

Literatura

- ČURDA, J. (1997): Hydrogeologicke poměry jižního uzávěru vysokomýtské synklinály. – Zpr. geol. Výzk. v R. 1996, 20–22. Praha.
- FAJST, M. (1961): Geologické a hydrogeologicke poměry kryzalinita a křídového útvaru jižně a východně od Poličky. Diplomová práce. – MS Přírodověd. fak. Univ. Karlovy. Praha.
- (1969): Příspěvek k poznání facií a tektoniky křídového rozhraní vysokomýtské a svitavské pánve. – Čas. Min. Geol., 14, 1, 11–22. Praha.
- FREJKOVÁ, L. - VAJDÍK, J. (1961): Křídový útvar v okolí Poličky. – Práce Mus. v Hradci Králové a v Pardubicích, séria A: Vědy přír., III, sešit 1.–2., 9–20. Hradec Králové.
- (1977): Ložisko žáruvzdorných jílovčů Semanín. – Sbor. Geol. Průzk. Ostrava, 15, 159–192. Ostrava.
- HERČÍK, F. - HERRMANN, Z. - VALĚČKA, J. (1999): Hydrogeologie České křídové pánve. – Čes. geol. Úst. Praha.
- HERRMANN, Z. (1979): Ústecká synklinála - střední část. Závěrečná zpráva. – MS Stavební geologie. Praha.
- CHRÁSTKA, F. (1975): Hydrogeologicke studie jižní části ústecké synklinály v užším okolí obce Vendolí, okres Svitavy. – MS Vodní zdroje. Praha.
- MALKOVSKÝ, M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masivu. – Knih. Ústř. úst. geol., 53. Praha.
- PAVLÍŠ, R. (1977): Zhodnocení hydrogeologickeho průzkumu na lokalitě Vendolí, okres Svitavy. – MS Vodní zdroje. Bylany.
- (1981): Zhodnocení hydrogeologickeho průzkumu na lokalitě Čistá u Litomyšle. I. a II. etapa. – MS Vodní zdroje. Chrudim.
- SCHNABEL, E. (1929): Geologisches Profil Zwittau. Artesische Tiefbohrung in Mähr. – Lotschnau i. J. 1929. – MS Archiv Čes. geol. úst. Praha.
- SOUKUP, J. (1965): Stratigrafie křídové v některých nových hlubokých vrtech ve východočeském křídovém. – Sbor. geol. Věd, G, 9, 31–43. Praha.
- SLAVÍK, J. (1980): Západomoravská křída – stanovení okrajových podmínek březovského vodovodu. Závěrečná zpráva regionálního hydrogeologickeho průzkumu. – MS Geotest. Brno.
- (1986): Závěrečná zpráva o podrobném hydrogeologickemu průzkumu březovského vodovodu. – MS Geotest. Brno.
- TYLČER, J. (1975): Stručná charakteristika hydrogeologickech poměrů ložiska. In: J. Vajďák et al.: Vyhledávací průzkum Semanín. – MS Geol. průzk. Ostrava.
- WOLDŘICH, J. (1932): Geologické a hydrogeologicke dobrozdání o sběrné oblasti brněnského vodovodu mezi Letovicemi a Svitavami se zdeletem k jeho rozšíření. – MS Archiv Čes. geol. úst. Praha.
- VACHTL, J. et al. (1968): Ložiska cenomanských jílovčů v Čechách a na Moravě. Část IV. Východní Čechy a severozápadní Morava. – Geotechnica, 32. Praha.
- ŽIŽKA, V. et al. (1981): Vysokomýtská synklinála – jižní část. Regionální hydrogeologicke průzkum rajónu M-28. Závěrečná zpráva za I. etapu prací. – MS Vodní zdroje. Praha.

