

ústupu jednotlivých druhů nebo rostlinných společenstev. HUNTLEY a PRENTICE (1993) se pokusili o interpretaci klimatických změn v Evropě během holocénu právě na základě vyhodnocení velkého počtu pylových analýz ve třech časových řezech: 9000, 6000 a 3000 let BP (viz též GUIOT et al. 1993). Jejich mapy ukazují, že rozšíření do nejvyšších nadmořských výšek dosáhly ve středoevropském prostoru teplomilné dubové lesy kolem 6000 BP. Líska, které postačují poněkud nižší letní teploty, byla rozšířena v severozápadní Evropě a v horách jižní a střední Evropy již od 9000 BP. Později byla částečně nahrazena dalšími opadavými dřevinami kolem 6000 BP a její severní rozšíření bylo redukováno po 6000 BP. Olše byla velmi omezena kolem 9000 BP, rozšířena kolem 6000 BP a také ustoupila na jih po 6000 BP. Tato data naznačují všeobecný vzestup v teplotě vegetační sezony v severní a střední Evropě mezi 9000 BP a 6000 BP, následovaný poklesem. Maximální letní teploty tedy nastoupily v tomto regionu zřetelně po in-solačním maximu, ale byly zhruba současné s periodou maximálních teplot severoamerického kontinentu (WEBB et al. 1993). Tato interpretace je konzistentní s klasickou představou klimatického optima v Evropě.

Četné další vegetační změny v evropském prostoru však nelze touto klasickou představou vysvětlit. Například smrk vykazuje během holocénu postupné šíření od východu k západu. V západních Alpách téměř chyběl kolem 9000 BP a do západní Evropy se postupně rozšířil od východu (HUNTLEY – PRENTICE 1993). V tomto případě mají hlavní význam zimní teploty, protože smrk je v Evropě omezen na území s teplotami nejchladnějšího měsíce pod $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a vysoká přítomnost jeho pylů dokládá ještě chladnější zimy. Převaha opadavých dřevin a borovice ve střední, ale i v severní Evropě během časného a středního holocénu proto indikuje mírné oceánské klima, postupně přibývání smrku přechod k více kontinentálnímu typu klimatu s chladnými zimami.

HUNTLEY a PRENTICE (1993) dále došli k závěru, že jedle, buk a habr byly velmi málo rozšířeny před 9000 lety, ale před 6000 lety byly v horách střední Evropy již běžné. Tyto dřeviny vyžadují kombinaci teplého a relativně vlhkého léta. Jejich absence v časném holocénu střední Evropy naznačuje, že tato oblast byla kolem 9000 BP sušší než dnes. Z analýzy pylových záznamů dospěli k názoru, že srážkové maximum ve střední Evropě bylo kolem roku 6000 BP s poklesem srážek v dalším období. Důležité je, že většina pylových společenstev jižní, střední a západní Evropy v době 9000 a 6000 BP nemá v evropském prostoru žádné známé recentní analogie a že vegetace, která nemá v Evropě dnešní analogy, byla velmi rozšířená ještě v 3000 let BP. Srážkové maximum kolem roku 6000 BP je potvrzeno i nezávislou analýzou hladin evropských jezer (HARRISON et al. 1991).

4.4.6. Doporučení pro další výzkum

Správný vědecký přístup vyžaduje opakovatelnost pokusu. Proto by bylo vhodné stejnými metodami jako akumulaci pěnoveců ve Svatém Janu, která může sloužit jako pilotní

lokalita, zpracovat ještě některé další významné akumulace holocenních sladkovodních vápenců v Českém krasu (např. Měňany, Kodu, Petráнку aj.) a výsledky porovnat. Teprve prokazatelně paralelní průběh paleoklimatických křivek z více lokalit může pomoci poznání významu lokálních a regionálních faktorů. Velmi užitečné by bylo i porovnání klimatického záznamu získaného ve Svatém Janu pod Skalou s klimatickým záznamem získaným stejnými metodami v téže oblasti pro období holocénu z jeskynních karbonátů a případně i z jezerních karbonátových sedimentů (tzv. jezerní křídly) dnes zaniklých jezer v jižní části Českého krasu.

5. Krasový pramen ve Svatém Janu pod Skalou

5.1. ÚVOD

Pramen ve Svatém Janu pod Skalou, který odvodňuje jz. část holyňsko-hostimské synklinály, je díky své celkové vydatnosti okolo $20\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ největší na území Českého krasu. Vzhledem k historickému významu Svatého Jana pod Skalou jako poutního místa, blízkosti Prahy a turistické atraktivitě této lokality patří pramen k nejznámějším v Čechách. Ve starší literatuře je zpravidla uváděna jen jeho menší větev, pramen Ivan (P2 v obr. 2) s udávanou vydatností okolo $5\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (např. HYNĚ 1961). Hlavní větev pramene (Ivanka, P1 v obr. 2) často unikala pozornosti. I v přehledu Chráněná území ČR, díl 1. – Střední Čechy (MOUCHA in NĚMEC a LOŽEK et al. 1996), je považován za největší v oblasti Českého krasu pramen v Kodě u Srbska, jehož vydatnost je ve skutečnosti zhruba poloviční oproti souhrnné vydatnosti svatojanského pramene.

Historické využití pramene lze sledovat již od konce doby bronzové (pozdní knovízské kultury), kdy bylo jeho okolí osídleno a na výšinách existovala dvě opevněná hradiště (BENKOVÁ – ČTVERÁK 1998). I k pozdější historii (zachycené ve Svatoivanské legendě), ke vzniku kláštera a k vzrůstajícímu významu Svatého Jana jako poutního místa přispěla existence zmiňovaného pramene. Po zrušení kláštera během reformy Josefa II. a rozvoji průmyslové výroby byl pramen intenzivně využíván pro dnes již neexistující tovární objekt koželuzny a později textilky (viz obr. 20).

V současné době je vývěr krasové vody (díky místním hydrogeologickým poměrům a historickým stavebním úpravám) zachycen na třech hlavních místech. Jeden z vývěrů pod jménem pramen Ivan vytéká v objektu kostela sv. Jana Křtitele. Stavební úprava této části pramene byla provedena tehdejším majitelem panství JUDr. Štěpánem Emanuellem Bergrem roku 1897 a souvisela se snahami vytvořit ze Svatého Jana lázeňské místo (obr. 21). Lázně však neměly dlouhého trvání a jediné co přetrvalo po delší dobu bylo stáčení stolní vody a její prodej pod obchodní značkou Ivanka.

Po druhé světové válce a znárodnění přešly objekty so-dovkárny do majetku berounského pivovaru, který se poz-



20. Přetisk archivní fotografie z konce 19. století, ukazující dnes již neexistující tovární objekt s vysokým komínem v místě vývěru svatojanského krasového pramene.

20. Photograph from the late 19th century shows a factory building near the Svatý Jan karstic spring discharge, later demolished.

ději stal filiálkou plzeňského pivovaru. Pramen již nebyl v této době využíván. Chátrající objekty restaurace a sodovkárny byly, kromě obytné budovy, likvidovány začátkem osmdesátých let minulého století. Dnešnímu využití

vyvěrající vody brání mimo jiné i vysoký obsah dusičnanů (okolo $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Větší pozornost byla svatojanskému prameni věnována ve druhé polovině sedmdesátých let v rámci regionálního hydrogeologického průzkumu barrandienského siluru a devonu (VČÍSLOVÁ 1980, SKOŘEPA – VČÍSLOVÁ 1973, 1975), kdy se sledovala celková vydatnost pramene, chemismus, bakteriologické i makrobiologické oživení vody. V té době byly provedeny i dva radioizotopové testy pomocí ^{51}Cr (VČÍSLOVÁ 1980), které měly prokázat komunikaci potoka Kačáku a podzemní vody v propasti Čeřinka v jz. křídle holyňsko-hostimské synklinály s pramenem ve Svatém Janu pod Skalou.

Na vývěru Ivan je dlouhodobě měřena vydatnost a teplota Českým hydrometeorologickým ústavem (dříve HMÚ). Orientačně sledoval vydatnost vývěru Ivan a úroveň hladiny vyvěrající vody ve vývěru Ivanka v rámci diplomové práce také CHALUPA (1984).

5.2. NOVÉ VÝZKUMNÉ PRÁCE

Nové výzkumné práce, zaměřené na detailní studium hydrogeologických poměrů svatojanského pramene, byly zahájeny v říjnu 1994 stavbou nového měrného přelivu v místě pod soutokem vývěrů Ivanka (P1) a Ivan (P2). Vzhledem k stále vydatnosti nad $14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ byl zvolen ozubený přepad s třemi obdélníkovými výřezy o šířce 150 mm. Pravidelné režimní sledování pramene bylo zahájeno na začátku hydrologického roku 1994–1995. Pro první rok projektu byla zvolena perioda měření vydatnosti a teploty dvakrát týdně na třech objektech (nový přeliv, tj. P1 + P2, přeliv ČHMÚ na prameni P2, čerpání z jímky v kotelně –



21. Přetisk rytiny s lázeňským areálem z průvodce Svatý Jan pod Skalou (KOREIS 1905).

21. Engraving showing the spa of Svatý Jan pod Skalou (after KOREIS 1905).



22. Nejstarší dochovaná etiketa stolní vody ze svatojanského pramene. Zapůjčeno M. Pletánkem.

22. The oldest bottle label of bottled water from the Svatý Jan pod Skalou spring. Private collection of M. Pletánek.

P3). V období vydatných srážek bylo sledování podle potřeby zahušřováno. Výsledky měření ukázaly, že pro další dva roky projektu postačí měření vydatností na novém měrném přelivu (souhrn P1 a P2) a teploty vyvěrající vody hlavního vývěru Ivanka jedenkrát týdně. Používaná měrná nádoba měla objem 40 l. Při průměrných průtocích na tomto profilu zhruba $16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ se chyba měření vydatnosti pohybovala okolo 1 %. Teplota vody byla měřena běžným kalibrovaným hydrologickým teploměrem s přesností $\pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Během trvání projektu byla kromě základních hydrologických charakteristik pramene sledována i variabilita poměru stabilních izotopů kyslíku (celkem více než 160 párů stanovení $\delta^{18}\text{O}$ z vody pramene a srážek během prvních dvou let, laboratoře ČGÚ Praha, příloha 4), změny aktivit radioaktivního izotopu vodíku tritia (^3H , celkem 8 párů stanovení aktivit ^3H na vydatností vážených průměrech z pramene a na vážených srážkách během prvních dvou let sledování, laboratoře Hydrologické sekce Mezinárodní agentury pro atomovou energii ve Vídni, příloha 5) a změny chemického složení vyvěrající vody (celkem 22 odběrů pokrývajících celé tři roky trvání projektu, laboratoře ČGÚ Praha, přílohy 13, 14). Vzorke pro izotopová i chemická stanovení byly odebírány z největšího vývěru Ivanka (P1).

Pro srovnání bylo průběžně sledováno i chemické složení povrchové a podzemní vody dalších tří vybraných objektů v infiltrační oblasti pramene nebo jejím těsném okolí (Bubovický potok, studna u Kozolup a pramen v Sedlci; lokalizace těchto objektů viz obr. 23 a kap. 6.). Ve druhém a třetím roce sledování byly stanoveny i změny v poměrech stabilních izotopů dusíku v rozpuštěných dusičnanech ve všech sledovaných objektech (laboratoře ČGÚ Praha, příloha 15). Vyhodnocení dat chemismu a izotopového složení dusíku je shrnuto také v kap. 6.

Údaje o množství srážek byly získány ze tří stanic – meteorologické stanice ČHMÚ v Chrustenicích nedaleko Loděnic (zhruba 3 km sz. od povodí pramene), meteorologické stanice Výzkumné stanice vinařské v Karlštejně (zhruba 5 km jv. od povodí studovaného pramene) a dočasně zřízeného sběrače srážek (typ VOSS) přímo ve Svatém Janu pod Skalou nedaleko místa vývěru. Tímto srážkoměrem byly sbírány vzorky pro izotopová stanovení. Srážkoměr ve Svatém Janu byl netradičně umístěn v úrovni terénu na rozsáhlé vodorovné travnaté ploše. Spodní část sběrače byla zapuštěna pod úroveň terénu s cílem omezit teplotní změny v láhvi sběrače, a tedy odpar vody spojený s frakcionací izotopů kyslíku během 3,5 denních, resp. týdenních period, ve kterých byl obsah sběrače srážek odebírán. U srážkových dat ze Sv. Jana, užitých pro vytvoření hydrologického modelu pramene, nejsou sněhové srážky uváděny v týdnu, kdy napadly, ale až v týdnu, kdy došlo k jejich roztání a infiltraci. Sněh byl tedy ponecháván ve sběrači a množství tavné vody odečítáno a vzorkováno každý týden v láhvi umístěné pod úrovní terénu.

Kromě pravidelného režimního sledování pramene byla provedena během mimořádných srážek v květnu a červnu roku 1995 i stopovací zkouška, která měla prověřit souvislost mezi občasnými ponory v údolí Propadlé vody a pramenem ve Svatém Janu pod Skalou (kap. 5.4., příloha 7).

5.3. HYDROGEOLOGICKÁ SITUACE V MÍSTĚ VÝVĚRU SVATOJANSKÉHO KRASOVÉHO PRAMENE

Pramen vyvěrá v místech křížení výrazné směrné tektonické linie sv.-jz. směru s příčnou tektonikou s.-j. až sz.-jv.

směru při dně přibližně 160 m hlubokého kaňonovitého údolí Kačáku, který zde vytváří významnou drenážní bázi. Pramen vyvěrá v současné době ve spodní části rozsáhlé akumulace pěnoveců, která se vytvořila z jeho vod během klimaticky příznivých období holocénu.

Výstavba kostela, kláštera a dalších staveb v těsném okolí akumulace pěnoveců, a pozdější stavební úpravy způsobily, že pramen je dnes zachycen na několika místech. Situace jednotlivých hydrogeologicky významných objektů ve Svatém Janu pod Skalou je patrná z geologické mapy (obr. 2). Nadmořské výšky některých hydrogeologicky významných objektů ve Svatém Janu pod Skalou jsou uvedeny v příloze 6.

Největší vývěr s vydatností 10 až 14 l · s⁻¹, známý pod jménem Ivanka (P1 v obr. 2), je zachycen jímacím zářezem se zděnou šachticí na pozemku bývalé sodovkárny (dnes soukromý pozemek M. Pletánka, č. p. 29). Druhý, veřejnosti nejznámější vývěr s vydatností okolo 4 l · s⁻¹, označovaný jako pramen Ivan (P2 v obr. 2), vytéká v klenuté prostře při jv. straně objektu kostela a je dlouhodobě sledován Českým hydrometeorologickým ústavem (od 6. 11. 1974). Měřením v průběhu projektu a srovnáním archivních dat z databáze ČHMÚ bylo zjištěno, že tento vývěr má nízkou variabilitu vydatnosti a že byl v minulosti významně ovlivněn stavebními úpravami. Vzájemné vztahy mezi jednotlivými vývěry pramene byly v době, kterou pokrývá dlouhodobý záznam ČHMÚ, pozměněny technickými a stavebními zásahy nejméně dvakrát – v souvislosti s injektáží základů kostela v sedmdesátých letech a s úpravou pramenní jímky vývěru Ivan po jejím zanesení při průtrži mračen a povodni v roce 1981 (povodeň vrcholila 20. 7., v týdnu od 22. do 29. 7. spadlo na stanici Chrustenice 219 mm srážek). Oba vývěry, Ivan a Ivanka, se stékají v podzemní chodbě – bývalém náhonu, nacházejícím se pod pozemkem j. od kostela – nad nově vybudovaným měrným přelivem.

Kromě těchto výrazných lokalizovaných vývěrů podzemní vody se další část pramenící vody dostává prostřednictvím fluvialních sedimentů v podloží pěnoveců přímo do toku Kačáku. Při nízkých stavech vody v potoce jsou patrné vývěry podél opěrné zdi jeho nárazového břehu. Celý prostor akumulace pěnoveců i jeho okolí má hladinu podzemní vody mělko pod povrchem terénu (cca 1,5 m). V kotelně kláštera, která je zahloubena zhruba 2 m pod okolní terén, je z čtvercové jímky o hloubce 1 m a rozměrech 0,7 x 0,7 m čerpán přibližně 1 l · s⁻¹ (pramen P3 v obr. 2).

K dílčí změně odtokových poměrů došlo na podzim roku 1998, kdy byly částečně vyčištěny chodby a náhony na pozemku bývalé sodovkárny a tok pramenných vod byl zalespením nového měrného profilu nasměrován částečně do nich. Většina pramenné vody po této úpravě vtéká do toku Kačáku v místě bývalého slabého vývěru P5 (viz obr. 2). V roce 1999 byly částečně odstraněny klenby těchto chodeb.

Z výsledků vrtných prací prováděných v první polovině sedmdesátých let během sanace kostela sv. Jana Křtitele (KRÁLÍK 1974) a na základě výzkumného vrtu z roku 1996

(viz kap. 2) je zřejmé, že báze polohy pevných pěnoveců se nachází zhruba o 1 m níže, než je úroveň současné hladiny potoka Kačáku. V podloží pěnoveců jsou šterky údolní terasy Kačáku, odpovídající pravděpodobně konci posledního glaciálu. Díky rychlému proudění vyvěrající vody na hranici mezi pěnovci a fluvialními sedimenty vznikly vyplavováním jemnozrné frakce ze sedimentů při bázi pěnoveců malé dutiny a trativody. Intenzitu vyplavování klastických sedimentů z podloží pěnoveců pravděpodobně zvýšila regulace a prohloubení koryta Kačáku v tomto úseku asi v první polovině 18. stol. (ŠVASTAL 1972). Vzájemná komunikace vývěrů Ivan a Ivanka byla doložena jejich zakalením během tamponáže průzkumného vrtu, který byl proveden ve výzkumné šachtici (KADLEC 1996). Zakalení se projevilo bezprostředně po tamponáži vrtu ve vývěrech Ivanka i Ivan.

