

Problematika výpočtu zásob termálnej vody centrálnej depresie Podunajskej nížiny

(5 obr. a 5 tab. v texte)

ONDREJ FRANKO* — IGOR MUCHA**

Calcul des réserves d'eaux thermales de la dépression centrale de la Plaine du Danube (Podunajská nížina)

La dépression centrale de la Plaine du Danube est convenable à l'exploitation des eaux thermales à température maximale de 150° C dans le gîte et aux utilisations publiques de l'énergie géothermale. Sur la base des forages d'essai du pétrole et deux forages d'exploitation géothermique, les auteurs éclairent structure hydrogéologique, composition chimique des eaux, système géothermal et caractéristique hydrodynamique. La dépression centrale est caractérisée par la structure aquifère à fuites. La contribution présente l'évaluation de l'épreuve de rendement et éclaire les principes du calcul des réserves d'eaux et du bilan géothermique.

Проблематика расчёта запасов мёных вод центральной депрессии Подунайской равнины

Центральную депрессию Подунайской низменности можно характеризовать как структуру со слоистым протеканием. Из ней можно приобрести термальные воды с температурой залежи до 150° C и использовать их тепловую энергию. В работе объяснены гидротермические условия, приведен способ оценки подникания уровня воды в буровой скважине после прекращения откачки и основные принципы вычисления ресурсов и геотермической биланции.

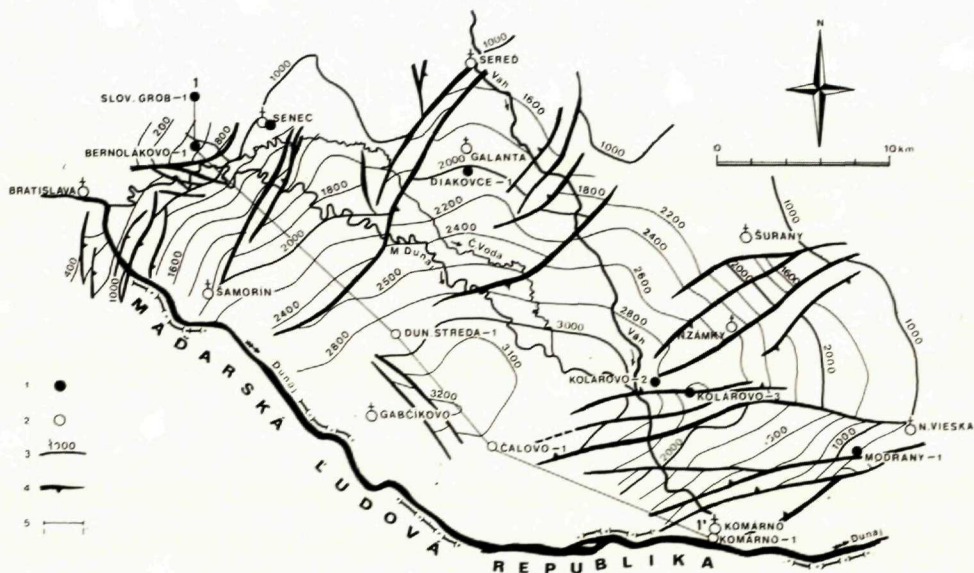
Spomedzi asi 20 predpokladaných nádejných štruktúr a oblastí na termálnu, resp. hypertermálnu (40 °C) vodu je najnádejnejšou tzv. centrálna depresia Podunajskej nížiny (O. FRANKO 1972; obr. 1). O termálnych vodách neogénu Podunajskej nížiny pojednáva I. PAGÁČ (1968) a A. PORUBSKÝ (1970). Centrálnu depresiu doteraz overili viaceré naftové a dva ťažobné geotermálne vrty (B. GAŽA 1972, B. GAŽA — Z. HOLÉČZOVÁ 1971, 1972). Všetky údaje získané z tejto štruktúry sa interpretovali s ohľadom na realizáciu základného hydrogeotermického výskumu, získanie hypertermálnej vody a využitie geotermálnej energie (O. FRANKO 1972a).

* RNDr. Ondrej Franko, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

** RNDr. Igor Mucha, CSc., Katedra inž. geológie a hydrogeológie PF UK, Gottwaldovo nám. 2, 800 00 Bratislava.

Geologicko-tektonická charakteristika

Centrálna depresia Podunajskej nížiny sa rozprestiera po oboch stranách rieky Dunaj, a to približne polovica na slovenskej a polovica na maďarskej strane (Malá dunajská nížina). Pre depresiu je charakteristická misovitá stavba so stredom približne v priestore Dunaja pri Gabčíkove (obr. 1, 2). Vyplňajú ju sedimenty panónu a dákú (levantu). Hlavný pokles územia nastal začiatkom panónu a vyvrcholil v priebehu sedimentácie dákú. Vrstvovú stavbu depresie charakterizuje monoklinálne upadanie vrstiev do jej stredu so sklonom asi 5° . Karpatské zlomy, ktoré ohraničujú okraje pohorí, sa končia na severnom okraji depresie. Výraznejší zlomový systém prebieha iba pri jej jv. okraji — tzv. komárňanské a hurbanovské zlomy (Z. ADAM — M. DLABAČ 1961; obr. 1).



Obr. 1. Štruktúrna mapa bázy panónu centrálnej depresie Podunajskej nížiny. Podľa M. DLABAČA — Z. ADAMA — B. GAŽU (1972) upravil O. FRANKO (1974)
1 — naftové vrtý, 2 — geotermálne vrtý, 3 — izočiary bázy panónu, 4 — tektonické línie, 5 — línia rezu

Fig 1. Structural map of the central depression of the Danube lowland at the base of the Pannonian According to M. DLABAČ — Z. ADAM — B. GAŽA (1972) adjusted by O. FRANKO (1974)
1 — Oil boreholes, 2 — Geothermal boreholes, 3 — Isolines of the Pannonian base, 4 — Tectonic lines, 5 — Section line

Panón, ktorý je polobrakického pôvodu, má maximálnu hrúbku v strede depresie (do 2000 m) a na okrajoch (do 300 m). Podľa B. GAŽU (1972) má na báze vyvinutý tzv. bazálny panónsky horizont v podobe 20—100 m hrubého bazálneho konglomerátu. Nad ním je 1. panónsky piesčito-ílovitý horizont, hrubý 50—250 m. Nad ním leží 200—1300 m hrubý 1. panónsky piesčito-ílovitý komplex. V jeho nadloží je 50—150 m hrubý 2. panónsky piesčito-ílovitý horizont. Vrstvový sled uzatvára 20—100 m hrubý vrchnopanónsky piesčitý komplex. Z uvedeného vidieť, že v celom profile panónu nie sú čisto ílovité horizonty, ktoré by ho rozdeľovali na viacero samostatných celkov. Celkový litologický vývoj panónu charaktéri-

zujú striedajúce sa piesčité vrstvy, ktoré sú v absolútnej prevahe nad vložkam piesčitých ílov s postupnými vertikálnymi i horizontálnymi prechodmi a vyklíňovaním.