HYDROGEOLOGICKÁ TĚLESA A PROUDĚNÍ PODZEMNÍ VODY V ČESKÉM KRASU

Hydrogeology bodies and regional groundwater flow in the Bohemian Karst

ONDŘEJ ŽEMAN¹ · JIŘÍ BRUTHANS¹

¹Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a geofyziky, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43 Praha 2
E-mail: jiri_brutus@hotmail.com; zeman@natur.cuni.cz



Key words: Hydrogeology, Groundwater, Bohemian Karst

Abstract: Extensive hydrogeologic research of the Bohemian Karst was carried out between the years 1995 and 1999. Previous available archive data were complemented by field measurements. The most interesting new research results are as follows: One regional, mostly confined aquifer occurs within the area. It is represented typically by pure limestones of Lochkovian and Pragian formations. The aquifer permeability decreases from NW to SE due to changes in limestone facies. Regional groundwater flow is predominantly parallel with the main synclinorium axes. The results of research support the idea that groundwater flow reaches the depth up to 600 m. Less permeable limestones and shales, underlying and overlying the regional aquifer, represent aquitards. Groundwater flow is limited only to shallow weathered and fissured zones there.

Storativity of the regional aquifer is about 3–7 %. Therefore, the

hydraulic diffusivity is high enough to cause responses in piezometric surface within the whole regional aquifer in a few days. On the contrary, in the unsaturated zone the period between a precipitation event and a groundwater level change can last up to one month.

CHARAKTERISTIKA HYDROGEOLOGICKÉHO PROSTŘEDÍ

V letech 1995 až 1999 byl proveden rozsáhlý hydrogeologicke průzkum Českého krasu, založený na zpracování dostupných archivních dat a rozsáhlých terénních pracích BRUTHANS, ŽEMÁN (v tisku).

Autori vymezují v Českém krasu tři hlavní hydrogeologicke tělesa: hlavní kolektor s izolátory v jeho podloží a nadloží. Pro odvození hydrogeologicke funkce byla použita zejména tří hlediska (obr. 1):

Průměrné a maximální hodnoty průměrných ročních výdatnosti pramenů z jednotlivých souvrství. Maximální zaklesnutí hladiny podzemní vody pod terénem v jednotlivých souvrstvích. Horniny hlavního kolektoru také vykazují výrazné zkrasování, oproti horninám izolátorů. Je v nich vyvinuto celkem 95 % délky jeskynních chodeb.