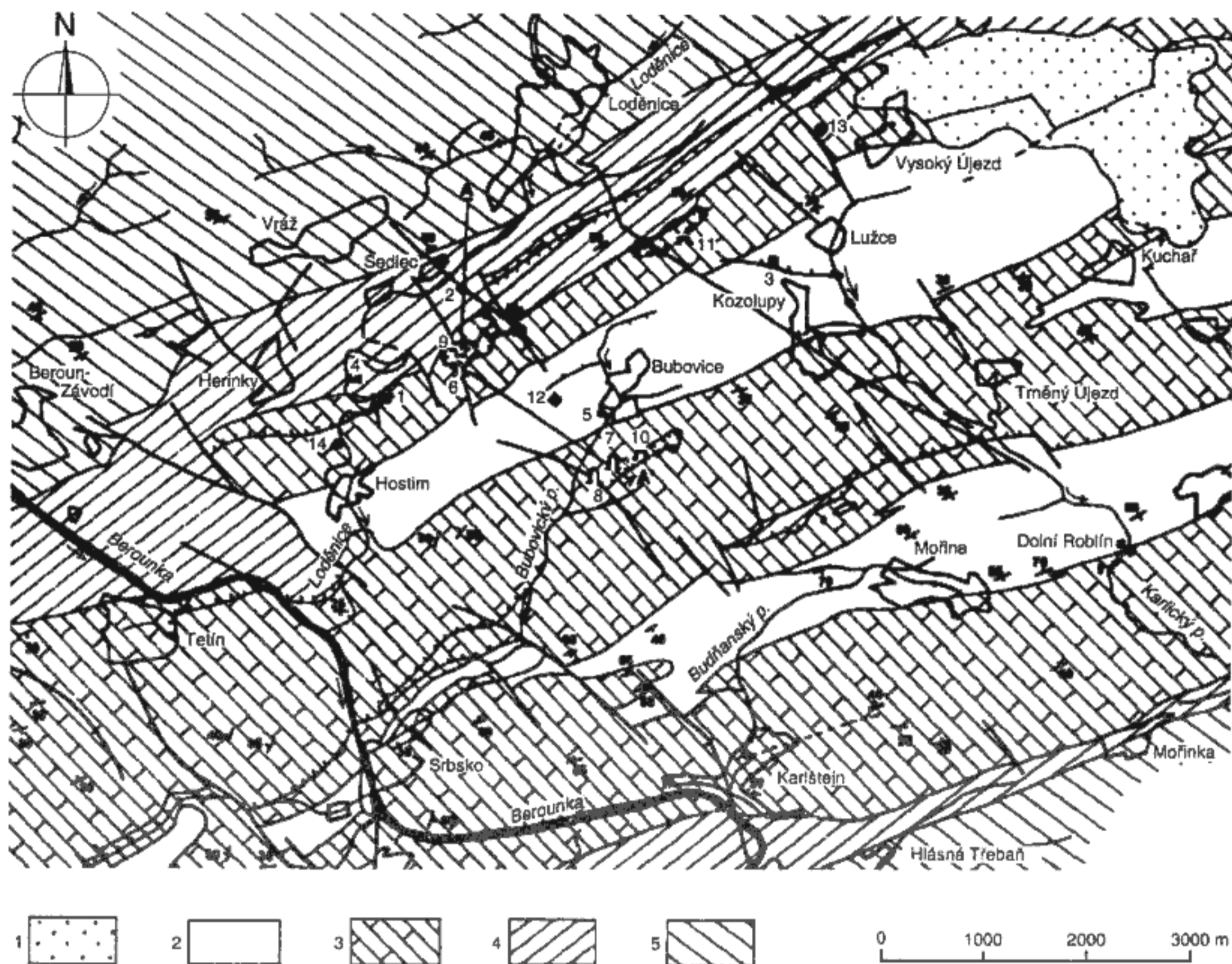
Díky vzájemné pozici pramene, akumulace pěnoveců a fluvialních sedimentů v nárazovém břehu meandru Kačáku dochází také k částečnému míšení s freatickou vodou nivy Kačáku, což bylo dokumentováno i stopovací zkouškou z toku Kačáku do pramene B. Včíslovou v říjnu 1977 (viz kap. 5.4.).

Severně od kostela, při úpatí svahu s kaplí sv. Kříže, se v klášterní zahradě nachází kopaná studna o průměru 1,5 m a hloubce cca 5,8 m (studna H1 v obr. 2). Orientační čerpací zkouška provedená na tomto objektu na přelomu měsíců leden a únor 1996 (PIŠTORA 1996) vedla k vytvoření depresního kužele se zvýšením přítoku freatické chladnější vody z fluvialních sedimentů Kačáku. Přítok této chladné vody snížil teplotu vody ve vývěrech Ivan a Ivanka o 0,4 °C.

Celkovou vydatnost svatojanského krasového pramene nelze tedy jednoznačně určit. Na základě měření vydatností jednotlivých vývěrů podzemní vody lze odhadnout, že celková vydatnost pramene na lokalitě Svatý Jan pod Skalou se pohybuje v rozmezí 17 až 30 l · s⁻¹.

V literatuře (CHALUPA 1984, ŠEDIVÝ 1992) a v ústním podání (V. Ložek st.) je udáván občasný pramen v údolí Propadlé vody asi 50–100 m nad dnešní zdí pozemku kláštera, který se zde krátkodobě objevil v mimořádně srážkově bohatých obdobích (pramen P4 v obr. 2). Naposledy byl delší dobu aktivní údajně v roce 1942. Podle svědectví místních obyvatel se v tomto prostoru objevil krátkodobě silný vývěr i v roce 1981 (potvrzen i osob. sdělením J. Kovandy). Během vydatných srážek v květnu a červnu 1995 nebylo obnovení činnosti tohoto vývěru pozorováno. Tento občasný vývěr je pravděpodobně aktivní při vyšší úrovni hladiny podzemní vody ve vývěrovém systému.

Další, se svatojanským pramenem již přímo nesouvisející významný vývěr podzemní vody, který zmiňovala již VČÍSLOVÁ (1980), se nachází v nivě Kačáku cca 500 m jz. od obce Svatý Jan pod Skalou, na pravém břehu potoka nedaleko nad zbytky jezu Johnova mlýna. Tento pramen má podobnou pozici místa vývěru jako svatojanský pramen, prakticky stejnou teplotu vyvěrající vody, zhruba 11,3 °C, a podobnou vodivost vyvěrající vody (690 μS · cm⁻¹). Vzhledem k tomu, že se přímo mísí s vodami Kačáku, do jehož toku vyvěrá, nelze jeho vydatnost změřit klasickým měřením do nádoby a ani odběr vzorku vody pro analýzu



23. Schematická geologická mapa hlavní infiltrační oblasti pramene s lokalizací několika hydrogeologicky významných objektů, zjednodušeno a upraveno podle základní geologické mapy 1 : 50 000, list 12-41 Beroun (HAVLÍČEK 1986). 1 – reliktů terciéru a křídly, 2 – devon, srbské souvrství, prachovce, břidlice, 3 – silur a devon, vápence, 4 – silur, vulkanická série, 5 – ordovik. Vybrané krasové prameny, půdní sondy, jeskyně a lomy v jz. části holyňsko-hostimské synklinály: 1 – pramen ve Svatém Janu pod Skalou, 2 – pramen v Sedlci, 3 – studna u Kozolup, 4 – místo odběru povrchové vody z toku Kačáku (Loděnice), 5 – místo odběru povrchové vody z toku Bubovického potoku, 6 – jeskyně Arnika, 7 – jeskyně Arnoldka, 8 – jeskyně Čeřinka, 9 – lomy na Stydlých vodách (opuštěné), 10 – lom Čeřinka, 11 – lom Na Branžovech, 12 – půdní sonda u Bubovic, 13 – půdní sonda u Vysokého Újezdu, 14 – pramen v nivě Kačáku mezi obcemi Svatý Jan pod Skalou a Hostim.

23. Schematic geological map of the main infiltration area of the spring with location of several hydrogeologically important objects, simplified and modified after geological map 1 : 50 000, 12-41 Beroun (HAVLÍČEK 1986). 1 – relics of Tertiary and Cretaceous sediments, 2 – Devonian, Srbsko Formation, siltstones, shales, 3 – Silurian and Devonian, limestones, 4 – Silurian, volcanic series, 5 – Ordovician. Selected karst springs, caves and quarries in the southwestern part of the Holyně-Hostim Syncline: 1 – spring at Svatý Jan pod Skalou, 2 – spring at Sedlec, 3 – well near Kozolupy, 4 – sampling point of Kačák (Loděnice) stream water, 5 – sampling point of Bubovický Creek water, 6 – Arnika Cave, 7 – Arnoldka Cave, 8 – Čeřinka Cave, 9 – na Stydlých vodách Quarries (abandoned), 10 – Čeřinka Quarry, 11 – Na Branžovech Quarry, 12 – soil test pit at Bubovice, 13 – soil test pit at Vysoký Újezd, 14 – spring in the Kačák creek flood plain between Svatý Jan pod Skalou and Hostim.

není snadný. Vydatnost nelze změřit ani běžnými metodami hydrometrování toku Kačáku nad a pod pramenem, protože velikost chyby měření převyšuje vydatnost pramene. Vzhledem ke stejné teplotě vody obou pramenů je jednou z možností odhad vydatnosti na základě analogie teplotních účinků vyvěrající vody ve Svatém Janu na teplotu povrchové vody Kačáku (BRUTHANS – ZEMAN 2000). Celkem byla provedena 4 měření v různých obdobích s vysoce přesným geofyzikálním teploměrem GT-2. Teplotní úči-

nek pramene v nivě na teplotu vody Kačáku dosahuje 0,4 účinku pramene ve Svatém Janu, jehož vydatnost přibližně známe. Vydatnost pramene v nivě proto představuje zhruba 40 % vydatnosti vývěrů ve Svatém Janu pod Skalou, což odpovídá nejméně $8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Uvedená data a analýza geologické situace naznačují, že i tento pramen v nivě Kačáku pod Svatým Janem odvodňuje prostřednictvím tektoniky hluboký oběh podzemní vody v jz. části holyňsko-hostimské synklinály.

Tabulka 8. Porovnání teplot a vodivosti vyvěrající vody ve Svatém Janu pod Skalou s pramenem v pravobřežní nivě Kačáku nad bývalým jezem Johnova mlýna (podle BRUTHANSE a ZEMANA 2000)

Table 8. Comparison of temperature and conductivity of Svatý Jan pod Skalou main spring and the spring discharging in the floodplain of Kačák stream below the village (after BRUTHANS and ZEMAN 2000)

datum	pramen Ivanka + Ivan (nový přeliv)	pramen v nivě	
		teplota (°C)	
3. 4. 1998	11,1	11,2	11,2
2. 5. 1998	11,2	11,3	11,3
4. 7. 1998	11,3	11,4	11,4
16. 8. 1998	11,4	11,4	11,4
3. 1. 1999	11,0	11,1	11,1
konduktivita ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)			
4. 7. 1998	688	668	668
16. 8. 1998	699	695	695

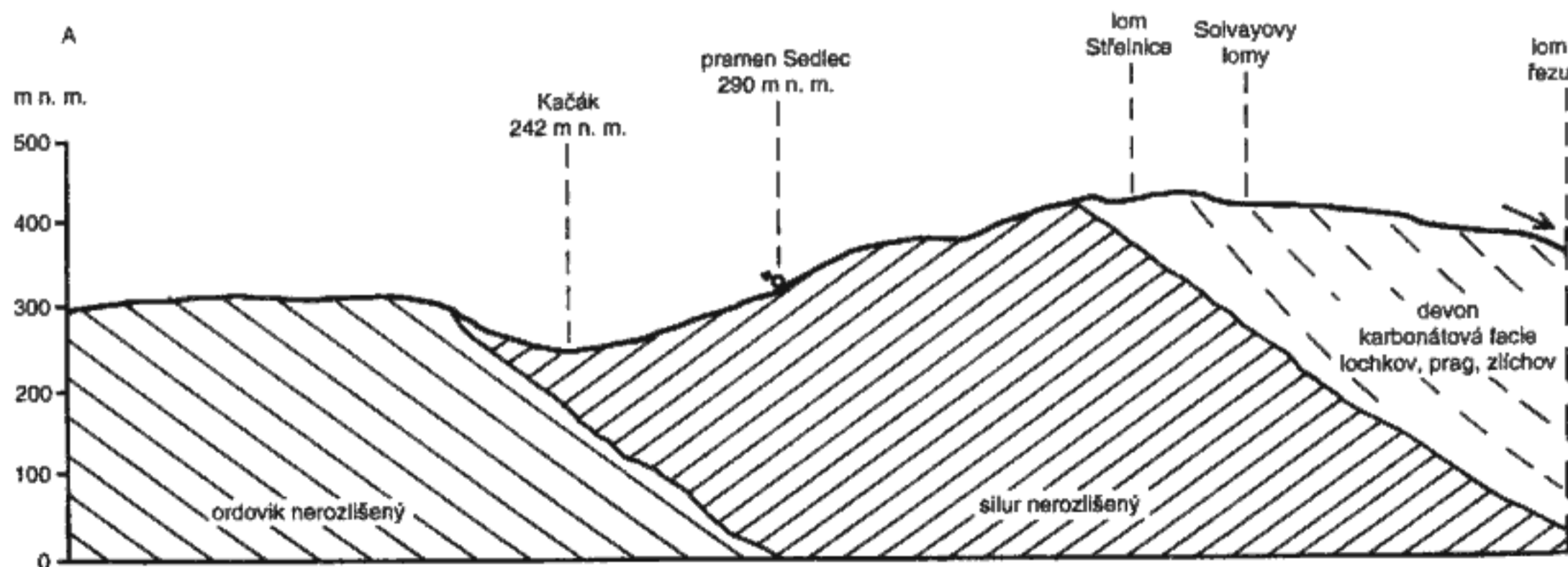
5.4. GEOGRAFICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POVODÍ PRAMENE A STOPOVACÍ ZKOUŠKY

Geografické povodí pramene (údolí Propadlé vody) o ploše zhruba 1 km² tvoří převážně devonské vápence (stáří lochkov, prag, zlíčov, dalej a eifel) a jen z jedné třetiny devonské prachovce a břidlice (stáří givet – srbské vrstvy). Údolí Propadlé vody je typické suché krasové údolí s výrazným reliéfem a množstvím povrchových krasových jevů. V tomto území bez stálých povrchových toků se nacházejí výrazné skalní útvary, svahové sutě a několik menších jeskyní. V severní části údolí je rozsáhlý systém dnes opuštěných vápencových lomů na Stydlých vodách. Podél hranice krasovějcích a nekrasovějcích hornin, která přetíná horní (jv.) část údolí, se vyskytují nečetné závrtky, které

za vydatných srážek fungují jako občasné ponory (hltače) srážkových vod. Během mimořádně vydatných srážek krátkodobě protéká údolím občasný tok, který se na více místech postupně ztrácí do podzemí. Kromě zcela mimořádných průtrží mračen nedosahuje povrchový tok až k vyústění údolí. Naposledy voda protékala celým údolím v červenci 1981. Údolí Propadlé vody a přilehlé svahy jsou z převážné míry zalesněny dubohabrovým a bukovým lesem a zemědělsky nebyly nikdy využívány, kromě občasné pastvy.

Jak naznačuje vysoká a stálá vydatnost svatojanského krasového pramene a malá plocha geografického povodí, je jeho hydrogeologické povodí podstatně větší než geografické a závisí na geologické stavbě území. Použijeme-li pro odhad plochy hydrogeologického povodí pramene údaj o specifickém podzemním odtoku pro vápence Českého krasu $2,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (SKOŘEPA – VČÍSLOVÁ 1973) a průměrnou souhrnnou vydatnost všech větví svatojanského krasového pramene (cca $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), pak se plocha hydrogeologického povodí blíží 8 km².

Z hydrogeologického povodí svatojanského krasového pramene tedy představuje jeho geografické povodí (údolí Propadlé vody) jen malý díl. Hlavní část hydrogeologického povodí pramene je tvořena mírně zvlněným terémem v okolí Bubovic, Kozolup a Vysokého Újezda. Obě části povodí se liší dnešním využitím. Zatímco plochou nevelké geografické povodí pramene je zalesněno a charakterizováno mělkými lesními půdami a četnými přímými vstupy povrchových vod do podzemí, je hlavní část hydrogeologického povodí představována plochým reliéfem s často mimořádně mocným pokryvem křídových a terciálních zvětralin, zemědělskými půdami a má relativně pomalou infiltraci. Na relikty křídů, neogénu a mocnější kvartérní pokryv je vázán nesouvislý oběh podzemní vody, pod kterým je ve vápencích opět nenasycená zóna. Tyto omezené kolektory jsou silně závislé na atmosférických srážkách, což dokazují velké rozdíly v kolísání hladiny podzemní vody v mělkých hydrogeologických objektech. Zároveň



24. Schematický geologický řez napříč strukturou holyňsko-hostimské synklinály.

24. Schematic geological cross-section of the Holyňsko-Hostim syncline.

tyto zvodně dotují puklinový kolektor podložních hornin. V prostoru starých zarovnaných povrchů byly sledovány oscilace zavěšených hladin podzemní vody ve zvětralinách zhruba s měsíční periodou během let 1996–1997 v nevyužívané studni na okraji lesa při cestě z Bubovic k lomům na Stydlých vodách.

Povrchový odtok z předpokládaného hydrogeologického povodí svatojanského pramene směřuje včetně odvodnění lokálních mělkých zvodní s rychlým oběhem podzemních vod do Bubovického potoka (Břesnice), Karlického (Studeného) potoka a do drobných přítoků Kačáku. V rámci uvedených povrchových toků jsou pouze z Bubovického potoka k dispozici nesystematická měření průtoků z let 1996–1998, pořizená J. Bruthansem na propustku pod polní cestou asi 150 m pod obcí Bubovice (průtoky se zpravidla pohybují mezi $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Hydrogeologické povodí svatojanského krasového pramene tedy zahrnuje pruh karbonátových hornin o šířce 450 až 600 m v sz. křídle holyňsko-hostimské synklinály pravděpodobně až k Vysokému Újezdu, dále část jádra vyplněného nekrasovějícími horninami srbského souvrství a pravděpodobně i menší jv. část křídla synklinály. Schematická geologická mapa území, ve kterém se nachází hydrogeologické povodí pramene, je znázorněna v obrázku 23 a schematický geologický řez napříč strukturou holyňsko-hostimské synklinály v obrázku 24.