Dák (pont) je súvrstvie sladkovodného pôvodu zložené zo striedajúceho sa piesku a štrku s pestrým piesčitým ílom, pričom má piesok prevahu aj nad piesčitým ílom. Maximálna hrúbka dáku v strede depresie je okolo 1500 m, na okrajoch okolo 300—500 m.

Pomer hrúbky priepustných vrstiev dáku a panónu k hrúbke menej priepustných a kolektorské vlastnosti vrstiev (priepustnosť a efektívna pórovitosť) sú v tab. 1. Pri vymedzovaní priepustných vrstiev podľa základnej karotážnej gradientovej krivky Rag 2,12 a krivky SP sa brali do úvahy len vrstvy hrubšie ako 0,5 m (kvôli perforovaniu). Napriek tomu hrúbka priepustných vrstiev dáku prvých štyroch vrtov a panónu prvých troch vrtov je väčšia ako 50 % z celkovej hrúbky úsekov jednotlivých vrtov. V skutočnosti je hrúbka priepustných vrstiev viac-menej totožná s hrúbkou úsekov, pretože absolútne nepriepustné vrstvy (čistý íl) sa takmer nevyskytujú. Z tohto aspektu je však priemerná priepustnosť a efektívna pórovitosť nižšia, ako ju uvádza tab. 1.

Kolektorské vlastnosti

Tab. 1

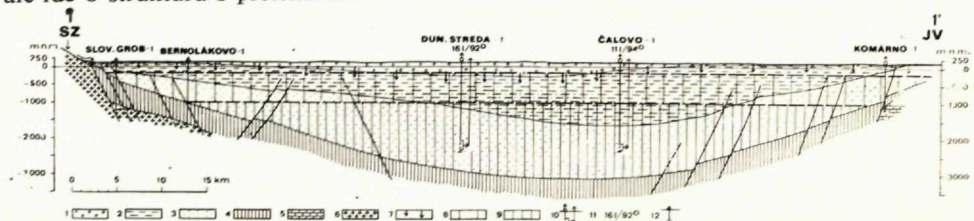
Vek		Vrt					
		Slovenský Grob	Bernolákovo-1	Senec-1	Dunajská Streda-1	Čalovo-1	Diakovce -1
DÁK	Úsek od — do (m)	56—270	54—550	110—362	386—1252	401—1790	28—981
	Hrúbka úseku (m)	214	496	252	866	1389	953
	Hrúbka priep. vrstiev v úseku (m)	125	230	173	622	370	391
	Hrúbka priep. vrstiev v úseku (%)	58	46	69	72	27	41
	Priepustnosť priep. vrstiev v úseku (mD)	291	38,5	93,7	40	224	180
	Efekt. pórovitosť priep. vrstiev v úseku (%)	25	15	20	17	23	22
PANÓN	Úsek od — do (m)	270—495	550—925	326—1236	1253—2500	1790—2500	981—2450
	Hrúbka úseku (m)	225	375	874	1247	710	1469
	Hrúbka priep. vrstiev v úseku (m)	161	199	607	391	179	439
	Hrúbka priep. vrstiev v úseku (%)	71	53	69	31	25	30
	Priepustnosť priep. vrstiev v úseku (mD)	416	58	262	70	259	129
	Efekt. pórovitosť priep. vrstiev v úseku (%)	24	17	24	18	24	19

Ruman (levant) e zastúpený sladkovodným, plytkovodným a suchozemským štrkom a pieskom s vložkami pestrých ílov. Maximálna mocnosť tohto súvrstvia dosahuje v najhlbších častiach depresie až 300 m. Súvrstvie pokrýva väčšinu územia depresie.

Pleistocén a holocén reprezentuje štrk uložený v aluviálnych nivách a terasách. Štrk taktiež pokrýva väčšinu územia depresie.

Hydrogeologická štruktúra

Na základe doterajších poznatkov možno povedať, že centrálna depresia je zvrchu otvorená štruktúra misovitého tvaru s nepriepustným ohraničením zo strán a zospodu (obr. 2). Jej zostupné ramená sa zo všetkých strán mierne skláňajú do stredu. Štruktúra má prirodzenú len infiltračnú a akumulačnú oblasť. Infiltračnú oblasť predstavuje styk panónskych a dáckych sedimentov so sedimentmi kvartéru a rumanu. Akumulačnú oblasť tvoria samotné dácke a panónske sedimenty. Táto infiltračná oblasť leží v absolútnej prevahe na akumulačnej oblasti, výnimkou sú len okraje pohorí (M. Karpaty, Považský Inovec, Trábeň atď.). Na okraje štruktúry sa napájajú panónske a smerom do jej stredu dácke kolektory. Tieto kolektory sa väčšinou zrážkovými a riečnymi vodami napájajú priamo cez kvartérny a rumanský štrk, a to vertikálne z plytkých nádrží podzemnej vody. S ohľadom na uvedený litologický vývoj (panónske a dácke sedimenty) možno akumulačnú oblasť považovať za jednotný hydrogeologický celok, resp. nádrž termálnej vody. Štruktúra nie je typicky artézska, ale ide o štruktúru s pretekaním.



