sledován průběh  $^{18}\text{O}$  a tritia v prameni. Výsledky jsou diskutovány dále v textu. Vybrané prameny Českého krasu sledoval těmito metodami během výzkumu zaměřeného hlavně na radiouhlík v letech 1997 až 1998 Šilar a Záhrubský (1999) a Záhrubský (2002). Šilar (úst. sděl.) určil stáří minerálních vod v Jánských lázních a Slatinicích pomocí měření obsahu  $^{14}\text{C}$  a tritia.

V jiných prostředích ČR byly izotopové metody široce použity pro studium střední doby zdržení (např. Martinec 1975; Šilar 1983; Buzek a Rudiš 1991; Buzek a kol. 1991; Buzek a kol. 1994).

### 3. CÍL

Cílem doktorské práce bylo:

- Určit základní hydrogeologické rysy krasových oblastí ve kterých se nachází sledované prameny zejména s ohledem na faktory ovlivňující dobu zdržení (řada krasových území nebyla dosud detailněji hydrogeologicky zpracována).
- Odhadnout střední doby zdržení podzemních vod ve vybraných krasových oblastech pomocí studia přirozených stopovačů a výsledků stopovacích zkoušek.
- Práce je zaměřena na malé krasové oblasti obklopené nekrasovým okolím, které jsou typické pro ČR (tzv. izolovaný kras). Zahraniční práce se vesměs zabývají rozsáhlými krasovými oblastmi budovanými mocnými karbonátovými sekvencemi.

Dílčí cíle:

- Provéřit možnosti využití freonů 11, 12, 113 a SF<sub>6</sub> pro určení doby zdržení podzemní vody v krasových oblastech v ČR.
- Srovnat střední doby zdržení a charakter proudění podzemní vody v oblastech s různým typem zkrasování, různou geologickou stavbou a typem krasovějících hornin (krystalické vápence, nemetamorfované vápence, slínovce) a různými klimatickými poměry (horské oblasti s vysokou mírou infiltrace, nízko položená území).

## 4. STUDOVANÉ OBLASTI

V průběhu přípravy doktorské práce jsem sledoval řadu krasových pramenů v ČR (obr. 4.1). Prameny a další objekty jsem vybral tak, aby splnily následující podmínky:

1) Pokrytí širokého spektra typů krasových oblastí: jak s rozvinutými povrchovými krasovými jevy (Moravský kras); tak téměř bez povrchových krasových jevů (Český kras, Chýnov); horské oblasti (Jeseníky a Rychlebské hory); různé geologické poměry (obr. 4.1.).

2) Jednalo se o větší krasové prameny, o kterých pokud možno existuje co nejvíce dalších informací (režimní sledování vydatnosti a chemizmu ČHMÚ nebo jinou organizací, výsledky stopovacích zkoušek).

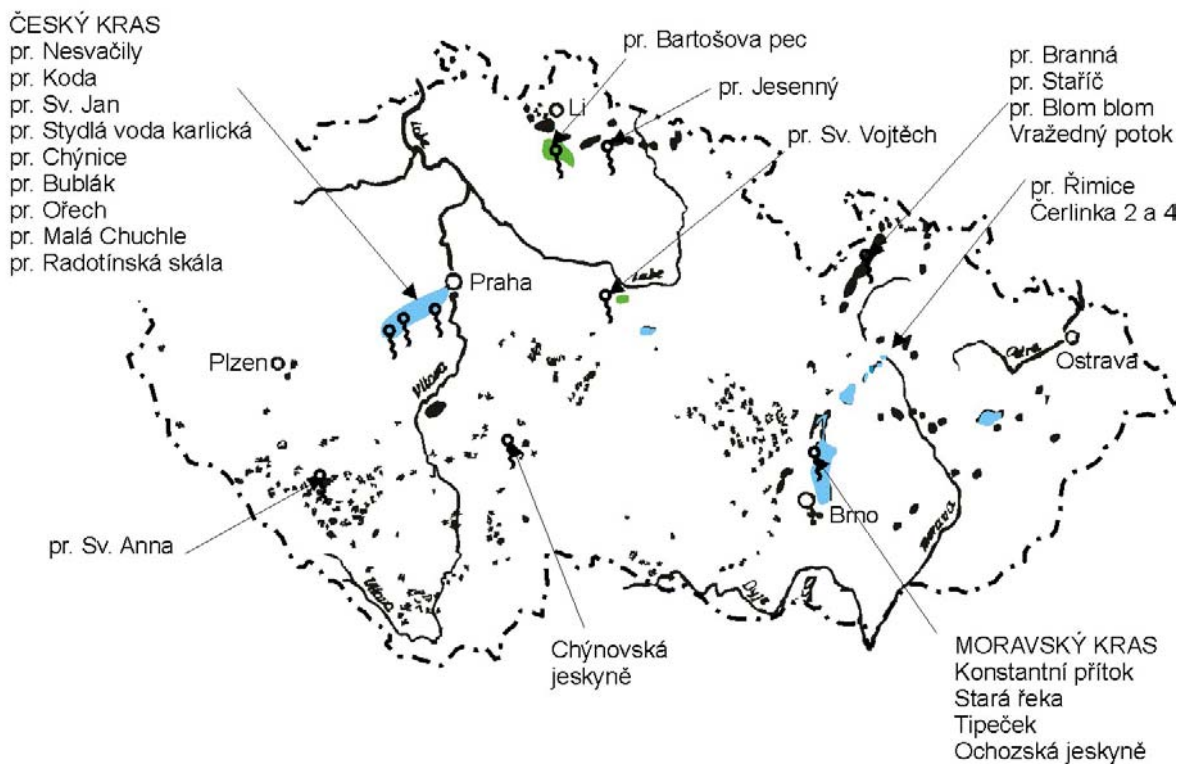
3) Nesledoval jsem vývěry tvořené z větší části vodou alochtonních toků v Moravském krasu (Punkva, Jedovnický potok a několik dalších systémů), protože v jejich případě lze dobu zdržení určit pomocí stopovacích zkoušek).

Mimo pramenů jsem v průběhu řešení projektu vybral i některé další objekty:

1) Tři skapová místa v Ochozské jeskyni v Moravském krasu, která dovolila pokusit se odhadnout jak přispívá nesaturovaná zóna k době zdržení: skapová místa Kužel, E, Beránek

2) Sledování vybraných povrchových toků v krystaliniku za účelem srovnání doby zdržení s přilehlými krasovými prameny (Vražedný potok v Jeseníkách), nebo za účelem ověření možnosti infiltrace vod potoka do pramene (potok u pramene Sv. Anna).

V ČR se vyskytuje mnoho set karbonátových výskytů. Většina z nich má charakter malých čoček krystalických vápenců o rozloze pod 1 km<sup>2</sup>. Protože není možné studovat prameny ve všech výskytech, byly vybrány prameny z několika území, z nichž každé je určitým typem, charakteristickým pro celou třídu takových území.



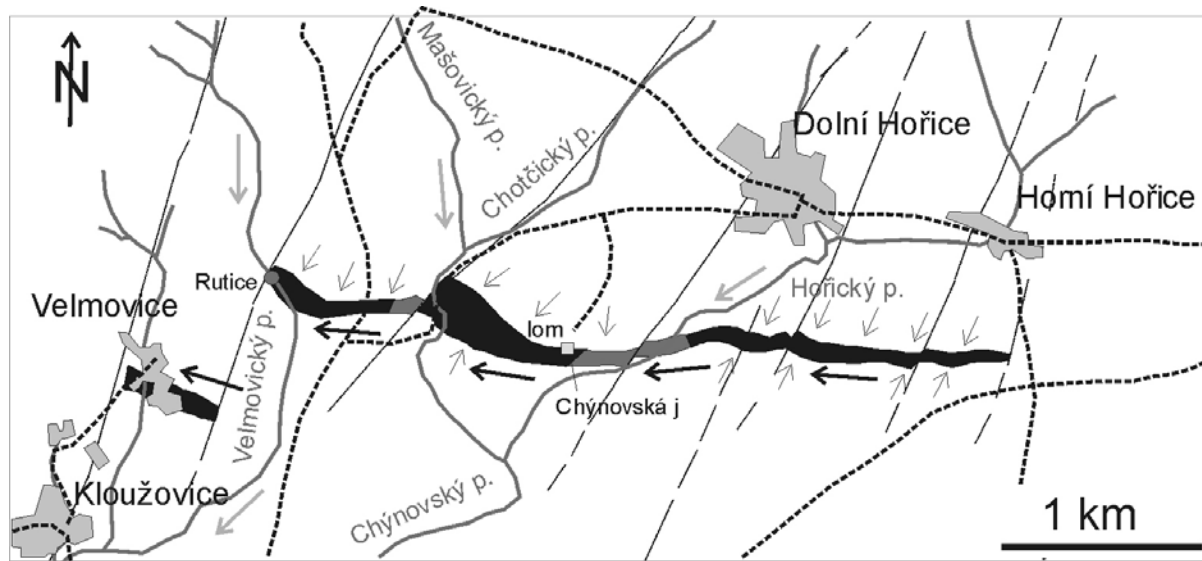
Obrázek 4.1. Lokalizace jednotlivých sledovaných objektů. Zeleně horniny české křídové pánve, modře oblasti nemetamorfovaných paleozoických vápenců, černě metamorfované karbonáty.



## **4.1. Chýnovský kras**

### **4.1.1. Vymezení území**

Chýnovským krasem jsou nazývány čočky krystalických vápenců chýnovsko-ledečského pruhu pestré skupiny moldanubika v Pacovské pahorkatině v širším okolí Chýnova (Hromas a Bílková 1998). Zájmové území se nachází mezi Táborem a Pacovem, při západním okraji Českomoravské vrchoviny, v tzv. Pacovské vrchovině (Demek 1965). V doktorské práci jsem se detailně zabýval oblastí mezi Velmovicemi a Dolní Hořicí, tj karbonátovými pruhy bezprostředně souvisejícími s Chýnovskou jeskyní (obr. 4.2.).



Obrázek 4.2. Chýnovský kras. Černě sekvence metamorfovaných karbonátů. Šedé úseky znázorňují místa, kde jsou karbonáty předpokládány v podloží pokryvných útvarů. Tenkými čarami průběh zlomů. Šipky ukazují předpokládané směry proudění podzemní vody. Převzato z geologických map 1:25 000 (Jenček a Žežulková 1966; Suk 1980). V údolí Chotčického potoka se nachází rozsáhlý výskyt miocenního mydlovarského souvrství (nezobrazeno).

### **4.1.2. Význam oblasti**

Oblast je zajímavá přítomností rozsáhlé Chýnovské jeskyně (délka 1 170 m), která je protékána menším podzemním tokem. Povrchové krasové jevy (závrty, ponory) zcela chybějí. Toto detailně zkoumané krasové území je možné považovat za vhodný příklad poměrně rozvinutého krasu v metamorfovaných karbonátech. V oblasti se nachází Rutická vyvěračka, významný stálý pramen s vydatností 5-13 l.s<sup>-1</sup> zjištěný v roce 1928 pro Chýnovský vodovod (Rybařík 1967).

### **4.1.3. Stav výzkumů**

Detailně byly z geologického hlediska studovány zejména karbonátové pruhy v okolí Pacovy a Kladrubské hory (Rybařík 1967, 1971; Plich 1981). Z hydrogeologického a karsologického hlediska se oblast dostala do centra pozornosti již záhy po objevu Chýnovské jeskyně v roce 1863 (Frič a Krejčí 1863). Chýnovskou jeskyní později studovala řada dalších

autorů (Nekut 1906; Orlov a Veselý 1931; Kuský 1940; atd.). Tektonikou se zabýval Cajz (1987). V listopadu 1943 byla v Chýnovské jeskyni provedena stopovací zkouška mezi Homolovým a Purkyňovým jezírkiem (Homola a Schüller 1948). Badatelé dokonce vypočetli i objem neznámých zatopených prostor na 25 m<sup>3</sup>.

V roce 1962 prokázal Skřivánek (1964) pomocí flouresceinu, že voda z Chýnovské jeskyně podtéká Chotčický potok a objevuje se v Rutické vyvěrače 1 300 m západně od jeskyně. Stopovač se neobjevil v žádném z povrchových toků. V dalších letech bylo provedeno ještě několik dalších stopovacích zkoušek z prostor Chýnovské jeskyně a lomu na Pacově hoře (Rybařík 1967).

Vznikem jeskyně se zabývala řada autorů (Kučera a kol. 1981, Skřivánek 1964, Cícha 1999; Krejča a kol. 2001, Bruthans a Zeman 2003a a další). Významnou událostí byl objev mohutných, zcela zatopených prostor ve východní části jeskyně, který se podařil speleopotápěčům pod vedením J. Hovorky v roce 1985. V oblasti byla studována též intenzita odnosu CaCO<sub>3</sub> (Štelcl a kol. 1977). Popis jeskyně uvádí Hromas a Bílková (1998). Od roku 1993 provádějí v Chýnovské jeskyni pracovníci Agentury ochrany přírody a krajiny F. Krejča a J. Vandělík měření teplot a občasné měření průtoku podzemního toku. Od října 2000 jsou měření teploty a vydatnosti toku v jeskyni a úhrnu srážek prováděny v týdenním intervalu.

#### 4.1.4. Charakteristika oblasti

##### *4.1.4.1. Klima a hydrologie*

Průměrná roční teplota vzduchu na území činí 7,3 °C a úhrn ročních srážek 662 mm (Rybařík 1967). Krásný a kol. (1982) uvádějí průměrný specifický podzemní odtok v této oblasti okolo 2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>.

##### *4.1.4.2. Geologie*

Širší okolí lokality budují svory, které tvoří konkordantní pruh v biotitických pararulách moldanubika. V základní hornině lze na mnoha místech pozorovat vložky krystalických vápenců, amfibolitů a křemenců (Orlov a Veselý 1931).

Ve svorech je uloženo 50-100 m mocné těleso amfibololiticko-karbonátových hornin, směru Z-V se sklonem okolo 45° k severu (Cajz 1987). Karbonáty byly zastiženy ve vrtech v hloubce i 250 m p.t. Sklon foliace lokálně kolísá od 30° do 60°. Komplex je porušen podél zlomů směru S-J až SSZ-JJV na kry (obr. 4.2.). Vyskytuje se pestrá škála hornin od vápenců přes dolomitické vápence po dolomity s různou příměsí SiO<sub>2</sub> (CaCO<sub>3</sub> v průměru mezi 63 až 88 %; MgCO<sub>3</sub> mezi 0,2 až 40 %; SiO<sub>2</sub> 3 až 16 %; Rybařík 1967). Krasové jevy, včetně Chýnovské jeskyně jsou vázány pouze na 10 m mocnou vložku chemicky čistého, hrubozrnného krystalického vápence s obsahem CaCO<sub>3</sub> okolo 98 %. Ta je uložena v

jemnozrném až celistvém dolomitickém vápenci, jehož nadloží i podloží jsou amfibolity (Rybařík 1967). Celé toto amfiboliticko-karbonátové souvrství obsahuje různě mocné lavice vápenato-silikátových rohovců a světlých kvarcitických hornin. Vápence jsou obvykle středně až hrubě zrnité (zrna až 5 mm). Nasákavost se pohybuje okolo (0,5 hm %; Plch 1981).

Nekarbonátové horniny jsou místy zvětralé do hloubek až 40 m. Jedná se o selektivní zvětření některých typů hornin, zatímco jiné jsou i blízko u povrchu nezvětřelé (Plch 1981). Do prostoru Chýnovského krasu zasahují od jihozápadu denudační reliktů terciárního mydlovarského souvrství (Kodym a kol. 1964). Jeden z nich se nachází i v těsném okolí Pacovy hory na vrchu Sosniny (Jenček a Žežulková 1966). Souvrství terciárních písků a jílu o mocnosti přes 20 m bylo zastiženo dvěma šachticemi v blízkosti Chotčického potoka. Mocnost kvartérního pokryvu kolísá obvykle mezi 0,5 až 2 m (Rybařík 1967).

#### 4.1.4.3. Kras

Chýnovský kras je typický nepřítomností povrchových krasových forem a přitom značnou délkou jeskyních chodeb. Chýnovská jeskyně přesahuje svou délkou souhrnnou délkou všech ostatních jeskyní v jižních Čechách (Hromas a Bílková 1998). Podle podélného vertikálního řezu se jedná o typ 3 sensu Ford a Ewers (1978) (Bruthans a Zeman 2003a). Skřivánek (1964) usuzuje na předmiocenní stáří nejvyšších částí Chýnovské jeskyně, protože prostory se nacházejí vysoko nad Rutickou plošinou pokrytou miocenními štěrkopísky.

Chýnovskou jeskyni lze charakterizovat jako labyrint freatických chodeb (Bruthans a Zeman 2003a). Typické příčné čočkovité profily chodeb jsou na mnoha místech dobře patrné (Slavíkova chodba).

V Chýnovském krasu nejsou známy ponory ani závrtky či jiné povrchové krasové jevy. Homola a Schüller (1948) sice uvádí ponorný systém na Hořickém potoce, jeho existence je však odvozena pouze nepřímou: za suchých období podle Homoly docházelo k úbytkům průtoku Hořického potoka při zahrazení odtoku nad karbonátovým pruhem a tento stav měl časovou souvislost s nárůstem dusičnanů v Rutici (Homola, nepublikováno - archiv Chýnovské jeskyně).

#### 4.1.4.4. Hydrogeologie

Hladina podzemní vody je v těsném okolí karbonátového pruhu zapadlá do hloubek 15 až 45 m p.t. (Plch 1981). Přesné zaměření hladin v jeskyni, vyvěračce a dalších objektech uvádí Rybařík (1967). Ze zájmového území jsou pouze výsledky krátkodobých orientačních čerpacích zkoušek z vápenců, které vykázaly velmi nízké specifické vydatnosti v řádech  $10^{-4}$  až  $10^{-3}$  l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> (Rybařík 1967; Plch 1981), což ukazuje na extrémně nízké propustnosti

neporušených vápenců (transmisivita v řádu  $10^{-7}$  až  $10^{-6}$   $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Proudění se do karbonátového pruhu stahuje z okolních hornin, kde je hladina zakleslá až do hloubky 40 m (Kladrubská hora; Plch 1981) a zřejmě i po tektonických liniích.

#### 4.1.5. Tok v Chýnovské jeskyni (studovaný „pramen“) a Rutická vyvěračka

V případě Chýnovského krasu jsem vzorky neodebíral přímo z pramene (Rutice), který je zjímán pro vodovod, ale z toku v Chýnovské jeskyni, která je lépe přístupná pro měření a vzorkování. Voda z Chýnovské jeskyně proudí do Rutice, jak ukázaly výsledky stopovacích zkoušek. Vydatnost na obou místech je přitom shodná v rámci chyby měření (F. Krejča, ústní sdělení; vlastní měření). Taktéž chemické složení vody je téměř shodné s výjimkou nárůstu poměru Mg/Ca v Rutici oproti vodě v jeskyni (opakované měření a analýzy, archiv Chýnovské jeskyně).

Nadmořská výška povodí Rutické vyvěračky se pohybuje mezi 503,9 m n.m. (hladina na přepadu v Rutici) a zhruba 600 m n.m. (nejvyšší části Pacovy a Kladrubské hory a širší okolí). Střední nadmořská výška je 570 m n.m. Lesy tvoří jen nepatrnou část povodí toku v Chýnovské jeskyni, cca okolo 10%. Zbytek připadá na pole a pastviny.

Vydatnost pramene i toku v jeskyni kolísá jen velmi málo (obr. 6.9.). Od roku 1993, kdy začaly být v jeskyni prováděna režimní měření, se vydatnost toku pohybovala mezi 6 a  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Po extrémních srážkách v srpnu 2002, které vyvolaly výrazné zvýšení vodních stavů v oblasti vystoupila prudce vydatnost na  $13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a klesala poměrně pomalu. Teplota toku je stálá a dosahuje  $8,8 \text{ }^\circ\text{C}$  (F. Krejča, ústní sdělení).

Rybařík (1967) uvádí občasnou bakteriologickou závadnost vody v Rutici a občasné zvýšení obsahu chloridů, dusitanů a dusičnanů v důsledku fekálního znečištění a zplodinami z odstřelů v prostoru lomu.

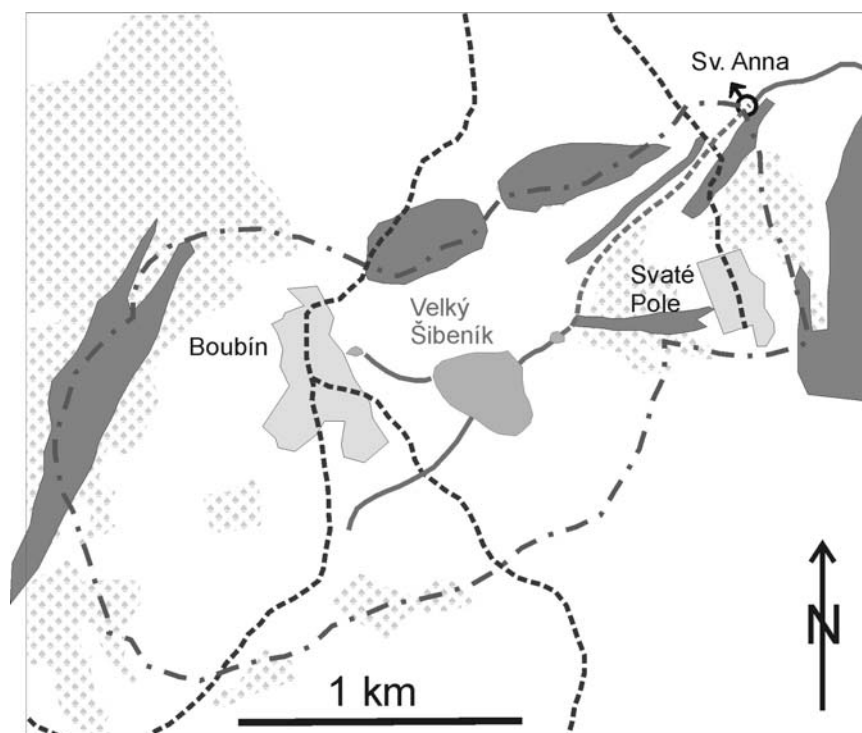
## **4.2. Kras v okolí Horažďovic**

### **4.2.1. Vymezení území**

Zájmové území se nachází v moldanubiku jižně od obce Horažďovice. Podle nejnovější klasifikace je součástí krasu horního povodí Otavy (Hromas a Bílková 1998).

### **4.2.2. Význam oblasti**

Pro oblast karbonátových těles mezi Sušicí a Strakonice je nápadný velmi malý počet a délka jeskyní a nepřítomnost jiných krasových jevů vzhledem k jiným oblastem krystalinika.



Obrázek 4.3. Pramen Sv. Anna a povodí povrchového toku dotujícího z části pramen (hranice povodí čerchovanou čarou). Karbonáty jsou vyznačeny tmavě šedou. Lesy jsou znázorněny lístkovou šrafovou. Pod rybníkem Velký Šibeník se tok za nízkých stavů ztrácí (občasný úsek toku přerušovanou čarou).

### **4.2.3. Stav výzkumů**

Z geologického hlediska byla detailně studována četná ložiska karbonátových hornin (Hora a Pazlar 1961; Hrzina 1993). Popisem krasových jevů se zabýval Kukla a Batík (1960). Syntézu hydrogeologických poměrů moldanubika včetně výskytů mramorů provedla Včíslová (1988).

Šilar a Kobr (1990) prováděli stanovení tritia a radiouhlíku z vrtů v lomu Radvanka u Hejné (viz též Míčko 1991). Stopovací zkoušky nebyly provedeny ani v širším okolí. Pramenem Sv. Anna se zabýval Petr (1996). Druhý významný krasový pramen v oblasti – Krty - popisuje Šilhan (1994).

#### 4.2.4. Charakteristika oblasti

##### *4.2.4.1. Klima a hydrologie*

Průměrné roční teploty v oblasti se pohybují okolo 7°C. Srážky dosahují okolo 600 mm (1901-1950). Specifický podzemní odtok dosahuje 1 až 2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (Krásný a kol. 1982).

##### *4.2.4.2. Geologie*

Moldanubikum je v oblasti tvořeno jednak jednotvárnou skupinou (pararuly a migmatity) a jednak sušicko-votickým pruhem pestré skupiny. Metamorfóza probíhala ve dvou fázích a dosahuje amfibolitové facie (Mísař a kol. 1983).

Protože přímo z povodí pramene chybí údaje o místním karbonátovém tělese je pro orientaci uvedena charakteristika ložiska Hejná, ležícího asi 3 km jihozápadně od zájmového území (lom Radvanka). Těleso karbonátů je konkordantně uloženo v okolních rulách. Mezi karbonátovými horninami převažují dolomitické vápence s obsahem MgO 2-10 %, dále se vyskytují dolomity a vápence (Hrzina 1993). Krystalické vápence jsou hrubě krystalické s velikostí zrn 2-7 mm. Objemová nasákavost dosahuje 1,3 %. Průměrný obsah CaCO<sub>3</sub> dosahuje okolo 90 %, vzácněji až 96 % (Hora a Pazlar 1961).

Mocnost kvartérního pokryvu se pohybuje mezi 0,5 a 3 m, při úpatích svahů dosahuje až 6 m (85 vrtů, sond a rýh; Hora a Pazlar 1961). Jedná se zejména o zahliněné sutě, svahoviny a místy i mocnější polohy spraší a sprašových hlín (Pazlar 1961).

##### *4.2.4.3. Kras*

Mezi Klatovy, Prachaticemi a Pískem se nachází 33 jeskyní s celkovou délkou 450 m (Hromas a Bílková 1998). V širší oblasti se nachází několik jeskyní s podzemními jezery. Kromě jeskyně ve studni v Hejně, s aktivním prouděním vody (Havlíček a Procházka 1978), jsou podzemní jezera v Sudslavické jeskyni, jeskyni Betaň, Strašínské jeskyně a jeskyně Fík u Nezdic (Kukla a Skřivánek 1955; Cícha 1999).

##### *4.2.4.4. Hydrogeologie*

Včíslová (1988) analýzou 820 čerpacích zkoušek v prostoru západního moldanubika určila průměrnou transmisivitu jednotlivých hornin: vápence 7 x 10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>; pararuly 4 x 10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>; amfibolity 1x 10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>; ortoruly, migmatity a granulity 2 x 10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>. Anomální vydatnosti dosáhly vrty HJ4 a HJ5 v prostoru Čepice a Rábí. Z vrtu HJ4 bylo čerpáno po 14 dní 18,7 l.s<sup>-1</sup> při snížení hladiny pouze 3 cm. Proudění podzemních vod může v některých oblastech moldanubika zasahovat i do hloubek mnoha set metrů pod terénem. Ve strukturálním vrtu NV1 Novosedly u Kájova docházelo k přítokům z biotických pararul

v hloubkách 400-800 m a v hloubce 1 200 m nastal přetok z krystalických vápenců a trval po dobu 1 roku do uzavření vrtu (Včíslová 1988).

#### 4.2.5. Pramen Svatá Anna (studovaný pramen)

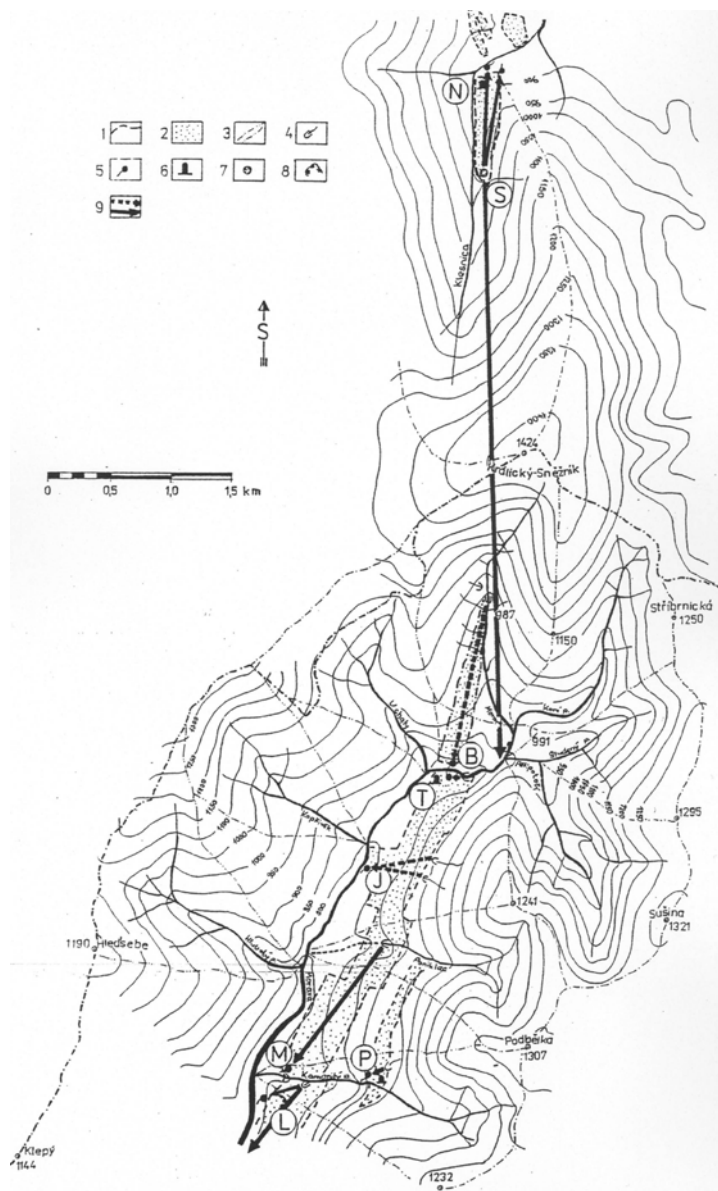
Studoval jsem pramen Sv. Anna u Horažďovic, největší pramen v oblasti dlouhodobě režimně sledovaný ČHMÚ. Pramen Sv. Anna se nachází 0,5 km S od obce Svaté pole JV od Horažďovic. Vydatnost a teplota pramene je režimně sledována ČHMÚ. Průměrná vydatnost za období sledování (1974-2003) činí  $4 \text{ l.s}^{-1}$ , minimální  $0,6 \text{ l.s}^{-1}$  a maximální  $21 \text{ l.s}^{-1}$ . Pramen vyvěrá z malé čočky krystalického vápence o ploše  $0,03 \text{ km}^2$ , která v oblasti pramene vyклиňuje do rul. V blízkém okolí se vyskytuje několik dalších karbonátových těles o celkové rozloze  $0,25 \text{ km}^2$ , které mohou být též drénovány do pramene Sv. Anna (obr. 4.3.). Výrazně větší karbonátové těleso se vyskytuje západně od obce Sv. Pole. To však probíhá až k řece Otavě, kde lze očekávat jeho odvodnění. Sklon foliace dosahuje  $20-40^\circ$  k SZ. Okolí metamorfovaných vápenců a tedy převážnou část povodí potoka protékajícího okolo pramene tvoří biotitická pararula. Pramen vyvěrá v nadmořské výšce 435 m. Povodí pramene zasahuje do nadmořské výšky okolo 550 m, se střední výškou okolo 480 m n. m. Území je z převážné části zemědělsky využíváno, lesy tvoří pouze okolo 20 % plochy (obr. 4.3.).

Okolo pramene protéká menší potok pramenící v okolí obce Boubín. Za průměrných a nižších vodních stavů se tok ztrácí do sedimentů již nedaleko pod posledním rybníčkem pod hrází rybníka Velký Šibeník (plocha rybníka  $0,08 \text{ km}^2$ ). Pouze za vyšších stavů protéká potok okolo pramene.

### 4.3. Kras Králického Sněžníku

#### 4.3.1. Vymezení území

Pod tímto názvem jsou známy ostrůvky krystalických vápenců východní větve orlicko-sněžnického krystalinika lužické oblasti v povodí horní Moravy zhruba severně od Králík (Hromas a Bílková 1998). V rámci disertační práce jsem studoval severní část oblasti (severně od Mramorového lomu).



Obrázek 4.4. Topografie, rozsah karbonátů a směry proudění v oblasti Králického Sněžníku (podle Ouhrabky 1992). Legenda: 1-hranice výskytu a předpokládaného výskytu mramorů, 2-mramory, 3-orografická rozvodnice, 4-ponory, 5-vývěry, 6-jeskyň, 7-závrtý, 8-lom, 9-směr proudění podle stopovacích zkoušek ověřeny, předpokládaný, N –Jaskinia Niedzwiedzia, S-ponor Bílý Kamieň, B-pramen Blom blom, T-Tvarožné díry, J-pramen Jeskyň, P-Pačtova jeskyně, M-Mléčný pramen (pr. Lanovka), L-Mramorový lom.



### 4.3.2. Význam oblasti

Jedná se o příklad krasu horských poloh vyvinutého v čistých, silně metamorfovaných karbonátech pokrytých mocnými svahovinami. V oblasti existuje řada hydrologických a hydrogeologických údajů, zejména díky výzkumům na polské straně Králického Sněžníku (Ciężkowski a kol. 1986).

### 4.3.3. Stav výzkumů

Jde o poměrně dobře prozkoumanou oblast, zejména s ohledem na stopovací zkoušky. Geologií oblasti se zabývala řada autorů, např. Fajst (1979), Kočandrle (1983). Na Polské straně potom Don (1982 a 1991) a Wojciechowska (1991). K poznání stavby tělesa mramorů měly zásadní význam práce provedené v rámci ložiskového průzkumu v prostoru Mramorového lomu (Dovolil 1974; Nedvěd 1983), ale zejména práce Krutského (1974), který se zabýval celým vápencovým pruhem od Tvarožných děr po Mramorový lom a provedl velké množství sondážních prací a ložiskové mapování v měřítku 1:10 000. Ouhrabka (1992) doplnil informace o pokračování karbonátů severně od Tvarožných děr.

Hydrogeologií a popisem krasových jevů se zabývali již před druhou světovou válkou Holluta (1929) a Pax a Maschke (1935). Později zkoumal kras Král (1958) a Maděra (1971, 1979). Studium vývoje Tvarožných děr a jeskynních sedimentů se zabýval Bosák (1993a) a Bosák a Hýsek (1993). Vznikem přikrytého krasu v mramorovém lomu se zabýval Bosák a kol. (1989), Bosák a Hýsek (1989), Maděra (1986) i další autoři. V oblasti byla určena intenzita krasové denudace (Štelcl a kol. 1977; srovnej Ouhrabka 1992).

Hydrogeologický údaje z vrtů se týkají získání menších vodních zdrojů z rul (Frimlová a kol. 1997; Jansa 1988), údaje z vápenců chybí. Výsledky režimních měření krasových pramenů prováděných ČHMÚ publikoval Kříž (1976). Chemizmem krasových a nekrasových vod a pramenů se zabývala v ČR Konečná (1993) a na Polské straně Krawczyk (1993). Řadu nových údajů přinesly diplomové práce Anýže (1987) a zejména Ouhrabky (1992). V posledních letech se studiem hydrogeologie zabýval O. Zeman, který v oblasti provedl termometrii na toku Moravy a měření průtoků některých pramenů.

Velmi významné byly studie na polské straně, které souvisely s objevem Medvědí jeskyně v roce 1966 (Jahn 1970). Pozdější práce upozornily na možnost proudění vod z povodí říčky Klešnica do povodí horní Moravy (Don 1982). V rámci mezinárodního výzkumu se uskutečnily dvě stopovací zkoušky, které prokázaly odtok vod pod vrcholem Králického Sněžníku do povodí Moravy (Ciężkowski a Dumański 1982; Ciężkowski a kol. 1986; Maděra a Ciężkowski 1985). Na obou stranách hranice byla provedena řada menších stopovacích zkoušek (Maděra 1984 a 1986 a Ciężkowski 1989; Vojtěchovská a kol. 2006). V oblasti existují z konce 80. let i údaje o obsahu  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  a tritia v pramenech (Ciężkowski a Kryza 1987). Výzkumy na polské straně shrnuje rozsáhlá monografie Jahna a kol. (1989).

#### 4.3.4. Charakteristika oblasti

##### *4.3.4.1. Klima a hydrologie*

Průměrný roční úhrn srážek roste od 900 mm po 1 200 mm na vrcholu Králického Sněžníku (Ouhřabka 1992). Specifický podzemní odtok kolísá od  $7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  v nejnižších polohách až přes  $10 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  ve vrcholových partiích hor (Krásný a kol. 1982).

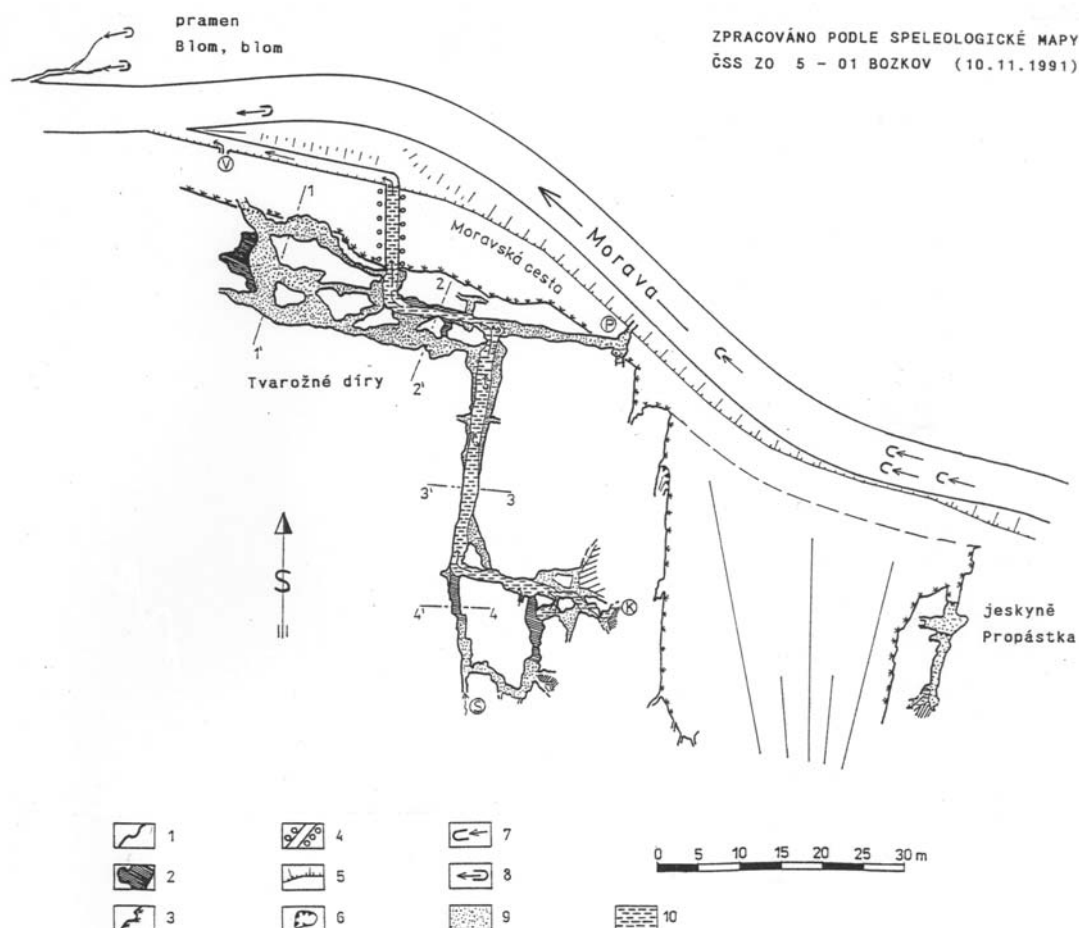
##### *4.3.4.2. Geologie*

Širší okolí tvoří sněžnická skupina. Zahrnuje různé typy rul, ortorul a migmatitů (Mísař a kol. 1983). Mramory jsou vázány na stroňskou skupinu, která tvoří asi 2 km široký pruh ve sněžnické skupině (obr. 4.4.). Výjimkou je pouze malý pruh karbonátů, ve kterém je vyvinuta Patzeltova jeskyně. Ten je situován již ve sněžnických rulách (Krutský 1974). Stroňská skupina je tvořena zejména z dvojslídými svory a rulami které obsahují polohy mramorů, kvarcitů, grafitických hornin a metabazitů (Mísař a kol. 1983). Karbonáty jsou regionálně mesozonálně metamorfovány (Krutský 1974).

Detailní popis sledu a mocnosti jednotlivých hornin uvádí Krutský (1974). Krystalické vápence tvoří pruh o délce 5 km, který je rozčleněn na bloky příčnými dislokacemi. Vápence dosahují pravé mocnosti od 130 do 300 m (Krutský 1974). Foliace vápenců je ukloněna k VJV v celém karbonátovém pruhu. Strmější sklony jsou v severní části ( $70^\circ$ ) mírnější v jižní ( $50^\circ$ ). Otázkou pozice mramorů v okolních horninách. Krutský (1974) uvažuje dvě varianty: synklinální nebo šupinovitou stavbu. Ouhřabka (1992) uvádí stavbu antiklinální. Mramory zřejmě souvisle pokračují z údolí Moravy směrem k severu do prostoru lomu Kletno v Polsku (Don 1982; Ouhřabka 1992).

Mramory jsou téměř bez nekarbonátových vložek, tvořené velmi čistými vápenci, pouze ojediněle jsou zavrásněny vložky erlánů. Obsah  $\text{CaCO}_3$  dosahuje 97 až 99%. Menší obsah  $\text{CaCO}_3$  (80-97 %) se vyskytuje méně než v 20 % vrtného profilu (Krutský 1974). Mikroskopicky jsou vápence drobně až středně zrnité s průměrnou velikostí zrna 0,6 až 2 mm. Struktura je granoblastická, místy kataklastická (Dovolil 1974). Pórovitost vápenců měřená v laboratoři dosahuje 2,5 %, nasákavost 0,25 % (Krutský 1974).

Velmi detailní sondování (55 rýh, 3 šachtice a 12 vrtů) nad a v těsném okolí karbonátového pruhu prokázalo vysokou mocnost svahovin a zvětralin na mnoha místech (Krutský 1974). V 56 % rýh přesahovala mocnost svahovin 3 m, skalní dno, nebo eluvium bylo zastiženo pouze u 31 % rýh. Svahoviny jsou tvořeny balvany a velkými klasty v jílovitopísčité matrix. Průměrná mocnost svahovin ve 12 vrtech byla 12 m (4 až 23 m). Pod svahovinami se v případě rul nachází ještě 6 až 22 m mocné zvětralin (průměrně 15 m).



Obrázek 4.5. Mapa jeskyně Tvarožné díry, pramene Blom blom a okolí (podle Ouhrabky 1992).  
 Legenda: 1-ohraničení dutiny skalní stěnou, 2- skalní dno, 3-průmět skalní stěny povrchu, 4-vstupní štola, 5-hrana svahu na povrchu, 6-skalní stupeň, 7-ponory v řece, 8-vývěry, 9-jeskynní výplně, 10-vodní tok v jeskyni, V-původní vývěry, P-povodňové ponory Moravy, K-Králův sifon, S-přítokový kanál. Hlavní přítok vyvěrá z levé strany 10 m po proudu od Králova sifonu.

#### 4.3.4.3. Kras

Celkem se v oblasti nachází 6 jeskyní o souhrnné délce 350 m (Hromas a Bílková 1998). Do polské části území však spadá i rozsáhlá Medvědí jeskyně (Jaskinia Niedźwiedzia) v Polsku o délce okolo 2,5 km. Tvarožné díry jsou příkladem jeskyně s kombinací horizontálních úseků a freatických kolen, kde horizontální úseky výrazně převažují. Podobná situace je i v svrchní části Medvědí jeskyně v Polsku. Nižší části jeskyní se aktivně vyvíjejí.

#### 4.3.4.4. Hydrogeologie

Směry a rychlosti proudění vody v mramorech jsou díky četným stopovacím zkouškám poměrně dobře známy (obr. 4.4.). Na české straně se bohužel vesměs jedná pouze o kvalitativní stopovací zkoušky. Nejvyšší rychlosti proudění (podle prvního objevení stopovače) byly zjištěny mezi 11-17 km.den<sup>-1</sup> v prostoru Tvarožných děr (sifony, dnes odvodněné, Maděra 1986). Poněkud nižší rychlosti (opět podle prvního objevení) byly zaznamenány mezi ponorem Poniklece a pramenem Lanovka (11-12 km.den<sup>-1</sup> – Maděra 1986) a mezi ponorem Biały Kamień a prameny u lomu Kletno I (10 km.den<sup>-1</sup> – Ciezkowski a

Dumanski 1982). Řádově nižší rychlost byla zjištěna při stopovací zkoušce mezi ponorem Biały Kamień a údolím Moravy ( $0,8 \text{ km.den}^{-1}$  - Maděra 1986). Nově byla provedena kvantitativní stopovací zkouška za středního vodního stavu na prameni Lanovka (Vojtěchovská a kol. 2006). Podle prvního objevení stopovače vychází maximální rychlost  $5,5 \text{ km.den}^{-1}$ , zatímco střední rychlost byla  $2,8 \text{ km.den}^{-1}$ . Nejvýznamnějším výsledkem stopovacích zkoušek je potvrzení průniku části vod z povodí Klešnice pod vrcholem Králického Sněžníku do údolí Moravy. Stopovač se objevil v řadě pramenů v povodí Moravy i Krupé v ČR a v Polsku (Ciężkowski a Dumański 1982; Cieżkowski a kol. 1986; Maděra a Ciężkowski 1985). Bylo tak prokázáno, že vody proudí pod vrcholem Králického Sněžníku v hloubce přes 400 m pod terénem.

V oblasti se nachází několik pramenů režimně sledovaných ČHMÚ: Pramen Lanovka (Mléčný pr.); pramen Jeskyně a pramen Salaš.

#### 4.3.5. Studovaný pramen a související vývěry

Studoval jsem pramen Blom blom, který tvoří jednu z vývěrových cest mohutného prameniště o souhrnné vydatnosti  $40-80 \text{ l.s}^{-1}$ . Jedná se o nejdříve položené známé krasové prameny v údolí Moravy (840 m n. m.). Detailně se tomuto území věnoval Ouhrabka (1992). Lokalita se nachází 2 km jižně od vrcholu Králického Sněžníku (obr. 4.4.). V těsném okolí Tvarožných děr vyvěrá na obou březích Moravy několik pramenů.

##### *4.3.5.1. Pramen Blom blom*

Pramen Blom blom vyvěrá na pravém břehu Moravy, naproti Tvarožnými díram (obr. 4.5.). Pramen jsem vybral pro studium doby zdržení proto, že na rozdíl od jiných pramenů v metamorfovaných karbonátech existují analýzy tritia z roku 1986, takže je možné určit poklesové trendy tritia.

##### *4.3.5.2. Jeskyně Tvarožné díry*

Jedná se o nejrozsáhlejší jeskyni na české straně Králického Sněžníku o délce 184 m (Ouhrabka 1992). Původní charakter jeskyně a hydrologii popisuje Maděra (1984, 1986). Hydrologie byla změněna na přelomu 80. a 90. let, kdy byl vytvořen nový vchod do Tvarožných děr a odklizená značná část sedimentů, čímž došlo k poklesu hladiny toku v jeskyni o cca 2 m a otevření závěrových sifonů (Ouhrabka 1992).

V povodí pramene Blom blom se nacházejí i ponory (soustředěná infiltrace). Jsou situovány na toku Moravy v úrovni 990 m.n.m (Maděra 1986; Ouhrabka 1992). Jejich hltnost uvádí tabulka 6.13. Vymezené povodí leží mezi 840 a 1350 m n. m. V území lze předpokládat vysokou mocnost svahovin (i přes 10 m), podle analogie s výsledky Krutského (1974). Povodí pramenů je pokryto lesy.

## **4.4. Kras skupiny Branné**

### **4.4.1. Vymezení území**

Protáhlé pruhy karbonátů mezi Rudou nad Moravou a Vápennou patří podle nejnovější klasifikace pod kras skupiny Branné (Hromas a Bílková 1998).

V doktorské práci se detailně zabývám oblastí mezi Brannou a Lipovou v níž se nacházejí tři objekty vzorkované na obsah přirozených stopovačů. Zbylá část skupiny Branné bude uvedena pouze okrajově.

### **4.4.2. Význam oblasti**

Jedná se o rozsáhlou oblast slabě metamorfovaných karbonátových pruhů v horském terénu. Oblast je významná přítomností řady velkých pramenů, které mohou být použity pro zásobení pitnou vodou pro rozsáhlejší aglomerace.

### **4.4.3. Stav výzkumů**

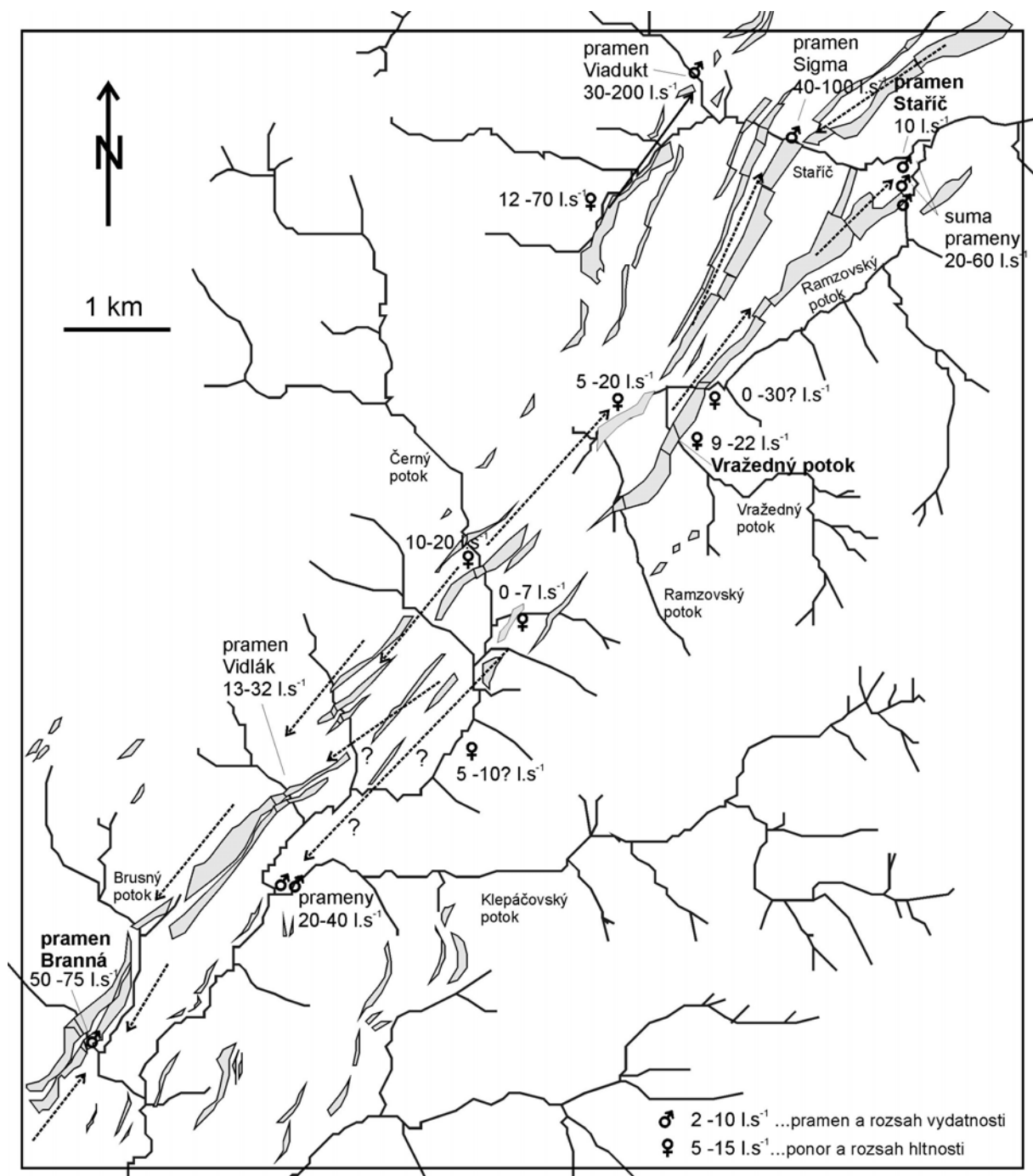
Detailní geologické mapování území mezi Víkanticemi a Vápennou v měřítku 1:10 000 provedl Vocílka (1973). První souhrnnější zpráva o krasových jevech pochází od Krále (1957). Detailní informace o krasových jevech ze zájmové oblasti uvádí Maděra (1985). Vznikem a stářím krasových jevů v oblasti se zabýval Panoš (1981).

První měření krasových pramenů uvádí Jirkovský (1951). Panoš (1961a) provedl v oblasti Pomezí a Vápenná několik stopovacích zkoušek. Podrobnější informace o stopovacích zkouškách uvádí Panoš (1962). Zásadní prací o hydrogeologii skupiny Branné je práce Řezníčka (1990a), zajímavé informace o proudění v karbonátech ale obsahují i práce Řezníčka (1990b; c), Tišnovské (1997), Galgánka a Tišnovské (1999) a Šedy (1997). Další práce se zabývají hledáním zdrojů vod v nekrasových horninách (Řezníček 1987; Kliment 1983; Ulahel 1986 a Šeda 1998). Soupis hydrogeologických objektů (prameny, vrty) uvádí ze zájmového území Tišnovská in Vocílka (1973) a Řezníček (1990a).

### **4.4.4. Charakteristika oblasti**

#### ***4.4.4.1. Klima a hydrologie***

Průměrná roční teplota vzduchu v Branné dosahuje 6 °C. Průměrný roční úhrn srážek na stanici Ostružná činí 1 100 mm (Řezníček 1990a). Specifický podzemní odtok kolísá od 5 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> v nejnižších polohách až přes 10 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> ve vrcholových partiích hor (Krásný a kol. 1982).



Obrázek 4.6. Mapa zájmové oblasti s vyznačením vodotečí, vápencových pruhů (šedě), ponorů a hlavních pramenů a směrů proudění odvozených z bilance (Kukačka 2005; Kukačka a kol. 2005).

#### 4.4.4.2. Geologie

Skupina Branné leží v podloží ramzovského nasunutí a k východu navazuje na pestré souvrství keprnické skupiny. Květoň (1951) dělí skupinu Branné na dva oddíly. Spodní oddíl je tvořen fylity, nečistými vápenci a kvarcicity; svrchní oddíl u něž se předpokládá devonské stáří je tvořen grafitickými fylity, kvarcicity metakonglomeráty a vápenci. Tektonickou stavbou na styku lugika a silezika v okolí ramzovského nasunutí se podrobně zabývají práce Schulmanna a Ulricha (1996), Ulricha a kol. (1997) a Žáčka (1997).

Otázkou je stavba skupiny Branné. Opakování vápencových poloh lze vysvětlit buď tektonicky, nebo jako výsledek střídání sedimentace různých hornin. Vocílka (1973), který detailně zkoumal ložiska vápenců, se přiklání k druhé variantě, protože i tenké pruhy vápenců jsou do značné míry souvislé na velké vzdálenosti, což si lze jen ztěžít představit pokud by stavba byla šupinovitá. Souvislost vápencových pruhů potvrzují i údaje zjištěné O. Zemanem (úst. sděl.) a Kukačkou (2005) při hydrogeologického průzkumu (proudění ve vápencích v podélném směru na velké vzdálenosti, zjištění pokračování řady pruhů vápenců podle lokalizace ponorů a závrťů).

Některé pruhy jsou však jednoznačně opakovány díky tektonice (Toul a Augusta 1972). V zájmové oblasti jsou vápencové pruhy obvykle ukloněné 30 až 50° k SZ, místy je sklon podstatně vyšší (Vocílka, 1973).

Vápencové výskyty ve skupině Branné jsou postiženy poměrně slabou regionální metamorfózou (Toul a Augusta 1972). Obsah CaCO<sub>3</sub> dosahuje až 99 %. Obsah CaCO<sub>3</sub> větší než 90 % vykazuje v průměru zhruba 60 % vzorků z vápenců (Vocílka 1973; Toul a Augusta 1972). Detailní charakteristiku vápenců uvádí Vocílka (1973). Dolomity se vyskytují pouze výjimečně, jsou vázány na okolí zlomů a křemených žil, jsou zřejmě spjaty s lokální metasomatózou hydrotermálními roztoky (Toul a Augusta 1972). Mikroskopicky jsou vápence jemně až středně zrnité s průměrnou velikostí zrna 0,1 až 0,2 mm. Pórovitost vápenců měřená v laboratoři dosahuje 0,7 až 1,1 %, nasákavost 0,5 % (Toul a Augusta 1972).

Řezníček (1987) uvádí hloubku zvětrání ve vrtech okolo 20 m, v hloubce pod 30 m byl již masív téměř nepropustný. Podobnou hloubku zvětrání uvádí Tišnovská (1997) a Galgánek (1997).

Velmi detailní sondování (přes 50 rýh, 6 šachtic a 19 vrtů) na vápencových pruzích a jejich okolí ukazuje mocnost kvartérního pokryvu (svahovin) mezi 0,5 a 3 m (Vocílka 1973; Toul a Augusta 1972). Při úpatí svahů však zahliněné balvanité sutě dosahují i mocnosti 8 m (Řezníček 1987). Vysoká mocnost pokryvných útvarů (11 m), byla zjištěna i na vrcholové plošině Smrčnicku, postižené intenzivním zvětráním (Galgánek a Tišnovská 1999). Uložení toků obvykle nepřesahují mocnost 6 m a jsou tvořeny hrubozrnnými štěrky o malé propustnosti (Řezníček 1990a).

#### 4.4.4.3. Kras

Z zájmovém území se nachází pouze menší jeskyně (jeskyně Koňaková, jeskyně v lomech v Branné). Ve skupině Branné se celkem nachází 60 jeskyní o souhrnné délce přes 2 km chodeb, z nichž nejdelší jsou Jeskyně na Pomezí (délka okolo 1 km; Hromas a Bílková 1998). Četné jsou závrty z nichž největší se nachází 300 m východně od kostela v Ostružné. Jejich průměr přesahuje 30 m zahloubení až 8 m pod úroveň terénu (Maděra 1985). Menší závrty uvádí Řezníček (1990 b, c). V oblasti se nachází řada ponorů na vodních tocích.

Jejich lokalizace a maximální hltnost uvádí obrázek 4.6. a Kukačka (2005). Řada z nich byla lokalizována teprve v posledních letech O. Zemanem, J. Bruthansem nebo J. Kukačkou. Přímo na Ramzovském sedle se nacházely ponory bezejmenného toku protékajícím okolo chaty Kaťuša. Ponory byla zlikvidovány při vybudování parkoviště (Maděra 1985).

Terciérní (miocén, pliocén) stáří krasových jevů v oblasti Pomezí uvádí Panoš (1981). Řada krasových jevů se v současnosti aktivně vyvíjí.

#### 4.4.4.4. Hydrogeologie

Podélná tektonika včetně ramzovské linie se zdá být málo propustná. Ukazuje to přítomnost malých pramenů na této linii, které naznačují, že zde nuceně dochází k výstupu vod na nepropustné hranici (Tišnovská in Vocílka 1973). Velký význam má naopak příčná tektonika, která jednak celou skupinu Branné dělí díky velkým pohybům a přerušení karbonátových pruhů na několik substruktur s více méně individuálním prouděním (Řezníček 1990). Menší příčné poruchy naopak umožňují proudění vody a tím i stahování vod z širšího okolí do karbonátových pruhů

Pro proudění vody v horninách skupiny Branné má největší význam přítomnost vápenců (Řezníček 1990a). Voda se do nich stahuje z velkých vzdáleností, jak je zřejmé z poměru vydatnosti pramenů ku ploše vápencových výskytů. Z blízkého okolí se voda do vápenců stahuje díky mnohem nižší úrovni hladiny než v okolních horninách. Z širšího okolí se zřejmě stahuje po příčných zlomech.

Hladina vody ve vápencích je na elevacích místy hluboce zapadlá pod povrch (vrt POM-1 na Pomezí s hladinou v hloubce 117 m – Tišnovská 1997, vrt HV 21 u Ramzovského sedla v hloubce 89 m – Řezníček 1990b). Komplikovanost proudění podzemní vody ve vápencích a jejich okolí ukazuje vrt HV 32 v Ostružné (Řezníček 1990c). Při hloubení svrchní části vrtu ve vápencích postupně hladina vody zaklesávala. Po proražení souvrství grafitických fylitů v hloubce okolo 90 m však byl naražen jiný horizont s výtlačnou úrovní 8 m nad terénem. Ukazuje to na existenci dvou nezávislých zvodní ve vápencích oddělených tenkým souvrstvím fylitů (Řezníček 1990c).

Přímo v zájmové oblasti a blízkém okolí existuje 14 vrtů s čerpacími zkouškami. Fylity jsou velmi málo propustné (setiny  $\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ ; transmisivita v řádu  $10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ). V Horní Lipové se na drcených pásmech v místech drenáže podařilo dvěma vrty zachytit propustné polohy v rulách ( $q$  v prvních  $\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ ; HV 103- Řezníček 1990a a Ulahel 1986). Vápence vykazují extrémně variabilitu propustnosti: od  $0,001 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$  po  $84 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$  (transmisivita mezi  $1.10^{-6}$  a  $1.10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ). V případě nejpropustnějších vrtů HV 301 v Lesní Čtvrti (Šeda 1997) a HV 104 Branná (Řezníček 1990a) se jedná o naražení krasových kanálů ve vzdálenosti desítek metrů od pramenů. Vydatnost vrtu je pak více méně závislá na průtoku vody kanálem (odlišnosti mezi suchým a vlhkým obdobím).



Panoš (1962) provedl ve skupině Branné v roce 1959 čtyři stopovací zkoušky. Dvě zkoušky v prostoru jeskyní Na Pomezí a propadání na Smrčníku. Rychlosti pro první objevení stopovače dosahují  $15 \text{ km.den}^{-1}$ , rychlost podle vrcholu koncentrace je však značně nižší ( $0,7 \text{ km.den}^{-1}$ ) což indikuje vysokou disperzivitou prostředí.

Další dvě zkoušky byly provedeny v prostoru obce Vápenná, kde prokázaly výraznou polyfurkaci vod ze Ztraceného potoka (směry proudění od ponoru v pramenům svírají úhel  $120^\circ$ , stopovač proudil do pěti různých pramenů). Rychlost proudění (první objevení) byla nižší, než v předchozím případě ( $0,1$  až  $1,5 \text{ km.den}^{-1}$ ). Přitom na Ztraceném potoce byl zvýšený vodní stav a ponory byly zcela přetékaný. Výsledky ukazují na velký objem krasových kanálů.

V posledních letech provedl Zeman a kol. (2003) tři kvantitativní stopovací zkoušky severovýchodně od zájmového území. Maximální rychlosti kolísají mezi  $0,5$  až  $6 \text{ km.den}^{-1}$ . Střední rychlosti dosahuje mezi  $0,3$  až  $0,8 \text{ km.den}^{-1}$ . Zkoušky byly prováděny za různých vodních stavů. Zajímavé je zjištění, že krasové kanály mají značnou průměrnou plochu průtočného profilu (až okolo  $5 \text{ m}^2$ , což odpovídá objemu kanálu okolo  $5\,000$  až  $10\,000 \text{ m}^3$  (Zeman a kol. 2003).

#### 4.4.5. Studované objekty

##### *4.4.5.1. Pramen Branná*

Přímo v obci Branná se nacházejí dva zachycené krasové prameny, které jsou dlouhodobě sledovány ČHMÚ. Jejich průměrná vydatnost dosahuje okolo  $8 \text{ l.s}^{-1}$ . Voda ovšem v daleko větším množství vytéká přímo do koryta Brusného potoka, zejména v spodní části propusti pod silnicí Braná-Vikantice, tedy v bezprostředním okolí zachycených pramenů. Upozornil na to již Kříž (1976), který hydrometrováním toku nad a pod prameny zjistil celkovou vydatnost pramenů okolo  $56 \text{ l.s}^{-1}$ . V posledních letech byly O. Zemanem a J. Kukačkou prováděny stejným způsobem měření za různých vodních stavů, které ukázaly, že vydatnost celého prameniště kolísá mezi  $50$  a  $75 \text{ l.s}^{-1}$ . Jedná se tedy o velkou a relativně velmi stálou skupinu pramenů. Je zajímavé, že vysoká vydatnost prameniště zcela unikla pozornosti jak Tišnovské (in Vocílka 1973) tak i Řezníčkovi (1990a). Při vydatnosti prameniště přes  $50 \text{ l.s}^{-1}$  již nepřekvapí, že vrt HV104 odvrtný pouhých  $60 \text{ m}$  od pramenů, nesnížil při čerpání  $12 \text{ l.s}^{-1}$  výrazně vydatnost pramenů sledovaných ČHMÚ (srovnej Řezníček 1990a). Při vrtání se prameny kalily což ukazuje, že vrt přímo zachytil přírodní krasový kanál do pramene. Teplota pramenů je velmi stálá ( $7,8$ - $8,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

Prameny vyvěrají v nadmořské výšce  $615,5 \text{ m n.m.}$  Předpokládané povodí zasahuje od pramenů do nadmořských výšek okolo  $1000 \text{ m n.m.}$ , v případě, že se na dotaci pramene podílí Černý potok či závrt v Ostružné pak do výšky  $1100 \text{ m n.m.}$ . Střední nadmořská výška povodí je zhruba  $800 \text{ m n.m.}$  Povodí je zhruba z  $50 \%$  pokryto lesy, zbytek tvoří pastviny. Mocnost karbonátových pruhů v oblasti obvykle nepřesahuje  $50 \text{ m}$  (Vocílka 1973).

Vzorky na izotopové analýzy vody jsem odebíral vždy z pramene označovaného ČHMU jako Branná I (vydatnější z obou pramenů vystrojený betonovým přepadem s dvěma rourami).

#### 4.4.5.2. *Pramen Staříč (Lipová)*

Vzorkovaný pramen se nachází na soutoku Staříče a Ramzovského potoka v Horní Lipové. Voda z pramene ústí do Staříče 10 m nad soutokem. Pramen Staříč má velmi stálou vydatnost (v sledovaném období kolísala mezi 8,6 a 11 l.s<sup>-1</sup>). Teplota je dosti vysoká a stálá (8,7- 9 °C).

V širším okolí (do vzdálenosti prvních set m proti proudu se nalézají jak na Staříči, tak na Ramzovském potoce několik dalších pramenů. Přestože je jejich vydatnost závislá na celkovém vodním stavu ve studované oblasti, neklesá při nižších vodních stavech, kdy ponory v horní části Ramzovského a Vražedného potoka jsou suché, pod cca 20 l.s<sup>-1</sup> (obr. 4.6.; Kukačka 2005). Lze z toho usoudit, že prameny tvoří odvodnění jednak ponorů ale i okolního krystalinika například pomocí příčných zlomů, které mohou zásobovat prameny i v období nízkého stavu.

Prameny vyvěrají v nadmořské výšce okolo 540 m n.m. Vápencový pruh napájející prameny zasahuje do 800 m n.m. Téměř celé povodí je pokryto lesy. Otázkou je napájecí oblast vlastního vzorkovaného pramene Staříč. Zdá se, že jednotlivé prameny mohou mít různé zdroje a např. i zastoupení vody z ponorů může být různé.

Vrtné práce ukázaly, že střední pruh vápenců pod starými lomy vykliňuje, takže voda do pramenů zřejmě proniká rulami po drcených pásmech. Intenzita tektonického porušení je na konci v této oblasti vysoká (Toul a Augusta 1972). Nepravá mocnost karbonátových pruhů dosahuje 80 až 130 m. Plocha karbonátového pruhu od Vražedného potoka do Lipové je 0,6 km<sup>2</sup>.

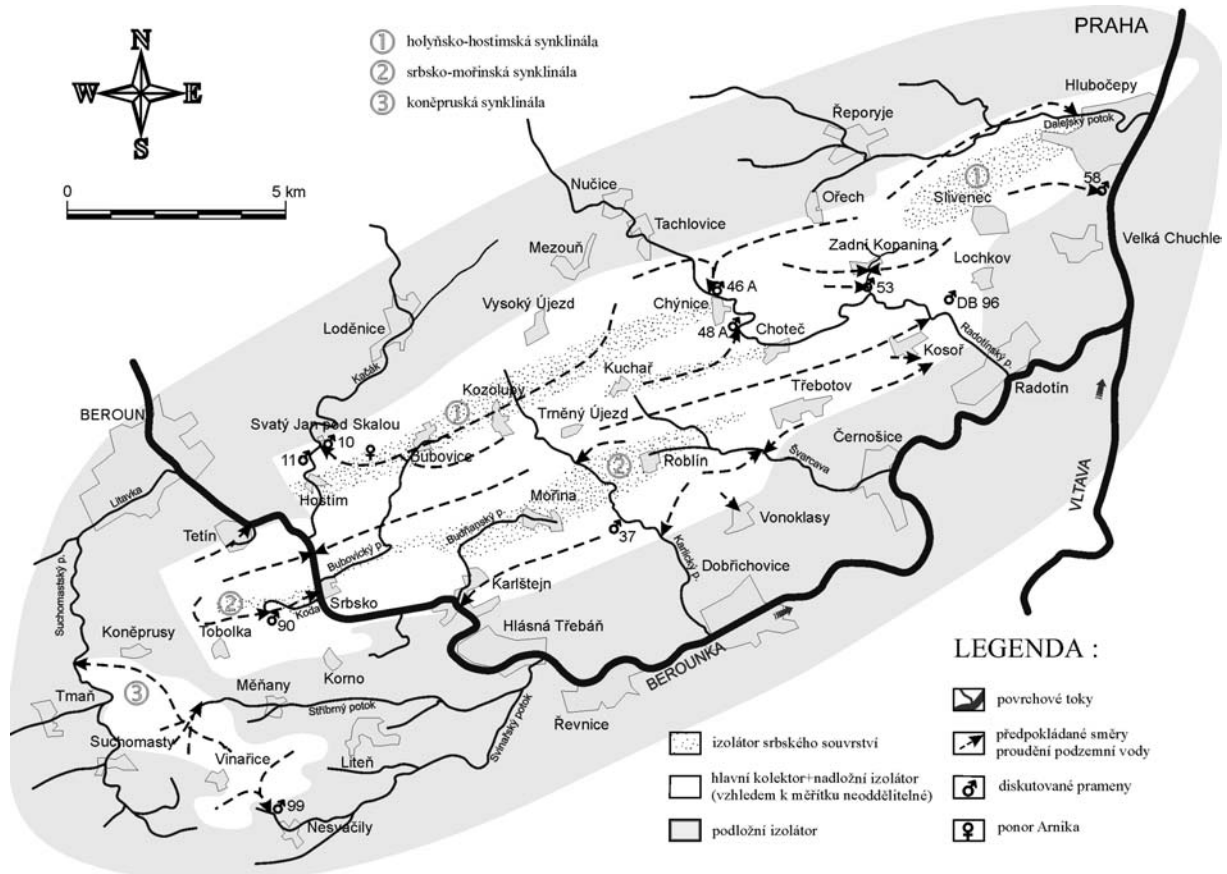
#### 4.4.5.3. *Vražedný potok*

Povodí potoka se nachází na východním svahu Šeráku 2 km západně od Ramzové v nadmořské výšce 680 až 1350 m n. m. Spodní nadmořská výška je úroveň ponorů, kde byla voda odebírána. Povodí je pokryto lesy se střední nadmořskou výškou okolo 1050 m n. m. Vražedný potok je vhodným příkladem povrchového toku odvodňující nekrasové horniny, protože jeho vody mizí ve vápencovém pruhu, který je odvodňován v prostoru Horní Lipové (obr. 4.6.). Asi 200 m nad ústím do Ramzovského potoka se nacházejí velké ponory, které jsou i morfologicky patrné jako propadlina v potočném dně. Jejich hltnost při úplném přetékání tokem je dosti stálá a dosahuje okolo 20 l.s<sup>-1</sup> (Kukačka, 2005). Menší ztráty jsou vázány na suchá období, kdy potok v ponorech úplně mizí. Je zřejmé, že před katastrofickou povodní v roce 1997 byla hltnost ponorů mnohem nižší. Místní obyvatelé (řada nezávislých svědectví) totiž uvádí, že Ramzovský potok se před povodněmi nikdy úplně neztrácel, zatímco v současnosti je to poměrně častý jev.

## 4.5. Český kras

### 4.5.1. Vymezení území

Český kras se nachází přibližně mezi Prahou a Zdicemi. Jeho území je vymezeno přítomností karbonátových souvrství v jádře pražské synformy (pánve). Území spadá do hydrogeologického rajonu 624 – silur a devon Barrandienu.



Obrázek 4.7. Kolektory a izolátory, směry proudění a studované prameny (převzato z Bruthans a Zeman, 2001a).

### 4.5.2. Význam oblasti

Český kras nepatří mezi klasická krasová území (Dinárský kras, Moravský kras), kde se povrchové toky ztrácejí do podzemí a vytvářejí jeskynní systémy. Rozsáhlá síť jeskynních chodeb v Českém krasu vznikla převážně jinými procesy. V oblasti až na vzácné výjimky chybí otevřené ponory a aktivně protékané jeskyně. Na vznik jeskyní existuje řada názorů, až na výjimky se však jedná o nepotvrzené hypotézy. Většina přístupných krasových jevů vznikla za odlišné hydrologické situace a v současnosti se již podstatněji nevyvíjí. Zkrasovění a intenzivní proudění vod zasazuje do hloubek mnoha stovek metrů pod terén.

Jedná se o plošně nejrozsáhlejší krasové území v ČR s druhou největší délkou jeskyní po Moravském krasu. Na značné části plochy jsou ale vápence buď zavrásněny v hloubce, nebo překryty křídou či terciérem. Od Moravského krasu se však velmi výrazně

liší jak malým zastoupením povrchových krasových jevů i typické krasové hydrografie tak i zcela odlišným charakterem i genezí jeskyní.

#### 4.5.3. Stav výzkumů

Území je předmětem dlouhodobého geologického studia (např. Havlíček 1963, Chlupáč a kol. 1992; Kříž 1991; Hladil a kol. 1999; Melichar, 2004).

V Českém krasu se jako první začal vznikem jeskyní systematicky zabývat Homola (1947), který předpokládal kvartérní stáří jeskyní a domníval se, že jeskyně vznikaly v souvislosti s vývojem říčních teras. Již Petrbock (1956) však upozornil na neogenní stáří některých jeskyní, a to na základě jejich výplní tvořených pestrými jíly. Mnoho dalších autorů přejímalo vazbu jeskyní na terasy, ať už terasy kvartérní, nebo i vyšší terasy terciérní (Kučera 1985; Tůma 1979; Hromas 1968). Později byla na základě existence opálové mineralizace (Slačík 1976, 1982; Lysenko a Slačík 1977, 1978) v nejstarších sintrových výplních a představě, že opálová mineralizace tvořila původně v jeskyních celé oblasti jeden dominantní, hladinou kontrolovaný horizont, vytvořena teorie o vzniku největších jeskynních systémů v jednotné výškové úrovni na rozhraní oligocén/miocén. Tato úroveň měla být později rozčleněna neotektonickými pohyby s vertikální amplitudou až 200 m (Lysenko 1980; Bosák a Rejl 1982; Bosák 1985). Komaško (1986) po nálezech opálové mineralizace i v jiných úrovních považuje teorii o jediném horizontu za neudržitelnou. Cílek (1989) analýzou porušení permokarbonských a křídových sedimentů na S od Českého krasu ukazuje na nereálnost vertikálních tektonických pohybů v řádech stovek metrů.

V devadesátých letech se objevuje model vývoje Českého krasu směšovou korozí pod úrovní erozní báze ve dvou hlavních obdobích krasování - v paleogénu a spodní křídě, kdy byly rozsáhlé oblasti Českého krasu protékány řekami. Významným posunem je přijetí faktu, že ke krasování docházelo i ve větších hloubkách pod úrovní současné erozní báze, ve freatické zóně (Bosák a kol. 1993). Koncem devadesátých let se začalo uvažovat zejména v koněpruském devonu o vlivu hydrotermálních roztoků na krasování (Cílek a kol. 1994, Zeman a kol. 1997; Bosák 1998, 1999; Cílek 1998; Zeman a Suchý 1999; Dubljanskij a Bosák 1999; srov. Žák a kol. 1987 a Žák 1999).

Bruthans a Zeman (2001a) považují vznik směšovou korozí pod erozní bází za nepravděpodobný a navrhuje pro vysvětlení vzniku jeskyní některé z běžných modelů speleogeneze (Palmer 1991): vtačování říčních vod za povodí (též Brom a kol. 2000), rozptýlenou infiltraci z křídového pokryvu, atd. Zhodnocení a vysvětlení rozdílů v rozvoji krasových jevů mezi Moravským a Českým krasem publikoval Bruthans a Zeman (2003a). Žák a kol. (2001b) studoval klastické výplně v jeskyních v okolí kaňonu Berounky (těžké minerály, atd.). Přiklání se k představě Petrbocka (1956), že i některé jeskyně v nízké nadmořské výšce vznikaly již v terciéru, ve freatickém režimu. Stáří sintrů v Koněpruských

jeskyních a sedimentárních uloženin v dalších jeskyních systémech v poslední době studoval Suchý a kol. (2000), Žák a kol. (2001b) a Kadlec a kol. (2003). Závěry Suchého a kol. (2000) však nebyly dalšími pracemi potvrzeny (Žák a kol. 2004a). Seznam jeskyní Českého krasu a základní informace o nich publikoval Žák a kol. (2003, 2005).

Hydrogeologický průzkum siluru a devonu nedosahoval v minulosti zdaleka intenzity geologického a ložiskového průzkumu této oblasti. První významnější prací je studie Klinera in Ovčarov (1973), který se zabýval hydrogeologií Čertových schodů (potažmo celé koněpruské synklinály a okolí), a který řeší mimo jiné otázku průběhu hladiny podzemní vody v zkrasovělých vápencích, propustnost těchto hornin z čerpacích zkoušek a velikosti specifického odtoku. Shrnující rešeršní prací je práce Skořepy a Včíslové (1973).

Jedinou zásadní regionální prací je pak zpráva Včíslové (1980), v níž je komplexní hydrogeologické zhodnocení 19 vrtů v devonských vápencích (tj. 50 % všech hydrogeologicky hodnocených vrtů ve vápencích), i množství dalších údajů od separace podzemních odtoků po chemismus. Včíslová (1980) stanovila přírodní zdroje a zásoby podzemních vod v kategorii C2. Na území Prahy byla hydrogeologická data zpracována ve vysvětlivkách k inženýrsko-geologickým mapám Prahy 1:5000 (Kleček a Pařízková 1970; Kleček 1970; Šolc 1969a, b, c; Přibyl 1971).

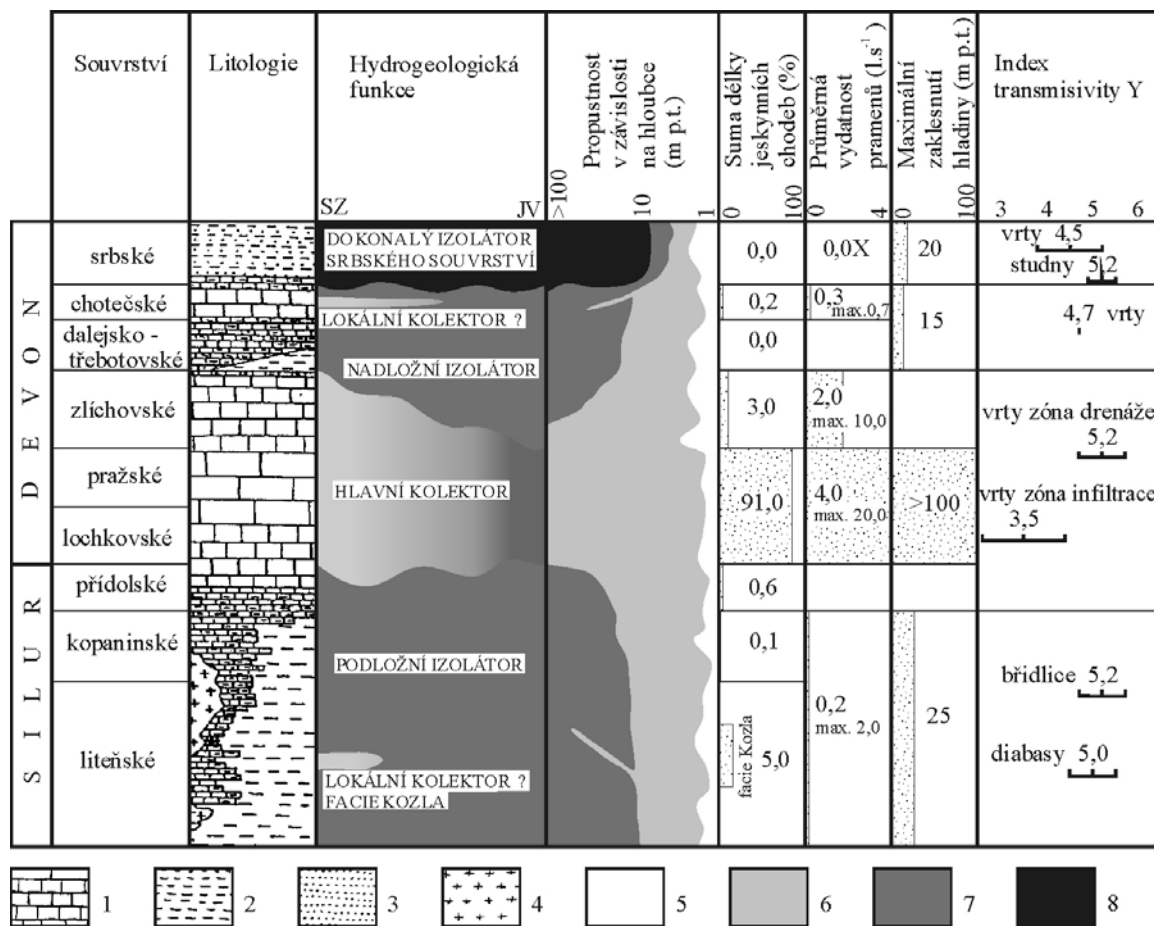
Hydrogeologie dílčích území v Českém krasu byla zpracovány v řadě diplomových prací (Chalupa 1984, Tvrdíková 1986, Michek 1992, Bruthans 1999, Zeman 1999, Vysoká 2004). Mnoho velmi zajímavých hydrogeologických poznatků a informací je rozptýleno v množství ložiskových zpráv. V poslední době se intenzivněji hydrogeologií Českého krasu zabývala Kadlecová a Žák (1998) a Žák a kol. (2001a). Z režimu vydatnosti pramenů usuzují tito autoři na převažující vliv krasově rozšířené drobné puklinové porozity, tektonických linií a horninových rozhraní na proudění podzemních vod. Nepředpokládají přítomnost velkých otevřených krasových kanálů. Významný je seznam pramenů na území Českého krasu, publikovaný Kadlecovou a Žákem (1998). Hydrogeologickou funkci hornin a charakter proudění na území českého krasu nově popsali Bruthans a Zeman (2000) a Zeman a Bruthans (2001). Izotopové složení pramenů v Českém krasu studovali Buzek a kol. (1997), Šilar a Záhrubský (1999), Žák a kol. (2001a) a Záhrubský (2002). Nové poznatky o vztahu jeskyních jezer a řeky Berounky uvádí Vysoká (2004) a Žák a kol. (2004b).

#### 4.5.4. Charakteristika oblasti

##### *4.5.4.1. Klima a hydrologie*

V širším okolí Berounky a dolní Vltavy se průměr ročních teplot vzduchu pohybuje mezi 8-9 °C (Atlas podnebí ČSR). Dlouhodobé průměrné roční srážky se na většině území pohybují v rozmezí 500-600 mm. Nižší jsou roční průměry srážek v okolí Prahy, kde se pohybují mezi 400-500 mm (Atlas podnebí ČSR).

Specifické odtoky podzemní vody byly stanoveny Včíslovou (1980) na úrovni  $2,8 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  pro vápence a  $1,4 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  pro břidlice. Nejnižší specifický podzemní odtok lze očekávat ze srbských břidlic, okolo  $1 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , jak ukazují velmi nízké odtoky z povodí tvořených těmito horninami (údolí nad Hostímí, Bubovický potok).