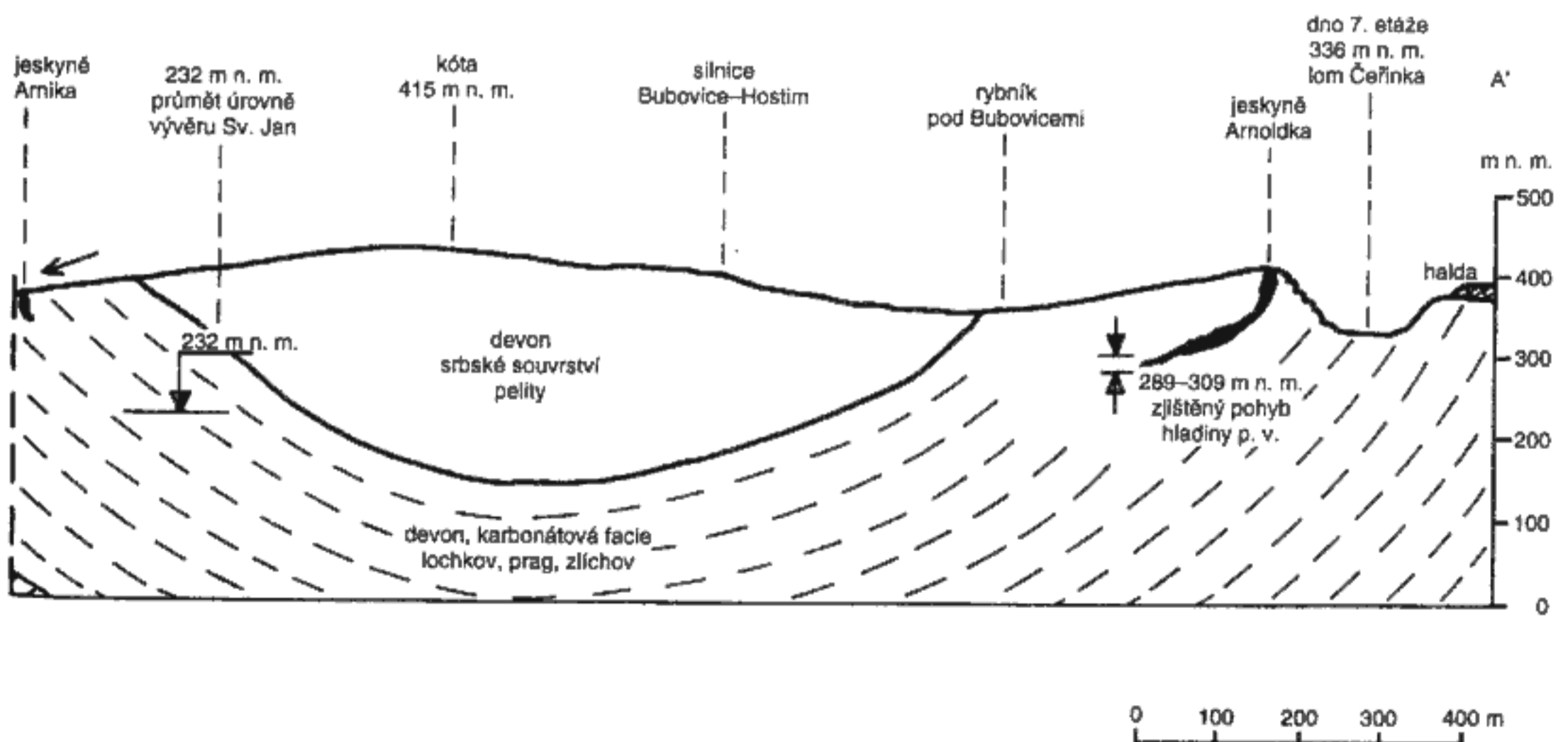
Představu odvodnění holyňsko-hostimské synklinály směrem ke Svatému Janu pod Skalou podporují hluboce zakleslé hladiny podzemní vody v prostoru jámového lomu Na Branžovech v sz. křídle synklinály, kde nově otevřená nejhlubší etáž lomu s hloubkou dna okolo 375 m n. m. (zhruba 40 m pod úrovní okolního terénu) je zcela bez vody. Ložiskové vrty v okolí lomu s hloubkou až 128 m jsou po většinu roku suché (KRUTSKÝ 1957). Přítoky z území západně od Bubovic (místní název U stydlé vody) dokumentuje vysoký Pearsonův korelační koeficient (0,88) mezi vydatností svatojanského pramene a úrovní hladiny

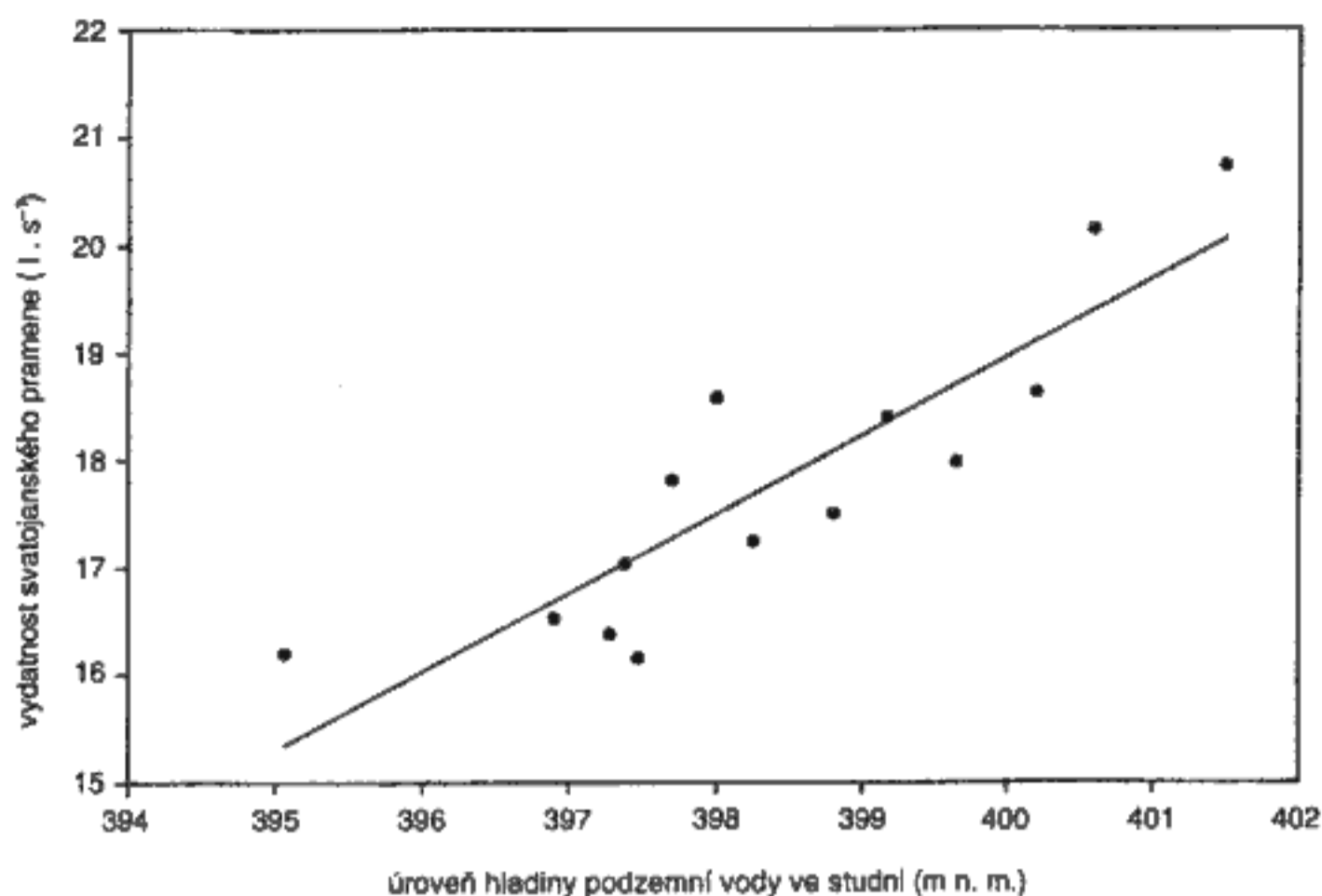
podzemní vody zachycující nesouvislou mělkou zvodně ve zvětralinách při hranici devonských břidlic a vápenců při v. okraji lomů na Stydlých vodách (obr. 25).

Hluboké zaklesnutí hladin podzemní vody v jv. křídle synklinály v propasťovitých jeskyních Čeřinka (synonyma propast Na Čeřince, Palachova propast) a Arnoldka asi 400 m j. od Bubovic nebo v pozorovacím vrtu asi 300 m jz. od Kozolup a existence mnoha příčných strmých zlomových struktur szz.–jvv. směru možnost hydrogeologické komunikace obou křídel podporují. Hydraulické spojitosti mezi svatojanským pramenem a jv. křídlem holyňsko-hostimské synklinály nasvědčuje také velmi vysoký Pearsonův korelační koeficient (0,96) mezi vydatností pramene a kolísáním hladiny podzemní vody v jeskyni Arnoldka (obr. 26). Přímkové závislosti odpovídá empirická regresní rovnice $Q_{\text{Ivan+Ivanka}} = 0,343 \cdot (\text{hladina v Arnoldce v m n. m.}) - 84,39 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (BRUTHANS – ZEMAN 2000).

Hydrogeologické poměry synklinály jsou do značné míry komplikovány pestrá petrografickou stavbou a inverzním charakterem reliéfu. Srbské vrstvy (břidlice, prachovce), tvořící jádro synklinály, jsou charakteristické puklinovou porozitou, která se projevuje pouze v přívěchové zóně zvětrávání a v okolí tektonických linií. Jejich propustnost se s hloubkou výrazně snižuje a je velmi omezená v hloubkách pod prvními desítkami metrů. Naproti tomu jsou karbonáty křehčí a zvrásněním i rozpukanější. Díky chemické korozi jsou postiženy krasověním. Krasová propustnost je vázána především na pruhy devonských vápenců stáří lochkov a prag (VČÍSLOVÁ 1980). Z oblasti holyňsko-hostimské synklinály jsou známy zpravidla izolované jeskyně (Arnoldka, Čeřinka, Arnika, Aragonitová jeskyně atd.).

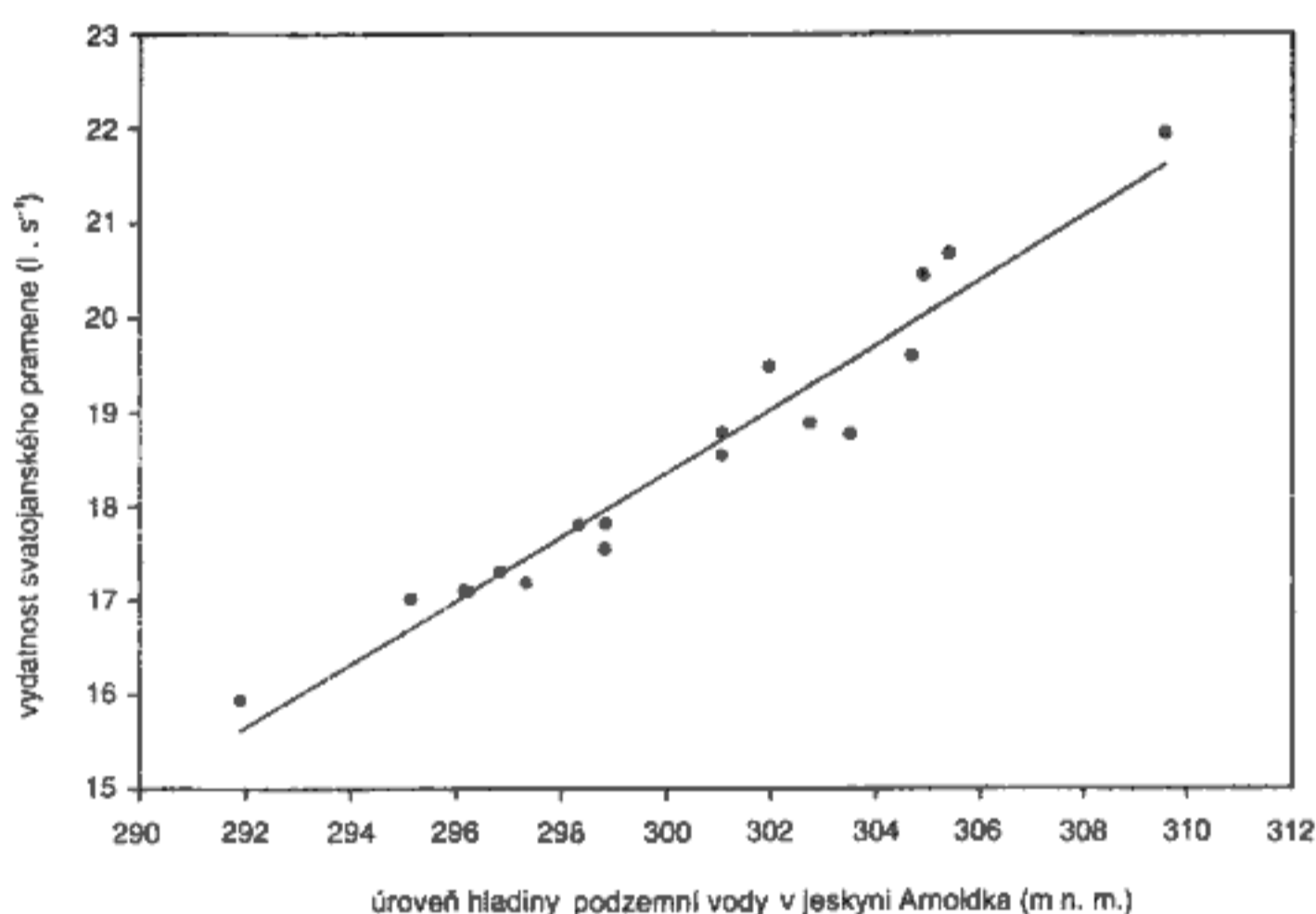
Stopovací zkoušky jsou jednou ze základních metod k poznání hydrogeologických poměrů, resp. preferenčních cest podzemních vod v krasových systémech. V případě svatojanského krasového pramene je třeba zmínit dvě stopovací zkoušky provedené v roce 1977 radioizotopem ^{51}Cr





25. Korelace mezi vydatností svatojanského pramene a kolísáním hladiny podzemní vody ve studni při v. okraji lomů na Stydlých vodách.

25. Correlation between discharge of the Svatý Jan spring and oscillations of groundwater level in a well located near eastern part of the na Stydlých vodách quarries.



26. Korelace mezi vydatností svatojanského pramene a kolísáním hladiny podzemní vody v jeskyni Arnoldka.

26. Correlation between discharge of the Svatý Jan spring and oscillations of groundwater level in the Arnoldka cave.

(VČÍSLOVÁ 1980, 1983). První zkouška měla prokázat vliv povrchových vod Kačáku a druhá komunikaci mezi podzemní vodou v propasti Čefínka v jv. křídle holyňsko-hostimské synklinály a svatojanským krasovým pramenem.

Výsledek prvního testu jednoznačně prokázal přítomnost menšího podřflu vod Kačáku ve svatojanském prameni. Stopovač injektovaný do Kačáku zhruba 700 m nad kostelem se v prameni objevil po 4 hodinách s maximem po 14 hodinách. VČÍSLOVÁ (1980, 1983) vysvětluje tento jev prouděním podzemních vod napříč skalním hřbetem, tvořeným zejména silurskými paleobazalty (diabasy), v nejužším místě tohoto meandru (zhruba pod kaplí sv. Kříže). Vzhledem k novým poznatkům o charakteru podloží akumulace pěnoveců je však mnohem pravděpodobnější, že dochází k míšení freatických vod fluvialních sedimentů Kačáku s vyvěrající podzemní vodou v tomto silně porézním prostředí a že k proudění napříč diabasovým hřbetem v podstatné míře nedochází (viz kap. 5.3.).

Vyhodnocení druhého testu provedeného injektáží téhož stopovače do jezera propasti Čefínka je obtížnější. V tomto druhém radioizotopovém testu byly v jednodenních odběrech po dobu jednoho a půl měsíce sledovány tři objekty – prameny Ivanka a Ivan a Bubovický potok. Ve vodě Bubovického potoka se stopovač neobjevil vůbec a ve vzorcích vody ze svatojanských pramenů byla zvýšená aktivita zjištěna v jediném vzorku pouze u vývěru Ivan, 11. den po injektáži. Tento výsledek byl v původní zprávě i v dalších posudcích věnovaných svatojanskému krasovému prameni (ŠEDIVÝ 1992) interpretován jako důkaz hydrogeologické souvislosti obou objektů. Podle našeho názoru tento test není dostatečným důkazem jejich hydrogeologického vztahu, protože:

- a) poměr mezi intervalem do nástupu signálu (11 dní) a jeho trváním (1 den) byl zcela nereálný a neodpovídající přírodním podmínkám;
- b) stopovač byl zjištěn jen ve větvi Ivan a nikoliv ve větvi

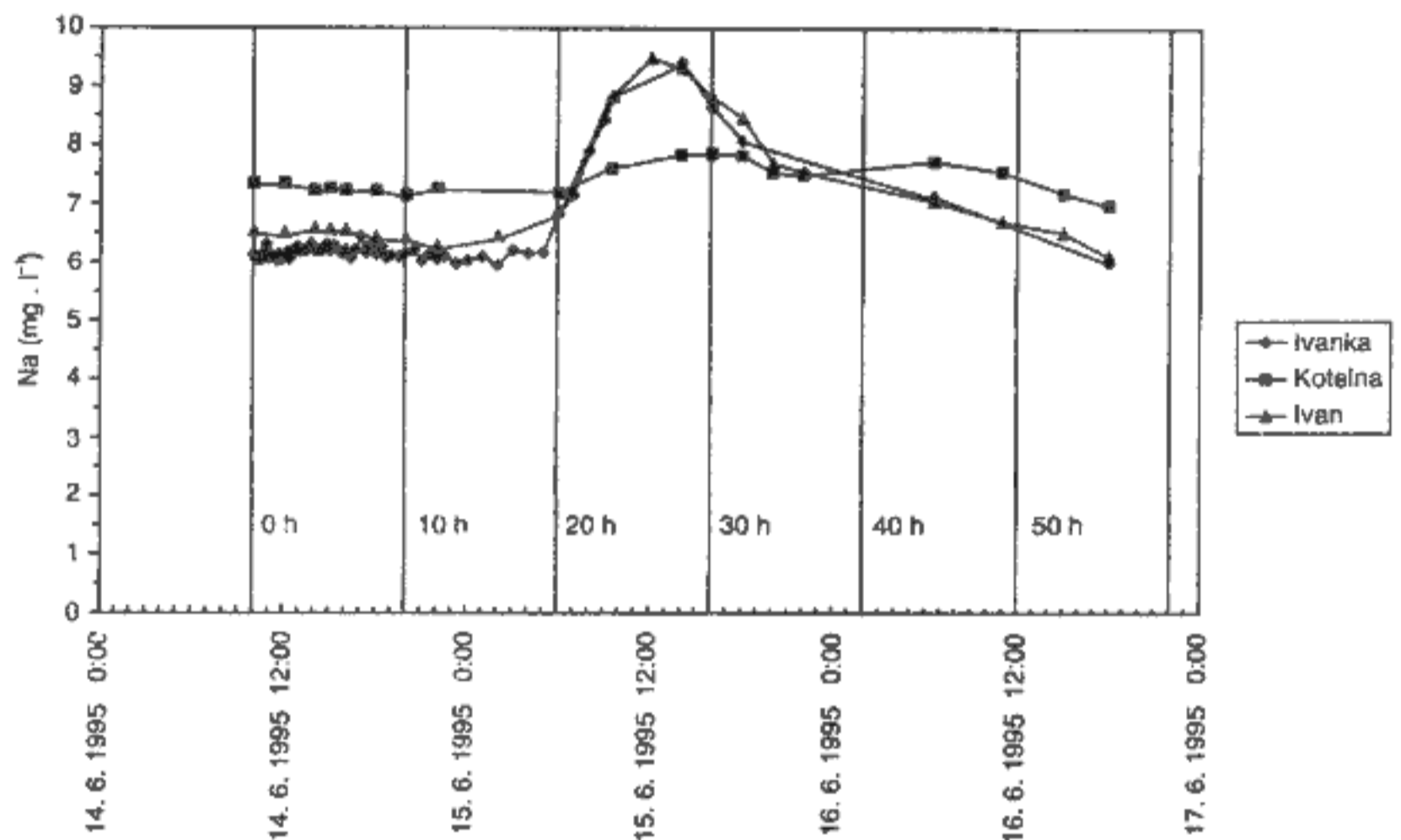
Ivanka, přitom bylo opakovaně prokázáno, že oba prameny obsahují vodu z téhož hydrogeologického systému;

c) použití stejného stopovače při dvou těsně po sobě následujících testech není optimální. Doba zdržení podzemní vody v systému svatojanského krasového pramene je navíc podle aktivit tritia podstatně delší, než byla doba trvání testu.

