GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 5

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

OBSAH

1. Miroslav Kuthan. Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka) — — — — — — — — — — — — — — — — — 3
2. Anton Biely, Príspevok ku geológii okolia Dobšinej — — — — — — — — 37
3. Jozef Janáček — Jaroslav Janák, Hydrogeologická a geochemická studie vývěru sírovodíkových minerálních vod v lázních Smrdáky na Slovensku — — — — 62
4. Silvester Krajčovič, K hĺbkovému dosahu geoelektrických odporových metód — 108
5. Ladislav Kamenický — Magda Marková, Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylit-diabázovej série v gemeridách — — — — — — — — — 120
6. Ján Valach, Príspevok k poznaniu hydrotermálne premenených granitoidných hornín v doline Križianka (Nízke Tatry) — — — — — — — — — — 131
7. Mikuláš Matherny — Milan Mišík, Predbežná zpráva o rozboroch dunajských pieskov — — — — — — — — — — — — — — — — — 139
8. Jozef Pták, Predbežná zpráva o petrografii kryštalinika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou — — — — — — — — — — — — — — 143
9. Jozef Pták, Niekoľko poznámok k verukánskym arkózam medzi Kluknavou a Margecanmi (hrebeň Čiernej hory) v súvislosti s otázkou turmalinizácie — 148
10. Ján Štoffko, Pokusná injektáž na vodnom diele v Krpeľanoch — — — — 153

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

(Do 13. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina.)

Zošit 1. Výročná zpráva ŠGÚ za rok 1940.
„ 2. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska (Gelnica, Dubník) I.
„ 3. Komárek: Podtatranské minerálne vody. I. Mofety a minerálne vody pri Slovenskej Vsi.
„ 4. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. II. (Merník.)
„ 5. Komárek: Podtatranské minerálne vody. II. Minerálne pramene pri Výbornej, Toporci. Vyšných Ružbachoch, Forbasoch a Starom Smokovci.
„ 6. Čechovič: Ložiská mangánových rúd Slovenska. Geológia a genéza mangánových ložísk.
„ 7. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. III. (Malachovo, Ban. Štiavnica, Kremnica, Vernár.)
„ 8. Andrusov: Výskyty prírodných živíc na Slovensku. I, II.
„ 9. Ivan: Výskyty travertínov na Slovensku.
„ 10. Andrusov-Kuthan: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina.
„ 11. Efremov: O chemickej konštitúcii niektorých hydrosilikátov.
„ 12. Efremov: Zákon rovnováhy hmôt a jeho význam pri nerastotvorných pochodoch.
„ 13. Andrusov: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
„ 14. Maheľ: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny.
„ 15. Lukniš: Poznámky ku geomorfológii beckovskej Brány a priľahlých území.
„ 16. Katyk-Kuthan: Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944. Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1945.
„ 17. Sborník pri príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
„ 18. Maheľ: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
„ 19. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Piešťany — Slovensko.
„ 20. Andrusov: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku do r. 1946 a v rokoch predošlých.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

50



ZPRÁVY 5

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica
1B19C
893/1956

СОДЕРЖАНИЕ

1. Мирослав Кутан, Послевулканическая деятельность в окрестности сел. Вигляшска Гута (прежде Калинка) 3
2. Антон Белый, К познанию геологии окрестности сел. Добшина 37
3. Иосиф Яначек — Ярослав Янак, Гидрогеологические и геохимические исследования истока сероводородных минеральных вод в курорте Смрдаки в Словакии 62
4. Сильвестр Крайчович, К глубинной досягаемости электрокарротажного метода 108
5. Л. Каменицкий — М. Маркова, Предварительный отчет о петрографическом исследовании филлит-диабазовой серии в Гемеридах 120
6. Ян Валах, Материалы к познанию гидротермально преобразованных гранитоидных пород в долине Крижьянка (Низкие Татры) 131
7. Микулаш Матерны — Милан Мишик, Предварительный отчет об анализах дунайских песков 139
8. Иосиф Птак, Предварительный отчет о петрографии кристаллических пород Черной горы между сел. Маргецаны и Клукнава 143
9. Иосиф Птак, Несколько заметок к верруканским аркозам между сел. Клукнава и Маргецаны (хребет Черной горы) в связи с вопросом турмалинизации 148
10. Ян Штофко, Подопытная инъектаж на строительство гидротехнического сооружения в сел. Крпеляны 153

INHALT

1. Miroslav Kuthan: Nachvulkanische Tätigkeit in der Umgebung von Víglašská Huta (vordem Kalinka). — — — — — — — — — — — — — — 3
2. Anton Biely: Beitrag zur Geologie der Umgebung von Dobšiná. — — — — 37
3. Jozef Janáček — Jaroslav Janák: Hydrogeologische und geochemische Studien der Aussprudelungen der schwefelwasserstoffhältigen Mineralwässer im Bad Smrdáky in der Slowakei. — — — — — — — — — — — — — — 62
4. Silvester Krajčovič: Zur Tiefenwirkung geoelektrischer Widerstandsmethoden. — — — — — — — — — — — — — — — — — — 108
5. Ladislav Kamenický — M. Marková: Vorläufiger Bericht über die petrographische Erfoschung der Phyllit — Diabasserie in den Gemeriden. — — — 120
6. Ján Valach: Beitrag zur Kenntnis der hydrothermalveränderten granitoiden Gesteine im Križianka — Tal, (Niedere Tatra). — — — — — — — — 131
7. Mikuláš Matherny — Milan Mišík: Vorläufiger Bericht über Analysen der Donausande. — — — — — — — — — — — — — — — — 139
8. Jozef Pták: Vorläufiger Bericht über die Petrographie des Kristallinikums der Čierna Hora zwischen Margecany und Kluknava. — — — — — — — — 143
9. Jozef Pták: Einige Bemerkungen zu den Verrucano — Arkosen zwischen Kluknava und Margecany (Čierna hora — Kamm) im Zusammenhang mit der Turmalinisie — rungsfrage. — — — — — — — — — — — — — — — — 148
10. Ján Štofko: Versuchsweise Injektionsarbeiten am Wasserwerk von Krpeľany. 153

MIROSLAV KUTHAN

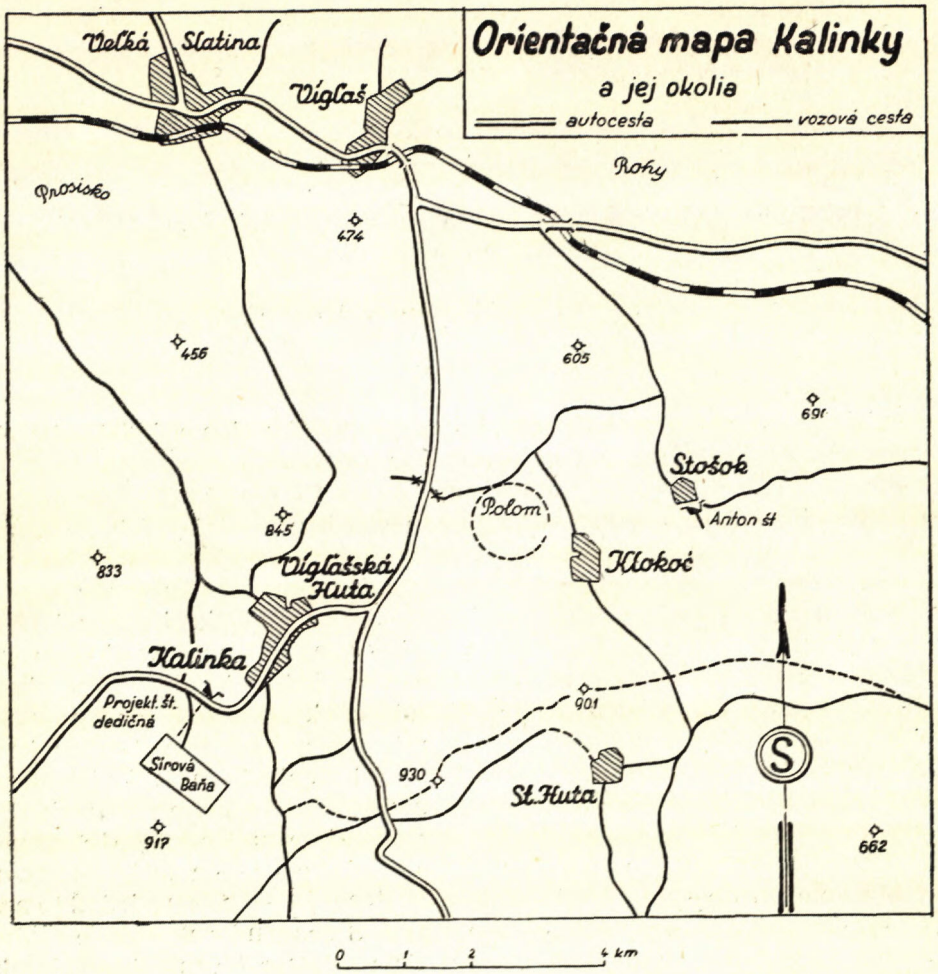
POSTVULKANICKÁ ČINNOSŤ V OKOLÍ VÍGĽAŠSKEJ HUTY (PREDTÝM KALINKA)

(Tab. I—XII, ruské a nemecké resumé)

I. ÚVOD

Undačný vulkanizmus karpatského orogénu (Kuthan 1948), charakterizovaný generálnym sledom eruptív: andezit I → ryolit I → andezit II → ryolit II → andezit III → čadič, migráciou eruptívnych centier a stratovulkanickou stavbou povrchových vulkanických telies (efuzíva a explozíva), ukončuje sa postvulkanickou činnosťou — regionálne rôznej kvantity a kvality. Je všeobecne známy napr. rozdiel v rozsahu propylitizácie Kremnicko-štiavnického rudohoria a Prešovských hôr alebo Vihorlatu. Tento rozdiel sa odzrkadľuje napr. v množstve rudnej náplne jednotlivých vulkanických oblastí. V prvej oblasti poznáme celý rad banských závodov, v minulosti veľmi prosperujúcich, kým v druhej a tretej oblasti baníctvo na kovy malo veľmi krátke trvanie. Podľa doterajších znalostí sa javí aj kvalitatívny rozdiel. Len v Kremnicko-štiavnickom rudohorí pri Župkove množstvo Bi je také, že došlo ku vzniku tetradymitu. Veľmi podobný prípad vidíme aj pri As (arzenopyrit — realgar — auripigment pri Malachovo-Tajová), ďalej Ba (baryt — Banská Štiavnica), Cu (chalkopyrit — Banská Štiavnica). Keďže vulkanická a najmä postvulkanická činnosť dala miestami vznik hospodársky dôležitým ložiskám, je nevyhnutné týmto problémom venovať náležitú pozornosť, a preto túto prácu predkladám ako malý príspevok k znalosti jedného typu postvulkanickej činnosti, ktorá sa na Slovensku uplatnila.