Obrázek 4.8. (převzato z Bruthanse a Žemana, 2001a). Zjednodušená litologie a hydrogeologická funkce hornin silurského a devonského stáří v oblasti Českého krasu, s výjimkou koněpruské oblasti. V připojené tabulce jsou uvedena hlediska použitá pro vymezení kolektorů a izolátorů (vydatnost pramenů a zaklesnutí hladiny), pomocné hledisko (míra zkrasovění) a pro srovnání i index transmisivity zjištěný z čerpacích zkoušek. Legenda: 1 - vápence (velikost cihliček klesá s rostoucím množstvím nerozpustných příměsí ve vápencích); 2 - břidlice a tufy; 3 - pískovce; 4 - diabazy; 5 - vysoká propustnost; 6 - střední propustnost; 7 - nízká propustnost; 8 - horniny prakticky nepropustné.

#### 4.5.4.2. Geologie

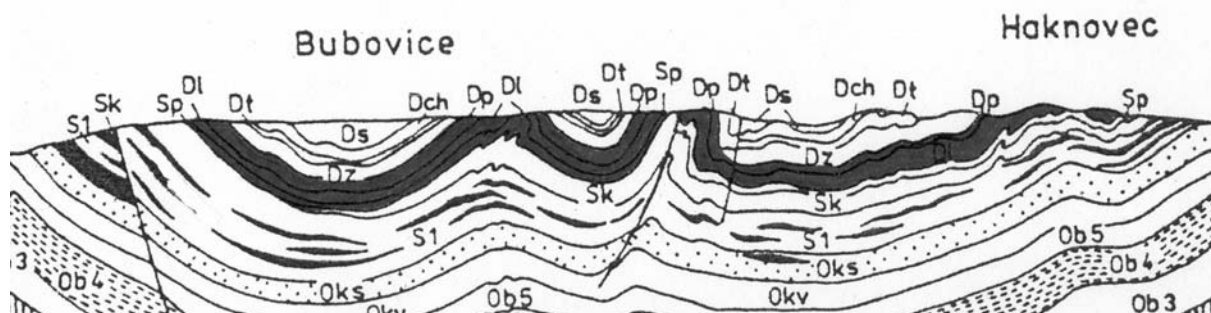
Studované území leží v tepelsko-barrandienské oblasti. Horniny siluru a devonu tvoří jádro pražské synformy (Melichar 2004), která je tvořena sledem sedimentů a vulkanitů ordovického až středně devonského stáří (obr. 4.7.).

Horniny siluru se vyznačují velkou faciální různorodostí (časté střídání břidlic, různých typů vápenců a produktů vulkanismu), jak ve vertikálním, tak i laterálním směru a také velmi rozdílnou mocností jednotlivých souvrství v různých částech pánve (Chlupáč a kol. 1992). V spodní části siluru převládají břidlice a jílovce, hojně jsou vložky diabasů. V svrchním siluru jsou v hojnější míře zastoupeny vápence.

Devon je v pražské synformě zastoupen svým spodním a středním oddělením. S výjimkou nejvyššího srbského souvrství a dalejských břidlic v něm převládá karbonátový vývoj, který bez přerušení pokračuje z podložního siluru (Chlupáč a kol. 1992; obr. 4.8.). V lochkovském souvrství lze odlišit dvě hlavní facie: vápence radotínské, které se vyskytují v jv. křídle pánve. Vyznačují se rytmickým střídáním černošedých deskovitých bituminózních vápenců s vložkami vápenných břidlic. Kotýské vápence jsou světle šedé, biodetritické lilijicové, sparitické a zřetelně vrstevnaté. Obsahují hojné rohovce, mimo nejvyšších poloh. Mocnost souvrství kolísá mezi 25-100 m. V pražském souvrství lze odlišit řadu členů, které do sebe vertikálně i laterálně přechází. Od mikritových facií (dvorecko-prokopské, řeporyjské vápence), přes přechodní biomikritové a biodetritické (loděnické, slivenecké, vinařické vápence) až k útesovým faciím, jež představují koněpruské vápence u Koněprus (Chlupáč a kol. 1992). Během sedimentace pražského souvrství docházelo k rozšiřování mikritických facií na úkor biodetritických. Mocnost pražského souvrství se pohybuje mezi 35 až 180 m. Zlíchovské souvrství je tvořeno šedými vrstevnatými jemně biodetritickými a mikritovými vápenci s tmavými rohovci. V nejvyšší části zlíchovského souvrství přibývají břidličné vložky, pouze v sz. křídle je vyvinuta facie červenavých biodetritických vápenců chýnických. Mocnost souvrství kolísá mezi 80-120 m (Chlupáč a kol. 1992).

Dalejské břidlice se vyznačují převahou zelenavých, ve vyšších částech i načervenalých vápenných břidlic. Zejména směrem k SZ se podíl břidlic zmenšuje, až v okolí Hostimi jsou plně nahrazeny třebotovskými vápenci. Třebotovské vápence jsou zřetelně hlíznaté, červené až hnědočervené mikritové vápence. Mocnost souvrství kolísá mezi 20-90 m. Chotečské vápence jsou šedé mikritové až biodetritické sparitové vápence, obsahují rohovce. Mocnost souvrství se pohybuje od 40 do 60 m. Srbské souvrství je tvořeno prachovci a břidlicemi. Ukončuje zachovaný sedimentární záznam. Mocnost souvrství v jádrech synklinál může přesáhnout 250 m (Chlupáč, 1992).

Uloženiny křídového stáří se v zájmovém území vyskytují spíše ve východní části území, kde tvoří jediný souvislejší výskyt mezi Ořechem a Slivencem (Zelenka 1980). Dále je zde řada reliktních menších, až po nepatrné zbytky zachované v krasových depresích. Většina sedimentů patří sladkovodnímu cenomanu - peruckému souvrství. Perucké souvrství je tvořeno střídáním štěrků, písků a jílovců, jeho mocnost dosahuje většinou jen několika metrů. Na Dívčích hradech však vyplňuje krasovou depresi hlubokou přes 120 m! (Zelenka 1984). Na řadě dalších míst je báze křídly nerovná a to zejména nad čistými vápenci spodního devonu. Místa byly nalezeny fosiliferní korycanské vrstvy (např. lom Na Stydlých vodách - Röhlich a Chlupáč 1951), v okolí Barrandova a Slivence (Zelenka 1980).



Obrázek 4.9. Geologický řez povodím Sv. Jana (upraveno podle Havlíčka 1963). Černé jsou vyznačeny horniny hlavního kolektoru.

Terciér je zachován pouze v denudačních zbytcích fluviálních a fluviálně lakustrinních uloženin (jíly, písky, šterky). Tyto sedimenty zpravidla tvoří výplně krasových depresí, kde dosahují mocnosti až několik desítek metrů (třetihorní stáří sedimentů však většinou není jasně prokázáno - Havlíček a kol. 1986). Velmi zajímavé informace o terciární morfologii poskytlo okolí Kruhového lomu u Srbska, kde bylo opakovaně odkryto souvrství říčních sedimentů s vložkou suchozemské suti neogénního, pravděpodobně spodně miocénního stáří (určeno podle malakofauny) v pozici 280 m n.m., hluboko pod úrovní klinecké terasy a jen 75 m nad dnešní hladinou Berounky, tedy v pozici středně pleistocénní terasy (Petrbok 1950; Kukla a Ložek 1993; Cílek 2000). Nález je důkazem existence značně zařízle říční sítě již v tomto období. Obdobný nález byl nově učiněn ve stejné nadmořské výšce v okolí Karlštejna (Žák a kol. 2002).

Mocnosti pokryvných útvarů a zvětralin dosahují podle vrtné prozkoumanosti a četných profilů v lomech průměrné mocnosti v řádu metrů.

Na tektonickou stavbu pražské synformy existují v současnosti dva odlišné názory:

1) Havlíček (1963), Havlíček a kol. (1986), Chlupáč a kol. (1992) a další považují stavbu za vrásovou., místy porušenou přesmyky, příčnou a podélnou radiální tektonikou a lokálně s detailním provrásněním (obr. 4.9.).

2) Hladil a kol. (1999), Melichar (2004) a Melichar a Hladil (2006) považují stavbu za příkrovově-přesmykovou. Příčná zlomová pásma mají směr SZ-JV a S-J.

#### 4.5.4.3. Kras

##### *Charakter krasových jevů*

Celkově bylo v Českého krasu do roku 2003 objeveno 647 jeskyní o celkové délce 20,5 km (Žák a kol. 2003). Nejrozsáhlejší jeskyně mají celkovou délku chodeb i přes 1 000 m (Koněpruské jeskyně, jeskyně Ementál, jeskyně Na Chlumu - Netopýrka, jeskyně Arnoldka), denivelace dosahuje i přes 100 m (Arnoldka, Podtraťová jeskyně). Objem některých jeskyní dosahuje tisíců m<sup>3</sup>. Vyskytují se zde rozsáhlé zatopené dutiny (Podtraťová jeskyně s objemem okolo 500 m<sup>3</sup>, Únorová propast okolo 1 500 m<sup>3</sup>). Tyto prostory dále pokračují,

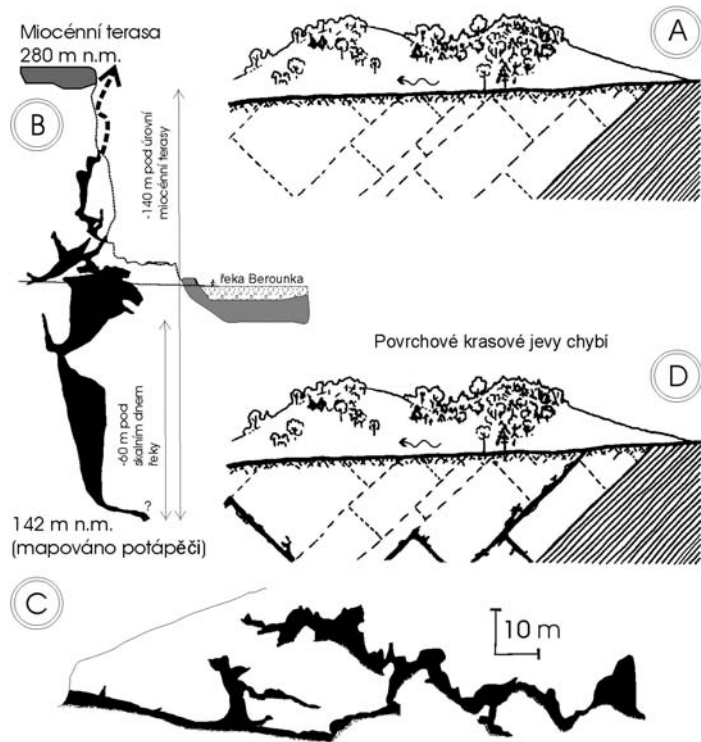


takže celkový objem může být řádově vyšší. Jeskyně zasahují do poměrně velkých hloubek, další postup bývá většinou znemožněn mocnými výplněmi sedimentů nebo vodou. Míra zaplnění sedimenty, především hlubokých dutin, je značná.

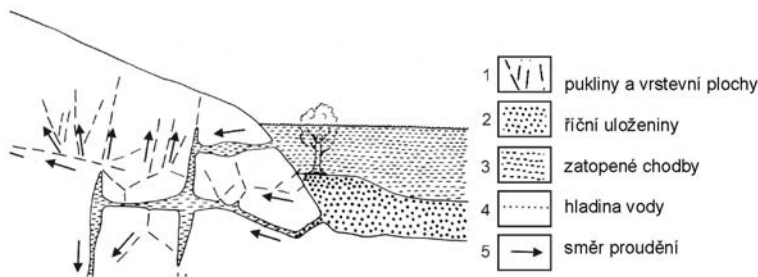
Většina jeskyní (59 %; Žák a kol. 2003) byla objevena v činných a opuštěných lomech, což je považováno za typický znak vzniku jeskyní za jiných hydrologických podmínek (jinými procesy) než, které jsou v současnosti (Klimchouk a kol. 2000). Pro Český kras jsou typické nepravidelné labyrintovité dutiny, většinou vázané na pukliny, vrstevní nebo zlomové plochy a snadno krasovějící polohy vápenců, zatímco vazba na horizonty rovnoběžné s hladinou podzemní vody prakticky chybí. Mnoho jeskyní vykazuje mimo labyrintových forem, i poměrně dlouhé chodby (Arnoldka, Čeřinka, BUML, Barrandova, Tetínská chodba). Jeskyně jsou často ukloněny podle směru a sklonu vrstev a příčné tektoniky (Včíslová a kol. 1980). Jeskyně jsou rozptýleny v širokém rozsahu nadmořských výšek, bez vazby na určitou úroveň (Bosák a kol. 1993). Jeskyně v Českém krasu mohou končit zcela slepě bez jakéhokoli pokračování, nebo pokračují jen úzkým kanálkem. Po několika metrech se mohou opět rozšiřovat (Bosák a kol. 1993). Vznikaly jednoznačně ve freatické zóně a ve většině případů nejeví žádné stopy pozdější vadózní remodelace. Někteří autoři označují tento typ jako „embryonální zkrasovění“ (Včíslová 1980), jiní jako tzv. kras malých krasových oblastí v krystaliniku (Bosák a kol. 1993, viz též Cílek a kol. 1995).

Závrtý a další povrchové krasové jevy jsou v Českém krasu v porovnání s klasickými krasovými oblastmi velmi vzácné. Nachází se zde několik závrtů v polesí Koda, v okolí Koněprus, na Doutnáči a v rokli Propadlé vody u Sv. Jana pod Skalou. Poloslepá a slepá údolí úplně chybějí. U některých toků v Českého krasu dochází k vzezování vody do náplavů. V některých případech se vody z náplavů infiltrují do vápenců (Bubovický potok), obvykle ale spíše pokračují náplavy. Typickým rysem českého krasu jsou ploché mělké deprese s průměrem do 30 m, typické pro úroveň okolo 400 m n.m., pod nimi se nachází kapsy vyplněné předkvartérními sedimenty (K. Žák, ústní sdělení).

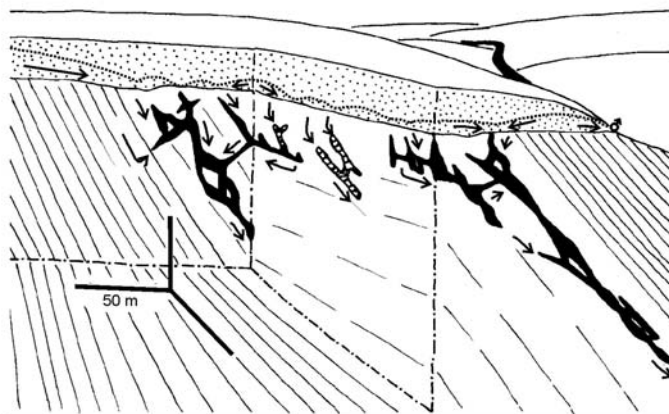
a)



b)



c)



- |   |                     |   |                            |
|---|---------------------|---|----------------------------|
| 1 | regionální kolektor | 5 | jeskynní chodby (řez)      |
| 2 | izolátor            | 6 | jeskynní chodby (mimo řez) |
| 3 | křídové pískovce    | 7 | směr proudění vody         |
| 4 | prameny             | 8 | hladina vody               |

Obrázek 4.10. a) Vertikální podélné řezy vybranými jeskyněmi v Českém krasu. Díky nízké četnosti puklin se zde vyskytují batyfreatické j. (B) a jeskyně s mnohočetnými freatickými koleny (C). Podélné řezy: B) Podtráťová jeskyně, C) Jeskyně Nad Kačákem. Převzato z Bruthanse a Zemana (2003a). b) Jeskyně v kaňonu řeky Berounky a jeho okolí byly vytvořeny, nebo alespoň rozšířeny vtlačováním říčních vod za povodní. c) Model vzniku jeskyní v nejvyšších nadmořských výškách těsně pod bází kříd (převzato z Bruthanse a Zemana, 2001a).

Na území Českého krasu nejsou dnes známy žádné podzemní toky přístupné studiu v jeskyních. V Českém krasu jsou na 650 jeskyní pouze čtyři kde dochází k intenzivnějšímu proudění podzemní vody: Jeskyně Arnika u Sv. Jana pod Skalou, která je jediným známým případem běžného jeskyně vázané na soustředěnou infiltraci v ponorech (Žák a kol. 1996). Únorová propast v lomu Mexiko a Tetínská vyvěračka, kde z krasových dutin vyvěrají vody a jeskyně Ementál, která je aktivně se vyvíjejícím systémem vzniklým vtlačováním vod za povodní (proudění z řeky do masivu za povodní, po povodni odtok zpět do řeky - Brom a kol. 2000). V několika dalších jeskyních jsou jezera stagnující vody, jak ukázaly zředovací zkoušky provedené v j. Arnoldka a propasti Čeřinka (Žák a kol. 2004a) a dlouhé odkalování vody v ostatních jeskynních jezerech po potápěčském průzkumu. V Českém krasu nejsou známy ani fosilní jeskyně vzniklé činností stálých podzemních toků (Bruthans a Zeman, 2001a, 2003a). V řadě jeskyní zejména v okolí Berounky však docházelo k transportu štěrků a písků při vtlačování říčních vod za povodní, resp. k zaplnění dutin štěrky a písky komíny shora (Žák a kol., 2004a).

Výrazným rysem Českého krasu, oproti klasickým krasovým územím je velmi nízká četnost diskontinuit vhodných pro krasování (a zavrásnění vápenců do značných hloubek), což vedlo k vzniku batyfreatických jeskyní a jeskyní s mnohonásobnými freatickými koleny (obr. 4.10.; Bruthans a Zeman 2003a). Pro nízkou četnost propojených diskontinuit v Českém krasu svědčí několik nezávislých důkazů: (1) nepřítomnost fosilních jeskynních úrovní vzniklých činností ponorných toků; (2) existence pramenů s hlubším oběhem (Koda, Císařská rokle, Stydlá voda karlická) vysoko nad erozní bází a (3) vysoká teplota některých pramenů (Sv. Jan pod Skalou, Bublák u Chotče) dokazujících velmi hluboký oběh (Bruthans a Zeman 2000). V řadě případů vznikaly zřejmě jeskyně v několika fázích různými procesy (Žák, 2004a).

Hlavní fáze tvorby jeskyní probíhala podle Bosáka (1993b) ve středním -svrchním paleogénu a miocénu v období s humidním a teplým klimatem. Na rozhraní oligocén/miocén (pravděpodobně v době výstupu Brd) dochází k prudkému zahloubení Berounky na úroveň 280 m n.m., tedy pod úroveň nejstarší kvartérní terasy (Cílek in Kukla a Ložek 1993).

V miocénu už byly některé jeskyně prokazatelně fosilizovány, jak je zřejmé z datování sedimentů. V kvartéru docházelo zejména k vzniku jeskyní povodňovou injekcí (Bruthans a Zeman 2001a).

### *Kras a typy vápenců*

Závislostí krasování na typech vápenců se první zabýval Homola (1947). Později se jí zabývala Tvrdíková (1986), Bruthans a Zeman (2001a), kteří použili jako objektivní ukazatel náchylnosti hornin ke krasování délku jeskynních chodeb v jednotlivých vápencích. Podle nejnovějších dat (Žák, nepublikováno) je přes 80% délky jeskyní vyvinuto ve vápencích

lochkovu a pragu. Podíl jednotlivých facií pragu je problematické objektivně vyjádřit, neboť mnoho, zejména větších jeskyní je vyvinuto ve více faciích. V některých případech jsou intenzivně zkrasovělé i vápence s poněkud vyšší příměsí nerozpustných součástí. Okolo 5-10% délky jeskyní je v horninách přídolského souvrství (svrchní silur) a zejména facie Kozla (střední silur). V nadloží stupně prag se potom nachází jen do 10% délky jeskynních chodeb. Vzácně byly nalezeny jeskyně ve vápencích třebotovských (obsah nerozpustných součástí kolem 30 %) a vápencích chýnických.

#### *Hlubkový dosah krasovění*

Vývoj jeskyní v Českém krasu probíhal a i v současnosti probíhá často velmi hluboko pod úroveň erozní báze. Příkladem je Podtraťová jeskyně, která dosahuje do hloubky 67 m pod současný tok Berounky a 57 m pod největší zahloubení řeky (tj. pod skalní dno) za wúrmského glaciálu (Zapletal 1989). Další dutiny pod úroveň řeky byly nalezeny vrty v hloubkách až 46 m (Včíslová 1980). Drobné krasové dutinky u lomu Hvíždalka popisuje Brunerová (1986) z vrtu Ko3 u Kosoře i z hloubky 180 m p.t., tj. z úrovně 160 m n.m. Počet vrtů zasahující do těchto hloubkových úrovní je přitom již velmi nízký. Další jeskyní dokumentující hluboký dosah krasovění je Arnoldka, která má denivelaci více než 111 m, a je velmi pravděpodobné že základní plán jejích prostor vznikal celý současně a to ve freatické zóně (Bruthans a Filippi 1999). Hloubka dosahu drobného krasovění v Českém krasu bude pravděpodobně obdobná hloubkovému dosahu hlavního kolektoru (lochkov, prag ± zlíchov, přídolí) a hloubce oběhu vody v něm, tj. až 500 - 700 m p.t. (Bruthans a Zeman 2000). Velmi zajímavá je existence hluboké krasové deprese vyplněné peruckým souvrstvím na Dívčích Hradech, kde nebyla navrtána báze peruckého souvrství ani v hloubce 120 m, tj. 195 m n.m. (Klein a Zelenka 1991). Bosák a kol. (1993) uvádějí přítomnost intergranulární koroze postižených vápenců ve vrtech v koněpruské synklinále až z hloubky 320 m p.t. (tj. 133 m n.m.). Všechna výše uvedená fakta hovoří o existenci propustných zón zasahujících do značných hloubek, dovolujících hluboký oběh vod a krasovění.

#### *4.5.4.4. Hydrogeologie*

##### *Vymezení hydrogeologických těles*

Kleček a Pařízková (1970) a Včíslová (1980) dělili horninové prostředí většinou na dvě jednotky s odlišnou hydrogeologickou funkcí: břidlice a vápence. Tvrdíková (1986) rozdělila prostředí detailněji podle náchylnosti ke krasovění, nicméně i v jejím pojetí se kolektory prakticky kryjí s vápenci a izolátory s břidlicemi.

Bruthans a Zeman (2000) vymezili v Českém krasu čtyři hydrogeologická tělesa regionálního rozsahu: hlavní kolektor, izolátory v jeho podloží a nadloží a izolátor srbského souvrství. Pro odvození hydrogeologické funkce byla použita zejména tři hlediska (obr 4.8.):

1) Průměrné roční vydatnosti pramenů z jednotlivých souvrství. V případě izolátorů nepřesahují plochy povodí pramenů 1,5 km<sup>2</sup> (průměrná vydatnost pramenů do 2 l.s<sup>-1</sup>), většinou jsou však mnohem menší. Naproti tomu v hlavním kolektoru jsou typické prameny s povodím až 8 km<sup>2</sup> (pramen Sv. Jan).

2) Maximální zaklesnutí hladiny podzemní vody pod terénem v jednotlivých souvrstvích. V horninách hlavního kolektoru je regionální hladina hluboce zapadlá pod povrchem. Naopak v izolátorech i v těsném sousedství hlavního kolektoru je hladina jen nehluboko pod terénem a tedy vysoko nad hladinou v hlavním kolektoru.

3) Horniny hlavního kolektoru vykazují výrazné zkrasovění, oproti horninám izolátorů. Je v nich vyvinuto téměř 90 % délky jeskynních chodeb.

Na základě uvedeného přístupu byla vymezena následující hydrogeologická tělesa (obr. 4.8.; Bruthans a Zeman 2000):

*Podložní izolátor* je tvořen horninami siluru a jeho podloží. Lokálně, v oblasti Šanova kouta jsou horniny liteňského souvrství (facie Kozla) silně zkrasovělé; jejich kolektorskou funkci proto nelze vyloučit ani v jiných oblastech (pramen č. 87 pod Tetínem in Kadlecová a Žák 1998).

*Hlavní kolektor* tvoří vápence pražského a lochkovského souvrství. V některých oblastech zasahuje hlavní kolektor i do nadložního zlíčovského a zřejmě také do podložního přídolského souvrství, jak je zřejmé z existence velkých pramenů v těchto horninách (pr. 46A u Chýnice). Mocnost hlavního kolektoru v zájmovém území většinou dosahuje 120-300 m (z toho horniny lochkovského a pražského souvrství dosahují mocnosti 120-200 m). V hlavním kolektoru jsou propustné zóny s drenážním účinkem propojené na značné vzdálenosti. Infiltrační oblast těchto systémů je většinou několik km<sup>2</sup>.

Hlavní kolektor je vyvinut v prostředí s krasově puklinovou porozitou. Jedná se proto o extrémně nehomogenní a anizotropní prostředí. Nehomogenita propustnosti se projevuje v různých měřítcích. V měřítku stovek metrů až kilometrů se projevují méně propustné pruhy vápenců, zejména jižní pruh hlavního kolektoru mezi Mořinkou a Radotínem a střední pruh mezi Lochkovem a Bráníkem. I v hlavním kolektoru se tak vyskytují rozlehlá méně propustná tělesa. Naopak v severním pruhu se nacházejí nejvydatnější prameny (pr. 10, 11, 46A a 67) a proudění zde probíhá na značné vzdálenosti (obr. 4.7.). Je proto pravděpodobné, že propustnost hlavního kolektoru generelně klesá od SZ k JV, příčně na směr osy pražské synformy (platí pro oblast mezi Beroučkou a Prahou, nikoli pro oblast Koněprus). Propustnost hlavního kolektoru zde zřejmě odráží faciální změny lochkovského a pražského souvrství: lochkovské souvrství přechází od SZ k JV z převládající facie kotýských vápenců do facie radotínských vápenců. Pražské souvrství přechází ve stejném směru z vývoje s biodetritickými faciemi do vývoje bez nich (Chlupáč a kol. 1992). Propustnost zřejmě není přímo funkcí litologie, ale odráží míru zkrasovění vápenců (teprve zkrasovění je závislé na

vlastní litologii hornin). Pruhy vápenců s nízkou propustností nevykazují prakticky žádné zkrasování (Bruthans a Zeman, 2000).

V měřítku nižšího řádu se kolektor skládá z různě propustných zón a nepropustných bloků. Prostorová četnost propustných cest je nízká (Bruthans 1999).

*Nadložní izolátor* je tvořen převážně třebotovskými a chotečskými vápenci, dalejskými břidlicemi. V mnoha oblastech zasahuje i do zlíčovského souvrství. Nízkou propustností některých částí zlíčovského souvrství dokumentuje existence pouze malých pramenů (např. v oblasti Bubovického potoka, Švarcavy atd.) Mocnost nadložního izolátoru se pohybuje od 0 do 200 metrů. Propustné zóny v nadložním izolátoru většinou zasahují do hloubek prvních desítek m p.t. Na rozdíl od vápenců hlavního kolektoru, hlouběji je toto prostředí již málo propustné, jak je zřejmé z pozice pramenů (Bruthans 1999).

Odlíšný hydrogeologický charakter má izolátor srbského souvrství o mocnosti až přes 250 m. Propustnost srbského souvrství je výrazně nižší, než ostatních izolátorů. Hladina podzemní vody v hloubce do několika metrů prakticky kopíruje povrch a voda netvoří soustředěné vývěry. Propustnost většinou výrazně klesá již v hloubce několika metrů, níže je prostředí téměř nepropustné, jak je zřejmé z čerpacích zkoušek. Výjimkou snad mohou být ojedinělé tektonické zóny s vyšší propustností (okolí letiště v Bubovicích, Žák ústní sdělení).

Tabulka 4.1. Statistické parametry indexu transmisivity Y a indexu propustnosti Z v různých horninách v oblasti Českého krasu. Data byla převzata ze Včíslové (1980).

	Hlavní kolektor - zóna drenáže (lochkov, prag, zlíčov)	Hlavní kolektor-zóna infiltrace (lochkov, prag, zlíčov)	Srbské souvrství - vrty a studny (první snížení)	Srbské souvrství - vrty a studny (poslední snížení)	Srbské souvrství - studny (první snížení)	Srbské souvrství - vrty (první snížení)	Vápence chotečské a třebotovské	Silur diabazy	Silur břidlice a vápence	Ordovik vrty	Ordovik studny
Směr. odch. Y	0,5	0,9	0,6	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5	0,8	0,6	0,5
Median Y	5,1	3,6	4,7	4,5	5,3	4,4	4,7	5,2	5,2	4,8	5,0
Průměr Y	5,2	3,5	4,8	4,5	5,2	4,4	4,7	5,0	5,2	4,6	5,0
počet objektů	9	10	9	9	4	5	2	6	6	9	8
Směr. odch. Z	0,8	1,2	0,8	0,9	0,6	0,6	0,5	0,5	0,9	0,7	0,5
Median Z	3,9	1,6	3,5	3,3	4,7	3,1	3,1	4,5	4,6	4,2	4,3
Průměr Z	4,1	1,7	3,7	3,5	4,3	3,3	3,1	4,3	4,6	3,9	4,2
počet objektů	9	10	8	8	3	5	2	6	6	9	8

### Hydraulické parametry hornin

Hydraulickými parametry (koeficient hydraulické vodivosti k, koeficient transmisivity T, index transmisivity Y a index propustnosti Z) v jednotlivých horninách i jejich zvětralinách a v kvartérním pokryvu se detailně zabývala Včíslová (1980; tab. 1).

Zajímavostí je, že zóna zvětralin na povrchu izolátorů může mít i vyšší propustnost než hlavní kolektor, protože je však zóna zvětralin a rozvětrání puklin pouze mělká a její báze leží proto většinou vysoko nad hladinou v hlavním kolektoru, dochází k odtoku vod do hlavního kolektoru (ve větší hloubce mnohem propustnějšího než izolátoru).

Storativitu hornin hlavního kolektoru určil Bruthans (1999) podle metody Atkinsona (1977). Objem kolektoru byl vypočten za předpokladu, že kolísání hladin je v celém povodí shodné jako v jezeře (plocha povodí x pokles hladiny). Objem vody odtéklé ze struktury byl získán integrací výtokové křivky pramene (za stejné období jako pokles hladiny v jezeře). Podílem obou objemů byly získány hodnoty storativity. V povodí pramene Svatý Jan pod Skalou storativita vychází v rozmezí 2-7 ‰. Vzhledem k tomu, že zřejmě téměř polovina oblasti, kde probíhá proudění je zakryta stropním izolátorem (proudění v napjatém režimu), bude výsledná průměrná storativita ještě nižší než jsou vypočtené hodnoty (Bruthans 1999). V koněpruské synklinále dosahuje storativita 4 - 5 ‰ (Bruthans a Zeman 2000).

### *Proudění a hladina podzemní vody*

Autoři zpráv se se často omezují na dosti obecné formulace ohledně proudění vody (srov. Včíslová 1980). Krásný (1995) uvažuje, podle analogie s jinými oblastmi, o proudění v podélném směru s osami synklinál. Kadlecová a Žák (1998) dokumentují ve vápencích holyňsko-hostimské synklinály proudění v podélném směru na příkladu pramene Sv. Jan pod Skalou.

Hladina podzemní vody v izolátorech se vyskytuje v hloubkách do několika metrů (v rovinnatých oblastech) až v hloubkách prvních desítek metrů (na svazích). Proudění je vázáno na zóny připovrchového rozvolnění puklin i příčnou tektoniku a může zřejmě dosahovat do hloubek až několika desítek metrů. Proudění nemusí být konformní s terénem v místech, kde tyto horniny sousedí s hlavním kolektorem (dochází k stahování vody do hlavního kolektoru z okolních hornin).

V hlavním kolektoru probíhá proudění ve směru podélném s osami synklinál na vzdálenosti až 8 km (povodí Svatého Jana pod Skalou). Geometrie této podélné porozity a její charakter dosud není znám. Proudění v podélném směru (SV-JZ) může využívat extenzní pukliny vznikající ohybem tělesa vápenců při vrásnění, snad rozšířené krasověním. Tyto jsou popisovány jako propustné zóny v spodních částech karbonátových synklinál mnoha autory (Kullman 1990).

V hlavním kolektoru se nacházejí také dobře propustné příčné zlomy (radiální tektonika SZ-JV a mladší S-J; rozevřené příčné poruchy v lomech, např. na Velké Americe; hydrogeologicky aktivní jeskyně - Arnoldka, Čeřinka, Únorová propast, Amerika I). Tyto zlomy slouží i k sestupnému a výstupnému proudění vody, takže se na nich vyskytují i větší prameny. Propustné zóny mohou v ojedinělých případech zasahovat až do izolátorů, pouze však do vzdálenosti desítek, maximálně prvních stovek metrů od hlavního kolektoru (pr. 67 Jezírko v Prokopském údolí; pramen Nesvačily). Šířka izolátoru ohraničujícího hlavní kolektor dosahuje obvykle mnoha set metrů. Proto k odvodnění hlavního kolektoru přes izolátory až na výjimky nedochází (Bruthans 1999).

Předpokládané směry proudění podzemní vody v hlavním kolektoru v oblasti Českého krasu znázorňuje obrázek 4.7. Pro vytyčení směrů proudění bylo využito znalostí o nejnižších úrovních hladin podzemních vod ve vrtech, v mnoha případech však pouze znalosti hydrogeologické funkce hornin a detailní znalosti o lokalizaci a vydatnosti téměř všech pramenů a významnějších skrytých příronů. Detaily viz Bruthans (1999). Protože směry proudění nebyly získány ze stopovacích experimentů (jedině stopovací experiment může jednoznačně dokázat směr proudění), je nutné je považovat za orientační.

### *Hloubka proudění vody*

Hloubka proudění podzemní vody je dosud často vypočítávána z rozdílu teploty pramene a průměrné teploty vzduchu na zemském povrchu (vydělením rozdílu teplot geotermickým gradientem z hlubokých vrtů v okolí). V oblastech s intenzivním prouděním podzemní vody (v krasových územích zvláště) však dochází k výrazným deformacím zemského tepelného toku a gradientu (Jones a Marrowitz 1987; Domenico a Schwartz 1997). V zónách drenáže mohou být skutečné geotermické gradienty odběrem tepla proudící vodou výrazně snižené a hloubka proudění podzemní vody tak může být i několikanásobně vyšší než by vyplývalo při použití teplotního neporušeného gradientu. Pro výpočty hloubky proudění je možné využít řadu numerických modelů, jejich použití je však náročné jak na vstupní data tak i časově (např. Domenico a Schwartz 1997). Proto byly odvozeny jednoduché vzorce, které uvažují odběr tepla proudící vodou (Bruthans 1999; Bruthans in Žák a kol. 2001a). Pomocí zmíněných vzorců byla vypočtena střední hloubka proudění podzemní vody k prameni ve Svatém Janu pod Skalou kolem 350 m (Bruthans 1999). Proudění s nejvyšší pravděpodobností zčásti zasahuje do hloubek až 500 m. Střední hloubky proudění mezi 200 a 500 m dosahuje podzemní voda vyvěrající v prameni Bublák u Chotče (pr. 48A). Střední hloubky proudění mezi 100 a 200 m mají prameny Koda (pr. 90), Stydla voda karlická (pr. 37) a pramen pod Lochkovem (pr. 54A). Ostatní prameny již mají hloubku proudění menší. Hloubka proudění je chápána pod střední nadmořskou výškou v povodí, nikoli pod úrovní vývěru.

### *Stopovací zkoušky*

V oblasti bylo provedeno několik stopovacích zkoušek. S výjimkou jedné měly všechny negativní výsledek. Včíslová (1980) provedla stopovací zkoušku s izotopem  $^{51}\text{Cr}$  z jezera v jeskyni Čeřinka u Bubovic. Stopovač se měl podle Včíslové (1980) objevit v jediném vzorku v prameni Ivanka ve Sv. Janu pod Skalou. Jak ukázal Žák a kol. (1996) není možné tento pokus považovat za hodnověrný. Žák a kol. (1996) provedl stopovací zkoušku z ponoru Arnika za vysokých vodních stavů. Stopovač se objevil v pramenech ve Sv. Janu pod Skalou. Střední rychlost proudění zde dosahuje  $1,4 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$ . Stopovací



zkouška z ponorů Tetínského potoka v Tetínské rokli sledovaná v Tetíské vyvěrače měla negativní výsledek (Žák a kol. 2004b).

#### *Izotopové studium vod*

Dobou zdržení vody pramenů v Českém krasu studoval Šilar a kol. (1988), Šilar a Záhrubský (1999), Žák a kol. (2001a) a Záhrubský (2002).

V oblasti Českého krasu jsem izotopové složení studoval u 9 pramenů. Vybral jsem pouze prameny dotované z hlavního kolektoru a to tak aby byl pokryt profil Českým krasem od JZ k SV tedy podélně s osou pražské synformy. V tomto směru se výrazně mění hydraulická odezva pramenů (viz kap 6.7.5). V dalším textu jsou použita číselná označení pramenů převzatá z Kadlecové a Žáka (1998) – č. a z práce Bruthanse (1999) - DB.

#### 4.5.5. Studované prameny

##### *4.5.5.1. Nesvačily (č. 99)*

Pramen se nachází v mělkém údolí asi 600 m nad obcí Nesvačily v nadmořské výšce 358 m. Podle geologické mapy pramení z kopaninského souvrství siluru, asi 200 m od hranice lochkovských vápenců. Pramen je sledován ČHMU od roku 1963. Průměrná vydatnost dosahuje  $6,5 \text{ l.s}^{-1}$ , maximální  $30,9$  a minimální  $0,6 \text{ l.s}^{-1}$  (1963-2003). Teplota pramene sinusoidálně kolísá okolo  $9,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$  o desetiny  $^{\circ}\text{C}$  během roku. Údaje ČHMU ukazují vyšší kolísání teploty díky měření teploty mimo vlastní pramen. Průběh obsahu dusičnanů z dostupných dat uvádí obrázek 6.5a. Záhrubský (2002), studoval izotopy tritia,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  a radiouhlíku. Podle chemizmu a vydatnosti pramene je zřejmé, že vody pochází z vápenců, zřejmě z prostoru Vysoké Skály, Šamorů a případně Bacína. Část vod zřejmě i z silurských břidlic, jak naznačují vysoké aktivity radonu (Kadlecová a Barnet, 1999). Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti odhadnout na  $2\text{-}3 \text{ km}^2$ .

##### *4.5.5.2. Koda (č. 90)*

Pramen vyvěrá v osadě Koda u Srbska v nadmořské výšce zhruba 322 m. Podle geologické mapy pramení při tektonické linii na hranici třebotovských a zlíčovských vápenců. Zajímavé je místo vývěru, které je situované ve strmém svahu nad roklí klesající k Berounce. Pramen je sledován ČHMU od roku 1959. Průměrná vydatnost dosahuje  $9,0 \text{ l.s}^{-1}$ , maximální  $31,6$  a minimální  $1,6 \text{ l.s}^{-1}$  (1959-2003). Měření je ovlivněno nevhodným umístěním profilu (část vody teče mimo měrný profil). Průběh vydatnosti a teploty pramene v letech 1998-2003 uvádí obrázek 6.17. Teplota pramene dosahuje  $11 \text{ }^{\circ}\text{C}$  a prakticky nekolísá a to ani po intenzivních táních sněhu (Tvrđíková 1986). Údaje ČHMU ukazují výrazné kolísání teploty díky měření teploty mimo vlastní pramen. Z teploty pramene vychází střední hloubka oběhu vody v povodí pramene na  $100\text{-}200 \text{ m}$  pod terénem (Bruthans 1999).

Pramen byl v minulosti opakovaně studován, např. Tvrdíkovou (1986), Zemanem (1999). Záhrubský (2002) studoval izotopy tritia,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  a radiouhlíku. Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti odhadnout na 3-4 km<sup>2</sup>. Povodí pramene se zřejmě rozkládá v prostoru mezi Kodou, Tobolským vrchem a kótami Hořejší vina a Strážiště.

#### 4.5.5.3. Sv. Jan pod Skalou (č. 10; DB 17)

Pramen vyvěrá v obci Sv. Jan pod Skalou (dále jen Sv. Jan). Voda pramene vtékající do náplavů potoka Kačáku se rozptyluje do několika vývěřů. Situaci v detailu popisuje Žák a kol. (2001a). Pramen odvodňuje horniny hlavního kolektoru. ČHMU sleduje pouze jeden z vývěřů pramene, vývěř Ivan. Průměrná vydatnost tohoto vývěřu, která představuje pouze malou část vydatnosti celého pramene dosahuje 4,2 l.s<sup>-1</sup>, maximální 10 a minimální 2,9 l.s<sup>-1</sup> (1974-2003). Žák a kol. (2001a) sledoval vydatnost všech hlavních vývěřů. Průměrnou vydatnost v letech 1994-1997 dosahuje okolo 20 l.s<sup>-1</sup> což odpovídá ploše povodí 7-8 km<sup>2</sup>. Mezi Hostimí a Sv. Janem ústí přímo do toku Kačáku další významný vývěř z hornin hlavního kolektoru s vydatností okolo 8 l.s<sup>-1</sup>, podobnou teplotou jako pramen Sv. Jan ale mírně odlišným obsahem dusičnanů a chloridů (Bruthans 1999). Povodí pramene Sv. Jan se zřejmě rozkládá v prostoru mezi Sv. Janem a Vysokým Újezdem. Spadá do něj pravděpodobně i oblast jižního křídla holyňsko-hostimské synklinály jak naznačuje hydrogeologická bilance (velká vydatnost vývěřů ve Sv. Janu a do Kačáku); modelování tepelného toku a vysoká korelace mezi vydatností pramene Sv. Jan a hladinou v jeskyni Arnoldka (Bruthans 1999; Žák a kol. 2001a). Teplota a vodivost pramene Sv. Jan výrazně reaguje na větší srážky a tání sněhu, kdy je pramen částečně dotován vodami z ponorů v orografickém povodí pramene. Jak je zřejmé z výsledků stopovací zkoušky, voda z krasového kanálu od propasti Arnika se mísí s vodou hlubšího oběhu až v těsném okolí vývěřu (Žák a kol. 2001a). Střední hloubka proudění podzemní vody v povodí pramene ve Svatém Janu pod Skalou dosahuje okolo 350 m pod terénem. Proudění vody s nejvyšší pravděpodobností zčásti zasahuje do hloubek až 500 m (Bruthans in Žák a kol. 2001a). Izotopové složení vody pramene studoval Šilar a kol. (1988), Šilar a Záhrubský (1999), Žák a kol. (2001a) a Záhrubský (2002). Vzorky na freony a SF<sub>6</sub> jsem odebral přímo z pramenné jímky vývěřu Ivanka.

#### 4.5.5.4. Stydlá voda karlická (č. 37; DB 61C)

Pramen vyvěrá ve dně strmě stoupající rokle ústící do údolí Karlického potoka, zhruba 1 km ssv. od obce Mořinka. Podle geologické mapy vyvěrá pramen z dvorecko-prokopských vápenců devonu. Přestože pruh těchto vápenců pokračuje dále do údolí Karlického potoka je vývěř situován několik desítek metrů vysoko nad dnem údolí.

Z teploty pramene vychází střední hloubka oběhu vody v povodí pramene na 100-200 m pod terénem (Bruthans 1999). Voda v povodí pramene proudí do výrazně větší hloubky,

než je úroveň dna údolí Karlického potoka. Chemismus pramene ani izotopové složení vody pramene dosud nebylo studováno.

#### 4.5.5.5. Chýnice (č. 46A, DB 80)

Pramen vyvěrá na levém břehu Radotínského potoka, asi 200 m nad prvním domem v obci Chýnice. Podle geologické mapy pramení ze zlíčovských vápenců. Tento vydatný pramen byl nalezen teprve v roce 1998 díky termometrii, protože vtékal přímo do Radotínského potoka (Bruthans 1999). Horniny hlavního kolektoru jsou v povodí pramene z velké části překryty křídovými písky a kvartérními sprašemi. Obsah dusičnanů se v prameni byl v roce 1999  $48 \text{ mg.l}^{-1}$  v roce 2005 již dosahoval  $57 \text{ mg.l}^{-1}$ . Izotopové složení vod pramene dosud nebylo studováno.

#### 4.5.5.6. Bublák (č. 48A; DB 82)

Pramen vyvěrá na pravém břehu Radotínského potoka, pod ústím strmé pravobřežní rokly, asi 300 m jz. od kóty Škrábek mezi Chotčí a Chýnicí. Podle geologické mapy pramení z dvorecko-prokopských vápenců obnažených v jádře antiklinály na výrazné směrné tektonické linii (Žák, ústní sdělení). Tento vydatný pramen byl nalezen teprve v roce 1998 díky termometrii, protože vytékal přímo do opuštěného koryta Radotínského potoka (Bruthans 1999). Jedná se o nejteplejší pramen Českého krasu. Z teploty pramene vychází střední hloubka oběhu vody v povodí pramene mezi 200-500 m pod terénem (Bruthans 1999) a tedy hluboko pod údolí Radotínského potoka.

#### 4.5.5.7. Ořech, Zadní Kopanina (č. 52, DB 90)

Pramen se nachází na pravém břehu Mlýnského potoka pod obcí Zadní Kopanina, 50 m pod skálou Zubákem 272 m n.m (Kadlecová a Žák 1998). Podle geologické mapy vyvěrá pramen z koněpruských vápenců. Pramen byl sledován ČHMU v letech 1962 až 1997. V roce 1984 a 1985 jeho vydatnost prudce poklesla kvůli podemletí měrného přepadu a dále klesala až do ukončení pozorování. Průměrná vydatnost z let 1962-1983 dosahuje  $1,1 \text{ l.s}^{-1}$  (min.  $0,6 \text{ l.s}^{-1}$ ; max.  $2,1 \text{ l.s}^{-1}$ ). Pramen má tedy velmi stálou vydatnost. Jak vyšlo z termometrie v těsném okolí pramene do Mlýnského potoka přitéká celkem  $3-4 \text{ l.s}^{-1}$  (J. Kopáč, ústní sdělení). Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti odhadnout na minimálně  $0,5-1 \text{ km}^2$ . Horniny hlavního kolektoru jsou v okolí pramene z velké části pokryty uloženinami křídý a sprašemi. V letech 2004-2005 kolísala teplota pramene mezi  $9,9-10,6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Izotopové složení vod pramene dosud nebylo studováno.

#### 4.5.5.8. Radotínská skála (DB 96)

Pramen leží nad opuštěným úsekem silnice na levém břehu Radotínského potoka, přímo naproti ústí Kosořské rokli v Radotíně. Voda rozptýleně vyvěrá z vrstevních spár deskovitých radotínských vápenců. Je sváděna do trubky pod silnicí. Na prameni je vyvinuta malá pěnovcová kaskáda. Izotopové složení vod pramene dosud nebylo studováno.

Pramen jsem vybral pro studium proto, že má nápadně nízkou vodivost, která naznačovala dlouho dobu zdržení vody pramene: Ostatní prameny v širším okolí radotínské cementárny vykazují hodnoty vodivosti okolo 1200-1400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , vysoké obsahy síranů, chloridů a dalších látek zřejmě v důsledku silné depozice prachu z cementárny v minulosti (Bruthans, 1999).

#### 4.5.5.9. Malá Chuchle (č. 57; DB 109)

Pramen se nachází asi 100 m nad bývalými lázněmi v Malé Chuchli ve 240 m n.m. Podle geologické mapy pramen vyvěrá na příčném zlomu z podloží lochkovských vápenců. Byl jímám jako pitná vody pro Malou Chuchli. Pramen byl sledován ČHMÚ v letech 1986 až 1999. Průměrná vydatnost dosahuje podle ČHMÚ 2,9  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  (min. 1,6  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ ; max. 6,9  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ ). S výjimkou roku 1987, který vykazuje kolísání vykazuje pramen vyhlazený průběh vydatnosti s pozvolným poklesem z 4  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  v roce 1988 na 2  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  v roce 1999. Velmi malé kolísání vydatnosti bylo rovněž potvrzeno vlastním měřením (Bruthans 1999). Vydatnost pramene však může být vyšší, protože ČHMÚ sledovalo pouze část pramene. Průměrnou vydatnost lze odhadnout na 3-5  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ . Průměrná teplota pramene se pohybuje okolo 10,6 °C. Na prameni existuje chemická analýza již z roku 1832 (Kovanda a kol. 2001).

Izotopové složení vody pramene studoval Šilar a kol. (1988), Šilar a Záhrubský (1999) a Záhrubský (2002).

Vzorky na freony a  $\text{SF}_6$  bylo možné odebrat, díky ucpání trubek pramen v roce 2005 přetékal přímo z prostoru kapličky nad pramenem bez čeření.

## **4.6. Moravský kras**

### **4.6.1. Vymezení území**

Moravský kras se nachází severně od Brna, má délku 25 km při šířce 3 až 6 km a ploše 85 km<sup>2</sup> (Musil a kol. 1993; obr. 4.11.).

### **4.6.2. Význam oblasti**

Jedná se o nejrozvinutější krasové území v ČR. Vyskytují se zde slepá a poloslepá údolí, polje, závrtý, ponory a vývěry, propasti a jeskyně. Jeskyně jsou velmi detailně prozkoumány, některé systémy jsou známy v podstatě od ponoru po vývěr, což je výjimečné i ve světovém měřítku (srovnej Klimchouk a kol. 2000).

### **4.6.3. Stav výzkumů**

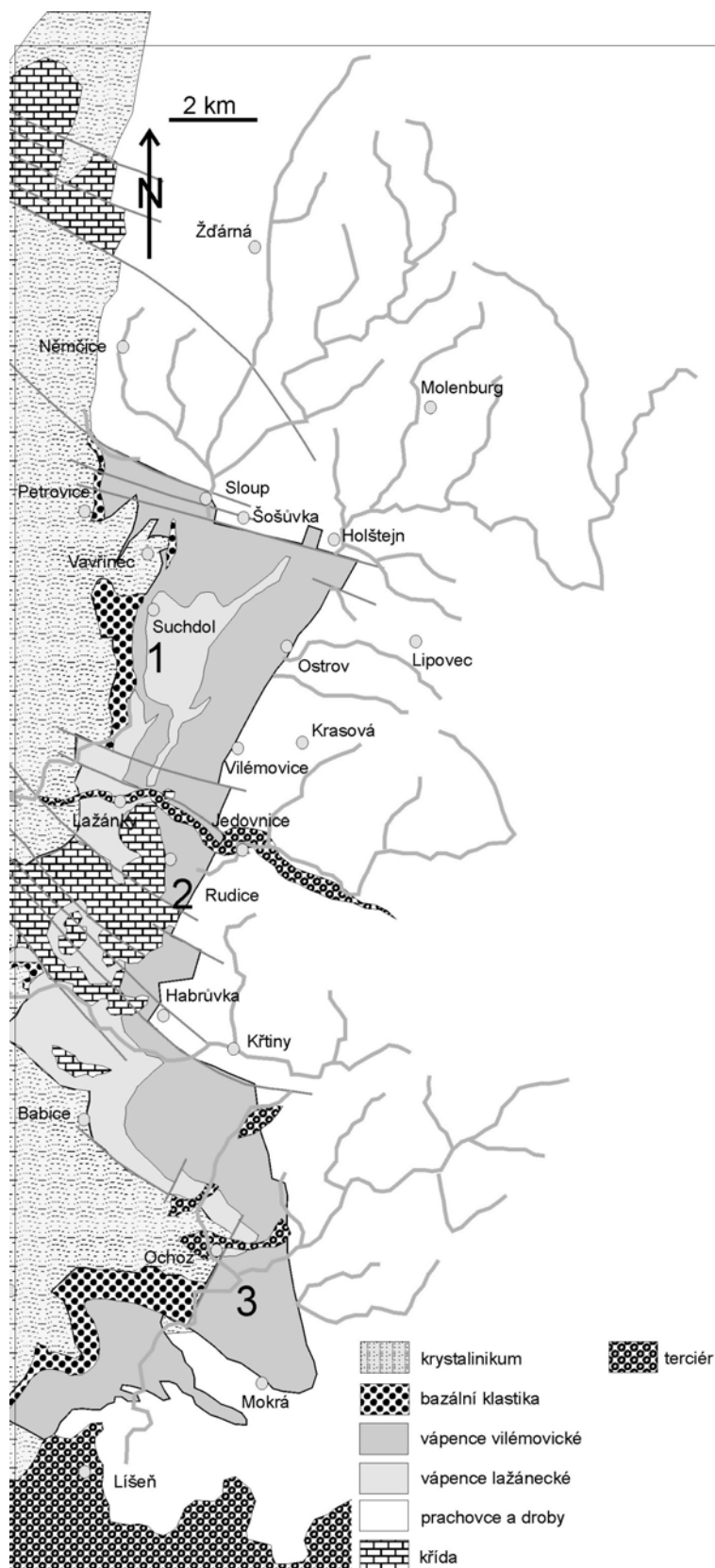
V Moravském krasu bylo provedeno nepřehledné množství výzkumů. Dále budou uvedeny jen ty nejvýznamnější, přímo se týkající tématu práce. Další informace mohou být nalezeny ve shrnujících studiích (Musil a kol. 1993; Motyčka a kol. 2000 atd.).

Vývojem krasových jevů se zabývali zejména Panoš (1963), Bosák a kol. (1979), Hypr (1980) a řada dalších autorů. Nejnovější údaje a přehled prací uvádí Kadlec a kol. (2001) a Kalenda a kol. (2005).

Souhrnně se hydrogeologií zabýval Taraba (1974) v rámci klasifikace zásob vodních zdrojů. V oblasti byly odvrtny hluboké vrty, které poskytly údaje nejen hydrogeologické, ale i strukturní údaje (Taraba 1974). V letech 1971 až 1975 byly též režimně měřeny veškeré toky vstupující i odvodňující Moravský kras. Výsledky měření byly dosud publikovány jen zčásti (Taraba 1976; Musil a kol. 1993).

Směry a rychlosti proudění v krasových kanálech jsou poměrně dobře známy, jednak díky vysokému počtu provedených stopovacích zkoušek, jednak díky tomu, že větší toky vedou prozkoumanými jeskynními systémy. Souhrn směrů proudění ze stopovacích zkoušek uvádí Musil a kol. (1993). Izotopové metody nebyly pro studium proudění vody v Moravském krasu dosud použity.

Řada cenných údajů byla získána amatérskými speleology. Jedná se zejména o směry a rychlosti proudění získané ze stopovacích zkoušek a hydrologická pozorování v jeskyních systémech.

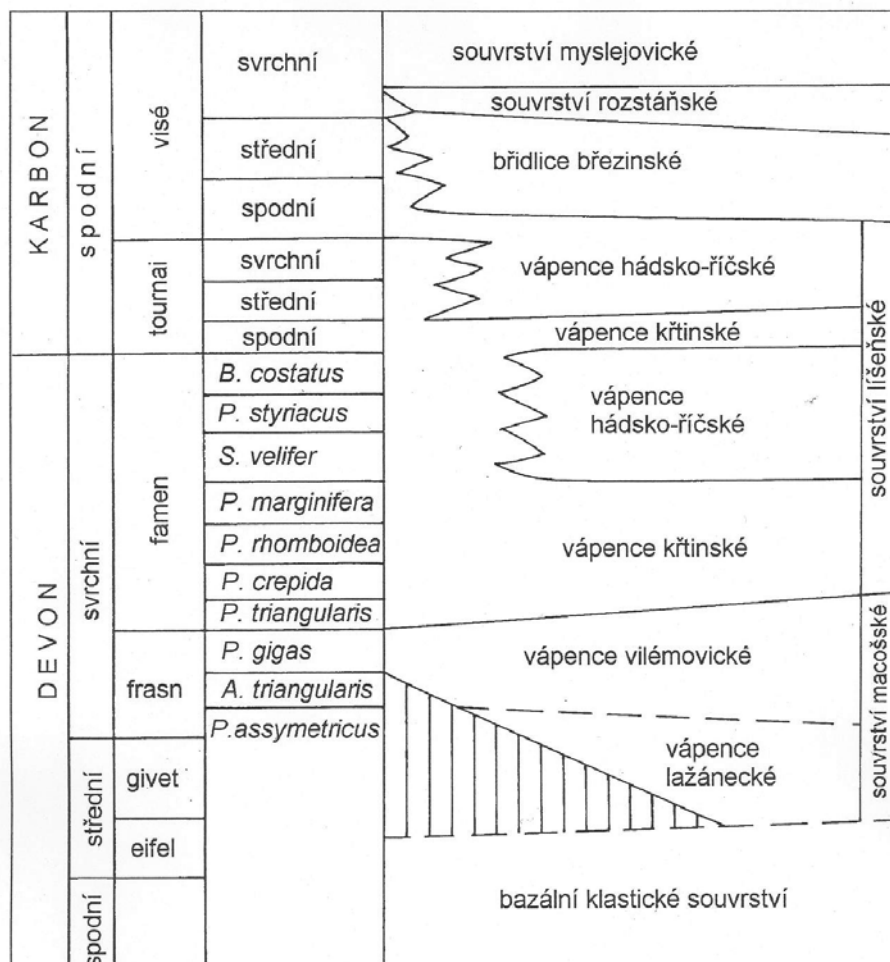


Obrázek 4.11. Geologická mapa Moravského krasu s lokalizací toků a sledovaných objektů (zjednodušeno podle Musil a kol. 1993). 1) Konstantní přítok (Amatérská jeskyně), 2) Stará řeka a Tipeček (jeskyně Rudické propadání), 3) Ochozská jeskyně a Hostěnice.

#### 4.6.4. Charakteristika oblasti

##### 4.6.4.1. Klima a hydrologie

Průměrná teplota vzduchu klesá s rostoucí nadmořskou výškou z 8,4 °C v jižní části Moravského krasu na 6,5 °C v severní části. Stejným směrem roste i roční úhrn srážek, z 550 mm na jihu na 700 mm v severní části krasu (Atlas podnebí ČR).



Obrázek 4.12. Stratigrafické schéma devonu a spodního karbonu jižní části Moravského krasu (převzato z Dvořáka in Musil a kol. 1993).

##### 4.6.4.2. Geologie

Na zvětralý povrch proterozoického brněnského granitoidního masívu nasedá spodnodevonské, pestře zbarvené bazální klastické souvrství, které v některých oblastech chybí. Následuje macošské souvrství v kterém převládají vápence (obr. 4.12.). Vápence lažánecké, jsou obvykle tmavošedé lavicovité, biomikritické až biodetritické. Jejich mocnost dosahuje až 600 m. V nadloží přechází velmi pozvolna do vápenců vilémovických (Dvořák a Pták 1963). Jiná situace je JV od Ochozu, kde se mezi vápenci nachází 40 m mocná poloha pískovců (vrt HV 107). Vápence vilémovické jsou světlešedé a šedé, velmi čisté, většinou masivní a hrubě lavicovité. Ve svrchní části obsahují laminy a tenké vložky olivově zelených

tufitů. Mocnost vápenců dosahuje okolo 1000 m (Hladil 1983). Detailní informace o chemickém složení různých typů hornin uvádí Crha (1983). Nadloží macošského souvrství je souvrství líšeňské, které se skládá z vápenců křtinských a hádko-říčských. V nadloží jsou vyvinuty ostrovské a březinské břidlice a výše prachovce a droby spodního karbonu (kulm).

Ve střední části Moravského krasu jsou zachovány zbytky jurské mořské sedimentace (Hanzlíková a Bosák 1977) a klastické uloženiny rudických vrstev, zřejmě spodnokřídového stáří (Bosák a kol. 1978). Ve spodním badenu byl prostor Moravského krasu zaplaven mořem. V té době bylo mělo území výrazně vyvinutou morfologií (Panoš 1963), jak dokládá hluboký a úzký kaňon Lažáneckého žlebu zaplněný miocenními jíly (Schütznerová a Havelková 1958).

Paleozoické horniny byly deformovány při variské orogenezi. K tektonickým deformacím docházelo zčásti již během sedimentace (Dvořák 1990). Osy vrás jsou většinou směru SSV-JJZ. Vrásové struktury jsou často porušeny kliváží, která je většinou ukloněna k západu. Nejmladším typem deformace paleozoických hornin jsou horizontální posuny ker podél dislokací SSV-JJV až SSZ-JJV (Dvořák a Pták 1963).

#### 4.6.4.3. Hydrogeologie a kras

Moravský kras je nejrozvinutější krasové území u nás s více než 1 100 jeskyněmi o souhrnné délce přes 80 km jeskyních chodeb (Hromas a Bílková 1998). Zkrasování vápenců je vázáno především na vápence s vysokým obsahem  $\text{CaCO}_3$ , tj. vápence vilémovické a lažánecké (Motyčka a kol. 2000). Ostatní vápence krasoví méně (Crha 1983).

Moravský kras se na rozdíl od dalších území u nás vyznačuje existencí větších toků, sbírajících své vody na nekarbonátových horninách spodního karbonu. Plocha povodí se pohybují od několika  $\text{km}^2$  (Lopač, Krasovský potok) po 50  $\text{km}^2$  (Sloupský potok) a 66  $\text{km}^2$  (Bílá voda - Musil 1993). Na rozdíl od všech ostatních oblastí v ČR se tyto toky zcela ztrácejí do ponorů a to i za nejvyšších vodních stavů (Bílá voda). Za takové situace dosahuje hltnost ponorů až  $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a vydatnost největšího pramene (vývěru Punkvy až  $46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ; měření ČHMÚ). Podzemím se v takovém případě pohybuje voda rychlostí několika  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

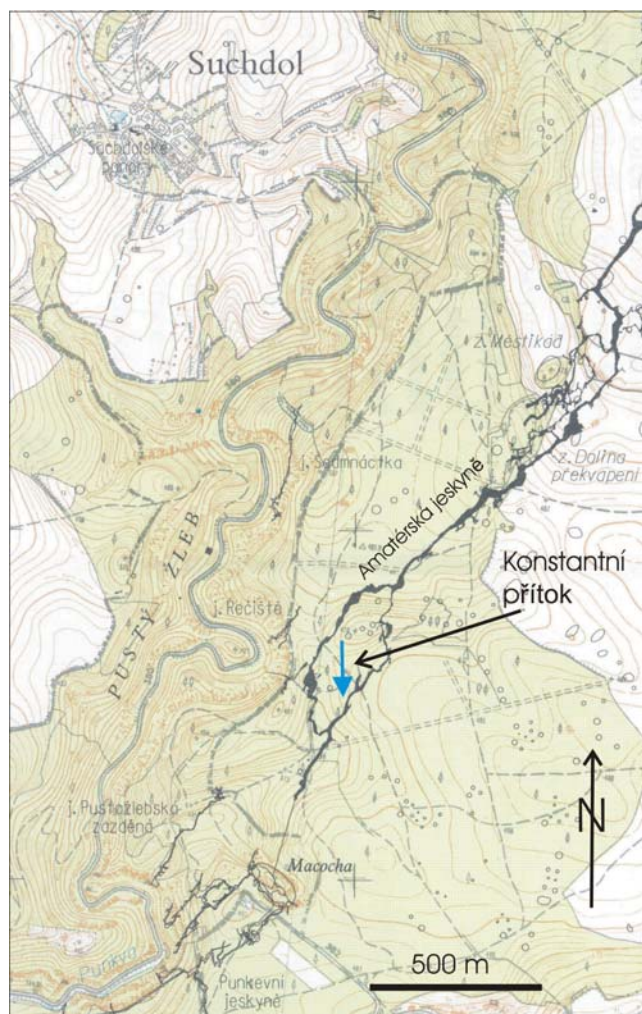
V pramenech za povodní převažuje voda z nekrasových povodí, naopak za nízkých vodních stavů na řadě pramenů převažují autochtonní vody. To lze dobře doložit měřeními konduktivity, která je v případě nekrasových vod mnohem nižší, než u vod infiltrovaných půdním profilem přímo do krasového prostředí (Zeman a Bruthans 2002b).

Naprostá většina vody proudí v hloubkách do 20 m, max. až 40 m pod hladinou podzemní vody, kde jsou především vyvinuty krasové kanály (potápěčský průzkum, Piškula 1994, 2001; Mokry a Sirotek 2001, Musil a kol. 1993). Přesto i v Moravském krasu bylo doloženo proudění i v hloubkách okolo 500 m p.t. (vrt HV101, Taraba 1974).



### Stopovací zkoušky

V Moravském krasu bylo provedeno velké množství stopovacích zkoušek, více než ve všech zbylých krasových oblastech dohromady (Musil a kol. 1993). Knížek (2006) zpracoval souhrn 35 úspěšných stopovacích zkoušek, provedených v Moravském krasu (stopovač dorazil do vývěru). Autoři obvykle sledovali pouze první objevení stopovače. Rychlost proudění dosahuje obvykle 1-5 km.den<sup>-1</sup>. Za vysokých vodních stavů až 24 km.den<sup>-1</sup> (Píše a kol. 1967) Výrazně nižší rychlosti proudění byly zjištěny v systému Ostrovských vod a Křtinského potoka za nižších vodních stavů (0,1-0,3 km.den<sup>-1</sup>) což odpovídá střední době zdržení v krasovém kanálu okolo 1,5 měsíce, resp. 15 dní. Je to způsobeno rozměrnými chodbami ve freatické zóně (Zeman a Bruthans 2002b).



Obrázek 4.13. Lokalizace Konstantního přítoku v Amatérské jeskyňi (upraveno podle Motyčky a kol. 2000).

#### 4.6.5. Studované prameny a skapy

Moravský kras je specifický tím, že odvodnění vápenců téměř úplně převzaly podzemní toky. V oblasti tak autochtonních vody nevyvěrají na povrchu, ale přímo jeskyních prostor. Pro studium jsem vybral tři případy „podzemních pramenů“: Konstantní přítok

v Amatérské jeskyni, Starou řeku a Tipeček v jeskyni Rudické propadání. Mimo to jsem vzorkoval i tři skapová místa pro studium vody z nenasycené zóny v Ochozské jeskyni.

#### 4.6.5.1. Konstantní přítok

Konstantní přítok se nachází v jižní části Amatérské jeskyně (obr. 4.13.), v hloubce okolo 130-150 m pod povrchem. Území je budováno lažáneckými a vilémovickými vápenci. Na povrchu se nachází velké množství závrťů. Jméno „Konstantní přítok“ je odvozeno od zdánlivě stabilního průtoku, který se příliš nemění oproti značnému kolísání průtoku podzemní říčky Punkvy. Vody přítoku se nezakalují a jeho teplota je stálá (Příbyl a Rajman 1980).

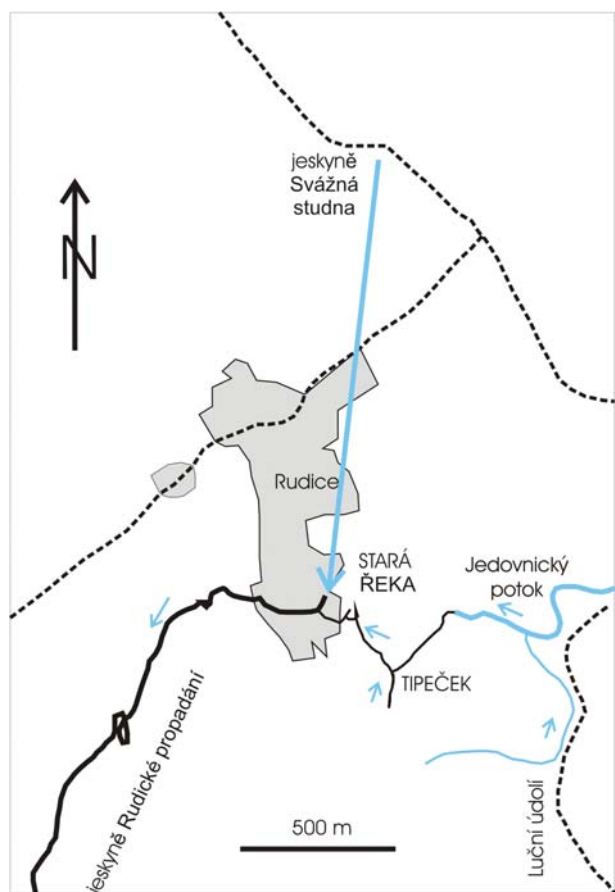
Potápěčský výzkum přítoku probíhá od roku 1983. Přítoková chodba byla prozkoumána do vzdálenosti 275 m, kde průzkum skončil v mohutném zatopeném dómu o hloubce přes 40 m (Motyčka a kol. 2000). Kanál vede v hloubkách 6 až 11 m pod hladinou vody. Průřez chodeb se pohybuje od 1 x 1 do 2 x 3 m. Podle nalezených valounů (Motyčka a kol. 2000) a dalšího vstupu z řečiště Punkvy je pravděpodobné, že tyto prostory vytvořila dříve Punkva (Zeman a Bruthans 2002b). Pokračování vlastního přítoku autochtonních vod může proto mít menší rozměry.

Balák (1993) stopovací zkouškou prokázal, že voda Konstantního přítoku není dotována ze Suchdolského ponoru. Zvýšený obsah chloridů i dusičnanů ukazuje, že většina vody nepochází z lesního povodí, které se nachází nad vývěrem, ale ze zemědělsky využívaných ploch (Zeman a Bruthans 2002a). Plochu povodí Konstantního přítoku lze odhadnout ze specifického podzemního odtoku v oblasti na 1 až 2 km<sup>2</sup> (Zeman a Bruthans 2002a).

V prostoru Konstantního přítoku nebyly provedeny stopovací zkoušky, takže není přímo známá rychlost proudění v krasovém kanálu. Z příčného profilu chodeb Konstantního přítoku zjištěného potápěči (Motyčka a kol. 2000) a střední vydatnosti pramene však lze odhadnout dobu zdržení vody v známých částech krasového kanálu včetně koncového dómu na 6 až 25 dnů.

#### 4.6.5.2. Stará řeka

Přítok Stará řeka se nachází v jeskyni Rudické propadání v hloubce přes 150 m p. t. Tato část jeskyně je tvořena ve vilémovických vápencích se sklonem 20-40°. Přítok Staré řeky je všeobecně považován za starou chodbu již původně proudily vody Jedovnického potoka. Podle morfologie má úsek Rudického propadání mezi Starou řekou a propadáním výrazně mladší charakter (Musil a kol. 1993). Do Staré řeky přitéká voda z ponoru u jeskyně Svážná studna, který se nachází 1500 m severně, na jižním svahu Lažáneckého žlebu (obr. 4.14.). Stopovač dorazil do Staré řeky za méně než 96 hodin (Otava a Kahle 2003).



Obrázek 4.14. Lokalizace Staré řeky a Tipečku v Amatérské jeskyni. Upraveno podle Musila a kol. (1993).

#### 4.6.5.3. Tipeček

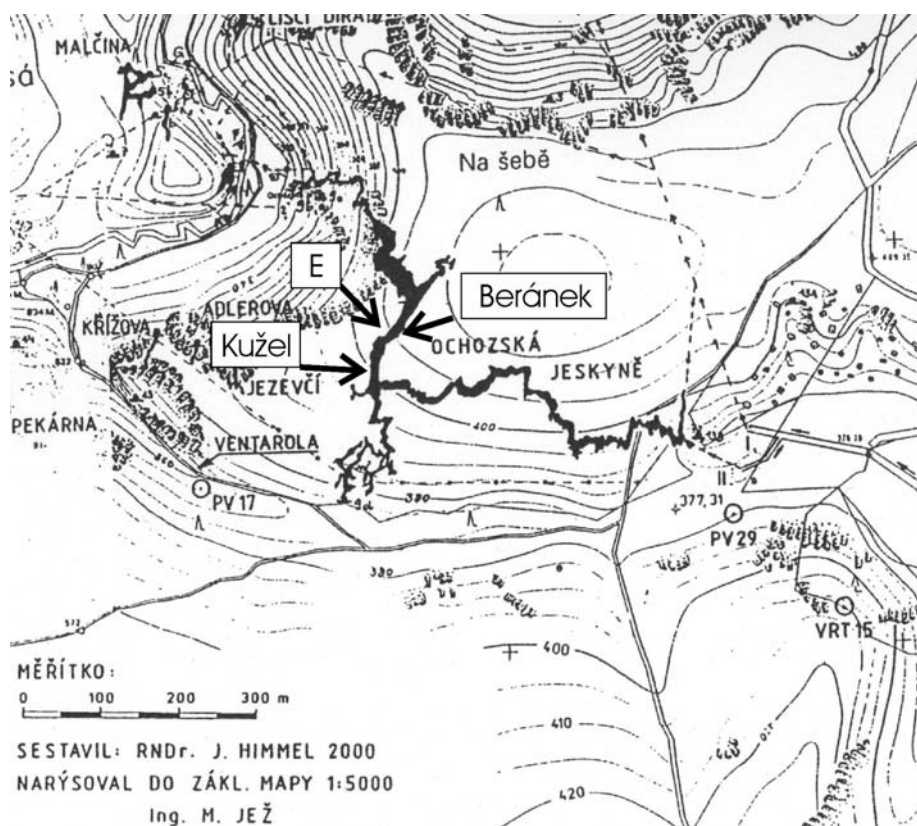
Přítok Tipeček se nachází v jeskyni Rudické propadání v hloubce přes 150 m p. t. Tato část jeskyně je tvořena ve vilémovických vápencích se sklonem 20-40°. Vody přítoku jsou zčásti jímány jako pitná voda pro obec Rudice. V širším okolí se nachází několik ponorů vod aktivních vesměs jen za vyšších vodních stavů.

#### 4.6.5.4. Skapová místa v Ochozské jeskyni

Odběr vzorků skapových vod je náročnější, než z pramenů. Proto jsem vzorkoval skapové vody pouze v Ochozské jeskyni v Moravském krasu. Jeskyně se nachází ve vilémovských vápencích. Mocnost nesaturované zóny nad skapovými místy v jeskyni 60 m, mocnost půdního profilu okolo 0,5 m (Himmel 1993b). Terén nad skapovými místy je tvořen smíšeným lesem.

V Ochozské jeskyni je již od roku 1987 prováděno J. Himmem a jeho kolegy systematické sledování skapových vod (Himmel 1999b; souhrn viz Himmel 2004). Během uplynulých 17 let byla provedena řada prací, které nemají jinde v ČR obdoby: v první fázi bylo zjištěno skapové spektrum v jeskyni na ploše téměř 3 000 m<sup>2</sup> (tj. počet skapů o různých

intenzitách a jejich podíl na celkovém odtoku z nenasycené zóny). Poté bylo vybráno šest skapových míst představujících jednotlivé typy skapů (Himmel 1993a). Skapová místa se liší v intenzitě reakce fyzikálních a chemických parametrů na srážkovou událost a také změnami intenzity skapu během roku. Na šesti vybraných skapových místech v jeskyni byla dlouhodobě (3 až 17 let) sledována intenzita skapu v závislosti na čase. V roce 1992 byly na 6 skapových místech v týdenním intervalu prováděny odběry na rozbor chemizmu skapové vody (Himmel 1993b, c). Od roku 1995 je jeden ze skapů (skapové místo E) sledován pomocí samočinného záznamového zařízení, které kontinuálně zaznamenává následující parametry: intenzitu skapu (průtok), konduktivitu, obsah dusičnanů a chloridů. V obci Hostěnice, nacházející se 1 km východně od Ochozské jeskyně je P. Holubem od roku 1998 provozována srážkoměrná stanice s denním měřením úhrnu srážek a teploty.



Obrázek 4.15. Půdorys Ochozské jeskyně, topografie nad jeskyní a lokalizace míst odběru vzorků skapových vod. Upraveno podle Himmla (2000). Popis jednotlivých skapových míst uvádí Himmel (1993b).

Odběry jsem prováděl ze tří skapových míst, které se liší kolísáním průtoku skapů (obr 4.15.):

- 1) Skap „Kužel“ má nízký, ale poměrně stálý průtok během roku.
- 2) Skap „Beránek“ je aktivní pouze po větších deštích a tání sněhu, kdy má vysoký průtok, jinak je suchý.
- 3) Skap E je aktivní celoročně, po většinu času má nízkou intenzitu, ta se výrazně zvyšuje za vyšších vodních stavů (kombinace 1 a 2).

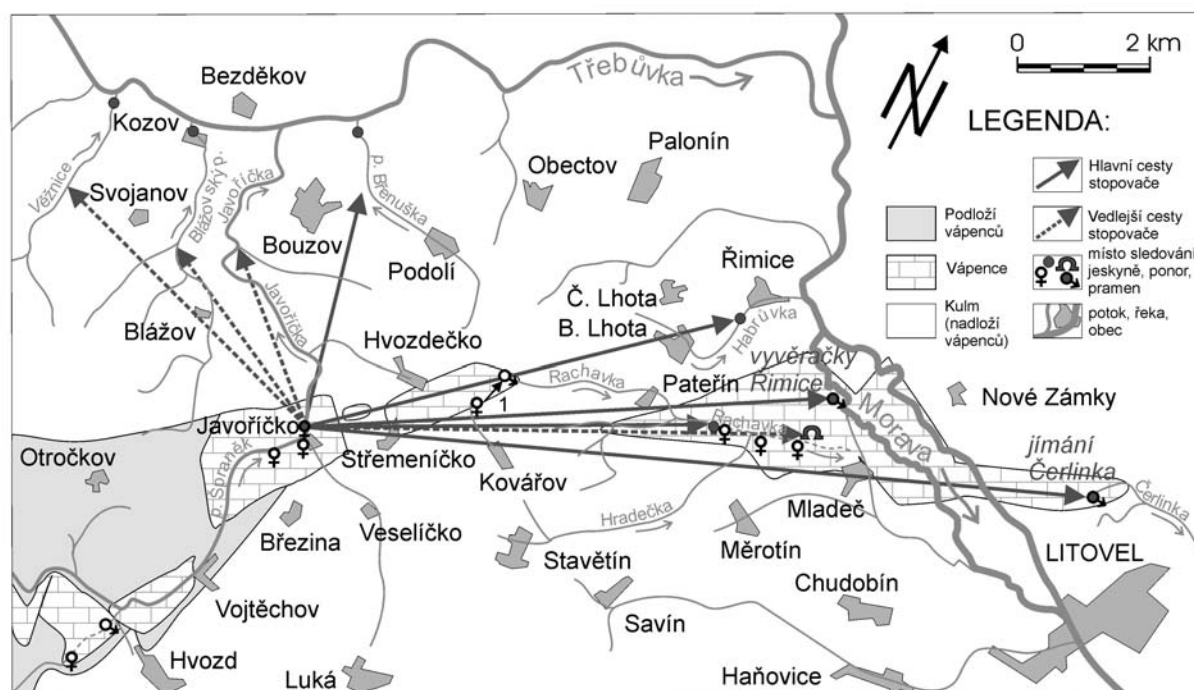
## 4.7. Mladečsko-Javoříčský Kras

### 4.7.1. Vymezení území

Zájmové území se nachází mezi Konicí a Litovlí. Spadá pod kras Hornomoravského úvalu a okolí (Hromas a Bílková 1998).

### 4.7.2. Význam oblasti

V oblasti bylo stopovacími zkouškami prokázáno rozdělování proudění z ponorů do mnoha vývěřů a to i do spodnokarbonských hornin (kulmu). Jeden z krasových kanálů podchází řeku Moravu. V oblasti se nachází nejvýznamnější vodní zdroj vázaný na krasové vody v ČR: jímací území (dále JÚ) Čerlinka, kde se čerpá až  $250 \text{ l.s}^{-1}$  podzemní vody pro zásobování Litovle, Uničova a třetiny Olomouce pitnou vodou.



Obrázek 4.16. Upraveno podle Panoše (1962). Rozsah vápenců převzat z prací Starobové (1978), Michny (1989).

### 4.7.3. Stav výzkumů

Geologií území se zabýval např. Svoboda a Prantl (1954), Chlupáč (1959) Chlupáč a Svoboda (1963), Dvořák (1965) a nověji Crha (1989), Přichystal (1996) a Otava (1997). Novější poznatky o severovýchodní části území uvádí Starobová (1978 a 1983) a v menší míře i Michna (1989) a Pospíšil (1992). Povrchové a podzemní krasové jevy v oblasti detailně popsal Bletka (1932), Loučková-Michovská (1963, 1964), Starobová (1978), Panoš (1957), Pučálka a kol. (2001) a další.

Klíčovou prací která doložila velmi komplikovaný charakter proudění jsou stopovací zkoušky z roku 1961 (Panoš 1961b, 1962) později potvrzené stopovací zkouškou pomocí

radioizotopů (Novák 1961). Na možnost velkého soustředěného jímání podzemní vody upozornil Kněžek (1962), který při čerpací zkoušce v nivě Moravy z od Litovle (dnes JÚ Čerlinka) ověřil čerpací zkouškou vydatnost  $180 \text{ l.s}^{-1}$  z kvartérních sedimentů dotovaných z podložních vápenců.

Oblast byla velmi detailně studována s ohledem na existenci významného zdroje podzemní vody JÚ Čerlinka. Nejrozsáhlejším regionální studií je práce Starobové (1978), která se zabývá celou oblastí výskytu vápenců. V rámci projektu bylo provedeno režimní měření průtoků na 12 profilech v letech 1975-1977, které umožnilo určit deficit jednotlivých povodí. Navazují etapové zprávy studia podzemních vod JÚ Čerlinka (Starobová 1979, 1981, 1983 a 1986). Byla zde provedena řada vrtů do hloubek až 300 m, rozsáhlé čerpací zkoušky a studium chemizmu vod ve srovnání s dalšími objekty pro určení původu vody.

Koncem osmdesátých a na počátku devadesátých let byly prováděny studie za účelem vymezení vnějšího ochranného pásma JÚ Čerlinka (Homola 1989, Pospíšil 1992, 1995 a Krásný 1996). Podle vyšší teploty a chemického složení uvažuje Panoš (1990) na dlouhou dobu zdržení vod vyvěrajících v JÚ Čerlinka. Zajímavá je práce Procházký (1984), která obsahuje velké množství dat o chemizmu pramenů a vodních toků a údaje o odtocích z povodí Špraňku za velmi nízkých vodních stavů. Bruthans a kol. (v tisku) se zabýval určením rozsahu proudové oblasti vod vyvěrajících v JÚ Čerlinka na základě bilance tepelného toku. Stanovením PHO a vlivem lomu v dobývacím prostoru Skalka-Mladeč se zabýval Pospíšil (1992).

Hydrogeologii území jižně od Vojtěchovské poruchy se zabýval Kněžek (1961), který zkoumal vydatné prameniště odvodňující vápence u Ludmírova. Detailní hydrogeologické mapování tohoto území provedli Tišnovská a Pišl in Crha (1974).

#### 4.7.4. Charakteristika oblasti

##### *4.7.4.1. Klima a hydrologie*

Množství srážek narůstá od nejnižší položené části území v okolí Litovle (průměr 570 mm v letech 1901-1950 po 616 mm u stanice Luká situované v nejvyšší části území; průměry za období 1901-50; Atlas podnebí ČR). Průměrná roční teplota klesá od Litovle ( $8,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) po výše položené oblasti (Luká  $7,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Specifický podzemní odtok dosahuje  $2-3 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  (Krásný a kol. 1982).

##### *4.7.4.2. Geologie*

Devonské vápence vystupují v krách mezi Konicí a Litovlí Zatímco na povrchu je jejich rozsah malý ( $11 \text{ km}^2$ , Starobová 1978) většina území je budována horninami spodního karbonu (obr. 4.16.), v hloubce se předpokládá, že vápence tvoří souvislý výskyt. Nadložní nekarbonátové horniny mohou však dosahovat mocností i mnoha set metrů (Starobová

1978). Důležitá je vojtěchovská porucha, která odděluje území s odlišným faciálním vývojem vápenců. Severně od Vojtěchovské poruchy jsou vápence ve vývoji „Moravského krasu“.