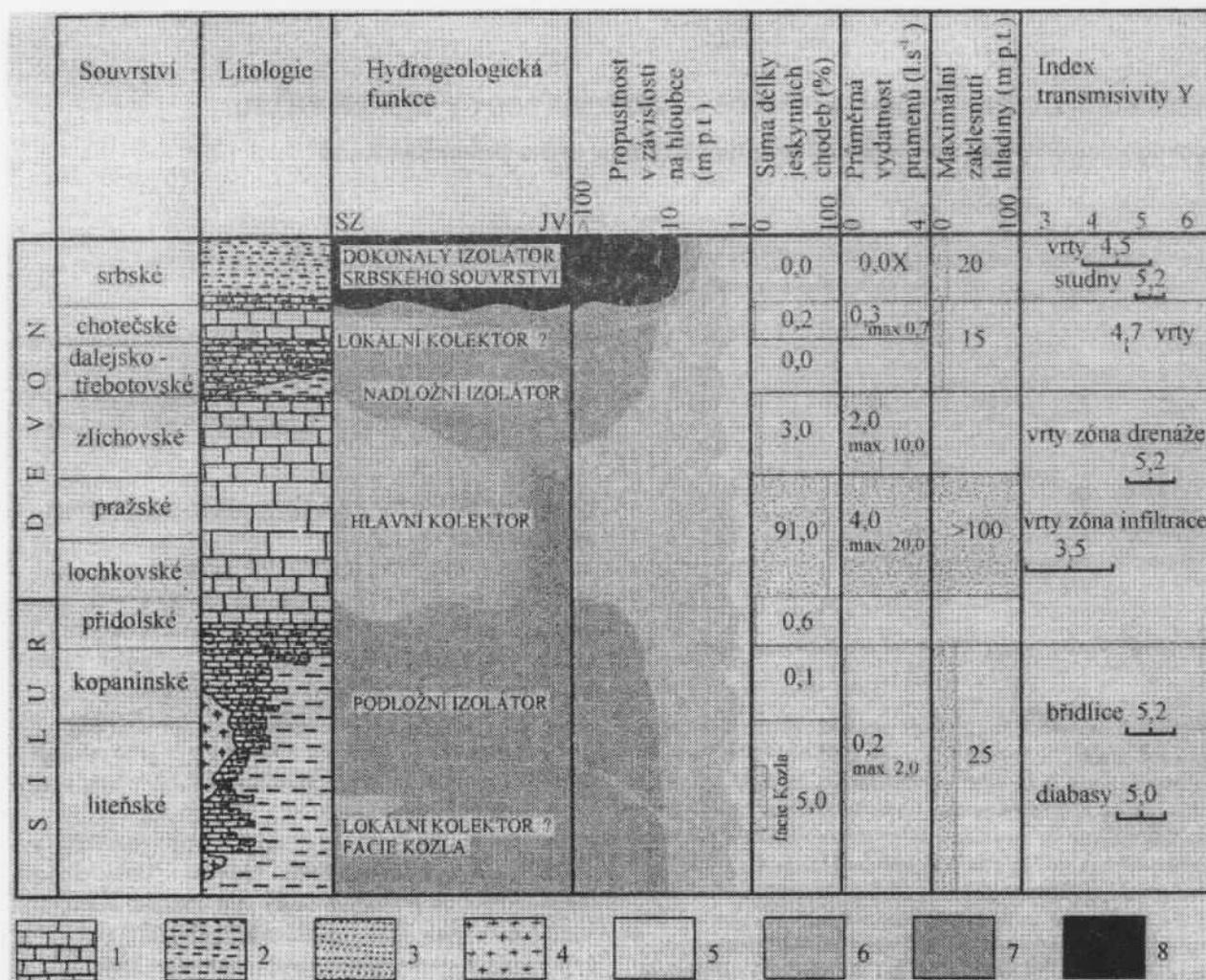
Hlavní kolektor tvoří vápence pražského a lochkovského souvrství. V některých oblastech zasahuje hlavní kolektor i do nadložného zlíchovského a zřejmě také do podložného přídolského souvrství. V koněpruské synklinále s od-

lišným litologickým vývojem zasahuje hlavní kolektor i do suchomastských a akantopygových vápenců. V hlavním kolektoru jsou propustné zóny s drenážním účinkem propojené na značné vzdálenosti. Infiltrační oblast těchto systémů je většinou několik km². Horniny v nadloží a podloží hlavního kolektoru mají převážně funkci izolátoru. Velmi málo propustné je především srbské souvrství.