Územie najrozsiahlejších stôp vyznievania vulkanickej činnosti pri Vígľašskej Hute (predtým Kalinka) leží na severnom úbočí Javorja (1044 m), v kotlinke medzi vrchmi Veľký Lisec (889 m) Riman (917 m) a Lipý (797 m) (pozri obr. 1), je to územie, v ktorom niekedy boli bane na síru. Roztrúsene nájdeme stopy tejto činnosti aj v širšom teréne, a to najmä na východo-severovýchod cez obec Klokoč k Stožku a na východ k „Vlčej jame". Tieto stopy sú patrné, lebo intenzívnym odfarbením hornín a ich premenou v svetlo-žltkasté hliny alebo naopak, v intenzívnom hnedočervenom zafarbení, spojenom prínosom najmä Fe, prípadne aj SiO_2 a tak spevnením hornín, a to podľa toho,



Obr. 1.

aké procesy sa odohrali. Aktívne zvyšky postvulkanickej činnosti na povrchu, ako napr. plynné výrony alebo vývery vôd, sú veľmi slabé; jeden slabý výron sírovodíka ešte nedávno pozorovali v studni pri starej škole v Stožku; väčší výver sírovodíkovej vody je v dolinke na JVJ od Vígľašskej Huty. Naproti tomu boli pri banských prácach v minulom storočí nafárané sírovodíkové vody až 40 °C teplé, tak preplynené sírovodíkom, že sa práca na hlbších horizontoch stávala životu nebezpečnou.

Tento terén, v ktorom boli známe drobné výskyty síry, stal sa r. 1846 prvým náleziskom aj dnes pomerne vzácneho minerálu MnS_2, ktorý Haidinger (1846) na počesť vynikajúceho bádateľa Karola v.

Hauera pomenoval haueritom. Snáď tejto skutočnosti, ako aj tomu, že prvé kutacie povolenie bolo udelené (r. 1823) Fr. Zipserovi, vďačíme za celý rad štúdií, vykonaných v tomto teréne.

O petrografických pomeroch súborne písal Szontagh T. (1885), ktorý horniny okolia ložiska síry zaradil k výlevným augit-anortit-andezitom, upozornil na prítomnosť rozsiahlych nesúvislých sopečných vyvrhelín a zaoberal sa premenami hornín, z ktorých bezpečne stanovil kaolinizáciu, ako aj hydrokvarcitizáciu. S týmito premenami dáva do súvisu uloženie síry v dutinkách horniny a prevahu pyritu nad magnetitom.

Údaje o spôsobe vystupovania síry nájdeme v prácach: Adler (1873) a Zipser (1847). Obidvaja autori sa stotožňujú v tom, že síra vystupuje len v nepravidelných, väčších-menších šošovkách. Adler opisuje výskyt rýdzej síry uloženej vrstevnato medzi polohami vulkanických popolov a tufov, alebo tvoriacej impregnovanú hlinitú výplň medzi andezitmi. Podľa výzoru síru rozdeľuje na: polopriehľadnú — sírovožltú, priehľadnú — oranžovožltú a nepriehľadnú — slamovožltú, Zipser zdôrazňuje nepravidelnosť výskytov a impregnačný ráz vystupovania síry.

Znalosti o minerálnom zložení zhrnul a doplnil Czech (1887). Okolité horniny označuje ako pyroxenické andezity, lokálne hydrotermálne premenené, s minerálmi mladších fáz : SiO_2, sadrovec, anhydrit, pyrit, hauerit, realgar, dolomit, síra a selenit (tento na I. obzore pri otvárke vo februári 1845).

Böckh vo svojich prednáškach vysvetľoval vznik síry na tomto ložisku podľa rovnice:

$$2H_2S + 2O = 2S + 2H_2O$$

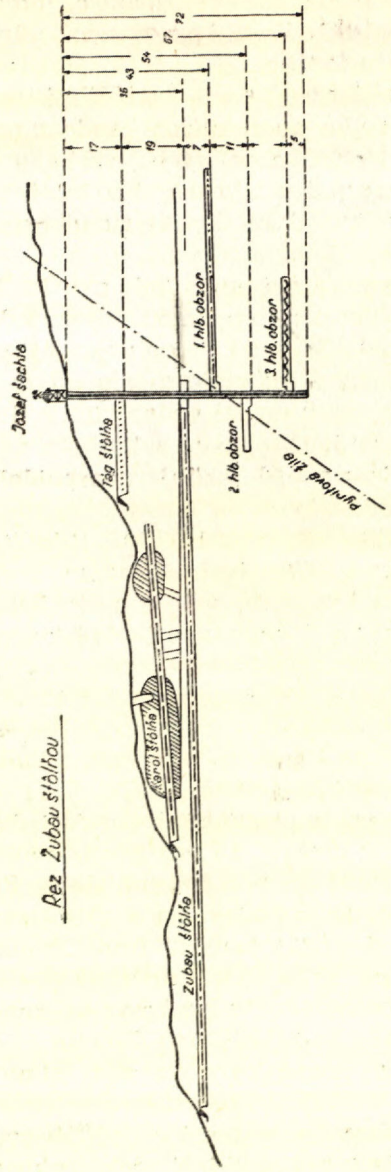
ako produkt už zaniknutej solfatárovej činnosti.

Hovorili sme o tom, že vulkanická, resp. postvulkanická činnosť viedla podľa svojho rozsahu až k takému nahlučeniu prvkov, že toto predstavuje hospodársky využiteľné ložiská. Pokladám teda za nevyhnutné neobmedziť sa len na pokus riešiť pochody a účinky vyznievania vulkanizmu v tomto teréne, ale uviesť aj hlavné dáta a výsledky banského podnikania a tak poskytnúť podklady pre ďalšie štúdium týchto závislostí.

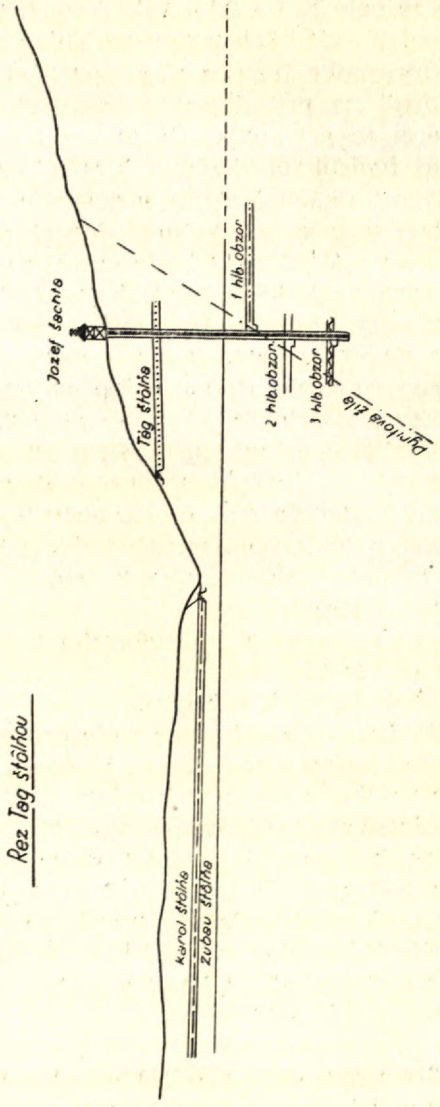
Históriu baníctva v okolí Kalinky spracoval A. Bergfest vo svojom elaboráte „Baníctvo v Kalinke (Vígľašská Huta)", ktorý je uložený v Ústrednom banskom archíve pre Slovensko v Banskej Štiavnici.

Podľa tohto autora zahájila jedna banská spoločnosť asi v r. 1810 pod vedením Zipsera dobývanie síry v Kalinke. Práce boli však čoskoro zastavené pre neuspokojivé výsledky.

V r. 1840 na základe nálezu síry pri hĺbení studne zaistil vtedajší riaditeľ štátnych baní v Banskej Štiavnici G. Schweitzer celý terén medzi Kalinkou a Klokočom pre banský erár a boli tu udelené aj dve banské miery o rozlohe 28,626 viedenských siah pod ochranným názvom „Herczeg Eszterházy". Roku 1841 začal inž. Amon



Obr. 2. Prierez banskými prácami v smere štôlňou Z u b a u.



Obr. 3. Prierez banskými prácami v smere štôlňou T a g.

z príkazu menovaného riaditeľa otvárať zavalenú štôlňu „W ü n s c h i n g“ a premenoval ju na štôlňu „G a b r i e l“. A d l e r K. (1873) sa domnieva, že štôlňa Wünsching (neskoršie Gabriel) je totožná so štôlňou „Karol“ v novších mapách. V rokoch 1842 až 1846 bola zhĺbená „Jozef“ šachta, 68 m (podľa iných 72 m) hlboká (pozri obr. 2. a obr. 3) a v ďalších rokoch potom niekoľko vetracích komínov a tri štôlne.

Roku 1846 navrhlo „Bieberštôlňanské ťažiarstvo v Piargu" (Windschacht — teraz Štiavnické bane) otváranie hlbších častí bohatých na síru, pomocou dopravnej štôlne (Fördernis-štôlňa); avšak už o dva roky neskoršie toto ťažiarstvo podalo návrh na zastavenie ďalšieho razenia dopravnej štôlne z dôvodov, že sa nesplnili predpoklady z r. 1846.

Zastavenie prevádzky bolo prejednané dňa 12. júla 1854; dňa 14. t. m. Štátne banské riaditeľstvo Banskej správe na Piargu (Windschacht) oznámilo, že ministerstvo financií zastavuje koncom tretieho štvrťroku 1854 ďalšie úverovanie prác a že je možné pokračovať v prevádzke len vtedy, keď táto bude finančne krytá vlastnou produkciou. Týmto opatrením bola prevádzka veľmi ochromená a r. 1862 úplne zastavená.

