

MINISTERSTVO ŠKOLSTVA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
MINISTERSTVO ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SLOVENSKEJ REPUBLIKY

**Atlas
geotermálnej
energie
Slovenska**

**Atlas
of Geothermal
Energy
of Slovakia**



Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
1995

Zostavili/Editors:

RNDr. Ondrej Franko, DrSc., RNDr. Anton Remšík, CSc., RNDr. Marián Fendek, CSc.

Autori/Authors:

RNDr. Ondrej Franko, DrSc. (1), RNDr. Oto Fusán, DrSc. (1), RNDr. Miroslav Král, CSc. (3), RNDr. Anton Remšík, CSc. (1), RNDr. Marián Fendek, CSc. (1), RNDr. Dušan Bodiš, CSc. (1), Ing. Vladimír Drozd (5), Ing. Konštantín Vika, CSc. (5)

Spoluautori/Co-authors:

RNDr. Michal Elečko, CSc. (1), RNDr. JuraJ Franko (2), RNDr. Pavol Gross, CSc. (1), RNDr. Igor Hrušecký (4), Ing. Juraj Jančí, CSc. (2), RNDr. Michal Kaličiak, CSc. (1), RNDr. Vlastimil Konečný, CSc. (1), RNDr. Jaroslav Lexa, CSc. (1), Mgr. Daniel Marcin (1), Ing. JuraJ Mafo (5), RNDr. Miroslav Pereszlényi, CSc. (4), Ing. Priska Pašeková (5), Ing. Ján Pôbiš, CSc. (5), RNDr. Ján Roháč (6), Mgr. Miroslav Slávik (4), RNDr. Dionýz Vass, DrSc. (1), RNDr. Ivan Zvara (6)

Riešiteľská organizácia/Responsible organization:

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava (1)
Mlynská dolina 1
817 04 Bratislava
tel.: +427 3705111, fax: +427 371940

Spolupracovali/In association with:

Geocomplex, a. s. (2) Geologická 21 822 07 Bratislava tel.: +427 243500, fax: +427 243428	Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p. (4) Votrubova 11/a 825 05 Bratislava tel.: +427 5214989, fax: +427 65366
--	--

THERMEX (3) Svätoplukova 12 902 01 Pezinok tel.: +42 704 404610	Výskumný ústav vodného hospodárstva (5) Nábr. arm. gen. Ludvíka Svobodu 5 812 49 Bratislava tel.: +427 343111, fax: +427 315743
--	--

Esprit, spol. s r. o. (6)
F. Zupku 2
969 00 Banská Štiavnica
tel.: +42 859 621230, fax: +42 859 621230

Vedecký redaktor/Scientific editor:

RNDr. Milan Polák, CSc.

Recenzenti/Reviewed by:

Prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc., Doc. Ing. Ján Šefara, DrSc., RNDr. Ján Jetel, CSc.

Preklad textu do anglického jazyka/Translation into English:

Prof. Ing. Miloslav Böhmer, CSc.

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave.

Polygrafická realizácia: Vydavateľstvo Michala Vaška, Prešov.

© Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava, 1995

ISBN 80-85314-38-X

PREDSLOV

Každý národ si váži svoje prírodné bohatstvo. Váži si najmä také dary prírody, ku ktorým sa už v dávnej minulosti utiekal s nádejou na uzdravenie. Na Slovensku je takýmto prírodným bohatstvom hojný výskyt minerálnych prameňov. Je pravdepodobné, že termálne pramene v Patinciach, neďaleko ktorých bola v Iži postavená v 3. stor. rímska pevnosť, využívali už rímske vojská, chrániace severné hranice ríše. Rímske légie, ktoré sa do okolia Trenčína dostali v r. 179–180 po Kr., pravdepodobne poznali termálne pramene v Trenčianskych Tepliciach a v Piešťanoch. V jednej z našich najstarších písomných pamiatok, v darovacej listine Zoborského kláštora od Kolomana I. z r. 1113, sa uvádzajú Piešťany (*Pescan*) a pri opise Bojníc sa uvádza "horúci prameň" (*fons fervidus*). Od tohto obdobia možno využívanie termálnych vôd na kúpanie a liečenie doložiť desiatkami údajov v písomných prameňoch najrozličnejšej proveniencie. Využívanie geotermálnej energie s cieľom nahradiť fosílnu palivú a zlepšiť životné prostredie na Slovensku chce programovo naviazať na tieto tradície. Jeho začiatkom bolo Uznesenie Zboru povereníkov č. 449/58 zo 4. decembra 1958, ktoré poverilo rezort zdravotníctva a Slovenský výbor pre výstavbu v Bratislave, aby vykonalo výskum využívania odpadového tepla termálnych vôd slovenských kúpeľov na vykurovanie obytných a úžitkových objektov. Postupne sa zaviedlo na niektorých miestach priame vykurovanie termálnou vodou, vykurovanie pomocou tepelných čerpadiel a ohrev úžitkovej vody pomocou tepelných výmenníkov. V súčasnosti sa na Slovensku využíva nielen geotermálna energia prirodzených výverov termálnych vôd, ale najmä geotermálnych vrtov. Uplatňuje sa pri vykurovaní obytných či úžitkových priestorov, využíva sa v poľnohospodárstve, v rybnom hospodárstve a vo významnej miere v zdravotníctve a cestovnom ruchu. V záujme širšieho a systematickejšieho využívania takýchto energetických zdrojov je nevyhnutné presnejšie spoznať zákonitosti výskytu zdrojov geotermálnej energie, ich vlastnosti a možnosti ich využívania. Súčasnú poznatky o geotermálnej energii vo vzťahu ku geologickej stavbe Slovenska zachytáva práve predložený atlas. Sme presvedčení, že atlas poslúži domácim aj zahraničným záujemcom o využitie geotermálnej energie. Prezentuje výsledky vedeckej práce našich geológov, výskumných ústavov a ďalších organizácií, najmä však vedeckých pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Eva Slavkovská
ministerka školstva Slovenskej Republiky
Minister of Education of the Slovak Republic

FOREWORD

Each nation cares for its natural wealth. Gifts of the nature with curative properties are valued especially highly. A prime example of such natural wealth in Slovakia is the abundance of mineral springs. Thermal springs at Patince, situated close to a small Roman fortress, are likely to have been enjoyed by Roman soldiers who guarded the northern boundary of their empire. Roman legions, which came to the vicinity of Trenčín in 179–180 AD, presumably knew thermal springs at Trenčianske Teplice and Piešťany. One of our earliest written documents, donation letter of the Zobor monastery issued by Koloman I in 1113, refers to Piešťany (*Pescan*), and a hot spring (*fons fervidus*) is mentioned in the description of Bojnice. Later evidence of the exploitation of thermal waters for bathing and curing includes dozens of written references by various authors. These traditions will be further developed by harnessing geothermal energy which will partly replace fossil fuels and thus improve the environment in which we live. The process started with the decision by the Council of Deputies No. 449/58 of December 4, 1958 which entrusted health authorities and Slovak Committee for Development with research of the utilization of the thermal waters' heat from Slovakia's spas for space heating. In several places, thermal waters have gradually been exploited for heating either directly or through heatpumps or heat-exchangers. The majority of geothermal energy utilized in Slovakia currently comes from geothermal wells rather than natural thermal springs. It is used for space heating, growing crops, fish farming, and to a great extent also to treat illnesses and in tourism. To better utilize these energy sources, it is vital to know the occurrences of geothermal-energy sources, their properties and ways of exploitation in more detail. The current knowledge of geothermal energy in relation to Slovakia's geological structure is summarized in this Atlas. We are confident that the Atlas will serve both Slovak and foreign experts interested in the utilization of geothermal energy. It presents the results of scientific work of our geologists, research institutes and other organizations, but primarily of research workers with the Dionýz Štúr Institute of Geology.

Jozef Zlocha
minister životného prostredia Slovenskej Republiky
Minister of Environment of the Slovak Republic

POĎAKOVANIE

Na spracovaní atlasu sa zúčastnilo okolo tridsať odborníkov z Geologického ústavu Dionýza Štúra a piatich kooperujúcich organizácií. Všetkým spolupracovníkom úprimne ďakujeme za ich nezištnú prácu a za pochopenie. Súčasne ďakujeme pracovníkom Sekcie vedy a výskumu Ministerstva školstva Slovenskej Republiky a Sekcie geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia Slovenskej Republiky za pomoc pri zostavovaní tohto diela. Členom aprobačnej komisie v zložení Milan Polák (predseda), Anton Biely, Peter Malík, Miroslav Račický, Michal Zakovič (členovia) ďakujeme za vecné pripomienky pri priebežnom posudzovaní prvých nátláčkov máp do atlasu a všetkým členom aprobačnej komisie pod vedením Milana Poláka za posúdenie celého súboru nátláčkov máp do atlasu. Recenzentom Jánovi Jetelovi, Ladislavovi Meliorisovi a Jánovi Šefarovi ďakujeme za podnetné pripomienky a starostlivé posúdenie celého diela.

Editori

OBSAH

I. Textová časť

ÚVOD

1. KONCEPCIA ATLASU

2. METODIKA ZOSTAVENIA ATLASU

3. GEOTERMÁLNA PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

4. GEOTERMÁLNA CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

5. HYDROGEOTERMÁLNA CHARAKTERISTIKA VYMEDZENÝCH OBLASTÍ

6. LITERATÚRA

II. Tabuľková časť

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU

2. GEOTERMÁLNE ZARIADENIA

3. PRAMENE

I. Textová část

Text Part

ÚVOD

Atlas geotermálnej energie Slovenska je súhrnom výsledkov z vyše dvoch desaťročí skúmania tejto problematiky. Východiskom tohto skúmania boli geologické, hydrogeologické a geotermické poznatky získané do roku 1970. V prvom rade išlo o geologické poznatky o terciérnej výplni panónskej panvy a vnútrohorských depresií a o predterciérnom podloží južnej časti vnútorných Západných Karpát. V druhom rade to boli údaje o priaznivej geotermálnej aktivite získané z ropných vrtov. V poradí na treťom mieste, ale vo vzťahu ku konkrétnym prirodzeným prejavom geotermálnej aktivity vnútorných Západných Karpát na prvom mieste stáli poznatky o prirodzených výveroch geotermálnych vôd. Napokon treba spomenúť geologické vrty, ktoré upozornili na možnosť navrátať geotermálne vody aj mimo prirodzených výverových oblastí. Ide o vrt III v Kováčovej z r. 1899 (na ňom sa postavili kúpele), vrt M-4 v Dolnej Strehovej z r. 1951 (postavilo sa na ňom kúpalisko), vrt Š1-NB v Koši z r. 1967 (pozorovací vrt v širšom ochrannom pásme bojnických kúpeľov) a vrt M-1 v Komárne z r. 1967 (postavili sa na ňom mestské kúpele). Na základe týchto poznatkov mohol v r. 1970–1974 vzniknúť projekt skúmania geotermálnej energie na roky 1971–1980 s výhľadom do roku 2000.

Po roku 1971 sa overovali predpoklady vyplývajúce z tohto projektu a podstatne sa rozšírili poznatky o terciérnej výplni panví a kotlín, o predterciérnom podloží celých vnútorných Západných Karpát, ale najmä o teplotnom a tepelnom poli a o hydrogeotermii. Dnes máme k dispozícii údaje o teplotách z 376 vrtov, o hodnotách hustoty tepelného toku zo 136 vrtov a hydrogeotermii zo 61 geotermálnych vrtov. Práve spracovaním týchto poznatkov a údajov vznikol predkladaný atlas.

Znečistenie životného prostredia je jedným z vážnych problémov, s ktorým sa ľudstvo stretáva. V mnohých oblastiach sveta postupuje degradácia životného prostredia nekontrolovateľne rýchlym tempom. Najmä na územiach s hustým osídlením, silným priemyselným znečistením, intenzívnou ťažbou nerastov, extenzívnym poľnohospodárstvom a pod. Už niekoľko desiatok rokov sa plyny vznikajúce spaľovaním fosílnych palív uvoľňujú do atmosféry. Vzniká hrozba zásadných zmien globálnej klímy. Znečisťuje sa nielen ovzdušie, ale aj rastlinný pokryv, pôda a voda, a to povrchová aj podzemná. To všetko sa negatívne odráža na zdraví obyvateľstva.

Ak sa aj Slovensko pokúša zmierniť postup klimatických zmien obmedzovaním spaľovania tradičných palív a ich nahradzovaním netradičnými zdrojmi energie, tak sa o jeho výsledky v konečnom dôsledku delí celý svet. V Európe najmä severské štáty, ktoré sú nadmerne postihnuté kyslými dažďami.

Problém znečisťovania životného prostredia je zložitý komplex

javov a nemožno rátať s jeho jediným univerzálnym riešením. Vždy pôjde o kombináciu viacerých čiastkových riešení. V celosvetovom rámci sa potvrdilo, že jedným z takých čiastkových riešení je využívanie geotermálnej energie schopnej vo veľkej miere nahradiť fosílnu palivá. V súčasnosti sa už asi v štyridsiatich krajinách priamo využíva geotermálna energia (napríklad na vykurovanie bytov a skleníkov, v rybnom hospodárstve, v priemysle, rekreačných zariadeniach a pod.). Celkový takto získaný výkon predstavuje asi 11 400 MW_t, pričom v štrnástich krajinách prekračuje inštalovaný výkon 100 MW_t. Medzi ne patrí aj Slovensko. Spomínanými 61 geotermálnymi vrtmi sa na našom území overil výkon asi 180 MW_t.

V súčasnosti sa geotermálna energia na Slovensku využíva v 35 lokalitách s tepelne využiteľným výkonom asi 83 MW_t, ale s pomerne nízkou účinnosťou (asi 30 %, čo predstavuje 25 MW_t). No už tento výkon ušetrí za rok asi 42 600 t hnedého uhlia (pri 200 dňoch vykurovania), alebo 16 mil. m³ zemného plynu. Nahradením týchto palív sa súčasne znižujú hlavné emisie asi v takýchto množstvách (hnedé uhlie: tuhé látky – 208 t/rok; SO₂ – 790 t/rok, NO_x – 125 t/rok, CO₂ – 42 t/rok; zemný plyn: tuhé látky – 1,5 t/rok, SO₂ – 0,3 t/rok, NO_x – 59 t/rok, CO₂ – 4,32 t/rok). Ide teda o významný príspevok k ochrane ovzdušia. Poslaním atlasu je napomôcť intenzívnejší rozvoj a využívanie geotermálnej energie, na čo má Slovenská republika všetky predpoklady. Podľa energetickej koncepcie do roku 2005 sa predpokladá využitie asi 800 MW_t energie pochádzajúcej z geotermálnych zdrojov, čím sa získa pri účinnosti 45 % asi 360 MW_t tepelného výkonu. Takto sa ušetrí asi štrnásťkrát viac hnedého uhlia alebo zemného plynu a zároveň sa asi v takom istom pomere znížia emisie.

Atlas geotermálnej energie Slovenska, tak ako podobné atlasy iných krajín, má plniť tri funkcie: vzdelávaciu, resp. kultúrnu, praktickú, resp. národohospodársko-ekologickú, a napokon nadnárodnú, resp. integračnú. Je všeobecný, čo znamená, že poskytuje ucelenú predstavu o priestorovej geotermálnej aktivite územia. Jeho praktickosť spočíva v tom, že dáva predstavu o geotermálnych zdrojoch a zásobách geotermálnej energie, ktoré umožnia šetrenie klasických palív a zníženie emisií do ovzdušia, a tým skvalitnenie životného prostredia a zdravia obyvateľstva. Z tohto hľadiska prispeje k rozšíreniu využívania geotermálnych vôd v rekreačných a zdravotníckych zariadeniach (sedacie a plavecké bazény, rehabilitácia). Keďže je atlas dvojjazyčný (slovensko-anglický), bude prístupný zahraničným odborníkom.

Projekt *Atlas geotermálnej energie Slovenska* bol financovaný z prostriedkov štátneho rozpočtu a vyjadruje stav poznatkov do konca roku 1994.

1. KONCEPCIA ATLASU

Mapy a rezy, ktoré sú obsahom tohto atlasu, schematicky zobrazujú geotermálnu aktivitu územia Slovenska. Metodika zostavenia a usporiadania atlasu je podobná metodike použitej v diele *Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Swizerland* (Haenel, R. – Staroste, E. Eds. 1988). Konceptne sa však *Atlas geotermálnej energie Slovenska* od tohto atlasu odlišuje. S ohľadom na prevládajúcu platforemnú stavbu územia je európsky atlas založený na znázornení hĺbkového uloženia zvodnencov (kolektorov) geotermálnych vôd od úrovne mora s izolíniami teploty na ich strope (pozná sa ich priestorové rozšírenie v hĺbke). *Atlas geotermálnej energie Slovenska* s ohľadom na vrásovo-príkrrovovú stavbu slovenského územia využíva plošné znázornenie litostratigrafických a tektonických jednotiek na úrovňových mapách (nepozná sa priestorové rozšírenie zvodnencov v hĺbke) a na mapách predterciérneho podložía. Mapy predterciérneho podložía sú zostavené len z tých oblastí, v ktorých podložie tvorí mezozoikum (v ňom sú zvodnenca geotermálnych vôd – triasové dolomity a vápence).

Základom koncepcie atlasu je farebné znázorňovanie teplotného a tepelného poľa a jeho jednotlivých úrovní na mapách od povrchu terénu.

Geotermálna aktivita územia je znázornená na mapách šiestich druhov:

1. *Tematická geotermálna mapa.*
2. *Mapa hustoty tepelného toku na povrchu.*
3. *Mapa hustoty tepelného toku na Mohorovičičovej diskontinuite.*
4. *Geotermálne mapy Slovenska.*
5. *Mapy geotermálnej aktivity vymedzených oblastí.*
6. *Hydrogeotermálne mapy vymedzených oblastí.*

Hydrogeotermálna náplň teplotných úrovňových máp a teplotných máp predterciérneho podložía pozostáva zo zachytenia geotermálnych zariadení (existujúce, plánované), ďalej vrtov s geotermickými meraniami s údajmi aj bez údajov o chemizme vôd, geologických vrtov s údajmi o chemizme vôd (ide najmä o ropné vrty) a hydrogeologických objektov. Všetky objekty sú zakreslené v príslušných mapách a časť z nich aj v rezoch. Na mapách predterciérneho podložía sú zakreslené predovšetkým prirodzené vývery geotermálnych vôd (v absolútnej väčšine sú zachytené vrtmi). Na úrovňových mapách sú zakreslené vrty geotermálnych vôd mimo prirodzených výverových oblastí. Na mapách s krokom od 500 m do 3 000 m (napr. podunajská panva) sú údaje zistené v úseku 250–750 m zakreslené v úrovni 500 m a údaje zistené

v úseku 750–1 250 m v úrovni 1 000 m atď. Na mapách s krokom 1 000 m sú údaje zistené v úseku 500–1 500 m zakreslené v úrovni 1 000 m a údaje zistené v úseku 1 500–2 500 m v úrovni 2 000 m atď. Z toho vyplýva, že aj vo vertikálnej mierke ide viac-menej o schémy.

Pri konštrukcii máp a rezov boli použité plošné, líniové, bodové a číselné charakteristiky. Farebnými plochami sa v úrovňových mapách a rezoch znázorňuje teplotné pole a tepelné pole. Litostratigrafické a tektonické jednotky sú zobrazené rastrom. Líniovými charakteristikami sú znázornené hranice medzi litostratigrafickými a tektonickými jednotkami, tektonické línie, izotermy, izočiary hustoty tepelného toku, izočiary predterciérneho podložía a vrty v rezoch. Bodovými značkami sú znázornené geotermálne zariadenia, vrty s geotermickými meraniami, geologické vrty a hydrogeologické objekty. V rámci toho sa rôznymi značkami rozlišuje jeden alebo viac objektov, ich výdatnosť a teplota vody. Číselnými, resp. kombináciou číselných a bodových údajov sa udáva výdatnosť geotermálnych zariadení, teplota a mineralizácia geotermálnych vôd. Prítomnosť CO₂ a H₂S, takisto aj chemizmus vôd sú znázornené bodovými značkami.

Územie Slovenska je v princípe znázornené na mapách dvoch odlišných mierok. Na mape 1 : 1 000 000 je prehľadne znázornená geotermálna aktivita celého územia. Na mapách s mierkou 1 : 200 000 a podrobnejšími mierkami je znázornená geotermálna aktivita vymedzených geotermálnych oblastí. Táto kombinácia jednotlivých vymedzených oblastí a celého územia podáva obraz o geotermálnej aktivite aj území bez vhodných kolektorov geotermálnych vôd, resp. území vhodných na využitie tepla suchých hornín. Táto kombinácia poskytuje informácie aj o územiach vhodných na vertikálne skládky škodlivých odpadov. Celkovú priestorovú predstavu o geotermálnej aktivite územia poskytuje kombinácia úrovňových máp, máp predterciérneho podložía a máp hustoty tepelného toku. Tematická geotermálna mapa ukazuje, že geotermálne zdroje sú viazané len na vnútorné Západné Karpaty. Podobnú informáciu poskytuje mapa s vymedzenými geotermálnymi oblasťami.

Okrem vymenovaných máp je súčasťou atlasu mapa priemernej ročnej teploty vzduchu (III-1; Sine, 1958), mapa vykurovacieho obdobia (III-18; Sine, 1980), indexov nasýtenia geotermálnych vôd, využiteľného množstva geotermálnej energie a mapy technologických vlastností geotermálnych vôd a ich likvidácie po tepelnom využití. Geotermálne mapy Slovenska a hydrogeotermálne mapy vymedzených oblastí sú sprevádzané rezmi, geotermogramami a karotážnymi profilmi geotermálnych vrtov s typickými zvodnencami (piesky, karbonáty a pod.). Legenda všetkých máp a rezov je jednotná, ak sa vyskytli odlišnosti, uvádzajú sa v legendách k jednotlivým druhom máp alebo k jednotlivým mapám.

2. METODIKA ZOSTAVENIA ATLASU

Geológia

Pri naplňaní máp informáciami o terciéri sa vychádzalo z údajov z vrtovej a seizmických a geologických rezov. Najprv boli zostavené štruktúrno-tektonické mapy dôležitých stratigrafických hraníc a faciálne mapy význačných stratigrafických súvrství. Z týchto máp a rezov sa potom zostavovali úrovňové mapy (horizontálne rezy) 500, 1 000, 1 500 m atď. od povrchu terénu.

Údaje o predterciérom podloží sa v prvom rade čerpali z poznatkov o stavbe okolitých pohorí, o priebehu ich hlavných tektonických jednotiek a dislokácií ponárajúcich sa na ich okrajoch pod terciérne komplexy. Ďalej sme sa opierali o analýzu stavby ostrovov podložia vystupujúceho na rozličných miestach, čo platí najmä v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Použili a interpretovali sme výsledky rôznych geofyzikálnych máp a meraní, najmä pri sledovaní elevačných a depresných štruktúr, tektonických línií, prítomnosti hlbinných telies a pod. No najkonkrétnejšie výsledky priniesli mnohé vrty, ktoré zachytili predterciérne podložie a poskytli údaje o litologickom zložení podložia v danom mieste a hĺbke. Pracovali sme takisto s odhadnutými mocnosťami jednotlivých súvrství alebo tektonických jednotiek (napr. u križňanského príkrovu na 1 500 m, u dolomitov chočského príkrovu do 400–600 m atď.).

Keď zväžeme, že priamy dôkaz o charaktere podložia poskytujú jedine vrty, ktorých je však na také rozsiahle územia pokryté terciérnymi formáciami veľmi málo a navyše sú nepravidelne rozmiestnené, dospejeme k záveru, že sa vo väčšine prípadov opierame o výsledky interpretácií (ktoré mávajú obyčajne viacero riešení), alebo o analógie a predpoklady. Treba brať do úvahy zložitost geologickej stavby Západných Karpát, kde nie je zriedkavá napr. tektonická redukcia celých súvrství alebo tektonických jednotiek a inverzia predpaleogénneho podložia, z čoho vyplýva, že pri tvorbe obrazu geologického zloženia v hĺbke je riziko omylu veľmi veľké. Preto tieto mapy znázorňujú len geologickú stavbu predpokladanú na základe poznatkov autora.

Geotermika

Základnú databázu pre konštrukciu geotermických máp (z nich sú izotermy pojaté do úrovňových máp) tvoria teplotné údaje z vrtovej. Pri výbere vhodných vrtovej sme sa orientovali na teplotné merania v hlbokých štruktúrnych, prieskumných, ropných, geotermálnych a hydrogeologických vrtoch, ktorých konečná hĺbka dosiahla aspoň 500 m. Do konca r. 1993 tvorilo geotermickú databázu 376 teplotných meraní z vrtovej na území Slovenska. Informačná hodnota jednotlivých údajov je veľmi rôznorodá. Požiadavkám na presnosť vyhovujú teplotné merania realizované presným geotermickým teplomerom, okalibrovaným elektrickým karotážnym teplomerom, a merania pomocou maximálnych teplomerov. Podľa kvality jednotlivých termokarotážnych záznamov z vrtovej môžeme presnosť a spoľahlivosť merania teploty posúdiť na 0,2–3 °C.

Pri konštrukcii geotermických máp sa využili predovšetkým údaje z 376 vrtovej na území Slovenska a údaje z pohraničných oblastí Maďarska, Ukrajiny, Poľska, Českej republiky a Rakúska publikované v poslednom vydaní *Geothermal Atlas of Europe* (Čermák, V. – Král, M. et al. 1992). Extrapolácia teplotného gradientu smerom do hĺbky dosiahla maximálne 50 % premeraného intervalu. Údaje o teplotách vo väčších hĺbkach sa získali riešením rovnice vedenia tepla so zohľadnením hustoty povrchového tepelného toku a termofyzikálnych parametrov predpokladaného horninového prostredia.

Príslušné riešenie má tvar

$$t(z) = t_0 + \frac{Q}{k} \cdot z - \frac{A}{2k} \cdot z^2, \quad (1)$$

kde $t(z)$ znamená teplotu v hĺbke z (°C), t_0 priemernú ročnú teplotu zemskeho povrchu (°C), Q hodnotu hustoty povrchového

ho tepelného toku (W/m^2), k koeficient tepelnej vodivosti hornín ($W/m \cdot K^{-1}$), z hĺbku (m), A tepelnú produkciu v horninovom prostredí získanú z meraní obsahu rádioaktívnych prvkov (W/m^3).

V niektorých prípadoch, najmä v údajoch o sedimentárnych panvách, sme využili aj závislosť teplotného gradientu od hĺbky. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov a centrálnej časti Viedenskej panvy sme pri konštrukcii máp teplotného poľa do hĺbok asi 2 000 m uplatnili aj výsledky modelovania teplotného poľa v závislosti od geomorfológie terénu a predterciérom podložia (Lizoň, I. 1973; Král, M. et al. 1985).

Pri konštrukcii mapy teplôt na predterciérom podloží boli základom teplotné údaje z vrtovej, ktoré dosiahli toto podložie. Ďalšie uzlové body sme získali ako priesečníky izočiari hĺbok predterciérom podložia a teplotných máp v zodpovedajúcich hĺbkach. Tak sme dostali sieť bodov až do hĺbok 6 000 m. Pre väčšie hĺbky predterciérom podložia sa teploty určovali výpočtom podľa vzťahu (1).

Mapa hustoty povrchového tepelného toku bola skonštruovaná na základe 136 hodnôt tepelného toku vypočítaného vo vrtoch na území Slovenska. Do úvahy sa brali aj všetky dostupné údaje z okolitých krajín. Mapa hustoty tepelného toku v hĺbke Mohorovičicovej diskontinuity (Ibrmajer, J. – Plančár, J. – Fusán, O. 1985) reprezentuje jeho vertikálnu zložku stanovenú na základe vzťahu (Haenel, R. et al. 1988)

$$Q_m = Q_0 - \int_0^{z_m} A(z) dz, \quad (2)$$

kde z znamená hĺbku, Q_m tepelný tok na Mohorovičicovu diskontinuitu, Q_0 tepelný tok na povrchu, z_m mocnosť zemskej kôry, $A(z)$ funkciu rozloženia tepelných zdrojov s hĺbkou.

Na výpočet Q_m podľa vzťahu (2) sme využili údaje o hlbínnej stavbe Západných Karpát na území Slovenska (Šefara, J. et al. 1987), najmä mapu hĺbok predterciérom podložia upravenú podľa výsledkov nových vrtovej, mapu mocnosti zemskej kôry a predpokladané hĺbky rozhrania medzi vrchnou a spodnou kôrou (Conradova diskontinuita). Vychádzali sme z modelu zvrstveného prostredia, pričom sme pre každú vrstvu stanovili priemernú hodnotu tepelnej produkcie na základe meraní obsahu uránu, tória a draslíka na vzorkách príslušných horninových typov. Pri výpočtoch vzťahujúcich sa na časť zemskej kôry zodpovedajúcu „granitickej“ vrstve sme použili údaje o exponenciálnom poklese tepelnej produkcie s hĺbkou, v ostatných vrstvách sme brali do úvahy jej konštantnú hodnotu. Veľkosť tepelného toku na Mohorovičicovej diskontinuite sme vypočítali v sieti 10 × 10 km. V oblastiach terciérom vulkanizmu sme rátali aj so zvýšením hodnoty hustoty povrchového tepelného toku v dôsledku tepla uvoľneného z intruzívnych telies nachádzajúcich sa v zemskej kôre.

Táto metodika výpočtu tepelného toku na Mohorovičicovej diskontinuite je v súlade s postupom použitým v *Geothermal Atlas of Europe*, čím sa zabezpečila kompatibilita dosiahnutých výsledkov s údajmi z okolitých krajín.

Pri konštrukcii všetkých máp sa použili štandardné interpolačné metódy (kriging) vhodné pre nepravidelnú sieť meraných bodov. V menej preskúmaných oblastiach a v okolí geologických rozhraní bol priebeh izočiari teplôt a hustoty tepelného toku upravený podľa významných geologických, tektonických a geomorfologických štruktúr.

Hydrogeotermia

Hydrogeologické údaje, ktoré tvoria bodovú náplň máp, pochádzajú nielen z geotermálnych a hydrogeologických, ale aj z iných druhov vrtovej (geologické, ropné, ložiskové a pod.). Všetky údaje boli tabelárne spracované pre jednotlivé úrovne a potom prenosené do máp. Sú to údaje o teplote a chemizme vôd, o výdatnosti

prameňov a vrtov a o všetkých druhoch využívania geotermálnych vôd. Hodnota výdatnosti jednotlivých lokalít charakterizuje celkovú výdatnosť lokality a teplota vody maximálnu teplotu. Chemizmus vody reprezentuje chemizmus jedného zdroja. Rozpätie hodnôt chemizmu vôd resp. ich indexov sa uvádza v tabuľkách v rámci textu opisujúceho jednotlivé perspektívne oblasti. Tieto údaje sú priradené k hĺbkovým rozpätiam, tektonickým jednotkám a stratigrafii zvodnencov. Typy vôd sa hodnotia podľa klasifikácie Franka, O. et al. (1975). Na území Slovenska sa doteraz realizovanými geotermálnymi vrtmi zistili iba nízkoteplotné zdroje reprezentované geotermálnymi vodami. Preto aj metodika vyhodnocovania hydrodynamických skúšok na geotermálnych vrtoch vychádza z metód neustáleného prúdenia podzemných vôd. Vo vzťahoch slúžiacich na výpočet hydraulických parametrov sa brala do úvahy zmena fyzikálnych vlastností geotermálnych vôd vplyvom teploty a okolností, že sa priebeh hydrodynamických skúšok v geotermálnych vrtoch sleduje hlbinnými manometrami.

Výpočet hydraulických parametrov zvodnencov geotermálnych vôd vychádza z logaritmicko-Teisovej studňovej funkcie (Cooper, H. H. – Jacob, C. E. 1946; Jacob, C. E. 1950). Táto metóda (ak sa splnia podmienky jej použiteľnosti) dáva rovnaké výsledky ako Theisova metóda typovej krivky, a navyše umožňuje detailnejšie rozčlenenie priebehu hydrodynamickej skúšky a jej hlbšiu analýzu. To nevyhnutne ovplyvňuje objektivitu a celkovú hodnovernosť hydraulických parametrov.

Na rozčlenenie grafického priebehu hydrodynamickej skúšky, znázorneného v semilogaritmicko-Teisovej mierke, sa použil lineárny model regresnej analýzy. Jednotlivé časti sú preložené priamkou pomocou metódy najmenších štvorcov, pričom ako kritérium pričlenenia nameraných hodnôt k určitej časti slúži koeficient determinácie (Fendek, M. 1993). Správnosť preloženia priamky možno kontrolovať aj pomocou rozdielu medzi nameranou a vyrovnanou hodnotou, ktorý by nemal byť väčší ako je presnosť určenia hodnoty hydrostatického tlaku (Fendek, M. 1991).

Ako kritérium výberu reprezentatívneho úseku na výpočet hydraulických parametrov zvodnencov geotermálnych vôd sa použila celková prepočtová diferenciacia (Fendek, M. in Remšík, A. et al. 1992a), ktorá je definovaná vzťahom (Jetel, J. 1985; 1985a)

$$d = Y_T - Y, \quad (3)$$

kde Y_T ($m^2 \cdot s^{-1}$) je logaritmická transformácia koeficientu prietochnosti T , definovaná vzťahom

$$Y_T = \log T + 9 \quad (4)$$

a Y ($m^2 \cdot s^{-1}$) je index prietochnosti, definovaný vzťahom

$$Y = \log q + 9, \quad (5)$$

v ktorom q je špecifická výdatnosť vrtu ($m^2 \cdot s^{-1}$). Toto kritérium sa osvedčilo najmä v prípadoch, keď z jedného zabudovaného intervalu geotermálneho vrtu máme k dispozícii viac hydrodynamických skúšok, alebo ak máme z jednej hydrogeotermálnej štruktúry údaje z viacerých geotermálnych vrtov platné pre rovnaký zvodnencov geotermálnych vôd.

Na výpočet hydraulických parametrov zvodnencov geotermálnych vôd bol použitý program JACOB (Fendek, M. 1993a), čo umožňuje objektivizáciu vypočítaných hodnôt. Zvodnence sú charakterizované koeficientom prietochnosti T .

V texte sa uvádza geotermálna aktivita oblasti, jej hydrogeologická charakteristika, chemizmus, resp. pôvod a tvorba vôd, možnosti ich overenia v nádržových hĺbkach a teplotách. Ako posledné sa udávajú technologické vlastnosti geotermálnych vôd, možnosti

ich likvidácie po tepelnom využití, využiteľné množstvá geotermálnej energie a systém ich exploatacie.

Karotáž

Hlavným podkladom všetkých údajov z oblastí zakrytých terciárom sú vrty. Preto sú do atlasu zaradené karotážne diagramy (namerané a interpretované) reprezentatívnych geotermálnych vrtov niektorých vymedzených oblastí.

Pri vrtoch v piesčito-ílovitom prostredí sa použil tento komplex karotážných meraní (Franko, J. 1989, 1989a). Základným dokumentačným materiálom boli výsledky odporových meraní s potenciálovým usporiadaním elektród Rap 0,4; 1,6 a s gradientovým usporiadaním elektród Rag 5,5, krivka spontánnej polarizácie SP. Tieto merania sa uplatnili pri litologickom a hĺbkovom členení vrtu. Metódy BKS (bočné karotážne sondovanie) s dĺžkami sond 1,0; 2,0; 4,0; 8,0 m, MK (mikrokarotáž) s usporiadaním elektród Ramp 0,05, Ramg 0,025 m, GK (gama karotáž, meranie v cpm), GGK (gama gama karotáž, meranie v cpm), NNK (neutrón neutrón karotáž, meranie v cpm) sme použili na získanie fyzikálno-vrstevných parametrov hornín. Diferenciálne meranie krivky SP slúžilo na stanovenie prítokov do vrtu. Priemer vrtu sa stanovil zámermi kavnometra – KM, odpor vrtnej kvapaliny rezistivimetriou – RM. Úklon a odklon vrtu sa merali inklinometriou – IM. Termometria – TM sa použila na získanie teplotných údajov o vrte.

Pri vrtoch v karbonatickom prostredí sa použil tento komplex karotážných meraní (Franko, J. 1989b, 1989c; Káňava, M. 1991). Na litologické členenie vrtu sa použila GK (gama karotáž, meranie v $\mu R/h$) a meranie krivky spontánnej polarizácie – SP. Z elektrokarotážných metód sa uplatnil trojelektrodový laterológ – LL3 na určenie merného odporu R_t a merania odporovej karotáže v potenciálovom usporiadaní Rap 0,4; 1,6 NNK (neutrón neutrón karotáž v %) slúžila na určenie pórovitosti, hustotná karotáž – HK alebo gama gama karotáž v hustotnej modifikácii GGK – H ($v g/cm^3$), z ktorej sa určovala hustota v profile vrtu, akustická karotáž – AK (m/s) na spresnenie údajov o litológii a kompaktii jednotlivých mezozoických súvrství. Z technických meraní sa použila rezistivimetria – RM, ktorá určila odpor vrtnej kvapaliny, kavnometria – KM na zistenie skutočného priemeru vrtu a inklinometria – IM, ktorá umožnila zistiť priestorový priebeh vrtu. Termometria – TM a diferenciálna termometria TM_d umožnili spoznanie teplotných pomerov vo vrte a miest prítokov a strát v ňom.

Prvotné údaje sa po strojnopočtovom spracovaní previedli do interpretačného programu gdBase (geologická datová báza) firmy GDSOFTWARE. Systém programov gdBase je databázovo orientované programové vybavenie na spoločné spracovanie geologických, geofyzikálnych a laboratórnych dát na osobných počítačoch kompatibilných s IBM.

Potom sa vykonala strojnopočtová kvalitatívno-quantitatívna interpretácia karotážných meraní s využitím vo svete bežne používaných interpretačných postupov, v niektorých prípadoch prispôbených zložitým litologickým profilom jednotlivých vrtov. Na základe určených a vypočítaných jednotlivých fyzikálno-vrstevných parametrov (priemer vrtu, prirodzená rádioaktivita, skutočný merný odpor vrstvy, priebehový čas, hustota, ílovitosť, zrnitosť, spontánna polarizácia) a hydraulických parametrov (koeficient filtrácie, priepustnosť, pórovitosť) sa vyčlenili jednotlivé kolekto-ry geotermálnych vôd a jednotlivé litologicko-stratigrafické celky a zostrojil sa litologický profil vrtu. Pre potreby atlasu (mierka 1 : 5 000) sú jednotlivé krivky programovo zladené, čomu je prispôbený aj litologický profil vrtu. Úseky so zachytenými prítokmi geotermálnych vôd sú osobitne vyznačené (III-32, III-58, III-144, III-145).

Termodynamická rovnováha minerálnych fáz

V mape indexov nasýtenia geotermálnych vôd (III-16) je usmereným rastrom znázornený stav termodynamickéj rovnováhy minerálnych fáz (nedosýtený, rovnovážny, presýtený). Farba rastra informuje o druhu minerálnej fázy (kalcit, aragonit, dolomit). Biela plocha vo vymedzených oblastiach značí nedosýtený stav voči sadrovcu. Rovnovážny stav medzi geotermálnymi vodami a karbonátovými minerálmi sa testoval pomocou indexu nasýtenia (IN), ktorý je vyjadrený ako:

$$IN = \log \frac{IAP}{K_T}, \quad (6)$$

kde IAP znamená iónový aktivný produkt vypočítaný z analytických dát a K_T rovnovážnu konštantu pre ióny v nasýtenom roztoku v kontakte s prebytkom pevnej fázy.

Index nasýtenia 0,0 (IAP a K_T sú rovnaké) indikuje, že geotermálna voda je v termodynamickéj rovnováhe s pevnou fázou a negatívne, resp. pozitívne hodnoty indexov vyjadrujú presýtenie, resp. nedosýtenie. Indexy nasýtenia pre jednotlivé vymedzené oblasti geotermálnych vôd boli vypočítané pomocou programu *WATEQ*, verzia PC (Truesdell, A. H. – Jones, B. F. 1974). V mape sú vyjadrené rovnovážne stavy pre kalcit, aragonit, dolomit, teda minerálne fázy aktuálne z hľadiska vzniku inkrustov (Bodiš, D. – Franko, O. 1990). Možnosť vzniku inkrustov je daná rovnovážnym, resp. presýteným stavom.

Technologické vlastnosti geotermálnych vôd

Pri spracovaní máp technologických vlastností geotermálnych a minerálnych vôd sa použili rozborov geotermálnych vôd vyhotovené vo Výskumnom ústave vodného hospodárstva, rozborov z archívu Geologického ústavu Dionýza Štúra, Inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu, Geofondu, rozborov z publikácie *Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát* (Franko, O. et al. 1975) a z publikácie *Minerálne vody Slovenska I a II* (Krahulec, P. et al. 1977). Tieto údaje sa spracúvali pomocou počítačových programov na výpočet termodynamiky rovnovážnych stavov vápenato-uhličitej sústavy (*MINEQUA* a *WATEQ*). Výpočtami získané základné parametre jednotlivých vôd sa potom vyhodnocovali zostaveným kľúčom a pretransformovali sa do terčového grafu.

Technologické vlastnosti geotermálnych vôd sú znázornené terčovým grafom, ktorý zobrazuje súbor parametrov T , pH , $Ca(1)$, $Ca(2)$, $Ca(3)$, $Ca(4)$, Cl^- , cSO_4^{2-} , H_2S , Fe celk. Jednotlivé parametre zobrazené v terčovom grafe sa definujú takto:

- t – teplota na hlave stroja v °C pri ustálenom prelive, resp. pri vrtoch s negatívnou hladinou za podmienok čerpania.
- pH – pri vrtoch, kde zdrojom analýz sú rozborov Výskumného ústavu vodného hospodárstva, hodnota udáva rovnovážne pH namerané na hlave za podmienok (P , T) ustáleného voľného prelivu, resp. čerpania. Pri vrtoch, kde sú zdrojom analýz archívne rozborov, sa hodnota prevzala z týchto rozborov.
- $Ca(1)$ – rozdiel Ca (voľné) a Ca (rovnovážne) vypočítaný pre podmienky (P , T , pH) ustáleného voľného prelivu, resp. čerpania, keď voda je čiastočne odplynená (tlak tu nie je rovný tlaku nasýtenia plynov). Rozmer v $mg\ Ca^{2+} \cdot l^{-1}$.
- $Ca(2)$ – rozdiel Ca (voľné) a Ca (rovnovážne) pri teplote ako na hlave, avšak v prípade odplynenia vody (odvetrania CO_2) až keď poklesne pH na 8,0. Rozmer v $mg\ Ca^{2+} \cdot l^{-1}$.

- $Ca(3)$ – rozdiel Ca (voľné) a Ca (rovnovážne) v prípade vody ochladenej na 20 °C, ktorá si uchováva takú koncentráciu CO_2 , že pH má rovnakú hodnotu ako na ústí (rovnakú ako v kolonke pH). Rozmer v $mg\ Ca^{2+} \cdot l^{-1}$.
- $Ca(4)$ – rozdiel Ca (voľné) a Ca (rovnovážne) v prípade vody ochladenej na 20 °C, odplynenej na pH 8,0. Rozmer v $mg\ Ca^{2+} \cdot l^{-1}$. Ak je rozdiel [Ca^{2+} (voľné) a Ca^{2+} (rovnovážne)] v rozmedzí -3–3 $mg \cdot l^{-1}$, možno vodu považovať za neinkrustujúcu a z hľadiska uhličitanovej korózie nespôsobujúcu koróziu. Ak je tento rozdiel väčší ako 3, voda nadobúda inkruštné vlastnosti, ak je menší ako 3, nadobúda vlastnosti korozívne.
- Cl^- – koncentrácia chloridových iónov v $mg \cdot l^{-1}$, charakterizujúca pravdepodobnosť chloridovej korózie.
- SO_4^{2-} – koncentrácia síranových iónov v $mg \cdot l^{-1}$, charakterizujúca pravdepodobnosť síranovej korózie.
- H_2S – celková koncentrácia sulfánu [S^{2-} , HS^- a H_2S spolu], charakterizujúca pravdepodobnosť sírovodíkovej korózie.
- Fe (celk.) – celková koncentrácia iónov železa v roztoku.

Údaje $Ca(2)$ a $Ca(4)$ majú význam najmä pri využívaní geotermálnych vôd na rekreačné ciele, keď pH vody v bazéne v závislosti na dobe zdržania môže vystúpiť aj nad 8,0, často na 8,3 aj viac. Pre tento spôsob využívania má význam údaj o koncentrácii Fe (celk.), keď vplyvom vzdušného kyslíka nastane vypadávanie $Fe(OH)_3 \cdot xH_2O$ a tvorba hnedého zákalu, často už od Fe (celk.) nad 0,3 $mg \cdot l^{-1}$.

Likvidácia tepelne využitých geotermálnych vôd

Mapy likvidácie tepelne využitých geotermálnych vôd obsahujú údaje o zneškodňovacej kapacite povrchových tokov a využiteľnej nariadenovacej kapacite podzemných vôd.

Zneškodňovacia kapacita povrchových tokov je spracovaná podľa podkladovej vodohospodárskej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000. Je vyrátaná v jednotlivých merných profiloch udávaných v *Ročenke Slovenského hydrometeorologického ústavu Bratislava*. Zachytáva sa v číselnej kladnej alebo zápornej hodnote uvedenej pri jednotlivých merných profiloch.

Zneškodňovacia kapacita vodárenských a ostatných povrchových tokov sa vypočítala z rozdielu teoretickej hodnoty zneškodňovacej kapacity príslušného toku (získanej zo súčiny Q_{355} -dňového prietoku a ukazovateľov prípustného množstva rozpustených látok obsiahnutých vo vodárenských, resp. ostatných povrchových tokoch) a existujúceho zaťaženia znečistením vodárenských resp. ostatných povrchových tokov (zo súčiny Q_{355} -dňového prietoku a množstva rozpustených látok pri c_{90} , t. j. pri koncentrácii rozpustených látok s 90 % pravdepodobnosťou neprekročenia bez priamej súvislosti s Q_{355} -dňovým prietokom v príslušnom profile povrchového toku).

$$ZK = Q_{355} \cdot (C_{30} - C_{90}), \quad (7)$$

kde ZK je zneškodňovacia kapacita povrchového toku ($g \cdot s^{-1}$) Q_{355} – 355-dňový prietok vody v povrchovom toku ($l \cdot s^{-1}$) C_{30} – maximálna koncentrácia ($g \cdot l^{-1}$) ukazovateľa prípustného množstva rozpustených látok obsiahnutých vo vodárenských, resp. ostatných povrchových tokoch, C_{90} – koncentrácia ($g \cdot l^{-1}$) ukazovateľa obsahu rozpustených látok vo vodárenských, resp. ostatných povrchových tokoch s 90 % pravdepodobnosťou neprekročenia.

Q_{355} -dňový prietok v povrchových tokoch sa stanovil výpočtom podľa dlhodobých meraní prietokov v merných profiloch. V meraniach sa k tejto hodnote nestanovil c_{355} pre rozpustené látky,

keďže Q_{355} -dňový prietok a c_{355} pre rozpustené látky sa v prírodných procesoch nevyskytujú vo vzájomnej závislosti.

V povrchových tokoch bývajú také Q_{355} -dňové prietoky, pri ktorých sa vyskytuje nízka i vysoká koncentrácia rozpustených látok. Zároveň sa namerajú aj veľmi vysoké prietoky s takými vysokými i nízkymi koncentraciami. Z týchto príčin sme na získanie výpočtovo zodpovedajúcej koncentrácie rozpustených látok pre Q_{355} -dňový prietok použili (v súvislosti s Q_{355} -dňovým prietokom v povrchových vodách) údaje o koncentracii rozpustených látok z dlhodobých meraní so zabezpečenosťou 90 %, t. j. hodnotu, ktorá neprekročí 90-percentnú pravdepodobnosť výskytu. Iba v 10 % meraní sa môžu vyskytnúť vyššie hodnoty rozpustených látok.

Nariedovacia kapacita podzemných vôd a lokalít využiteľná na zneškodnenie termálnych odpadových vôd reinjektážou je spracovaná na základe podkladovej mapy kvalitatívnych a technologických vlastností podzemných vôd Slovenskej republiky v mierke $M = 1 : 200\,000$ (Sine, 1981), mapy vodárenských tokov a ich povodí na území Slovenskej republiky $M = 1 : 500\,000$ (Sine, 1977) a mapy využiteľných zásob podzemných vôd Slovenska $M = 1 : 500\,000$ (Sine, 1991).

Využiteľná nariedovacia kapacita zdrojov podzemných vôd sa vyrátala z rozdielu teoretickej nariedovacej kapacity zdroja podzemných vôd (danej súčinom využiteľných zásob podzemnej vody v hydrologickom rajóne pri obsahu rozpustených látok zo zdroja v povodí vodárenského toku $500\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ a pri obsahu rozpustených látok pri čerpaní zo zdroja v povodí ostatných povrchových tokov $1\,000\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a existujúceho zaťaženia podzemnej vody (predstaveného súčinom využiteľnej výdatnosti podzemnej vody v hydrologickom rajóne pri aktuálnom množstve rozpustených látok obsiahnutých v zdroji podzemných vôd s prihliadnutím na zneškodňovaciu kapacitu povrchového toku v predpokladanom profile vypúšťania nariedených termálnych odpadových vôd):

$$NK = q \cdot (C - C_r), \quad (8)$$

kde NK je nariedovacia kapacita podzemnej vody v hydrologickom rajóne ($\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), q – využiteľné zásoby podzemnej vody v hydrologickom rajóne ($\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), C – maximálny prípustný obsah rozpustených látok v podzemnej vode ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) a C_r – aktuálny obsah rozpustených látok v podzemnej vode ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$). *

Pri zneškodňovaní termálnych odpadových vôd reinjektážou sa vyskytujú dve alternatívy. Prvá nastáva vtedy, keď je recipient na zneškodnenie termálnych odpadových vôd vypúšťaním do povrchového toku veľmi vzdialený. Druhá vtedy, keď v danej lokalite nie je k dispozícii ani zneškodňovacia kapacita recipienta, ani nariedovacia kapacita podzemných vôd, resp. je súčasne aj veľmi vzdialený recipient. Reinjektáž sa odporúča aj v prípadoch, keď nastáva pokles tlaku na zhlaví geotermálneho vrtu.

Teplota vôd v terčových grafoch je znázornená výčnelkami na ich obvodoch. Ostatné stavy a schopnosti vôd vyjadrujú farebné plochy a pružky v medzikruží a vnútri terčov.

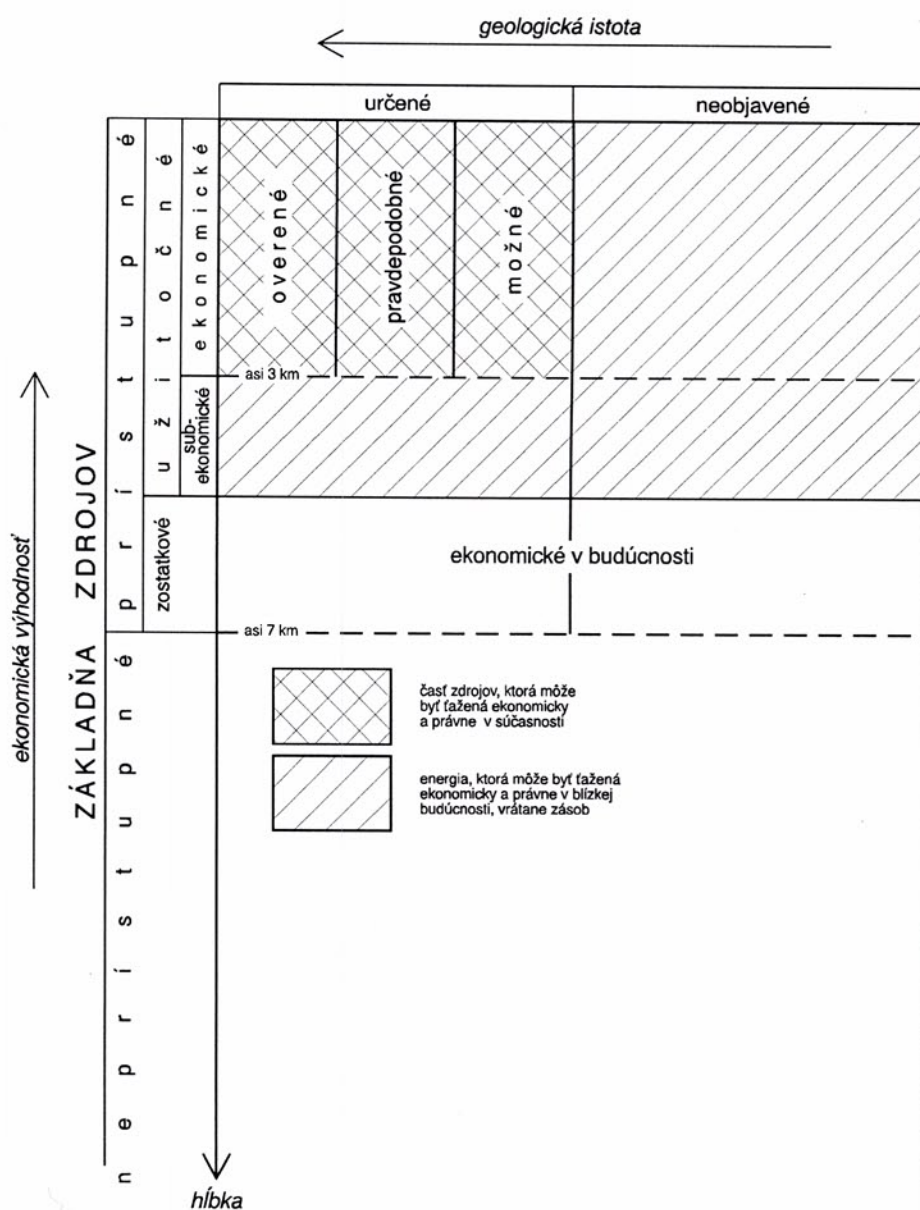
Veľkosť zneškodňovacej kapacity vodárenských a ostatných povrchových tokov sa uvádza pri nich na mapách farebne (III-146–164).

Veľkosť nariedovacích kapacít vymedzených vodárenských a ostatných subrajónov zdrojov podzemných vôd znázorňujú farebné plochy a spresňujú ju veľké písmená latinky s arabskými číslicami. Podobne sú farebne a číselne znázornené rajóny, v ktorých sa odporúča reinjektáž.

*Pri využívaní podzemných vôd na nariedovanie termálnych odpadových vôd v povodí vodárenského toku treba brať do úvahy, že povrchový tok sa prednostne využíva na vodárenské ciele. Zároveň môže byť vplyvom rôznych činiteľov bez zneškodňovacej kapacity limitovaný maximálny prípustný obsah rozpustených látok v podzemnej vode $500\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Pri využívaní podzemných vôd na nariedovanie termálnych odpadových vôd v povodí ostatných povrchových tokov sa maximálny prípustný obsah rozpustených látok v podzemnej vode limituje $1\,000\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$.

Zdroje a využiteľné množstvo geotermálnej energie

Vychádzame z definície potenciálu geotermálnych zdrojov, ktorá je založená na McKelveyovom diagrame (obr. 1). Takýmto spôsobom sa postupovalo pri členení potenciálu na zdroje a zásoby aj v *Atlase geotermálnych zdrojov Európskeho spoločenstva, Rakúska a Švajčiarska* (Haenel, R. – Staroste, E. Eds. 1988). Vertikálna os na diagrame reprezentuje hĺbku a ekonomickú výhodnosť, horizontálna stupeň geologickej istoty.



Obr. 1: McKelveyov diagram

Energia akumulovaná vo veľkej, ale nedefinovanej hĺbke sa nazýva základňa (báza) zdrojov. Iba časť z tejto základne sa však môže pri súčasnej vrtnej technológii využívať, a to asi do hĺbky 7 km. Táto hĺbka tvorí hranicu medzi prístupnými a neprístupnými zdrojmi. Podľa hĺbky a ekonomickej výhodnosti sa zdroje ďalej členia na užitočné a zostatkové. Užitočné sú do troch km, v súčasnosti do štyroch km ekonomické, hlbšie sú subekonomické. Podľa geologickej istoty hovoríme o určených (identifikovaných) a neobjavených (neodkrytých) zdrojoch.

Zdroje určené do hĺbky 3–4 km predstavujú zásoby. S ohľadom na zaužívanú prax používame namiesto termínu zásoby termín využiteľné množstvo. Zdroje a využiteľné množstvo sa definujú takto (Haenel, R. – Staroste, E. Eds. 1988):

Zdroje sú tou časťou základne geotermálnych zdrojov, ktoré sa môžu ťažiť ekonomicky a právne v určenom čase v blízkej budúcnosti.

Využiteľné množstvo predstavuje poznané zdroje zistené vrtmi, geochemickými, geofyzikálnymi a geologickými výskumami, ktoré možno ťažiť ekonomicky a právne v súčasnosti.

Určené využiteľné množstvo sa podľa stupňa geologickej istoty delí na: **overené** (preukázané) – teda zistené vrtmi, **pravdepodobné** – zistené na základe geologického, geofyzikálneho alebo geochemického výskumu a **možné** – zistené len na základe geologického výskumu.

Z hľadiska domácej tradície a obnovovania využiteľného množstva je ich možné deliť na **obnovované** (dynamické) a **neobnovované** (statické).