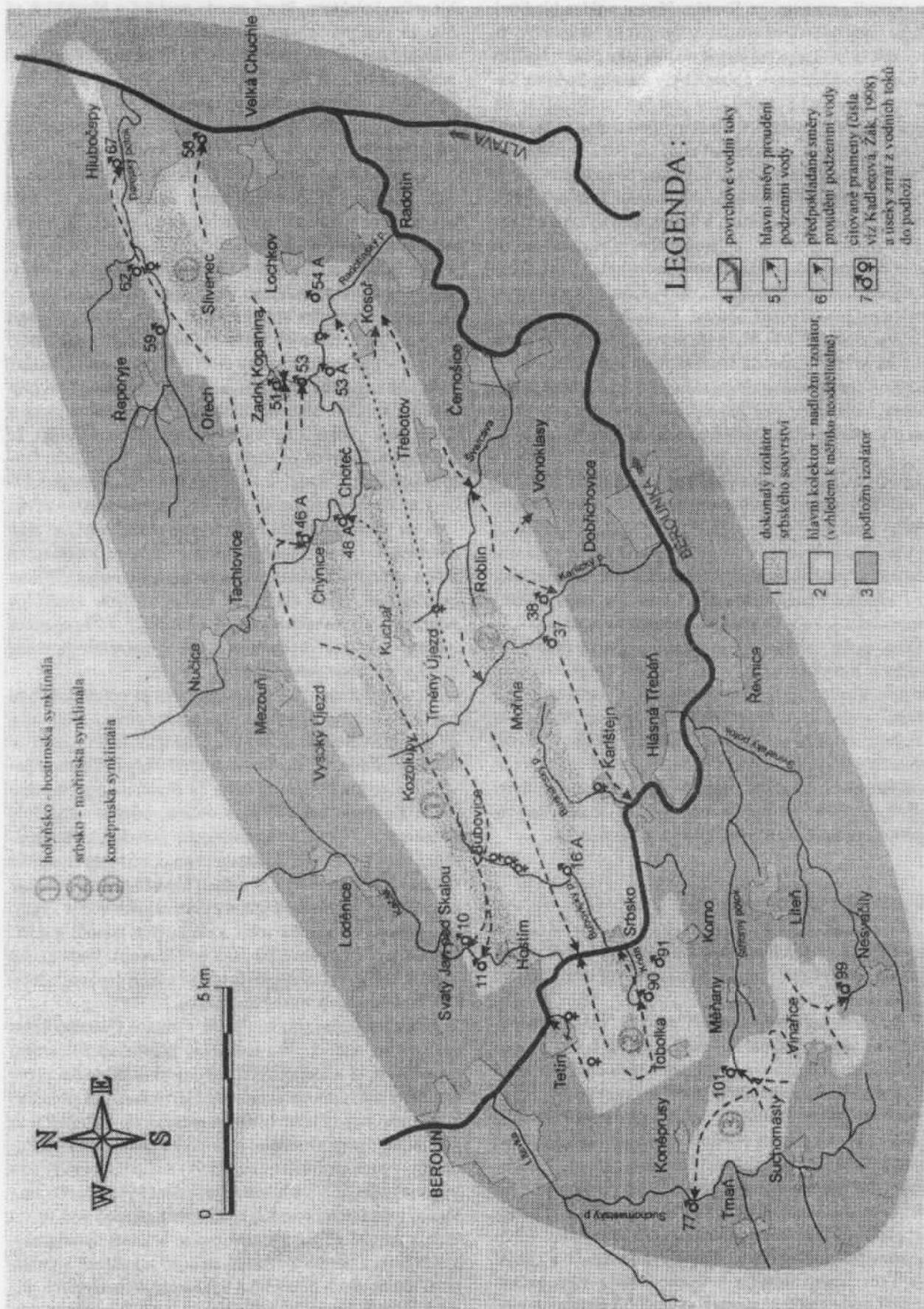
Hlavní kolektor je vyvinut v prostředí krasové puklinovou porozitou. Jedná se proto o extrémně nehomogenní a anizotropní prostředí. Nehomogenita propustnosti se projevuje v různých měřítcích. V měřítku stovek metrů až kilometrů se projevují méně propustné pruhy vápenců, dokumentované malými prameny vysoko nad erozní bází (zejména j. pruh hlavního kolektoru mezi Mořinkou a Radotínem a střední pruh mezi Lochkovem a Braníkem). I v hlavním kolektoru se tak vyskytuje rozlehlá méně propustná tělesa. Naopak v s. pruhu se nacházejí nejvydatnější prameny (pr. 10, 11, 46A a 67, číslování pramenů dle KADLECOVÁ, ŽÁK (1998)) a proudění zde probíhá na značné vzdálenosti (obr. 2).

Je proto pravděpodobné, že propustnost hlavního kolektoru generelně klesá od SZ k JV, přičemž na směr osy pražské pánve. Propustnost hlavního kolektoru zde zřejmě odraží faciální změny lochkovského a pražského souvrství: Lochkovské souvrství přechází od SZ k JV z převládající facie kotýzkých vápenců do facie radotínských vápenců. Pražské souvrství přechází ve stejném směru z vývoje s biotritickými faciami do vývoje bez nich (CHLUPÁČ et al. 1992, obr. 53 a 57). Propustnost zřejmě není přímo funkce litologie, ale odraží míru zkrasovění vápenců (teprve zkrasovění je závislé na litologii hornin). Pruh vápenců s nízkou propustností nevykazují prakticky žádné zkrasovění (průzkum opuštěných lomů, archiv ČS).