Další stopovací zkouška byla provedena během našeho projektu po vydatných srážkách v červnu 1995. Místem injeckáže chemického stopovače (roztoku NaCl) byl v tomto případě nově objevený občasný ponor s jeskyní Arnika v horní části údolí Propadlé vody. Sledován byl úsek krasového systému v délce přibližně jednoho kilometru. Podrobný popis této stopovací zkoušky byl již publikován v práci ŽÁKA et al. (1996), proto zde uvádíme jen její hlavní výsledky.

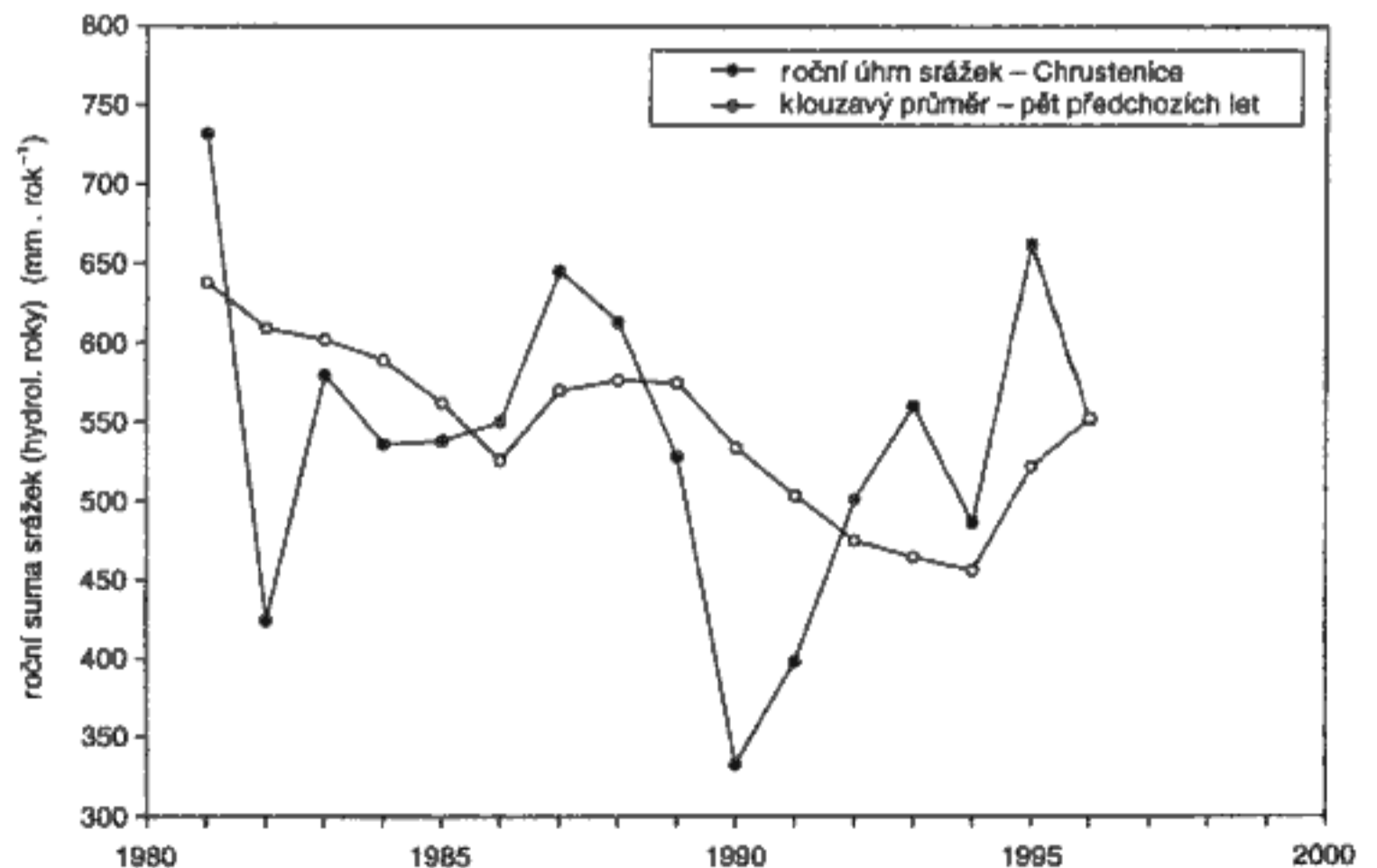
Test byl proveden ve dnech 14. 6. až 16. 6. 1995. Průtok

občasného toku mizejícího v hltači se v té době pohyboval již jen okolo $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Byla sledována koncentrace Na^+ ve všech třech vývěrech – Ivanka (P1), Ivan (P2) a v kotelně kláštera (P3). V době testu měly vývěry Ivanka a Ivan vydatnost $24,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Signál nastoupil mezi 19. a 20. hodinou od začátku stopovací zkoušky, vrcholil po 26 hodinách a vyzněl do rozmezí analytické chyby od počáteční hodnoty po 37 hodinách od zahájení testu. Odezva na pramenech Ivanka a Ivan byla v rámci chyby měření identická, na vývěru v kotelně byla odezva asi 3x nižší (viz obr. 27). Z obrázku je patrné, že odlišná koncentrace Na^+ ve vývěru v kotelně od Ivana a Ivanky byla již před příchodem stopovače. Kotelna vykazuje dvě nevýrazná maxima 5 a 20 hodin po jednoduchém maximu Ivana a Ivanky. Což spolu s průběhem teploty (kap. 5.5.2.) ukazuje na mnohem nižší podíl vody s obsahem stopovače, a tedy vody z geografického povodí Propadlé vody ve vývěru v kotelně, oproti Ivanovi a Ivance. Tento jev nemůže být způsoben vysokým podílem



27. Výsledky stopovací zkoušky z občasného ponoru Arnika do svatojanského krasového pramene. Podle ŽÁKA et al. (1996).

27. Results of a tracer test between the periodic sink-hole Arnika and the spring in Svatý Jan pod Skalou. After ŽÁK et al. (1996).



28. Roční úhrny srážek na stanici Chrustenice v letech 1981 až 1996, na základě dat ČHMÚ.

28. Yearly precipitation totals (full symbols) from 1981 to 1996, Chrustenice station of the ČHMÚ monitoring network.

freatických vod fluviaálních sedimentů Kačáku v kotelně, protože teplota vývěru v kotelně je v průměru shodná s teplotou vývěrů Ivan a Ivanka (již při podflu freatických vod fluviaálních sedimentů Kačáku přes 15 % ve vývěru v kotelně by jeho průměrnou teplotu snížilo pod naměřené hodnoty, viz kap. 5.5.2.). K promíchání podzemních vod rychlého oběhu z povodí Propadlé vody s podzemními vodami hlubokého oběhu dochází spíše v blízkosti ústí údolí Propadlé vody do kaňonu Kačáku, než pod jeskyní Arnika.

Za předpokladu konzervativního chování, a tedy nulové ztráty stopovače v systému, a předpokladu dokonalého míšení stopovače do hlavního toku pramene lze běžným způsobem (např. FLORKOWSKI 1991) vypočítat maximální vydatnost celého svatojanského krasového pramene v době trvání testu na $36,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vzhledem k tomu, že ztráta části stopovače v krasovém systému je pravděpodobná, představuje tento výpočet pouze odhad maximální možné vydatnosti celého systému a skutečná hodnota leží někde mezi tímto maximem a údajem $24,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ získaným přímým měřením vývěrů Ivanka a Ivan. Obdobně lze vyčíslit i objem části podzemního systému zaplněného podzemní vodou mezi ponorem Arnika a vývěrem (přímá vzdálenost obou míst je 1050 m, výškový rozdíl 127 m) na minimálně 1680 m^3 (pro vydatnost $24,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a nejvýše 2520 m^3 (pro vydatnost $36,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Postupy výpočtů a vstupní data jsou v příloze 7.

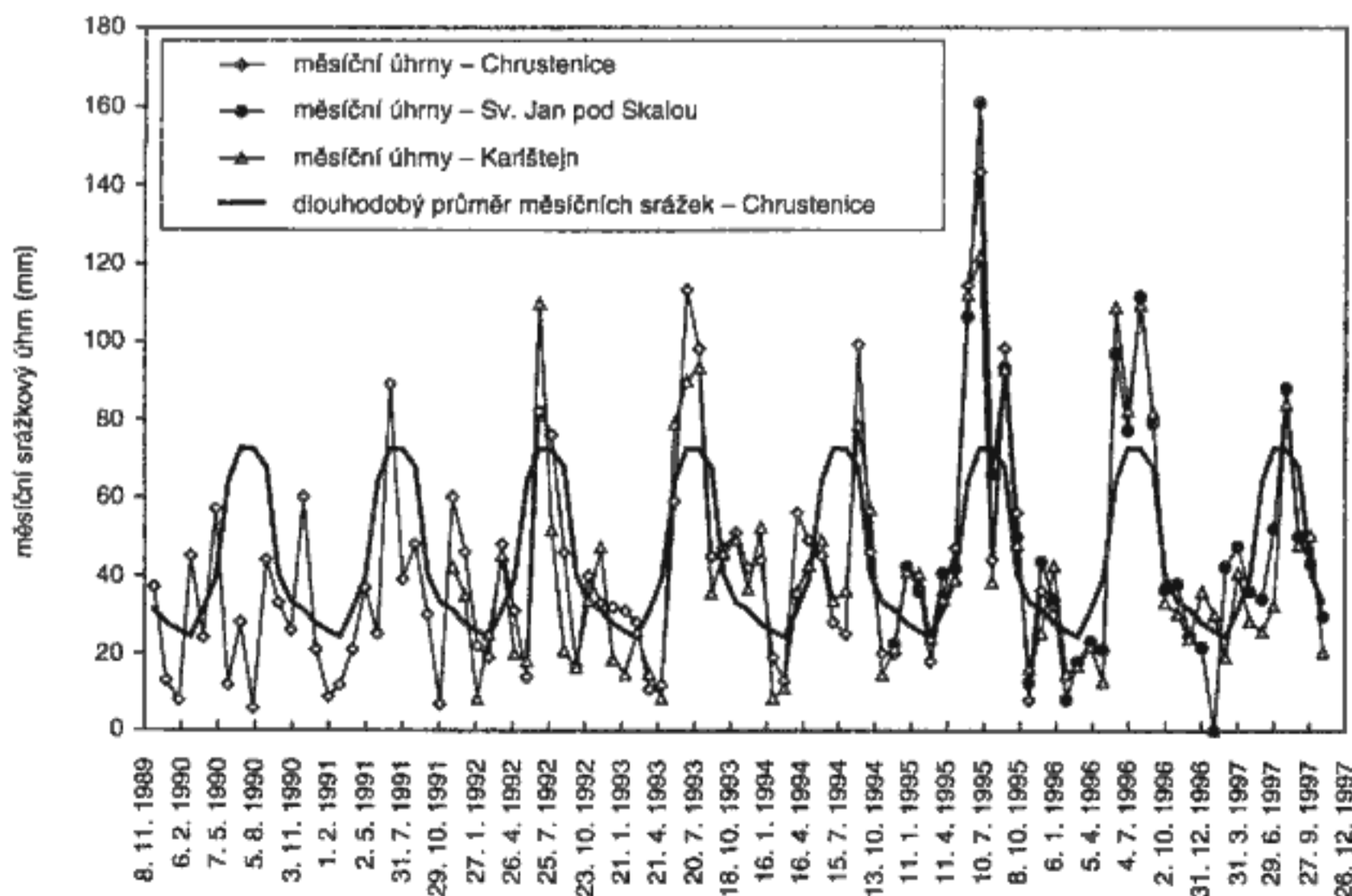
Stopovací zkouška prokázala přímé spojení mezi ponory v horní části údolí Propadlé vody a vývěry ve Svatém Janu. Zároveň prokázala nereálnost výsledků staršího stopovacího testu z propasti Čeřinka a ukázala, že testovaný úsek systému krasového systému pod údolím Propadlé vody má v podstatě charakter volných krasových dutin a puklin s postupovou rychlostí zhruba 1 m za minutu.

5.5. VYHODNOCENÍ HYDROGRAMU A ZMĚN TEPLoty SVATOJANSKÉHO KRASOVÉHO PRAMENE

Režimní sledování svatojanského krasového pramene zahrnovalo tři hydrologické roky (od 1. listopadu 1994 do 31. října 1997), kterým předcházelo mimořádně suché období. Srážkový úhrn roku 1990 (333 mm srážek, cca 63 % normálu) byl na stanici Chrustenice nejnižší za celé sledované období od roku 1950. Podnormální byly roční úhrny i v letech 1991, 1992 a 1994 (obr. 28).

Na srážky nejbohatší jsou v oblasti Českého krasu v dlouhodobém průměru měsíce květen až srpen, nejnižší srážkové úhrny vykazují obvykle leden a únor (tzv. roční chod srážek s jednoduchou vlnou). Dlouhodobý průměr ročních úhrnů srážek činí 530 mm v Karlštejně a 570 mm v Chrustenicích v sz. okolí Českého krasu. Pro oblast je charakteristické většinou jen krátké trvání souvislé sněhové pokrývky v zimních měsících. Ve studovaném období nejdéle přetrvala sněhová pokrývka v zimě 1996/1997 od 19.12. 1996 do 8.2. 1997. Předchozí zimy byly bez souvislé sněhové pokrývky. Průběh měsíčních úhrnů srážek z několika stanic v okolí sledovaného území za období 1990 až 1997 ukazuje obrázek 29.

Během sledovaného období byl na srážky nejbohatší rok 1995, kdy v Chrustenicích spadlo 666 mm srážek (téměř 126 % normálu), ve Svatém Janu 695 mm srážek a v Karlštejně 628 mm srážek. V rámci roku 1996 byly anomálně srážkově bohaté měsíce květen a červen. Největší srážková událost během sledovaného období se odehrála v noci z 1. na 2. 6. 1995, kdy ve Svatém Janu napršelo 59,1 mm srážek. Přitom již předchozí vydatné srážky (srážkově velmi bohaté byly i 13. a 14. 5. 1995) způsobily nasycení půdy vodou. Vzhledem k tomu došlo k lokálním povodním na většině malých vodních toků v okolí. Občasný potok tekli i v horní části údolí Propadlé vody (předtím naposledy při



29. Měsíční úhrny srážek na několika srážkoměrných stanicích v okolí povodí sledovaného pramene v letech 1990 až 1997. Podle dat ČHMÚ, Výzkumné stanice vinařské v Karlštejně a vlastních dat ze Svatého Jana pod Skalou. Znázorněny jsou i dlouhodobé průměrné měsíční úhrny na stanici Chrustenice.

29. Monthly precipitation totals at several monitoring stations close to the studied spring from 1990 to 1997. Based on data of ČHMÚ, Research Station of Wine Production in Karlštejn and our data from Svatý Jan pod Skalou. Long-term monthly average precipitation totals at Chrustenice station are also shown (bold line).

povodni v červenci 1981). Po méně než 15 hodinách od začátku deště došlo vzhledem k přímému vstupu přívalových vod do podzemí k zakalení vody ve vývěrech Ivanka i Ivan.

Vývoj srážek v období režimního sledování svatojanského krasového pramene byl mimořádně vhodný, neboť sledování začalo po období sucha. Po srážkově nadnormálním roce 1995 následoval rok 1996 s úhrnem srážek blízkým průměru a rok 1997 byl srážkově podnormální.

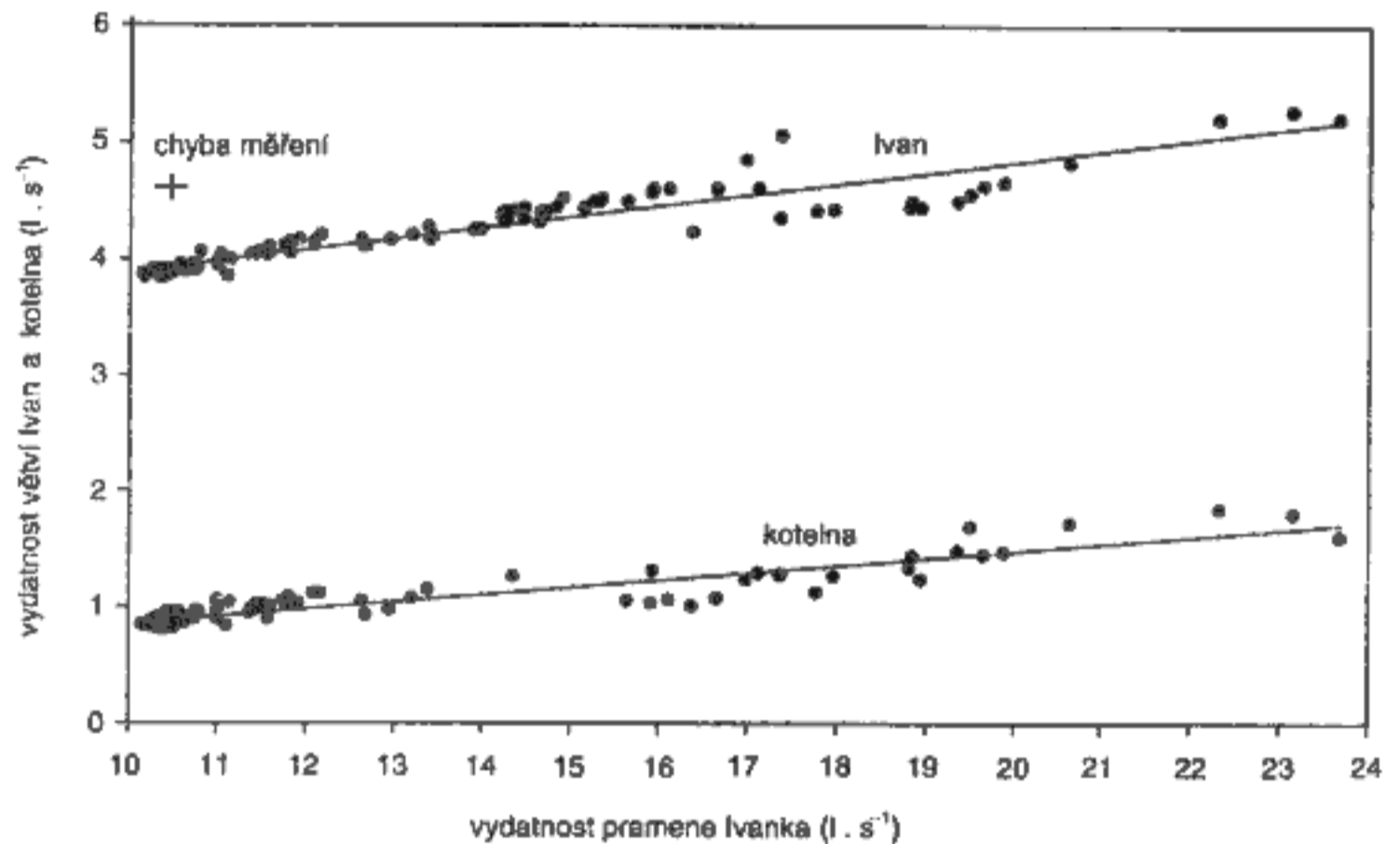
Všechny tři sledované vývěry (Ivanka, Ivan, kotelna) reagují na srážkové události obdobnými změnami vydatnosti. Závislost změn vydatnosti pramenů Ivan, kotelna a Ivanka v období od 1. 11. 1994 do 31. 10. 1995 je znázorněna v obrázku 30.