Podloží vápenců tvoří kladecké fylity, které vystupují ve vyzdvížené kře mezi Kladkami a Vojtěchovem. Metamorfóza těchto hornin je předdevonská (Svoboda a kol. 1962). Na fylity nasedají spodnodevonské slepence o mocnosti až prvních desítek metrů, dále stínavsko-chabičovské břidlice o mocnosti desítek metrů a metadiabasy a tufy o maximální mocnosti 300-400 m (Chlupáč a Svoboda 1963). Naopak Crha (1989) na základě velmi detailní vrtné dokumentace a goniatitové fauny uvádí, že vulkanický komplex je až v nadloží devonských vápenců. Následují vápence macošského souvrství, na bázi s vápenci lažáneckými, které jsou tmavé, místy dolomitické a vyskytují se pouze v části území. Jejich mocnost dosahuje až 50 m. Místy nasedají přímo na kladecké fylity. Hlavním karbonátovým členem jsou vápence vilémovské (Dvořák a kol. 1965), které jsou světle šedé, velmi jemně zrnité hrubě lavicovité, nebo masivní. Jedná se o vápence organodetritické postižené rekrystalizací a tlakovou metamorfózou (Crha 1989). Mocnost vilémovských vápenců severně od vojtěchovské poruchy lze odhadnout na několik set metrů (Dvořák 1965). Vilémovské vápence rozlohou zcela převládají. Jedná se o velmi čisté vápence s obsahem  $\text{CaCO}_3$  v průměru 95 % (Crha 1974;1989). V prostoru nivy Moravy kolísá obsah  $\text{CaCO}_3$  mezi 93 a 99 % (Michna 1989). V nadloží se lokálně nacházejí hádsko-říčské vápence o mocnosti do cca 100 m které obsahují vločky břidlic a břidlice ponikevské o mocnosti okolo 50 m. Následují horniny spodního karbonu tvořené protivanovským souvrstvím břidlicemi a drobnými o mocnostech až přes 3 000 m (Čurda a kol. 2000). Obsah  $\text{CaCO}_3$  v břidlicích spodního karbonu kolísá mezi 0-27% (průměr 10 %), Crha (1989).

Bádenské sedimenty přítomné na mnoha místech v oblasti jak v údolí toků (Panoš 1962, Pučálka a kol. 2001) tak na elevacích, např. v okolí Průchodic u Hvozdu (Crha 1974) ukazují že celá oblast byla v badenu zaplavena mořem. Podobně jako v Moravském krasu, zde došlo k výrazné změně říční sítě od terciéru po současnost: Původní toky z oblasti mezi Ludmírovem a Javoříčkem byly vedeny Pilávkou do Homomoravského úvalu jak dokládají vápencové štěrky východně od současných vápencových výskytů (Loučková-Michovská 1963). Později byl Špraněk a Javoříčka zachycen zpětnou erozí do povodí Třebůvky.

Mocnost svahovin a dalších typů kvartérního a předkvartérního pokryvu překrývajících vápence a okolní horniny dosahuje 0,1 - 9 m (průměr 3,0 m z 166 vrtů a šachtic, Crha 1974, 1989). Břidlice devonu i spodního karbonu, stejně jako diabasy bývají při povrchu zvětřelé v eluvium o mocnosti obvykle mezi 5-20 m (Crha 1989).

Významné jsou příčné zlomy SZ-JV směru a to zejména vojtěchovská porucha, která odděluje území s různou stavbou devonských hornin. Jižně od vojtěchovské poruchy jsou vápence a břidlice ploše zvlněny a porušeny příčnými dislokacemi. Severně od poruchy byly antiklinální části vápenců vyvečeny do plastičtějších břidlic spodního karbonu jako bradla.

V prostoru vápencového vrchu Třesína byly geologickými pracemi doloženy tektonické vločky spodnokarbonských břidlic ve vápencích, které mohou mít vliv i na proudění vody (Panoš 1962). Sklon vrstev vápenců kolísá mezi 20 a 90°. Vrstvy mají směr SV-JZ. Podle geologických řezů v Starobové (1978) mohou být vápence mezi Javoříčkem a Mladčí zaklesnuty v některých místech až do hloubek mnoha set metrů pod povrch. Stupeň metamorfózy odpovídá podle Otavy (1997) rozhraní anchizóny a epizóny.

#### 4.7.4.3. Kras

Krasové jevy jsou vázány zejména na vilémovické vápence (Crha 1989). Vrtly zastihly krasové dutiny, většinou vyplněné zvětralinami na 5,5% své délky (72 m z 1350 m; Crha 1974). Na vrtu HJ4 v prostoru Rachav bylo prokázáno zkrasování v hloubkách téměř 150 m a rozpuštěné úseky až k bázi vrtu do hloubky 280 m p.t. (Starobová 1978). Podobně na vrtech v oblasti jímacího území Čerlinka bylo zachyceno zkrasování ve značných hloubkách (Starobová 1983).

V oblasti se vyskytují závrtly, např. v prostoru vrchu Třesína, vápencové kry Rachav, v prostoru Průchodnic u Ludmírova, v mělkém údolí mezi Rudkou a Vychoňovou horou (Loučková-Michovská 1964). Nachází se zde poloslepé údolí u Kovářova (Moravec 1986). Na tocích je známa řada ponorů: na toku pod Ponikví, na toku Špraňku a Javoříčce v širším okolí soutoku, na bezejmenném toku z Březiny, na toku pod Kovářovem, na Rachavě a Hradečce mezi Pateřínem a Mladčí; detailně je popisuje Starobová (1978), Loučková-Michovská (1964) a Pučálka a kol. (2001). Vody se obvykle postupně ztrácí do sedimentů ve dnech údolí nebo do otevřených hltačů. Za vysokých vodních stavů dochází k náhlým propadům a vzniku otevřených hltačů, které se po určité době znovu ucpávají (Panoš 1962, Starobová 1978).

V oblasti se nachází 45 jeskyní o celkové délce 5,8 km (Hromas a Bílková 1998). Charakter jeskyních systémů je velmi obdobný Moravskému krasu. Na řadě míst jsou známy fosilní jeskyně s subhorizontálními úrovněmi chodeb tvořené alochtonními toky (Javoříčské jeskyně, jeskyně ve štole pod Třesínem, Loučková-Michnovská 1963, Panoš 1979). Současným ekvivalentem jsou prostory navazující na poloslepé údolí potoka pod Kovářovem protékané ponorným tokem (Moravec 1986).

Ve vertikálním řezu spadají jeskyně pod typ 3 (Ford a Ewers 1978), tj. jeskyně s kombinací freatických kolen a hladinových úseků (např. střední patro Javoříčských jeskyní). Při delším vývoji dochází díky gradačním jevům k vyrovnávání průběhu jeskyně a jeskyně tak přechází do typu 4 (ideální hladinové jeskyně; svrchní patro Javoříčských jeskyní; Bruthans a Zeman, 2003a). Mladečské jeskyně jsou rozsáhlým labyrintem chodeb vyvinutým v rozmezí 236 a 253 m n.m.



#### 4.7.4.4. Hydrogeologie

Propustnost hornin spodního karbonu je nízká. Specifické vydatnosti vrtů dosahují 0,009 až 0,07 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> (průměr 14 vrtů 0,03 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>) což odpovídá transmisivitě 1.10<sup>-5</sup> až 8.10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> (Hrbáč 1980; Kadula 1977; Kliment 1981; Starobová 1978; Tesařík 1987; Výmolová 1984a,b; Zbořilková 1985, 1987). Protože vrty byly situovány většinou při osách údolí, bude transmisivita připovrchové zóny břidlic a drob v průměru ještě nižší.

Rovněž kladecké fylity mají nízkou propustnost 0,007 až 0,08 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> (T 8.10<sup>-6</sup> až 5.10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>). Průměr 6 vrtů činí 0,04 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> (Leová 1987a, b; Hrbáč 1965 a,b). Výjimkou je vrt K2 ležící S od Vojtěchova kde byla při tříměsíční čerpací zkoušce ověřena vydatnost 9 l.s<sup>-1</sup> při snížení hladiny 9 m. Vrt se však nachází jen několik desítek metrů od hranice s vápenci a chemismus naznačuje, že voda má původ z vápenců (Maceška 1988). Horniny spodního karbonu a fylity lze řadit do prostředí hydrogeologického masivu, kde propustnost prudce klesá s hloubkou pod terénem. Výše uvedené transmisivity se tak týkají pouze mělké zóny v hloubkách metrů až prvních desítek metrů pod terénem, níže je propustnost ještě nižší.

Specifické vydatnosti vápenců se pohybují mezi 0,07 a 51 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> (transmisivita 8.10<sup>-5</sup> až 6.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>, Michna 1989). Storativita zjištěná čerpacími zkouškami na vrtech v JÚ v napjatém kolektoru dosahuje 0,1 až 0,2 % (Starobová 1978). Za zmínku stojí přítomnost vývěru kyselky v Ochozu, která se nachází pouhých 6 km od JZ okraje Javoříčko-Mladečského krasu.

V oblasti byla provedena rozsáhlá měření průtoků na vodních tocích. Starobová (1978) publikovala výsledky režimních měření na 12 stanicích na ztrátových vodních tocích (povodí Špraňku a Rachavy) v konicko-mladečském devonu provedených ČHMÚ za účelem určení kolik vody přetéká z této oblasti do JÚ Čerlinka a Řimických vyvěraček. Na základě těchto dat uvádí Starobová (1983) průměrný deficit vodnosti toků v letech 1975-1977 na 94 l.s<sup>-1</sup> (bez vápencových povodí). Z vápenců by mělo směřovat do Řimických vyvěraček a JÚ Čerlinka mělo směřovat dalších 50 l.s<sup>-1</sup>.

#### Stopovací zkoušky

V. Panoš v oblasti vykonal v roce 1959 dvě rozsáhlé stopovací zkoušky, které odhalily velmi zajímavý charakter proudění vody v Javoříčko-Mladečském krasu. Při první zkoušce byl fluorescein injektován v množství 3 kg pod soutok Rachavky a Hrádečky pod Měrotínem (Panoš 1962), zřejmě za běžných vodních stavů. Stopovač se objevil v následujících objektech:

- a) v hlavním prameni Řimických vyvěraček (1,4 km, první objevení po 52 hod, maximum po 100 hod a vyznění po 220 hod; max. rychlost proudění 0,6 km.den<sup>-1</sup>),
- b) ve vedlejším prameni č.2 Řimických vyvěraček (1,4 km první objevení po 144 hod a vyznění po 172 hod; max. rychlost proudění 0,3 km.den<sup>-1</sup>),

c) v jezírkách Mladečských jeskyní (1,6 km; objevení po cca 140-160 hod; max. rychlost proudění  $0,3 \text{ km.den}^{-1}$ ).

Stopovač nebyl zjištěn ve vedlejším prameni č. 2 Řimických vyvěraček, ani ve studni před Mladečskými jeskyněmi ani v dalších studních v Mladči. Bylo tak doloženo, že Řimické vyvěračky jsou dotovány vodou z ponoru Rachavy a Hradečka a že zde dochází k rozdělení proudění a jeho část směřuje k Mladečským jeskyním. Objem zatopených kanálů mezi ponory a Řimickými vyvěračkami zřejmě přesahuje  $5\,000 \text{ m}^3$ .

Druhá stopovací zkouška byly provedena s 6 kg fluoresceinu za vysokého vodního stavu na soutoku Špraňku a Javoříčky (Panoš 1962). Stopovač dorazil do mnoha míst a to i daleko mimo známé výskyty vápenců:

- a) ústí potoka Břenušky do Třebůvky v Jeřmani (3,5 km; 30-290 hod; max. rychlost proudění  $2,9 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- b) ústí Blážovského potoka do Třebůvky v Kozově (2 km; 27-53 hod, nízká koncentrace; max. rychlost proudění  $1,8 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- c) ústí Věžnice do Třebůvky na JZ od Kozova ( $4,5 \text{ km}^{**}$ ; 27-53 hod, nízká koncentrace; max. rychlost proudění  $4 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- d) Rachava nad soutokem s Hrádečkou (6,5 km, 190-270 hod; vysoká koncentrace; max. rychlost proudění  $0,8 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- e) Jezírka v Mladečských jeskyních (8 km, 30-70 hod, nízká koncentrace; max. rychlost proudění  $6,5 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- f) Hlavní pramen Řimických vyvěraček (8 km, 235 –400 hod; vysoká koncentrace\*; max. rychlost proudění  $0,8 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- g) Vedlejší pramen č.2 Řimických vyvěraček (8 km, 235 –400 hod; vysoká koncentrace\*; max. rychlost proudění  $0,8 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- h) Potok Hrabůvka v Měníku (6,5 km, 30-300 hod; vysoká koncentrace\*; max. rychlost proudění  $5,3 \text{ km.den}^{-1}$ ),
- i) JÚ Čerlinka u Litovle (12km, cca 280 hod, vysoká koncentrace\*).

Ve vedlejším prameni č.1 Řimických vyvěraček nebyla přítomnost fluoresceinu zaznamenána

\* Na objektech označených hvězdičkou uvádí Panoš (1962), že fluorescein byl velmi dobře makroskopicky pozorovatelný.

\*\* Jedná se o nejkratší přímou vzdálenost k vodnímu toku, tedy nejkratší možnou podzemní dráhu, pozorované profily byly při ústí toku ve větší vzdálenosti.

Pozoruhodné je zejména objevení fluoresceinu v potocích jejichž povodí budují horniny spodního karbonu bez výchozů vápenců (Věžnice, Blážovský potok, Břenuška). Jak je zřejmé z údajů uvedených výše, musela být rychlost proudění v podzemí velmi vysoká (podle prvního objevení  $1,8 - 4,1 \text{ km.den}^{-1}$  při uvažování nejkratší možné vzdálenosti).

Fluorescein se rychle objevil i v Hrabůvce v Měníku a v nízké koncentraci i v Mladečských jeskyních. Teprve po 7 dnech se objevil v silné koncentraci v Rachavě nad Hradečkou a v některých pramenech Řimických vyvěraček. Místními obyvateli byl pak pozorován v pramenech nacházejících se v současném jímacím území Čerlinka. Stopovací pokus byl později opakován Novákem (1961) s obdobnými výsledky.

Stopovací zkoušky opakovaně doložily, že vody z ponorů Špraňku a Javoříčky proudí do oblasti Mladče, kde vyvěrá v několika pramenech. Existuje několik nezávislých cest proudění (Panoš 1962). Opakovaně bylo doloženo, že krasový kanál kříží řeku Moravu a vody vyvěrají na druhém břehu Moravy v JÚ Čerlinka. Je zjevné, že za vysokých vodních stavů dochází k rozdělování proudění do mnoha směrů a vody z karbonátů vyvěrají v povodích budovaných nekarbonátovými horninami (v jejich podloží jsou nicméně předpokládány vápence). Podle Panoše (1961a) proudí vody horninami spodního karbonu po příčných zlomech.

Ze stopovacích zkoušek provedených Panošem vyplynulo, že voda ve vápencích proudí paralelně se směrem vrstevních ploch (Panoš 1990).

#### 4.7.5. Studované objekty

##### *4.7.5.1. Řimické vyvěračky pod Třesínem*

Skupina 6 pramenů označovaných jako „Řimické vyvěračky“ nebo „prameny Podkalského potoka“ se nachází 1,5 km zsz. od Mladče na úpatí vápencového vrchu Třesín na okraji nivy řeky Moravy. Detailněji je popisuje např. Panoš (1962). Problémem je označení pramenů, protože různí autoři je různě číslovají aniž by uváděli situační náčrtky, nebo nezaměnitelný popis. V současnosti jsou lokalizovatelné 4 prameny, které vyvěrají pod skalnatým svahem Třesína v pásmu asi 400 m. Dva prameny situované dále k západu se již lokalizovat nepodařilo.

Vydatnost pramenů, fyzikální parametry a chemické složení z let 1975-1977 uvádí Starobová (1978). Jedná se o 3 nejvýchodnější prameny: pramen č. 24 (dok. bod 188; Starobová 1978) je opatřen trubkovým přepadem. Pracovníci ČHMÚ od roku 1975 měří vydatnost a teplotu tohoto pramene (označení ČHMÚ PB0199). Dále byl sledován pramen č. 23 (dok. bod 187; Starobová 1978). Jedná se zřejmě o pramen cca 30 m na východ od č. 24. Posledním je pramen je č. 25 (dok. bod 189; Starobová 1978). Jedná se o nejvýchodnější pramen z tůně o rozměrech 3 x 3 m.

Vydatnost pramene č. 24 kolísala v letech 1979-1999 mezi 0,01 a 2,7 l.s<sup>-1</sup> při průměrné hodnotě 1,3 l.s<sup>-1</sup>. Podle vlastních pozorování v letech 2000 až 2004 se vydatnost všech 4 pramenů pohybovala okolo 10 l.s<sup>-1</sup> (pramen č. 25 1,2-1,7 l.s<sup>-1</sup> s teplotou 10,4-10,6 °C). Výrazně vyšší vydatnost měly prameny po velké povodni 7.4.2006 kdy z prameniště celkem odtékalo zhruba 25-40 l.s<sup>-1</sup> silně zakalené vody (průhlednost vody do 10-20 cm).

Z místní situace je zjevné, že prameny tvoří pouze část vyvěrající vody. Část vody proniká přímo do dobře propustných náplavů Moravy kde jsou odvodněny Podskalským potokem, který má hladinu níže než blízké rameno Moravy. Potok je sveden shybkou pod Moravou. Na Podskalském potoce jsem provedl opakovanou termometrii (15.1.2000; 5.3.2002). Ta ukázala, že vodnost toku vzrůstá mezi mostkem cesty vedoucí od Měníku a shybkou pod ramenem Moravy, tedy v úseku pramenů Řimických vyvěraček o cca 20-30 l.s<sup>-1</sup>. Konduktivita toku je velmi blízká hodnotě Řimických vyvěraček, lze tak vyloučit, že by se na navýšení vodnosti potoka podílela výrazněji voda Moravy. Navíc jsou prameny v hydraulickém kontaktu s vodami jímanými v území Čerlinka. Starobová (1978) uvádí, že pramen č. 23 reagoval na zvýšení čerpání úplnou ztrátou přetoku dne 8.10.1975 (srov. Pučálka a kol. 2001).

Starobová (1978) provedla monitoring chemického složení těchto pramenů (č. 23, 24, 25) v letech 1975-1977, který ukázal, že chemické složení vody pramenů je stejné a do pramenů tedy proudí voda ze stejného zdroje. Prameny vykazují v některých obdobích vysoký obsah koliformních bakterií.

Vzorkoval jsem pramen č. 3 Řimických vyvěraček.

#### 4.7.5.2. Jímací území Čerlinka (jímací vrty č. 2 a 4)

V jímacím území Čerlinka se nachází řada jímacích objektů (vrty č. 1-8 a další), pro které jsou různá označení. Dále v textu používám označení užívaná provozními techniky, v tabulce 6.16. je uvedeno i původní označení objektů z práce Starobové (1983).

V nivě Moravy v širším okolí jímacího území Čerlinka vystupují vilémovské vápence obklopené spodnokarbonskými horninami v tektonicky omezené kře. Vápence jsou strmě ukloněny pod úhlem 70-90°. Podloží vápenců nebylo zastiženo vrty ani v hloubkách 300 m pod úrovní nivy Moravy (Starobová 1978). Povrch vápenců je místy pokryt 14-50 m mocným sledem jemnozrnných pliocenních sedimentů (Starobová 1979). Směrem k SV se vápence postupně noří pod horniny spodního karbonu (Starobová 1983). Nerovný povrch vápenců a nadložních hornin je zde překryt souvrstvím jílu, písku a štěrku, pravděpodobně pliocenního stáří o mocnosti až 50 m (Starobová 1978). Toto souvrství působí jako izolátor. Kvartérní štěrky Moravy mají stálou mocnost okolo 9 m. Na třech místech vystupují vápence do hloubek 3-5 m pod povrch nivy Moravy (Panoš 1990). Jedná se o prostor JÚ Čerlinka, dále okolí prameny vyživujícího potok Stružka a konečně prostor nacházející se v současnosti pod mimoúrovňovou křižovatkou dálnice a silnice II. třídy v Mladči.

Transmisivita vápenců v oblasti JÚ Čerlinka vypočtená z čerpacích zkoušek dosahuje 4x10<sup>-4</sup> až 6x10<sup>0</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> (Starobová 1978). Podle karotáže mají nejvyšší porozitu zóny v hloubce 60-80 a 140-160 m p.t. Hluboký oběh vod je zde zřejmě podmíněn strmým úklonem vrstev vápenců. Je známo, že vrstevní plochy tvoří porozitu propojenou na velké

vzdálenosti a podél které se často tvoří krasové kanály (model Forda a Ewarse 1978). K proudění vody do velkých hloubek proto často dochází v oblastech se strmým úklonem vrstev vápenců.

V prostoru jímacího území Čerlinka se původně nacházel pramen nazývaný „záračná studánka“. Mělké vrty do kvartérní zvodně o hloubce okolo 6 m byly v oblasti Čerlinky situovány v roce 1955. V roce 1969 bylo zahájeno čerpání 35 l.s<sup>-1</sup>, což pokrývalo potřebu Litovle. Od roku 1976 je na prameniště napojen vodovod do Olomouce a jímané množství vzrostlo na 120 l.s<sup>-1</sup> (Starobová 1978). Na 120 l.s<sup>-1</sup> se čerpané množství udržovalo do roku 1981. Dále byly odběry následující: 1982-221 l.s<sup>-1</sup>; 1983 230 l.s<sup>-1</sup>; 1984 238 l.s<sup>-1</sup>; 1985 252 l.s<sup>-1</sup>; 1986 254 l.s<sup>-1</sup>; 1987 250 l.s<sup>-1</sup> a 1988 254 l.s<sup>-1</sup> (Michna 1989). Počátkem devadesátých let se odběry z JÚ pohybovaly mezi 143-247 l.s<sup>-1</sup> (Pospíšil 1995) v roce 1996 mezi 180-200 l.s<sup>-1</sup> (Krásný 1996). V roce 1997 po katastrofických povodních bylo čerpání přechodně zvýšeno na 300 l.s<sup>-1</sup> aby nahradilo povodněmi poškozený zdroj Černovír (osádka JÚ, ústní sdělení). Čerpané množství bylo výrazně sníženo po druhou polovinu roku 2003, kdy se čerpalo jen 60 l.s<sup>-1</sup> ze sběrné studny a vrtů 5 a 6. Za tohoto stavu vrt HV1005 přetékal. S výjimkou suchých let mají přetok vrty HV1003, 1004, 1005 (osádka JÚ, ústní sdělení).

Protože stanovení přirozených stopovačů je velmi nákladné, vybral jsem dva objekty, které lze zhruba považovat za krajní varianty z celého spektra vod vystupujících v jímaném území (tab. 6.16.):

1) Čerlinka 2, která má nejvyšší teplotu, nízký obsah dusičnanů a představuje tedy vodu blízkou „hlubšímu oběhu“ (vrt č. 1 vykazující vůbec nejnižší hodnoty byl v době studia mimo provoz kvůli opravě).

2) Čerlinka 4, která má nejnižší teplotu, ze sledovaných objektů, nejvyšší čerpané množství, poněkud vyšší obsahy dusičnanů a obsahuje tedy významnější příměs vody s nižší dobou zdržení. Lze předpokládat, že voda jímaná v ostatních vrtech spadá mezi tyto dva krajní případy. Na vzorkovaných vrtech se jímá podzemní voda v množství 23-46 l.s<sup>-1</sup> (vrtu HV1005 -č.2) respektive mezi 46-75 l.s<sup>-1</sup> se z vrtu HV 1003 (č. 4).

Pro srovnání jsem dále vzorkoval:

1) Vodu řeky Moravy (pod obcí Měník)

2) Pramenný tok Stružka, který se nachází 500 m severně od Vísky, západně km Z od Litovle a který již Panoš (1990) považoval za vývěr krasových vod.

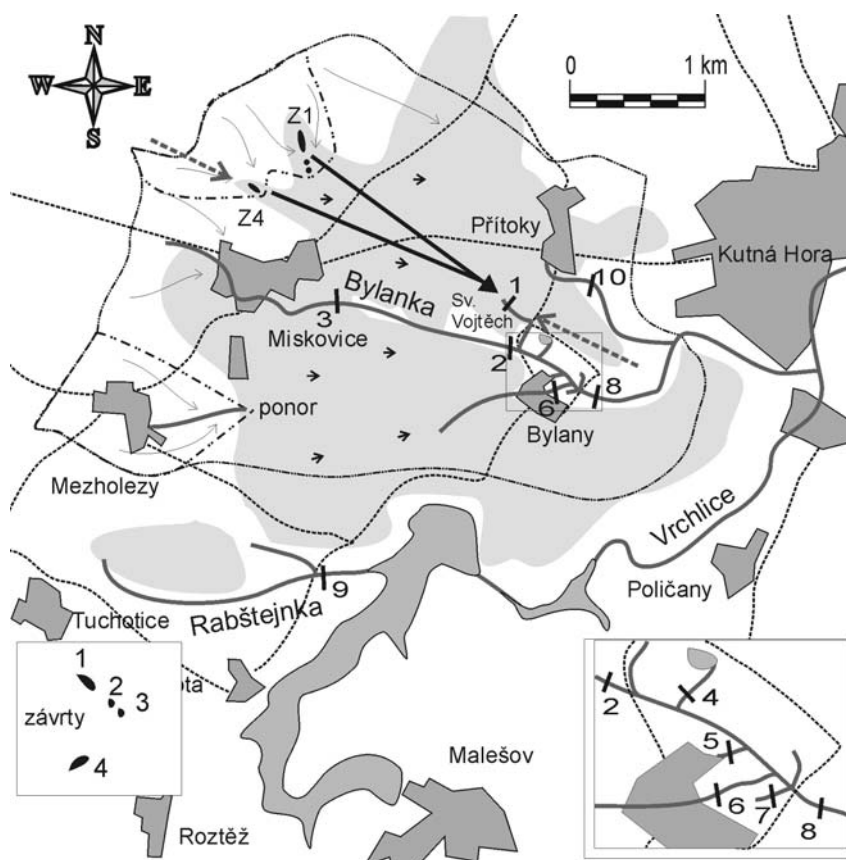
V roce 2003 jsme s O. Zemanem ve třech etapách (čtvrtletní interval) z vrtů jímacího území č. 2 a 4 a případně i dalších objektů odebrali vzorky na stanovení tritia a <sup>18</sup>O. Po provedení analýz se ukázalo, že tritium v tomto případě neumožňuje jednoznačnou interpretaci doby zdržení. Odběry vzorků pro stanovení freonů, SF<sub>6</sub> a základního chemického rozboru se uskutečnily v červnu 2004, kdy bylo JÚ po půlroční odstávce opět plně v provozu.

## 4.8. Kras u Kutné Hory (Miskovický kras)

### 4.8.1. Vymezení území

Krasem u Kutné Hory je nazývána malá oblast cenomanských a turonských vápenců české křídové pánve v jihovýchodní části Českobrodské tabule v okolí Miskovic a Bylan (Hromas a Bílková 1998). Těleso vápenců mírně přesahuje 5 km<sup>2</sup> (obr. 4.17.). Území je znázorněno na mapě Kolín 13-32.

V rámci disertační práce jsem studoval celou oblast se zvláštním zřetelem na pramen Svatý Vojtěch (Sv. Vojtěcha, Vojtíšek; viz Lipský, 1990; dále Sv. Vojtěch) a jeho povodí.



Obrázek 4.17. Mapa okolí Miskovic, místa injecktáže stopovačů a umístění patron (upraveno podle Bruthanse a kol. 2003c). Geologie převzata ze Schmidta (1961), Schwartze a Lochmana (1966) a dalších údajů. Průběh geologického profilu je (obr. 4.18.) naznačen přerušovanými šipkami. Číslo značí lokalizaci patron s aktivním uhlím (tab. 6.20.). Šedě je zobrazen rozsah křídových hornin, krátkými šipkami pak sklon báze křídý. Směr proudění doložený stopovacími zkouškami ukazují plné šipky.

### 4.8.2. Význam oblasti

Miskovický kras je výjimečný tím, že se jedná o jediné území budované křídovými vápenci v ČR. Vápence nejsou zvrásněné, pouze porušené pravoúhlou sítí puklin a zlomů. Obsahují často značnou příměs klastického křemene (Hašlar 1973).

Kras u Kutné Hory je oproti jiným oblastem v ČR netypický tím, že malá mocnost vápenců a jejich mírný náklon souhlasný s povrchem terénu neumožňuje na velké části

území vznik mocnější saturované zóny. Voda zde zřejmě stéká ve formě volných toků při hranici vápenců a nekrasového podloží tvořeného rulami.

#### 4.8.3. Stav výzkumů

Detailní informace o rozšíření křídových hornin lze získat z podrobného geologického mapování Schmidta (1961). Průběh báze křídý a chemické složení detailně studoval Hašlar (1973). Zajímavé jsou i práce související se stavbou přehrady Vrchlice (Svatoš 1964 aj.). Stratigrafií křídových uloženin se zabýval Klein (1958 1960), Svatoš (1964), Ziegler (1992) a další. Z oblasti bylo popsáno několik drobných jeskyní ve vápenci (Schwartz a Lochmann 1966) nověji i propáستka ve spraši (Moravec a Zeman 1999). Největší pozornosti badatelů se tradičně těšily čtyři závrtý severně od Miskovic (Cílek 1988, Lipský 1990). Již Kurz (1877) uvádí nepřímé důkazy svědčící o tom, že voda ze závrtů u Miskovic odtéká do pramene Sv. Vojtěch (obr. 4.17).

Hydrogeologická prozkoumanost je na mnohem nižší úrovni, než prozkoumanost geologická. Jedná se v podstatě pouze o několik čerpacích zkoušek na vrtech situovaných za účelem jímání podzemních vod, vesměs situovaných v rulách (Procházka 1934; Hruška 1959, Krausová 1965; Plešinger 1970; Bělař 1980; Zelinka 1986). Velmi zajímavé údaje o propustnosti křídových hornin jsou však uvedeny ve zprávách zabývajících se možností úniků vod z přehradní nádrže Vrchlice (Svatoš 1964; Jílek 1971). Údaje o stavech hladin a ztrátách výplachu uvádí i Hašlar (1973). V oblasti nebyly před započítím studia provedeny stopovací zkoušky ani studie pomocí přirozených stopovačů.

#### 4.8.4. Charakteristika oblasti

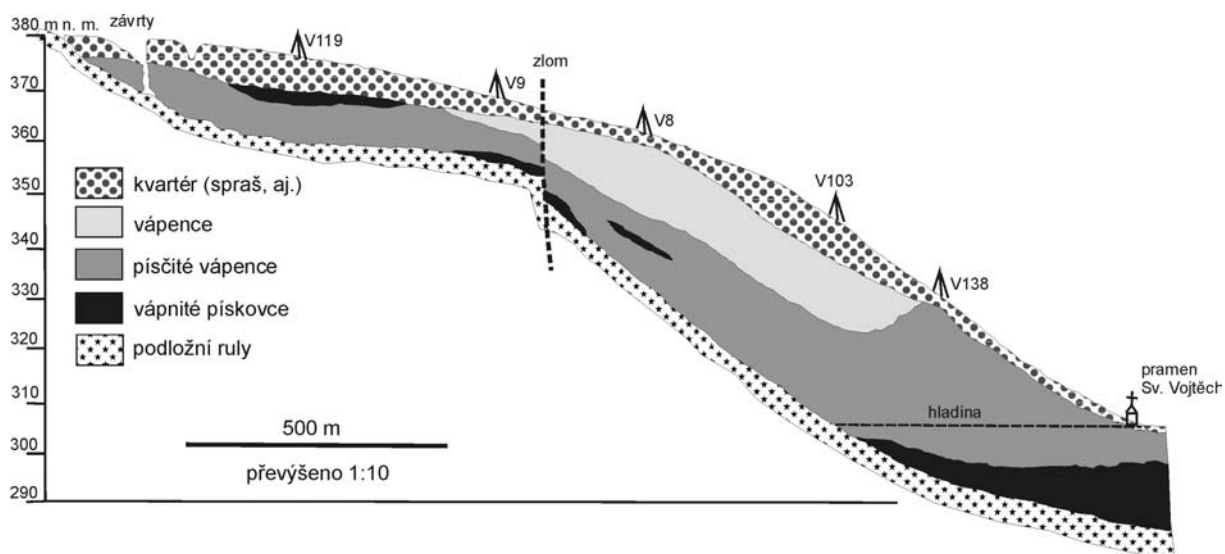
##### *4.8.4.1. Klima a hydrologie*

Průměrný roční úhrn srážek dosahuje 578 mm (Kutná Hora). Průměrná teplota vzduchu dosahuje 8,5 °C. Specifický podzemní odtok dosahuje 1 až 2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (Krásný a kol. 1982).

##### *4.8.4.2. Geologie*

Krasové území je tvořeno horninami křídového stáří o mocnosti až 30 m uložených na rulách a migmatitech kutnohorského krystalinika. Ze zhruba 70 vrtů a řady dalších prací (šachtice, rýhy) rovnoměrně rozmístěných na ploše 6 km<sup>2</sup> je zřejmé, že báze křídý upadá od Miskovic, kde se nachází v úrovni okolo 360 až 380 m n.m., k východu do prostoru mezi Bylany a sedlem mezi Malým Kuklíkem a Miskovickým vrchem, kde se báze křídý nachází v úrovni 290 až 300 m n.m. (Hašlar 1973; obr. 4.18.). Spád podloží se pohybuje zhruba mezi 2 a 10 %. Místa jsou ruly hluboce zvětralé kaolinickým zvětráváním předkřídového stáří, jejich konzistence pak může dosahovat charakteru ulehlé prachové zeminy (Svatoš 1964),

v některých vrtech jsou nezvětralé. Otázkou je míra porušení křídových uloženin zlomy. Zatímco Schmidt (1961) neuvažuje výraznější rozčlenění tektonikou, práce Hašlara (1973) člení křídové uloženiny do desítek segmentů od sebe oddělených vertikálními posuny. Jak sám autor uvádí, z vrtných údajů je možná i interpretace geologické stavby s podstatně nižším uplatněním zlomů (Hašlar 1973). Důležitou skutečností jsou výchozy rul zaznamenané na mnoha místech od Miskovic (Hušpauer 2000) přes dno údolí Bylanky po Bylany (Schmidt 1961). V údolí Bylanky je mocnost křídových uloženin obvykle nízká, tyto jsou zastoupeny pískovci (Bělař 1980). Údolí Bylanky tak dělí křídové vápence na dva s vysokou pravděpodobností izolované výskyty. Tomu by odpovídalo i velké množství pramenných vývěřů v údolí Bylanky.



Obrázek 4.18. Geologický řez od závrťů k prameni Sv. Vojtěch (průběh viz obr. 4.17). Řez přímo prochází vrtem V119. Ostatní vrty jsou do vzdálenosti 100 m od řezu. Sestavil J. Bruthans na základě vrťů dokumentovaných Hašlarem (1973).

Ze stratigrafického hlediska je v oblasti mikropaleontologicky doložen sladkovodní cenoman (Svatoš 1964). Většina křídového profilu však zřejmě připadá mořskému cenomanu a spodnímu turonu (Hašlar 1973). Vrtné profily v křídě jsou v práci Hašlara (1973) objektivně členěny podle zastoupení  $\text{CaCO}_3$  v horninách na 4 typy: vápence - přes 80 %; písčité vápence - 60 až 80 %; vápnité pískovce - 18 až 60 % a pískovce - pod 18 %  $\text{CaCO}_3$ . U velké většiny vrtných profilů lze sledovat postupný nárůst vápnité složky do nadloží. Při bázi se obvykle nachází kaolinické písky a pískovce (místy v podstatě nezpevněné), směrem do nadloží přechází až do vápenců (obr. 4.18.). I v nich se nachází místy nezpevněné polohy (Hašlar 1973, Svatoš 1964). Písčité vápence s obsahem  $\text{CaCO}_3$  mezi 60 až 80 % (průměrně 72 %) tvoří až na drobné výjimky polohu v celém zájmovém území o průměrné mocnosti 10 až 15 m. V jejich nadloží je pak vyvinuta poloha vápenců s obsahem  $\text{CaCO}_3$  nad 80% (průměrně 87 %, maximálně okolo 97 %) o mocnosti 5 až 15 m (Hašlar 1973). Z dalších



složek se podílí zejména křemenná zrna (obsah SiO<sub>2</sub> mezi 5 až 25 %). Písčítost roste od Z a S směrem k Bylanům, dále k V pak písčítá sedimentace karbonátovou prakticky zcela nahrazuje (Hašlar 1973). Právě přechod do pískovců může být příčinou lokalizace pramene Sv. Vojtěch. Další možností může být výchoz rul v této oblasti (Schwartz a Lochman 1966).

Vápence jsou organodetritické, jednotlivé typy detailně uvádí Hašlar (1973). Porozitu bazálních písků lze odhadnout z hustoty vzorků na 35 %, přirozená vlhkost mezi 4 až 8 % (Svatoš 1964). U vápenců nejsou tyto hodnoty k dispozici.

Křídové horniny jsou postiženy dvěma systémy vertikálních puklin směrů: 59 až 94° a 120 až 148° frekvencí 10 - 50 m (měřeno O. Jägrem v lomu pod Mezholezy). Právě tyto puklinové systémy, podle kterých nedošlo k viditelným posunům jsou intenzivně zkrasovělé a vyplněné hlínami v lomu u Mezholez. Ve vrtech je míra zkrasovění nízká (Hašlar 1973). Sklon vrstev sleduje obecně předkřídový reliéf. Vrstvy zapadají k V a SV pod úklonem 5 až 15°. Lokálně se však směr i sklon vrstev značně mění (Hašlar 1973).

Z kvartérních sedimentů dosahují největšího rozšíření a mocnosti spraše až sprašové hlíny. V povodí pramene Sv. Vojtěch dosahuje zhruba na polovině území jejich mocnost 5 až 10 m, u zbylé jižní části povodí se pohybuje mocnost spraší okolo 2 m (údaje asi z 20 vrtů; Hašlar 1973). Pás vysokých mocností spraší je situován severně a východně od obce Miskovice. Vůbec nejvyšší mocnost kvartéru byla zaznamenána pouhých 70 m východně od závrtu č. 4 ve vrtu 18 a to 15,6 m (výplň velkého závrtu či slepého údolíčka?). Mimo spraší se v menší míře vyskytují svahoviny a fluviální písčiny.

#### 4.8.4.3. Kras

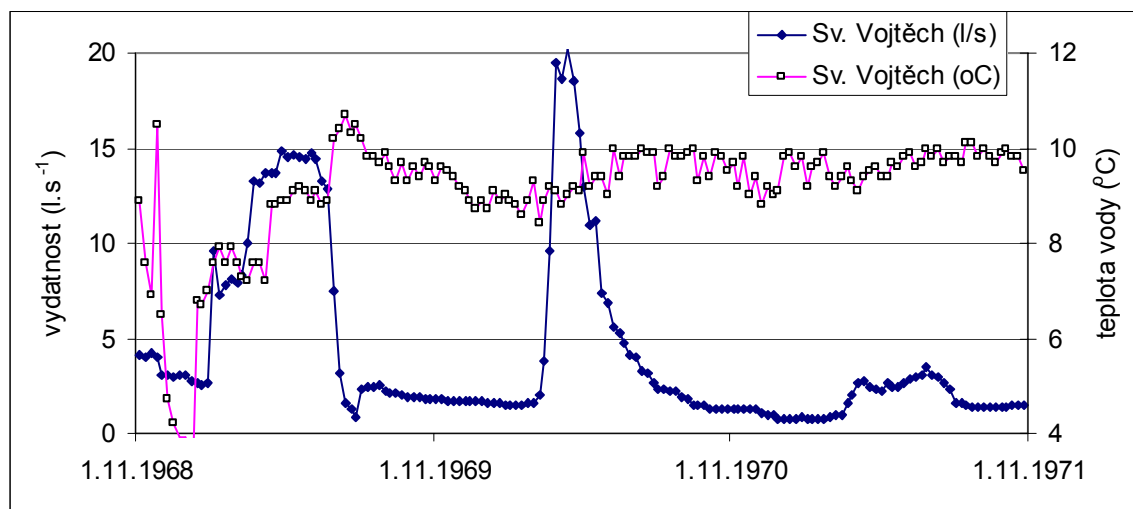
V oblasti se nachází několik menších jeskyní o souhrnné délce desítek metrů. Jeskyně jsou vyvinuty na křížení pravoúhlé sítě puklin s vrstevními plochami. Chodby jsou protaženy podle vertikálních puklin a vrstevní plochy pouze vytváří římsy podle selektivní odolnosti proti korozi. Jedná se o současné, aktivně se vyvíjející krasové jevy. Severně od obce Miskovice se nachází skupina čtyř závrtů. Morfologie závrtů byla již v minulosti detailně popsána (Lipský 1990). Číselné označení závrtů bylo převzato z Lipského (1990). Při jarním tání 2002 došlo v závrtu č. 1 k zaplavení hltačů a k odkrytí ústí propásky ve vápencích o hloubce 4 m, na dně subhorizontální pokračování s občasným aktivním tokem (Bruthans a kol. 2003c).

#### 4.8.4.4. Hydrogeologie

Hladina vody byla obvykle zastížena při bázi křídvy, s výjimkou oblasti u Bylan, kde koresponduje s nadmořskou výškou pramene Sv. Vojtěch (obr. 4.18.). V některých případech je zakleslá až do zvětralých podložních rul (Hašlar 1973; Svatoš 1964). Zajímavostí je, že část vody pramenící na JZ okraji Bylan může pocházet z průsaků

křídovými pískovci z přehradní nádrže Vrchlice. Specifická vydatnost u čerpacích zkoušek v rulách se pohybuje mezi 0,001 a 0,02 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> ( $T = 1 \cdot 10^{-6}$  až  $2 \cdot 10^{-5}$  m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>). Ojedinelé čerpací zkoušky v uloženinách křídvy vykázaly specifickou vydatnost 0,01 až 0,3 l.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup> ( $T = 1 \cdot 10^{-5}$  až  $3 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>). Koeficient filtrace měřený v bazálních uloženinách křídvy pomocí tlakové stopovací zkoušky s fluoresceinem dosahuje  $7 \times 10^{-4}$  m.s<sup>-1</sup> (Svatoš 1964), což odpovídá vysoké transmisivitě cca  $7 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>, písky jsou však zřejmě právě proto v podstatě nezvodnělé. Propustnost vzorků písků měřených v laboratoři dosahuje  $3 \times 10^{-5}$  až  $1 \times 10^{-4}$  m.s<sup>-1</sup>. Zkrasovělé vápence mají vysokou propustnost jak ukazuje maximální průtok pramene Sv. Vojtěch 43 l.s<sup>-1</sup> a schopnost pohlcovat až desítky l.s<sup>-1</sup> na ploše stovek m<sup>2</sup> (lom pod Mezholezy). Voda v rulách je nenasycená vzhledem k CaCO<sub>3</sub> s pH okolo 6,5 (Hruška 1959; Plešinger 1970; Zelinka 1986).

Zajímavé jsou výsledky laboratorních měření prováděných na vzorcích spraší a eluvií ruly přímo z inženýrsko-geologického průzkumu v Miskovicích (Hušpauer a Mikuš 1996 a Hušpauer 2000). Přirozená vlhkost spraší dosahuje 16-24 %, u eluvia rul pouze 8 %. Hydraulická vodivost spraší dosahuje  $3 \times 10^{-8}$  až  $4 \times 10^{-7}$  m.s<sup>-1</sup> u eluvia rul je vyšší  $3 \times 10^{-6}$  m.s<sup>-1</sup>. Spraše jsou tedy velmi málo propustné, čemuž odpovídá i tvoření zatopených ploch po deštích v okolí závrtů a přítomnost povrchového odtoku již po menších deštích.



Obrázek 4.19. Pramen byl po tři roky sledován ČHMÚ (PP0153 Sv. Vojtěch).

#### 4.8.5. Pramen Sv. Vojtěch (studovaný pramen)

Svatý Vojtěch je příkladem krasového pramene se slavnou historií a neslavným koncem. Pramen hrál od středověku až po 20. století rozhodující úlohu v zásobování Kutné Hory pitnou vodou. Již od roku 1495 byla voda pramene svedena do několik km vzdálené Kamenné kašny v Kutné Hoře dřevěným potrubím (Lipský 1990). V průběhu 20. století došlo vlivem zemědělské činnosti v povodí pramene k znehodnocení pitné vody dusičnany a bakteriálním znečištěním a voda pramene se proto po téměř 500 letech přestala využívat.

Sv. Vojtěch se v mnoha ohledech liší od ostatních pramenů v Miskovickém krasu. Má nejvyšší a značně kolísavou vydatnost. Je pravděpodobně jediným pramenem, který se za srážek silně zakaluje a na rozdíl od ostatních pramenů a pramenných toků nesráží pěnovce (viz Schwartz a Lochman 1967).

Nadmořská výška povodí pramene se pohybuje mezi 305 m n. m. (pramen) a 400 m n. m. (vrchy budované rulami) s průměrnou nadmořskou výškou okolo 360 m n. m. Povodí pramene Sv. Vojtěch je tvořeno intenzivně zemědělsky obdělávanými pozemky s vysokou bonitou půdy. Lesy se v povodí nevyskytují vůbec, nepatrná část povodí pramene je zastavěná (část Miskovic).

Vydatnost a teplota pramene byly režimně sledovány ČHMÚ v letech 1968-1971 (obr. 4.19.).

## **4.9. Turnovská oblast**

### **4.9.1. Vymezení území**

Oblast severně od Turnova je ohraničená zhruba obcemi: Hrubý Rohozec, Jenišovice, Frýdštejn, Malá Skála, Dolánky. Zájmové území budují horniny české křídové pánve, ve kterých jsou v jizerském souvrství vyvinuty krasové jevy. V rámci disertační práce jsem studoval celou oblast, se zvláštním zřetelem k hydrologickému systému jeskyně Bartošova pec.

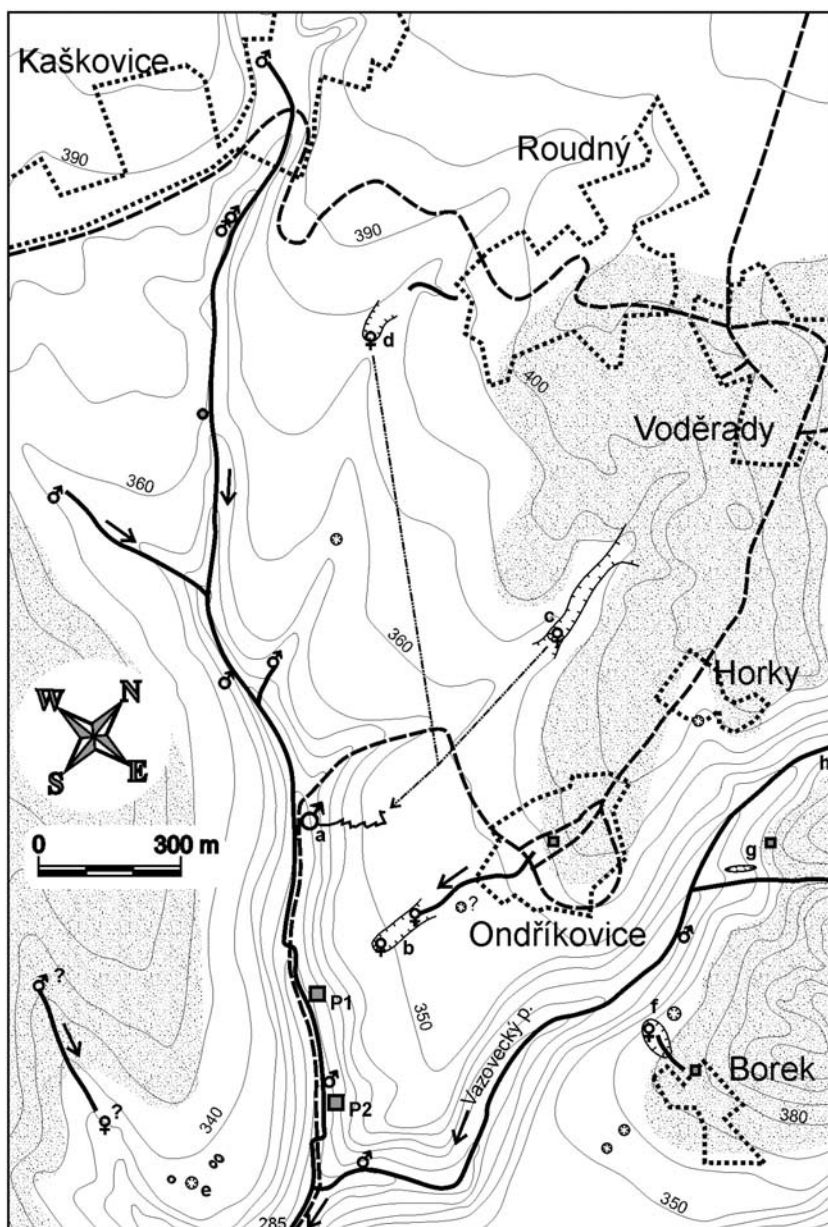
### **4.9.2. Význam a specifika oblasti**

Na tomto území o rozloze kolem 15 km<sup>2</sup> se nachází řada krasových jevů v slínovcích a jílovitých vápencích (závrty, ponory, poloslepá údolí, jeskyně protékané podzemními toky). Co do bohatosti forem se jedná nejen o nejlépe rozvinutý kras v slínovcích české křídové pánve, ale i v Čechách (Bruthans a kol. 2001). Území bylo detailně studováno již v minulosti pomocí stopovacích zkoušek. V oblasti se nachází prameny s vydatností okolo 50 l.s<sup>-1</sup> zjištěné pro turnovský vodovod. Území je významné i díky tomu, že řada dalších oblastí ve slínovcích české křídvy vykazuje určitou remodelaci původní porozity prouděním vody a rozpouštěním tmelu. Tyto oblasti mají přitom zásadní význam pro zásobování pitnou vodou.

### **4.9.3. Stav výzkumů**

Hydrogeologií oblasti a dokumentováním pramenů se zabýval Macák (1956), Kamberský a Žitný (1961) a zejména Žitný a kol. (1964a, b, 1965), který v oblasti provedl řadu stopovacích zkoušek a vymezil ochranná pásma Rohozeckých pramenů. Vrty s výsledky čerpacích zkoušek jsou velmi vzácné (např. Petruš 1978; Chyba 1972). V oblasti nebyly provedeny studie pomocí přirozených stopovačů.

Velkou pozornost si zasloužila jeskyně Bartošova pec a další jevy. První mapu jeskyně uvádí Kukla (1950), genezi jeskyně se však nezabývá. Vítek (1981) jeskyni označil jako prototyp *pseudokrasové vrstevní jeskyně*, vzniklé odrolováním vrstevních lavic, vyvětráváním a vyplavováním méně odolných partií. Další autoři jeskyni a okolní jevy řadili rovněž pod pseudokras, ačkoliv někdy zcela formálně: Žitný a kol. (1964a) např. uvádí, že „v oblasti dochází prouděním vody po puklinách k vyluhování karbonátového tmelu a jejich rozšiřování“, což odpovídá moderní definici krasovění. V významném průlomů došlo na podzim 2000, kdy bylo M. Novákem a Š. Křtenským objeveno rozsáhlé pokračování jeskyně, která díky tomu dosáhla délky 225 m (původně 33 m; Novák 2001). Z posledních let pochází detailní studium širšího okolí závrtu 1 v Hrubém Rohozci a jeho projektovaná likvidace při rozšiřování silnice (Čihák a Žitný 2001).



- |        |                              |    |   |     |                                   |
|--------|------------------------------|----|---|-----|-----------------------------------|
| 1. ♀   | ponor                        | 5. | prokázání směr proudění podzemní vody (stopovací zk.) | 9.  | závrt; slepé údolí                |
| 2. ♂   | pramen                       | 6. | povrchový vodní tok                                   | 10. | vrstevnice terénu (interval 10 m) |
| 3. ● □ | jímaný vrt;<br>jímaný pramen | 7. | teplické souvrství (nekrasové nadloží)                | 11. | silnice                           |
| 4.     | jeskyně<br>Bartošova pec     | 8. | jizerské souvrství (krasové prostředí)                | 12. | obrys obce                        |

Obrázek 4.20. Převzato z Bruthanse a kol. (2001b). Topografie převzata z topografických map 1:10 000, list 03-32-13 a list 03-32-18. Geologie převzata z Macáka (1956). K lokalizaci bodů byla použita kapesní GPS. Velikost závrťů a slepých údolí není v měřítku. Větší prameny v oblasti jsou pouze Bartošova pec a jímané Pivovarské prameny (Piv 1 a Piv 2). Vydátlost ostatních nejímaných pramenů dosahuje pouze setin až desetin  $l \cdot s^{-1}$ . Stopovací pokusy viz text a Žitný a kol. (1964b).

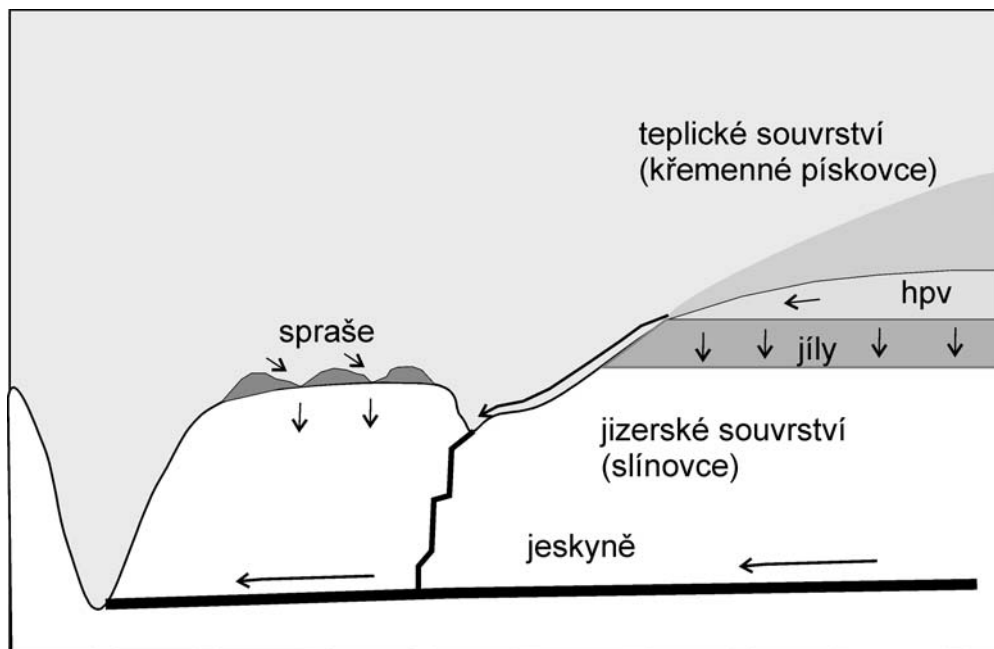
#### 4.9.4. Charakteristika oblasti

##### 4.9.4.1. Klima a hydrologie

Průměrná roční teplota vzduchu ve stanici Turnov (roky 1970-2003) je 8,4 °C a úhrn srážek činí 680 mm. Průměrný specifický podzemní odtok je 5-7 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (Krásný a kol. 1982).

##### 4.9.4.2. Geologie

Území je budováno horninami jizerského a teplického souvrství (stáří středního a svrchního turonu) a patří do oblasti české křídové pánve (obr. 4.20). Jizerské souvrství je tvořeno přes 100 m mocným sledem slínovců, vápnitých pískovců, místy až křemitých vápenců. Směrem do nadloží dochází k postupnému narůstání písčité složky na úkor prachovité (Petrů 1978). Asi 20-50 m pod svrchní hranicí jizerského souvrství se nacházejí polohy velmi odolných masivních slínovců a jemnozrnných pískovců, které vystupují v údolí Vazoveckého potoka i jeho pravobřežního přítoku od Kaškovic a tvoří skalní stupně s kaskádami a vodopády. V těchto horninách se nachází i Bartošova pec a pravděpodobně i další významné prameny Vazoveckého údolí a okolí (prameny pod zámekem v Hrubém Rohozci, Bezednice, atd.). V nadloží jizerského souvrství se nachází okolo 10 m mocné souvrství vápnitých jíly. Na ně nasedají denudační relikt kvádrových pískovců teplického souvrství.

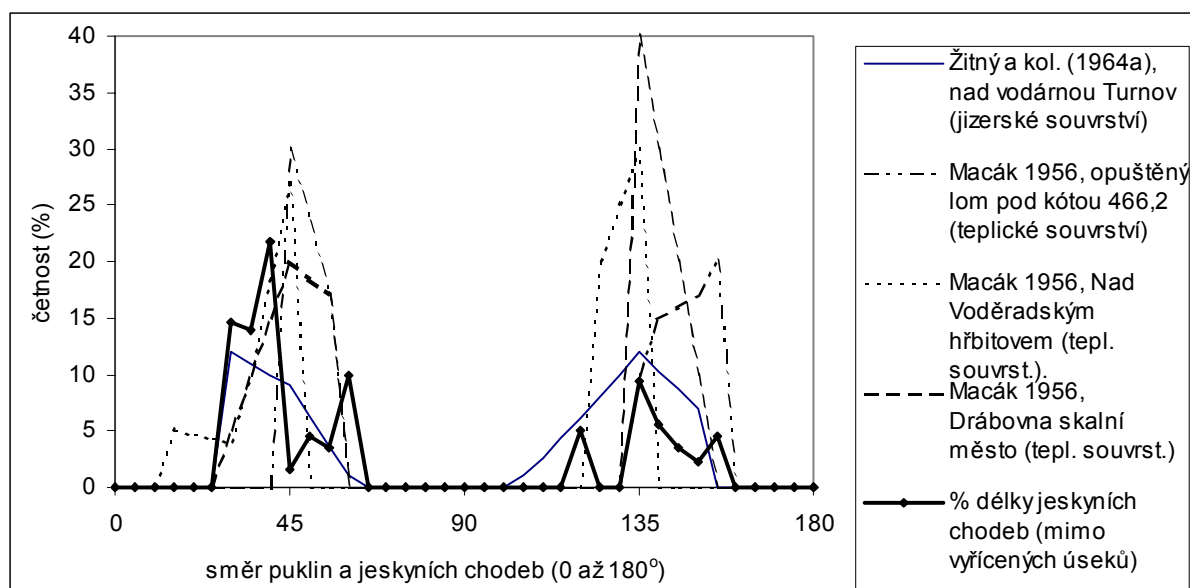


Obrázek 4.21. Schematizovaný hydrogeologický řez oblastí.

Uklonění vrstev určené podle výškové úrovně báze kvádrových pískovců teplického souvrství mezi Frýdštejnem a Hrubým Rohozcem směřuje generelně k J-JJZ se sklonem 3 % (Bruthans a kol. 2001). Údolí Vazoveckého potoka a jeho přítoků se pod Kaškovicemi a

Voděrady prudce zahlubují, pod strmějším sklonem, než je úklon vrstev. Nejvíce je údolí zahloubené pod bází teplického souvrství u spodního Pivovarského pramene a na soutoku Vazoveckého potoka a toku od Bartošovy pece (60 m). Dále po proudu má již Vazovecký potok menší sklon, než je sklon vrstev, takže pramen Bezednice je již jen cca 40 a Rohozecké prameny jen zhruba 30 m pod bází teplického souvrství.

Kvartérní pokryv byl v zájmové oblasti zkoumán jen v několika plošně omezených lokalitách. V okolí obcí Roudný a Kaškovice dosahuje mocnosti mezi 1,4 a 3,9 m (13 mělkých vrtů; Petruš 1977 a 1981). Svrchní část, snad odvozená ze spraší je tvořena obvykle jílovitou hlínou o mocnosti okolo 2 m a přirozené vlhkosti 18-22 %. Spodní část o mocnosti 0,1 až 0,8 m je tvořena pískem o vlhkosti 10 %. Zejména na plošinách však nelze vyloučit přítomnost mocnějšího sprašového pokryvu. Např. na plošině mezi Hrubým Rohozcem a Jenišovicemi byla 7 vrtů ověřena sprašová poloha vesměs přesahující mocnost 4 m (Středa 1971). Spraš zde dosahuje přirozené vlhkosti 19-25 %, pórovitosti 35 % a je velmi málo propustná ( $k$  podle Hazena  $8 \times 10^{-8}$  m/s; Čihák a Žitný 2001). Na plošině u Hrubého Rohozce působí mocnější polohy spraší jako izolátor na kterém se sbírají vody, které potom v místě porušení, nebo nepřítomnosti spraše pronikají do jizerského souvrství a vytvářejí závrtý (obr. 4.21).



Obrázek 4.22. Směry puklin v jizerském souvrství a nadložních kvádrových pískovcích teplického souvrství. Pro srovnání jsou uvedeny délky chodeb jeskyně Bartošova pec vyvinutých v návaznosti na pukliny s různou orientací. Převzato z Bruthans a kol. (2001).

#### 4.9.4.3. Kras

Nachází se zde údolí se slepým a poloslepým zakončením, poměrně hojné jsou ponory a často mohutné závrtý, známy jsou i dvě jeskyně protékané aktivními toky. Krasové

jevy vznikly v křemítych vápencích jizerského souvrství, které často obsahují značný podíl  $\text{CaCO}_3$ , nerozpustný zbytek tvoří zejména jemný křemenný písek. Ponory jsou vázány na místa, kde drobné toky odvodňující prameny z kvádrových pískovců vtékají na horniny jizerského souvrství (obr. 4.20). Současná aktivita krasových procesů se projevuje mimo jiné recentní tvorbou říčených závrtů.

Jeskyně Bartošova pec je vyvinuta podle křížení vrstevních ploch a puklin. Na rozdíl od vrstevních ploch se pukliny uplatňují v jeskyni pouze skrytě (predisponují rovné úseky chodeb - viz obr. 4.22), ve stropích chodeb nebyly pozorovány větší rozevřené pukliny. Pro prostory nepostižené říčením je typický poměrně malý příčný profil (do  $1 \text{ m}^2$ ), který se s výjimkou úseků druhotně rozšířených říčením mění jen málo. Jedná se o *ideální horizontální jeskyni* (sensu Ford a Ewers 1978), sifony zabírají pouze nepatrnou část jeskyně a jejich maximální hloubka je menší než 2 m. Všechny větší prostory jsou druhotně rozšířeny říčením (Bruthans a kol. 2001).

Skutečnost, že jeskyně vznikla korozním rozšířením původně nepatrně malých puklin a vrstevních spár a tím výrazným zvýšením jejich propustnosti jasně ukazuje, že se jedná o krasový jev (Bruthans a kol. 2006). Skutečnost, že během tohoto procesu docházelo k odnosu nerozpustných křemenných píscitých zm není s tímto v nesouladu (klastokras). Za krasový proces je v současnosti považováno většinou zahraničních autorů i krasování křemenců, kde se odnos nerozpustného rezidua významně podílí na vzniku krasu (Klimchouk a kol. 2000).

#### 4.9.4.4. Hydrogeologie

Proudění vody a krasování je vázáno na jizerské souvrství. Čerpací zkoušky v horninách jizerského souvrství byly přímo v zájmovém území provedeny pouze na několika málo vrtech (Chyba 1972; Petrů 1978). Autoři uvádí specifickou vydatnost  $0,05$  a  $0,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$  což odpovídá transmisivitě  $6.10^{-5}$  až  $6.10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ . Silně propustné polohy zasahují nejméně do hloubek 70 m pod svrchní hranici jizerského souvrství, jak je zřejmé z geofyziky a čerpacích zkoušek na vrtu J2 (Petrů 1978).

Vápnité jíly v nadloží jizerského souvrství tvoří izolátor. Nad ním se nachází denudační relikt kvádrových pískovců teplického souvrství, které jsou dobře propustné a tvoří kolektor s hladinou vody zavěšenou díky podložním jílům vysoko nad hladinou v jizerském souvrství (Macák 1956). Pískovce neobsahují významnější množství  $\text{CaCO}_3$ , což je jasně patrné i z tvrdosti vody (tab. 4.2.), která je nenasycená k  $\text{CaCO}_3$ . Toky z pramenů drénujících kvádrové pískovce se proto po dosažení podložního jizerského souvrství ztrácí v ponorech (obr. 4.20).

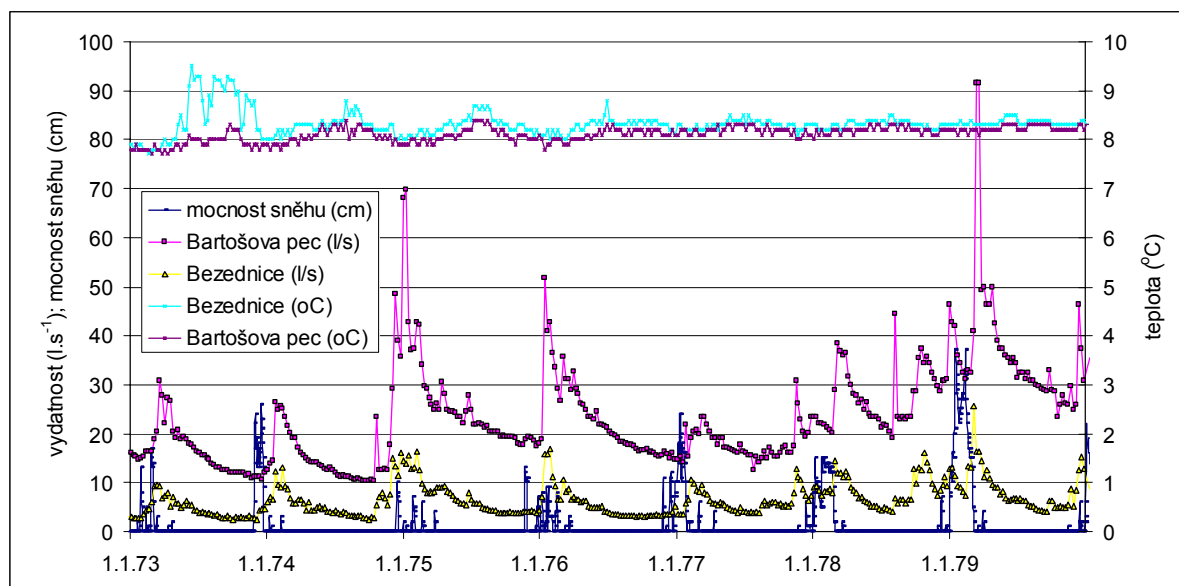
Žitný (1964b) prokázal stopovací zkouškou proudění vody ze závrtu u obce Roudný a z poloslepého údolí u Podhoříčka do Bartošovy pece. Stopovací zkouškou byla potvrzena



souvislost mezi závrtem u Kolonie v Rohozci a některými prameny na pravém břehu Jizery pod zámekem v Hrubém Rohozci (Žitný 1964a). Další stopovací zkouška ukázala, že za zvýšených vodních stavů může voda z Vazoveckého potoka vnikat do podzemí a proudit směrem k pramenům pod Hrubým Rohozcem (Žitný 1965). Souhrn a kritické zhodnocení stopovacích zkoušek v oblasti publikoval Bruthans a kol. (2006).

Tabulka 4.2. Tvrdost pramenů v Turnovském krasu v 50. letech. Převzato z Macáka (1956), původně uvedeno v německých stupních.

pramen	horniny kolektoru	vydatnost (l.s <sup>-1</sup> )	tvrdost (mmol.l <sup>-1</sup> )
Rohozecké	slínovce (jizerské s.)	45 až 55	2,9
Bezednice	dtto	5 až 6	3,9
Bartošova pec	dtto	15 až 20	2,7
v Ondříkovicích	pískovce (teplické s.)	1,7	0,18
Šírek	dtto	1,3	0,21
Kamený žlábek I	dtto	2,1	0,20
Kamený žlábek II	dtto	1,1	0,20
Dřevěný žlábek	dtto	0,2	0,21
Nouzový pramen	dtto	2,1	0,18
Na bahnách	dtto	0,4	0,18



Obrázek 4.23. Průtok a teplota pramenů Bartošova pec a Bezednice (vybrané typické období).

#### 4.9.5. Pramen Bartošova pec (studovaný pramen)

Bartošova pec se nachází se 300 m jz. od obce Roudný, ve dně cca 40 m hlubokého kaňonovitého zářezu pravobřežního přítoku Vazoveckého potoka. Jeskyně zasahuje pod plošinu mezi kaňonem a obcí Ondříkovice. Vydatnost Bartošovy pece podle měření ČHMÚ (1964-99) kolísá mezi 5 a 92 l.s<sup>-1</sup>. Skutečná maximální vydatnost je však ještě vyšší, neboť při vysokých průtocích nedostačoval měrný profil. Průměrná vydatnost dosahuje 28 l.s<sup>-1</sup>.

Teplota pramene podle měření ČHMÚ kolísá mezi 4 a 11 °C, údaje však nejsou příliš věrohodné. Skutečné kolísání teploty bude zřejmě nižší. Průměrná teplota vody podle vlastních měření dosahuje 8,9 °C. Po srážkách dochází k zakalování pramene mléčným zákalem (místní obyvatelé, ústní sdělení). Jedná se zřejmě o zvržený jemný písek. Při extrémních průtocích dochází k transportu štěrčků (tyto sedimenty byly nalezeny potápěči v sifonech v jeskyni, Bruthans a kol. 2001b).

Protože propustnost jizerského souvrství do hloubky klesá, je pravděpodobné, že Bartošova pec (stejně jako Pivovarské prameny) je vrstevním pramenem, který vyvěrá při bázi kolektoru a jeho umístění je odrazem zařiznutí povrchového toku až na bázi kolektoru. Tomu odpovídá i charakter jeskyně Bartošova pec, kde převládá volný tok s mírným spádem. Naopak Bezednice je typickým vacluským pramenem, který vyvěrá ze subvertikální pukliny z hloubky. Spolu s Rohozeckými prameny je zde odvodňována voda do Jizery, která tvoří regionální drenážní bázi.

## 5. METODIKA

### 5.1. Měření fyzikálních a chemických parametrů

#### 5.1.1. Teplota, konduktivita, pH

**Teplotu** pramenů a dalších objektů jsem měřil pomocí elektrického odporového teploměru s ponorným čidlem sondou s přesností 0,1 °C a kabelem (GTH 175/Pt od fy. Greisinger, Německo).

**Konduktivitu** jsem měřil přímo v prameni či toku pomocí konduktometru "HANNA instruments – HI 8733 Conductivity meter" a od začátku roku 2003 přístrojem Cond 340i se sondou TetraCon 325 od firmy WTW (Německo). Přesnost přístroje je 0,5 %. V případě prvního přístroje jsem pro opravu konduktivity na teplotu měřil teplotu vody externím teploměrem, druhý přístroj má již zabudováno teplotní čidlo a automatickou kompenzaci na teplotu 25 °C. Přístroj Cond 340i umožňuje automatické měření s krokem 5 sekund až 1 hodina s kapacitou 800 hodnot (čas, konduktivita, teplota, nastavení přístroje). Automatický záznam jsem využil při některých stopovacích zkouškách (Chýnov, kras u Kutné Hory).

Naměřené hodnoty konduktivity jsem, pokud není uvedeno jinak, přepočtl na jednotnou hladinu 20 °C podle ČSN 830520. K přepočtu jsem využil polynom třetího stupně, který umožňuje získat stejné výsledky jako při použití tabulkových hodnot teplotních korekčních faktorů z ČSN 830520.

$$\text{KOND } 20\text{ }^{\circ}\text{C} (\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}) = (-0,00002 \times \text{TV}^3 + 0,0018 \times \text{TV}^2 - 0,00697 \times \text{TV} + 1,8341) \times \text{KOND}$$

$$\text{TV} = \text{teplota vody } (^{\circ}\text{C}) \tag{1}$$

a KOND ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) je konduktivita při dané teplotě.

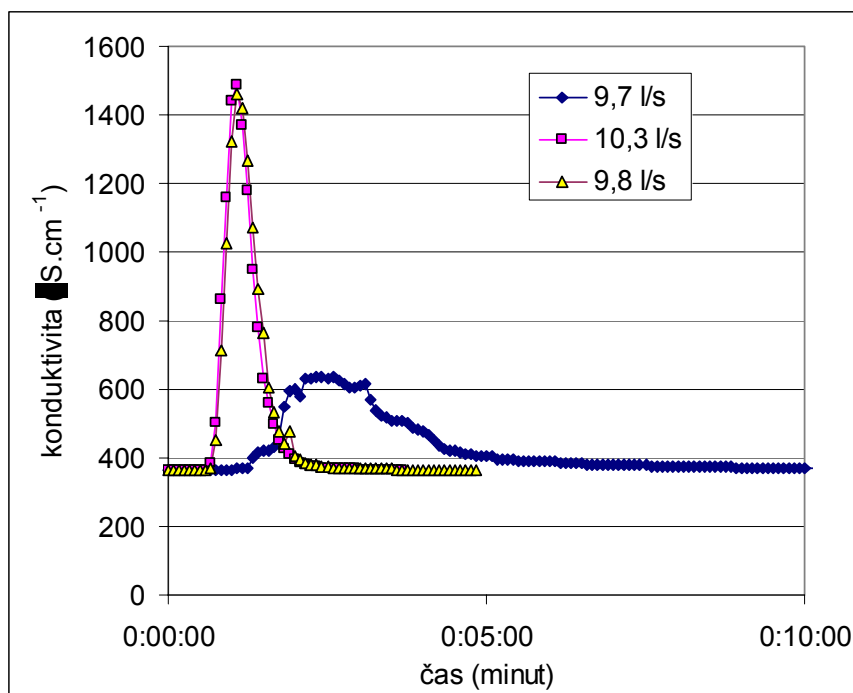
**Hodnotu pH** jsem měřil přímo v prameni, či toku pomocí pH metru pH 330i se sondou SenTix 41 od firmy WTW. Přístroj umožňuje automatické měření s krokem 5 sekund až 1 hodina s kapacitou 800 hodnot (čas, pH/napětí ISE, teplota, nastavení přístroje).

#### 5.1.2. Základní chemické složení

Stanovení základního chemického složení provedla centrální laboratoř České geologické služby na Barrandově. Použitými metodami byly: atomová absorpční spektrofotometrie (Na, K, Mg, Ca, Li, Fe, Al, SiO<sub>2</sub>,) kapalinová chromatografie (Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) iontově selektivní elektroda (F<sup>-</sup>), titrace (alkalita) a fotometrie.

### 5.1.3. Měření průtoku

Průtok jsem měřil pomocí nádoby o známém objemu a stopek. Vzhledem k objemu největší dostupné nádoby s kterou je ještě možné manipulovat (65 l) ji bylo možné použít jen na pramenech a menších tocích v případě vhodného stupně v korytě.



Obrázek 5.1. Průnikové křivky konduktivity na profilu v Chýnovské jeskyni po přidání 250g NaCl. Přestože se tvar křivek výrazně liší, výsledky měření průtoku jsou velmi podobné. Na ose x čas v minutách od vlití rozpuštěné soli.

Měření průtoku pomocí stopovačů je u nás mnohem méně rozšířeno než měření pomocí hydrologického křídla, proto budou principy metody popsány detailněji. Za zmínku stojí, že pomocí této metody se měří i průtoky největších řek, např. Konga (při použití tritia, které je stanovitelné i při obrovském zředění; Florkowski 1990).

Průtok se určuje podle míry ředění injektovaného stopovače (jaké množství vody je potřeba, aby se dané množství stopovače ve vodě toku zředilo na zjištěnou koncentraci). Jedná se v podstatě o obdobu kvantitativní stopovací zkoušky s tím rozdílem, že u stopovací zkoušky je průtok znám (měřen nezávisle) a hledá se návratnost stopovače, kdežto u této metody se považuje návratnost stopovače rovna 100 % (nedošlo ke ztrátě stopovače) a naopak se hledá průtok. Detaily o metodě uvádí Kilpatrick a Cobb (1985).

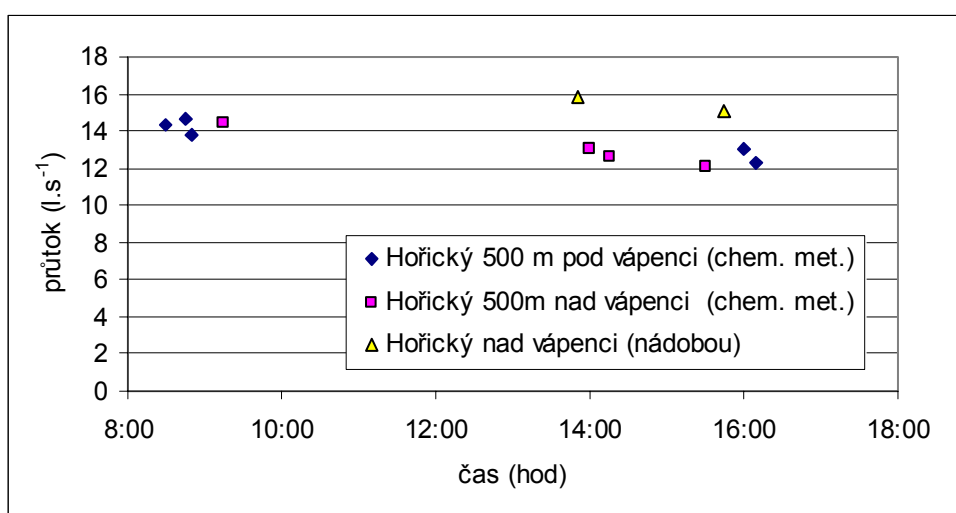
Zásadní podmínkou pro úspěšné měření je dokonalé míšení stopovače s vodou toku (každou proudnicí musí projít stejné množství stopovače) a nesmí dojít ke ztrátě stopovače (5% ztraceného stopovače odpovídá 5 % chybě měření průtoku). To však neznamená, že stopovač musí projít všemi proudnicemi ve stejném čase (obr. 5.1.). Je zřejmé, že se jedná o

úplně jiný princip, než při měření pomocí hydrologického křídla, kde je třeba co co nejpřesněji třeba určit rychlosti proudění a průtočný řez.

Existují dva hlavní metodické přístupy (Kilpatrick a Cobb 1985; Pelikán 1988):

1) Setrvalé přidávání stopovače, kdy se do toku přilévá konstantní množství stopovače o známé koncentraci tak dlouho až dojde k vyrovnání koncentrace v čase i v profilu. Podíl koncentrací je pak přímo úměrný průtoku. Tento přístup dobře ukazuje princip metody, je ale obtížně realizovatelný a zdlouhavý. Lze ho však s úspěchem použít v případě soutoku toku s menším přítokem vody o odlišné konduktivitě. Pokud lze změřit průtok přítoku je možné pomocí této metody stanovit průtok většího toku.

2) Jednorázové nalití známého množství stopovače. Tato metoda byla použita ve všech případech.



Obrázek 5.2. Měření průtoku na Hořickém potoce v Chýnovském krasu. Je zřejmé že z jednotlivých měření chemickou metodou vychází podobné výsledky. Průtok během dne mírně klesal. Měření pomocí nádoby má menší přesnost díky krátké době plnění (4 s).

Pro měření v rámci této práce jsem použil metodu jednorázového přidání NaCl a měření pomocí konduktivity (Stach 1993; Ouhřabka 1992; Zeman 1999). Pro měření byla použita kuchyňská sůl, předvážená na přesných vahách (250 g). Ta byla rozpuštěna v nádobě s vodou z toku a poté vлита do proudu tak, aby množství vlitého stopovače bylo úměrné množství proudící vody v každé z proudnic (více do proudnic s větším množstvím proudící vody). Tím se zrychlí homogenizace v rámci profilu. Konduktivitu jsem měřil po promíšení, cca 15 až 50 m po proudu od místa injektování soli, podle místních podmínek. U větších toků (stovky l.s<sup>-1</sup>) dosahovala vzdálenost i přes 100 m. Pro rychlé, ale přitom přesné stanovení obsahu NaCl jsem použil měření konduktivity v kroku 5 s. Jedno měření obvykle trvalo 10 až 15 minut (čím více tůní a dalších stagnujících vod v měřeném úseku, tím déle trvalo vymytí stopovače). V každém profilu jsem provedl obvykle 3 měření; pokaždé byla

sonda konduktometru umístěna do jiné proudnice. Tak lze testovat zda různými proudnicemi prošlo vždy stejné množství stopovače, a určit přesnost měření na daném profilu.

Vztah mezi nárůstem konduktivity a nárůstem obsahu NaCl jsem určil pomocí pětibodové kalibrace přímo v terénu přidáním různého množství kalibračního roztoku do vzorku vody měřeného toku a měřením konduktivity za pomoci plastového odběrného válce a pipety. Jako kalibrační roztok jsem použil roztok chloridu sodného o koncentraci 1 nebo 10 g.l<sup>-1</sup> NaCl. Výhodou takto provedené kalibrace je, že poté již není třeba přepočítat konduktivitu na určitou hladinu teploty ani kontrolovat nastavení konduktometru. Měření na jednom profilu trvá včetně přípravy cca 1 hodinu (tři měření a kalibrace), tj. zhruba stejně jako měření pomocí hydrologického křídla, podstatně déle než měření pomocí nádoby.

Metoda je velmi vhodná pro horské bystřiny s balvanitým dnem a menší toky se silným promíšením v rámci celé šířky toku (zhruba do průtoku vyšších stovek l.s<sup>-1</sup>), ale je naopak nevhodná pro pomalé proudění s malým laterálním míšením (např. pro pomalé toky v české křídě). V některých případech lze laterální míšení zvýšit umístěním umělých překážek (např. pytle naplněné vodou umístěné střídavě při obou březích). Nedokonalé promíšení bylo opakovaně zjištěno i v umělých vyrovnaných korytech, kde voda sice proudí velmi rychle, ale úplně chybí nerovnosti dna, které by zajistily laterální míšení (koryto Punkvy těsně nad Malým propadáním v Moravském krasu). Jak vyplývá z principu, metoda velmi dobře doplňuje měření průtoku s hydrologickým křídlem (tam, kde je měření křídlem problematické jsou obvykle vhodné podmínky pro konduktometrickou metodu a naopak). Velkou výhodou je možnost provedení několika měření na jednom profilu pro ověření přesnosti a dokonalosti míšení. Postupy a vzorce pro výpočet uvádí např. Zeman (1999). Při každém měření průtoku je třeba zpracovat řádově stovky naměřených hodnot konduktivity. Proto jsem vytvořil za podpory O. Zemana aplikaci v VBA pro MS Excel, která značně zjednodušuje celou proceduru výpočtu průtoku.

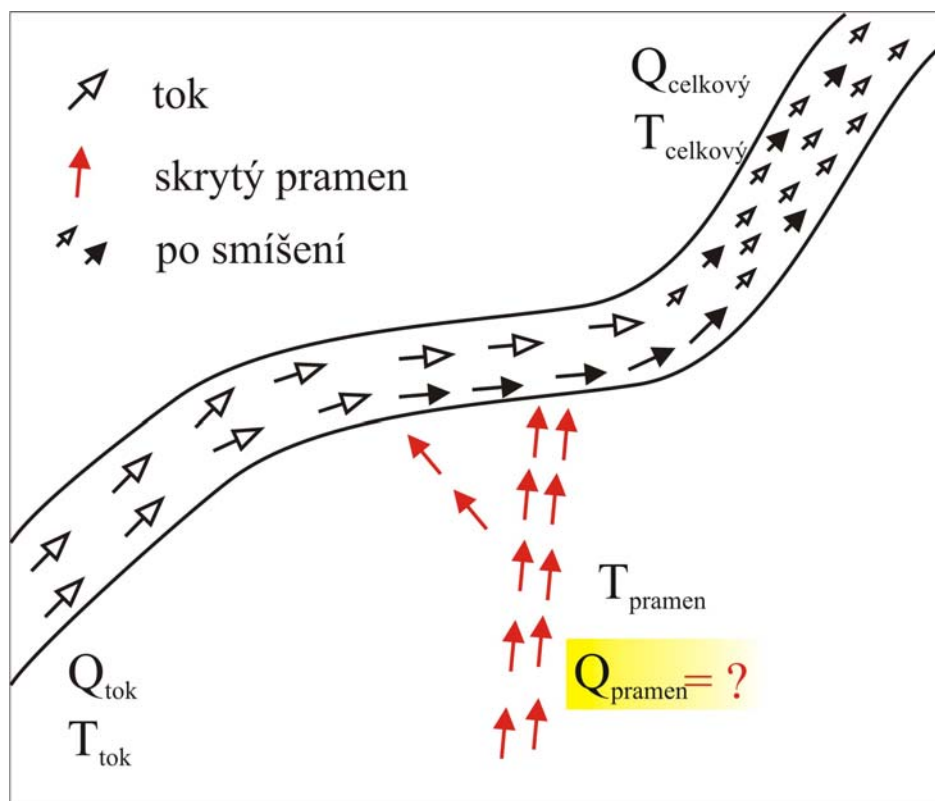
V řadě případů jsem ověřil průtok pomocí dalších nezávislých metod (obr. 5.2.). Chyba měření obvykle nepřesahuje 10 %. Např. v Chýnovské jeskyni na kaskádách pod Homolovým jezerem vykazaly tři měření chemickou metodou vydatnost 9,7-10,3 l.s<sup>-1</sup>; podle kontrolního měření pomocí nádoby byl průtok 10,6 l.s<sup>-1</sup> (obr. 5.1.). Podobná shoda byla zjištěna i v dalších oblastech (Stach 1993; Kopač úst. sděl.).