Z hľadiska ťažby sa overené využiteľné množstvo delí na **využiteľné množstvo ťažené jedinými vrtmi** a **využiteľné množstvo ťažené systémom reinjektáže (dubletom)**.

V súlade s týmto delením je zostavená tab. č. 1 (Franko, O. et al. 1994). Problémom ostáva využiteľné množstvo, ktoré sa hodnotí za celú oblasť (napr. centrálnu depresiu, Liptovskú kotlinu a pod.) na základe geotermálnych vrtov. Odporúčame ostať pri zaužívanom termíne prognózne využiteľné množstvo.

Podľa geologickej istoty		
prognózne (pre oblasť)	pravdepodobné (pre oblasť)	možné (pre oblasť)
Podľa obnovovania		
obnovované (dynamické)		neobnovované (statické)
Podľa spôsobu ťažby		
ťažené jedinými vrtmi		ťažené systémom reinjektáže

Tab. 1 Delenie množstva geotermálnej energie

V atlase Európskeho spoločenstva sa rozlišuje geotermálna energia s „nízkou entalpiou“ a s „vysokou entalpiou“. Hranicou je teplota 150 °C.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie vymedzených oblastí sa hodnotí pomocou metódy geotermickej bilancie vyjadrenej vzťahom (Fendek, M. 1993a):

$$P_t = F \cdot q \frac{t_u - t_r}{t_H - t_0}, \quad (9)$$

kde P_t značí tepelný výkon oblasti (W), F plochu oblasti (m^2), q tepelný tok ($W \cdot m^{-2}$), t_u teplotu na ústí vrtu, ktorej hodnotu sme použili o 7 °C menšiu oproti t_H (°C), t_r referenčnú teplotu, ktorej hodnota je 15 °C, t_H rezervoárovú teplotu vody v hĺbke H (°C) a t_0 teplotu neutrálnej zóny, ktorú reprezentuje priemerná ročná teplota vzduchu (°C).

Pravdepodobné neobnovované využiteľné množstvo vymedzených oblastí sa hodnotí analogicky ako obnovované, t. j. pomocou geotermickej bilancie objemovou metódou podľa vzťahu (Muffler, L. J. P. – Cataldi, R. 1978, in Haenel, R. – Staroste, E. Eds. 1988):

$$H_0 = [(1 - P) \cdot \rho_h \cdot c_h + P \cdot \rho_v \cdot c_v] \cdot [t_H - t_0] A \cdot \Delta z, \quad (10)$$

kde H_0 značí neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie (J), P pórovitosť (bezrozmernú), A plochu oblastí (m^2) a Δz hrúbku zvodnenca (m).

Je zrejmé, že vyťažiť sa môže len časť H_0 . Hodnotí sa pomocou „redukčného faktora R_0 “. Výsledkom R_0 a H_0 je určené využiteľné množstvo H_1 . Vo väčšine prípadov sú geotermálne vody po tepelnom využití reinjektované kvôli vysokej celkovej mineralizácii a udržiavaniu tlakov v nádrži.

Využiteľné množstvo H_1 stanovené na ústí vrtu pre reinjektáž je dané empiricky (Lavigne, J. 1978) ako

$$H_1 = R_0 \cdot H_0 \quad (11)$$

s

$$R_0 = 0,33 \frac{t_H - t_i}{t_H - t_0}, \quad (12)$$

kde R_0 značí redukčný faktor, t_i teplotu reinjektovanej vody (25 °C).

Tepelná energia neobnovovaného využiteľného množstva je spresnená podľa údajov získaných z geotermálnych vrtov realizovaných v geotermálnych oblastiach. Tieto údaje slúžia na určenie využiteľného množstva pomocou matematického modelovania (Fendek, M. – Remšík, A. 1986; Fendek, M. – Remšík, A. – Bodiš, D. 1989; Fendek, M. 1993). Pre územie Slovenska Fendek, M. (1993a) stanovil hodnotu $R_0 = 0,1$. Vychádzal pri tom zo stupňa využiteľnosti hydrogeotermálnych štruktúr určeného z výsledkov matematického modelovania.

Hlavné údaje potrebné na hodnotenie zdrojov sú hrúbka (Δz), teplota t_H a efektívna pórovitosť P . Aj hĺbka zvodnenca je dôležitým parametrom, pretože závisí od ceny vrtania. Medzi údaje, ktoré sa dajú ľahko získať, patrí merná hmotnosť horniny a vody (ρ_h, ρ_v) a ich merné teplo (c_h, c_v), plocha oblasti a priemerná ročná teplota vzduchu. Ostatné údaje, ako je priepustnosť (K), absolútna prietoknosť (T_p), salinita atď., síce iba spresňujú hodnotenie zdrojov, ale ich poznanie je nevyhnutné pri hodnotení využiteľného množstva.

Overené a prognózne využiteľné množstvo sa hodnotí metódami hydrauliky podzemných vôd a matematického modelovania.

Za posledných desať rokov matematické modelovanie geotermálnych rezervoárov zaznamenalo prudký rozvoj. Jeho použitie v tejto oblasti sa osvedčilo ako efektívna metóda analyzovania údajov zozbieraných v danom rezervoári, slúžiaca na definovanie zmien prebiehajúcich v ňom a ich predpovedanie v blízkej budúcnosti podľa definovaných zásahov do režimu exploatacie geotermálnych vôd (Bodvarsson, G. S. – Pruess, K. – Lippman, M. J. 1986).

Matematické modely geotermálnych rezervoárov môžeme rozdeliť do dvoch základných kategórií:

1. **Jednoduché modely**, ktoré sú v mnohých prípadoch adekvátnou idealizáciou reálnej situácie (Grant, M. A. – Donaldson, I. G. – Bixley, P. F. 1982) vzhľadom na množstvo údajov, ktoré máme k dispozícii. Použitie jednoduchých modelov nie je náročné na operačnú rýchlosť a pamäť počítača a s ohľadom na časovú náročnosť prípravy údajov vychádza celkovo lacnejšie ako iné typy matematického modelovania. Aj napriek tomu môže toto modelovanie pri správnej schematizácii rezervoáru výstižne určiť variabilitu parametrov a podmienok vo vnútornej štruktúre geotermálneho rezervoáru. Pokiaľ ide o použité metódy výpočtu, môžeme jednoduché modely rozdeliť na:

- (a) distribučné analytické modely, v ktorých je napr. zmena tlaku definovaná niektorou analytickou funkciou (Fendek, M. 1988),
- (b) lumpfit modely, ktoré používajú len niekoľko blokov na reprezentáciu geotermálneho rezervoáru. Lumpfit model ignoruje vnútornú štruktúru rezervoáru. Pomocou neho môžeme určiť len obmedzené množstvo parametrov, ktoré sú stanovené z priemerného alebo iného reprezentatívneho priebehu vývoja rezervoáru alebo z informácie získanej z jedného geotermálneho vrtu. Takýto model môže charakterizovať len produkčnú oblasť rezervoáru (Axelsson, G. 1985). Lumpfit model si môžeme predstaviť ako jednu alebo viacej nádrží simulujúcich zásoby rôznych častí rezervoáru, ktoré sú prepojené odpornými simulujúcimi ich priepustnosť. Tlak v nádržiach simuluje tlak v rôznych častiach rezervoáru, z ktorých sa simuluje exploatacia odoberaním vody jednej z nádrží. Lumpfit model môže byť otvorený alebo zatvorený.

Ak je otvorený, potom je spojený odporom s nekonečne veľkým rezervoárom, ktorý má konštantný tlak. Ak je zatvorený, potom je model izolovaný od iných rezervoárov. Aktuálny rezervoár môže predstavovať niekoľko otvorených alebo zatvorených nádrží (*Axelsson, G. 1989*).

2. **Numerické modely** sú veľmi všeobecné matematické modely, ktoré sa môžu použiť na simuláciu geotermálnych rezervoárov oveľa detailnejšie ako jednoduché modely. Ak napríklad pri modelovaní použijeme len niekoľko blokov, potom takto zostavený numerický model je ekvivalentom *lumpfit* modelu, ale ak použijeme niekoľko sto alebo tisíc blokov, môže byť detailne simulovaný celý geotermálny rezervoár. Detailné numerické modelovanie si však vyžaduje viac času, väčšie množstvo údajov a zároveň je drahšie ako použitie

jednoduchého modelovania. Numerické modely môžeme rozdeliť na:

- (a) modely prirodzeného stavu geotermálneho rezervoáru, ktoré sa robia s cieľom poznať prirodzené podmienky v rezervoári pred začatím jeho exploatacie,
- (b) exploatačné modely, používané na štúdium geotermálneho rezervoáru počas exploatacie geotermálnych vôd.

Jedným z programov umožňujúcich numerické modelovanie geotermálnych rezervoárov je program *AQUA*, ktorý vyvinula firma *Vatnaskil Consulting Engineers (1992)* na modelovanie prúdenia podzemných vôd, prenosu látok a tepla v horninovom prostredí. Tento program sme použili na zostavenie numerického modelu centrálnej depresie podunajskej panvy a Liptovskej kotliny.

3. GEOTERMÁLNA PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

Za základnú prácu o termálnych vodách sa pokladá práca *Maheľa, M. (1952)* zaoberajúca sa vzťahom geologickej stavby k ich výverom a rozšíreniu. Na ňu nadväzuje práca *Hynieho, O. (1963)*, v ktorej sú podrobnejšie opísané lokality termálnych vôd. *Franko, O. (1964)* rozoberá problémy, ktoré treba riešiť pri výskume termálnych vôd. Ten istý autor v ďalšej práci (1970) odpovedá na mnohé predtým nastolené otázky a v závere práce uvádza: „*Za najdôležitejšie považujem poznanie hodnoty geotermického stupňa a zemského tepelného toku vo všetkých štruktúrach termálnych vôd, vypracovanie geotermickej bilancie teriem a vyhľadávanie nových vysokotermálnych vôd.*“ Po dvadsiatich rokoch skúmania geotermálnej energie možno konštatovať, že tento cieľ je relatívne splnený. Teplotné merania, resp. hodnoty geotermického gradientu poznáme z 376 vrtov a hodnoty hustoty tepelného toku zo 136 vrtov. Zásoby geotermálnej energie sú bilančnou a objemovou geotermickou metódou zhodnotenú vo všetkých vymedzených geotermálnych oblastiach a na vyhľadávanie geotermálnej energie sa využilo 61 geotermálnych vrtov.

V ďalších prácach *Franko, O. (1971, 1972)* poukazuje na nové geotermické údaje, na ich význam pri hodnotení hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd, na možnosti ich získania a využitia. Ťažbu a využitie hypertermálnych vôd zo všetkých relevantných hľadísk hodnotí práca *Papeža, Z. a kol. (1974)*, ktorú na objednávku Geologického ústavu Dionýza Štúra spracoval Ústav geologického inžinierstva Brno. Zistilo sa, že vo všetkých vymedzených geotermálnych oblastiach budú náklady na získanie geotermálnej energie nižšie alebo na úrovni nákladov vynaložených na získanie tepla z tradičných palív. Tvorbou a klasifikáciou minerálnych vôd, medzi ktoré v širšom zmysle slova patria aj termálne vody, sa v monografickej práci zaoberajú *Franko, O. – Gazda, S. – Michalíček, M. (1975)*. Za základnú pre hodnotenie zvodnencov geotermálnych vôd čerpacími skúškami sa pokladá práca *Muchu, I. (1976)*, ktorú v rámci riešenia úlohy Geologického ústavu Dionýza Štúra vypracovala Katedra hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Prvý náčrt geotermického poľa Slovenska prináša *Marušiak, I. – Lizoň, I. (1976)* a Česko-Slovenska *Čermák, V. (1978)*. Hodnotenie hydrogeologických štruktúr termálnych vôd Slovenska z pohľadu geotermálnej aktivity územia prinášajú práce *Franka, O. (1979, 1980)*.

Výsledky postupného a systematického regionálneho skúmania geotermálnej energie pomocou vrtov obsahujú práce *Remšíka, A. – Franka, O. et al. (1979)*, *Remšíka, A. et al. (1992)* z komárňanskej kryhy, *Franka, O. et al. (1984, 1989)* z centrálnej depresie podunajskej panvy, *Remšíka, A. et al. (1985, 1989)* z viedenskej panvy, *Fendeka, M. et al. (1985)* z topoľčianskeho zálivu, *Remšíka, A. (1985)* z levickej kryhy, *Fendeka, M. et al. (1992)* z Popradskej kotliny a *Remšíka, A. et al. (1993, 1994)* z Liptovskej kotliny. Súhrnné hodnotenie geotermálnych vôd podunajskej a viedenskej panvy podávajú práce *Remšíka, A. (1987a)* a *Remšíka, A. et al. 1990*. Všetky tieto práce sa zaoberajú komplexným hydrogeotermálnym vyhodnotením príslušnej oblasti, sú v nich vymedzené štruktúry geotermálnych vôd, určené ich priestorové rozšírenie, chemické zloženie, hydraulické aj geotermické parametre a zhodnotenú obnovovanú a neobnovovanú využiteľnú množstvo geotermálnej energie.

Pomerne komplexnou metodikou vyhľadávania a využívania geotermálnej energie sa zaoberá práca *Rolku, P. et al. (1985)*. V ucelenej forme predstavuje komplexnú metodiku vyhľadávania a výskumu nízkoteplotných geotermálnych zdrojov v podmienkach Slovenska, ale aj v podobných geotermálnych systémoch sveta práca *Remšíka, A. (1987)*. Táto metodika, vychádzajúca z praktických aplikácií a skúseností zároveň ukázala, že sa na Slovensku v súvislosti s geotermálnym výskumom vyprofilovala samostatná vedná disciplína – hydrogeotermia. Do problematiky ovplyvňovania hydrostatického tlaku geotermálnych vôd na ústí vrtu a v jeho určitej hĺbke teplotou vôd, ich celkovou mineralizáciou a plynmi prispieva poznatkami práca *Franka, O. – Fendeka, M. (1985)*. Tlakové pomery centrálnej depresie, rešpektujúci tieto vplyvy, po-

sudzuje práca *Fendeka, M. (1993)*. Novšiu predstavu o geotermickom poli prináša práca *Krála, M. (1986)*. Hodnotením tepelného potenciálu geotermálnych zdrojov Slovenska a ich budúcnosťou sa zaoberajú práce *Franka, O. (1977, 1987, 1987a)*.

Z hľadiska ďalšieho vyhľadávania a regionálneho skúmania geotermálnej energie je geologicky zhodnotená Žiarska kotlina (*Franko, O. et al. 1973*), trnavský záliv (*Remšík, A. et al. 1983*), piešťanský záliv a Trenčianska kotlina (*Remšík, A. – Zbořil, L. 1986*), územie Veľkej Bratislavy (*Franko, O. 1986; Remšík, A. – Bodiš, D. 1987*), Žilinská kotlina s príslušnými depresiami (*Remšík, A. et al. 1988*), Turčianska kotlina (*Zembjak, O. et al. 1987*), zlatomoravský záliv (*Remšík, A. 1989*) a Košická kotlina (*Remšík, A. – Fendek, M. 1992; Remšík, A. 1993*). Tieto práce podávajú syntézu existujúcich geologických, geofyzikálnych, hydrogeologických a geochemických údajov a poznatkov, ktorá vyúsťuje do návrhu na skúmanie a realizáciu geotermálnych vrtov v jednotlivých oblastiach. Výsledky tohto hodnotenia, realizovaného do r. 1989, sú v krátkosti zhrnuté aj v práci *Franka, O. et al. (1990)*. Práca *Remšíka, A. (1993)* upozorňuje aj na možnosti výroby elektrickej energie v Košickej kotline, a to z geotermálnych vôd s rezervoárovými teplotami 115–165 °C. Geotermálnou problematikou na východnom Slovensku sa zaoberajú aj práce *Remšíka, A. (1992)* a *Remšíka, A. – Fendeka, M. (1994)* a v rámci celého Slovenska práca *Remšíka, A. (1993a)* a *Remšíka, A. – Fendeka, M. (1994)*. Prvý náčrt paleohydrogeológie minerálnych vôd s.l. vnútorných Západných Karpát prináša práca *Franka, O. – Bodiša, D. (1989)*. V nej sa uvádza, že marinogénna mineralizácia zasiakla do dnešných zvodnencov (triasových karbonátov) geotermálnych vôd v štyroch etapách geologického vývoja územia. Charakteristiku geotermálnych oblastí Slovenska overených geotermálnymi vrtmi prináša práca *Franka, O. a kol. (1992)*. Metodikou zostavenia geotermálnej mapy ČSSR 1 : 500 000 (*Franko, O. – Hazdrová, M. et al. 1989*) sa zaoberá práca *Franka, O. (1991)*. Obnovované a neobnovované množstvá geotermálnej energie všetkých vymedzených oblastí sú uvedené vo vysvetlivkách ku geotermálnej mape ČSFR 1 : 500 000 (*Fendek, M. – Franko, O. – Remšík, A. 1990, in Franko, O. et al. 1990a*). Podmienky rozvoja (legislatívne, geologické, hydroštruktúrne, zásoby, likvidácia tepelne využitých geotermálnych vôd, hydrogeotermálne limity, technika a technológia využívania geotermálnej energie, podnikanie so zahraničnou účasťou) geotermálnej energie sú zhrnuté v práci *Franka, O. (1992)*.

Na možnosti ťažby tepla suchých hornín upozorňuje *Zembjak, O. (1989)* a na zásady výberu lokalít vhodných pre exploatáciu tepla suchých hornín *Vranovská, A. (1993)*.

Medzníkmi zhrnúcimi poznatky za určitý časový úsek a nastoľujúcimi smery ďalšieho rozvoja boli domáce a medzinárodné konferencie a semináre. Zborníky z týchto akcií obsahujú práce všeobecného aj regionálneho charakteru, prípadne zamerané na využívanie a zneškodňovanie geotermálnych vôd (*Sine 1977a, 1985, 1989, 1994, Franko, O. Ed. 1986*). Na Slovensku sa uskutočnilo päť geotermálnych konferencií. Prvá pod názvom *Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR* sa konala v Bratislave r. 1977, druhá pod názvom *Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR* sa konala r. 1985 v Diakovciach. Tretí bol seminár v Bratislave r. 1986 pod názvom *Geotermálna energia Slovenska a jej využitie*, štvrtý bol takisto seminár v Bratislave r. 1989 na tému *Optimálne spôsoby zneškodňovania využitých geotermálnych vôd* a piata bola konferencia v Diakovciach r. 1994 pod názvom *Nízkoteplotné vykurovanie 1994, možnosti využitia energie geotermálnych vôd na Slovensku*.

V r. 1971–1991 sa vyhlúbilo 61 geotermálnych vrtov (*Franko, O. 1994*). Základné grafické štatistické spracovanie údajov z nich zachytáva obr. 2 a 3. Na obr. 3 vidieť tri odlišné úseky krivky. Prvý úsek reprezentuje 23 vrtov vyhlbených za 11 rokov, druhý 26 vrtov za 8 rokov a tretí 12 vrtov realizovaných za 2 roky (tab. 3). Z tabuľky je zrejmé, že postupne narastá počet vrtov za rok z 2,09 cez 3,25 na 6, resp. že počet rokov potrebných na realizáciu 10 vr-

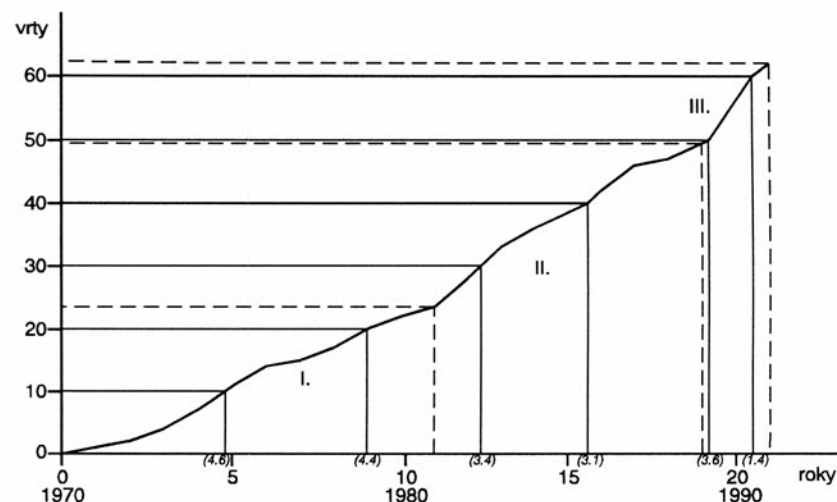
tov klesá z 4,6 na 3,1 a na konci na 1,4 roka. V priemere pripadá pri 61 vrtoch za 21 rokov na jeden rok 2,9 vrtu. Prvý úsek krivky ukazuje, že najskôr sa realizovali len výskumné vrty (okrem spomenutých prvých troch prieskumno-ťažobných vrtov) jednou súpravou, v druhom úseku pribudli vrty vyhľadávacieho prieskumu (jednou súpravou) a v treťom úseku pribudli ťažobné vrty (jedna súprava). Za 21 rokov sa dovedna odvrátilo 112 131,2 m, takže na jeden vrt v priemere pripadá 1 838,2 m a za jeden rok bolo vcelku odvrátených 5 339,58 m.

Roky	Počet rokov	Počet vrtov	Počet vrtov za rok	Čas realizácie 10 vrtov			
				roky	počet rokov	roky	počet rokov
1971–1981	11	23	2,09	70,0–74,6	4,6	82,5–85,5	3,1
1982–1989	8	26	3,25	74,7–79,0	4,4	85,6–89,1	3,6
1990–1991	2	12	6,00	80,0–82,4	3,4	89,2–90,5	1,4

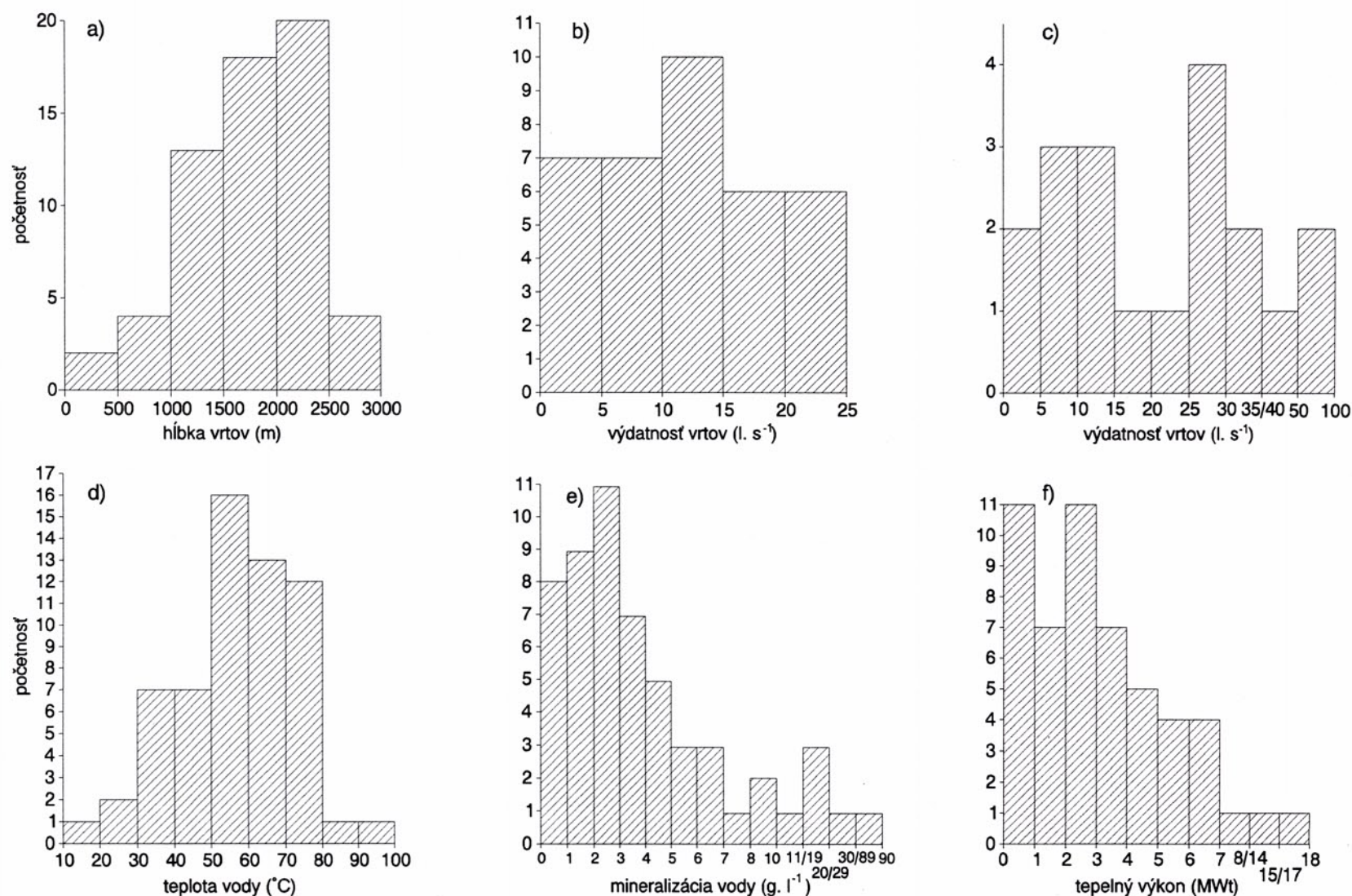
Tab. 2 Rozdelenie vrtov podľa dĺžky času ich realizácie

Z histogramov na obr. 3 je možné usúdiť, že prevládajú vrty hlboké 1 500–2 500 m. Pri výdatnosti vrtov z miocénu ide akoby o symetrické rozdelenie početnosti, čo je dané medzizrnovou priepustnosťou zvodnencov, resp. ich homogénnosťou (piesky, klastiká). Pri výdatnosti vrtov z triasových karbonátov je rozdelenie početnosti asymetrické, čo je dané puklinovou a puklinovo-kraso-

vou priepustnosťou, resp. nehomogénnosťou zvodnencov (dolomity, vápence). Teplota vôd v 41 vrtoch z 55 sa pohybuje v rozmedzí 50–80 °C, čo je v súlade s prevládajúcim počtom vrtov s hĺbkou 1 500–2 500 m. Celková mineralizácia vôd sa v 40 vrtoch z 55 pohybuje do 5 g·l⁻¹. Tepelný výkon 36 vrtov z 52 sa pohybuje do 4 MW_t. Pri ostatných vrtoch výkon postupne narastá na 8 MW_t a pri dvoch vrtoch výnimočne dosahuje 14–15 MW_t (Podhájska) a 17–18 MW_t (Oravice).



Obr. 2 Graf komunikatívneho rozdelenia početnosti 61 geotermálnych vrtov podľa rokov



Obr. 3 Histogramy rozdelenia

- a) 61 geotermálnych vrtov podľa hĺbky
- b) 36 geotermálnych vrtov z pieskov a klastík miocénu podľa výdatnosti
- c) 19 geotermálnych vrtov z triasových karbonátov podľa výdatnosti
- d) 55 geotermálnych vrtov podľa povrchovej teploty vody
- e) 55 geotermálnych vrtov podľa mineralizácie vody
- f) 52 geotermálnych vrtov podľa energetického výkonu

3. GEOTERMÁLNA PRESKÚMANOSŤ ÚZEMIA

Prehľad oblastí, v ktorých sa uskutočnili geotermálne vrty, je v tab. 3. Z tabuľky vidieť, že najviac vrtov (34) bolo v centrálnej depresii podunajskej panvy. V komárňanskej kryhe sa vyhlúbilo šesť vrtov a v Liptovskej kotline štyri. V ostatných jedenástich oblastiach bolo po jednom, dvoch vrtoch. Zo 61 geotermálnych vrtov

bolo päť negatívnych, čo je zhruba 92-percentná úspešnosť. Medzi 61 vrtov patria aj dva reinjektážne a jeden pozorovací. Spolu 53 vrtov overilo asi 176 MW_t, čo je zhruba 900 l·s⁻¹ geotermálnych vôd s teplotou 20–91,5 °C pri využití teplotného spádu od povrchovej teploty vody do 15 °C.

Lokalita	Počet vrtov	Hĺbka vrtov od-do (m)	Vek zvodnencov litológia	Výdatnosť (l·s ⁻¹) od-do spolu	Teplota od-do (°C)	Tepelný výkon (MW _t)	Poznámka
1	2	3	4	5	6	7	8
Centrálna depresia podunajskej panvy	34	500,0–2 800,0	dák, pont, panón piesky	3,0–25,0 400,3	24,0–91,5	88,05	1 negatívny 1 pozorovací 1 reinjektážny
Zlatomoravský záliv	1	1 830,0	panón piesky, pieskovce	12,0	78,0	2,50	–
Dubnícka depresia	2	916,0–1 928,0	báden pieskovce, zlepenec	1,5–15,0 16,5	52,0–75,0	2,65	–
Komárňanská kryha	6	210,5–1 764,5	trias, jura dolomity, vápence	5,0–70,0 92,5	20,0–56,0	10,10	1 negatívny
Levická kryha	2	1 470,0–1 900,0	báden, trias klastiká, dolomity, kremence	53,0	80,0	14,20	1 reinjektážny
Východoslovenská panva	1	1 001,0	perm klastiká	–	–	–	negatívny
Topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina	2	2 025,0–2 106,0	trias vápence, dolomity	2,0–13,0 15,0	46,0–55,0	2,02	–
Viedenská panva	2	2 100,0–2 605,0	egenburg, trias klastiká, dolomity, vápence	12,0–25,0 37,0	73,0–78,0	9,50	–
Hornonitrianska kotlina	1	1 851,0	trias vápence, dolomity	20,0	66,0	3,76	–
Turčianska kotlina	2	1 458,0–2 651,0	trias, krieda, perm, kryštalínium dolomity, vápence, slieňovce, zlepenec, granitoidy	12,0	52,0	1,85	1 negatívny
Liptovská kotlina	4	1 987,0–2 500,0	trias dolomity, vápence	6,0–31,0 84,0	32,0–62,0	13,58	–
Skorušinská panva	1	1 601,0	trias dolomity, vápence	100,0	56,0	17,16	–
Ilavská kotlina	1	1 761,0	stredný alb piesčité slieň, zlepenec, vápence	–	–	–	negatívny
Levočská panva	2	1 742,0–2 502,0	trias dolomity	28,3–33,0 61,3	56,0–59,0	10,94	–
Spolu	61	210,5–2 800,0	37 miocén 23 trias 1 perm	903,6	20,0–91,5	176,53	1 pozorovací 2 reinjektážne 5 negatívnych

Tab. 3 Sumarizácia geotermálnych vrtov realizovaných v rokoch 1971–1991

4. GEOTERMÁLNA CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Geologická stavba

Územie Slovenska (III-3, 4) patrí z väčšej časti do horskej sústavy Západných Karpát, jedine časť východného Slovenska (Nízke Beskydy, Poloniny a Vihorlat) prináleží do Východných Karpát. Pre Západné Karpaty sú charakteristické veľké pretiahnuté chrbty a na Slovensku aj výrazné kotliny medzi nimi. Južnú časť územia zaberajú rozsiahle nížiny ako výbežky panónskeho bazénu (Biely, A. – Fusán, O., 1987 in Fusán, O. et al. 1987).

Základnou črtou Západných Karpát je príkrovová stavba, na ktorej sa zúčastňujú horninové komplexy asi od predkambria po terciér vrátane. Na základe plošného rozmiestnenia jednotlivých horninových komplexov a času ich hlavného vrásnenia sa Západné Karpaty zonálne členia na niekoľko pásiem. Na juhu sú to vnútorné Karpaty, na severe vonkajšie alebo flyšové Karpaty. Medzi nimi sa tiahne úzke bradlové pásmo, ktoré sa pokladá za súčasť vonkajších Karpát. Z hľadiska rozšírenia zdrojov geotermálnej energie vo vnútorných Karpatoch sa pridáme tohto členenia.

Vnútorné Karpaty

Charakteristickým znakom tohto pásma je predsenonský (mediteránný) vek vzniku príkrovej sústavy, prejavy alpínskeho metamorfizmu a magmatizmu a veľké rozšírenie popríkrovových sedimentárnych a vulkanogénnych formácií. Predsenonskú príkrovovú stavbu tvoria dva druhy príkrovov. Prvé z nich sú budované predvrchnokarbonským fundamentom a na ňom normálne ležiacim mladším paleozoikom a mezozoikom. Do tejto skupiny príkrovov patrí tatrikum, veporikum a gemerikum. Druhá skupina príkrovov sú bezkoreňové príkrovy zložené z mezozoika, niekedy aj mladšieho paleozoika, ktoré celkom stratili kontinuitu so svojim podkladom. Sem patria príkrovy fatrika, hronika a silicika.

Tatrikum je rozšírené vo vonkajšej časti vnútorných Karpát a vystupuje v jadrových pohoriach (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy, Malá Fatra, Tatry, Trábeč, Veľká Fatra, Nízke Tatry, Branisko). V jeho stavbe sa uplatňujú kryštalické bridlice, granitoidy a obal, ktorý sa v niektorých pohoriach začína kontinentálnymi sedimentmi permu. Mezozoikum obalu tatrika má vrstevný sled od spodného triasu po cenoman (v Tatrách až po spodný turón). Vo vrstevnom slede mezozoika sa vyskytujú hiáty vo vrchnom triase a v spodnej kriede. Mezozoikum má prevažne karbonátový vývoj okrem spodného a vrchného triasu, kde je vývoj detritický.

Veporikum takisto tvoria kryštalické bridlice, granitoidy a mladopaleozoický aj mezozoický obal. Na severe je obmedzené čertovickou, na juhu lubenícko-margecianskou líniou. Obal kryštalinika sa zachoval najmä v severných subzónach veporika, kde je jeho vrstevný sled od spodného triasu po neokóm charakterom blízky fatriku. V južných subzónach sa mezozoikum zachovalo rudimentárne. Mladopaleozoické súvrstvia majú detritický vývoj. Celý obal je slabo metamorfovaný. Veporikum je nasunuté na tatrikum.

Gemerikum je rozšírené v južnej časti vnútorných Karpát. Pod týmto termínom dnes rozumieme len paleozoickú časť pôvodne takto označovaného celku. Je reprezentované jednak staropaleozoickou gelnickou skupinou s flyšovým vývojom a hojným kyslým efuzívnym vulkanizmom, jednak rakovskou skupinou s flyšoidným vývojom a bázickým efuzívnym vulkanizmom. Ďalej do neho patria detritické sedimenty vrchného karbónu, kontinentálne sedimenty permu s kyslým efuzívnym vulkanizmom a v južnej časti aj morské detritické sedimenty permu. V alpínskom období intrudovali do staropaleozoických formácií granitoidy.

V južnej časti vnútorných Karpát sa v poslednom čase vyčleňuje z oblasti gemerika meliatikum a tornaikum. Ich plošné rozšírenie je veľmi malé a vzájomné vzťahy medzi nimi ešte nie sú dostatočne vyjasnené. Gemerikum je nasunuté na veporikum.

Fatrikum predstavuje bezkoreňové príkrovy ležiace na tatriku (krížňanský a vysoký príkrov). Sú v nich zastúpené vrstevné sledy od spodného triasu po cenoman. Len v oblasti Starých Hôr sú z krížňanskeho príkrovu známe aj staršie elementy – perm a kryštalinikum. Usudzuje sa, že sedimentačný priestor fatrika bol medzi tatrikom a veporikom.

Hronikum predstavuje vyššiu skupinu bezkoreňových príkrovov ležiacich na fatriku najmä v oblasti tatrika, sčasti na veporiku. Tvorí ich vrstevný sled od karbónu do neokómu. Kontinentálne vrstvy permu sú tu sprevádzané bázickými vulkanitmi. V chočskom príkrove má trias pestrejší morský karbonátový vývoj, zatiaľ čo šturecký príkrov má v podstate vývoj dolomitový. Sedimentačný priestor hronika by sa mal rozprestierať južne od gemerika.

Silicikum (mezozoikum Slovenského krasu, Galmusu, Muránskej plošiny, príkrov Drienku atď.) predstavuje najvyššiu skupinu bezkoreňových príkrovov, ktoré sú zložené zo spodnotriasových bridličnatých facií a najmä stredno- až vrchnotriasových karbonátov. Ich pôvod možno odvodzovať z toho istého sedimentačného priestoru ako hronikum.

Pre strednokriedovú tektogenézu vnútorných Karpát je charakteristická úplná redukcia kryštalinického podkladu pôvodného podložia bezkoreňových príkrovov. Po vzniku príkrovej sústavy bola určitá časť tejto oblasti zaplavená senónskym morom, z ktorého sa zachovali nepatrné zvyšky sedimentov. V paleogéne sa vnútorné Karpaty postupne stali sedimentačnou oblasťou. V severnej časti vznikali mocné flyšové súvrstvia – vnútrokarpatský paleogén. V južnej časti sa uložili vrstvy budínskej (panónskej) faciie paleogénu. Po sávsom vrásnení sa vo vnútorných Karpatoch začala etapa vývoja neskorotektonických a potektonických molasových panví, sprevádzaná intenzívnou vulkanickou činnosťou. Výplň týchto panví pozostáva hlavne z brakických a kontinentálnych sedimentov. Neogénny tektonický režim mal za následok rozdrobenie vnútorných Karpát na bloky. Tektonická aktivita blokov umožnila najmä na ich rozhraní výstup magmatických hmôt, ktoré sú charakterizované výlevným radom ryolit – andezit – bazalt a intruzívmi skupiny granit – granodiorit.

Vonkajšie Karpaty

Bradlové pásmo predstavuje najzložitejší tektonický úsek Karpát. Jeho charakteristickým znakom je neprítomnosť predmezozoických hornín, len nepatrné zastúpenie triasu, premenlivý vývoj jury a kriedy, bradlový tektonický štýl a jeho pozícia na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát. Bradlá tvoria šošovky jurských a spodnokriedových vápencov obalené flyšovými sedimentmi kriedy a paleogénu. Do senonu mala pieninská geosynklinála podobný vývoj ako vnútrokarpatská. V laramskej fáze bola vyvrásnená do sústavy severovergentných vrás a príkrovov, koncom paleogénu a v miocéne bola ďalej deformovaná.

Flyšové pásmo sa tiahne vo forme oblúka na vonkajšej strane Západných Karpát. Jeho základným znakom je neprítomnosť predmezozoických útvarov, flyšový vývoj kriedových a paleogénnych sedimentov, terciérny vznik príkrovej sústavy a malé zastúpenie popríkrovových formácií. Vznikla tu skupina magurských, sliezskych a duklianskych príkrovov. Na území Slovenska vystupujú len južnejšie z nich, najmä skupina magurských a duklianskych príkrovov.

Stavebné komplexy, ktoré sa zúčastňujú na stavbe územia Slovenska, majú rôzny hĺbkový dosah. Od severu na juh vo vonkajších Karpatoch je to flyšové pásmo s predpokladanou hĺbkou v západnej časti 5 000–6 000 m, vo východnej časti (Nízke Beskydy) 10 000–12 000 m. Potom nasleduje veľmi strmo postavené bradlové pásmo s dosahom viac ako 10 km. Pri stavbe vnútorných Karpát sa uplatňujú jednak príkrovové, kryštalinicko-paleozoicko-mezozoické tektonické jednotky, jednak popríkrovové formácie, ako sú vnútrokarpatské paleogénne sedimenty s veľmi premenli-

vou hrúbkou, v kotlinách do 1 500–2 000 m, v Levočských vrchoch do 3 000–3 500 m. Ďalej sa tu vyskytujú neogénne formácie najmä v panvách, dosahujúce hrúbku 5 000–7 000 m. S nimi úzko súvisia neovulkanické komplexy s hrúbkou do 2 500 m. Mladopaleozoické a mezozoické jednotky, či už autochtónne alebo alochtónne voči svojmu podložíu, sú rozšírené najmä v severnej časti vnútorných Karpát, kým v južnej časti je ich zastúpenie menšie. Budujú predovšetkým západné a severné svahy pohorí, veľké rozšírenie majú v Strážovských vrchoch, vo Veľkej Fatre a Chočských vrchoch, tvoria predterciérne podložie vo vnútorných kotlinách, v Levočských a v Skorušinských vrchoch. Preto je ich hĺbkový dosah v týchto oblastiach väčší. Predpokladáme, že priemerne siahajú maximálne do hĺbky 3 000–3 200 m, v pribradlovej oblasti môžu však mezozoické jednotky pokračovať v dôsledku zložitej tektoniky do veľkých hĺbok. Osobitný charakter z tohto hľadiska má slovenská časť viedenskej panvy, kde vrt LNV-7 zistil mezozoické komplexy ešte v hĺbke 6 405 m. V južnej časti vnútorných Karpát, t. j. v oblasti podunajskej panvy, stredoslovenských neovulkanitov, Rimavskej kotliny a východoslovenskej panvy je mezozoikum v podloží terciéru rozšírené v menšej miere, v podunajskej panve sa vyskytuje len na jej severovýchodných okrajoch a medzi Štúrovom a Komárnom. Spravidla už v hĺbke 3 000 m sa tu nachádza kryštalínium. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov predpokladáme mezozoikum vo väčších hĺbkach len v Žiarskej kotline (okolo 5 000 m), v ostatných častiach siaha najvyššie do hĺbky 2 000–3 000 m, pričom na veľkých plochách sa v podloží neovulkanitov vyskytuje priamo kryštalínium. V Rimavskej kotline už v hĺbke 1 500 m predpokladáme bridličnaté komplexy spodného triasu a v hĺbke 2 000 m už paleozoické formácie. Vo východoslovenskej panve predpokladáme v podloží terciéru najmä mladopaleozoické formácie zemplanika. Mezozoické útvary by tu mohli byť zastúpené len v rudimentárnej miere a vo veľkých hĺbkach (5 000–7 000 m).

Kryštalínické komplexy (kryštalické bridlice, granitoidy) vystupujú v ústredných častiach jednotlivých pohorí a ich hĺbkový dosah je veľmi veľký. Vzhľadom na príkrovovú stavbu Západných Karpát predpokladáme v hlbokom podloží kryštalínika (10–12 km) mezozoické elementy, ktoré nevystupujú na povrch (napr. peninikum a pod.)

Geotermické pole

Geotermické pole na území Západných Karpát je výrazne premenlivé. Jeho regionálny charakter a priestorové rozloženie geotermickej aktivity určuje predovšetkým:

- rozdielna hlbinná stavba neotektonických blokov Západných Karpát, prejavujúca sa najmä v rôznej mocnosti zemskej kôry a v nerovnomernom príspevku tepla zo zemskeho plášťa,
- priebeh hlavných diskontinuit a zlomových línií založených hlboko v zemskej kôre,
- priestorové rozloženie neogénneho vulkanizmu,
- distribúcia rádioaktívnych zdrojov vo vrchných častiach zemskej kôry a
- hydrogeologické pomery.

Teplotné pole v hĺbkach do 3 000 m (III-6, 7, 8) sa vo veľkej miere formuje najmä v závislosti od hydrogeologických pomerov. Jeho lokálnu variabilitu podmieňuje aj geomorfológia terénu, plytká, tepelne aktívna tektonika, miestne prejavy neogénneho vulkanizmu a zastúpenie hornín s rôznou tepelnou vodivosťou. Teplotné pole v hĺbkach pod 3 000 m (III-9, 10) je však odrazom geotermickej aktivity hlbších morfológických štruktúr zemskej kôry.

Z geotermického hľadiska môžeme Západné Karpaty rozdeliť na dve časti, ktoré sa výrazne odlišujú svojou geotermickou aktivitou a priestorovým rozložením zemskeho tepla. Relatívne nízke teploty

a hodnoty povrchového tepelného toku sú charakteristické pre centrálnu a severnú časť vnútorných Karpát a pre západnú oblasť vonkajšieho flyšového pásma. Vysoké podpovrchové teploty a vysoký tepelný tok sú typické pre neogénne panvy a vulkanické pohoria vnútorných Západných Karpát. Hranicu medzi týmito geotermicky rozdielnymi oblasťami tvorí pásma intenzívnych horizontálnych teplotných gradientov, predovšetkým na styku vulkanosedimentárneho komplexu s predneogénnymi jednotkami Západných Karpát. Prechodnú geotermickú aktivitu pozorujeme vo vnútrokarpatskom paleogéne a východnej časti vonkajšieho flyšového pásma.

Maximálne rozdiely v hodnotách priemerného povrchového tepelného toku medzi jednotlivými štruktúrno-tektonickými jednotkami Západných Karpát dosahujú až $55 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (medzi východoslovenskou a viedenskou panvou). Takýto vysoký rozdiel nemôže byť spôsobený rôznou geometriou ani termoizolačnými vlastnosťami morfológických štruktúr nachádzajúcich sa v zemskej kôre. Príčinu rozdielnej geotermickej aktivity v Západných Karpatoch treba hľadať v odlišnej stavbe a dynamike základných neotektonických blokov. Výskyt vysokých tepelných tokov sa viaže na oblasti oslabenej zemskej kôry a nízke tepelný tok je typický pre oblasti s jej zvýšenou hrúbkou.

Teplotné pomery na Slovensku sú pomerne dobre známe, keďže máme k dispozícii teplotné profily z 376 hlbokých vrtov (II-1, III-2), ktoré reprezentujú všetky základné jednotky Západných Karpát. Vertikálne rozloženie teplôt (tab. 4) poukazuje na výrazné teplotné rozdiely medzi týmito jednotkami a na ich narastanie s hĺbkou. Maximálne teplotné rozdiely v hĺbke 1 000 m sú okolo 50°C , v hĺbke 6 000 m však dosahujú $130\text{--}140^\circ\text{C}$, čo na pomerne malom priestore môže súvisieť len s intenzívnou hlbinnou tektonikou. V regionálnej miere klesá geotermická aktivita Západných Karpát v smere od vnútorných štruktúr k vonkajšiemu karpatskému oblúku (III-6).

Územie	T _{1 000}			T _{3 000}			T _{6 000}		
	min.	max.	str.	min.	max.	str.	min.	max.	str.
Západné Karpaty	20	74	45	69	162	107	148	282	194
Východoslovenská panva	41	72	57	103	162	139	189	282	245
Vonkajšie Západné Karpaty	33	51	44	82	118	101	162	193	179
Stredoslovenské neovulkanity	32	72	45	86	127	105	166	210	187
Podunajská panva	20	74	50	86	133	119	183	248	215
Viedenská panva	32	65	47	88	127	107	148	202	169
Slovenské rudohorie	25	56	31	69	89	77	153	165	159
Juhoslovenská panva	32	52	38	88	120	96	163	195	175
Vnútrohorské kotliny	23	62	38	71	98	86	154	175	165

(Teploty v hĺbkach 3 000 a 6 000 m boli vo väčšine prípadov stanovené výpočtom na základe riešenia rovnice vedenia tepla)

Tab. 4 Teploty v základnej provincii, subprovinciách a oblastiach

Okrem tohto základného regionálneho trendu sa teplotné pole v hĺbkach približne do 3 000 m formuje najmä v závislosti od hydrogeologických, geomorfologických a štruktúrno-geologických pomerov. Porušenie teplotného poľa sa prejavuje rôznou intenzitou a rozdielnym hĺbkovým dosahom. Najväčšie anomálie nízkych teplôt zistili v hydrogeologických štruktúrach, kde je teplotné pole porušené infiltráciou studených povrchových vôd. To sa vyskytuje najmä v okrajových častiach vnútrohorských kotlin. Na úpätiach pohorí tu vystupujú na povrch priepustné karbonátové horniny. Hydrogeologické pomery sú najvýznamnejším faktorom uplatňujúcim sa pri formovaní teplotného poľa vo vnútrohorských kotlinách.

Prevažnú časť vonkajších Západných Karpát charakterizuje monotónny priebeh teplotného poľa. Významnejšia anomália zvýšených teplôt s regionálnym významom sa nachádza len vo východnej časti flyšového pásma (potvrdená je vrtom ZB-1 Zboj).

Teplotné pomery vo vnútorných Západných Karpatoch sú v jednotlivých štruktúrno-tektonických jednotkách výrazne rozdielne. Nízke teploty sú charakteristické pre jadrové pohoria v centrálnej a severnej časti vnútorných Karpát a pre oblasť Slovenského rudohoria. Anomália zvýšených teplôt sa nachádza len v južnej časti Slovenského rudohoria v oblasti Rochoviec. Príčinou podstatne

zvýšenej teplotnej aktivity v tomto priestore je výskyt extrémne rádioaktívnych granitov s tepelnou produkciou $4,5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$, čo približne dvojnásobne prevyšuje priemernú tepelnú produkciu granitov v Západných Karpatoch.

Neovulkanické pohoria a južnú časť vnútorných Západných Karpát charakterizuje vcelku zvýšená, ale dosť variabilná geotermická aktivita a komplikované priestorové rozloženie teplotného poľa. Vyskytujú sa tu anomálie s lokálnym aj regionálnym významom, ktoré predstavujú hranice maximálneho rozptylu geotermických údajov.

Pre vnútrohorské kotliny Západných Karpát je charakteristický citeľný rozptyl teplotného poľa. Veľké rozdiely v teplotnej aktivite sa prejavujú nielen medzi jednotlivými kotlinami, ale aj v rámci nich, medzi pomerne blízko lokalizovanými vrtni. Zvýšenú teplotnú aktivitu pozorujeme v Hornonitrianskej kotline, v južnej časti Turčianskej kotliny a v západnej časti Liptovskej kotliny. Zvýšené teploty sú charakteristické aj pre Skorušinskú panvu a centrálnokarpatský paleogén Levočskej panvy. Nízke teploty sú typické pre Žilinskú a Bánovskú kotlinu, komárňanskú vysokú kryhu a východnú časť Liptovskej kotliny.

Najvyššiu geotermickú aktivitu pozorujeme v neovulkanických pohoriach a neogénnych sedimentárnych panvách. Stredoslovenské neovulkanity sú charakterizované zvýšenou geotermickou aktivitou a výrazne premenlivým teplotným poľom predovšetkým v menších hĺbkach, čo je odrazom ich geomorfologickej stavby. Najvyššie teploty sa vyskytujú v južnej časti Štiavnických vrchov, na Krupinskej planine a v Žiarskej kotline. Zvýšené teploty sú typické aj pre Zvolenskú kotlinu. Nízke teploty sú charakteristické pre centrálnu časť Štiavnických vrchov, pohorie Vtáčnik, severovýchodnú časť Kremnických vrchov a Poľanu. Na severnom a východnom okraji stredoslovenských neovulkanitov a na styku s Hornonitrianskou a Turčianskou kotlinou pozorujeme výrazné horizontálne teplotné gradienty s regionálnym významom.

Vo vienedskej panve sa charakter teplotného poľa mení s hĺbkou. V hĺbkach do 2000–3000 m sú tu dominantným javom dve výrazné anomálie zvýšených teplôt v oblasti lábskej a lakšárskej elevačnej zóny. Zvýšenie teplôt tesne pod povrchom je spôsobené vzostupným prúdením vôd po zlomových líniiach. Východne od týchto elevačných štruktúr teplota prudko klesá. Pokles je spôsobený ochladzovaním sedimentárnej výplne panvy vodami infiltrujúcimi do hlbších partií zo severozápadných svahov Malých Karpát. V hĺbkach pod 3000–4000 m sa charakter teplotného poľa zásadne mení. Je pomerne stabilné s najvyššími hodnotami v centrálnej časti panvy.

Podobný charakter má teplotné pole aj v podunajskej panve. V hĺbkach do 3000 m charakterizujú jeho priebeh dve výrazné regionálne anomálie znížených teplôt lokalizované v centrálnej časti depresie a v oblasti komárňanskej vysokej kryhy. V oboch prípadoch ide o výrazné hydrogeologické porušenie teplotného poľa studenými vodami. Naopak, podstatne zvýšené teploty sú typické pre levickú kryhu vo východnej časti panvy. Od hĺbky 3000 m sa charakter teplotného poľa opäť mení, rozloženie teplôt závisí predovšetkým od hlbínnej stavby panvy, menej od hydrogeologických pomerov v jej vrchných partiách. Najvyššie teploty sú typické pre centrum depresie s najväčšou mocnosťou neogénnych sedimentov.

Geotermicky najaktívnejšou jednotkou Západných Karpát je východoslovenská neogénna panva s teplotnými pomermi analogickými ako v hypertermálnom panónskom bazéne. Najvyššie teploty sú v jej centrálnej a juhovýchodnej časti. Oblasť zvýšených teplôt dobre koreluje s výskytom ponorených magmatických telies. Zvýšenie teplôt v hĺbkach do 4000 m je typické aj pre pozdišovskú elevačnú zónu. Znížené teploty boli zistené v juhozápadnej časti panvy v okolí zemplínskeho ostrova a súvisia s eleváciou predneogénneho podložja panvy. Pozoruhodným javom v teplotnom poli východoslovenskej panvy je rozsiahle zníženie teplôt v hydrogeotermálnej štruktúre Beša – Čičarovce, ktoré sa prejavuje v hĺbkach 1500–4000 m. Je odrazom hydrogeologických pomerov v tej-

to štruktúre, v hĺbkach pod 4000 m už vyznieva a v teplotnom poli sa neprejavuje. Pokles teplotného poľa badať v celej severnej a severovýchodnej časti panvy a zóna znížených teplôt charakterizuje aj styk s bradlovým pásmom. Prechodnú oblasť medzi vysokou teplotnou aktivitou vo východoslovenskej panve a podstatne nižšími teplotami vo vonkajšom flyši, vnútrokarpatskom paleogéne a v Slovenskom rudohorí predstavujú východoslovenské neovulkanity spolu s Košickou kotlinou. Smerom k vonkajšiemu flyšovému pásmu teplota prudko klesá a na jeho styku s východoslovenskou panvou, podobne aj na styku Košickej kotliny so Slovenským rudohorím pozorujeme horizontálne teplotné gradienty, ktoré majú najväčšiu intenzitu na území Západných Karpát. Nie sú len odrazom odlišnosti v geologickej stavbe, ale aj rozdielov v hlbinných geotermálnych pomeroch stýkajúcich sa jednotiek. Vysoká geotermická aktivita východoslovenskej neogénnej panvy priamo súvisí s jej geodynamickým vývojom a hlbinnou stavbou, ktorá sa prejavuje eleváciou Mohorovičičovej diskontinuity a prienikom plášťových hmôt do zemskej kôry.

Hustota tepelného toku bola dosiaľ vyrátaná v 136 vrtoch (II-1), štatistické spracovanie pre jednotlivé územia je uvedené v tab. 5.

Územie	Hustota tepelného toku ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$)				
	N	Q_{\min}	Q_{\max}	Q_{str}	SD
Západné Karpaty	136	40,6	121,6	82,1	20,5
Vonkajšie flyšové pásmo	2	56,8	72,5	64,7	11,1
Slovenské rudohorie	3	50,7	68,3	62,0	9,8
Jadrové pohoria	5	52,7	80,0	69,9	11,2
Vnútrohorské kotliny	18	52,0	79,4	65,9	8,3
Stredoslovenské neovulkanity	11	74,0	109,0	94,3	12,6
Juhoslovenská panva (východná časť)	4	59,9	63,4	62,2	1,6
Viedenská panva	11	40,6	69,0	44,0	10,2
Podunajská panva	43	61,2	99,0	78,5	8,8
Trnavský záliv	3	61,0	67,9	65,2	3,7
Topoľčiansky záliv	1	–	–	67,8	–
Východoslovenská panva	30	82,1	121,6	110,9	9,5
Košická kotlina	4	87,6	109,9	94,9	10,5
Východoslovenské neovulkanity	1	–	–	73,3	–

Tab. 5 Hustota tepelného toku v základnej provincii, subprovinciách a oblastiach

Stredná hodnota vypočítaná ako aritmetický priemer zo všetkých údajov je $82,1 \pm 20,5 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Distribúciu hodnôt hustoty tepelného toku znázorňuje histogram na III-4. Údaje sa sústreďujú do troch súborov charakterizovaných priemernými hodnotami približne 65, 80 a $115 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Do prvého súboru patria jadrové pohoria centrálnej a severnej časti vnútorných Karpát, Slovenské rudohorie, viedenská panva, východná časť juhoslovenskej panvy, centrálnokarpatský paleogén a flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát. Do druhého súboru patrí podunajská panva spolu s trnavským a topoľčianskym zálivom, severná a východná časť stredoslovenských neovulkanitov s príľahlou Hornonitrianskou kotlinou a južnou časťou Turčianskej kotliny, Košická kotlina, centrálna a západná časť juhoslovenskej panvy. Veľmi vysoké hodnoty sústredené okolo hodnoty $115 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ charakterizujú východoslovenskú neogénnu panvu spolu s centrálnou a južnou časťou stredoslovenských neovulkanitov.

Hustota tepelného toku v Západných Karpatoch (III-4) je výrazne variabilná a z regionálneho pohľadu zaznamenávame jej pokles od vnútorných Karpát smerom k vonkajšiemu oblúku. Najvyššie hodnoty $82,1\text{--}121,6 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s priemernou hodnotou $110,9 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sa zistili vo východoslovenskej panve. Rozloženie poľa hustoty tepelného toku koreluje s jej hlbinnou stavbou a priestorovou distribúciou depozičných centier charakterizujúcich jej geodynamický vývoj. Východoslovenskú panvu pokladáme za tektonicky prepracovanú panvu termálneho pôvodu vzniknutú extenziou litosféry. Jej geotermálnu aktivitu ešte zvýšila mohutná vulkanická činnosť. Vysoké hodnoty hustoty tepelného toku v tejto oblasti súvisia s oslabením zemskej kôry termálne predisponovanou litosférou a so zvýšeným výnosom tepla z vrchného plášťa.