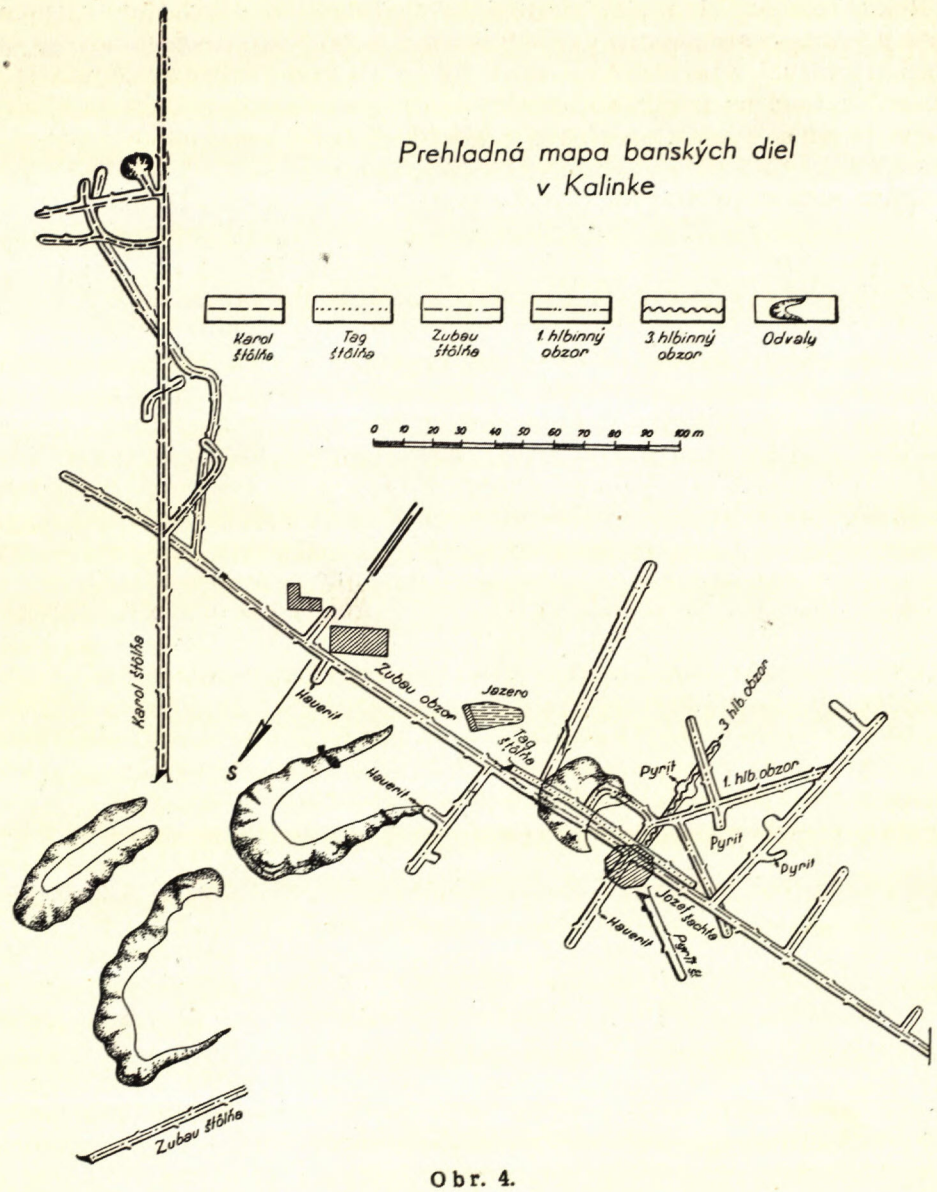
V rámci tohto odseku treba ešte pre úplnosť uviesť, že v r. 1915 A. Weiskopf z Miškovca robil kutacie práce v Kalinke na pyrit, avšak s neuspokojivým výsledkom, ďalej, že práce spoločnosti z Fernerálu (Rumunsko) otvorili krátkou kutacou štôlňou slabú pyritovú žilu (smer N 48° E s úklonom 40° k SE) v blízkosti Jozef šachty a napokon, že tu údajne jedna francúzska spoločnosť vykonala asi 50 vrtov v tridsiatych rokoch tohto storočia. Tento posledný údaj sa nepodarilo preveriť.

Výskyt síry nie je obmedzený len na bezprostredné okolie Kalinky. V minulom storočí kutali pri Stožku (Anton štôlňa), v južnom úbočí Liseckej doliny a v Klokoči, na všetkých miestach však s veľmi slabými výsledkami.

Podľa rozsahu banských prác z minulého storočia i archívnych záznamov vyplýva, že v otvorených častiach boli nafárané len dve časti bohatšie na síru, a to jeden zhluk šošoviek a impregnácií na úrovni Karol štôlne (mocnosť ca 1,5 m, o smernej dĺžke 39 m), druhý na úrovni I. hlbokého obzoru (zhluk rozmerov asi 5,4 m × 11 m × 1,1 m) pri priemernom obsahu 3% S, maxim. obsahu 6% S; obsah 20% S bol zriedkavý. Pri razení smerných a krátkych krížovcov sa nafárali ďalšie osamotené menšie zhluky, obsahujúce síru, ktorých obsah S, prepočítaný na profil štôlne, pohyboval sa okolo 2%. Smerom do hĺbky, t. j. na 2. a 3. hlbinný obzor, bola nafáraná síra, ale už v takom malom množstve a v takých nepravidelných výskytoch, že ďalšie práce bolo treba zastaviť (pozri obr. 4).

V blízkosti Jozef šachty bola nafáraná slabá pyritová žila (smeru N 48 E, úklonu 40° k SE), pyrit sa tu však častejšie vyskytuje ako riedka impregnácia hornín alebo výplň trhliniek hornín.

Banské práce dosiahli pravdepodobne len na jedinom mieste jasné ukončenie výskytu síry, a to v prekopovej štôlni Karol, vo vzdialenosti 245 m od ústia, kde bol nafáraný neporušený pyroxenický andezit. O tvare plochy, v ktorej sa síra vyskytuje, nemáme teda overené údaje a sme odkázaní na interpretáciu podľa východov hydrotermálne neporušených andezitov. Vychádzajúc z tohto základu plocha, v ktorej sa síra vyskytuje, javí sa ako oválny útvar, dlhším smerom (ca 1800 m) orientovaný v smere



Obr. 4.

zhruba západ-východ, s nepravidelnými, asi lalokovitými výbežkami zhruba kolmými na základný smer, širokými až ca 650 m. J o z e f šachtou bolo zistené pokračovanie výskytov síry až do hĺbky 72 m pod úroveň terénu. Prekopy z 3. hlbinného obzoru nezistili ukončenia výskytov síry; boli pre neuspokojivé obsahy síry zastavené.

Podstatne odlišnejšie sú pomery na ostatných miestach, kde sa uplatnili prejavy postvulkanickej činnosti. Podľa protokolu z 3. 5. 1845 o kutacích prácach v štôlni Anton v Stožku bolo otvorené „hlinasté ložisko" bohaté na rozptýlenú síru, v ktorej sa dokonca nachádzali aj kusy síry. Hlinastá vrstva s rozptýlenou sírou leží na piesočnatom andezitickom tufe, ktorý miestni obyvatelia používali ako stavebný piesok. V podložnom andezitickom tufe sa síra nevyskytovala.

II. NÁČRT GEOLOGICKEJ STAVBY A PETROGRAFICKÝCH POMEROV

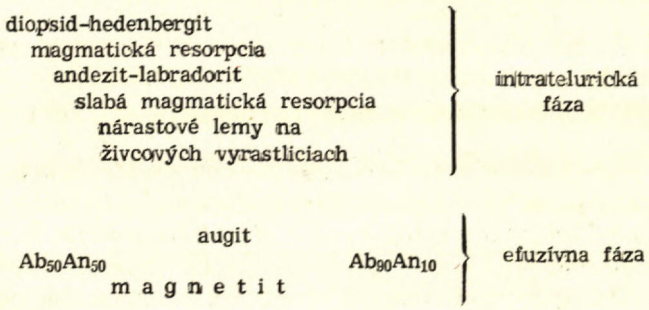
Študovaný terén leží na severnom úbočí Javorja, ktorá je zvyškom mladotreťohorného andezitického stratovulkánu. Tým je podmienená geologická stavba tohto terénu, ktorý je budovaný jednak andezitickými prúdmi, jednak rozsiahlymi komplexmi andezitických pyroklastík, ktoré svedčia o silne explozívnom charaktere erupcií. Zo vzájomných úložných pomerov efuzív súdim, že sopečná činnosť sa tu odohrávala v niekoľkých eruptívnych cykloch, oddelených pomerným sopečným pokojom, keď sa uplatnila intenzívna erózia a denudácia sopečných foriem — miestami až k inverzii reliéfu. Postvulkanická činnosť viedla k plošne veľmi rozložitým premenám andezitov i andezitických pyroklastík, čo spôsobuje zmenšenie odolnosti hornín proti vetraniu a umožňuje ich ľahší odnos a premiestenie. Striedanie vetraniu odolných andezitov s málo odolnými pyroklastikami a atakovanie týchto hornín hydrotermálnymi procesmi uľahčilo erózii vymodelovať terén do geomorfologicky veľmi rozmanitých tvarov, s ktorými sa tu stretávame.

Hoci nemožno pochybovať o tom, že termy volili za prívodné dráhy tektonické línie, nedokonalé odkryvné pomery zabraňujú z výskytov stôp ich činnosti jednoznačne určiť smery hlavných tektonických línií. V teréne dajú sa zistiť poruchy a náznaky porúch smerov: N 20 E, N 45 až 50 E, W — E, N 20 W, zatiaľ však bez možnosti stanovenia ich vzájomného pomeru a hodnotenia.

Čerstvé andezity, nezasiahnuté postvulkanickými účinkami, (napr. Lisec) sú tmavošedej farby, drobnoporfyrickej textúry, s makroskopicky pozorovateľnými ihličkami živcov. Štruktúra horniny je holokryštalicko-porfyrická, s prizmatickým vývojom základnej hmoty. Ako porfyrické vyrastlice idiomorfného obmedzenia sú vyvinuté prevažne albiticky zdvojčatené tabuľky živcov andezín-labradorit s pomerom $Ab_{50}An_{50}$ až k jedincom s pomerom $Ab_{35}An_{65}$; Szontagh (1885) zistil v porfyrických vyrastliciach z plagioklasov až bytownit. Živcové vyrastlice dosahujú veľkosť až 1,982 mm X 0,664 mm, sú zonárne, často bývajú naplnené sklom a majú pravidelnú obrubu, v ktorej pomery Ab : An sa plynule menia bez vytvorenia zón pre jednotlivé pomery. Bližšie k jadru je pomer $Ab_{65}An_{35}$, vonkajšia časť lemu má pomer $Ab_{90}An_{10}$. Tieto lemy bývajú

prevažne bez uzavrenín. Hranica medzi lemom a jadrom je nerovná a má náznaky slabého natavenia jadra. Farebné komponenty sú zastúpené len jednoklonnými pyroxénmi, vekove rozdielnymi. Staršie pyroxény-porfyrické vyrastlice — náležia izomorfnému radu diopsid-hedenbergitovmu, a to členu so značným podielom hedenbergitovej zložky. Toto určenie opieram o tieto zistené hodnoty: $\gamma/c = 44°$, $\alpha/c = -50°$, $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}022$, $2V = 61°$, podľa α je slabozelený, podľa β — žltkasto zelený a podľa γ — výrazne zelený; (je to zvlášť kvalita pleochroizmu, ktorá ma vedie k tomuto označeniu, a nie k zaradeniu pyroxénu k diopsidickým augitom). Idiomorfné obmedzenie staršieho komponentu, ktoré by sme mohli právom očakávať, nie je zachované v dôsledku magmatickej resorpcie, ktorá nastala pred vznikom živcových vyrastlíc. Mladší farebný komponent náleží augitu ($\gamma/c = 43°$, $\alpha/c = -45°$), má hypidiomorfné obmedzenie a svojou veľkosťou (0,622 mm × 0,165 mm) sa veľmi blíži k druhému minerálu základnej hmoty, a to k živcom. Živce základnej hmoty majú idiomorfné až hypidiomorfné obmedzenie, tabuľkovitý, až široko ihličkovitý tvar, prevažne albiticky zdvojčatené. Pomer Ab : An sa pohybuje od $Ab_{50}An_{50}$ až k $Ab_{90}An_{10}$, pričom sa podľa počtu vyšetrených jedincov zdá, že počet zástupcov zložky $Ab_{90}An_{10}$ je podstatne menší ako počet jedincov zložky $Ab_{50}An_{50}$. Ako rudný komponent je prítomný vo veľmi drobných zrnkách magnetit.