Velikost storativity nebyla dosud v zájmovém území zjištována. Pokusili jsme se o její odhad metodou ATKINSONA (1976), který využil k výpočtu storativity v krasu v Mendipu (Anglie) údajů o kolísání hladiny podzemního jezera a měřené vydatnosti pramene s tímto jezerem souvisejícím. Objem kolektoru byl vypočten za předpokladu, že kolísání hladin je v celém povodí shodné jako v jezeře (plo-



Obr. 1. Zjednodušená litologie a hydrogeologická funkce hornin silurského a devonského stáří v oblasti Českého krasu, s výjimkou koněpruské synklinály. V připojené tabulce jsou uvedena hlediska použitá pro vymezení kolektorů a izolátorů (vydatnost pramenů a zaklesnutí hladin), pomocné hledisko (míra zkrasovění) a pro srovnání i index transmissivity zjištěný z čerpacích zkoušek (Věžlova et al. 1980). Legenda: 1 – vápence (velikost cihliček klesá s rostoucím množstvím neropustných příměsí ve vápencích); 2 – břidlice a tufy; 3 – pískovce; 4 – diabasy; 5 – vysoká propustnost; 6 – střední propustnost; 7 – nízká propustnost; 8 – horniny prakticky nepropustné.



Obr. 2. Směry proudění v hlavním kolektoru.

cha povodí pramene ve Svatém Jáně * pokles hladiny). Objem vody odteklé ze struktury byl získán integrací výtokové křivky pramene (za stejné období jako pokles hladiny v jezeře). Podle obou objemů byly získány hodnoty storativity. V povodí Svatého Jána pod Skalou (pr. 10) se nachází jeskyně Arnoldka s hladinou podzemní vody, jejíž kolísání má velmi vysokou korelací ($r_s = 0,97$) s průběhem vydatnosti i Sv. Jána pod Skalou. Plocha povodí pramene ve Svatém Jáně pod Skalou byla odhadnuta z velikosti specifického podzemního odtoku. Výpočet se týká pouze storativity v území s volnou hladinou, neboť v místech, kde je hlavní kolektor zakryt izolátorem nedochází k infiltraci a tak nejsou tato území zahrnuta do výpočtu. Výpočty byly provedeny pro tři různá období. Výsledná storativita vychází v rozmezí 1–3 %. Byly též provedeny výpočty storativity za předpokladu, že hladina není konstantní, nýbrž stoupá od pramene se stejným sklonem jako je momentální gradient mezi hladinou v Arnoldce a pramenem ve Svatém Jáně pod Skalou. Za takových podmínek vychází storativita vyšší (2–7 %). Objem vody v saturované části kolektoru v povodí Sv. Jána by při vypočtené storativitě činil 10^6 až 10^7 m³. To souhlasí s hodnotami získanými z hydrogeologického modelu (^{18}O) pro Svatý Ján pod Skalou (ŽÁK et al., v tisku). 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.

Pro výpočet storativity v koněpruské synklinále byl vybrán vrt V 305 v povodí Měňanské vyvěračky (pr. 101), protože jeho hladina do značné míry koreluje s průběhem vydatnosti vyvěračky ($r_s = 0,94$; období let 1969 až 1972 – data z OVCAROVA et al. (1972) a z ČHMÚ). Protože v povodí Měňanské vyvěračky se nachází mnoho dalších vrtů s podobným průběhem hladin podzemní vody, je určení storativity spolehlivější než v povodí Sv. Jana (pr. 10). Storativita byla vypočtena pro dvě různá období a dosahuje 4–5 %.

PROUDĚNÍ PODZEMNÍ VODY

Proudění v izolátorech se odehrává zejména v zóně přípo-vrchového rozvětrání hornin do hloubek prvních desítek metrů.