#### 5.1.4. Termometrie, vydatnost pramenů ústících přímo do toku

Na vybraných povrchových tocích jsem provedl měření teploty a případně konduktivity (dále termometrie) v kroku cca 50-300m (podle vodnosti toku). Účelem bylo lokalizovat a kvantifikovat skryté přítoky, které se významným způsobem podílí na odvodnění některých krasových oblastí. Termometrie jsem prováděl zásadně v zimním období, protože v letním období dochází vlivem oslunění a velkých teplotních změn během dne (oboje velmi

nepravidelné v čase i prostoru) k překrytí změn vyvolaných přítoky podzemních vod (Bruthans a Zeman 2001b).

Průtok pramenů, které ústí zčásti nebo zcela přímo do povrchového toku, není možné měřit přímo. V takovém případě lze využít měření na základě teplotního ovlivnění, které pramen vyvolá v povrchovém toku. Princip vyplývá ze zákona zachování hmoty a tepla. Při výpočtu průtoku jsem použil vztahy (Votruba a Patera 1983; Bruthans a Zeman 2001b; obr. 5.3.):



Obrázek 5.3. Princip měření vydatnosti skrytých příronů podzemních vod. Podle Votruby a Patera 1983; upravili Bruthans a Zeman 2001b.

$$Q_{\text{celk}} \cdot R \cdot c \cdot T_{\text{celk}} = Q_{\text{tok}} \cdot R \cdot c \cdot T_{\text{tok}} + Q_{\text{pramen}} \cdot R \cdot c \cdot T_{\text{pramen}} \quad (2)$$

$$Q_{\text{celk}} = Q_{\text{tok}} + Q_{\text{pramen}} \quad (3)$$

z nichž plyne:

$$Q_{\text{pramen}} = Q_{\text{tok}} \cdot (T_{\text{tok}} - T_{\text{celk}}) / (T_{\text{celk}} - T_{\text{pramen}}) \quad (4)$$

Kde:

$Q_{\text{pramen}}$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a  $T_{\text{pramen}}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] je vydatnost a teplota skrytého pramene.

$Q_{\text{tok}}$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a  $T_{\text{tok}}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] je vydatnost a teplota toku nad pramenem.

$Q_{\text{celk}}$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a  $T_{\text{celk}}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] je vydatnost a teplota toku pod pramenem.

$c$  je měrné teplo vody [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ].

$R$  je hustota vody [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ].

V terénu jsem změřil hodnoty:  $Q_{\text{tok}}$ ,  $T_{\text{tok}}$ ,  $T_{\text{celk}}$ ,  $T_{\text{pramen}}$ .  $Q_{\text{pramen}}$  jsem vypočítal z rovnice (4). Tato metoda poskytuje dobré výsledky za podmínek výrazných rozdílů teplot toku a pramene. Ideální podmínky jsou zejména v zimě. Jak ukázali Bruthans a Zeman (2001b) tato metoda je v mnoha případech mnohem přesnější, než prosté měření průtoku povrchového toku nad a pod pramenem.

#### 5.1.5. Zaměření pozice GPS a převod souřadnic

K zaměření polohy některých závrťů a dalších významných bodů jsem použil GPS (Etrex Summit a další přístroje). Pro převod souřadnic z WGS 84 do JTSK jsem použil freewarovou utilitu od G. Timára (<http://sas2.elte.hu/tg/majster.htm>) v MS Excel.

### **2.2 Přirozené stopovače**

Stopovače jsou látky, u kterých lze relativně dobře stanovit jejich koncentrace a které mají zároveň obdobné chování jako zájmová látka. Lze je dělit na přirozené (environmentální) a uměle zaváděné (injektované) do prostředí. O druhé skupině pojednává následující kapitola.

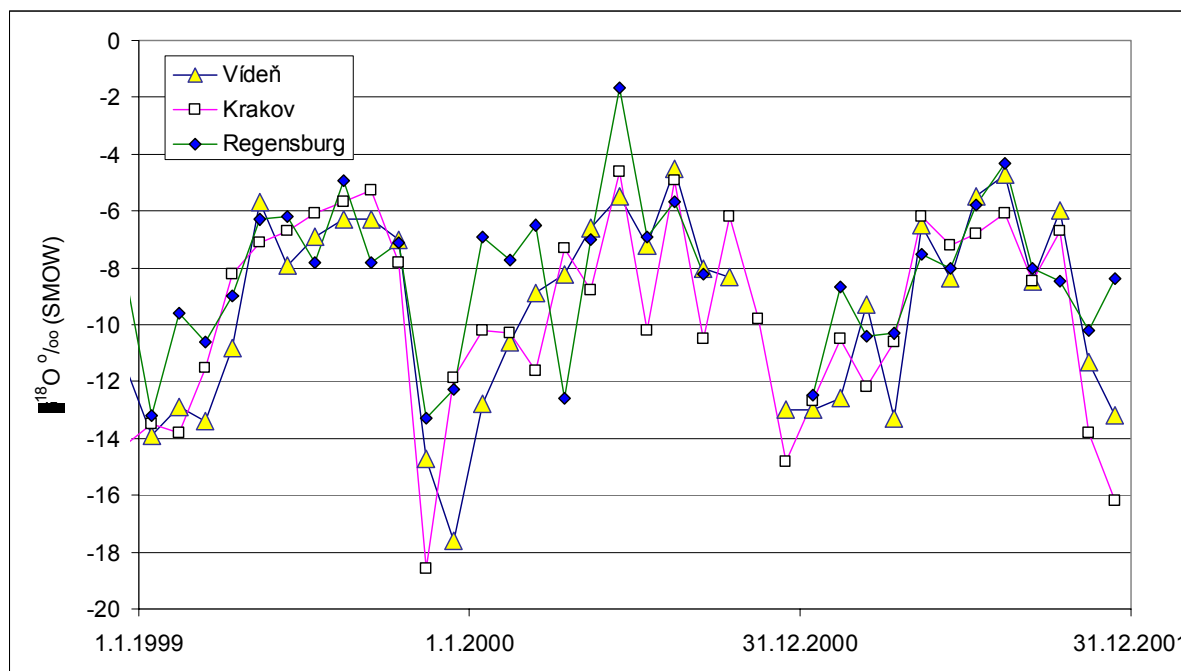
Přirozené stopovače se dostávají do zkoumaného prostředí (v tomto případě podzemní vody) přírodní cestou (Maloszewski a Zuber 1996). To však nevylučuje jejich částečný, nebo i plně umělý původ (freony). Ideální stopovač je látka, která se ve zkoumaném systému chová stejně jako stopovaný materiál (s ohledem na zkoumané parametry) a zároveň má vlastnost, která ji odlišuje od stopovaného materiálu (Maloszewski a Zuber 1996). V dalším textu budou popisovány pouze látky, které slouží k sledování proudění podzemní vody a zhodnocení střední doby zdržení vody v podzemí.

Přirozené stopovače umožňují studovat prostředí s výrazně delší střední dobou zdržení, než je možné za využití stopovacích zkoušek. Oproti uměle zaváděným stopovačům se do prostředí dostávají rozptýleně přes celý povrch území spolu s vodou srážek. V krasové hydrologii lze jejich pomocí odhadnout střední dobu zdržení vody přitékající z celého povrchu krasu. To je velmi odlišné od stopovacích zkoušek, které umožňují obvykle studovat jen proudění v krasových kanálech, nebo proudění v malém měřítku v nenasycené či nasyčené zóně.

Pro studium střední doby zdržení se nejčastěji používají  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  pro krátké střední doby zdržení v řádech měsíců až prvních let. Tritium, freony,  $\text{SF}_6$  a  $^{85}\text{Kr}$  pro střední doby



zdržení v řádu let až desítek let a radiouhlík pro střední doby zdržení v řádech tisíců až desítek tisíc let (Tykva a Berg 2004).



Obrázek 5.4. Průběh vážených měsíčních průměrů hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkách ze tří stanic sledovaných v rámci projektu GNIP v okolí ČR (IAEA/WMO 2006). Je zřejmé, že měsíční průměry z jednotlivých stanic jsou si do značné míry podobné.

### 5.2.1 Izotop kyslíku $^{18}\text{O}$

Izotop  $^{18}\text{O}$  je stabilním izotopem obsaženým přímo v molekule  $\text{H}_2\text{O}$ , proto je vhodným stopovačem pro sledování jejího pohybu v horninovém prostředí. Izotopové složení kyslíku vody (poměru izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$ ) je dále v textu vyjadřováno pomocí relativní hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  kde:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{vzorek}} = \left( \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{vzorek}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \text{ (‰) SMOW} \quad (5)$$

Standardem je mořská voda (SMOW). Stanovení izotopového složení kyslíku vody provedl F. Buzek běžnou metodikou (ekvilibrace s  $\text{CO}_2$ ) v laboratořích Českého geologického ústavu v Praze na Barrandově na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251. Přesnost stanovení je  $\pm 0,15 \text{ ‰}$ .

Izotopové složení kyslíku vody má ve srážkových vodách výrazný sezónní chod (obr. 5.4.). Průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkách v určitém období (vstup do systému) je možné porovnat s průběhem hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve vodě pramene (výstup ze systému). Míry a charakter utlumení kolísání hodnot mezi vstupem a výstupem ze zkoumaného systému odpovídá

střední době zdržení vody v systému (v podzemí). Při střední době zdržení vody v podzemí zhruba nad 4 roky dochází již k vyhlazení hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v čase.

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

$$\frac{Q_{\text{SRÁŽKOVÁ}}}{Q_{\text{CELKOVÝ}}} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{CELKOVÝ}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{PŘEDSRÁŽKOVÁ}}}{\delta^{18}\text{O}_{\text{SRÁŽKOVÁ}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{PŘEDSRÁŽKOVÁ}}} \quad (\%)$$

Kde:

$Q_{\text{SRÁŽKOVÁ}} / Q_{\text{CELKOVÝ}}$  ... je zastoupení vody ze srážky ve zkoumaném objektu (6)

$\delta^{18}\text{O}_{\text{CELKOVÝ}}$  ..... je složení vody objektu v průběhu zkoumané události

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PŘEDSRÁŽKOVÁ}}$  ..... je složení vody objektu před zkoumanou srážkou či táním

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

#### 5.2.1.1. Vzorkování skapových vod

Vzorky jsem odebíral do 30 ml plastových vzorkovnic s dvojitým uzávěrem (ampulky). V Ochozské jeskyni odebíral vzorky skapové vody na stanovení izotopového složení kyslíku ze tří skapových míst zhruba v 20-30 denním intervalu M. Jež v rámci výměny baterií do záznamových zařízení. Na skapovém místě Beránek jsou skapy aktivní jen malou část roku. Po té co se ukázalo, že hodnoty se výrazně neliší od hodnot skapového místa E byl odběr zastaven (obr. 6.18.). V lednu 2002 byly během intenzivního tání odběry vzorků zahuštěny aby bylo možné zachytit kolísání hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  během období intenzivních skapů. Z odebraných vzorků byla z finančních důvodů analyzována pouze část, tak aby byl vystižen průběh kolísání hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$ .

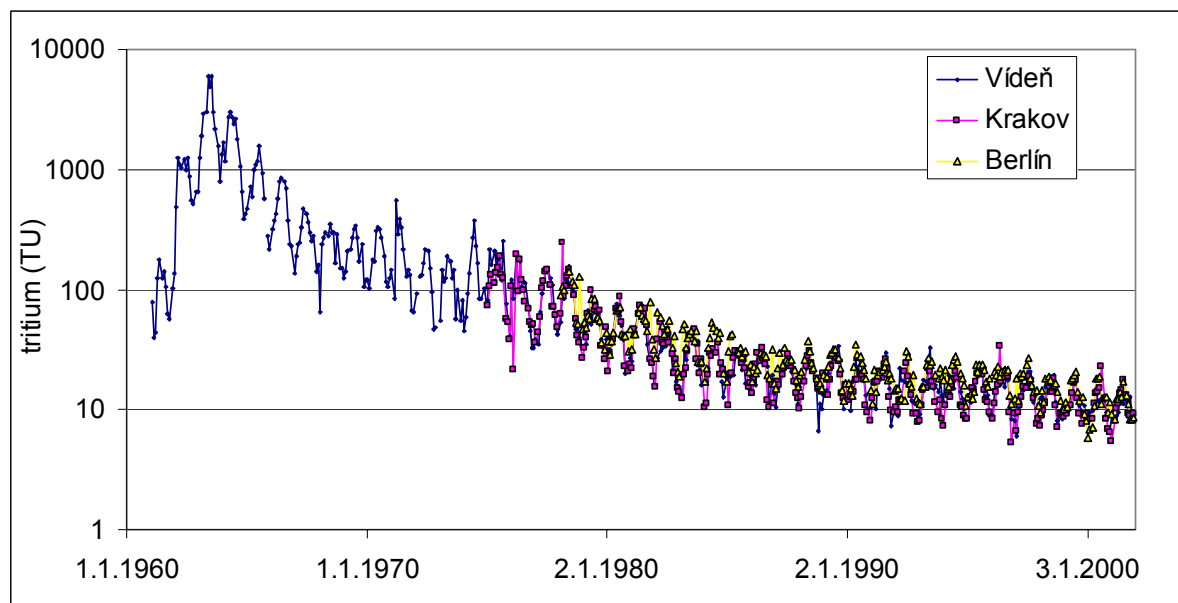
Významné ovlivnění hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  výparem přímo v jeskyni lze vyloučit. Skap E byl odebírán přímo z hadice napojené bez kontaktu s atmosférou na přírodní puklinu. U skapu Kužel sice výpar vyloučit nelze ale vzhledem k vlhkosti okolo 100 % hluboko v jeskyni je nepravděpodobný. Ukazuje to i skutečnost, že nejvyšší hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  byla zjištěna v skapu Kužel ve vzorcích z ledna až května 2003, kdy měl skap vůbec nejvyšší průtok (obr. 6.18.). Průtok skapového místa E je měřena sklopkou s automatickým záznamem. U skapu Kužel jsem průtok odvodil z intenzity skapu (z měření vyplývá těsný vztah mezi počtem kapek za minutu a průtokem).

#### 5.2.1.2. Srážky

Od začátku roku 2002 byly P. Holubem v denním intervalu odebírány vzorky srážkové vody na srážkoměrné stanici Hostěnice. Z nich jsem vytvořil slévané měsíční vzorky (vážené

srážkovým úhrnem) a nechal stanovit průměrné měsíční hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$ . Pro rok 2000 a 2001 jsem využil údaje z ČGS poskytnuté F. Buzkem (Káraný, Jizerské hory).

Srovnání průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkách (měsíční průměry, volně dostupné na IAEA/WMO 2006) na lokalitách v okolí ČR (Vídeň, Krakov, Řezno) ukázalo, že rozdíly mezi jednotlivými stanicemi jsou poměrně malé (obr. 5.4.).

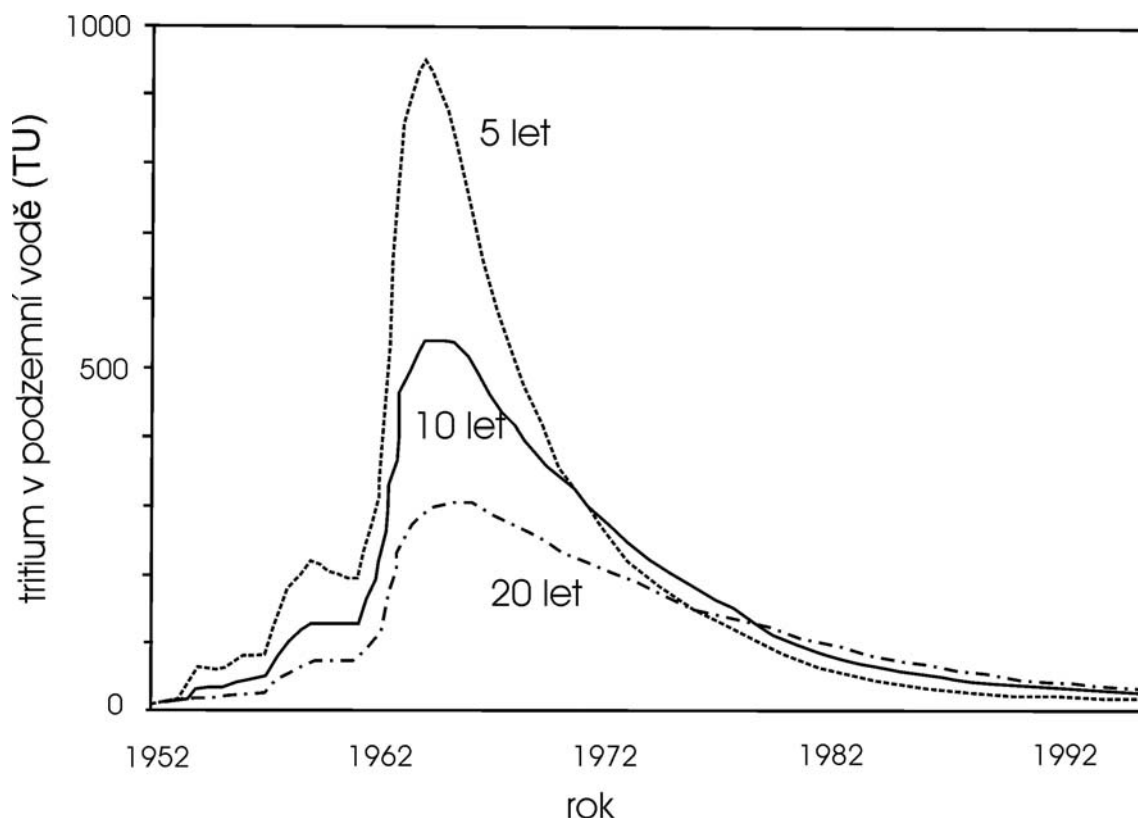


Obrázek 5.5. Obsah tritia ve vážených měsíčních úhrnech srážek ze stanic v okolí ČR. Je zřejmé, že průběhy obsahu tritia vykazují ve všech stanicích značnou shodu (IAEA/WMO 2006).

### 5.2.2. Tritium ( $^3\text{H}$ )

Tritium ( $^3\text{H}$ ) je radioizotop vodíku s poločasem rozpadu 12,43 let (IAEA/WMO 2006). Tritium je obsaženo přímo v molekule vody, takže je vhodným stopovačem pro sledování jejího pohybu v horninovém prostředí. Pouze v některých puklinových prostředích s dvojnásobnou porózitou může docházet k difuzi tritia do matrix horniny, proto se tritium šíří pomaleji než voda v puklinách. Koncentrace tritia se uvádějí v tritiových jednotkách (TU; 1 tritiová jednotka = 1 atom tritia na  $10^{18}$  atomů normálního vodíku = aktivita vody  $0,118 \text{ Bq.l}^{-1}$ ). Tritium se vytváří v atmosféře při reakci izotopu dusíku  $^{14}\text{N}$  s neutrony. Po oxidaci na vodu se tritium zapojuje do hydrologického cyklu. Přirozené koncentrace tritia ve srážkách se před rokem 1950 pohybovaly v jednotkách TU. Koncem 50. a začátkem 60. let došlo v důsledku termojaderných pokusů v atmosféře k nárůstu koncentrací tritia v atmosféře o mnoho řádů nad přirozenou úroveň. V důsledku těchto pokusů dosáhly koncentrace tritia ve srážkách ve střední Evropě maxima až 5 950 TU v červenci roku 1963 (obr. 5.5.). Po roce 1963 koncentrace tritia ve srážkách počaly klesat a do roku zhruba 1973 se na severní polokouli dostaly do rozmezí 30 až 50 TU. Tritium v současnosti obsažené v podzemní vodě je tak z převážné části antropogenního původu. Dnešní koncentrace tritia ve srážkách v okolí

Prahy se pohybují okolo 7 TU v zimě a okolo 16 TU v létě (Světlík a Budská 2001). Přímou z ČR nejsou dlouhodobé řady koncentrací tritia ve srážkách dostupné. Jako vstupní data byly proto využity měsíční průměrné obsahy tritia ve srážkách ze stanice Vídeň vážené úhrnem srážek (volně dostupné na IAEA/WMO 2006). Srovnání s dalšími dlouhodobě sledovanými lokalitami v okolí ČR (Berlín, Krakov) ukázalo, že rozdíly mezi jednotlivými stanicemi jsou zanedbatelné (obr. 5.5.).



Obrázek 5.6. Typické průběhy koncentrací tritia pro různé střední doby zdržení (upraveno podle Kendalla a McDonnella 1998).

Pro studium střední doby zdržení vod z obsahu tritia existuje několik metod. Nejvíce používaná metoda v hydrologických studiích je postavena na sledování vývoje obsahu tritia v závislosti na čase (Kendall a McDonnell 1998). Vody o různých středních dobách zdržení vykazují odlišné průběhy koncentrace tritia v závislosti na čase (obr. 5.6.). Použitelnost této metody výrazně poklesla po roce 1990, a zejména od konce 90. let, kdy se již průběhy koncentrací tritia ve vodách o různé střední době zdržení přiblížily natolik, že je obvykle nelze bezpečně odlišit (Einsiedl a Müller 2001). V současnosti lze proto tuto metodu použít pouze tehdy pokud byly na zkoumaném objektu analyzovány obsahy tritia v osmdesátých letech (nebo dříve). V případě, že data k dispozici nejsou, je metoda prakticky nepoužitelná a koncentrace tritia lze použít pouze ke kvalitativní interpretaci střední doby zdržení. Tu uvádí např. Clark and Fritz (1997):

pod 0,8 TU	infiltrace před rokem 1950
0,8 – 4 TU	směs infiltrace před rokem 1950 a moderní infiltrace
5 – 15 TU	moderní voda (5 až 10 let stará)
15 – 30 TU	moderní voda s příměsí vody z 60. a 70. let
přes 30 TU	významná složka infiltrace z 60. a 70. let
přes 50 TU	infiltrace z 60. let převažuje

Metoda však v případech „středních“ koncentrací může vést k výrazně chybnému odhadu střední doby zdržení. Např. koncentrace 5-15 TU nemusí znamenat vodou o střední době zdržení 5-15 let, ale naopak směs vody tritiově vymřelé (infiltrované i velmi dlouho před 1950) s menší příměsí vody z 60. let: tedy směs vod mnohem starších. Extrémní hodnoty (nízké i vysoké) jsou již interpretovatelné jednoznačněji: Vyšší obsahy tritia (cca nad 15 TU v roce 2004) znamenají příměs vody z 60. a 70. let (mimo případů úniků tritia z odpadu). Obsahy pod 5 TU (rok 2004) naopak představují jednoznačně přítomnost vody z infiltrace před rokem 1950 (obr. 6.1.).

Průběh koncentrace tritia ve srážkách lze opravit o rozpad od doby infiltrace do současnosti (obr. 6.1.). Je tak možné určit jaká současná koncentrace tritia by odpovídala různým rokům infiltrace. Pozoruhodné je, že složitou tritiovou vstupní funkci lze pak zjednodušit na tři období (Bruthans a Kadlecová 2005):

1) Od roku 1982 do současnosti se koncentrace po opravě na rozpad téměř nemění a pohybuje se okolo 10 TU. Ani hodnoty letních srážek nepřesahují 15 TU.

2) Průměr z dvacetiletí 1960-1980 je výrazně vyšší, okolo 55-65 TU (podle poměru infiltrace léto/zima; který byl uvažován v širokém rozsahu: 0,3:1 až 1:1).

3) Vody z padesátých let a starší se blíží 0 TU

Obsah nad 10 TU tak nutně znamená příměs vody z 70. a 60. let (Bruthans a Kadlecová 2005). Za předpokladu, že prameny nejsou z významné části dotovány vodou infiltrovanou před rokem 1960 lze použít dvousložkový model a vypočítat zastoupení vody z 60. a 70. let na vydatnosti pramene (složka 1 - infiltrace v letech 1960-1980; složka 2 – infiltrace od roku 1980 až po současnost). Platí ovšem, že pokud prameny obsahují významnější množství vody infiltrované před rokem 1960 (což u řady z nich nelze vyloučit), pak bude nutně zastoupení vody z 60. a 70. let ještě vyšší (3 složka – starší než 1960 má koncentraci blízkou 0 TU).

Další metodou je stanovení tritia spolu s jeho rozpadovým produktem ( $^3\text{He}$ ). Tato metoda je bohužel finančně velmi náročná (jeden vzorek zhruba 900 USD; Reston laboratory USA), navíc má nevýhodu v možnosti úniku  $^3\text{He}$  z podzemní vody v krasovém prostředí. Studium střední doby zdržení pomocí metody  $^3\text{H}/^3\text{He}$  je založeno na zachování  $^3\text{He}$

odvozeného z rozpadu tritia (Schlosser a kol. 1988, 1989). Protože obě látky jsou inertní v podzemní vodě, neovlivněné chemizmem a kontaminací z většiny antropogenních zdrojů, může být  $^3\text{H}/^3\text{He}$  datování použito v mnoha případech hydrologických studií. K datování je potřeba splnění několika následujících podmínek:

- 1) Vzorek musí obsahovat detekovatelné množství tritia (cca nad 0,5 TU).
- 2) Pokud vzorek obsahuje terigenní He (helium odvozené z pláště a kůry), je třeba stanovení obsahu Ne pro určení zastoupení  $^3\text{He}$  pocházejícího z rozpadu tritia.
- 3) Poměr  $^3\text{He}/^4\text{He}$  terigenního He musí být známý.

Vzorky vody pro stanovení aktivit tritia jsem odebral do polyetylenových lahví s dobrým těsněním. Láhve byly uchovávány v chladu a temnu. Pro odstranění kolísání obsahu tritia ve vodě pramenů během roku jsem obvykle 4-5 vzorků odebraných během roku smísil do jediného vzorku, který byl analyzován (množství vody z jednotlivých odběrů jsem vážil okamžitou vydatností pramene).

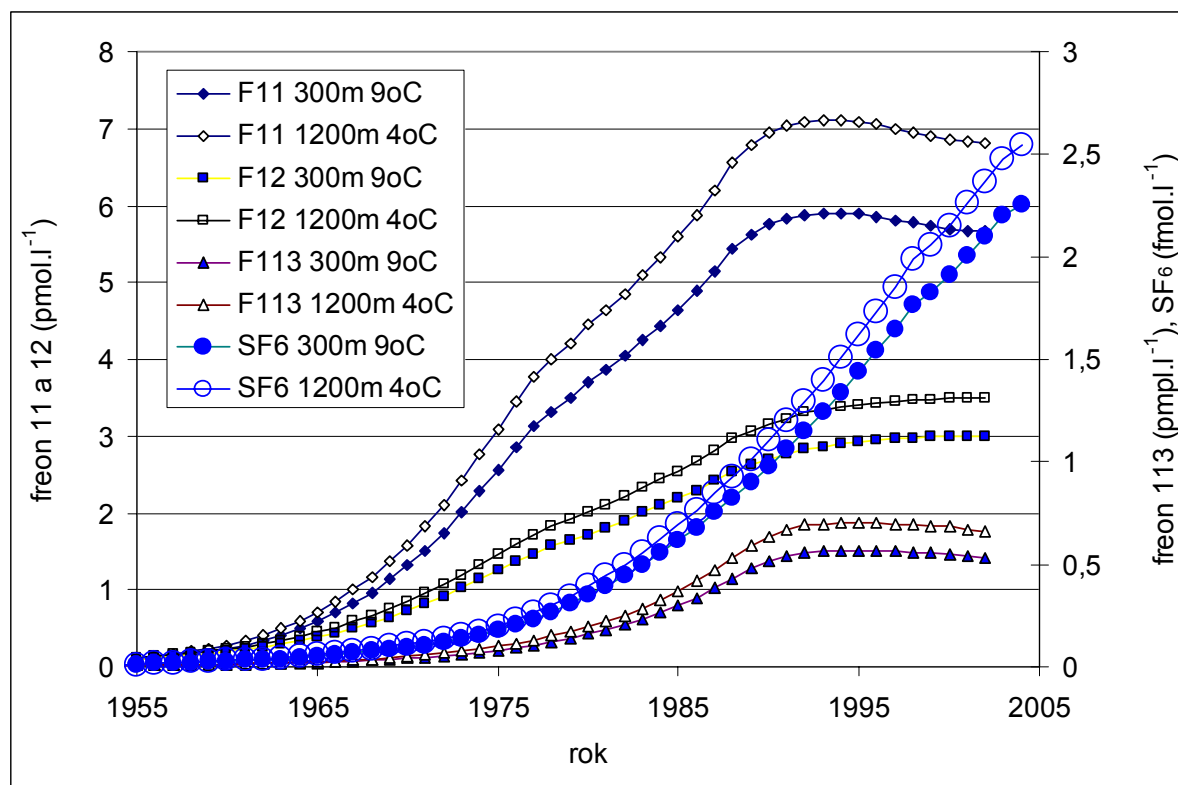
Měření objemových aktivit tritia ve vzorcích podzemních vod provedla J. Melkovou v laboratoři PŘFUK na nízkopozadovém kapalinovém scintilačním spektrometru Tri Carb 3170Tr/Sl (Canberra-Packard Company). Vzorky byly elektrolyticky nabohaceny 1:10 v izotopové laboratoři PŘFUK. Každý z odebraných vzorků byl měřen ve čtyřech opakováních po dobu 700 minut. Měření bylo uskutečněno v několika periodách v období září 2001 až prosinec 2005. Výsledky jsem korigoval na rozpad vždy k datu odběru. Přesnost stanovení se u jednotlivých vzorků pohybuje mezi 0,5 a 0,7 TU (metoda s elektrolytickým obohacením).

### 5.2.3. Freony 11, 12, 113

Chlorofluorované uhlovodíky (freony) jsou stabilní, syntetické organické látky, které se začaly vyrábět ve třicátých letech jako bezpečná náhrada  $\text{NH}_3$  a  $\text{SO}_2$  pro chladicí zařízení. Pro datování podzemních vod se využívají následující tři látky freon 11 ( $\text{CFCl}_3$ ), freon 12 ( $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ) a freon 113 ( $\text{C}_2\text{H}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$ ); Plummer a kol. (1998b). Výroba freonu 12 začala v roce 1931, výroba freonu 11 v roce 1936. Freony jsou nehořlavé, nekorodující, neexplozivní, téměř netoxické. Díky svým vlastnostem byly používány v řadě průmyslových odvětví. Freony 11 a 12 se používaly jako chladicí medium, nosné medium ve sprejích, atd. Freon 113 se používal primárně v elektronice při výrobě polovodičů a čištění mikroelektronických obvodů. Za přírodních podmínek na povrchu Země se vyskytují v plynném skupenství.

Uvolňování freonů do atmosféry a zapojení do hydrologického cyklu následovalo jejich výrobu se zpožděním menším než 1 rok s výjimkou chladicích zařízení, kde se průměrná doba odhaduje na 10 let (Midgley a Fisher 1993). Koncentrace těchto látek začala v atmosféře stoupat po roce 1940 (Busenberg a Plummer 1992; obr. 5.7.). Rychlý nárůst se zastavil až koncem 90. let od kdy jejich koncentrace začala zvolna klesat díky zákazu jejich výroby v roce 1996 (Plummer a kol. 1998b). Poločasy rozpadu v atmosféře jsou pro freon 11

45±7 let, pro freon 12 87±17 let a pro freon 113 100±32 let. (Volk a kol. 1997). Obsah freonů v atmosféře vykazuje malou prostorovou variabilitu. Rozdíly v koncentracích v Irsku, Oregonu (USA), Barbadosu, na Samoa a v Tasmánii nepřesahují 10 % (Cunnold a kol. 1994). Nicméně existují lokálně zvýšené koncentrace v okolí městských a průmyslových aglomerací (Oster a kol. 1996). Koncentrace freonů v čase je možné získat z internetových databází jako je OCMIP (2000) a NOAA ([www.cmdl.noaa.gov](http://www.cmdl.noaa.gov); a [http://cdiac.ornl.gov/ftp/ale\\_gage\\_Agage/AGAGE/gc-md/](http://cdiac.ornl.gov/ftp/ale_gage_Agage/AGAGE/gc-md/)). Průměrné roční koncentrace freonů 11, 12 a 113 do roku 2002 uvádí též Ozyurt a Bayari (2003) přímo ve vstupní databázi pro program LUMPED. Jedná se o obsahy v atmosféře měřené na oceánských pozorovacích stanicích, uvedené v pptv ( $10^{-12}$  objemových jednotek). Jsou platné pro severní polokouli s tím, že v místech větších aglomerací mohou být skutečné koncentrace vyšší. Hodnoty jsem po přepočtech na nadmořskou výšku a teplotu infiltrace (viz dále) využil jako vstupní data pro hydrologické modelování.



Obrázek 5.7. Obsahy freonů 11, 12, 113 a SF<sub>6</sub> v infiltrované vodě pro krajní varianty pramenů v ČR (nadmořská výška infiltrace 1200 m n.m.- 4°C a 300 m n.m. - 9°C). Komentář viz text.

Koncentrace freonů ve vodě se vyjadřuje v  $\text{pmol.l}^{-1}$  (pikomoly. $\text{l}^{-1}$ ), ve vzduchu se používá obvykle pptv ( $1:10^{-12}$  objemových jednotek). Freony představují výborný stopovač a nástroj pro datování mladých vod (zhruba v posledních padesáti letech). Freony 11, 12 a 113 mohou být měřeny ve vodě s přesností  $0,3 \text{ pg.l}^{-1}$  při použití systému „purge and trap“, plynové chromatografie s detektorem elektronů (GC-ECD; Bullister a Weiss 1988;

Busenberg a Plummer 1992). Datování podzemní vody s freony 11, 12 a 113 je možné díky následujícím skutečnostem (Busenberg a Plummer 1992):

1) Atmosférické koncentrace těchto látek jsou známy nebo byly rekonstruovány z období posledních 50 let.

2) Henryho konstanta pro vodu je pro tyto látky známa.

3) Koncentrace ve vzduchu a vodě jsou poměrně vysoké a mohou být měřeny.

Možnost využití freonů jako indikace moderní infiltrace a jako prostředek pro datování vod byla rozeznána již v 70tých letech (Thompson a kol 1974). Od konce 70tých let byly freony intenzivně využívány jako stopovače oceánské cirkulace a míšení (Bullister 1989). Vylepšené metody měření byly poté využity při studiu podzemních vod (Busenberg a Plummer 1992).

Obsah freonů měřený na oceánských stanicích jsem opravil na nadmořskou výšku, protože parciální tlak s nadmořskou výškou klesá:

$$P_{\text{CFC(SL)}} = P_{\text{CFC(RA)}} / C_f \quad (7)$$

Kde:

$P_{\text{CFC(SL)}}$  je atmosférický parciální tlak freonů na hladině moře (atm).

$P_{\text{CFC(RA)}}$  je atmosférický parciální tlak freonů v nadmořské výšce infiltrace (atm).

$C_f$  je bezrozměrný korekční faktor.

Hodnota  $C_f$  je určena za využití barometrického korekčního faktoru (BRA v metrech), který využívá standartizované atmosférické tabulky (Manual od barometry 1963):

$$C_f = (1 - 0,0065 B_{\text{RA}} / 288,16)^{5,2561} \quad (8)$$

K vytvoření vstupní funkce (průběhu koncentrací freonů v čase v infiltrované vodě), jsem přepočítal obsahy v atmosféře na obsahy rozpuštěné ve vodě podle vzorců:

$$K_{\text{HCFC}} = C_{\text{CFC}} / P_{\text{CFC}} \quad (9)$$

Kde:

$K_{\text{HCFC}}$  je Henryho konstanta ( $\text{mol.l}^{-1}.\text{atm}^{-1}$ ).

$C_{\text{CFC}}$  je koncentrace freonů ve vodě ( $\text{mol.l}^{-1}$ ).

$P_{\text{CFC}}$  je parciální tlak freonů v atmosféře (atm).

$K_{\text{HCFC}}$  je určen následující rovnicí (Warner a Weiss 1985; Bu a Warner 1995):



$$\ln K_{\text{H}_{\text{CFC}}} = a_1 + a_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S(b_1 + b_2(T/100) + b_3(T/100)^2) \quad (10)$$

Kde  $\ln K_{\text{H}_{\text{CFC}}}$  je přirozený logaritmus Henryho konstanty pro freony ( $\text{mol.l}^{-1}.\text{atm}^{-1}$ ),  $T$  je absolutní teplota ( $^{\circ}\text{Kelvina}$ ) a  $S$  je salinita (%). Konstanty jsou uvedeny v tabulce 5.1.

Tab. 5.1. Konstanty pro výpočet Henryho konstanty pro freony (Bullister a Weiss 1988; Bu a Warner 1995).

	$\text{mol.l}^{-1}.\text{atm}^{-1}$			$\text{mol.kg}^{-1}.\text{atm}^{-1}$		
konstanta	CFC11	CFC12	CFC113	CFC11	CFC12	CFC113
a1	-134,1536	-122,3246	-134,243	-136,2685	-124,4395	-136,129
a2	203,2156	182,5306	203,898	206,115	185,4299	206,475
a3	56,232	50,5898	54,9583	57,2805	51,6383	55,8957
b1	-0,148598	-0,149779	-0,02754	-0,148598	-0,149779	-0,02754
b2	0,095114	0,094668	0,006033	0,095114	0,094668	0,006033
b3	-0,01634	-0,016004	0	-0,01634	-0,016004	0

Degradace freonů probíhá pouze v anaerobním prostředí. Nejstabilnější je freon 12, naopak freon 11 se degraduje nejnadhěji (Oster a kol. 1996; <http://water.usgs.gov/lab/cfc/cfcindex.html>).

Ve výrazněji osídlených a průmyslových oblastech, kam patří velká část území ČR, může být koncentrace freonů zvýšena až o 50 % díky lokálnímu přebytku freonů v důsledku vyšších úniků těchto plynů do atmosféry, než je obvyklé na oceánských stanicích. Tímto problémem se v Německu detailně zabýval Oster a kol. (1996). Lokální přebytek lze určit srovnáním obsahu freonů v místním vzduchu s hodnotami těchto plynů z oceánských stanic pro stejné časové období. Problém je s extrapolací do minulosti. V rámci disertační práce jsem obsah freonů v místním vzduchu nezjišťoval. Je zřejmé že pokud bude existovat lokální přebytek freonů a budou jako vstupní data využívány údaje z oceánských stanic, bude získaná střední doba zdržení vody podceňena oproti realitě (použité vstupní hodnoty budou nižší, než reálné).

Dalším faktorem je „nadbytečný vzduch“ (v anglické literatuře „excess air“). Jedná se o zachycené bubliny vzduchu, který se do saturované zóny dostává při rychlém vzestupu hladiny podzemní vody. Při rozpuštění zachycených bublinek vzduchu se do vody dostává více freonů (a dalších plynů), než odpovídá rovnovážnému stavu pro danou teplotu. Mírné přesycení vykazují prakticky veškeré podzemní vody (Heaton a Vogel 1981). Množství nadbytečného vzduchu je určeno zejména vlastnostmi kapilární třásně těsně nad saturovanou zónou. K vzniku bublin a jejich zachycení dochází především v jemnozrných sedimentech. Vyšší hodnoty nadbytečného vzduchu byly zjištěny v aridních oblastech, kde občasné výrazné srážky způsobují rychlý nárůst hladiny (Heaton a Vogel 1981). Rozsáhlé vzorkování podzemních vod v USA ukázalo, že množství nadbytečného vzduchu vzácně přesahuje  $5 \text{ cm}^3.\text{l}^{-1}$  a proto obvykle nemá zásadní vliv na výpočet střední doby zdržení

Tabulka 5.2. Procesy které ovlivňují výsledky datování pomocí freonů  
(<http://water.usgs.gov/lab/cfc/cfcindex.html>).

vlastnost	nejvíce ovlivněné prostředí	popis procesu	vliv na zdánlivé stáří
<b>teplota infiltrace</b>	mělká hladina podzemní vody	teplota na hladině vody v průběhu infiltrace	
		nadhodnocená	příliš mladé
		podhodnocená	příliš staré
		±2 oC do 1970 ±1 rok a méně	
		±2 oC 1970-1990 ±1-3roky	
		±2 oC po 1990 >3 roky	
<b>přebytečný vzduch (excess air)</b>	rychlá, soustředěná infiltrace; puklinová porozita	příměs vzduchu zachyceného a rozpuštěného v průběhu infiltrace. Významný pro infiltraci po roce 1990	příliš mladé
<b>nadmořská výška infiltrace</b>	horské oblasti	voda infiltrovaná ve vyšších nadmořských výškách rozpouští méně freonů, díky nižšímu barometrickému tlaku	
		nadhodnocená	příliš mladé
		podhodnocená	příliš staré
		±100m nedůležité	
		±1000m < 1987, ± několik málo let	
		významné pro infiltraci po roce 1990	
<b>mocnost nesaturované zóny</b>	při mocnosti nad 10 m	vzduch v mocnější nesaturované zóně je starší než v současné troposféře	příliš staré
		0 až 10m; chyba < 2 roky	
		30 m; chyba 8-12 let	
<b>městský vzduch</b>	východní USA, západní Evropa, města	obsahy freonů v městských a průmyslových oblastech mohou přesáhnout regionální hodnoty	příliš mladé
		freony dodané do vody z místních antropogenních zdrojů, v nadbytku vzhledem k rovnovážné koncentraci voda-vzduch	příliš mladé (nereálně)
<b>kontaminace freony</b>	městské a průmyslové oblasti, odpadní vody		
<b>mikrobiální degradace</b>	anaerobní prostředí, redukce síranů, metanogeneze; fluvialní a glaciální sedimenty	bez degradace v aerobním prostředí	bez efektu
		redukce síranů a fermentace: F11, F113 degradace; F12 kvazistabilní	F11, F113, příliš staré
		metanogeneze F11>F113>>F12	příliš staré
<b>sorbce</b>	organikou bohaté sedimenty, rašelina	sorbce freonů na organickou hmotu a povrchy minerálů F113>>F11>F12	příliš staré
<b>mišení vod</b>	jíímavé vrty, horniny s puklinovou porozitou	mišení mladých a starých vod ve vertech	
		zdánlivé stáří mladé frakce ve směsi	příliš staré
		zdánlivé stáří staré frakce ve směsi	příliš mladé
<b>hydrodynamická disperze</b>	všechny prostředí	obecně malý vliv pro freony	
		1975-1993	příliš staré
		<1975	příliš mladé

pomocí freonů pro vody infiltrované do roku 1990 (Busenberg a Plummer 1992). Stejně jako v předchozím případě povede zanedbání tohoto procesu k vypočtení menší střední doby zdržení vody, než odpovídá realitě. Pokud se bubliny zachyceného vzduchu ve vodě nerozpustí úplně, dojde k frakcionaci, protože jednotlivé plyny mají různou rozpustnost ve vodě (definovanou Henryho konstantou). Nejmenší rozpustnost z plynů využívaných v hydrologii vykazuje SF<sub>6</sub>, He a Ne. Množství nadbytečného vzduchu může být určeno pomocí měření obsahu argonu a dusíku rozpuštěného ve vodě (Plummer a kol. 1998b).

Metoda výpočtu střední doby zdržení vody podle obsahu freonů je založena na předpokladu, že infiltrovaná voda je v rovnováze s troposférickým vzduchem. V případě nenasycené zóny o vyšší mocnosti však tato rovnováha nemusí platit. V homogenním porézním mediu v nesaturované zóně dochází k intenzivnímu proudění vzduchu advekcí pouze do hloubek několika metrů (díky změnám v barometrickém tlaku a teplotnímu gradientu, Massman a Farrier 1992). Ve vyšších hloubkách hrají hlavní roli difúzní procesy (Weeks a kol. 1982; Severinghaus a kol. 1997). Díky pomalému difúznímu transportu může odpovídat obsah freonů v hloubkách okolo 40 m jejich koncentraci v troposféře před 20 i více lety (Cook a Solomon 1995). Výpočet střední doby zdržení, který nebere v potaz vliv nenasycené zóny povede v takovém případě k získání střední doby zdržení o 20 let vyšší než je skutečnost. Křivky zpoždění střední doby zdržení v závislosti na mocnosti nesaturované zóny teoreticky popsal Cook a Solomon (1995). Jejich výsledky ukazují, že pro nesaturovanou zónu do mocnosti do 10 m by časy zpoždění neměly přesáhnout 2 roky což je možné pro většinu studií zanedbat. Ve větších hloubkách však již zpoždování zdánlivé střední doby zdržení vůči realitě rychle roste. Doba zpoždění je do značné míry dána difusními koeficienty stopovače, rozpustností stopovače ve vodě a obsahem vody v zemině (Weeks a kol. 1982; Cook a Solomon 1995).

Střední doba zdržení podzemní vody odvozená z měření obsahu freonů ve vodě odpovídá času uplynulému od doby, kdy nově infiltrovaná voda dosáhla hladiny podzemní vody a došlo tím k izolaci od půdní atmosféry. V podzemních vodách nedochází k výměně plynů s půdní atmosférou, protože koeficienty molekulární difúze plynů jsou cca o 5 řádů nižší ve vodě, než v půdním vzduchu (Oster a kol. 1996).

Freony byly úspěšně využity při studiu střední doby zdržení v krasových oblastech: Plummer a kol. (1998 a, b) zkoumal dobu zdržení v krasovém kolektoru Upper Floridan Aquifer v Georgii, kde existují krasové kanály a velké soustředěné ponory říčních vod. Výsledky střední doby zdržení získané z freonů byly srovnány s výsledky z nezávislé metody datování pomocí <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He (Plummer a kol. 1998b). Srovnávací studie doby zdržení mezi metodou freonů a <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He publikoval Ekwurzel a kol. (1994) a Cook a kol. (1995) a mezi výsledky freonů a hydraulických modelů Reilly a kol. (1994) a Szabo a kol. (1996). H. Oster (ústní sděl.) se podílel na studiu doby zdržení vod Dinárského krasu.

#### 5.2.4. SF<sub>6</sub>

Poté, co koncentrace freonů začaly klesat, byly hledány nové stopovače, které by v budoucnu freony nahradily. Takovým stopovačem je SF<sub>6</sub> (fluorid sírový). Tato metoda je relativně nová, byla použita poprvé před 9 lety (Busenberg and Plummer 1997), její hojnější využití se objevilo teprve v posledních letech (např. Bauer a kol. 2001; Zoellman a kol. 2001b).

Průmyslová výroba SF<sub>6</sub> začala v roce 1953. SF<sub>6</sub> se používá jako plynné medium do el. rozvodů, z kterých uniká do atmosféry. Jedná se o extrémně stabilní látku, která se rychle akumuluje v atmosféře (obr. 5.7.). Ačkoli SF<sub>6</sub> má téměř výhradně antropogenní původ, existují i přírodní hlubinné zdroje SF<sub>6</sub> v určitých prostředích, které komplikují datování v některých oblastech (Busenberg a Plummer 2000; <http://water.usgs.gov/lab/cfc/cfcindex.html>). Busenberg a Plummer (2000) analyzovali téměř 3 000 vzorků vod na SF<sub>6</sub> na území USA a zjistili nadměrné koncentrace SF<sub>6</sub> (vyšší než odpovídá rovnovážnému stavu se současnou atmosférickou koncentrací) zejména v oblastech budovaných vyvěřelinami a vulkanity. V okolí ČR byla vyšší koncentrace SF<sub>6</sub> zřejmě přírodního původu, zjištěna v polských Sudetech (H. Oster, ústní sdělení) a v oblasti Králického Sněžníku na české straně (tato práce).

Koncentrace SF<sub>6</sub> ve vodě se vyjadřuje v fmol.l<sup>-1</sup> (femtomoly.l<sup>-1</sup> = 10<sup>-15</sup> mol.l<sup>-1</sup>), ve vzduchu se používá obvykle pptv. Koncentrace SF<sub>6</sub> měřil H. Oster pomocí plynové chromatografie. Detaily metodiky měření uvádí Maiss a kol. (1996).

Podobně jako freony je nutné nejprve koncentraci SF<sub>6</sub> opravit na nadmořskou výšku infiltrace. Nejistota v nadmořské výšce infiltrační oblasti v úrovni 100 m vede k chybě odhadu počáteční koncentrace SF<sub>6</sub> okolo 1,3 %. Chyba v určení nadmořské výšky infiltrace přesahující 300 m způsobí odchylku od skutečné střední doby zdržení v úrovni půl roku. Nadhodnocení nadmořské výšky infiltrace vede k zdánlivě nižší střední době zdržení podzemních vod (Busenberg a Plummer 2000).

Na rozdíl od He a Ne, SF<sub>6</sub> vykazuje výraznou variabilitu rozpustnosti v závislosti na teplotě. Nicméně díky rychlému nárůstu obsahu v atmosféře způsobuje nejistota v teplotě infiltrace na úrovni 1 až 2 °C chybu menší než půl roku (Busenberg a Plummer 2000). Henryho konstantu jsem určil ze vztahu (Wilhelm a kol. 1977):

$$KH_{SF_6} = \frac{55,50868}{(1/X_{SF_6})+1} \quad \ln X_{SF_6} = \frac{(A+(B/T)+ C \ln T)}{R}$$

(11)

Kde:

$X_{SF_6}$  je molární frakce  $SF_6$  v roztoku (bezrozměrná).

T je absolutní teplota (v Kelvinech).

R je universální plynová konstanta ( $cal\ mol^{-1}\ K^{-1}$ ).

Hodnoty konstant viz tabulka 5.3.

Tabulka 5.3 Konstanty pro výpočet Henryho konstanty pro  $SF_6$  (Busenberg a Plummer 2000).

R	1,98717
A	-877,854
B	42051
C	125,018

U  $SF_6$  nebyla zjištěna žádná degradace ani v anaerobních a silně redukčních prostředích kde dochází k degradaci freonů (Busenberg a Plummer 2000).

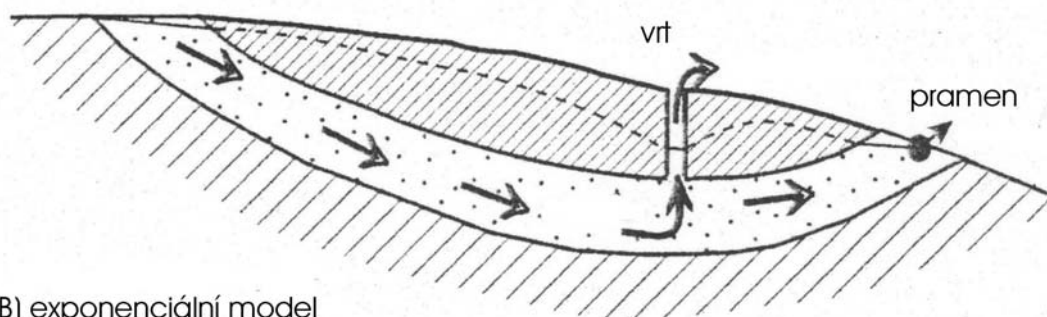
Nezanedbatelný může být vliv „nadbytečného vzduchu“. Jestliže jeho přítomnost není uvažována povede to k zdánlivě nižší střední době zdržení než odpovídá skutečnosti. Na rozdíl od freonů může u  $SF_6$  datování být vliv nadbytečného vzduchu značný, protože Henryho konstanta pro  $SF_6$  je výrazně nižší než pro freony (55 x nižší než pro freon 11 a 13 x nižší než pro freon 12; Busenberg a Plummer 2000).

V současnosti je velmi výhodné kombinovat freony s  $SF_6$ , protože trend vývoje jejich koncentrací je přesně opačný (obr. 5.7.).

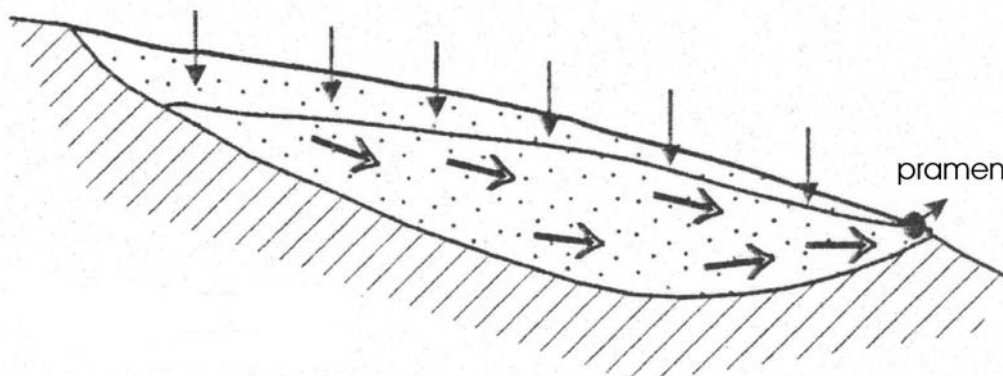
#### 5.2.4.1. Odběr vzorků a analýzy freonů a $SF_6$

Vzorky pro stanovení freonů a  $SF_6$  jsem odebral podle metodiky popsané Osterem a kol. (1996). H. Oster zaslal pro odběry jak speciální skleněné odběrné nádoby o objemu 500 ml v ochranných kovových schránkách, tak i malé ponorné čerpadlo. Odběr vzorků probíhal pod vodní hladinou v patnáctilitrové plastové nádobě. Skleněné vzorkovnice jsem setrvale proplachoval vodou z hadice od čerpadla ponořeného v prameni. Po protečení cca 15 l vody jsem vzorkovnici pod vodou vodotěsně uzavřel a umístil ji do kovového ochranného kontejneru, který jsem též vodotěsně uzavřel. Vzorkovnice je tak chráněna před kontaminací atmosférickými freony dvojitým obalem a vodou. Poté jsem vzorky uložil v chladničce a během dvou týdnů odeslal do Spurenstofflabor (Německo) na analýzy. Na rozdíl od tritia nelze díky nutnosti hermetického oddělení vzorku od atmosféry získat směsné vzorky na freony či  $SF_6$ . Analýzu všech vzorků vody na obsah freonů a  $SF_6$  provedl H. Oster v Spurenstofflabor pomocí plynové chromatografie s detektorem elektronů (GC-ECD) během ledna a července 2004 a ledna 2006. Detaily metodiky stanovení viz Busenberg a Plummer (1992), Dunkle a kol. (1993) a Oster a kol. (1996).

A) model píستového toku



B) exponenciální model



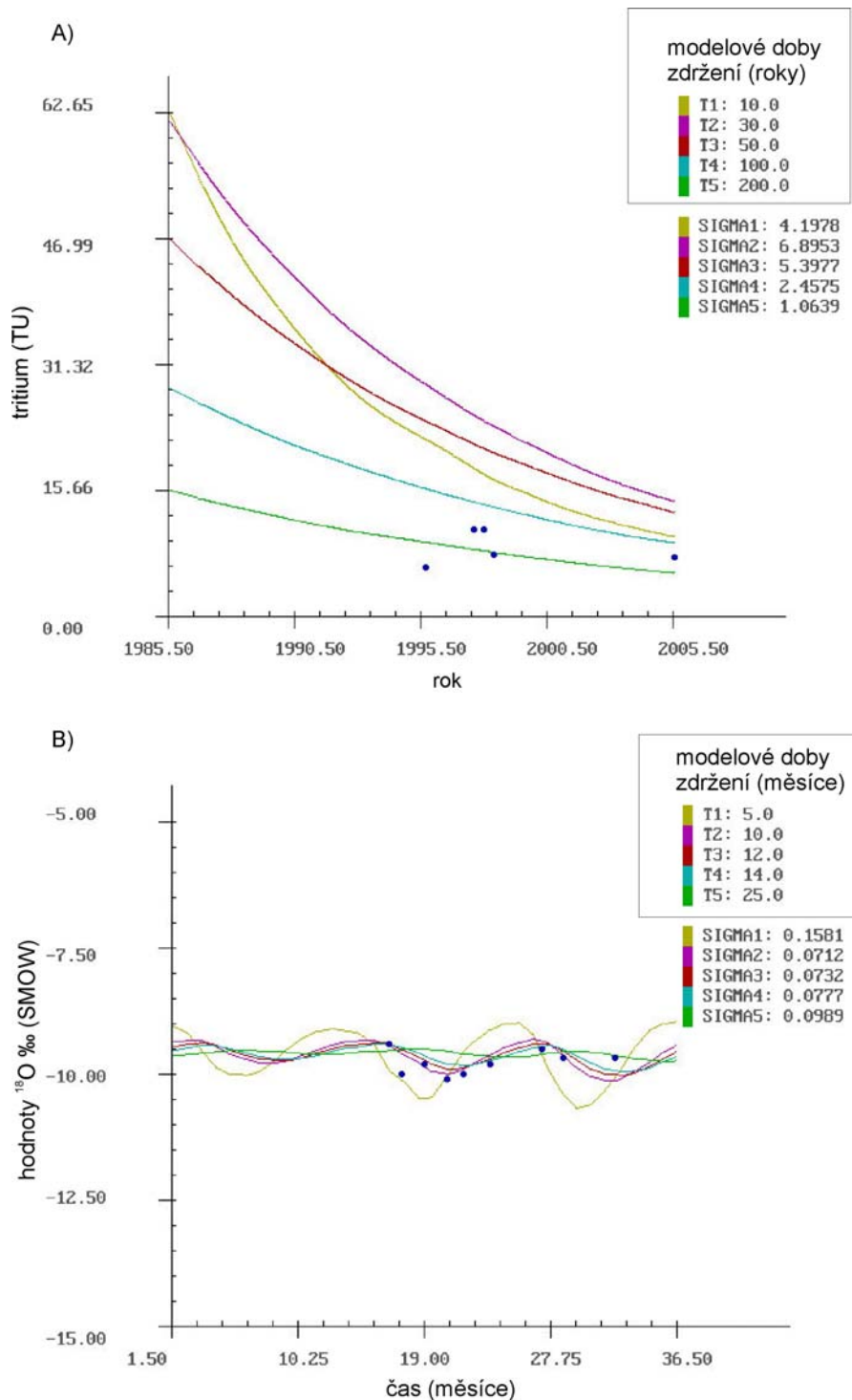
Obrázek 5.8. Dva krajní typy hydrologických modelů. Nahoře model píستového toku, dole exponenciální model (upraveno podle Tykvy a Berga 2004).

### 5.2.5. Parametry a modely

Proudění vody v krasu (a střední dobu zdržení) nelze obvykle popsat běžným způsobem, kde matematický model obsahuje prostorové uspořádání kolektorů a izolátorů a hladiny podzemní vody. Problém je v tom, že voda pro proudění využívá zóny, které se v prostředí vyskytují ve velmi malém množství. Ty téměř nelze zachytit vrty ani odhadnout jejich objem. Na rozdíl od porézního prostředí tu nelze ani řádově odhadnout a tedy ani modelem popsat střední dobu zdržení, protože ta je ovlivněna variabilní velikostí a charakterem porosity a zejména extrémně proměnlivou intenzitou proudění v prostoru.

Pro odvození střední doby zdržení se z přirozených stopovačů obvykle používají velmi jednoduché modely (nesrovnatelně jednodušší, než např. modely budované v MODFLOW pro porézní kolektory, obr. 5.8.). Zjednodušení je nutné proto, že obvykle není známá geometrie proudění, a to ani velmi zhruba.

Příkladem jsou **lumped parameters** modely (dále LP), které převádí vstup do systému (obvykle průběh hodnot stopovače ve srážkách) na výstup (průběh hodnot stopovače ve vzorkovaném objektu) pomocí funkce odezvy systému (system response function; Ozyurt a Bayari 2003). Významnou nevýhodou modelů LP je, že uvažují ustálené proudění, tj. průtok je v čase konstantní, což je v některých případech v krasových oblastech velmi vzdálené od reality.



Obrázek. 5.9. Příklad výstupu z modelu FLOW, který byl použit v této práci.

A) Plnými kolečky naměřené aktivity tritia v prameni Malá Chuchle, křivky zobrazují teoretické průběhy aktivity tritia pro modelové střední doby zdržení (exponenciální model).

B) Plnými kolečky naměřené hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v prameni Branná, křivky zobrazují teoretické průběhy hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v prameni pro modelové střední doby zdržení (disperzní model).

U modelů LP se jedná o inverzní modelování, kdy se metodou pokus-omyl hledá vhodný model a parametry modelu tak dlouho, až výsledná funkce odezvy systému převede

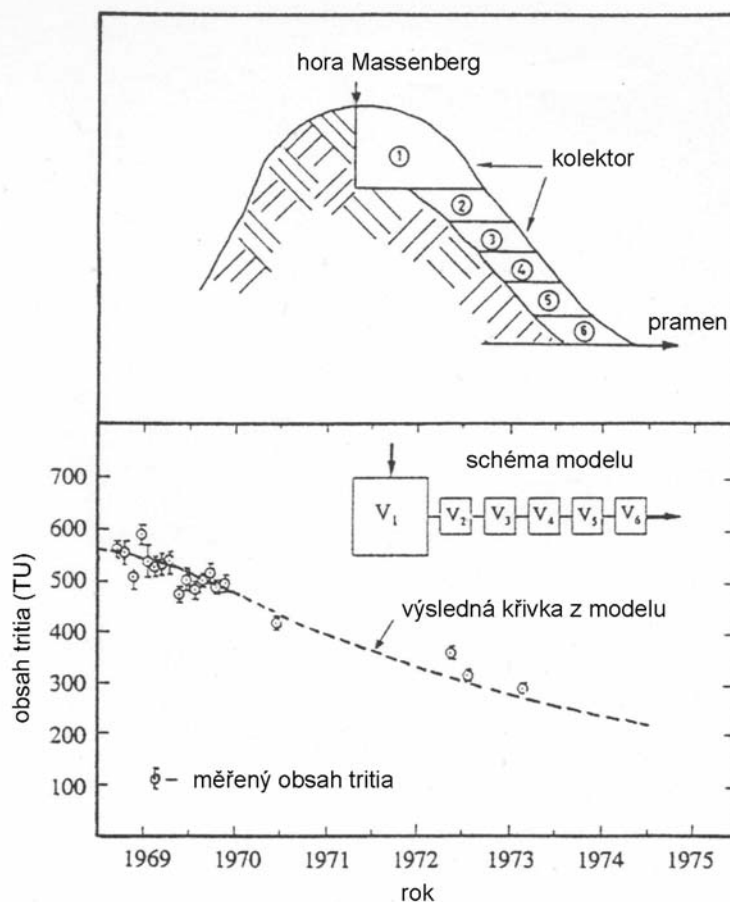
průběh hodnot na vstupu (např. průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkách) na výstup co nejpodobnější naměřeným hodnotám (např. naměřené hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v prameni). Protože je obvykle potřeba vyzkoušet mnoho desítek variant různých modelů a nastavení parametrů bylo vytvořeno několik programů, které velmi urychlují práci s LP modely (viz např. <http://www.cof.orst.edu/cof/fe/watershd/ict/links.htm>). Pro práci s nimi lze použít programy FLOWPC (Maloszewski 1996), BOXMODEL (Zoellmann a Aeschlag-Hertig 2001), TRACER (Bayari 2002) a jeho rozvinutější následníky LUMPED (Ozyurt a Bayari 2003) a LUMPED Unsteady (Ozyurt a Bayari 2005). Programy jsou volně dostupné na internetu. Nejnovější aplikace (LUMPED a LUMPED Unsteady) jsou programovány ve VBA a mají formu sešitu v MS Excel. Obě aplikace dovolují výběr řady různých modelů (pístový tok, exponenciální model, disperzní modely, mrtvý objem, jejich různé kombinace, atd.), kromě tritia lze vyhodnotit i výsledky freonů,  $\text{SF}_6$  a  $^{85}\text{Kr}$ . V případě freonů a  $\text{SF}_6$  program provádí korekce na nadmořskou výšku a průměrnou teplotu infiltrace (Ozyurt a Bayari 2005). Zásadním problémem byla značná nestabilita obou aplikací, která znemožňovala vyhodnocení freonů a  $\text{SF}_6$ . Program LUMPED Unsteady tak bohužel plně dostal svého jménu. BOXMODEL je rovněž aplikace v MS Excel určená k vyhodnocení tritia, freonu 12 a  $^{85}\text{Kr}$ . V případě této aplikace je zásadní nevýhodou omezení maximální střední doby zdržení na 50 let, což je v řadě případů doba příliš krátká. Možné modely jsou: exponenciální, pístový a disperzní model.

Jako nejvhodnější program se tak paradoxně jeví FLOWPC, který byl vytvořen již před 10 lety. Na rozdíl od ostatních programů je zcela stabilní a umožňuje analyzovat široké spektrum stopovačů:  $^{18}\text{O}$ , tritium, freony,  $\text{SF}_6$ . Možné modely jsou: pístový tok, exponenciální model, lineární model, disperzní modely a jejich kombinace (obr. 5.9.). Program navíc umožňuje nastavení zastoupení „staré vody“ (voda s konstantní koncentrací vyhodnocovaného stopovače v čase). V případě  $^{18}\text{O}$  se pro jednotlivé měsíce nastavuje poměr infiltrované vody/srážek aby byl korigován vliv vyššího výparu v letním období. V programu se nastavuje střední doba zdržení a u některých modelů i další parametry (disperzivita atd.). Detailní manuál pro práci s programem a přípravu vstupních souborů uvádí Maloszewski (1996).

Druhou skupinou jsou **modely objemových elementů** (mixing cell approach; Yurtsever 1983; Harrington a kol. 1999). Výsledný model je budován z jednotlivých buněk, které lze libovolným způsobem sestavit a propojit mezi sebou. V buňkách dochází k dokonalému míšení, takže každá buňka představuje dobře smíšený rezervoár. Při vytváření modelu je nutné sestavit buňky do sítě a pro každou buňku určit objem a přetékání do dalších buněk. Sestavení buněk do výsledné sítě by mělo odrážet předpokládanou představu o charakteru proudění (obr. 5.10.). V případě modelu objemových elementů již lze postihnout i dynamiku odtoku (proudění nemusí být ustálené). U toho přístupu je již určitá,



byť velmi zjednodušená geometrická informace obsažena. Modely objemových elementů jsem nemohl pro vyhodnocení využít, protože dostupný model (Yurtsever 1983) požaduje znalost vstupních i výstupních dat v konstantním kroku. U výstupních (sledovaných dat) tyto hodnoty nebyly v takové formě k dispozici.



Obrázek 5.10. Vypočtený průběh koncentrací tritia a ve srovnání s naměřenými hodnotami v prameni. Využití modelu objemových elementů (upraveno podle Przewlocki a Yurtsever 1974)

**Střední doba zdržení** (Mean residence time, Yurtsever 1983) je čas, který uplynul od doby, kdy voda vstoupila do systému. V případě tritia a  $^{18}\text{O}$  je časem nula okamžik, kdy voda proniká pod zemský povrch. V případě freonů a  $\text{SF}_6$  se jedná o okamžik, kdy voda dosáhne nasycené zóny (v nenasycené zóně dochází obvykle ke komunikaci s atmosférickými freony anebo  $\text{SF}_6$ ).

**Model pístového toku** (Piston flow model) nepředpokládá žádné míšení vody. Jedná se o případ, kdy je proudění vody zjednodušeno jen na advekci (bez disperze). Časový průběh koncentrace stopovačů na výstupu ze systému bude stejný jako na vstupu s tím, že oproti vstupu bude opožděn o dobu zdržení vody v systému.

**Exponenciální model** (Exponential model) je druhým krajním případem. Předpokládá se exponenciální distribuce doby zdržení. Nejkratší linie má dobu zdržení

rovnou nule a nejdelší linie nekonečnu. Střední doba zdržení je jediným parametrem tohoto modelu (Maloszewski a Zuber 1996). U tohoto modelu mají největší zastoupení složky oběhu s nejkratší dobou zdržení.

**Disperzní modely** (Dispersive models). Oba výše uvedené modely (pístového toku, exponenciální) jsou krajními případy míšení. Skutečné chování stopovače v hydrologickém systému se spíše vyskytuje mezi těmito dvěma extrémy. V disperzním modelu je uvažováno jednorozměrné řešení disperzní rovnice pro polonekonečné prostředí (Maloszewski a Zuber 1996). U tohoto modelu složky oběhu s nejkratší dobou zdržení chybějí. Pro určení střední doby zdržení v krasovém prostředí se nejčastěji používají exponenciální a disperzní modely. Zde je třeba poznamenat, že Pecletovo číslo (nebo disperzní koeficient) který v těchto modelech vystupuje je obvykle o mnoho řádů vyšší než skutečná hydrodynamická disperze. Je to způsobeno tím, že v pramenech se mísí vody s velmi různou dobou oběhu, a po smíšení budí dojem jediné složky s vysokou disperzivitou (Maloszewski a Zuber 1996).

### **5.3. Stopovací zkoušky**

Vyhodnocením stopovacích zkoušek se zabývá ve své disertační práci O. Zeman. V této práci jsou výsledky stopovacích zkoušek diskutovány pouze ve vztahu k době zdržení vody v krasových kanálech a charakteru proudění vody ve vybraných povodích pramenů. Metodikou provádění a vyhodnocení stopovacích zkoušek se zabýval např. Mohrig a Alexander (1986), Smart (1988), Thraillkill a kol. (1991), Käss a kol. (1998) a Field (2002). Stopovací zkoušky lze odlišit do dvou skupin (Field 2002):

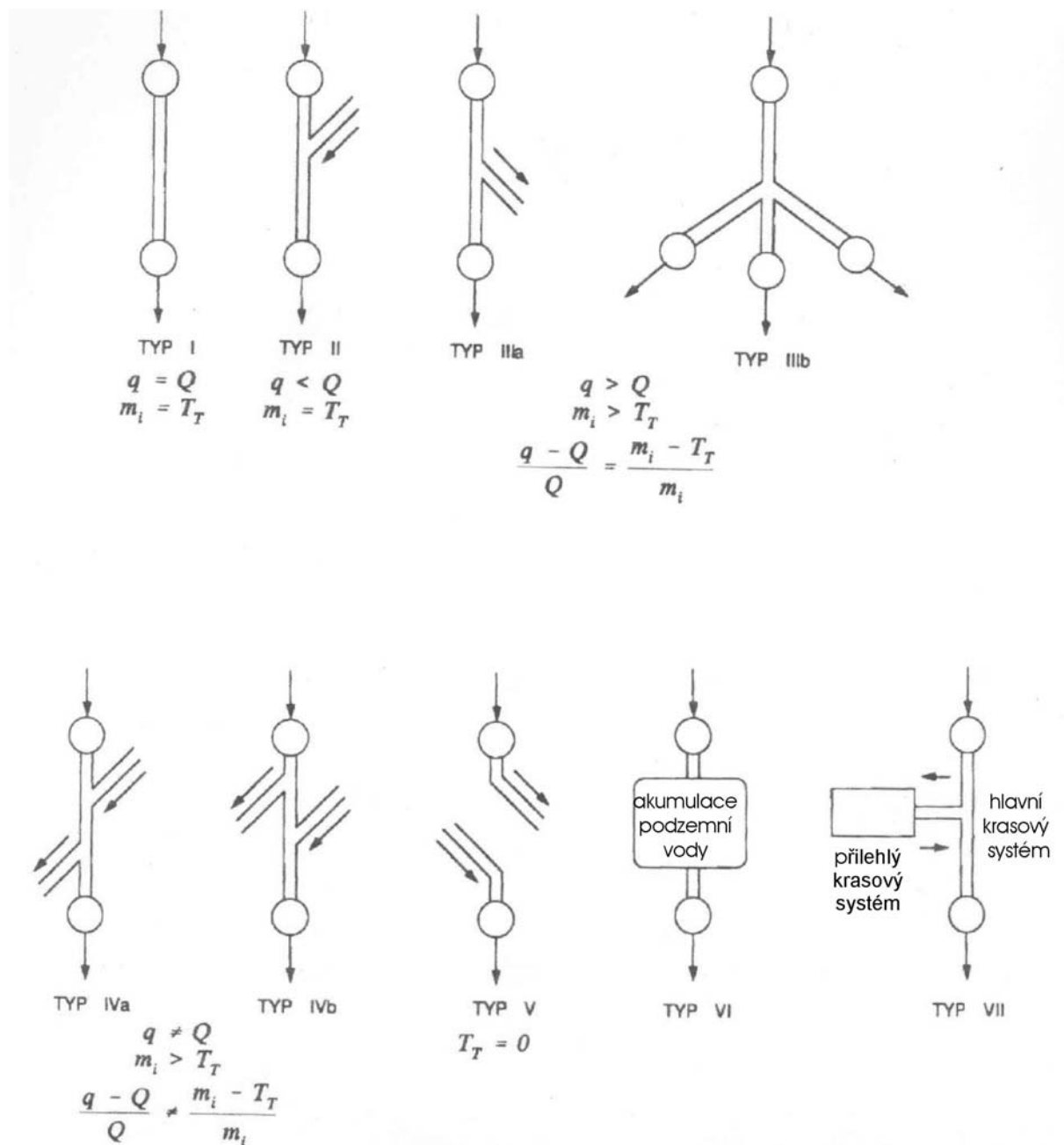
*Kvalitativní* stopovací zkouška je zkouškou bez dostatečné četnosti odběrů vzorků na sledovaných profilech tak, aby dovolila určit průnikovou křivku stopovače (závislost koncentrace stopovače na čase) anebo bez změření průtoků na sledovaných profilech. Takové zkoušky jsou relativně méně časově náročné, protože není nutné dodržovat vysokou četnost odběrů ani není nutné měřit průtoky. Nevýhodou je, že z takové zkoušky je možné určit pouze směry proudění a hrubě odhadnout rychlosti proudění mezi místem injektáže stopovače a monitorovanými místy, ale zkouška neposkytuje údaj o množství objeveného stopovače ani další parametry.

*Kvantitativní* stopovací zkouška musí splnit dvě základní hlediska:

- 1) Četnost odběrů vzorků musí být dostatečná, aby mohla být spolehlivě určena průniková křivka stopovače na sledovaných profilech.
- 2) Na místě injektáže stopovače i na všech sledovaných profilech musí být měřeny průtoky aby bylo možné bilancovat množství proteklého stopovače.

Taková zkouška je výrazně časově náročnější než zkouška kvalitativní, ale lze získat velkou řadu informací o dynamice proudění: časy zdržení vody v krasovém kanálu, rychlosti proudění podzemní vody, objem krasových kanálů v kolektoru, stanovení disperze a

Pecletova čísla (details výpočtů viz dále). Řada dalších údajů může být odvozena z tvaru průnikové křivky stopovače. Výsledky zkoušky umožňují porovnat množství stopovače dodaného do systému s množstvím, které se po čase objevilo na sledovaných profilech a tím ověřit jestli nedošlo k úniku stopovače do vývěru, který nebyl sledován. Ze zkoušky lze určit i základní charakter topologie krasových kanálů (obr. 5.11.).



Obr. 5.11. Typy topologie krasových kanálů (Field 2002). Symboly:  $Q$ -vydatnost na místě sledování,  $q$ -vydatnost na místě injektáže,  $m$ -množství injektovaného stopovače,  $T_T$  -množství zachyceného stopovače.

Stopovací zkoušky jsem vyhodnotil programem Qtracer2 (Field 2002). Výhodou použitého softwaru je skutečnost, že injektáž stopovače lze zadat jako puls (umožňuje zadat

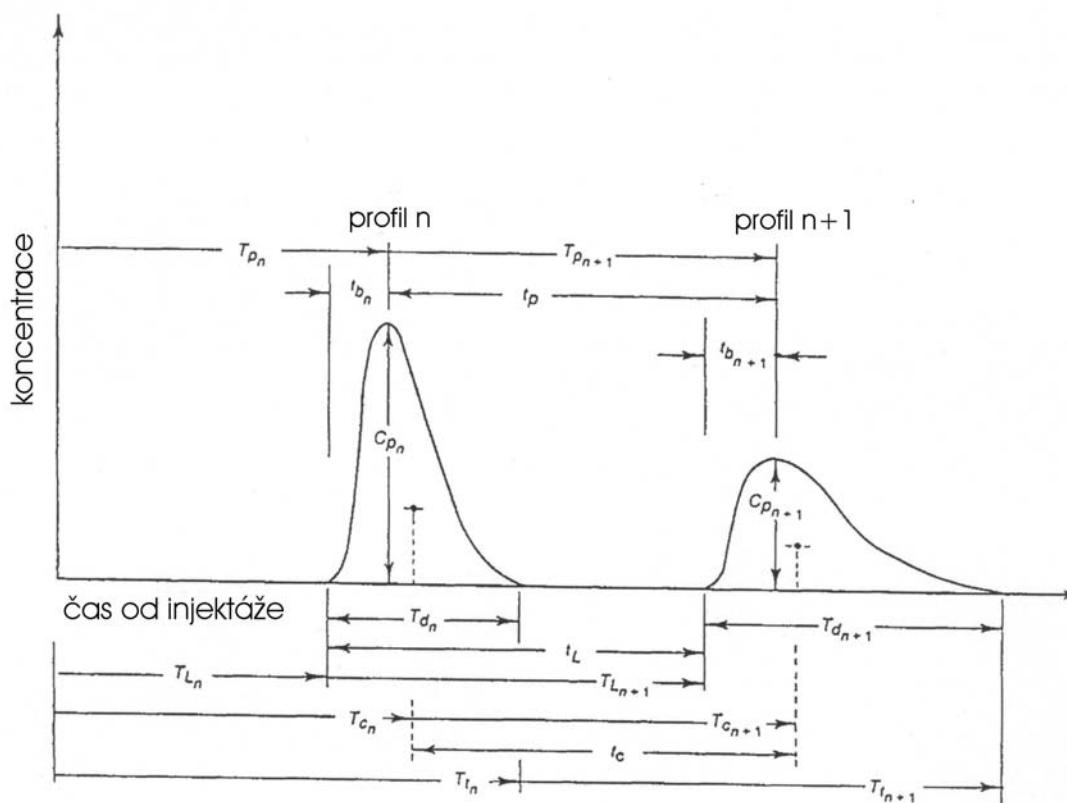
čas, který trvalo vlévání stopovače). Pokud je zadána injektáž jako časový bod může to v některých případech vést k nadhodnocení disperzivity.

Pomocí programu je možné z průnikové křivky stopovače na sledovaných profilech určit následující parametry:

**Zachycené množství stopovače „Mo“** je pro každé vzorkované místo dáno rovnicí : (12)

$$M_o = \int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt$$

**Celkové zachycené množství** je součtem zachycených množství na všech sledovaných profilech. Pokud vydělíme celkové zachycené množství stopovače množstvím které bylo injektováno do systému, získáme **návratnost stopovače** (recovery). V ideálním případě dosahuje návratnost 100 %, tj. byl zachycen veškerý injektovaný stopovač. V reálných případech je tato hodnota obvykle nižší.



Obrázek 5.12. Průniková křivka stopovací zkoušky (podle Fielda 2002), vyjadřující průběh koncentrace stopovací látky ve sledovaném místě v čase. V grafu je pod časovou osou naznačeno odečítání jednotlivých časových úseků ( $T_L$  je časový úsek od injektáže po první objevení stopovače v místě vzorkování,  $T_P$  je časový úsek po maximální koncentraci a  $T_C$  definuje časový úsek po těžiště průnikové křivky,  $T_i$  je čas od injektáže po vyznění koncentrace).

Používání **přímé vzdálenosti „x“** mezi body injektáže a sledování vede v reálných případech k podcenění rychlosti proudění. Proto jsem přímou vzdálenost (např. odečtenou z mapy území) upravil vynásobením koeficientem 1,5 na **opravenou vzdálenost „x<sub>s</sub>“**, která je obvykle velmi blízká skutečné délce krasového kanálu (Field 2002).  $x_s = 1,5x$

Z průnikové křivky (závislost koncentrace stopovače na čase) na sledovaném profilu lze určit tři různě definované doby zdržení (obr. 5.12.):

- 1) Čas „**prvního objevení... t<sub>L</sub>**“ (od injektáže po první zvýšení koncentrace stopovače nad pozadí).
- 2) Čas „**maximální koncentrace... t<sub>p</sub>**“ (od injektáže po dosažení maximální koncentrace na sledovaném profilu).

- 3) **Střední doba zdržení... „x<sub>s</sub>“** (od injektáže po těžiště píku); určuje se rovnicí:

(13)

$$\bar{t} = \frac{\int_0^{\infty} tC(t)Q(t)dt}{\int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt}$$

**Průměrná rychlost stopovače „v<sub>p</sub>“** je rychlost proudění kanálem získaná vydělením opravené vzdálenosti **x<sub>s</sub>** a střední doby zdržení **x<sub>s</sub>**.

**Maximální rychlost stopovače „v<sub>m</sub>“** je podílem opravené vzdálenosti **x<sub>s</sub>** a času prvního objevení **t<sub>L</sub>**.

**Objem krasového kanálu „V“** mezi místem injektáže a sledování lze vypočítat jako součin střední doby zdržení **x<sub>s</sub>** a průměrného průtoku na místě sledování **Q** (Field 2002). To však může vést k nadhodnocení získaného objemu kanálů, protože v místě injektáže obvykle protéká řádově méně vody, než v místě sledování. Proto jsem provedl navíc i výpočty objemu za použití průtoku z místa injektáže. Skutečný objem bude ležet mezi hodnotami z obou výpočtů.

**Průměrnou plochu průtočného profilu „A“** lze stanovit jako podíl objemu krasového kanálu **„V“** a opravené vzdálenosti **x<sub>s</sub>**.

**Pecletovo číslo „P<sub>e</sub>“** ukazuje na míru relativního příspěvku hydrodynamické disperze a difuze na transport rozpuštěné látky ve srovnání s transportem v rámci advekce. Pecletovo číslo lze získat z výpočtu z následujícího vzorce (D<sub>x</sub> je koeficient disperzivity):

$$P_e = \frac{\bar{v}x_s}{Dx_s} \quad \begin{array}{l} P_e < 0,4 \text{ indikuje převládání difuze a disperze} \\ P_e = 0,4 - 6,0 \text{ přechod difuze a advekce} \\ P_e > 6,0 \text{ převládá advekce při transportu stopovače} \end{array} \quad (14)$$

Ve většině případů transportu rozpuštěných látek v krasu je Pecletovo číslo větší než 6 a to obvykle velmi výrazně ( $P_e$  až 1 000).

Pro stopovací zkoušky jsem použil dva typy stopovačů: NaCl a sodnou sůl fluoresceinu:  $C_{20}H_{10}Na_2O_5$  (dále fluorescein).

Při použití **NaCl** jsem vzorky odebíral do polyetylenových lahví o objemu 0,5 l. Obsah chloridů byl stanoven argentometrickou titrací. Průnikovou křivku stopovače jsem obvykle sledoval měřením konduktivity díky velmi těsnému vztahu mezi nárůstem konduktivity a nárůstem obsahu rozpuštěného NaCl. Od roku 2003 jsem použil automatický záznam konduktivity po 1 minutě až 1 hodině díky nově pořízenému konduktometru Cond 340i (stopovací zkoušky Chýnov, Miskovice). Při každé zkoušce jsem odebral nejméně 10-30 vzorků na obsah chloridů vybraných tak, aby pokryly celý rozsah kolísání konduktivity. Chloridy byly titrovány roztokem dusičnanu stříbrného za vzniku málo rozpustného chloridu stříbrného. Použitým indikátorem byl chroman draselný. Stanovení provedli O. Zeman, J. Bruthans, případně A. Vojtěchovská. U každého vzorku byl znám jak obsah chloridů tak i konduktivita měřená v terénu. Z výše uvedených dvojic měření jsem získal korelační vztah nutný pro přepočítání konduktivity na obsah chloridů.

