

kvality podzemní vody (tab.3) zachoval až do současnosti. Antoníčkův pramen byl využit po ukončení lázeňského provozu pro vodovodní zásobování bývalé lázeňské budovy, po znárodnění přeměněné na odborářskou zotavovnu (zotavovna Doubravka) a posléze rekreační středisko bývalého národního podniku Zetoru Brno. Stávající způsob zachycení vývěru kvalitní podzemní vody (tab.4) o vydatnosti kolem $0,5 \text{ l.s}^{-1}$ je zcela nevhodující a spolu s bývalou lázeňskou budovou je předán restituentům (Kučera 1993) zcela zdevastován.

Provedené hydrogeologické mapování a neúplné fyzikálně-chemické analýzy odebraných vzorků podzemních vod prokázaly, že na dřívějších tzv. lázeňských místech jsou z pohledu lokálního využití stále k dispozici relativně vydatné zdroje podzemních vod, které kvalitativními parametry vyhovují požadavkům kladeným na použití těchto vod pro pitné účely.

Literatura

- Jetel, J. - Rybářová, L. (1974): Katastr minerálních vod Východočeského kraje. – MS Ústř. úst. geol. Praha.
 Fajst, M. (1961): Geologické a hydrogeologické poměry krystalinika a křídového útvaru jižně a východně od Poličky. Diplomová práce. – MS Přírodrověd. fak. Univ. Karlovy. Praha.
 Kučera, J. (1993): Velká Roudka - hydrogeologická studie. – MS Geotest. Brno.

Český geologický ústav, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

FACIÁLNÍ STAVBA HYDROGEOLOGICKÉ STRUKTURY NA ÚZEMÍ BRNĚNSKÉ AGLOMERACE FACIAL FABRIC OF THE HYDROGEOLOGICAL STRUCTURE IN BRNO

(24-32 Brno, 24-34 Ivančice, 24-41 Vyškov, 24-43 Šlapanice)

Jan Čurda - Peter Pálenšký

Moravia, Neogene, Facial Analysis, Hydrogeology

Území Brna a jeho okolí bylo v letech 1988-1992 předmětem základního geologického mapování 1:25 000 a 1:50 000 (Brzobohatý et al. 1987, Hladil et al. 1987, Müller et al. 1994, Novák et al. 1988, 1992, Pálenšký et al. 1990, 1993).

Obsáhlý mapový a vrtný materiál, ze kterého mapování vycházelo, umožnil sestavit litofaciální a hydrogeologický obraz spodnobadenského sedimentačního prostředí a rekonstruovat jeho dynamický vývoj v oblasti brněnského prostoru (Brněnská kotlina a její bezprostřední okolí, obr.1).

Pestrý faciální vývoj sedimentů spodního badenu v brněnském prostoru podmínil lokálně velmi rozdílné hydrogeologické poměry. Vedle území s mimořádně příznivými podmínkami pro existenci vodárenský významných zdrojů podzemních vod se vyskytuje i území bez praktického vodárenského významu. Obecně lze konstatovat, že nejpříznivější hydrogeologické poměry byly dokumentovány v neogenních bazálních a okrajových klastikách uložených v tektonicky predisponovaných depresích brněnského masivu a jeho předneogenního pokryvu. V těchto místech leží zvodněné spodnobadenské sedimenty hluboko pod úrovní současné erozní báze. Jsou zvodněné v celé mocnosti kolektoru a na doplňování zásob podzemních vod se podlejí jak podzemní vody hydrogeologického masivu krystalinika a jeho předneogenního pokryvu, tak podzemní vody průlivových kolektorů vyvinutých v kvartérních sedimentech spolu s vodami atmosférických srážek a povrchových toků v místech výchozů spodnobadenských klastik.