Obr. 2. Schematický priečný hydrogeologický rez centrálnou depresiou Podunajskej nížiny (O. FRANKO 1974)

Geológia: 1 — kvartér + ruman, 2 — dáck, 3 — panón, 4 — miocén, 5 — mezozoikum, 6 — kryštalínium

Hydrogeológia: 1 — plytká nádrž podzemnej vody, 7 — infiltračná oblasť termálnej vody (infiltrácia z plytkej nádrže podzemnej vody), 8 + 9 — akumulačná oblasť (nádrž) termálnej vody, 8 — termálna voda s ložiskovou teplotou 20—55 °C, 9 — termálna voda s ložiskovou teplotou 55—150 °C a povrchovou teplotou 40—100 °C (hypertermy), 4 — nepriepustné podložie nádrže termálnej vody, ktoré ju obmedzuje zospodu a zo strán, 10 — geotermálne vrty s voľným prelivom a vyznačenou hĺbkou perforácie a prítoku vody do vrtov, 11 — výdatnosť voľného prelivu v l/s a povrchová teplota v °C, 12 — naftové vrty.

Fig. 2. Schematic transverse hydrogeological section through the central depression of the Danube lowland (O. FRANKO 1974)

Geology: 1 — Quaternary + Rumanian, 2 — Dacian, 3 — Pannonian, 4 — Miocene, 5 — Mesozoic, 6 — Crystalline

Hydrogeology: Shallow groundwater reservoir, 7 — Catchment area of thermal waters (infiltration from shallow groundwater reservoir), 8 + 9 — Accumulation area (reservoir) of thermal waters, 8 — Thermal waters with deposit temperature of about 20—55 °C, 9 — Thermal waters with deposit temperature of about 55—150 °C and superficial temperature of about 40—100 °C (hypertherms), 4 — Impermeable underlier of the reservoir of thermal water, bordering it from below and from the sides, 10 — Geothermal boreholes with free spillway, indicated depth of perforation and inflow of waters into the boreholes, 11 — Yield of free spillway in l/sec. and superficial temperature in °C, 12 — Oil drillings.

Geotermálny systém

V zmysle J. MCNITOVHO (1970) delenia geotermálnych polí patrí predmetná štruktúra k poliam spätým s trefohornými tektonickými procesmi — zázemnými panvami. Podľa geochemickej klasifikácie D. E. WHITA (1970) patrí štruktúrne k horúcovodnému systému. Pokojná stavba depresie a jej výplň dosť homogénnymi sedimentmi spôsobuje pomerne rovnomerné rozloženie zemského tepla.

Podľa nameraných teplôt boli vypočítané geotermické gradienty (I. MARUŠIAK — I. LIZON 1973) len na vrtoch Diakovce-1, Kolárovo-2 a Modrany-1 (tab. 2).

Geometrické údaje

Tab. 2

Výška m n. m.	Vrt					
	Diakovce-1		Kolárovo-2		Modrany-1	
	T °C	G °C/1000 m	T °C	G °C/1000 m	T °C	G °C/1000 m
— 500	35	—	38	—	36	—
— 1000	55	40	59	42	56	40
— 1500	72	34	80	42	69	26
— 2000	89	34	99	38	81	24
— 2500	—	—	120	42	—	—
— 3000	—	—	141	42	—	—

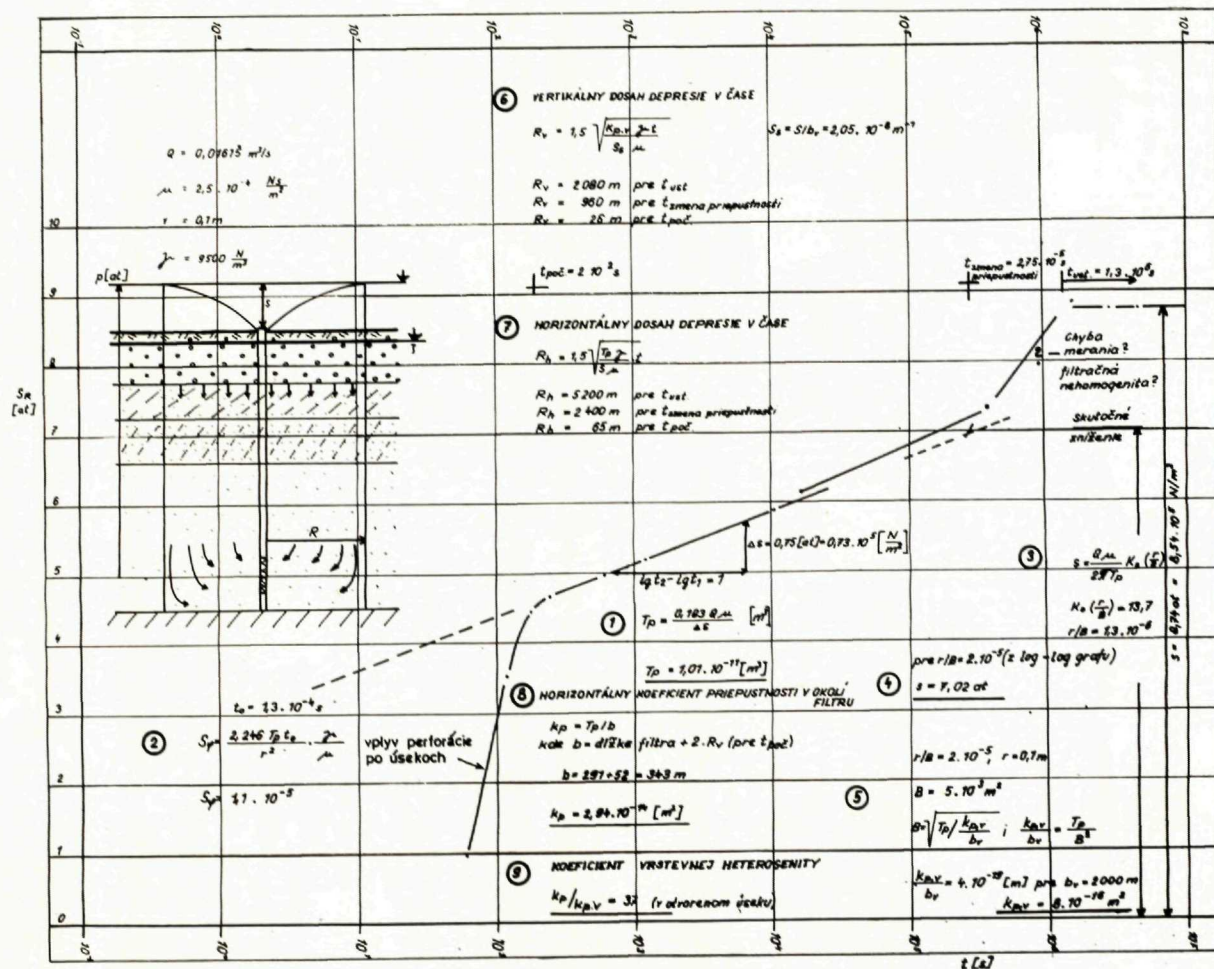
Priemerný geotermický gradient, vypočítaný z uvedených hodnôt do 2000 m, má hodnotu asi 38 °C/1000 m a geotermický stupeň približne 26 m/°C. Tepelný tok je známy len z vrtu Kolárovo-2 a Modrany-1. Ich hodnota je 1,62 a 1,7 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ (I. MARUŠIAK 1973 — ústna informácia). Príčinou priaznivých geotermických pomerov je nevelká hĺbka (25—27,5 km) Moho diskontinuity, hlboko založená rábska poruchová zóna a v hĺbke stuhnuté masy spodnobadenských neovulkanitov.