5.5.1. Vyhodnocení hydrogramu

Na obrázku 31 je znázorněn hydrogram svatojanského krasového pramene (časové změny vydatnosti měřené na no-

vém profilu, tj. souhrn dvou hlavních vývěrů Ivanka + Ivan) a průběh teploty vývěru Ivanka za tři roky sledování. Svatojanský krasový pramen má malou variabilitu vydatnosti a teploty. Poměr minimální a maximální zjištěné vydatnosti během tří let měření je zhruba 1 : 2, v roce bez anomálních přívalových srážek však pouze 4 : 5.

Většina přírodních hydrogeologických systémů v krasových oblastech je mimořádně složitá. Hydrogram, a tedy dynamiku odtoku z krasového hydrogeologického systému, lze obecně popsat jako výsledek kombinace nejčastěji tří složek s různou dobou zdržení v podzemí. Nejmenší dobu zdržení mají přímo infiltrující srážky využívající preferenční cesty jeskynních systémů, rozsáhlejších zkrasovělých puklin a vrstevních ploch. Pomalejší je vyprazdňování vod z drobných puklin až makropuklin kolektoru a největší dobu zdržení vykazují vody z mikropuklin. Podíl těchto složek na odtoku ze systému se dynamicky mění podle množství a četnosti srážek (FORD – WILLIAMS 1989, SHEVENELL 1996). Po srážkové události dochází k výraznému

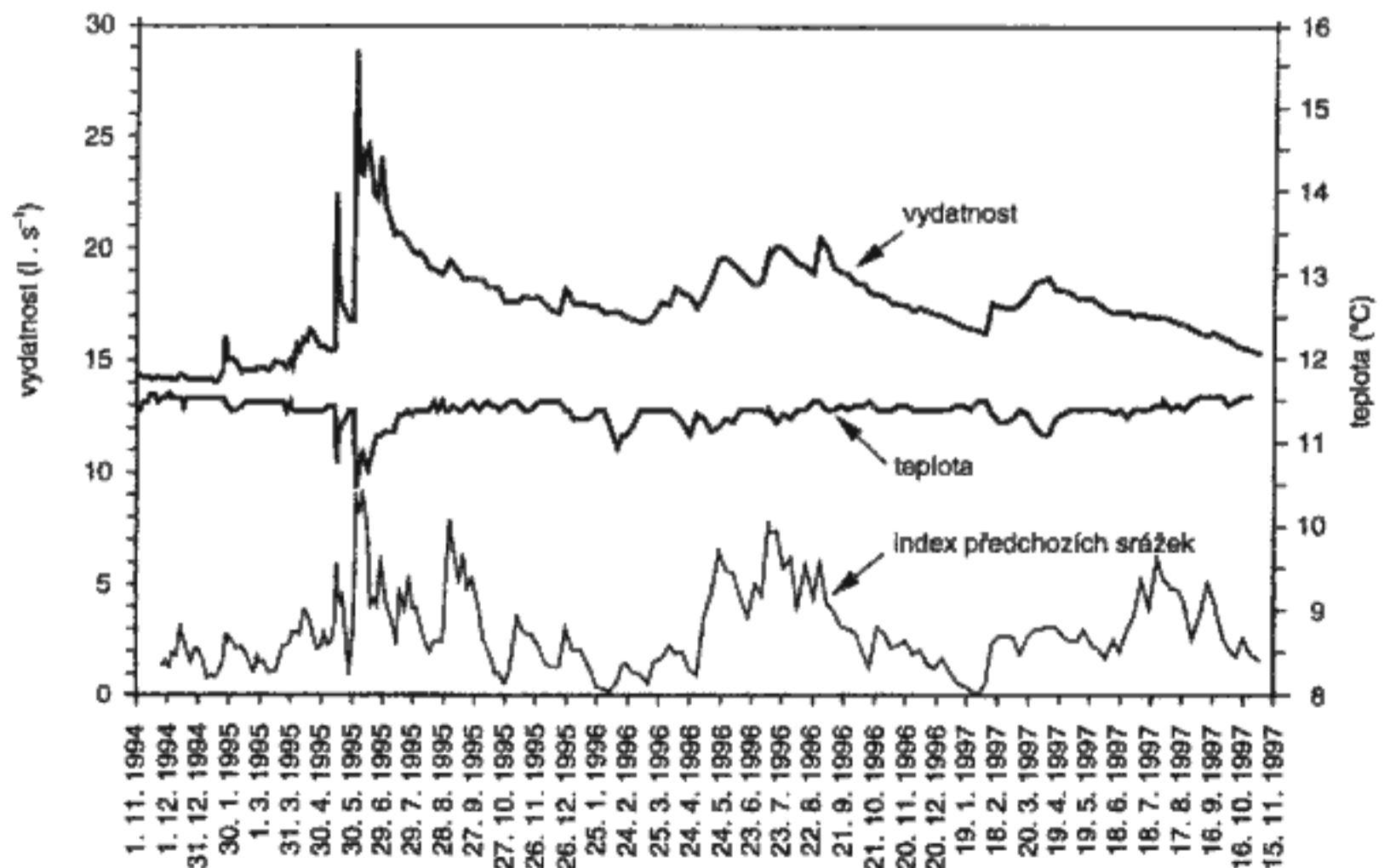


30. Závislost vydatnosti pramenů Ivan a kotelna na vydatnosti pramene Ivanka během hydrologického roku 1995.

30. Correlation of discharge of springs Ivan and Ivanka and of spring in boiler room of the Monastery and spring Ivanka during hydrological year 1995.

31. Hydrogram, variabilita teploty a index předchozích srážek svatojanského krasového pramene v období od 1.11. 1994 do 31.10. 1997. Index předchozích srážek („antecedent precipitation index“, API) uvažuje srážkový úhrn za předchozí 4 týdny, přitom největší váhu (100 %) mají srážky posledního týdne, dále do minulosti jejich váha klesá.

31. Hydrograph, temperature and antecedent precipitation index (API) of the Svatý Jan pod Skalou spring from 1st November 1994 to 31st October 1997. API reflects precipitation totals of last four weeks with highest weight given to the last week, the weight of preceding weeks decreases proportionally.

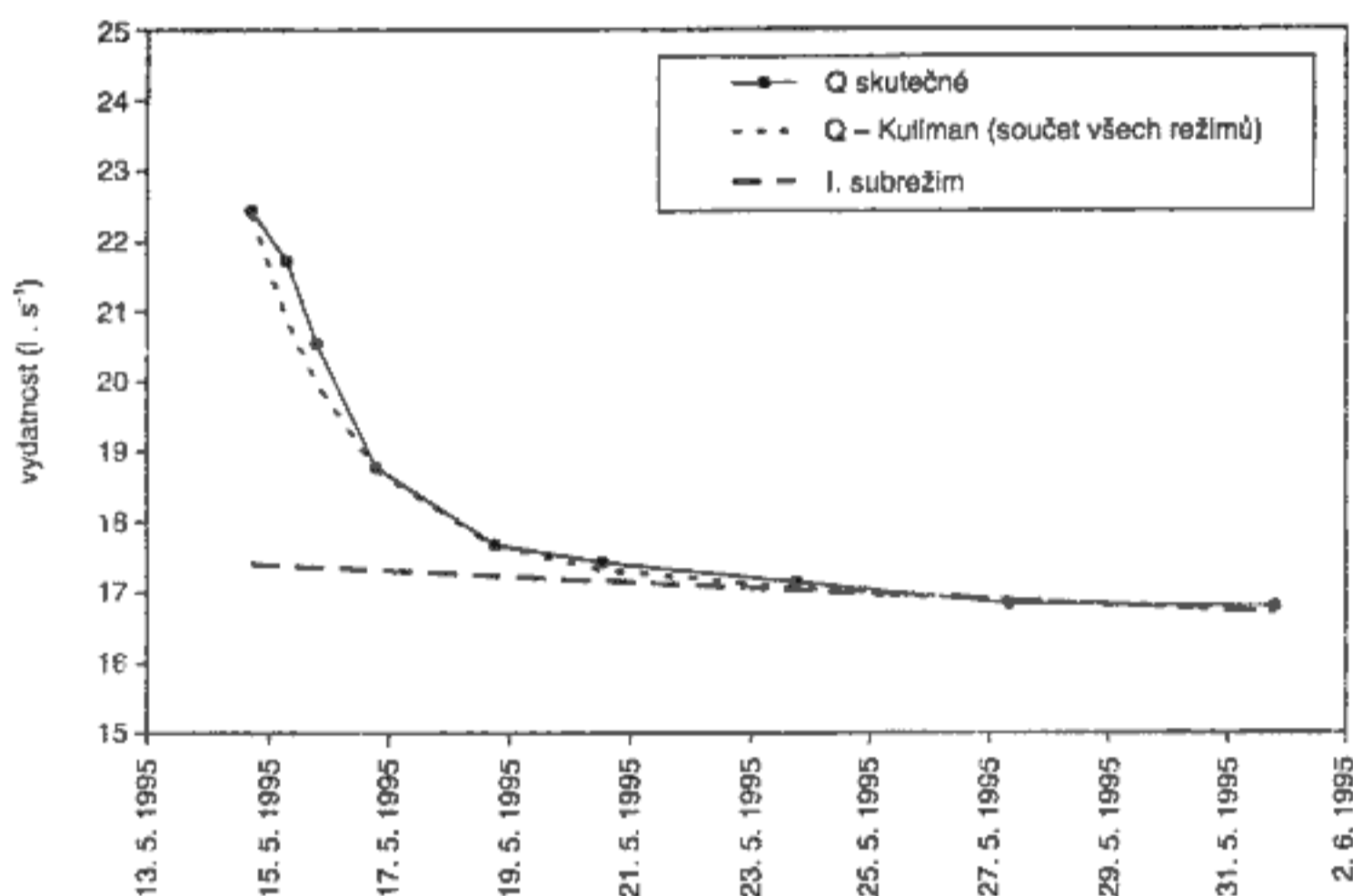


zvýšení odtoku v důsledku zaplnění preferenčních zkrasovělých cest. Po rychlém odtoku těchto přímo vstupujících srážek, a tedy po strmém poklesu křivky hydrogramu, následuje vyprazdňování puklinového systému následkem zvýšení hydrostatického tlaku zasáklými srážkami a nasycení svrchních částí systému, resp. zvýšení gradientu. V hydrogramu je tato fáze charakterizována postupně po několik týdnů až měsíců klesající křivkou. S poklesem významu této složky začíná postupně dominovat odtok z drobných puklin a mikropuklin kolektoru, tedy vody pomalého oběhu s podstatně větší dobou zdržení.

Způsob kvantifikace změn odtoku v závislosti na srážkách empirickou funkcí a odhad objemů jednotlivých složek odtoku krasového pramene jsou uvedeny v příloze 8. I když výpočet je veden za řady zjednodušujících předpokladů, jsou odhady objemu jednotlivých složek cenné, protože byly získány na základě reálné dynamiky vyprazdňování systému a lze je využít při sestavení komplexněj-

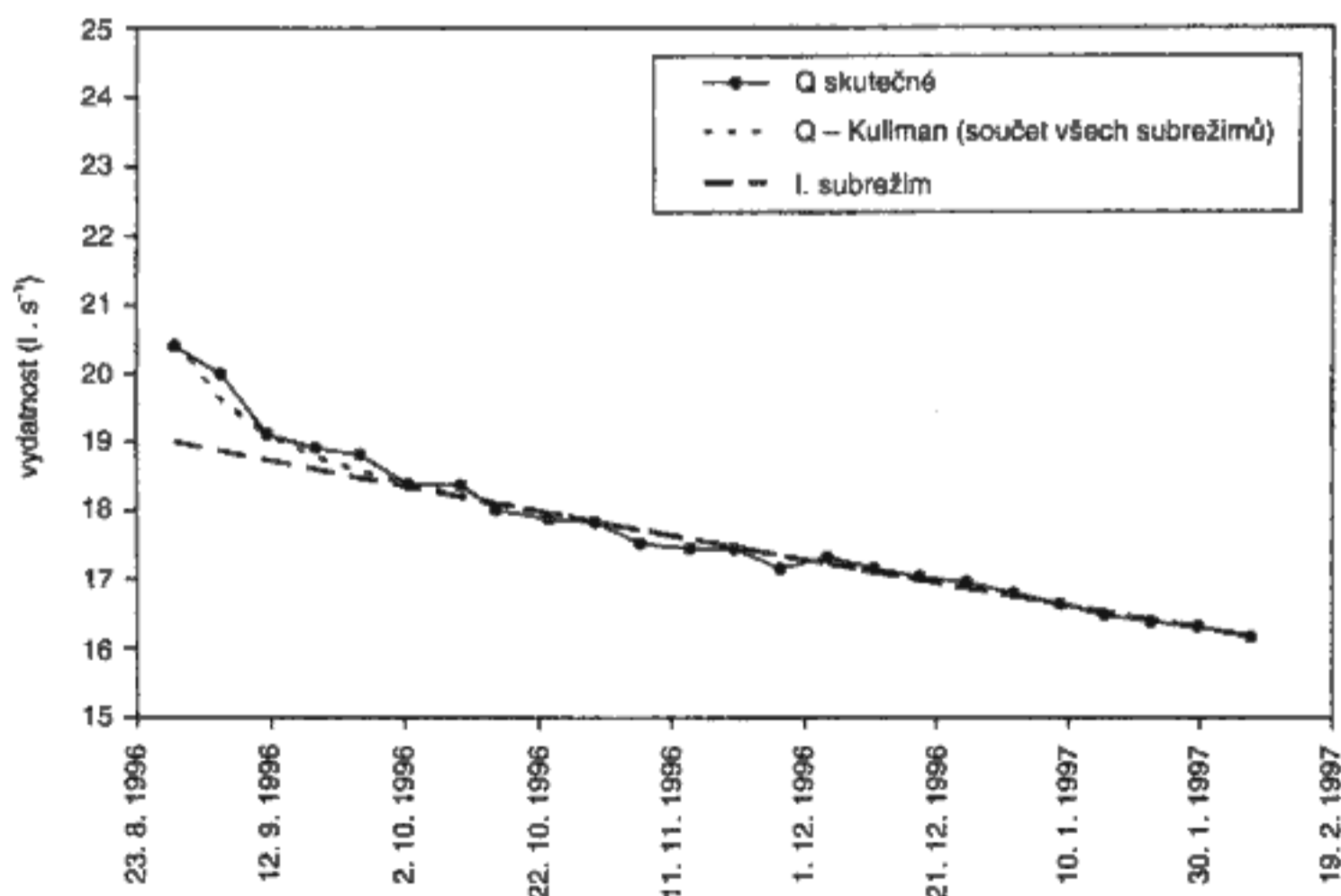
ších modelů. Pro rychlé vyprazdňování preferenčních zkrasovělých cest byl vypočten objem v rozmezí 1680 až 2520 m³, pro systém makropuklin až drobných puklin objem zhruba 3 · 10⁵ až 4 · 10⁵ m³ a objem vod pomalého oběhu zastoupený mikropuklinami byl vypočten na 10⁶ až 10⁸ m³.

Z dat režimního sledování pramene byly zkonstruovány podle KULLMANA (1990) čáry vyprazdňování podzemních vod svatojanského pramene v období přívalových srážek (obr. 32) a v běžném srážkovém období (obr. 33). Jejich tvar naznačuje minimálně dva režimy s laminárním prouděním podzemní vody s rozdílnou dobou vyprazdňování. Hodnoty koeficientů vyprazdňování $a_1 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ a $a_2 = 0,6$ pro období přívalových dešťů naznačují horninové prostředí s nerovnoměrně rozvinutou sítí puklin s převahou otevřených makropuklin až výskyt omezeného rozsahu krasových kanálů, kde může docházet ke krátkodobému turbulentnímu proudění podzemní vody. Pro období



32. Průběh čáry vyprazdňování svatojanského krasového pramene v období přívalových srážek, kde
 $Q_t = Q_1 \cdot e^{-a_1 t} + Q_2 \cdot e^{-a_2 t}$
 $Q_1 = 17,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
 $Q_2 = 5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
 $a_1 = 2,5 \cdot 10^{-3}$
 $a_2 = 0,6$.

32. Groundwater discharge decrease diagrams after KULLMAN (1990) for the period of intensive rainfall.

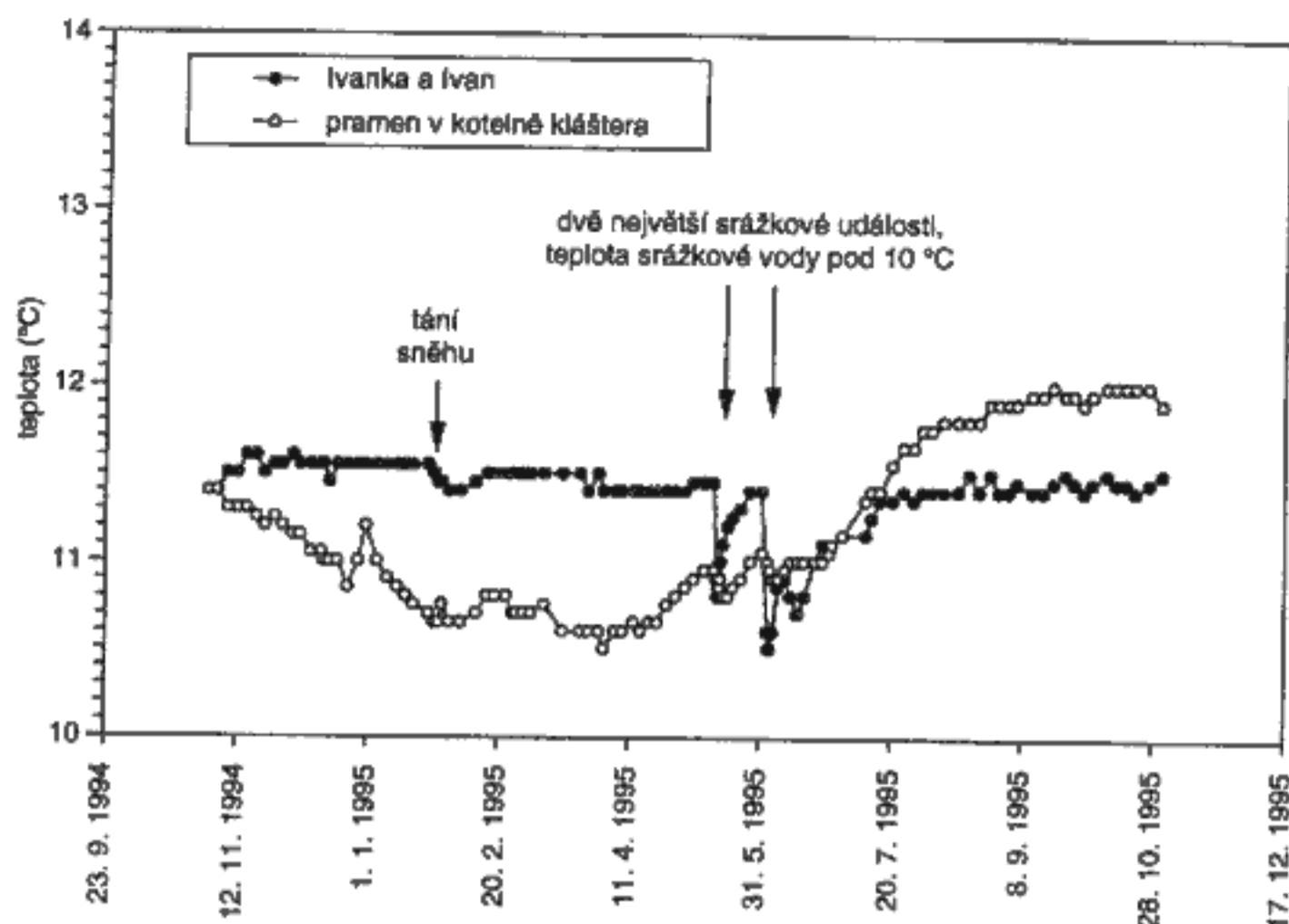


33. Průběh čáry vyprazdňování svatojanského krasového pramene v období normálních srážkových stavů, kde
 $Q_t = Q_1 \cdot e^{-a_1 t} + Q_2 \cdot e^{-a_2 t}$
 $Q_1 = 19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
 $Q_2 = 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
 $a_1 = 1 \cdot 10^{-3}$,
 $a_2 = 0,1$.