Vysoké hodnoty $74,0\text{--}109,0\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s priemerom $94,3\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sa zistili aj v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Tieto anomálne hodnoty dávame do súvislosti s neogénnym vulkanizmom, ktorého odozva pravdepodobne pretrváva dodnes. Reálne možno predpokladať, že podstatná časť zvýšenej geotermickej aktivity priamo súvisí s tepelnými magmatickými zdrojmi krustálneho pôvodu a len menšia časť je spojená so zvýšenou dotáciou tepla zo zemského plášťa.

Hodnoty nad $90\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sú typické aj pre centrálnu a východnú časť podunajskej panvy. Vysoké hodnoty v centrálnej časti depresie s najväčšou mocnosťou neogénnych sedimentov zodpovedajú predstave o najintenzívnejšej geodynamickej extenzii v tejto oblasti, ku ktorej prišlo pri vzniku a formovaní podunajskej panvy. K podstatnému zvýšeniu geotermickej aktivity vo východnej časti panvy pravdepodobne prispela mohutná vulkanická činnosť v jej blízkosti.

Prekvapivo nízke hodnoty hustôt $40,6\text{--}69,0\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s priemerom $55,0\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sa zistili vo viedenskej panve. Tento jav je odrazom odlišného pôvodu a vývoja viedenskej panvy od ostatných neogénnych panví Západných Karpát. Panva vznikla na okraji veľkého sedimentačného priestoru, má tektonický pôvod a jej vývoj nesprievádzala geodynamická extenzia s termálnymi prejavmi vo vrchnom plášti, ako to predpokladáme vo východoslovenskej a podunajskej panve. Naopak, pri kompresii na okrajoch panónskeho bloku došlo k zníženiu hustoty povrchového tepelného toku.

Jadrové pohoria v centrálnej časti vnútorných Karpát sú charakterizované hodnotami $52,7\text{--}80,0\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s priemernou hodnotou $69,9\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. V oblasti Vysokých Tatier očakávame hodnotu pod $50\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. V Slovenskom rudohorí sa hodnoty pohybujú v intervale $55\text{--}60\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Anomáliu nad $70\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ je možné očakávať v južnej časti rudohoria. Poukazuje na ňu hodnota z vrtnu D-14 Miková ($68,3\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) aj vysoké teploty z vrtnov na lokalite Rochovce. Zvýšená hodnota v tejto oblasti bude pravdepodobne súvisieť s výskytom extrémne rádioaktívnych granitov navrátených vo vrte KV-3 Rochovce v hĺbke pod 600 m.

Výrazne premenlivé hodnoty ($52,0\text{--}79,4\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) sa zistili vo vnútrohorských kotlinách Západných Karpát. Relatívne vysoká geotermická aktivita je typická pre Hornonitriansku kotlinu ($79,4\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$), zvýšenú zaznamenávame aj v západnej časti Liptovskej kotliny (nad $70\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) a v Skorušinskej panve (vrt OZ-2 Oravice, $69,4\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$). Nízka geotermická aktivita je typická pre východnú časť Liptovskej kotliny, Žilinskú kotlinu a severnú časť Turčianskej kotliny, kde sa hodnoty hustoty tepelného toku pohybujú okolo $55\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Stabilné hodnoty na úrovni $65\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sú charakteristické pre centrálnokarpatský paleogén Levočskej panvy. Rozdiely v geotermickej aktivite vnútrohorských kotlin súvisia predovšetkým s ich tektonickými pomermi a výnosom tepla po zlomových líniiach. V západnej časti flyšového pásma vonkajších Karpát na území Slovenska sa hustota tepelného toku pohybuje v intervale $55\text{--}60\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, avšak v jeho východnej časti je v rozmedzí $70\text{--}75\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$.

Plošné rozloženie hustoty tepelného toku na Mohorovičicovej diskontinuite (rozhranie zemskej kôry a vrchného plášťa) poukazuje na výrazné rozdiely v hĺbnej geologickej stavbe tektonických blokov Západných Karpát (III-5). Ukazuje sa, že rozdiely v povrchovej hustote tepelného toku medzi základnými štruktúrno-tektonickými jednotkami Západných Karpát je možno vysvetliť len rôznou intenzitou príspevku tepla z vrchného plášťa. Tento príspevok je veľmi významný a v jednotlivých oblastiach rozdielny. Regionálny rozdiel v hustote tepelného toku na rozhraní kôry a plášťa medzi neogénnymi depresiami a vonkajšími Karpatmi dosahuje hodnoty $50\text{--}55\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Takéto veľké rozdiely majú zásadný význam pre geodynamiku celej karpatskej sústavy a pre mobilitu jej neotektonických blokov. Spôsobujú teplotné diferencie $400\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ na báze zemskej kôry medzi východoslovenskou panvou a vonkajším flyšovým pásmom. Takéto veľké teplotné rozdiely na relatívne malom priestore vyvolávajú intenzívne horizontálne teplotné gradienty aj

vo veľkých hĺbkach, čo môže mať za následok vznik termoelastických napätí, zvýšenú seizmickú aktivitu a tektonickú nestabilitu územia.

Hydrogeotermia

Pramene geotermálnych vôd ako prejav geotermálnej energie sa však vyskytujú aj mimo aktívnych vulkanických oblastí (seizmické pásma), predovšetkým v mladých orogenetických pásmach ako sú napríklad Alpy, Karpaty a pod. (Franko, O. 1990). Slovensko, rozprestierajúce sa zväčša v oblasti Západných Karpát, je na tieto vody (ich prirodzené vývery) osobitne bohaté (III-3). Ich výskyt je známy v Piešťanoch ($69,5\text{ }^\circ\text{C}$), Trenčianskych Tepliciach ($40\text{ }^\circ\text{C}$), Rajeckých Tepliciach ($39\text{ }^\circ\text{C}$), Turčianskych Tepliciach ($44\text{ }^\circ\text{C}$) a Sklených Tepliciach ($53\text{ }^\circ\text{C}$), Bojniciach ($48\text{ }^\circ\text{C}$), Chalmovej ($39\text{ }^\circ\text{C}$), Malých a Veľkých Bieliciach ($39\text{ }^\circ\text{C}$), Vyhniciach ($35,5\text{ }^\circ\text{C}$), Sliaci ($33\text{ }^\circ\text{C}$), Kalinčiakove ($25\text{ }^\circ\text{C}$), Malinovci ($27,5\text{ }^\circ\text{C}$), Dudinciach ($28\text{ }^\circ\text{C}$), Lúčkach ($33\text{ }^\circ\text{C}$), Lipt. Jáne ($29\text{ }^\circ\text{C}$), Gánovciach ($23\text{ }^\circ\text{C}$), Vyšných Ružbachoch ($22,4\text{ }^\circ\text{C}$), Sobraniciach ($15,5\text{ }^\circ\text{C}$) atď.

Pri hodnotení geotermálnej aktivity územia sa vychádza zo všeobecne platných kritérií (Franko, O. 1979; Remšík, A. 1987a):

- rovná a vyššia geotermická aktivita ako je svetový priemer (hustota tepelného toku $q \geq 70\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$; geotermický gradient $G_g \geq 30\text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$),
- rozsiahle priestorové rozloženie vhodných kolektorov geotermálnych vôd.

Podľa klasifikácie geotermálnych oblastí Mufflera, L. J. P. (1976) patrí územie centrálnej časti vnútorných Západných Karpát, spolu so Slovenským rudohorím, pribradlovou zónou na západnom a strednom Slovensku a západnou časťou vonkajších Karpát (asi po Bardejov) medzi oblasti s normálnou (priemernou) hustotou tepelného toku a geotermickým gradientom. Severná časť panónskeho bazéna (podunajská, juhoslovenská a východoslovenská panva, stredoslovenské neovulkanity) patrí medzi oblasti neviazané na recentný vulkanizmus. Geotermálna aktivita v nich je však vyššia ako normálna (III-4). Podľa priemernej hodnoty hustoty tepelného toku ($q \geq 82\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) má územie Slovenska dosť zvýšenú až zvýšenú geotermálnu aktivitu. Podobne je tu aj priemerná hodnota geotermického gradientu do 1 000 m ($t_{1000} = 45\text{ }^\circ\text{C}$, priemerná ročná teplota vzduchu na Slovensku je $7\text{ }^\circ\text{C}$) asi $38\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ vyššia ako svetový priemer $30\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ (Remšík, A. 1987a; Franko, O. 1990; Franko, O. et al. 1994).

Na sprehľadnenie geotermálnej charakteristiky jednotlivých častí územia sa v tab. 6 uvádza klasifikácia geotermálnej aktivity podľa hodnôt hustoty tepelného toku (Franko, O. et al. 1986). Rozpätie hodnôt je v súlade so škálou uvedenou na mape tepelného toku Európy (Čermák, V. – Hurtig, E. et al. 1979).

Hodnota hustoty tepelného toku ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$)	Geotermálna aktivita
< 10	veľmi nepatrná
10– 20	nepatrná
20– 30	dosť nepatrná
30– 40	veľmi nízka
40– 50	nízka
50– 60	dosť nízka
60– 70	priemerná
70– 80	dosť zvýšená
80– 90	zvýšená
90– 100	veľmi zvýšená
100– 110	dosť vysoká
110– 120	vysoká
> 120	veľmi vysoká

Tab. 6 Klasifikácia geotermálnej aktivity územia

Medzi priestorovo najrozsiahlejšie kolektory geotermálnych vôd patria triasové dolomiticko-vápencové komplexy vo vnútorných Západných Karpatoch. Z týchto karbonátov pochádzajú spomínané pramene geotermálnych vôd. Na druhom mieste čo do rozšírenia sú neogénne piesky a klastiká, na treťom andezity a ich pyroklastiká. S ohľadom na litologický vývoj flyšového (striedanie pieskocov a ílovcov) a bradlového (útesy z detritických a slienitých vápencov obalené flyšoidnými sedimentmi) pásma sa v nich geotermálne vody prakticky nevyskytujú. Tieto zvodnenca sú rozšírené v 25, resp. 26 vymedzených geotermálnych oblastiach (III-13). Týmto oblastiam sa prisudzuje geotermálna aktivita podľa hodnoty hustoty tepelného toku (tab. 7). Do úvahy sa berie aj teplota v hĺbke 1 000 m (tab. 8). Tabuľky (Franko, O. et al. 1994) ukazujú, že okrem niekoľkých oblastí primkávajúcej sa k bradlovému pásmu a okrem komárňanskej vysokej kryhy sú ostatné oblasti dostatočne aktívne. Hlavnými zvodnencami geotermálnych vôd sú teda triasové dolomity a vápence (k nim sa pridávajú aj bazálne paleogénne zlepenca a brekie) vnútrokarpatských príkrovov a obalových jednotiek a východoalpských príkrovov (III-144, 145). Rozšírené sú vo vnútrohorských depresiách, v severných zálivoch podunajskej panvy, maďarskom stredohorí a v severnej časti východoslovenskej panvy v podloží terciérnych sedimentov (v 22 oblastiach z 25 vymedzených). Ich hrúbka je v rôznych príkrovoch a obalových jednotkách rôzna. Najsúvislejšie je ich rozšírenie v križňanskom príkrove s hrúbkou do 500 m. Zvodnenca majú puklinovú a puklinovo-krasovú priepustnosť. Koeficient prietochnosti T sa podľa testácie kolektorov pohybuje v rozsahu $6,7 \cdot 10^{-6}$ – $2,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Výnimkou je T z vrtu FGŠ-1 v Štúrove (čistý zlom) s hodnotou $1,25 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podľa klasifikácie Krásneho, J. (1986) ide o veľmi nízku až veľmi vysokú prietochnosť karbonátov s priemernou vysokou prietochnosťou.

Hustota tepelného toku* q ($\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$)	Vymedzené oblasti
120–100	Beša – Čičarovce
110–80	Košická kotlina
100–90	stredoslovenské neovulkanity (juhovýchodná časť)
100–70	stredoslovenské neovulkanity (severozápadná časť)
90–100	levická kryha (dubnícka depresia)
90–70	centrálna depresia
80–70	humenský chrbát, hornostrhársko-trenčská priekopová prepádlna, Hornonitrianska kotlina, komjatická depresia
80–60	levočská panva (západná a južná časť), levočská panva (severná časť)
70–60	trnavský záliv, piešťanský záliv, Trenčianska kotlina, Ilavská kotlina, Bánovská kotlina, Turčianska kotlina, Rimavská kotlina, komárňanska okrajová kryha
70–45	viedenská panva
asi 60	Žilinská kotlina, skorušinská panva, Liptovská kotlina, komárňanska vysoká kryha

*Vrty do 3 000–4 000 m

Tab. 7 Zaradenie vymedzených geotermálnych oblastí podľa hodnoty hustoty tepelného toku

O väzbe geotermálnych vôd na tieto zvodnenca najlepšie svedčia ich prirodzené vývery. Príčinou je vrásovo-príkrovová tektonika mezozoických súvrství, ktorá vytvorila ďalekosiahle vrásky ponárajúce sa zo svahov pohorí do väčších hĺbok a mladá zlomová tektonika, ktorá ich porušila pozdĺžnymi a priečnymi zlomami. Ďalekosiahle vrásky podmieňujú spojenie infiltračných oblastí s tranzitno-akumulačnými a pozdĺžne aj priečne zlomy, resp. ich križovanie, výstup vôd na povrch cez terciérny a kvartérny pokryv. Uplatňuje sa to najmä vo vnútrohorských depresiách. Príkladom je hydrogeotermálna štruktúra v západnej časti Liptovskej kotliny s vývermi v Bešeňovej (III-97).

Geotermálne vody sa však viažu aj na nádrže bez prirodzených výverov. Príkladom je hydrogeotermálna štruktúra centrálnej depresie podunajskej panvy (III-53, 54). Môžu sa viazať aj na nádrže bez infiltračných oblastí, medzi ktoré patria napr. hlboko uložené zvodnenca geotermálnych vôd v predterciérnom podloží nížin.

Teplota* v 1 000 m ($^{\circ}\text{C}$)	Vymedzené oblasti
>65	Beša – Čičarovce, levická kryha, (dubnícka depresia)
65–45	Košická kotlina
60–40	stredoslovenské neovulkanity (jv. časť), stredoslovenské neovulkanity (sz. časť), komjatická depresia
50–45	centrálna depresia, humenský chrbát
50–40	komárňanska okrajová kryha, hornostrhársko-trenčská priekopová prepádlna
50–35	viedenská panva, trnavský záliv, piešťanský záliv, Hornonitrianska kotlina, Turčianska kotlina, komárňanska okrajová kryha
45–30	Bánovská kotlina, Liptovská kotlina, levočská panva (z. a j. časť), levočská panva (s. časť)
40–30	skorušinská panva
35–30	Trenčianska kotlina, Ilavská kotlina, Žilinská kotlina
40–20	komárňanska vysoká kryha

*Vrty do 3 000–4 000 m.

Po odpočítaní priemernej ročnej teploty vzduchu Slovenska 7°C od teploty v hĺbke 1 000 m, zodpovedá zostávajúca teplota približne priemernému geotermickému gradientu.

Tab. 8 Zaradenie vymedzených geotermálnych oblastí podľa teploty v hĺbke 1 000 m

Príkladom môže byť hydrogeotermálna štruktúra levickej kryhy s geotermálnymi vrtmi v Podhájskej (III-55) a v dubníckej depresii s geotermálnym vrtom v Brutoch (III-56). Vyhľadávanie geotermálnych vôd sa orientuje najmä na nádrže bez prirodzených výverov týchto vôd.

Ďalším významným, no menej rozšíreným zvodnencom sú miocénne a pliocénne piesky (v dvoch oblastiach z 25 vymedzených). Rozšírené sú v podunajskej a juhoslovenskej panve. V podunajskej panve ide o striedanie pieskov a ílov (III-58), v juhoslovenskej viac-menej o jednu vrstvu pieskov (Franko, O. 1966; Franko, O. et al. 1967). Zvodnenca majú pórovú priepustnosť. Významná je najmä centrálna depresia podunajskej panvy, ktorou sa zaoberá kapitola 5. Tu treba len podotknúť, že príčinou bohatého výskytu geotermálnych vôd je misovitá stavba panvy s veľkým množstvom vrstiev pieskov. V juhoslovenskej panve je príkladom hydrogeotermálna štruktúra v hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepádline s vrtom v Dolnej Strehovej. V centrálnej depresii podunajskej panvy je príkladov s geotermálnymi vrtmi pomerne mnoho. Najznámejšie sú Galanta, Tvrdošovce, Horná Potôň, Dunajská Streda, Topoľníky, Čalovo, Čiližská Radvaň, Topoľovec a ďalšie (III-53, 54).

Medzi menej významné zvodnenca geotermálnych vôd patria andezity a ich pyroklastiká vo východoslovenskej panve (v jednej oblasti z 25 vymedzených). Vyskytujú sa v oblasti Beša – Čičarovce. Príčinou výskytu geotermálnych vôd v tejto oblasti je uloženie týchto zvodnencov vnútri miocénu v dostatočnej hĺbke a ich porušenie zlomovou tektonikou (Rudínek, R. 1989, III-139–142).

V zmysle svetového trendu (napr. Sine, 1983) sú geotermálne vody aj u nás (Franko, O. 1985; Franko, O. et al. 1986; Remšík, A. 1987a) rozdelené na tri druhy:

- vysokoteplotné s povrchovou teplotou nad 150°C (rezervoárová nad 180°C),
- strednoteplotné s povrchovou teplotou 100 – 150°C (rezervoárová 130 – 180°C),
- nízokoteplotné s povrchovou teplotou pod 100°C (rezervoárová pod 130°C).

Rozšírenie jednotlivých druhov geotermálnych vôd vo vymedzených oblastiach sa uvádza v tab. 9 (Franko, O. et al. 1994). Podľa poznatkov o terciéri a jeho podloží, znázornenom na mapách a rezoch, sú vo všetkých vymedzených oblastiach vhodné podmienky na rozšírenie nízokoteplotných vôd, ktoré je možné vyhľadávať vrtami hlbokými do 3 000–4 000 m. Strednoteplotné vody sú rozšírené

v siedmich oblastiach, no vrtmi hlbokými do 3 000 až 4 000 m ich možno vyhľadávať najmä v Košickej kotline, štruktúre Beša – Čičarovce a v centrálnej depresii. Vysokoteplotné vody sú rozšírené v štyroch oblastiach, ale vrtmi do 4 000 m je ich možné vyhľadávať len v štruktúre Beša – Čičarovce. Hĺbka do 3–4 km sa v súčasnosti pokladá za ekonomickú (Franko, O. et al. 1994).

Geotermálne vody z hľadiska tvorby ich chemického zloženia rozčleňujeme na tri základné genetické typy (obr. 4; Bodiš, D. – Franko, O. 1986):

1. Geotermálne vody s marinogénnou mineralizáciou, medzi ktoré patria:
 - (a) reliktné morské vody, ktorých mineralizácia je v súlade s paleosalinitou ich úložných kolektorov, pričom sú metamorfované len v systéme voda – hornina, resp. príronom CO_2 ,
 - (b) v rôznom čase a stupni infiltračne biogénne, resp. petrogénne degradované morské vody,
 - (c) vysokomineralizované geotermálne vody, ktoré vznikli rozpúšťaním halitu morskou vodou, resp. vzniknuté lokálnym zahusťovaním morskej vody.
2. Geotermálne vody s petrogénnou mineralizáciou s celkovou mineralizáciou do $5 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, reprezentované meteorickými vodami s hlbším a hlbokým obehom.
3. Geotermálne vody zmiešanej genézy s komplikovaným chemickým zložením.

Reliktne morské vody sú charakteristické pre celý preskúmaný profil panónu centrálnej depresie Podunajskej nížiny (Franko, O. et al., 1989), pre podložné triasové karbonáty lakšárskej elevácie (Remšík, A. et al., 1989), levickej kryhy, južnej časti Košickej kotliny, andezity a ich pyroklastiká štruktúry Beša – Čičarovce a hlbšie

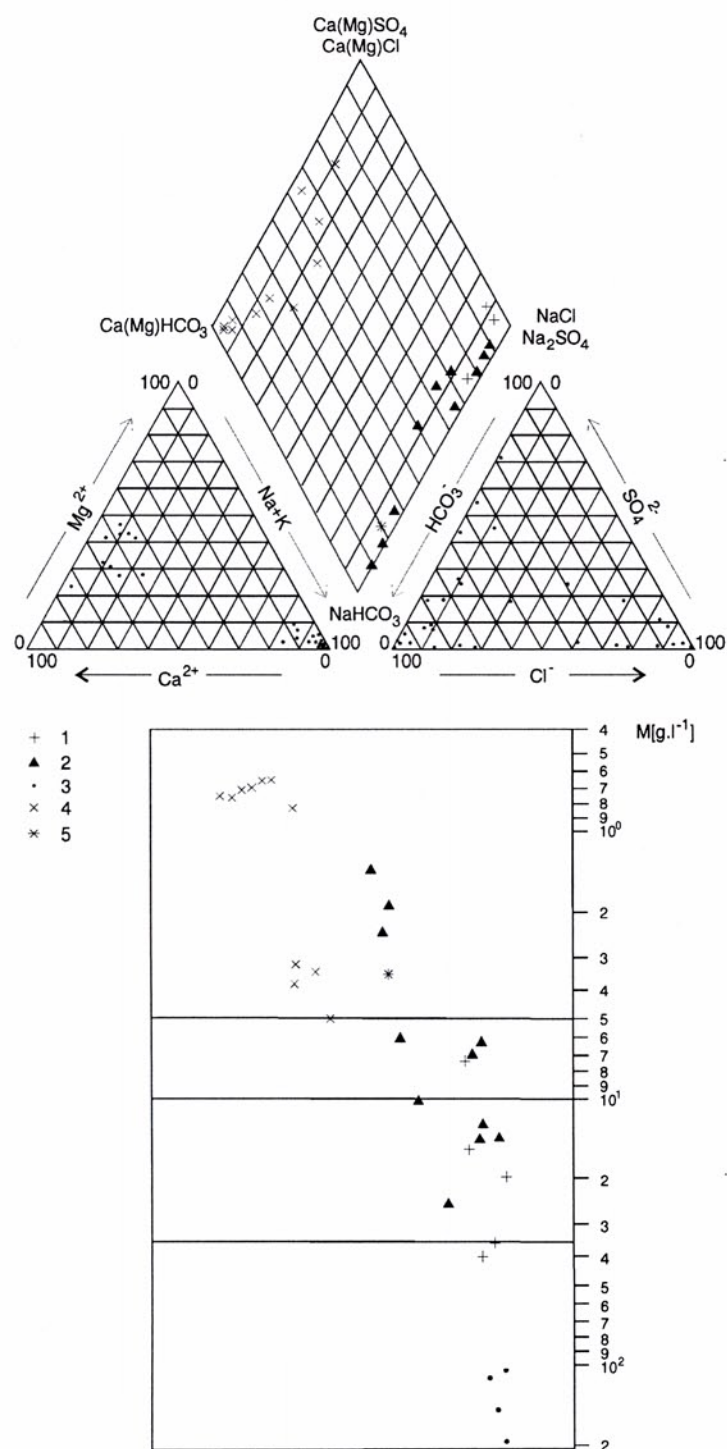
uložené miocénne sedimenty komárňanskej kryhy (tab. 10). Majú typický nátriovo-chloridový chemizmus s minimálnym zastúpením nátriovo-bikarbonátovej zložky. Vody sú metamorfované iba v systéme voda–hornina. Ako hlavný metamorfný proces sa uplatňuje výmena iónov v závislosti od chemických potenciálov pevnej a kvapalnej fázy pri zachovaní ekvivalentných stechiometrických pomerov. Kinetiku ionovými podmieneňujú difúzne procesy na povrchu a vnútri pevnej fázy. Pri metamorfóze reliktných morských vôd sa oproti pôvodnému chemickému zloženiu morskej vody znižuje koncentrácia iónov Mg^{2+} a zvyšuje sa obsah iónov Ca^{2+} . Podľa Valjaška, M. G. (1963) sú tieto zmeny výsledkom kationovej výmeny Mg^{2+} v roztoku za Ca^{2+} z horniny, kationovej výmeny 2Na^+ v roztoku za Ca^{2+} z horniny alebo reakciou $\text{MgCl}_2 + 2 \text{CaCO}_3 = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaCl}_2$.

Zmeny prirodzene závisia od ďalších faktorov, ako je chemické zloženie sedimentárnych hornín, a podľa mnohých autorov aj od zmeny chemického zloženia vôd oceánu a atmosféry v priebehu geologického vývoja, od hĺbky uloženia zvodnencových obzorov, ktoré určujú podmienky p-T, od biochemických procesov a pod.

Reliktne morské vody sa v dôsledku zložitého paleohydrogeologického a tektogenetického vývoja panví nemohli (v mnohých prípadoch v dôsledku hydrogeologickej otvorenosti v geologickej minulosti, resp. i recentne) uchovať, a preto čoho sú v rôznom stupni infiltračne degradované. Typickou črtou tejto degradácie je výrazný pokles nátriovo-chloridovej zložky v chemickom zložení na úkor vzrastu nátriovo-bikarbonátovej zložky, vyššie hodnoty uhličitanového koeficientu HCO_3/Cl (do 10, lokálne i viac). Maximálny stupeň degradácie pozorujeme v oblasti trnavského zálivu (vrt Krupá-1), kde dochádza k infiltrácii zrážkových vôd cez povrchové východy podložného mezozoika, ďalej v geotermálnych vodách (odkrytých vrtmi Vlčany, Tvrdošovce, Horná Potôň, Topoľníky) viazaných na piesky pontu centrálnej depresie Podunajskej nížiny, ktoré sú akumulované v hydrogeologicky poloopených štruktúrach. Dôležitá je tu aj okolnosť, že sedimentačné prostredie sa v pante postupne vysladzovalo, pričom salinita dosahovala 0,5–3 ‰ (Vass, D. 1981).

Druh geotermálnych vôd	Vymedzené oblasti	Hĺbka zvodnencov (m)
Vysokoteplotné ($>150^\circ\text{C}$)	humenský chrbát	5 000–6 000
	Beša – Čičarovce	3 500–5 000
	Žiarska kotlina	5 000–6 000
	viedenská panva	5 000–7 000
Strednoteplotné ($100\text{--}150^\circ\text{C}$)	Beša – Čičarovce	2 500–3 000
	Košická kotlina	2 500–3 000
	centrálnej depresie podunajskej panvy	3 000–4 000
	humenský chrbát, levočská panva (severná časť)	4 000–6 000
	Žilinská kotlina a príslušné príbradlové depresie (Ilavská a Trenčianska kotlina)	5 000–6 000
	trnavský a piešťanský záliv	4 000–5 000
Nízokoteplotné ($<100^\circ\text{C}$)	viedenská panva	4 000–6 000
	komárňanská vysoká kryha	100–3 500
	centrálnej depresie podunajskej panvy	1 000–3 000
	Bánovská kotlina	1 000–3 500
	trnavský a piešťanský záliv	1 000–4 000
	stredoslovenské neovulkanity (severozápadná časť a juhovýchodná časť)	1 000–3 000
	Hornonitrianska kotlina	1 500–2 500
	Turčianska kotlina	1 000–3 000
	Žilinská kotlina	1 000–5 000
	skorušinská depresia	1 000–2 500
	Liptovská kotlina	1 000–4 000
	levočská panva (západná a južná časť)	500–4 000
	hornosthársko-trenčianska priekopová prepadlina	500–600
	Rimavská kotlina	150–1 500
	Trenčianska a Ilavská kotlina	1 000–5 000
	levická kryha (dubnícka depresia)	1 000–2 000
	komárňanská okrajová kryha	1 000–2 500
viedenská panva	2 000–4 000	
komjatická depresia	2 000–3 000	
levočská panva (severná časť)	1 500–4 000	
Beša – Čičarovce	1 000–2 500	
Košická kotlina	1 000–2 500	

Tab. 9 Hĺbka zvodnencov geotermálnych vôd vo vzťahu k ich povrchovej teplote



Obr. 4 Systematizácia chemického zloženia geotermálnych vôd Západných Karpát

- 1.-3. geotermálne vody s marinogénnou mineralizáciou
 1. reliktné morské vody
 2. infiltračné degradované morské vody
 3. vysokomineralizované geotermálne vody
4. geotermálne vody s petrogénnou mineralizáciou
5. geotermálne vody zmiešanej genézy

Infiltračne degradované morské vody boli zistené aj v strednej časti viedenskej panvy v mezozoickom podloží vrtmi Šaštín-9, 10, RGL-2 a Studienka-37. Vysoké obsahy síranov v týchto vodách pochádzajú z rozpúšťania sadrovca (anhydritu). Anomálne vysoké sú aj hodnoty koncentrácie sírovodíka ($200\text{--}400\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$).

Geotermálne vody podobného charakteru sú geneticky viazané na triasové karbonáty severnej časti Košickej kotliny a levočskej panvy. Vysokomineralizované geotermálne vody výrazného natriovo-chloridového chemického typu – hodnoty $S_1(\text{Cl})$ sa pohybujú od $87\text{--}96$ ekv % s mineralizáciou nad $50\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ – sú zastúpené v podunajskej, viedenskej a trebišovskej panve. Predpokladá sa, že v podunajskej (Gazda, S. 1977) a viedenskej panve ide o tzv. reliktné solné roztoky, ktoré vznikli lokálnym zahustením panvových vôd pod kritický bod rozpustnosti NaCl. Vo východoslovenskej panve ide o vody halogénneho pôvodu, ktoré vznikli rozpúšťaním halitu morskou vodou.

Pre centrálnu a východnú časť komárňanskej vysokej kryhy (Remšík, A. et al. 1992) je charakteristický výskyt geotermálnych vôd s petrogénnou mineralizáciou kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového chemického typu s teplotou $20\text{--}30^\circ\text{C}$ a mineralizáciou okolo $0,7\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (tab. 11). Tieto typické karbonátogénne akrototermie sa geneticky viažu na triasové karbonáty maďarského stredohoria. Vysoké hodnoty koeficientov Mg/Ca týchto teriem svedčia o ich formovaní v dolomitoch, nízke hodnoty koeficientu SO_4/M o neprítomnosti významnejších akumulácií sadrovca (anhydritu) v ich obehových cestách. Jedinou zatiaľ známou hydrogeochemickou anomáliou je lokalita Štúrovo, kde sa vrtom FGŠ-1 zistili približne rovnako mineralizované akrototermie s teplotou 40°C a s relatívne výrazne kalciovo-sulfátovou zložkou ($S_2(\text{SO}_4) = 28,44$ ekv %).

Karbonátogénne termálne vody sú známe v oblasti topoľčianskeho zálivu (Veľké a Malé Bielice), Hornonitrianskej kotliny (Bojnica) a Žilinskej kotliny (Rajecké Teplice).

Karbonáto-sulfátogénne geotermálne vody sú charakteristické pre mezozoické podložie Liptovskej kotliny (Bešeňová, Vluchy a pod.) a pre mezozoické karbonáty podložja stredoslovenských neovulkanitov (Zlatno R-3).

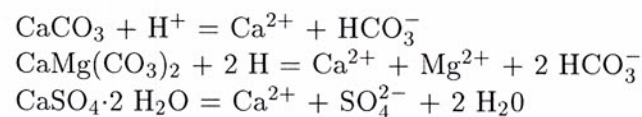
Celková mineralizácia geotermálnych vôd s petrogénnou mineralizáciou sa pohybuje do $5\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (lokálne i viac) a závisí najmä od množstva dotácie hlbinného CO_2 a dĺžky kontaktu týchto vôd s horninovým prostredím v obehových cestách. Hlavnými mineralizačnými procesmi tvorby chemického zloženia týchto vôd je rozpúšťanie karbonátov, resp. sadrovca.

Geotermálne vody zmiešanej genézy boli odkryté vrtmi FGK-1, M-3, M-1 v oblasti Komárna (Remšík, A. 1979). Tieto termie sú z genetického hľadiska zmesou vlastných karbonátovo-sulfátogénnych vôd mezozoika a infiltračne výrazne degradovaných vôd nadložného miocénu. Zasiakli do karbonátových komplexov najmä v začiatkovej fáze miocénnej morskej transgresie (tab. 12).

Podľa celkovej mineralizácie sa geotermálne vody členia na štyri typy (Franko, O. et al., 1975), a to slabomineralizované (do $5\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$), strednomineralizované ($5\text{--}10\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$), silnomineralizované ($10\text{--}35\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) a veľmi silnomineralizované (nad $35\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$). Rozšírenie týchto typov vo vymedzených oblastiach zachytáva tab. 13 (Franko, O. 1990).

Pri posudzovaní stavu systému s ohľadom na chemickú rovnováhu, ktorá je pri exploatacii rozhodujúca v súvislosti s tvorbou inkrustu, treba zhodnotiť interakcie voda – karbonátové horniny a voda – piesky, ktorá je dôležitá pri vodách s petrogénnou mineralizáciou a zmiešaných typoch. V prípade pieskov môže iba ich karbonátová zložka určovať obsah Ca^{2+} reverzibilnou rovnováhou, pretože zvyšky živcov, slúd a prítomnosť ílových minerálov vytvárajú podobný systém ako je v kyslých aluminosilikátových horninách. Vo vodách s marinogénnou mineralizáciou prichádza do úvahy reverzibilná rovnováha s evaporitmi.

Do úvahy sa brali chemické rovnováhy týchto reakcií:



Z chemických analýz sa vyrátala aktivita. Distribúcia iónových párov vypočítaná nebola, a preto sú hodnoty aktivity o čosi vyššie ako v skutočnosti. Z týchto údajov sa vyrátali nerovnovážne indexy pre kalcit a súčiny rozpustnosti dolomitu a sadrovca.

Súčiny rozpustnosti sadrovca nám naznačujú, že reliktné morské vody odkryté vrtom LNV-7 v hĺbkovom intervale $5576\text{--}5547\text{ m}$, všetky vysokomineralizované vody s marinogénnou mineralizáciou a sulfátovo-karbonátogénne vody sú v rovnováhe, resp. sú presýtené sadrovcom. Z toho vyplýva, že obsahy síranov určuje chemická rovnováha medzi prítomným sadrovcom (anhydritom) a vodou.

Nerovnovážne indexy kalcitu majú v prevažnej väčšine geotermálnych vôd kladné hodnoty, čo naznačuje náchylnosť na inkrustáciu. Tieto údaje sú však skreslené, pretože pri výpočte sa nebral do úvahy vznik iónových párov CaHCO_3^+ , CaCO_3^0 , CaSO_4^0 , MgCO_3^0

4. GEOTERMÁLNA CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

a MgHCO_3^+ , ale aj preto, lebo sa v indexe neráta s vplyvom tlaku. V mnohých prípadoch sa potvrdila intenzívna tvorba karbonátových inkrustov v pažniciach, výtokových a rozvodových potrubíach.

Zápornú odchýlku nerovnovážneho indexu spôsobuje pravdepodobne príron hlbinného CO_2 , ktorý posúva rovnováhu na pravú stranu rovnice, alebo kratšie trvanie kontaktu vôd s horninami obehových ciest.

Lokalita vrtu	Produktívny interval od-do (m)	Stratigrafia zvodnenca	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	A_1	A_2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Genetický typ vody
Lakšárska Nová Ves LNV-7	5 576,00–5 547,00	trias	36,79	89,37	–	–	0,544	0,007	A
Ďurkov-1	2 302,00–2 245,00	trias	28,08	94,00	3,80	–	1,800	0,059	
Stretava-21	2 712,00–2 662,00	báden	13,88	92,68	0,60	–	1,460	0,015	
Modrany-1	2 088,00–2 085,00	báden	23,15	76,96	–	–	5,600	0,061	
Tvrdošovce FGTv-1	2 358,00–2 037,00	panón	20,25	90,03	0,07	3,12	6,610	0,109	
Horná Potôň FGHP-1	2 072,00–2 000,00	panón	11,66	76,86	0,21	22,66	0,760	0,271	
Vlčany FGV-1*	2 270,00*	panón	7,42	74,46	–	23,29	2,190	0,342	
Podhájska-1	1 740,00–1 155,00	báden, trias	19,87	86,20	1,60	–	8,200	0,096	
Kolárovo-2	3 048,00–3 042,00	sarmat	30,70	92,60	–	–	0,800	0,008	
Šaštín Š-9	2 200,00–2 055,00	trias	15,94	85,13	8,25	2,18	4,390	0,077	
Šaštín Š-10	2 780,00–2 770,00	trias	11,20	66,49	13,07	14,23	6,190	0,307	
Studienka St-37	1 948,00–1 639,00	senón, trias	6,69	85,07	1,84	6,43	6,610	0,153	
Šaštín RGL-2	2 570,00–2 005,00	egenburg, trias	10,89	63,47	16,23	15,79	4,470	0,225	
Trakovice-1	1 800,00–1 789,00	trias	6,14	24,50	17,93	31,55	26,020	2,215	
Dubové-1	2 596,00–2 580,00	trias	1,57	18,97	41,56	15,96	23,180	2,080	
Krupá-1	1 023,00– 985,00	trias	0,51	14,05	3,23	–	76,090	5,420	
Kecеровské Pekľany KP-1	2 770,00–2 763,50	trias	12,59	48,41	24,26	24,90	2,370	0,563	
Prešov-1	2 964,00–2 923,50	trias	10,20	30,26	15,85	51,71	2,050	1,779	
Lipany-1	3 023,00–2 955,50	trias	7,28	58,43	3,07	35,18	3,260	0,658	
Vlčany FGV-1	1 893,00–1 244,00	pont	2,01	8,53	5,96	83,05	1,570	9,923	
Tvrdošovce FGTv-1	1 587,00–1 362,00	pont	2,43	11,95	0,23	86,46	1,330	7,150	
Horná Potôň FGHP-1	1 372,00–1 194,00	pont	1,79	7,63	4,96	85,93	1,430	10,390	
Topoľníky FGT-1	1 910,00–1 394,00	pont	1,92	13,59	2,19	82,77	1,420	6,190	
Láb-91	2 720,00–2 716,00	trias	116,24	87,08	–	–	0,240	0,005	C
Láb-90	2 673,00–2 577,30	trias	108,88	96,49	–	–	0,090	0,000	
Láb-92	2 833,00–2 816,00	trias	125,28	88,35	–	–	0,260	0,004	
Láb-106	2 228,00–2 220,00	trias	117,21	95,11	–	–	0,370	0,004	
Vráble VR-1	2 572,00–2 537,00	trias	82,20	95,20	2,00	1,00	1,800	0,030	
Kolárovo-3	2 659,00–2 669,00	sarmat	126,40	96,20	–	–	1,400	0,015	

* hlbinná vzorka
A – reliktné morské vody, metamorfované v systéme hornina–voda
B – infiltračne degradované (v rôznom čase a priestore) geotermálne vody s marinogénnou mineralizáciou
C – vysoko mineralizované geotermálne vody

Tab. 10 Geotermálne vody s marinogénnou mineralizáciou

Lokalita vrtu	Produktívny interval od-do (m)	Stratigrafia zvodnencov	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_2 (SO_4)	A_2	$\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{M}}$
Štúrovo FGŠ-1	87,00– 77,00	trias	0,72	28,44	61,95	0,614	0,163
Patince SB-2	132,00– 129,00	trias	0,70	6,58	82,08	0,862	0,048
Obid FGO-1	1 000,00– 736,00	trias	0,75	5,54	83,17	0,988	0,039
Virt HBV-1	241,00– 143,00	trias	0,70	7,07	81,56	0,852	0,053
Malé Bielice MB-2	91,25– 15,50	trias	0,78	–	90,16	0,518	0,004
Veľké Bielice VB-1	8,70– 4,30	trias	0,72	2,94	90,76	0,962	0,040
Bojnice Š2-NB	362,00– 359,00	trias	0,69	10,79	78,39	0,530	0,098
Koš Š1-NB	1 688,00–1 513,00	trias	0,84	39,22	44,82	0,507	0,260
Rajecké Teplice VIII	28,24	trias	0,75	7,34	89,30	0,723	0,050
Zlatno R-3	710,00– 660,00	trias	5,09	58,37	29,44	0,929	0,346
Vrbov Vr-1	1 495,00–1 490,00	trias	3,99	9,54	69,30	0,544	0,130
Oravice OZ-1	545,00– 528,00	trias	0,81	59,11	31,05	0,473	0,332
Bešeňová BEH-1	182,80– 157,30	trias	3,24	43,26	45,68	0,322	0,216
Vlachy-1	1 201,00–1 161,00	bazálny paleogén, neokom	3,51	20,59	50,41	0,567	0,207

Tab. 11 Geotermálne vody s petrogénnou mineralizáciou

Lokalita vrtu	Produktívny interval od-do (m)	Stratigrafia zvodnencov	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_2 (SO_4)	A_2	$\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{M}}$
Komárno FGK-1	1 964,00–1 968,00	trias	22,77	30,75	42,75	17,80	0,30	0,25
Komárno M-3	1 184,00–1 139,00	trias	2,92	36,55	34,50	21,85	0,43	0,20
Komárno M-1	1 221,00–1 140,00	trias	2,86	32,55	44,10	21,10	0,40	0,22

Tab. 12 Geotermálne vody zmiešanej genézy

Presnejšie hodnotenie rovnováh sa uvádza pri jednotlivých vymedzených oblastiach. Proti inkrustácii a korózii sa musia realizovať patričné opatrenia. S ohľadom na rôzne podmienky tvorby geotermálnych vôd v jednotlivých oblastiach sú rozdielne aj ich fyzikálno-chemické a z nich vyplývajúce technologické vlastnosti. Porovnanie geotermálnych vôd centrálnej depresie podunajskej panvy s vodami Liptovskej kotliny napríklad ukáže, že z hľadiska inkrustácií sú vody centrálnej depresie okrem niekoľkých výnimiek výhodné, ale v Liptovskej kotline majú už pri čiastočnom odplynení inkrustáciu napospol vysokú (aj tu však jestvuje výnimka – vrt FGL-1 Pavčina Lehota). Svojimi vlastnosťami sú si veľmi podobné vody skorušinskej panvy, levočskej panvy a Liptovskej kotliny. Výrazne odlišné od všetkých ostatných oblastí (kvôli vysokému obsahu rozpusteného H_2S , s čím súvisí korozivita) sú vody viedenskej panvy, ktorých využívanie bez reinjektáže bude problematické. Odlišné technologické vlastnosti možno často nájsť aj medzi zdrojmi jednej oblasti. Typickým príkladom je napr. topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina, kde je vrt BNB-1 Bánovce n/Bebravou z hľadiska inkrustácie i korózie priam ideálny na využívanie, kým vrt FGTZ-1 v Topoľčanoch je svojou výdatnosťou aj veľmi nepriaznivým chemickým zložením (s vysokou koncentráciou železa a s výraznými inkruštnými schopnosťami) problematický. Podobné výnimky oproti prevládajúcim technologickým typom vôd možno nájsť aj v ostatných oblastiach. Napríklad v komárňanskej kryhe jestvujú vrty FGŠ-1 a FGŠ-2 v Štúrove s veľmi výhodným, ale aj vrty PGT-11 v Dolnom Petri a GMT-1 v Marcelovej s nevhodným chemickým zložením. Platí však, že v niektorých prípadoch pohľad skresľuje okolnosť, že jednotlivé vrty v rovnakej oblasti majú svoje produkčné úseky v rôznych hĺbkach, čomu zodpovedajú aj rozdiely v chemickom zložení, mineralizácii, teplote atď. Pri posudzovaní chemicko-fyzikálnych a technologických

vlastností geotermálnych vôd treba tieto okolnosti vziať do úvahy. Proti inkruštrácii sa uplatňujú tieto technologické opatrenia:

1. Dávkovanie inhibítora inkrustácie a korózie počas ťažby do ťažobného vrtu s výhodou v blízkosti bodu evázie plynov, aby bola chránená i pažnica vrtu. Je to v súčasnosti najčastejšie používané opatrenie, cenovo prístupné a technicky zvládnuteľné. Keďže väčšina inhibítorov inkrustácie má aj protikorozívne účinky, technické zariadenia sa tak zároveň chránia aj pred koróziou. Na Slovensku sa zatiaľ najlepšie osvedčil kombinovaný inhibítor Na6P6018+Ankodis 6 (CHZ Nováky).
2. Manipulácia s tlakom. Geotermálna voda je v systéme udržiavaná pod takým tlakom (pre každý zdroj individuálnym), že vo vode ešte zostáva dostatočné množstvo rozpusteného CO_2 , aby ióny vápnika zotrvali v roztoku. Prípadne pod tlakom blízkym tlaku nasýtenia plynov (bodú evázie plynov), ak chceme zabrániť dvojfázovému (zmes kvapalina + plyn) prúdeniu vo výmenníkoch tepla a v rozvodných potrubných systémoch.
3. Zaradenie rýchlokryštalizátora. Je to u nás zatiaľ nevyužívaný spôsob ochrany spočívajúci v zaradení rýchlokryštalizátora do sústavy pred výmenníkmi tepla, kde väčšia časť minerálov schopných tvorby inkruštov vypadne z roztoku vplyvom prudkej zmeny rýchlosti, smeru prúdenia vody a zmeny tlaku a zachytáva sa.
4. Predradenie zariadenia na magnetickú úpravu vody, čo je podporný spôsob vhodný na použitie v kombinácii s niektorým z predošlých spôsobov.

Typ vody podľa celkovej mineralizácie	Vymedzené oblasti	Chemický typ	Index
Slabomineralizované do $5\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$	komárňanská vysoká kryha centrálna depresia podunajskej panvy Bánovská kotlina trnavský záliv piešťanský záliv stredoslovenské neovulkanity (severozápadná časť) stredoslovenské neovulkanity (juhovýchodná časť) Hornonitrianska kotlina Turčianska kotlina Žilinská kotlina Skorušina Liptovská kotlina levočská panva (západná a južná časť) hornostrehársko-trenčská priekopová prepadlina Rimavská kotlina Trenčianska kotlina Ilavská kotlina komárňanská okrajová kryha humenský chrbát	základný základný základný zmiešaný základný základný základný prechodný prechodný prechodný prechodný základný základný základný – – zmiešaný základný	A_2 A_1 $A_2, S_2(SO_4)$ $A_2(SO_4)S_1Cl$ A_2 $S_2(SO_4)$ $S_2(CO_4)$ $S_2(SO_4), A_2$ $A_2-S_2(SO_4)$ $A_2-S_2(SO_4)$ $A_2-S_2(SO_4)$ $A_2-S_2(SO_4)$ A_2 A_1 A_2 – – $S_2(SO_4)-S_1(Cl)-A_2$ A_2
Strednomineralizované $5-10\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$	centrálna depresia podunajskej panvy viedenská panva levočská panva(severná časť) humenský chrbát	základný základný zmiešaný základný	$S_1(Cl)$ $S_1(Cl)$ $A_1-S_1(Cl)-A_2$ $S_1(Cl)$
Silnomineralizované $10-35\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$	levická kryha viedenská panva Košická kotlina štruktúra Beša – Čičarovce	základný základný základný základný	$S_1(Cl)$ $S_1(Cl)$ $S_1(Cl)$ $S_1(Cl)$
Veľmi silnomineralizované nad $35\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$	viedenská panva komjatická depresia	základný základný	$S_1(Cl)$ $S_1(Cl)$

Tab. 13 Rozšírenie geotermálnych vôd podľa mineralizácie

Proti korózii sa prijímajú tieto technologické opatrenia:

1. Dávkovanie inhibítora korózie do ťažobného vrtu počas ťažby.
2. Použitie ušľachtilých, nekorodujúcich materiálov na konštrukciu využívateľských zariadení, prípadne použitie nekovových materiálov.
3. Čiastočné odvetranie CO₂ z vody, aby sa posunul vápenato-uhličitanový systém k oblasti nasýtenia iónmi vápnika.
4. V prípade sírovodíkovej korózie je okrem použitia ušľachtilých materiálov možné – ak ide o menšie množstvá H₂S (do 10 mg·l⁻¹) – odvetranie, resp. likvidácia H₂S (v závislosti na pH a zložení vody). Ak ide o veľké koncentrácie H₂S, je vhodný tlakový spôsob využívania s reinjektážou ochladenej geotermálnej vody pri súčasnom dávkovaní inhibítora do ťažobného vrtu.

V podmienkach Slovenska sa problémy s vysokým obsahom sírovodíka týkajú najmä oblasti viedenskej panvy (napr. vrty RGL-1 a RGL-2). Výsledná korózia je v skutočnosti kombinovaná, v závislosti od miery deficitu voľných iónov vápnika a obsahu CO₂, Cl⁻, SO₄²⁻ a H₂S. Napríklad pri malom deficite voľných iónov Ca²⁺ a nízkej koncentrácii CO₂ (t. j. predpokladu nízkych hodnôt uhličitanovej korózie) môže byť výsledná korózia vysoká v prípade vysokej koncentrácie chloridových a síranových iónov, prípadne H₂S. Korozívna schopnosť sa môže zvýšiť aj pri styku vody so vzduchom (napr. v akumuláčnej nádrži s voľnou, odkrytou hladinou) vplyvom absorpcie vzdušného kyslíka.

Pri hodnotení obnovovaného využiteľného množstva geotermálnej energie Slovenska bilančnou metódou sme ako hodnotu teploty na ústí vrtu t_u použili rezervoárovú teplotu geotermálnych vôd t_H zmenšenú o teplotné straty, ktoré pri väčšine exploatačných geotermálnych vrtov nie sú väčšie ako 7 °C. Za referenčnú teplotu t_r sme zobrali hodnotu 15 °C (Franko, O. 1987). Po zavedení týchto číselných hodnôt sa vzťah zjednodušuje do tvaru:

$$P_t = F \cdot q \frac{t_H - 22}{t_H - t_0} \quad [W], \quad (13)$$

kde P_t značí tepelný výkon oblasti (W), F plochu oblasti (m²), q tepelný tok (W·m⁻²), t_u teplotu na ústí vrtu, ktorej hodnotu sme použili o 7 °C menšiu oproti t_H (°C), t_r referenčnú teplotu, ktorej hodnota je 15 °C, t_H rezervoárovú teplotu vody v hĺbke H (°C) a t_0 teplotu neutrálnej zóny, ktorú reprezentuje priemerná ročná teplota vzduchu (°C).

Pri hodnotení neobnovovaného využiteľného množstva geotermálnej energie Slovenska objemovou metódou sme použili hodnotu efektívnej pórovitosti 0,025, mernú hmotnosť hornín v intervale 2400–2810 kg·m⁻³, merné teplo hornín v intervale 800 až 920 J·kg⁻¹K⁻¹, mernú hmotnosť geotermálnych vôd v intervale 949–1070 kg·m⁻³ a merné teplo geotermálnych vôd v intervale 4155–4243 J·kg⁻¹K⁻¹. Životnosť hydrogeotermálnej štruktúry sa predpokladala na obdobie 40 rokov.

Obnovované a neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie Slovenska predstavuje spolu 5538 MW_t. V r. 1971–1991 bolo realizovaných 61 geotermálnych vrtov, ktorými sa overilo asi 900 l·s⁻¹ geotermálnych vôd s teplotou od 20 do 92 °C a množstvom energie 176 MW_t, čo z celkovo stanoveného množstva predstavuje okolo 3,2 %. Treba však podotknúť, že väčšina týchto vrtov sa uskutočnila v hydrogeotermálnych štruktúrach, na ktoré sú viazané obnovované využiteľné množstvá geotermálnej energie.

Ak berieme do úvahy iba obnovované množstvo, potom predstavuje takmer 32 % z celkového obnovovaného využiteľného množstva geotermálnej energie Slovenska.

Prehľad využiteľných množstiev geotermálnej energie podľa jednotlivých kategórií (Franko, O. 1990), hodnotených geotermickou bilančnou a objemovou metódou a matematickým modelovaním, (k 31. decembru 1994) obsahuje tabuľka:

Obnovované (MW _t)			Neobnovované* (MW _t)		
overené	prognózne	pravdepodobné	overené	prognózne	pravdepodobné
147	85	321	29	445	4 511
Spolu = 553			Spolu = 4 985		
Spolu = 5 538					

* Čas príchodu studeného frontu je asi 40 rokov

Využiteľné množstvo geotermálnej energie

5. HYDROGEOTERMÁLNA CHARAKTERISTIKA VYMEDZENÝCH OBLASTÍ

Viedenská panva

Predterciérny reliéf slovenskej časti viedenskej panvy predstavuje dnes v podstate svah Malých Karpát, ktorý na západe klesá až do hĺbky 5 600 m. Je výrazne narušený zlomami severovýchodne–juhozápadného a západno–východného smeru. V morfológii reliéfu sa prejavuje jednak lábska, malacká a štefanovská elevácia, jednak lakšárska vysoká kryha, overené viacerými vrtmi. Stavba predneogénneho podložja je veľmi komplikovaná. Zúčastňujú sa na nej dva základné prvky – západokarpatský a východoalpiský. Deliacou čiarou medzi nimi je skok v hrúbke kôry, t. j. „peripieninský“ lineament, ktorý od Starej Turej nepokračuje ďalej v bradlovom pásme, ale ide východným okrajom slovenskej časti viedenskej panvy do okolia Rohožníka a v Rakúsku sa napája na líniu Mur–Mürz–Leitha. Na úrovňových mapách je označený ako výrazný zlom severovýchodne–juhozápadného smeru. V skutočnosti je to asi širšie zošupinaté pásma. Až po túto líniu siahajú z Malých Karpát západokarpatské tektonické jednotky. Od štátnej hranice na juh je to tatrikum so svojim obalovým mezozoikom, potom úzky pruh krížňanského príkrovu, na ňom ležiaca ipoltická skupina chočského príkrovu a od severnej časti Malých Karpát karbonáty chočského a vyšších príkrovov až po Starú Turú pri bradlovom pásme. Na západ od tohto rozhrania budujú podložie neogénu východoalpiské jednotky.

Predpokladáme, že na juh od štátnej hranice na naše územie klinovito zasahuje grauwackenzóna so svojimi fylitmi, pieskovcami, drobnými, azda aj porfyroidmi. Ostatnú časť podložja buduje ötscherský a frankenfelský príkrov, lunzsko-frankenfelský šupinový systém a senónsko-paleogénne súvrstvia medzi šaštínskou a lakšárskou eleváciou. Priestorové rozšírenie týchto tektonických jednotiek v jednotlivých úrovniach je veľmi problematické, preto sme ich označili jednotne ako východoalpiské elementy. Z hľadiska zastúpenia hornín ide o dolomity, sliene, slienité vápence, reiflinské vápence, oponické vápence, rádiolárieové vápence, rohovcové vápence, bridlice, pieskovce, lunzské vrstvy, dachsteinské vápence, ílovce atď. Súvrstvia sú zväčša veľmi strmo až subvertikálne uložené a zošupinaté. Pri takomto strmom uložení siahajú veľmi hlboko a predpokladáme, že sa vyskytujú aj v hĺbke 5 000 m, ako to naznačuje vrt pri Lakšárskej Novej Vsi, ktorý ani v hĺbke 6 405 m nezastihol podložie.

Najstaršie sedimenty neogénneho veku tvorí lužické súvrstvie veku egenburg až otnang (na báze zlepenca a pieskovce, nad nimi siltovce a ílovce). V senickej depresii zodpovedajú otnangu prevažne piesčité sedimenty. Piesky na báze otnangskej časti súvrstvia sú aj v iných častiach panvy (štefanovské, hodonínske piesky). Lakšárske súvrstvie karpatského veku tvoria prevažne prachovce a ílovce, v severovýchodnej časti panvy flyšoidné sedimenty s ryolitovými tufmi, resp. bentonitmi. Na báze a na severozápadnom okraji Malých Karpát sa utvorili polymiktné jablonické zlepenca. Vrchnému karpátu odpovedá závodské súvrstvie (vápnité siltovce a ílovce medzi Gbelmi, Šaštínom a Studienkou sú podstlané šaštínskymi pieskami).

Spodnému bádenu zodpovedá lanžhotské súvrstvie (na báze štrky a piesky – kútske, zohorské a čupské vrstvy). Dominantným litotypom sú vápnité íly, ílovce a prachovce (tégel). V strednom bádene vznikli sedimenty jakubovského súvrstvia (prevládajú vápnité ílovce a prachovce s kyslými tufitmi, na plytčinách panvy litotamniové vápence, bazálnymi a okrajovými členmi sú devínskonovoveské vrstvy – prevažne žulové zlepenca a hrúšecké vrstvy – hrubé klastiká), na juhu panvy sú okraje pradunajskej delty (matzenské resp. gajarské vrstvy – piesky).

Vrchnému bádenu zodpovedá studiencke súvrstvie (v strednej časti panvy vápnité íly a siltovce, na okrajoch panvy deltové sedimenty – prevažne piesky, ojedinele aj uhoľné íly a slajky uhlia, na severozápadnom okraji Malých Karpát sandberské vrstvy – prevažne piesky s polohami zlepenca a litotamniovými biohermami).