Při použití **fluoresceinu** jsem výhradně používal skleněné vzorkovnice o objemu 50-150 ml, protože fluorescein se může vázat na povrch plastových vzorkovnic a jeho koncentrace v plastových vzorkovnicích s časem výrazně klesá (Field 2002; Käss 1998). Vzorky jsem uložil v temnu, protože fluorescein se na denním světle velmi rychle rozpadá. Vyhodnocení vzorků vody provedl vesměs O. Zeman, případně A. Vojtěchovská, H. Kukačka nebo J. Bruthans v laboratoři Ústavu geochemie a mineralogie UK Praha na fluorimetru Perkin-Elmer 203. Voda ze vzorků byla odpipetována do kyvety v množství 3-5 ml a ta vložena do přístroje. Vzorky byly vybudeny světlem o vlnové délce 492 nm a měřena intenzita emise o vlnové délce 513 nm (Field 2002).

Na všech místech, kde bylo možné očekávat průnik fluoresceinu jsem umístil patrony s aktivním uhlím po dobu celého trvání zkoušky (týdny až měsíce). Patrony byly uchovávány v chladu a temnu. Aktivní uhlí z patron bylo přelito několika mililitry směsi čistého lihu a 15% hydroxidu draselného (1:1) tak, aby se zachycený fluorescein uvolnil do roztoku. Všechny výluhy z patron byly vždy analyzovány na fluorimetru na obsah fluoresceinu (stejně jako vzorky). Je známo, že z výluhů je možné získat koncentrace fluoresceinu až o 2 řády vyšší, než v roztoku, takže může dojít k tomu, že stopovač je zachycen pouze na patronách, zatímco ve vzorcích je jeho koncentrace pod úrovní citlivosti přístroje (Jahn a kol. 1989).

## 6. VÝSLEDKY A DISKUZE

### 6.1. Tritium

V rámci doktorské práce jsem vyhodnotil 28 analýz tritia s elektrolytickým nabohacením z celkem 26 vzorkovaných objektů (22 pramenů, 1 skapové místo, 1 tok, 2 vrty, tab. 6.1. a 6.2., obr. 6.1.). S výjimkou vrtů se jedná o slévané vzorky.

Obsah tritia dosahuje u jednotlivých objektů od 3,5 TU po 24,8 TU. Nejnižší obsah tritia vykazují dva prameny ve východní části Českém krasu: pramen Malá Chuchle (7,3 TU) a pramen Radotínská skála (3,5 TU). V obou pramenech má významné zastoupení složka s infiltrací před rokem 1950. Ve většině objektů však převažuje voda infiltrovaná po roce 1950.

Tabulka 6.1. Obsah tritia v studovaných objektech. Analyzovány byly slévané vzorky (vytvořené ze vzorků odebíraných během roku). Výjimkou jsou vrty Čerlinka 2 a 4, kde byly analyzovány jednotlivé vzorky. Směrodatná odchylka pro jednotlivé vzorky činí 0,5-0,7 TU.

oblast	objekt	rok vzorkování	obsah tritia (TU)
Turnovská oblast	Bartošova pec 2001	2001	12,6
Miskovický kras	Svatý Vojtěch 2001	2001	22,6
Český kras	Nesvačily 2002	2002	24,8
	Koda 2003	2003	17,5
Moravský kras	Konstantní přítok 2001	2001	18,9
	skap Kužel Ochozská jeskyně 2001	2001	19,3
	Stará řeka 2001	2001	14,7
	Tipeček 2001	2001	12,2
Horáždovicko	Sv Anna 2001	2001	18,1
Chýnov	Chýnovská jeskyně 2001	2001	20,7
Jeseníky	Branná 2001	2001	16,4
	Staříč 2001	2001	15,1
	Vražedný potok 2002	2002	12,9
Mladečsko-Javoříčský kras	Řimice3 2002	2002	13,4
	Čerlinka 4 (6.02)	19.6.2002*	11,5
	Čerlinka 2 (6.02)	19.6.2002*	9,8
Kralický Sněžník	Blom-blom 2003	2003	10,4
Semilsko	Jesenný 2001	2001	11,6

Tabulka 6.2. Obsah tritia (slévané vzorky) v pramenech Českého krasu v roce 2005. Směrodatná odchylka činí 0,5-0,7 TU.

objekt	obsah tritia (TU)
Radotínská skála	3,5
Malá Chuchle	7,3
Ořech	8,8
Stydlá voda karlická	9,3
Měňany	10,3
Svatý Jan	10,4
Bublák	10,6
Koda	12,1
Chýnvice	15,4
Nesvačily	15,7

### 6.1.1. Zastoupení vody z 60. a 70. let na vydatnosti pramenů

Zastoupení vody z 60. a 70. let jsem vypočítal z dvousložkového modelu, za předpokladu, že prameny nejsou z významné části dotovány vodou infiltrovanou před rokem 1960 (složka 1 - infiltrace v letech 1960-1980; složka 2 – infiltrace od roku 1980 až po současnost; kap. 3).

Nejvyšší zastoupení složky 1 vykazuje pramen Nesvačily (25-35 %), Chýnov, Sv. Vojtěch (20-30 %), Koda, Sv. Anna, Branná, Staříč, Řimice 3, Konstantní přítok, Stará řeka a skap Kužel v Ochozské jeskyni (15-25 %), zbylé prameny pak méně (tab. 6.3.). Vysoké zastoupení vody z 60. a 70. let v prameni Nesvačily je zjevné i na datech Záhrubského (2002, obr. 6.4.). Zastoupení vody z 60. a 70. let ve vodě pramenů se během času může měnit, jak ukazuje výrazně nižší koncentrace tritia v pramenech Koda a Nesvačily v roce 2005 (srov. tab. 6.1. a 6.2.). Překvapivé je vysoké zastoupení vody z 60. a 70. let ve skapu Kužel v Ochozské jeskyni, které ukazuje, že 15-25 % vydatnosti skapu je tvořeno vodou o střední době zdržení 30-40 let. Pro další prameny Českého krasu jsem vypočetl zastoupení vody z 60. a 70. let z dat Záhrubského (tab. 6.4. a obr. 6.2).

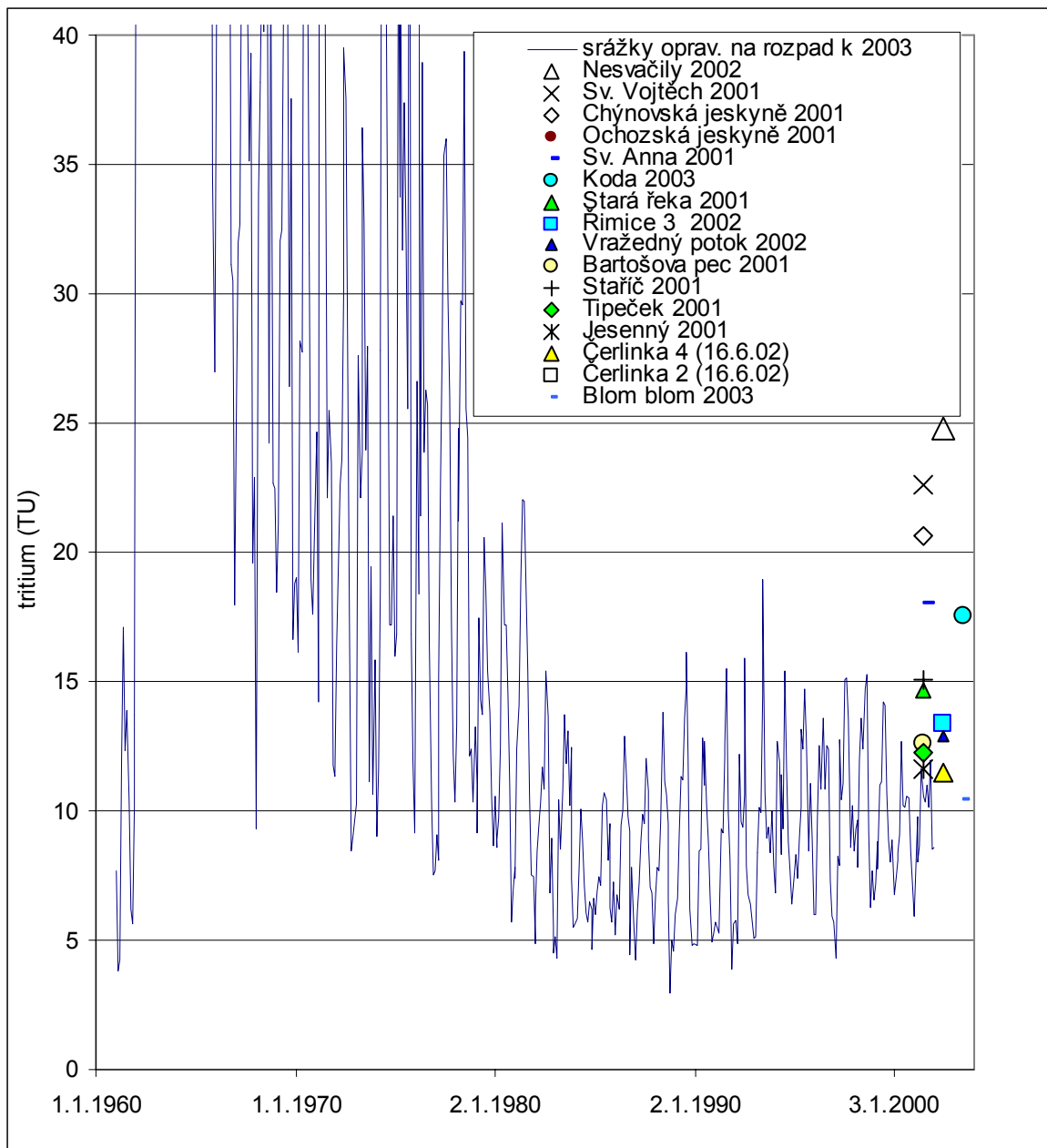


Tabulka 6.3. Zastoupení vody z 60. a 70. let: Ve druhém a třetím sloupci je zastoupení vody z 60. a 70. let ve vodě pramenů na základě dvousložkového modelu (%), kde druhou složkou je voda infiltrovaná po roce 1980. Ve čtvrtém a pátém sloupci je zastoupení vody z 60. a 70. let ve vodě pramenů na základě dvousložkového modelu (%), kde druhou složkou je voda infiltrovaná před rokem 1960. V posledním sloupci tabulky je obsah tritia v studovaných objektech v tritiových jednotkách (TU), který byl použit k výpočtu.

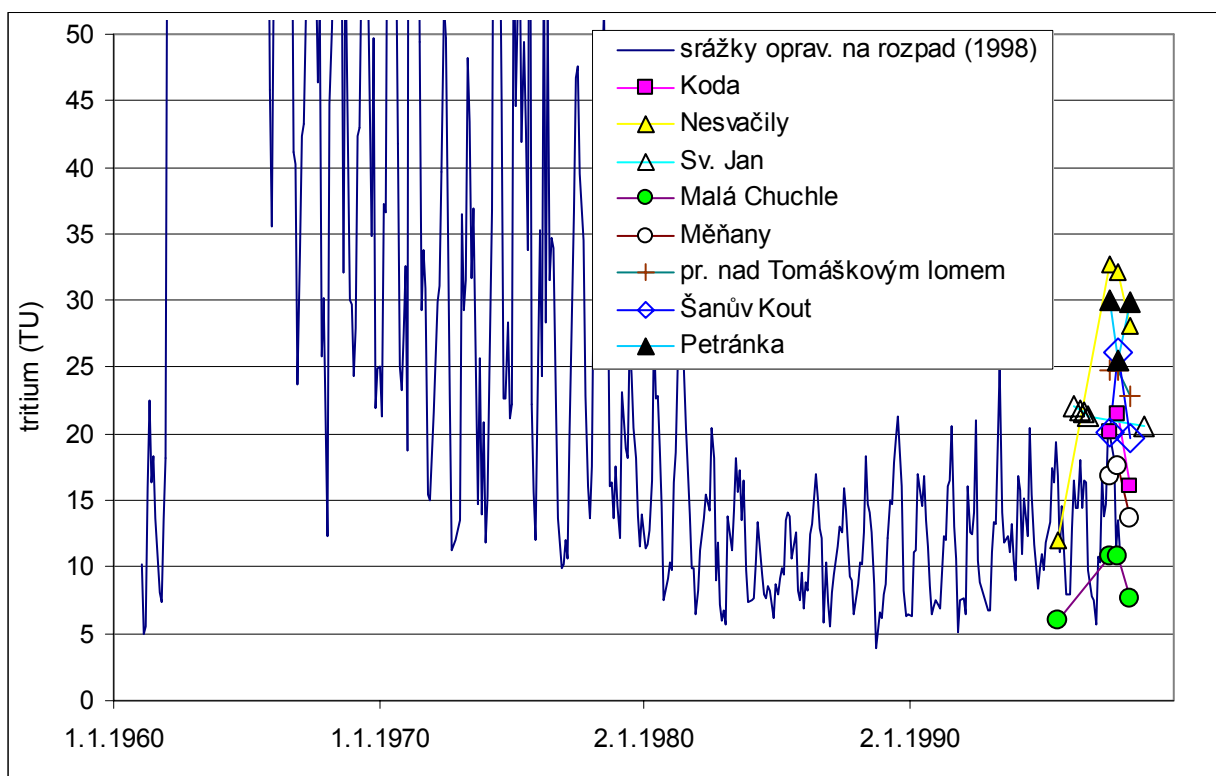
<b>složka A</b>	<b>infiltrace 1980-2002</b>		<b>infiltrace do 1960</b>		<b>obsah tritia (TU)</b>
<b>složka B</b>	<b>infiltrace 1960-1980</b>		<b>infiltrace 1960-1980</b>		
<b>poměr zastoupení zimní a letní infiltrace</b>	<b>1:1</b>	<b>1:0,3</b>	<b>1:1</b>	<b>1:0,3</b>	
Nesvačily 2002	25-30	30-35	35-40	45	24,8
Svatý Vojtěch 2001	20-25	30	35	40	22,6
Chýnovská jeskyně 2001	20	25	30-35	35-40	20,7
skap Kužel Ochozská jeskyně 2001	15-20	20-25	30	30-35	19,3
Konstantní přítok 2001	15-20	20-25	30	30-35	18,9
Sv. Anna 2001	15	20	25-30	30-35	18,1
Koda 2003	15	20	25-30	30	17,5
Branná 2001	10	15	25	30	16,4
Staříč 2001	5-10	10-15	20-25	25-30	15,1
Stará řeka 2001	5-10	10-15	20-25	25-30	14,7
Řimice3 2002	5	5-10	20	25	13,4
Vražedný potok 2002	0-5	5-10	20	20-25	12,9
Bartošova pec 2001	0-5	5-10	20	20-25	12,6
Tipeček 2001	0-5	5-10	15-20	20-25	12,2
Jesenný 2001	0-5	5	15-20	20-25	11,6
Čerlinka 4 (6.02)	0-5	5	15-20	20-25	11,5
Čerlinka 2 (6.02)	0	0	15	15-20	9,8
Blom blom 2003	0	0	15	15-20	10,4

Tabulka 6.4. Ve druhém a třetím sloupci je zastoupení vody z 60. a 70. let ve vodě pramenů na základě dvousložkového modelu (%), kde druhou složkou je voda infiltrovaná po roce 1980. V případě Malé Chuchle není možné jen pomocí těchto dvou složek vysvětlit složení vody. Ve čtvrtém a pátém sloupci je zastoupení vody z 60. a 70. let ve vodě pramenů na základě dvousložkového modelu (%), kde druhou složkou je voda infiltrovaná před rokem 1960. V posledním sloupci tabulky jsou uvedeny průměrné obsahy tritia, které byly použity k výpočtu (zdroj dat Záhrubský 2002) Směrodatná odchylka činí u jednotlivých vzorků 3 - 5,5 TU, protože analýzy byly prováděny bez nabohacení.

<b>složka A</b>	<b>infiltrace 1980-1998</b>		<b>infiltrace do 1960</b>		<b>průměrný obsah tritia (TU)</b>
<b>složka B</b>	<b>infiltrace 1960-1980</b>		<b>infiltrace 1960-1980</b>		
<b>poměr zastoupení zimní a letní infiltrace</b>	<b>1:1</b>	<b>1:0,3</b>	<b>1:1</b>	<b>1:0,3</b>	
Petránka	20-25%	25-30%	35%	35-40%	29
Nesvačily	15-20%	20-25%	30-35%	35-40%	26
pramen nad Tomáškovým lomem	15%	20%	25-30%	30-35%	24
Šanův Kout	10-15%	15-20%	25-30%	30%	22
Sv. Jan	10-15%	15-20%	25-30%	30%	22
Koda	5-10%	10-15%	20-25%	25%	19
Měňanská vyvěračka	0-5%	5-10%	15-20%	20-25%	16
Malá Chuchle	X	X	10%	10-15%	9



Obrázek 6.1. Obsah tritia v studovaných pramenech a vstupní hodnoty tritia opravené na rozpad k roku 2003 (stanice Vídeň IAEA/WMO 2006). Je zřejmé, že většina objektů zjevně obsahuje část vody z období 1960-1980, protože má hodnoty vyšší, než odpovídá srážkám v posledních 20 letech.

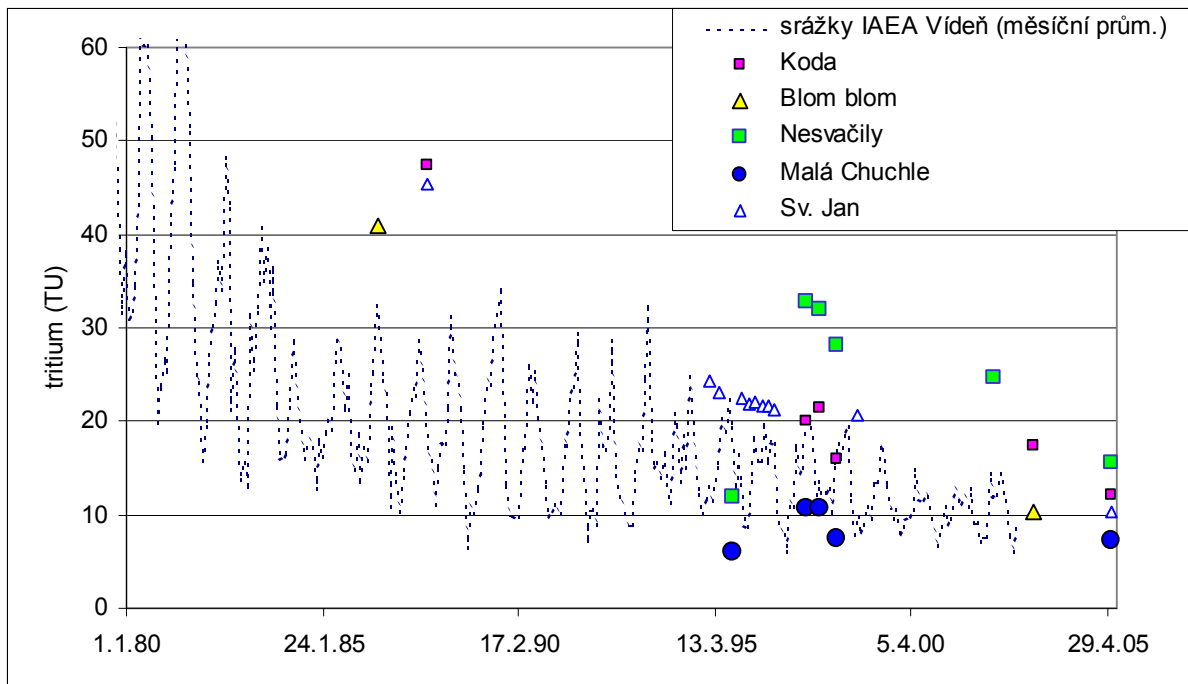


Obrázek 6.2. Prameny sledované Žákem a kol. (2001a) a Šilarem a Záhrubským (1999). Údaje srovnány s obsahem tritia ve srážkách opraveným na rozpad k roku 1998 (stanice Vídeň, IAEA/WMO 2006). Stanovení tritia byly s výjimkou Sv. Jana v roce 1997 provedeno bez nabohacení. Tomu odpovídá větší směrodatná odchylka měření mezi 3 a 5,5 TU. Je zřejmé, že s výjimkou Malé Chuchle jsou koncentrace tritia pramenů vyšší než průměrná koncentrace tritia ve srážkách po roce 1982).

### 6.1.2. Vyhodnocení poklesových trendů tritia

Data o obsazích tritia v krasových pramenech od 80. let do současnosti jsem získal z následujících prací: Šilar a kol. (1988), Ciężkowski a Kryza (1987), Buzek in Tichý (1991), Šilar a Záhrubský (1999), Žák a kol. (2001a), Záhrubský (2002), Šilar (úst. sděl.) Údaje o obsazích tritia z 80. let jsou dostupné z pramenů Sv. Jan, Koda, Císařská rokle (Český kras), vývěru v dolu Bližná (Krumlovsko) a pramene Blom blom (Králický Sněžník).

Údaje z 5 pramenů, kde je dostatečně popsán poklesový trend tritia, jsem využil pro studium střední doby zdržení podzemní vody pomocí programu FLOW: Koda, Nesvačily, Malá Chuchle, Sv. Jan a Blom blom (viz obr. 6.3.). Pro modelování jsem použil všechny údaje o aktivitě tritia v pramenech s výjimkou pramene Nesvačily, kde jsem ignoroval velmi nízkou hodnotu z roku 1995 (viz obr. 6.3.). Vzhledem k tomu, že se tato hodnota zcela odlišuje od ostatních naměřených dat na prameni, jedná se podle mého názoru o záměnu vzorků nebo chybu v měření.



Obrázek 6.3. Obsah tritia ve vybraných krasových pramenech sledovaných v rámci tohoto projektu ve srovnání s archivními hodnotami. Hodnoty z 80. let viz Šilar a kol., (1988) a Ouhřabka (1992); hodnoty z 90. let viz Šilar a Záhrubský (1999). Hodnoty pramene Sv. Jan viz Žák a kol. (2001a). Měsíční průměry srážek jsem převzal ze stanice Vídeň (IAEA/WMO 2006).

Jako vstup do modelu FLOW (Maloszewski a Zuber 1996) jsem použil měsíční průměry koncentrací tritia ze stanice Vídeň (IAEA/WMO 2006) které jsem převedl na roční průměry (váženo úhrnem srážek). Roční průměry z této stanice vykazují největší shodu s údaji z Prahy-Libuš, publikovaných Světlíkem a Budskou (2001). Další dostupné údaje z okolí ČR je možné získat ze stanic Regensburg (Řezno), Krakow, Freiberg, atd. (IAEA/WMO 2006). Z měsíčních vážených průměrů jsem vypočítal roční průměry za použití infiltračního koeficientu  $\alpha = 0,3$ . Velikost koeficientu jsem převzal z detailní studie Žáka a kol. (2001a). Obdobné hodnoty  $\alpha$  popisují Maloszewski a kol. (2002) i z horské oblasti Alp.

Tabulka 6.5. Střední doby zdržení vyplývající z modelování v programu FLOW z poklesových trendů tritia na krasových pramenech. EXP exponenciální model, DIS disperzní model + velikost disperzivity. NEG – pro daný model a parametr nebylo možné nalézt dobou shodu mezi výstupem modelu a reálnými daty.

objekt	EXP (roky)	DIS 0,05 (roky)	DIS 0,5 (roky)
Blom blom	7	7	7
Malá Chuchle	150-200	NEG	160
Koda	15	10	15-20
Nesvačily	NEG	20-25	NEG
Sv. Jan	10	NEG	12

Výsledky střední doby zdržení (z programu FLOW) uvádí tabulka 6.5. Střední doba zdržení se pohybuje u jednotlivých pramenů mezi 7 roky (pramen Blom blom) až po 150-200 let (pramen Malá Chuchle). Programem FLOW jsem testoval tři varianty modelů:

- 1) Exponenciální model.
- 2) Disperzní model s nízkou disperzivitou ( $D=0,05$ ; blíží se modelu pístového toku).
- 3) Disperzní model s vysokou disperzivitou ( $D=0,5$ ; blíží se exponenciálnímu modelu).

V případě pramenů Blom blom a Koda vyhovují naměřeným hodnotám všechny tři typy modelů. V případě pramene Nesvačily vyhovuje naměřeným hodnotám pouze disperzní model s nízkou disperzivitou. Pramen Nesvačily tedy obsahuje poměrně vysoké zastoupení vody s dobou zdržení 20-25 let oproti ostatním složkám přítomným v prameni. V případech pramenů Malá Chuchle a Sv. Jan vyhovuje naměřeným hodnotám disperzní model s vysokou disperzivitou a exponenciální model. V obou případech se tedy jedná o směs složek o velmi různé době zdržení. Výsledky střední doby zdržení pro pramen Sv. Jan pod Skalou (10-12 let) jsou blízké výsledkům Žáka a kol. (2001a), který na základě detailního izotopového studia pramene uvádí:

- 1) Pro 70 % vody pramene střední dobu zdržení 22 let.
- 2) Pro 30 % vody pramene střední dobu zdržení v řádu prvních měsíců.

Vzhledem k tomu, že je k dispozici časový vývoj koncentrací tritia v pramenech během 20 let (v případě pramenů Malá Chuchle a Nesvačily během 10 let) jsou střední doby zdržení poměrně dobře podloženy. S jednou výjimkou se jedná pouze o prameny v Českém krasu. V jiných oblastech není možné tuto metodu využít, protože chybí analýzy tritia ve vodě pramenů z 80. nebo 90. let.

## **6.2. Freony a SF<sub>6</sub>**

Protože se v průběhu studia ukázalo, že na většině pramenů nelze vyhodnotit střední dobu zdržení z obsahu tritia využil jsem možnosti odvodit střední doby zdržení pomocí freonů 11, 12, 113 a SF<sub>6</sub>. Celkem jsem jednorázově ověřoval 10 pramenů a 2 vrty ve třech termínech (prosinec 2003, červen 2004 a listopad 2005). Pro otestování těchto metod jsem využil pět pramenů, kde je možné odvodit střední dobu zdržení z dlouholetých poklesových trendů tritia (Sv. Jan, Koda, Nesvačily, Malá Chuchle a Blom blom). Další pět objektů jsem vybral s ohledem na pokrytí různorodosti krasových oblastí v ČR (pramen v Chýnovské jeskyni v krystalických vápencích, Sv. Vojtěch v křídových vápencích, vrty Čerlinka 2 a 4 zachycující hluboký oběh v Mladečsko-Javoříčském krasu; Konstantní přítok v Moravském krasu). Zbylé prameny (Chýnice, Bublák, Ořech, Malá Chuchle a Nesvačily) jsem ověřoval v roce 2005 v rámci hydrogeologického průzkumu pro projekt železničního tunelu Praha-

Beroun a jsou rovněž vyhodnoceny v této práci. Výsledky stanovení jsou uvedeny v tabulce 6.6.

Tabulka 6.6. Výsledky stanovení freonů 11, 12, 113 a SF<sub>6</sub> v sledovaných pramenech. Hvězdičkami kontaminace (koncentrace vyšší než odpovídají rovnováze se současnou atmosférickou koncentrací)

vzorek	datum vzorkování	střední nadmořská výška povodí (m n.m.)	průměrná teplota vzduchu v povodí (°C)	freon 12 (pmol.l <sup>-1</sup> )	směrodatná odchylka (pmol.l <sup>-1</sup> )	freon 11 (pmol.l <sup>-1</sup> )	směrodatná odchylka (pmol.l <sup>-1</sup> )	freon 113 (pmol.l <sup>-1</sup> )	směrodatná odchylka (pmol.l <sup>-1</sup> )	SF <sub>6</sub> (fmol.l <sup>-1</sup> )	směrodatná odchylka (fmol.l <sup>-1</sup> )
Sv. Jan (Ivanka)	6.12.2003	400	8,5	24*	5	31*	7	0,37	0,05	1,3	0,2
Sv. Vojtěch	6.12.2003	350	8,5	12*	3	41*	9	0,5	0,1	1,8	0,2
Konstantní přítok	11.12.2003	500	6,5	11*	3	12*	3	0,46	0,05	1,6	0,2
Blom blom	10.12.2003	1200	4,0	3,5*	0,2	7,7*	0,8	0,6	0,1	55*	11
Koda	6.12.2003	400	9,0	42*	9	54*	11	33*	11	1	0,2
Chýnov	2.6.2004	550	7,5	4,1*	0,3	3,5	0,4	0,21	0,05	0,7	0,1
Čerlinka 2	7.6.2004	400	7,5	5,3*	0,6	2,3	0,3	0,06	0,05	0,3	0,1
Čerlinka 4	7.6.2004	400	7,5	9*	1	6,8*	0,7	0,14	0,05	0,5	0,1
Nesvačily	13.12.2005	390	8,5	2,2	0,2	2,4	0,3	0,18	0,05	1,6	0,2
Malá Chuchle	26.11.2005	330	9,0	18*	4	13*	3	2*	0,2	1	0,1
Ořech	26.11.2005	350	9,0	16*	4	6,3	0,7	0,29	0,05	1,5	0,2
Bublák	26.11.2005	350	8,5	18*	4	6,3	0,7	1,4*	0,05	0,9	0,1
Chýnvice	26.11.2005	350	8,5	73*	22	7,5*	0,8	58*	18	1	0,1

Obsah freonů a SF<sub>6</sub> ve vodě pramenů a vrtů jsem porovnal s průběhem těchto látek ve srážkové vodě pomocí programu FLOW (Maloszewski a Zuber 1996). Jako vstup do modelu FLOW jsem použil roční průměry koncentrací těchto látek získané z OCMIP (2000) a NOAA ([www.cmdl.noaa.gov](http://www.cmdl.noaa.gov); a [http://cdiac.ornl.gov/ftp/ale\\_gage\\_Agage/AGAGE/gc-md/](http://cdiac.ornl.gov/ftp/ale_gage_Agage/AGAGE/gc-md/)) a Ozyurt a Bayari (2003).

Pro každý objekt jsem získal výsledky z 4 nezávislých stopovačů (freony 11, 12, 113 a SF<sub>6</sub>). V naprosté většině pramenů jsem zjistil kontaminaci freony 11 a 12 (hodnoty přesahující koncentrace odpovídající rovnováze se současným atmosférickým obsahem freonů – viz tab. 6.6.), které jsou zřejmě odrazem úniků freonů ze skládek apod. (prameny v Českém krasu, krasu u Kutné Hory, Moravském krasu). Tento jev je poměrně častý v oblastech s vyšší hustotou osídlení, kvůli kontaminaci podzemních vod zmíněnými freony (Oster a kol. 1996; Plummer a kol. 1998b). Proto jsem k datování použil pouze dvě látky (freon 113 a SF<sub>6</sub>). V případě freonu 113 jsem kontaminaci zjistil pouze u čtyř pramenů

v Českém krasu (Koda, Bublák, Chýnvice a Malá Chuchle). V případě SF<sub>6</sub> jsem zjistil anomální koncentrace v prameni Blom blom na Králickém Sněžníku. Jedná se zřejmě o přirozenou anomálii vázanou na sudetskou oblast. Vyšší obsahy SF<sub>6</sub> byly zjištěny i v polské části Krkonoš (H. Oster, ústní sdělení). Výsledky uvádím v tabulce 6.7.

Tabulka 6.7. Střední doby zdržení získané modelováním v programu FLOW porovnáním průběhu koncentrace freonu 113 a SF<sub>6</sub> ve srážkách s naměřenou koncentrací v pramenech. EXP-exponenciální model, DIS disperzní model + velikost disperzivity. ZNEČ značí, že koncentrace stopovače v prameni byla vyšší, než nejvyšší rovnovážná koncentrace s atmosférou. Jedná se tedy o kontaminaci.

oblast	stopovač model a parametry	SF <sub>6</sub>			freon 113		
		EXP (roky)	DIS 0,05 (roky)	DIS 0,5 (roky)	EXP (roky)	DIS 0,05 (roky)	DIS 0,5 (roky)
Chýnov	Chýnov	40	20	30	50	25	45-50
Králický Sněžník	Blom blom	ZNEČ	ZNEČ	ZNEČ	10	12-15	10
Český kras	Nesvačily	10	9	10	60	30	50
	Koda	20	15	20	ZNEČ	ZNEČ	ZNEČ
	Sv. Jan (Ivanka)	10-15	10	12	15-20	15-20	20
	Chýnvice	25	15	20-25	ZNEČ	ZNEČ	ZNEČ
	Bublák	25-30	15-20	25	ZNEČ	ZNEČ	ZNEČ
	Ořech	10	10	10	60	25	35
	Malá Chuchle	25	15	20-25	ZNEČ	ZNEČ	ZNEČ
Moravský kras	Konstantní přítok	10	9	10	15	15	15
Mladečsko-Javoříčský kras	Čerlinka 2	100	30	60	200*	40*	100*
	Čerlinka 4	60	25	40	80*	30*	60*
Miskovický kras	Sv. Vojtěch	5	5	5	5-10	10-15	10

\*možný anerobní rozklad a tím přeceněná doba zdržení

U freonů a SF<sub>6</sub> je možné identifikovat dva potenciální problémy týkající se interpretace střední doby zdržení v zkoumaných oblastech:

1) V řadě studovaných oblastí se nachází mocná nesaturovaná zóna. Pokud by bylo v této zóně omezeno proudění půdního vzduchu, pak může být odhad střední doby zdržení založený na freonech a SF<sub>6</sub> i o více než 10 let vyšší, než je skutečná střední doba zdržení. V případě vápenců je však nesaturovaná zóna dobře propustná pro proudění vzduchu, což se projevuje i na obvykle nízkých koncentracích CO<sub>2</sub> v jeskyních oproti půdní zóně. Díky barometrickému čerpání, bude docházet k transportu plynů do vzdáleností stovek metrů v řádu měsíců a tedy mnohem rychleji než v horninách s průlinovou porozitou, kde rychlost pohybu půdního vzduchu se pohybuje v řádu metrů za desítky let (Nilson a kol. 1991). V nekrasových horninách obklopujících vápence bývá hladina podzemní vody obvykle mělko pod povrchem.

2) V krasovém prostředí je běžné, že voda proudí s volnou hladinou a dochází k dobrému promíchávání a kontaktu s atmosférou v jeskyních. Tyto procesy povedou ke zvýšení obsahu freonů anebo SF<sub>6</sub> ve vodě. Kontaminace vede k zdánlivě nižší střední

době zdržení vody, než odpovídá skutečnosti. Odhady střední doby zdržení na základě freonů a SF<sub>6</sub> lze proto v krasovém prostředí považovat za podceněné, nebo v nejlepším případě rovné skutečnosti. Kontaminace atmosférickými freony a SF<sub>6</sub> hrozí zejména v případě, kdy nad místem vzorkování voda proudí jako volný tok, nebo je jiným způsobem v dobrém kontaktu s atmosférou a přitom dochází k výraznému čeření vody.

### 6.2.1. Srovnání s výsledky z poklesových trendů tritia

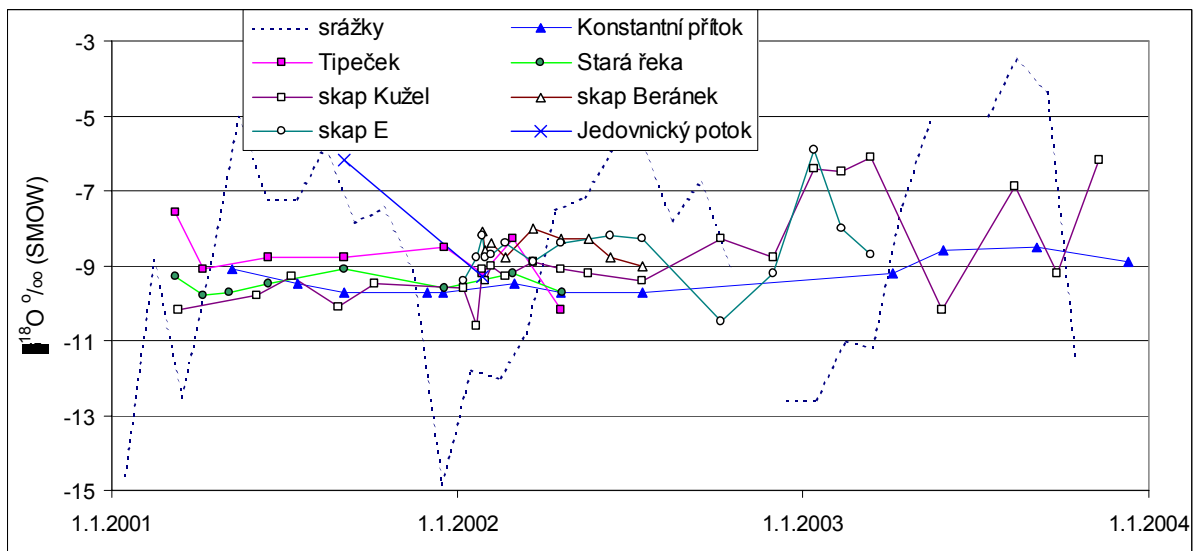
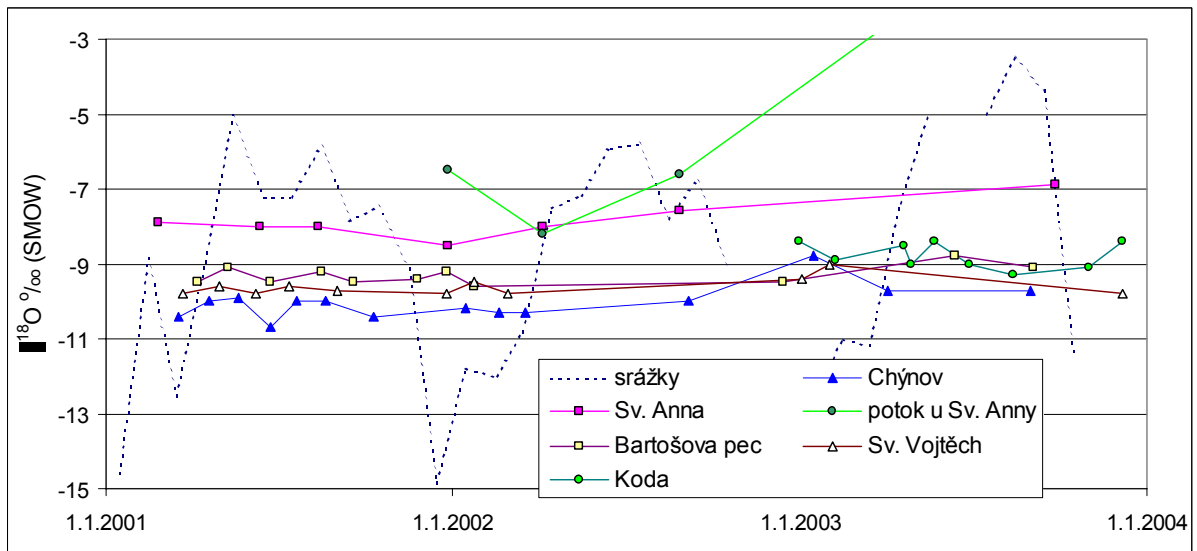
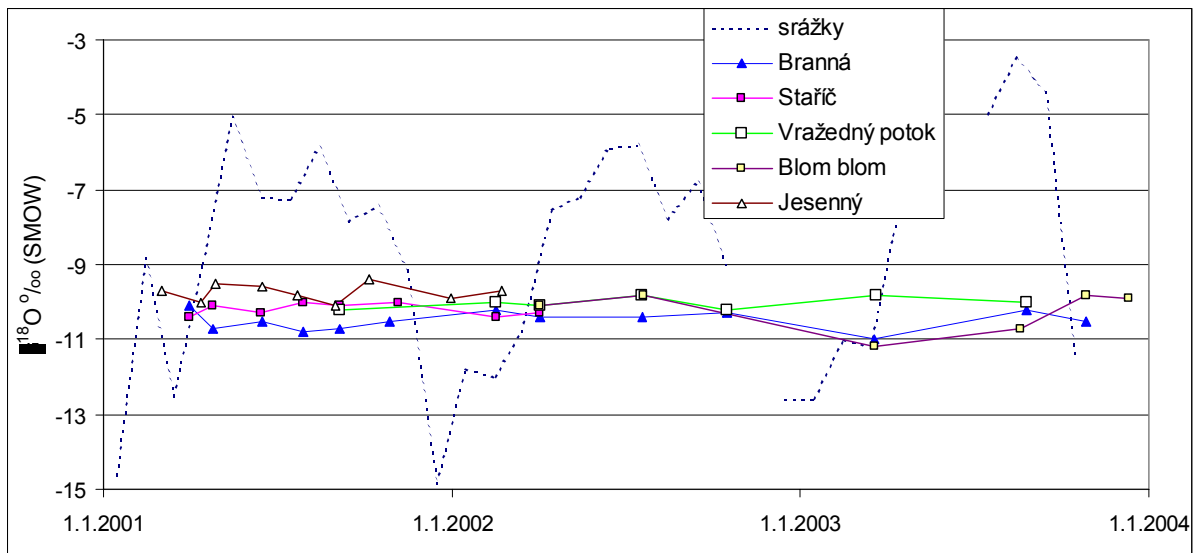
Střední doby zdržení podle freonu 113 a SF<sub>6</sub> jsem porovnal s výsledky z poklesových trendů tritia. Jedná se o prameny: Sv. Jan, Koda, Nesvačily, Malá Chuchle a Blom blom. Ve 3 případech se výsledky z poklesových trendů tritia do značné míry shodují s vyhodnocením podle freonu 113 (srovnej tab. 6.5. a 6.7.): Pramen Blom blom má podle tritia, resp. freonu 113 střední dobu zdržení 7, resp. 10 let. Sv. Jan má střední dobu zdržení podle tritia 10-12 let, podle SF<sub>6</sub> 10-15 a podle freonu 113 pak 15-20 let. Pramen Koda má střední dobu zdržení podle tritia 10-20 let, podle SF<sub>6</sub> 15-20 let. V případě pramene Nesvačily, kde podle poklesových trendů tritia je vhodným modelem disperzní model s D=0,05 se střední dobou zdržení 20-25 let, vychází ze stejného modelu pro freon 113 střední doba zdržení 30 let, pro SF<sub>6</sub> však jen 9 let. V případě pramene Malá Chuchle je střední doba zdržení podle poklesových trendů tritia mnohem vyšší, než podle SF<sub>6</sub> (150-200 oproti 20-25 letům).

Je tak zřejmé, že v některých případech dochází k výraznější kontaminaci vzdušným SF<sub>6</sub> během proudění do pramenů, což vede zdánlivě nižší střední době zdržení podle SF<sub>6</sub> než odpovídá skutečnosti. V případě freonu 113 jsem výraznou kontaminaci zaznamenal u 4 pramenů v Českém krasu (Chýnvice, Bublák, Koda, Malá Chuchle). Odhad střední doby zdržení podle freonu 113 a SF<sub>6</sub> interpretuji jako minimální hodnotu skutečné doby zdržení. Za důvěryhodnější považuji spíše údaje z freonu 113 než z SF<sub>6</sub>, který vykázal větší odchylky od střední doby zdržení podložené poklesovými trendy tritia.

Pramen Ořech má střední dobu zdržení podle SF<sub>6</sub> okolo 10 let podle freonu 113 však 25-60 let. Ve shodě s výše uvedeným považuji za pravděpodobnější údaj z freonu 113. V případě pramenů Chýnvice a Bublák je možné interpretovat pouze SF<sub>6</sub> (15-30 let).

Poměrně značnou střední dobu zdržení vykazuje podzemní vývěr v Chýnovské jeskyni (20-40 SF<sub>6</sub>), resp. 25-50 (freon 113) let. Naopak krátkou střední dobu zdržení vykazují prameny Sv. Vojtěch (5-10 let) a Konstantní přítok v Moravském krasu (10-15 let), V obou případech je pravděpodobnost kontaminace vzdušným SF<sub>6</sub> a freonem 113 výrazně vyšší než v Českém krasu, protože v obou oblastech je možné očekávat dobrý kontakt podzemní vody s atmosférou. Hodnoty střední doby zdržení jsou tak pravděpodobně podceněné. Napovídá tomu i vysoká hodnota tritia u pramene Sv. Vojtěch indikující, že 20-30 % vydatnosti pramene tvoří voda infiltrovaná v 60. a 70. letech tedy se střední dobou zdržení 30-40 let.





Obrázek 6.4. Výsledky sledování  $\delta^{18}\text{O}$  v krasových pramenech, skapových vodách a některých tocích. Obrázek znázorňuje průběhy obsahu  $\delta^{18}\text{O}$  v čase na pozorovaných objektech. Pro srovnání je přerušovanou čarou znázorněn zjednodušený chod hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve srážkách, který poskytl F. Buzek z České geologické služby.

Vysokou střední dobu zdržení vykazuje voda jímaná ve vrtech v jímacím území Čerlinka u Litovle. Vyšší střední dobu zdržení vody (resp. spíše vyšší zastoupení staré vody) vykazuje vrt Čerlinka 2. Střední doba zdržení dosahuje podle exponenciálního modelu 100 let pro SF<sub>6</sub>, resp 200 let pro freon 113. V tomto případě však může být údaj z freonu 113 přeceněn, protože voda vykazuje nízký obsah kyslíku a část vody dotující vrty prochází zřejmě anaerobními podmínkami což může vést k degradaci freonu 113, ale nikoli SF<sub>6</sub>.

Tabulka 6.8. Střední doba zdržení podle průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve vodě pramenů v letech 2001-2004 (viz obr. 6.4.). E exponenciální model, D disperzní model včetně parametru, PF model pístového toku. Další komentář viz text.

oblast	objekt	počet stanovení $\delta^{18}\text{O}$	průměr hodnot $\delta^{18}\text{O}$	variabilita hodnot $\delta^{18}\text{O}$	střední doba zdržení s podílem staré vody	střední doba zdržení bez staré vody	variabilita průtoku během sledovaného období ( $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ )	variabilita teploty během sledovaného období ( $^{\circ}\text{C}$ )
Turnovská oblast	Bartošova pec	11	-9,3	0,8	>4roky (95%); 1 měsíc (5%); D0,05	3 roky E	15 až 52	8,2 až 8,8
Miskovický kras	Sv. Vojtěch	11	-9,6	0,8	>4roky (95%); 1 měsíc (5%); D0,3	3 roky E	2,8 až 45	9,2 až 10
Český kras	Sv. Jan	87			>4roky (70%); 1 měsíc (30%)	15 -21 měsíců; Žák (2001)		
	Koda	9	-8,8	0,9	>4roky (90%); 2 měsíce (10%)	3 roky E	2,5 až 18,6	
Moravský kras	Konstantní přítok (pramen)	12	-9,3	1,2	>4roky (75%); 8 měsíců (25%); D0,3	2 roky D 0,3	2 až 15	8,3 až 8,5
	skap Kužel (Ochozská j.)	24	-8,8	4,5	>4roky (>50%); 1 měsíc (>25%)	-		
	Stará řeka (pramen)	8	-9,5	0,7	>4roky (80%); 3 měsíce (20%); E	1,5 roku E	7 až 24	9,3 až 9,5
	Tipeček	8	-8,8	2,6	>4roky (50%); 1 měsíc (50%); PF	0,5 roku PF	2 až 4	8,7 až 9
Horažďovicko	Sv. Anna	7	-7,8	1,6	>4roky (90%); 2 měsíce (10%); D0,3	2 roky E	1,9 až 4,5	8,9 až 9,4
Chýnov	Chýnov	14	-10,0	1,9	>4roky (90%); 1 měsíc (10%); E	2roky D 0,05	7,3 až 13	8,9
Jeseníky	Branná	13	-10,5	0,9	>4roky (50%); 1 rok (50%); D 0,3	2 roky E	70 až 80	7,8 až 8,2
	Staříč	9	-10,1	0,9	>4roky (75%); 6 měsíců (25%); D0,3	2 roky E	8,6 až 12	8,7 až 9
	Vražedný potok	7			>4roky (90%); 3 měsíce (10%)	2 roky E		
Kralický Sněžník	Blom blom	6	-10,3	1,4	>4roky (85%); 1 měsíc (15%)	1,5 roku E		
Semilsko	Jesenný	9	-9,7	0,7	>4roky (90%); 1 měsíc (10%)	2 roky E	12 až 24	10,8

### 6.3. Izotopy kyslíku

Z pramenů jsem odebíral vzorky na stanovení hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v nepravidelných intervalech v roce 2001 (celkem 12 pramenů v různých oblastech ČR tab. 6.8.). V dalších

letech jsem pokračoval ve vzorkování vybraných pramenů. Navíc jsem dodatečně vzorkoval i prameny, u kterých se při studiu ukázalo, že jsou k dispozici údaje o koncentraci tritia z 80. let (Koda a Blom blom). Celkem jsem měl k dispozici z jednotlivých pramenů 6 až 14 stanovení hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  (obr. 6.4.).

### 6.3.1. Vliv výparu na izotopové složení vody

Při sledování hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  jsem vymezil několik objektů, které vykazují znaky výparu (nabohacení izotopem  $^{18}\text{O}$ ). Pramen Sv. Anna (Horažďovicko) se v průměrných hodnotách  $\delta^{18}\text{O}$  (-7,8 ‰) odlišuje od ostatních objektů (-8,8 až -10,5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ ). To lze vysvětlit dotací pramene vodou ovlivněnou výparem. V širším okolí pramene protéká potok, který má ve svém povodí řadu velkých rybníků (v rybnících dochází k intenzivnímu výparu a tím nabohacení zbylé vody izotopem  $^{18}\text{O}$ ). V roce 2002 a 2003 jsme s kolegy odebrali čtyři dvojice vzorků z pramene Sv. Anna a blízkého potoka. Potoční voda je výrazně nabohacena izotopem  $^{18}\text{O}$  (-8,2 až +0,6 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ ), což potvrzuje domněnku, že pramen Sv. Anna je dotován vodou z rybníků. Výrazné nabohacení izotopem  $^{18}\text{O}$  vykazuje za nízkých vodních stavů i Jedovnický potok v Moravském krasu na kterém se nachází rozlehlý rybník Olšovec. Mírný posun lze sledovat i u dalších objektů: přítok Típeček v Rudickém propadání v Moravském krasu a pramen Koda v Českém krasu. V případě pramene Koda se spíše jedná o vyšší zastoupení srážek z letních přívalových srážek (srpen 2002), protože vyšší hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  byly zjištěny i v Tomáškově propasti a dalších jeskyních v srpnu 2002 a indikují tak výraznou dotaci letními srážkami v tomto roce (Vysoká 2004). V prameni Koda je během roku 2003 patrný sestupný trend hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ , který pravděpodobně souvisí s vymýváním vody ze srážek ze srpna 2002.

Při vynesení průměrných hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  versus nadmořských výšek infiltračních oblastí pramenů se ukázalo, že závislost není příliš těsná. Vzhledem k poměrně malým rozdílům v nadmořských výškách a značné lokální variabilitě nelze z hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  získat poznatky o nadmořské výšce infiltrační oblasti jednotlivých pramenů přesnější než je možné přibližně určit z místní hydrogeologické situace.

### 6.3.2. Střední doba zdržení

U všech pramenů je průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  během času oproti průběhu ve srážkách výrazně utlumen. To ukazuje na značnou dobu zdržení (obr. 6.4.). Sezónní variaci hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  (sinusoidální průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  během roku) lze sledovat pouze u pramene Branná a Konstantního přítoku (obr. 6.4.). U ostatních pramenů je sezónní variace překryta nepravidelnými kratšími výkyvy hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ .

Časový průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  pramenů jsem porovnal s průběhem hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve

srážkové vodě pomocí programu FLOW (Maloszewski a Zuber 1996). Jako vstup do modelu FLOW jsem použil měsíční průměry hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  (vážené úhrnem srážek) z Hostěnic v Moravském krasu (roky 2002 a 2003). Údaje z předchozích let jsem získal od F. Buzka z ČGS ze stanic Káraný a z Jizerských hor. Z měsíčních vážených průměrů jsem vypočítal roční průměry za použití infiltračního koeficientu  $\alpha = 0,3$ . Použití měsíčních vážených průměrů namísto např. týdenních vede k zahlazení krátkodobého kolísání hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  s frekvencí pod 1 měsíc (vyhlazení vstupní funkce hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ ). S tím je třeba počítat při interpretaci výsledků.

Průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v pramenech je možné pomocí programu FLOW interpretovat dvěma různými způsoby. Každý vede k velmi odlišnému výsledku s ohledem na střední dobu zdržení:

1) Za předpokladu že vody pramene tvoří pouze jedna složka o určitém rozdělení, které lze popsat modelem (exponenciální, disperzní, pístového toku). Střední doba zdržení jednotlivých pramenů vychází mezi 1-3 roky (tab. 6.8.). Tento výsledek je však v hrubém rozporu s výsledky vyhodnocení ostatních stopovačů (tritium, freon 113 i  $\text{SF}_6$ ).

2) Druhou možností je, že prameny sestávají nejméně ze dvou složek o velmi různé době zdržení. Jedna z nich vykazuje stálé hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  během času a tedy dobu zdržení přesahující 4 roky („stará složka“). Druhou složkou je voda o době zdržení v rádu týdnů až několika měsíců. Jak ukazuje tabulka 6.8., stará složka u všech pramenů převažuje a většinou přesahuje 80 %. Tato interpretace je již v souladu s výsledky ostatních metod.

Nejvíce utlumený průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  mají oba prameny z křídových hornin (Bartošova pec a Sv. Vojtěch), kde výrazně převažuje voda se stálým obsahem  $^{18}\text{O}$  v čase, tedy s dobou zdržení přesahující 4 roky. V prameni Sv. Vojtěch jsou hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  v čase stálé s výjimkou vysokých vodních stavů. Druhá složka v obou pramenech má krátkou dobu zdržení (týdny, první měsíce), její zastoupení však dosahuje jen 5-20 % (tab. 6.8.).

#### **6.4. Věrohodnost jednotlivých metod pro odvození střední doby zdržení ( $^{18}\text{O}$ , tritium, freony 11, 12, 113, $\text{SF}_6$ )**

V práci jsem použil šest druhů přirozených stopovačů ( $^{18}\text{O}$ , tritium, freony 11, 12, 113,  $\text{SF}_6$ ) pro studium střední doby zdržení vod. U řady pramenů je možné porovnat výsledky více metod.

Za nejdůvěryhodnější považuji údaje z poklesových trendů tritia v prameni, pokud existuje dostatečný časový odstup mezi nejstarším a nejnovějším měřením (prameny Sv. Jan, Koda, Nesvačily, Malá Chuchle a Blom blom). Z těchto dat lze dobře vyhodnotit nejen střední dobu zdržení, ale často i přesněji vymezit vyhovující model proudění. Analýzy obsahu tritia z 80. a 90. let jsou k dispozici pouze z několika pramenů v ČR. Pokud nejsou tyto

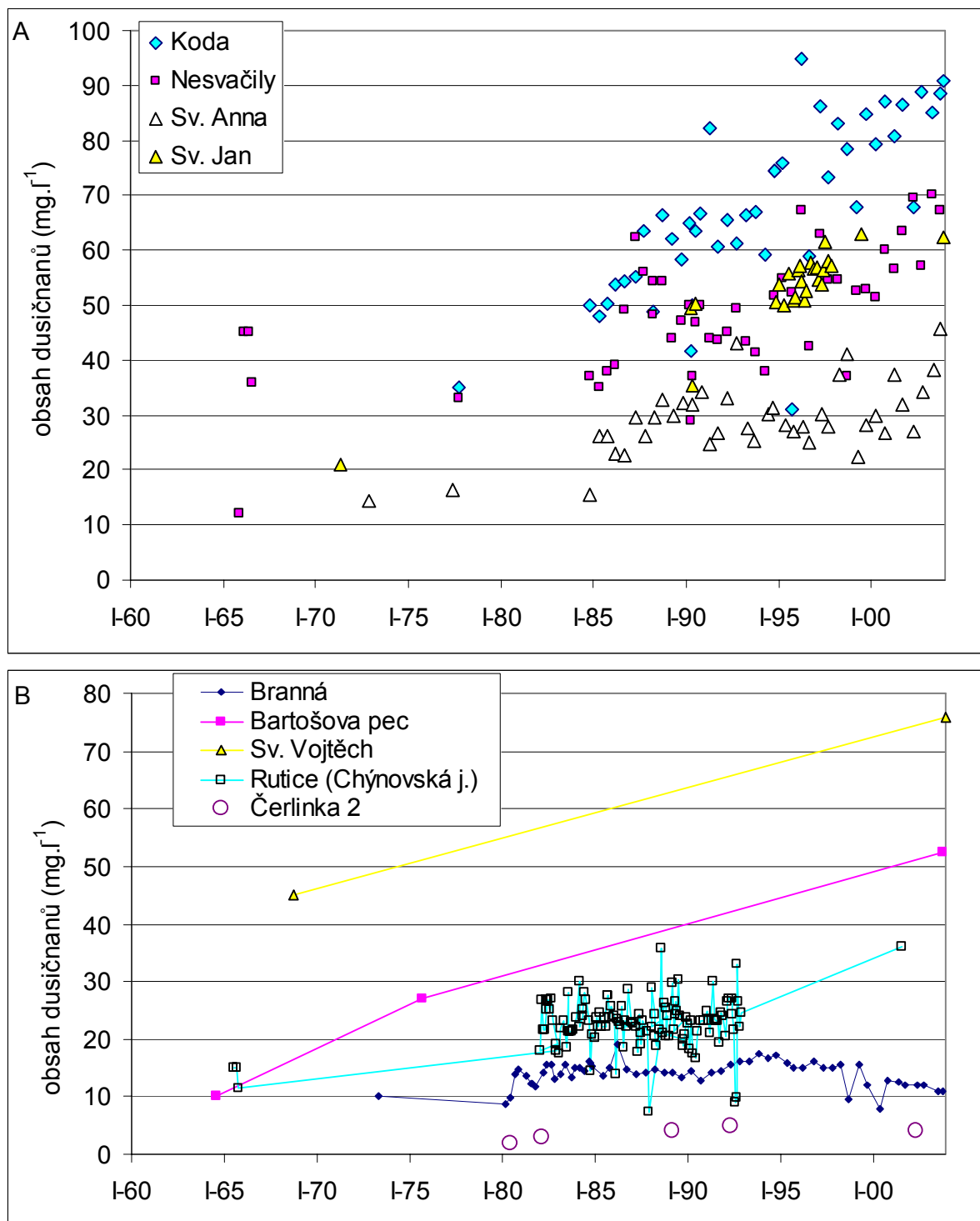
analýzy k dispozici a nelze tak sestavit poklesové trendy, poskytuje tritium v současnosti (po roce 2000) pouze hrubé zařazení střední doby zdržení (zdali voda pochází z infiltrace před/po roce 1950 a míru zastoupení vody z 60. a 70. let).

Freony 11 a 12 nelze vesměs ve zkoumaných oblastech a zřejmě ani ve většině oblastí ČR použít, protože většina podzemních vod je jimi kontaminována (jejich koncentrace jsou vyšší, než odpovídá rovnováze s atmosférou). Freon 113 a SF<sub>6</sub> poskytují v některých případech výsledky srovnatelné s poklesovými trendy tritia. V některých pramenech však zejména SF<sub>6</sub> poskytuje daleko nižší odhad střední doby zdržení než odpovídá skutečnosti. Střední doby zdržení podle freonu 113 a SF<sub>6</sub> proto interpretuji jako minimální odhad skutečné doby zdržení.

Průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v pramenech je možné pomocí programu FLOW interpretovat dvěma různými způsoby. Každý vede k velmi odlišnému výsledku s ohledem na střední dobu zdržení (kap. 6.3.2):

Stejný výsledek uvádí i Žák a kol. (2001a): z modelu FLOW bez uvažování „staré vody“ vychází střední doba zdržení pramene Sv. Jan na 15 až 21 měsíců, kdežto podle kombinace tritia a  $^{18}\text{O}$  je střední doba zdržení více než 15 let (70 % vody o době zdržení 22 let, 30 % s dobou zdržení v prvních měsících). Podobně i Reichert a kol. (1997) na základě utlumení průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  bez „staré vody“, uvádí velmi nízkou střední dobu zdržení u krasových pramenů v dinárského krasu (okolo 5 měsíců). Tyto výsledky kontrastují s ostatními studiemi, které ukázaly v krasovém prostředí dobu zdržení v řádu let až desítek let i více a to i v horských oblastech (Maloszewski a kol. 1992, 2002; Plummer a kol. 1998b, atd.).

Všechny tyto výsledky dokládají, že pokud je střední doba zdržení podzemní vody v krasovém prostředí odvozena pouze pomocí analýzy časového průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  a to bez použití výrazného podílu „staré vody“, bývá výsledný odhad střední doby zdržení nereálně nízký (často o 1 řád nižší, i více než podle ostatních stopovačů). Je tomu tak proto, že v případě metod založených na stopovači  $^{18}\text{O}$  se vody o střední době zdržení 4 roky a 20 let projevují stejně (vyhlazený průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  během času). V případě krasových pramenů (ale tím spíše i pramenů a podzemních vod z ostatních typů prostředí, kde lze vesměs čekat delší střední doby zdržení) považuji proto za nezbytné použít vedle  $^{18}\text{O}$  i další přirozené stopovače pro odvození střední doby zdržení (srovnej Reichert a kol. 1997). Vzhledem k tomu, že tritia již v obvyklých případech použít nelze je nejvhodnějším nástrojem pro datování použití SF<sub>6</sub> a freonů, případně kombinovat tritium s  $^3\text{He}$ .



Obrázek 6.5.

A) Průběhy obsahů dusičnanů v pramenech Českého krasu a pramen Sv. Anna v Jižních Čechách. Zdroj: ČHMÚ, Záhrubský (2002), tato práce. Anomální hodnoty mohou být důsledkem záměny vzorků v analýzách ČHMÚ. Reálné koncentrace v prameni se obvykle shodují s nejvyššími naměřenými hodnotami, protože u významné části vzorků dochází ke konzumaci části dusičnanů díky skladování před analýzou (Záhrubský 2002).

B) Průběhy obsahu dusičnanů v studovaných pramenech během 20. století. Zdroje: ČHMÚ, archiv VAK Chýnov, Žitný a kol. (1964b), Rybařík (1967) a vlastní odběry.

## **6.5. Průběhy obsahu dusičnanů v sledovaných pramenech**

U sledovaných pramenů jsem se pokusil získat dostupné údaje o časovém chodu obsahu dusičnanů. V pramenech dochází vesměs k setrvalému nárůstu koncentrací dusičnanů a to přesto, že po roce 1989 došlo v mnoha povodích v ČR k snížení množství používaných hnojiv (obr. 6.5a,b). Výjimkou jsou prameny z vyšších nadmořských výšek, kde se významněji neuplatňuje vliv použití hnojiv a kde je vyšší intenzita infiltrace

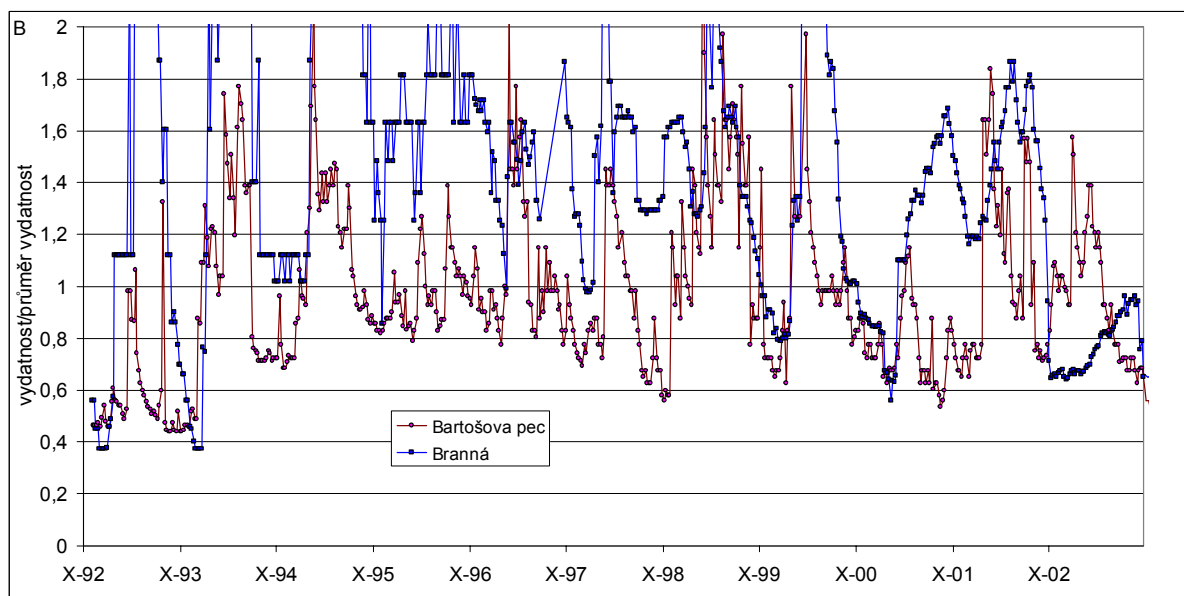
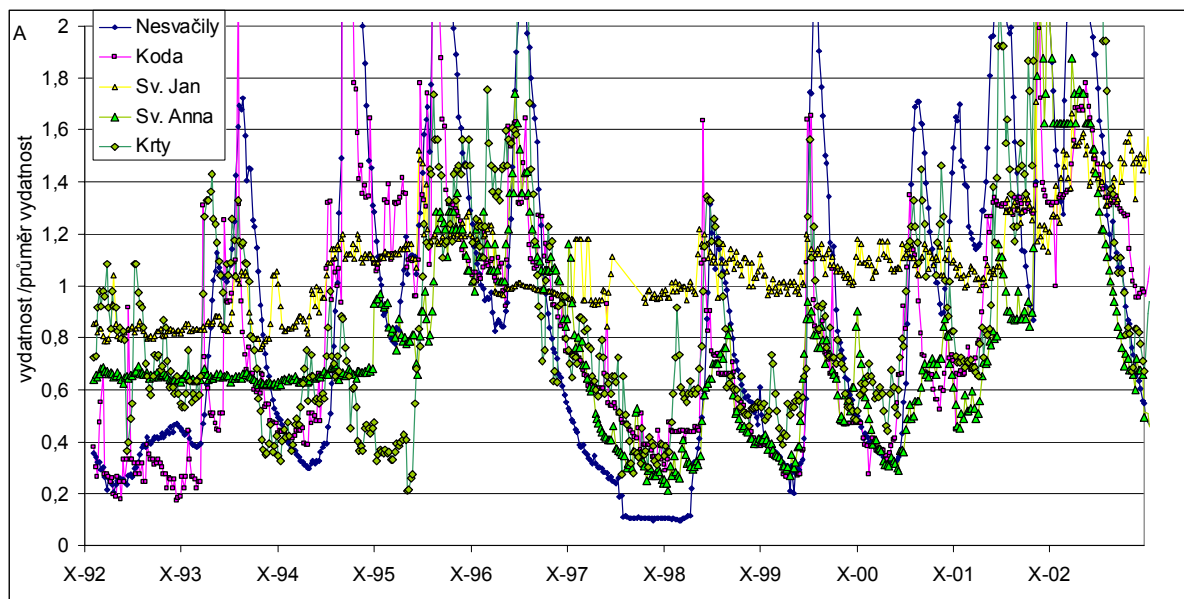
U pramenů ve kterých byl obsah dusičnanů režimně sledován (obr. 6.5a) je zřejmé, že obsahy v pramenech začaly výrazněji stoupat teprve v 80. letech 20. století, přesto že intenzivnější hnojení začalo již v 60. letech. Průběh obsahu dusičnanů ve vodách pramenů je tak nepřímým důkazem střední doby zdržení vody v řádu desítek let (prameny Koda, Sv. Jan, Nesvačily, Sv. Anna, Chýnovská jeskyně). Pomalý vzestup dusičnanů v prameni Rutice (Chýnovská jeskyně) kontrastuje s intenzivním zemědělským využitím povodí pramene. To odpovídá značné střední době zdržení (20-50 let), odhadnuté podle freonu 113, SF<sub>6</sub> a naznačené vysokou koncentrací tritia. Podobně lze očekávat značnou dobu zdržení podzemní vody v povodí pramene Sv. Anna, který rovněž odvodňuje intenzivně zemědělsky využívané povodí a kde koncentrace dusičnanů vzrůstá pomalu.

## **6.6. Vodní stavy ve studovaných oblastech v sledovaném období**

Časové střídání vysokých a nízkých stavů podzemních vod vykazuje až několikaletou setrvačnost vzhledem ke srážkám. Proto jsem pro zviditelnění trendu stavů podzemních vod v studovaném období vynesl vydatnosti vybraných pramenů mezi roky 1993 až 2003. Vydatnosti jednotlivých pramenů jsem dělil dlouholetou průměrnou vydatností daného pramene. Výsledný průběh je dobře patrný z obrázku 6.6:

-Ve středních a jižních Čechách je trend podobný. Roky 1993-1994 a 1998-2000 jsou podprůměrné. Rok 1995-1997, 2001 - 2003 jsou nadprůměrné.

-V severních Čechách a na severní Moravě jsou roky 1993-1994 a 2000-2003 podprůměrné. Nadprůměrné vodní stavy jsou v letech 1996-1999. Trendy nejsou příliš zřetelné, protože mnoholeté cykly jsou překryty roční variací.



Obrázek 6.6 a,b Vydátost pramenů jako hledisko vysokých a nízkých vodních stavů. Na vertikální ose je podíl okamžité vydátosti a dlouhodobého průměru vydátosti pramene.



Tabulka 6.9. Srovnání charakteru jednotlivých oblastí a střední doby zdržení podzemní vody v nich.

studovaný pramen	charakter hornin (% CaCO <sub>3</sub> )	průměrný úhnn srážek (mm)	specifický podzemní odtok (l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> )	průměrná vydatnost pramene (min. a max.; l.s <sup>-1</sup> )	plocha povodí pramene (km <sup>2</sup> )	zastoupení vody z nekarbonátového okolí na vydatnosti pramene (%)	zastoupení sousídně infiltrace (z vodních toků) na vydatnosti pramene (%)	mocnost kvartéru (m)	mocnost zóny zvětrání nekarbonátových hornin (m)	střední doba zdržení v krasových kanálech podle stopovacích zkoušek v oblasti	střední doba zdržení podle přirozených stopovačů	použitý přirozený stopovač
Chýnovská jeskyně (podz. pram)	tenká vložka čistého (98%) krystalického vápence obklopená svory	660	2	8 (6 - 13)	4	90-95%	0%	0,5-2	místa až desítky m	první měsíce	90% 25-50 let ; 10% první měsíce	tritium, SF <sub>6</sub> , freon 113, <sup>18</sup> O
Pr. Sv. Anna	těleso krystalického vápence (90%) v rulách	550	1-2	4 (0,6-21)	2 - 4	85-95%	30%?	0,5-3	-	-	90% ?desítky let? ; 10% první měsíce	tritium, <sup>18</sup> O
Pr. Blom-blom (vč Tvarožných)	pruh čistého (97%) krystalického vápence v rulách	1200	15?	40-80**	2 - 4	nad 90%	do 25%	12 (4-23)	15 (6-22)	2-3 týdny	85% 8 let ; 15% první měsíce	tritium, freon 113, <sup>18</sup> O
Pr. Branná	pruh slabě metamorfovaného vápence ve fylitech a kvarcitech	1100	15?	53-76**	4	nad 75%	do 20%	0,5-3	20	první dny	50% přes 4 roky, 50% jeden rok	tritium, <sup>18</sup> O
Pr. Sv. Jan	zvrásněné čisté devonské vápence obklopené nečistými vápenci a vápnitými břidlicemi	500	2,8/ 1,4*	20 (16-30)	7-8	pod 30%?	0***- 25%	metry	-	-	70% 22 let; 30% první měsíce (Žák a kol., 2001)	tritium, SF <sub>6</sub> , freon 113, <sup>18</sup> O
Pr. Koda	dtto	550	dtto	9 (2-32)	3 - 4	pod 30%?	0%	metry	-	-	90% 15-20 let ; 10% první měsíce	tritium, SF <sub>6</sub> , <sup>18</sup> O
Pr. Nesvačily	dtto	600	dtto	6,5 (1-31)	2-3	pod 30%?	0%	metry	-	-	20-25 let (DIS 0,05) ****	tritium, SF <sub>6</sub> , freon 113
Pr. Malá Chuchle	dtto, navíc povodí překryto křídovými pískovci	500	dtto	3 (2-7)	1	80%? (křída)	0%	metry	-	-	150-200 let (EXP) ****	tritium
Konstantní přítok (podz. pramen)	mocné souvrství čistých zvrásněných vápenců	650	5-7 / 2*	2-16**	1-2	0%	0%	metry	-	hodiny až dny	75% 15 let a více ; 25% měsíce	freon 113, SF <sub>6</sub>
JÚ Čertinka	bloky čistých zvrásněných vápenců uzavřené a překryté břidlicemi	600	5-7 / 2*	100-200?	100?	nad 65%	-	3 (0,1-9)	5-20	týdny	60-100 let EXP ****	freon 113, SF <sub>6</sub>
Pr. Sv. Vojtěch	nezvrásněné vápence (72-87%) porušené pouze sítí trhlin/zlomů	550	1-2	4,3 (3-45)	2-3	20-30%	0*** -25%	5-10	-	hodiny	95% 5-10 let a více; 5% první měsíce	tritium, SF <sub>6</sub> , freon 113, <sup>18</sup> O
Pr. Bartošova pec	nezvrásněné slínovce porušené pouze sítí trhlin/zlomů	680	5-7	28 (5-92)	4-6	do 20%?	0***-30%	1,5-4	-	hodiny	95% 5 let a více; 5% první měsíce	<sup>18</sup> O

\* specifický odtok zvažt pro vápence a nekarbonátové horniny

\*\* rozsah vydatnosti podle několika měření

\*\*\*obvykle aktivní méně než 5% času (ponory aktivní jen po tání sněhu a srážkách; vyjma několika dní v roce sucho)

\*\*\*\* není k dispozici dostatečný počet hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  pro vymezení zastoupení vody s krátkou dobou zdržení (měsíce)

## 6.7. Střední doba zdržení a charakter proudění v povodí jednotlivých pramenů

Srovnání charakteru jednotlivých oblastí uvádí tabulka 6.9. Objem mobilní vody v povodí jednotlivých pramenů jsem vypočítal násobením průměrné vydatnosti pramene a střední doby zdržení, podle Ciężkowski a kol. (1992). Vydělení objemu mobilní vody plochou povodí pramene jsem vypočetl průměrnou vrstvu vody v povodí pramene (tab. 6.10.).

Tabulka 6.10. Objem mobilní vody a výška průměrného vodního sloupce naakumulované vody v povodí pramenů. Objem vody v povodí jednotlivých krasových pramenů se pohybuje obvykle v jednotkách milionů m<sup>3</sup>. Výjimkou je JÚ Čerlinky, kde tento objem dosahuje 80-600 milionů m<sup>3</sup>. V povodí jednotlivých pramenů je obvykle množství vody odpovídající vrstvě vody o výšce do 3 m. Výrazně vyšší je v povodí Malé Chuchle.

objekt	předpokládaná střední doba zdržení (roky)	průměrný průtok (l.s <sup>-1</sup> )	zdroj	plocha povodí (Q/spec odtok)	objem mobilní vody v povodí pramene (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	průměrná vrstva vody (m)
Chýnov	25-50	8	Krejča 2001-03	4	6-10	1,6-3,2
Blom-blom	7	50	odhad z měření*	2-4	10	2,8-5,5
Konstantní přítok	min. 10-15	6-8	odhad z měření*	1-2	přes 2-4	přes 2
JÚ Čerlinka	25-100	100-200	odhad z měření*	100?	80-600	0,8-6,3
Nesvačily	20-25	6,5	ČHMU 1963-03	2-3	4-5	1,7-2
Koda	10-20	9	ČHMU 1959-03	3-4	3-6	0,9-1,4
Sv. Jan	10-15	20	Žák 1994-98	7-8	6-9	0,9-1,2
Chýnice	20-30	8	vlastní měření	3	5-8	1,7-2,5
Bublák	20-30	7,5	vlastní měření	2,5-3	5-7	1,9-2,4
Ořech	30-60	1-4	ČHMU 1962-84**	0,4-1,5	0,9-8	2,4-5
Malá Chuchle	150-200	3-5	ČHMU 1986-98**	1-2	10-30	14,2-15,8
Sv. Vojtěch	min 10	4,3	ČHMU 1968-71	2-3	přes 1	přes 0,5-0,7

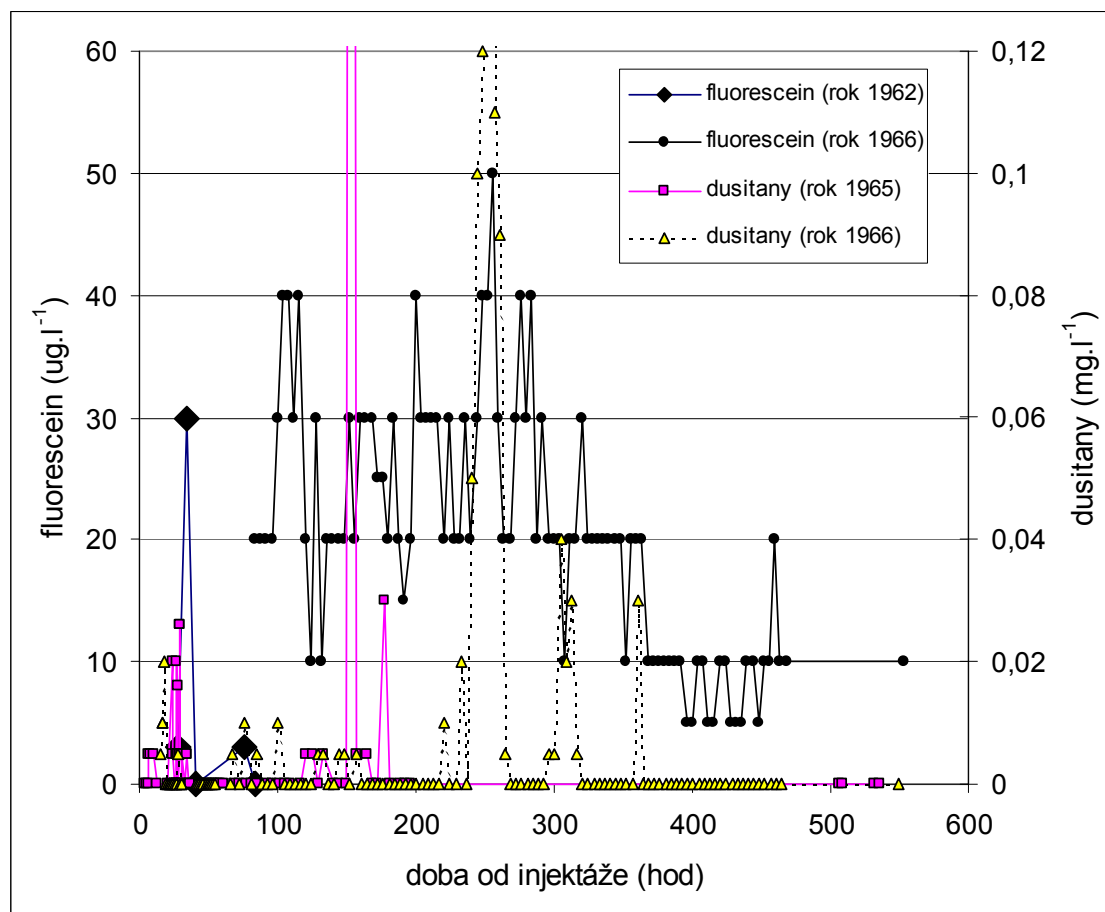
\* přibližná hodnota z malého množství měření

\*\* opravená hodnota o množství vody proudící mimo přepad

## 6.7.1. Chýnovská jeskyně (Táborsko, jižní Čechy)

### 6.7.1.1. Odběr vzorků přirozených stopovačů

V letech 2001-2003 jsem s F. Krejčou odebíral vzorky na stanovení  $^{18}\text{O}$  a tritia z toku v Chýnovské jeskyni (pod pyramidou na návštěvním okruhu). F. Krejča odebíral v měsíčním intervalu vzorky z Hořického potoka (květen 2002 až duben 2003). Po smíšení byly analyzovány pro získání ročního průměru. Dne 2.6.2004 jsem odebral vzorek na CFC a  $\text{SF}_6$  přímo z Homolova jezera, aby nedošlo ke kontaminaci atmosférickými freony na vodopádech směrem po proudu.

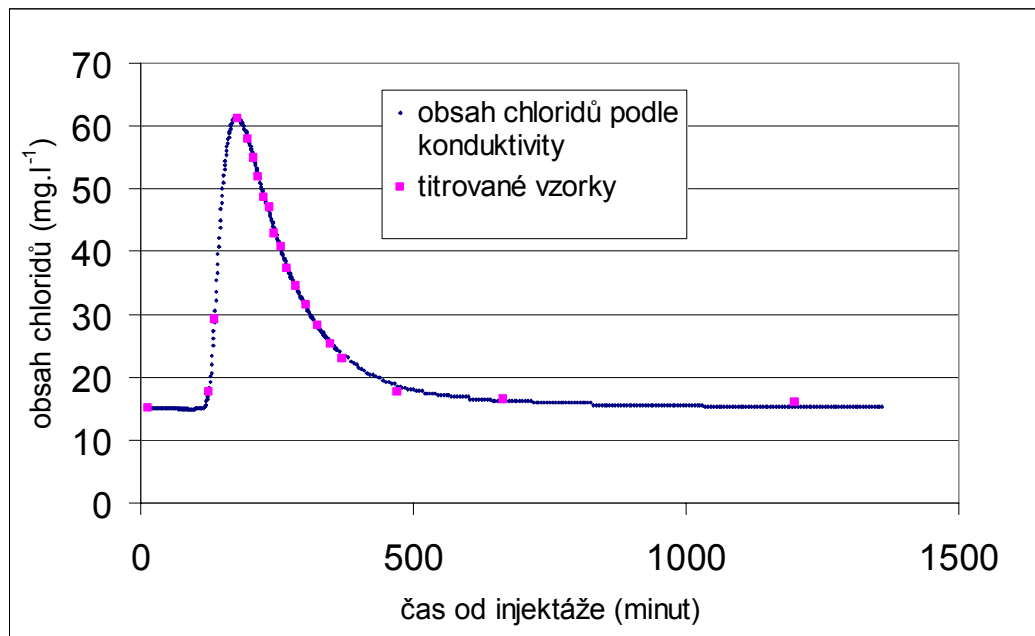


Obrázek 6.7. Výsledky stopovacích zkoušek z Chýnovské jeskyně do Rutické vyvěračky (Skřivánek 1964; Rybařík 1967).

### 6.7.1.2. Termometrie

Ve dnech 29-30.12.1999 jsem provedl termometrii toků v Chýnovském krasu. Proměřil jsem bezejmenný tok z Velmovic (od ústí do Velmovického potoka až nad obec Velmovice), Velmovický potok (od Kloužovic až 1 km pod Mašovice), Chotčický potok včetně přítoků (od soutoku s Hořickým potokem až po Chotčiny) a Hořický potok (od soutoku s Chotčickým potokem až po Dolní Hořice; obr. 4.2.). Jedinou významnou anomálií byl pramen ve Velmovicích (okolo  $3 \text{ l.s}^{-1}$ ). Vyvěračka Rutice se vůbec neprojevila, protože je kompletně zjímána pro vodovod. Z výsledku termometrie je zjevné, že v oblasti nejsou další

soustředěné prameny s vydatností vyšší než  $2 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ . Prameny ve Velmovicích a Rutici je tak možno pokládat za jediné vývěry vod z karbonátů. Chotčický i Hořický potok vykazovaly od křížení s karbonáty až po soutok setrvalý pokles teploty, který ukazuje na nepřítomnost větších přítoků podzemní vody.



Obrázek 6.8. Průběhová křivka stopovače při stopovací zkoušce v oblasti Kaskád v lednu 2003.