V hlavním kolektoru probíhá proudění ve směru podélém s osami synklinál na vzdálenost až 8 km (povodí Svatého Jána pod Skalou, pr. 10, nebo povodí Havlíčkova Mlýna, pr. 77). Geometrie této podélné porozity a její charakter není znám. Proudění v podélém směru (SV-JZ) zřejmě využívá extenzní pukliny vznikající ohybem tělesa vápenců při vrásnění, snad rozšířené krasověním. Pukliny tohoto typu jsou popisovány jako propustné zóny v spodních částech karbonátových synklinál mnoha autory (KULLMAN 1990). V hlavním kolektoru se nacházejí také dobré propustné příčné zlomy (radiální tektonika SZ-JV a mladší S-J). Tyto zlomy slouží i k sestupnému a výstupnému proudění vody, takže se na nich vyskytují i větší prameny. Proudění probíhá v hloubkách prvních set metrů, v některých synklinálách však zřejmě proudění zasahuje i k bázi

hlavního kolektoru, který se zde nachází v hloubkách až 600 m pod povrchem. V krasu obecně není proudění v hloubkách mnoha set metrů žádnou vzácností. Je to možné dokumentovat i na příkladu Moravského krasu, kde bylo resistivimetrií prokázáno intenzivní proudění v hloubce 500 m (TARABA 1974), přesto, že se v blízkosti nachází mělký drenážní systém Amatérské jeskyně.

V nesaturované zóně probíhá převážně vertikální proudění směrem k hladině podzemní vody. Infiltrující voda cestou doplňuje množství zavěšených zvodní. Po výrazném tání sněhu či intenzivních srážkách se silný skap v hloubkách desítek metrů pod povrchem objevuje nejpozději během několika dní po srážce (jeskyně Arnoldka, Černíka), proudění přes nesaturovanou zónu je tedy po výrazných srážkách či táních velmi rychlé. Po extrémních srážkách se v jeskyních dokonce tvoří splachové toky. Naopak v období s malými srážkami je rychlosť postupu vody, prosakující svrchní části nesaturované zóny, velmi nízká a může trvat i několik týdnů. Jinak nelze vysvětlit fakt, že hladiny zavěšených zvodní např. v areálu Velkoluomu Čertovy schody kulminují až s třítýdenním zpožděním po srážce. Rozdíly v rychlosti šíření hydraulické odezvy v závislosti na intenzitě srážky mají zřejmě původ v půdní zóně a nehluboko pod ní: modely i terénní práce (DOMENICO a SCHWARTZ 1997) ukázaly, že makropory (cesty s vysokou propustností, např. dutiny po kořenech) jsou využívány pouze při intenzivních srážkách; naopak při srážkách nízké intenzity zůstávají makropory suché a voda infiltruje pouze málo propustnou okolní matrix.

Častým jevem v hlavním kolektoru je odtok části vod menších toků mimo jejich hydrologická povodí (Bubovický potok, Švarcava, vody z pramene tetinského vodovodu pod Domášovem). Hladina podzemní vody pod úrovní povrchové vodoteče byla zjištěna na Budňanském potoce u hradu Karlštejn, na Vrutici v oblasti dolomitového dolu (ČUJAN et al. 1963), na Radotínském potoce u lomu Hvížďalka (ŽERT 1966) i na Dalejském potoce u lomu Opatřilka (I. CHLUPAČ, úst. sděl.). V oblasti Českého krasu se téměř nevyskytují soustředěné ponory podzemních vod (s výjimkou ponoru v Tetinské rokli a občasných ponorů v údolí Propadlých vod u Svatého Jána pod Skalou). Voda z toků se postupně ztrácí do náplavů, teprve z nich dochází k dotaci vlastního vápencového komplexu.

Proudění v hlavním kolektoru v oblasti Českého krasu znázorňuje obr. 2. Pro vytvoření převládajících směrů proudění bylo v jednotlivých oblastech k dispozici různé množství dat, proto je stanovení hlavních směrů proudění v jednotlivých oblastech různě spolehlivé. Detailně jsou jednotlivé směry proudění, metodika i pochybnosti diskutovány v pracích BRUTHANS (1999) a ZEMAN (1999). Pro vytvoření převládajících 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 lokalizace a vydatnosti téměř všech pramenů a významnějších skrytých příronů. Protože směry proudění nebyly prokázány stopovacími experimenty, nelze je považovat za zcela průkazné. Ze-