33. Groundwater discharge decrease diagrams after KULLMAN (1990) for the period of usual rainfall.

34. Chod teploty sledovaných objektů ve Svatém Janu pod Skalou během hydrologického roku 1995.

34. Temperature variability of the studied springs in Svatý Jan pod Skalou during 1995.



normálních srážkových stavů s koeficienty vyprazdňování $a_1 = 1 \cdot 10^{-3}$ a $a_2 = 0,1$ je charakteristické horninové prostředí s hustou, převážně rovnoměrnou sítí puklin s převahou mikropuklin a drobných puklin.

5.5.2. Vyhodnocení variability teploty

Pozorovaný roční průběh teploty u pramenů Ivanka a Ivan byl v rámci chyby měření ($\pm 0,1$ °C) stejný. Teplota se během tří let sledování pohybovala v rozmezí od 10,5 do 11,6 °C s průměrem 11,4 °C, zatímco teplota vývěru čerpaného v kotelně se chovala odlišně (obr. 34). Protože vývěr v kotelně má v průměru prakticky shodnou teplotu jako vývěry Ivan a Ivanka, a tedy teplotu značně vyšší než je průměrná teplota Kačáku a freatických vod v nivě, je zřejmé, že i vývěr v kotelně je z naprosté většiny tvořen vodou hlubokého oběhu. Již patnáctiprocentní podíl freatické vody fluviálních sedimentů Kačáku by teplotu vývěru v kotelně snížil pod naměřené hodnoty. Sinusový průběh teploty vývěru v kotelně lze vysvětlit nejspíše míšením malého podílu těchto freatických vod. Další možností je konduktivní vedení tepla horninami a půdami od zemského povrchu. K tomuto jevu není vůbec nutné míšení s povrchovou vodou, jak ukázal na příkladech krasových pramenů v Německu BUNDUSH (1997). Malý pokles teploty vývěru v kotelně v reakci na srážku 2. 6. 1995 (cca 1/3 poklesu teploty pramenů Ivanka + Ivan, viz obr. 34) ukázal, že mělký krasový oběh podzemní vody z rokle Propadlé vody tvořil cca třicetiprocentní podíl v pramenech Ivanka + Ivan, ale podstatně méně v prameni v kotelně. Tomu plně odpovídají i výsledky stopovací zkoušky (viz kap. 5.4). Rozdílný podíl mělkého a rychlého oběhu ve vývěru v kotelně oproti vývěrům Ivan a Ivanka ukazuje, že k míšení mělkého oběhu z území Propadlé vody s hlubokým oběhem dochází pravděpodobně až v těsné blízkosti pěnovecového tělesa.

Dílejší výkyvy teploty ve vývěrech Ivanka a Ivan způso-

buje hlavně mělký a rychlý oběh podzemní vody z území Propadlé vody. Nejvýraznější snížení teploty v rámci sledovaného období nastalo po srážkové události ve dnech 1. a 2. 6. 1995, kdy teplota silně zakaleného pramene poklesla až na 10,5 °C. Je třeba poznamenat, že tyto infiltrované srážkové vody s rychlým oběhem teplotu pramene vždy snižují, bez ohledu na roční dobu. Během infiltrace srážkových vod do horninového prostředí přes zvětraliny a zasuté ponory totiž teplotně ekvilibrují s mělkým podzemním prostředím, jehož teplota odpovídá průměrné roční teplotě oblasti (okolo 8,5 °C). Vzhledem k předpokládané hloubce oběhu převládajícího podílu podzemní vody svatojanského krasového pramene je teplota vody s velkou dobou zdržení zřetelně vyšší. Nejvyšších teplot kolem 11,6 °C proto pramen dosahuje v období minimálních vydatností, kdy dominuje voda s nejhlubším oběhem. Tato situace nastává nejčastěji koncem zimy před táním sněhu. Interpretace hloubky oběhu krasových vod na základě teplotního modelování je shrnuta v kapitole 5.8.

5.6. VYHODNOCENÍ DLOUHODOBÉHO ZÁZNAMU VYDATNOSTI A TEPLoty PRAMENE IVAN A DALŠÍCH ARCHIVNÍCH MĚŘENÍ

Kromě výše diskutovaného režimního sledování svatojanského krasového pramene v letech 1994–1997 je k dispozici dlouhodobý záznam vydatnosti a teploty pramene Ivan (od 6. 11. 1974 do současnosti), pořízený Českým hydro-meteorologickým ústavem. Údaje z databáze ČHMÚ za období od počátku záznamu do zahájení režimního měření v rámci projektu GAČR jsou znázorněny v obrázku 35 společně s týdenními srážkovými úhrny ze stanice Chrustenice, také podle dat ze sítě meteorologických stanic ČHMÚ.

Záznam vydatnosti pramene Ivan za toto dvacetileté období vykazuje několik úseků, které se zřetelně liší variabilitou vydatnosti i její průměrnou hodnotou. Pro tyto výraz-

né změny nelze nalézt příčiny v množství srážek. Jak již bylo diskutováno v kap. 5.3., vzájemné vztahy mezi vývěry Ivanka a Ivan svatojanského krasového pramene byly v minulosti několikrát pozměněny stavebními a technickými úpravami. Vzhledem k těmto skutečnostem je vyhodnocení dlouhodobého záznamu z pramene Ivan obtížné a pro vytvoření hydrologického modelu pramene je třeba se opřít o data z nového měrného profilu, přes který přepadá minimálně 70 % vyvěrající vody a který změny ve vzájemných proporcích vývěrů Ivan a Ivanka neovlivňují. Také v záznamu teploty za uvedené dvacetileté období jsou patrné tři svým charakterem odlišné úseky, jako důsledek změn v metodice měření.

Data o souhrnné vydatnosti větví Ivanka a Ivan byla, kromě režimního měření v letech 1994–1997, po přechodnou dobu získávána i v rámci regionálního výzkumu hydrogeologie barrandienského siluru a devonu (SKOŘEPA – VČÍSLOVÁ 1973, 1975, VČÍSLOVÁ 1980) a dlouhodobého sledování bakteriologické čistoty pramenů. Vydatnost mezi říjnem 1977 a červencem 1979 kolísala mezi 11,89 a 23,67 l · s⁻¹. O místě a způsobu měření vydatnosti nejsou k dispozici přesnější údaje. CHALUPA (1984) se sice také zabýval oběma vývěry, u největšího však měřil pouze výšku hladiny v jímce vývěru Ivanka.

5.7. STABILNÍ IZOTOPY KYSLÍKU A KONCENTRACE TRITIA V PRAMENI A VE SRÁŽKÁCH

Pro popis chování krasových systémů obvykle nepostačují základní veličiny, jako jsou vydatnost, teplota a množství srážek, a jsou zapotřebí i další data umožňující určení skutečného zdržení vody v podzemí během tvorby jednotlivých složek podzemního odtoku. Pro poznání doby zdržení podzemní vody, a tedy tvorbu hydrologických modelů mají zásadní význam přírodní izotopové stopovače

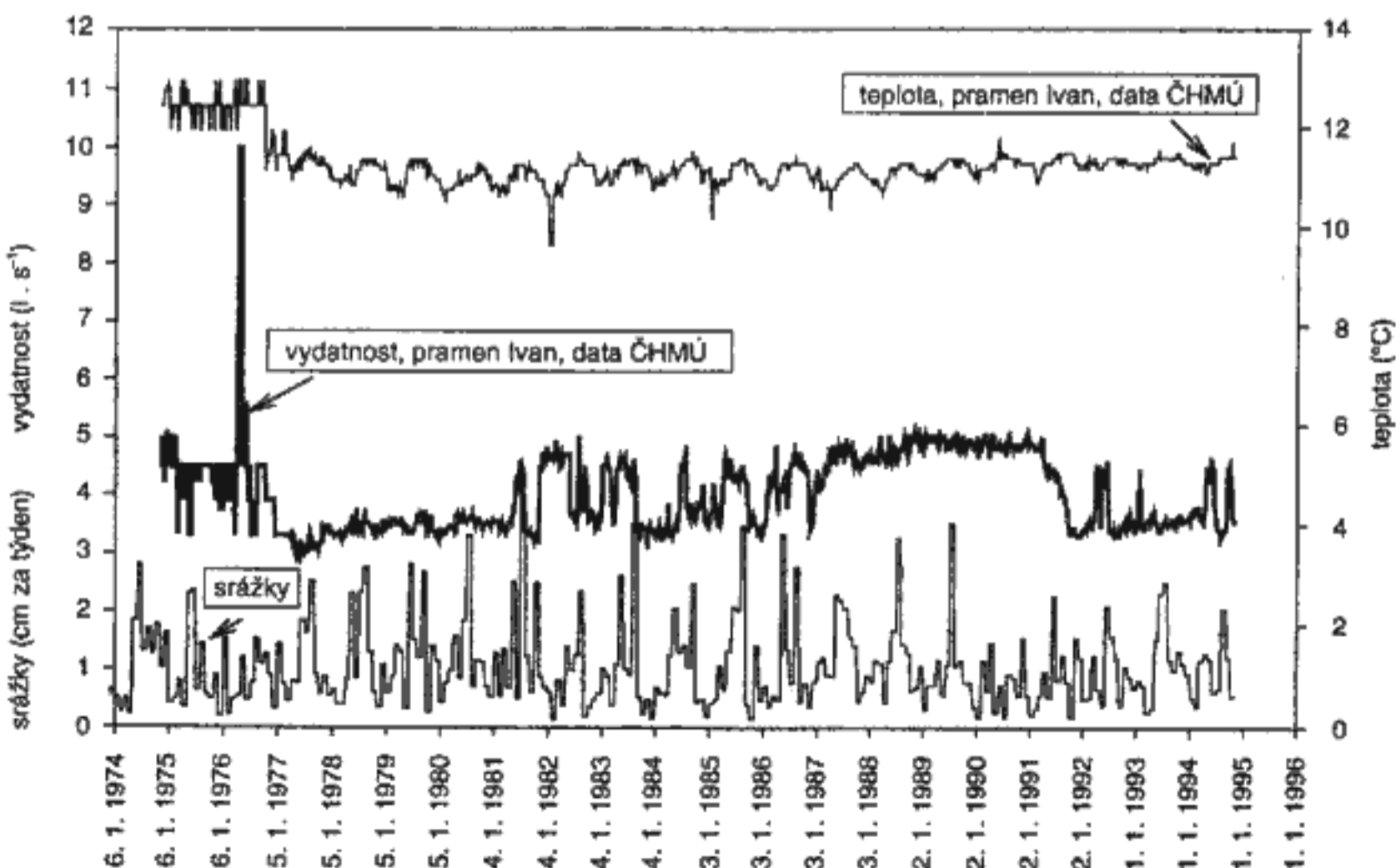
přímo obsažené v molekule vody, tedy izotopy kyslíku a vodíku.

V rámci studia svatojanského krasového systému byly stanoveny poměry stabilních izotopů kyslíku (vyjádřené pomocí běžné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$, viz např. HLADÍKOVÁ 1988) ve více než 160 párech vzorků z pramene a vzorků srážek (laboratoře Českého geologického ústavu v Praze). Koncentrace (aktivity) radioaktivního izotopu vodíku tritia (³H) byly měřeny v 8 párech stanovení na vážených průměrech z pramene a na vážených srážkách (laboratoře Hydrologické sekce Mezinárodní agentury pro atomovou energii ve Vídni). Data obou metod pokrývají období od 1. 11. 1994 do 31. 10. 1996. Tím byla získána vstupní a výstupní funkce těchto stopovačů jako základ pro vytváření hydrologických modelů. Získaná data, včetně popisu použité metodiky, a udání nejistot měření jsou shrnuta v přílohách 4 a 5.

5.7.1. Vyhodnocení podílu přímo vstupujících srážek – dvousložkový model

Poměr stabilních izotopů kyslíku ¹⁸O a ¹⁶O vykazuje ve srážkových vodách studované oblasti poměrně pravidelný roční chod s hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách zimního období nejčastěji mezi -12 a -17 ‰, zatímco srážky letního období mají hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vyšší, většinou mezi -4 a -10 ‰. Každá srážková událost má specifickou hodnotu $\delta^{18}\text{O}$. Tak vzniká typická vstupní funkce, která je poté v závislosti na míšení jednotlivých složek a jejich době zdržení odpovídajícím způsobem ztlumena v podzemním prostředí. Při průměrném zdržení vody v podzemí delším než tři roky je tato vstupní variabilita poměru stabilních izotopů kyslíku zcela ztlumena a vyvěrající voda má stálou hodnotu $\delta^{18}\text{O}$.

Na obrázku 36 je znázorněn chod hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách a v prameni Ivanka ve Svatém Janu po dobu 2 let. Oproti značně variabilním srážkám s typickým ročním chodem vykazuje pramen jen minimální výkyvy a již z prv-



35. Dlouhodobý záznam vydatnosti a teploty pramene Ivan (P2) podle dat ČHMÚ. Znázorněny jsou také týdenní srážkové úhrny na stanici Chrustenice.

35. Long-term discharge and temperature data for the Ivan spring (P2), based on data ČHMÚ. Weekly precipitation totals (Chrustenice station) are also shown.

ního pohledu na graf je zřejmé, že podstatná část vody v krasovém systému má zdržení v podzemí podstatně delší než je perioda vstupní funkce. V těchto případech lze pro vyhodnocení dat využít nejjednoduššího modelu tvorby vývěru pramene, který předpokládá, že na odtoku se podílí pouze dvě složky (HORTON 1935):

1. přímý vstup okamžitých srážek,
2. podzemní voda s dobou zdržení podstatně delší než je perioda vstupní funkce, a tedy s téměř konstantní hodnotou $\delta^{18}\text{O}$.

Pro většinu přírodních systémů je tento model příliš zjednodušující. U systémů, kde má hlavní složka pramene velkou dobu zdržení a relativně malou variabilitu vydatnosti, a to je případ svatojanského krasového pramene, však umožňuje cenný odhad podílu přímo vstupujících srážek, tedy srážek s dobou zdržení v podzemí podstatně menší než je perioda vstupní funkce. S jeho použitím lze vypočítat podíly přímých srážek jak pro jednotlivé srážkové události, tak pro delší období. Matematické vyjádření tohoto modelu a tabulky s vypočtenými podíly přímo vstupujících srážek pro dvě výrazné srážkové události v květnu 1995 a pro zimní a letní pololetí let 1995 a 1996 jsou uvedeny v příloze 9.

Uvedená kalkulace ukazuje, že podíl přímých srážek na odtoku je v případě svatojanského krasového pramene obecně nízký, pohybuje se od 8 do 11 % průměrného odtoku. Během mimořádných srážkových událostí v květnu a červnu roku 1995 dosáhl vypočtený podíl přímo vstupujících srážek krátkodobě až 37 %.

Výsledky tohoto modelového výpočtu jsou ve shodě s charakterem hydrogeologického povodí pramene, kdy jen jeho menší část (údolí Propadlé vody) má otevřené krasové cesty umožňující infiltraci přívalových srážek přímo do podzemí, zatímco v dominantní části infiltrační oblasti směřuje povrchový odtok při vydatných srážkách jiným směrem.

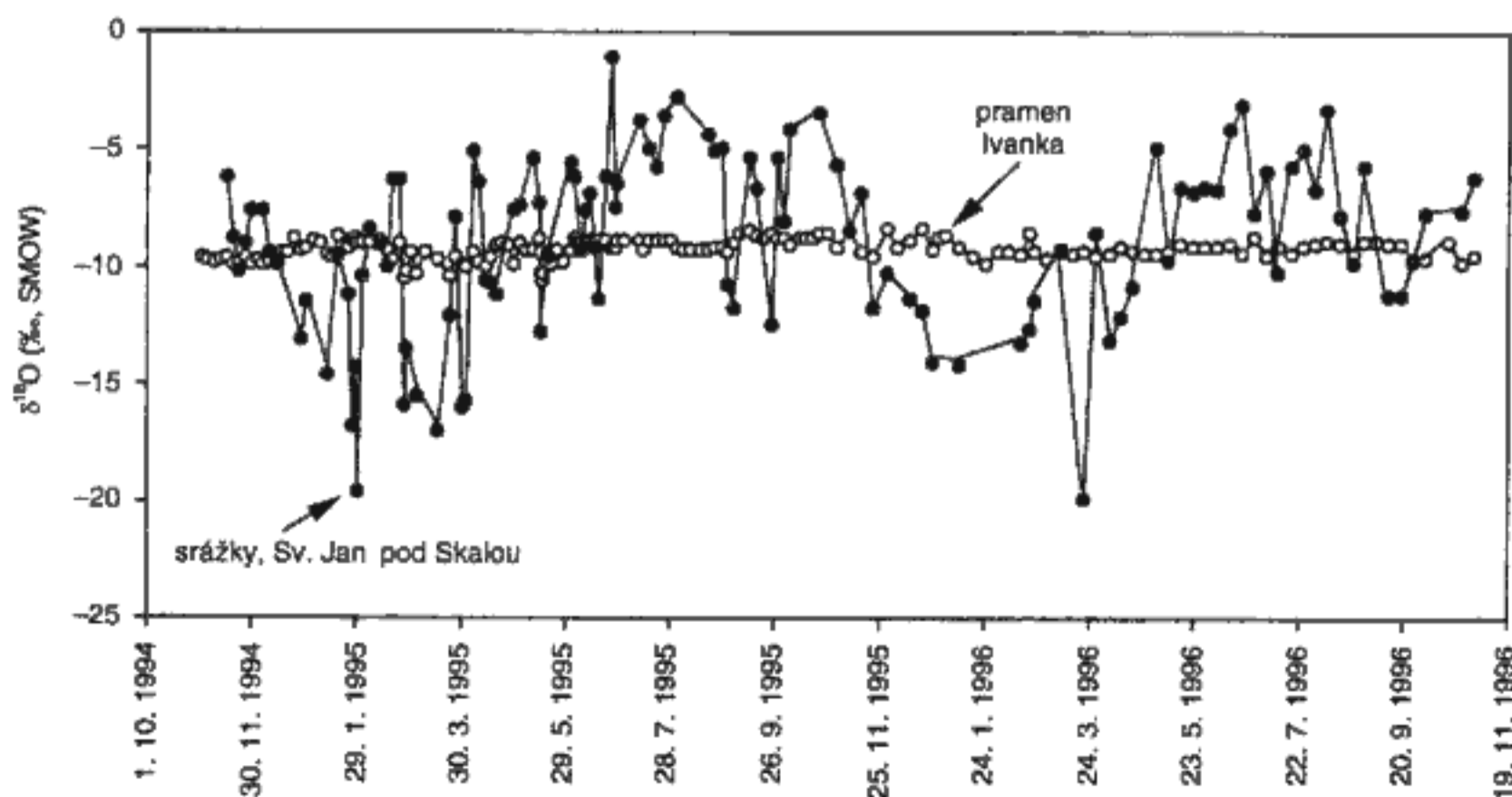
Použití dvousložkového modelu je do určité míry komplikováno míšením malého a relativně stálého podílu freatických vod z fluvialních sedimentů Kačáku s krasovou vodou v místě vývěru (viz diskuse v kap. 5.3.). Povrchové

toky ČR mají oproti srážkám sice roční variabilitu hodnot $\delta^{18}\text{O}$ podstatně sníženou (u větších řek hodnota $\delta^{18}\text{O}$ zpravidla osciluje v mezích ± 2 ‰ okolo průměru, BUZEK a RUDIŠ 1991), přesto však tento vliv může způsobovat část zjištěné variability $\delta^{18}\text{O}$ vyvěrající vody.