Na základe geotermických údajov možno uviesť, že sa na dácke a panónske sedimenty viaže termálna voda s ložiskovou teplotou nad 20 °C už od hĺbky asi 300 m. V najhlbšej časti depresie, v oblasti Gabčíkova, možno na báze panónu v hĺbke asi 3300 m očakávať ložiskovú teplotu vody okolo 140—150 °C.

Chemizmus vody a plynov

Podľa známych podkladov o chemizme vody predmetnej depresie možno naznačiť priestorové rozšírenie jednotlivých typov (tab. 3).

Z tab. 3 vidieť, že vo vrchných častiach pliocénu (na okrajoch do väčšej hĺbky ako v strede) sú veľmi slabo mineralizované vody (do 1g/l) bikarbonáto-nátriového typu. Smerom do stredu depresie a do hĺbky sa postupne menia na slabo mineralizované (1—5 g/l) vody bikarbonáto-chlorido-nátriového typu. S hĺbkou a s postupným narastaním chloridov prechádzajú v stredne mineralizované vody (5—10 g/l) chlorido-bikarbonáto-nátriového typu. Tieto vody sa v strede depresie s narastajúcou hĺbkou menia na silne mineralizované vody (> 10 g/l) chlorido-nátriového typu.



Obr. 3. Stúpacia skúška (Rocovey) 27.8.—18.10.1971. Vrt Dunajská Streda-1.

Fig. 3. Rising test (Rocovey) August 27th-October 18th 1971. Borehole Dunajská Streda-1.

Z plynov obsahuje voda N_2 , CH_4 a miestami aj CO_2 . Vody bikarbonáto-nátriového typu sú dusíkovými vodami. S hĺbkou a zmenou chemizmu pribúda metán, takže vody bikarbonáto-chlorido-nátriového typu postupne prechádzajú v dusíkovo-metánové a potom metánovo-dusíkové vody. Vody chlorido-bikarbonáto-nátriového typu sú už metánovými vodami.

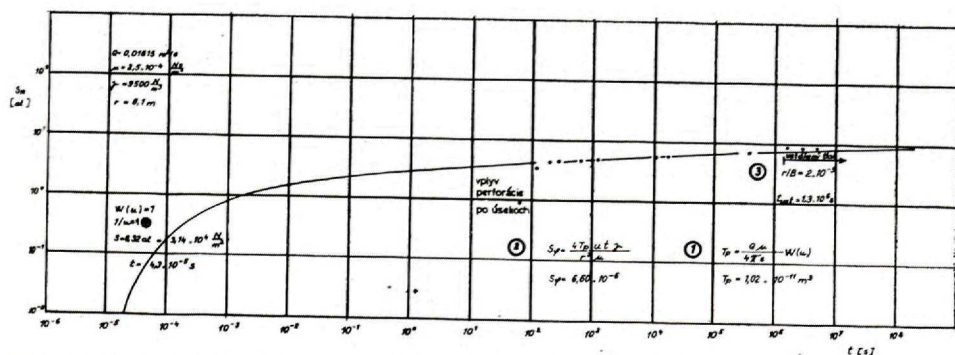
Chemické typy teriém

Tab. 3

Oblasť depresie	Hĺbka asi m	Oblasť depresie	Hĺbka asi m	M. asi g/l	Chemické typy vody
okraje	< 1500	stred	< 900	< 1	HCO ₃ —Na
okraje	1500—2400	stred	900—2200	1— 5	HCO ₃ —Cl—Na
okraje	2400—2600	stred	2200—2500	5—10	Cl—HCO ₃ —Na
okraje	—	stred	> 2500	> 10	Cl-Na

Na základe charakterizačných chemických (hlavne $K \frac{r \text{HCO}_3}{r \text{Cl}}$) a plynových (hlavne $K \frac{\text{He}}{\text{Ar}}$) koeficientov možno genézu vody charakterizovať takto (tab. 4): Veľmi slabó mineralizované termálne vody bikarbonáto-nátriového typu patria k vadóznym petrogénnym hydrosilikátogénnym vodám (O. FRANKO — S. GAZDA — M. MICHALÍČEK 1972) s intenzívnou vodovýmenou. Slabo a stredne mineralizované termálne vody bikarbonáto-chlorido-nátriového a chlorido-bikarbonáto-nátriového typu patria k marinogénnym vodám s podielom vadóznych vôd s obmedzenou vodovýmenou. Silne mineralizované vody chlorido-nátriového typu patria k marinogénnym vodám bez vodovýmeny. Ako sa postupne v priestore mení chemizmus vody, tak sa postupne mení aj jej genéza.

Z plynov (M. DLABAČ — M. MICHALÍČEK 1964) je N_2 vadóznych vôd atmosferického pôvodu. Pri marinogénnych vodách sa CH_4 a N_2 pripisuje biogénny pôvod. CO_2 sa považuje za juvenilný.



Obr. 4. Stúpacia skúška (Recovery) 28. 8. — 18. 10. 1971. Vrt Dunajská Streda-1.

Fig. 4. Rising test (Rocover) August 27 th- October 18 th 1971. Borehole Dunajská Streda-1.