jména pro pohyb případné kontaminace je nutné uvažovat šíření dosud neznámými preferenčními cestami proudění. Příkladem může být oblast koněpruské synklinály mezi Suchomasty a Měňany, kde lze předpokládat proudění zároveň na SV k prameni č. 101 (Měňanská vyvěračka) a na SZ k prameni č. 77 (Havlíčkův Mlýn). Jelikož v Českém krasu nebyly vykonány rozsáhlější stopovací zkoušky nelze vyloučit proudění podzemní vody z téhož infiltráčního místa do více směrů v měřítku podobném jako v krasových územích na severní Moravě (PANOŠ 1961). Pro existenci zmíněného jevu by svědčil i fakt, že zatímco vydatnost výše položených pramenů v suchých obdobích výrazně klesá, prameny v hlubokých údolích mají vydatnost i za suchých období relativně stálou. Převládající směry proudění, vyznačené na obr. 2, jsou silně zjednodušeným obrazem reálného, velmi komplikovaného proudového pole, které je ve skutečnosti trojrozměrné a v čase proměnlivé.

PIEZOMETRICKÉ POMĚRY

Autory článku bylo shromážděno množství dat o hladině podzemní vody v ložiskových vrtech, která nepotvrzují konformitu hladiny podzemních vod s terénem v horninách hlavního kolektoru (srov. KLINER in OVČAROV et al. 1972; VČÍSLOVÁ 1980). Hladina podzemní vody v hlavním kolektoru je až na výjimky hluboce zakleslá (i přes 100 m) a zprostředkovává regionální proudění. Většinu prostoru hlavního kolektoru zaujímají zvodně zavěšené v mělkých puklinových systémech na nepropustných blocích, nebo na zajíflovaných dislokacích v jeskyních, v různé výši nad nejnižší spojitu hladinou podzemní vody.

Práce vznikla za podpory firmy Českomoravský cement, a. s.

Literatura

- ATKINSON, T. C. (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). – *J. Hydrol.*, 35: 93–110.
- BRUTHANS, J. (1999): Hydrogeologické poměry Českého krasu severně od řeky Berounky. – MS. – Diplomová práce, PřFUK: 1–100. Praha.
- BRUTHANS, J. - ZEMAN, O. (v tisku): Nové poznatky o hydrogeologii Českého krasu. – Český kras, 26, Beroun.
- ČUJAN, J. et al. (1963): Výpočet geologických zásob vápnitého dolomitu. – Železnorudné doly n.p. Nučice. MS – Geofond.
- DOMENICO, P. - SCHWARTZ, W. (1997): Physical and chemical hydrogeology (second edition). – John Wiley and sons, Inc. New York p. 1–497.
- CHLUPÁČ, I. et al. (1992): Paleozoikum Barrandienu. – Ústřední ústav geologický: 1–292. Praha.
- KADLECOVÁ, R. - ŽÁK, K. (1998): Krasové prameny Českého krasu. – Český kras 24: 17–34. Beroun.
- OVČAROV, K. et al. (1972): Vyhodnocení vápenických a cementářských surovin v západní části Barrandienu, 511 1349 107. – MS, Geofond: 1–114. Praha.
- PANOŠ, V. (1961): Krasová hydrografie malých vápencových oblastí na severní Moravě a ve Slezsku. – Československý kras 12: 67–87. Academia. Praha.
- TARABA, J. et al. (1974): Moravský kras. Dlouhá zpráva za první etapu a mezičasovou regionálního hydrogeologického průzkumu. – Geotest Brno MS-Geofond (P24123).
- VČÍSLOVÁ, B. et al. (1980): Silur-devon Barrandienu – II. fáze – závěrečná zpráva. – MS Stavební geologie: 1–191. Praha.
- ZEMAN, O. (1999): Hydrogeologické poměry Českého krasu jižně od řeky Berounky. – MS. – Diplomová práce, PřFUK: 1–100. Praha.
- ŽÁK, K. et al. (v tisku): Holocenní vápence a krasový pramen ve Svatém Jánu pod Skalou v českém krasu. – Práce Čes. geol. úst. Praha.
- ŽERT, B. et al. (1966): Radotín - Hvižďalka Surovina cementářská. – Geologický průzkum n.p. Praha. MS – Geofond.