Sukcesiu minerálov označujem asi touto schémou:



Horninu označujem na základe jej zloženia:

diopsid-labradorit-augit andezit, s prizmatickým vývojom základnej hmoty.

V andezitových oblastiach hydrotermálne premenených nájdeme druhý typ andezitov. Tieto sa vyznačujú úplnou magmatickou resorpciou farebných komponentov pri vzniku zhlukov pôvodne oxydických Fe-rúd a minerálu (-ov) o takej nepatrnej veľkosti, že v skrížených nikoloch pozorujeme len rozptýlené rozjasnenie, ktoré sa pri otáčaní stolčekom nemení. Uloženie oxydických Fe-rúd a neurčiteľného minerálu na miestach pôvodných farebných komponentov je také presné, že sú zachované nielen

obrysy pôvodného minerálu, ale aj korozívne kanály (pozri tab. I., obr. 1 a 2). Štruktúra horniny je hemikryštalicko-porfyrická, s trachytickým vývojom základnej hmoty. Ako zachované porfyrické vyrastlice vystupujú hypidiomorfne obmedzené živce, tabuľkovitého vývoja, prevažne albiticky zdvojčatené, o veľkosti 0,648 mm × 0,426 mm. Podľa optických vlastností náležia labradoritu ($Ab_{32}An_{68}$), niektoré jedince až bytownitu ($Ab_{24}An_{76}$). Pri niektorých živcoch, najmä bázickejších, pozorujeme veľmi úzky lem acídnejšieho živcového komponentu. Zonárnosť je veľmi sporadická. Farebné vyrastlice, ako sme už hovorili, sa nezachovali. Z reliktného morfologického obmedzenia súdim, že išlo pravdepodobne o bazaltické amfiboly; tvoria najstaršiu zložku horniny. Živce základnej hmoty majú tvar úzkych ihličiek (0,162 mm × 0,011 mm) s uzučkým albitickým lamelovaním a prislúchajú albit-oligoklasu. Okrem magnetitu, ktorý je prítomný ako veľmi jemný pigment a albit-oligoklasu, základnú hmotu tvorí sklo.

Sukcesiu vyjadrujem touto schémou:

bazaltický amfibol magmatická resorpcia labradorit-bytownit nárastové lemy	intratelurická fáza
albit-oligoklas magnetit sklo	efuzívna fáza

Horninu označujem ako labradoricko-albit = oligoklasový andezit s magmaticky resorbovaným bazaltickým amfibolom, s trachytickým vývojom základnej hmoty.

Pyroklastiká, ktoré sprevádzajú andezitické efuzíva, majú s týmito blízku petrografickú povahu. Odlišnosti badáme v štruktúre, ktorá je hemikryštalická (najmä na okrajoch úlomkov) a vo vývoji základnej hmoty, ktorý je veľmi často hyalopilitický. Pyroklastiká náležia prevažne frakcii 2 cm Ø až 14 cm Ø. Jemné sopečné popoly (pokiaľ netvoria „tmel"), podobne ako druhý extrém frakcií, uloženiny peleejského typu, sú zriedkavé.

Pre osvetlenie zjavov vyvolaných tu postvulkanickou činnosťou, pokladám za inštruktívne v krátkosti opísať pomery z pohoria Austurháls a pri Krisuvíku na polostrove Reykjanes (Island), kde napr. solfatáry sú ešte v plnej činnosti. Výstupné dráhy vodných výronov a plynných exhalácií sú viazané na mladé poruchy smeru N 45 E. Hoci v krátkych úsekoch môžeme pozorovať rady kráterov bahenných sopiek v smere N 45 E, práve tak nájdeme rady odlišných smerov od generálneho smeru tektonických línií, takže ústia výronov a exhalácií pokrývajú ako celok široké územia (pozri tab II., obr. 1). Križujúce sa výstupové dráhy vedú potom k územne rozsiahlym premenám hornín, čo sa prejavuje pod po-

vrchom na eróziou odkrytých profiloch, najmä sieťovinou žiliek (pozri tab. II., obr. 2).

Postvulkanické účinky v pohorí Austurháls sa odohrávajú na jeho svahoch a sú v dôsledku toho odlišnejšie ako v Krisuvíku, ktorý leží v doline jazera Kleifar. Na svahoch Austurhálsu je prevaha plynných exhalácií (pozri tab. III., obr. 1), ktoré okrem H_2S obsahujú aj vodné pary; ich produkty sú zanášané priamo vodnými roztokmi po svahoch do svahových hlín a imigrujú do pórovitých tufov. Kutacie práce, ktoré sa tu vykonávali na síru, zistili pri okrajoch, ležiacich smerom k doline, postupne sa diferencujúcu produktívnu polohu od sterilného palagonitového podložia.

Presne rovnaké pomery vidíme pri Stožku, kde vrstvy, ktoré obsahujú síru, ležia na andezitickom neproduktívnom tufe. Môžeme teda odôvodnene predpokladať, že síra a pyrity, pochádzajúce z okolitých solfatár (pravdepodobne vyššie ležiacich), imigrovali do vtedy odkrytých povrchových častí pórovitých pyroklastík.

Toto konštatovanie má však praktický dosah v tom, že vyhľadávacie práce je tu potrebné lokalizovať len do plôch, v ktorých sú zistené stopy síry a pri dosiahnutí neproduktívneho podložia práce skončiť, lebo akékoľvek hlbinné práce sú v tomto prípade bezúčelné.

Terén pri Krisuvíku (leží v doline) je charakterizovaný bahennými sopkami (tab. III., obr. 2, tab. IV., obr. 1) a väčšími nádržami (tab. IV., obr. 2) s výronmi horúcej vody. Podľa pomerov z iných oblastí Islandu sa zdá, že veľký podiel vody v činnosti bahenných sopiek pochádza zo spodných vôd. Ako ukázali vrtné práce vykonané v tomto teréne, boli tu obsahy i množstvá síry a pyritov podstatne väčšie ako v pohorí Austurháls. Sprievodným materiálom boli takmer výlučne tmavošedé íly (v čerstvom stave čierne). Síru s pyritom vrtmi zistili ešte v hĺbke 60 m. Veľmi analogické pomery vidíme v oblasti starej bane na síru pri Vígľašskej Hutia ako také ich napr. Adler a Böck interpretovali.

V princípe nie je možné popierať, že v oblasti sírovej bane pri Vígľašskej Huti sa neuplatnila solfatárová činnosť. Horninové textúry poukazujú však na zložitejšie pochody, ktoré sa tu odohrali.

Vzorky získané z haldového materiálu a priamo v bani pri Vígľašskej Huti javia rad textúr:

laločnatá (tab. V., obr. 1) — vztiahnuté na styk síry s tufovým materiálom,

pásikovitá (tab. V., obr. 2), pri ktorej pozorujeme paralelné uloženie polohy síry medzi polohami tufových hornín,

sieťovitá (tab. VI., obr. 1), ktorej extrémny člen je pseudobrekciovitý (tab. VI., obr. 2), vzniknutá prenikaním plynov a vodných roztokov horninami (t. j. tufmi a andezitmi), pričom došlo k ich premene s prípadným zachovaním viac-menej neporušeného jadra.

ostrohrannobrekciovitá (tab. VII., obr. 1), ostrohranné

úlomky čistej síry so sírou impregnovaných tufov v sterilnom tufovom materiáli,

mierne zaoblená brekcia (tab. VII., obr. 2) skladajúca sa z mierne zaokrúhlených úlomkov síry a sírou impregnovaných tufov v tufovom materiáli prakticky bez obsahu síry.

Okrem týchto textúr vidíme na vzorkách celý rad ich kombinácií. Napr. tab. VIII., obr. 1 ukazuje brekciovitú aj pseudobrekciovitú textúru, podobne aj tab. VIII., obr. 2. Zvyšky laločnatej textúry v brekcii znázorňuje tab. IX., obr. 1; ostrohranné a mierne zaoblené úlomky v brekcii na tab. IX., obr. 2.

Rozbor hlavných typov textúr nám osvetľuje genetické pomery; postupujem pritom porovnávacím štúdiom s recentnými zjavmi.

Laločná textúra (striedanie polôh síry, prípadne aj iných produktov solfatárovej činnosti s tufitovým materiálom) vzniká najmä na povrchu usadzovaním materiálu prineseného vodnými roztokmi z hĺbky — ako kôry; horninové komponenty pritom bývajú prinesené z okolia povrchovými vodami, alebo predstavujú priamo uložené pyroklastiká sopečnej činnosti. Laločnaté obmedzenie jednotlivých vrstiev v reze svedčí o vlnitom povrchu, ktorým sú tieto kôry charakterizované. Vzorky sa vyznačujú veľkou pórovitosťou. Vrtné vzorky z okolia Krisuvíka ukazujú, že obdobná laločnatá textúra bola zistená aj v hĺbke; tu však ide o procesy spojené s vypĺňovaním dutín, vo väčšej miere však s procesmi náhradovými; pórovitosť pri týchto vzorkách nebola však pozorovaná.

Pásikovitá textúra bola konštatovaná v Krisuvíku prevažne v hĺbkach, kde vzniká ukladaním materiálu (napr. síry, sintru) v rozpraskaných horninách na spôsob obyčajne krátkych žiliek (dokonca aj so symetrickou stavbou). Pásikovité usporiadanie je podmienené paralelným priebehom husto nahlučených prasklín (je teda určitým variantom sieťovitej textúry). Vzorky z povrchu, ktoré majú pásikovitú textúru, vznikli ukladaním produktov solfatárovej činnosti (± horninový — tufový materiál), avšak v miestach, kde tieto boli kryté väčším stĺpom vody, na rozdiel od vlnitého povrchu (laločnatá textúra), kde sa vodné roztoky prelievajú cez solfatárové uloženiny v tenkých vrstvách. Vzorky z povrchu vykazovali pórovitosť na rozdiel od vzoriek z hĺbky.