Spodný sarmat tvoria vápnité íly s piesčitymi polohami a polohami kyslých tufitov (na okrajoch panvy – prevažne piesčité deltové sedimenty). Strednému sarmatu zodpovedajú piesčité sedimenty a vrchný sarmat je charakteristický striedaním pieskov a ílov (na okraji Malých Karpát karloveské vrstvy – prevažne piesky, drobnozrnné zlepenca a organogénne vápence).

Spodnú časť panónu tvoria piesky, v centre panvy vápnité íly (vyššie vápnité íly). Strednú časť panónu tvoria piesky („veľký panónsky piesok“), ktoré postupne vystriedajú peltické sedimenty. Vrchnú časť panónu tvorí záhorské súvrstvie (íly a ílovce, vo vrchnej časti s polohami piesku).

Pont reprezentuje čárske súvrstvie (spodnú časť tvoria sekulské vrstvy – ílovito-piesčité sedimenty, vyššie dubnianske uhľonosné vrstvy so slajmi lignitu a nasledujú jánske piesčito-ílovité vrstvy).

Dák zastupuje gbelské súvrstvie (pestré íly s polohami piesku a kemitého štrku, ojedinele aj uhoľné íly).

Ruman reprezentuje brodske súvrstvie (riečne sedimenty nevelkej hrúbky – štrky s vložkami ílov a s polohami alochtonného lignitu).

Geotermálna aktivita panvy je dosť nízka. Tepelné pole (III-4) je pomerne nehomogénne s jedným minimom a s jedným maximom zhruba severozápadno-juhovýchodného smeru. Minimum s hodnotou menšou ako $45 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sa viaže na juhozápadnú depresnú zónu a maximum s hodnotou vyššou ako $65 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ na lakšársku eleváciu. Zo spomínanej depresie hodnoty $q < 45 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ stúpajú južným, juhovýchodným, východným a severozápadným smerom k okraju panvy na $60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, pričom stred elevácie obkolesuje izočiaru s hodnotou $65 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Teplotné pole (III-21, 22) je homogénnejšie a má opačný trend ako trend v tepelnom poli. Od okraja Malých Karpát stúpa teplota smerom do panvy z menej ako 40°C a v oblasti Rohožníka z menej ako 35°C stúpa na viac ako 45°C . V priestore lábsko-malackej elevácie stúpa na viac ako 50°C a v oblasti lakšárskej elevácie na viac ako 55°C . Teplotné minimum v oblasti Rohožníka je podmienené ochladzujúcim účinkom krasových vôd z okraja Malých Karpát a teplotné maximum prehriatím elevácií vystupujúcimi geotermálnymi vodami, ktoré sa rozptyľujú v bazálnych egenburských klastikách.

V hĺbkach 1 000–6 000 m, v ktorých sa vyskytujú kolektory geotermálnych vôd – triasové vápence a dolomity, sa teploty horninového prostredia v priemere pohybujú v rozmedzí $47\text{--}169^\circ\text{C}$ (III-22).

Prirodzené vývery geotermálnych vôd sa v panve nevyskytujú. Vody sú overené dvoma geotermálnymi vrtmi, a to RGL-1 Lakšárska Nová Ves a RGL-2 Šaštín-Stráže (Remšík, A. et al. 1985, 1989), pričom sa ich podarilo zistiť vo viacerých ropných vrtoch. Geotermálne vody sa vyskytujú v štyroch štruktúrach: v lakšárskej elevácii, v šaštínskej elevácii s príslušným juhozápadným a severovýchodným poklesnutým pásmom, v závodsko-studienckom poklesnutom pásme a v lábsko-malackej elevácii s príslušnými poklesnutými kryhami (Remšík, A. et al. 1985, 1990, 1990a). Štruktúry vystupujú v podloží neogénnej výplne panvy, majú príkrovovú stavbu a budujú ich príkrovky vyššie ako krížňanský (najmä triasové členy).

Geotermálne vody sa viažu na triasové dolomity (najmä vrchnotriasový hauptdolomit) chočského a vyšších príkrovov, ale aj na egenburské klastiká a v južnej časti územia (lábsko-malacká elevácia) na karpatské pieskovce a piesky. Štruktúry geotermálnych vôd sa nachádzajú v hĺbke 500–4 500 m, vyskytujú sa v nich vody s ložiskovou teplotou $40\text{--}140^\circ\text{C}$. Koeficient prietochnosti T karbonátov vo vrte RGL-1 má hodnotu $2,6\cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ a vo vrte RGL-2 $2,6\cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Geotermálne vody vo viedenskej panve (Bodiš, D. in Remšík, A. et al. 1985) sa členia na 5 typov (tab. 14):

1. Výrazný, resp. nevýrazný typ Na-Cl so zastúpením zložky $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ a A_2 nad 5 ekv %, s celkovou mineralizáciou $5\text{--}7 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$; $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ 16,7–25,4 ekv %, pomer HCO_3/Cl 0,1 až 0,26. Vyskytuje sa v najvyšších partiách lakšárskej elevácie.

2. Výrazný, resp. nevýrazný typ Na-Cl so zastúpením zložiek A₁ do 20 ekv %, A₂ do 5 ekv %, s celkovou mineralizáciou 7–15 g·l⁻¹: S₁(Cl) 59,8–85,2 ekv %, pomer HCO₃/Cl 0,1–0,7, vyskytujú sa v šaštínskej elevácii s príslušným juhozápadným a severovýchodným poklesnutým pásmom.
3. Výrazný typ Na-Cl so zastúpením zložiek A₁ do 15 ekv % a A₂ do 5 ekv %, s celkovou mineralizáciou 15–25 g·l⁻¹: S₁(Cl) 69,3–89,3 ekv %, pomer HCO₃/Cl 0,06–0,22. Vyskytuje sa v závodsko-studienskom poklesnutom pásme.
4. Výrazný typ Na-Cl s celkovou mineralizáciou 35–45 g·l⁻¹: S₁(Cl) 87,2–91,6 ekv %, pomer HCO₃/Cl pod 0,1, nachádza sa v hlbokých partiách lakšárskej elevácie.
5. Výrazný typ Na-Cl so zastúpením zložiek S₂(Cl) do 15 ekv % a A₂ v minimálnych hodnotách s mineralizáciou 90–130 g·l⁻¹: S₁(Cl) 84,0–98,8 ekv %, A₂ 0,2–0,6 ekv %, pomer HCO₃/Cl pod 0,1. Vyskytuje sa v lábsko-malackej elevácii s príslušnými poklesnutými kryhami.

Všeobecne možno uviesť, že geotermálne vody viedenskej panvy sú typu Na-Cl s rôznym zastúpením ostatných zložiek (nie vyšším ako 25 ekv %) a s celkovou mineralizáciou od 5 do 130 g·l⁻¹.

Geotermálne vody viedenskej panvy sú marinogénne. Hoci prešli metamorfózou v styku s horninovým prostredím (napr. vody lakšárskej a šaštínskej elevácie sú metamorfované stykom s anhydridmi) zostali zachované alebo zahustené, resp. degradované. Evaporáciou morskej vody vznikli v lábsko-malackej elevácii geotermálne soľanky (ukazujú to výsledky faktorovej analýzy – Bodiš, D. et al. 1988). V hlbokých partiách lakšárskej elevácie zostali zachované „pôvodné“ morske vody, ktoré od vôd vo vrchných častiach štruktúry izoluje nepriepustné súvrstvie ílovitých bridlíc. V ostatných štruktúrach viedenskej panvy ide o degradované morske vody. Nejasná je genéza vôd v najvyššej časti lakšárskej elevácie. Podľa chemizmu to môžu byť degradované marinogénne vody, ale podľa izotopových analýz kyslíka a vodíka je pôvod týchto vôd meteorický, a teda by to mali byť petrogénne vody. Výraznou zložkou geotermálnych vôd lakšárskej a šaštínskej elevácie je sírovodík, ktorý sa tu potvrdil v množstve 100,1–234,0 mg·l⁻¹ (vrt RGL-1, 2). Jeho vznik je spojený s biochemickou redukciovou reakciou obsiahnutých v geotermálnej vode.

Zdroje RGL-1 Lakšárska Nová Ves a RGL-2 Šaštín-Stráže sú z technologického hľadiska veľmi problematické, lebo majú výrazné inkruštné schopnosti. Súčasne obsahujú vysoké koncentrácie H₂S (Σ H₂S + HS⁻ + S²⁻ vyjadrená ako H₂S dosahuje 400, resp. 435 mg·l⁻¹), s čím súvisí hrozba sírovodíkovej korózie a na rekreačné účely ich nemožno využívať bez spoľahlivej a bezpečnej likvidácie sírovodíka. Takisto obsahujú vysoké koncentrácie Cl⁻, SO₄²⁻ a voľného CO₂ (300, resp. 120 mg·l⁻¹ v podmienkach na ústí vrtu), čo umožňuje vysokú chloridovú, síranovú aj uhličitanovú koróziu. Medzi vhodné povrchové toky, v ktorých sa môže časť ich zneškodňovacej kapacity využiť na zneškodňovanie odpadových vôd, patrí Morava, Myjava, Chvojnica, Teplica a Rudava

(III-149, 150). Vďaka strednej až veľkej zneškodňovacej kapacite podzemných vôd sa môžu na zneškodňovanie využiť aj ony. Najvhodnejším spôsobom je reinjektáž tepelne využitej vody do pôvodného kolektora za súčasného dávkovania inhibítora korózie.

Prognózne neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie lakšárskej a šaštínskej elevácie sa hodnotí na 268 MW_t a pravdepodobne neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie v závodsko-studienskom poklesnutom pásme a lábsko-malackej elevácii s príslušnými poklesnutými kryhami na 243 MW_t. Zásoby sa hodnotili modelovaním podľa programu TEPLo pre systém reinjektáže (Fendek, M. – Remšík, A. 1986).

Podunajská panva

Podunajská panva (III-31–58), ktorá je severným výbežkom panónskej panvy, je na juhu ohraničená riekou Dunaj a medzi Komárnom a Štúrovom aj maďarskými pohoriami Gerece a Pilis, na západe Malými Karpatmi, na severe južnými úpäťami Považského Inovca a Trábeča a na východe Pohronským Inovcom, Štiavnickými vrchmi a Krupinskou pahorkatinou.

Predterciérne podložie je morfológicky dosť členité. Od spomenutých pohorí klesá reliéf predterciérneho podložia pomerne rovnomerne dovnútra panvy vytvárajúc rozsiahlu centrálnu depresiu, pričom jej najhlbšia časť, gabčíkova depresia, dosahuje podľa geofyzikálnych výskumov až 7 000–8 000 m. Z tektonického hľadiska tu prebieha viacero významných zlomov ohraničujúcich jednotlivé časti panvy. V prvom rade je to dobrovodský zlom (ľudská línia) severozápadno-juhovýchodného smeru prebiehajúci od Dobrej Vody do priestoru južne od Hlohovca a Nitry k Novým Zámkom a k Štúrovu. V podunajskej panve oddeľuje vynorenú časť elevácie Považského Inovca od ponorenej časti pod neogénnymi sedimentmi pri Seredi. Na ňom sa končí aj elevácia Trábeča pod neogénnymi sedimentmi v hĺbke asi 2 000 m pri Trnenci. Pre vývoj podunajskej panvy mal tento zlom taký význam, že pozdĺž neho sa v spodnom miocéne zdvihla juhozápadná časť panvy, ktorá bola denudovaná až na kryštalinikum a jej severovýchodná časť poklesávala, v dôsledku čoho sa v piešťanskom, topoľčianskom a zlatomoravskom zálive uchovalo mezozoikum. Od bádenu vyššie sa prejavila opačná tendencia – juhozápadná časť panvy poklesávala a severovýchodná stúpala, pričom sa súčasne začali vytvárať megaantiklinály Považského Inovca a Trábeča.

Hurbanovský zlom prebieha západno-východným smerom od Salky k Hurbanovu a pokračuje asi až do gabčíkovej depresie. V reliéfe predterciérneho podložia sleduje hlbokú brázdú (až 3 000 m) a oddeľuje dve základné tektonické jednotky pod terciérnym pokryvom, a to veporikum na severe od mezozoika a paleozoika maďarského stredohoria na juhu.

Významnú rolu v stavbe predterciérneho podložia panvy zohráva okrajový zlom na východnej strane Malých Karpát, spolu s okrajovými zlomami Považského Inovca a Trábeča. Majú tendenciu zbiehať sa v gabčíkovej depresii.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	HCO ₃ /Cl	Chemický typ vody
1 116–2 002	egenburg, trias	5,3– 6,8	58,6–71,4	0,2–12,6	–	16,7–25,4	–	6,2–16,0	0,10–0,26	Na-Cl
2 005–2 780	egenburg	8,3– 15,5	59,8–85,2	7,6–19,2	–	–	2,0–18,8	2,6– 5,2	0,10–0,70	Na-Cl
4 455–5 000	trias	14,4– 22,8	69,3–89,3	5,6–15,1	–	–	1,4–13,3	2,2– 3,8	0,06–3,80	Na-Cl
5 400–5 950	trias	34,7– 43,8	87,2–91,6	–	–	2,2– 3,0	–	0,8– 2,0	0,01–0,02	Na-Cl
2 145–3 000	trias	90,0–129,7	84,0–98,8	–	0,6–15,2	0,2– 0,6	–	0,2– 0,6	0,01–0,06	Na-Cl

Tab. 14 Chemické typy geotermálnych vôd

Medzi najstaršie terciérne sedimenty podunajskej panvy patrí štúrovský paleogén, na severe obmedzený hurbanovským zlomom. Tvoria ho sedimenty vrchnolutétskeho veku (pieskovce, brekcie, zlepenca, vložky sladkovodných vápencov a pieskovce s polohami lateritických sedimentov), vyššie ležia ílovce s polohami sladkovodných vápencov a pieskovcov, nad nimi sú obidské vrstvy (ílovce s uhoľnými slojmi), na nich piesčité íly a v ich nadloží slietovce, ktoré prechádzajú do koralových vrstiev (ílovce a pieskovce s vložkami organogénnych vápencov).

Nový sedimentačný cyklus (lutét–priabón) sa začína pestrými vrstvami (ílovce, uhoľné ílovce, pieskovce, organogénne vápenca, slietovce a slojky uhlia). Vyššie ležia striatové vrstvy (ílovce s rozpadavými pieskvcami a s numulitmi), ešte vyššie sa rozkladá nesúvislý obzor glaukonitického pieskovca, piesčité ílovce a pieskovce s lavicami organogénnych vápencov. Nad nimi sú organogénne vápenca s numulitmi prechádzajúce laterálne do pieskovcov. Cyklus sa končí briozoovými vrstvami (vápnité ílovce).

Po posteocénnej denudácii nasleduje nový, oligocénny cyklus podobný čížskemu súvrstviu v juhoslovenských kotlinách (predtransgresívne pestré kaolinitické íly, morské sedimenty). Podobne egeršký cyklus je analógom lučenského súvrstvia (výnimkou je jeho vrchná časť – kováčovské piesky).

Najstaršie neogénne sedimenty sú strednomiocénneho veku a tvoria hlavnú masu výplne priehlbín panvy (blatnianskej, rišňovskej, komjatickej a železovskej). Spodnobádenské bajtavské súvrstvie sa vyvinulo iba v železovskej priehlbine. Vo východnej časti priehlbiny sú na báze hrubé klastiká (zlepenca a vulkanoklastické andezitové horniny periférie borszönského stratovulkánu) s polohami organogénnych vápencov. Hlavnú masu súvrstvia tvoria pelitické sedimenty. V okolí Šurian a pri Rusovciach reprezentujú spodný bádén andezitové vulkanity. Stredný bádén zastupuje špačinské súvrstvie, ktoré je rozšírené vo všetkých priehlbínach, pričom najväčšiu hrúbku má v blatnianskej priehlbine. Na báze sú zlepenca, lokálne aj riasové biohermy, ale hlavnú masu tvoria pelity s polohami tufitov v komjatickej priehlbine.

Vrchný bádén v západnej časti podunajskej panvy reprezentuje madunické súvrstvie (zlepenca a pieskovce, v prevažnej miere íly a prachovce s polohami piesku alebo pieskovca). Vo východnej časti panvy je to pozbianske súvrstvie (zlepenca, pieskovce a tufity). Na západnom svahu kolárovskej elevácie možno očakávať riasové vápenca, najmä však ílovce-prachovce a pieskovce, ktoré sa napr. pri Vrábľoch a Mojmírovciach rýchle striedajú.

Sarmatské sedimenty zodpovedajú vráblianskemu súvrstviu. V železovskej depresii sem patria zlepenca a oolitické vápenca, vyššie pieskovce, tufy a íly. Zo severovýchodu do panvy vstupujú andezitové vulkanity. Vápnité íly sú prevládajúcim litotypom súvrstvia aj v ostatných priehlbínach. V regresívnych vrstvách sa vyskytujú polohy lignitu a uhoľných ílov.

Počínajúc vrchným sarmatom, ale najmä počas vrchného miocénu a pliocénu sa ťažisko sedimentácie prenieslo do gabčíkovej panvy. Tu sa ukladá niekoľkotisíc metrov sedimentov, zatiaľ čo v blatnianskej, rišňovskej, komjatickej a železovskej priehlbine hrúbka mladomiocénnych a pliocénnych sedimentov dosahuje iba niekoľko sto metrov hrúbky.

Panónu zodpovedá ivanské súvrstvie. Tvoria ho deltové sedimenty (v strednej a západnej časti panvy prevažne piesčité, vo východnej časti pelity, vo vrchnej časti súvrstvia prístupujú uhoľné íly a sloje lignitu).

Deltovú sedimentáciu z obdobia pontu reprezentuje beladické súvrstvie (prevládajú íly s polohami piesku, sú v nich uhoľné íly a sloje lignitu).

Dák zastupujú riečne a jazerné sedimenty. Tvoria ich volkovské súvrstvie (na severných okrajoch prevládajú riečne štrky a piesky, v panvovej fácií íly striedajúce sa s polohami piesku, na západnom okraji panvy sú slojky lignitu a uhoľné íly).

Rumanu zodpovedá kolárovske súvrstvie (piesky, drobné štrky a pestré íly).

Z hľadiska výskytu kolektorov geotermálnych vôd, ktorý je podmienený geomorfológiou predterciérneho podložja a vývojom terciéru, sú v podunajskej panve vyčlenené tieto štruktúry: Centrálna depresia, komárňanská kryha, levická kryha a komjatická depresia.

Centrálna depresia

Centrálna depresia (III-31–58) je na juhozápade ohraničená tokom Dunaja medzi Bratislavou a Komárnom, na severozápade Malými Karpatmi, na severovýchode dobrovodským zlomom (ludinská línia), na juhovýchode zhruba tokom Nitry. Viacerými vrtmi sa v jej severozápadnej a juhovýchodnej časti v predterciérnom podloží zistilo kryštalikum (kryštalické bridlice, granitoidy). Podľa geologického vývoja podunajskej panvy predpokladáme, že celé predterciérne podložie centrálnej depresie buduje karpatské kryštalikum, takže v predterciérnom podloží niet vhodných kolektorov geotermálnych vôd, (vhodné kolektory predstavujú piesky až pieskovce z panónu, pontu a dáku (III-53–54).

Geotermálna aktivita centrálnej depresie (Kráľ, M. 1992) je dosť zvýšená až zvýšená (III-4). Najvyššie hodnoty hustoty tepelného toku sa namerali v strede depresie ($q > 85\text{--}90 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) a nekorešponujú so zníženými hodnotami teplôt ($T < 45^\circ\text{C}$) resp. hodnotami geotermických gradientov. Kým hodnoty q k okrajom depresie klesajú, hodnoty T stúpajú. Táto nezrovnalosť je podmienená ochladením prostredia nádržou studených vôd, ktoré sú viazané na prvý hydrogeologický celok s maximálnou hrúbkou asi 460 m (tab. 15). Po vyznení zóny znížených teplôt už teplotné pole smerom do hĺbky korešponduje s tepelným poľom. Priebeh teplôt do hĺbky 6 km je znázornený na III-31. S ohľadom na výskyt bádenských vulkanoklastík v hĺbke 5–6 km, je možné v týchto kolektoroch overiť geotermálne vody s nádržovými teplotami nad 200°C . Ich ťažba je možná systémom reinjektáže.

Centrálna depresia s ohľadom na jej posarmatský vývoj má misovitú brachysynklinálnu stavbu (Priehodská, Z. – Vass, D. 1986). Hydrogeotermálnu charakteristiku depresie prináša práca Franka, O. – Muchu, I. (1974, 1975), Franka, O. et al. (1984, 1985, 1989, 1990, 1990b), Fendeka, M. et al. (1988), Remšička, A. et al. (1989a, 1990), Bodiša, D. – Franka, O. (1990a) a charakteristika možností reinjektáže v práci Fendeka, M. – Bodiša, D. (1992).

Nádrž geotermálnych vôd zvrchu obmedzuje rovina v hĺbke 1000 m a zospodu relatívne nepriepustné podložie – izolátor (íly), ktoré klesá zo všetkých strán do stredu, kde dosahuje hĺbku 3400 m. Ide pravdepodobne o štruktúru s medzivrstevným pretekaním, pórovou priepustnosťou a režimom s napätou hladinou vôd. Vyskytujú sa tu geotermálne vody s teplotou $42\text{--}92^\circ\text{C}$, ktoré sú viazané na piesky až pieskovce dáku, pontu a panónu. Íly vystupujú vo funkcii izolátora. Zastúpenie kolektorov smerom od okraja depresie do jej stredu klesá, čo súvisí s vytrácaním sa kolektorov s narastajúcou hĺbkou.

Podľa litológie sa v nádrži a v jej nadloží vyčleňuje šesť hydrogeologických celkov:

1. Komplex zvodnencov (piesčité štrky a piesky, ojedinele íly).
2. Komplex s prevahou zvodnencov nad izolátormi (striedanie hrubých a tenkých vrstiev pieskov, resp. pieskovcov s tenkými vrstvami ílov a slietov); charakterizujú ho hodnoty $T = 1\cdot 10^{-4}\text{--}1\cdot 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$.
3. Komplex s približnou rovnováhou zvodnencov a izolátorov (striedanie pieskov, štrkov, ílov a piesčitých ílov), charakterizujú ho hodnoty $T = 1\cdot 10^{-4}\text{--}3,2\cdot 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$, menej nižšie, resp. vyššie hodnoty T .
4. Komplex s prevahou izolátorov nad zvodnencami (striedanie hrubých vrstiev ílov 18–88 m, a tenkých vrstiev pies-

kov, 3–12 m), charakterizujú ho hodnoty $T = 1,0 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

- Komplex s prevahou izolátorov nad zvodnencami (striedanie menej hrubých vrstiev ílov, 3–17 m, a tenších vrstiev pieskov resp. pieskovcov, 3–7 m), hodnoty T sú v rozmedzí $1 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.
- Komplex izolátorov (absolútna prevaha vrstiev ílov nad ojedinelými tenkými vrstvami pieskov, resp. pieskovcov) hodnoty $T < 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Zastúpenie zvodnencov, poloizolátorov a izolátorov v jednotlivých hydrogeologických celkoch sa uvádza v tab. 15. Kolektory s najvyššími hodnotami T ($T > 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) v úrovni 1500 m sú rozšírené vo viacerých častiach depresie (okolie vrtov FGČ-1, FGT-1, FGG-1, 2), od ktorých klesajú na sever, severovýchod, juhovýchod a východ až na hodnoty $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

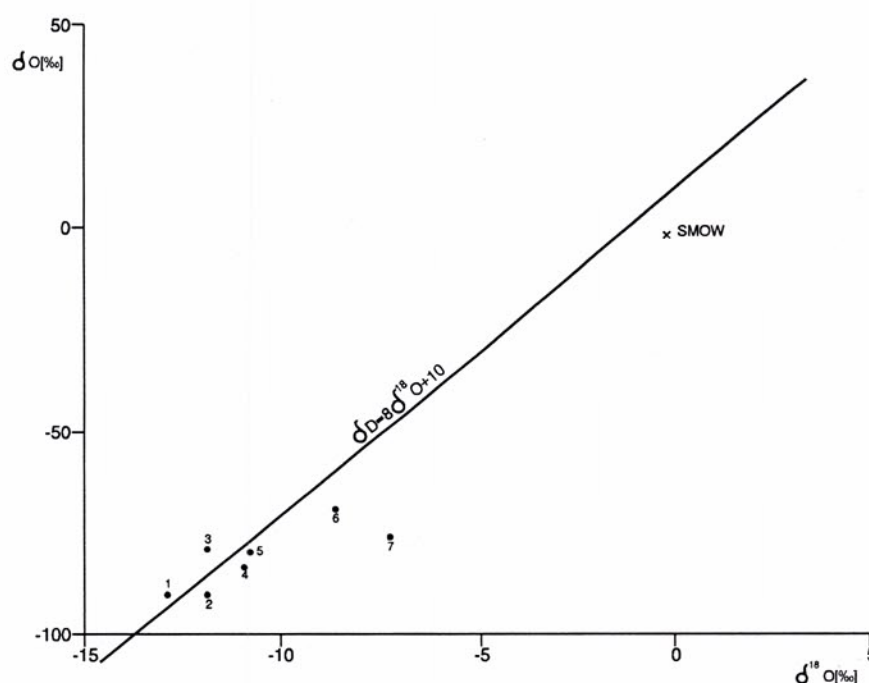
Chemické zloženie geotermálnych vôd štruktúry (okrem niektorých anomálií) úzko súvisí s litostratigiou prostredia a s hĺbkou. S hĺbkou narastá hodnota mineralizácie a Na-Cl zložky $S_1(\text{Cl})$ a klesá Na- HCO_3 zložky A_1 a pomer HCO_3/Cl . Tomuto trendu zodpovedá aj izotopické zloženie ($\delta^{18}\text{O}$ a δD) vôd (obr. 5, Franko, O. – Bodiš, D. 1989).

Geotermálne vody patria k piatim chemickým typom (Bodiš, D. in Franko, O. et al. 1984):

- Výrazný typ Na-Cl s celkovou mineralizáciou nad $10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$: celková mineralizácia $11,6$ – $126,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, výrazné zastúpenie zložky $S_1(\text{Cl})$, nízke zastúpenie, resp. absencia zložky A_1 , pomer HCO_3/Cl veľmi nízky, najvyššia hodnota $0,29$ (typický pre zvodnenie bádenu až panónu).
- Výrazný typ Na-Cl s celkovou mineralizáciou 5 – $10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$: stúpa zastúpenie zložky A_1 $12,3$ – $23,5$ ekv %, maximálna hodnota pomeru HCO_3/Cl $0,34$ (typický pre zvodnenie panónu a pontu).
- Typ Na-Cl s prítomnosťou zložky A_1 nad 30 ekv %, resp. typ Na- HCO_3 s prítomnosťou zložky $S_1(\text{Cl})$ nad 30 ekv %: celková mineralizácia $2,7$ – $8,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, pomer HCO_3/Cl prevažne 1 – 2 (typický najmä pre zvodnenie pontu).
- Typ Na- HCO_3 s celkovou mineralizáciou 1 – $5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$: zastúpenie zložky A_1 nad 60 ekv %, $S_1(\text{Cl})$, resp. $S_1(\text{SO}_4)$ menej

ako 30 ekv %, pomer HCO_3/Cl prevažne 3 – 10 (charakteristický pre zvodnenie pontu, dáku, resp. pre dobre „premyté“ zvodnenie panónu).

- Typ Na- HCO_3 s celkovou mineralizáciou do $1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$: zložka A_1 nad 60 ekv %, stúpa podiel zložky A_2 $3,0$ – $24,4$ ekv %, zložka Na-Cl veľmi nízka, pomer HCO_3/Cl nad 10 (charakteristický pre zvodnenie pontu a dáku).



Obr. 5 Pomer $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ niektorých geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy*

Číslo lokality (vrtu):

- 1 – Diakovce (Di-1)
- 2 – Topoľníky (FGT-1)
- 3 – Kráľová pri Senci (FGS-1/A)
- 4 – Chorvátsky Grob (FGB-1/A)
- 5 – Galanta (FGG-1)
- 6 – Čalovo (Č-1)
- 7 – Dunajská Streda (DS-1)

* $\delta^{18}\text{O}$ v rieke Dunaj kolíše od $-11,0$ ‰ do $-13,0$ ‰

Hydrogeologický celok	Výskyt v intervale od-do (m)	Hrúbka (m)	Vek	Zvodnenec				Poloizolátory				Izolátory			
				Počet	Hrúbka	Σ (m)	%	Počet	Hrúbka	Σ (m)	%	Počet	Hrúbka	Σ (m)	%
1	0– 462	5– 262	kvartér-ruman	1–17	3–230	3–340	73,2 až 100,0	1– 9	3– 30	3– 90	0,0 až 23,7	1–12	3– 21	3–120	0,0 až 26
2	5–2 800	55–1 174	ruman-panón	2–50	3– 54	26–487	27,6 až 67,6	2–14	5– 85	15–393	5,0 až 39,3	2–49	3–116	25–662	23,7 až 66,3
3	124–2 130	309– 924	dák-pont	4–19	3– 33	60–128	12,5 až 26,9	4– 5	5–107	80–195	15,2 až 52,1	4–29	3–201	92–796	24,6 až 87,5
4	129–2 450	132–1 121	ruman-sarmat	3–41	3– 33	22–333	5,1 až 41,4	3–13	5–135	72–447	11,0 až 80,6	5–30	3– 68	61–522	14,3 až 81,0
5	100–3 000	95– 950	ruman-báden	1–24	3– 32	10–226	4,2 až 28,3	1	73	73	37,8	1–25	3–208	84–793	62,2 až 100,0
6	276–1 877	187– 567	pont-sarmat	7–23	4– 55	101–317	50,9 až 55,9	2– 7	8– 26	38–102	20,3 až 22,3	5–24	4– 44	48–250	25,7 až 44,1

Tab. 15 Zastúpenie zvodnencov, poloizolátorov a izolátorov v hydrogeologických celkoch

Zastúpenie jednotlivých zložiek v geotermálnych vodách sa prehľadne uvádza v tab. 16. Na základe rozdelenia geotermálnych vôd do piatich chemických typov, pri ktorom sa brali do úvahy geochemické procesy, geologicko-tektonické a hydrogeologické podmienky v súčasnosti aj v geologickej minulosti, môžeme geotermálne vody centrálnej depresie začleniť do dvoch genetických typov. Ide buď o vody marinogénne (reliktné morské vody, infiltračne degradované marinogénne vody a soľanky), alebo o petrogénne.

Reliktné morské vody sa vyskytujú v hlbších miocénnych sedimentoch. Sú izolované proti infiltrácii meteorických vôd alebo príronu hlbinného CO₂. Ich metamorfóza nastáva len v systéme voda-hornina, pričom hlavným procesom je heteroionická zámena Ca²⁺, Mg²⁺ a Na⁺ a vytesňovanie Ca²⁺ a Sr²⁺ z kryštalickej mriežky pevnej fázy. Reprezentuje ich výrazný typ vôd Na-Cl. V hlbkovej úrovni 1 000 m sa vyskytujú len v okrajových častiach depresie, so vzrastajúcou hrúbkou sa ich rozšírenie sťahuje do jej centra (oblasť Gabčíkova), kde sa nachádzajú pod hĺbkou 3 500 m.

Infiltračne degradované marinogénne vody sa sústreďujú v plytšie uložených sedimentoch najmä pontu. Sú to zachované, resp. recentne infiltračne degradované vody vysladeného vnútrozemského mora, ktoré charakterizuje typ vôd Na-Cl s celkovou mineralizáciou 5–10 g·l⁻¹, resp. typ Na-Cl s prítomnosťou zložky A₁ nad 30 mval %, alebo typ Na-HCO₃ s prítomnosťou zložky S₁(Cl) nad 30 mval %. Vo východnej časti depresie sa nachádzajú v hĺbke okolo 2 000 m, okolo jej centra pod hĺbkou 2 000 m a v centre okolo hĺbky 3 000 m.

Soľanky zistené vrtom K-3 sú soľné roztoky vzniknuté lokálnym zahustením panvových vôd a uchované v izolovaných štruktúrach.

Petrogénne vody predstavujú výrazný typ Na-HCO₃ a sú charakteristické pre celý profil pliocénu centrálnej depresie. Hlavným mineralizačným procesom tvorby ich chemického zloženia je výmena iónov (najmä Ca-Na) a hydrolytický rozklad silikátových minerálov. Do hĺbok 300–800 m prevládajú vody s celkovou mineralizáciou pod 1 g·l⁻¹, v oblasti centra depresie do hĺbky až 2 500 m vody s celkovou mineralizáciou 1–5 g·l⁻¹.

Podľa obsahu plynov (nekyslých) ide o metánové, dusíkové a metánovo-dusíkové vody, z kyslých plynov dominuje CO₂.

Fyzikálne a chemické vlastnosti prevažnej väčšiny zdrojov sú veľmi výhodné. S výnimkou zdrojov FGS-1/A Kráľová pri Senci, VZK-10 Zlaté Klasy, FGDŽ-1 Dvory n/Žitavou a DS-1 Dunajská Streda s výrazne inkruštnými vlastnosťami majú ostatné zdroje vápenato-uhličitanový systém v rovnováhe, prípadne blízko rovnovážneho stavu, a inkrusty netvorí. Pri zdrojoch s vyšším obsahom chloridov treba rátať so zvýšenou chloridovou koróziou (väčšina zdrojov má koncentráciu Cl⁻ v rozmedzí 200–1 300 mg·l⁻¹, niektoré – FGS-1/A, DS-1, VZK-10 nad 2 000 a vrt VZO-13 Ontopa až 5 488). Nízkym obsahom chloridov (pod 20 mg·l⁻¹) sa vyznačujú vrty FGS-1 Kráľová pri Senci, Č-1 Čalovo, Di-1 Diakovce, ČR-1 a VČR-16 Čiližská Radvaň a VZO-14 Zemianska Olča. Obsah síranov je okrem výnimiek (FGS-1/A, FGG-2, FGG-3) nízky, zväčša pod 20 mg·l⁻¹. Zdroje sú charakteristické aj tým, že buď vôbec neobsahujú rozpustený H₂S, alebo len v množstvách do 3 mg·l⁻¹. Výnimkou je len vrt VDK-15 Dunajský Klátov, v ktorom bola zistená koncentrácia H₂S 6,70 mg·l⁻¹. Z technologického hľadiska sú tieto vody veľmi výhodné na využívanie. Väčšina vrtov má koncentráciu rozpustených solí Fe pod 1 mg·l⁻¹, takže aj zákal v bazénoch termálnych kúpalísk sa tvorí len veľmi zriedkavo. Vý-

nimku tvoria vrty FGS-1 Kráľová pri Senci, GNZ-1 Nové Zámky a ČR-1 Čiližská Radvaň s koncentráciou Fe nad 1 mg·l⁻¹.

Medzi vhodné povrchové toky t. j. recipienty, ktorých časť zneškodňovacej kapacity sa môže využiť na zneškodňovanie odpadových vôd, patrí tok Dunaja, Malého Dunaja, Váhu, Žitavy, Hrona, Ipľa, z časti Čiernej Vody, kanálov Dobrohošť–Kračany, Šulany–Jurová, Jurová–Čalovo, Čalovo–Holiare, HŽO I, HŽO II, Klátovského kanála (dol. úsek), Gabčíkovo–Topoľníky, Chotárneho kanála a i. (III-152, 153). Naopak tok Nitry je prakticky na celom zhodnocovanom území bez zneškodňovacej kapacity. V oblasti je prevažne veľká až veľmi veľká využiteľná zneškodňovacia kapacita podzemných vôd, z ktorých sa môže časť využiť. Veľká časť geotermálnych odpadových vôd v tejto oblasti si bude vyžadovať pred vypúšťaním do recipientu (kanálovej siete Žitného ostrova) nariadenie čerpanou podzemnou vodou alebo zlepšenie prietoku vody v recipiente vodohospodárskymi zásahmi.

Len malá časť geotermálnych odpadových vôd v tejto oblasti sa dá zneškodňovať vypúšťaním do splaškovej kanalizácie (vrty DS-1 a DS-2 v Dunajskej Strede).

V oblasti sa vyskytujú aj geotermálne vody obsahujúce sulfán (Horná Potôň), ropné látky a pod. Treba uvažovať o možnosti ich úpravy pred zneškodnením, prípadne o zneškodňovaní odpadových vôd reinjektážou.

Na zhodnotenie prognózných zásob geotermálnej energie sa použil program AQUA (*Vatnaskil Consulting Engineers 1992*). Program bol vytvorený na modelovanie prúdenia podzemných vôd, prenosu látok a tepla v horninovom prostredí. Na riešenie sústavy diferenciálnych rovníc opisujúcich modelované procesy používa Galerkinovu metódu konečných prvkov.

Dvojrozmerný numerický model centrálnej depresie bol zostavený z 2 016 výpočtových uzlov a 3 884 prvkov. Celková plocha pokrytá modelom predstavuje 4 070 km². Pre distribučný model prúdenia geotermálnych vôd sa táto štruktúra definovala ako štruktúra s pretekaním bez prítoku po obvode. Ako začiatkový stav sa brala do úvahy konštantná piezometrická výška v celej štruktúre, neuvažovalo sa teda o nijakom prirodzenom prúdení geotermálnych vôd v tejto štruktúre (*Fendek, M. 1992*).

Pri definovaní hydraulických parametrov pre model sme vychádzali z hodnôt určených na základe hydrodynamických skúšok realizovaných na geotermálnych vrtoch (*Fendek, M. – Franko, O. – Remšík, A. 1988*). V priebehu verifikácie modelu boli hodnoty hydraulických parametrov a ich rozloženie modifikované tak, aby výsledky modelu zodpovedali výsledkom dosiahnutým pri dlhodobých a kontrolných hydrodynamických meraniach na geotermálnych vrtoch.

Pri modelovaní sa použili takéto hodnoty hydraulických parametrov:

- koeficient prietochnosti v intervale 3,0·10⁻⁵–5,7·10⁻⁴ m²·s⁻¹,
- koeficient storativity v intervale 7,5·10⁻⁵–1,1·10⁻⁵,
- koeficient pretekania v intervale 0,0–7,0·10⁻¹² s⁻¹.

Z hľadiska rozloženia týchto parametrov môžeme povedať, že nižšie hodnoty sa použili pre západný, severný a východný okraj štruktúry, vyššie v centre štruktúry a pri jej západnom aj južnom okraji.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
1 124–3 048	panón–báden	11,60–126,40	76,9–97,2	–	1,4–16,8	–	0,3–22,2	–	0,002–0,29	Na-Cl
1 473–2 460	pont–panón	5,10–9,90	74,1–81,6	–	–	0,30–0,80	12,3–23,5	1,5–3,8	0,220–0,34	Na-Cl
910–2 474	pont–panón	2,70–8,80	30,3–65,3	–	–	0,08–0,42	32,1–68,5	1,0–5,4	0,500–2,30	Na-Cl, resp. Na-HCO ₃
904–2 503	dák–pont	1,00–5,00	1,2–24,1	0,23–24,2	–	–	60,4–93,9	0,7–8,0	2,500–61,00	Na-HCO ₃
276–800	dák–pont	0,47–0,85	0,7–9,4	0,70–9,4	–	–	63,0–89,5	3,0–24,4	12,600–40,40	Na-HCO ₃

Tab. 16 Chemické typy geotermálnych vôd

Koeficient pretekania sa spresňoval pomocou modelu prenosu tepla. V zostavenom modeli sa použili takéto hodnoty:

- začiatková teplota infiltrujúcich podzemných vôd 15 °C,
- ložisková teplota v závislosti od lokalizácie v intervale 50–77 °C,
- pórovitosť 0,13,
- longitudiálna disperzivita 80 m,
- retardačná konštanta 0,191,
- hrúbka zvodnenej vrstvy 250 m.

Výsledky modelovania ukázali, že v priebehu desiatich rokov exploatacie všetkých doteraz existujúcich vrtov s celkovou výdatnosťou 351 l·s⁻¹ nastáva v štruktúre kvázi ustálený stav bez zmeny teplotných pomerov. V nadväznosti na to sa spracovala predpoveď správania sa štruktúry pri väčšom množstve exploatovaných geotermálnych vôd pomocou fiktívnych vrtov. Predpoveď svedčí o tom, že zo štruktúry je možné odobrať ďalších 380 l·s⁻¹ geotermálnych vôd.

Na základe týchto údajov môžeme konštatovať, že prognózne obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie predstavuje 150 MW_t, čo reprezentuje výdatnosť realizovaných a fiktívnych vrtov v intervale 2–25 l/s s teplotou vody na ústí vrtu 42–80 °C pri celkovej výdatnosti 731 l·s⁻¹ (III-58).

Komárňanská kryha

Komárňanská kryha sa rozprestiera medzi Komárnom a Štúrovom a jej južnú hranicu tvorí Dunaj (III-37–58), severnú hurbanovský zlom západno-východného smeru voči veporickému kryštaliniku. Aj južná hranica pozdĺž Dunaja je tektonická, takže komárňanská kryha predstavuje poklesnutú časť severného svahu pohoria Gerece a Pilis. Takisto reliéf predterciérneho podložja klesá k severu z hĺbky okolo 100 m pri Dunaji (vrt Sb-1 a FGŠ-1) až do hĺbky okolo 3 000 m v priestore hurbanovského zlomu. Väčšiu časť predterciérneho podložja komárňanskej kryhy budujú triasové dolomity a vápence hrubé až 1 000 m. Pod nimi sa vyvinulo veľmi hrubé súvrstvie spodotriasových bridlíc. V severozápadnej časti komárňanskej kryhy sa vrtmi zistili paleozoické útvary, a to pri Modranoch permské zlepenice, pieskovce, droby a bridlice a pri Zelenom Háji devónske vápence a lydity. Vzťah mezozoika a podložného paleozoika maďarského stredohoria voči kryštaliniku budujúcemu povrch podložja terciéru na sever od hurbanovského zlomu (veporského kryštalinika) je asi príkrovový. Príkrovová plocha je však pozdĺž hurbanovského zlomu poklesnutá do hĺbky a predpokladáme, že na predterciérom povrchu vystupuje v severozápadnej časti komárňanskej kryhy. Ďalej predpokladáme, že v hĺbke 3 000 m už prevažnú časť komárňanskej kryhy buduje paleozoikum a v hĺbke 6 000 m kryštalinikum veporika. Geotermálne vody sa viažu na triasové vápence a dolomity.

Z hydrogeotermálneho hľadiska sa oblasť rozdeľuje na vysokú a okrajovú kryhu (Remšík, A. – Franko, O. et al. 1979, Franko, O. et al. 1984a; Remšík, A. et al. 1990, 1992).

Podľa hodnoty hustoty tepelného toku vidieť, že vysoká kryha má dosť nízku a okrajová kryha priemernú aktivitu (III-4). Tento rozdiel spôsobilo ochladenie teplotného poľa studenými krasovými vodami. Geotermálna aktivita vysokej kryhy bola čiastočne známa podľa prirodzených výverov geotermálnych vôd v Štúrove a Patinciach (III-51) s teplotou 39 a 26 °C. Komárňanskú vysokú kryhu obmedzuje izobata 700–800 m kriedového karbonátového podložja, resp. tektonické línie prebiehajúce v blízkosti týchto izobat. Je to štruktúra s intenzívnou vodnou výmenou, silno ochladená (do hĺbky 600–800 m sa vyskytujú vody s teplotou 20–22 °C, do hĺbky 1 100–1 300 m vody s teplotou 24,5–26,5 °C a do hĺbky 3 000 m vody s teplotou okolo 40 °C). Komárňanská okrajová kryha vystupuje po obvode vysokej kryhy – obkolesuje ju zo západnej, severnej aj východnej strany. Sú v nej akumulované vody s teplotou nad 40 °C (najvyššia doteraz zistená teplota je 68 °C). Hodnota T kolíše v rozmedzí 1,54·10⁻⁴–1,28·10⁻³ m²·s⁻¹. Výnimkou je hodnota 1,25·10⁻¹ m²·s⁻¹ z vrtu FGŠ-1 v Štúrove. Najvyššie hodnoty majú otvorené zlomy a najnižšie drobné pukliny. Medzi nimi sú hodnoty charakterizujúce porušené pásma v blízkosti zlomov. V okrajovej kryhe sa hodnota T pohybuje v rozmedzí 5,07·10⁻⁵–2,21·10⁻⁴ m²·s⁻¹.

Režim geotermálnych vôd vo vysokej kryhe priamo závisí od kolísania hladiny vody v Dunaji (Remšík, A. – Franko, O. et al. 1979, Remšík, A. et al. 1992). Táto závislosť sa zistila pozorovaniami na lokalite Štúrovo a Obid. Index korelácie, charakterizujúci tesnosť závislosti, má hodnotu 0,805.

V komárňanskej kryhe sa vyskytujú štyri chemické typy geotermálnych vôd (Bodiš, D. – Gazda, S. in Remšík, A. – Franko, O. et al. 1979):

1. Výrazný typ Ca-Mg-HCO₃ s celkovou mineralizáciou okolo 0,7 g·l⁻¹, miestami s prítomnosťou H₂S: zastúpenie zložky A₂ 77,8–83,1 ekv %, nízke zastúpenie ostatných zložiek, pomer HCO₃/Cl vyšší ako 10.
2. Nevýrazný typ Ca-Mg-HCO₃ so zvýšenou zložkou Ca-SO₄ s celkovou mineralizáciou okolo 0,7 g·l⁻¹: zastúpenie zložky A₂ maximálne 64,8 ekv %, zvýšené zastúpenie zložky S₂(SO₄) 24,3–26,5 ekv %, pomer HCO₃/Cl nad 10.
3. Prechodný typ Na-Ca-HCO₃-Cl s celkovou mineralizáciou okolo 0,8 g·l⁻¹: zastúpenie zložiek S₁(Cl) a A₂ pomerne vyrovnané, pomer HCO₃/Cl je 1,2.
4. Zmiešaný typ s prevahou zložky Ca-SO₄ a so zvýšeným obsahom Na-Cl s celkovou mineralizáciou 2,2–3,8 g·l⁻¹: zložka S₂(SO₄) 34,5–44,1 ekv %, S₁(Cl) 30,8–36,6 ekv %, pomer HCO₃/Cl menší ako 1.

Všetky štyri chemické typy geotermálnych vôd (tab. 17) sa geneticky viažu na triasové dolomity a vápence maďarského stredohoria, pričom prvé dva sa vyskytujú v komárňanskej vysokej kryhe a prechodný a zmiešaný typ v komárňanskej okrajovej kryhe.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	HCO ₃ /Cl	Chemický typ vody
129–1021	trias	0,68–0,75	4,7– 8,1	2,5–8,7	–	0,0–13,1	0,0–4,5	77,8–83,1	10,60–19,30	Ca-(Mg)-HCO ₃
72– 132	trias	0,70–0,72	5,8– 7,7	2,7–4,7	–	24,3–26,5	–	63,6–64,8	11,10–12,20	Ca-(Mg)-HCO ₃ (nevýrazný)
2 195–2 294	jura	0,76	35,8	7,0	–	16,2	–	41,0	1,2	Ca-(Mg)-Na- -HCO ₃ -Cl
1 139–1964	trias	2,20–3,80	30,8–36,6	0,0–7,8	–	34,5–44,1	–	17,8–21,9	0,61– 0,66	Ca-(Mg)-Na- -SO ₄ -Cl-HCO ₃

Tab. 17 Chemické typy geotermálnych vôd

O kontakte so sadrovcom svedčí geotermálna voda v Štúrove, ktorá je charakteristická zvýšeným obsahom zložky Ca-SO_4 . Zmiešaný a prechodný typ geotermálnych vôd reprezentujú vody zmiešanej genézy. Ide o zmes vlastných sulfátovo-karbonátogénnych vôd mezozoika a infiltračne výrazne degradovaných marinogénnych vôd nadložného miocénu, ktoré zasiakli do karbonátových komplexov najmä v začiatkovej fáze jeho morskej transgresie. Vyššia prítomnosť síranov vo vodách v oblasti Komárna poukazuje na ich kontakt so sadrovcom, vody v oblasti Modriaň však svedčia o jeho absencii v horninovom prostredí.

Okrem doteraz uvedených geotermálnych vôd, boli v okrajovej kryhe overené ďalšie zdroje. Vrtom GTM-1 v Marcelovej hlbokým 1 763,5 m sa v bazálnych neogénnych zlepencoch a triasových slienitých vápencoch zistila výdatnosť $6 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, teplota vody 56°C s celkovou mineralizáciou $90,0 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, typu Na-Cl. Vrtom PGT-11 v Dolnom Petri, hlbokým 1 856 m, sa v neogénnych pieskoch potvrdila výdatnosť $6 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, teplota vody 50°C s celkovou mineralizáciou $5,3 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, typu Na-Cl. Sú to vody celkom odlišné od vôd opísaných v predchádzajúcom texte. Exploatovať sa dajú len systémom reinjektáže.

Geotermálne vody sa vzájomne dosť líšia. Kým voda zdrojov v Štúrove je veľmi nenáročná na technológiu využívania, s vyhovujúcimi korozívnymi vlastnosťami a s veľmi výhodným chemickým zložením, voda z vrtov M-2 a M-3 v Komárne je náchylná na miernu inkrustáciu. V prípade vrtov GMT-1 Marcelová a PGT-11 v Dolnom Petri je podľa výpočtov chemizmu vápnika veľká pravdepodobnosť tvorby inkrustov. Vrtv GMT-1 a PGT-11 obsahujú aj zvýšené množstvo Fe – až $6,0 (3,35) \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. V prípade ich využívania na rekreačné ciele a prípadného miešania do bazénových vôd treba rátať s tvorbou zákalu z hydroxidu železitého. Pri zdroji GMT-1 s koncentraciou Cl^- asi $55\,500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ je pravdepodobná aj extrémna hodnota chloridovej korózie (v prípade tvorby porézneho inkrustu).

Medzi povrchové toky, ktorých časť zneškodňovacej kapacity sa môže využiť na zneškodňovanie odpadových vôd, patrí tok Dunaja, Váhu, Žitavy, Hrona a Ipľa (III-153, 154). Tok Nitry nemá takmer na celom zhodnocovanom území nijakú zneškodňovaciu kapacitu. Prevažne stredná až veľká zneškodňovacia kapacita tejto oblasti podzemných vôd sa sčasti môže využiť na zneškodňovanie odpadových vôd. V prípade sulfánu (Marcelová), ropných látok a pod., treba uvažovať o zneškodnení odpadovej vody úpravou, resp. reinjektážou.

Prognózne obnovované množstvo geotermálnych vôd vo vysokej kryhe sa vypočítalo ako prirodzený dynamický prietok štruktúrou. Predstavuje $133 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ vôd s teplotami $20\text{--}40^\circ\text{C}$ (Remšík, A. – Franko, O. et al. 1979, Remšík, A. et al. 1992), jeho využiteľné množstvo geotermálnej energie je $9,7 \text{ MW}_t$. Výsledky hydrodynamickej bilancie tu potvrdili zhodu s výsledkami geotermickej bilancie. Režim geotermálnych vôd (klesanie výdatnosti vrtov) ovplyvňuje intenzívne odčerpávanie krasových vôd v uhoľných baniach v Tatabányi a Dorogu (Maďarsko). V komárňanskej okrajovej kryhe sa pravdepodobne neobnovované množstvo geotermálnej energie určilo na $227,5 \text{ MW}_t$. S ohľadom na daný režim sa môžu najvhodnejšie exploatovať systémom reinjektáže.

Levickej kryha

Severne od hurbanovského zlomu predterciérny reliéf stúpa z hĺbky 3 000 m na 500–600 m, južne od Levíc vytvára nevelkú plošinu a smerom na sever znovu klesá do zlatomoravského zálivu, do hĺbky až 2 800 m (III-51). Južné svahy tejto plošiny (dubnícka depresia) budujú kryštalické bridlice a granitoidy veporika. Predpokladáme, že severné svahy tvorí obalové mezozoikum. Vrtv v okolí Pozby a Podhájskej síce odhalili karbonátové súvrstvia (levická kryha), ich zaradenie je však sporné. Buď sú súčasťou vyššieho príkrovu, alebo obalu veporika. Geotermálne vody sa viažu na bazálne bádenské klastiká v hĺbke 1 000–2 000 m, v ktorých sú overené vrtom VTB-1 Bruty a HGŽ-3 Želiezovce (III-38, 40, 42, 55–57). Tieto klastiká ležia na kryštaliniku veporika v dubníckej depresii a na karbonátoch v levickej kryhe. Sú to vody Na-Cl s celkovou mineralizáciou $10\text{--}30 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Ich ťažba je možná systémom reinjektáže. Nádržové teploty sa v hĺbke 1 000–2 000 m pohybujú v rozmedzí $50\text{--}70$ až $80\text{--}95^\circ\text{C}$. Hlavnými zvodnencami sú triasové karbonáty v levickej kryhe.

Geotermálna aktivita levickej kryhy a dubníckej depresie je zvýšená, približuje sa k veľmi zvýšenej (III-4).

Levickej kryha s mezozoikom vyšších príkrovov je z východnej strany ohraničená zlomom severojužného smeru, ktorý prebieha západne od Levíc (III-51). Mezozoikum príkrovov mierne upadá od santovsko-túrovského chrbta, resp. od Levíc smerom k Pozbe (vrtv P-1,2, Po-1), a to z hĺbky asi 700 m až do hĺbky 1 300 až 1 500 m. Je to plošina zo začiatku mierne, potom strmšie sklonená na západ. Západnejšie pokračuje iba mezozoický obal kryštalinika, ktorý sa ponára až do hĺbky okolo 2 500 m. Nadložie mezozoika tvoria neogénne sedimenty.

Na horniny mezozoika (najmä na triasové dolomity, menej na kremence) a na bazálne bádenské klastiká (tab. 18) sa viažu geotermálne vody s teplotami zväčša $70\text{--}80^\circ\text{C}$ (Remšík, A. 1985, Remšík, A. et al. 1990, Franko, O. et al. 1990). Hlavné zvodnenca (triasové dolomity) dosahujú mocnosť 232–375 m. Prítomnosť geotermálnych vôd je overená ťažobným vrtom Po-1 Podhájska a reinjektážnym vrtom GRP-1 Podhájska (Fendek, M. et al. 1989a). Priemerná hodnota T z týchto vrtov je asi $1,27\cdot 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$.

V levickej kryhe sa vyskytujú geotermálne vody iba výrazného typu Na-Cl, $\text{S}_1(\text{Cl})$ 71,2–86,2 ekv %, s celkovou mineralizáciou $12\text{--}20 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Mineralizácia vôd v štruktúre klesá v smere zo západu na východ z $19,8 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (Podhájska-1) na $12\text{--}14 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (Pozba-4). Pomer HCO_3/Cl je 0,07–0,25 (tab. 19). Sú to marinogénne vody, pôvodné morske (Remšík, A. 1985), ktoré počas bádenu vsiakli do dna sedimentačného priestoru (triasových karbonátov). Proces zasiaknutia morských vôd je zaradený do 4. etapy paleohydrogeologického vývoja minerálnych vôd Západných Karpát (Franko, O. – Bodiš, D. 1989). Dôkazom toho je jednak váhový pomer HCO_3/Cl (0,07–0,25) a najmä izotopové zloženie vody z vrtu Po-1 ($\delta^{18}\text{O} = -6,83\text{--}6,90\text{‰}$; $\delta\text{D} = -48,2\text{‰}$). Pozorovania z Viedne ukazujú na ročný priemer obsahu $\delta^{18}\text{O}$ v atmosférogénnych vodách v rozsahu od $-9,4$ až do $-10,3\text{‰}$. Z toho vyplýva, že vplyv infiltračných vôd sa v súčasnosti neprejavuje, resp. je veľmi malý.

Vrt GRP-1, $Q_{\text{celk}} = 35 \text{ l/s}$			Vrt Po-1, $Q_{\text{celk}} = 41.666 \text{ l/s}$		
Hĺbka (m)	Zvodnenca	Podiel na výdatnosti (%)	Hĺbka (m)	Zvodnenca	Podiel na výdatnosti (%)
995–1 075	stredotriasové karbonáty	53,8	1 170–1 230	bádenské klastiká	39,3
1 125–1 160	stredotriasové karbonáty	21,0	1 400–1 430	stredotriasové karbonáty	2,4
1 195–1 260	stredotriasové karbonáty	14,0	1 470–1 490	stredotriasové karbonáty	12,5
1 310–1 325	spodný trias	6,9	1 540–1 550	stredotriasové karbonáty	26,8
1 343–1 348	kremenné pieskovce	2,7	1 620–1 660	spodný trias	5,4
1 355–1 365	kremenné pieskovce	1,6	1 660–1 740	kremenné pieskovce	13,6

Tab. 18 Podiel jednotlivých zvodnencov na výdatnosti vrtov GRP-1 a Po-1

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
938–1740	báden, trias	12,0–19,8	71,2–86,2	1,6–10,8	0,0–3,2	0,0–5,6	0,0–14,2	3,8–12,0	0,07–0,25	Na-Cl

Tab. 19 Chemické typy geotermálnych vôd

Využiteľné množstvo geotermálnej energie sa hodnotilo pre exploataciu systémom reinjektáže pomocou modelového riešenia. Modelovaním reinjektáže na lokalite Podhájska pri exploatovanom a zároveň reinjektovanom množstve 50 l·s⁻¹ na jednu dvojicu vrtov so vzdialenosťou 2 km sa zistilo, že čelo chladnejšieho frontu sa k exploatačnému vrtu dostane za viac ako 40 rokov. Aplikáciu týchto výsledkov na celú oblasť sa neobnovované prognózne využiteľné množstvo geotermálnej energie hodnotí asi na 126 MW_t.