Hydrodynamická charakteristika

Centrálnu depresiu Podunajskej nížiny možno z hydrodynamickej stránky charakterizovať zatiaľ len na základe jedinej stúpajúcej skúšky z vrtu Dunajská Streda-1. Aby sme lepšie vystihli problematiku hydrodynamického výskumu a výpočtov zásob v tejto štruktúre, uvedieme základný postup hodnotenia stúpajúcej skúšky (Recovery) vykonaného metódami súhrnne opísanými v práci I. MUCHU (1973).

Prvým krokom pri hodnotení je vynesenie priebehu stúpajúcej skúšky v semilogaritmickej mierke s oproti 1g t (obr. 3) a v bilogaritmickej mierke 1g s oproti 1g t (obr. 4). Vypočítame T_p , ktorý nie je ovplyvnený skinovým efektom (obr. 3, 4, výpočet 1) a S_p ovplyvnené skinovým efektom (obr. 3, 4, výp. 2). Parameter charakterizujúci vrstvé pretekánie (leakage) vypočítame z ustáleného zníženia (obr. 3, výp. 3) a času ustálenia pomocou typových kriviek (obr. 4, výp. 3). Faktor pretekáania určený podľa typových kriviek a času ustálenia nie je ovplyvnený vrstvomými nehomogenitami (chybami merania?). Z neho vypočítame

Geochemická charakteristika teriem

Tab. 4

Vrt	Úsek od — do (m)	T °C povr- chová	T °C ložis- ková	Q l/s preliv	Voda				
					S-	S ₂	A-	A ₂	$\kappa \frac{r}{r_{Cl}} \frac{HCO_3}{Cl}$
Diakovce-1	782—800	36,6	41	2,0	6,22	0,0	76,7	16,0	55,6
	1170—1175	—	52	0,2	30,0	0,0	62,0	8,0	5,5
	1437—1446	—	66	0,7	29,4	0,0	67,2	3,4	2,4
	1682—1689	—	75	0,2	29,4	0,0	65,2	4,4	2,7
	1798—1802	—	87	0,5	50,0	0,0	46,8	3,2	1,0
	2098—2101	—	94	0,5	47,6	0,0	51,2	1,2	1,2
	2367—2373	—	105	0	37,4	0,0	60,4	3,2	3,6
Dunajská Streda-1	2183—2447	92	104	16,2	66,4	0,0	30,9	2,8	0,52
Čalovo-1	2289—2460	94	—	11,2	75,0	0,0	23,5	1,4	0,31
Kolárovo-3	1770—1993	50	—	2,5	86,6	0,0	9,1	4,3	0,15

Plyn								Typ vody	Vek úseku
Obj. %									
CH ₄	H ₂	N ₂	O ₂	CO ₂	Ar	He	K $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$	Mg/l $\frac{> 25 \% - \Sigma \text{kat.}}{> 25 \% - \Sigma \text{an.}}$	
0,74	—	85,2	3,9	8,0	2,2	0,0018	0,00081	$0,5 \frac{\text{Na}_{80,6}}{\text{HCO}_3 93,6}$	dák
0,35	0,8	99,0	—	—	—	—	—	$1,0 \frac{\text{Na}_{92}}{\text{HCO}_3 90}$	dák
25,7	0,1	75,1	—	—	—	—	—	$2,2 \frac{\text{Na}_{96,6}}{\text{HCO}_3 70,6 \text{Cl}_{28,8}}$	pa- nón
46,4	0,45	53,0	—	—	—	—	—	$3,0 \frac{\text{Na}_{95,6}}{\text{HCO}_3 70,6 \text{Cl}_{26}}$	pa- nón
57,4	0,55	39,5	—	—	—	—	—	$5,4 \frac{\text{Na}_{96,8}}{\text{HCO}_3 60 \text{Cl}_{40}}$	pa- nón
—	—	—	—	—	—	—	—	$5,5 \frac{\text{Na}_{98,8}}{\text{HCO}_3 52,4 \text{Cl}_{44,2}}$	pa- nón
51,7	0,3	48,0	—	—	—	—	—	$5,0 \frac{\text{Na}_{97,8}}{\text{HCO}_3 62,2}$	pa- nón
46,0	0,006	3,7	0,3	49,7	0,025	0,018	0,72	$6,9 \frac{\text{Na}_{95,4}}{\text{Cl}_{65,2} \text{HCO}_3 33,6}$	pa- nón
—	—	—	—	—	—	—	—	$5,1 \frac{\text{Na}_{96,0}}{\text{Cl}_{74,4} \text{HCO}_3 23,4}$	pa- nón
24,1	—	15,5	0,7	59,3	0,4	0,0183	0,049	$10,5 \frac{\text{Na}_{92,1}}{\text{Cl}_{86,1}}$	pa- nón

maximálne zníženia pre dané čerpané množstvo (obr. 3, výp. 3, 4) a za predpokladu, že preteká z plytkej nádrže podzemnej vody a $b_v = 2000$ m, koeficient vertikálnej priepustnosti (obr. 3, výp. 5). Pre zistenú hodnotu r/B zostavíme tabuľku závislosti r , r/B a K_0 (obr. 5, výp. 1) a hodnoty vynesieme graficky k mierke K_0 oproti $1g\ r$ (obr. 5). Predĺžením priamkovej časti do bodu $K_0 = 0$ dostaneme polomer dosahu depresie R , charakterizovaný logaritmickou závislosťou používanou v Dupuitových rovniciach, ktorý používame pri všetkých ďalších výpočtoch. Skutočný priebeh depresie pri stacionárnom prúde spôsobenom pretekaním je na obr. 5 vyznačený plnou čiarou. Priebeh depresie pri stacionárnom prúde dostaneme i výpočtom 3 (obr. 5). Vypočítame skutočné zníženie v skutočnom vrte ($r = 0,1$ m; obr. 5, výp. 4) a zostavíme mierku zníženia v at alebo N/m^2 . Z čerpacej skúšky určíme čas, keď nastalo ustálené prúdenie (obr. 3, 4), a vypočítame hodnotu storativity S_R (obr. 5, výp. 5), ktorú považujeme za prijateľnú. Potom súčiniteľ skinového efektu ϕ (obr. 5, výp. 6) veľmi približne charakterizuje skinový efekt. Vzhľadom na to, že skinový efekt posúva vzťažný bod typových kriviek doľava (obr. 4), nemožno ho bez