### 6.7.1.3. Stopovací zkoušky

Ze stopovacích zkoušek s fluoresceinem provedených mezi Chýnovskou jeskyní a Ruticí publikovaných Skřivánkem (1964) a Rybaříkem (1967) jsem vypočetl orientační hodnotu návratnosti stopovače (obr. 6.7.). Vydatnost Rutické vyvěračky je velmi stálá a neznalost průtoku v době konání zkoušek nebude mít zásadní dopad na výsledky. Ukázalo se, že v obou případech dorazilo do Rutice pouze nepatrné množství stopovače (Skřivánek - pod 1%; Rybařík - okolo 6 % injektovaného množství, při odhadované maximální vydatnosti Rutice  $12 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Z anomálně vysoké středné doby zdržení (která daleko přesahuje 550 hodin, kdy dorazilo jen 6 % stopovače) vyplývá značný objem zatopených prostor mezi Chýnovskou jeskyní a Ruticí (přes  $20\,000 \text{ m}^3$ ) anebo extrémní disperzivita. Během prvních dní po injeckáži v jeskyni dorazilo do Rutice jen cca 1 % stopovače, zbytek se zřejmě rozptyluje v systému zatopených chodeb a zařícených prostorách a je vyplavován po řadu měsíců jak vyplývá z pomalého poklesu koncentrace fluoresceinu s časem (obr. 6.7.). Podle sledování stopovače ve vrtech v lomu (Rybařík 1967) je zřejmé, že proudění mezi jeskyní a lomem je naopak velmi rychlé (stopovač dorazil do vrtů za několik hodin).

Je zřejmé, že první stopovací zkouška s fluoresceinem v roce 1962 (Skřivánek 1964) zachytila pouze první objevení stopovače. Průnikové křivky dusitanů (obr. 6.7.) jsou nevěrohodné zejména pro jejich rychlou degradaci v prostředí (průběh v roce 1966 ze zcela

liší od fluoresceinu injektovaného ve stejné době do stejného místa). Zdrojem dusitanů mohou být i odstřely jak uvádí sami autoři. Vrcholy koncentrace mají navíc velmi krátké trvání, což by znamenalo nereálně nízké hodnoty dispersivity, viz kap. 5). Proto jsem průnikové křivky dusitanů nepoužil při interpretaci.

Ve dnech 16-19.1.2003 jsme s F. Krejčou injektovali 25 kg NaCl do toku v Chýnovské jeskyni (průtok  $12,5 \text{ l.s}^{-1}$ ). Konduktivita v Rutici byla pomocí automatického režimu zaznamenávána 73 hodin s intervalem 30 minut. Konduktivita byla po celou dobu zcela stabilní ( $498 \pm 1 \text{ } \mu\text{S}$ ). Na rozdíl od předchozích stopovacích zkoušek, kdy obvykle nebyla Rutice vzorkována během nočních hodin, umožnil automatický režim získání kontinuální sady měření. Bylo tak definitivně potvrzeno obrovské ředění, ke kterému dochází mezi oběma objekty (poměrně velké množství NaCl vzhledem k průtoku se vůbec neprojevílo nárůstem konduktivity v prameni).

Tabulka 6.11. Souhrn výsledků stopovací zkoušky v prostoru Kaskád (leden 2003) v Chýnovské jeskyni vyhodnocený pomocí programu Qtracer2.

parametr	hodnota
vzdálenost místa injektáže a sledování (x 1,5)	165 m
čas prvního objevení	1,9 hod
čas maximální koncentrace	2,9 hod
čas těžiště - střední doba zdržení	4,8 hod
maximální rychlost - podle prvního objevení	$2050 \text{ m.den}^{-1}$
střední rychlost - podle střední doby zdržení	$820 \text{ m.den}^{-1}$
koeficient disperze	$0,085 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
podélná disperzivita	8,9 m
Pecletovo číslo ()	18
objem kanálu	$212 \text{ m}^3$
průměrná plocha omočeného profilu	$1,3 \text{ m}^2$
návratnost stopovače	92%

Ve dnech 24 až 25.1.2003 jsme s kolegy O. Jägrem, F. Krejčou a A. Vojtěchovskou opakovali stopovací zkoušku v Chýnovské jeskyni v sifonu „Kaskády“ (stejný úsek jako v Homola a Schüller 1948). Bylo použito 10 kg NaCl, který byl rozpuštěn a injektován do vodopádů pod Homolovým jezírkem (průtok  $12,2 \text{ l.s}^{-1}$ ). Sledování probíhalo u pyramidy (na návštěvním okruhu) jednak pomocí automatického záznamu konduktivity (po 1 minutě, později po 5 min). Mimoto byly odebírány i vzorky na titrace chloridů. Výsledky stopovací zkoušky uvádí tabulka 6.11. a obr. 6.8. Výpočet objemu krasového kanálu podle stopovací zkoušky ( $212 \text{ m}^3$ ) se velmi dobře shoduje s objemem zjištěným při vyčerpání tohoto úseku v roce 2004 ( $190 \text{ m}^3$ ; Krejča a kol. 2003, Bruthans a Vojtěchovská 2004). Podle stopovací zkoušky jsou kaskády zcela odlišné od prostor mezi Chýnovskou jeskyní a Ruticí (řádově nižší disperzivita a rychlost proudění a naopak řádově vyšší návratnost stopovače v kaskádách).

#### 6.7.1.4. Povodí studovaného pramene

Při průměrné vydatnosti toku v jeskyni  $8 \text{ l.s}^{-1}$  a specifickém podzemním odtoku  $2 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  (Krásný a kol. 1982) vychází povodí podzemního toku nad Chýnovskou jeskyní na  $4 \text{ km}^2$ . Plocha karbonátového pruhu se pohybuje mezi 0,2 až 0,3  $\text{km}^2$ . Tj jen 5 až 10% vody se infiltruje na karbonátech, zbytek pochází z infiltrace na okolních nekrasových horninách. Při odkryté délce pruhu nad jeskyní 2 km a ploše povodí  $4 \text{ km}^2$  je zřejmé, že voda se buď stahuje po zlomech z okolního krystalinika z velkých vzdáleností, nebo může být rozloha karbonátů zavrásněných od povrchem výrazně větší.

Měření průtoku na Hořickém potoce nad a pod karbonátovým pruhem ukázalo, že tok neztrácí měřitelné množství vody v místě křížení s karbonáty (obr. 5.2.), takže podzemní tok v jeskyni je tvořen pouze srážkovou vodou infiltrovanou přes půdní pokryv, nikoli infiltrovanou vodou z povrchových vodních toků. Za extrémních srážek v roce 2002 pronikala v menším množství do toku v jeskyni voda z povrchu nad jeskyní (F. Krejča, ústní sdělení).

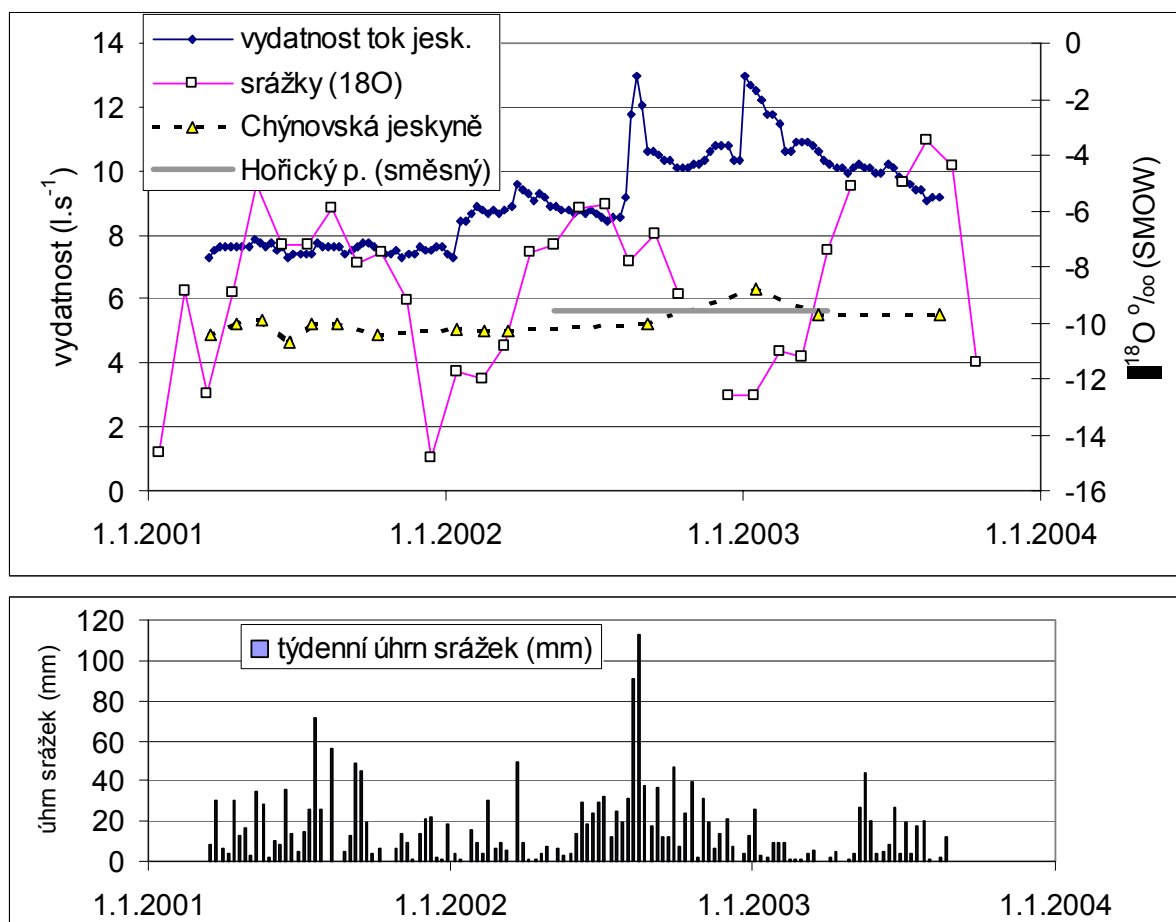
#### 6.7.1.5. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Střední dobu zdržení v krasovém kanálu ze stopovacích zkoušek odhaduji na 2-3 měsíce. Objem krasového kanálu je vzhledem k relativně malému průtoku vody v něm ( $6-13 \text{ l.s}^{-1}$ ) velmi značný (desítky tisíc  $\text{m}^3$ ). Krasový kanál může mít obdobný charakter jako potápěčské zkoumané prostory Homolova jezera, tedy objemný labyrint chodeb. Vysoká disperzivita může být způsobena např. výplní sutí. Proudění v krasovém kanálu je mnohem pomalejší než v ostatních zkoumaných krasových oblastech v ČR. V zatopených prostorách přítokového sifonu nepřesahuje ani za extrémních stavů (povodně 2002) rychlost proudění  $1 \text{ mm.s}^{-1}$  (max. průtok -  $13 \text{ l.s}^{-1}$  dělený příčným profilem chodeb - přes  $15 \text{ m}^2$ ).

Průměrné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  toku v jeskyni a Hořického potoka jsou obdobné (obr. 6.9a). V obou případech se jedná o poměrně nízké hodnoty vzhledem k nadmořské výšce oblasti.

Podle  $^{18}\text{O}$  dosahuje zastoupení vody se střední dobou zdržení v řádu prvních měsíců okolo 10%. Podle směsného vzorku tritia z roku 2001 obsahuje voda pramene 20-25 % vody z 60. a 70. let. Podle obsahu freonu 113 a  $\text{SF}_6$  odhaduji střední dobu zdržení vody na 20-25 let (v případě disperzního modelu s nízkou disperzí), nebo 30-50 let (v případě exponenciálního modelu a modelu s vysokou disperzí). V budoucnu (po 5-10 letech) bude vhodné odebrat další vzorky na stanovení  $\text{SF}_6$  a freonu 113 pro nalezení vhodného modelu a zpřesnění odhadu střední doby zdržení. Vysoké střední době zdržení odpovídá časový průběh koncentrace dusičnanů. Obsah dusičnanů narůstá poměrně pomalu, přes velký rozsah zemědělsky využívaných ploch v povodí pramene. Střední doba zdržení vody v krasovém kanálu je asi o 2 řády nižší, než střední doba zdržení vody v okolím prostředí. Při průměrné vydatnosti okolo  $8 \text{ l.s}^{-1}$  a době zdržení 25-50 let odhaduji objem mobilní vody v povodí pramene mezi  $6 \cdot 10^6 - 1,3 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ . Při ploše povodí okolo  $4 \text{ km}^2$  toto množství

odpovídá vrstvě vody o výšce 1,6-3,2 m. Jedná se o maximální hodnotu, protože plocha oblasti proudění může být i výrazně vyšší: Není známá geometrie vápencového tělesa ve větších hloubkách. Je možné, že těleso odvodňuje hlubší proudění z poměrně rozsáhlé oblasti.



Obrázek 6.9. Průtok toku v Chýnovské jeskyni a týdenní úhm srážek nad jeskyní (měření F. Krejčí a J. Vandělíka; archiv Chýnovské jeskyně). Izotopové složení srážek, toku v Chýnovské jeskyni a pro srovnání průměrná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  Hořického potoka z 12 slévaných vzorků během roku. Z obrázku je zřejmé relativně malé navýšení vydatnosti po příválových srážkách v srpnu 2002.

Vlastní zkrasovělá zóna je mocná jen 12 m a střední doba zdržení je zde zřejmě blízká střední době zdržení v krasovém kanálu (první měsíce). Střední doba zdržení tak, odpovídá době setrvání v nekarbonátových horninách, jejich zvětralinách a pokryvných útvarech. Podle srovnání plochy povodí s plochou karbonátů se 90-95% vydatnosti toku v Chýnovské jeskyni vytváří mimo oblast karbonátů (svory). Poměrně vysoká střední doba zdržení je zřejmě způsobena souhrou následujících faktorů:

- 1) Přítomností mocných zvětralin nekarbových hornin v oblasti (mají vyšší porozitu)
- 2) Nízkou intenzitou infiltrace, která dosahuje okolo  $2 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ , tj. pouhých 60  $\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$  vodního sloupce

## 6.7.2. Pramen Sv. Anna (Horažďovicko, jižní Čechy)

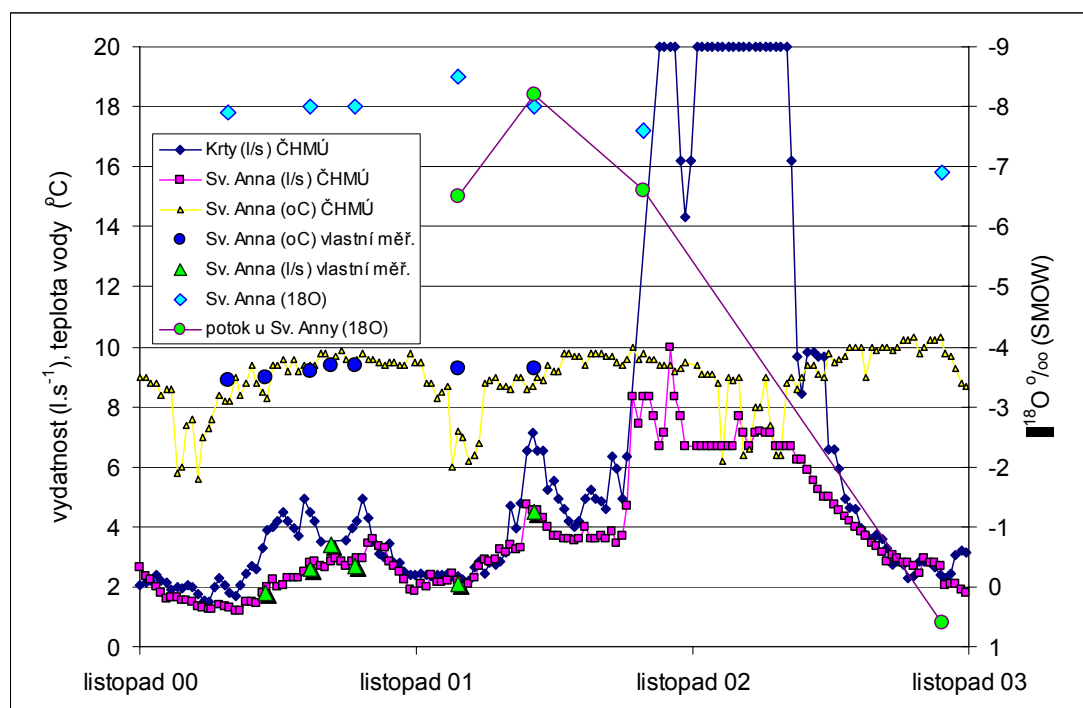
### 6.7.2.1. Povodí studovaného pramene

Povodí pramene má podle průměrné vydatnosti  $4 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a specifického podzemního odtoku plochu okolo  $2\text{-}4 \text{ km}^2$ , zatímco plocha karbonátových výchozů činí pouhé  $0,3 \text{ km}^2$ . Podíl vody z karbonátů na vydatnosti pramene dosahuje pouhých  $5\text{-}15 \%$ . Zbytek pochází z infiltrace srážek na okolních rulách. Pramen je zčásti dotován vodou povrchového toku, který se za normálních a nižších stavů v úseku několika set metrů ztrácí do sedimentů pod rybníkem Velký Šibeník. Ukazují to izotopy kyslíku, kdy pramen dosahuje okolo  $-8\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$ , zatímco běžné podzemní vody v srovnatelných oblastech ČR okolo  $-9$  až  $-9,5\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$ . Extrémní hodnota zaznamenaná přímo ve vodě rybníka 26.9.2003 činila  $+0,6 \text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  (obr. 6.10.). Potok z rybníka v tomto období vůbec neodtékal.

### 6.7.2.2. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Střední dobu zdržení v krasovém kanálu nelze odhadnout, protože v oblasti nebyly provedeny stopovací zkoušky.

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje zastoupení vody s dobou zdržení v řádu prvních měsíců okolo  $10 \%$ . Podle směsného vzorku tritia z roku 2001 obsahuje voda pramene  $15\text{-}20 \%$  vody z 60. a 70. let. Střední dobu zdržení nelze přesněji odhadnout, protože na prameni nebyly provedeny odběry na obsah freonů a  $\text{SF}_6$ . Spíše vyšší dobu zdržení (desítky let) naznačuje pomalý nárůst koncentrace dusičnanů, kontrastující s velkým rozsahem zemědělsky využívaných ploch v oblasti.



Obrázek 6.10. Vydátnost, teplota a  $\delta^{18}\text{O}$  pramene Sv. Anna. Pro srovnání vydatnost pramene Krty u Strakonice (řady teploty a vydatnosti poskytnuty z ČHMÚ). Izotopové složení pramene ve srovnání s  $\delta^{18}\text{O}$  potoka.



### 6.7.3. Blom blom (Králický Sněžník)

V těsném okolí studovaného pramene Blom blom vyvěrá několik dalších silných pramenů v Tvarožných děrách a přímo do toku Moravy (obr. 4.5., Ouhrabka 1992). Zabýval jsem se proto vztahem těchto vod k prameni Blom blom.

Tabulka 6.12. Naměřené hodnoty teploty a konduktivity v pramenech v okolí Tvarožných děr a v řece Moravě. Je zřejmá velká podobnost hodnot u prvních třech objektů. Podle rovnice míšení (z hodnot teploty a konduktivity) bylo vypočteno zastoupení vody Hlavního přítoku (Králova sifonu) na vydatnosti Tvarožných děr.

objekt	teplota vody (°C)				konduktivita ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )			
	8.7.2000	16.1.2001	8.8.2001	21.7.2002	8.7.2000	16.1.2001	8.8.2001	21.7.2002
Blom-blom	5,4	5,6	5,5	5,3	88	90	107	70
odtok ze sutě na L břehu Moravy (40 m pod Tvar. děr)	5,4	5,6	5,5	5,3	87	90	108	73
Tvarožné díry, hlavní přítok	5,8	5,2	5,85		91	89	109	
Tvarožné díry, ze dna chodby Koupaliště	6,1	5,6	6,25		76	72	93	
Tvarožné díry, z Králova sifonu	8,3	4,1	8,7		56	54,3	60	
Tvarožné díry, vchod	6,1	5,1	6,2	6,4	82	82	104	71
prameny pod Lesní cestou	6,4	5	6,9	6,9	95	82,7	135	78
Morava, nad prameny		0	10,7	12		27	44	32
Morava, pod prameny				7,6				62
Podíl vody Hlavního přítoku na vydatnosti Tvarožných děr	88%	91%	89%		74%	80%	90%	
Podíl vody Králova sifonu na vydatnosti Tvarožných děr	12%	9%	11%		26%	20%	10%	

Ouhrabka (1992) popisuje tři typy vod, které v jeskyni Tvarožné díry vyvěrají. Při nových výzkumech jsem zjistil jen dva odlišné typy vod (tab. 6.12.):

1) Hlavní vývěr, který tvoří 80-90 % vydatnosti Tvarožných děr (podle konduktivity a teploty; tab. 6.12.), který vyvěrá zejména z levostranného vývěru cca 10 m pod Královým sifonem (obr. 4.5.). Podle shodné konduktivity a teploty se jedná zřejmě o stejnou vodu jako z Blom blom a pramenů do řeky Moravy.

2) Přítok z Králova sifonu, který představuje vodu z ponorů Moravy. Voda se ztrácí do koryta Moravy mezi Propástkou a Tvarožnými děrami (obr. 4.5.). Hltnost dosahuje 12 až 16  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  (tab. 6.13.). Za extrémního sucha v roce 1983 tu Morava úplně vysychala (Maděra 1986). Podle stopovací zkoušky dorazilo barvivo do Králova sifonu 15 minut po průchodu hlavní vlny řekou Moravou (Ouhrabka 1992). Pro krátké setrvání v podzemí svědčí i výrazné kolísání teploty vody Králova sifonu během roku (tab. 6.12.).

Průtok bylo na prameništi Blom blom možné měřit pouze výjimečně (tab. 6.13.). Pro srovnání s izotopovými daty proto uvádím průtok pramene Jeskyně, který se nachází asi 1 km jižně od Tvarožných děr (obr. 6.11).

Tabulka 6.13. Měření vydatnosti pramenů v prostoru Tvarožných děr a hltnosti ponorů Moravy ( $l \cdot s^{-1}$ ).

datum	ztráty 990 m. n. m.	ztráty nad Tvarožnými děrami	Tvarožné díry	Blom blom	do koryta Moravy	celkem vývěry	zdroj
19.8.1986	5	?	15 až 20	3 až 4	5 až 11	23 až 35	Ouhrabka (1992)
11.7.1991	-5,2	-12,8	37	15	22	74	Ouhrabka (1992)
10.9.1991	-4,3	-16	23	13,3	12	48,3	Ouhrabka (1992)
8.8.2001	?	-6	?	?	?	86	Zeman ( v přípravě)

### 6.7.3.1. Povodí studovaného pramene

Část infiltrační oblast pramenů v okolí Tvarožných děr leží na jižním úbočí Králického Sněžníku. Krystalické vápence v této oblasti poprvé popsal Maděra (1986). Anýž (1987) a Ouhrabka (1992) při geologickém a karsologickém mapování objevili závrtý a další jevy svědčící o existenci vápenců, které jsou zakryty mocnými svahovinami. Krutský (1974) přitom 29 m hlubokým vrtem zastihl na pravém břehu Moravy naproti Tvarožným děrám ruly, vápence jsou zde zřejmě zanořeny ve větší hloubce a údolím Moravy probíhá výrazná příčná dislokace.

Tabulka 6.14. Odhad plochy povodí pramenů z terénního měření průtoků ve dnech 7 až 8.8.2001 a výpočtu specifických odtoků. Specifické odtoky na tocích z rul dosahovali  $16 \text{ l/s/km}^2$  (Poniklec, Kamenitý, Morava). Krasové prameny vykazují mnohem vyšší odtoky (okolo  $35 \text{ l/s/km}^2$  a více).

objekt	průtoky ( $l \cdot s^{-1}$ )	soustředěná infiltrace z ponorů ( $l \cdot s^{-1}$ )	plocha povodí (vápence a orog. povodí nad nimi; $\text{km}^2$ )	specifický odtok ( $l \cdot s^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ); odečteny přítoky z ponorů	plocha povodí (při spec. odtoku $16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ )	plocha povodí (při spec. odtoku $16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ); po odečtení vody z ponorů	plocha povodí (při spec. odtoku $39 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ )
Poniklec nad ponory	<b>14,7</b>		0,9	16,3	0,9		
Kamenitý nad Pacltovou j.	<b>15,8</b>		1	15,8	1,0		
Morava u Propásky	<b>93</b>		5,5**	15,9	5,8		
Tvarožné díry, Blom blom a do koryta*	<b>86</b>	cca 17 l/s	1,4	<b>50,0</b>	<b>5,4</b>	<b>4,3</b>	<b>2,2</b>
pramen Jeskyně	<b>27,2</b>		0,7	38,9	1,7		0,7
prameny z váp. pruhu Pacltova*	<b>26,0</b>		0,7	39,9	1,6		0,7

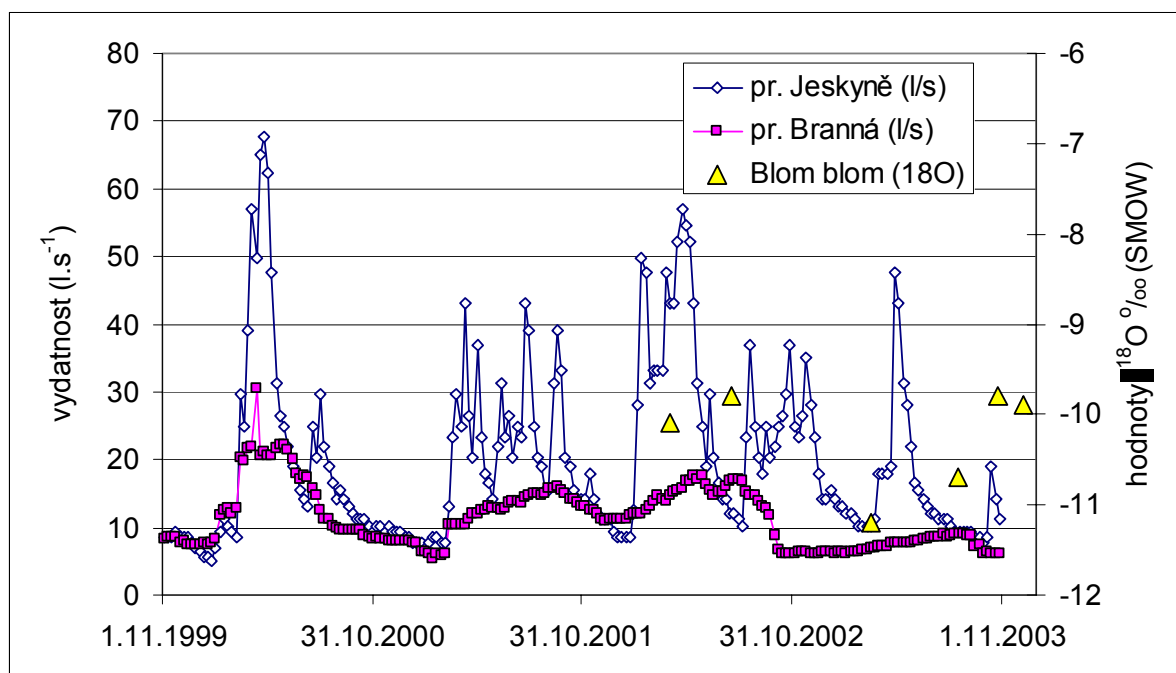
\*měřeno rozdílem průtoků nad a pod prameny, \*\*odečteno povodí Blom blom a Tvarožných děr

Pro existenci vápenců svědčí i skutečnost, že Morava v úseku mezi ponory 990 a Tvarožnými děrami nepřijímá žádné pravostranné přítoky (Ouhrabka 1992). Do povodí pramenů tak spadá veškerý povrchový (nikoli jen podzemní) odtok z vápenců a orografického povodí nad nimi (obr. 4.4.). Podle planimetrování nepřesahuje plocha vápenců severně od Tvarožných děr  $0,2 \text{ km}^2$ . Plocha orografického povodí nad vápenci činí  $0,7 \text{ km}^2$ .

V srpnu 2001 jsem změřil průtoky povrchových toků a pramenů v oblasti. Ukázalo se, že vydatnost pramenů u Tvarožných děr odpovídá minimálně 2 km<sup>2</sup> odvodňované plochy (po odečtení přítoků z ponorů na tocích, spíše 4 km<sup>2</sup>, tab. 6.14.). Ke stejným závěrům je možné dojít i po vyhodnocení měření Ouhrabky (1992). Plochu povodí pramene odhaduji z provedeného hydrometrování v oblasti na 2-4 km<sup>2</sup>. Plocha karbonátových výchozů činí pouhé 0,2 km<sup>2</sup>. Podíl vody z karbonátů na vydatnosti pramene dosahuje pouhých 5-10 % zbytek pochází z infiltrace srážek z okolních rul.

Je zřejmé, že velká část vody pochází buď z Polska, nebo z přítoků z okolního krystalinika přímo do karbonátů zavrásněných v podloží nekarbonátových hornin. V povodí pramene jsou 2 ponory, které se na vydatnosti pramenů Blom blom podílí do 25%.

Podle jednorázového měření hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$  v prameni Blom blom ve srovnání s ostatními prameny v oblasti polských Sudet odhadli Ciezkowski a Kryza (1987) oblast infiltrace do vrcholových partií Králického Sněžníku. Jak ukázaly nově provedené stanovení  $\delta^{18}\text{O}$  v různých obdobích, hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  pramene značně kolísají během roku, takže stanovení nadmořské výšky infiltrace bylo zatíženo značnou chybou.



Obrázek 6.11. Vydatnost pramene Jeskyně (Králický Sněžník) a Branná (Jeseníky). Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  pramene Blom blom.

### 6.7.3.2. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Střední doba zdržení v krasových kanálech se o oblasti pohybuje v řádu dnů až prvních týdnů. Stopovací zkoušky prokázaly, že do pramene přitéká voda z ponoru Biały Kamień v Polsku (kap. 4.3.).

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje složka vody s dobou zdržení v řádu prvních měsíců zastoupení okolo 15 %. Podle směsného vzorku tritia z roku 2003 neobsahuje voda pramene významnější podíl vody z 60. a 70. let. Střední doba zdržení dosahuje podle poklesových trendů tritia okolo 7 let. Poněkud vyšší střední dobu zdržení poskytl freon 113 (10 let pro exponenciální model). Výsledky z tritia lze však považovat za věrohodnější. Voda pramene obsahuje anomální koncentraci  $\text{SF}_6$  ( $55 \text{ fmol.l}^{-1}$ , tab. 6.6), což lze interpretovat jako přírodní anomálii vázanou na sudetskou oblast (anomální hodnota  $\text{SF}_6$  byla zjištěna i v Polské části Krkonoš, H. Oster, ústní sdělení). Střední doba zdržení vody v krasovém kanálu je zhruba o 2 řády nižší, než střední doba zdržení vody v okolím prostředí. Při průměrné vydatnosti okolo  $50 \text{ l.s}^{-1}$  a době zdržení 7 let odhaduji objem mobilní vody v povodí pramene na  $1 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ . Při ploše povodí okolo  $2\text{-}4 \text{ km}^2$  toto množství odpovídá vrstvě vody o výšce 2,8-5,5 m. Údaj o výšce vrstvy vody je pravděpodobně nadhodnocen, protože plocha oblasti proudění je zjevně vyšší: voda přitéká zčásti až z území Polska tělesem karbonátů zavrásněných v rulách. Ze stopovacích zkoušek je zjevná komunikace mezi karbonáty a okolím na značné vzdálenosti. Je proto velmi pravděpodobné, že těleso karbonátů odvodňuje hlubší proudění z poměrně rozsáhlé oblasti (výrazněji přesahující  $4 \text{ km}^2$ ).

Poměrně vysoká doba zdržení (vzhledem k vysoké intenzitě infiltrace v této horské oblasti) je zřejmě způsobena souhrou následujících faktorů:

- 1) Přítomností velmi mocných svahovin a mocné zvětralinové zóny na rulách v oblasti .
- 2) Karbonátový pruh zjevně odvodňuje rozsáhlejší okolí, avšak jen část jeho vod. Zbytek odtéká mělkým oběhem k povrchovým vodotečím. Intenzita proudění vody mimo nejmělkčí zóny je tedy nižší, než odpovídá specifickému odtoku.

## 6.7.4. Branná a Staříč (Jeseníky)

### *6.7.4.1. Provedené práce*

Hydrogeologická prozkoumanost zájmového území byla na počátku studia nízká. V zájmovém území nebyly známy směry proudění ani lokalizace většiny ponorů a dokonce ani mnoha velkých pramenů. V letech 2000-2002 provedl O. Zeman a J. Bruthans termometrii všech významnějších toků v oblasti pro lokalizování skrytých pramenů, mapování krasových jevů (prameny, ponory, závrtý) a měření průtoku na některých ponorech a pramenech. V oblasti Horní Lipové a Vápenné byly provedeny 3 stopovací zkoušky (Zeman a kol. 2003). V letech 2003-2005 se studiem zabývali J. Kukačka a V. Altová. Popsali směry proudění v oblasti (obr. 4.6.; Kukačka 2005 a Kukačka a kol. 2005).

Povodí pramenů není přesně známo. Maděra (1985) předpokládal dotaci pramenů migrací vod z velkovrbenské skupiny do vápencových výskytů Branné. Pro určení povodí pramenů byly v oblasti provedeny velmi detailní expediční měření průtoku na desítkách profilů na povrchových tocích (Kukačka 2005; Kukačka a kol. 2005). Pomocí GIS byly vypočteny plochy povodí mezi jednotlivými profily a vypočteny specifické odtoky. Ze srovnání specifických odtoků s povodími nad karbonáty bylo možné určit kolik v jednotlivých povodích chybí nebo přebývá odtoku a ve srovnání s geometrií karbonátových pruhů pak určit do kterého pramene voda proudí (Kukačka 2005). Ukázalo se, že toky mezi Petříkovem a Brannou, které kříží karbonátové pruhy mají značně nižší specifické odtoky, než odpovídá neovlivněným tokům s podobné nadmořské výšky. Celkem chybělo při 4 různých měřících akcích v povodí Branné nad soutokem s Klepáčovským potokem okolo  $50-80 \text{ l.s}^{-1}$ , v povodí Brusného potoka potom dalších  $10 \text{ l.s}^{-1}$ . Je tak velmi pravděpodobné, že povodí prameniště v Branné se rozprostírá mezi Petříkovem a Brannou (Kukačka 2005; obr. 4.6.).

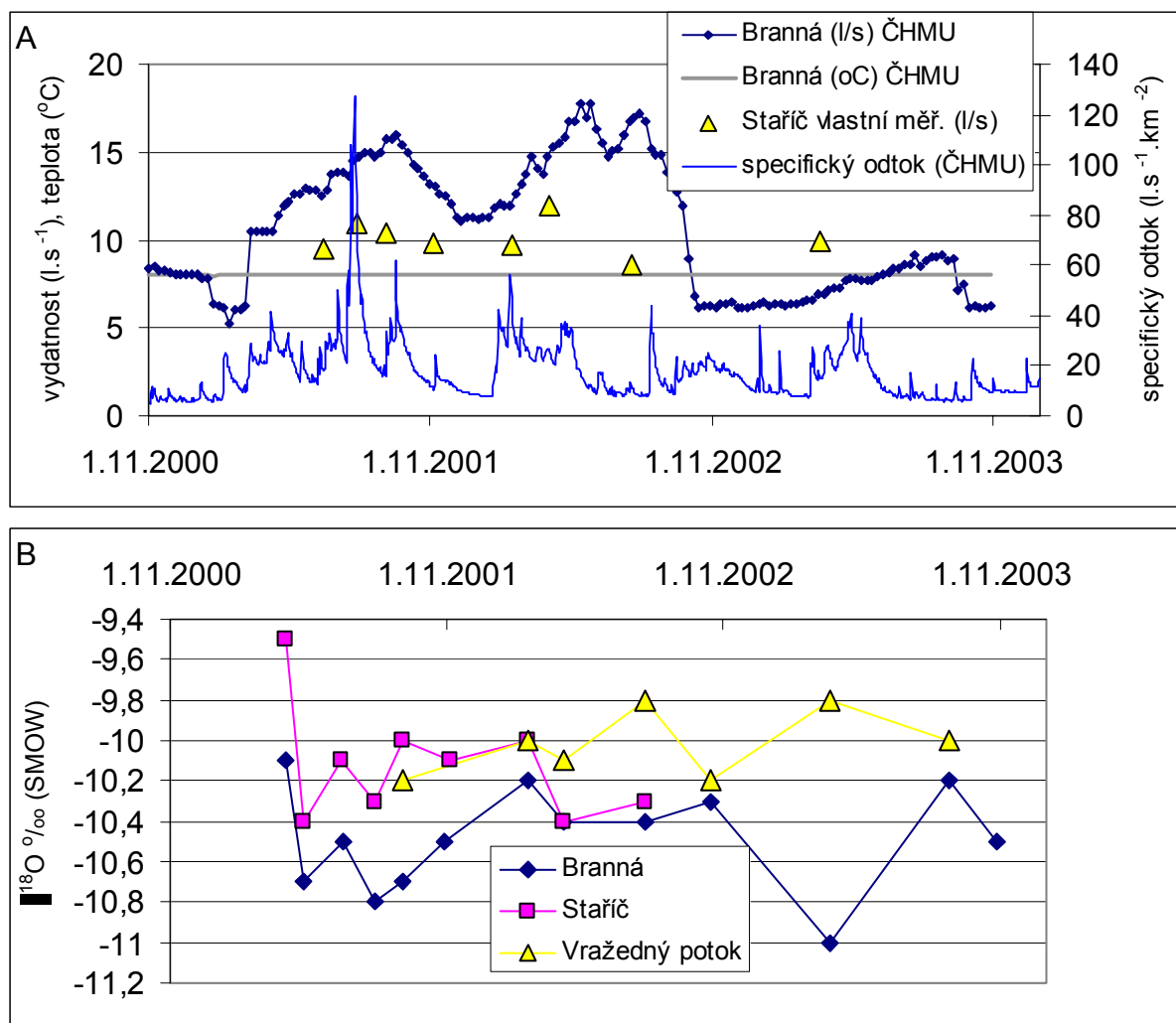
### *6.7.4.2. Povodí pramene Branná*

Na tvorbě vod pramene Branné podílí téměř celý povrchový odtok. Při průměrném specifickém povrchovém odtoku okolo  $15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Řezníček 1990a) a tak povodí prameniště v Branné dosahuje okolo  $4 \text{ km}^2$ . Plocha všech vápencových výskytů v této oblasti je pouze  $0,9 \text{ km}^2$ . Infiltrace přímo na karbonátech tak tvoří méně než 25 % vydatnosti pramene, zbytek vod je stahován z okolních nekarbonátových hornin.

Povodí zasahuje zřejmě i do pravobřežní části Brusného potoka směrem k Vikanticům. Pro určení rozvodnice mezi povodím Staříče a pramenů v Branné na Ramzovském sedle jsou důležité informace z vrtu HV 21 situovaného u Černého potoka na křížení se železniční tratí nad Ostružnou (Řezníček 1990b). Hladina ve vrtu hloubeném ve fylitech a vápencích postupně v průběhu vrtání zapadávala až do konečné hloubky 89 m, tj 630,9 m n.m. To je pouze o 15 m výše než je úroveň pramenů v Branné, vzdálených 5,5 km; což svědčí spíše pro odvodnění směrem do hlubokého údolí Staříče než do pramenů

v Branné (hydraulický gradient k pramenům by činil jen 2,7 ‰ což je velmi nízká hodnota pro krasové oblasti).

Z detailního hydrometrování lze zastoupení vody z ponorů odhadnout na 0 až 20% (okolo 0 až 15 l.s<sup>-1</sup>). Otázkou totiž zůstává jestli do pramene směřuje voda z ponorů Černého potoka v Petříkově a závrtů v Ostružné, nebo zdali jsou tyto vody drénovány do údolí Staříče.



Obrázek 6.12. A) Vydátlost (měření ČHMÚ i vlastní měření) a teplota (ČHMÚ) pramene Branná a pramene Staříč. Pro srovnání specifický povrchový odtok vypočtený z průtoku Staříče v Jeseníku (ČHMÚ), který velmi dobře koreluje s vydátlostí povrchových toků v oblasti včetně Vražedného potoka. B) Průběh  $\delta^{18}\text{O}$  v pramenech a ponorech Vražedného potoka.

#### 6.7.4.3. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Přímo na prameni **Branná** nejsou výsledky stopovacích zkoušek k dispozici. Podle analogie s výsledky stopovacích zkoušek z jiných pramenů ve skupině Branné dosahuje střední doba zdržení v krasových kanálech řádu dnů. Podle stopovací zkoušky se krasové kanály se vyznačují poměrně značným průtočným profilem a vysokou disperzivitou, jsou zřejmě ze značné části zasuceny a vyplněny sedimenty (Zeman a Bruthans 2003).

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje okolo 50 % vody dobu zdržení okolo 1 roku, zbytek potom dobu zdržení přes 4 roky. Podle směsného vzorku tritía z roku 2001 obsahuje voda pramene okolo 10-15 % vody z 60. a 70. let. Střední doba zdržení neodráží setrvání vody v karbonátech, ale v okolním krystaliniku a jeho zvětralinách a pokryvných útvarech. V samotných karbonátech je střední doba zdržení zřejmě krátká. Důvodem je malý příčný průřez karbonátových pruhů, převládání proudění v krasových kanálech, efektivní porozita do 1 %, velké množství proudící vody – desítky  $\text{l.s}^{-1}$ . Je zřejmé, že ve studovaných karbonátových pruzích nebude přesahovat doba zdržení první měsíce (kap. 6.9.).

Původ vody v prameni **Staříč** nebylo možné přesněji určit. Jak se ukázalo teprve v průběhu studia, jedná se nejnižší pramen z rozsáhlé linie pramenů, které jsou různě aktivní v závislosti na vodních stavech a jsou pravděpodobně dotovány z různých zdrojů (kap. 4.4.5.2, Kukačka 2005). Podíl vody z nekarbonátových hornin, ani zastoupení vody ze soustředěné infiltrace proto na prameni Staříč nelze odhadnout. Průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v prameni je podobný jako v prameni Branná (obr. 6.12.). Prudký propad  $\delta^{18}\text{O}$  mezi 1.4 a 26.4.2001 u obou pramenů (ověřeno opakovaným měřením) může souviset s průnikem tavných vod do pramenů. Naopak bez většího dopadu na vydatnost pramenů i jejich izotopové složení zůstaly letní srážky, které zvýšily koncem července 2001 hladiny toků v oblasti nad první povodňový stupeň.

Velmi zajímavé výsledky přineslo sledování **Vražedného potoka**, jehož vody se ztrácí za středních a nižších vodních stavů do ponorů na karbonátových pruzích. Je zřejmé, že Vražedný potok drénující horské krystalinikum vykazuje výraznější vyhlazení signálu  $\delta^{18}\text{O}$ , než samotné prameny. Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje okolo 90% vody dobu zdržení přes 4 roky, zbytek má pak dobu zdržení v řádu prvních měsíců. Podle směsného vzorku tritía z roku 2002 obsahuje voda povrchového toku do 10 % vody infiltrované v 60. a 70. letech. Je tak zřejmé, že již při vstupu do ponorů má tato voda nezanedbatelnou (zdánlivou) střední dobu zdržení. Voda toku je zřejmě z velké většiny dotována podzemní vodou se značnou dobou zdržení, nikoli srážkovou vodou. To je běžný jev známý z většiny oblastí na světě (Martinec 1975, Rhode 1981, Kendall a Donel 1998).

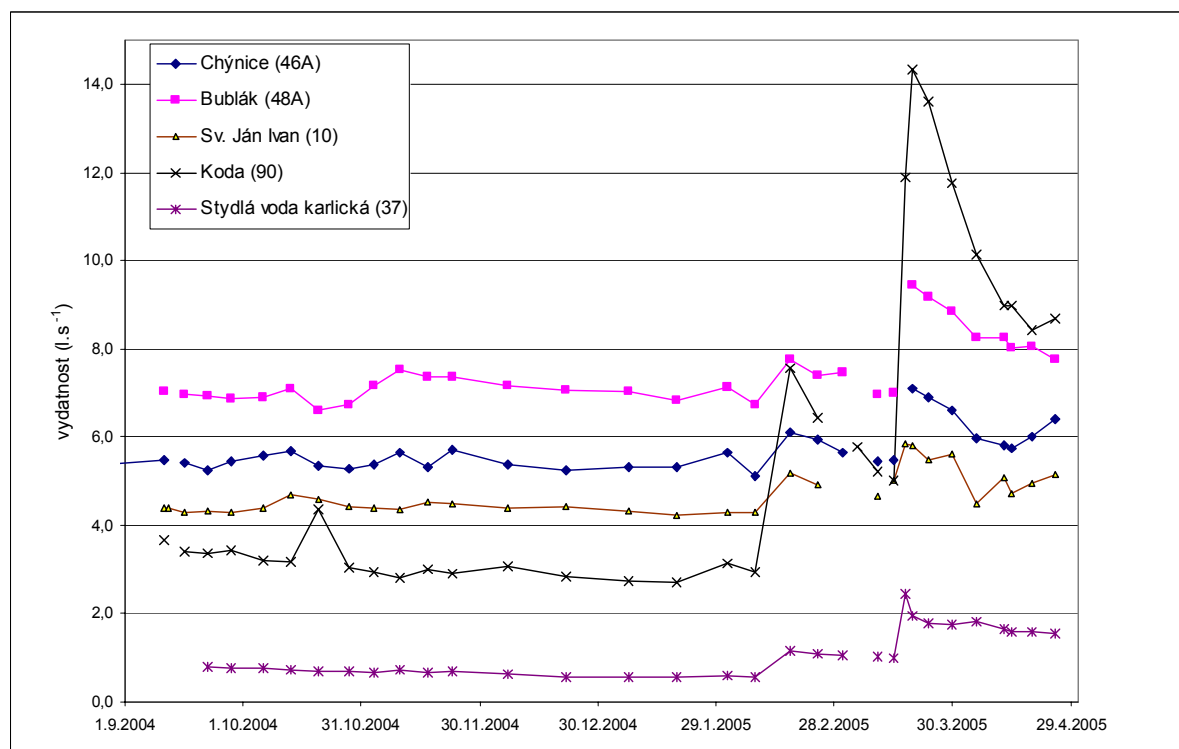
## 6.7.5. Prameny Nesvačily, Koda, Sv. Jan pod Skalou, Stydlá voda karlická, Chýnvice, Bublák, Ořech, Malá Chuchle a Radotínská skála (Český kras)

### 6.7.5.1. Režim vydatnosti, konduktivity a teploty pramenů

#### Stydlá voda karlická

Vydatnost, teplotu a konduktivitu pramene jsem měřil v letech 1997-1998 a 2004-2005, protože nebyly k dispozici starší údaje. Vydatnost pramene kolísala mezi 0,2 a 2,5 l.s<sup>-1</sup> a teplota mezi 10,0 -11,6 °C (celkem 38 měření). Dlouhodobé průměrné hodnoty lze z měření odhadnout na 10,9 °C a 0,8 l.s<sup>-1</sup>. Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti určit na 0,3 km<sup>2</sup>.

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13. až 6.15.) reagoval pramen Stydlá voda karlická nárůstem průtoku z 0,6 na 2,5 l.s<sup>-1</sup> při výrazném nárůstu konduktivity z 820 na 961 μS/cm (nárůst 17 %), teplota výrazněji nezareagovala. V tomto případě se jedná o zvýšení zastoupení více mineralizovaných vod na vydatnosti pramene. Otázkou je zda se jedná o mělké znečištěné vody, nebo o mineralizovanější vody hlubšího oběhu.



Obrázek. 6.13. Průběh vodivosti pramenů před a po tání v březnu 2005.

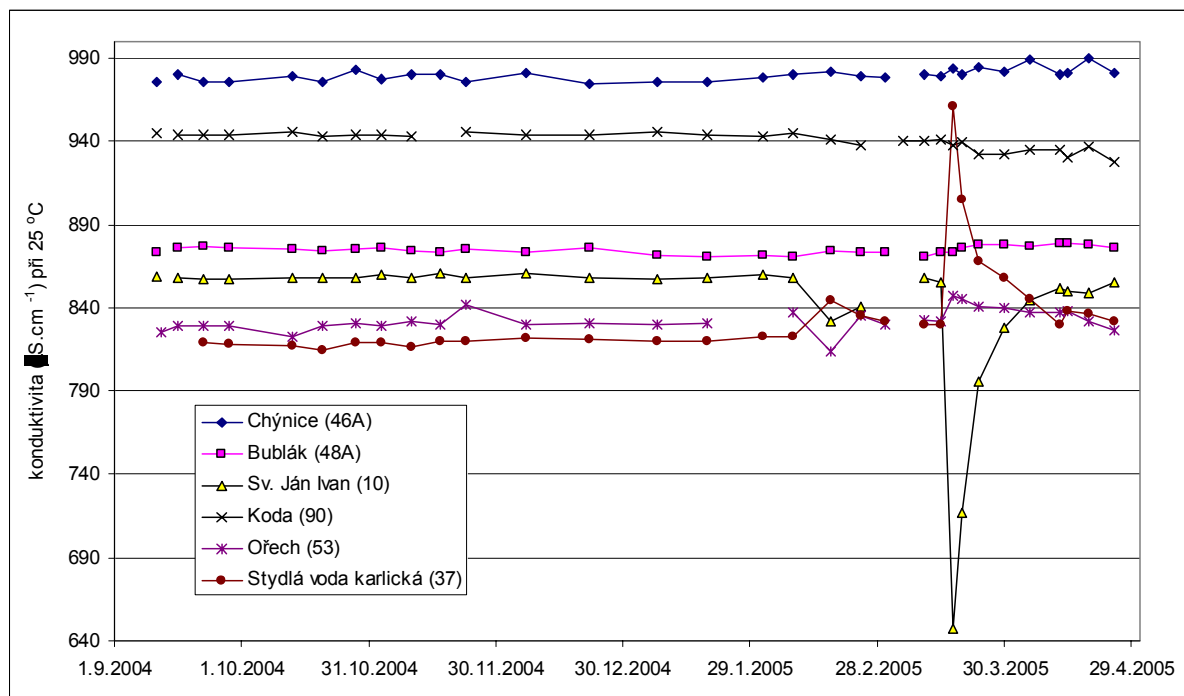
#### Chýnvice

Vydatnost, teplotu a konduktivitu pramene jsem měřil v letech 2001-2002 a 2004-2005, včetně období po výrazných srážkách v roce 2002. Vydatnost pramene kolísala mezi 5,1 a 9,5 l.s<sup>-1</sup> a teplota mezi 10,0 -10,6 °C (celkem 51 měření). Vydatnost pramene je velmi



stálá: V období 2004-2005 kolísala vydatnost pramene Chýnvice mezi 5,1-5,7 l.s<sup>-1</sup> na Kodě oproti tomu ve stejném období mezi 2,8 a 14,3 l.s<sup>-1</sup>. Maximální vydatnosti pramene 9,5 l.s<sup>-1</sup> ve dnech 16 a 28.8.2002 odpovídá vydatnosti Kody 18 l.s<sup>-1</sup>. Zhruba 2-3 l.s<sup>-1</sup> unikají z pramene mimo měrný profil přímo do Radotínského potoka, průměrná vydatnost pramene tak dosahuje okolo 8-9 l.s<sup>-1</sup>, jak vychází i z opakované termometrie (Bruthans 1999; J. Kopáč, ústní sdělení). Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti odhadnout na 3 km<sup>2</sup>.

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13.) reagoval pramen Chýnvice nárůstem průtoku z 5,5 na 7,1 l.s<sup>-1</sup> při nepatrném nárůstu konduktivity z 976-980 μS/cm na 990 μS/cm (nárůst 1 %), teplota výrazněji nezareagovala. Je tak zjevné, že zvýšení vydatnosti je až na nepatrný podíl srážkové vody způsoben vytlačováním vody s dlouhou dobou zdržení z podzemního rezervoáru.



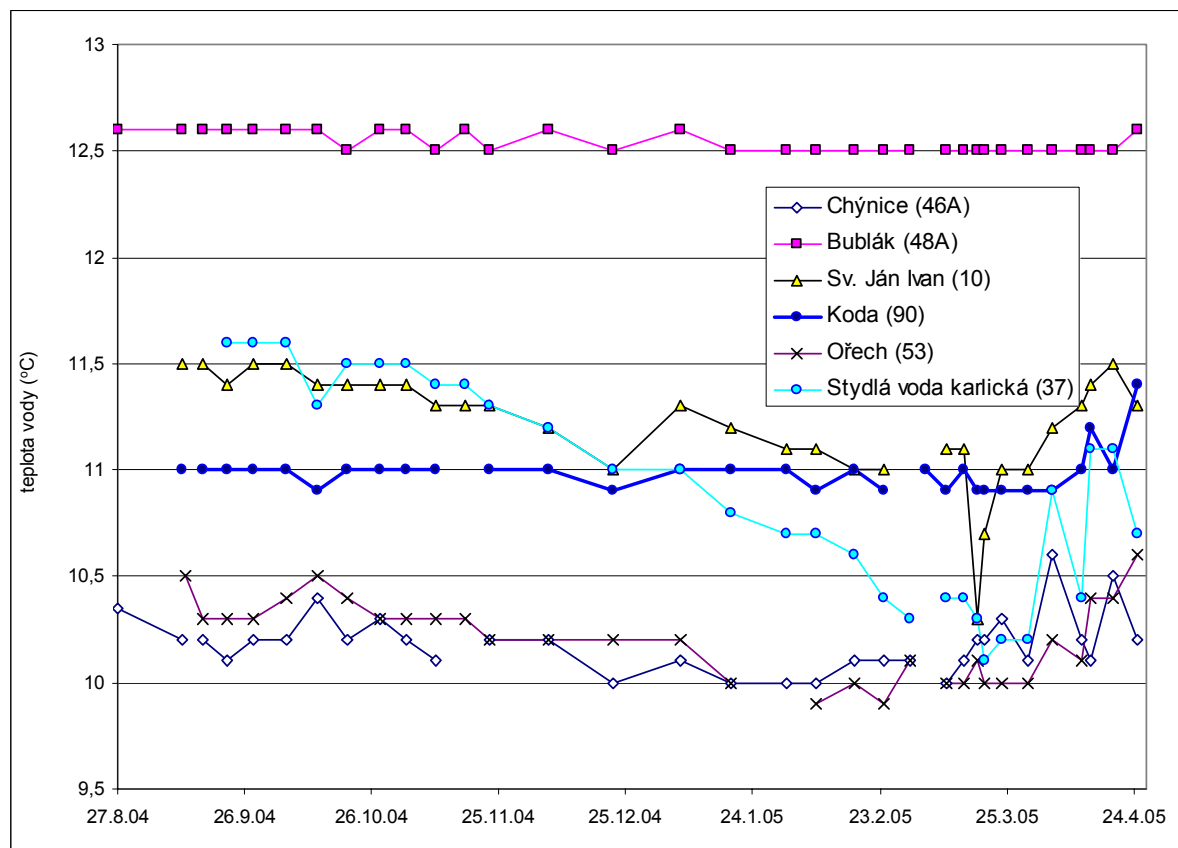
Obrázek 6.14. Průběh vodivosti pramenů před a po tání v březnu 2005.

### Bublák

Vydatnost, teplotu a konduktivitu pramene jsem měřil spolu s O. Jägrem v letech 2001-2002 a 2004-2005, vč. období po výrazných srážkách v roce 2002. Vydatnost pramene kolísala mezi 6,5 a 13,5 l.s<sup>-1</sup> a teplota je celoročně stálá v úrovni 12,5-12,6 °C (celkem 58 měření). Vydatnost pramene je poměrně stálá: v období 2004-2005 kolísala vydatnost pramene Bublák mezi 6,4-9,4 l.s<sup>-1</sup> na Kodě pak mezi 2,8 a 14,3 l.s<sup>-1</sup>.

Povodí pramene nelze hodnověrně určit. Plochu povodí pramene lze podle průměrné vydatnosti (7,5 l.s<sup>-1</sup>) odhadnout na 2,5-3 km<sup>2</sup>. Izotopové složení vod pramene dosud nebylo studováno.

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13.) reagoval pramen Bublák nárůstem průtoku z 7 na 9,4 l.s<sup>-1</sup> při nepatrném nárůstu konduktivity z 973 μS/cm na 979 μS/cm (nárůst 0,6 %), teplota nezareagovala. Je tak zjevné, že zvýšení vydatnosti je až na nepatrný podíl srážkové vody způsoben vytlačováním vody s dlouhou dobou zdržení z podzemního rezervoáru.



Obrázek 6.15. Průběh teploty pramenů před a po tání v březnu 2005.

### Ořech

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13.) nereagoval pramen Ořech výraznějším nárůstem průtoku. Konduktivita se zvýšila z 830 na 847 μS/cm (nárůst 2 %), teplota nezareagovala. Navýšení konduktivity je zřejmě odrazem průniku vody z povrchu vozovky nad pramenem do pramene (makroskopické pozorování) a není tak přirozenou reakcí zvodně na tání.

### Radotínská skála

Vydatnost se podle několika měření pohybuje mezi 0,1 až 0,2 l.s<sup>-1</sup> teplota kolísá mezi 9,3 a 11,5 °C. Teplota však byly měřena na místě přepadu, těsně nad silnicí protože pramen se sbírá z velkého množství malých pramínek z vrstev radotínských vápenců. Vydatnost pramene odpovídá povodí o ploše okolo 0,1 km<sup>2</sup>.

### *Koda*

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13.) reagoval pramen Koda nárůstem průtoku z 3 na 14 l.s<sup>-1</sup> při poklesu konduktivity z 944 na 928 μS/cm (pokles 2 %), zatímco teplota se výrazněji nezměnila (11 °C). Je tak zjevné, že zvýšení vydatnosti je až na nepatrný podíl srážkové vody způsoben vytlačováním vody s dlouhou dobou zdržení z podzemního rezervoáru.

### *Sv. Jan*

Na výrazné opakované tání sněhu v únoru až dubnu 2005 (obr. 6.13.) reagoval pramen Sv. Jan (vývěř Ivan) nárůstem průtoku z 4,4 na 5,9 l.s<sup>-1</sup> při výrazném poklesu konduktivity z 858 na 647 μS/cm (pokles 25 %), teplota klesla z 11,1 na 10,3 °C. Prudký pokles teploty a vodivosti vody je odrazem průniku tavných vod ze závrťů do vody pramene jak již dříve popsal Žák a kol. (2001a).

Podle reakce na tání sněhu ve dnech 16-18.3.2006 lze studované prameny rozdělit do tří skupin (obr. 6.14.):

1) Pramen Sv. Jan pod Skalou, kde konduktivita po tání i větších srážkách výrazně klesá (viz též Žák a kol. 2001a). Pokles konduktivity je projevem průniku značného množství povrchových vod ponory do krasového systému. Tento jev, v jiných krasových oblastech rozšířený, se ze sledovaných pramenů v Českém krasu uplatňuje výrazněji pouze u tohoto pramene.

2) Pramen Stydlá voda karlická, který na tání reaguje vzestupem konduktivity indikující vytlačování vod s vyšší mineralizací.

3) Ostatní prameny, kde se konduktivita výrazněji nemění ani při výraznějším nárůstu vydatnosti, což znamená, že objem přívodní dráhy k prameni je natolik rozsáhlý, že dochází k promíchání různých typů vod a vyrovnání obsahu rozpuštěných látek v čase (Plagnes a Bakalowics 2001). I u těchto pramenů však lze při detailním pohledu zjistit buď nepatrné snížení konduktivity při zvýšení vydatnosti (Koda), nebo naopak mírné zvýšení konduktivity (Bublák, Chýnice).

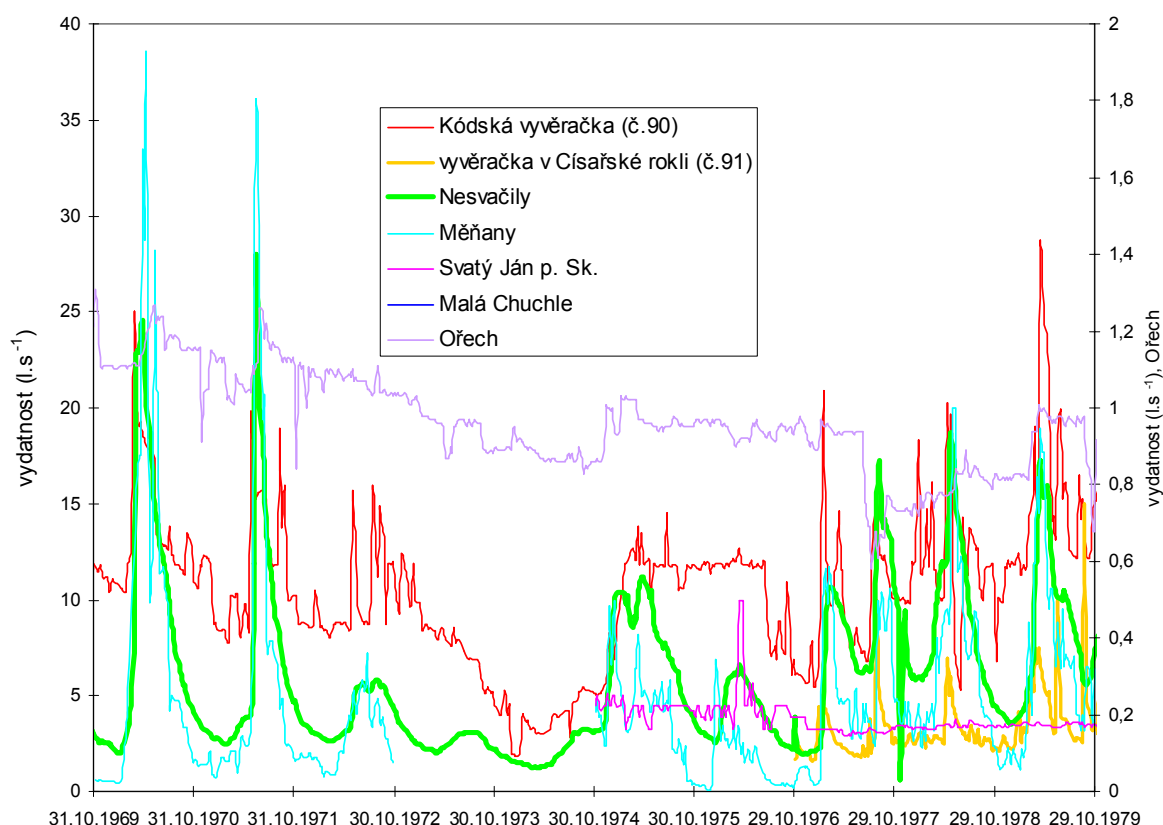
#### *6.7.5.2. Režim pramenů a vztah ke geologii a vývoji oblasti*

V Českém krasu se režim pramenů významně mění od JZ po SV (obr. 6.16.). V jz. okraji území vydatnost pramenů během roku výrazně kolísá (Měňany, Nesvačily). Režim pramenů tak připomíná prameny z jiných krasových oblastí v ČR i zahraničí. Naopak v sv. okraji území je vydatnost pramenů během roku prakticky konstantní (Ořech, Chuchle). Mezi těmito dvěma extrémy se nacházejí prameny, které obsahují obě složky: stálou i krátkodobé vrcholy vydatnosti (Koda, Císařská rokle, Sv. Jan pod Skalou).

V jv. části území byl alespoň částečně denudován křídový pokryv již v miocénu (paleontologické nálezy na lokalitě Suchomasty 3 (Bosák a kol. 1989). V současnosti zde křídový pokryv úplně chybí (s výjimkou nepatrných výskytů v krasových depresích). Chybí zde i větší polohy spraší. Naopak v území mezi Vysokým Újezdem a Prahou je do značné míry dosud zachován pokryv křídý a území je navíc z velké části překryto rozsáhlými sprašovými výskyty. Na základě těchto skutečností lze vysvětlit rozdíl v hydraulickém chování pramenů dvěma různými způsoby:

1) Díky přítomnosti slabě propustných spraší a křídového pokryvu dochází k rozdělování hydraulické odezvy (viz Ford a Williams 1989; obr. 1.11.). Velké kolísání průtoku budou vykazovat odtoky ze spraší a křídý, zatímco vody prosakující níže do vápencového kolektoru budou mít ustálený průtok během času.

2) V jihovýchodní části území se již od miocénu vyvíjí krasové odvodnění v oblasti bez pokryvu křídý. Naopak v SZ části území dosud nemohlo dojít k rozvoji epikrasu a k napojení paleokrasových jevů do nového odvodňovacího systému protože území je dosud do značné míry překryto uloženinami křídý.

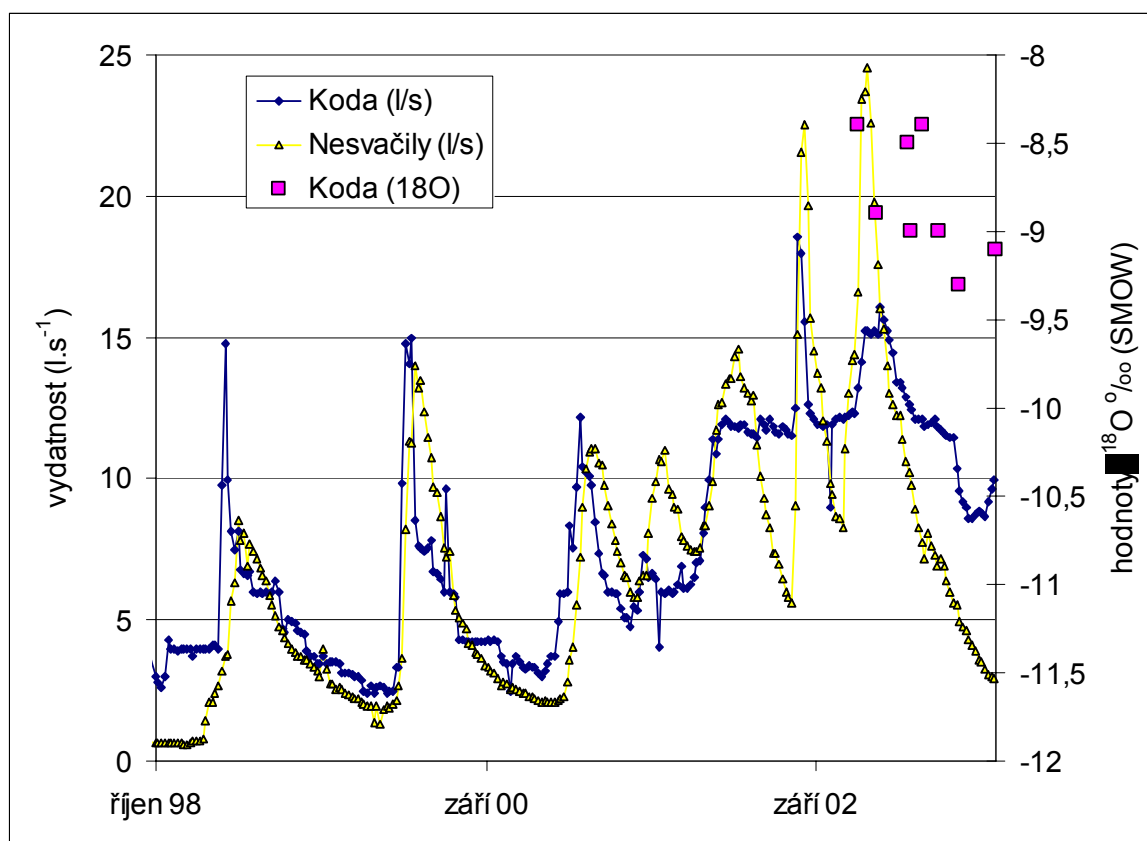


Obrázek 6.16. Průběh vydatnosti krasových pramenů v Českém krasu (pramen Ořech na ose vpravo).

### 6.7.5.3. Původ vody ve studovaných pramenech

Podíl vody z nekarsového okolí je obtížné určit. U pramenů v jihozápadní části území (Nesvačily, Koda, Sv. Jan, Stydlá voda karlická) nepřesahují pravděpodobně přítoky z nekarbonátových hornin 30 %. Naopak v povodí pramenů Chýnvice, a Malé Chuchle je většina povodí pramenů překryta uloženinami křidy, které ale umožňují infiltraci do podložních vápenců; zde může podíl infiltrace z křidy dosahovat až 80 %. Podobně tomu může být v případě pramene Ořech. U pramene Bublák a Radotínská skála nelze zastoupení vody z nekarbonátových hornin pro neznalost povodí určit vůbec.

Prameny nejsou dotovány vodou ze soustředěných ponorů, jak je zřejmé jednak z nepřítomnosti ponorů v jejich povodích tak i z výsledků režimního sledování průtoku, teploty a vodivosti vybraných pramenů v letech 2004-2005. Výjimkou je pramen Sv. Jan, kde voda z periodických ponorů tvoří až zhruba 25 % vydatnosti pramene.



Obrázek 6.17. Průběh vydatnosti pramenů Koda a Nesvačily (ČHMÚ) a obsah  $\delta^{18}\text{O}$  v prameni Koda.

### 6.7.5.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Na rozdíl od ostatních krasových oblastí, v Českém krasu jsou jeskynní systémy vesměs neaktivní a jeví jednoznačné rysy vzniku za zcela jiné hydrologické situace (paleokras). Krasové kanály jsou rozsáhlé a sestupují často do velkých hloubek. Proudí jimi malé množství vody. Střední doba zdržení tak může dosahovat měsíců i více. Krasový kanál

v orografickém povodí pramene Sv. Jan je pravděpodobně spíše výjimečným jevem (viz výše).

Střední doba zdržení je dobře podložena poklesovými trendy tritia u čtyř pramenů: okolo 10-15 let v případě pramene Sv. Jan (Žák a kol. 2001a; nové údaje), mezi 10-20 roky u pramene Koda, mezi 20-25 lety u pramene Nesvačily (disperzní model s nízkou disperzivitou). U Malé Chuchle dosahuje střední doba zdržení 150-200 let. Vzhledem k poměrně vysoké koncentraci dusičnanů v prameni Malá Chuchle (okolo 50 mg.l<sup>-1</sup>) považují za pravděpodobné, že nejméně 25 % vydatnosti pramene je tvořeno vodou s dobou zdržení do 50 let, tedy vodou s vyšším obsahem dusičnanů. Nejstarší voda vůbec byla zjištěna v prameni Radotínská skála, který má tritiovou aktivitu jen 3,5 TU (rok 2005).

Směsné vzorky tritia (tab. 6.1. a 6.2.) ukázaly, že nejnižší obsahy tritia vykazují vedle Malé Chuchle a Radotínské skály i pramen Ořech (8,8 TU) a Stydlá voda karlická (9,3 TU), tedy vesměs méně vydatné prameny situované spíše při jv. okraji pražské synformy, která se liší od sz. části faciálním vývojem i menší intenzitou zkrasování.

Podle obsahu freonu 113 a SF<sub>6</sub> vykazují prameny Chýnice a Bublák střední dobu zdržení okolo 20-30 let, v případě pramene Ořech pak nejspíše 30-60 let. Jedná se o minimální odhady střední doby zdržení.

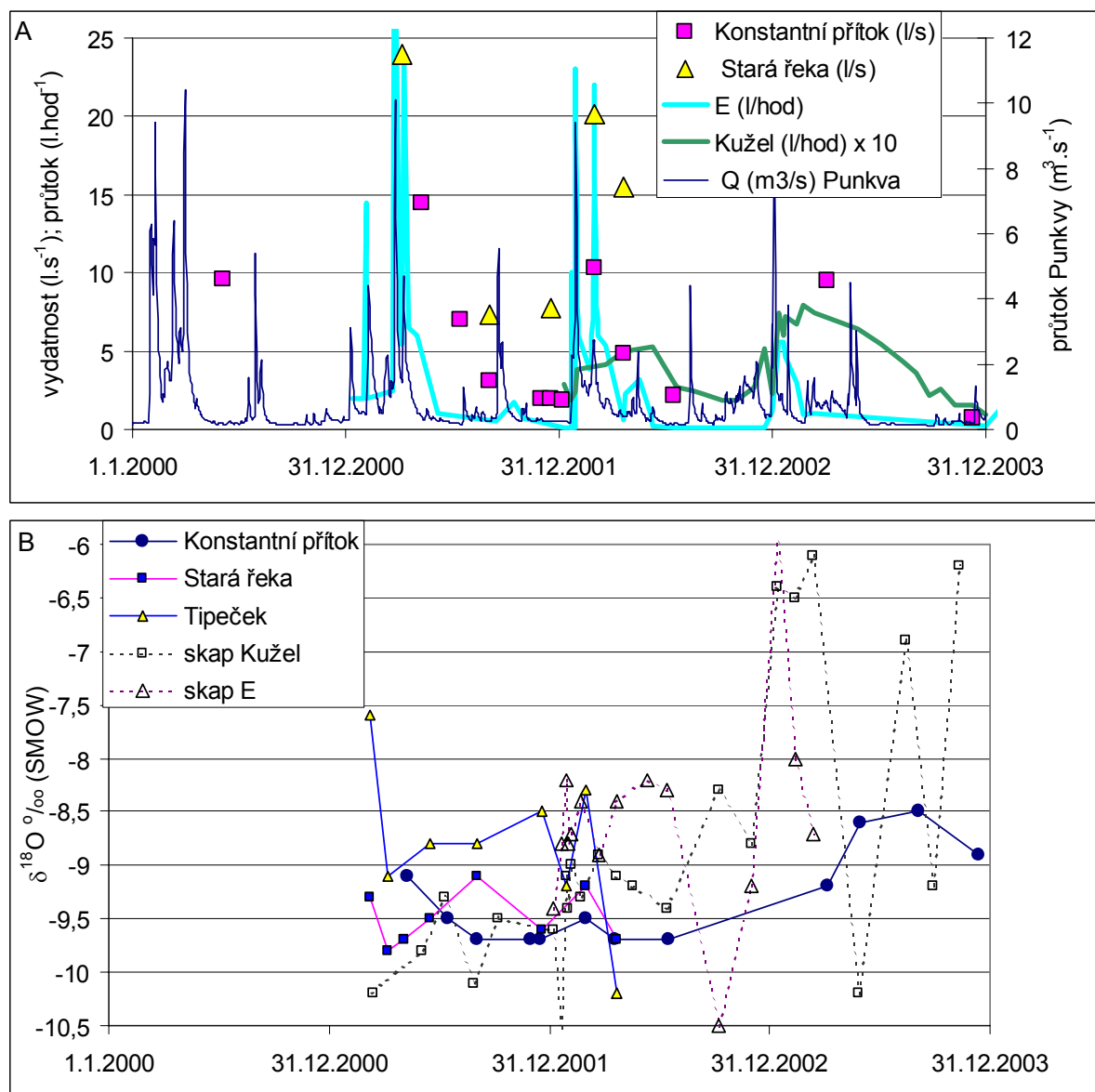
Při vynásobení průměrné vydatnosti pramenů střední dobou zdržení lze odhadnout objem vody přítomný v povodí pramenů (tab. 6.10.): Sv. Jan 6-9 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Koda 3-6 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Nesvačily 4-5 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Malá Chuchle 10-30 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Chýnice 5-8 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Bublák 5-7 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Ořech 1-8 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. Při ploše povodí pramenů odpovídající specifickému odtoku to odpovídá vrstvě vody o mocnosti 0,9-1,4 m v případě pramenů Sv. Jan a Koda, mezi 2-3 m u Nesvačil, Bubláku a Chýnice, mezi 2,4-5 m u Ořechu. Výrazně vyšší číslo vychází v případě Malé Chuchle (14-16 m). To naznačuje, že rozsah proudové oblasti zde výrazně přesahuje 3 km<sup>2</sup> a na vydatnosti pramene se tak podílí hlubší oběh z rozsáhlejší oblasti, která je z větší části odvodňována mělkým oběhem do jiných povodí.

Vysoká střední doba zdržení odpovídá poměrně malé intenzitě infiltrace v oblasti Českého krasu. Nezanedbatelná část střední doby zdržení může být vázána na mocné zvětralinové profily a pokryv křídových uloženin.

## 6.7.6. Konstantní přítok, Stará řeka, Típeček (Moravský kras)

### 6.7.6.1. Teplota a vydatnost sledovaných pramenů.

V letech 1999 až 2003 jsme s O. Zemanem v podzemních tocích a jezerech v Amatérské jeskyni prováděli měření teploty, konduktivity a odebírali vzorky vod pro zjištění případné komunikace mezi Konstantním přítokem a říčkou Punkvou. Z výsledků měření je zřejmý výrazný rozdíl mezi vodou Konstantního přítoku a vodou Punkvy (Zeman a Bruthans 2002a). Tato skutečnost, je mimo již dříve prokázané hydraulické nezávislosti obou systémů (Motyčka a kol. 2000), dalším důkazem, že voda Konstantního přítoku je odvozena z jiného zdroje než z Punkvy.



Obrázek 6.18.

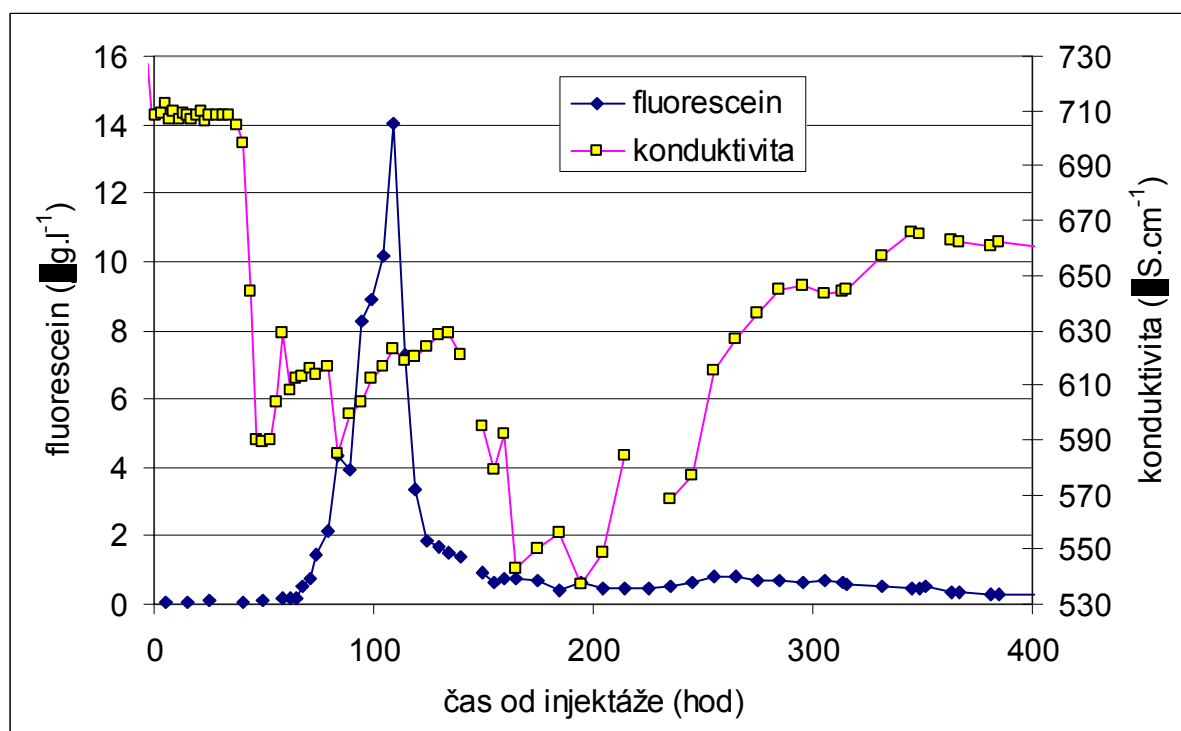
A) Vydatnost Konstantního přítoku a Staré řeky ve srovnání s průtokem Punkvy (allochtonní ponorný tok) a skapových míst (E, Kužel).

B) průběhy  $\delta^{18}O$  ve skapových vodách.

Teplota Konstantního přítoku je stálá a dosahuje 8,2 až 8,3 °C. Vydatnost kolísá mezi 2 až 14 l.s<sup>-1</sup> (obr. 6.18.). Mimo vlastní pramen vytékají vody shodné teploty i složení přímo do podzemního toku Punkvy. Celkem se podle opakovaných termometrických měření jedná o 1-3 l.s<sup>-1</sup>.

Vydatnost Konstantního přítoku má roční chod s maximy na jaře, poklesem během léta a minimy na podzim a během zimy. Chod vydatnosti je výrazně vyrovnanější, než průtok Punkvy a ostatních toků dotovaných alochtonními (nekrasovými) vodami (obr. 6.18.). Punkva má během roku často několik maxim průtoků, po povodních nastává rychlý pokles na úroveň nižší, než je průměrný průtok. Naopak Konstantní přítok má během roku zřejmě jediné výrazné maximum a pokles vydatnosti je pozvolný po dobu mnoha měsíců. To je typické pro autochtonní vody. Konstantní přítok má konduktivitu výrazně vyšší, než alochtonní toky v oblasti.

Vydatnost Staré řeky kolísá mezi 7-24 l.s<sup>-1</sup> a teplota mezi 9,3-9,5 °C. Vydatnost Típečku se pohybuje mezi 1 a 5 l.s<sup>-1</sup> (ojedinělá měření), teplota mezi 8,5 a 9 °C



Obrázek 6.19. Průniková křivka fluoresceinu a průběh konduktivity na Staré řece při stopovací zkoušce ze Svážné studny. Konduktivita uvedena pro 25 °C, byla měřena v odebraných vzorcích.

#### 6.7.6.2. Stopovací zkouška

Ve dnech 26.5 až 12.6.2006 jsme s Z. Vilhelmem a J. Večerkem provedli stopovací zkoušku z jeskyně Svážná studna pomocí fluoresceinu. Pro odběr vzorků jsme na Starou řeku v Rudickém propadání umístili automatický vzorkovač ZKZ 1.0 (konstrukce O. Zeman, J. Kukačka a I. Záruba). V odebraných vzorcích jsem dodatečně změřil konduktivitu. Průtok



Staré řeky se v době zkoušky pohyboval nad  $40 \text{ l.s}^{-1}$ , průtok s propasti ve Svážné studni, kam byl fluorescein injektován byl  $0,4 \text{ l.s}^{-1}$ . Výsledky ukazuje obrázek 6.19. Střední rychlost proudění vyplývající ze zkoušky byla  $436 \text{ m.den}^{-1}$ , max. rychlost  $1140 \text{ m.den}^{-1}$ . Průniková křivka stopovače je ovlivněná průniky vody ze srážek. Přítoky srážkové vody z ponorů se projevují prudkým snížením konduktivity (obr. 6.19.).

#### 6.7.6.3. Povodí studovaných pramenů

Stará řeka a Konstantní přítok jsou z naprosté většiny dotovány autochtonní vodou a nacházejí se v centru mocného vápencového tělesa. Naproti tomu Típeček má zřejmě nezanedbatelný podíl alochtonní vody, což je zjevné z nízké konduktivity oproti oběma předchozím pramenům. Podíl vody ze soustředěných ponorů je zřejmě nízký s výjimkou Staré řeky, kde po tání sněhu a větších srážkách tvoří až 20 % vydatnosti voda z ponoru u Svážné studny, jak prokázaly stopovací zkoušky. U Konstantního přítoku jsem jednorázově pozoroval průnik vod řeky Punkvy za povodně, zjevně však až v oblasti pramene zpětným zaplavením ústí kanálu.

#### 6.7.6.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Z četných stopovacích zkoušek v oblasti Moravského krasu vyplývá, že střední doby zdržení vody v krasových kanálech dosahují hodin, dní, vzácně týdnů.

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje zastoupení vody s dobou zdržení v řádu prvních měsíců v případě Konstantního přítoku a Staré řeky okolo 20-25 %. Vyšší podíl vody s krátkou dobou zdržení vykazuje Típeček (okolo 50 %). Podle směsného vzorku tritia z roku 2001 obsahuje voda Konstantního přítoku 15-25 %, voda Staré řeky pak 5-15 % vody z 60. a 70. let. U Típečku je tento podíl 0-10 %. Podle obsahu freonů a  $\text{SF}_6$  je střední dobu zdržení vody Konstantního přítoku na 10-15 let. Pro možnost kontaminace  $\text{SF}_6$  a freonem 113 z jeskynní atmosféry lze střední dobu zdržení mezi 10-15 let považovat za minimální údaj.