Zdroje levickej kryhy napospol vykazujú tendenciu k tvorbe inkrustácie, pričom v zdroji Po-1 Podhájska, ktorý je dlhodobo využívaný, je plne preukázaná a veľmi vysoká. Pretože vody oboch vrtov (Po-1 i GRP-1) majú vysokú koncentráciu chloridov a síranov, je pravdepodobná aj vysoká chloridová a síranová korózia. Pri koncentrácii Fe 1,15 mg·l⁻¹ (Po-1) treba rátať aj s tvorbou zákalu z Fe(OH)₃·xH₂O.

Medzi vhodné povrchové toky využiteľné na zneškodňovanie odpadových vôd patrí tok Žitavy a Hrona (III-154). Využiteľná zneškodňovacia kapacita podzemných vôd je v povodí Hrona stredná, inde malá. Prevažná časť odpadových vôd si bude pred vypúšťaním do recipientu vyžadovať nariadenie čerpanou podzemnou vodou alebo zvýšenie prietoku vody v recipiente vodohospodárskymi zásahmi. Vzhľadom na vysoký obsah solí treba rátať s reinjektážou.

Vody vrtov VTB-1 Bruty a HGŽ-1 Želiezovce v dubníckej depresii majú podľa výsledkov modelovania chemizmu vápnika veľkú tendenciu vytvárať inkrusty. Obsahujú aj zvýšené množstvo rozpusteného železa (do 15 mg·l⁻¹). VTB-1 je charakteristický aj vysokou koncentráciou Cl⁻, až 17016 mg·l⁻¹, a preto je pravdepodobná veľmi vysoká chloridová korózia. V prípade vrtu HGŽ-1 prichádza do úvahy aj síranová korózia (SO₄²⁻ – 1258 mg·l⁻¹).

Na zneškodňovanie odpadových vôd sa môže využiť tok Hrona a Iplá. Prevažuje tu stredná až veľká využiteľná zneškodňovacia kapacita podzemných vôd. Časť z nich sa môže využiť. Odpadové vody v oblasti Bruty si budú vyžadovať nariadenie čerpanou podzemnou vodou alebo zvýšenie prietoku vody v recipiente vodohospodárskymi zásahmi. Keďže sa tu vyskytujú geotermálne vody s vysokým obsahom solí, bude na zneškodňovanie potrebná reinjektáž.

Komjatická depresia

Komjatická depresia (Zlatomoravský záliv) sa vyvinula medzi Tríbečom a Pohronským Inovcom. Z centrálnej depresie tu reliéf predterciérneho podložia rovnomerne stúpa až do oblasti Klasova, kde sa podložie nachádza v hĺbke 2460 m (vrt VR-1) a tvorí ho obalové mezozoikum (III-51). Odtiaľ k severovýchodu podložie znovu klesá do výraznej slepčianskej depresie s hĺbkou okolo 3000 m. Jej vymedzenie voči Tríbeču a v predterciérnom podloží voči levickej kryhe je tektonické. Údaje o predterciérnom podloží máme predovšetkým z vrtov v okolí Mojmiroviec a Ivánky pri Nitre, kde sa na východných svahoch Tríbeča pod neogénom zistili zväčša silno mylonitizované granitoidy. Vo vrte pri Zlatých Moravciach (ZLM-1) sa v hĺbke 1590–2095 m, teda takisto na svahoch Tríbeča, zistilo súvrstvie pestrých permských arkózových pieskocov, ktoré patria do obalu kryštalinika.

Severovýchodné vymedzenie slepčianskej depresie voči čaradickej rássoche je tektonické a od tohto zlomu buduje predterciérne podložie veľmi hrubá ipoltická skupina zistená vo vrte VIK-1 a v jednom odkryve na povrchu. Pod ňou predpokladáme obalové mezozoikum. Z hydrogeotermálneho hľadiska sa táto oblasť priraduje k stredoslovenským neovulkanitom.

Stavba predterciérneho podložia zlatomoravského zálivu je však nepochybne zložitejšia než naznačujú poznatky zo spomenutých vrtov. V priestore zlatomoravského zálivu prebieha hlbinný veporský zlom aj čertovická línia, pozdĺž ktorej je veporikum nasunuté na tatrikum. Stavba predterciérneho podložia tu má najpravdepodobnejšie šupinovitý charakter.

Geotermálna aktivita územia (III-4), ktorú je možné hodnotiť len z máp, je zvýšená. Teplota v hĺbke 1000 m kolíše v rozmedzí 55–60 °C (III-38) a tepelný tok v rozmedzí 80–85 mW·m⁻². Pravdepodobne neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie, ktoré je možné exploatovať systémom reinjektáže, sa hodnotí na 392,64 MW_t.

Geotermálne vody (Remšík, A. 1989) sú viazané na obalové karbonáty tatrika zistené v ropnom vrte Vráble-1. V hĺbke 2480–2572 m sa potvrdili šedé až tmavošedé rozpukané dolomity (Biela, A. 1978). Prítok vody z nich dosahoval 8 l/s a povrchová teplota 51 °C. Je to voda typu Na-Cl s celkovou mineralizáciou 56,8–82,2 g/l. V hĺbke 2481–2493 m sa zistila nádržová teplota 110 °C.

Geotermálne vody panónskych pieskov až pieskocov v hĺbke 1509–1700 m overil vrt G-1 v Komjaticiach. Vyteká z neho 12 l·s⁻¹ vody teplej 78 °C, typu Na-Cl s celkovou mineralizáciou asi 20 g·l⁻¹.

Zdroj G-1 v Komjaticiach sa vzhľadom na svoju vysokú mineralizáciu zatiaľ nevyužíva. Výpočet chemizmu vápnika ukázal, že voda má výrazné inkrustačné vlastnosti. Má aj vysokú koncentráciu chloridov (11 032 mg·l⁻¹). Na zneškodňovanie odpadových vôd sa môže využiť tok Žitavy (toky Starej Nitry a Nitry nemajú prakticky na celom zhodnocovanom území zneškodňovaciu kapacitu). Využiteľná zneškodňovacia kapacita je malá až stredná, časť vôd sa môže využiť na zneškodňovanie (III-154). Odpadové vody bude treba nariadenie alebo sa musí zvýšiť prietok v recipiente. Obsah solí je v tejto vode vysoký, takže treba rátať s reinjektážou.

Topoľčiansky záliv a Bánovská kotlina

Topoľčiansky záliv vybieha z centrálnej depresie medzi Považským Inovcom a Tríbečom. Strednú časť zálivu tvorí výrazná pretiahnutá rišňovská depresia s hĺbkou okolo 3800 m. Na severe prechádza Topoľčiansky záliv do Bánovskej a Hornonitrianskej kotliny, oddeľuje ho od nich sedlo medzi Prašicami a Veľkými Bielicami v hĺbke 800–1000 m (III-63). Od Považského Inovca a Tríbeča je ohraničený zlomami, pričom západný svah zálivu je veľmi strmý, východný mierny. Bánovská kotlina je na západe voči severnej časti Považského Inovca ohraničená severo-južným zlomom. Na severe a východe ju lemujú Strážovské vrchy. V priestore medzi Bánovcami nad Bebravou a Považským Inovcom sa v predterciérnom podloží vyvinula depresia s hĺbkou okolo 2500 m. Aj východné ohraničenie depresie je tektonické, a to zlomom prebiehajúcim cez kotlinu severozápadne-juhovýchodným smerom. V severnej a východnej časti kotliny je ešte niekoľko severo-južných zlomov.

Na stavbe predterciérneho podložia zálivu sa zúčastňujú viaceré elementy. Na západných a južných svahoch Tríbeča sa vrtmi v malých hĺbkach zistilo obalové mezozoikum, zväčša jeho spodné časti. Vo vrte VZ-1 (Veľké Zálužie) sa v hĺbke 2108 m našli granitoidy. Vrty pri Obdokovciach (O-1) a Topoľčapoch (FGTZ-1) zachytili kompletne súvrstvia od spodnej kriedy až po spodný trias, ktoré sa interpretujú ako krížňanský príkrov, okrem spodnotriasových kremencov obalu granitoidov Tríbeča, zistených v podloží kremencov v hĺbke 1875 m (vrt FGTZ-1). Vyskytli sa však aj názory, že celé

súvrstvie patrí do obalového mezozoika. Bez ohľadu na to, ktorá alternatíva je správna, treba v topoľčianskom zálive rátať len s jedným vhodným zvodnencom vôd, a to triasovými karbonátmi. Ak patria ku krížňanskému príkrovu, boli by v obalovom mezozoiku okrem spodnotriasových kremencov vyššie členy tektonicky redukované. Najhlbšie by mohli mezozoické členy v rišňovskej depresii dosahovať asi 4000 m.

Predterciérne podložie Bánovskej kotliny budujú v severnej a severovýchodnej časti dolomity chočského príkrovu, juhovýchodnú časť ipoltická skupina, ktorá sa predpokladá aj vo vlastnej depresii. Prilahlý vyvýšený prah patrí asi do krížňanského príkrovu, ktorý sem zasahuje zo severnej časti Tríbeča. Pozdĺž severojužného zlomu, ktorý obmedzuje Považský Inovec, možno očakávať šupiny obalového mezozoika. Dosah mezozoika v najhlbšej časti kotliny predpokladáme až do hĺbky 4000 m (obalové mezozoikum).

Výplň kotliny tvoria neogénne sedimenty, pod ktorými ešte ležia paleogénne súvrstvia. Paleogén je zastúpený bazálnou litofáciou (zlepence, brekie) a nadložným flyšoidným vývojom. Vrt BnB-1 v Bánovciach nad Bebravou prenikol paleogénom v hĺbke 830–1877 m. Spodný miocén reprezentuje čausianske súvrstvie (transgresívne klastiká – klačianske zlepence – prechádzajú do pieskocov a tie do ílovcov a siltocov, v ktorých sú polohy kyslých tuftov). Vyššie leží flyšoidné bánovské súvrstvie. Diskordantne v nadloží spodného miocénu ležia horniny vyššieho miocénu a pliocénu, ktoré vznikli v kontinentálnych podmienkach. Vrchnému bádenu až spodnému sarmatu zodpovedá svinianske súvrstvie (siltovce a ílovce s prímiesou vulkanogénneho materiálu). Na ňom leží ruskovské súvrstvie sarmatsko-panónskeho veku (zlepence s okruhliakmi andezitov a predterciérnych hornín, pelitické sedimenty s premenlivým obsahom tuftickej a piesčitej zložky, tuftické pieskovce). Ekvivalent beladického súvrstvia reprezentuje pont (íly, pri okraji kotliny polohy pieskocov a drobnozrných polymiktných zlepencov). Pontského veku sú pravdepodobne aj brekie ležiace na triasových karbonátoch pri východnom a západnom okraji kotliny. Dák reprezentujú denudačné reliktu štrkov a pieskov (ekvivalent volkovského súvrstvia v podunajskej panve).

Geotermálna aktivita územia bola čiastočne známa podľa prirodzených výverov geotermálnych vôd v Malých a Veľkých Bieliciach (Franko, O. – Gazda, S. 1969; III-63). Hustota tepelného toku sa pohybuje v rozmedzí 65–70 mW·m⁻², takže ide o priemernú aktivitu (III-4).

Mapa (III-59) ukazuje veľký rozdiel medzi zálivom a kotlinou na jednej strane a medzi okrajom kotliny (T₁₀₀₀ = 23 °C) a jej stredom T₁₀₀₀ = 35 °C na strane druhej. Hustota tepelného toku aj teplota klesajú od juhu na sever a zo strednej oblasti k jej okrajom (III-4, 59). Okraje sú ochladené pohoriami a studenými krasovými vodami. Príkladom sú vrty (II-1) DB-15 Horňany (T₁₀₀₀ = 23 °C pri okraji) a DB-12 Svinná (T₁₀₀₀ = 33 °C v strede). Vzdialenosť medzi vrtmi je asi 6 km.

V zálive aj v kotline sa triasové karbonáty nachádzajú maximálne v hĺbke okolo 4 km. Nádržové teploty sa pohybujú v rozmedzí 105–125 °C.

Geotermálne vody sú viazané na triasové karbonáty krížňan-

ského príkrovu, resp. obal tatrika a chočského príkrovu. V prvom prípade boli zistené ropným vrtom Obdokovce O-1 (Biela, A. 1978) a overené geotermálnym vrtom FGTZ-1 v Topoľčanoch (Fendek, M. et al. 1989). V druhom prípade sú známe v Malých a Veľkých Bieliciach a boli overené vrtom BnB-1 v Bánovciach nad Bebravou (Bondarenková, Z. et al. 1990). Koeficient prietochnosti karbonátov vo vrte FGTZ-1 má hodnotu 6,7·10⁻⁶ m²/s a vo vrte BnB-1 6,7·10⁻⁴ m²/s.

Geotermálne vody sú dvojakeho typu (tab. 20). Na triasové karbonáty chočského príkrovu sú viazané Ca(Mg)-HCO₃ – vody s celkovou mineralizáciou 0,66–0,78 g·l⁻¹ a na krížňanský príkrov a obal tatrika vody Na-HCO₃, resp. Na-HCO₃-SO₄ s celkovou mineralizáciou 4,52–5,98 g·l⁻¹.

Vody v Topoľčanoch a Bánovciach nad Bebravou majú rozdielne technologické vlastnosti (III-151). Kým s vodou vrtu BnB-1 nie sú problémy ani z hľadiska inkrustácie ani z hľadiska korózie a nemá zvýšenú koncentráciu železa alebo H₂S, voda vrtu FGTZ-1 je veľmi problémová. Vzhľadom na svoje zloženie má nielen inkrustačné vlastnosti, ale pravdepodobná je aj zvýšená korózia, keďže má vyšší obsah CO₂ (1250 mg·l⁻¹), síranových iónov (912 mg·l⁻¹) a výskyt H₂S (1,73 mg·l⁻¹). Vysoká koncentrácia Fe²⁺ (10 mg·l⁻¹) po styku so vzdušným kyslíkom spôsobuje silný zákal Fe(OH)₃·xH₂O, čo je nevhodné pri jej rekreačnom využívaní. Na zneškodňovanie odpadových vôd môže byť využitá časť zneškodňovacej kapacity Bebravy, Nitricy a Chotiny. Tok Nitry je prakticky na celom zhodnocovanom území bez zneškodňovacej kapacity. Podzemné vody v oblasti majú prevažne malú až strednú využiteľnú zneškodňovaciu kapacitu a časť z nich sa môže použiť na zneškodňovanie odpadových vôd. Vzhľadom na výskyt geotermálnych vôd obsahujúcich vysoký obsah solí, sulfánu, ropných látok a pod. (Topoľčany), je nevyhnutné pri ich zneškodňovaní predpokladať úpravu, resp. predúpravu a reinjektáž.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie sa hodnotí na 17,3 MW_t.

Hornonitrianska kotlina

Topoľčiansky záliv pri Partizánskom prechádza úzkym hrdlom do Hornonitrianskej kotliny, ktorá sa vkladuje na severe medzi pohorie Žiar a Malú Maguru a jej západný výbežok medzi Malú Maguru a Suchý. Voči týmto pohoriam, ktoré tvoria kryštalické jadro Strážovských vrchov, je obmedzená zlomami. Na západnej strane ju ohraničujú Strážovské vrchy, budované v tejto časti chočským a krížňanským príkrovom. Východným ohraničením je vulkanické pohorie Vtáčnik (III-69).

Na základe poznatkov z vrtov v oblasti Vtáčnika, na severnom okraji Tríbeča a východnej strane Strážovských vrchov predpokladáme, že v južnej časti oblasti je v predterciérnom podloží zastúpená ipoltická skupina, v strednej časti (podľa vrtov v okolí Bojníc a na južnom okraji Žiaru) najmä karbonáty chočského príkrovu a v severnej časti prievidskej depresie krížňanský príkrov aj obalové mezozoikum. Predpokladáme, že hĺbkový dosah mezozoických súborov kolíše od severu na juh v rozmedzí 1000–3500 m.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Chočský príkrov										
241–2025	trias	0,66–0,78	2,0–4,3	0,0–5,8	–	–	–	67,6–86,6	2,7–51,3	Ca(Mg)-HCO ₃
Križňanský príkrov										
1665–2500	trias	4,52–5,98	6,8–9,1	35,9–37,6	–	–	40,4–51,7	5,6–12,5	5,8–8,3	Na-HCO ₃ , resp. Na-HCO ₃ -SO ₄

Tab. 20 Chemické typy geotermálnych vôd

Na druho hornom podklade leží bazálny paleogén (brekcie, zlepenice) a v jeho nadloží flyšoidný vývoj. Maximálna hrúbka paleogénu zistená vrtmi južne od Prievidze dosahuje 1065 m (vrt Š-1-NB Koš).

Najstarším neogénnym súvrstvom v kotline (III-65-70) je čašianske súvrstvie egenburského veku (klačanské zlepenice, piesčité íly s drobnozrnnými polymiktnými štrkami). V nadloží sú vápnité a piesčité íly, piesky s lavicami pieskovca a ílovce s bridličnatým rozpadom a s polohami pieskovca. Takéto sedimenty tvoria južne od Prievidze hlavnú masu súvrstvia. Ďalšia sedimentácia sa v priestore kotliny začala až v bádene a sprevádzala ju vulkanická aktivita. Pri Jánovej Lehote ležia na andezitových tufoch íly s uhoľnými slojkami. Mladšiu výplň kotliny tvoria sedimentárne a vulkanické horniny. Najstaršie z nich je kamenské súvrstvie (striedanie andezitových zlepeníc, pieskovcov a siltovcov s uhoľnými slojkami – starší bádene). Vyššie leží handlovské a novácke súvrstvie (tmavosivé íly, tufty, uhoľné íly a uhoľné sloje – vrchný bádene–spodný sarmat). Uhoľ sa ťaží v Handlovej, Cígli a Novákoch. Nad uhoľnosným súvrstvom leží košianske súvrstvie (monotónne íly, resp. silty s piesčitou lamináciou – vrchný bádene–spodný sarmat). Na denudovanom košianskom súvrství leží lehotské súvrstvie (fluviálne štrky s polohami piesku a ílu – vrchný bádene–spodný sarmat). Najmladším členom neogénnej výplne kotliny je lelovské súvrstvie (fluviálne štrky, piesky, piesčité íly a sladkovodné vápence – pont, resp. pliocén).

Geotermálna aktivita územia podľa údajov z dvoch vrtov je citeľne zvýšená. Treba uviesť, že hodnota hustoty tepelného toku sa získala z vrtov v strede kotliny, v ktorých sa zistili aj najvyššie teploty ($T_{1000\text{ m}} = 51$ a 57°C). V regionálnom poli sa táto hodnota pohybuje okolo $70\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (III-4), takže ide o priemernú aktivitu. Teplota $T_{1000\text{ m}}$ sa pohybuje medzi $35\text{--}45^\circ\text{C}$ (III-66). Na geotermálnu aktivitu upozorňujú aj prirodzené vývery geotermálnej vody v Chalmovej s teplotou vôd 39°C a v Bojniciach s teplotou vôd okolo 45°C . V hĺbke 1000–3500 m, do ktorej sa predpokladá dosah mezozoika, sa teplota pohybuje v rozmedzí asi $40\text{--}100^\circ\text{C}$ (III-65–70).

Geotermálne vody sú tu viazané na triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu. Z karbonátov chočského príkrovu vyvierajú vody v Bojniciach (zachytené a overené viacerými vrtmi) a v kotline sú overené vrtom Š1-NB (Franko, O. 1970; III-70) a neskoršie vrtom Š1-NB II (nahradil vrt Š1-NB) v Koši, resp. Laskári ($T_{\text{vody}} = 66,7^\circ\text{C}$). V Chalmovej sa viažu na karbonáty krížňanského príkrovu (Franko, O. – Gazda, S. 1969; III-69). Zviazanosť geotermálnych vôd s karbonátmi odlišných príkrovov sa odráža v ich chemizme (tab. 21). V prvom riadku sú charakteristiky geotermálnych vôd bojnickej výverovej oblasti, v druhom riadku z bojnickej vysokej kryhy mimo výverovej oblasti, v treťom riadku z kotliny a v štvrtom riadku z Chalmovej. Vody z karbonátov chočského príkrovu sú $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu s celkovou mineralizáciou do 1 g/l a vody z krížňanského príkrovu $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-SO}_4$ -typu s celkovou mineralizáciou 1,31 g/l.

Vo vzťahu k režimu geotermálnych vôd v Bojniciach (Franko, O. 1970) treba uviesť niekoľko poznatkov. Zatiaľ čo prenos tlaku z infiltračnej oblasti do výverovej oblasti trvá v prameni Starý kúpeľ v Bojniciach 9 mesiacov (oneskorenie výdatnosti prameňa vo výverovej oblasti za zrážkami v infiltračnej oblasti), trvá prestup

(zdržanie) vlastnej vody, resp. „vyprázdnenie“ nádrže geotermálnych vôd asi 11 000 rokov, čo je priemerná hodnota zo štyroch vrtov vo výverovej oblasti (tab. 22). Voda z vrtu NB-1, ktorý je za južným okrajom výverovej oblasti, má asi 18 000 rokov a voda z nováckej depresie (vrt Š1-NB II), v ktorej viac-menej stagnuje, má asi 45 000 rokov (Šilar, J. 1985). Tento časový rozdiel medzi prenosom tlaku a prestupom vody treba brať do úvahy pri ochrane termálnych vôd.

^{14}C	Výverová oblasť Vrty				Za okrajom výverovej oblasti	novácka depresia
	PA-7	Pa-15	BR-1 (Š2-NB)	Pa-9	NB-1	Š1-NB II.
J. Šilar 1985	9 447	11 001	10 848	12 674	17 913	44 997
Teplota vody ($^\circ\text{C}$)	40	35,6	47	49	58,8	66,7

Tab. 22 Vek bojnickej termálnej vody

Voda v Laskári má na ústí vrtu korozívne vlastnosti a odplynením môže nadobudnúť aj inkruštné. Vzhľadom na výskyt $\text{Fe } 4,9\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ treba pri jej využívaní na plnenie bazénov rátať s tvorbou zákalu. Pravdepodobná je aj zvýšená uhličitanová a síranová korózia pred odplynením vody, resp. po jej ochladení a prechode vápenato-uhličitej sústavy do korozívnej oblasti.

Medzi vhodné povrchové toky s využiteľnou časťou ich zneškodňovacej kapacity na zneškodňovanie odpadových vôd (III-155) patrí len malá časť horného toku Nitry po prítok Handlovej a tok Nitrice. Zneškodňovacia kapacita podzemných vôd, z ktorých sa môže časť využiť na zneškodňovanie odpadových vôd, je prevažne malá až stredná. Veľká časť termálnych odpadových vôd v tejto oblasti si bude vyžadovať pred vypúšťaním do recipientu nariadenie čerpanou podzemnou vodou a v nevyhnutných prípadoch aj zneškodňovanie reinjektážou.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie sa hodnotí na $19,6\text{ MW}_t$.

Trnavský a piešťanský záliv

Záliv sa tiahne severovýchodným smerom medzi Sencom a Novým Mestom nad Váhom (III-75). Trnavský záliv od piešťanského je oddelený priečnou piešťanskou eleváciou predterciérneho podložía (overená vrtom VLÚ-1 vo Vojenskom liečebnom ústave v Piešťanoch, pozri ďalej), ktorá je zvýraznená kátlovským zlomom. Záliv zo západu ohraničujú Malé Karpaty, z východnej strany strmé svahy Považského Inovca a jeho elevačná časť ponorená pod neogénnymi sedimentmi medzi Šulekovom a Cíferom. Obmedzenie zálivu voči spomenutým pohoriam je tektonické. V severnej časti zálivu (severne od Piešťan) je vyvinutá menej výrazná depresia s hĺbkou podložía asi 1000 m, v strednej časti zálivu medzi Suchou nad Parnou a Veľkými Kostoľanmi výrazná trnavská depresia s hĺbkou podložía až okolo 4000 m. Touto depesiou prebieha dobrodovský zlom, pozdĺž ktorého je podložie severovýchodnej časti zálivu vyzdvihnuté a budované mezozoickými komplexmi. Sem pokračujú tektonické jednotky z Malých Karpát, z ktorých niektoré boli zachytené v podloží neogénu na svahoch trnavskej depresie.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Chočský príkrov										
150–370	trias	0,69–0,75	1,68–2,0	7,16–11,24	0,0	1,76–16,6	0,0	72,66–79,74	52,4–67,0	$\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$
935–981	trias	0,79	2,15	11,85	0,0	17,15	0,0	65,85	32,10	$\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$
1677–1851	trias	0,98	1,31	19,58	0,0	27,50	0,0	50,68	38,76	$\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$
Krížňanský príkrov										
>300	trias	1,37	1,80	8,25	0,0	66,29	0,0	22,91	12,73	$\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$

Tab. 21 Chemické typy geotermálnych vôd

Na západnom svahu depresie sa vrtom S-5 zistil krížňanský príkrov v hĺbke 3 123 m, vo vrte D-2 ipoltická skupina chočského príkrovu v hĺbke 2 780 m. Vrty v okolí Krupej zachytili karbonáty chočského a vyšších príkrovov. Na východnom svahu depresie, t. j. na západnom svahu Považského Inovca, sa vo vrtoch v okolí Maduníc (M-1-5), Veľkých Kostolian (VK-1) a v okolí Trakovíc (Tr-3-5) zistil krížňanský príkrov v hĺbkach od 2 128 m do 2 185 m. Vo vrtoch Tr-1, Tr-9 a R-1 sa vyskytli dolomity chočského príkrovu. Podložie z trnavskej depresie na severovýchod strmo stúpa a predpokladáme, že ho tvoria výhradne karbonáty chočského a vyšších príkrovov. Pokiaľ ide o hĺbkový dosah mezozoika týchto tektonických jednotiek a mezozoického obalu tatrika pod nimi, predpokladáme, že v tejto oblasti zasahuje do hĺbky 5 000 m.

V severnej časti zálivu predstavuje najstaršie neogénne sedimenty (III-71-75) čausianske súvrstvie egenburského veku (dobrovodské zlepence prechádzajúce do šlíru). Otnangské sedimenty sú vyvinuté iba v čiastkovej dobrovodskej depresii (lokálne na báze sú zlepenca, dominujúcim litotypom sú siltovce a ílovce). Karpatské sedimenty (bánovské súvrstvie) sa vyvinuli aj v blatnianskej priehlbine. Bazálne a okrajové fácie tvoria zlepenca až brekcie a pieskovce, panvové sedimenty sú siltovce a pieskovce (dobrovodská depresia) a siltovce až ílovce (blatnianska priehlbina). Karpatské sedimenty možno dať do vzťahu s vrchnou časťou bánovského súvrstvia.

Najstaršie bádenské sedimenty tvoria trakovické súvrstvie (bazálne zlepenca, piesčité ílovce a prachovce s polohami pieskovca a tufitických hornín). Ekvivalentom tohto súvrstvia je pravdepodobne špačinské súvrstvie (vyvinuté podobne ako v južnej časti zálivu), ktoré v jeho vrchnej časti v okolí Maduníc tvorí poloha pieskov hrubá až 400 m.

Madunické súvrstvie (vrchný bádén) malo podobný vývoj ako južná časť zálivu. Prevládajúce pelitické sedimenty súvrstvia podstielaajú dolianske zlepenca.

Vrábelské súvrstvie (sarmat) tvoria prevažne pelitické horniny s piesčitými polohami, na báze so zlepenkami.

Vrchnomiocénne a pliocénne sedimenty ivánskeho súvrstvia (panón), beladické súvrstvie (pont) a volkovské súvrstvie (dák) sa vyvinuli v podobných fáciách ako v južnej časti zálivu, ale ich hrúbka je výrazne redukovaná.

Geotermálna aktivita územia je priemerná. V regionálnom tepelnom poli narastá východným a juhovýchodným smerom od Malých Karpát k Považskému Inovcu a podunajskej panve z asi 60 na 70 mW·m⁻² (III-4). Príkladom je rez cez vrty Dubové-2 (q = 61,0 mW·m⁻²), Špačince-4 (q = 66,7 mW·m⁻²) a Trakovice-2 (q = 67,9 mW·m⁻²). Teplotné pole má celkom iný obraz. Jeho ak-

tivita stúpa od okraja pohorí z 35 °C do stredu zálivu a smerom do podunajskej panvy na viac ako 50 °C (III-71). Príkladom je teplota vo vrte Dubové-2 (39 °C) na severozápadnom okraji zálivu a vo vrte Špačince-4 (48 °C) pri východnom okraji centra depresie.

V hĺbkach 1 000–5 000 m, v ktorých sa predpokladajú zvodnenie geotermálnych vôd (Remšík, A. et al. 1983, Remšík, A. – Zbořil, L. 1986), t. j. triasové karbonáty chočského a vyšších príkrovov, krížňanského príkrovu a mezozoika obalovej jednotky Považského Inovca, sa teploty pohybujú priemerne v rozsahu 47–156 °C (III-70–75).

Na geotermálnu aktivitu územia poukazujú prirodzené vývery geotermálnych vôd v Piešťanoch a Koptovciach (tab. 23).

Vody sú zachytené plytkými vrtmi s hĺbkou 54–118 m. Teplota vôd v Piešťanoch dosahuje 70 °C a v Koptovciach 24 °C. V Piešťanoch sú vody zachytené v bazálnych neogénnych pieskovcoch, ktoré ležia na mezozoiku krížňanského príkrovu, v Koptovciach v triasových dolomitoch krížňanského príkrovu. Vo Vojenskom liečebnom ústave (VLÚ) v Piešťanoch (mimo prirodzených výverov) boli geotermálne vody overené vrtom VLÚ-1 hlbokým 635 m. Zachytené sú v jurských sedimentoch krížňanského príkrovu. Uprostred zálivu, resp. na jeho východnom okraji, bola ich prítomnosť overená ropným vrtom Tr-1 Trakovice, ktorý vodu zachytil v triasových dolomitoch krížňanského príkrovu v hĺbke 1 835–1 845 m. Je to jediný ropný vrt, z ktorého nastal preliv vody. Podľa Mahela, M. (1952) vody v Koptovciach, Piešťanoch, Trenčianskych Tepliciach a Belušských Slatinách (všetky sú zhrnuté v tab. 23 a komentované v rámci trnavského a piešťanského zálivu) pochádzajú z manínsko-inoveckej obalovej série. Pre všetky prirodzené vývery je typická ich „síránovosť“, ktorú reprezentuje obsah SO₄ a H₂S.

Vody v Piešťanoch sú Ca(Mg)-SO₄-typu (S₂(SO₄) = 53,27 až 59,67 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,28–1,36 g/l. Vody v Koptovciach, ovplyvnené plytkými a studenými vodami triasových dolomitov krížňanského príkrovu (vystupujú na povrch na príľahlom svahu Považského Inovca), sú prechodného Ca(Mg)-HCO₃-SO₄-typu s celkovou mineralizáciou 2,55–2,88 g/l. Rozdielne od nich sú vody vo VLÚ v Piešťanoch a vody v Trakoviciach, pretože obsahujú typové množstvo zložky Na-Cl. Vody v Piešťanoch sú zmiešaného Ca(Mg)-Na-SO₄-HCO₃-Cl-typu s celkovou mineralizáciou 1,5 g·l⁻¹, vody v Trakoviciach takisto zmiešaného Ca(Mg)-Na-HCO₃-Cl-SO₄-typu s celkovou mineralizáciou 5,9 g·l⁻¹. Zložka S₁(Cl) má v týchto vodách vyššie zastúpenie (17,07 a 24,6 ekv %) oproti jej zastúpeniu (4,61–8,26, v jednom prípade 17,23 ekv %) vo vodách Piešťan a Koptoviec (prirodzené vývery).

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	HCO ₃ /Cl	Chemický typ vody
TRNAVSKÝ A PIEŠŤANSKÝ ZÁLIV (Križňanský a manínsky príkrov)										
Piešťany – kúpele (bazálne neogénne pieskovce)										
54,5– 56,2	trias	1,28–1,36	8,26–17,23	0,00– 6,40	0,0–9,1	53,27–59,67	0,0	22,16–22,27	1,25–1,28	Ca(Mg)-SO ₄
Koptovce (Križňanský príkrov)										
118,0	trias	2,55–2,88	4,61– 5,53	9,76–10,35	0,0	35,60–39,65	0,0	45,06–48,70	8,79–8,78	Ca(Mg)-HCO ₃ -SO ₄
Piešťany – vojenský liečebný ústav (Križňanský príkrov)										
485,0– 635,0	jura	1,5	17,07	7,97	0,0	47,51	0,0	26,73	1,56	Ca(Mg)-Na-HCO ₃ -Cl
Trakovice (Križňanský príkrov)										
1 835,0–1 845,0	trias	5,9	24,6	20,80	0,0	0,0	11,0	43,6	2,22	Ca(Mg)-Na-HCO ₃ -Cl-SO ₄
ILAVSKÁ KOTLINA (manínsky príkrov)										
Trenčianske Teplice (Križňanský príkrov)										
30,0– 90,0	trias	2,72–2,83	7,18– 7,51	5,24– 5,72	0,0	64,42–68,47	0,0	18,15–22,19	2,42–3,09	Ca(Mg)-SO ₄
Belušské Slatiny (manínsky príkrov)										
8,5– 30,0	krieda	1,78–1,81	13,81–14,35	9,09– 9,68	0,0	16,19–16,69	0,0	58,54–60,44	4,08–4,40	Ca(Mg)-HCO ₃

Tab. 23 Chemické typy geotermálnych vôd

Vody v Trenčianskych Tepliciach sú Ca(Mg)-SO₄-typu, S₂(SO₄) = 64,42–68,47 ekv % s celkovou mineralizáciou 2,72–2,83 g/l. Zložka S₁(Cl) dosahuje 7,18–7,51 ekv %. Vody v Beluškých Slatinách sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 58,54 až 60,44 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,78–1,81 ekv %. Zložka S₁(Cl) dosahuje 13,81–14,35 mval %.

Okrem spomenutej „síranovosti“ sa vody všetkých lokalít vyznačujú ešte aj „chloridovosťou“. Spôsobila ju zasiaknutá marinogénna mineralizácia počas tretej paleohydrogeologickej etapy (egenburg–karpat) minerálnych vôd vnútorných Západných Karpát (Franko, O. – Bodiš, D. 1989). Vo vzťahu k vodám trnavského zálivu (Piešťany, Koplastovce, Trakovice) Rebro, A. – Franko, O. (1980) predpokladajú, že tvoria rozsiahlu nádrž, ktorá je doplňovaná z triasových karbonátov obalovej série a krížňanského príkrovu Považského Inovca. V Piešťanoch a Koplastovciach je táto nádrž prirodzene odvodňovaná.

Keďže predterciérne podložie piešťanského zálivu tvoria karbonáty chočského a vyšších príkrovov, predpokladáme, že ich vody budú Ca(Mg)-HCO₃-typu s celkovou mineralizáciou asi okolo 1 g/l.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie trnavského zálivu sa hodnotí na 33,5 MW_t a piešťanského na 10,5 MW_t.

Trenčianska kotlina

Kotlina sa rozkladá medzi severným okrajom Považského Inovca a bradlovým pásmom (III-80). Podľa geofyzikálnych výskumov je hlboká až 1 500 m, čo je však s ohľadom na jej veľmi malý plošný rozsah málo pravdepodobné. Priame údaje o jej terciérnej výplni chýbajú. Predpokladáme, že sem zasahujú z piešťanského zálivu pod nie príliš hrubými sedimentmi pliocénu sedimenty egenburgu, na báze vo forme zlepenčov, vyššie šlíru a potom karpátu, takisto vo forme zlepenčov a šlíru. Od hĺbky 1 000 m predpokladáme paleogénnu výplň, na báze málo hrubé zlepenca a nad nimi mohutnejší flyšoidný vývoj. Predterciérne podložie tvoria z väčšej časti horniny bradlového pásma a manínskeho príkrovu, ktoré sú veľmi strmo postavené a zasahujú do hĺbky vyše 5 000 m. Pri východnom okraji do predterciérneho podložia zasahujú elementy obalovej série Považského Inovca, krížňanského príkrovu a v pripovrchovej časti aj troska chočského príkrovu. Predpokladáme, že v hĺbke okolo 3 000 m sa už objavujú aj kryštalické bridlice, ktoré s hĺbkou nadobúdajú väčší rozsah. Všetky útvary sú veľmi strmo uložené.

Na posúdenie geotermálnej aktivity kotliny chýbajú konkrétne údaje. Jedine z neďalekého vrtu SBM-1 Soblahov (na severných svahoch Strážovskej hornatiny, asi 7 km od stredu kotliny) sú k dispozícii údaje o teplote a tepelnom toku. Tepelné pole v priestore kotliny sa v regionálnom poli (III-4) pohybuje okolo 70 mW·m⁻², takže geotermálna aktivita územia je priemerná. Teplotné pole (III-76) sa pohybuje medzi izotermami 30 a 35 °C, pričom sa teplota zvyšuje severozápadným smerom. Vo východnej časti kotliny v hĺbke 1 000–3 000 m, kde predpokladáme triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu a obalovej série Považského Inovca ako zvodnenca geotermálnych vôd (Remšík, A. – Zbořil, L. 1986) sa teplota pohybuje od 30–35 °C do 80–85 °C (III-76–81). Prirodzené pramene geotermálnych vôd v tejto kotline nevyvierajú.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie kotliny sa hodnotí na 4,6 MW_t.

Ilavská kotlina

Kotlina je lokalizovaná najmä v bradlovom pásme a v priliehajúcom manínskom príkrove (III-80–81). Na jej východnom okraji pristupuje aj krížňanský a chočský príkrov. Geneticky patrí ku kotlinám zmiešaného typu, keďže obsahuje reliktu predbádanskej

panvy prekryté mladšími sedimentmi. V dnešnej podobe je však výsledkom erózie Váhu. Dosahuje hĺbku asi 400 m a v predterciérnom reliéfe sa nevyskytujú nijaké morfológické kontrasty. Predpokladáme, že terciérnu výplň tejto kotliny tvoria miestami zlepenca egenburgu, ktoré sú na povrchu zachované pri Visolajoch. Hlavnou výplňou sú však asi sedimenty pliocénu. Predterciérne podložie budujú najmä horniny bradlového pásma a manínskeho príkrovu, ktoré pri strmom uložení siahajú veľmi hlboko (viac ako 5 000 m). Na východnom okraji kotliny pristupuje krížňanský príkrov s malou troskou chočského príkrovu. V hĺbke 2 500 m sa už asi objavujú elementy obalového mezozoika a v hĺbke 4 000 m kryštalické bridlice. Všetky útvary, ako to v pribradlovej zóne býva, sú veľmi strmo uložené (III-76–81).

Geotermálnu aktivitu územia je možné posúdiť predovšetkým podľa regionálneho poľa, pretože konkrétne údaje sú k dispozícii len z jedného vrtu BHS-3 v Beluškých Slatinách. Tepelné pole v priestore kotliny sa v regionálnom poli (III-4) pohybuje medzi 55–70 mW·m⁻², pričom sa aktivita zvyšuje juhozápadným smerom. Geotermálna aktivita územia je dosť nízka až priemerná. Teplotné pole sa pohybuje okolo izotermu 32,5 °C, a teplota sa zvyšuje severozápadným smerom z 30 na 35 °C. Vo východnej časti kotliny sa teplota v hĺbke 500–4 000 m (kde sa predpokladajú triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu a obalu tatrika) pohybuje od 20–22,5 °C do 107,5 °C (III-76–81).

Na geotermálnu aktivitu okolia kotliny poukazujú prirodzené vývery geotermálnych vôd v Trenčianskych Tepliciach a v Beluškých Slatinách. Vody sú viazané na triasové karbonáty manínskeho príkrovu. Ich teplota sa pohybuje v Trenčianskych Tepliciach okolo 40 °C a v Beluškých Slatinách okolo 22 °C. Sú zachytené plytkými vrtmi s hĺbkou do 90 m. V Trenčianskych Tepliciach ide o vody Ca-(Mg)-SO₄-typu, S₂(SO₄) = 64,42–68,47 ekv %, s celkovou mineralizáciou 2,72–2,83 g·l⁻¹. V Beluškých Slatinách ide o vody Ca-(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 58,54–60,44 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,78–1,81 g·l⁻¹ (pozri tabuľku 23 a komentár k tvorbe chemizmu geotermálnych vôd v oblasti trnavský a piešťanský záliv).

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie kotliny sa hodnotí na 1,1 MW_t.

Žilinská kotlina

Kotlina je ohraničená od východu južnou časťou Malej Fatry, od juhu Strážovskými vrchmi, zo západu a severu bradlovým pásmom. Uprostred nej vystupujú z paleogénnej výplne dva ostrovy predterciérneho podložia (Skalky), z ktorých západnejší je budovaný elementmi manínskeho príkrovu, východný krížňanským príkrovom s malými troskami chočského príkrovu. Reliéf predterciérneho podložia je vo väčšej časti kotliny mierne zvlnený a pohybuje sa v hĺbke od 250 m do 600 m (III-83). Iba medzi západným ostrovom Skaliek a Malou Fatrou v oblasti Rajca a Rajeckých Teplíc sa vyvinula malá, ale veľmi výrazná polkruhovitá depresia dosahujúca hĺbku až 1 750 m. Voči Malej Fatre má kotlina strmé zlomové obmedzenie a tektonicky je vymedzená aj voči bradlovému pásmu. Výplň kotliny (III-82–84) tvoria paleogénne sedimenty na báze so zlepencami hrubými niekoľko desiatok metrov. V západnej časti sa ich hrúbka zväčšuje a mimo kotliny, kde vytvárajú na povrchu bizarné tvary Súľovských skál, dosahujú hrúbku až do 500 m. Tu však nie sú zložkou bázy paleogénu. Nad zlepencami je vyvinuté mohutné flyšoidné súvrstvie tvoriace hlavnú výplň kotliny. Predterciérne podložie je budované v západnej časti manínskym príkrovom, v južnej časti (v okolí Domaniže) chočským a vyššími príkrovmi. Ostatnú časť predterciérneho podložia tvorí krížňanský príkrov s troskami chočského príkrovu. Predpokladáme, že v hĺbke 1 000 m sa už na stavbe kotliny zúčastňuje vo východnej časti len krížňanský príkrov, v západnej časti manínsky príkrov. V hĺbke 1 500 m sa pri východnom okraji kotliny už asi vynára spod kríž-

ňanského príkrovu obalové mezozoikum a v hĺbke 2500 m už aj kryštalikum (kryštalické bridlice a granitoidy), ktoré sa s hĺbkou do stredu kotliny rozširuje, zatiaľ čo krížňanský príkrov a obalové mezozoikum sa vytrácajú. V západnej časti zostávajú elementy manínskeho príkrovu aj v hĺbkach 3000–5000 m, pretože manínsky príkrov priliehajúci k bradlovému pásmu má spolu s ním jednotný tektonický štýl a je strmo až zvislo uložený. V priestore pri bradlovom pásme a v manínskom príkrove sa aj vo veľkých hĺbkach môžu vyskytovať šupiny obalového mezozoika, krížňanského i chočského príkrovu. V pribradlovej zóne ide o šupinovitú stavbu.

Geotermálna aktivita územia je dosť nízka. Hodnota hustoty tepelného toku medzi južným okrajom kotliny a Rajeckými Teplicami vytvára rovnorodé tepelné pole s $q = 55 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, ktoré stúpa severným smerom k Žiline na $60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ a viac (III-4). Teplotné pole sa od stredu kotliny v priestore Rajca smerom k západnému a východnému okraju a severným smerom k Žiline aktivizuje z 27,5 na 30–32,5 °C.

V hĺbkach 1000–2500 m, v ktorých sa predpokladajú triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu a obalovej jednotky tatrika ako zvodnenca geotermálnych vôd (Remšík, A. et al. 1988), sa teploty pohybujú v rozmedzí 27,5–70 °C (III-82–84).

O geotermálnej aktivite územia svedčia prirodzené vývery termálnych vôd v Rajeckých Tepliciach. Viazu sa na triasové karbonáty chočského príkrovu, zachytili ich vrty s hĺbkou do 100 m. Teplota vôd sa pohybuje v rozmedzí 33,4–38,2 °C. V triasových dolomitoch chočského príkrovu sú geotermálne vody overené v Stráňavách vrtom hlbokým 600 m, vo Višňovom vrtom hlbokým 400 m a v Kamennej Porube vrtom hlbokým 1831 m (ústne oznámenie, Šalaga, I. 1994). Teplota vôd dosahuje asi 15–38 °C. V paleogénnych zlepenoch a pieskovochoch sú geotermálne vody overené vrtom v Rajci (Šalaga, I. et al. 1976) a v Pekline (ústne oznámenie, Šalaga, I. 1994), ich teplota dosahuje 27 a 14 °C.

Chemizmus geotermálnych vôd viazaných na triasové karbonáty chočského príkrovu a vnútrokarpatský paleogén je rovnaký (tab. 24). Sú to vody Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 85,15–94,48 ekv %) s celkovou mineralizáciou 0,39–0,68 g·l⁻¹. V tab. 24 (prvý riadok) patria k chočskému príkrovu vody v Rajeckých Tepliciach, Stráňavách a Višňovom, z druhého riadku vody v Kamennej Porube, k paleogénu patria vody v Pekline a v Kamennej Porube (tretí riadok). Jedinú odlišnosť medzi vodami týchto lokalít predstavuje S₁(Cl) (druhý riadok) a uhličitanový koeficient HCO₃/Cl, ktoré majú hodnoty 3,08–4,37 ekv %, resp. 19,84–23,09. V týchto hodnotách sa prejavuje zasiaknutá marinogénna (z paleogénneho mora) mineralizácia.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie kotliny je 13,2 MW_t.

Turčianska kotlina

Kotlina sa geneticky viaže na megasynklinálny prehyb v bádene. Tvorí tektonickú depresiu vklesnutú hlboko medzi Veľkou a Malú

Fatru (III-88). Je voči nim obmedzená zlomami (s výnimkou severovýchodného okraja). Okrem neogénnej výplne sú v nej zachované aj súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu. Morfológia predterciérneho podložja je pomerne jednoduchá. Sú tu vyvinuté tri čiastkové depresie, oddelené od seba málo vyvýšenými chrbtami. Najväčšia a najhlbšia je martinská depresia v severnej časti kotliny s hĺbkou asi 2400 m. Ďalšia je ivančická s hĺbkou okolo 1000 m v strednej časti kotliny a hornošubnianska v južnej časti, kde vrt GHŠ-1 zistil podložie v hĺbke 1387 m. Smerom na juh v podloží neovulkanitov Kremnických vrchov je Turčianska kotlina oddelená priečnou hrástou Žiaru od Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny.

Na východnom okraji kotliny sa pod terciérne sedimenty (III-85–89) ponára krížňanský a chočský príkrov z Veľkej Fatry. Vo vrte GHŠ-1 pri Hornej Štubni (Gašparik, J. et al. 1974) sa v hĺbke 1387 m zistili dolomity a vápence chočského príkrovu a pod nimi v hĺbke 1480 m sliene a slienité vápence neokómu krížňanského príkrovu. Vrt TTŠ-1 pri Turčianskych Tepliciach (Pirman, I. 1993) zachytil vápence a dolomity stredného a vrchného triasu chočského príkrovu v hĺbke 115–214 m, do hĺbky 1179 m sedimenty krížňanského príkrovu a do konečných 1458 m sedimenty obalovej jednotky tatrika (?).

Vrt HM-1 pri Rakši (Pirman, I. 1993) prešiel celým súvrstvom krížňanského príkrovu od povrchu až do hĺbky 1035 m. Vrt pri Martine ZGT-3 (Fendek, M. et al., 1991) po prevrtaní terciérnych súvrství v hĺbke 2169,5 m prešiel až do hĺbky 2226 m súvrstvom spodnej kriedy, ktorá môže patriť buď do krížňanského príkrovu, alebo do obalu. Pod ním boli do hĺbky 2420 m obalové zlepeny permu, ďalej nasledovali mylonitizované granitoidy.

Západný a severný okraj kotliny je oddelený od Malej Fatry zlomami. Na základe týchto poznatkov predpokladáme, že celé predterciérne priame podložie buduje krížňanský a chočský príkrov. Jedine v juhozápadnom cípe kotliny sa môžu vyskytovať aj prvky obalového mezozoika, ktoré potom v kotline pod krížňanským príkrovom prevláda asi v hĺbke okolo 1500 m a v juhozápadnej a západnej časti kotliny sa už začína rozširovať aj kryštalikum. Predpokladáme, že práve ono už buduje v hĺbke 2500 m podstatnú časť kotliny. Mezozoické komplexy (obalové a krížňanský príkrov) sa v tejto hĺbke môžu vyskytovať len pri východnom okraji kotliny.

Paleogénne sedimenty (III-85–86) reprezentuje bazálne súvrstvie na západnom okraji Veľkej Fatry. V jeho nadloží je zastúpené ílovcové súvrstvie. Paleogén zachytil vrt ZGT-3 Turiec v Martine v hĺbke 1027,5–2169,5 m.

Najstaršie neogénne sedimenty (denudačné) sú zastúpené rakšianskym súvrstvom egenburského veku (zlepeny, organogénne vápence a piesky). Dnešná Turčianska kotlina začala vznikáť vo vrchnom bádene. Najstaršie bádenské až spodnosarmatské horniny v jej južnej časti sú vulkanity turčockej formácie. V centrálnej a severnej časti kotliny sú riečne a prolúviálne sedimenty budišského súvrstvia (karbonatické štrky a zlepeny – abramovské vrstvy, piesky, štrkopiesky s polohami tufitov a vulkanoklastík).

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Chočský príkrov										
100,8 až 600,0	trias	0,42–0,68	0,33–0,46	0,76–3,70	0,0	4,00–10,46	0,0	86,67–94,48	188,26–264,12	Ca(Mg)-HCO ₃
Chočský príkrov, vnútorný paleogén (bazálne klastiká)										
400,0 až 1831,0	trias paleogén	0,39–0,58	3,08–4,37	0,00–8,48	0,00–0,93	0,00–2,84	0,0–0,09	86,49–86,75	19,84–23,09	Ca(Mg)-HCO ₃ -SO ₄
Vnútrokarpatský paleogén (bazálne klastiká)										
1308,0	paleogén	0,49	0,43	2,74	0,0	10,99	0,0	85,15	198,0	Ca(Mg)-Na-HCO ₃

Tab. 24 Chemické typy geotermálnych vôd

Hlavnú výplň kotliny tvorí martinské sarmatsko-pontské súvrstvie (vápenné íly s polohami sladkovodných vápencov, tuftických ílov a uhoľných ílov so slojkami lignitu). V južnej časti kotliny sa do súvrstvia vkladajú sarmat-spodnopanónske ryolitové tufy – ekvivalenty jastrabskej formácie.

Najmladším neogénnym súvrstviem v kotline je pliocénne bazalťovské súvrstvie (štrkopiesky, piesky s polohami sladkovodných vápencov, tmavých ílov so slojkami lignitu).

Geotermálna aktivita územia je priemerná. V regionálnom poli klesá z juhu na sever zo 75 na 55 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$, čo zodpovedá tomu, že južný okraj kotliny susedí s neovulkanitmi Kremnických vrchov (III-44). Podobný obraz poskytuje aj teplotné pole, keď teplota klesá z 55 na 35 °C (III-85). Teplota však súčasne klesá zo stredu kotliny k okraju. Od vrtu TTŠ-1 napríklad teplota zo 62 °C klesá k vrtu HM-1 na 26 °C (smer západ – východ) a z vrtu GHŠ-1 zo 49 °C na 44 °C k vrtu ZGT-3 (smer juh – sever). V priestore vrtu TTŠ-1 sa vyskytuje anomálne teplotné pole, spôsobené prehriatím vysokej kryhy výstupom geotermálnych vôd z triasových karbonátov krížňanského príkrovu do triasových karbonátov chočského príkrovu, resp. až do neogénnych karbonatických zlepcov (Pirman, I. 1993). Na geotermálnu aktivitu kotliny poukazujú aj prirodzené vývery geotermálnych vôd v Turčianskych Tepliciach ($T = 45\text{ °C}$) a v Mošovciach ($T = 23\text{ °C}$). V hĺbke 2 500 m (kde sa predpokladá dosah mezozoických komplexov krížňanského príkrovu a obalovej jednotky tatrika pri východnom okraji kotliny), sa teplota pohybuje okolo 75–80 °C (III-88).

Geotermálne vody v Turčianskej kotline (tab. 25) sa viažu na bazálne neogénne štrky a zlepenca a triasové karbonáty chočského a krížňanského príkrovu (Vandrová, G. 1993). V bazálnych neogénnych klastikách boli geotermálne vody overené vrtmi (Bujalka, P. 1976) v Socovciach (vrt HV-107A), Diviakoch-Dubovom (vrt HV-103) a Kláštore pod Znievom (vrt KM-1). Z karbonátov chočského príkrovu vyvierajú vody v Mošovciach (zachytené vrtmi) a vrtom GHŠ-1 sa overili v Hornej Štubni (Franko, O. 1974). V Turčianskych Tepliciach vyvierajú vody z karbonátov krížňanského príkrovu (sú zachytené vrtmi) a sú overené západne od Turčianskych Teplic vrtom TTŠ-1. Koeficient prietochnosti (T) triasových karbonátov krížňanského príkrovu z vrtu TTŠ-1 má hodnotu $4,5\text{--}5,2\cdot 10^{-3}\text{ m}^2/\text{s}$.

Geotermálne vody bazálnych neogénnych klastík sú toho istého typu (Ca-Mg-HCO_3) ako vody triasových karbonátov chočského príkrovu, s ktorými vlastne vytvárajú jeden zvodnenec. Vody klastík majú vyššiu mineralizáciu (1,65–1,8 g/l) ako vody karbonátov (0,98–1,36 g/l), pričom niektoré z nich majú zvýšenú A_1 (37,8 %), čo je v súlade s ich horninovým prostredím. Naproti tomu vody karbonátov majú oveľa vyššiu A_2 (83–90 %) ako vody klastík (52,4–78,2). Odlišný chemizmus majú vody triasových karbonátov krížňanského príkrovu. Vody v Turčianskych Tepliciach (prirodzené vývery) sú $\text{Ca(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$ typu s celkovou mineralizáciou 1,48–1,52 g/l, podobne aj vody z vrtu TTŠ-1 z hĺbky 810–1124 m s celkovou mineralizáciou 1,65 g/l.

Voda z vrtu HM-2 resp. TTŠ-1 Turčianske Teplice je na ústí

vrtu korozívna, k čomu prispieva aj obsah H_2S a síranov. Po odplynení nadobúda inkruštné vlastnosti. Výskyt rozpusteného Fe v množstve $1,63\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ spôsobuje pri styku so vzduchom zákal z $\text{Fe(OH)}_3\cdot x\text{H}_2\text{O}$.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie sa hodnotí na 22,5 MW_t .

Skorušinská panva

Predterciérne podložie Skorušinských vrchov budovaných vnútrokarpatským paleogénom vytvára panvu medzi Chočským pohorím a bradlovým pásmom (III-91). Je pretiahnutá v juhozápadno-severnom smere so sklonom k severovýchodu až do hĺbky 2 000 m v priestore medzi Habovkou a Nižnou. Od masívu Tatier má panva strmé sklony až k Habovke, vo zvyšnej časti sú sklony pomerne mierne. Voči bradlovému pásmu je výrazne tektonicky obmedzená.

Výplň kotliny tvorí vnútrokarpatský paleogén s nie príliš hrubým bazálnym zlepcovým súvrstviem a mohutným flyšoidným súvrstviem (III-90–92). Priamym podloží paleogénu je krížňanský príkrov s troskami dolomitov chočského príkrovu. Väčšie rozšírenie dolomitov chočského príkrovu možno predpokladať na svahoch kotliny od Malatinej až po štátnu hranicu. V hĺbke 1 500 m na svahoch západnej časti kotliny už pravdepodobne vystupuje obalová séria, ktorá má litologickú náplň podobnú ako krížňanský príkrov. V hĺbke 2 000 m sa v západnej časti pravdepodobne vyskytuje granitoidný masív Malej Fatry a v 3 000 m už aj vo východnej časti granitoidný masív Tatier. V hĺbke 4 000 m tvoria väčšiu časť kotliny asi granitoidy, prípadne kryštalické bridlice. Pozdĺž bradlového pásma možno v tejto hĺbke a hlbšie ešte očakávať šupiny všetkých vnútrokarpatských elementov, keďže ide o veľmi komplikovanú tektonickú zónu.

O geotermálnej aktivite územia svedčia prirodzené vývery geotermálnych vôd v Oraviciach v lokalite Mihulčie (Zakovič, M. 1981). Vyvierajú tu vody s teplotou 13,0–18,5 °C. Geotermálne vody sa na tomto mieste skúmali vrtom OZ-1 hlbokým 600 m (III-91) a overilo sa 35 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ vody teplej 28,5 °C. Vo vzdialenosti asi 600 m severným smerom sa v tej istej štruktúre vrtom OZ-2 (III-90) hlbokým 1 601 m potvrdili geotermálne vody v množstve 100 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ s teplotou 56 °C. Iba z tohto vrtu sú k dispozícii geotermické údaje.