Sieťovitá textúra a jej extrémny člen pseudobrekciovitý sa vyznačuje takmer pravidelne symetrickou stavbou, čo vyplýva zo spôsobu vzniku tejto textúry (pozri vyššie).

Tieto tri hlavné textúry po stránke vzniku označujem ako primárne, ďalšie brekciovité ako sekundárne.

Ostrohranná brekciovitá textúra vznikla rozbitím niektorého už uvedeného útvaru. Podľa rozsahu rozbitia môžeme v jednej vzorke pozorovať zástupcov aj všetkých troch primárnych textúr.

Pre riešenie ďalších otázok teoretických aj praktických je dôležité určiť druh pochodov, ktoré viedli ku vzniku brekcií na sírovom ložisku pri Vígľašskej Huti. Do úvahy prichádzajú najmä dva druhy; rozbitie nastalo buď tektonickou cestou, alebo pri mladšej vulkanickej činnosti.

Vodidlo pre riešenie poslednej otázky vidím v poslednom druhu textúry, a to v brekciovitej textúre s mierne zaoblenými úlomkami síry.

Táto textúra ma vedie k tomu, že aj keď nemôžem vylúčiť vplyv tektonických pochodov na vznik brekcií (čo vo vulkanickej oblasti naopak je potrebné predpokladať), samotné tektonické pochody nemohli viesť k zaobleniu úlomkov. Keďže však ide o zmeny tvaru práve len pri úlomkoch síry, núka sa predpoklad k tvarovým zmenám najmä vo zvýšení tepelných pomerov, za ktorých ľahko môže k týmto zmenám dôjsť. Tejto požiadavke môže vyhovieť napríklad zvýšená termálna činnosť alebo priamo slabé obnovenie sopečnej aktivity.

Zvýšenie termálnej činnosti môže ľahko viesť k premigrovaniu celého radu produktov solfatárovej činnosti do vyšších polôh, ako v ktorých tieto vznikli. Napr. čistú síru môže už samotná horúca voda pretransportovať do vyšších polôh. Keď sledujeme túto okolnosť, vynára sa otázka, či tomuto pochodu nasvedčuje analyzovaná textúra. Hovorili sme, že vedľa ostrohranných úlomkov vyskytujú sa úlomky mierne zaoblené, a to v jednotnom tmeliacom materiáli, ktorý však nejaví žiadne rozdiely v zložení alebo premene ani v blízkosti ostrohranných ani zaoblených úlomkov. Jednotný charakter tmeliacej hmoty brekcie by naznačoval, že v prípade, že sa uplatnila hydrotermálna činnosť, táto nebola viazaná na výrazné dráhy, ale prebiehala celou masou. Potom však môžeme klásť oprávnenú otázku, prečo niektoré úlomky sú ostrohranné a iné zaoblené, keď majú rovnaké zloženie, takže sa selekcia nemohla uplatniť. Odpoveď na túto otázku vidím v tom, že vznik brekcie vyvolala obnovená slabá vulkanická činnosť explozívneho rázu, pričom došlo k rozbitiu pôvodných textúr a k ich premiešaniu, takže úlomky, ktoré teplom explózie boli natavené a tak zaokrúhlené, boli premiešané úlomkami teplom neatakovanými-ostrohrannými.

Analogické pomery, avšak podstatne väčšieho rozsahu (teda aj produktivity na síru), opísal Kato, Watanabe a Nakamoto (1934 z japonských ostrovov. Ide o ložiská síry Horobet, ktoré ležia na ostrove Hokkaido a ložisko Matsuo v severnej časti hlavného ostrova Japonska. Tieto ložiská vznikli ako produkty vriacich kráterových jazier za štádia prevažne fumarolového. Zaujímavý prípad obnovenej sopečnej činnosti opisuje Tonakadate (z referátu K. Sapper 1940) zo Siretoko-Jozan, kde r. 1889 a potom r. 1936 došlo k výronu tečúcej síry (na spôsob prúdov) v celkovom množstve viac ako 200 000 t, strednej čistoty viac ako 99% S.

Na základe geologických pomerov, rozboru textúr a v porovnaní s recentnými zjavmi dochádzam o bývalom ložisku síry pri Vígľašskej Hute k týmto záverom:

Mladotreťohorná vulkanická činnosť, ktorá sa odohrala v tejto oblasti, bola charakterizovaná silnou explozivitou všetkých eruptívnych cyklov. Eruptívne cykly boli oddelené obdobím pokoja, dostatočne dlhým, aby došlo k rozsiahlej deštrukcii sopečných telies jednotlivých cyklov (lokálne pravdepodobne až k inverzii reliéfu). Z geologickej pozície tohto výskytu síry súdim, že fumarolová a solfatárová exhalačná činnosť bola viazaná nie na hlavný, ale na jeden z vedľajších kráterov stratovulkánu Javorja. Stopy exhalačnej činnosti sú zachované z posledného eruptívneho cyklu, a to štádia fumarolového (sírovodík + vodné pary). Za tohto štádia došlo v horných partiách k vytvoreniu hlavnej masy síry (S I). Potom nasledovala slabá sopečná explózia, ktorá viedla k rozbitiu produktov fumarolového štádia a ku vzniku brekcií. Postvulkanická činnosť, ktorá časove bezprostredne nadväzovala na poslednú explóziu, mala solfatárový ráz; vtedy došlo ku vzniku síry (S II) a niektorých sulfidov. Postupom času solfatárové štádium prechádzalo do štádia mofetového (kyseliky — CO_2), ktoré trvá v slabých účinkoch takmer až do dnešnej doby.

Ostatné výskyty síry v tejto oblasti (napr. na Stožku) majú odlišný ráz. Ako sme už hovorili, produkty solfatárovej činnosti sú tu uložené v slabej vrstve na sterilnom tufitovom materiáli. K uloženiu došlo priesakom po povrchu z vyššie ležiacich ústí solfatár. Sieťové textúry odkryvov ukazujú na pokojný vzostup plynov a roztokov solfatár horninovými komplexmi. Môžeme teda oprávnene predpokladať, že tieto výskyty síry sú produktmi kľudnej solfatárovej činnosti.

III. VÝVOJOVÉ ŠTÁDIÁ HORNÍN

Pomerne zložité geologické pochody, ktoré sa tu odohrávali, nevyhnutne sa odzrkadľujú vo vývoji hornín. Už z uvedeného petrografického opisu vyplýva, že podobne, ako aj z vlastnej sopečnej činnosti, môžeme rozlišovať vzájomne dosť ostro oddelené magmatické štádium (intratelurická fáza) a efuzívne štádium.

Exhalačná činnosť, ktorá začínala fumarolovým štádiom ešte v období sopečnej činnosti a postupne prechádzala do štádia solfatárového, ako jedného štádia už postvulkanickej činnosti, prejavovala sa tiež len postupnými prechodmi vo vývojových štádiách hornín. Napriek tomu, avšak v optimálnych prípadoch, pri nahromadení kvantitatívnych podmienok je vyvolaná výrazná zmena v kvalite, ktorá nám fixuje aspoň hlavné štádiá hydrotermálnych premien. Ako citlivý indikátor týchto premien použil Shand (1944) diskontinuitný rad minerálov reakčného princípu Bowena (— tmavé minerály). Pri tejto príležitosti je nevyhnutné upozor-

niť, že naše hydrotermálne Shandove štádiá (H_1 a H_2) boli vyvolané exhalačnou činnosťou a nie zvyškovými roztokmi zadržanými v pevnej hornine.

1. Niektoré charakteristiky vývoja andezitov v magmatickom štádiu

Dlhá prípravná doba medzi jednotlivými eruptívnymi cyklami poskytla čas na utváranie a premenu minerálov. Každý minerál intratelurickej fázy bol podrobený alebo magmatickej resorpcii, alebo dodatočnému narastaniu (= lem), alebo kumulácii obidvoch zjavov (porovnaj schémy sukcesie). Plynulé zmeny pomeru $Ab_{65}An_{35}$ ku $Ab_{90}An_{10}$ v lemoch porfyrických vyrastlíc živcov v andezitoch s prizmatickým vývojom základnej hmoty svedčia o veľmi pokojnom prostredí v časti vývoja tejto etapy magmy. Keď berieme za základ pre určenie dĺžky doby tejto etapy šírku lemu, vidíme, že pri andezitoch s trachytickým vývojom základnej hmoty bola táto pomerne krátka. Vlastné porfyrické vyrastlice živcov obidvoch andezitov vykazujú tiež protichodné pomery. Živce prvého andezitu sú zonárne a často uzavierajú v zónach usporiadané sklo, čo poukazuje na „skokovitý" vývoj tohto štádia; živce druhého andezitu vznikali za pokojnej etapy — zonárnosť je len veľmi sporadická.

Najvyšším intratelurickým minerálom diskontinuitného radu, ktorý bol zistený, je diopsid-hedenbergit, čo podľa Shandovej schémy poukazuje na I. magmatické štádium (M_1) v pochopiteľnej zhode so zistenými skutočnosťami.

Jednou z nejasných otázok sú resorpčné relikty druhého andezitu, ktoré sú najstarším komponentom horniny a o ktorých sa domnievam, že náležali bazaltickému amfibolu. To by však odporovalo prijímanému reakčnému princípu a je možné ich prítomnosť zatiaľ vysvetliť ako cudzorodý komponent, náležiaci inému cyklu.

2. Vývoj andezitov v štádiu efuzívnom

Hlavným vodidlom pre určenie tohto štádia je vývoj základnej hmoty. Táto sa totiž utvára až pri výleve a je obrazom posledného stavu pred utuhnutím.

Prvý typ andezitov je charakterizovaný — ako bolo uvedené — prizmatickozrnitým vývojom základnej hmoty. Už tento vývoj poukazuje na geneticky odlišné pomery ako pri ostatných bežných typoch andezitov, ktoré vývoj základnej hmoty majú prevažne pilotaxický alebo trachytický. Prizmatickozrnitý vývoj základnej hmoty je charakterizovaný pre prostredie pomerne dlhšieho tuhnutia a ako takému vyhovujú napríklad pomery v mocných lávových prúdoch. A toto je náš prípad, ako vidíme v niektorých odkryvoch, kde sa striedajú mocné polohy andezitov (ca 10 m) s polohami ich pyroklastík.

Druhý typ andezitov má trachytický vývoj základnej hmoty, ktorá obsahuje sklo. Už samotná prítomnosť skla svedčí o rýchlom utuhnutí

výlevu, čo bežne umožňuje napríklad slabá mocnosť prúdu, a to zodpovedá skutočnosti, keďže vzorka pochádza asi z 0,7 m mocného andezitového prúdu (z jeho strednej časti).