Při průměrné vydatnosti okolo  $6-8 \text{ l.s}^{-1}$  a střední době zdržení přes 15 let lze odhadnout objem mobilní vody v povodí pramene přes  $2-4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Při ploše povodí okolo  $1,5 \text{ km}^2$  toto množství odpovídá vrstvě vody o výšce přes 2 m.

### 6.7.7. Jímací území Čerlinka a prameny Řimice (Mladečsko-Javoříčský kras)

#### *6.7.7.1. Otázka zastoupení vod z oblasti Javoříčka na vydatnosti JÚ*

Při určení ztrát zohlednila Starobová (1983) nejen přímé ztráty na tocích, ale i vodu která v povrchových tocích chybí, protože odtéká po infiltraci podzemím pryč z povodí. K tomu bylo použito povodí č. 10 (Javoříčka nad vápenci) kde se žádné ztráty nepředpokládají. Z tohoto povodí je vypočten specifický odtok, který se očekává ve všech ostatních povodích. Rozdíl mezi skutečným odtokem z daného povodí a vypočteným odtokem (na základě specifického podzemního odtoku z povodí č.10) je tak ztrátou vody, která se přičítá podzemnímu odtoku vápencovými pruhy mimo povodí.

Přístup Starobové (1978) je tak citlivý na volbu „neovlivněného povodí“. Starobová (1978) rovněž nebere v potaz skutečnost, že specifický odtok s nadmořskou výškou klesá. Např v Moravském krasu, tedy v geologicky identickém prostředí klesá specifický odtok z 5-6  $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  u povodí Luhy a Bílé vody na pouhých 3-4  $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  pro níže položené povodí Říčky (údaje z režimního sledování ČHMU z let 1975-78; Musil a kol. 1993). Použití specifického odtoku z povodí č. 10 (vyšší nadmořská výška) pro povodí Hradečky a Rachavy tak povede k nadhodnocení ztrát v povodí obou toků. Protože specifické odtoky z jednotlivých povodí se často liší (Kukačka 2005), je reálnější počítat s vyšším rozptylem hodnoty deficitu v povodích vodních toků. Na základě těchto údajů lze považovat za reálnější odhad deficitu v povodích a tím množství vody odtékající podzemní cestou k Řimickým vyvěračkám a JÚ Čerlinka na úrovni 110-180  $\text{l.s}^{-1}$ . Za velmi suchých období v červenci a srpnu 1983 chybělo v povodí Špraňku okolo 25-40  $\text{l.s}^{-1}$  jak je možné určit podobným přístupem z výsledků hydrometrování Procházky (1984).

Z údajů publikovaných Starobovou (1983) je zřejmé, že přímé ztráty na vodních tocích se pohybovaly v letech 1975-1977 okolo 25-90  $\text{l.s}^{-1}$ , zbytek připadá na vodu, která odtéká z povodí podzemní cestou aniž by vůbec dotekla do povrchového toku v povodí. Bilance ukázala, že z území jižně od Vojtěchovské poruchy nedochází k výraznějšímu přetoku vody podzemní cestou směrem k severu (Starobová 1983). Oblast Řimických vyvěraček a JÚ je tak dotována pouze z území jižně od Vojtěchovské poruchy.

#### *6.7.7.2. Otázka původu vody a vztah vod jímaných v JÚ ke kvartérní zvodni*

Dosud nedořešenou otázkou je původ vody v JÚ. S tím souvisí i otázka do jaké míry dochází k přítokům vody z kvartéru anebo řeky Moravy do jímané zvodně. Ani stanovení kovů a mikrosložek nepomohlo odlišit jednotlivé zdroje (Starobová 1983).

Předchozí autoři se velmi intenzivně zabývali původem vody ve zdroji a zastoupením vody z nadložního kvartérního kolektoru. Původně nebyly v této oblasti výchozy vápenců známy, mělké studny jímaly vodu z kvartérních štěrků. Kněžek (1962) předpokládal, že voda do studní přitéká z vápenců a to jednak podle typického chemizmu vod a též na základě

Tabulka 6.15. Souhrny chemických analýz ze zájmových objektů.

období	zdroj	chloridy (mg.l <sup>-1</sup> )	dusičnany (mg.l <sup>-1</sup> )	sířany (mg.l <sup>-1</sup> )	rozp. kyslík (mg.l <sup>-1</sup> )	železo (mg.l <sup>-1</sup> )	vápník (mg.l <sup>-1</sup> )	celková mineralizace (mg.l <sup>-1</sup> )
<b>Řimické vyvěračky</b>								
1975-77	Starobová (1978)	16-20	19-22	25-50	6-8	pod 0,1	104-108	-
1992	Pospíšil (1992)	18	24	39	6	pod 0,1	113	517
2001	tato práce	16	30	42	-	-	-	-
<b>JÚ Čerlinka, sběrná studna</b>								
1975-77	Starobová (1978)	15	8	13	3	pod 0,1	94	420
1981-82	Starobová (1983a)	15-18	9-12	23-37	3-6	pod 0,1	91-95	400-440
1989	Michna (1989)	19	10	67	4	pod 0,1	106	487
<b>JÚ Čerlinka, vrt 1005 (č. 2)</b>								
1980*	Starobová (1981)	11	2	13	-	pod 0,1	82	395
1981-82**	Starobová (1983a)	12-14	2-3	24-29	2-5	pod 0,1	87-91	400-420
1988-89	Michna (1989)	17	4	45	4	pod 0,1	95	445-450
1992	Pospíšil (1992)	16	5	60	2	0,2	93	455
2002	tato práce	14	4	32	-	-	-	-
2004	tato práce	15	4	29	-	-	91	418
<b>JÚ Čerlinka, vrt 1003 (č. 4)</b>								
1980*	Starobová (1981)	10	4	11	-	pod 0,1	85	409
1988-89	Michna (1989)	18-19	8-9	46-73	3-5	pod 0,1	94-104	447-485
1992	Pospíšil (1992)	18	10	57	2	0,1	95	457
2002	tato práce	16	12	37	-	-	-	-
2004	tato práce	16	11	31	-	pod 0,1	93	425
<b>řeka Morava</b>								
1982	Starobová (1983a)	15-17	4-13	25-40	-	0,2	43-68	250
1992	Pospíšil (1992)	18	20	46	11	0,6	43	270
1988-89	Michna (1989)	22-23	27	45-50	11-12	0,3	42-55	247-307
1998-99	ČHMÚ	7-23	8-15	28-43	8-12	0,2-0,6	25-35	155-230
2001-2002	tato práce	9	10-18	30-36	-	-	-	-
<b>Červenka potok</b>								
1989	Michna (1989)	57	16	430	5	0,5	226	984
<b>vrt HJ2/1 kvartérní zvodeň</b>								
1982	Starobová (1983a)	52	pod 1	61	0	21	42	
1988-89	Michna (1989)	49	pod 1	106	0	24		418
1992	Pospíšil (1992)	41	pod 1	19	0	15	44	336
<b>převládající hodnoty ponorných toků (Hradečka, Rachava, Javoříčka, Špraněk)</b>								
1975-77	Starobová (1978)	20-45	5-45	40-100	-	-	55-90	-
2001	tato práce	18-30	14-30	43-62	-	-	-	-
<b>jezíčko Mladečské jeskyně</b>								
1961	Kněžek (1961)	24	44	54	-	pod 0,1	122	530
2002	tato práce	23	30	93	-	-	-	-

výsledků stopovací zkoušky kdy stopovač injektovaný z ponorů toku Špraňku se objevil v jímaných studních (Novák 1961, Panoš 1962). Původ vody z vápenců plně potvrdil vrtný průzkum provedený Starobovou (1978). Většina autorů se v současnosti domnívá (přehled viz Krásný 1996), že vody přitékají převážně z vápenců Javoříčsko-Mladečského krasu. Menší část vody zřejmě přitéká od SV, snad z vápencových pruhů zastižených v okolí Sovince (Panoš 1990, Krásný 1996), jak naznačuje protažení deprese v hladině podzemní vody. Starobová (1983) ukázala, že celková mineralizace, stejně jako hodnoty  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  i  $\text{SO}_4^-$  klesají od JZ k SV (tedy od Řimických vyvěraček přes HJ5 po JÚ Čerlinka). Jiný názor má Pospíšil (1992), který bez významnějších důkazů předpokládá hlavní přítok vody z prostoru Mohelnické brázdy podél příčných zlomů směru SZ-JV.

Při čerpání  $250 \text{ l.s}^{-1}$  se v okolí jímacích vrtů vytváří oválná deprese v hladině podzemní vody. V oblasti křížení vápencového pruhu s řekou Moravou byla hladina podzemní vody ve vápencích zastižena o 0,8 m níže než hladina ve velmi propustném kvartérním kolektoru (Michna 1989). Může tak potenciálně docházet k průnikům vody z kvartérní zvodně případně přímo řeky Moravy do vápenců a odtud do JÚ. Infiltraci brání poloha pliocénních jílu o mocnosti 5-20 m, která však místy chybí.

Hálek a Starobová (1986) odhadli při čerpání  $250 \text{ l.s}^{-1}$  z JÚ na základě extrémně zjednodušeného hydraulického modelu podíl vody z Moravy a z okolních povrchových toků na  $73 \text{ l.s}^{-1}$ , přímo z kvartérní zvodně na  $5 \text{ l.s}^{-1}$  (velmi malý ovlivněný rozsah). Jak však přiznávají sami autoři: „celé hydraulické posouzení je silně schematické“ (opírá se o silně schematizované odhady transmisivity krasového prostředí). Vzhledem k nejistotám v transmisivitách krasového prostředí nelze tento odhad považovat za důvěryhodný. Později provedený monitoring chemizmu ukázal, že zastoupení vody z kvartérní zvodně, nebo z řeky Moravy v jímané vodě je mnohem nižší (Michna 1989).

Pro určení původu vody v JÚ Čerlinka a zastoupení vod z kvartéru a řeky Moravy na vydatnosti zdroje byla odebrána různými autory v různých obdobích řada vzorků nejen z JÚ, ale i z dalších objektů (řeka Morava a další povrchové toky v okolí JÚ, ponorné toky, studny a vrty v kvartéru, spodnokarbonských břidlicích a vápencích v okolí JÚ, tab. 6.15. až 6.19.).

Jak je zřejmé z tabulky 6.15. v oblasti lze vymezit několik typů vod:

A) V oblasti kvartérního kolektoru v nivě Moravy se místy vyskytují vody s vysokým obsahem Fe (až okolo  $40 \text{ mg.l}^{-1}$ ), s vyšším obsahem Mn v jednotkách  $\text{mg.l}^{-1}$  bez rozpuštěného kyslíku a téměř bez dusičnanů. V některých vrtech téměř chybějí i sírany (HJ1, HJ6; Pospíšil 1992). Tyto vody jsou vázány na některé vrty v spodnokarbonských horninách pod kvartérním kolektorem ale zejména na kvartérní kolektor (např. HJ1, HJ2, HJ4, MS4; Pospíšil 1992, Starobová 1983). Chemické složení indikuje anaerobní prostředí s postupným spotřebováváním elektronových akceptorů. Majzlík (1985), při provádění čerpacích zkoušek na dvou vrtech situovaných do kvartérní zvodně u Mladče ve vzdálenosti pouhých 50 a 100

m od Moravy zjistil, že vody z vrtů má chemické složení velmi obdobné složení jako řeka Morava (celková mineralizace,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , Na, Mg, Ca). Voda vrtů však vykazovala mnohem nižší množství organických látek (CHSK Kubel 2-10  $\text{mg.l}^{-1}$  oproti 43  $\text{mg.l}^{-1}$  u říční vody), nebyly v ní přítomné dusičnany a vykazovala vysoké obsahy železa (6-13  $\text{mg.l}^{-1}$ ) a manganu (1-2  $\text{mg.l}^{-1}$ ) oproti stopovým množstvím v Moravě. Jev je tedy zřejmě způsoben oxidací organické hmoty obsažené v říční vodě Moravy a dalších vodních tocích v oblasti, která se do kvartérního kolektoru zřejmě dostává ve značném množství za opakovaných povodní v oblasti (lužní lesy Litovelské Pomoraví). Navýšení zastoupení těchto vod v čerpané vodě by vedlo k snížení obsahu rozpuštěného kyslíku a snížení obsahu dusičnanů ve vodě z JÚ.

B) Druhým typem vod v kvartérní zvodni jsou vody s vysokou mineralizací, vysokým obsahem síranů (okolo 400  $\text{mg.l}^{-1}$ ), chloridů (40-50  $\text{mg.l}^{-1}$ ) i dusičnanů (okolo 40  $\text{mg.l}^{-1}$ ), vápníku (230-280  $\text{mg.l}^{-1}$ ), hořčíku (15-22  $\text{mg.l}^{-1}$ ), sodíku (16-20  $\text{mg.l}^{-1}$ ) zachycené ve vrtu HV101/1 a povrchovém toku u Čerlinky. Michna (1989) uvádí jako možný zdroj těchto vod neogenní sedimenty. Navýšení zastoupení těchto vod by vedlo k zvýšení obsahu všech složek, zejména síranů.

C) Řeka Morava vykazuje výrazně nižší mineralizaci i obsah většiny látek, než vody z JÚ. Výjimkou jsou hodnoty rozpuštěného kyslíku a obsah dusičnanů které jsou naopak nižší v jímané vodě. Navýšení zastoupení vody Moravy by vedlo k snížení obsahu celkové mineralizace a to zejména snížením obsahu Ca a  $\text{HCO}_3^-$ .

D) Ponorné toky v oblasti Javoříčsko-Mladečského krasu vykazují poměrně vysoké obsahy chloridů, dusičnanů a síranů což odpovídá tomu, že povodí toků je vesměs intenzivně hospodářsky využíváno. Obdobné složení s vyšším obsahem dusičnanů lze očekávat i v podzemní vodě v Javoříčsko-Mladečském krasu (např. Kněžek 1961; Crha 1974). Navýšení zastoupení vody v JÚ by proto vedlo k zvýšení koncentrací chloridů, dusičnanů a síranů.

Tabulka 6.16. Označení, teplota a konduktivita jednotlivých jímaných vrtů a studní v JÚ Čerlinka. Vlastní měření.

označení 1	Čerlinka 2	Čerlinka 3	Čerlinka 4	Čerlinka 5	Čerlinka 6	Čerlinka 8	Řimice 3	Morava	Stružka
označení 2	HV 1005	HV 1004	HV 1003	HV 1007	HV 1111	SbS			
	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)
5.3.2002	13,6	12,2	11,9	12,2			10,5	4,3	9,1
19.6.2002	14,4	14,6	13,2	12,2	12,9	12,8	10,4	20,4	17,8
30.9.2002	13,5	11,9	11,2	12,1	12,2	11,7	10,4	9,2	8,5
průměr	<b>13,8</b>	<b>12,9</b>	<b>12,1</b>	<b>12,2</b>	<b>12,6</b>	<b>12,3</b>	<b>10,4</b>	<b>11,3</b>	<b>11,8</b>
variabilita	0,9	2,7	2,0	0,1	0,7	1,1	0,1	16,1	9,3
	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )	( $\mu\text{S.cm}^{-1}$ )
5.3.2002	460	455	447	480			498	168	381
19.6.2002	473	456	460	460	476	471	498	305	350
30.9.2002	427	436	435	465	450	443	492	221	330
průměr	<b>453</b>	<b>449</b>	<b>447</b>	<b>468</b>	<b>463</b>	<b>457</b>	<b>496</b>	<b>231</b>	<b>354</b>
variabilita	46	20	25	20	26	28	6	137	51

V JÚ nejsou hodnoty na všech jímáných vrtech shodné. Mírně se odlišují vrty HV1005 (č. 2) a HV1006, které od zahájení čerpání (Starobová 1983) po současnost (Pospíšil 1992; tato práce) vykazují nejnižší obsahy dusičnanů, chloridů i vyšší teplotu a vyšší objemovou aktivitu radonu (Pospíšil 1992). Ostatní vrty vykazují vyšší obsahy dusičnanů, chloridů, nižší teplotu a objemovou aktivitu zejména vrt HV1003 (č. 4).

Tabulka 6.17. Hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  ve sledovaných objektech (‰).

vzorkováno	Čerlinka 2	Čerlinka 4	Řimice 3	Morava (Mladeč)
4.9.2001			-9,8	-10,2
8.11.2001			-11,3	-9,5
5.3.2002	<b>-9,6</b>	<b>-9,5</b>	-10,1	-10,1
19.6.2002	<b>-8,1</b>	<b>-10,1</b>	-10,5	-9,9
30.9.2002	<b>-9,0</b>	<b>-9,3</b>		
průměr	<b>-8,9</b>	<b>-9,6</b>	<b>-10,4</b>	<b>-9,9</b>
variabilita	<b>1,5</b>	<b>0,8</b>	<b>1,5</b>	<b>0,7</b>

Zajímavý se vývoj chemizmu vody v jímácím území (tab. 6.15.). Postupně došlo k mírnému nárůstu Na, K, Ca, Mg,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  a zejména  $\text{SO}_4$  ve vrtech (Michna 1989, tab. 6.15.). Maximální koncentrace vykazují chemické analýzy z let 1989 a 1992, kdy byly čerpány i maximální množství vody. Naopak analýzy z let 2002 a 2004 vykazují již pokles koncentrace některých složek směrem k původním hodnotám. Za pozornost stojí zejména relativně prudký nárůst složek mezi lety 1980 a 1981-1982 který odpovídá zahájení čerpání vrtů HV1003 a HV1005. Michna (1989) provedl vzorkování vrtů v JÚ ve dvou obdobích: za nízkých (listopad 1988) a vyšších vodních stavů (leden 1989) tedy s odstupem pouhých dvou měsíců. Přes malý časový odstup se složení jímáné vody liší, zejména obsahem síranů, který na vrtech dosahoval v lednu 1988 pouze 63-93 % jejich listopadové koncentrace. Vysvětlením pro tuto rychlou reakci chemizmu je, že v jednotlivých obdobích se výrazně lišil podíl vody z kvartérní zvodně ve zdroji (Michna 1989).

Srovnáním vývoje chemizmu v JÚ s chemickým složením potenciálních zdrojů je zřejmé, že řeka Morava ani anoxické vody se nemohou výrazněji podílet na jímáné vodě, protože změna chemického složení při zvyšování intenzity čerpání by byla jiná než odpovídá skutečnosti.

Vývoj chemizmu vod JÚ lze naopak dobře vysvětlit přítokem vod kvartérní zvodně s vysokým obsahem síranů (tab. 6.15.; srov. Michna, 1989, Pospíšil 1995). Za předpokladu koncentrace síranů okolo  $400 \text{ mg.l}^{-1}$  (chloridů  $55 \text{ mg.l}^{-1}$ ) v kvartérní vodě a konzervativního chování lze odhadnout podíl kvartérní vody ve JÚ na 10-15 % v letech 1989-1992 a 5-10 % v letech 2002-2004. Jedná se o minimální odhad zastoupení, při nižší koncentraci síranů a

chloridů bude odpovídat vyšší zastoupení vody z kvartéru. Otázkou je reálnost trvalého přítoku  $25 \text{ l.s}^{-1}$  vody z kvartérní zvodně.

Tabulka 6.18. Obsah dusičnanů, chloridů a síranů ve vzorkovaných vrtech a pramenech a dalších objektech. Vzorkováno dne 5.3.2002.

objekty	dusičnany ( $\text{mg.l}^{-1}$ )	sírany ( $\text{mg.l}^{-1}$ )	chloridy ( $\text{mg.l}^{-1}$ )
Morava, nad Mladčí	17,5	35,8	8,9
Stružka 50 m nad prvním potrubím	3,2	116,0	21,5
Řimice na poli pod vyústěním údolí z Měníku	24,7	37,3	16,1
Čerlinka 2	4,2	31,8	13,8
Čerlinka 3	8,6	39,0	15,4
Čerlinka 4	11,7	36,8	16,2
drenáž Z od Čerlinky, betonová jímka	19,7	108,0	22,3
potok S od Čerlinky	15,6	486,0	44,4

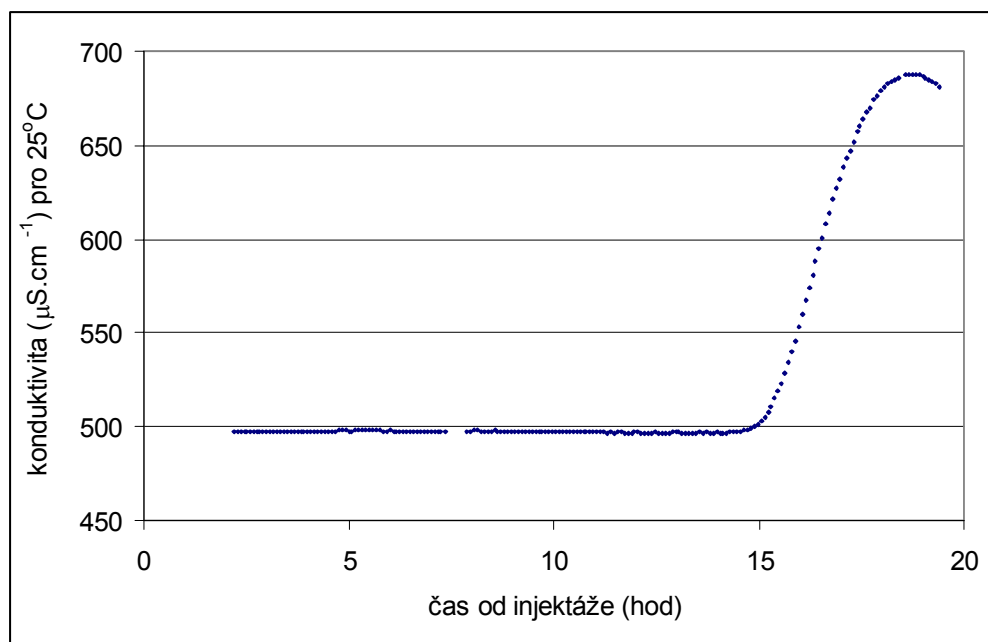
Druhou možností, která je reálnější po stránce hydrogeologické situace je zvýšení zastoupení vod mělkého oběhu z Javoříčko-Mladečského krasu, protože ty rovněž vykazují obecně vyšší koncentrace  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  i  $\text{SO}_4^{2-}$  než vody JÚ. Na druhou stranu mají však tyto vody stejný, nebo nižší obsah Ca, takže lze obtížně vysvětlit přič vzrůstá obsah Ca v jímané vodě.

Voda JÚ vykazuje nižší obsahy dusičnanů a rozpuštěného kyslíku než voda Řimických vyvěraček (a též nižší obsah chloridů a dusičnanů). To naznačuje významnější zastoupení vody bez obsahu kyslíku a dusičnanů v JÚ a nižší zastoupení vody mělkého oběhu oproti Řimickým vyvěračkám.

Je zřejmé, že pramen Stružka má podobně nízký obsah dusičnanů jako vrty JÚ Čerlinka, obsahuje však vysoký obsah síranů, typický pro kvartérní vody této oblasti.

### 6.7.7.3. Stopovací zkouška

V roce 2006 (7-8.4.2006) jsem za vysokého vodního stavu provedl stopovací zkoušku s NaCl z ponorů Kovářovského potoka, která potvrdila proudění vody do vývěru při dně údolí Rachavy. Stopovač dorazil do vývěru za 15 hodin a jeho koncentrace vrcholila 19 hodin po injektáži (obr. 6.20.). Rychlosti proudění dosahovala  $1,2 \text{ km.den}^{-1}$ , objem krasového kanálu přesahuje  $700 \text{ m}^3$ . Průtok na ponoru v době konání zkoušky byl  $12 \text{ l.s}^{-1}$ , na vývěru ve stejné době  $11 \text{ l.s}^{-1}$ . Průtoky pomalu klesaly.



Obrázek 6.20. Průniková křivka stopovací zkoušky na vývěru Kovářovského potoka v údolí Rachav. Z technických důvodů byla zkouška předčasně ukončena.

#### 6.7.7.4. Povodí studovaného pramene

Zastoupení vody z ponorných toků není přesně známé. Významná část infiltračního povodí JÚ Čerlinka a Řimických vyvěraček je pravděpodobně budována horninami spodního karbonu odkud se podél zlomů vcezuje do devonských vápenců (i podle nižší mineralizace, Starobová 1983).

#### 6.7.7.5. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Rychlost proudění v krasových kanálech dosahuje v oblasti desetiny až jednotky  $\text{km}\cdot\text{den}^{-1}$ , doba zdržení vody v krasových kanálech dosahuje desítek hodin až prvních desítek dní.

Střední doba zdržení vody ve vrtu č. 2 dosahuje podle  $\text{SF}_6$  okolo 100 let (exponenciální model). Druhou možností je střední doba zdržení okolo 30 let (disperzní model s nízkou disperzivitou). Který z modelů správně postihuje střední dobu zdržení bude možné určit teprve po dalším odběru vzorků s odstupem 5 až 10 let. Velmi nízké obsahy dusičnanů však spíše hovoří pro první možnost. Podle freonu 113 vychází střední doby zdržení vyšší, ale vzhledem k tomu, že část vydatnosti pramene tvoří anoxické vody, nelze vyloučit degradaci freonu 113 a tím nadhodnocení střední doby zdržení. Byla tak potvrzena hypotéza Panoše (1990) o větší střední době zdržení vod z JÚ Čerlinka. Hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$  ve sledovaných objektech uvádí tabulka 6.17.

Při odhadovaném průměrném průtoku okolo  $100\text{-}200 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a střední době zdržení 30-100 let vychází objem mobilní vody v povodí mezi 80-600 miliony  $\text{m}^3$ . To odpovídá 1-6 m vodního sloupce akumulovaných vod.



Vrt č. 4 vykazuje oproti č. 2 nižší střední dobu zdržení a vyšší obsah tritia. To je v souhlasu s nižší teplotou a vyšším obsahem dusičnanů indikující vyšší zastoupení vod mělkého oběhu.

Tabulka 6.19. Základní chemický rozbor vody z 7.6.2004 (konduktivita přepočtena na 25°C).

složka	jednotka	Čerlinka 2	Čerlinka 4	pozn
litium	$\mu\text{g.l}^{-1}$	5	4	FAAS
amon. lonty	$\text{mg.l}^{-1}$	< 0,02	< 0,02	PMT
sodík	$\text{mg.l}^{-1}$	9,2	9,8	FAAS
hořčík	$\text{mg.l}^{-1}$	7,1	6,6	FAAS
hliník	$\text{mg.l}^{-1}$	< 0,20	< 0,20	FAAS
draslík	$\text{mg.l}^{-1}$	1,3	1,5	FAAS
vápník	$\text{mg.l}^{-1}$	90,5	92,7	FAAS
mangan	$\mu\text{g.l}^{-1}$	< 5,0	< 5,0	FAAS
železo	$\text{mg.l}^{-1}$	< 0,05	< 0,05	FAAS
zinek	$\mu\text{g.l}^{-1}$	14	12	FAAS
hydrogenkarb.	$\text{mg.l}^{-1}$	262	256	TITR
dusičnany	$\text{mg.l}^{-1}$	3,6	10,9	HPLC
fluoridy	$\text{mg.l}^{-1}$	0,1	0,1	ISE
sírany	$\text{mg.l}^{-1}$	28,6	31,2	HPLC
chloridy	$\text{mg.l}^{-1}$	14,5	16,3	HPLC
teplota	$^{\circ}\text{C}$	13,4	11,6	v terénu
pH		7,05	7,03	v terénu
konduktivita	$\mu\text{S.cm}^{-1}$	523*	542*	v terénu
SI kalcit		-0,2	-0,3	Phreeqc

Vysoká střední doba zdržení tak vysvětluje nízký obsah dusičnanů v jímané vodě, který ve vrtu č. 2 dosahuje pouhých  $4 \text{ mg.l}^{-1}$  a v č. 4 koncentrace  $11 \text{ mg.l}^{-1}$ . Oproti hodnotám z ostatních krasových oblastí ČR s podobou mírou osídlení a zemědělského využití území je zřejmé, že jde u obou vrtů o zcela anomálně nízké hodnoty (obvyklé koncentrace za normálních okolností by dosahovaly spíše  $40\text{-}100 \text{ mg.l}^{-1}$  dusičnanů). Dalším faktorem, který se potenciálně může uplatnit na snížení koncentrace dusičnanů je denitrifikace. Její případný vliv nebyl na lokalitě dosud studován.

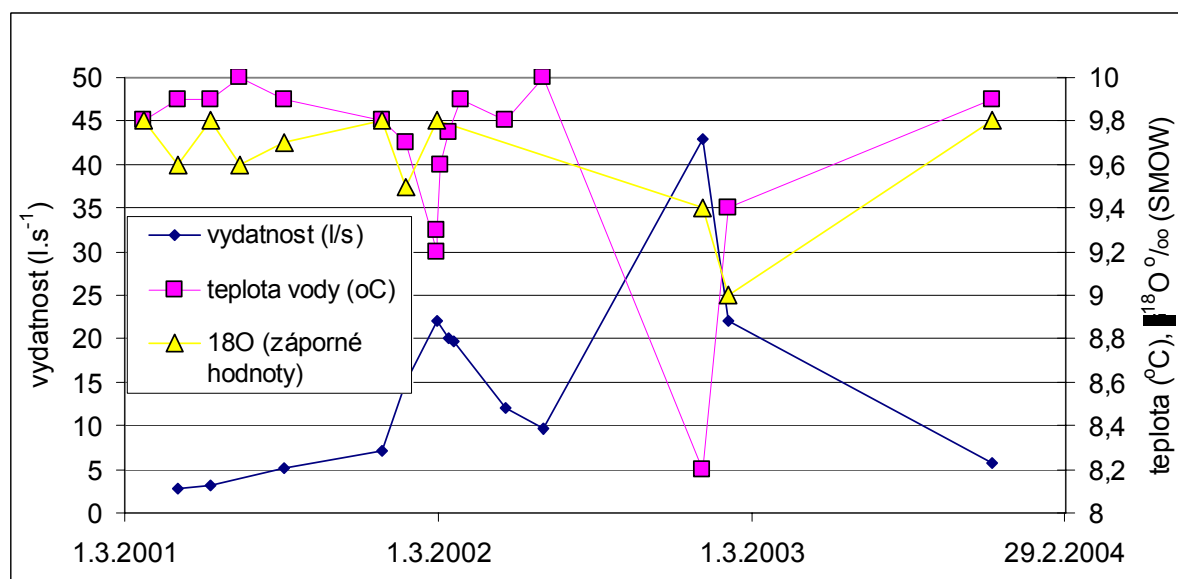
Z výsledků stanovení tritia, chemického složení, konduktivity i teploty je zřejmá výrazná odlišnost vod JÚ Čerlinka od Řimických vyvěraček (vody jímacího území se přitom od sebe navzájem liší poměrně málo, tab. 6.15.). Voda Řimických vyvěraček má vyšší obsah tritia a výrazně vyšší kolísání hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$ , což svědčí pro vyšší podíl vod mělkého oběhu. Vyšší teplota vyvěraček nicméně ukazuje, že i zde musí být hlubší oběh přítomen.

## 6.7.8. Sv. Vojtěch (Kras u Kutné Hory)

### 6.7.8.1. Režim vydatnosti a teploty pramene

Vydatnost pramene Sv. Vojtěch kolísala během sledování izotopového složení mezi 2,8 a 43 l.s<sup>-1</sup>, což odpovídá hodnotám uváděným Schwartzem a Lochmanem (1966) a Lipským (1990). Za průměrných a nízkých vodních stavů je teplota pramene stálá a pohybuje se okolo 9,9 °C. Po tání sněhu a výraznějších srážkách voda vniká otevřenými hltači a teplota pramene klesá až o 2 °C (obr. 6.21.). Z obrázku je dobře patrná nepřímá závislost mezi vydatností a teplotou pramene (pearson -0,96). Tato závislost však do značné míry může být dána tím, že při měření jsem zachytil vyšší stavy jen v zimě (tání sněhu). Je pravděpodobné, že následkem přívalových dešťů v letním období by naopak teplota vody v prameni vzrostla nad 10 °C. Závislost tak pouze vymezuje spodní hranici kolísání teploty v závislosti na vydatnosti pramene.

Sv. Vojtěch se podílí výraznou měrou na odtoku vody z Miskovického krasu. Například dne 19.5.2002 tvořil pramen 47 % průtoku Bylanky v Markovičkách.



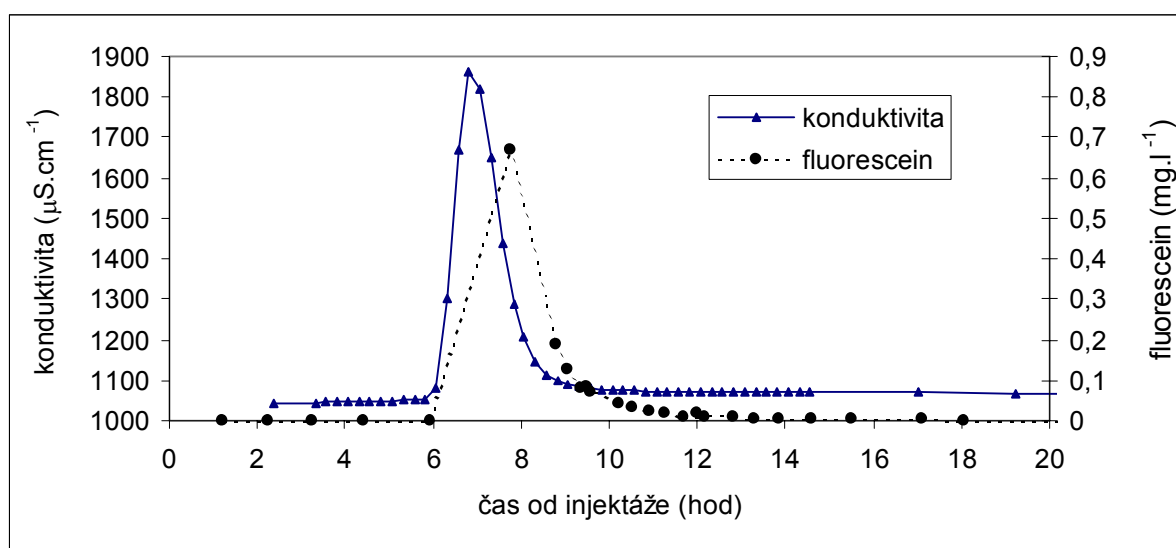
Obrázek 6.21. Vydatnost, teplota a δ<sup>18</sup>O (záporné hodnoty) pramene Sv. Vojtěch (vlastní měření).

### 6.7.8.2. Stopovací zkoušky

V letech 2002 a 2003 jsme s kolegy v Miskovickém krasu provedli tři stopovací zkoušky. První stopovací zkoušku jsem provedl fluoresceinem spolu s O. Zemanem ze závrtu č. 1 koncem února 2002. Do pramenů a povrchových toků opouštějících Miskovický kras jsme vložili patrony s aktivním uhlím, aby mohl být zachycen případný průchod fluoresceinu. Vzorky vody jsme odebírali ze stejných míst, kde byly ponechány patrony (tab. 6.20), v několika termínech: 28.2, 4.3, 13.3, 19.3 a 27.3.2002. Fluorescein byl zjištěn pouze v prameni Sv. Vojtěch a to jak ve vzorcích z 28.2 a 4.3.02, tak i ve vyluzích obou patron pod pramenem. Tím jsme prokázali, že za daného vodního stavu proudí voda ze závrtu do

pramene Sv. Vojtěch a to za dobu kratší, než 24 hod. V povodí Bylanky ani na žádném jiném sledovaném místě fluorescein zjištěn nebyl.

Druhou stopovací zkoušku jsem provedl s O. Jägrem v květnu 2002, za již výrazně nižších vodních stavů na ponorech. Fluorescein jsme injektovali do toku z Mezholez, který se jižně od Miskovic vsakuje přes kvartérní uloženiny do vápencového podloží. Opět byly prameny a povrchové toky osazeny patronami s aktivním uhlím. Pramen Sv. Vojtěch jsem vzorkoval po dobu 24 hodin. Druhý den po injektáži jsem odebral vzorky vody z míst, kde byly umístěny patrony s aktivním uhlím. Stopovač nebyl zjištěn v žádném z odebraných vzorků ani ve výluzích patron s aktivním uhlím ponechaným v oblasti po dobu 40ti dní (tab. 6.20).



Obrázek 6.22. Průběh konduktivity a obsahu fluoresceinu v prameni Sv. Vojtěch při třetí stopovací zkoušce.

Třetí stopovací zkoušku jsem provedl s H. Vysokou a J. Kukačkou v lednu 2003. Použili jsme dva stopovače. Do toku mizícím v závrtu č. 1 jsme injektovali kuchyňskou sůl, o hodinu později byl označen tok mizící v závrtu č. 4 (závrt nejbliže k Miskovicím) fluoresceinem. Opět jsme do pramenů a povrchových toků umístili patrony s aktivním uhlím, pro zachycení fluoresceinu. Na pramen Sv. Vojtěch jsem umístil konduktometr s automatickým záznamem konduktivity (po 15 minutách). Vzorky na fluorescein a chloridy jsem odebíral po 2 hodinách, po objevení stopovačů častěji. Jak je zřejmé z obr. 6.22., voda ze závrtu č. 1 dorazila do sv. Vojtěcha již po 6 hodinách od začátku injektáže. Fluorescein dorazil zřejmě po 6,5 hodinách, většina průběhové křivky bohužel unikla v období mezi vzorkováním. Tabulka 6.21 uvádí parametry krasového kanálu získané ze stopovacích zkoušek. Rozsah hodnot při stanovení množství zachyceného stopovače je dán nepřesností v měření průtoku pramene. Maximální rychlost proudění podle prvního objevení stopovače činí  $12 \text{ km}\cdot\text{den}^{-1}$ , střední rychlost je jen mírně nižší –  $10 \text{ km}\cdot\text{den}^{-1}$ .

Opakované stopovací zkoušky z Miskovických závrťů potvrdily hypotézu Kurze (1877) a dalších autorů, že voda ze závrťů u Miskovic odtéká do pramene Sv Vojtěch. Za vysokých vodních stavů, kdy se pramen výrazně zakaluje a klesá jeho teplota, dorazí voda ze závrťů do Sv. Vojtěcha již za pouhých 6 hodin. Stopovací zkouška vykázala vůbec nejvyšší disperzivitou ve srovnání z jinými oblastmi v ČR. Je tak zřejmé, že průlinová porozita se při proudění v kanálu od závrťů k prameni výrazněji neuplatňuje.

Tabulka 6.20. Místa situování patron s aktivním uhlím (čísla viz obr. 4.17.). V hlavičce sloupců doba expozice patron. (znak „-“, značí, že profil buď nebyl osazen, nebo došlo k zničení patrony v průběhu expozice).

lokalizace patron s aktivním uhlím	27.2.2002 až 27.3.2002	18.5.2002 až 2.7.2002	3.1.2003 až 1.2.2003
(1) Sv. Vojtěch, pod vývěrem	<b>pozitivní</b>	negativní	<b>pozitivní</b>
(2) potok Bylanka, 15 m nad silnicí Přítoky - Bylany	negativní	negativní	negativní
(3) potok Bylanka, cca 200 m pod Miskovicemi	negativní	-	negativní
(4) první levostranný přítok Bylanky pod silnicí Bylany-Přítoky	-	negativní	negativní
(5) první pravostranný přítok Bylanky pod silnicí Bylany-Přítoky	-	negativní	-
(6) potok protékající Bylany, pod posledním stavením	negativní	negativní	negativní
(7) pravostranný přítok Bylanky těsně nad cestou Markovičky -Škvárovna	-	negativní	negativní
(8) Bylanka 300 m V od Bylan	-	-	<b>pozitivní</b>
(9) Rabštejnka 2 km V od Tuchotic (křížení se silnicí Bylany -Roztěž)	-	negativní	negativní
(10) tok protékající Přítoky, 500 m pod obcí	negativní	-	-

Z geologické situace (sklon podloží, hladiny ve vrtech; obr. 4.18.) a provedených stopovacích zkoušek (vysoká rychlost proudění a malý objem kanálu; tab. 6.21.) vyplývá, že v voda do pramene proudí ve formě volného toku buď v krasovém kanálu nebo v zářezu vymletém v bazálních pískách a zvětralých rulách. Z řezu i hladin ve vrtech je zřejmé, že zvodnění kolektoru se vyskytuje pouze v posledních 500 m před pramenem. Ani v okolí pramene však nelze očekávat zatopené kanály větších rozměrů.

Podle terénní situace a podobného času objevení obou stopovačů během poslední stopovací zkoušky se zdá pravděpodobné, že podzemní cesty odvodnění ze závrťů se během několika málo set metrů setkávají a pokračují dále jediným kanálem. Vysoké Pecletovo číslo, které udává zastoupení disperze na šíření stopovače, je důkazem, že při proudění se téměř neuplatňuje porézní prostředí (pískovce, štěrky). Škodliviny splavené z okolí závrťů tak po srážkách pronikají do pramene během několika málo hodin v podstatě bez většího naředění (nízká disperzivita). V období třetí stopovací zkoušky ležela

v ponorném toku v závrtu 1 uhynulá rozkládající se srna. Výsledky stopovací zkoušky tak ukazují, že pro jímání vody si lze stěží představit problematictější pramen, než je Sv. Vojtěch.

Tabulka 6.21. Parametry krasového kanálu získané pomocí programu Qtracer2 ze stopovacích zkoušek.

	závrt 1 - Sv. Vojtěch (únor 2002)	závrt 1 - Sv. Vojtěch (leden 2003)	závrt 4 - Sv. Vojtěch (leden 2003)
průtok na místě injektáže ( $l.s^{-1}$ )	<b>2,3</b>	<b>4 (7*)</b>	<b>3 (7*)</b>
průtok na místě vzorkování ( $l.s^{-1}$ )	<b>22</b>	<b>41 až 45</b>	<b>41 až 45</b>
vzdálenost místa injektáže a sledování (m, x 1,5)	2930	2930	3075
čas prvního objevení (hod)	pod 24 hod	5,8	5,9 až 7,7
čas maximální koncentrace (hod)		6,8	5,9 až 7,7
čas těžiště - střední doba zdržení (hod)		7,6	5,9 až 8,8
čas těžiště - střední doba zdržení (dny)		0,31	
střední rychlost - podle střední doby zdržení ( $m.den^{-1}$ )		9670	
maximální rychlost - podle prvního objevení ( $m.den^{-1}$ )		12050	
koeficient disperze ( $m^2.s^{-1}$ )		0,44	
podélná disperzivita (m)		4	
Pecletovo číslo (l)		740	
návratnost stopovače		88 až 98	
návratnost stopovače (včetně dalších objektů)			
objem kanálu ( $m^3$ ), podle Q na místě vzorkování		1120 až 1230	
průměrná plocha omočeného profilu ( $m^2$ ), podle Q na místě vzorkování		0,4	
objem kanálu ( $m^3$ ), podle Q na místě injektáže		110 (190*)	
průměrná plocha omočeného profilu ( $m^2$ ), podle Q na místě injektáže		0,04 až 0,06	

\* z obou závrťů

Domněnka některých autorů, že voda ze závrťů u Miskovic proudí též do pramenů v údolí Bylanky (Kurz 1877; Lipský 1990) se nepotvrdila. Stopovací zkoušky naopak ukázaly, že Sv. Vojtěch je jediným místem, kde voda ze závrťů vyvěrá. Svědčí pro to jednak skutečnost, že fluorescein nebyl ani při jedné ze zkoušek zachycen nikde jinde než ve Sv. Vojtěchu. Při poslední zkoušce, která jako jediná dovolila bilancování stopovače, bylo navíc ve Sv. Vojtěchu zachyceno 88 až 98 % injektovaného NaCl, což znamená že do pramene dorazilo 90, ale spíše 100 % vody ze závrťů. Obě stopovací zkoušky z Miskovických závrťů jsme provedli za vysokých vodních stavů, kdy spíše mohou být tendence k bifurkaci (rozdělování proudění), než za nízkých stavů. Proto je téměř jisté, že i za běžných a nízkých vodních stavů proudí voda ze závrťů pouze do Sv. Vojtěcha.

### 6.7.8.3. Povodí studovaného pramene

Sv. Vojtěch je vedle autochtonní krasové vody dotován významnou měrou i z okolního krystalinika a to jak přes ponory v závrttech, tak i skrytými podzemními přítoky (z jižních svahů Opatovického a Miskovického vrchu a snad i východního svahu Vysoké).

Při průměrné vydatnosti pramene  $4,3 \text{ l.s}^{-1}$  (1968 až 1971) a specifickém odtoku dosahuje plocha povodí pramene okolo  $2\text{-}3 \text{ km}^2$ . Z toho 20 až 30 % tvoří povodí budované rulami a zbytek připadá na křídové vápence a pískovce. Z povodí na rulách míří do pramene veškerá voda, k povrchovému odtoku z oblasti závrtů nedochází ani za největších srážek (rozsáhlá bezodtoká sníženina). Povodí pramene lze omezit na území severně od Bylanky a východně od Přítok (obr. 4.17.).

Voda ponářející se v závrttech u Miskovic tvoří po výrazných srážkách až 25 % vydatnosti pramene (3.1.2003), většinu času jsou však závrtky bez vody (tab. 6.21).

#### 6.7.8.4. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Střední doba zdržení v krasovém kanálu je za vyšších vodních stavů 8 hodin, za nižších vodních stavů pod 24 hodin. Objem krasového kanálu je velmi malý.

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  dosahuje zastoupení vody s dobou zdržení v řádu prvních měsíců za nižších vodních stavů pouhých 5 %. Je zřejmé, že zatímco během nižších stavů jsou hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  pramene poměrně stabilní, dne 1.2.2002 došlo k zvýšení na  $-9$  promile  $\delta^{18}\text{O}$ , což zřejmě souvisí buď s průnikem srážkových vod, nebo vody z půdní anebo epikrasové zóny.

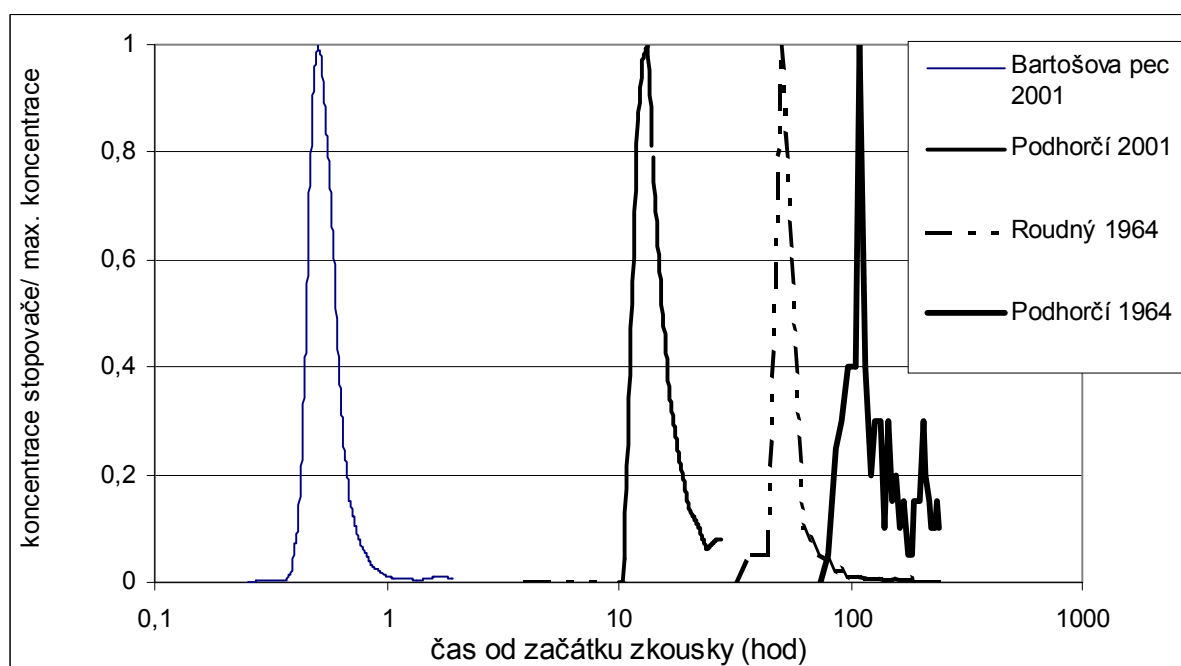
Podle směšného vzorku tritia z roku 2001 obsahuje voda pramene 20-30 % vody z 60. a 70. let. Z obsahu freonu 113 a  $\text{SF}_6$  vychází střední doba zdržení vody na 5-10 let. Vzhledem k pravděpodobné přítomnosti volného proudění však údaje freonu 113 a  $\text{SF}_6$  považuji za podceněné. To naznačuje i vysoká aktivita tritia ve vodě pramene. Skutečná střední doba zdržení může být několikanásobně vyšší. Při průměrné vydatnosti  $4 \text{ l.s}^{-1}$  a střední době zdržení přes 10 let lze odhadnout objem mobilní vody v povodí pramene nad  $1.10^6 \text{ m}^3$ . Při ploše povodí okolo  $2\text{-}3 \text{ km}^2$  toto množství odpovídá vrstvě vody o výšce přes 0,5 m.

Zdržení vody je zřejmě vázáno na rozpadavé partie kaolinických pískovců a zvětralé ruly v podloží křídly. Samotné vápence jsou na většině území nezvodnělé, díky jejich malé mocnosti a výraznému úklonu k východu. Značnou dobu zdržení lze očekávat též v mocných sprašových pokryvech v nenasycené zóně (na polovině území dosahuje jejich mocnost spraší 5-10 m, ve zbytku území okolo 2 m). Při mocnosti spraše 2 m a vlhkosti z archivních měření okolo 20 % obsahuje spraš vrstvu vody o výšce 0,4 m, 10 m mocná spraš již o výšce 2 m. Při specifickém odtoku  $1\text{-}2 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  tj 3 až 6 cm vysoké vrstvě vody infiltrované za 1 rok to odpovídá době zdržení ve spraši za předpokladu pístového toku okolo 10 let pro 2 m mocnou spraš, a 50 let pro 10 m mocnou spraš. Jedná se sice o horní hranici odhadu (spraš bude zčásti překonána povrchovým stokem a prouděním přes makropóry), nicméně střední doba zdržení v nenasycené zóně může být značná, jak ukázali Maloszewski a Zuber (1996) a Bauer a kol. (2001).

## 6.7.9. Bartošova pec (okolí Turnova)

### 6.7.9.1. Stopovací zkoušky

V lednu 2001 jsme s O. Zemanem a H. Vysokou při tání a aktivitě ponoru opakovali stopovací pokus v Podhorčí (a). Později jsem ve spolupráci s M. Novákem a H. Vysokou provedl stopovací pokus ve známých prostorách Bartošovy pece.. Výsledky stopovacích zkoušek, včetně archivních jsou shrnuty v tab. 6.22, průnikové křivky potom na obrázku 6.23. Maximální rychlosti proudění ze stopovacích zkoušek (podle prvního objevení) se pohybují mezi 0,3 až 12 km.den<sup>-1</sup>, střední rychlost 2 – 8 km.den<sup>-1</sup>. Je zřejmé, že za suchého stavu byla rychlost pohybu stopovače z ponoru v Podhorčí 10x nižší než po tání v 2001. Poměrně vysoký výnos stopovače a vysoké Pecletovo číslo ukazuje, že průlinová porozita (ani drobné pukliny) se výrazně nepodílí na proudění krasovým kanálem.



Obrázek 6.23. Průběhové křivky stopovacích zkoušek provedených v systému Bartošovy pece.

### 6.7.9.2. Povodí studovaného pramene

Při průměrném specifickém podzemním odtoku 5-7 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> ze zájmové oblasti (Krásný a kol. 1982) vychází povodí Bartošovy pece na 4 až 5,5 km<sup>2</sup>. Povodí pramene Bartošova pec zřejmě zahrnuje území ohraničené na východě údolím Vazoveckého potoka, na severu ukončením jizerského souvrství u Frýdštejna a na západě velmi zhruba obcí Jenišovice.

Povrchová povodí jednotlivých ponorů (c,d) tvoří jen 20-30 % plochy celého povodí. Většina vody z této plochy se však vyjma extrémních stavů rovněž vsakuje do půdního profilu. Nelze vyloučit ani vzezování malé části vody z Vazoveckého potoka nebo z toku od Kašovic do horninového prostředí a dotaci Bartošovy pece. Oba toky mají nápadně nízkou vydatnost, tok nad pramenem Bartošova pec často úplně vysychá v úseku mnoha set metrů.

Tabulka 6.22. Přehled parametrů vypočtených ze stopovacích zkoušek s dostatečně popsány průběhovými křivkami (Žitný a kol. 1964a,b, 1965; vlastní výzkumy 2001). Žitný a kol. bohužel prováděl pouze semikvantitativní stopovací zkoušky (bez měření průtoku pramenů), takže není možné vypočítat další parametry. \*skutečná hodnota podle mapy jeskyně.

	Podhorčí -Bartošova pec 2001	Bartošova pec (uvnitř jeskyně) 2001	Podhorčí -Bartošova pec 1964	Roudný -Bartošova pec 1964	závrt Kolonie 1 -pramen Ro 3 (1964)	závrt Kolonie 1 -pramen Ro 4 (1964)
průtok na místě injektáže (l.s <sup>-1</sup> )	<b>0,7</b>	21,5	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
průtok na místě vzorkování (l.s <sup>-1</sup> )	<b>24</b>	<b>22</b>	?	?	?	?
vzdálenost místa injektáže a sledování (m, x 1,5)	975	200 (210*)	975	1650	750	1200
čas prvního objevení (hod)	12,1	0,4	81	39	pod 5 hod	17
čas maximální koncentrace (hod)	13,3	0,5	111	51	pod 5 hod	35
čas těžiště - střední doba zdržení (hod)	15,5	0,6				
čas těžiště - střední doba zdržení (dny)	0,65	0,02				
střední rychlost -podle střední doby zdržení (m.den <sup>-1</sup> )	1550	8440				
maximální rychlost - podle prvního objevení (m.den <sup>-1</sup> )	1940	12200	288	1015	přes 3600	1690
koeficient disperze (m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup> )	0,23	0,12				
podélná disperzivita (m)	13	1,2				
Pecletovo číslo ( )	76	156				
návratnost stopovače	70%	59%				
návratnost stopovače (včetně dalších objektů)	dtto	dtto				
objem kanálu (m <sup>3</sup> ), podle Q na místě vzorkování	1350	46				
průměrná plocha omočeného profilu (m <sup>2</sup> ), podle Qvzork.	1,4	0,2				
objem kanálu (m <sup>3</sup> ), podle Q na místě injektáže	37	46				
průměrná plocha omočeného profilu (m <sup>2</sup> ), podle Qinject	0,04	0,2				

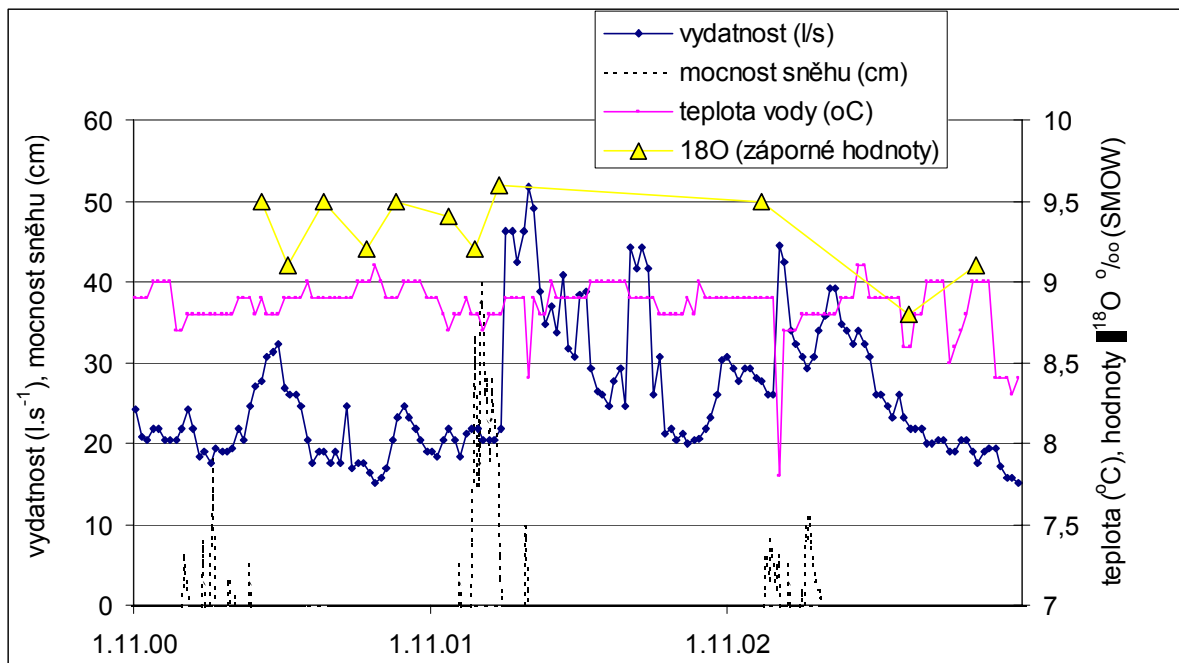
### 6.9.9.3. Charakter proudění vody podle přirozených stopovačů a dalších metod

Střední doba zdržení v kanálech dosahuje podle archivních i nově provedených stopovacích zkoušek přímo v zkoumaném systému desítek hodin až několika dní. Při proudění se významně neuplatňuje dvojná porozita (Pecletovo číslo podobné jako v jiných krasových oblastech, poměrně vysoká výnosnost stopovače).

Podle hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  (obr. 6.24.) dosahuje zastoupení vody s dobou zdržení v řádu prvních měsíců za nižších vodních stavů pouhých 5 %. Z aktivit tritia je zřejmé, že jedná buď o vodu z posledních 20 let, případně o směs vody z 60. let s vodou na tritium vymřelou, tj. infiltrovanou před rokem 1950.

Zdržení vody je zřejmě vázáno na slínovcový kolektor. Určitá část doby zdržení může být vázána i na nenasycenou zónu. Při mocnosti pokryvných hlín 2 m a přirozené vlhkosti 20 % je zde vázáno cca 0,4 m vody.

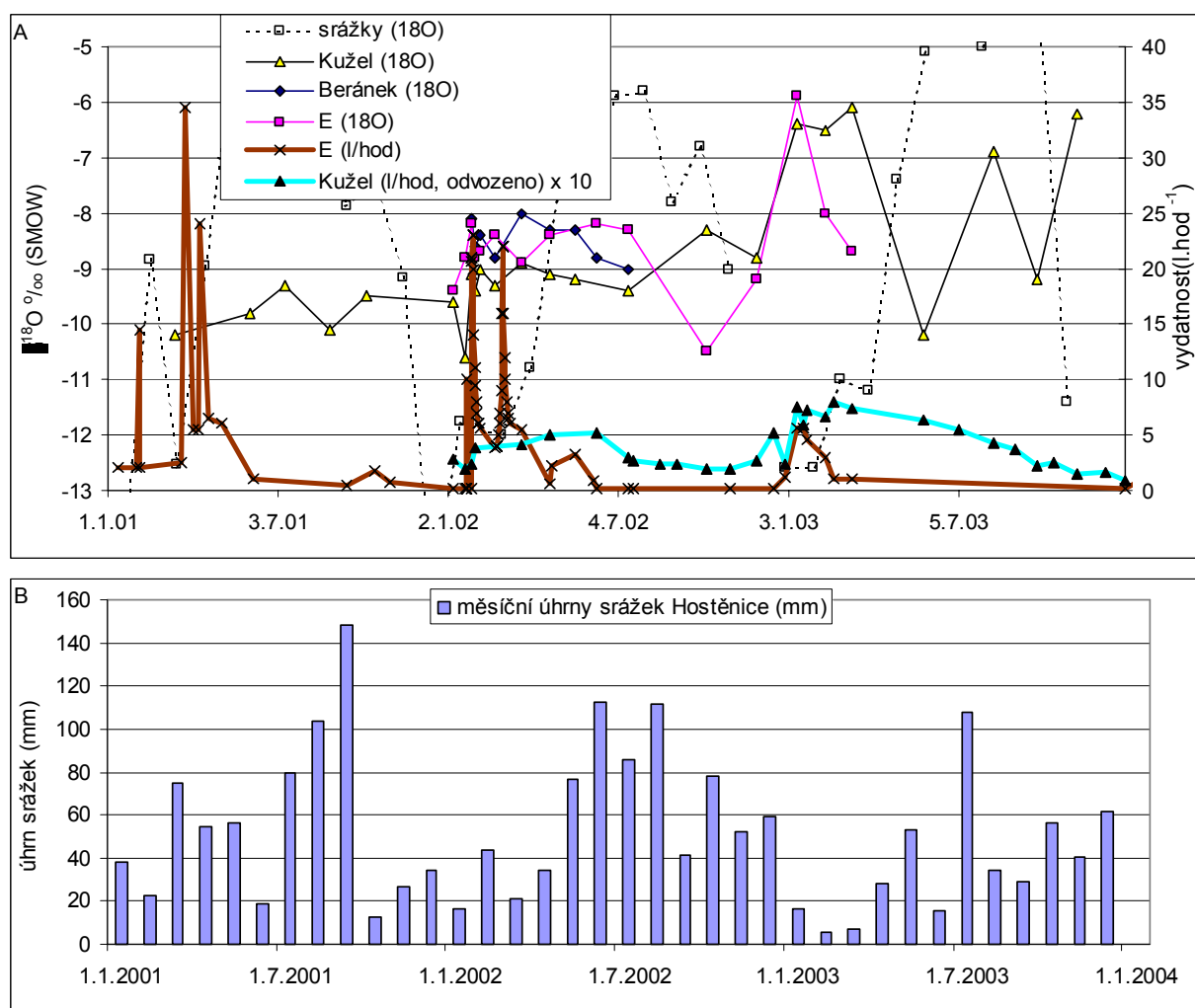




Obrázek 6.24. Vydátnost, teplota a  $\delta^{18}\text{O}$  vody pramene Bartošova pece v letech 2001 až 2003 a mocnost sněžové pokrývky v Turnově.

## 6.8. Charakter proudění a střední doba zdržení vody v nesaturované zóně nad Ochozskou jeskyní

Při srovnání časového průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  skapových a srážkových vod (obr. 6.25.) je zřejmé výrazné utlumení průběhu hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  v skapových vodách oproti srážkám (roky 2001 a 2002). Modelování v programu FLOW naznačuje, že zhruba polovina vody sytící skap má střední dobu zdržení v průměru výrazně přesahující jeden rok, spíše několik let (tab. 6.8). Střední doba zdržení se však zřejmě může výrazně měnit v závislosti na vodních stavech. V roce 2003 došlo k velkému kolísání hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$ , pro které dosud není jednoznačné vysvětlení.



Obrázek 6.25.

A) Vydátlost skapů a hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  ve skapech a srážkách (Ochozská jeskyně). Vydátlost skapu Kužel je násobena 10x (pro přehlednost).

B) Měsíční úhrny srážek.

Překvapením je zjištění, že jednotlivé typy skapů (vysoce variabilní průtok -Beránek, E; relativně stálý průtok – Kužel) se neliší nijak výrazně variabilitou hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  a tím i zastoupení složek s krátkou dobou zdržení. Variabilita hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  u Kuželu je jen mírně nižší než u ostatních skapů. Pravděpodobným vysvětlením je, že kolísání průtoku jednotlivých skapů je dáno odlišným přenosem hydraulické odezvy systémem a nemá mnoho společného s vlastním prouděním a tím i střední dobou zdržení. K podobným závěrům dospěl i Even a kol. (1986).

Překvapivé výsledky přineslo stanovení tritia ze skapového místa Kužel (směsný vzorek z roku 2001). Obsah tritia dosahuje 19,3 TU což je výrazně více, než byly v roce 2001 měsíční průměry ve srážkách (9 až 13 TU, stanice Vídeň –IAEA/WMO 2006). Vyšší koncentrace tritia naznačuje, že ve skapové vodě Kuželu je přítomno okolo 15-25 % vody infiltrované v 60. a 70. letech, tedy s dobou zdržení přes 30-40 let!

Při průměrném průtoku skapovým místem E okolo  $3 \text{ l.hod}^{-1}$  (dlouhodobé měření) je množství proteklé vody během 1 roku rovno pouhým  $26 \text{ m}^3$ . Za specifického podzemního odtoku  $3\text{-}5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  na lokalitě vychází plocha povodí skapu E na  $170\text{-}280 \text{ m}^2$ . Množství vody proteklé přes lokalitu během jednoho roku si lze představit jako vrstvu vody o výšce 90-150 mm. Při mocnosti nesaturované zóny 60 m by toto množství odpovídalo vlhkosti pouhé 0,2-0,3 %. Je zřejmé, že reálný obsah vody (vlhkost půdy ale i epikrasu) je mnohonásobně vyšší. Při úvaze, že 20 % vody skapu má dobu zdržení 35 let vychází objem této vody v nesaturované zóně na  $184 \text{ m}^3$  což odpovídá vrstvě vody 0,65-1,1 m a vlhkosti prostředí 1-1,8 %.

## **6.9. Rozdíly v charakteru proudění a střední době zdržení v závislosti na geologické stavbě, klimatických poměrech a zkrasování**

Nejvyšší střední dobu zdržení vykazují prameny Radotínská skála a Malá Chuchle v Českém krasu, které vyvěrají z méně propustného pruhu vápenců a vody hlubokého oběhu v Mladečském krasu. Ve všech případech je významný podíl vody infiltrované před rokem 1950. Je pravděpodobné, že se jedná o hlubší proudění, kdy je převážná část infiltrované vody odvodněna do jiných pramenů nebo vodotečí mělkým prouděním, takže zbylá voda protéká hlubším oběhem pomaleji, než za běžných podmínek (nižší intenzita proudění odpovídá při stejné porozitě vyšší střední době zdržení). Svědčí pro to vysoký poměr „objem vody v povodí pramene“/“plocha povodí“, který u Malé Chuchle dosahuje 14-16 m naproti tomu u ostatních jen 1-3 m. Tento jev se výrazně uplatňuje u termálních vod (Bruthans a kol, v tisku).

V Českém a Chýnovském krasu dosahuje střední doba zdržení nesoustředěné infiltrace obvykle mezi 10-50 let (prameny Chýnovská j., Sv. Jan, Koda, Měňany, Nesvačily, Bublák, Chýnice, Ořech). V obou případech se jedná o nízko položené oblasti s nízkým

úhrnem srážek a vysokou evapotranspirací a tím i nízkými specifickými podzemními odtoky. Navíc jsou v obou oblastech relativně mocné zvětralinové zóny homin v Českém krasu navíc i mocné výplně krasových depresí. Analogicky i v dalších níže položených karbonátových oblastech lze očekávat střední doby zdržení v řádu desetiletí (např. Horažďovicko).

U pramenu Blom-blom, který odvodňuje horskou krasovou oblast vychází střední doba zdržení na 7 let. Jedná se o značnou dobu zdržení vzhledem k specifickému odtoku okolo  $10-15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ . V Moravském krasu a krasu u Kutné hory přesahuje střední doba zdržení 10-15 let.

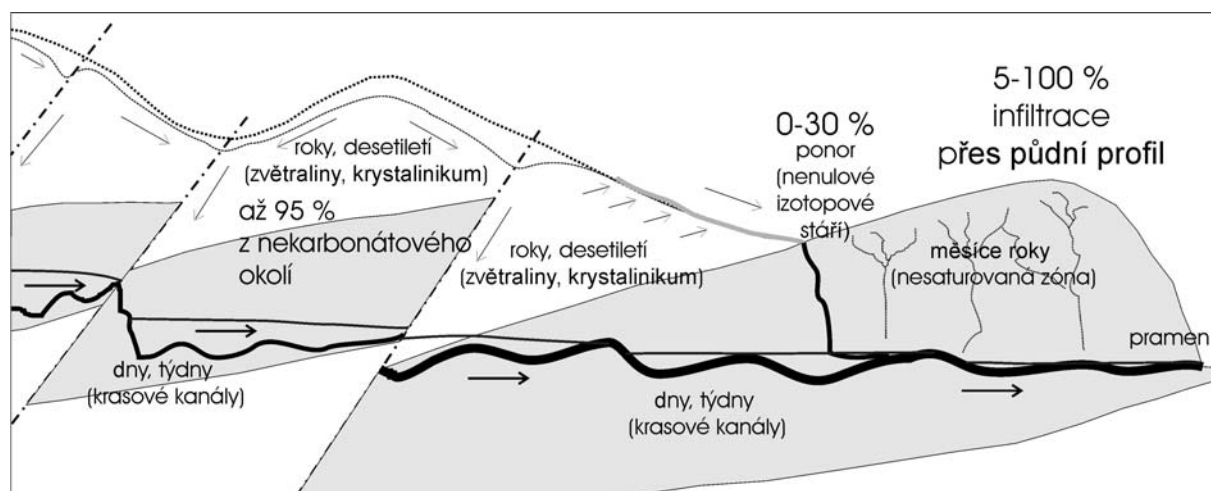
V případě pramenů z menších čoček metamorfovaných karbonátů (Chýnov, Králický Sněžník, skupina Branné) odpovídají střední doby zdržení času strávenému v nekrasovém okolí, které je odvodňováno do krasové čočky (autochtonní infiltrace tvoří jen 5-20 %, zbytek připadá na přítoky podzemní vody z nekrasového okolí). Je to dobře vidět na případě Vražedného potoka v Jeseníkách, který vykazuje dokonce více vyhlazený průběh hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ , než prameny Branná a Staříč (obr. 6.12.). Z porovnání velikosti karbonátového pruhu s nekarbonátovým povodím a intenzitou průtoku vody pruhem je zřejmé, že daleko větší část času voda tráví předtím, než dosáhne hranice karbonátů. Při mocnosti pruhu 50 m, střední mocnosti saturované zóny 50 m a porozitě 1% a intenzitě proudění  $50 \text{ l.s}^{-1}$  bude doba zdržení vody v pruhu o délce 5 km pouhých 30 dní. Je tak zřejmé, že ve studovaných karbonátových pruzích v horském krystaliniku nebude přesahovat doba zdržení první měsíce.

Karbonáty ve všech oblastech fungují jako účinné drény okolních hornin. Zejména to platí pro krystalinikum, kde mají prameny zdaleka nejvyšší zastoupení alochtonních vod. Jak je zjevné z vydatnosti pramenů, stahuje se do karbonátů voda z krystalinika z velkých vzdáleností. To naznačuje buď velký dosah drenáže zlomů pronikajících z karbonátů do krystalinika, nebo velký rozsah propojených karbonátových čoček zavrásněných v krystaliniku.

Je pravděpodobné, že v řadě oblastí přispívá k zvýšení střední doby zdržení velké množství vody akumulované v nesaturované zóně. Zejména u pramene Sv. Vojtěch může být část střední doby zdržení vázána na pohyb vody sprašemi a pokryvnými útvary. Velmi vysoké střední doby zdržení v nesaturované zóně (19 let) byly zjištěny pomocí přirozených stopovačů v až 12 m mocných spraších v Polsku v okolí Krakova (Maloszewski a Zuber 1996). Bauer a kol. (2001) předpokládá v podobně mocných spraších v Německu střední dobu zdržení až přes 30 let.

Moderní vodu (infiltrace po 1950) obsahují i prameny o 3 až 4 °C teplejší, než je průměrná roční teplota na povrchu (Sv. Jan, Bublák). Naproti tomu výrazně teplejší vody v Jánských Lázních a Slatinicích mají podle radiouhlíku střední dobu zdržení již v řádu tisíců let (J. Šilar, úst. sděl.).

Ve srovnání se zahraničními oblastmi nejsou získané střední doby zdržení nijak výjimečné a spadají spíše do středních hodnot (vyšší roky až desetiletí oproti měsícům až vyšším desítkám let a více v zahraničí). Důležitým faktorem je intenzita infiltrace (rovna specifickému podzemnímu odtoku) a tedy klima, které určuje intenzitu infiltrace. Při stejné porozitě bude v horských oblastech střední doba zdržení kratší než v nížinách. Proto i dvě oblasti se stejným charakterem prostředí mohou vykazat odlišné střední doby zdržení, čistě díky rozdílnému úhrnu srážek a následně intenzity infiltrace.



Obrázek 6.26. Zjednodušené schéma střední doby zdržení v jednotlivých částech krasového prostředí (studované krasové oblasti ČR).

### **6.10. Porovnání střední doby zdržení odvozené z přirozených stopovačů a stopovacích zkoušek a konceptuální model proudění v zkoumaných oblastech**

Velmi zajímavý výsledek přineslo srovnání střední doby zdržení získané ze stopovacích zkoušek se střední dobou zdržení odvozenou z přirozených stopovačů. V ČR existuje celkem 7 pramenů, kde jsou k dispozici výsledky obou těchto metod (tab. 6.23.).

Přirozené stopovače poskytují střední doby zdržení v řádu let až prvních desetiletí. Naproti tomu ze stopovacích zkoušek (uměle injektovaný stopovač, např. fluorescein) vychází střední doba zdržení v řádu hodin až dní, v případě Chýnovského krasu pak prvních měsíců. Řádový rozdíl ve střední době zdržení z obou metod je možné vysvětlit odlišným charakterem infiltrace obou typů stopovačů:

- Při všech stopovacích zkouškách zmíněných v této práci byl stopovač vpraven přímo do krasového kanálu (obvykle do ponoru) a ukazuje tedy střední dobu zdržení v krasových kanálech, aniž by byl nějak významně ovlivněn prostředím obklopujícím kanály. Za běžných vodních stavů je voda z okolního prostředí do krasových kanálů stahována a stopovač tak do okolního prostředí nevniká ve významném množství, jak je zřejmé i z vysokých hodnot návratnosti stopovače při stopovacích zkouškách. Při stopovací zkoušce se do transportu stopovače promítají jen vlastnosti krasového kanálu, který však zaujímá jen nepatrný objem krasového kolektoru (kap. 1). V studovaných oblastech krasové kanály

obvykle zasahují hluboko do povodí (výsledky stopovacích zkoušek, prameny Sv. Vojtěch, Bartošova pec, Stará řeka, JÚ Čerlinka, Blom blom atd.).

- Naopak přirozené stopovače se do prostředí dostávají z cca 80-100 % rozptýleně přes půdní profil, zbylých 0-20 % pak soustředěně přes ponory do krasových kanálů. Rozptýlená infiltrace u všech zkoumaných pramenů výrazně převažuje nad soustředěnou infiltrací (tab. 6.23.). Při malé intenzitě infiltrace (srážky-evapotranspirace) se voda z rozptýlené infiltrace prostředím pohybuje zpočátku velmi pomalu (nízký poměr průtok/objem porozity). V případě přirozených stopovačů se doba zdržení v kanálech neprojeví, protože jde o nepatrný zlomek času oproti předchozí fázi pomalého proudění. Přirozené stopovače jsou tak ovlivněny téměř výhradně setrváním v prostředí mimo krasové kanály (půda, epikrasová zóna, nesaturovaná a saturovaná zóna).

Velký rozdíl ve střední době zdržení z obou metod je způsoben specifičností krasu: v krasových oblastech ČR se většina vody infiltruje nesoustředěně přes půdní profil (Bruthans a Zeman 2003b) a to dokonce i po významných srážkových událostech (tab. 6.23.). Krasové kanály (ponory) se tedy na infiltraci srážkových vod podílejí zanedbatelným procentem. Krasové kanály však vytvářejí drény, rozbíhající se od pramene směrem k infiltrační oblasti, které podobně jako umělá drenáž odvodňují okolní méně propustné prostředí. Proto platí, že většina molekul vody projde z počátku nesoustředěnou infiltrací přes půdní profil, v konečné fázi ale dosáhne krasových kanálů. V prvním úseku cesty je doba zdržení značná, protože poměr „průtok/objem porozity“ je velmi malý. Po dosažení krasového kanálu roste tento poměr i o více než 8 řádů (na počátku infiltrace srážek do půdního profilu-např.  $40 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ , na konci podzemní řeka s rychlostí  $50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Příkladem je Chýnovská jeskyně, kde podle CFC a SF<sub>6</sub> dosahuje střední doba zdržení 25-50 let. Z Chýnovské jeskyně však proudí tato voda relativně rychle (střední doba zdržení první měsíce) do pramene Rutice, jak ukázaly výsledky stopovacích zkoušek. Modelová představa obvyklých středních dob zdržení v různých částech krasového prostředí je prezentována na obrázku 6.26.

Tento pohled na krasové prostředí je v souladu s výzkumy Maloszewského a kol. (2002), který z oblasti Schneevalpe v Rakousku uvádí střední dobu zdržení v krasových kanálech okolo 1 měsíce a střední dobu zdržení v prostředí okolo kanálů na 14 a 26 let.

Z výše uvedeného vyplývá podle mého názoru nutnost využívat obou metod (přirozené stopovače, stopovací zkoušky) společně pro popsání střední doby zdržení v krasovém prostředí. Obě metody posuzují střední dobu zdržení v diametrálně odlišných částech krasového prostředí. Jak ukázal výzkum prováděný v rámci této práce, řádový rozdíl ve střední době zdržení podzemní vody z přirozených stopovačů a stopovacích zkoušek se vyskytuje v mnoha oblastech s odlišnou geologickou stavbou a dokonce i velmi odlišnou mírou rozvoje povrchových krasových forem (tab. 6.23.). Zdá se tedy, že je to vlastnost, která je typická obecně pro krasové prostředí.

Tabulka 6.23. Srovnání střední doby zdržení ze stopovacích zkoušek (týká se krasových kanálů) a přirozených stopovačů (týká se okolního prostředí).

oblast	pramen	geologie	podíl soustředěné infiltrace (ponory)	přítomnost povrchových krasových jevů	čas prvního objevení stopovače (stopovací zkoušky)	střední doba zdržení (stopovací zkoušky)	střední doba zdržení ( <sup>18</sup> O, tritium, freon 113, SF <sub>6</sub> )	údaje o stopovací zkoušce
Králický Sněžník	Blom-blom	silně metamorfované karbonáty	do 25%	místně	pod 5 dnů	2-3 týdny	85% 8 let ; 15% první měsíce	Ciezkowski a Dumanski, 1982
Chýnovský kras	(Chýnov. j.)	silně metamorfované karbonáty	0% (chybí ponory)	chybí	28 hod	první měsíce?	90% 25-50 let ; 10% první měsíce	Skřivánek (1964)
Český kras	Sv. Jan	zvrásněné devonské vápence	0-25%, jen po srážkách*	místně	19 hod	26 hod	70% 22 let, 30% první měsíce (Žák a kol., 2001)	Žák a kol (2001a)
Moravský kras	Stará řeka	zvrásněné devonské vápence	0 až 20%, jen po srážkách*	silně rozvinuty	pod 96 hod	desítky hod	80% přes 15 let??***; 20% měsíce	Otava a Kahle (2003)
Mladečský kras	JÚ Čerlinka	zvrásněné devonské vápence	do 20%?	místně	20 dní?	týdny?	60-100 let EXP	Panoš (1962)
Turnovská oblast	Bartošova pec	nezvrásněné křídové slínovce	0 až 25%, jen po srážkách *	silně rozvinuty	12, 39, 81 hod**	16; 50; 110 hod**	95% 5 let a více; 5% první měsíce	Bruthans a kol. (2001b)
Kras u Kutné Hory	Sv. Vojtěch	nezvrásněné křídové vápence	0 až 25%, jen po srážkách*	místně	6 hod	8 hod	95% 5-10 let a více; 5% první měsíce	Bruthans a kol. (2003c)

\*obvykle aktivní méně než 5 % času (ponory aktivní jen po tání sněhu a srážkách; vyjma několika dní v roce sucho)

\*\*různé ponory a vodní stavy

\*\*\* převzato z Konstantního přítoku

## 7. ZÁVĚR A SHRNU TÍ VÝSLEDKŮ

Předkládám výsledky hydrogeologického studia 9 vybraných krasových oblastí ČR:

- 1) oblastí metamorfonavých karbonátů u Chýnova, Horažďovic, Kralického Sněžníku a skupiny Branné v Jeseníkách,
- 2) nemetamorfonavých devonských vápenců Českého a Moravského krasu, Mladečsko-Javoříčského krasu a
- 3) křídových vápenců a slínovců krasu u Kutné Hory a okolí Turnova.

- Na základě podrobné literární rešerše a terénních výzkumů (2000 - 2006) hodnotím a porovnávám hydrogeologické poměry těchto oblastí. Zabývám se především charakteristikou krasového prostředí a podmínkami proudění podzemních vod.

- Hlavním metodickým postupem bylo studium střední doby zdržení vody 24 pramenů a dalších objektů v různých typech krasového prostředí v ČR. Pro studium jsem použil široké spektrum přirozených stopovačů (tritium;  $^{18}\text{O}$ ; freony 11, 12, 113;  $\text{SF}_6$ ). V případě freonů a  $\text{SF}_6$  se zřejmě jedná o jejich první použití v hydrogeologii v ČR. Ve spolupráci s kolegy jsem provedl 8 nových stopovacích zkoušek a vyhodnotil archivní stopovací zkoušky. K vyhodnocení naměřených dat jsem využil programy FLOWPC (pro přirozené stopovače) a Qtracer2 (pro stopovací zkoušky).

Nejdůležitější výsledky jsou následující:

- Ve studovaných pramenech převládá nesoustředěná infiltrace přes půdní pokryv nad soustředěnou infiltrací v ponorech. Zastoupení nesoustředěné infiltrace dosahuje obvykle 70-100%.

- V pramenech z metamorfovaných karbonátů většinou výrazně převládají vody infiltrované na nekrasovém okolí nad autochtonními vodami. Autochtonní vody tvoří pouze 5-25% vydatnosti studovaných pramenů (Sv. Anna, Blom blom, Branná, Chýnovská jeskyně). V ostatních typech prostředí je zastoupení autochtonních vod vyšší.

- Střední doba zdržení nesoustředěné infiltrace se pohybuje od 7 let (pramen Blom blom v horské oblasti Kralického Sněžníku) po desítky let (Český a Chýnovský kras). Vyšší střední doby zdržení se vyskytují v oblastech s přítomností zvětralin a nižší intenzitou infiltrace díky nižším srážkám a vyšší evapotranspiraci (Český kras, Chýnovský kras). Objem vody z povodí pramenů dosahuje obvykle jednotek až prvních desítek milionů  $\text{m}^3$ .



-Podle  $^{18}\text{O}$  dosahuje zastoupení vody se střední dobou zdržení v týdnech až měsících okolo 5-20% vydatnosti jednotlivých pramenů.

- Ve studovaných krasových pramenech převládají vody infiltrované po roce 1950. Výjimkou jsou dva prameny z Českého krasu (Radotínská skála, Malá Chuchle) a jímací území Čerlinka u Litovle, kde střední doba zdržení může přesáhnout 100 let.

- Střední doby zdržení jsou obdobné jako v horském krasu Alp v oblasti Schneelpe (Maloszewski a kol. 2002) a výrazně nižší než údaje z rozsáhlého kolektoru na Floridě (Plummer a kol. 1998b). Údaje z různých regionů jsou obtížně srovnatelné, protože střední doba zdržení je nutně výrazně ovlivněna úhnmem efektivní infiltrace během roku (např. srážky v Dinárském krasu v Slovinsku dosahují 2500 mm oproti 500 mm v Českém krasu).

- V případě malých čoček a pruhů krystalických vápenců s rozsáhlým nekarbonátovým okolím (Chýnovský kras, Horažďovicko, Jesenný, Králický Sněžník, skupina Branné) je střední doba zdržení vázána na prostředí nekarbonátových hornin, které jsou odvodňovány do krasového kolektoru (povodí pramene je obvykle z 75 - 95% tvořeno nekarbonátovými horninami). Střední doby zdržení ve vlastních karbonátech nepřesahují ve studovaných horských oblastech (Králický Sněžník, skupina Branné) první měsíce.