Keďže sa Oravice nachádzajú pri severovýchodnom okraji panvy, geotermálna aktivita celej oblasti sa posudzovala podľa regionálneho poľa. Hodnota hustoty tepelného toku celej oblasti sa pohybuje medzi 60–65 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$, jedine v juhozápadnej časti územia medzi 55–60 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Aktivita teda kolíše okolo priemeru (III-4). Teplota v teplotnom poli v hĺbke 1 000 m stúpa od juhozápadu z 32,5 °C k severovýchodu na 37,5 °C. V okolí vrtu OZ-2 sa teplota pohybuje v rozmedzí 40–42,5 °C. V hĺbke 1 500–4 000 m, kde sa môžu vyskytovať triasové karbonáty všetkých jednotiek, sa nádržová teplota pohybuje od juhovýchodu k severovýchodu v rozmedzí 45 (50)–107,5 °C (III-90–92).

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	S_2 (Cl)	S_2 (SO_4)	A_1	A_2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Bazálne klastiká										
50– 255	neogén	1,65–1,80	0,88–1,18	5,60–7,30	0,0	0,00–12,60	0,0–37,8	52,40–78,20	77,80– 94,70	Ca(Mg)-HCO_3
Chočský príkrov										
30– 135	trias	0,98–1,36	0,86–1,26	6,60–7,40	0,0	0,00– 9,00	0,0– 1,7	83,00–90,00	75,12–117,70	Ca(Mg)-HCO_3 Mg-HCO_3
Križňanský príkrov										
21– 97	trias	1,48–1,52	0,58–0,96	6,74–8,70	0,0	42,14–46,72	0,0	44,98–49,48	45,50–132,25	$\text{Ca(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$
810–1 124	trias	1,65	0,55	10,88	0,0	41,76	0,0	45,91	83,39	$\text{Ca(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$

Tab. 25 Chemické typy geotermálnych vôd

Vody v Oraviciach, overené vrtmi OZ-1 a OZ-2, sa viažu na triasové karbonáty krížňanského príkrovu. Ide o vody Ca(Mg)-SO₄-typu s celkovou mineralizáciou 1,26–1,47 g/l (tab. 26).

Voda z vrtu OZ-2 naznačuje pomerne výrazné inkrušťačné schopnosti. Zvýšený obsah Fe (5,2 mg·l⁻¹) značí, že pri kontakte so vzdušným kyslíkom sa bude tvoriť hnedý zákal Fe(OH)₃·xH₂O a hnedé sedimenty.

Medzi vhodné povrchové toky, kde sa môže časť zneškodňovacej kapacity využiť na zneškodňovanie odpadových vôd, patrí tok Oravy a Oravice (III-147). Využitelná zneškodňovacia kapacita podzemných vôd je tu prevažne veľmi malá až malá. S ohľadom na obsah sulfánu a ropných látok treba rátať s úpravou, resp. preúpravou týchto vôd.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie sa hodnotí na 17,1 MW_t.

Liptovská kotlina

Kotlina sa rozkladá medzi mohutnými megaantiklinálami Tatier a Nízkych Tatier a zo severozápadu je obmedzená Chočskými vrchmi (III-96). Na východe tvorí hranicu málo výrazný štrbský chrbát. Je to najvýraznejšia subsekventná popaleogénna tektonická depresia, ktorá je zo severu voči Tatrám vymedzená podtatranským a voči Chočským vrchom na severozápade prosečnian-ským zlomom. Obidva sa strmo skláňajú na juh. V reliéfe podložia paleogénu sa nachádzajú tri výrazné depresie (Franko, O. et al. 1984b, Remšík, A. et al. 1993). V západnej časti je to ivachnovská depresia s predpokladanou hrúbkou paleogénu prevyšujúcu 1 000 m, v strednej časti depresia Liptovskej Mary. Pri jej okraji medzi Liptovským Trnovcom a Ondrášovou sa podložie zistilo v hĺbke 1 625 m (vrt ZGL-2/A v Liptovskom Trnovci). Vo východnej časti je depresia Liptovskej Kokavy, kde sa podložie dosiahlo v hĺbke 1 340 m (vrt ZGL-3 v Liptovskej Kokave). V západnej časti vystupuje v reliéfe podložia výrazná bešeňovská hrásť s hĺbkou predpaleogénneho podložia len 96 m (vrt ZGL-1 v Bešeňovej). Vnútro kotliny je narušené viacerými zlomami a prešmykami severo-južného a severovýchodno-juhozápadného smeru. Výplň kotliny tvorí vnútrokarpatský paleogén s málo hrubým bazálnym zlepen-covým súvrstvom, v nadloží ktorého je hrubé flyšoidné súvrstvie (III-93–97).

Predpaleogénne podložie Liptovskej kotliny buduje krížňanský a chočský príkrov. Krížňanský príkrov v depresii Liptovskej Kokavy siaha až do hĺbky 2 336 m, chočský príkrov v depresii Liptovskej Mary v hĺbke 2 500 m ešte nebol prevítaný a pod ním predpokladáme krížňanský príkrov s dosahom viac ako 3 500 m, (podľa výsledkov vrtu ZGL-2/A). Obalové mezozoikum sa začína objavovať v hĺbke okolo 2 000 m pri Pavčinej Lehote a v hĺbke okolo 2 500 m už asi buduje väčšiu časť kotliny. Treba poznamenať, že obalové mezozoikum bude pravdepodobne na mnohých miestach vyvalcované, redukované až na bazálne členy, najmä vo východnej časti kotliny. Jeho najhlbší dosah do 4 000 m predpokladáme v depresii Liptovskej Mary. Na základe výsledku vrtu ZGL-3 možno predpokladať, že vo východnej časti kotliny sa v hĺbke 2 500 m už vyskytuje kryštalínium veporika so svojím mezozoickým obalom, ktoré príkrovovo leží na tatriku. V hĺbke 4 000 m pravdepodobne celú Liptovskú kotlinu buduje kryštalínium tatrika a veporika s výnimkou malého ostrova obalového mezozoika v depresii Liptovskej Mary aj v západnej časti kotliny.

Geotermálna aktivita územia Liptovskej kotliny (Remšík, A. et al. 1993, 1994) je zo všetkých vnútrohorských kotlin preskúmaná najlepšie (5 vrtov). Územie má priemernú aktivitu.

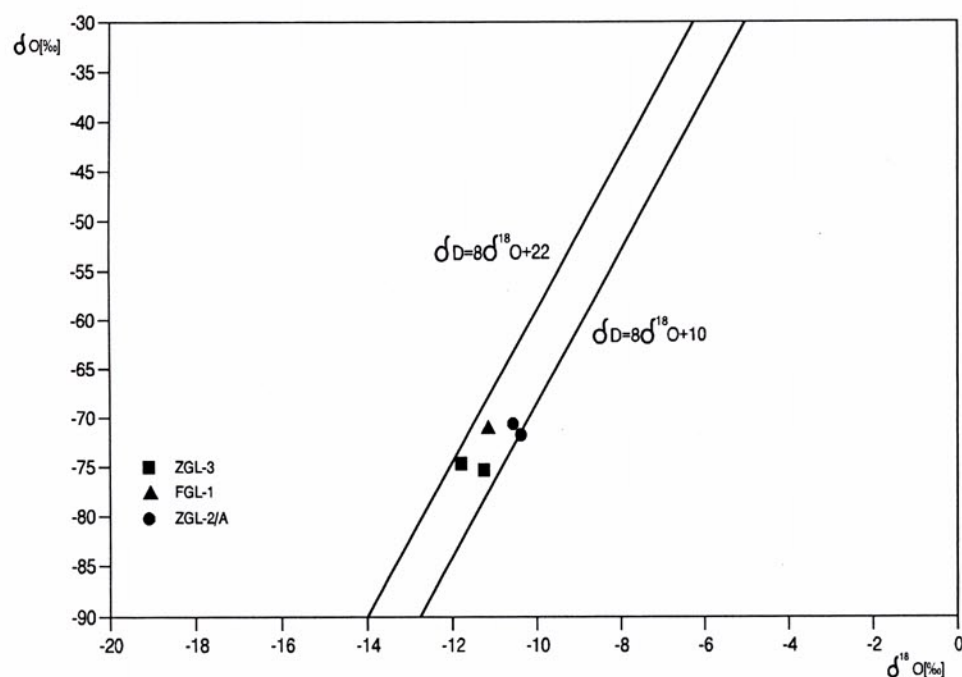
V regionálnom tepelnom poli (III-4) hodnota hustoty tepelného toku klesá od bešeňovskej hráste zo 70 mW·m⁻² a viac západným smerom na 60 mW·m⁻² a východným smerom do depresie Liptovskej Kokavy na menej ako 50 mW·m⁻². Smerom na Važec znova stúpa na viac ako 60 mW·m⁻². Podobne ako v Turčianskej kotline aj tu hodnota klesá zo stredu kotliny (z oblasti bešeňovskej hráste) k okrajom. Bešeňovská hrásť je prehriata výstupom geotermálnych vôd z hĺbky (viac ako 1 500 m) na povrch (konvektívny prenos tepla). Okraje Liptovskej kotliny sú ochladené okrajom pohorí a v oblasti Liptovskej Kokavy aj studenými krasovými vodami. Konkrétnym príkladom sú hodnoty z vrtu ZGL-1 v Bešeňovej (stred; q = 71,7 mW·m⁻²), z vrtu FGL-1 v Pavčinej Lehote (južný okraj; 52 mW·m⁻²) a z vrtu ZGL-3 v Liptovskej Kokave (východný okraj; 55,1 mW·m⁻²). Podobný obraz poskytuje aj teplotné pole, keď teplota v hĺbke 1 000 m v bešeňovskej hrásťi klesá k okrajom kotliny z viac ako 45 °C na 35–30 °C (III-93). Zvodnenie geotermálnych vôd, t. j. triasové dolomity a vápence krížňanského príkrovu, sa predpokladajú v západnej časti kotliny (od Liptovského Mikuláša na západ) v hĺbke vyše 3 500 m a v obalovej jednotke do 4 000 m. V týchto hĺbkach sa nádržové teploty pohybujú v rozmedzí 100–115 °C (III-96).

Na geotermálnu aktivitu územia upozorňujú aj prirodzené vývery geotermálnych vôd v kotline a v susedných pohoriach, a to v Bešeňovej, Liptovskej Štiavnici, Liptovských Sliačoch, Liptovskom Jáne a Lúčkach (Franko, O. 1990). Vody sa tu viažu na triasové karbonáty krížňanského príkrovu (III-96). Ich prítomnosť potvrdili plytké vrty. Hlbokými geotermálnymi vrtmi boli vody týchto zvodnencov overené v Bešeňovej (vrt ZGL-1 – Fendek, M. et al. 1988a), Liptovskom Trnovci (vrt ZGL-2/A – Remšík, A. et al. 1992a) a Liptovskej Kokave (vrt ZGL-3 – Remšík, A. et al. 1990b). Vody z vrtu ZGL-2/A sú zachytené v triasových karbonátoch chočského príkrovu, ale vzhľadom na ich chemické zloženie možno ich pôvod hľadať aj v triasových karbonátoch krížňanského príkrovu. Teplota vôd z plytkých vrtov vo výverových oblastiach sa pohybuje v rozmedzí 20–32 °C a z hlbokých vrtov 43,5–62 °C. Voda triasových karbonátov chočského príkrovu v prirodzených prameňoch nevyvierajú a overená bola len jedným hlbokým vrtom v Pavčinej Lehote (FGL-1). Jej teplota je 32 °C. Koeficient T sa v karbonátoch krížňanského príkrovu pohybuje v rozmedzí 1,02·10⁻³ až 1,16·10⁻⁴ m²·s⁻¹ a karbonáty chočského príkrovu majú hodnotu T = 3,19·10⁻⁵ m²·s⁻¹.

Geotermálne vody viazané na karbonáty chočského príkrovu sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (tab. 27) s vysokou hodnotou A₂ (80,39 ekv %) s celkovou mineralizáciou 0,36 g·l⁻¹. Naproti tomu vody karbonátov krížňanského príkrovu odhliadnuc od ich overenia plytkými alebo hlbokými vrtmi sú Ca(Mg)-HCO₃-typu a v dvoch prípadoch Ca(Mg)-SO₄-typu s celkovou mineralizáciou v rozmedzí 2,88–3,50 g·l⁻¹. Voda z vrtu ZGL-2/A má celkovú mineralizáciu 4,72 g·l⁻¹ a z vrtu ZGL-3 4,80 g·l⁻¹. Ide o lokality, v ktorých geotermálne vody nevyvierali. Výnimku oproti ostatným vodám predstavuje voda z vrtu ZGL-2/A s pomerne vysokou hodnotou S₁(Cl) – 10,59 ekv % a S₁(SO₄) – 23,02 ekv %. Túto odchýlku spôsobilo zasiaknutie marinogénnych vôd paleogénneho mora do karbonátového podložia mezozoika. Prejavuje sa to aj v izotopovo ťažších vodách oproti vodám z vrtu FGL-1 a ZGL-3 (Michalko, J. in Remšík, A. et al. 1993) – obr. 6.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
412–600	trias	0,77	1,30	7,54	0,0	60,39	0,0	30,64	24,44	Ca(Mg)-SO ₄
950–1565	trias	1,26	1,47	11,71	0,0	68,62	0,0	17,88	12,99	Ca(Mg)-SO ₄

Tab. 26 Chemické typy geotermálnych vôd


 Obr. 6 Vzťah δD a $\delta^{18}O$ v geotermálnych vodách

S výnimkou vrtu FGL-1 Pavčina Lehota, ktorý je z technologického hľadiska bezproblémový, vyznačujú sa ostatné vrty (ZGL-1, 2/A, 3) vysokým obsahom Ca^{2+} . Ak nie je voda na ústí vrtov odplynená, inkrusty netvorí (je vedená pod tlakom). Po čiastočnom odplynení je tvorba inkrustov veľmi intenzívna, presýtenie voľnými iónmi Ca^{2+} v porovnaní s rovnovážnym stavom dosahuje hodnoty od $34 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (ZGL-1) až po $200 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (ZGL-2/A a ZGL-3), pričom inkrusty sú sfarbené vplyvom železa a malého množstva H_2S do hnedá až čiernohnedá. Pre vyšší obsah síranov a CO_2 prichádza do úvahy síranová a uhličitanová korózia, najmä pri tlakovom spôsobe využívania. Okrem FGL-1 majú všetky tri vrty koncentráciu Fe nad $3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$.

Vhodným povrchovým tokom využiteľným na zneškodňovanie odpadových vôd (III-158) je tok Váhu a dolné toky jeho prítokov, ako napríklad potoka Belá. Zneškodňovacia kapacita podzemných vôd v oblasti je čiastočne malá až stredná, na menšej časti územia veľká. Časť týchto vôd sa teda môže využiť na zneškodňovanie odpadových vôd. S ohľadom na obsah sulfátu v Liptovskom Trnenci a Liptovskej Kokave a na obsah ropných látok bude nevyhnutná úprava či predúprava alebo reinjektáž.

Na zhodnotenie prognózneho obnovovaného využiteľného množstva geotermálnej energie sa použil program AQUA (Vatnas-kil Consulting Engineers, 1992). Dvozmerný numerický model Liptovskej kotliny bol zostavený z 1785 výpočtových uzlov a 3492 prvkov. Pri modelovaní sa výpočtovou sieťou pokryla plocha 802 km^2 . Podklady na zostavenie modelu boli spracované v mierke 1 : 100 000 (Fendek, M. in Remšík, A. et al. 1993). Okrajová podmienka I. druhu $H = \text{konšt.}$ bola použitá v severovýchodnej časti Liptovskej kotliny (juhovýchodne od Podbanského), zhruba na mieste vystupovania karbonátov chočského príkrovu na povrch, v severnej časti Liptovskej kotliny (severovýchodne od obce Jalovec na styku Liptovskej kotliny s Vysokými Tatrami a sever-

ne od obce Kvačany), kde na povrch vystupujú hydrogeologicky veľmi priaznivé karbonáty chočského príkrovu, v severozápadnej časti Liptovskej kotliny (severozápadne od obce Lúčky), kde vystupujú na povrch karbonáty krížňanského príkrovu, v južnej časti Liptovskej kotliny na troch miestach, a to na juh od obcí Vyšný Sliach a Liptovské Kľačany, kde na povrch vystupujú karbonáty krížňanského príkrovu, ďalej v Demänovskej doline, kde sa stýkajú karbonáty chočského a krížňanského príkrovu, a nakoniec južne od obcí Liptovský Hrádok a Veľká Lehota. Lokalizácia tejto okrajovej podmienky vo vyššie uvedených miestach vyplynula z použitého rozloženia hydraulických parametrov a piezometrických výšok nameraných na realizovaných geotermálnych vrtoch.

Pri určovaní hydraulických parametrov pre model sme vychádzali z hodnôt určených z priebehu hydrodynamických skúšok realizovaných na geotermálnych vrtoch (Remšík, A. et al. 1993). Na základe modelovania priebehu piezometrických výšok sa použili tieto hodnoty hydraulických parametrov:

- koeficient prietochnosti v intervale $3\cdot 10^{-5}$ – $2,3\cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$,
- koeficient storativity v intervale $5\cdot 10^{-5}$ – $1\cdot 10^{-3}$.

Najvyššie hodnoty koeficientu prietochnosti sa použili severne od Kvačian, teda vo východnej časti Chočských vrchov a západnej časti Západných Tatier po styk s Liptovskou kotlinou, juhovýchodne od obce Podbanské. Najnižšie hodnoty v okolí vrtu VSH-1 Vyšný Sliach a severne od obce Liptovský Kríž smerom k južnému okraju Liptovskej Mary. Najvyššia hodnota koeficientu storativity bola použitá v oblasti Lúčok a Bešeňovskej hráste a najnižšia v západnej, východnej a v strede severnej časti vždy pri okrajoch kotliny.

Z hľadiska exploatovaného množstva geotermálnych vôd sa modelovali tri alternatívy.

Pri prvej alternatíve sa uvažovalo o exploatácii geotermálnych vôd v Lúčkach, Bešeňovej, Liptovskej Štiavnici, Vyšnom Sliachi a v Liptovskom Jáne. Rátalo sa s exploatáciou trvajúcou 50 rokov. Celkové exploatované množstvo pri tejto alternatíve je $147 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Výsledky ukázali, že stabilizácia hydrodynamických pomerov sa dosiahne už po 18 rokoch. Preto sa pre ďalšie alternatívy bral ako východiskový stav ten, ktorý bol pri tejto alternatíve vypočítaný pre obdobie 7300 dní, t. j. 20 rokov. Prvá alternatíva slúžila najmä na to, aby sa určilo rozloženie hydraulických parametrov a pre ďalšie alternatívy piezometrických výšok. Zároveň by mala modelovať prirodzený stav prúdenia geotermálnych vôd v Liptovskej kotline, vyvolaný exploatáciou geotermálnych vôd na jej okrajoch (Lúčky, Liptovská Štiavnica, Vyšný Sliach, Liptovský Ján) a v Bešeňovej. Pri tejto alternatíve sa teplotné pole Liptovskej kotliny nemení.

Pri druhej alternatíve sa rátalo s exploatáciou geotermálnych vôd zvýšenou oproti prvej alternatíve vo všetkých realizovaných geotermálnych vrtoch na úrovni overeného využiteľného množstva geotermálnej energie Liptovskej kotliny 14 MW_t pri výdatnosti $84 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ vôd s teplotou 32 – 62°C . Smer prúdenia pri tejto alternatíve ostáva takmer všade rovnaký ako pri prvej alternatíve. Výrazná zmena nastala iba v oblasti Liptovského Trnovca, a to zo smeru severozápad – juhovýchod na smer severovýchod – juhozápad. Exploatovalo sa dovedna $231 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ geotermálnych vôd, t. j. o $84 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ viac ako pri prvej alternatíve. Ani pri tomto množstve sa teplotné pole Liptovskej kotliny nenarušilo.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{HCO_3}{Cl}$	Chemický typ vody
Chočský príkrov										
1314–1570	trias	0,36	1,43	5,84	0,0	11,85	0,0	80,39	56,4	Ca(Mg)-HCO ₃
Križňanský príkrov – plytké vrty										
78–250	trias	2,88–3,50	1,04–4,38	3,64–11,77	0,0	14,79–58,89	0,0	35,51–72,27	16,5–56,5	Ca(Mg)-HCO ₃ Ca(Mg)-SO ₄
Križňanský príkrov – hlboké vrty										
1475–2486	trias	2,97–4,80	0,23–10,59	3,60–23,00	0,0	7,91–64,67	0,0	30,80–62,49	5,4–48,0	Ca(Mg)-HCO ₃ Ca(Mg)-SO ₄

Tab. 27 Chemické typy geotermálnych vôd

Tretia alternatíva predstavuje takú istú exploataciu geotermálnych vôd ako v druhej alternatíve, ale s tým rozdielom, že sme uvažovali o zvýšení exploatacie geotermálnych vôd pomocou fiktívnych vrtov v celkovom množstve $152 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, teda s množstvom $383 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Prúdové pole sa pri exploatacii tohto množstva už výrazne deformovalo oproti pôvodnému stavu (1. alternatíva), pričom ho dotvára existencia okrajových podmienok I. druhu $H = \text{konšt.}$ po obvode kotliny tak, ako sme ich definovali na začiatku opisovania tohto modelu. Ani toto množstvo exploatovaných geotermálnych vôd výrazne nedeformuje pôvodné teplotné pole. Menšie zmeny sa začínajú prejavovať na okrajoch kotliny. Ako príklad môžeme uviesť pokles teploty na vrte BJ-101 Lúčky o $1,7^\circ\text{C}$ a na druhej strane nárast teploty vo vrte LŠH-1 Liptovská Štiavnica o 1°C . Môžeme konštatovať, že prognózne obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie v Liptovskej kotline predstavuje pri tejto alternatíve $34,3 \text{ MW}_t$, čo reprezentuje výdatnosť realizovaných a fiktívnych vrtov v intervale $6\text{--}31 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ s teplotou vody na ústí vrtu $27\text{--}70^\circ\text{C}$ pri celkovej výdatnosti $236 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (III-98).

Levočská panva

Termín „levočská panva“, podobne ako „skorušinská panva“, zaviedol Franko, O. (1979), keďže sú tu zvodnence geotermálnych vôd (triasové dolomity a vápence) v panvovom postavení. Táto rozsiahla oblasť je na severe a severovýchode voči bradlovému pásmu vymedzená tektonicky, na severozápade Tatrami, na juhu východnou časťou Nízkych Tatier, Slovenského rudohoria a Čiernou horou (III-103). Na východe ju západná vetva hornádskeho zlomu oddeľuje od severnej časti Košickej kotliny. Z Nízkych Tatier na východ do levočskej panvy vybieha elevácia vikartovského chrbta, obmedzená na južnej strane výrazným zlomom západovýchodného smeru, a zo Slovenského rudohoria na severe hrásť Braniska, obmedzená na západnej a východnej strane zlomami. Z podložia paleogénu medzi Spišskou Magurou a Levočskými vrchmi vystupuje ružbašský ostrov, na juhovýchode obmedzený zlomom, ako pokračovanie podtatranského zlomu.

Výplň panvy tvorí vnútrokarpatský paleogén s niekoľko desiatok metrov hrubým bazálnym zlepenčovým súvrstvom a nadložným, až do 4000 m hrubým flyšoidným súvrstvom (III-99–105).

Predtercierny reliéf levočskej panvy má niekoľko charakteristických črt. Medzi Tatrami a ružbašským ostrovom sa tiahne ružbašská elevácia a podobná prebieha na juhu v pokračovaní vikartovského chrbta až takmer po Branisko. Medzi týmito eleváciami reliéf klesá od štrbského chrbta (oddeľuje Liptovskú kotlinu od levočskej panvy) na severovýchode až do hĺbky vyše 2500 m južne od Starej Ľubovne, odkiaľ pozdĺž bradlového pásma na juhovýchode opäť klesá v úzkom pruhu až do hĺbky 4000 m severne od Prešova. Medzi vikartovským chrbtom na sever, výbežkami Nízkych Tatier a Slovenským rudohorím na juhu sa vyvinula plytká brázda (hornádska). Od okraja Čiernej hory reliéf pod paleogénom klesá na severovýchod spočiatku mierne, potom strmo k bradlovému pásmu. Od Tatier a ružbašského chrbta predtercierny reliéf Spišskej Magury mierne klesá smerom na severozápad až do hĺbky 2000 m.

Na stavbe predtercierného podložja sa zúčastňujú všetky tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát. Do južnej časti Spišskej kotliny zasahujú v podloží paleogénu elementy paleozoika gemerika a mezozoické komplexy Galmusu a Stratenskej hornatiny. Oblasť vikartovského chrbta buduje ipoltická skupina hronika, severne od nej tvorí predtercierné podložie širší pás chočského príkrovu, ktorý zasahuje až do severného okolia Braniska. Predterciernym podložím Šarišskej vrchoviny je permsko-mezozoický obal. Predpokladáme, že väčšia časť levočskej panvy, teda oblasť Spišskej Magury, Levočských vrchov a celý pruh pozdĺž bradlového pásma až k Prešovu, má v podloží paleogénu krížňanský príkrov. Hlbšie podložie na juhu panvy pod ipoltickou skupinou a časti

chočského príkrovu buduje mezozoický obal kryštalínika veporika (séria Veľkého Boku), strednú a severnú časť panvy pod krížňanským príkrovom obalové mezozoikum tatrika.

Hĺbkový dosah mezozoických komplexov je v jednotlivých úsekoch rôzny. Predpokladáme, že v južnej časti Šarišskej vrchoviny a v okolí Klčova prevláda už v hĺbke 1000 m kryštalínikum (kryštalické bridlice, granitoidy), ktoré sa s pribúdajúcou hĺbkou plošne rozširuje. V hĺbke 3000 m tvoria aj ružbašskú eleváciu zrejme granitoidy, južnú a strednú časť panvy v tejto hĺbke asi obalové mezozoikum veporika a tatrika. Krížňanský príkrov predpokladáme v tejto hĺbke v pruhu pozdĺž bradlového pásma a v depresii južne od Starej Ľubovne. V hĺbke 4000 m je už prevažná časť panvy vybudovaná z kryštalínika, mezozoické elementy predpokladáme v pruhu pozdĺž bradlového pásma a v priestore vikartovského chrbta. V hĺbke 5000 m tvorí celú oblasť levočskej panvy kryštalínikum s výnimkou úzkeho pásu pozdĺž bradlového pásma.

Geotermálna aktivita oblasti (Fendek, M. et al. 1992; Franko, O. et al. 1994a) je priemerná, pohybuje sa v rozmedzí $61,8$ až $77,0 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s priemerom $66,8 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (III-4). Aktivita v tepelnom poli stúpa od okraja pohorí smerom do depresných častí panvy. V oblasti Spišskej Magury dosahuje viac ako $70 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, v Levočských vrchoch vyše $65 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ a pozdĺž bradlového pásma juhovýchodným smerom vyše $75 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Podobný obraz poskytuje teplotné pole (III-99), pričom sa teploty pohybujú v rozmedzí $30\text{--}45^\circ\text{C}$. V hĺbke 1000–4000 m, v ktorej ležia zvodnence geotermálnych vôd, t. j. triasové karbonáty obalovej jednotky tatrika a veporika, krížňanského a chočského príkrovu, sa priemerné nádržové teploty pohybujú v rozsahu $37\text{--}109^\circ\text{C}$, resp. v hĺbke 2000–4000 m v rozsahu $61\text{--}109^\circ\text{C}$ (III-99–105).

Na geotermálnu aktivitu územia upozorňujú aj prirodzené vývery geotermálnych vôd (III-103) v Gánovciach (Struňák, V. 1994), Baldovciach (Haluška, M. – Petřivaldský, P. 1994), Lipovciach (Malík, P. 1994) a Vyšných Ružbachoch (Mlyнарčík, M. – Petřivaldský, P. 1990). Vody v Baldovciach (patrí k nim aj Sivá Brada) vyvierajú z karbonátov obalovej jednotky tatrika, resp. veporika, vody vo Vyšných Ružbachoch z karbonátov krížňanského príkrovu a vody v Gánovciach a Lipovciach z karbonátov chočského príkrovu. Ich prítomnosť na týchto lokalitách je overená plytkými vrtmi. Hlbokými vrtmi (III-99–102) boli geotermálne vody spomínaných tektonických jednotiek overené v Klčove (Biely, A. et al. 1965) a Lúčke (Haluška, M. – Petřivaldský, P. 1994) neďaleko Baldoviec (obal tatrika a veporika), Plavnici, Lipanoch a Šariši (Fendek, M. et al. 1992, krížňanský príkrov), vo Vrbove (Fendek, M. et al. 1992) a Poprade (chočský príkrov, Daniel, D. 1994, ústne oznámenie), Arnutovciach a Letanovciach (vernársky príkrov, Jetel, J. et al. 1990). Teplota vôd z plytkých vrtov v prirodzených výverových oblastiach sa pohybuje v rozmedzí $13,6\text{--}26,7^\circ\text{C}$ z hlbokých v rozmedzí $19\text{--}107^\circ\text{C}$. Koeficient prietochnosti T karbonátov vernárskeho príkrovu z týchto vrtov má hodnotu $8,8\cdot 10^{-4}$ až $1,4\cdot 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$, chočského príkrovu z vrtov Vr-1 a Vr-2 vo Vrbove $1,2\text{--}6,4\cdot 10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$, z karbonátov krížňanského príkrovu z vrtov VRŠ-1, VR-2, 5, 9 vo Vyšných Ružbachoch a z vrtu VR-4 v Podolínci $2,3\cdot 10^{-4}\text{--}1,5\cdot 10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ($2,2\text{--}2,3\cdot 10^{-5} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ vo Vyšných Ružbachoch).

Geotermálne vody viazané na karbonáty vernárskeho príkrovu (tab. 28) sú $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu ($A_2 = 63,8\text{--}69,6$ ekv %) s celkovou mineralizáciou $0,61\text{--}1,28 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a na karbonáty chočského príkrovu z plytkých i hlbokých vrtov $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu ($A_2 = 56,79\text{--}76,22$ ekv %) a s celkovou mineralizáciou $2,85\text{--}4,29 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Vody viazané na karbonáty krížňanského príkrovu v prirodzených výveroch sú $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu ($A_2 = 75,32$ ekv %) s celkovou mineralizáciou $1,85 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a z hlbokých vrtov Na-HCO_3 -typu ($A_1 = 59$ ekv %), $\text{Na-Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$, $\text{S}_1(\text{Cl})$, $\text{S}_1(\text{SO}_4)$, (A_1 , $A_2 < 35$ ekv %) a Na-Cl -typu, $\text{S}_1(\text{Cl}) - 64,61$ ekv %, s celkovou mineralizáciou $8,67$ až $11,95 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Vody viazané na karbonáty obalových jednotiek tatrika a veporika sú $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu ($A_2 = 60,29\text{--}73,96$ ekv %) s celkovou mineralizáciou $3,49\text{--}7,92 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$.

Geneticky ide o atmosférogénne vody s petrogénnou mineralizáciou. O tomto pôvode okrem ich chemizmu svedčí napr. obsah $\delta^{18}\text{O}$ z vrtu Vr-2 vo Vrbove, ktorý sa pohyboval okolo -13 ‰, čo svedčí o infiltrácii extrémne „ľahkých“ zrážok. Vody všetkých vrtoch okrem vrtoch zachytávajúcich prirodzené vývery v Gánovciach a Vyšných Ružbachoch majú podiel marinogénnej zložky zasiaknutej z paleogénneho mora $S_1(\text{Cl}) = 3,06\text{--}15,1$ ekv ‰. Vo vodách hlbokých vrtoch Lipany-2 a Plavnica-1 dosahuje $S_1(\text{Cl})$ až 28,2 a 30,41 ekv ‰. Voda z vrtu Šariš-1 je marinogénneho pôvodu, $S_1(\text{Cl})$ v nej dosahuje 64,41 ekv ‰.

Vody levočskej panvy sú charakteristické výraznou tvorbou inkrustov. Presýtenie voľnými iónmi Ca^{2+} dosahuje na ústí 80–90 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (vrty Pl-1, Pl-2 Plavnica). Vzhľadom na koncentráciu síranov (nad 1000 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a voľného CO_2 (asi 600 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ vo vrtoch Vr-1 a Vr-2 a asi 1300 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ vo vrtoch Pl-1 a Pl-2) je pravdepodobná vysoká síranová a uhličitanová korózia na častiach zariadení nepokrytých inkrustom. Koncentrácia Fe je medzi 0,9 až 1,9 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, čo by pri použití v bazénoch kúpalísk znamenalo vznik hnedého zákalu.

Na zneškodňovanie odpadových vôd (III-159) možno využiť časť zneškodňovacej kapacity toku Hornádu, Popradu a horný tok Torysy. Podzemné vody majú strednú až veľkú využiteľnú zneškodňovaciu kapacitu, takže časť sa môže využiť na zneškodňovanie. Veľká časť odpadových vôd v tejto oblasti si bude vyžadovať pred vypúšťaním do recipientu zriedenie čerpanou podzemnou vodou alebo zlepšenie prietoku vodohospodárskymi zásahmi. Vzhľadom na výskyt geotermálnych vôd obsahujúcich sulfán a obsah rádioaktívnych látok (Plavnica) treba rátať s úpravou, resp. predúpravou alebo aj s reinjektážou.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie v západnej a južnej časti panvy sa hodnotí na 75,4 MW_t a pravdepodobné neobnovované v severnej časti (III-17) na 1316 MW_t .

Stredoslovenské neovulkanity

Stredoslovenské neovulkanity zaberajú na povrchu veľkú časť územia strednej časti vnútorných Západných Karpát. Sú ohraničené na východe Slovenským rudohorím a Lučenskou kotlinou, na severe Veľkou Fatrou, Turčianskou kotlinou a pohorím Žiar, na západe Podunajskou nížinou, Trábečom a Hornonitrianskou kotlinou, na juhu siahajú až po štátnu hranicu (III-106, 119, 120).

Morfológia ich predterciérneho podložia je veľmi členitá a charakterizuje ju časté striedanie elevačných a depresných štruktúr s veľkými výškovými rozdielmi. Územie je totiž najintenzívnejšie porušené zlomami hrasťovo-prepadlinovej stavby. Výrazne sa tu

prejavujú tri systémy zlomov, a to severovýchodno–juhozápadného, severozápado–juhovýchodného a severo–južného smeru. Pri západnom okraji vystupuje v podloží výrazná morfológická elevácia santovsko-túrovský chrbát. Tiahne sa od severozápadu na juhovýchod medzi Levicami a Ipeľským Predmostím a v jeho priestore vystupuje na povrch viacero menších ostrovov predterciérneho podložia. Druhá výrazná elevácia podložia sa nachádza uprostred neovulkanitov medzi Pukancom a Hronským Beňadikom. Je to rudniansky chrbát. Výraznú eleváciu podložia predstavuje vulkanotektonická hodruško-štiavnická hrasť v strede štiavnickej kaldey. V rámci hraste vystupuje podložie na povrch v hodruško-vyhnianskom ostrove. Ďalšia výrazná elevácia, handlovský chrbát, leží medzi Trábečom a pohorím Žiar. Z depresných štruktúr je najvýraznejšia Žiarska kotlina, kremnický graben, bzovicka a bacúrovská depresia a vulkanotektonické depresie Javoria a Poľany. Sú obmedzené zlomami. V južnej časti stredoslovenských neovulkanitov (v oblasti Krupinskej vrchoviny) je predterciérny reliéf málo členitý. Medzi Šahami a Ábelovou je nevýrazná ábelovská elevácia, odkiaľ reliéf mierne klesá na juh. Výnimkou je tu len hlboká hornosthrársko-trenčská prepadlina.

Na stavbe podložia stredoslovenských neovulkanitov sa zúčastňujú všetky tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát. Väčšiu časť podložia neovulkanitov tvoria elementy veporika, a to zhruba od čiar Zvolen–Žiar n/Hronom – Hronský Beňadik na juh až po štátnu hranicu. Sú to najmä kryštalické bridlice a granitoidy a ich permsko-mezozoický obal. Z obalu ide spravidla o spodné členy – permské arkózy, bridlice a spodnotriasové kremence. Kompletnejšie obalové členy sa vyskytujú v depresiách, napr. v bzovickej a bacúrovskej, kde sa zistili aj karbonáty triasu a jury. Paleozoikum gemerika zasahuje do tejto oblasti len okrajovo západne od Lučenca a predpokladáme ho v hornosthrársko-trenčskej prepadline. Hronikum je pomerne rozšírené v podloží neovulkanitov. Na okolí Levíc sú to karbonátové trosky vyšších príkrovov. Medzi Levicami a hodruško-vyhnianskym ostrovom, ďalej v Pohronskom Inovci, Vtáčniku a v Žiarskej kotline je v podloží neovulkanitov rozšírená ipoltická skupina („melafýrová séria“). Trosky chočského príkrovu predpokladáme v podloží Kremnických vrchov a v oblasti Hornej Nitry. Fatrikum, predovšetkým krížňanský príkrov, možno predpokladať v oblasti Kremnických vrchov, Hornej Nitry a Vtáčnika. Pod ním je zrejme tatrikum, mezozoický obal a kryštalikum.

Neovulkanity (III-106–122) reprezentujú najmä produkty andezitového vulkanizmu, v menšej miere sú prítomné vulkanity ryolitového zloženia. Zastúpenie jednotlivých typov hornín je dosť premenlivé v závislosti od charakteru vulkanickej aktivity a situovania jednotlivých vulkanických centier.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	S_2 (Cl)	S_2 (SO_4)	A_1	A_2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Vernársky príkrov										
607,0 až 1133,5	trias	0,65– 1,52	14,07–15,72	14,24–14,47	0,0	0,00– 1,93	0,00– 1,60	68,05–69,32	4,43– 4,93	Ca(Mg)- HCO_3
Chočský príkrov										
50,0 až 2502,0	trias	2,85– 4,29	1,66– 7,55	3,12–16,61	0,0	9,62–34,97	0,00– 9,43	56,79–76,22	15,66–34,42	Ca(Mg)- HCO_3
Krížňanský príkrov										
Plytký vrt										
154,3	trias	1,85	2,20	5,48	0,0	16,8	0,0	75,32	41,25	Ca(Mg)- HCO_3
Hlboké vrty										
3500,0 až 5000,0	trias	8,67–11,95	28,20–64,41	1,60–19,29	0,0	0,00– 7,07	35,43–59,00	11,20–28,12	0,43– 2,49	Na- HCO_3 Na-Ca(Mg)- HCO_3 -Cl- SO_4 Na-Cl
Obalové jednotky tatrika a veporika										
30,0 až 877,0	trias	3,49– 7,92	6,41– 9,50	12,12–19,32	0,0	0,00–14,32	0,00– 4,42	60,29–73,96	6,83–10,56	Ca(Mg)- HCO_3

Tab. 28 Chemické typy geotermálnych vôd

V oblasti centrálnych zón mohutných andezitových stratovulkánov v širšom okolí Kremnice, v oblasti Nová Baňa–Prochoť, medzi Rudnom nad Hronom a Pukancom, v hodruško-štiavnickej oblasti, v oblasti Kráľová – Kalinka – Víglaš a v centrálnej časti Poľany budujú vulkanický komplex prevažne masívne andezity a intruzívne telesá granodioritu, dioritu, granodioritových a kremidioritových porfýrov postihnutých areálnou propylitizáciou. Výplň vulkanotektonických depresí Poľany, Javoria, štiavnickej kaldery a kremnického grabenu predstavujú dominantne efuzívne či extruzívne komplexy kyslejších andezitov s malou proporciou hrubých klastík.

V širokej zóne okolo týchto centrálnych zón a v centrálnych a proximálnych zónach menších vulkánov (Lysec, Čelovec, Vtáčnik, Remata, Flochová, Vlčí vrch) reprezentuje vulkanický komplex stratovulkanická štruktúra striedajúcich sa lávových prúdov, lávových brekcií a hrubých epiklastických brekcií s variabilnou proporciou lát a vulkanoklastík. Vo vonkajších častiach jednotlivých vulkanických pohorí a vulkánov zastupujú vulkanický komplex súvrstvia vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskocov, ktoré prechádzajú do vulkanicko-sedimentárnych komplexov vo výplni depresí.

Vzhľadom na to, že puklinová či medzizrnová priepustnosť vulkanických komplexov býva malá, rozhodujúcu úlohu v cirkulácii vôd hrajú poruchové zóny a zlomy súvisiace s mladou hrastovo-prepadlinovou stavbou.

Geotermálna aktivita územia (III-4) je veľmi zvýšená, pohybuje sa v rozmedzí 74,0–109,0 mW·m⁻² s priemerom 94,3 mW·m⁻². Tepelné pole tvorí symetrický kruhový obraz s maximálnou hodnotou hustoty tepelného toku v jeho strede (v oblasti Banskej Štiavnice). Z tohto centra klesá hustota tepelného toku s hodnotou vyššou ako 105 mW·m⁻² na všetky strany až na hodnotu nižšiu ako 80–70 mW·m⁻². Teplotné pole (Lizoň, I. 1973) v hĺbke 1 000 m (III-109, 110) poskytuje celkom iný obraz s viacerými centrami najvyšších, resp. najnižších teplôt. Najvyššie sa viaže na depresie (Žiarska kotlina a ďalšie) s hodnotami 50–70 °C a najnižšie na hrebene pohorí (Štiavnické a Kremnické vrchy a ďalšie) s hodnotami 35–40 °C.

V hĺbkach 1 000–5 000 (6 000) m, v ktorých sa rozprestierajú zvodnené geotermálnych vôd, najmä triasové karbonáty obalovej jednotky veporika (bzovicka a bacúrovská depresia), krížňanského príkrovu a obalovej jednotky tatrika (severozápadne od rudnianskeho chrbta), sa priemerné nádržové teploty pohybujú v rozmedzí 45–159 (187) °C (III-106).

Geotermálnu aktivitu územia signalizujú mnohé prirodzené vývery geotermálnych vôd vo Vyhniach, Sklených Tepliciach, Sliachi, Badíne, Banskej Bystrici (Štiavničky), Kalinčiakove, Santovke a Dudinciach (III-119, 120). Vývery sa viažu na dve rozsiahle štruktúry, severozápadnú a juhovýchodnú, ktoré oddeľuje rudniansky chrbát (Franko, O. – Zbořil, L. 1969; Franko, O. 1970).

Prirodzené vývery geotermálnych vôd sa viažu na výrazné morfológické elevácie mezozoického podložja. V Dudinciach a Santovke vyvierajú geotermálne vody z triasových karbonátov, resp. spodnotriasových kremencov obalovej jednotky veporika, v Sklených Tepliciach, Sliachi a Banskej Bystrici z krížňanského príkrovu, vo Vyhniach a Kalinčiakove z chočského a vyšších príkrovov. Prirodzené vývery sú dnes zachytené plytkými vrtmi v Malých Krškanoch a Mačkáši (Melioris, L. – Vass, D. 1982). V baniach sa geotermálne vody zistili v Handlovej a Banskej Štiavnici. Voda v Malých Krškanoch pochádza z chočského a vyšších príkrovov, v Mačkáši z obalu veporika, v Handlovej a Banskej Štiavnici z krížňanského príkrovu. Teploty vôd na týchto lokalitách sa pohybujú v rozmedzí 20–53 °C. Vrtmi hlbokými okolo 500 m (III-107–108) sa výskyt geotermálnych vôd potvrdil v Kováčovej (Franko, O. et al. 1982), Kremnici (Böhmer, M. – Škvarka, L. 1970), Zlatne a Topoľčiankach a vrtom hlbokým okolo 1 500 m (III-101, 102) v Sklených Tepliciach (T = 57 °C; Kľago, M. 1984). Vody z týchto lokalít, pochádzajúce z triasových karbonátov krížňanského príkrovu, majú podobný chemizmus ako vody prirodzených výverov a plytkých vrtov.

Geotermálne vody vlastných neovulkanitov sú overené vrtmi hlbokými okolo 500 m v Cerove a vo Zvolene (Franko, O. et al. 1982). Teplota týchto vôd dosahuje 25–26 °C. Vody šalgotárjanských pieskov otnangského veku v hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadline sú overené vrtmi hlbokými okolo 500 m v Ľuborietke, Vieske, Slovenských Kľačanoch a Hámri. Ich teplota sa pohybuje v rozmedzí 20,5–35 °C (Franko, O. 1966; Franko, O. et al. 1967).

Geotermálne vody viazané na obalovú jednotku veporika (tab. 29) sú prechodného Ca(Mg)-Na-HCO₃-Cl-SO₄-typu s celkovou mineralizáciou 5,6–6,25 g·l⁻¹ (Hyánková, K. – Melioris, L. 1993). Vody viazané na krížňanský príkrov sú Ca(Mg)-SO₄-typu, (S₂(SO₄) = 56,74–81,02 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,59 až 4,65 g·l⁻¹. Vody viazané na chočský a vyššie príkrovy sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 55,86–62,98 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,0–1,03 g·l⁻¹. Veľmi slabo mineralizované vody neogénnych vulkanoklastík sú Na-HCO₃-typu (A₁ = 60,84) s celkovou mineralizáciou 0,34 g·l⁻¹ a slabomineralizované vody sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 52,44 ekv %) s celkovou mineralizáciou 3,55 g·l⁻¹. Vody šalgotárjanských pieskov (produktívne) s plytkým obehom sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 66,87 ekv %) s celkovou mineralizáciou 0,18 g·l⁻¹, s hlbším obehom Na-HCO₃-typu (A₁ = 83,73–89,53 ekv %) s celkovou mineralizáciou 0,29–0,60 g·l⁻¹.

Pravdepodobné obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie v severozápadnej časti územia sa hodnotí na 82,6 MW_t, v juhovýchodnej časti na 32,6 MW_t (rozhranie medzi časťami tvorí spomínaný rudniansky chrbát). Do hodnoty 32,6 MW_t je zahrnuté aj 6,2 MW_t hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadliny.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Obalová jednotka veporika										
52,5– 490,0	trias	5,60–6,25	20,000–21,650	14,00–14,78	0,0	0,0	14,93–20,36	44,61–48,54	2,93– 3,24	Ca(Mg)-Na-HCO ₃ -Cl-SO ₄
Križňanský príkrov										
59,0–1 820,0	trias	1,59–4,65	0,136– 2,860	3,50–12,41	0,0	56,74–81,02	0,0	14,78–35,35	13,40–260,90	Ca(Mg)-SO ₄
Chočský a vyššie príkrovy										
80,0– 120,0	trias	1,00–1,03	1,660– 2,870	9,66–17,52	0,0	25,24–26,73	0,0	55,86–62,98	19,91– 54,70	Ca-(Mg)-HCO ₃
Vulkanoklastiká										
295,0– 625,0	neogén	0,34 3,55	3,16 5,46	6,70 16,88	0,0 0,0	0,0 0,0	60,84 24,36	27,71 52,44	28,00 14,21	Na-HCO ₃ Ca(Mg)-HCO ₃
Šalgotárjanske piesky										
168,4– 171,4	otnang	0,18	6,09	10,73	0,0	0,0	15,13	66,87	13,66	Ca(Mg)-HCO ₃
375,0– 520,0	otnang	0,29–0,60	2,220– 3,280	1,03– 3,52	0,0	0,0	83,73–89,53	6,38–10,70	28,35– 43,38	Na-HCO ₃

Tab. 29 Chemické typy geotermálnych vôd

Lučenská a Rimavská kotlina

Predterciérny reliéf týchto kotlín sa mierne skláňa na juh od úpätia Slovenského rudohoria až do hĺbky 2000 m na štátnej hranici (III-123–126). Predterciérne podložie tvorí v Lučenskej kotline najmä paleozoikum gemerika (rôzne fylity, pieskovce, porfyroidy, diabázy a ich tufy), v severnej časti kryštalické bridlice veporika, do ktorých intrudovali hercýnske granitoidy. Na kryštaliku leží mladopaleozoický a mezozoický obal, na povrchu zastúpený perm-skými arkózami a spodotriasovými kremencami. V hĺbke sa však mohli zachovať aj vyššie karbonátové členy, ktoré tvoria podložie paleozoika gemerika a vynárajú sa spod neho pod terciérnymi sedimentmi južne od Filakova v hĺbke 2000 m.

V Rimavskej kotline tvoria predterciérne podložie hlavne mezozoické elementy silicika, miestami i meliatika a tornaika. V najvýchodnejšej časti sú to stredotriasové až vrchnotriasové vápence a dolomity ponárajúce sa sem zo Silickej a Plešivskej planiny a Koniartu. Väčšia časť predterciérneho podložia je tu zo spodotriasových pestrých bridlíc, v ktorých sú v úzkych synklinálnych pásmach zvrásnené stredotriasové vápence a dolomity, na prešmykových línkách vystupujú bridlice a vápence meliatika, prípadne elementy tornaika. S narastajúcou hĺbkou hranica tohto komplexu ustupuje na východ a predpokladáme, že už v hĺbke 1500 m je takmer v celej Rimavskej kotline paleozoikum gemerika a tornaika.

Najstaršími terciérnymi sedimentmi (III-123–126) sú predtransgresívne riečne sedimenty skálnických vrstiev oligocénneho veku (kíšcel). Nad nimi, alebo na predterciérnom podloží leží čížske súvrstvie (blžské vrstvy – brekcie, zlepenca a pieskovce, hostišovské vrstvy – íly, prachovce, uhoľné íly a laminky až tenké slojky hnedého uhlia. Pri Bátke ležia v ich nadloží bátčianske vápence, hlavnú masu súvrstvia tvoria lenártovské vrstvy – ílovce a prachovce, lokálne sa zachoval regresívny člen súvrstvia – piesčité deltové sedimenty rapovských vrstiev.

Egeru, ktorého spodná časť je oligocénneho a vrchná časť spodnomiocénneho veku, zodpovedá lučenské súvrstvie (panické vrstvy – brekcie, zlepenca, pieskovce). Ich laterálnym ekvivalentom sú budikovianske vrstvy – organodetrítické a intraklastové vápence. Hlavnú zložku súvrstvia (do 1100 m) tvoria siltovce – séčenský šlír, okrajovou faciou lučenského súvrstvia na severnom okraji Rimavskej kotliny sú bretské vrstvy – detritické a organodetrítické vápence, zlepenca a brekcie.

Egenburg pozostáva z filakovského súvrstvia, ktoré je prevažne piesčité (tachtianske pieskovce s lavicami pevnejšieho pieskovca, jalovské vrstvy – pieskovec, lipovianske pieskovce – glaukonitické pieskovce, čakanovské vrstvy – vápnité prachovce a jemnozrnné pieskovce). V čakanovských vrstvách i v lipovianskych pieskovecch sú polohy kyslých tufov. Pravdepodobne regresívnym členom súvrstvia sú jelšovské zlepenca.

V priebehu spodného bádenu vulkanická aktivita narastala, more ustupovalo a začínali sa formovať vulkanické formácie. Na severe Rimavskej, sčasti aj Lučenskej kotliny vzniklo andezitové vulkanoklastické pokoradzské súvrstvie. V priestore dnešnej Cerovej vrchoviny intrudovali počas bádenu do filakovského súvrstvia šiatorské granatické andezity (lakolity a žily).

V ponte vzniklo v severnej časti Lučenskej a Rimavskej kotliny

v riečnych podmienkach poltárske súvrstvie (pestré kaolinické íly, piesky, štrky, lokálne uhoľné íly a lignit). V severozápadnej časti Lučenskej kotliny sú sedimentmi poltárskeho súvrstvia prevrstvené bazalty podrečianskej formácie. Vrcholy Cerovej vrchoviny tvoria zväčša pliocénne a pleistocénne bazalty cerovej formácie (lávové prúdy, struskové kužele, neky, diatrémy, maary a i.).

Geotermálna aktivita územia je priemerná. Aktivita tepelného poľa narastá od severného okraja Rimavskej kotliny (z oblasti Rybníka) juhovýchodným smerom na Tornaľu zo 60 na 65 mW·m⁻² a juhozápadným smerom na Hajnáčku až na 80 mW·m⁻² (III-4). V teplotnom poli v hĺbke 1000 m je obraz iný, teplota narastá zo severu na juh z menej ako 35 °C na viac ako 50 °C (III-124). V hĺbke 1500 m, v ktorej sa ešte môžu (ale nemusia) vyskytovať triasové karbonáty silicika, pohybuje sa teplota od severu na juh v rozmedzí 45–70 °C (III-125, 126).

V Lučenskej kotline sa nevyskytujú prirodzené vývery geotermálnych vôd, nezachovali sa v nej triasové karbonáty. O geotermálnej aktivite Rimavskej kotliny svedčia prirodzené vývery geotermálnych vôd v Kráľiku pri Tornaľi a v Hrnčiarskych Zálužanoch. Vody sú zachytené plytkými vrtmi a viažu sa na triasové karbonáty silického príkrovu. Obeh geotermálnych vôd, ktoré vyvierajú v Kráľiku, je spojený so synklinálou Stránskej a v Hrnčiarskych Zálužanoch s Licinskou synklinálou (Zakovič, M. et al. 1994). V Tornaľi vyvierali pramene studených minerálnych vôd. Plytké vrty potvrdili výskyt geotermálnych vôd v karbonátoch silického príkrovu, ich obeh sa podobne ako v Kráľiku viaže na synklinálu Stránskej. Teplota vôd plytkých vrtov sa pohybuje v rozmedzí 17–18,5 °C, výdatnosť vrtov v Kráľiku a Tornaľi v rozmedzí 17–23 l·s⁻¹ a v Hrnčiarskych Zálužanoch dosahuje 2,7 l·s⁻¹. Nepatrné množstvá vôd synklinály Stránskej boli overené vrtmi BC-2 v Čakove a RKZ-1 v Bátke.

V bazálnych neogénnych klastikách sa zistilo len nepatrné množstvo geotermálnych vôd, a to v Lučenci v r. 1910 a 1911 a v Nitre nad Ipľom r. 1911 s teplotou 22 a 22,4 °C (Franko, O. et al. 1967).

Geotermálne vody viazané na triasové karbonáty silického príkrovu sú Ca(Mg)-HCO₃-typu (A₂ = 69,37–91,25 ekv %) s celkovou mineralizáciou 1,29–2,64 g·l⁻¹. Vody viazané na egerské bazálne klastiká sú Na-HCO₃-typu (A₁ = 71,0 ekv %) s celkovou mineralizáciou 4,96 g·l⁻¹ a Na-Cl- typu (S₁(Cl) = 77,7 ekv %) s celkovou mineralizáciou 9,54 g·l⁻¹ (tab. 30).

Pravdepodobne obnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie v Rimavskej kotline, viazané na karbonáty silického príkrovu, je asi 26 MW_t.

Východoslovenská panva

Východoslovenská panva sa rozprestiera na rozhraní Západných a Východných Karpát (III-127–143). Na západnej strane je ohraničená Slovenským rudohorím, Čiernou horou a Šarišskou vrchovinou, na severnej bradlovým pásmom, pri ktorom sa vynára spod terciérnych formácií jej podložie v Humenských vrchoch. Na východe pokračuje do Zakarpatska a na juhu do Veľkej maďarskej nížiny – Alföldu. V južnej časti sa vynára jej predterciérne podložie v Zemplínskych vrchoch.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Karbonáty silického príkrovu										
7–158	trias	1,29–2,64	1,16– 2,54	4,24–10,20	0,0	8,81–19,94	0,00– 3,27	69,37–91,25	30,90–35,76	Ca(Mg)-HCO ₃
Bazálne klastiká neogénu										
355–520	eger	4,96–9,54	22,20–77,70	0,30– 0,40	0,0	0,0	11,70–71,00	6,40–10,30	0,28– 3,49	Na-HCO ₃ Na-Cl

Tab. 30 Chemické typy geotermálnych vôd

Reliéf predterciérneho podložja je veľmi členitý a vyznačuje sa štyrmi základnými morfológickými štruktúrami. V západnej časti (III-143) sa predterciérne podložie Slovenského rudohoria a Čiernej hory ponára pod terciérne formácie Košickej kotliny a vulkanické komplexy Slanských vrchov, pričom stupňovite klesá na východ v dôsledku severo-južných zlomov. Táto morfológická štruktúra je vlastne svahom Slovenského rudohoria a Čiernej hory, skláňajúcim sa na východ. Na jej severnom a južnom okraji sa vyvinuli menšie depresie pri Prešove a Komárovciach.

Druhou výraznou morfológickou štruktúrou severnej časti je elevácia humenského chrbta, ktorá sa tiahne pozdĺž bradlového pásma, na západ od Humenských vrchov je prekrytá vnútrokarpatským paleogénom a na východ vulkanitmi Vihorlatu. Na južnej a juhozápadnej strane je obmedzená zlomami.

Na juhozápadnej strane panvy sa nachádza tretia výrazná elevačná morfológická štruktúra – zemplínsky chrbát. Podložie vystupuje na povrch v Zemplínskych vrchoch, ktoré predstavujú hrast' ohraničenú zlomami severozápadno – juhovýchodného smeru.

Medzi týmito morfológickými štruktúrami leží najvýraznejší morfológický prvok predterciérneho podložja panvy, a to trebišovská depresia s maximálnou hĺbkou okolo 7 000 m. V jej rámci sa vyskytujú čiastkové elevácie a depresie. Je pretiahnutá v smere severozápad – juhovýchod a voči susedným štruktúram má zlomové obmedzenie.