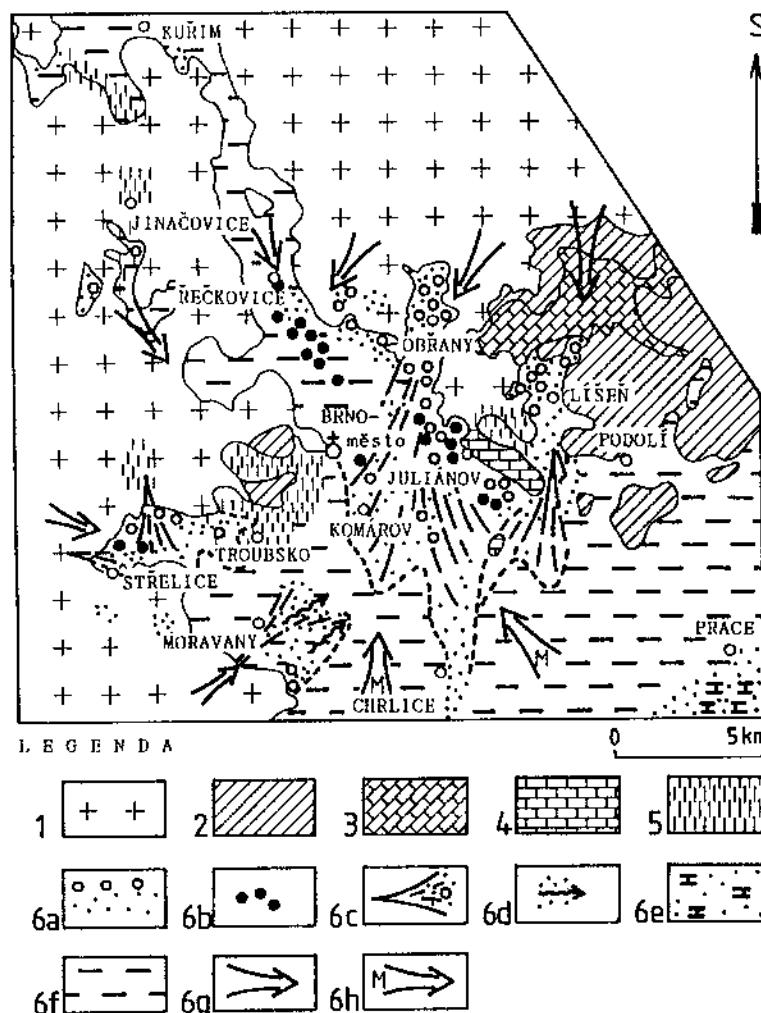
Brněnská kotlina je situována na tektonickém uzlu brněnského masivu, moravskoslezského paleozoika, platformního mesozoika a reliktů staršího terciéru a je vyplňena rozdílně denudovanými miocenními sedimenty (ottnang, karpat, spodní baden). Největší rozšíření, mocnost a hydrogeologický význam mají spodnobadenské uloženiny. Spodní baden je vyvinut v hrubě klastickém vývoji a v pelitickém vývoji. Hrubá klastika představuje velmi pestré litofaciální spektrum sedimentů, které odpovídá vývojům bazálních klastik, výnosových kuželů, okrajových vývojů a z části i fluviálních vývojů. Tyto klastické vývoje se vyznačují z vodárenského hlediska velmi příznivými parametry. Opačně je tomu u pelitického vývoje, který často leží na různě zvětralém předspodnobadenském reliéfu a tvoří dokonalý izolátor.

Koncem spodního miocénu, po karpatu, v souvislosti s poklesem erozní báze roste význam denudačních a erozních procesů. Z oblasti brněnského prostoru jsou denudovány značné (100-200 m) mocnosti spodnomiocenních (ottnang, karpat) a starších hornin. V této době se formovaly fluviální a deluviofluviální procesy výnosové kužely (fan delty), budované pestrým terestrickým a marijným (i spodnomiocenným) materiélem. Od S byl tektonicky predis-

ponovanými depresemi jinačovickou, kuřimsko-řečkovickou a obřanskou redeponován erodovaný materiál, který se postupně ukládal v Brněnské kotlině. Současně probíhal přínos z bočních z. zdrojových oblastí (Střelice, Telčice, Moravany) a v menší míře i od SV (Lišeň, Podolí). S postupnými změnami konfigurace reliéfu v jv. okolí dnešní Brněnské kotliny, které souvisely s formováním elevace slavkovského hřbetu a vytvářením bazénu spodnobadenské