- Zhruba polovina vydatnosti vody prosakující 60 m mocnou nesaturovanou zónou na skapovém místě E v Ochozské jeskyni (Moravský kras) je tvořena vodou o době zdržení okolo půl roku, zbytek zřejmě vodou s dobou zdržení několika let a více. Podle obsahu tritia je 15-25 % vydatnosti skapu Kužel tvořeno vodou infiltrovanou v 60. a 70. letech. Doba zdržení v nesaturované zóně Moravského krasu je tedy nejméně v některých případech značná.

- Střední doby zdržení v krasových kanálech (podle stopovacích zkoušek) jsou oproti výsledkům z přirozených stopovačů ve všech oblastech o 2-3 řády kratší (hodiny, dny, max. první měsíce). Soustředěná infiltrace se však na vydatnosti pramenů podílí ve zkoumaných oblastech obvykle jen 0 až 30%.

- V Chýnovské jeskyni se podařilo ověřit přesnost stanovení objemu krasového kanálu ze stopovací zkoušky porovnáním s nezávislým určením pomocí doby plnění prostor po čerpání. Ukázalo se, že stopovací zkouška poskytla objem velmi blízký skutečným hodnotám.

### Metodické poznámky vyplývající z práce:

- Srovnání výsledků různých přirozených stopovačů s výsledky stopovacích zkoušek ukázalo, že je velmi vhodné tyto metody kombinovat, neboť každá přináší údaje o střední době zdržení týkající se jiných částí krasového prostředí. Vysoká střední doba zdržení podle přirozených stopovačů, neznamena nutně nepřítomnost složek s krátkou dobou zdržení a opačně. Stanovení celkového spektra dob zdržení v různých prostředích v krasu by proto mělo podle mého názoru vždy využívat obou metod.

- Ze srovnání střední doby zdržení odvozené z poklesových trendů tritia, freonů a SF<sub>6</sub> vyplývá, že freon 113 a SF<sub>6</sub> poskytuje ve zkoumaných oblastech minimální odhad střední doby zdržení. Jak je zřejmé na příkladu studovaných pramenů, obsah tritia v pramenech je možné v současné době poměrně dobře využít k odhadu zastoupení infiltrace z 60. a 70. let

- Ve studovaných oblastech jsem vesměs zjistil kontaminaci podzemní vody freony 11 a 12, takže tyto látky nebylo možné využít pro studium střední doby zdržení podzemní vody. Vzhledem k pokrytí různých oblastí ČR je pravděpodobné, že ani ve většině dalších oblastí nebude možné tyto stopovače kvůli kontaminaci využít (Bruthans a Kadlecová 2005).

### Nové poznatky o jednotlivých studovaných oblastech

V rámci disertační práce jsem získal velké množství nových poznatků o charakteru proudění v zkoumaných krasových oblastech. Detailně jsem zpracoval hydrogeologii dosud téměř nestudovaných oblastí (např. Kras u Kutné Hory, Turnovská oblast). Dále uvádím jen stručný přehled studovaných lokalit a výsledků:

1) V oblasti Chýnovského krasu:

-Nové poznatky o povodí Rutické vyvěračky.

-Kritické zhodnocení starších stopovacích zkoušek, které ukazuje na značný objem krasového kanálu v této oblasti.

2) Kras v okolí Horažďovic

-Nové poznatky o povodí pr. Sv. Anna.

-Studium <sup>18</sup>O v povodí pramene ukázalo, že pr. Sv. Anna je významnou měrou dotován vodou nabohacenou výparem z rybníku Velký Šibeník.

3) Kras Králického Sněžníku

-Nové poznatky o povodí skupiny pramenů Blom-blom a Tvarožných děr na základě hydrometrování v oblasti.

-Určení zastoupení vody z ponorů Moravy na vydatnosti pramene Tvarožné díry podle změn teploty a konduktivity.

#### 4) Kras skupiny Branné

-Nové poznatky o povodí pramene Branná a dalších objektech v oblasti.

#### 5) Český kras

-Nové poznatky o 9 vybraných významných pramenech.

-Provedeno měření vydatností, konduktivit a teplot na pramenech, které dosud nebyly studovány.

-Na základě archivních a současných měření je zřejmé, že režim pramenů v Českém krasu se mění od jv. k sz. Jsou uvedeny dvě hypotézy vysvětlující příčiny změny režimu pramenů.

#### 6) Moravský kras

-Nové poznatky o pramenech Konstantní přítok, Stará řeka a Tipeček, které dosud nebyly prakticky vůbec studovány pro jejich extrémní nedostupnost.

#### 7) Mladečsko-Javoříčský kras

-Zhodnocení charakteru a vývoje chemizmu v jímacím území Čerlinka a diskuze jednotlivých možných variant původu vody zachycené v JÚ.

#### 8) Kras u Kutné Hory

-Vymezení povodí pr. Sv. Vojtěch na základě stopovacích zkoušek a detailního studia oblasti.

#### 9) Turnovská oblast

-Nové poznatky o pr. Bartošova pec na základě stopovacích zkoušek a detailního studia oblasti.

## 8. POUŽITÁ LITERATURA:

- ANÝŽ D. (1987): Hydrogeologické poměry v okolí ložisek krystalického vápence v údolí Moravy pod Králickým Sněžníkem. – Diplomová práce. PřFUK, 59 str., Praha.
- ATKINSON T. C. (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). – J. Hydrol., 35, 93-110.
- ATKINSON T. C., HESS J. W. a HARMON R. S. (1985): Stable isotope variations in recharge to a karstic aquifer, Yorkshire dales, England. – Annales de la Société Géologique de Belgique 108, 225.
- BALÁK I. (1993): Zpráva o barvení Suchdolského ponoru. – Speleofórum 93, 61-62. Brno.
- BAR-MATTHEWS M., AYALON A., MATTHEWS A., SASS E. a HALICZ L. (1996): Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean area: implications for paleoclimate research in semiarid regions. – Geochimica and Cosmochimica Acta 60 (2), 337-347.
- BAUER S., FULDA C. a SCHÄFER W. (2001): A multi-tracer study in shallow aquifer using age dating tracers <sup>3</sup>H, <sup>85</sup>Kr, CFC-113 and SF<sub>6</sub> - indication for retarded transport of CFC – 113. – Journal of Hydrology 248, 14-34.
- BAYARI C. S. (2002): TRACER: an Excel workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC 11, CFC 12 and tritium. – Computers and Geosciences 28 (5), 621-630
- BĚLAŘ F. (1980): Miskovice. – Vodní Zdroje n.p. Praha, str. 8. P31912.
- BIRK S., LIEDL R. a SAUTER M. (2004): Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). – J. hydrol 286, 179-193.
- BLETKA J. (1930): Kras mezi Konicí a Litovlí. Věstník Klubu přírodovědného v Prostějově za roky 1930-31, XXII. Prostějov.
- BOGLI A. (1980): Karst hydrology and physical speleology. - Berlin. Springer.
- BOSÁK P. (1985): Periody a fáze krasování v Českém krasu. – Čes. kras (Beroun), 11, 36-54.
- BOSÁK P. (1993a): Několik poznámek k vývoji tvarů chodeb ve Tvarožných děrách. – Kras sudet 65-66, ČSS. Praha.
- BOSÁK P. (1993b): Předběžné výsledky hodnocení zkrasování v koněpruské oblasti. – Český kras 18, 14-20. Beroun.
- BOSÁK P. (1998): Variský hydrotermální paleokras a kalcitové žíly ve Velkolomu Čertovy schody – východ. – Čes. kras (Beroun), 24, 60-64.
- BOSÁK P. (1999) The evolution of karst and caves in the koněprusy region (Bohemian Karst, Czech Republic), Part II: Hydrothermal paleokarst. – Acta Carsol., 18, 41-61. Ljubljana.
- BOSÁK P., BÍLKOVÁ D., JANČAŘÍK A., ŠMIKÁTOR F., ŠTĚRBA O., VALOCH K., VAŠÁTKO J. a WEIGEL J. (1988): Jeskyňářství v teorii a praxi. – Státní zemědělské nakladatelství. Praha.
- BOSÁK P., CÍLEK V. a BEDNÁŘOVÁ J. (1993): Tertiary morfogeny and karstogenesis of the Bohemian karst. – Knih. Čes. speleol. spol., 21 (Krasové sedimenty), 10-19. Praha.
- BOSÁK P., GLAZEK J., GRADZIŃSKY R. a WÓJCIK Z. (1979): The genesis and age of sediments of the Rudice type in fossil-karst depressions. – Čas. Mineral. Geol., 24, 147-154. Praha.
- BOSÁK P., HORÁČEK I. a PANOŠ V. (1989): Paleokarst and systematic and regional review. – 719. Academia. Praha.

- BOSÁK P. a HÝSEK J. (1989): Přikrytý kras v mramorovém lomu: model vývoje. – Kras Sudet 77-83. ČSS. Praha.
- BOSÁK P. a HÝSEK J. (1993): Petrologie sedimentů Mramorového lomu a Tvarožných děr. – Kras Sudet 67-76. ČSS. Praha.
- BOSÁK P. a Rejl J. (1982): K existenci neotektonicky aktivních linií v centru Českého krasu. – Čes. kras (Beroun), 7, 29-41.
- BOTTREL H. A. a ATKINSON T. C. (1992): Tracer study of flow and storage on the unsaturated zone of a karstic limestone aquifer. – Proceedings of the 6th international symposium on water tracing. HÖTZL H. a WERNER A. (eds.). Balkema.
- BÖHLKE J. K a DENVER J. M. (1995): Combined use of groundwater dating, chemical and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland. – Water Resources Research 31, 2319-2339.
- BROM R., BRUTHANS J., KOLČAVA M. a PŘIBIL M. (2000): Velká sýrová loupež. – Krasová deprese, 8, 2-13. Praha.
- BRUNNEROVÁ Z. (1986): Prognózní zhodnocení paleozoických vápenců v sv. části Barrandienu. – MS, Ústř. Úst. geol., Geofond (P53851). Praha.
- BRUTHANS J. (1999): Hydrogeologické poměry Českého krasu severně od řeky Berounky. – MS. dipl. práce, PŘFUK, 1-100. Praha.
- BRUTHANS J. a FILIPPI M. (1999): Výzkum Arnoldky a dalších jeskyní lomu Čeřinka a otázky jejich vzniku a vývoje. – Čes. kras (Beroun), 25, 23-30.
- BRUTHANS J. a KADLECOVÁ R. (2005): Využití freonů (CFC 11, 12, 113), SF<sub>6</sub> a tritia pro určení zastoupení recentních vod kontaminovaných dusičnanem v české křídové pánvi (jímací území Litá a Řepínský důl). Zprávy o výzkumech v roce 2004, 161-163. ČGS Praha.
- BRUTHANS J. a VOJTĚCHOVSKÁ A. (2004): Karst conduit parameters estimated by tracer test: Verification of results in natural conditions.. – Geovestník, Mineralia Slovaca, 36 (1), 4.
- BRUTHANS J. a ZEMAN O. (2000): Nové poznatky o hydrogeologii Českého krasu. – Čes. kras (Beroun), 26, 41-50.
- BRUTHANS J. a ZEMAN O. (2001a): Nové poznatky o charakteru a genezi podzemních krasových forem v Českém krasu a v dalších oblastech bez soustředěných ponorů v ČR. – Český kras, 27, 21-29. Beroun.
- BRUTHANS J. a ZEMAN O. (2001b): Regional permeable zones and stream thermometry in karst areas. – 31. IAH Congress: vol. 2, 697-700. München.
- BRUTHANS J. a ZEMAN O. (2003a): Factors controlling exokarst morphology and sediment transport through caves: Comparison of carbonate and salt karst. – Acta carsologica, 32 (1), 83-99. Ljubljana.
- BRUTHANS J. a ZEMAN O. (2003b): Transit time in karst conduits, saturated and unsaturated zone: tracer tests and isotopics methods. – In: KRÁSNÝ J., HRKAL Z. a BRUTHANS J. (eds). IAH International conference on groundwater in Fractured Rocks, 133-134. Prague.
- BRUTHANS, J., ZEMAN, O. A VOJTĚCHOVSKÁ, A. (2003c): Stopovací zkoušky a nové poznatky o Miskovickém krasu u Kutné Hory.-Speleofórum 2003: 29-31. Praha
- BRUTHANS J., ZEMAN O. a VOJTĚCHOVSKÁ, A. (v tisku): Extent of groundwater flow area: estimation from spring yield and terrestrial heat flow. – Acta Universitatis.

- BRUTHANS J., ZEMAN O a VYSOKÁ H. (2001b): Geologie a hydrogeologie Bartošovy pece a okolí. – Speleofórum 2001, 39-44. Praha.
- BRUTHANS J., ZEMAN O., VYSOKÁ H. (2006): Geologie a hydrologie Bartošovy pece a okolí. Pískovcový fenomén českého ráje. SCHKO Český ráj. Turnov. (sborník příspěvků ze semináře Jičín 2004) Eds. Jenč P a Šoltysová L. 79-91.
- BU X. a WARNER M.J. (1995): Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. Deep-Sea Research 42 (7), 1151-1161.
- BULLISTER J.L. (1989): Chlorofluoro carbons as time-dependent tracers in ocean. – Oceanography 2, 12-17.
- BULLISTER J.L. a WEISS R.F. (1988): Determination of CCl<sub>3</sub> and CClF<sub>2</sub> in seawater and air. – Deep-Sea Research 35(5), 839-854.
- BUSENBERG E., EURYBIADES a PLUMMER L. N. (1997): Use of sulfur hexafluoride as a dating tool and as a tracer of igneous and volcanic fluids in ground water (abs.). – Geological Society of America, Salt Lake City. Abstracts and Programs, 29 (6): A-78.
- BUSENBERG E. a PLUMMER L. N. (1992): Use of chlorofluorocarbons (CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub>) as hydrologic tracers and age-dating tools: Example-The alluvium and terrace system of central Oklahoma. – Water Resources Research 28, 2257-2284.
- BUSENBERG E. a PLUMMER L. N. (2000): Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and antropogenic sources of sulfur hexafluoride. – Water Resources Research, Vol. 36 (10), 3011-3030.
- BUZEK F., KADLECOVÁ R. a ŽÁK K. (1997): Nitrate pollution of karstic groundwater system. – International symposium on isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere, Abstracts, IAEA-SM-349. IAEA Vienna.
- BUZEK F. a RUDIŠ M. (1991): Skutečná doba zdržení vody v údolní nádrži stanovená analýzou stabilních izotopů. – Vodní hospodářství 9, 314-316.
- BUZEK F., HANZLIK J, HRUBÝ M. a TRYZNA P. (1991): Evaluation of the runoff components on the slope of an open-pit mine by means of environmental isotopes <sup>18</sup>O and T. J. – Hydrol. 127, 23-36.
- BUZEK F., HRUŠKA J. a KRÁM P. (1994): Three-component model of runoff generation, Lysina catchment, Czech Republic. – Water, Air and Soil pollution 1995, 391-408.
- BUZEK F., KADLECOVÁ R. a ŽÁK K. (1998): Nitrate pollution of a karstic groundwater system in Svätý Jan pod Skalou, Czech Republic. – Proceedings of an international symposium on isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere. Vienna, Austria. IAEA-Proceeding series, SM 349/31 453-464. International Atomic Energy Agency 39-56. Wien.
- CABALLERO E., JIMENEZ DE CISNEROS C, REYES E (1996): A stable isotope study of cave seepage waters. Applied Geochemistry 11 (4) 583-587
- CAJZ J. (1987): Strukturně geologické poměry Chýnovského krasu. – Československý kras, 122-125. Academia.
- CIEŻKOWSKI W. a DUMAŃSKI Z. (1982): Wstępne wyniki badań podziemnych przepływów wód krasowych w rejonie Jaskyni Niedwieziej w Kletnie (Masyw Śnieżnika). – Zjazd naukowa. PTPNoz. Referaty, 245-248. Warszawa.
- CIEŻKOWSKI W., PULINA M. a ŘEHÁK J. (1986): Wyniki najnowszych polsko-czeskich badań w masywie Śnieżnika (Sudety). – Práce Naukove Inst. Geotech. Politech. Wroclawskiej 49 (21), 27-34. Wrocław.

- CIEŻKOWSKI W. (1989): Badania hydrogeologiczne obszaru krasowego Masywu Sněžnika. jaskynia Niedwiedzia w Kletne. – 137-146. Wrocław.
- CIEŻKOWSKI W, GRONIG M, LESNIAK PM, WEISE SM AND ZUBER A (1992): Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *J. Hydrol.*, 140, 89-117.
- CIEŻKOWSKI W. a KRYZA J. (1987): Wykorzystanie stabilnych izotopów tlenu i wodoru oraz trytu jako naturalncu znaczników wód podziemnych na przykładzie wód krasowych Sudetów. III, sympozium o krasu krkonošsko-jesenické soustavy. – Sborník referátů 45-53. Praha.
- CÍCHA J. (1999): Jeskyně a historická důlní díla v jižních Čechách a na Šumavě. – 101. KLETR. Plzeň.
- CÍLEK V. (1988): Miskovické závrtky. – *Lidé a země* 6/37, 284-285.
- CÍLEK V. (1989): Exhumace a geomorfologický vývoj Českého krasu. – *Čes. kras (Beroun)*, 15, 97-112.
- CÍLEK V. (1998): Hydrotermální kras v Namibii a na Kačáku. – *Speleo (Praha)*, 7, 59.
- CÍLEK V. (2000): Nejnižší a nejvyšší fluviální terciér Českého krasu. – *Čes. kras (Beroun)*, 26, 49-50.
- CÍLEK V., BOSÁK P. a BEDNÁŘOVÁ J. (1995): Intergranular corrosion, infiltrational kaolinization and epigenetically reddened limestones of the Bohemian Karst, and their influence on karst morphology. – *Stud. Carsol.*, 6, 131-150. Brno.
- CÍLEK V., DOBEŠ P. a ŽÁK K. (1994): Formation conditions of calcite veins in the quarry „V Kozle (Hostim I, Alkazar) in the Bohemian Karst. – *J. Czech Geol. Soc.*, 39, 4, 313-318. Praha.
- CLARK I. D. a FRITZ P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. – Lewis Publishers, Boca Ration, New York.
- COOK P.G. a SOLOMON D.K. (1995): Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85. *Water Resources Research* 31, 263-270.
- COOK P. G., SOLOMON D. K., PLUMMER L. N., BUSENBERG E. a SCHIFF S. L. (1995): Chlorofluorocarbons as tracers of groundwater transport processes in a shalow, silty snad aquifer. – *Water Resources Research* 31, 425-434.
- CRHA J. (1974): Etapová závěrečná zpráva Ludmírov. – 68 str. Geologický průzkum Brn,o MS Geofond.
- CRHA J. (1983): Mokrá-cementárna. – Geologický průzkum n. p. Otrava, 218 str., FZ 5981.
- CRHA J. (1989): Konický denov, jih, Ponikev, Vojtěchov. – Vápence cementářská surovina, etapa vyhledávací. Unigeo s.p. Ostrava, 278 str.
- CUNNOLD D. M., FRASER P.J., WEISS R.F., PRIN R.G., SIMMONS P. G., MILLER B.R., ALYEA F.N. a CEAWFORD A.J. (1994): Global trends and annual releases of CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to Junu 1991. *J. Geophys. Res* 99, 1107-1126.
- CVIJIC J. (1918): Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Recueils des travaux de l'Institut de Géographie alpine* 6,4: 375-426.
- ČIHÁK P. a ŽITNÝ L. (2001): Závěrečná zpráva o geotechnickém průzkumu Turnov. – Petr Čihák, Choceň, 35. P99601.

- ČURDA J., MANOVÁ M., MÜLLER V., OTAVA J., PAČESOVÁ E., REJCHRT M., RÝDA K. a ŠALANSKÝ K. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů 1:50 000. List 24-21 Jevíčko ČGS Praha. 62 str.
- DEMEK J. (1965): Geomorfologie českých zemí. – Praha, 332 str.
- DOMENICO P., SCHWARTZ W. (1997): Physical and chemical hydrogeology (second edition) . – John Wiley and sons, Inc. New York p. 1-497.
- DON J. (1982): Tektonika lupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfizmu Snieznika. – Geol. Sudetica 17 (1-2), 103-124.
- DON J. (1991): Seria Mlynowca oraz problem następstwa gnejsów w świetle tektoniki faldowej metamorfiku Snieznika. In Następstwo serii skalnych masywu Snieznika w świetle kartografii geologicznej analizy strukturalnej i badań radiometrycznych. – Materiały konferencji terenowej, Ladek Zdroj 26-41. Wrocław.
- DOVOLIL M. (1974): Velká Morava: dekorační kámen. – Geoindustria, 32. Praha. P24014.
- DREYBRODT W. a SIEMERS J. (1997): Early evolution of karst aquifers in limestone: Models on two-dimensional percolation clusters. - 6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, V2: 75-80. Switzerland.
- DREYBRODT W. (1998): Limestone dissolution rates in karst environments p.167-183. In JEANIN P. Y. a SAUTER M. (1998): Modelling in karst systems. Bulletin d'Hydrogéologie, N16. Université de Neuchatel. 241p.
- DROPPA A. (1966): The correlation of some horizontal caves with river terraces. Studies in Speleology, 1, pp. 186-192.
- DUBJANSKIJ V. J. a BOSÁK P. (1999): Plynokapalné uzavřeniny v krystalech kalcitu z Velkolomu Čertovy schody-východ: výsledky analýz a interpretace. – Čes. kras (Beroun), 25, 67-71.
- DUNKLE S. A., PLUMMER L. N., BUSENBERG E., PHILLIPS P. J., DENVER J. M., HAMILTON P. A., MICHEL R. L. a COPLEN T. B. (1993): Chlorofluorocarbons (CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub>) as dating tools and hydrologic tracers in shallow ground water of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States. – Water Resources Research 29, 3837-3860.
- DVOŘÁK J. (1990): Paleofacial and paleoclimatic aspect of Devonian and Moravia. – Věstník ÚÚG Praha 1990, 65, 65-74
- DVOŘÁK J. a PTÁK J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. Sborník geologických věd. Praha 1963, 3, 49-84.
- DVOŘÁK J. (1965): Vysvětlivky k listu 1:50 000 Letovice. Díl II 1-261. – Praha.
- EINSIEDL F. a MÜLLER V. (2001): Waste water treatment and reinjection in the karst (Franconian Alb). – IAH Excursion guide. Munich 15p.
- EKWURZEL B., SCHLOSSER P., SMETIE W., PLUMMER L. N., BUSENBERG E. , MICHEL R. L., WEPPERLIG R. a STUTE M. (1994): Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, chlorofluorocarbons and <sup>85</sup>Kr. – Water Resources Reserach 30, 1693-1708.
- ERASO A. (1975): Le role des facteurs physico-chimiques dans le processus de la karstification. – Ann. Spéléol. 30 (4), 567-580.
- EVEN H., CARMÍ I., MAGARITZ M. a GERSON R. (1986): Timing of the transport of water through the upper vadose zone in karstic systém above a cave in Israel . – Earth Surf Proc Landforms 11, 181-191.



- FAJST M. (1979): Geologická pozice křemenoživcových rul orlicko-kladské klenby. – Kandidátská disertační práce. PřFUK. Praha.
- FIELD M. (2002): The QTRACER2 program for Tracer Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other hydrologic Systems. – U.S. Environmental protection agency hypertext multimedia publication in the Internet at <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=54930>.
- FLORKOWSKI T. (1990): Tritium in river flow-rate gauging- Theory and experience. Use of artificial tracers in hydrology. – IAEA-TECDOC-601, 35-44.
- Ford D.C. (1998): Perspectives in karst hydrogeology and cavern genesis. in JEANIN P. Y. A SAUTER M. (1998): Modelling in karst systems. – Bulletin d'Hydrogéologie, N16. Université de Neuchatel. 9-29p.
- FORD D.C. A CULLINGFORD C. H.D. (1976): The Science of Speleology. Academic Press: 1-593. London.
- FORD D. C. a EWERS R. O. (1978): The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. – Can. J. Earth Sci. 15, 1783-1798.
- Ford D.C. a Williams P. (1989): Karst Geomorphology and hydrology. – London Unwin Hyman, 601 p.
- FRIČ A. a KREJČÍ J. (1863): Chejnovská jeskyně. – Živa 11, 343-350. Praha.
- FRIMLOVÁ R., PTÁČKOVÁ L. a ŠEDA S. (1997): Dolní Morava pč. 1005/4 Vyhodnocení HG průzkumných prací. – Orlická hydrogeologická společnost sro. Ústí nad Orlicí 8str. P90909.
- GALGÁNEK J. (1997): Pomezí OMYA a.s. IGP II Unigeo a.s. Zlaté Hory. – 10 str. P92064.
- GALGÁNEK J. a TIŠNOVSKÁ V. (1999): Pomezí, změna PHO, Unigeo a.s., Ostrava – Hrabová. – Geofond P96372.
- GRUND A. (1903): Die karsthydrographie. – Pencks geographische Abhandlung, 7, 3,103-200.
- HÁLEK V. a STAROBOVÁ M. (1986): Hydraulické posouzení skupinové provozní čerpací zkoušky v jímacím území u Litovle. – MS Geotest Brno. P53 891.
- HANZLÍKOVÁ E. a BOSÁK P. (1977): Microfossils and microfacies of the Jurassic relict near Olomoučany (Blansko district). – Věst. Ústř. Úst. geol., 52, 73-79. Praha.
- HARRINGTON G. A., WALKER G. R., LOVE A. J. a NARAYAN K. A. (1999): A compartmental mixing-cell approach for the quantitative assessment of groundwater dynamics in the Otway Basin, South Australia. – J. Hydrol 214, 49-63.
- HARMON R. S. (1979): An isotopic study of groundwater seepage in the Central Kentucky karst. – Water Resources Research 15 (2), 476-480.
- HAŠLAR O. (1973): Závěrečná zpráva Kutnohorsko II. – Geoindustria n.p. Praha 64str. P25676.
- HAVLÍČEK D. a PROCHÁZKA J. (1978): Nová jeskyně na Šumavě. – Československý kras 29, 124-126. Academia. Praha.
- HAVLÍČEK V. (1963): Tektogenetické porušení barrandienského paleozoika. – Sbor. geol. Věd, Geol., 1, 77-102. Praha.
- HAVLÍČEK V., BRUNNEROVÁ Z., CHLUPÁČ I., KOVANDA J., KRÁLÍK F., KRÍŽ J., MAŠEK J., ODEHNAL L., ŠALANSKÝ K., ŠTYCH J. (1986): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25000 12-414 Černošice. – Ústřední ústav geologický. Praha.

- HEATON T.H.E a VOGEL J.C. (1981): Dissolved gasses: „Excess air“ in groundwater. – J. Hydrol, 50, 201-216.
- HIMMEL J. (1990): Hydrografie systému Ochozské jeskyně. – Československý kras 41, 71-82. Academia. Praha.
- HIMMEL J. (1993a): Jak vám kape Krasovka?. – Speleo 10, 23-26. Praha.
- HIMMEL J. (1993b): Roční režim koroze vápenců vlivem infiltrujících srážek v zóně vertikální krasové cirkulace v Moravském krasu. – Speleofórum 93, 67-72. Brno.
- HIMMEL J. (1993c): Výzkum změn chemizmu skapové vody v závislosti na intenzitě skapu a vliv půdního profilu. – Speleofórum 93, 67-72. Brno.
- HIMMEL J. (2000): Geologický průzkum odtoků podzemních vod v severní části dobývacího prostoru Mokrý a jeho okolí. – MS, českomoravský cement, 1-120. Brno.
- HIMMEL J. (2004): 17 let výzkumů hydrologie skapů v Ochozské jeskyni. – 3. národní speleologický kongres 8-9.10.2004. Moravský kras. Sloup 7-13.
- HLADIL J. (1983): The biofacies section of Devonian Limestones in the central part of the Moravia karst. – Sbor. geol. Věd, Geol., 38, 71-94. Praha.
- HLADIL J., MELICHAR R., OTAVA J. GALLE A., KRS M., MAN O., PRUNER R., ČEJCHAN P. a OREL P. (1999): The Devonian in the easternmost Variscides: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. Abh. Geol. Bundesants., 56, 27-47. Wien.
- HOLLUTA J. (1929): Über radioaktive Quellen in der Sudeten. – Wiss und Wirtschaft 6, 1-100. Brno.
- HOMOLA V. (1947): Krasové zjevy v Barrandienu. – MS, rigoróz. práce. PřFUK. Praha.
- HOMOLA V. (1989): Revizní posudek o výši využitelných zásob podzemních vod v jímacím území Litovel-Čerlinka VŠB Ostrava. – MS Geofond, FZ 6243
- HOMOLA V. a SCHÜLER C. M. (1948): Výzkumy v Chýnovské jeskyni u Tábora v letech 1943-48. – Československý kras 2, 52-59. Praha.
- HORA Z. a PAZLAR J. (1961): Hejná Hydčice Karbonátové horniny. – Geologický průzkum n.p. Praha, 99str. FZ 4200.
- HRBÁČ V. (1965a): Hydrogeologický průzkum Milkov. – Vodní zdroje Praha, 8 str., MS Geofond P53 811
- HRBÁČ V. (1965b): Hydrogeologický posudek JZD Klužínek. – Vodní zdroje Praha, 8 str., MS Geofond, P53 810
- HRBÁČ V. (1980): Závěrečná zpráva HG průzkumu vodního zdroje pro farmu Ochoz. – 15 str., MS Geofond P34 880
- HROMAS J. (1968): Nové objevy v Koněpruských jeskyních v Českém krasu. – Čs. kras, 20, 51-62. Praha.
- HROMAS J. a BÍLKOVÁ D. (1998): Jeskyně a krasová území České Republiky mapa 1:500 000. – AOPK a Kartografie Praha.
- HRUŠKA J. (1959): Zpráva o jímacích pracech a čerpacím pokuse na studni JZD Miskovice. – Státní ústav pro projektování zemědělké a lesnické výstavby. Praha, str. 4, V37127.
- HRZINA P. (1993): Hejná-Hydčice Závěrečná zpráva úkolu GMS a.s. Praha. str. 86. P79143.
- HSIEH J. C. C., CHADWICK O. A., KELLY E. F. a SAVIN S. M. (1998): Oxygen isotopic composition of soil water: quantifying evaporation and transpiration. – Geoderma 82, 269-293.

- HUŠPAUER M. (2000): Miskovice dům pečovatelské služby. – Geoservis Kutná Hora, str. 12. P101412.
- HUŠPAUER M. a MIKUŠ M. (1996): Miskovice bytová malometrážní výstavba. – Geoservis Kutná Hora, str. 12, P101386.
- HYNIE O. (1969): Hydrogeologie ČSSR I Prosté vody. – 562 str. ČSAV. Praha.
- HYPŘ D. (1980): Jeskyní úrovně v severní a střední části Moravského Krasu. – Sbor. Okres. muz. v Blansku, 12, 65-79.
- CHALUPA J. (1984): Hydrogeologické poměry v Českém krasu východně od Berouna. – MS, Diplomová práce, Přírodovědecká fak. UK Praha.
- CHLUPÁČ I. (1959): Stratigrafický výzkum moravského devonu v severní části Dražanské vysočiny. Věstník ÚÚG, 35. Praha
- CHLUPÁČ I., HAVLÍČEK V., KŘÍŽ J., KUKAL Z. a ŠTORCH P. (1992): Paleozoikum Barrandienu (kambrium - devon) . – Vyd. Čes. geol. Úst., 1-296. Praha.
- CHLUPÁČ I. a SVOBODA J. (1963): Geologické poměry Konicko-Mladečského devonu na Dražanské vrchovině. Sborník ÚÚG, 27, odd. geol., 347-386.
- CHYBA P. (1972): Závěrečná zpráva o hydrogeologickém průzkumu Jenišovice. – Vodní zdroje n.p. Praha, V67962.
- IAEA/WMO (2006): Global Network of Isotopes in Precipitation. – The GNIP Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org> .
- JAHN A. (1970): Jaskinia Niedzwiedzia w Kletnie. Tom I. – Acta Univ Wratislavis, 127. Wroclaw.
- JAHN A., KOZŁOWSKI S. a WISZIOWSKIA T. (1989): Jaskinia Niedzwiedzia w Kletnie. – Polska Akademia Nauk. Wroclaw, 366 str.
- JANSA J. (1988): Dolní Morava. – Vodní zdroje s.p. Závod Bylany 9 str. P69138.
- JEANIN P. Y. A SAUTER M. (1998): Modelling in karst systems. – Bulletin d'Hydrogéologie, N16. Université de Neuchatel. 241p.
- JENČEK V. a ŽEŽULKOVÁ V. (1966): Geologická mapa zakrytá 1:25000. – M-33-90-D-a, Ratibořské hory, ČGÚ. Praha.
- JÍLEK V. (1971): Vodní dílo Vrchlice - průzkum propustnosti hornin v levém břehu nádrže na Vrchlici u Kutné Hory. – Stavební geologie Praha, str. 20. V65530.
- JIRKOVSKÝ R. (1951): Zpráva o chemickém výzkumu a měření radioaktivity horských pramenů oblasti Lázní Jeseníku. – Přír. sborník Ostrav. kraje. Opava 12, 3-20.
- JONES F. a MAROROWICZ J. (1987): Some aspects of the termal regime and hydrodynamics of western canadian sedimentary basin. – Geological society special publication, 34 - Fluid flow in sedimentary basins and aquifers. Edited by J. Coffand and J. Williams, 79-85 London.
- KADLEC J. HERCMAN H., BENEŠ V., ŠROUBEK P., DIEHL J. F. a GRANGER D. (2001): CENOZOIC HISTORY OF THE MORAVIAN KARST (NOTHERN SEGMENT): Cave sediments and karst morphology. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol., LXXXVI, 111-160. Brno.
- KADLEC J., SCHNABL P., PRUNER P., LIŠÁ L., ŽÁK K. a HLAVÁČ J. (2003): Paleomagnetické datování sedimentů v jeskyních Českého krasu. – Český kras 29, 21-25.
- KADLECOVÁ R. A BARNET I. (1999): Objemová aktivita radonu ve známých pramenech Českého krasu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1998, 119-121.
- KADLECOVÁ R. a ŽÁK K. (1998): KRASOVÉ PRAMENY ČESKÉHO KRASU. – ČES. KRAS (BEROUN), 24, 17-34.

- KADULA J. (1977): Zpráva o provedení HG průzkumu na lokalitě Olešnice. ZKH Olomouc. MS Geofond, P27 636.
- KALENDA P., KUČERA J. a MRAVEC P. (2005): Vývoj jeskynních systémů v severní části Moravského krasu s přihlédnutím k novým poznatkům z Holštejnské jeskyně. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol., XC, 191-216. Brno.
- KAMBERSKÝ a ŽITNÝ (1961): Zpráva o hydrogeologickém průzkumu mezi Frýdštějnem a Turnovem. – Praha. Geofond, P13051.
- KATZ B. G., CATCHES J. S., BULLEN T. D. a MICHEL R. L. (1998): Changes in the isotopic and chemical composition of groundwater resulting from recharge pulse from a sinking stream. – J. hydrol. 211, 178-207.
- KATZ B. G., CHELETTE A. R. a PRATT T. R. (2004): Use of chemical and isotopic tracers to assess nitrate contamination and ground-water age, Woodville karst Plain, USA. – J. hydrol. 289, 36-61.
- KATZER E. (1909): Karst und Karsthydrogeologie. – Zur Kunde der Balkan Halbinsel, 8. Sarajevo.
- KÄSS W., BEHRENS H., HIMMELSBACH TH., HÖTZL H., HUNKELER D., LEIBUNDGUT C. H., MOSER H., ROSSI P., SCHULTZ H. D., STOBER I., WERNER A., 1998. Tracer technique in geohydrology. Balkema, Rotterdam, 581 str.
- KENDALL C. a MC DONELL J. J. (1998): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier. 803p.
- KILPATRICK F. A. a COBB E.D. (1985): Measurement of discharge using tracers. USGS papers. 52p.
- KLIMCHOUK A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. a DREYBRODT, W. (2000): Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers. – NSS, 1-521. Huntsville. USA.
- KLEČEK M. (1970): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 7-3. MS Geofond Praha.
- KLEČEK M. a PAŘÍZKOVÁ M. (1970): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 6-3 MS-Geofond Praha.
- KLEIN V. (1958): Použití výsledků analýz těžkých minerálů pro stratigrafii a paleogeografii cenomanu na Kouřimsku. – Sborník ÚÚG, odd. geol. 24 (1), 419-428. Praha.
- KLEIN V. (1960): Litologie a stratigrafie cenomanských organodetritických vápenců v západním okolí Kutné Hory. – Sborník ÚÚG, odd. geol. 27, 385-408. Praha.
- KLEIN V. a ZELENKA P. (1991): The Cretaceous sediments filling vertical corrosion cavities in limestones of the Barrandian area. – Věst. Ústř. Úst. geol., 66 (1), 51-59. Praha.
- KLIMENT F. (1981): Vodní zdroj pro lední školu ve Hvozdečku. – Stavba Olomouc v.d. Olomouc, 10 str. MS Geofond P36 796.
- KLIMENT F. (1983): Vodní zdroj. – Stavba Olomouc v.d., Olomouc, str 26. P40538.
- KLIMCHOUK A. B., FORD D. C., PALMER A. N. a DREYBRODT W. (2000): Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers. – NSS, 1-521. Huntsville. USA.
- KNĚŽEK V. (1961): Zpráva o provedení HG průzkumu pro získání vodního zdroje v oblasti Konice. MS Geofond P12 775. 7str.
- KNĚŽEK V. (1962): Hydrogeologický průzkum prameniště v Litovli. Vodní zdroje. – Praha.
- KNÍŽEK M. (2006): Charakter proudění vody a krasových kanálů na základě kvantitativních stopovacích zkoušek. – Diplomová práce, MU Brno. 87 str.

- KOČANDRLE J. (1983): Vysvětlivky ke geol. mapám 1:25 000, list 14-231 Horní Morava a 14-232 Staré Město. – ÚÚG. Praha.
- KODYM O., BALATKA B., ČECH V., HAVLÍČEK V., HOLUB V., HORNÝ R., CHLUPÁČ I., KLEIN V., KOUTEK J., LABOUTKA M., MALECHA A., MALKOVSKÝ M., ODEHNAL L., POLÁK A., RÖHLICH P., SLÁDEK J., STEINOCHER V., SUK M. A SVOBODA J. (1964): Geologická mapa ČSSR 1:200 000. Tábor. – ÚÚG. Praha.
- KOMAŠKO A. (1986): Opál a jeskyně Českého krasu. – Čes. kras (Beroun), 12, 23-46.
- KONEČNÁ J. (1993): Předběžné zhodnocení hydrochemického průzumu v krasu Králického Sněžníku. – Kras Sudet 42-46. ČSS. Praha.
- KOVANDA J., BALATKA B., BERNARD J.H., BRUNNEROVÁ Z, BŘEZINOVÁ D., BUKOVANSKÁ M, CÍLEK V., FRIDRICHOVÁ M., HAVLÍČEK V., HOLUB V., HRDLIČKA L., CHLUPÁČ I., KADLECOVÁ R., KACHLÍK V., KAPRASOVÁ E., KLEČEK M., KRÁL J., KŘÍŽ J., LOCHMANN Z., LYSENKO V., MAŠEK J., ŠALANSKÝ K., TOMÁŠEK M. a ZELENKA P. (2001): Neživá příroda Prahy a jejího okolí. – 216str.
- KRÁL V. (1957): Krasové zjevy ve východosudetské oblasti. – Čs. kras. 10,2. Praha.
- KRÁL V. (1957): O některých pseudokrasových zjevech na Jesenicku. – Přírodovědecký sborník ostravského kraje 18, 271-280. Opava.
- KRÁSNÝ J. (1995): Posouzení vlivu uvažovaného rozšíření lomu Mořina-Východ na hydrogeologické poměry okolo. – MS PŘFUK Praha.
- KRÁSNÝ J. (1996): Odborný posudek zprávy „Optimalizace ochranných pásem vodního zdroje Litovel-Čerlinka“. – MS.11. str. Praha.
- KRÁSNÝ J., Kněžek M., Šubová A., Daňková H., Matuška M., Hanzel V. (1982): Mapa odtoku podzemní vody ČSSR. – Český hydrometeorologický ústav, Praha 52str.
- KRÁSNÝ, J. (1999): Hard-rock hydrogeology in the Czech Republic. – Hydrogéologie, 2, 25-38. Éditions BRGM. Orléans
- KRAUZOVÁ D. (1965): Přítoky vrtaná studna IGHP. – Praha, 1, str. V69527.
- KRAWCZYK W. (1993): Własności fizykochemiczne wod doliny Klesnicy i Moravy. – Kras Sudet, 46-55. ČSS. Praha.
- KREJČA F., Vandělík J. a Dvořák M. (2001): Chýnovská jeskyně. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. AG Studio. Brno.
- KREJČA F., VANDĚLÍK J., BOHUSLAV V., HÁJEK L., ŠINDELÁŘ J. ŠTĚRBOVÁ H., KODADA K., KRÁLOVÁ J. a DVOŘÁK M. (2003): Kaskády 2003 –vyčerpání a dokumentace trvale zatopených prostor Chýnovské jeskyně. – MS Archov Chýnovské jeskyně AOPK Chýnov.
- KRUTSKÝ N. (1974): Orlické hory –Mramory. Závěrečná zpráva. – Geoindustria Praha, 137 str. MS, Geofond. Praha P24736.
- KŘÍŽ H. (1976): Hydrologické a klimatologické hodnocení podzemních vod ČSR. – Studie ČSAV, 107str. Praha.
- KŘÍŽ J. (1991): The silurian of the Prague basin (Bohemia). Tectonic eustatic and volcanic control on facies and faunal development. – Spec. Pap. In Paleontology (The Murchinson Symposium), 44, 179-203. London.
- KUČERA B. (1985): Jeskyně skupiny 23 v Českém krasu. – Čs. kras, 36, 29-60.
- KUČERA B, HROMAS J. a SKŘIVÁNEK F. (1981): Jeskyně a propasti v Československu. – Academia 251str.

- KUKAČKA J. (2005): Studium proudění a zranitelnosti podzemních vod v karbonátech severní části skupiny Branné. – Diplomová práce. PŘFUK. Praha 49 str.
- KUKAČKA J., BRUTHANS J. ZEMAN O. a ALTOVÁ V. (2005): Studium proudění a zranitelnosti podzemních vod v karbonátech skupiny Branné: vodohospodářsky významná oblast na Jesenicku. – Zprávy o výzkumech. ČGS Praha.
- KUKLA J. (1950): Vyvěračka v České křídě. – Český kras 3, 293-294. Praha.
- KUKLA J a BATÍK P. (1960): Krasové jeskyně na Šumavě. Československý kras 12, 37-45. Academia. Praha.
- KUKLA J. a LOŽEK V. (1993): Průzkum říčních teras v okolí Tetína a otázka prvního říčního paradoxonu. – Knih. Čes. speleol. spol., 21 (Krasové sedimenty), 30-40. Praha.
- KUKLA a SKŘIVÁNEK (1955): Limonitická výplň jeskyně u Strašína na Sušicku. – Věstník ÚÚG 30, 113-126.
- KULLMAN, E. (1990): Krasovo-puklinové vody. – Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUNSKÝ J. (1940): Největší česká jeskyně. – Naší přírodou 4, 667-670 Praha.
- KURZ V. (1877): Geologický nástin okolí Kutnohorského. – 3-18. První veřejná zpráva (Programm) c. k. učitelského ústavu v Hoře Kutné uveřejněná ředitelstvím téhož ústavu 1877. v Hoře Kutné. Nákladem vlastním, 1-64.
- KVĚTOŇ P. (1951): Stratigrafie krystalinických serií v okolí severomoravských grafitových ložisek. – Sborník UUG, 18. Praha.
- LEANNEY F. W. a HERCZEG A. L. (1995): Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localized recharge, South Australia. – J. Hydrol. 164, 363-387.
- LEOVÁ L. (1987a): Zpráva o HG průzkumu Javoříčko. – Stavba Olomouc v.d., 26, str., MS Geofond, P56 275.
- LEOVÁ L. (1987b): Zpráva o HG průzkumu Vojtěchov. – Stavba Olomouc, v.d., 27 str, MS Geofond P54 331.
- LIPSKÝ Z. (1990): Miskovické pseudozávrty. – Bohemia centralis 19, 7-21.
- LOUČKOVÁ-MICHOVSKÁ J. (1963): Jeskyně Javoříčko. – Československý kras 14, 43-93. Academia Praha.
- LOUČKOVÁ-MICHOVSKÁ J. (1964): Povrchové krasové jevy a drobné jeskyně v okolí Javoříčka. – Československý kras 15, 69-87. Academia Praha.
- LYSENKO V. (1980): Perspektivy speleologického výzkumu v Českém krasu. – Čes. kras (Beroun), 5, 37-39.
- LYSENKO V. a SLAČÍK J. (1977): Sukcese a chemismus minerálních výplní Českého krasu. – Čes. kras (Beroun), 2, 7-20.
- LYSENKO V. a SLAČÍK J. (1978): Výskyt opálu v Českém krasu. – Čes. kras (Beroun), 3, 23-37.
- MACÁK P. (1956): Hydrogeologické poměry na Drábovně u Malé Skály. – 1-38. Diplomová práce PŘFUK. Praha.
- MACDONALD A. M., DARLING W. G., BALL D. F. a OSTER H. (2003): Identifying trends in groundwater quality using residence time indicators: an example from Permian aquifer of Dumfries, Scotland. – Hydrogeology Journal 11, 504-517.
- MACEŠKA D. (1988): Závěrečná zpráva HG průzkumu Hvozd II. – Vodní zdroje n.p. Praha, 24 str., MS Geofond, P54 967.

- MADĚRA E. (1971): Dosavadní stav výzkumu krasových jevů v masivu Králického Sněžníku. – Krasový sborník 4, 31-40. Praha.
- MADĚRA E. (1979): Krasové jevy masivu Králického Sněžníku. – Práce a studie-příroda 11,29-52. Pardubice.
- MADĚRA E. (1984): Výsledky hydrologických a klimatologických pozorování v krasu Králického Sněžníku. – Čs. kras 35, 37-46. Praha.
- MADĚRA E. (1985): Evidence a registrace krasových jevů jižní části skupiny Branné. – 100str. Archiv ČSS. Praha.
- MADĚRA E. (1986): Výzkum krasu Králického Sněžníku v letech 1981 až 1983. – Čs. kras 37, 33-43. Praha.
- MADĚRA E. a CIĘŻKOWSKI W. (1985). Nové poznatky o cirkulaci krasových vod v masivu Králického Sněžníku. – Geologický průzkum 4, 116-117. Praha.
- MAISS M., STEELE L. P., FRANCEY R. J., FRASER P. J., LANGENFELDS R. L., TRIVETT N. B. A. a LEVIN I. (1996): Sulfur hexafluoride- a powerful new atmospheric tracer. – Atmos. Environ. 30, 1621-1629.
- MAJZLÍK L. (1985): Hydrogeologický průzkum Mladeč. Závěrečná zpráva. – Vodní zdroje n.p. Praha, 14 str., MS Geofond, P50174.
- MANUAL OF BAROMETRY(1963): WBAN, Vol.1 US Department of Commerce, Weather Bureau, Washington DC, 850 pp.
- MALOSZEWSKI P. (1996): LP models for the interpretation of environmental tracer data. In: Manual On Mathematical Models in Isotope Hydrology, IAEA-TECDOC 910. Viena. Austria 9-58.
- MALOSZEWSKI P., RAUERT W., TRIMBORN P., HERRMANN A. a RAU R. (1992): Isotope hydrological study of mean transit time in an alpine basin (Wimbachtal, Germany). – J. Hydrol. 140, 343-360.
- MALOSZEWSKI P., STICHLER W., ZUBER A. a RANK D. (2002): Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneesalpe, Austria, by modelling of environmental <sup>18</sup>O and <sup>3</sup>H isotopes. – Journal of Hydrology, 256 (2002), 48-59.
- MALOSZEWSKI P. a ZUBER A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data, in: Manual on mathematical models in isotope hydrology. IAEA-TECDOC-910, 9-59. – International Atomic Energy Agency. Wien.
- MARTINEC J. (1975): Subsurface flow from snowmelt traced by tritium. Water Resou. Res. 11, 496-498.
- MASSMAN J. a FARRIER D. F. (1992): Effects of atmospheric pressures on gas transport in the vadose zone. Water Resources Research 29, 4,1025-1035.
- MELICHAR R. (2004): Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. – Krystalinikum, 30: 167-187. Brno.
- MELICHAR R. a HLADIL J. (2006): Úvaha nad poznámkami P. Röhliča k příkrovovému pojetí stavby pražského synklinoria. – Zprav. Čes. Geol. Spol., 2 (leden 2006), 18-20. Praha
- MÍČKO J (1991): Vliv těžby v lomu Radvanka na okolní zdroje pitné vody. Diplomová práce, 83 str. PŘFUK. Praha.
- MIDGLEY, P. M. AND FISHER, D.A. (1993): Production and release to the atmosphere of chlorodifluoromethane (HCFC-22) . – Atmos. Environ 27, 2215-2223.
- MICHEK, R. (1992): Hydrogeologické poměry areálu SPR Radotínské údolí a okolí. – 49. PŘFUK. Praha.

- MICHNA J. (1989): Litovel IV fáze. Závěrečná zpráva o HG průzkumu vodního zdroje pro veřejný vodovod Olomouc. – 81 str, Geotest s.p. Brno. P54799.
- MICHNOVSKÁ J. (1957): Typizace Československého krasu. – Československý kras, 10, 60-68. Academia. Praha.
- MÍSAŘ Z., DUDEK A., HAVLENA V. a WEISS J. (1983): Geologie ČSSR I – Český masiv. – SNP. Praha. 333str.
- MOHRING E. a ALEXANDER E. (1986): Quantitative tracing of karst groundwater flow. Southern Minnesota, North Central USA.. In: A. Morfis and P. Paraskevopoulou (ed.) Symp. on underground water tracing, Athens, 1986. Inst. of Geology and Min. Expl., Graz, Austria, str. 135–148.
- MOKRÝ T. a SIROTEK J. (2001): Podzemní tok Punkvy v Amatérské jeskyni. – Speleofórum 01, 15-17. Praha.
- MORAVEC M. (1986): Nové pohledy k problematice krasového území v povodí Kovářovského potoka v Rachavách. – Speleofórum 1986, 50-51. Brno 1986.
- MORAVEC J. a ZEMAN P. (1999): Zpráva o průzkumu Miskovické propasti. – Speleo 41-42. Praha.
- MOTYČKA Z., POLÁK P., SIROTEK J. a VÍT J. (2000): Amatérská jeskyně. – 232str. Brno.
- MUSIL R., DEMEN J., DVOŘÁK J., GAISLER J., GRODICH V., HAVEL H., HYPR D., LOŽEK V., PŘIBYL J., QUITT E., RAUŠER J., SLEZÁK L., SOUCHOPOVÁ V., ŠTELCL O., ŠTEFKA L., VALOCH K., VANĚČKOVÁ L., VAŠÁTKO J., VLČEK V., VODIČKA J., ZIMA J. (1993): Moravský kras – Labyrinty poznání. – 336 str. Adamov.
- NEDVĚD I. (1983): Ložisko krystalického vápence ve Velké Moravě pod Králickým Sněžníkem. – Diplomová práce. PŘFUK. Praha.
- NEKUT F. (1906): Velké krápníky v Pacově hoře u Chýnova. – Vesmír 35, 238-239. Praha.
- NILSON, R.H., PETERSON, E.W., LIE, K.H., BURKHARD, N.R. a HEARST, J.R. (1991): Atmospheric pumping: A mechanism causing vertical transport of contaminated gases through fractured permeable media. Jour. Geophys. Res. 96, 21, 933-948.
- NOVÁK F. (1961): Zpráva o zjištění pohybu podzemních vod v oblasti severní části Dražanské vysočiny a Hornomoravského úvalu. – MS Ředitelství vodohospodářského rozvoje Brno.
- NOVÁK M. (2001): Bartošova pec, jedna z nejdelších jeskyní v české křídě. – Speleofórum 2001, 38-39. Praha.
- OCMIP (2000): Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project, IGBP. Global analysis, interpretation and modeling task force, <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP>.
- ORLOV A. a VESELÝ V. (1931): Metamorfované horniny z chýnovských vápencových lomů. – Věstník Stát. geol. ústavu 7, 192:202. Praha.
- OSTER H., SONNTAG C. a MÜNNICH K. O. (1996): Groundwater are dating with chlorofluorocarbons. – Water Resour. Res. 32 (10), 2989-3001.
- OTAVA J. (1997): Geologie paleozoika CHKO Litovelské Pomoraví, střední Morava. – Čas. Mor. Muz., Sci. Geol., 82 (1997), str. 93-103.
- OTAVA J. a KAHLE V. (2003): Svážná studna v Moravském krasu - geneze a hydrografická situace. – Speleofórum, 2003, 5-7. Praha.
- OUHRABKA V. (1992): Hydrogeologie krystalických vápenců v horním povodí Moravy pod Králickým Sněžníkem. – Diplomová práce. PŘFUK. Praha. 81str.



- OVČAROV, K. (1973): Vyhodnocení vápenických a cementářských surovin v západní části Barrandienu. 511 1349 107. – MS, Geindustria, Geofond1-114. Praha.
- OZYURT N. N. a BAYARI C. S. (2003): LUMPED: a Visual Basic code of lumped-parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems. – *Computer and Geosciences* 29, 79-90.
- OZYURT N. N. a BAYARI C. S. (2005): LUMPED Unsteady: a Visual Basic® code of unsteady-state lumped-parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems, *Computers & Geosciences* v. 31, no. 3, pp. 329-341.
- PALMER A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. – *Geological Society of America*.
- PALMER A.N. (2002): Hydrogeologic Control of Cave Patterns IN KLIMCHOUK A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. a DREYBRODT, W. (2000): *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. – NSS, 77-90. Huntsville. USA.
- PANOŠ V. (1957): Ponorný Kovářovský potok. – *Čs kras* 8-9. Praha.
- PANOŠ V. (1961a): Krasová hydrografie malých vápencovch oblastí na severní Moravě a ve Slezku. – *Československý kras* 13, 67-87. Akademia. Praha.
- PANOŠ V. (1961b): Podzemní krasové vody ve vápencích jesensko-mladečského krasu. – *Geologický průzkum* 6/1961, 178-180.
- PANOŠ V. (1962): Výsledky koloračních experimentů a pozorování krasových vod v Severomoravském kraji. – *Sborník vlastivědného muzea v Olomouci: oddíl A přírodní vědy* 5, 13-59. Krajské nakladatelství v Ostravě.
- PANOŠ V. (1963): K otázce sečných povrchů v Moravském krasu. – *Čs. Kras*, 14, 29-41. Praha.
- PANOŠ V. (1965): Problém krasovění nekarbonátových hornin. – *Časopis prominerologie a geologii* 10 (1), 105-109.
- PANOŠ (1979): Zpráva o výzkumu jeskyní „Ve štole“ na Třesíně. – *Československý kras* 30, 120-123. Praha.
- PANOŠ V. (1981): Klasifikace a hodnocení oblastí Severomoravského krasu: Jeskyně na Pomezí. – *Katedra geografie a didaktiky geografie přírodovědecké fakulty University Palackého v Olomouci*. str.13 MS.
- PANOŠ V. (1990): Třesínská krasová zvodeň při východním okraji českého masívu a problémy jejího racionálního využití a ochrany. – *Československý kras* 41, 55-70. ČSAV. Praha.
- PANOŠ V. (2001): *Karsologická a speleologická terminologie*. – 352. Academia. Praha.
- PAX F. a MASCHKE K. (1935): Die Tierwelt der Quellen. – In *Beitrage zur Biologie des Glatzer Schneebergers*, 136-156. Breslau.
- PAZLAR K (1961): Průzkum cihlářských surovin Boubín Geologický průzkum n.p. Praha 9 str.
- PELIKÁN V. (1988): *Hydrogeologická měření*. – 216. SNTL Praha.
- PERRIN J., JEANNIN P. Y. a ZWAHLEN F. (2003): Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. – *Journal of Hydrology* 279, 106-124.
- PETR T. (1996): *Hydrogeologické hodnocení krystalických vápenců v oblasti Sušicka a Strakonicka*. – Diplomová práce. PŘFUK. Praha 135 str.

- PETRBOK J. (1950): Chronologické paradoxon terasových sedimentů v Českém krasu. – Československý Kras, 3, 176-177. Brno.
- PETRBOK J. (1956): Český kras ve výzkumu do roku 1950. – Antropozoikum, 15, 9-46.c
- PETRŮ P. (1977): Podrobný IG průzkum pro farmu dojníc Agroprojekt Liberec. – 7. V77184.
- PETRŮ P. (1978): Závěrečné vyhodnocení vodního zdroje J2 na lokalitě Jenišovice. – Agroprojekt Liberec. Geofond V78963.
- PETRŮ P. (1981): Předběžný IG průzkum pro mechanizační středisko Roudný. – Agroprojekt Liberec, str 5, P38122.
- PIŠKULA M. (1994): Speleopotápěčský průzkum Šolímovy mísy v Amatérské jeskyni. – Speleofórum 94, 16-17. Brno.
- PIŠKULA M. (2001): Revize stavu chodeb mezi Dolním jezírkiem a čtyřicítkou v Punkevních jeskyních. – Speleofórum 01, 12-13. Praha.
- PÍŠE J., VLČEK, V. a VODIČKA, J. (1967): Některé výsledky hydrologických výzkumů v Moravském krasu. – Československý kras 19, 41-58. ČSAV. Praha.
- PLAGNES V. a BAKALOWICZ M. (2001): May it propose interpretation of karst spring chemographs? . – 7th conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, 293-298. Mudry and Zwahlen. Besancon. France.
- PLEŠINGER I. (1970): Vyhodnocení sondážních prací a čerpací zkoušky pro bytové jednotky v Miskovicích. – 8. V65281.
- PLCH (1981): Závěrečná zpráva úkolu Kladrubská hora. – 32str. MS-Geoindustria národní podnik Praha. Brno. P33324.
- PLUMMER L. N., MCCONNELL J. B., BUSENBERG E., DRENKARD S., SCHLOSSER P. a MICHEL R. L. (1998a): Flow of river water into a karstic limestone aquifer 1: Tracing of the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia. – Applied Geochemistry 13, 995-1015.
- PLUMMER L. N., BUSENBERG E., DRENKARD S., SCHLOSSER P., EKWURZEL B., WEPPERNIG R., MCCONNELL J. B. a MICHEL R. L. (1998b): Flow of river water into karstic limestone aquifer – 2. Dating the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia. –Applied Geochemistry 13, 1017-1043.
- POSPÍŠIL Z. (1992): Čerlinka - ochrana vodního zdroje. Závěrečná zpráva úkolu B.3.4./04 Ochrana vodního zdroje Čerlinka pro Olomoucko. - I. fáze. Dořešení vlivu vápence. – Geotest a.s. Brno.MS Geofond P78 359.
- POSPÍŠIL Z. (1995): Jímací území Čerlinka u Litovle. Optimalizace ochranných pásem vodního zdroje Litovel - Čerlinka v okrese Olomouc. – - MS Ekohydro-Pospíšil. Brno.
- PROCHÁZKA J. (1934): Přítoky. – Artézia. Praha. 2 str. V59097.
- PROCHÁZKA L. (1984) Závěrečná zpráva o HG průzkumu pro regionální preventivní ochranu přírodních vod. Geotest Brno s.p. Geofond P33 856.
- PRZEWLOCKI K. a YURTSEVER Y. (1974): Some conceptual mathematical models and digital simulation approach in the use of tracers in hydrological systems.In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Vol. II IAEA, Vienna, 425-450.
- PŘIBYL J. (1971): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 7-4. MS Geofond Praha.
- PŘIBYL J. a RAJMAN P. (1980): Punkva a její jeskynní systém v Amatérské jeskyni. – Studia geographica, ČGÚ ČSAV. Brno.

- PŘICHYSTAL A. (1996): Moravskoslezské bradlové pásmo. – Geol. Výzk. Mor. Slez. V roce 1995, str. 113-118. Brno.
- PUČÁLKA R., PANOŠ, V., BUČEK, A., ČÍŽEK, O., HOLZER, M. a VAŠÁTKO, J. (2001): in JIRKA Z., BOHÁČ S., PUČÁLKA R., SLÁDEK P., SVOZIL V., ŠTELCL J., WEIGL E., ZIMÁK J., BUČEK A., ČÍŽEK O., FAIMON, J., HEŘMANOVÁ Z. a HOLZER M.. Speleoterapie, principy a zkušenosti. – 282str. Olomouc.
- QUINLAN J. A EWERS R. (1986): Principles of groundwater monitoring for pollutants in karst terranes. In: A. Morfis and P.Paraskevopoulou (ed.) Symp. on underground water tracing, Athens, 1986. Inst. of Geology and Min. Expl., Graz, Austria, str. 229-230.
- REICHERT B., HÖTZL H., STICHLER W. a TRIMBORN P. (1997): Hydrodynamic behaviour of Karst Aquifer (Trnovski gozd Plateau, Slovenia). – Proceedings of the 12th International Congress of Speleology 2, 303-306. La Chaux-de-Fonds.
- REILLY T. E., PLIMMER L. N., PHILLIPS P. J. a BUSENBERG E. (1994): Estimation and corroboration of shallow groundwater flow paths and travel times by environmental tracers and hydraulic analyses-A case study near Locust Grove, Maryland. – Water Resources Research 30, 421-433.
- RHODE A. (1981): Spring flood meltwater or groundwater?. – Nordic Hydrology 12, 21-30.
- RÖHLICH P. a CHLUPÁČ I. (1951): Zbytky mořského cenomanu u Svatého Jana pod Skalou. – Čas. Nár. muz. odd. Přírodověd., 1949-1950, 118-119. Praha.
- RYBAŘÍK (1967): Závěrečná zpráva úkolu Pacova hora. – 61str, MS-Geologický průzkum. Praha, P19993.
- RYBAŘÍK (1971): Závěrečná zpráva úkolu Pacova hora. – 50 str. MS-Geoindustria národní podnik Praha, závod Jihlava, P22715.
- ŘEZNÍČEK V. (1987): Závěrečná zpráva o účelovém HG průzkumu Ramzová-rekreační středisko JmŘS. – Geotest Brno. Str12. P55225.
- ŘEZNÍČEK V. (1990a): Ramzovské nasunutí-krystalinikum Regionální HG průzkum I fáze, pitná voda. – Geotest Brno, str. 185. P68595.
- ŘEZNÍČEK V. (1990b): Závěrečná zpráva o HG průzkumu pro resortní rekreační středisko ČSD Ostružná. – Geotest Brno s.p. Brno, 27 str, P59788.
- ŘEZNÍČEK V. (1990c): Závěrečná zpráva o HG průzkumu pro rehabilitační středisko Ramzová. – Geotest Brno, str 28, Brno P64156.
- SCHLOSSER P., STUTE M., DORR H., SONNTAG C. a MUNNICH K. O. (1988): Tritium/<sup>3</sup>He dating of shallow groundwater. – Earth and Planetary Science Letters, 89, 353-362.
- SCHLOSSER P., STUTE M., SONNTAG C. a MUNNICH K. O. (1989): Tritogenic <sup>3</sup>He in shallow groundwater. – Earth and Planetary Science Letters 94, 245-256.
- SCHMIDT K. (1961): Kutnohorsko vápence. – Geologický průzkum n.p. Praha. 31. P12874.
- SCHULMANN K. A ULRICH S (1996): Problém série Branné – polyfázový a inverzní reologický vývoj. – Exkurzní průvodce skupiny tektonických studií do série Branné a do staroměstského pásma, 6-11.
- SCHÜTZNEROVÁ-HAVELKOVÁ V. (1958): Výskyt miocénních sedimentů u Lažánek v Moravském krasu. – Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 208-211. Praha.
- SCHWARTZ R. a LOCHMANN Z. (1966): Krasové jevy v cenomanských vápencích mezi miskovicemi a malešovem u Kutné Hory. – Čs. Kras. 18, 63-68.
- SEVERINGHAUS J.P., KEELING R.F., MILLER B.R., WEISS R.F., DECK B. a BROECKER W.S. (1997): Feasibility of using sand dunes as archives of old air. – Journal of Geophysical Research-Atmospheres 102, 16783-16792.

- SKOŘEPA J. a VČÍSLOVÁ B. (1973): Hydrogeologie regionu silur-devon Barrandienu. – Zpráva o úvodní etapě výzkumu, MS, Ústř. úst. geol. Praha.
- SKŘIVÁNEK F. (1964): K stoletému výročí objevu Chýnovské jeskyně. – Československý kras 15, 146-149. Praha.
- SIEGENTHALER U., SCHOTTERER U., a MULLER I. (1984): Isotopic and chemical investigations of springs from different karst zones in the Swiss Jura. In Isotope hydrology 1983, 153-172. Vienna: IAEA.
- SLAČÍK J. (1976): Luminiscenční typologie kalcitu a jiných jeskynních minerálů. – Čes. kras (Beroun), 1, 44-59.
- SLAČÍK J. (1982): Nové poznatky o geochemii a mineralogii jeskyní I. – Čes. kras (Beroun), 7, 62-66.
- SMART C.C. (1988): Quantitative tracing og the maligne karst systém Alberta, Canada
- SMART P.L. A FRIEDRICH H (1986): Water movement and storage in the unsaturated zone of maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. In: D. National Water Well Association, Ohio, (Ed.) Proceedings of the Conference on Environmental Problems of Karst Terrains and their Solutions, pp. 59-87
- STACH A. (1993): Pomiar przeplywu wody metoda konduktometryczna w profilach nieustabilizowanych malych ciekow nizinnych. Metody hydrochemiczne w geografii dynamicznej. – Práce naukowe Uniw. Slaskiego. Katowice.
- STAROBOVÁ M. (1978): Mladečský kras. Pitná voda. Regionální hydrogeologický průzkum. – Geotest Brno MS Geofond FZ5644.
- STAROBOVÁ M. (1979): Litovel I. fáze. Předběžný hydrogeologický průzkum. – Geotest Brno. MS Geofond P28544.
- STAROBOVÁ M. (1981): Litovel II. fáze. Podrobný hydrogeologický průzkum. – Geotest Brno. MS Geofond P35680.
- STAROBOVÁ M. (1983): Litovel III. fáze. Podrobný hydrogeologický průzkum. – Geotest Brno. MS Geofond P33379.
- STAROBOVÁ M. (1986): Litovel IV fáze. Podrobný hydrogeologický průzkum. – MS Geotest Brno.
- STEWART M. K. a DOWNES C. J. (1982): Isotope hydrology of Waikoropupu Springs. – New Zealand. In Isotope studies of hydrologic process. E. C. Perrey and C. W. Montgomery (eds.) 15-23. DeKalb: Northern Illinois University Press.
- STŘEDA J. (1971): Semilsko cihlářské hlíny. – Geindustria. Praha, 110 str., P22944.
- SUCHÝ V., ZEMAN A., SVĚTLÍK I., FILIP J., KOMAŠKO A., MELKOVÁ J. a JÍLEK P. (2000): Geochronologický a geochemický výzkum jeskynních sointrů Českého krasu: Nové výsledky. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000. ČGS, 90-93.
- SUK M. (1980): Geologická mapa zakrytá 1:25000. – 23-134 Černovice. ČGÚ. Praha.
- SVATOŠ A (1964): Zpráva o průzkumu propustnosti hornin v levém břehu nádrže Vrchlice. – Stavební geologie Praha,37. V51155.
- SVOBODA J., BENEŠ K., BERNARD J., CÍCHA I., DORNIČ J., DVOŘÁK J., HAVLENA V., HORNÝ R., CHALOUPSKÝ J., CHLUPÁČ I., KALÁŠEK J., KETTNER R., MALECHA A., MÍSAŘ Z., PALOUSKÁ E., PETRÁNEK J. ŘEZÁČ B., SOUKUP J., VODIČKA J., ZOUBEK V. A ZRŮSTEK V. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. – M-33-XXII České Třebová..
- SVOBODA J. a PRANTL F. (1954): Startigraficko-tektonický výzkum devonských bradel na na Dražanské vysočině. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1953. ÚÚG. Praha.

- SVĚTLÍK I. a BUDSKÁ E. (2001): Sledování obsahu tritia ve srážkových vodách. – *Bezpečnost jadrovej energie* 9 (47), 251-254.
- SZABO Z., RICE D. E., PLUMMER L. N., BUSENBERG E., DRENKARD S. a SCHLOSSER P. (1996): Age dating of shallow groundwater with chlorofluorocarbons, tritium/helium3 and flow path analysis, southern New Jersey coastal plain. – *Water Resources Research* 1023-1038.
- ŠEDA S. (1997): Vápenná, závěrečná zpráva o provedení vrtu HV 301. – Orlická hydrogeologická společnost s.r.o. Ústí nad Orlicí, str. 12. P90920.
- ŠEDA S. (1998): Ramzová zpráva o provedení průzkumného vrtu RH1 a projekt jeho vodárenského využití. – Orlická hydrogeologická společnost s.r.o. Ústí nad Orlicí 8 str. P94313.
- ŠILAR J. (1983): Kdy vznikly podzemní vody Českého masívu?. – *Věstník ÚÚG* 58 (1), 39-47.
- ŠILAR J., JÍLEK, P., MELKOVÁ, K. a TVRDÍKOVÁ, H. (1988): Radiocarbon dating of holocene tufa deposits in the barrandian region, Central Bohemia, *Vorträgedes internationalem Isotopenkolloquiums 1988 in Freiberg*. – *Freiberger Forschungshefte*, 31-41.
- ŠILAR J. a KOBR M. (1990): Zpráva o výsledcích izotopového a geofyzikálního hydrogeologického výzkumu v okolí vápencového lomu u Velkých Hydčic. – PŘFUK.
- ŠILAR J. a ZÁHRUBSKÝ K. (1999): Concentración inicial de radiocarbono en aguas subterráneas del karst de Bohemia Central. – *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. In: ANDREO B., CARRASCO F. a DURÁN J.J. (eds), 471-481, Cueva de Nerja, Nerja, Málaga.
- ŠILHAN F. (1994): Hydrogeologické posouzení skládkování v lomech Krty I a II. – Diplomová práce. PŘFUK. Praha, 74. str.
- ŠOLC, J. (1969a): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 8-3. MS Geofond Praha.
- ŠOLC J. (1969b): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 9-2. MS Geofond Praha.
- ŠOLC J. (1969c): Podrobná inženýrsko-geologická mapa 1:5000. – Praha 7-5. MS Geofond Praha.
- ŠTELCL O., VLČEK V. a PANOVSÝ K. (1977): Intenzita koroze různých karbonátových hornin v ČR: 29-48. – *Československý kras* 28. Academia.
- TARABA J. (1974): Moravský kras. Dílčí Zpráva za první etapu a mezietapu regionálního hydrogeologického průzkumu. – Geotest Brno MS-Geofond (P24123).
- TARABA J. (1976): Závěrečná zpráva o regionálním hydrogeologickém průzkumu. – Geotest s.p. Brno 257 str. P25636.
- TESAŘÍK K. (1987): Závěrečná zpráva o podrobném HG průzkumu, obec Bouzov. – 20 str., Geotest Brno n.p., MS Geofond, P46 869.
- TICHÝ L. (1991): Bližná 3. patro, Grafít. Rudné doly Příbram, závod Netolice. – Geindustria GMS. MS Geofond.
- TIŠNOVSKÁ V. (1997): Pomezí OMYA hydrovrt Unigeo a.s. Zlaté Hory. – 29 str. P92864.
- THRAIKILL J. (1985): Flow in a limestone aquifer as determined from water tracing and water levels in wells. *J. Hydrol* 78, p. 123-136.
- THRAIKILL J., SULLIVAN S. B. a GOUZIE D. R. (1991): Flow parameters in a shallow conduit-flow carbonate aquifer, Inner Bluegrass karst Region, Kentucky, USA. – *J. hydrol.* 129, 87-108.

- THOMPSON G. M., HAYES J.M A DAVIS S.N. (1974): Fluorocarbon tracers in hydrology. – Geophysical Research Letters 1,177-180.
- TOUL P. a AUGUSTA L. (1972): Závěrečná zpráva z průzkumu a výpočtu zásob na ložisku mramoru Horní Lipová-pod tratí. Rudné doly Jeseník. – N.p. Jeseník, str. 73. FZ5257.
- TRČEK B. (2003): Epikarst zone and the karst aquifer: a case study of the Hubelj catchment, Slovenia. Ljubljana. – Geološki závod Slovenia, p. 100.
- TŮMA S. (1979): Jeskyně levého břehu Vltavy mezi Malou Chuchlí a ústím Dalejského potoka v Praze. – Československý kras, 31, 35-44.
- TVRDÍKOVÁ H. (1986): Hydrogeologické poměry okolí Kódy a Císařské rokle u Srbska. – MS, dipl. práce PŘF UK. Praha.
- TYKVA R. a BERG D. (2004): Man-made and natural radioactivity in environmental pollution and radiochronology.
- ULAHEL P. (1986): Hydrogeologický průzkum Horní Lipová. – Vodní zdroje n.p. str. 10. Praha P50490.
- ULRICH S., SCHULMANN K. a CASEY M. (1997): Porovnávacie mikroštruktúrne štúdiu mramorov a kvarcitov v serii Branné- reologický paradox . – Sborník II. semináře České tektonické skupiny, 78-79. Ostrava.
- VAŠTA V. (1991): Zpráva o hydrogeologickém průzkumu Černá v Pošumaví. – SG-Aquatest. České Budějovice 1-23. P70146.
- VČÍSLOVÁ B. (1980): Silur - devon Barrandienu - II. fáze - závěrečná zpráva. – MS Stavební geologie. Praha. 180str.
- VČÍSLOVÁ B. (1988): Syntéza Moldanubika – Západ, závěrečná zpráva. – Stavební Geologie Praha. 191str, FZ 6246.
- VÍTEK J. (1981): Morfogenetická typizace pseudokrasu v Československu. – Sborník Čs. geografické společnosti 86 (3), 153-165. Praha.
- VOCÍLKA M. (1973): Vikantice-Ramzová závěrečná zpráva o vyhledávacím geologickém průzkumu. – Geologický průzkum n.p. Ostrava, str 63. P64561.
- VOJTĚCHOVSKÁ A. (2002): Hydrogeologie karbonátových výskytů v Krkonošsko – jizerském krystaliniku. – Diplomová práce, Universita Karlova. Praha.
- VOJTĚCHOVSKÁ A. A BRUTHANS J. (2006): Srovnávací stopovací zkouška na Králickém Sněžníku: Je fluorescein vhodný stopovač pro horské krystalinikum? 89-90.
- VOLK C.M., ELKINS J.W, FAHEY D.W, DUTTON G.S., GILIGAN J.M.,LOEWENSTEIN M., PODOILSKE J.R., CHAN K.R. a GUNSON M.R. (1997): Evaluation of source gas lifetimes from stratispheric observations. – Journal of Geophysical Research-Atmospheres 102, 25543-25564.
- VOTRUBA L. a PATERA A. (1983): Teplotní a zimní režim toků, nádrží a vodních děl. – 549. Academia. Praha.
- VÝMOLOVÁ V. (1984a): Zpráva o HG průzkumu Ochoz. – Stavba Olomouc v.d. 16 str. MS Geofond P45 619.
- VÝMOLOVÁ V. (1984b): Zpráva o HG průzkumu Veselíčko. – Stavba Olomouc v.d. ,15 str., MS Geofond P45 498.
- VYSOKÁ H. (2004): Vztah řeky Berounka jeskyních jezer v jejím okolí v Českém krasu. – Diplomová práce. PŘFUK.
- WARNER M.J. a WEISS R.F. (1985): Solubilities of fluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. – Deep-Sea Research 32(12), 1485-1497.

- WEEKS E. P., EARP D.E. a THOMPSON G.M. (1982): Use of atmospheric fluorocarbons F-11 and F-12 to determine the diffusion parameters of the unsaturated zone in the southern high plains of Texas. – *Water Resources Research* 18,1365-1378.
- WILHELM E., BATTINO R., WILCOCK R.J. (1977): Low pressure solubility of gasses in liquid water.-*Chemical Reviews* 77(2):219-262.
- WILLIAMS P. W. (1988) The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. – *Journal of hydrology* 61, 45-67.
- WOJCIECHOWSKA I. (1991): Problem dyskordancijiorlickej we wschodniej czesci Ziemi Klodzkiej. In *Następstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej analizy strukturalnej i badań radiometrycznych.* – *Materialy konferencji terenowej Ładek Zdroj* 5-26. Wrocław.
- WORTHINGTON R.H., FORD D.C. A BEDDOWS P.A. (2000): Porosity and permeability enhancement in Unconfined carbonate aquifers as a result of solution IN KLIMCHOUK A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. a DREYBRODT, W. (2000): *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers.* – NSS, 77-90. Huntsville. USA.
- YONGE C. J., FORD D. C., GRAY J. a SCHWARCZ H. P. (1985): Stable isotope studies of cave seepage water. – *Chemical Geology* 58, 97-105. Elsevier. Amsterdam.
- YURTSEVER Y. (1983): Models for tracer data analysis. In *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, Tech. Rep. Ser. 91. – International Atomic Energy Agency. Wien.
- ZÁHRUBSKÝ K. (2002): Možnosti využití izotopů uhlíku <sup>14</sup>C a <sup>13</sup>C v hydrogeologii Českého krasu. – *Doktorská práce. PřFUK. Praha* 136 tr.
- ZAPLETAL J. (1989): Podtřaťová jeskyně -vertikální rozpětí přes 100 m. Zpráva o průzkumné činnosti za období 1981-1989. – *Čes. kras (Beroun)*, 15, 81-85.
- ZBOŘÍLKOVÁ I (1985): Závěrečná zpráva HG průzkumu Dzbel ZSZ Prostějov. – 9 str. MS Geofond P50 352.
- ZBOŘÍLKOVÁ V. (1987): Podrobný HG průzkum HV1 Hvozď Agrostav Prostějov. – 10 str. MS Geofond.
- ZELENKA P. (1980): Svrchnokřídové sedimenty v okolí Slivence j. od Prahy. – *Čes. Kras (Beroun)*, 5, 7-18.
- ZELENKA P. (1984): Křídové sedimenty v krasové depresi na Dívčích Hradech. – *Čes. kras (Beroun)*, 10, 51-55.
- ZELINKA Z. (1986): Miskovice. – *Vodní Zdroje n.p. Praha*,16. P53260.
- ZEMAN A. a SUCHÝ V. (1999): Vztah hydrotermálních a krasových procesů v Českém krasu: Odpověď na diskuzní příspěvek K. Žáka. – *Čes. kras (Beroun)*, 25, 63-67.
- ZEMAN A., SUCHÝ V. a DOBEŠ P. (1997): Hydrotermální kalcitové žíly a předkřídové korozní tvary v prostoru Velkolomu Čertovy schody. – *Čes. kras (Beroun)*, 23, 33-40.
- ZEMAN O. (1999): Hydrogeologické poměry Českého krasu jižně od řeky Berounky. – MS.-Diplomová práce, PřFUK: 1-100. Praha.
- ZEMAN O. a BRUTHANS J. (2001): Hydrogeologická tělesa a proudění podzemní vody v Českém krasu. – *Zpr. geol. výzk. v r. 1999*, 103-107, Praha.
- ZEMAN O. a BRUTHANS J. (2002a): Příspěvek k hydrologii Amatérské jeskyně a k otázce vzniku labyrintů v jeskyni. – *Speleofórum* 2002, 28-30. Brno.
- ZEMAN O. a BRUTHANS J. (2002b): Stopovací zkouška ze systému Lopače a nové poznatky o ostrovsko-vilémovických vodách. – *Speleofórum* 2002, 24-28. Brno.

- ZEMAN O., BRUTHANS, J. a VOJTĚCHOVSKÁ, A. (2003): Stopovací zkoušky v krasu skupiny Branné v Rychlebských horách. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002, 102-105.
- ZIEGLER V. (1992): Stratigrafie a vrstevní sled křídových sedimentů v kolínské oblasti české křídové pánve. – Časopis Národního Muzea. Řada přírodovědná 160,29-46 Praha.
- ZOELLMANN K. a AESCHLAG-HERTIG., E. (2001): Evaluation of environmental tracer data by the boxmodel approach. – Institute of hydromechanics and Water Resources Management. <http://www.baum.ethz.ch/ihw>.
- ZOELLMANN K., KINZELBACH W. a FULDA C. (2001): Environmental tracer transport (3H and SF6) in the saturated and unsaturated zones and its use in nitrate pollution management.
- ZÖTL J. G. (1974): Karsthydrogeologie. – Springer-Verlag. New York.
- ŽÁK K. (1999): Vztah hydrotermálních a krasových procesů v Českém krasu-diskuze. – Čes. kras (Beroun), 25, 54-63.
- ŽÁK K., HLADÍKOVÁ J., BUZEK F., KADLECOVÁ R., LOŽEK V., CÍLEK V., KADLEC J., ŽIGOVÁ A., BRUTHANS J. a ŠŤASTNÝ M. (2001a): Holocenní vápence a krasový pramen ve Svatém Janu pod Skalou v Českém krasu - Karstic spring and calcareous tufa accumulation of Holocene age in Svatý Jan pod Skalou (Bohemian Karst). – Czech Geol. Survey Special Papers 13 (1), 135. Praha.
- ŽÁK K., HLADÍKOVÁ J., LYSENKO V. a SLAČÍK J. (1987): Izotopické složení uhlíku a kyslíku jeskynních sintrů, žilných kalcitů a sedimentárních vápenců z Českého krasu.-Český kras 13: 5-28. Beroun
- ŽÁK K., KADLECOVÁ R., KADLEC J. a KOLČAVA M. (1996): Chování krasových pramenů ve Svatém Janu pod Skalou během mimořádných srážkových událostí v květnu a červnu 1995 a nový občasný ponor v údolí Propadlé vody. – Čes. kras (Beroun), 22, 41-47.
- ŽÁK K., KOLČAVA M., JÄGER O. a ŽIVOR R. (2003): Evidence jeskyní Českého krasu – stav k 1. říjnu 2003. – Český kras, 29, 5-20.
- ŽÁK K., KOLČAVA M., JÄGER O. a ŽIVOR R. (2005): Evidence jeskyní Českého krasu – stav k 1. říjnu 2005. – Český kras, 31, 19-21.
- ŽÁK K., TÁBORSKÝ Z., KADLEC J. a CÍLEK V. (2004a): Závěrečná zpráva a dokumentace provedených prací projektu Grantové agentury ČR č. 205/02/0449.
- ŽÁK K., TÁBORSKÝ Z., LACHMANOVÁ M., PUDILOVÁ M. a VESELOVSKÝ F. (2001b): Využití těžkých minerálů při studiu klastických jeskynních sedimentů. – Čes. kras (Beroun), 27. Beroun.
- ŽÁK K., TEODORILIS V. a SAKALA J. (2002): Nález flóry v terciérních sedimentech u Karlštejna. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002. ČGS, 47-49.
- ŽÁK K., VYSOKÁ H., BRUTHANS J. a HLAVÁČ J. (2004b): Hydrogeologie krasového systému pramen pod Domášovem-Tetínský vývěr: nová pozorování a data. – Český kras, 30,45-50. Beroun.
- ŽÁČEK V. (1997): Pozdní progradní metamorfóza spojená s duktilním stříhem na styku hornin staroměstského pásma a skupiny Branné u Nýznerova ve Slezsku. – Sborník II. Semináře České tektonické skupiny, 83-84. Ostrava.
- ŽITNÝ L., FAHRNICOVÁ V., ŠŤÁVA M. a MATYÁŠ V. (1964a): Vymezení ochranných pásem v oblasti rohozeckých pramenů. – 1-8. MS-Vodní Zdroje. Praha. Geofond P16502.
- ŽITNÝ L., FAHRNICOVÁ V., ŠŤÁVA M. a MATYÁŠ V. (1964b): Závěrečné zhodnocení barvicích pokusů na akci Bartošova pec. – 1-16. MS-Vodní Zdroje. Praha. Geofond - P16703.



ŽITNÝ L., FAHRICHOVÁ V., ŠTÁVA M. a MATYÁŠ V. (1965): Prozatímní vymezení ochranných pásem turonského vodvodu v oblasti Rohozce. – : 1-6. MS-Vodní Zdroje. Praha. – Geofond P17882.

3