špeciálnych skúšok presne zhodnotiť. Tým nadobúdajú všetky hodnoty okrem T_p približný charakter. V ďalšom vypočítame vertikálny dosah depresie pre čas ustálenia (obr. 3, výp. 6), ktorý má súhlasiť alebo má byť o málo väčší, ako je vzdialenosť medzi vrchnou časťou filtra a bázou plytkej nádrže podzemnej vody, ktorú považujeme za zdroj infiltrácie vyvolanej čerpaním. Výpočet vykonáme i pre iné, ľubovoľne zvolené časové intervaly (obr. 3, výp. 6). Horizontálny dosah depresie vypočítame (obr. 3, výp. 7) pri uvažovanom S a skontrolujeme s dosahom depresie pre ustálený stav. Urobíme výpočet i pre iné časové intervaly. Horizontálny koeficient priepustnosti vypočítame na základe určenia zásahu depresie pre počiatočný čas linearizovaného úseku čerpacej skúšky (obr. 3, výp. 8) a z neho koeficient anizotropie, alebo lepšie koeficient vrstvovej heterogenity (obr. 3, výp. 9). Tým sme výpočty ukončili a máme potrebné podklady na výpočet zásob. Na záver načrtnutého spôsobu výpočtov treba zdôrazniť, že presnosť výpočtov závisí od spôsobu navrhnutia a vykonania čerpacích skúšok a od presnosti jednotlivých meraní. V uvedenom príklade je veľmi slabou stránkou hodnota storativity a mernej storativity, ktorá by z teoretického hľadiska mala byť vyššia, čím by sa dospelo k niektorým spresneniam potrebným na výpočet zásob (napr. polomer dosahu depresie by bol asi menší ap.).

Napokon možno uviesť, že geotermálny vrt v Dunajskej Strede bol situovaný vo filtračnom prostredí, ktoré možno charakterizovať vyvolanou infiltráciou vrstvom pretekaním z nadložnej plytkej nádrže podzemnej vody. Vypočítané parametre sú v tab. 5.

Hydraulické parametre

Tab. 5

Parameter	Symbol	Rozmer	Hodnota
koeficient prietočnosti	T_p	m^3	$1,01 \cdot 10^{-11}$
koeficient storativity ovplyvnený skinovým efektom	S	—	$1,1 \cdot 10^{-5}$
parameter pretekania	B	m^2	$5 \cdot 10^3$
skutočné zníženie	s	at	7,02
koeficient horizontálnej priepustnosti	k_p	m^2	$2,94 \cdot 10^{-14}$
koeficient vertikálnej priepustnosti	$k_{p,v}$	m^2	$8 \cdot 10^{-16}$
koeficient vrstvovej filtračnej heterogenity (anizotropie)	K_a	—	37
koeficient storativity (zásobnosti)	S_R	—	$4,1 \cdot 10^{-5}$
koeficient mernej storativity	S_s	m^{-1}	$2,05 \cdot 10^{-8}$
koef. mer. storativity z teoretickej pružnosti vody a horniny	S_s	m^{-1}	$3,0 \cdot 10^{-6}$
polomer horizontálnej depresie (ustálenej) nezávisiaci od čerpaného množstva	R	m	5200
vertikálny dosah depresie pre kontrolu pomeru $k_{p,v}$ a S_s	R_v	m	2080
súčiniteľ skinového efektu	φ	—	1,315

Zásady výpočtu zásob

O zvodnených vrstvách s pretekaním platí, že dosah depresného kužela nezávisí od čerpaného množstva, a zníženie (depresiu) v ľubovoľnom bode vypočítame podľa rovnice

$$s = \frac{Q\mu}{2\pi T_p} K_0\left(\frac{r}{B}\right) \left[\frac{N}{m^2}\right]$$

Z toho vychodí, že pri situovaní vrtov vo vzdialenosti $2R$ (asi 10 km) od seba možno z každého vrtu odčerpávať vodu bez podstatného vzájomného ovplyvnenia sa (obr. 5). Pri 40 km vzdialenosti vrtov sa už vrty prakticky neovplyvňujú (obr. 5). Využívanie vrtov neovplyvní prietok štruktúrou, pretože všetka čerpaná voda pri ustálenom prúde bude z pretekania. Výpočet statických a dynamických zásob nemá potom podstatný význam (slúži skôr na orientáciu).

Pri návrhu využívaného množstva zásob treba okrem hydraulického výpočtu zníženia urobiť tepelnú bilanciu. Keď uvažujeme tepelný tok $Q = 1,62 \cdot 10^{-2} \text{ cal/m}^2 \cdot \text{s}$, potom celkový tepelný tok v polomere depresie 5200 m bude

$$Q_F = F \cdot Q = 1,38 \cdot 10^6 \text{ cal/s.}$$

Pri čerpaní 16 l/s vody teplej 90°C (rozdiel teploty medzi ložiskom — 100°C a plytkou podzemnou vodou — 10°C) prevezme čerpaná voda prenos tepelného toku v hodnote