FACIÁLNÍ MODEL SPODNÍHO BADENU V OKOLÍ BRNA

ČURDA J., PÁLENSKÝ P., 1995



1 - krystalinikum brněnského masivu; 2 - paleozoikum v klastickém vývoji; 3 - paleozolkum v karbonátovém vývoji; 4 - jura v karbonátovém vývoji; 5 - relikt spodního miocénu;
střední miocén: spodní baden
6a - okrajová klastika; 6b - bazální klastika;
6c - výnosové kužely; 6d - subakvatické kanály;
okrajová klastika; 6e - výnosové kužely; 6f - tégl; 6g - hlavní směry přenosu terestrického materiálu; 6h - postup marinní transgrese;

Obr.1. Většemu vodárenskému využití podzemních vod kolektoru bazálních klastik v brněnském prostoru brání skutečnost, že dosud nebyla uspokojivě vyřešena problematika účinné a komplexní ochrany celé hydrogeologické struktury. Řešení ochrany podzemních vod je v případě brněnské aglomerace s velkým rozsahem potenciálních možností kontaminace podzemních vod úkolem odborné, technicky, finančně i časově náročným a bude mu nutné věnovat v dalších letech velkou pozornost. Artéská struktura v centrální části Brna však tuto ochranu vyžaduje, neboť je zdrojem mimořádně kvalitních podzemních vod, které by mohly být využívány k pitným účelům v podstatně větší míře než dosud.

předhlubně, slábla erozní činnost v s., sz. a z. okolí, která byla podmíněná zahľubováním a formováním říční sítě. S nástupem marinní transgrese počátkem středního miocénu, tj. počátkem spodního badenu, sice pokračovala výrazná erozní činnost, postupně však slábla tak, jak od V a JV postupovala fronta marinních procesů a sedimentů. Při vzájemné interakci se transformovaly a resedimentovaly části fan delt. Místy a časově omezeně vynořené části kuželů byly erodovány a rozrývány a tato tělesa byla zakomponována do bazálního a okrajového vývoje spodního badenu. V časově shodném období se na pobřeží utvářel okrajový klastický vývoj, který byl destruován erozními kanály indikujícími fluviální prostředí (např. Juliánov, Střelice, Kamenný vrch). Místy (např. Židenice, Juliánov) došlo k přerušení marinní sedimentace. Na faciální stavbě bazálních a okrajových klastik se tak podílí řada velmi dobře vytříděných a opracovaných sedimentů od těles deluviofluviálních přes fluviální až po litorální (plážové, barové aj.). Po rychlé depozici „hlavní části“ pozitivně gradovaných souborů hrubých klastik počátkem spodního badenu, se zvýšila erozní báze a klesla spádová energie toků. Postupující transgrese moře pokračovala do již dynamicky méně kontrastního reliéfu. Důsledkem toho jsou hojně kontakty spodnobdenských pelitů (téglů) s podložím bez bazálních klastik. Při z. okraji (okolí Moravan) se vyskytuje lokální čočky a neprůběžné polohy klastik, na povrchu zjištěné díky rozdílným stupňům denudace, které představují reliktu fluviálních facií a přenosových kanálů do marinního pelitického prostředí. Nutno však podotknout, že dnešní povrchový obraz rozšíření spodnobdenských sedimentů i ostatních uloženin neogénních stupňů je výsledkem naprosto odlišné kompakce hrubých klastik a pelitů a že je ovlivněn nejméně 200 m denudací a mladšími diferencovanými vertikálními pohyby od konce spodního badenu.