Pre pomery efuzívneho štádia je zaujímavé si všimnúť osudy produktov resorpcie predpokladaných bazaltických amfibolov. Obraz 1, tab. I. ukazujú verné okopírovanie tvaru pôvodného minerálu aj s korozívnymi kanálikmi; naproti tomu obraz 2, tab. I. ukazuje „rozvláčanie" resorpčných produktov v základnej hmote andezitu. Z prvého prípadu by sme mohli oprávnene súdiť na určitú pokojnú vývojovú etapu po stránke pohybovej, kým z príkladu druhého by sme mohli súdiť práve opak. Pretože obidve vzorky pochádzajú z jedného prúdu, z miest vzdialených od seba len niekoľko metrov, vidíme, že musíme byť veľmi opatrní a zisteným podobným faktom pre efuzívne štádium pripisovať len ich príslušný význam.

3. Vývoj andezitov v štádiu exhalácie (hydrotermálnom)

Krátky opis vývoja hornín v štádiu efuzívnom som uvádzal aj preto, aby som zdôraznil, že ďalšie vývojové štádiá postihli horniny už utuhnuté a že sú teda produktmi mladších procesov, a to exhalačných. Toto konštatovanie je v plnej zhode s geologickými pomermi; vidíme totiž laterálne prechody medzi andezitmi čerstvými a andezitmi hydrotermálne premenenými.

a) Hydrotermálne štádium vyšších teplôt

Pretože exhalácie používali prakticky rovnaké výstupové dráhy (pozri geologickú stať), produkty vzniknuté pri vyšších teplotách tohto štádia sú zachované len v reliktoch, totiž pri nižších teplotách ako nestabilné podľahli ďalším premenám.

Podľa zachovaných reliktov súdim, že najprv došlo ku sausuritizácii plagioklasov pri viac-menej súčasnej uralitizácii pyroxénov a neskôr ku vzniku biotitu. Pokiaľ sa dá z reliktov usudzovať, sausuritizácia viedla ku vzniku zoizitu, kremeňa, pričom časť uvoľneného Ca (pokiaľ sa nezúčastnila tvorby zoizitu) podmienila vznik uralitu. Biotit (α = svetlookrová, γ = gaštanovohnedá) vyvinutý ako drobné zdrapy, vznikol tiež za tohto štádia prínosom káliumsilikátu pravdepodobne z uralitu.

Schematicky tieto pochody podľa zistených minerálov vyjadrujem takto:

$$\text{Plagioklasy} + H_2O \rightarrow \begin{cases} \text{kremeň} \\ \text{zoizit} \\ \text{Ca} + \text{pyroxény} \longrightarrow \text{uralit} + \text{prínos } K_2O,\ 6SiO_2,\ H_2O \longrightarrow \text{biotit} \end{cases}$$

Hoci som si vedomý, že táto predstava je značne schematická, zostáva nezmenená skutočnosť, že tieto procesy nastali až v dokonale utuhnutých efuzívach. Efuzíva okrem hydrotermálnej

oblasti podobné relikty totiž neobsahujú. Toto zistenie pokladám za dôležité pre ďalšie práce v slovenských vulkanitoch, a to najmä pri hodnotení farebných komponentov eruptív.

b) Hydrotermálne štádium nízkych teplôt

Za tohto štádia sa najprv uplatnila sericitizácia a propylitizácia. Tieto pochody sa prejavujú vznikom ďalších minerálov:

1. Plagioklasy
   - sericit, epidot } tvoria náplne živcov ako drobučké šupinky a ihličky,
   - kremeň — tvorí výplne medzi minerálnymi zrnami (lokálny odnos — pozri tab. X, obr. 1).

2. Diopsid = hedenbergit
   - antigorit
   - chlorit
   - kalcit — niekedy so značnou izomorfnou prímesou Mg; časť kalcitu tvorí výplne medzimineránych medzier (pozri tab. X, obr. 2),
   - epidot
   - časť Mn pravdepodobne do hauerítu.

3. Plagioklasy základnej hmoty ⟶ relatívne stabilné.
4. Magnetit ⟶ porfyroblasty pyritu
5. Sklo ⟶ rekryštalizácia
6. Uralit ⟶ vláknitý agregát minerálov serpentínovej skupiny.
7. Biotit — sčasti odfarbený, sčasti v chlorit.

1.—5. sú pôvodné minerálne komponenty andezitov.

6.—7. sú komponenty vzniknuté pri vyšších teplotách hydrotermálneho štádia.

Ďalšie procesy, ktoré sa tu odohrali, identifikujem na základe určených minerálov, väčšinou však bez možnosti priameho zistenia, z ktorých minerálov vznikli.

Z prítomnosti alunitu, rekryštalovaného opálu pozri tab. XI., obr. 1, sadrovca, ± anhydritu a vzhľadom na to, že sme v oblasti niekdajšej solfatárovej činnosti, môžeme súdiť na uplatnenie sa alunitizácie, podobne ako z prítomnosti analcímu a ílových minerálov na účinky kaolinizácie.

Pri týchto tepelne najnižších premenách došlo ku rôznemu stupňu rozrušenia a náhrady minerálov vzniknutých za predchádzajúceho štádia (t. j. pri sericitizácii a propylitizácii).

Už vo výbrusovom materiáli vidíme (tab. XII., obraz 1, a tab. XII., obr. 2), že:

Úplne chýbajú:
epidot, živce základnej hmoty, sklo, kalcit.

Sporadicky sú zachované:
sericit, chlorit, antigorit.

Zvýšený obsah:

(kremeň) + opál (neskôr rekryštalovaný),
(pyrit) + nový-mladší pyrit.

Nové minerály:

I. skupina — analcím, ílové minerály,

II. skupina — alunit, sadrovec, (±) anhydrit, ílové minerály.

Nové minerály zaraďujem do dvoch skupín na základe ich vystupovania (nebolo pozorované, žeby napr. analcím vystupoval v tesnej blízkosti s alunitom).

Horniny, obsahujúce minerály I. skupiny, majú pôvodnú porfyrickú štruktúru andezitu dokonale zachovanú (pozri už uvedené obrázky); porfyrické vyrastlice plagioklasov sú nahradené analcímom, ďalej je lokálne prítomný kaolinit, základná hmota je nahradená opálom (ktorý neskôr rekryštaloval, pozri tab. XI, obr. 1), pričom relikty z farebných komponentov (najmä chlorit a antigorit) sa zväčša rozptýlili a obohatili opálovú hmotu. Pyrit vnikol jednak do živcových trhliniek, jednak je viazaný ako zhluky na miesta reliktov farebných komponentov, jednak je jemne rozptýlený ako pigment v opálovej hmote.

Naproti tomu minerálne asociácie alunit, sadrovec, anhydrit (±) vystupujú v horninách intenzívne premenených, pri ktorých s a š t r u k t ú r a u ž n e z a c h o v a l a a ich hmota bola nahradená minerálmi ílovej skupiny, v ktorej uvedené minerály vystupujú ako drobné zhluky, alebo sú jemne rozptýlené. Spolu s pyritom a sulfátmi (vzniknutými obnoveným prínosom H_2S) teda vidíme, že alunitizácia viedla ku najintenzívnejšej dezintegrácii hornín, čo je spôsobené kyslou povahou roztokov obsahujúcich ióny SO_4^{-2}. Naproti tomu k a o l i n i z á c i a vyvolaná prínosom roztokov bohatých na alkálie viedla ku hydrotermálnej metasomatóze p r i z a c h o v a n í p ô v o d n e j š t r u k t ú r y horniny.

IV. SÍRA A CHARAKTERISTIKA NIEKTORÝCH MINERÁLOV

S í r a je prítomná v sopečných erupciách a exhaláciách ako H_2S, ktorý je pre tieto pochody pokladaný za primárnu zlúčeninu síry (W o l f, str. 573/1914). Pri dostatočnej teplote a za priaznivých tlakových podmienok môže dôjsť k priamemu vylúčeniu síry:

$$H_2S \rightleftarrows H_2 + S.$$

Vzhľadom však na špecifické pomery, pri ktorých je toto vylúčenie možné, množstvo takto vzniknutej síry je podstatne menšie ako pri účinku silnej oxydácie, napr. pri výstupe exhalácií na povrch (a to rovnako pri štádiu H_2S-fumarolovom, ako aj solfatárovom):

$$2\ H_2S + 3\ O_2 = 2\ SO_2 + 2H_2O,$$

$$2\ H_2S + SO_2 = 3\ S + 2\ H_2O.$$

Naproti tomu pod povrchom (v prívodných dráhach), kde je oxydácia len čiastočná (oniečo ľahšia, keď ide o sírovodíkovú vodu), nastáva:

$$2\ H_2S + O_2 = 2\ S + 2\ H_2O.$$

V posledných dvoch prípadoch pre vylučovanie síry je však predpokladom prístup kyslíka. V dôsledku toho nemôžeme teda pod hranicu jeho prístupu (t. j. do hĺbky) očakávať väčšie — produktívne množstvá síry.

Síra sa vylučovala analogicky ako na recentných vulkánoch a solfatárach v amorfnej modifikácii. Vzorky rôznych generácií síry aj z rôznych častí výskytu boli podrobené röntgenometrickému vyšetreniu, ktoré ukázalo, že síra vo všetkých vzorkách je v stabilnej modifikácii: α S. Pre porovnanie bola zhotovená aj snímka vzorky rombickej síry z Girgenti. Hodnoty d podáva ďalšia tabuľka. Snímky boli zhotovené metódou Debye-Scherrerovou, komôrka ∅ 64 mm, clona 1 mm, antikatóda Cr, filter V, kV 30, mA 20, exp. 180 min.

Číslo čiary	α Síra-Kalinka		α Síra-Girgenti		Síra Kitajgorodskij (1952)	
	d	I odhadom	d	I odhadom	d	I
1	—	—	—	—	5,8	31
2	3,852	s	3,853	s	3,85	100
3	3,453	sl	3,454	sl	3,45	31
4	3,211	sl +	3,213	sl +	3,21	50
5	3,104	sl	3,105	sl	3,10	38
6	—		—	—	2,85	38
7	2,628	sl	2,629	sl	2,63	20
8	2,501	sl —	2,503	sl —	2,50	18
9	2,441	sl —	2,442	sl —	2,43	20

Síra je prítomná vo dvoch hlavných generáciách. Staršia tvorí časť úlomkov brekcie, mladšia potom žilky v brekcii a výplne dutiniek. K dispozícii stojaci materiál neposkytol možnosti overiť Adlerovo (1873) rozdelenie síry podľa farby.