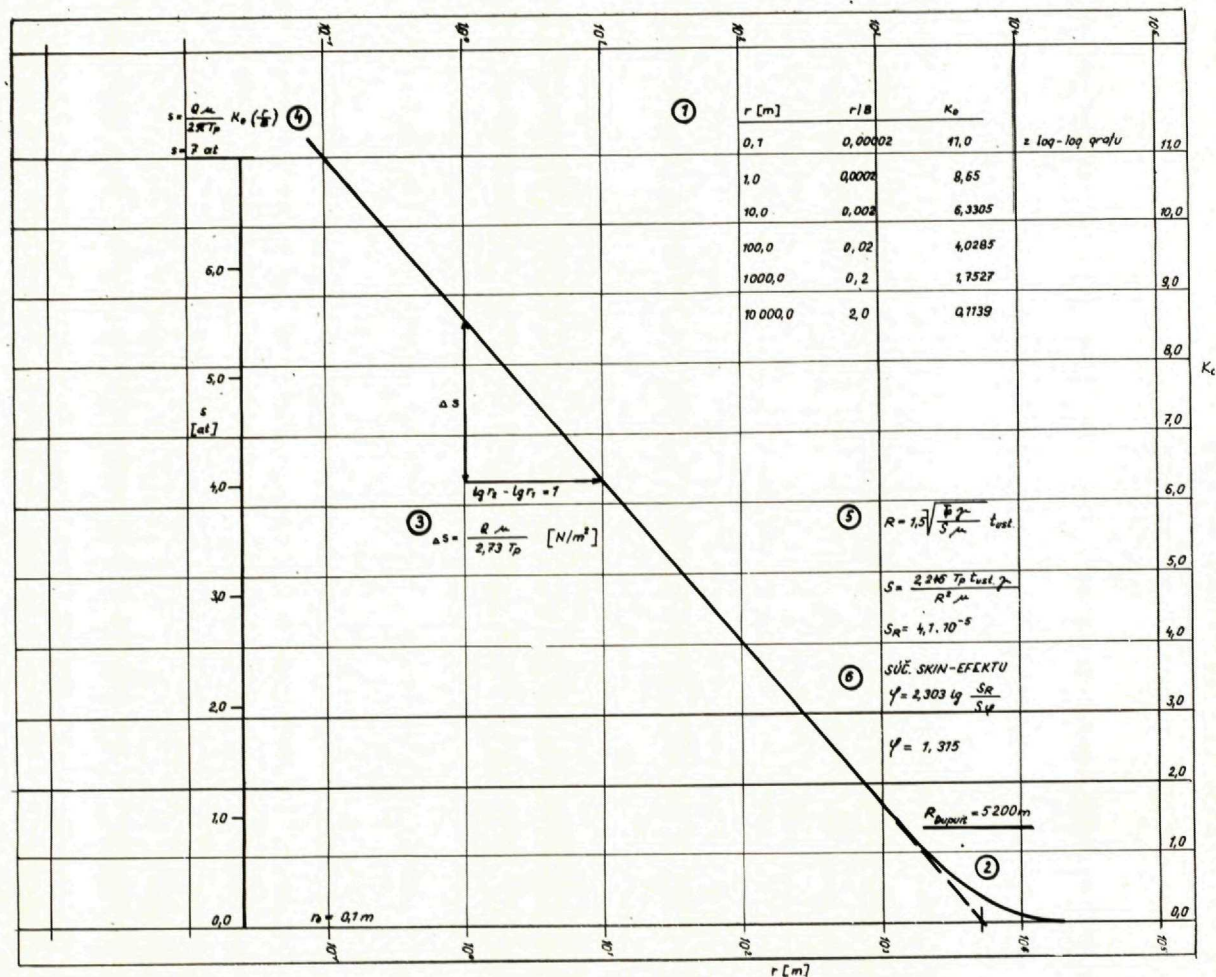
$$Q_{\text{voda}} = 1,44 \cdot 10^6 \text{ cal/s.}$$

Znamená to, že by nastal tepelný deficit, ktorý sa vyrovná postupným znižovaním teploty čerpanej vody a znížením alebo až zastavením tepelného toku horninou, pokiaľ nenastane rovnováha medzi tepelným tokom z podložia a súčtom tepelného toku v nadloží s tepelným prenosom čerpanou vodou. Pritom však bude prúdiť voda zhora nadol. Ak je rýchlosť prúdenia väčšia ako rýchlosť tepelného prúdu, potom prestane vertikálny tepelný tok nahor a všetko teplo, ktoré prestúpi z podložia do čerpanej štruktúry, možno využiť. Na určenie rýchlosti prúdenia vody v štruktúre máme dostatok podkladov. Na určenie rýchlosti tepelného toku použijeme rovnicu vedenia tepla, do ktorej treba dosadiť koeficient tepelnej vodivosti, a na nestacionárne tepelné prúdenie i merné teplo prostredia.

Záver

Hydrogeotermické poznatky boli získané len z naftových a dvoch ťažobných geotermálnych vrtov, takže majú viac-menej informatívny charakter. Na získanie priestorovej predstavy o skutočných pomeroch treba urobiť základný hydrogeotermický výskum. Z výskumných vrtov treba získať údaje o litologickom vývoji, pórovitosti a priepustnosti sedimentov a údaje o fyzikálno-chemických vlastnostiach vody a plynov.

Na výpočet zásob termálnej vody a geotermickú bilanciu treba na vrtoch urobiť hydrodynamické skúšky a geotermické merania. Z nich treba presne zistiť koeficient storativity (S), koeficient prietochnosti (T_p), parameter pretekania (B), hodnoty tepelného toku, koeficient tepelnej vodivosti a merné teplo zvodneného prostredia. Z hľadiska požadovaných parametrov, najmä S , je nevyhnutné vykonať aspoň jednu čerpaciu skúšku v štruktúre na dvoch vzájomne sa ovplyvňujúcich vrtoch. Po získaní týchto hodnôt bude možno vykonať výpočet zásob a geotermickú bilanciu termálnej vody a určiť plochu, cez ktorú dochádza k pretekaniu do čerpaného úseku (polomeru depresie), a to podľa naznačenej metodiky.



Obr. 5. Priebeh depresného kužeľa (stúpacia skúška 27. 8. — 18. 10. 1971) pri ustálenom stave. Vrt Dunajská Streda-1.

Fig. 5. Course of the cone of depression (rising test August 27 th-October 10th 1971) for stabilized waterlevel. Borehole Dunajská Streda-1.

Použité symboly:

- K_0 — Besselova funkcia
 B — parameter pretekania m^2
 b_v — hrúbka zvodnenej vrstvy m
 k_p — koeficient priepustnosti m^2 $k_p = k_f \frac{\mu}{\gamma}$
 $k_{p,v}$ — koeficient priepustnosti vo vertikálnom smere m^2
 K_a — $k_p/k_{p,v}$ — koeficient anizotropie
 r — polomer m
 R — polomer dosahu depresného kužela
 s — zníženie at; N/m^2
 S — koeficient storativity (zásobnosti)
 S_s — koeficient mernej storativity m^{-1}
 S_R — reálny koeficient storativity
 T_p — koeficient prietochnosti m^3
 t — čas
 Q — čerpané množstvo m^3/s
 γ — merná tiaž N/m^3
 μ — dynamická väzkosť Ns/m^2
 ϕ — súčiniteľ skinového efektu
 S_ϕ — koeficient storativity ovplyvnený skinovým efektom