Spodnobadenské psefity a psamity jsou mísny až velmi dobře propustné (koeficient filtrace řádu 10^{-5} až 10^{-3} m.s^{-1}) a vytvářejí vodárensky využitelné zvodně (jednotkové specifické vydatnosti vrtů mohou přesahovat až $5 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$), které se zejména při prokázané existenci artéského stropu vyznačují velmi příznaivými kvalitativními parametry. Právě v závislosti na proměnlivém faciálním vývoji se pohybuje specifická vydatnost vrtů i typ režimu struktury. Například u struktur s volnou hladinou v místech absence pelitického stropního izolátoru v Jinačovickém prolomu, Troubsko-střelické kotlině nebo u struktur s napojatou hladinou v centrální a j. části brněnského prostoru. Pelitické sedimenty spodního badenu nemá význam posuzovat z hlediska hodnot propustnosti, protože jejich role (počínaje mocností několika málo metrů) spočívá ve vytváření nejen nepropustného podloží, ale především vytvářejí nepropustný stropní izolátor. Nadložní izolátor dokonale brání průniku kontaminantů do podložní artéské zvodně. Pro kvalitativní ocenění a následnou vodárensku exploataci je důležitá znalost možnosti a meze doplňování struktur - především ve větších vzdálenostech od dnešního okraje jejich rozšíření. Nepříliš významný je pravděpodobně přítok ze sz. pokračování nesvačilského příkopu, z řeckovicko-kuřimské deprese (prolomu), a to jednak pro její značné zúžení, jednak pro převažující pelitický charakter sedimentární výplně. Omezená je pravděpodobně i možnost dotace z elevační struktury soběšické klenby, která s kolektorem bazálních klastik pod centrální částí Brna hydraulicky komunikuje přes zvětralinový plášt a klastické sedimenty, které vyplňují boční visuté kaňony a které navazují na vytvořené výnosové kužely. Zásadní význam pro dotaci hydrogeologické struktury bazálních klastik nebude pravděpodobně mít ani údolí Svatavy, odkud jsou spodnobadenské sedimenty z větší části vymyty erozí. S vysokou pravděpodobností lze za hlavní směry dotace označit údolí Svitavy při ústí do Brněnské kotliny u Obřan a údolí Říčky u Podolí a Líšně, které jsou podmíněné j. hranicí rozšíření devonských vápenců. Roli tranzitní cesty mohou plnit i spojité výskyty brněnských písků v pravobřežní nivě Svitavy ze směru od Blšovic, přes Obřany až k Maloměřicím. Na dotaci přítoku ze směru Kanice-Blšovice se mohou podleti i vody krasového systému vápenců a dolomitů Moravského krasu. Hlavní dotaci s. a sv. části v sz. pokračování artéské struktury nesvačilského příkopu zajišťují přítoky vod z Moravského krasu po tektonicky predisponovaných s.-j. zónách s klastickou neogénní výplní mezi Juliánovem, Líšní a Slatinou.

Literatura

- Müller, V. ed., Batík, P., Čurda, J., Kašpárek, M., Lysenko, V., Maňour, J., Pálenšký, P., Růžička, M., Růžičková, B., Tomášek, M. (1994): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 24-34 Ivančice. – vydal ČGÚ Praha. Praha.
- Brzobohatý, R. et al. (1987): Základní geologická mapa 1:25 000, list Šlapanice s vysvětlivkami. – MS archív ČGÚ Praha. Praha.
- Hladil, J. et al. (1987): Základní geologická mapa 1:25 000, list Mokrá-Horákov s vysvětlivkami. – MS archív ČGÚ Praha. Praha.
- Novák, Z. et al. (1988): Základní geologická mapa 1:25 000, list 24-334 Brno-sever s vysvětlivkami. – MS archív ČGÚ Praha. Praha.
- Novák, Z. et al. (1992): Geologická mapa 24-32 Brno. – vydal ČGÚ Praha. Praha.
- Pálenšký, P., et al. (1990): Základní geologická mapa 1:25 000, list 24-342 Brno-jih s vysvětlivkami. – MS archív ČGÚ Praha. Praha.
- Pálenšký, P. et al. (1993): Geologická mapa 24-34 Ivančice. – v tisku.