5.7.2. Výpočet průměrného zdržení (stáří) vody v systému na základě aktivit tritia

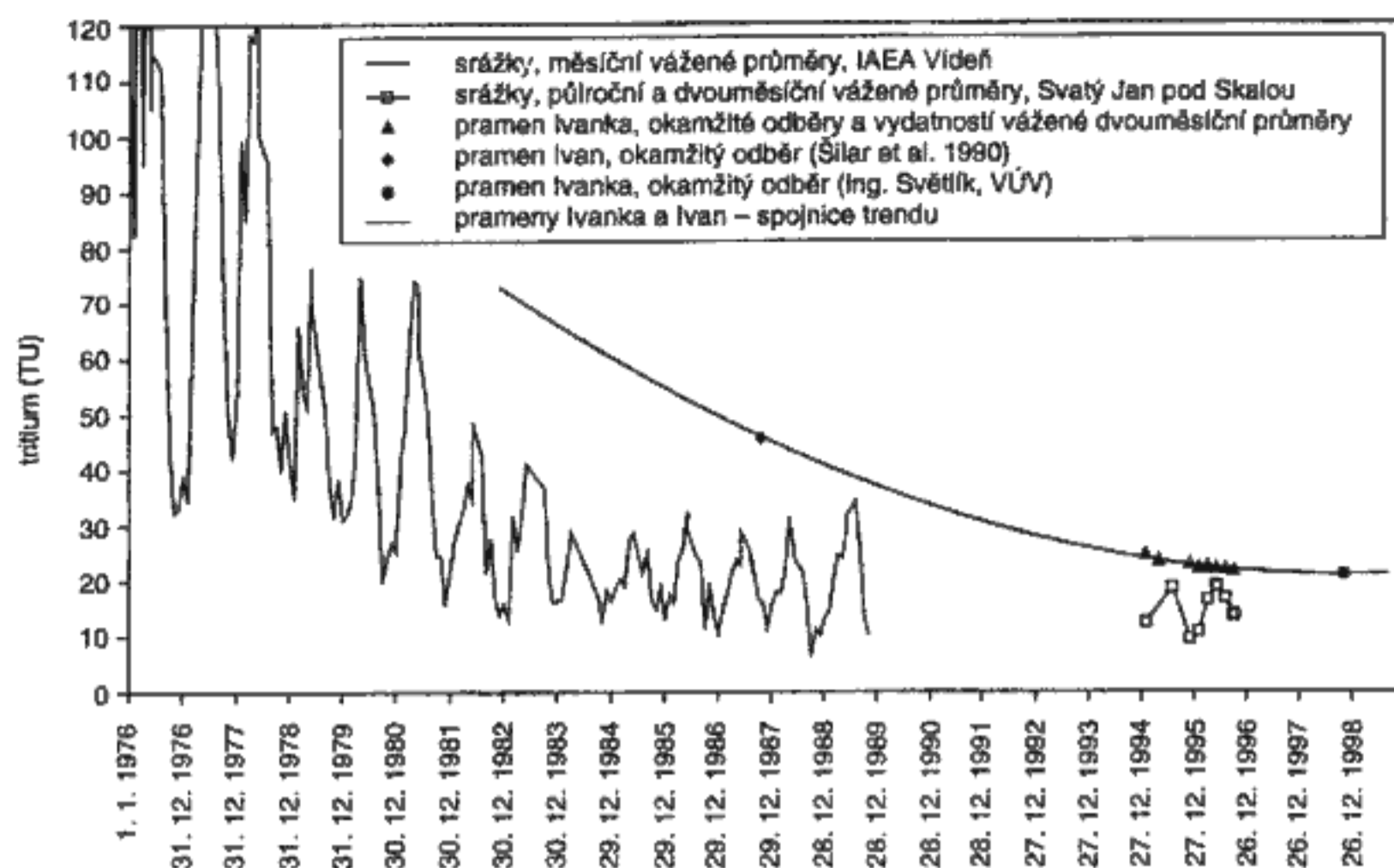
V případě koncentrací radioaktivního izotopu vodíku tritia, který lze také použít jako stopovač pro určení zdržení podzemních vod, je situace odlišná od stabilních izotopů kyslíku. Přírodní koncentrace ^3H ve srážkách sice také vykazují sezonní cykly závislé na intenzitě jeho produkce v atmosféře, respektive na výměně mezi vyššími a nižšími vrstvami atmosféry, podstatně větší vliv ale měl nárůst množství ^3H v atmosféře a hydrosféře během nukleárních pokusů koncem padesátých a začátkem šedesátých let. Vody, které infiltrovaly před zahájením nukleárních pokusů v atmosféře, jsou dnes bez měřitelných koncentrací ^3H a nelze je tedy touto metodou datovat.

V šedesátých letech koncentrace ^3H vzrostly ve srážkách ve střední Evropě z „přednukleárních“ hodnot kolem 10 TU (TU = tritiová jednotka = 1 atom ^3H na 10^{18} atomů normálního vodíku = aktivita $0,118 \text{ Bq} \cdot \text{l}^{-1}$) až na maximum 5950 TU ve srážkách v červenci 1963 (data měřená Mezinárodní agenturou pro atomovou energii ve Vídni). Současné koncentrace ^3H ve srážkách ve Svatém Janu se pohybují kolem 9 až 10 TU ve srážkách zimního období a kolem 16 až 18 TU v letních srážkách. Svatojanský krasový pramen měl podle publikovaných starších údajů koncem osmdesátých let okolo 46 TU (ŠILAR et al. 1990, HORVATINČIĆ et al. 1989) a během režimního sledování v letech 1994 až 1996 postupně klesající hodnoty od 24 k 21 TU. Novější měření z podzimu roku 1998 již mimo projekt režimního sledování (I. Světlík, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha) udává 20,6 TU. Veškerá data koncentrací ^3H ve vodě svatojanského krasového pramene a ze srážek jsou shrnuta v příloze 5. Vývoj koncentra-



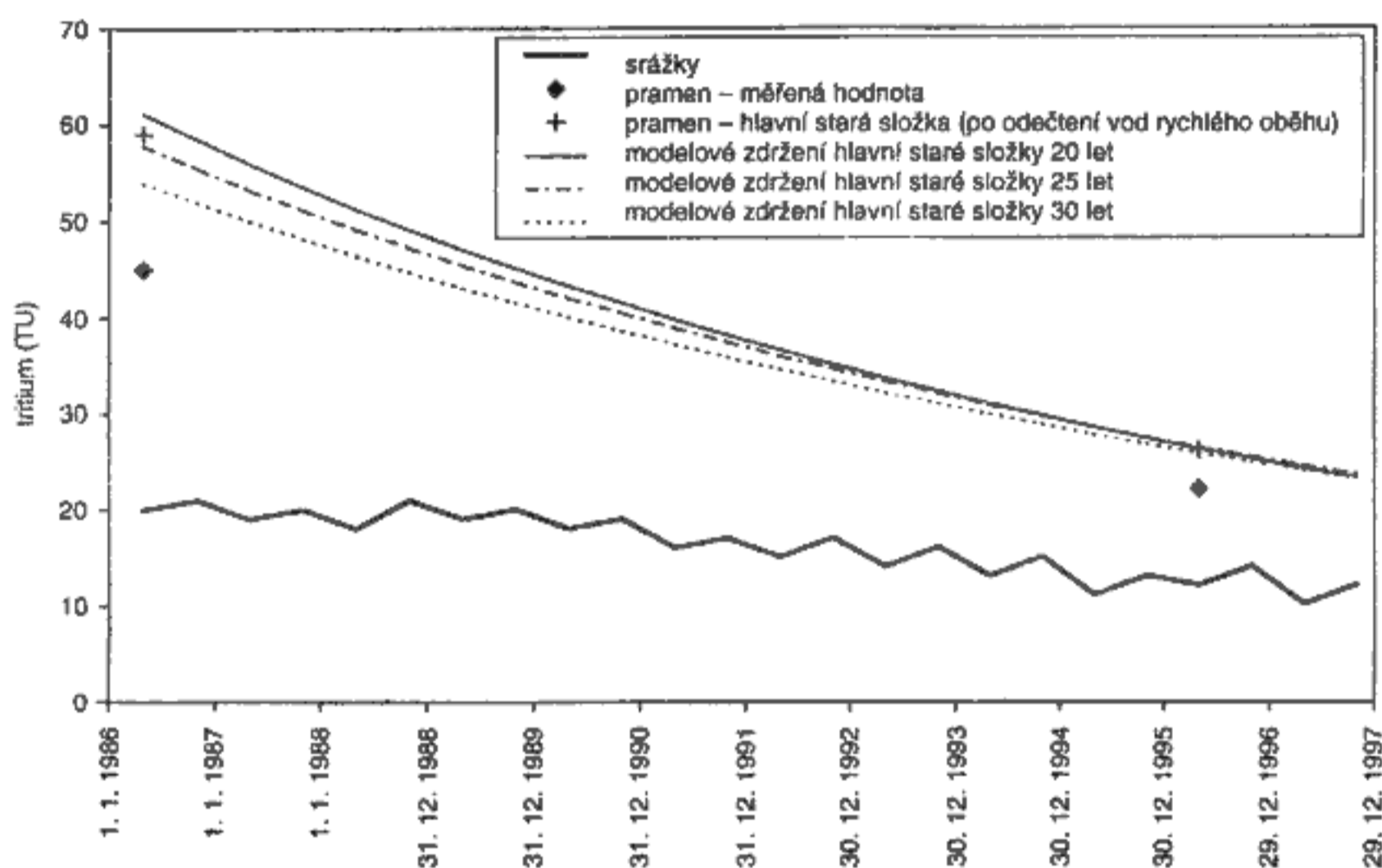
36. Chod hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách a v prameni Ivanka (P1) ve Svatém Janu v hydrologických letech 1995 a 1996.

36. Variability in $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation and of Ivanka spring (P1) in Svatý Jan pod Skalou in 1995 and 1996.



37. Koncentrace tritia (^3H) ve srážkách a ve vodě svatojanského krasového pramene.

37. Concentrations of tritium (^3H) in precipitation and in the Svatý Jan pod Skalou spring.



38. Odhad stáří podzemní vody pro komponentu s velkou dobou zdržení na základě dat o koncentracích ^3H . Vysvětlení viz text.

38. Old component age estimate from ^3H data. See text for explanation.

cí ^3H ve srážkách a v prameni Ivanka ukazuje obrázek 37. HORVATINČIĆ et al. (1989) odhadli na základě dat tritia průměrné stáří vody na 9 let, avšak bez separace složky s rychlejším oběhem.

U struktur, kde má podzemní voda velkou dobou zdržení v horninovém prostředí, je pro výpočet průměrného stáří podzemní vody na základě koncentrací ^3H zapotřebí odhadnout (vzhledem k rozdílné koncentraci ^3H v letních a zimních srážkách), jaká je průměrná koncentrace ^3H v infiltrujiící srážkové vodě. Běžný postup výpočtu infiltračního koeficientu z bilance celkových srážek a odtoku za zvolené období u krasových systémů většinou nevyhovuje, protože není přesně definována velikost infiltrační oblasti (hydrogeologická povodí v krasu obecně nerespektují geografická povodí jednotlivých pramenů). V optimálním případě by pro výpočet koncentrace ^3H ve

vodě vstupující do systému měla být použita bilance jednotlivých měsíčních vstupů, vážených množstvím srážek a infiltračním koeficientem platným pro daný měsíc. Koeficienty jednotlivých měsíčních období lze však experimentálně zjistit jen velmi obtížně, proto se pro rekonstrukci infiltrujiících vstupů používá zjednodušujících modelových předpokladů. Nejběžnější odhad vychází z předpokladu infiltrace pouze zimních srážek, nebo části letních a části zimních srážek.

V případě studia svatojanského krasového systému byl použit odhad poměru infiltračního koeficientu za zimní a letní období na základě izotopového složení kyslíku srážek a vyvěrající podzemní vody podle GRABCZAKA et al. (1984). Výpočet poměru letního a zimního infiltračního koeficientu je v příloze 10. Z kalkulace vyplývá, že i když je množství srážek za letní období dvoj- až trojnásobně větší

než za zimní období, je vzhledem k mnohem větší evapotranspiraci v létě množství vody infiltrující do hluboké zvodně za zimní a letní období zhruba shodné.

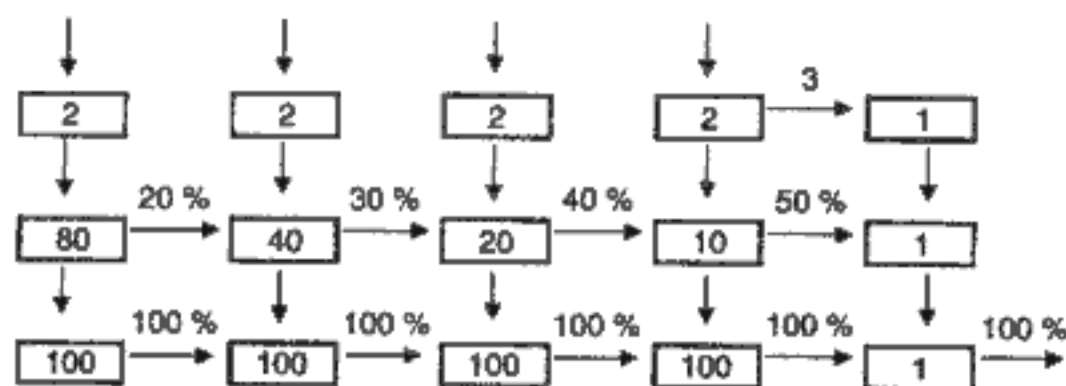
Koncentrace tritia svatojanského krasového pramene byla během velmi stabilního odtoku v zimě 1994–1995 přibližně 23 TU, což je zhruba o 12 TU více než jsou současné srážky ve Sv. Janu nebo ve Vídni, jejíž dlouhodobý záznam jsme použili (po srovnání se záznamem z Kopist pod Krušnými horami) jako referenční hodnoty srážek za období 1962–1996. Infiltrace za období 1962–1995 byla rekonstruována z průměrných měsíčních aktivit ^3H ve Vídni vážených množstvím srážek podle údajů stanice Chrustenice, za předpokladu shodného infiltrovaného množství za zimní a letní období každého hydrologického roku.

Modelový výpočet stáří vody na základě aktivit ^3H byl proveden za použití tzv. exponenciálního modelu. Tento model uvažuje průběžný vstup infiltrujících srážek do zvodně a zde jejich míchání v celém jejím objemu. Koncentrace ^3H ve vyvěrající podzemní vodě a tedy střední doba jejího zdržení v podzemí potom závisí pro danou vydatnost odtoku na objemu zvodně.

Jak bylo uvedeno výše, obsahuje svatojanský krasový pramen proměnlivý menší podíl vod mělkého a rychlého oběhu. Protože současné srážky obsahují nižší koncentrace tritia, je třeba pro výpočet stáří složky s velkou dobou zdržení separovat složku rychlého oběhu v podzemním odtoku. Pro účel tohoto výpočtu jsme na základě variability izotopů kyslíku odhadli podíl podzemních vod s velkou dobou zdržení na zhruba 70 % z celkového ročního odtoku. Po odečtení 30 % vlivu infiltrovaných srážek s rychlejším oběhem dosáhneme pro složku s pomalým oběhem za předpokladu dokonalého míchání v kolektoru nejlepší shody mezi modelovým výpočtem a reálně měřenými aktivitami ^3H pro průměrnou dobu zdržení odpovídající přibližně 22 letům (obr. 38).

5.7.3. Komplexní hydrologické modely krasového systému

Modelem rozumíme zjednodušené znázornění reálného systému nebo procesu. Model může mít též funkci předpovědicí. První fází tvorby každého modelu je vytvoření koncepčního (kvalitativního) popisu systému a jeho znázornění. Kvantitativním vyjádřením koncepčního modelu je jeho matematické zpracování. Cílem modelování je nalezení co nejlepší shody mezi reálně pozorovaným chováním hydrogeologického systému, tedy závislosti srážek a vydatnosti a závislosti vstupní a výstupní variability koncentrací nebo poměrů výše zmíněných přírodních stopovačů. Kvantitativním vyjádřením koncepčního modelu je jeho matematické zpracování, které vychází buď z dekonvoluce křivek, nebo z řetězení objemových elementů. V obou případech hledáme vztah mezi vstupní a výstupní funkcí stopovače, tj. časovými závislostmi $\delta^{18}\text{O}$ nebo ^3H srážek a odtoku z hydrologického systému. Charakteristika nejčastěji užívaných modelů, jejich matematické vyjádření a upřesnění často užívaných termínů jsou shrnuty v příloze 11.