Doručené 18. 3. 1974

Odporúčil Anton Porubský

LITERATÚRA

- ADAM, Z. — DLABAČ, M. 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajskej nížiny, Věst. ÚÚG (Praha), 36, s. 189—198.
DLABAČ, M. — MICHALÍČEK, M. 1964: Příspěvek k hydrogeologii Podunajské nížiny. Práce VÚČND (Brno), 21, s. 72—110.
FRANKO, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), 4, s. 205—216.
FRANKO, O. 1972 a: Zhodnotenie centrálnej pliocénnej depresie Podunajskej nížiny pre vyhľadávanie vysokotermálnych vôd. Manuskript — Geofond, Bratislava, 84 s.
FRANKO, O. — GAZDA, S. — MICHALÍČEK, M. 1972: Správa o základnom hydrogeologickom výskume minerálnych vôd Západných Karpát v r. 1966—1970. Manuskript — Geofond, Bratislava, 232 s.
GAŽA, B. 1972: Zistenia termálnych vôd v pliocéne centrálnej depresie Podunajskej panvy a možnosti ich využitia. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), 4, s. 29—38.
GAŽA, B. — HOLÉCZYOVÁ, Z. 1971: Dunajská Streda — termálny vrt. Manuskript — Geofond, Bratislava, 30 s.
GAŽA, B. — HOLÉCZYOVÁ, Z. 1972: Čalovo — termálny vrt. Manuskript — Geofond, Bratislava, 31 s.
MARUŠIAK, I. — LIZOŇ, I. 1973: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Manuskript — Geofond, Bratislava, 60 s.
MCNITT, J. 1970: The geologic environment of geothermal fields as a guide to exploration. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
MUCHA, I. 1973: Zásady racionálneho hydrogeologického prieskumu čerpacími skúškami. Manuskript — archív PF UK, Bratislava, 105 s.
PAGÁČ, I. 1968: Výsledok vrtu Komárno M-1 a možnosť získania zdrojov teplej vody v Podunajskej panve. Zemní plyn a nafta (Hodonín).

- PORUBSKÝ, A. 1970: Termálne vody neogénu Podunajskej nížiny. Geograf. čas. (Bratislava), 22, s. 39—50.
- WHITE, D. E. 1970: Geochemistry applied to the discovery evaluation and exploitation of geothermal energy resources. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.

Problems of calculation of thermal water supplies of central depression of the Podunaj lowland

ONDREJ FRANKO — IGOR MUCHA

The central depression of the Podunaj lowland (Fig. 1) is filled with stratified sandy and sandy — clayey sediments of Pannonian and Dacian ages. The depression is plate — shaped, with the maximum sediment thickness about 3000 m in the middle of the depression (Fig. 2). The mean geothermal gradient is about $38^{\circ}/1000\text{ m}$, $26\text{ m}^{\circ}\text{C}$ and the value of the heat flow as measured in two boreholes is about $1.65\text{ }\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{ s}$. On the top, the structure is open, with leaky aquifer, with infiltration from fluvial and lacustrine sediments (Quaternary, Rumanian) of the lowland (a shallow reservoir of underground waters).

The structure is favourable for exploitation of thermal waters with deposit temperature up to 150°C , with mineralization to 10 g/l and of the bicarbonate — sodium, bicarbonate — chloride — sodium and chloride — bicarbonate — sodium type.

The example of recovery by the method of nonsteady flow served for calculation of hydraulic parameters (Fig. 3,4,5; Tab. 5). Presented is a method of calculation of supplies and geothermic balance.

RECENZIE

The Carboniferous of North East Spain. Part II. — Trab. geol., 4, 365—696, Fac. Ci. Univ. Oviedo, Oviedo, 1971

Druhá časť dvousvazkovej publikácie obsahuje súbor príspevků, prednesených alebo zaslaných k príležitosti zasadania Mezinárodnej subkomise pro stratigrafiu karbonu (ISCS) v roce 1970 tými autory, jejichž jména začínají písmeny R až Z. Výběr autorů sice není tak pestrý jako v prvním svazku, zato však mají některé z prací prvořadý mezinárodní význam.

K takovým patří především podrobný přehled stratigrafie, paleogeografického vývoje a tektoniky španělské pánve Cínara-Matallan z pera R. H. Wagnera. Pánvevní výplň je diskontinuitní vůči podloží, má ryze kontinentální původ (je v našem pojetí „limnická“) a má mocnost 1500 m. Na rozdíl od našich „limnických“ pánví je však tato výplň silně zvrásněna.

Bazální souvrství mocné až 400 m reprezentuje klastickou výplň drobných depresí ve dnu pánve. Přesně mohutně přesahuje souvrství Pastora, mocné 85—200 m a obsahující jedinou sloj mocnou až 20 m. Detailní paleofaciální analýza počvy a stropu sloje umožnila sestavení detailní paleogeografické rekonstrukce prostředí jejího vzniku, dokumentované v publikaci velkou barevnou tabulí. Pokud je recenzentovi známo, je to jediná existující barevná

rekonstrukce „limnického“ uhlotvorného prostředí.

Rozhraní jednotlivých dílčích prostředí pánevního areálu v době tvorby sloje probíhá napříč vých.—záp. strukturní osy pánve. Autor v tomto areálu rozlišil (od vých. k záp.) 1. okrajovou zónu říčních písčito-jilovitých nánosů, 2. vlastní uhlotvorné prostředí a 3. zónu jezerně říčních uloženin. V uhlotvorném prostředí (= dnešní uhelná sloj) bylo možno rozlišit vlastní uhlotvorné rašeliniště a v něm bažinaté jezero, protažené k severozápadu, tedy kose ke strukturní ose pánve. Jezero je vyznačeno v sedimentaci sloje uhelně jilovitým vývojem. V zóně jezerně říčních uloženin dochází ke štěpení sloje do četných tenkých lavic.

Nad slojí jsou jezerní jilovce stometrového souvrství Cascajo s vůdčími paleontologickými horizonty skořepatců rodu *Leaia* na bázi. Zbývající čtyři souvrství jezerního až jezerně říčního vývoje jsou budována faciálně pestrým střídáním jezerních a říčních cyklů s lokálně vyvinutými uhelnými slojemi. Větší praktický význam má jen pět slojí souvrství San José.

Strukturně reprezentuje zkoumaná pánev ektonicky zakleslé brachysynklinorium porušené četnými směrnými přesmyky. Je to dokumentováno barevnou geologickou mapou v měřítku 1 : 50 000 a četnými geologickými profily.

Pokračovanie na str. 218