Keďže panva leží na rozhraní Západných a Východných Karpát, zúčastňujú sa na stavbe jej podložja zložky obidvoch horských sústav. Litologický obsah, stratigrafický rozsah a vzťahy jednotlivých tektonických jednotiek nie sú však dosiaľ uspokojivo objasnené. V západnej časti, v priestore Košickej kotliny a Slanských vrchov (zhruba od rovnobežky Košíc na sever až po východný okraj Slanských vrchov, kde prebieha severojužný slanský hlbinný zlom) budujú predterciérne podložie prvky Čiernej hory, teda kryštalinikum a jeho permsko-mezozoický obal. V priamom podloží terciérnych formácií sú zväčša stredno- až vrchnotriasové dolomity, hrubé 300–500 m, ktoré sú najmä v oblasti Slanských vrchov strmo uložené, takže siahajú dosť hlboko, čím sa ich nepravá hrúbka zväčšuje. Pod nimi sú málo hrubé spodnotriasové kremence a bridlice, potom permské zlepence, arkózy a pestré bridlice. Kryštalinikum je zastúpené kryštalickejšími bridlicami a granitoidmi. Južne od Košíc sa v podloží terciéru vyskytujú prvky gemerika – fylity, bridlice, pieskovce, zlepence, prípadne diabázy a ich tufy a porfyroidy. V juhozápadnom cípe Košickej kotliny sa v podloží terciéru nachádzajú mezozoické karbonáty Slovenského krasu a pri Komárovciach bázické intruzíva (peridotity).

V Humenských vrchoch a na niekoľkých ostrovoch v ich okolí vystupuje na povrch krížňanský príkrov so svojimi triasovými a kriedovými členmi. Predpokladáme, že krížňanský príkrov buduje celý humenský chrbát v podloží terciéru, v hlbších úrovniach obalové mezozoikum a kryštalinikum tatrika.

V Zemplínskych vrchoch vystupuje karbón v kontinentálnom vývoji so slojmi uhlia. Taký sa vo vnútorných Západných Karpatoch nevyskytuje. Vo vrtoch na okolí Pozdišoviec a Iňačoviec sa v podloží terciéru zistilo súvrstvie z rozličných druhov pelitických piesčitých bridlíc veľmi slabo metamorfovaných, so šošovkami vápencov, v ktorých sú medzivrstvičky zelených bridlíc. Označuje sa ako iňačovsko-kričevská jednotka. Vyskytuje sa hojne v podloží terciéru v Zakarpatsku. Jej vek nie je zatiaľ spoľahlivo určený, predpokladá sa mladopaleozoicko-mezozoický. V okolí Ptrukše vrty odhalili klastické súvrstvie permu, podobné permu v Zemplínskych vrchoch. Mezozoikum v Zemplínskych vrchoch je zachované rudimentárne. Reprezentujú ho spodnotriasové kremence a bridlice, dolomity a vápence asi triasového veku. Pre tieto odlišnosti vo vývoji vymedzuje *Slávik, J. (1976)* na východ od Slanských vrchov novú tektonickú jednotku zemplínikum. Svojím tektonickým postavením zodpovedá veporiku, patria doň dve čiastkové jednotky, a to iňačovsko-kričevská a zemplínsko-ptrukšianska.

Medzi najstaršie neogénne sedimenty (III-127–142) východoslo-

venskej panvy patrí prešovské súvrstvie egenburského veku, hrubé asi 800–1 000 m (na báze má hrubozrnné klastiká, hlavnú masu tvoria pelity a jemnozrnné pieskovce, miestami i drobnozrnné zlepence, polohy tufov a tufitov). Regresívne sedimenty egenburgu zastupuje čelovské súvrstvie hrubé asi 300–500 m (najmä pieskovce s polohami uhoľných ílov so slojkami hnedého uhlia, šošovky zlepencov). Lagunárne sedimenty egenburgu sú aj v najsevernejšom výbežku panvy pri Modrej nad Cirochou (rozpadavé ílovce s uhoľnými slojkami). Všeobecne možno povedať, že dnešné rozšírenie egenburgu v panve sa viaže na jej severozápadnú časť, t. j. od Prešova, resp. Záhradného po Vranov, resp. Modrú nad Cirochou.

V karpate (otnang nie je zastúpený) sa v panve obnovila sedimentácia a rozšírila sa ďaleko na juhovýchod od Prešova. Tvoria ho tri súvrstvia (bazálne teriakovské súvrstvie hrubé asi 250–400 m, zložené z pieskovcov a ílovcov flyšoidného charakteru, v Prešovskej kotline lemešianske zlepence; soľnobanské súvrstvie hrubé asi 250–400 m, kde sa evapority, resp. sadrovec a kamenná soľ striedajú s pelitmi a polohami pieskovca; kladzianske súvrstvie hrubé asi 1 300 m s ílovcami so sadrovcem a polohy pieskovcov).

V bádene zalieli morské vody takmer celú východoslovenskú panvu s výnimkou moldavskej depresie. Spodný bádén tvorí nižnohrabovské súvrstvie hrubé asi 500–600 m (siltovce a ílovce s polohami pieskovcov, juhovýchodne od Prešova výskyt sadrovca, hrabovské tufy). Stredný bádén na východ od Slanských vrchov reprezentuje vranovské (hrubé asi 500–600 m) a zbudské (hrubé asi 300 m) súvrstvie (vranovské súvrstvie tvoria ílovce a siltovce striedajúce sa s pieskovecami, v okolí Zemplínskych vrchov polohy tufov; zbudské súvrstvie polohy kamennej soli a sadrovca, sprevádzané pelitmi).

V Prešovskej kotline reprezentujú spodnobádenské a strednobádenské sedimenty mirkovské súvrstvie hrubé asi 600 m (ílovce a siltovce so zriedkavými polohami jemnozrnných pieskovcov, pod Slanskými vrchmi súvrstvie podstielajú tufy a vulkanické brekcie), v okolí Ruskej Novej Vsi sú ekvivalentom mirkovského súvrstvia stredno- až hrubozrnné pieskovce s polohami zlepencov.

Vrchný bádén zastupuje klčovské a lastomírské súvrstvie (v lastomírskom sú ílovce a prachovce, v klčovskom najskôr v Prešovskej kotline varhanovské štrky podstlané tufmi, vyššie sa striedajú štrky s pieskami a ílmi, východne od Slanských vrchov piesčito-pelitické sedimenty). V okolí Zatína tvoria podstatnú časť vrchného bádenu zatínske andezity a ryolity pri Michalovciach a Lesnom.

Sarmat reprezentuje niekoľko súvrství. Stretavské súvrstvie (spodný a stredný sarmat) s maximálnou hrúbkou až 1 800 m (íly, polohy pieskov, olšavských, myšľanských, rankovských tufov, v priestore Malčíc, Beše a Čičaroviec pochované stratovulkány, v okolí Košíc vklínene štrky). Ptrukšianske súvrstvie (vrchný sarmat) tvoria prevažne pieskovce hrubé 100–200 m. V podvihorlatskej oblasti dopĺňujú sarmatský vrstevný sled lučanské vulkanoklastiká a zavadské íly s uhoľnými slojmami. V západnej časti východoslovenskej panvy je ekvivalentom stredného a vrchného sarmatu kochanovské súvrstvie (íly s polohami tufov). V roňavskom zálive je ekvivalentom kochanovského súvrstvia tokajské súvrstvie (prevažne vulkanoklastiká).

Panónu zodpovedajú jazerné sedimenty sečovského súvrstvia, hrubé 500–700 m (íly s uhoľnými ílmi a slojkami lignitu, v okolí Sečoviec sa do súvrstvia vkladajú andezitové albinovské tufy, v podvihorlatskej oblasti sú ich ekvivalentom hažínske tufity a hnojníanske íly s lignitovými slojmami, sprevádzané tufitmi a konkréciami pelosideritu).

Pontského veku je seňanské súvrstvie hrubé až 600 m (pozdišovské štrky, prevrstvené ílmi, štrky smerom do panvy vyklíňujú a hlavnú zložku tvoria pestré íly, v okolí Iňačoviec vo vrchnej časti súvrstvia sloje lignitu a íly – iňačovské vrstvy).

Najmladším súvrstviom východoslovenskej panvy je čečehovské súvrstvie (dák–ruman, resp. pliocén) vystupujúce iba v juhovýchodnej časti panvy, hrubé 120–200 m (íly s polohami andezitových štrkov, pieskov a tufitov).

Organickou súčasťou výplne panvy a jedným z dominantných prvkov v geologickej stavbe územia sú vulkanity. Vulkanizmus je úzko spätý s vývojom panvy. Vyskytoval sa od egenburgu do spodného panónu a jeho produkty – okrem morfológicky výrazných povrchových štruktúr (Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy) – tvoria časť výplne neogénnej panvy. Zúčastňujú sa tak na kompenzácii jej subsidencie. Eruptívne centrá vznikali predovšetkým v tektonicky oslabených zónach pozdĺžneho smeru na rozhraní štruktúrno-tektonických jednotiek podložia v kombinácii s mladšími priečnymi zlomami.

V priebehu spodného miocénu (egenburg–báden) sa aktivoval kyslý ryolitovo-ryodacitový vulkanizmus – tufy a vulkanoklastiká, ktoré sú súčasťou sedimentárnej výplne panvy. Od vrchného bádenú pôsobil rozsiahly intermediárny andezitový vulkanizmus. Jeho produktom sú väčšie i menšie stratovulkány (Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy, pochované zemplínske vulkanické pohorie).

Slanské vrchy tvoria takmer súvislú reťaz morfológicky izolovaných andezitových stratovulkánov sarmatského až spodnopanónského veku. Dominantné postavenie majú väčšie stratovulkány (Šťavica, Zlatá Baňa, Makovica, Strechový vrch, Bogota), ku ktorým sa pridružujú menšie parazitické vulkány (Šebastovka, Vechec, Rankovské skaly, Košický Klečenov, Hradisko, Bradlo). V ich stavbe sa vyčleňujú centrálné, prechodné a periférne vulkanické zóny. Centrálné zóny reprezentujú pri väčších stratovulkánoch hydrotermálne premenené komplexy hornín s intrúziami dioritových porfýrov, pri menších centrálné andezitové neky. Prechodné vulkanické zóny tvorí stratovulkanický plášť so striedaním lávových prúdov andezitov a vulkanoklastík s periklinálnym uložením smerom od centra vulkanickej štruktúry. Periférne vulkanické zóny vytvárajú najmä fácie redeponovaných vulkanoklastík a epiklastík s reliktnými lávovými prúdov. V stavbe andezitových stratovulkánov sú časté izolované extruzívne telesá andezitov a dacitov, v južnej časti Slanských vrchov aj ryolitov.

Vihorlatské vrchy budujú andezitové stratovulkány (Popriečny, Diel, Morské oko), ku ktorým sa pridružujú menšie parazitické vulkány (Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov) s analogickou vnútornou stavbou ako stratovulkány Slanských vrchov.

Vulkanity Zemplínskych vrchov predstavujú prevažne koreňové zóny vulkanických štruktúr (rôzne formy intruzívnych telies s reliktnými stratovulkanickej stavby – Brehov, Kráľovský Chlmec a pod., ale aj s pochovanými stratovulkánmi – Malčice, Beša, Vojany).

Geotermálne vody s výdatnosťou od niekoľkých desiatín do 14 l·s⁻¹ sa viažu na plytko uložené zvodnence (asi 150–300 m) neogénnych stupňov, ktorými sú piesky, klastiká, vulkanické horniny atď. Ide o vody s teplotou asi 17–23 °C; ich prednosťou je, že sú veľmi slabo (do 1 g·l⁻¹) až slabo (1–5 g·l⁻¹) mineralizované (tab. 31). Môžu sa využívať priamo alebo pomocou tepelných čerpadiel v bazénoch alebo na vykurovanie, a to bez reinjektáže tepelne využitých vôd (Remšík, A. 1994). Na teplotu vôd do hĺbky 500 m je možné usudzovať podľa údajov uvedených v tab. 32. Výnimkou je lokalita Borša (tab. 31), kde sa z vrtu HB-6 hlbokého 650 m čerpá 15 l·s⁻¹ vody teplej 37,8 °C. Geotermálna voda sa viaže na ryolitové pyroklastiká. Ukazuje sa, že vulkanické horniny ponárajúce sa z pohorí pod terciérnu výplň sú nádržami geotermálnych vôd s vhodným typom chemizmu a celkovou mineralizáciou.

Vhodným povrchovým tokom s časťou zneškodňovacej kapacity využiteľnou na zneškodňovanie odpadových vôd je Hornád, Torysa, Ondava, Laborec a Bodrog (III-163, 164). Využiteľná zneškodňovacia kapacita podzemných vôd je tu prevažne stredná až veľká. Významné zvodnence (triasové karbonáty a vulkanity) vo východoslovenskej panve obsahuje humenský chrbát, Košická kotlina a štruktúra Beša – Čičarovce.

Lokalita	Výdatnosť (l·s ⁻¹)	Teplota (°C)	Celková mineralizácia (g·l ⁻¹)	Chemický typ vody
Byšta	0,7– 1,3	15,0–16,7	0,8–2,87	Ca(Mg)-Na-HCO ₃ -Cl, Na-Cl
Borša	15,0	37,8	0,51	Na-HCO ₃
Dargov	2,2– 2,4	22,0–23,0	0,39	Ca(Ng)-Na-HCO ₃
Herľany	–	16,7	4,84	Na-Ca(Mg)-Cl-HCO ₃
Jovsa	0,7	23,0	0,84	Ca(Mg)-Na-HCO ₃
Košický Klečenov	4,0	17,2–23,1	–	–
Nižná Myšľa	7,8–10,0	14,0–18,1	–	–
Skároš	6,1	20,6–21,0	–	–
Streda nad Bodrogom	1,3	21,5	0,49	Ca(Mg)-Na-HCO ₃
Šebastovce	1,1–12,5	18,0–19,5	–	–
Tepličany	14,2	17,0	0,59	Ca(Mg)-HCO ₃
Valaliky	11,7	21,0	< 1	Ca(Mg)-HCO ₃

Tab. 31 Údaje o plytkých geotermálnych vodách

Počet údajov	Minimum	Maximum	Priemer
53	25	45	32

Tab. 32 Teplota v hĺbke 500 m

Humenský chrbát

Humenský chrbát sa ťahá pozdĺž bradlového pásma medzi levočskou panvou a Popriečnym (III-127–143). Tvoria ho sedimenty krížňanského príkrovu a obalu tatrika. Hrúbka obidvoch jednotiek môže dosahovať okolo 2000 m. Príkrov vystupuje na povrch v Humenských vrchoch a na niekoľkých ostrovoch západne od nich. Ináč je tu je zakrytý vnútrokarpatským paleogénom a na východ vulkanitmi Vihorlatu. Geotermálne vody sa viažu na triasové karbonáty príkrovu a obalu.

Geotermálna aktivita územia (Jančí, J. 1992) je zvýšená, rovnomerne stúpa smerom do panvy zhruba zo 75 na 85 mW·m⁻² v severozápadnej časti územia a na 95 mW·m⁻² v juhovýchodnej (III-4). Teplotné pole poskytuje iný obraz. Z minimálnej hodnoty 40 °C obkolesujúcej Humenské vrchy teplota stúpa na všetky strany, a to severozápadným, severovýchodným a juhovýchodným smerom na 45 °C a juhozápadným smerom až na 50–55 °C (III-129, 130). V hĺbkach 500–6000 m, kde sa predpokladajú triasové karbonáty krížňanského príkrovu a obalovej jednotky tatrika, sa teplota pohybuje od 25–35 °C do 215–225 °C.

O geotermálnej aktivite územia svedčia vývery geotermálnych vôd v Sobraneckých kúpeľoch, sú zachytené plytkými vrtmi s hĺbkou 100–400 m a overené jedným vrtom hlbokým 823 m. Teplota vôd z vrtov sa pohybuje v rozmedzí 19,5–29,5 °C a výdatnosť lokality je 1,2 l·s⁻¹ (Tkáčik et al. 1994). Vody sa viažu na triasové karbonáty krížňanského príkrovu. Mezozoické horniny tohto príkrovu boli v oblasti Hnojného overené vrtmi v hĺbke asi 160–510 m, v Jovse v hĺbke 180 m, v Sejkove v hĺbke 224–260 m, v Bežovciach, Lúčkach a Sobranciach v hĺbke asi 500 m (Biela, A. 1978a). Priamo vo vrchnotriasových a strednotriasových dolomitoch, dolomitických vápencoch a vápencoch zistil geotermálne vody vrt MLS-1 v Podskalke v hĺbke 896,6–1719,0 m (Franko, O. 1975 in Kullmanová, A. – Mahel, M. et al. 1975). Koeficient prietochnosti T karbonátov z vrtu MLS-1 a TMS-8 má hodnotu 8,2·10⁻⁶ a 1,3·10⁻⁵ m²·s⁻¹.

Chemizmus vôd (tab. 33) triasových karbonátov nezakrytých terciérom z vrtu MLS-1 je zmiešaného Ca(Mg)-Na-SO₄-HCO₃-Cl-typu s celkovou mineralizáciou 0,83 g·l⁻¹. Vody triasových karbonátov zakrytých neogénom z vrtov TMS-2 a TMS-1 sú Na-Cl-typu s celkovou mineralizáciou 10,56 a 13,15 g·l⁻¹. Voda z vrtu MLS-1

obsahuje karbonátovo-sulfátogénnu mineralizáciu, ktorá je zmiešaná so zasiaknutou marinogénnou mineralizáciou. Vody v Sobrančiach sú podľa Franka, O. et al. (1975) vlastnými vodami neogénu s určujúcim podielom halogénnej mineralizácie. Obsah CO_2 vo vode z vrtov TMS-1 a TMS-2 sa pohybuje v rozmedzí $0,55\text{--}0,9\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a H_2S v rozmedzí $5,68\text{--}49\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$.

Pravdepodobné neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie, ktoré je možné exploatovať systémom reinjektáže, sa hodnotí na $821,69\text{ MW}_t$.

Košická kotlina

Predterciérne podložie Košickej kotliny od jej západného okraja až po severo-južný slanský zlom buduje v južnej časti kryštalinikum veporika (Čiernej hory) a jeho permsko-mezozoická obalová jednotka. V severnej časti je kryštalinikum tatrika a jeho obalová jednotka (III-143). Geotermálne vody sa viažu na triasové dolomity obalu a čiastočne aj na spodnotriasové kremence (Remšík, A. – Fendek, M. 1992). Obalové mezozoikum je rozšírené zhruba na sever od Košíc. Východným smerom predterciérne podložie klesá postupne až do hĺbky okolo $3\,500\text{--}4\,000\text{ m}$. Dolomity dosahujú hrúbku okolo 300 až viac ako $1\,000\text{ m}$.

Geotermálna aktivita územia (Jančí, J. 1992) je veľmi zvýšená (III-4). Hodnoty hustoty tepelného toku od západného okraja kotliny postupne narastajú juhovýchodným smerom zhruba zo $75\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ na $90\text{--}110\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ s maximom v oblasti vrtu Ďurkov-1. Teplotné pole má podobný obraz, v spomenutom smere sa teplota zvyšuje asi zo $45\text{--}50^\circ\text{C}$ na 65°C (III-129). V obidvoch poliach tento trend dokumentuje rez vrtmi Prešov-1, Rozhanovce-1 a Ďurkov-1 ($q = 87,6\text{--}94,0\text{--}109,9\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$; $t = 48,0\text{--}55,0\text{--}66,0^\circ\text{C}$). V hĺbkach $500\text{--}4\,000\text{ m}$, kde sú zvodnené geotermálnych vôd, sa priemerná teplota pohybuje v rozmedzí $29\text{--}178^\circ\text{C}$ (Remšík, A. 1993) – III-143.

Na geotermálnu aktivitu územia upozorňuje aj prirodzený výver geotermálnych vôd v Košiciach, resp. Ťahanovciach, ktorý bol overený vrtom G-4 v triasových dolomitoch a permských fylonitoch v hĺbke $72\text{--}273\text{ m}$ (Haluška, M. – Petrivaldský, P. 1982). Z vrtu sa čerpalo $4,9\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ vody teplej 26°C , $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ -typu

($A_2 = 58,72\text{ ekv}\%$) s celkovou mineralizáciou $4,52\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (tab. 35). Geotermálne vody v triasových karbonátoch sa zistili ropnými vrtmi na lokalitách Ďurkov (Ďu-1, Ďu-3), Kecerovské Pekľany (KP-1) a Prešov (P-1) – Rudinec, R. (1989). Údaje o nich uvádza tab. 34 (Remšík, A. 1993).

Vrt	G-4	Ďu-1	Ďu-3	KP-1	P-1
Úsek od-do (m)	72-273	2 150,0-3 200,0	2 520-2 559	2 168-2 777	2 889-3 009
Prítok ($\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$)	4,9*	0,5- 8,5	2,3	-	0,7

Tab. 34 Prítoky vôd zistené čerpaním* a testerovými skúškami

Vody hlbokých ropných vrtov predstavujú dva odlišné chemické typy (tab. 35). Z vrtu P-1 ide o vody Na-HCO_3 -typu s celkovou mineralizáciou $10,9\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, z vrtov Ďu-1 a KP-1 Na-Cl -typu s celkovou mineralizáciou $26,8\text{--}33,4\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Sú to vody s marinogénnou mineralizáciou, ktorá zasiakla do morského dna v tretej etape hydrogeologického vývoja (egenburg-karpat) minerálnych vôd vnútorných Západných Karpát (Franko, O. – Bodiš, D. 1989). V rôznej miere sú infiltračne degradované zrážkovými vodami. Najvyšší stupeň degradácie sa prejavuje vo vrte G-4 (na západnom okraji kotliny) a najmenší vo vrtach Ďu-1 a KP-1 (stred kotliny), čo sa odráža aj v koeficientoch HCO_3/Cl ($2,12$ a $0,06$). Stredný stupeň degradácie má voda z vrtu P-1 ($\text{HCO}_3/\text{Cl} = 1,78$), pričom pôvodné vody sú degradované atmosférogénnymi vodami.

Pravdepodobné neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie, ktoré je možné exploatovať systémom reinjektáže, sa hodnotí na $1\,276,4\text{ MW}_t$.

Štruktúra Beša – Čičarovce

Vulkanická štruktúra Beša – Čičarovce predstavuje pochovaný stratovulkán sarmatského veku v priestore Malčice – Beša – Čičarovce. Tvoria ho andezity a ich pyroklastiká. Hlavná hmota vulkanitov leží na vrchnobádenských sedimentoch a menšia časť je rozložená medzi sarmatskými sedimentmi.

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	S_2 (Cl)	S_2 (SO_4)	A_1	A_2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Vrt TMS-2 (Sobranecké kúpele)										
63,0- 150,0	trias	10,56	74,28	0,00	6,42	5,80	0,00	13,50	0,17	Na-Cl
Vrt TMS-1 (Sobranecké kúpele)										
487,0- 625,0	karpat	13,15	64,29	0,00	7,62	19,52	0,00	8,04	0,12	Na-Cl
MLS-1 (Podskalka)										
896,6-1 719,0	trias	0,83	9,56	24,26	0,00	0,00	21,58	44,60	6,90	Ca(Mg)-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl

Tab. 33 Chemické typy geotermálnych vôd

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	S_2 (Cl)	S_2 (SO_4)	A_1	A_2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
Plytký vrt G-4										
72,0- 273,0	trias, perm	4,52	28,42	11,61	0,0	0,0	1,09	58,72	2,12	Ca(Mg)-HCO ₃
Hlboký vrt P-1										
2 889,0-3 009,0	trias	10,90	30,40	15,80	0,0	0,0	52,00	1,80	1,78	Na-HCO ₃
Hlboké vrty Ďu-1, KP-1										
2 302,0-2 635,0	trias	26,8-33,4	92,20-94,0	0,40-1,80	0,0	0,0	1,60-3,80	1,80-4,40	0,060-0,065	Na-Cl

Tab. 35 Chemické typy geotermálnych vôd

Dva vrcholy sú v hĺbke 300–400 m a od nich vulkán klesá smerom k okraju až do hĺbky vyše 2 500 m na severozápad a severovýchod, na juhovýchod do hĺbky vyše 1 500 m. Juhozápadné obmedzenie je zlomové. Maximálna hrúbka stratovulkánu dosahuje v jeho centrách 3 000–4 000 m a na okrajoch do 500 m. Štruktúru overilo niekoľko ropných vrtov (Rudinec, R. 1988, 1989).

Geotermálna aktivita územia je vysoká. Tepelné pole štruktúry (III-4) sa nachádza v juhovýchodnej časti maxima vo východoslovenskej panve medzi vrtmi Čičarovce (ČI-1), Ptrukša (PT-1), Stretava (S-21) a Zatín (Z-1). Hodnota hustoty tepelného toku stúpa z juhovýchodu na severozápad zo 114,2 (vrt PT-1) na 121,3 (vrt ČI-2) $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$, pričom pole má poloelipsovité tvar so stredom ďalej na severozápad (vrt ML-1 Malčice). Teplotné pole poskytuje iný obraz. Teplota stúpa (III-130) zo severo-severovýchodu na juho-juhozápad zo 60–65 °C (vrty ČI-2, S-21, PT-1) na 70 °C (vrt Z-1). V troch vrtoch sa namerala do hĺbky 3 000 m, v jednom vrte do 2 500 m. V hĺbke 500 m – 3 000–4 000 m, v ktorej sa predpokladajú zvodnené geotermálnych vôd (andezity a ich pyroklastiká), sa teplota pohybuje v rozmedzí 37,5–42,5 °C, 130–160 °C a 185–200 °C. Vulkanicko-sedimentárny vývoj vo väčšom rozsahu sa vyskytuje ešte aj v hĺbke 5 000 m, kde teplota horninového prostredia dosahuje okolo 230 °C (III-128, 130, 132, 134, 136, 138, 139–143).

Hĺbka (m)	Stratigrafia	Celková mineralizácia ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$	Chemický typ vody
2 662,0–2 712,0	sarmat	13,84	83,4	0,0	14,6	0,6	–	1,4	0,015	Na-Cl

Tab. 37 Chemický typ geotermálnych vôd

Geotermálne vody sa v tejto štruktúre zistili ropnými vrtmi (Rudinec, R. 1988; tab. 36).

Vrt	Úsek (m)	Výdatnosť ($\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$)	Teplota (°C)
Čičarovce	985,0–987,0, 959,0–966,0	2,00–6,00	50,0
	792,0–798,0, 632,0–656,0	1,3	–
Čičarovce-6	815,0–873,0	0,75–4,42	38–39
	737,0–790,0	1,0	27–31
	597,0–613,0, 579,0–591,0	prítok	–
Stretava-21	2 662–2 712	1,0	80,0

Tab. 36 Prítoky vôd

Permanentný prítok vody z vrtu Stretava-21 má hodnotu $1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, takže jej chemizmus je ustálený (tab. 37).

Toho istého typu sú aj vody zo spomenutých vrtov, pričom celková mineralizácia vôd z vrtu Čičarovce-6 sa pohybuje v rozmedzí $14,56\text{--}14,86 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a z vrtu Čičarovce-5 v rozmedzí $14,09\text{--}20,03 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Vody z vrtu Stretava-21 majú marinogénnu mineralizáciu a zasiakli v období sarmatu do andezitov a ich pyroklastík.

Pravdepodobné neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie, ktoré je možné exploatovať systémom reinjektáže, sa hodnotí na $268,72 \text{ MW}_t$.

6. LITERATÚRA

BIBLIOGRAPHY

- Axelsson, G. 1985: *Hydrology and thermomechanics of liquid-dominated hydrothermal systems in Iceland*. Ph. D. Thesis, Oregon State University, Corvallis, Oregon, 291 pp.
- Axelsson, G. 1989: *Simulation of pressure response data from geothermal reservoirs by lumped parameter models*. Fourteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, 257–263.
- Biela, A. 1978: *Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát I*. Regionálna geológia Západných Karpát 10, GÚDŠ, Bratislava, 5–224.
- Biela, A. 1978a: *Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát II*. Regionálna geológia Západných Karpát 11, GÚDŠ, Bratislava, 5–224.
- Biely, A. – Franko, O. – Gross, P. 1965: *Predbežná správa o štruktúrnom vrte Kl-1 v Klčove*. In: *Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964*. GÚDŠ, Bratislava, 68–69.
- Biely, A. – Fusán, O. 1987: *Prehľad stavby Západných Karpát*. In O. Fusán et al., 1987: *Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 9–12.
- Bodiš, D. – Franko, O. 1986: *Genéza geotermálnych vôd Slovenska vo vzťahu k ich exploatacii*. In: *Zborník referátov z vedeckého seminára „Geotermálna energia Slovenska a jej využitie“*. Konferencie, sympóziá, semináre. GÚDŠ, Bratislava, 71–79.
- Bodiš, D. – Franko, O. 1990: *Mapa indexov nasýtenia geotermálnych vôd*. In Franko, O. – Hazdrová, M. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Remšík, A. – Mateovič, L. 1990a: *Vysvetlivky ku geotermálnej mape ČSFR 1 : 500 000*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Bodiš, D. – Franko, O. 1990a: *Chemical composition of Geothermal Waters in Central Depression of Danube Basin*. International Symposium on Geothermal Energy. Geothermal resources Council TRANSACTIONS, Vol. 14, Part II, Davis, 853–855.
- Bodiš, D. – Remšík, A. – Klaučo, S. 1988: *Aplikácia faktorovej analýzy pri riešení genézy geotermálnych vôd*. Mineralia Slovaca 4, 353–360.
- Bodvarson, G. S. – Pruess, K. – Lippman, M. J. 1986: *Modelling of geothermal systems*. Journal Petroleum Technology, September 1986, 1007–1021.
- Bondarenková, Z. – Michalič, J. – Fendek, M. 1990: *Záverečná správa. Termálny vrt Bánovce nad Bebravou – hydrodynamická skúška*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Böhmer, M. – Škvarka, L. 1970: *Vzťah medzi podložími neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici*. Geologické práce. Správy 53. GÚDŠ, Bratislava, 21–32.
- Bujalka, P. 1976: *Hydrogeologické pomery južnej časti Turčianskej kotliny*. Mineralia Slovaca, 1, 37–50.
- Cooper, H. H. & Jacob, C. E. 1946: *A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history*. Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 27, 526–534.
- Čermák, V. 1978: *First Heat Flow Map of Czechoslovakia*. Trav. Inst. Geophys. Tchecosl. Acad. Sci., No. 461, Geofysikální sborník 1976, Academia, Praha, 245.
- Čermák, V. – Hurtig, E. et al. 1979: *Heat flow Map of Europe*. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg.
- Čermák, V. – Král, M. – Šafanda, J. – Krešl, M. – Kučerová, L. – Kubík, J. – Jančí, J. – Lizoň, I. – Marušiak, I. – Franko, O. 1992: *Czecho-Slovakia (National Report)*. In: Hurtig, E. – Čermák, V. – Haenel, R. and Zui, V. (Eds.): *Geothermal Atlas of Europe*. Herman Haack Verlagsgesellschaft mbH, Gotha, 156 p. 36 maps.
- Drozd, V. – Vika, K. – Maťo, J. – Pašeková, P. 1993: *Ekologické a vodohospodárske aspekty využívania geotermálnych vôd na Slovensku*. Výskumný ústav vodného hospodárstva, Manuskript. Bratislava, 206–210.
- Fendek, M. 1988: *Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu geotermálnych vôd centrálnej depresie podunajskej panvy*. Geologický průzkum, 11, 327–329.
- Fendek, M. 1991: *Metodika hodnotenia tlakových pomerov v geotermálnych vrtoch*. Písomná práca k odbornej kandidátskej skúške. Manuskript. Archív Katedry podzemných vôd Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava, 60 s.
- Fendek, M. 1992: *Distributed parameter models for the Lauganes geothermal field, SW Iceland and the Central depression of Danube basin, S-Slovakia*. UNU Report no. 5, Reykjavík, Iceland, 28–40.
- Fendek, M. 1993: *Tlakové pomery v hydrogeotermálnej štruktúre centrálnej depresie podunajskej panvy*. Geologické práce. Správy 98, GÚDŠ, Bratislava, 9–20.
- Fendek, M. 1993a: *Metódy výskumu a prieskumu geotermálnych zdrojov Slovenska*. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Archív Katedry podzemných vôd Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 125 s.
- Fendek, M. – Bodiš, D. 1992: *Možnosti reinjektáže geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia 10, GÚDŠ, Bratislava, 131–158.
- Fendek, M. et al. 1985: *Geotermálna energia severovýchodnej časti topolčianskeho zálivu – prognózne zásoby*. Geofond, Bratislava.
- Fendek, M. et al. 1988a: *Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-1 v Bešeňovej – overenie prognózných zdrojov GE Liptovskej kotliny – západ*. Manuskript, Geofond, Bratislava.
- Fendek, M. et al. 1989: *Výskumný geotermálny vrt FGTZ-1 Topolčany*. Regionálna geológia Západných Karpát, 21, GÚDŠ, Bratislava, 7–57.
- Fendek, M. et al. 1989a: *Reinjektážny vrt GRP-1 Podhájska*. Regionálna geológia Západných Karpát, 24, GÚDŠ, Bratislava, 59–103.
- Fendek, M. et al. 1991: *Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGT-3 Turiec v Martine a prognózne zdroje GE v oblasti Martina*. Ročenka GÚDŠ za rok 1990, Bratislava, 83–84.
- Fendek, M. – Franko, O. – Remšík, A. 1988: *Členenie nádrže geotermálnych vôd a hodnotenie hydrogeologických údajov v centrálnej depresii Podunajskej panvy z hľadiska ich výskytu*. In: *Sborník Príspevků 9. celostátní hydrogeologické konference*. Pardubice, 8–18.
- Fendek, M. – Franko, O. – Remšík, A. 1990: *Mapa tepelno-energetického potenciálu geotermálnych vôd*. In Franko, O. – Hazdrová, M. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Remšík, A. – Mateovič, L. 1990a: *Vysvetlivky ku geotermálnej mape ČSFR 1 : 500 000*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Fendek, M. – Hanzel, V. – Bodiš, D. – Nemčok, J. 1992: *Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia 10, GÚDŠ, Bratislava, 99–129.
- Fendek, M. – Remšík, A. 1986: *Využitie malých počítačov pre hodnotenie zásob geotermálnej energie*. In: *Zborník prednášok Výpočtová technika v baníctve a geológii*. Dom techniky ČSVTS Košice, 83–86.
- Fendek, M. – Remšík, A. – Bodiš, D. 1989: *Tepelno-energetický potenciál GTV pri exploatacii systémom reinjektáže v Západoslovenskom kraji*. In: *Zborník prednášok zo sympózia „Optimálne spôsoby zneškodňovania využitých geotermálnych vôd“*. Pobočka ČSVTS pri ÚVUH Bratislava, 70–80.
- Franko, J. 1989: *Karotážne zhodnotenie vrty FGČ-1 Čilistov*. Manuskript. Geofond, Bratislava.

- Franko, J. 1989a: *Karotážne zhodnotenie vrtu FGGA-1 Gabčíkovo*. Mánuskript. Geofond, Bratislava.
- Franko, J. 1989b: *Karotážne vyhodnotenie*. In Fendek, M. et al. 1989: *Výskumný geotermálny vrt FGTZ-1 Topoľčany*. Regionálna geológia Západných Karpát 24. GÚDŠ, Bratislava, 34–42.
- Franko, J. 1989c: *Karotážne vyhodnotenie*. In Fendek, M. et al. 1989: *Reinjektážny vrt GRP-1 Podhájska*. Regionálna geológia Západných Karpát 24. GÚDŠ, Bratislava, 76–78.
- Franko, O. 1964: *Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska*. Geologické práce. Správy 32, GÚDŠ, Bratislava, 123–140.
- Franko, O. 1966: *Juhoslovenské akrototermny*. Geologické práce. Správy 39, GÚDŠ, Bratislava, 145–156.
- Franko, O. 1970: *Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováčkom ložisku*. Geologické práce. Správy 52, GÚDŠ, Bratislava, 59–115.
- Franko, O. 1970: *The importance of Information on the Hydrological and Geothermal situation with respect to the Prospection of the New Sources of Low Entalpy Water in Slovakia*. United Nations Symposium on the development and utilization of geothermal resources. Pisa, 1, Geothermica-Special issue 2, 88–94.
- Franko, O. 1971: *Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd*. Geologické práce. Správy 56, GÚDŠ, Bratislava, 35–46.
- Franko, O. 1972: *Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd*. Mineralia Slovaca, 15, 205–216.
- Franko, O. 1974: *Hydrogeologické zhodnotenie vrtu GHŠ-1 s ohľadom na termálne vody*. In: Gašparik, J. et al. 1974: *Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa)*. Regionálna geológia Západných Karpát, 3, GÚDŠ, Bratislava, 83–88.
- Franko, O. 1975: *Hydrogeologická charakteristika vrtu MLS-1*. In: Kullmanová, A. – Mahel, M. et al. 1975: *Štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka*. Regionálna geológia Západných Karpát 5, GÚDŠ, Bratislava, 53–56.
- Franko, O. 1977: *Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR*. In: *Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“*. Bratislava, 64–86.
- Franko, O. 1979: *Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie*. Geologické práce. Správy 72, GÚDŠ, Bratislava, 169–192.
- Franko, O. 1980: *Geothermal energy resources in Slovakia (conditions, methods and results of research)*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 3, GÚDŠ, Bratislava, 61–120.
- Franko, O. 1985: *Výskyt geotermálnych vôd ako zdrojov energie v SSR*. In: *I. konferencia „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR“*. Výskumný ústav vodného hospodárstva, Bratislava, 67–86.
- Franko, O. 1986: *Možnosti získania geotermálnych vôd na území Bratislavy a okolia*. Mánuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Franko, O. 1986 (Ed.): *Geotermálna energia Slovenska a jej využitie*. Zborník referátov z vedeckého seminára. Konferencie, sympózia, semináre. GÚDŠ, Bratislava, 1–220.
- Franko, O. 1987: *Hodnotenie tepelno-energetického potenciálu geotermálnych zdrojov Slovenska*. Geologický průzkum, 8–9, 225–228.
- Franko, O. 1987a: *Zdroje geotermálnej energie na Slovensku - súčasnosť a budúcnosť*. Konferencia II. geologické dni Jána Slávika, Košice. Geologický prieskum, 351–366.
- Franko, O. 1990: *Minerálne vody*. In: Zakovič, M. et al. 1990: *Vy-svetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (list 26 Žilina)*. GÚDŠ, Bratislava, 88–99.
- Franko, O. 1990: *Geotermálna energia Slovenska*. Doktorská dizertačná práca. Archív GÚDŠ, Bratislava, 145 s.
- Franko, O. 1991: *Metodika zostavenia geotermálnej mapy ČSFR 1 : 500 000*. Geologické práce. Správy 44, GÚDŠ, Bratislava.
- Franko, O. 1992: *Podmienky rozvoja geotermálnej energie na Slovensku*. Geologický průzkum, 6–10.
- Franko, O. 1992a: *Conditions for geothermal energy development in Slovakia*. In: *Geothermal energy symposium 1992*. Technology, Ecology, Economics. Erding, 151–163.
- Franko, O. 1994: *Geotermálna preskúmanosť Slovenska*. Mineralia Slovaca, 26, 285–290.
- Franko, O. – Bodiš, D. 1989: *Paleohydrogeology of Mineral Waters of the Inner West Carpathians*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 8, GÚDŠ, Bratislava, 145–163.
- Franko, O. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Franko, J. – Král, M. – Remšík, A. – Vranovská, A. 1992: *Geothermal fields of Slovakia*. In: *The International Conference on Industrial Uses of Geothermal Energy*. Reykjavík, 10 pp.
- Franko, O. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Remšík, A. – Jančí, J. – Král, M. 1989: *Methods of research on evaluation of geothermal resources in pore environment of Pannonian Basin*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 8, GÚDŠ, Bratislava, 165–192.
- Franko, O. – Fendek, M. 1985: *K princípu termosifónu termálnych vôd v Západných Karpatoch*. Geologické práce. Správy 82, GÚDŠ, Bratislava, 135–155.
- Franko, O. – Fendek, M. – Bodiš, D. – Bondarenková, Z. 1985: *Hydrogeotermálne podmienky exploatácie geotermálnych vôd v oblasti Galanta*. In: *I. konferencia „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR“*. Výskumný ústav vodného hospodárstva, Bratislava, 235–254.
- Franko, O. – Fendek, M. – Remšík, A. 1993: *Geothermal potential of the Slovakian depressions surrounding the Tatra Mts. Technika poszukiwan geologicznych*. Geosynoptyka i Geotermia 5–6, PAN CPPGSMIE, Kraków. 59–66.
- Franko, O. – Fendek, M. – Remšík, A. – Král, M. 1990b: *Geothermal energy in Central depression of Danube (Pannonian) basin*. In: *International Symposium on Geothermal Energy*. Geothermal resources Council TRANSACTIONS, Vol. 14, Part II, Davis, 95617–1356, 879–887.
- Franko, O. – Fusán, O. – Franko, J. – Král, M. 1994a: *Možnosti vyhľadávania ďalších zdrojov geotermálnej energie. Nizkoteplotné vykurovanie 1994 – možnosti využitia geotermálnych vôd na Slovensku*. 6. konferencia, Diakovce 28.–29.6.1994. SSTP, Bratislava, 18–29.
- Franko, O. – Forgáč, J. – Fusán, O. – Zbořil, L. 1973: *Zhodnotenie žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd*. Geologické práce. Správy 61, GÚDŠ, Bratislava, 15–32.
- Franko, O. – Fusán, O. – Franko, J. – Král, M. 1994a: *Litostatigrafické, tektonické a geotermálne podmienky rozšírenia termálnych vôd v levočskej panve*. In: *Medzinárodné sympóziu „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 121–130.
- Franko, O. – Fusán, O. – Král, M. – Majcin, D. 1986: *Rozloženie vysokoteplých a stredoteplých geotermálnych vôd a tepla suchých hornín na Slovensku*. In: *Geotermálna energia Slovenska*

- a jej využitie. Zborník referátov z vedeckého seminára. GÚDŠ, Bratislava, 81–92.
- Franko, O. – Gazda, S. 1969: *Základný hydrogeologický výskum termálnych vôd v Malých a Veľkých Bieliciach a v Chalmovej*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Franko, O. – Gazda, S. – Choma, M. 1967: *Minerálne vody juhoslovenskej uhoľnej panvy*. Zborník geologických vied, Západné Karpaty, rad ZK 8, GÚDŠ, Bratislava, 169–218.
- Franko, O. – Gazda, S. – Michalíček, M. 1975: *Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 1–230.
- Franko, O. – Gross, P. – Hricko, J. – Zbořil, L. 1984: *Význam štruktúrnych máp predterciérneho podložia vnútrokarpatských depresii pre vyhľadávanie geotermálnych vôd na príklade Liptovskej kotliny*. In: *Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie*. Konferencie, sympóziá, semináre. GÚDŠ, Bratislava, 189–195.
- Franko, O. – Halmešová, S. – Remšík, A. – Zbořil, L. 1984a: *Tektonická mapa predkriedového podložia komárňanskej kryhy a jej hydrogeotermálny význam*. In: *Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie*. Konferencie, sympóziá, semináre. GÚDŠ, Bratislava, 185–188.
- Franko, O. – Hazdrová, M. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Remšík, A. – Mateovič, Ľ. 1990a: *Vysvetlivky ku geotermálnej mape ČSFR 1 : 500 000*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Franko, O. – Hazdrová, M. et al. 1989: *Geotermálna mapa ČSSR 1 : 500 000*. Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Franko, O. – Marušiak, I. et al. 1974: *Ideový projekt štátnej úlohy S-52-547-010 „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov v Západných Karpatoch (Slovenskej socialistickej republike)“ na r. 1975-1980 s výhľadom do r. 2000*. Geofond, Bratislava.
- Franko, O. – Mucha, I. 1974: *Problematika výpočtu zásob termálnej vody centrálnej depresie Podunajskej nížiny*. Mineralia Slovaca, 63, 199–212.
- Franko, O. – Mucha, I. 1975: *Geothermal resources of the Central depression of the Danubian Basin in Slovakia*. In: *Proceedings Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*. UN, New York, 979–992.
- Franko, O. – Orlický, O. et al. 1970: *Ideový projekt štátnej úlohy S-52-547-003 „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávania vysokotermálnych vôd v Západných Karpatoch“ na r. 1971-1975 s výhľadom do r. 1985*. Geofond, Bratislava.
- Franko, O. – Remšík, A. – Fendek, M. – Bodiš, D. 1984b: *Geotermálna energia centrálnej depresie podunajskej panvy – prognózne zásoby*. Geofond, Bratislava.
- Franko, O. – Remšík, A. – Fendek, M. – Bodiš, D. 1990: *Výsledky výskumu geotermálnej energie a koncepcie jej ďalšieho rozvoja*. Konferencie, sympóziá, semináre. „Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie.“ GÚDŠ, Bratislava, 33–46.
- Franko, O. – Zakovič, M. – Bodiš, D. 1982: *Minerálne vody Zvolenskej pahorkatiny*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 4, GÚDŠ, Bratislava, 135–178.
- Franko, O. – Zbořil, L. 1969: *Príspevok geofyzikálneho výskumu k poznaniu štruktúr termálnych vôd v oblasti stredoslovenských neovulkanitov*. In: *Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch*. Slovakoterma, Bratislava, 173–190.
- Fusán, O. – Biely, A. – Ibrmajer, J. – Plančár, J. – Rozložník, L. 1987: *Podložie terciéru vnútrokarpatských Západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 5–123.
- Fusán, O. – Ibrmajer, J. – Plančár, J. – Slávik, J. – Smíšek, M. 1971: *Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútrokarpatských Západných Karpát*. Západné Karpaty 15, GÚDŠ, Bratislava, 5–173.
- Gašparik, J. et al. 1974: *Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa)*. Regionálna geológia Západných Karpát, 3, GÚDŠ, Bratislava, 7–97.
- Gazda, S. 1977: *Genetické typy termálnych vôd podunajskej panvy*. In: *Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“*. Slovenský geologický úrad, Bratislava.
- Grant, M. A. – Donaldson, I. G. & Bixley, P. F. 1982: *Geothermal Reservoir Engineering*. Academic Press, New York, 369 pp.
- Haenel, R. – Rybach, L. – Stegena, L. 1988: *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht – Boston – London, 486 p.
- Haenel, R. – Staroste, E. (Eds.) 1988: *Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland*. Commission of the European Communities. Brussels–Luxembourg.
- Haluška, M. – Petrivaldský, P. 1982: *Košice – areál PKO Anička – hydrogeologický prieskum minerálnych vôd (VP)*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Haluška, M. – Petrivaldský, P. 1994: *Minerálne vody stolové v Balduciach*. In: *Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slov. asociácia hydrogeológov, Bratislava, 27–38.
- Hyánková, K. – Melioris, L. 1993: *The unusual chemism of mineral waters at Dudince*. Geologica Carpathica, 44, 2, 123–131.
- Hynie, O. 1963: *Hydrogeologie ČSSR. Minerální vody*. Vydavatelství ČSAV, Praha, 797 s.
- Ibrmajer, J. – Plančár, J. – Fusán, O. 1985: *Základné prvky hlbinej stavby Západných Karpát*. In Fusán et al. 1987.
- Jacob, C. E. 1950: *Flow of ground water*. Chap. 5. In: Rouse – Hunter: *Engineering hydraulics*. Wiley & Sons, New York, 321–386.
- Jančí, J. 1992: *Termofyzikálne parametre hornín východoslovenskej panvy, metódy ich merania a využitie v geotermickom výskume*. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava.
- Jetel, J. 1985: *Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin*. Metodická příručka Ústředního ústavu geologického, 1. Praha, 17–48.
- Jetel, J. 1985a: *Využití vztahu mezi specifickou vydatností vrtu a koeficientem průtočnosti při hydrogeologických výpočtech*. Geologický průzkum, 11, 42–45.
- Jetel, J. – Molnár, J. – Vranovská, A. 1990: *Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny*. Manuskript, Geofond. Bratislava, 288 s.
- Káňava, M. 1991: *Karotážne zhodnotenie vrtu ZGL-2 Liptovský Trnovec*. In: Remšík, A. et al. 1992a: *Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-2/A Liptov v Liptovskom Trnenci*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Klago, M. 1984: *Nové poznatky o hydrogeologickej štruktúre termálnych vôd v Sklených Tepliciach*. Konferencie, sympóziá, semináre. Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany. GÚDŠ, Bratislava, 221–229.
- Krahulec, P. – Rebro, G. – Uhliarík, J. – Zeman, J. 1977: *Minerálne vody Slovenska, balneografia a krenografia 1, 2*. Osveta, Bratislava.
- Král, M. 1986: *Nové poznatky o geotermickom poli Západných Karpát*. Geologický průzkum, 28. Český geologický úrad, Praha, 273–277.

- Král, M. 1992: *Výskum pozorovacieho geotermického vrtu GPB-1 Bohelov*. Dizertácia na získanie vedeckej hodnosti kandidáta geologických vied. Manuskript. Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava.
- Král, M. – Lizoň, I. – Jančí, J. 1985: *Geotermický výskum Slovenska*. Záverečná správa za roky 1981 až 1985. Manuskript. Geofond Bratislava, 116 s.
- Krásný, J. 1986: *Klasifikácie transmisivity a její použití*. Geologický průzkum, SNTL, Praha, 177–179.
- Kullmanová, A. – Maheľ, M. et al. 1975: *Štruktúrny vrt MLS-1 Podskalka (Humenské pohorie)*. Regionálna geológia Západných Karpát 5, GÚDŠ, Bratislava, 7–75.
- Lavigne, J. 1978: *Les ressources géothermiques français – possibilités de mise en valeur*. Ann. des Mines, Avril, 16 p.
- Lizoň, I. 1973: *Teplotné pole stredoslovenských neovulkanitov*. Rigorózna práca. Manuskript. Geofond, Bratislava, 55 s.
- Maheľ, M. 1952: *Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu*. Práce ŠGÚ, zoš. 27, Bratislava, 3–62.
- Malík, P. 1994: *Výsledky hydrogeologických prieskumov výverovej oblasti minerálnych vôd v Lipovciach*. In: *Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 15–26.
- Marušák, I. – Lizoň, I. 1976: *Geotermické pole Západných Karpát*. Západné Karpaty. Séria Geológia, 1, GÚDŠ, Bratislava, 181–206.
- Melioris, L. – Vass, D. 1982: *Hydrogeologické a geologické pomery levickej zriedelnej línie*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 4, GÚDŠ, Bratislava, 7–56.
- Mlynarčík, M. – Petrivalský, P. 1990: *Vyšné Ružbachy – ochranné pásma, II. podetapa*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Muffler, L. J. P. 1976: *Geology, hydrology and Geothermal systems*. Proc. 2nd UN Symp. Dev. Use Geotherm. Res. San Francisco, XIV-III.
- Muffler, L. J. P. – Cataldi, R. 1978: *Methods for regional assessment of geothermal resources*. Geothermics, 7, 53–90.
- Mucha, I. 1976: *Výskum kolektorov termálnych vôd čerpacími skúškami*. Geofond, Bratislava.
- Pagáč, I. 1968: *Výsledok vrtu Komárno-1 a možnosť získania zdrojov teplej vody v Podunajskej panve*. Zemní plyn a nafta, 2.
- Papež, Z. et al. 1974: *Těžba a využití hypertermálných vod*. Věstník TEI a patentů 4, Ústav geologického inženýrství, Brno, 1–564.
- Pirman, I. 1993: *Turčianske Teplice – ochranné pásma*. In: *Zborník prednášok zo seminára „Turčianska kotlina a okolité pohoria“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 36–50.
- Priehodská, Z. – Vass, D. 1986: *Geológia neogénu centrálnej depresie v Podunajskej nížine*. Regionálna geológia Západných Karpát. Správy o výskumoch GÚDŠ, Bratislava, 105–111.
- Rebro, G. – Franko, O. 1980: *Koplotovce – termálne, uhličité, sírovodíkové vody*. Konferencie, sympóziá, semináre. Materiály XIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS. GÚDŠ, Bratislava, 219–221.
- Remšík, A. 1979: *Termálne vody v oblasti Komárna*. In: *Sborník 7. hydrogeologické konference ČSMG*. Geindustria, Praha.
- Remšík, A. 1985: *Energia geotermálnych vôd levickej kryhy*. In: *Zborník prednášok z I. konferencie Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR*. Pobočka SVTS pri VÚVH Bratislava, 297–310.
- Remšík, A. 1987: *Metodika vyhľadávania a výskum geotermálnych zdrojov*. Práca ku kandidátskemu minimu. GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík, A. 1987a: *Geotermálne vody vápencovo-dolomitických komplexov podunajskej a viedenskej panvy*. Kandidátska dizertačná práca. GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík, A. 1989: *Zhodnotenie zlatomoraveckého zálivu pre výskum geotermálnych zdrojov*. GÚDŠ, manuskript. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. 1992: *Geotermálna energia východoslovenskej panvy a možnosti jej využitia*. Geologický průzkum, 3.
- Remšík, A. 1993: *Geotermálna energia Košickej kotliny*. Geologické práce. Správy 98, GÚDŠ, Bratislava, 29–36.
- Remšík, A. 1993a: *Zdroje geotermálnej energie Slovenska a možnosti ich využívania*. Ekológia a život, 2, Žilina.
- Remšík, A. 1994: *Geotermálne vody Košickej kotliny a možnosti ich využitia*. In: *Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, vyd. ROSA, Žilina.
- Remšík, A. – Bodiš, D. 1987: *Zhodnotenie územia Bratislavy a okolia pre výskum geotermálnych zdrojov*. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. – Bodiš, D. – Fendek, M. – Král, M. – Zbořil, L. 1989: *Methods of Research and Evaluation of Geothermal Energy Reserves in a Fissure-Karst Setting of the Slovak part of the Vienna Basin*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 8, GÚDŠ, Bratislava, 193–205.
- Remšík, A. et al. 1983: *Geologické zhodnotenie trnavského zálivu pre výskum geotermálnych zdrojov*. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. et al. 1988: *Zhodnotenie Žilinskej kotliny a príslušných depresii pre výskum geotermálnych zdrojov*. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. et al. 1989a: *Nové poznatky z výskumu geotermálnej energie v SSR*. Geologický průzkum, 21, 8, SNTL, Praha, 229–232.
- Remšík, A. et al. 1990b: *Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-3 Liptov v Liptovskej Kokave*. Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík, A. et al. 1992a: *Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-2/A Liptov v Liptovskom Trnenci*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. – Fendek, M. 1992: *Geologický projekt overovacieho geotermálneho vrtu RGK-1 v Košickej kotline*. Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík, A. – Fendek, M. 1995: *Geotermálna energia Slovenska so zreteľom na východoslovenský región*. In: *Zborník referátov z konferencie „III. geologické dni Jána Slávika“*. GÚDŠ, Bratislava, 131–136.
- Remšík, A. – Fendek, M. – Bodiš, D. 1985: *Geotermálna energia viedenskej panvy – prognózne zásoby*. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. – Fendek, M. – Bodiš, D. 1990a: *Hydrogeothermal conditions in the Vienna basin*. In: *International Symposium on Geothermal Energy*. Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS, Vol. 14, Part II, Davis 95617–1356, 965–970.
- Remšík, A. – Fendek, M. – Král, M. – Bodiš, D. – Michalko, J. 1993: *Geotermálna energia Liptovskej kotliny*. Manuskript. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. – Fendek, M. – Král, M. – Bodiš, D. – Michalko, J. 1994: *Geotermálne vody Liptovskej kotliny a ich tepelnoenergetický potenciál*. In: *Nízko teplotné vykurovanie 1994, možnosti využitia energie geotermálnych vôd na Slovensku*. Slov. spoloč. pre tech. prostredia, Bratislava, 30–35.
- Remšík, A. – Franko, O. a kol. 1979: *Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy*. Geofond, Bratislava.
- Remšík, A. – Franko, O. – Bodiš, D. 1992: *Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy*. Západné Karpaty. Séria hydrogeológia a inžinierska geológia, 10, GÚDŠ, 159–199.