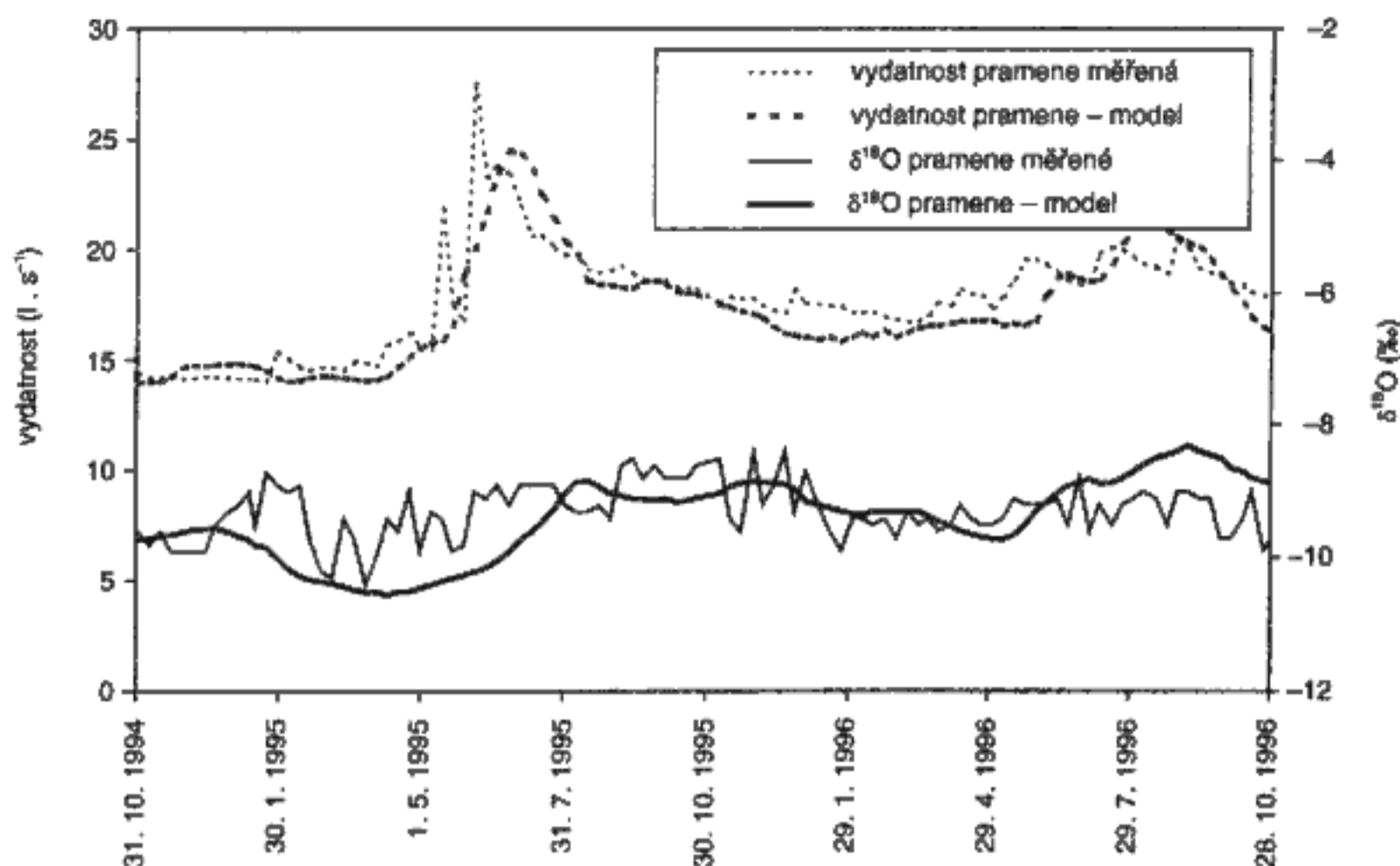
39. Uspořádání a velikost objemových elementů v modelu YURTSEVERA (1983). Čísla uvedená u jednotlivých buněk jsou objemy (2 jednotky odpovídají jednodennímu průměrnému odtoku). V první horizontální řadě jsou buňky představující nenasycenou zónu, tedy volné krasové prostory v geografickém povodí (přetok přímým vstupem srážek) a ve větším hydrogeologickém povodí (infiltrace). Další horizontální řada odpovídá puklinovému systému, který se zaplňuje podle množství srážek a úměrně tomu se podílí na odtoku. Konečně třetí horizontální řada buněk nahrazuje podzemní vodu mikropuklin s velkou dobou zdržení.

39. Arrangement and volume of elements in model of YURTSEVER (1983). Numbers given at individual elements represent volume (2 units adequate to average daily discharge). Elements arranged in the first horizontal row represent unsaturated zone, i.e. free karstic spaces in the small geographic catchment directly adjacent to discharge (direct overflow of precipitation) and in larger hydrogeological catchment (infiltration). The following horizontal row represents fissure network, filled based on precipitation quantity. The bottom horizontal row corresponds to groundwater with long residence time.

Nejkomplexnější použitý model umožňuje modelovat současně dynamiku odtoku spolu s variabilitou $\delta^{18}\text{O}$. Je založen na řetězení objemových elementů (buněk). Pro odhad jejich velikosti jsme použili hodnoty získané z analýzy hydrogramu (kap. 5.5.1.). Autorem použitého programu je Y. Yurtsever z IAEA (YURTSEVER 1983). Kombinace objemových buněk umožňující optimální shodu s reálným odtokem a koncentrací ^{18}O je znázorněna na obrázku 39.

Srovnání modelového a skutečného odtoku je znázorněno na obrázku 40. Zatímco dynamika odtoku je vystižena poměrně dobře, je variabilita $\delta^{18}\text{O}$ modelu méně četná a sleduje pouze obrysovou křivku skutečných dat. To je způsobeno rozdílným vyprazdňováním modelu a skutečného krasového systému. Ve skutečném systému krasového vývěru dochází podle hydraulických poměrů v jeho výstupní části k částečnému blokování odtoku vody s velkou dobou zdržení z mikropuklin v době, kdy je makropuklinový a volný krasový objem zaplněn po výrazných srážkách. Tím vznikají krátkodobé pulsy hodnoty $\delta^{18}\text{O}$. Modelový výstup je více kontinuální bez pulsů. Krátkodobé pulsy v hodnotě $\delta^{18}\text{O}$ jsou tedy podle naší představy způsobeny hydraulickým působením makropuklinové a mikropuklinové (dispergované) vody zvodně. Zaplnění makropuklinového systému zvyšuje hydrostatický tlak této složky odtoku a potlačuje odtok mikropuklinové složky. Po částečném nebo úplném vyprázdňování makropuklin opět stoupá podíl podzemní vody mikropuklin pomalého oběhu nebo podíl vody obhájících v hluboké části holyňsko-hostimské synklinály (viz kap. 5.8.).

Variabilitu hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ odtoku vzhledem ke srážkám je možné kvantifikovat buď analyticky bilancí $\delta^{18}\text{O}$, podobně jako u výpočtu přímého podílu infiltrovaných srážek za



40. Porovnání skutečných a modelovaných vydatností a hodnot $\delta^{18}\text{O}$ svatojanského krasového pramene v modelu YURTSEVERA (1983). Vysvětlení viz text.

40. Comparison of directly measured and modeled (after YURTSEVER 1983) discharge and $\delta^{18}\text{O}$ of the Svatý Jan spring.

předpokladu promíchávání, respektive kumulace vody do svislých puklin, nebo přímo modelovým výpočtem – separací závislosti $\delta^{18}\text{O}$ odtoku od $\delta^{18}\text{O}$ srážek (dekonvolucí).

Jako další z modelů byl pro aplikaci zvolen FLOW model P. Maloszewského (MALOSZEWSKI – ZUBER 1996), který neuvažuje variabilitu odtoku a pracuje pouze s koncentracemi stopovačů (v našem případě $\delta^{18}\text{O}$) na vstupu a výstupu ze systému. Vzhledem k velkému rozdílu mezi objemem srážek za rok 1995 a 1996 byla tato období zpracována odděleně, abychom dosáhli lepší shody mezi skutečnými a vypočtenými hodnotami. Zároveň tím alespoň nepřímo paralyzujeme vliv změny (navýšení) objemu zvodně, ke kterému došlo v monitorovacím období. Záměrem dekonvoluce bylo určit vzájemné poměry rychlého a pomalého oběhu podzemní vody a určit způsob míchání vod rychlého oběhu před vývěrem. Nejlepší shody mezi pozorovanou a modelovou variabilitou $\delta^{18}\text{O}$ vývěru bylo dosaženo pro zhruba sedmdesátiprocentní podíl podzemní vody pomalého oběhu a třicetiprocentní podíl vody rychlého oběhu z puklin. Vody rychlého oběhu z jednotlivých srážkových událostí se navzájem míchají jen částečně a mají průměrnou dobu zdržení zhruba 1 měsíc (viz obr. 41).

5.8. TEPLOTNÍ MODELOVÁNÍ HLOUBKY OBĚHU PODZEMNÍ VODY

Nejjednodušší výpočet hloubky oběhu podzemní vody pomocí teploty je založen na rozdílu mezi teplotou pramene a průměrnou teplotou povrchových půdních a horninových vrstev ve sledované oblasti a na geotermickém gradientu. Tento vztah však zanedbává skutečnost, že sestupující voda pohlcuje při svém ohřevu část zemského tepelného toku. Tento jev může mít výrazný vliv právě v krasových oblastech, kde proudění vody může být velmi rychlé a místně koncentrované. J. Bruthans odvodil na základě úvah BÖGLIHO (1971) vzorec, který uvedenou skutečnost zohledňuje (viz příl. 12).

Klasický výpočet, zanedbávající pohlcování a odvádění části tepla proudící podzemní vodou, udává střední hloubku oběhu okolo 160 m (vztaženo k průměrné nadmořské výšce hlavní infiltrační oblasti). Průměrná nadmořská výška plochého terénu kolem Bubovic je zhruba 400 m n. m., hloubka oběhu by poté vycházela v podstatě do úrovně dna údolí Kačáku nebo nehluboko pod něj. Reálnější výpočet zohledňující odvádění části tepla přinášeného tepelným tokem proudící podzemní vodou udává střední hloubku oběhu až 300 m, tedy do hlubší části holyňsko-hostimské synklinály pod úrovní dna údolí Kačáku. Uvažujeme-li pokles intenzity proudění s hloubkou, může proudění podzemní vody dosahovat až do hloubek kolem 600 m. Pro kalibraci modelu je kritický odhad plochy v hluboké části systému, z které proudící podzemní voda odebírá část tepla.

5.9. SHRUTÍ MODELOVÝCH VÝPOČTŮ

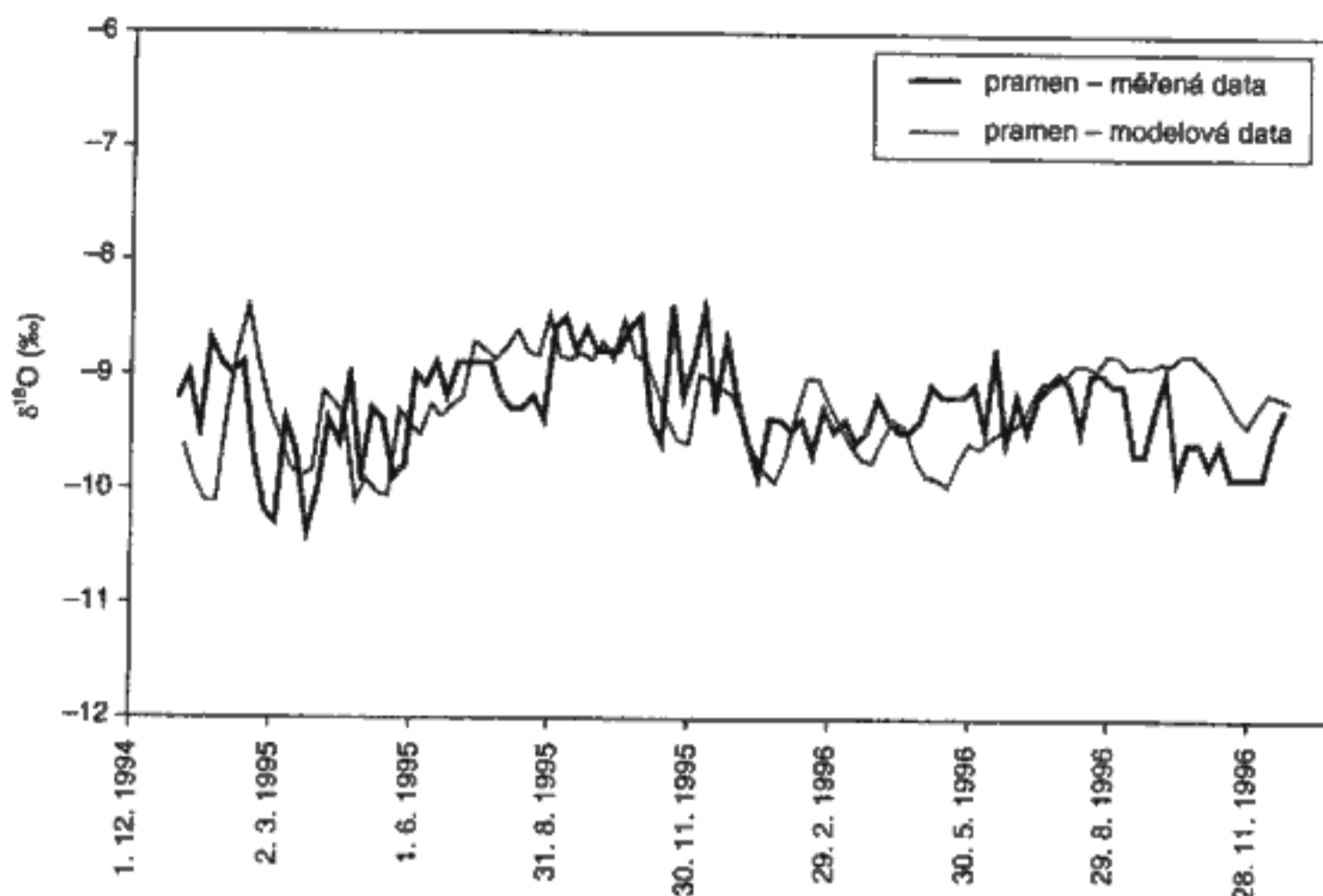
Shrneme-li výsledky jednotlivých modelových výpočtů spolu se závěry pozorování můžeme popsat mechanismus tvorby vývěru krasového pramene ve Sv. Janu pod Skalou zhruba následovně.

Kromě malého a relativně stálého příspěvku freatické vody fluvialních sedimentů Kačáku, která se mísí s vyvěrající podzemní vodou nedaleko místa vývěru v podloží tělesa pěnoveců, je odtok tvořen třemi složkami, jejichž proporce se mění v závislosti na množství a četnosti srážek – podzemní vodou velmi rychlého oběhu, podzemní vodou rychlého oběhu a podzemní vodou pomalého oběhu.

Podzemní voda velmi rychlého oběhu (přímý vstup srážek krasovými cestami) tvoří jen malou část pramene (v průměru pod 10 %, maximálně krátkodobě – po dobu několika dní při velmi vydatných srážkách – může tvořit i více než 30 %). Toto množství je limitované malou plochou geografického povodí pramene, tedy prakticky plochou údolí Propadlé vody. Doba zdržení v podzemí je u těchto přímo do systému vstupujících srážkových vod jen

41. Modelovaná a skutečná data $\delta^{18}\text{O}$ svatojanského krasového pramene podle modelu MALOSZEWSKÉHO a ZUBERA (1996).

41. Modeled (after MALOSZEWSKI and ZUBER 1996) and directly measured $\delta^{18}\text{O}$ data (thick line) of the Svatý Jan spring.



v řádu desítek hodin a rychlé vyprazdňování systému během několika dnů naznačuje jen nevelký objem periodicky zaplavovaných volných krasových dutin a otevřených a zkrasovělých puklin. Uvedené vody velmi rychlého krasového oběhu se pravděpodobně mísí s ostatními složkami až někde v bezprostředním okolí či podloží akumulace pěnoveců. Do záznamu parametrů pramene vnáší tato složka krátkodobé nárůsty vydatnosti spojené s poklesem teploty, krátkodobé poklesy koncentrací rozpuštěných složek (viz kap. 6.) a krátkodobé výrazné výkyvy v hodnotě $\delta^{18}\text{O}$ vody.

Ve větší, dominantní části hydrogeologického povodí svatojanského pramene odtéká povrchový odtok a rychlý oběh podzemní vody vázaný na připovrchovou zónu zvětralín a reliktnů křídla a neogénu částečně do povrchových toků odtékajících mimo hydrogeologické povodí svatojanského pramene. Část podzemní vody se dostává prostřednictvím zvětralín a drobných puklin připovrchové zóny i prostřednictvím přímých krasových vstupů do hlubších částí holyňsko-hostimské synklinály, kde vytváří hlavní zvedení studovaného pramene.

V rámci vod pocházejících z hlavní části hydrogeologického povodí pramene lze rozlišit dvě složky, složku se zdržením v podzemí v řádu prvních měsíců a objemově nejvýznamnější složku s velmi pomalým oběhem a velkou dobou zdržení. Je zřejmé, že voda velmi pomalého oběhu tvoří podstatnou část vývěru pramene (v průměru 60–70 %, v obdobích s nedostatkem srážek přes 90 %). Odhad velikosti kolektoru i modelování na základě aktivit tritia odpovídá střední době zdržení mobilní vody zhruba 22 let. Podle zvýšené teploty může tento typ oběhu zasahovat hluboko pod úroveň dna údolí Kačáku, a tedy pod úroveň místa vývěru.

Voda rychlého oběhu s průměrnou dobou zdržení v podzemí v řádu prvních měsíců představuje relativně rychle odvodnění síť komunikujících puklin i krasových dutin, které jsou však buď zatěsněny sedimenty, nebo spojeny s vývěrovým systémem jen drobnými puklinami. Tato

složka se vytváří nejen v geografickém povodí pramene, ale i v podstatné části hydrogeologického povodí. Představuje zpravidla do 30 % vyvěrající vody a vnáší do záznamu parametrů pramene dlouhodobé výkyvy vydatnosti v řádu měsíců a variabilitu v koncentracích a izotopovém složení rozpuštěných složek. Hladina podzemní vody v této komunikující síti mikropuklin, puklin a krasových dutin je v hlavní části hydrogeologického povodí zakleslá desítky metrů pod povrchem, v závislosti na srážkové historii výškově osciluje až o 20 m a vyprázdňování systému po velmi vydatných srážkách trvá mnoho měsíců. Pokud jsou zaplnění tohoto systému a hydrostatický tlak v něm dostatečné, dochází k částečnému omezení vývěru vody s velkou dobou zdržení. Tím dochází k pulsaci hodnot $\delta^{18}\text{O}$ okolo hodnoty podzemní vody s velkou dobou zdržení. Tento mechanismus tvorby a vyprazdňování podzemní vody v systému svatojanského pramene byl použit pro diskusi chemismu.

6. Chemické složení vody svatojanského pramene a její kontaminace nitráty

6.1. ÚVOD

Většina krasových pramenů na území Českého krasu má ve svých povodích kromě zalesněných ploch i zemědělské půdy, na kterých probíhá intenzivní hospodaření. Státem dotovaná aplikace průmyslových a statkových hnojiv (hlavně v šedesátých až osmdesátých letech) vedla k postupnému nárůstu koncentrací nitrátů v podzemních vodách (KADLECOVÁ – ŽÁK 1998). Mnoho pramenů v oblasti Českého krasu má dnes koncentrace nitrátů v rozmezí 60 až 100 mg · l⁻¹. Jako příklad lze jmenovat pramen Petráňka v Karlickém údolí, pramen vodovodu ve Vonoklasech nebo Kodskou vyvěračku. Většina těchto vodních zdrojů