Staršia generácia síry vystupuje ako impregnácia v pyroklastickom aj andezitickom materiáli, obyčajne v tých partiách, ktoré sú silne rozložené. Nepodarilo sa jednoznačne zistiť, na úkor ktorých minerálnych komponentov došlo k impregnačnému uloženiu síry. Z výbrusového materiálu však vidieť, že k uloženiu síry tejto generácie došlo, až keď horniny boli už kaolinizované a alunitizované. Z toho však vyplýva nevyhnutný záver, že fumarolové štádium vyššie temperované prešlo až do štádia nízkych teplôt, a to ešte pred poslednou sopečnou explóziou. Síra v kaolinizovaných horninách sa vyskytuje prevažne v rekryštalovanej opálovej hmote. Síra, aj keď tvorí makroskopicky väčšie zhluky, je v nich vyvinutá len

v drobučkých alotriomorfných zrniečkach o priemernej veľkosti 0,0011 mm, pri ktorých však z optických vlastností sa dá určiť len vysoká hodnota n.

Síra mladších generácií tvorí žilky väčšinou krátkeho a nepravidelného priebehu, o malých mocnostiach (do 1 cm), pretínajúcich úlomky síry v brekcii alebo vyskytujúcich sa v okolitých horninách ako pravé žilky. Je tiež zložená z drobných alotriomorfných zrniečok. Sprievodným minerálom je najčastejšie rekryštálovaný opál, niekedy idiomorfné pyrity (0,001 mm). Križujúce sa žilky síry poukazujú na prítomnosť viacerých minerálom je najčastejšie rekryštalovaný opál, niekedy idiomorfné pyrity

Spektrálne rozbory ukázali spoločný charakter obidvoch hlavných generácií v tom, že vzorky vykazujú malé množstvá As, Te (Se sa použitou metódou nepodarilo zistiť). Značné sú však rozdiely v chalkofilných prvkoch. Staršia generácia obsahuje: Fe, Mn, Ag, Zn, Sb, Cd (usporiadanie podľa klesajúceho obsahu); mladšia generácia okrem podstatne zmenšeného obsahu Fe ostatné prvky nevykazuje alebo vôbec, alebo len v stopách. Toto zistenie poukazuje na odlišnú povahu procesov vedúcich ku vzniku mladších generácií síry. Odlišné obsahy chalkofilných prvkov v síre obidvoch generácií mohli byť vyvolané zmenou chemizmu prínosových roztokov, alebo v dôsledku jednoduchého pretransportovania síry napr. horúcou vodou, pričom nastalo nevyhnutné ochudobnenie mladšej síry na chalkofilné prvky. Mikroskopické štúdium najbližšieho susedstva žiliek aj postupne vzdialenejších častí hornín neukázalo v týchto horninách žiadne účinky a rozdiely, ktoré by vyvolali puklinami prechádzajúce roztoky, prinášajúce síru. Preto sa prikláňam k predpokladu, že to bola prevažne len horúca voda, ktorá bola transportérom síry mladšej generácie. Z tohto pozorovania však vyplýva dedukcia, že solfatárové štádium, nasledujúce po poslednej sopečenej explózii, vyznačovalo sa dominantnou prevahou horúcej H_2O nad H_2S.

Pyrit. Už Szontagh (1885) upozornil na veľké množstvo pyritu v hydrotermálne premenených horninách, ktoré dával do súvislosti s hydrotermálnymi procesmi. Vo výbrusoch tento pyrit vystupuje jednak ako drobučké zrnká (0,007 mm), jemne rozptýlené v základnej hmote, jednak na miestach magnetitu, vzniknutého pri magmatickej resorpcii farebných súčiastok, jednak ako drobučké nepravidelné žilky v porfyrických vyrastliciach živcov, alebo ako drobné žilky križujúce horninu. Len v niektorých prípadoch (lokálne platných) možno stanoviť ich vzájomný vek; iba výrazné žilky náležia všeobecne mladšej generácii. Presné zachovanie polohy pôvodného magnetitu, vzniknutého z farebných komponentov (pri zachovaní aj tvarov korozívnych kanálov) dnes nahradeného pyritom, nasvedčuje, že v prvom rade Fe magnetitu, a to aj základnej hmoty, so S sírovodíka dalo vznik pyritu:

$$Fe_3O_4 + 6\,H_2S + 9\,O_2 \longrightarrow Fe_3O_4 + 6\,SO_2 + 6\,H_2O$$

$$Fe_3O_4 + 6\,SO_2 + 6\,H_2O \longrightarrow 3\,FeS_2 + 8\,O_2 + 6\,H_2O$$
$$(Fe_3O_4 + 6\,H_2S + O_2 \longrightarrow 3\,FeS_2 + 6\,H_2O).$$

Dôvod, prečo v týchto horninách je veľké množstvo pyritu, nespočíva v nevyhnutnosti prínosu Fe, ale z uvedenej reakcie, keďže z 1 g magnetitu dostaneme ca 1,5 g pyritu (t. j. približne tiež 1,5 ccm pyritu (h = 5,1) pri h = 5,0 magnetitu). Ďalej, ako bolo uvedené, najmä alunitizácia, ktorá viedla k úplnej desintegrácii farebných komponentov, uvoľňa ich obsah Fe pre tvorbu ďalšieho pyritu.

Po stránke obsahu iných prvkov nezistil som, že by pyrity rôznych generácií javili badateľné rozdiely, z čoho sa dá súdiť na pomerne jednotný ráz chemických procesov, za ktorých došlo k ich tvorbe. Pravidelne obsahujú: Mn, Cu, Zn, Ag, Pb, Sn (usporiadané podľa klesajúceho množstva).

Hauerit sa vyskytoval na úrovni ca 50 m pod povrchom, v rozložených horninách, jednak ako viac-menej dokonalé oktaédre, jednak v nepravidelných šmuhovitých pruhoch impregnačného charakteru. Prvý jeho opis podal Haidinger (1846), chemickú analýzu Patera (1847), kryštalografické tvary Zimányi (1942). Pre úplnosť podávam ďalej krátky opis jeho vlastností na základe vzoriek, ktoré mi láskavo dal k dispozícii akademik F. Slavík.

Dokonalý oktaéder haueritu je sčasti zarastený v bielej kaolinickej hmote, ktorá obsahuje bohato rozptýlenú síru. Na povrchu je matnej čiernohnedej farby, na čerstvej lomovej ploche je čiernohnedý leštencového lesku, ktorý za prístupu vzduchu rýchle mizne, má dobrú štiepnosť; pod mikroskopom je biely so slabým nádychom do hneda, izotropný, s hnedočervenými vnútornými reflexmi; účinkuje: lučavka kráľ. (jemnohnedý povlak — odstrániteľný), HCl (hnedastý roztok, minerál sa zafarbí na hnedo), nepôsobí: HNO_3, KCN, $FeCl_3$, KOH, H_2O_2. Pre röntgenometrické vyšetrenie bola vzatá vzorka z neporušenej, vnútornej časti kryštálu, ktorý vykazuje tieto d hodnoty. Snímky boli zhotovené metódou Debye-Scherrerovou, komôrka ⌀ 64 mm, clona 1 mm, antikatóda Cr, filter V, kV 30, mA 20, exp. 200 min.

	(Hauerit-Kalinka)		(Hauerit-Harcourt)		(Hauerit-II. 123'	
Číslo čiary	d	I (odhad)	d	I	d	I
1	3,032	s	3,035	3,0	3,04	1,0
2	2,712	sl	2,715	1,0	2,72	0,7
3	2,493	sl	2,49	1,0	2,49	0,7
4	2,149	sl	2,15	1,0	2,15	0,7
5	1,829	sl	1,832	1,0	1,832	0,7

Hauerit sa našiel len v intenzívne rozložených horninách, pri ktorých pôvodné minerály sú úplne dezintegrované, takže môžeme oprávnene

predpokladať, že Mn haueritu pochádza najmä z diopsid-hedenbergitu a vznik haueritu môžeme vysvetľovať analogicky ako vznik pyritu.

Sadrovec. Na koniec tohto odseku pokladám ešte za potrebné hovoriť o tomto minerále pre riešenie jednej otázky vzniku vígľašského výskytu síry. Brekciovitá textúra, na výskyte veľmi často pozorovaná ako aj prítomnosť sadrovca, môžu viesť k predpokladu, že pri sopečnej erupcii bol vynesený materiál z v hĺbke ležiaceho výskytu síry, vzniknutej redukciou sadrovca (vznik síry analogicky ako pri Caltanissete, Grotte na Sicílii). Túto otázku už sledovali pri štúdiu materiálu brekcií. Vo vzorkách, ktoré som mal k dispozícii, som však nenašiel jediný príklad, kde by sadrovec tvoril úlomkovitý komponent brekcie. Sadrovec tvorí rôzne veľké zhluky, nepravidelné žilky naprieč brekcie a jemné výplne dutiniek v horninách. Tento charakter jeho vystupovania však nesvedčí o tom, že by bol pri sopečnej erupcii vynesený z hĺbky spolu so sírou. Opísané formy vystupovania sadrovca poukazujú na jeho dodatočný prínos do brekcie, prípadne až do puklín okolitých hornín. Prínos sa dial roztokmi, ktoré prenikali pomerne ľahko medzi minerálmi hornín a viedli k uloženiu sadrovca na spôsob impregnácie, zhlukov alebo nepravidelných žiliek:

$$2\,SO_2 + O_2 = 2\,SO_3$$

$$SO_3 + H_2O = H_2SO_4$$

$$\underset{\text{(kalcit)}}{CaCO_3} + H_2SO_4 + 2\,H_2O = \underset{\text{(sadrovec)}}{CaSO_4 \cdot 2\,H_2O} + H_2O + CO_2$$

Z toho ďalej vyplýva, že tento pochod uvoľňuje CO_2, takže nemôžeme predpokladať, že všetok CO_2 musí byť len juvenilného pôvodu.

V. ZÁVER

Na základe uvedených pozorovaní a čiastkových dedukcií podávam tento súhrnný záver.

1. Neogénny vulkanizmus v širšej oblasti Vígľašskej Huty prebehol v niekoľkých silne explozívnych cykloch, oddelených dlhými pauzami sopečného pokoja. Exhalácie boli pri Vígľašskej Huti viazané na jeden z parazitných kráterov; pri Stožku, Klokoči, na tektonicky porušené horniny.

2. Exhalácie pri Vígľašskej Huti boli bezpečne zistené z posledného eruptívneho cyklu. Začali fumarolovým štádiom ($H_2S + H_2O$ = pary), ktoré pred poslednou sopečnou erupciou prešlo až do štádia nízko temperovaného; vtedy došlo k vytvoreniu staršej generácie síry.

Posledná sopečná erupcia, silne explozívneho charakteru, spôsobila rozbitie exhalačných produktov a dala vznik brekcii.

Bezprostredne po erupcii ďalšia solfatárova činnosť bola charakterizovaná prevahou horúcej vody nad H_2S. Za tohto štádia vznikla síra mladšej generácie.

Rozdiely v podmienkach vzniku staršej a mladšej síry sa prejavujú v ochudobnení mladšej síry na chalkofilné prvky.