- Remšík, A. – Franko, O. – Fendek, M. – Bodiš, D. 1990: *Geotermálne vody podunajskej a viedenskej panvy*. Mineralia Slovaca, 22, 241–250.
- Remšík, A. – Zbořil, L. 1986: *Geologické zhodnotenie piešťanského zálivu a Trenčianskej kotliny pre výskum geotermálnych zdrojov*. Geofond, Bratislava.
- Rolko, P. – Franko, O. – Pôbiš, J. – Mečarik, K. – Taliga, I. 1985: *Využívanie geotermie*. Architektonický výskum 19/1985, ŠPTÚ, Bratislava, 3–129.
- Rudinec, R. 1988: *Geotermálne ložisko vo východoslovenskom regióne viazané na pochovanú vulkanickú štruktúru Beša – Čičarovce*. Mineralia Slovaca, 2, 123–130.
- Rudinec, R. 1989: *Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku*. Alfa, Bratislava, 162 s.
- Sine, 1958: *Atlas podnebia Československej republiky*. Ústredná správa geodézie a kartografie. Praha.
- Sine, 1977: *Mapa vodárenských tokov a ich povodí na území Slovenskej republiky*.
- Sine, 1977a: *Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR*. In: *Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou*. Slovenská vedeckotechnická spoločnosť, Bratislava, 228 s.
- Sine, 1980: *Atlas Slovenskej socialistickej republiky*. SAV, Bratislava.
- Sine, 1981: *Mapa kvalitatívnych a technologických vlastností podzemných vôd Slovenskej republiky*.
- Sine, 1983: *Guide du maitre d'ouvrage en géothermie*. BRGM, Orléans Cedex, 186 s.
- Sine, 1985: *I. konferencia „Komplexné využitie geotermálnych vôd v SSR“*. Zborník prednášok. Pobočka ČSVTS pri VÚVH, Bratislava, 3–322.
- Sine, 1989: *Sympóziium „Optimálne spôsoby zneškodňovania využitých geotermálnych vôd“*. Zborník prednášok. Pobočka ČSVTS pri VÚVH, Bratislava, 9–147.
- Sine, 1991: *Mapa využiteľných zásob podzemných vôd Slovenska*.
- Sine, 1994: *6. konferencia „Nízkotepelné vykurovanie“ 1994 – Možnosti využitia energie geotermálnych vôd na Slovensku*. Slovenská spoločnosť pre techniku prostredia, Bratislava, 146 s.
- Slávik, J. 1976: *Zemplinikum – možná tektonická jednotka centrálnych Karpát*. Geologické práce. Správy 65, GÚDŠ, Bratislava, 7–19.
- Struňák, V. 1994: *Žriedlová štruktúra v Gánovciach*. In: *Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 39–47.
- Šalaga, I. – Borza, K. – Köhler, E. – Samuel, O. – Snopková, P. 1976: *Hydrogeologické vrty v Rajeckej a Súľovskej oblasti*. Regionálna geológia Západných Karpát, 7, GÚDŠ, Bratislava, 16–43.
- Šefara, J. et al. 1987: *Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie*. Súbor máp a text k súboru máp. MS Geofond Bratislava, 267 s.
- Šilar, J. 1985: *Stanovení rádiouhlíkové aktivity a doby zdržení podzemní vody v Hornonitranské kotlině*. Manuskript. NUB, Nováky.
- Tkáčik, P. – Mlynarčík, M. – Petrivaldský, P. 1994: *Minerálne vody Sobranceckých kúpeľov a ich ochrana*. In: *Vedecký zborník z medzinárodného sympózia „Minerálne vody východného Slovenska“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 61–76.
- Truesdell, A. H. – Jones, B. F. 1974: *WATEQ a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters*. U. S. Geol. Survey Journal of Research, 2, 2, 233–248.
- Valjaško, M. G. 1963: *Genezis rassolov osadočnoj oboločki*. Chimiya zemnoj kory. Izd. AN SSSR, Moskva, 253–277.
- Vandrová, G. 1993: *Minerálne vody Turčianskej kotliny*. In: *Zborník prednášok zo seminára „Turčianska kotlina a okolité pohoria“*. Slovenská asociácia hydrogeológov, Bratislava, 21–35.
- Vass, D. 1981: *Alpínske molasy Západných Karpát*. Autoreferát doktorskej dizertačnej práce. Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Vranovská, A. 1993: *Princípy výberu lokalít vhodných na exploataciu tepla suchých hornín*. Geologické práce. Správy 98, GÚDŠ, Bratislava, 21–28.
- Zakovič, M. 1981: *Termy a teplice v Oraviciach*. Geologické práce. Správy 75, GÚDŠ, Bratislava, 133–154.
- Zakovič, M. – Bodiš, D. – Orvan, J. – Lopašovský K. 1994: *Hydrogeológia Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny*. Západné Karpaty. Série hydrogeológia a inžinierska geológia, 12, GÚDŠ, Bratislava, 119–142.
- Zembjak, O. et al. 1987: *Geologické zhodnotenie Turčianskej kotliny pre výskum geotermálnych zdrojov*. Geofond, Bratislava.
- Zembjak, O. 1989: *Možnosti ťažby tepla suchých hornín*. Geologické práce. Správy 88, GÚDŠ, Bratislava, 137–146.

II. Tabuľková časť

Table Part

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU

TEMPERATURES IN WELLS AND HEAT FLOW DENSITY

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Súradnice Co-ordinates		Teplota T_x (°C) v hĺbke x m Temperature T_x (°C) in the depth x m										Hustota tepelného toku Heat flow density ($mW \cdot m^{-2}$)	
		Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	T_{500}	T_{1000}	T_{1500}	T_{2000}	T_{2500}	T_{3000}	T_{4000}	T_{5000}	T_{6000}			
1	A-1 Albínov	48°44'10"	21°40'23"	38	62	84	-	-	-	-	-	-	-	-	115,7
2	A-4 Albínov	48°44'33"	21°38'46"	39	63	84	106	126	149	188	223	254	-	-	116,2
3	A-7 Albínov	48°44'00"	21°39'57"	39	64	86	107	128	148	186	223	256	-	-	119,1
4	B-1 Horná Roveň	48°26'48"	18°51'46"	23	38	56	69	84	96	124	153	186	-	-	-
5	BB-21 Ilija	48°25'05"	18°54'34"	37	55	66	80	95	107	133	160	188	-	-	-
6	BČ-2 Číž	48°19'13"	20°16'44"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	63,4
7	BČ-3 Cakov	48°20'16"	20°14'02"	26	36	51	66	81	96	125	150	175	-	-	62,9
8	BHS-3 Belušké Slatiny	49°02'35"	18°20'21"	17	31	44	58	69	82	107	129	156	-	-	52,7
9	BL-1 Lehnice	48°02'52"	17°27'25"	27	48	66	85	106	124	160	191	222	-	-	78,8
10	BM-1 Mlynky	48°50'56"	20°26'19"	16	26	36	47	58	70	100	130	155	-	-	-
11	BN-14 Bánovce	48°41'34"	21°49'24"	36	62	86	106	127	143	189	233	273	-	-	111,6
12	BNB-1 Bánovce n/Bebravou	48°42'54"	18°14'45"	24	35	42	51	65	80	107	138	165	-	-	-
13	BPK-1 Poľný Kesov	48°10'10"	18°03'53"	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70,3
14	BPK-2 Poľný Kesov	48°10'10"	18°03'54"	29	49	69	88	106	122	153	184	215	-	-	70,3
15	BR-8 Brodské	48°40'44"	16°59'04"	24	39	55	72	85	95	117	150	170	-	-	-
16	BR-13 Brdárka	48°45'53"	20°20'19"	20	30	41	51	64	75	106	132	159	-	-	-
17	BR-38 Brodské	48°41'29"	16°59'26"	25	41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18	BR-48 Brodské	48°41'18"	16°39'29"	24	38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	BS-1 Senec	48°13'24"	17°25'41"	29	49	68	88	102	115	145	175	206	-	-	73,2
20	BŠ-3 Spišský Hrhov	49°00'06"	20°38'09"	28	38	50	59	70	81	108	136	162	-	-	-
21	BŠ-4 Žehra	49°59'16"	20°47'45"	28	38	47	57	70	79	106	130	155	-	-	-
22	BŠ-5 Katuň-Baldovce	48°58'19"	20°44'24"	29	39	49	59	69	79	106	132	156	-	-	-
23	BT-7 Pukanec	48°20'58"	18°42'06"	25	43	62	75	96	111	140	168	193	-	-	-
24	BU-1 Bunkovce	48°40'52"	22°08'23"	35	55	79	96	115	131	167	200	227	-	-	94,8
25	Č-1 Čalovo	47°50'48"	17°45'50"	26	44	64	83	105	122	161	200	235	-	-	84,6
26	ČI-2 Čičarovce	48°33'28"	21°56'55"	36	61	82	102	116	129	181	231	281	-	-	121,3
27	ČR-1 Čiližská Radvaň	47°49'38"	17°41'35"	26	48	67	85	105	123	161	203	242	-	-	85,7
28	ČU-1 Čuňovo	48°01'37"	17°12'01"	29	51	65	78	93	104	135	165	191	-	-	-
29	D-1 Diakovce	48°08'06"	17°47'07"	30	50	69	85	105	123	156	187	217	-	-	76,6
30	D-8 Poľana	48°38'59"	19°27'53"	22	35	48	61	74	88	114	140	166	-	-	-
31	D-14 Miková	48°38'56"	20°14'58"	21	28	42	55	69	81	106	133	160	-	-	68,3
32	DB-12 Svinná	48°47'01"	18°09'21"	23	33	44	54	68	81	108	138	163	-	-	-
33	DB-15 Horňany	48°47'15"	18°13'01"	16	23	36	49	62	76	106	136	163	-	-	-
34	DD-4 Podsúľová	48°46'02"	20°32'08"	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35	DD-16 Podsúľová	48°45'54"	20°32'18"	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	DD-18 Podsúľová	48°46'05"	20°32'01"	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
37	DD-22 Podsúľová	48°46'03"	20°31'45"	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38	DK-1 Dubník	48°54'51"	21°27'37"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39	DNV-1 Devínska Nová Ves	48°13'46"	16°58'47"	24	38	55	71	85	97	126	148	168	-	-	-
40	DP-1 Delava-Peklisko	48°48'11"	20°34'08"	18	28	38	48	58	69	98	120	153	-	-	-
41	DS-1 Dunajská Streda	47°59'08"	17°37'04"	29	49	68	87	107	126	166	204	235	-	-	83,1
42	DS-2 Dunajská Streda	47°59'06"	17°36'43"	29	48	67	-	-	-	-	-	-	-	-	83,8
43	DU-2 Dubové	48°29'21"	17°35'51"	24	39	54	69	82	95	125	150	176	-	-	61,0
44	DV-1 Dobrá Voda	48°36'48"	17°33'57"	33	50	62	72	82	91	115	138	162	-	-	-
45	ĐU-1 Đurkov	48°43'12"	21°26'18"	45	66	89	115	133	148	180	212	240	-	-	109,9
46	FGB-1 Chorvátsky Grob	48°13'52"	17°16'22"	25	51	65	73	85	99	129	158	189	-	-	62,8
47	FGČ-1 Čílistov	48°01'03"	17°18'27"	26	43	61	80	99	111	141	172	205	-	-	69,4
48	FGDŽ-1 Dvory n/Žitavou	47°59'40"	18°15'22"	32	54	77	98	119	133	163	192	221	-	-	82,7
49	FGG-1 Galanta	48°12'21"	17°40'34"	29	48	68	87	106	125	155	185	215	-	-	77,4
50	FGG-2 Galanta	48°11'53"	17°43'26"	30	51	71	91	-	-	-	-	-	-	-	79,5
51	FGG-3 Galanta	48°11'29"	17°42'51"	30	51	71	91	109	127	158	188	216	-	-	79,2
52	FGGa-1 Gabčíkovo	47°53'22"	17°42'51"	24	44	64	85	107	125	165	207	248	-	-	92,4
53	FGHP-1 Horná Potôň	48°02'41"	17°29'12"	27	47	68	89	110	128	161	195	225	-	-	79,6
54	FGK-1 Komárno	47°45'45"	18°04'19"	33	53	69	81	94	106	134	163	193	-	-	67,2
55	FGKr-1 Kravany n/Dunajom	47°45'36"	18°30'20"	17	20	40	54	71	86	121	153	183	-	-	-
56	FGL-1 Pavčina Lehota	49°02'13"	19°33'51"	18	29	37	49	60	76	107	138	165	-	-	52,0
57	FGO-1 Obid	47°46'29"	18°39'40"	19	24	44	59	75	90	124	156	186	-	-	-
58	FGS-1/A Kráľová pri Senci	48°12'02"	17°26'07"	31	52	72	91	105	119	151	181	210	-	-	76,6
59	FGŠ-1 Štúrovo	47°47'49"	18°43'34"	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
60	FGT-1 Topoľníky	47°58'37"	17°47'27"	29	50	70	93	117	132	173	206	237	-	-	89,9
61	FGTv-1 Tvrdošovec	48°05'02"	18°04'51"	31	51	72	93	112	132	164	194	224	-	-	79,8
62	FGTZ-1 Topoľčany	48°34'07"	18°08'33"	31	47	59	73	88	103	128	153	178	-	-	67,8
63	FGV-1 Vlčany	48°02'02"	17°54'55"	31	53	74	92	112	133	171	202	233	-	-	81,6
64	FV-1 Blhovec	48°16'45"	19°57'48"	26	45	62	77	90	103	130	155	180	-	-	-
65	GHŠ-1 Horná Štubňa	48°49'04"	18°50'23"	35	49	64	75	87	98	124	149	175	-	-	-
66	GK-1 Hontianske Nemce	48°17'42"	18°59'09"	39	65	76	90	105	120	148	174	200	-	-	-
67	GK-2 Antol	48°24'46"	18°56'24"	37	60	73	87	99	113	137	164	189	-	-	-
68	GK-3 Medovarce	48°13'58"	18°59'20"	44	72	85	98	112	127	152	177	204	-	-	-
69	GK-4 Bzovík	48°18'33"	19°05'30"	37	60	76	88	103	120	146	172	198	-	-	-
70	GK-5 Veľká Lehota	48°26'29"	18°34'23"	26	48	68	83	101	114	141	166	191	-	-	-
71	GK-6 Rybník	48°16'51"	18°34'13"	34	53	73	93	108	122	152	177	202	-	-	-
72	GK-7 Stará Huta	48°28'04"	19°19'26"	27	44	58	72	87	100	126	150	175	-	-	-
73	GK-8 Ostrá Lúka	48°32'24"	19°03'14"	28	46	63	77	91	106	132	161	186	-	-	-
74	GK-9 Rudno n/Hronom	48°26'25"	18°40'55"	38	54	69	82	96	111	138	165	191	-	-	85,0
75	GK-10 Ladzany	48°16'01"	18°49'26"	31	46	61	80	101	120	149	175	201	-	-	-
76	GK-12 Devičany	48°20'08"	18°40'43"	29	38	56	72	92	112	145	171	196	-	-	-
77	GK-13 Nová Baňa	48°25'49"	18°38'58"	34	53	72	84	99	113	142	167	192	-	-	-
78	GK-14 Brehy	48°23'09"	18°41'00"	32	49	63	-	-	-	-	-	-	-	-	97,8
79	GK-15 Brehy	48°23'25"	18°41'03"	34	54	70	80	97	112	140	167	192	-	-	-
80	GNZ-1 Nové Zámky	47°59'59"	18°11'02"	31	52	74	96	116	133	165	194	224	-	-	80,6
81	GP-2 Gombasek-Plešivec	48°33'34"	20°16'16"	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU / TEMPERATURES IN WELLS AND HEAT FLOW DENSITY

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Súradnice Co-ordinates		Teplota T_x (°C) v hĺbke x m Temperature T_x (°C) in the depth x m										Hustota tepelného toku Heat flow density (mW·m ⁻²)
		Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	T ₅₀₀	T ₁₀₀₀	T ₁₅₀₀	T ₂₀₀₀	T ₂₅₀₀	T ₃₀₀₀	T ₄₀₀₀	T ₅₀₀₀	T ₆₀₀₀		
82	GP-3 Gombasek-Plešivec	48°33'46"	20°27'04"	23	31	42	52	66	81	107	131	158	-	
83	GPB-1 Bohelov	47°55'27"	17°42'29"	24	44	66	88	111	128	167	206	241	91,7	
84	GR-2 Teplička-Grétľa	48°56'11"	20°33'54"	21	31	41	51	64	76	106	135	159	67,0	
85	GR-4 Grétľa	48°53'03"	20°33'39"	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
86	GR-5 Grétľa	48°53'13"	20°34'11"	16	27	39	49	60	72	102	132	157	-	
87	GRP-1 Podhájska	48°06'37"	18°21'37"	41	69	84	98	112	126	156	186	217	93,5	
88	GŠM-1 Šurany	48°05'45"	18°12'02"	33	52	76	96	113	130	161	191	221	-	
89	GTM-1 Marcelová	47°48'15"	18°17'09"	31	49	60	71	85	100	128	160	190	67,6	
90	GVL-2 Nižná Slaná	48°45'55"	20°24'04"	20	31	-	-	-	-	-	-	-	-	
91	GVL-5 Nižná Slaná	48°45'30"	20°24'09"	20	32	43	54	65	75	106	133	159	-	
92	HAN-1 Hanušovce	49°02'34"	21°30'31"	29	47	62	76	91	106	135	164	190	-	
93	HD-41 Hnilec	48°49'48"	20°28'46"	17	28	38	48	58	69	99	129	154	-	
94	HDS-1 Repište	48°30'54"	18°49'54"	27	45	64	80	94	108	135	162	189	-	
95	HDS-2 Dolné Hámre-Kyslá	48°27'53"	18°45'25"	30	47	63	76	90	105	131	160	188	-	
96	HDS-3 Voznica	48°27'19"	18°46'34"	26	39	51	-	-	-	-	-	-	-	
97	HDS-4 Kopanice	48°25'56"	18°48'56"	26	38	54	68	83	96	124	156	186	-	
98	HDS-5 Banská Štiavnica	48°28'08"	18°52'05"	29	48	59	71	84	98	124	155	186	-	
99	HDS-6 Hodruša	48°27'32"	18°48'21"	26	43	59	73	88	100	127	156	186	-	
100	HDV-1 Hodruša	48°27'28"	18°46'52"	27	46	59	74	88	102	129	158	186	-	
101	HDV-7 Hodruša	48°28'06"	18°49'33"	25	42	-	-	-	-	-	-	-	-	
102	HDV-9 Hodruša	48°28'37"	18°48'36"	20	36	56	69	86	103	130	158	186	-	
103	HDV-10 Hodruša	48°29'04"	18°49'48"	20	34	52	69	86	103	130	158	186	-	
104	HDV-12 Repište	48°29'52"	18°50'22"	26	44	60	76	90	105	131	160	187	-	
105	HDV-13 Hodruša	48°27'34"	18°50'14"	28	46	58	73	84	98	126	156	186	-	
106	HDV-15 Hodruša	48°28'49"	18°52'12"	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
107	HF-1 Hliník n/Hronom	48°32'36"	18°50'05"	32	54	70	85	98	111	139	165	191	-	
108	HGB-1 Rusovce	48°03'26"	17°09'28"	31	57	68	78	89	101	131	161	184	61,2	
109	HGL-2 Kalameny	49°08'01"	19°25'17"	38	45	55	64	76	84	110	140	167	69,3	
110	HGL-3 Lúčky	49°07'47"	19°24'01"	-	-	-	-	-	-	-	-	-	67,6	
111	HGŽ-3 Želiezovce	48°02'54"	18°40'09"	45	74	88	101	114	127	157	186	216	99,0	
112	HJK-3 Arnutovce	48°58'21"	20°25'02"	23	34	44	54	66	79	107	136	163	-	
113	HM-1 Rakša	48°52'49"	18°53'16"	17	26	45	63	76	87	117	143	168	-	
114	HTŠ-1 Šaľa	48°09'39"	17°52'10"	29	48	66	83	102	121	151	182	215	73,8	
115	HV-3 Vrbov	49°04'55"	20°25'32"	24	40	57	-	-	-	-	-	-	65,5	
116	HŽK-10 Žilina-Chrastic	49°11'53"	18°45'10"	23	36	48	61	72	84	108	138	166	54,1	
117	JB-10 Vyhne	48°28'55"	18°49'53"	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
118	JL-1 Jánová Lehota	48°40'28"	18°46'19"	33	54	67	76	90	105	135	159	184	-	
119	JP-1 Jastrabá	48°37'49"	18°56'55"	41	59	70	83	91	105	135	159	185	-	
120	JV-1 Dúbravský masív	48°39'20"	20°15'36"	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
121	JV-2 Dúbravský masív	48°39'21"	20°15'47"	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
122	K-2 Kolárovo	47°55'40"	18°02'21"	32	54	76	96	116	133	164	194	224	86,5	
123	KM-1 Komárovce	48°34'10"	21°07'00"	30	46	59	76	94	111	145	178	211	87,9	
124	KON-1 Kalinka	48°29'13"	19°16'01"	23	41	57	72	88	102	127	153	178	-	
125	KOV-39 Štiavnické Bane	48°26'02"	18°51'43"	26	43	55	68	83	96	124	155	186	-	
126	KOV-40 Podsitnianska	48°26'09"	18°52'54"	26	39	-	-	-	-	-	-	-	-	
127	KOV-41 Podhorie	48°29'11"	18°54'30"	23	34	-	-	-	-	-	-	-	-	
128	KOV-42 Banská Štiavnica	48°27'30"	18°54'40"	25	41	-	-	-	-	-	-	-	-	
129	KOV-43 Banská Štiavnica	48°29'26"	18°53'43"	21	34	-	-	-	-	-	-	-	-	
130	KOV-44 Banská Štiavnica	48°28'49"	18°55'17"	25	37	-	-	-	-	-	-	-	-	
131	KP-II-1 Badín	48°41'57"	19°01'24"	21	36	48	61	73	86	116	139	167	80,0	
132	KP-II Nevoľné	48°41'27"	19°00'26"	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
133	KR-1 Krásna	48°39'47"	21°16'04"	28	42	60	73	91	110	141	176	210	-	
134	KR-3 Kremnické Bane	48°43'59"	18°55'02"	27	43	53	70	82	93	119	144	169	83,0	
135	KSV-2 Kapušany-Slanec	48°56'46"	21°26'22"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
136	KSV-5 Kapušany-Slanec	48°56'43"	21°26'44"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
137	KSV-7 Kapušany-Slanec	48°56'40"	21°26'15"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
138	KSV-9 Kapušany-Slanec	48°56'18"	21°26'18"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
139	KSV-14 Kapušany-Slanec	48°57'38"	21°25'59"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
140	KSV-15 Kapušany-Slanec	48°56'49"	21°26'27"	26	46	66	88	107	128	158	191	223	-	
141	KŠ-33 Klokoč	48°30'38"	19°19'22"	26	46	64	75	89	101	126	151	176	-	
142	KU-8 Kúty	48°38'41"	16°58'56"	28	44	60	74	87	98	120	152	170	46,9	
143	KV-3 Rochovce	48°42'02"	20°17'39"	33	56	66	73	81	89	113	135	164	-	
144	KV-3 Kremnické Bane	48°43'57"	18°55'19"	24	40	-	-	-	-	-	-	-	-	
145	KV-4 Košice-Bankov	48°43'45"	21°13'14"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
146	KV-14 Kremnické Bane	48°44'25"	18°54'46"	26	44	-	-	-	-	-	-	-	-	
147	KV-28 Kremnica	48°42'40"	18°54'32"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
148	KZ-1 Kremnica	48°43'16"	18°53'34"	23	41	57	72	82	96	121	146	171	-	
149	L-1 Lastomír	48°40'47"	21°54'34"	39	64	86	106	128	144	189	227	265	112,1	
150	L-2 Lastomír	48°41'19"	21°55'34"	38	61	81	103	126	141	187	225	258	111,6	
151	L-14 Láb	48°22'25"	16°59'49"	28	50	70	-	-	-	-	-	-	-	
152	L-67 Láb	48°23'37"	17°00'49"	32	52	76	-	-	-	-	-	-	-	
153	L-90 Láb	48°22'55"	16°59'14"	33	54	77	96	108	127	151	165	180	62,4	
154	L-92 Láb	48°21'59"	16°57'18"	29	49	69	90	106	127	149	166	181	-	
155	L-93 Láb	48°23'27"	17°00'18"	31	51	76	87	103	126	147	162	178	56,1	
156	L-115 Láb	48°23'50"	16°58'54"	30	50	69	86	100	125	147	164	180	-	
157	LKC-1 Banská Štiavnica	48°27'00"	18°55'48"	31	50	68	86	96	109	134	159	188	-	
158	LKS-1 Prieloh-Hámor	48°13'01"	19°32'05"	28	46	63	77	91	107	132	156	181	-	
159	LNV-6 Lakšárska Nová Ves	48°33'42"	17°11'07"	31	51	69	-	-	-	-	-	-	64,0	
160	LNV-7 Lakšárska Nová Ves	48°33'57"	17°11'45"	36	59	79	89	91	95	107	127	148	63,7	
161	LP-1 Lipany	49°09'39"	20°58'41"	24	37	51	65	78	91	114	141	167	-	
162	LR-10 Číž	48°18'19"	20°17'24"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
163	LU-1 Ľubietová	48°45'05"	19°21'52"	18	29	-	-	-	-	-	-	-	-	
164	LU-3 Ľubietová	48°44'59"	19°22'14"	21	32	46	56	68	83	111	137	166	-	
165	LX-5 Kremnica	48°43'16"	18°57'53"	23	38	49	65	76	88	117	141	167	-	
166	M-3 Komárno	47°45'28"	18°08'17"	32	54	68	80	92	103	131	159	190	65,0	
167	MA-2 Malacky	48°24'23"	17°02'07"	30	53	77	89	102	119	140	158	177	-	
168	MA-20 Malacky	48°26'45"	17°01'13"	30	46	64	81	93	106	135	156	177	43,5	

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU / TEMPERATURES IN WELLS AND HEAT FLOW DENSITY

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Súradnice Co-ordinates		Teplota T _x (°C) v hĺbke x m Temperature T _x (°C) in the depth x m									Hustota tepelného toku Heat flow density (mW·m ⁻²)	
		Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	T ₅₀₀	T ₁₀₀₀	T ₁₅₀₀	T ₂₀₀₀	T ₂₅₀₀	T ₃₀₀₀	T ₄₀₀₀	T ₅₀₀₀	T ₆₀₀₀		
169	MA-47 Malacky	48°26'45"	17°00'51"	27	44	64	83	-	-	-	-	-	-	-
170	MAK-1 Juskova Vóľa	48°50'58"	21°31'21"	34	54	74	93	113	133	165	197	231	-	-
171	MAK-4 Juskova Vóľa	48°50'51"	21°30'54"	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
172	MEB-1 Prochof	48°36'32"	18°42'05"	29	49	64	78	91	106	136	160	185	-	-
173	MEL-1 Meliata	48°30'40"	20°20'00"	21	33	44	54	66	83	108	132	157	-	-
174	MI-1 Banská Štiavnica	48°27'29"	18°54'08"	29	49	60	73	85	97	125	153	186	-	-
175	MI-3 Banská Štiavnica	48°27'52"	18°54'00"	29	47	-	-	-	-	-	-	-	-	-
176	MJČ-1 Číž	48°18'38"	20°16'38"	27	39	52	67	81	97	127	152	177	62,6	-
177	ML-1 Malčice	48°35'51"	21°52'06"	36	63	90	113	139	150	191	236	282	121,6	-
178	MLS-1 Podskalka	48°54'24"	21°56'23"	25	40	54	70	84	103	135	163	190	-	-
179	MO-1 Modrany	47°50'45"	18°21'53"	26	47	63	75	88	100	129	161	192	64,1	-
180	MPV-8 Mníšek n/Hnilcom	48°48'25"	20°48'55"	19	32	47	62	73	84	114	135	165	-	-
181	MV-20 Merník	48°56'08"	21°38'00"	26	44	61	77	92	108	140	173	202	-	-
182	N-68 Dolná Strehová	48°16'16"	19°27'18"	33	53	72	85	93	107	133	157	182	-	-
183	N-96 Luboricička	48°15'27"	19°29'46"	33	54	72	85	92	107	132	157	181	-	-
184	NB-1 Opatovce n/Nitrou	48°45'59"	18°34'12"	22	36	53	70	82	94	120	144	173	-	-
185	NB-2 Opatovce n/Nitrou	48°45'44"	18°34'36"	22	36	-	-	-	-	-	-	-	-	-
186	OH-1 Hladovka	49°24'28"	19°45'47"	28	35	49	59	71	83	108	138	162	-	-
187	OP-1 Oravská Polhora	49°31'32"	19°26'41"	22	33	46	58	71	82	107	137	162	56,8	-
188	OZ-2 Oravice	49°17'46"	19°44'50"	29	42	52	64	72	83	108	137	163	69,4	-
189	P-8 Rudno-Clhm	48°24'26"	18°40'52"	30	49	65	80	95	110	138	165	191	-	-
190	PGT-11 Dolný Peter	47°49'19"	18°11'25"	33	54	77	93	107	120	150	180	210	72,5	-
191	PKŠ-1 Gondovo	48°17'23"	18°40'38"	32	58	74	88	106	121	151	175	201	76,4	-
192	PL-1 Plavnica	49°15'07"	20°45'17"	22	34	47	62	72	84	112	141	167	65,5	-
193	PO-86 Podhradie	48°39'55"	18°41'05"	28	46	61	76	88	103	129	153	179	74,0	-
194	PSs-1 Podsúľová	48°46'18"	20°32'45"	21	28	34	43	56	69	97	128	153	-	-
195	PT-1 Ptrukša	48°29'29"	22°04'13"	38	64	89	114	136	161	201	236	266	114,2	-
196	PT-2 Ptrukša	48°28'52"	22°05'29"	39	67	91	116	140	162	203	237	264	114,4	-
197	PT-7 Ptrukša	48°29'10"	22°06'27"	38	65	91	115	140	164	202	236	262	113,9	-
198	PU-1 Šambron	48°14'30"	20°45'08"	21	33	46	-	-	-	-	-	-	65,4	-
199	PV-1 Prešov	48°59'26"	21°17'54"	29	48	66	82	104	123	155	184	214	87,6	-
200	PZ-1 Pozdišovce	48°45'24"	21°51'49"	40	67	93	119	140	155	189	223	255	119,8	-
201	PZ-2 Pozdišovce	48°44'03"	21°50'02"	40	69	95	119	140	162	196	227	257	116,3	-
202	R-1 Rohožník	48°28'40"	17°10'50"	19	32	49	66	78	91	118	138	160	49,4	-
203	R-1 Zlatno	48°25'42"	18°46'28"	30	44	-	-	-	-	-	-	-	-	-
204	R-2 Zlatno	48°25'41"	18°45'58"	26	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
205	R-4 Zlatno	48°25'43"	18°46'48"	23	40	-	-	-	-	-	-	-	103,3	-
206	R-6 Zlatno	48°25'20"	18°46'44"	25	40	-	-	-	-	-	-	-	100,2	-
207	R-7 Zlatno	48°25'25"	18°46'23"	26	43	-	-	-	-	-	-	-	-	-
208	R-8 Zlatno	48°25'18"	18°46'24"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
209	R-9 Zlatno	48°25'26"	18°46'33"	26	42	-	-	-	-	-	-	-	104,6	-
210	R-10 Zlatno	48°25'00"	18°47'18"	24	38	52	66	83	97	124	156	186	-	-
211	R-11 Zlatno	48°25'13"	18°46'35"	26	42	-	-	-	-	-	-	-	96,2	-
212	R-12 Zlatno	48°25'26"	18°46'43"	29	47	-	-	-	-	-	-	-	-	-
213	R-13 Zlatno	48°25'21"	18°46'54"	27	44	-	-	-	-	-	-	-	-	-
214	R-15 Zlatno	48°25'24"	18°46'04"	25	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
215	R-16 Zlatno	48°25'33"	18°46'41"	25	43	-	-	-	-	-	-	-	-	-
216	R-17 Zlatno	48°25'31"	18°46'22"	22	37	-	-	-	-	-	-	-	-	-
217	R-18 Zlatno	48°25'17"	18°46'15"	24	39	-	-	-	-	-	-	-	-	-
218	R-20 Zlatno	48°25'24"	18°46'14"	22	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
219	R-21 Zlatno	48°25'15"	18°46'55"	24	38	-	-	-	-	-	-	-	-	-
220	R-23 Zlatno	48°25'16"	18°46'04"	24	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
221	R-24 Zlatno	48°25'11"	18°46'26"	21	35	-	-	-	-	-	-	-	-	-
222	R-25 Zlatno	48°25'23"	18°46'38"	26	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
223	RB-3 Rudňany-Bindt	48°52'50"	20°37'46"	14	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
224	RB-5 Rudňany-Bindt	48°52'22"	20°36'37"	15	26	37	48	60	73	103	133	158	-	-
225	RE-1 Rebrín	48°40'37"	21°58'19"	36	62	85	108	133	152	192	225	256	113,0	-
226	RGL-1 Lakšárska Nová Ves	48°34'07"	17°12'41"	37	65	80	83	-	-	-	-	-	69,0	-
227	RGL-2 Šaštín-Stráže	48°38'59"	17°08'42"	30	49	63	75	86	-	-	-	-	64,8	-
228	RH-1 Remetské Hámre	48°53'09"	22°10'36"	28	44	62	78	93	108	139	170	198	73,3	-
229	RH-12 Remetské Hámre	48°54'18"	22°11'34"	27	46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
230	RH-14 Remetské Hámre	48°54'45"	22°11'38"	27	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
231	RH-15 Remetské Hámre	48°54'10"	22°10'58"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
232	RH-18 Remetské Hámre	48°53'50"	22°11'18"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
233	RHV-1 Rudňany	48°52'31"	20°40'29"	17	28	42	54	63	76	105	133	158	-	-
234	RHV-2 Rudňany	48°53'09"	20°40'22"	19	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
235	RHV-3 Rudňany	48°54'02"	20°40'14"	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
236	RHV-4 Rudňany	48°54'28"	20°42'15"	17	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
237	RHV-5 Rudňany	48°54'15"	20°40'33"	20	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
238	RHV-6 Rudňany	48°54'43"	20°40'49"	19	30	41	53	65	77	105	133	158	-	-
239	RHV-7 Rudňany	48°53'56"	20°42'17"	18	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
240	RHV-8 Rudňany	48°55'14"	20°42'26"	18	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
241	RHV-12A Rudňany	48°53'50"	20°41'38"	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
242	RHV-17 Rudňany	48°54'32"	20°40'54"	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
243	RHV-18 Rudňany	48°54'27"	20°40'07"	16	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
244	RHV-19 Rudňany	48°54'13"	20°40'09"	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
245	RHV-21 Rudňany	48°54'07"	20°41'04"	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
246	RHV-24 Rudňany	48°54'18"	20°41'21"	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
247	RK-22 Rajec	49°05'41"	18°38'06"	16	26	36	46	61	76	103	128	157	-	-
248	RK-25 Prečín	49°05'21"	18°30'46"	16	30	43	55	68	80	105	128	157	-	-
249	RKZ-1 Bátka	48°22'47"	20°10'36"	26	37	51	66	79	94	122	147	173	59,9	-
250	RN-1 Rozhanovce	48°45'27"	21°22'13"	33	55	79	95	113	132	165	195	224	94,0	-
251	RO-3 Ročovce	48°40'37"	20°17'29"	31	45	55	65	75	85	110	135	164	-	-
252	RO-5 Ročovce	48°41'06"	20°18'01"	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
253	RS-1 Čučma	48°44'01"	20°35'58"	23	33	46	57	70	80	104	134	159	-	-
254	RVS-1 Rožňava	48°40'16"	20°31'31"	20	32	47	62	74	85	110	135	164	-	-
255	S-1 Stretava	48°37'50"	22°01'29"	41	66	86	111	131	152	195	230	261	112,5	-
256	S-5 Stretava	48°37'00"	22°02'47"	41	66	89	113	134	156	195	230	260	113,0	-

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU / TEMPERATURES IN WELLS AND HEAT FLOW DENSITY

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Súradnice Co-ordinates		Teplota T_x (°C) v hĺbke x m Temperature T_x (°C) in the depth x m									Hustota tepelného toku Heat flow density ($mW \cdot m^{-2}$)
		Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	T_{500}	T_{1000}	T_{1500}	T_{2000}	T_{2500}	T_{3000}	T_{4000}	T_{5000}	T_{6000}	
257	S-7 Stretava	48°36'08"	22°03'30"	42	66	89	113	136	158	196	229	261	113,0
258	S-21 Stretava	48°34'58"	22°03'15"	41	65	89	112	135	160	197	230	270	113,5
259	SAL-7 Renčiov	49°05'02"	20°56'58"	23	33	46	60	74	84	110	135	165	66,6
260	SB-5 Čučma	48°42'29"	20°33'05"	19	32	46	57	70	81	106	134	160	-
261	SBM-1 Soblahov	48°50'58"	18°05'42"	21	33	48	58	70	83	109	138	163	79,8
262	SE-1 Senec	48°14'37"	17°25'13"	29	49	66	83	100	114	143	173	204	71,4
263	SE-2 Sečovce	48°42'03"	21°44'59"	37	64	88	108	128	146	188	230	266	114,0
264	SE-3 Sečovce	48°39'19"	21°38'27"	33	60	78	97	118	130	175	221	256	107,6
265	SGRV-10 Košice-Čermeľ	48°47'25"	21°09'46"	23	41	56	71	86	101	128	161	191	-
266	SM-2 Smižany	48°55'44"	20°30'02"	20	29	41	50	62	75	104	134	159	-
267	SML-1 Smilno	49°23'31"	21°17'37"	28	44	58	71	85	99	128	156	181	-
268	SS-3 Sásová	48°47'03"	19°08'39"	29	47	57	67	79	93	118	138	166	-
269	SSH-2 Podhorie	48°29'30"	18°55'12"	27	39	51	65	83	97	124	155	186	108,0
270	ST-4 Sklené Teplice	48°32'33"	18°50'33"	32	50	66	-	-	-	-	-	-	-
271	ST-5 Sklené Teplice	48°31'38"	18°53'05"	28	45	62	80	94	107	135	162	189	-
272	ST-12 Studienka	48°33'41"	17°09'40"	29	49	68	87	91	93	112	135	155	-
273	STR-1 Stročov vrch	48°47'10"	21°33'47"	34	57	81	104	124	144	183	217	250	-
274	SU-4 Suchohrad	48°25'30"	16°54'22"	26	38	55	73	88	107	142	170	190	-
275	SV-1 Stará Voda	48°47'20"	20°39'27"	24	37	51	61	72	82	109	134	160	-
276	ŠA-9 Šaštín	48°39'03"	17°09'32"	29	47	-	-	-	-	-	-	-	-
277	ŠA-10 Šaštín	48°39'29"	17°09'07"	30	46	60	73	84	97	115	135	154	44,8
278	ŠB-1 Štiavnické Bane	48°26'20"	18°51'22"	28	44	-	-	-	-	-	-	-	-
279	ŠB-3 Štiavnické Bane	48°25'47"	18°52'10"	23	40	-	-	-	-	-	-	-	-
280	ŠB-4 Rychnava	48°25'55"	18°50'57"	22	39	-	-	-	-	-	-	-	-
281	ŠH-1 Šafárikovo	48°25'12"	20°20'15"	21	32	45	60	75	90	118	143	168	-
282	ŠH-1B Dolné Strháre	48°14'48"	19°24'01"	33	51	73	86	96	112	136	161	186	-
283	ŠP-4 Špačince	48°26'19"	17°37'39"	30	48	67	82	97	109	139	160	185	66,7
284	ŠPZ-1 Banská Štiavnica-Piarg	48°25'55"	18°52'31"	23	39	-	-	-	-	-	-	-	-
285	ŠR-1 Šariš	49°09'48"	20°50'13"	27	42	53	64	74	85	103	121	154	-
286	ŠT-415 Štefanov	48°42'08"	17°09'55"	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
287	ŠT-449 Štefanov	48°41'59"	17°09'27"	26	44	57	69	81	92	112	131	151	-
288	ŠT-499 Štefanov	48°41'33"	17°10'11"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
289	ŠI-NB Koš	48°43'58"	18°34'41"	34	51	-	-	-	-	-	-	-	79,4
290	ŠI-NBII Koš	48°43'41"	18°34'23"	44	57	66	75	85	97	122	145	175	79,4
291	T-1 Trebišov	48°36'01"	21°45'32"	35	63	86	114	132	150	190	228	267	111,8
292	T-5 Trebišov	48°36'42"	21°42'43"	37	64	85	108	129	145	186	224	259	108,8
293	TGS-1 Streda n/Bodrogom	48°22'26"	21°43'46"	44	65	83	104	118	133	167	202	233	94,1
294	TK-2 Trakovice	48°25'41"	17°42'38"	32	55	67	79	95	104	136	158	188	67,9
295	TMS-1 Sobrance	48°45'54"	22°11'57"	33	48	68	87	103	118	150	182	215	82,1
296	TR-1 Trhovište	48°43'45"	21°47'26"	38	64	87	118	136	153	193	231	260	114,4
297	TR-12 Trhovište	48°44'02"	21°49'31"	38	66	91	-	-	-	-	-	-	114,3
298	TR-26 Trhovište	48°44'01"	21°48'45"	38	67	93	120	141	161	200	229	259	114,4
299	TR-30 Veľká Tŕňa	48°29'23"	21°40'31"	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	TR-33 Veľká Tŕňa	48°29'09"	21°40'51"	30	46	-	-	-	-	-	-	-	-
301	TR-38 Veľká Tŕňa	48°28'32"	21°39'06"	31	45	-	-	-	-	-	-	-	-
302	TR-50 Veľká Tŕňa	48°29'06"	21°40'54"	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
303	TR-58 Veľká Tŕňa	48°29'15"	21°40'12"	31	45	-	-	-	-	-	-	-	-
304	TR-59 Veľká Tŕňa	48°29'23"	21°40'17"	33	49	69	94	106	121	156	191	226	-
305	TR-61 Veľká Tŕňa	48°28'49"	21°40'08"	30	49	69	-	-	-	-	-	-	-
306	TTŠ-1 Turčianske Teplice	48°51'29"	18°50'30"	48	62	70	77	86	95	122	147	172	72,3
307	UB-1 Uhliská	48°24'19"	18°46'12"	35	53	62	76	88	100	124	158	188	-
308	V-4 Vysoká	48°20'24"	16°55'08"	29	50	69	90	106	125	145	165	180	-
309	V-861 Novoveská Huta	48°53'29"	20°31'09"	18	28	38	49	60	72	102	132	157	-
310	VČR-16 Čiližská Radvaň	47°49'38"	17°41'05"	26	48	68	-	-	-	-	-	-	87,6
311	VDK-15 Dunajský Klatov	48°01'46"	17°42'03"	32	52	72	93	113	130	167	202	233	81,6
312	VDM-1 Dúbravský masív	48°39'08"	20°15'56"	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
313	VHO-2 Henclová	48°46'31"	20°34'39"	19	26	36	45	57	70	97	128	153	-
314	VHP-12-R Horná Potôň	48°02'41"	17°29'44"	27	47	68	89	-	-	-	-	-	79,5
315	VKH-3 Košice-Bankov	48°43'34"	21°13'24"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
316	VKH-4 Košice-Bankov	48°43'25"	21°13'10"	26	41	58	71	85	103	130	161	189	-
317	VKH-6 Košice-Bankov	48°43'50"	21°12'47"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
318	VKH-7 Košice-Bankov	48°44'00"	21°12'36"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
319	VKH-8 Košice-Bankov	48°44'09"	21°12'28"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
320	VL-1 Vlachy	49°05'48"	19°29'12"	27	46	62	73	85	96	122	147	173	67,3
321	VMK-1 Kráľová pri Senci	48°12'02"	17°26'08"	32	-	-	-	-	-	-	-	-	76,8
322	VNOŠ-1 Hodruša	48°26'54"	18°46'13"	30	48	57	72	86	100	127	158	186	-
323	VNOŠ-2 Hodruša	48°26'59"	18°49'43"	25	43	57	70	83	96	125	156	186	-
324	VPB-3 Pohronský Bukovec	48°51'38"	19°22'37"	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
325	VPB-5 Pohronský Bukovec	48°51'26"	19°23'18"	24	34	45	56	67	82	107	132	158	-
326	VR-1 Vráble	48°16'03"	18°16'49"	33	52	72	90	108	123	152	175	196	-
327	VR-2 Vrbov	49°05'03"	20°25'16"	22	39	55	65	80	91	116	142	167	65,6
328	VR-5 Vyšné Ružbachy	49°18'48"	20°34'06"	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
329	VR-7 Rešov	49°18'46"	20°22'03"	23	39	55	65	76	86	107	137	164	77,0
330	VRN-1 Vranov n/Topľou	48°53'03"	21°37'02"	33	53	68	86	102	120	155	191	223	85,3
331	VRŠ-1 Vyšné Ružbachy	49°18'20"	20°33'24"	22	23	44	60	73	83	107	136	166	61,8
332	VŠ-6 Štiavnické Bane	48°26'46"	18°52'49"	22	38	56	59	83	96	124	153	186	-
333	VTB-1 Svodín-Bruty	47°55'07"	18°35'03"	33	54	73	91	107	122	152	182	213	77,0
334	VTO-5 Veľká Tŕňa	48°30'29"	21°39'48"	31	52	69	92	107	122	157	193	228	-
335	VTO-14 Somotor	48°25'07"	21°49'33"	42	65	87	106	119	134	170	205	236	-
336	VTP-11 Topoľovec	47°50'56"	17°37'49"	24	45	65	84	108	121	163	206	248	92,4
337	VTV-21 Vtáčnik	48°35'49"	18°40'30"	29	45	62	77	90	105	135	159	185	-
338	VTV-37 Nová Lehota	48°70'23"	18°41'39"	31	-	-	-	-	-	-	-	-	-
339	VTV-46H Podhradie	48°39'25"	18°39'29"	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
340	VTV-51H Vtáčnik	48°39'52"	18°40'06"	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
341	VTV-59T Vtáčnik	48°39'10"	18°41'18"	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
342	VZK-10 Eliášovce	48°07'34"	17°29'00"	30	51	71	91	110	127	157	187	216	78,6

1. TEPLoty VO VRTOCH A HUSTOTA TEPELNÉHO TOKU / TEMPERATURES IN WELLS AND HEAT FLOW DENSITY

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Súradnice Co-ordinates		Teplota T_x (°C) v hĺbke x m Temperature T_x (°C) in the depth x m									Hustota tepelného toku Heat flow density (mW·m ⁻²)
		Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	T ₅₀₀	T ₁₀₀₀	T ₁₅₀₀	T ₂₀₀₀	T ₂₅₀₀	T ₃₀₀₀	T ₄₀₀₀	T ₅₀₀₀	T ₆₀₀₀	
343	VZO-13 Ontopa	47°46'03"	17°56'41"	30	49	68	87	106	119	149	180	210	70,2
344	VZO-14 Zemianska Olča	47°49'16"	17°52'01"	31	49	69	89	108	124	155	186	217	78,6
345	Z-1 Zafín	48°29'25"	21°55'22"	44	70	93	115	135	154	195	230	264	113,7
346	Z-292 Koš	48°45'23"	18°34'58"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
347	Z-300P Nováky	48°45'21"	18°36'39"	25	41	56	71	83	95	121	145	173	-
348	Z-303H Nováky	48°45'10"	18°36'31"	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
349	Z-305P Nováky	48°44'58"	18°35'57"	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
350	Z-363P Koš	48°45'20"	18°35'47"	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
351	Z-370P Nováky	48°45'24"	18°34'36"	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
352	Z-379P Nováky	48°45'26"	18°35'47"	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
353	ZA-6 Závod	48°34'32"	17°05'44"	27	45	57	76	88	100	121	142	164	-
354	ZA-16 Závod	48°34'00"	17°05'39"	28	46	60	-	-	-	-	-	-	-
355	ZA-57 Závod	48°33'30"	17°07'03"	29	47	64	76	88	101	118	140	160	40,6
356	ZB-1 Zboj	49°00'16"	22°27'03"	29	51	68	87	104	118	145	169	193	-
357	ZBR-1 Zborov	49°21'25"	21°20'58"	29	46	60	75	90	104	132	156	181	72,5
358	ZGL-1 Bešeňová	49°06'05"	19°26'44"	28	45	63	76	88	96	121	147	173	71,7
359	ZGL-2/A Liptovský Trnovec	49°06'20"	19°34'20"	22	38	54	66	82	95	121	147	171	63,8
360	ZGL-3 Liptovská Kokava	49°05'27"	19°48'20"	17	29	40	46	54	71	104	135	166	55,1
361	ZGT-3 Martin	49°02'12"	18°55'24"	31	44	57	70	83	93	120	143	171	54,6
362	ZH-1 Zlatá Baňa	48°56'43"	21°26'10"	28	49	-	-	-	-	-	-	-	-
363	ZH-2 Záhura	48°53'30"	20°54'29"	17	29	44	59	72	85	115	135	165	50,7
364	ZH-7 Zlatá Baňa	48°56'46"	21°26'18"	28	46	-	-	-	-	-	-	-	-
365	ZH-9 Zlatá Baňa	48°56'30"	21°25'37"	29	48	-	-	-	-	-	-	-	-
366	ZH-10 Zlatá Baňa	48°56'56"	21°26'43"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
367	ZH-31 Zlatá Baňa	48°56'45"	21°26'28"	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
368	ZH-38 Zlatá Baňa	48°56'16"	21°26'25"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
369	ZJH-2 Zlatá Baňa	48°55'57"	21°26'18"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
370	ZJH-4 Zlatá Baňa	48°55'57"	21°26'36"	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
371	ZJH-9 Zlatá Baňa	48°56'03"	21°26'07"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
372	ZJH-17 Zlatá Baňa	48°55'50"	21°26'37"	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
373	ZJH-27 Zlatá Baňa	48°56'59"	21°27'23"	27	46	-	-	-	-	-	-	-	-
374	ZLB-16 Dubník	48°54'58"	21°27'42"	26	48	-	-	-	-	-	-	-	-
375	ZLB-29 Dubník	48°54'59"	21°27'47"	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
376	ZO-9 Kašov	48°29'18"	21°43'34"	30	50	70	92	107	123	157	193	228	-

30 – namerané hodnoty, 70 – dorátané hodnoty
30 – measured data, 70 – interpolated data

2. GEOTERMÁLNE ZARIADENIA GEOTHERMAL INSTALLATIONS

Poradové číslo No.	Vrt – lokalita Well – Location	Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	Teplota Temperature (°C)	
9	(+)	BL-1 Lehnice	48°02'35"	17°27'25"	54
12	+	BnB-1 Bánovce n/Bebravou	48°42'54"	18°14'45"	46
13	+	BPK-1 Poľný Kesov	48°10'10"	18°03'53"	26
14	+	BPK-2 Poľný Kesov	48°10'10"	18°03'54"	50
19	+	BS-1 Senec	48°13'24"	17°25'41"	49
25	+	Č-1 Čalovo	47°50'48"	17°45'50"	78
27	+	ČR-1 Čiližská Radvaň	47°49'38"	17°41'35"	82
29	+	Di-1 Diakovce	48°08'06"	17°47'07"	38
41	+	DS-1 Dunajská Streda	47°59'08"	17°37'04"	92
42	+	DS-2 Dunajská Streda	47°59'06"	17°36'43"	55
46	(+)	FGB-1 Chorvátsky Grob	48°13'52"	17°16'22"	48
47	(+)	FGČ-1 Čílistov	48°01'03"	17°18'27"	52
48	(+)	FGDŽ-1 Dvory n/Žitavou	47°59'40"	18°15'22"	62
49	+	FGG-1 Galanta	48°12'21"	17°40'34"	62
50	(+)	FGG-2 Galanta	48°11'53"	17°43'26"	80
51	(+)	FGG-3 Galanta	48°11'29"	17°42'51"	77
52	+	FGGa-1 Gabčíkovo	47°53'22"	17°35'50"	52
53	+	FGHP-1 Horná Potôň	48°02'41"	17°29'12"	68
54	(+)	FGK-1 Komárno	47°45'45"	18°04'19"	45
55	(+)	FGKr-1 Kravany n/Dunajom	47°45'36"	18°30'20"	20
56	(+)	FGL-1 Pavčina Lehota	49°02'13"	19°33'51"	32
58	+	FGS-1/A Kráľová pri Senci	48°12'02"	17°26'07"	52
59	+	FGŠ-1 Štúrovo	47°47'49"	18°43'34"	40
60	+	FGT-1 Topoľníky	47°58'37"	17°47'27"	74
61	+	FGTv-1 Tvrdošovce	48°05'02"	18°04'51"	70
62	(+)	FGTZ-1 Topoľčany	48°34'07"	18°08'33"	55
63	+	FGV-1 Vlčany	48°02'02"	17°54'55"	68
80	+	GNZ-1 Nové Zámky	47°59'59"	18°11'02"	59
87	(R)+	GRP-1 Podhájska	48°06'37"	18°21'37"	69
89	+	GTM-1 Marcelová	47°48'15"	18°17'09"	56
111	(+)	HGŽ-1 Želiezovce	48°02'54"	18°40'09"	52
112	(+)	HKU-3 Arnutovce	48°58'21"	20°25'02"	31
166	+	M-3 Komárno	47°45'28"	18°08'17"	49
188	(+)	OZ-2 Oravice	49°17'46"	19°44'50"	56
190	(+)	PGT-11 Dolný Peter	47°49'19"	18°11'25"	32
226	(+)	RGL-1 Lakšárska Nová Ves	48°34'07"	17°12'41"	77
227	(+)	RGL-2 Šaštín – Stráže	48°38'59"	17°08'42"	73
247	+	RK-22 Rajec	49°05'41"	18°38'06"	27
258	+	S-21 Stretava	48°34'58"	22°03'15"	80
290	+	Š-1-NBII Koš	48°43'41"	18°34'23"	67
306	(+)	TTŠ-1 Turčianské Teplice	48°51'29"	18°50'30"	52
310	+	VČR-16 Čiližská Radvaň	47°49'38"	17°41'05"	65
311	+	VDK-15 Dunajský Klatov	48°01'46"	17°42'03"	75
327	+	VR-2 Vrbov	49°05'03"	20°25'16"	59
333	(+)	VTB-1 Bruty	47°55'07"	18°35'03"	75
336	+	VTP-11 Topoľovec	47°50'56"	17°37'49"	74
342	(+)	VZK-10 Eliášovce	48°07'34"	17°29'00"	65
343	(+)	VZO-13 Ontopa	47°46'03"	17°56'41"	51
344	(+)	VZO-14 Zemianska Olča	47°49'16"	17°52'01"	74
358	+	ZGL-1 Bešeňová	49°06'05"	19°26'44"	62
359	(+)	ZGL-2/A Liptovský Trnovec	49°06'20"	19°34'20"	61
360	(+)	ZGL-3 Liptovská Kokava	49°05'27"	19°48'20"	44
377	(+)	FGB-1/A Chorvátsky Grob	48°13'52"	17°16'22"	24
378	+	Č-2 Čalovo	47°50'50"	17°45'34"	57
379	+	Di-2 Diakovce	48°08'05"	17°47'01"	68
380	+	HTŠ-2 Šaľa	48°09'39"	17°52'10"	42
381	+	Po-1 Podhájska	48°06'28"	18°21'37"	80
382	+	Vr-1 Vrbov	49°04'50"	20°25'28"	56
383	(+)	G-1 Komjatice	48°09'15"	18°08'38"	78
384	+	vrt VŠE Virt	47°45'28"	18°18'57"	25
385	+	KŠ-1 Kremnica	48°42'43"	18°54'37"	48
386	+	M-4 Dolná Strehová	48°15'42"	19°28'27"	36
387	(+)	PP-1 Poprad	49°03'45"	20°18'24"	48
388	(+)	G-4 Ťahanovce	48°45'09"	21°15'13"	26
389	+	BŠ-1 Byšta	48°31'41"	21°34'07"	15
390	+	HJ-6 Borša	48°23'51"	21°43'32"	32
391	+	ST-21 Stretava	48°34'58"	22°03'15"	80
392	+	HŽK-2 Stráňavy	49°10'32"	18°49'59"	24
393	(+)	RTŠ-1 Kamenná Poruba	49°06'11"	18°41'20"	38
+	geotermálne zariadenia v činnosti	+	geothermal installations		
(+)	geotermálne zariadenia vo výstavbe a plánované	(+)	geothermal installations under construction or planned		
(R)	reinjekčný vrt	(R)	re-injection well		

3. PRAMENE SPRINGS

Poradové číslo No.	Lokalita Location	Šírka Latitude (N)	Dĺžka Longitude (E)	Teplota Temperature (°C)	
393	+	Kúpele Piešťany	48°37'00"	17°50'00"	68
394	+	Sklené Teplice	48°31'43"	19°06'08"	52
395	+	Kúpele Kováčová	48°36'30"	19°06'08"	48
396	+	Kúpele Bojnice	48°46'06"	18°26'14"	46
397	+	Turčianske Teplice	48°51'00"	18°52'00"	45
398	+	Trenčianske Teplice	48°55'00"	18°10'00"	40
399	+	Chalmová	48°40'40"	18°29'49"	39
400	+	Malé a Veľké Bielice	48°37'22"	18°20'29"	39
401	+	Rajecké Teplice	49°08'00"	18°41'00"	39
402	+	Vyhne	48°29'51"	18°48'17"	35
403	+	Kúpele Sliač	48°36'53"	19°09'58"	33
404	+	Kúpele Lúčky	49°08'00"	19°24'00"	33
405	+	Liptovský Ján	49°02'43"	19°41'07"	29
406	+	Kúpele Dudince	48°10'00"	18°53'00"	27
407	+	Santovka	48°08'52"	18°45'30"	26
408	+	Patince	47°44'52"	18°18'35"	27
409	+	Koplotovce	48°28'20"	17°48'34"	24
410	+	Kalinčiakovo	48°10'28"	18°40'03"	25
411	+	Gánovce	49°01'35"	20°19'03"	25
412	+	Mošovce	48°54'29"	18°53'33"	23
413	+	Belušké Slatiny	49°02'35"	18°20'21"	22
414	+	Vyšné Ružbachy	49°18'00"	20°34'00"	24
415	+	Banská Bystrica	48°44'08"	19°08'16"	20
416	+	Kúpele Brusno	48°49'00"	19°37'00"	20
417	+	Sobrancecké kúpele	48°45'32"	22°08'20"	20
418	+	Králik	48°24'39"	20°14'37"	17