3. Vývoj andezitov za štádia hydrotermálneho prebiehal
   pri vyšších teplotách smerom:
   a) sausuritizácia —→ uralitizácia —→ biotitizácia,
   pri nižších teplotách smerom:
   b) sericitizácia —→ propylitizácia —→ kaolinizácia —→ alunitizácia.

Nakoniec pripojujem svoju úprimnú vďaku akademikovi F. Slavíkovi za láskavé venovanie vzoriek haueritu, čím mi umožnil jeho výskum, ďalej ďakujem prof. dr. inž. F. Valentínovi a inž. L. Gavorovi za ochotnú pomoc pri riešení chemických otázok a inž. Klubertovi za dodanie časti horninového aj mapového materiálu.

6. VI. 1955.

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Adler K. (1873): Értékezések a kalinkai kénbányáról. Földtani közlöny. Budapest.
Belov N. V. (1947): Struktura ionnych kristallov i metalličeskich faz. AN SSSR.
Bergfest A.: Baníctvo v Kalinke (Vígľašská Huta). Rukopis. Ústredný banský archív pre Slovensko. Banská Štiavnica.
Betechtin A. G. (1950): Mineralogija. Moskva.
Betechtin A. G. (1934): O teksturach i strukturach rud. Problemy sov. geol.
Betechtin A. G. (1937): Klassifikacija struktur i tekstur rud. AN SSSR.
Czeh L. (1887): Kalinkán előforduló ásványok, azok képződése és termőhelye. Földtani közlöny. Budapest.
Haidinger W. (1846): Hauerit. Berichte über die Mitt. von Freuden d. Naturw. Wien.
Haidinger W. (1847): Ueber den Hauerit eine neue Mineralspezies aus Ordnung der Blenden. Naturw. Abhandl. 1. Wien.
Harcourt A. G. (1942): Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. Amer. Mineralogist.
Kato A., Watanabe T., Nakamoto A. (1934): On the sulfur deposits associated with iron sulfide ore, found in the quaternary formation in Japan. Japan Journ. Geol. Geogr. Refer: Schneidenhöhn H. 1941: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Verl. G. Fischer. Jena. Sv. I. S. 734—739.
Kitajgorodskij A. I. (1952): Rentgenostrukturnyj analiz melkokristalličeskich i amorfnych tel. Moskva. GITTL.
Kuthan M. (1948): Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce Štát. geol. ústavu. Bratislava, zoš. 17.
Patera A. (1847): Chemische Analyse des Hauerits. Naturw. Abhandl. 1. Wien.
Sapper K. (1940): Ein japanischer Vulkan als Grossförderer von Schwefel. Petermanns Geogr. Mitt. Gotha. Referát o práci H. Tonokadate —Siretoko = Jozan.
Saukov A. A. (1950): Geochimija. Moskva.
Shand S. J. (1944): The terminology of late — magmatic and postmagmatic processes. Journ. of. geol.
Slavík F. 1951): Nerastopis a ložiská úžitkových minerálov Slovenska. Martin.
Szontagh T. (1955): Zólyommegye kőzeteinek petrografiai ismertetése. Földtani közlöny. Budapest.
Wolff F. (1914): Der Vulkanizmus. F. Enke. Stuttgart.

Zavarickij A. N. (1950): Vvedenie v petrochimiju izveržennych gornych porod. Moskva.
Zimányi K. Hauerit von Kálnok und Kalcit von Vaskapu Sondraodr. aus „Mathem. und Naturwiss. Anzeiger der Ungarischen Akademie der Wissenschaften. Budapest. Literatúra o haueritu.
Zipser F. (1847): Néhány szó Kalinka kénbányáról. A magyar orvosok és természetvizsgálók. 1847, aug. Sopron.

М. КУТАН

ПОСЛЕВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ОКРЕСТНОСТИ СЕЛ. ВИГЛЯШСКАЯ ГУТА (ПРЕЖДЕ КАЛИНКА)

(Табл.I—XII)

Работа касается воздействий эксгаляционной деятельности, которая происходила при северной окраине неогенного старовулкана Яворья. На основании наблюдений на месте и лабораторных проб, приходит автор к следующим заключениям:

1. Неогенный вулканизм в более широкой области сел. Вигляшска Гута протекал в нескольких сильно эксплозивных циклах отделенных длинными промежутками вулканического бездействия. Эксгаляции у сел. Вигляшска Гута были связаны с одним из паразитных кратеров; у сел. Стожок, Клокоч с тектонически нарушенными породами.

Эксгаляции у сел. Вигляшска Гута были с уверенностью определены по последнему эруптивному циклу. Они начались стадией фумароловой H_2S + H_2O = пары), которая перед последним вулканическим извержением перешла вплоть до стадии низкотемпературной; в это время образовалась старшая генерация серы.

Последняя вулканическая эрупция, сильно эксплозивного характера, вызвала разлитие эксгаляционных продуктов и дала возникновение брекчиям.

Непосредственно после эрупций протекающая солфатарная деятельность была характеризована преимуществом горячей воды над H_2S. Во время этой стадии образовалась сера младшей генерации.

Различие условий возникновения старшей и младшей серы проявляет себя обеднением младшей серы халькофильными элементами.

2. Развитие андезитов во время гидротермальной стадии протекало по направлению:

при более высокой температуре:

1. савсиритизация — малитизация — биотитизация,

при более низкой температуре:

2. серицитизация — пропилитизация — каолинизация — алунитизация.

6/VI 1955

Геологический институт им. Д. Штура. Братислава

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Табл. I.

Рис. 1. Реликты корродированных магмой цветных минералов, замещенных мелкими кристалликами магнетита и пироксенов (?) точно по первоначальным очертаниям. Резорбция произошла при позднейшем поднятии магмы. Видны корозионные канальцы и оплавленные индивиды. × 100, без николей. Фото Гашперика.

Рис. 2. Реликты цветных минералов; в результате магматической резорбции они замещены смесью мелких кристалликов магнетита и пироксена (?). Отличие от предыдущего шлифа заключается в том, что здесь магнетит и пироксен(?) „разволочены" по базе. В центре, на скрещении нитей, скопление магнетита и пироксена (?) сохранило приблизительно первоначальное положение. × 100, без николей. Фото Гашперика.

Табл. II.

Рис. 3. Сольфатарные воронкообразные углубления на восточных склонах гор Аустургалс (полуостров Рейкьянес, Исландия). На переднем плане часть маары, заполненной озером Грэна. Фото Кутана.

Рис. 4. Сеть жил, образовавшихся в трещинах пород под воздействием термальных источников. Подножие восточного склона гор Аустургалс близ пункта Крисувик. Фото Кутана.

Табл. III.

Рис. 5. Сольфатара на склоне гор Аустургалс; выделяются главным образом газы. Фото Кутана.

Рис. 6. Сольфатары в долине Клиефар выделяют преимущественно горячую воду. Кратер действующей грязевой сопки. Фото Кутана.

Табл. IV.

Рис. 7. Деталь небольшой грязевой сопки близ озера Грэна. Фото Кутана.

Рис. 8. Бассейн горячей воды в северной части района сольфатар в долине озера Клиефар. Фото Кутана.

Табл. V.

Рис. 9. „Язычковидная" текстура. Фото Гашперика.

Рис. 10. Полосчатая текстура. Фото Гашперика.

Табл. VI.

Рис. 11. Сетчатая текстура. Фото Гашперика.

Рис. 12. Псевдобрекчиевидная текстура. Фото Гашперика.

Табл. VII.

Рис. 13. Брекчиевидная текстура; элементы угловатые. Фото Гашперика.

Рис. 14. Брекчиевидная текстура; элементы слегка закругленные. Фото Гашперика.

Табл. VIII.

Рис. 15. Брекчиевидная и псевдобрекчиевидная текстуры. Фото Гашперика.

Рис. 16. Брекчиевидная и псевдобрекчиевидная текстуры. Фото Гашперика.

Табл. IX.

Рис. 17. Брекчиевидная, псевдобрекчиевидная и „язычковидная" текстуры. Фото Гашперика.

Рис 18. Брекчиевидные текстуры с угловатыми и закругленными элементами. Фото Гашперика.

Табл. X.

Рис. 19. В центре снимка находится скопление зерен кварца, заполняющих промежутки между минералами. × 200. николи +. Фото Гашперика.

Рис 20 В центре снимка находится кальцит (a), обрастающий зерна ранее образовавшегося кварца (b); кварц позднейшего образования идиоморфный. × 200, николи +. Фото Гашперика.

Табл. XI.

Рис. 21. Кристаллизовавшийся опал замещает основную массу в андезитах. × 200, николи +. Фото Гашперика.

Рис. 22 Кварц, возникший из опала; видны реликты колломорфной структуры. × 200, николи +. Фото Гашперика.

Табл. XII.

Рис. 23. Каолинизированный андезит с сохранившейся структурой. Полевые шпаты замещены анальцимом. × 200, николи ‖. Фото Гашперика.

Рис. 24. Каолинизированный андезит с сохранившейся структурой. Полевые шпаты замещены анальцимом. × 200, николи +. Фото Гашперика.

MIROSLAV KUTHAN

POSTVULKANISCHE TÄTIGKEIT IN DER UMGEBUNG VON VÍGĽAŠSKÁ HUTA (VORDEM KALINKA)

(Tab.I—XII)

I. Einleitung

Der Undationsvulkanismus des karpathischen Orogens (Kuthan 1948), der durch die generelle Aufeinanderfolge der Eruptivgesteine: Andesit I ——➤ Rhyolith I ——➤ Andesit II ——➤ Rhyolith II ——➤ Andesit III ——➤ Basalt, sowie durch die Migration eruptiver Zentreen und durch die stratovulkanische Struktur der vulkanischen Oberflächenkörper (effusive Phase X explosive Phase) charakterisiert ist, wird durch postvulkanische Tätigkeit von regional verschiedener Qualität und Quantität abgeschlossen.

Ich lege diese Arbeit als einen Beitrag zur Kenntniss jener Art postvulkanischer Tätigkeit vor, die in der Slowakei zur Geltung gekommen ist.

Das Gebiet, das die verschiedensten Spuren des Erlöschens vulkanischer Tätigkeit bei Vígľašská Huta (vordem Kalinka) aufweist, liegt am Nordhang des Javorja (1044 m) im Kesselschen zwischen den Bergen Veľký Lisec (889 m) Riman (917 m) und Lipý (797 m); (siehe Bild 1) es ist dies ein Gebiet, in dem sich in der Vergangenheit Schwefelgruben befanden. Verstreut finden wir Spuren dieser Tätigkeit auch im weiteren Terrain und zwar besonders ost-nordöstlich über die Gemeinde Klokoč hinweg in Richtung auf Stožok und im Osten in Richtung gegen die „Wolfsgrube".

II. Skizze des geologischen Aufbaus und der petrographischen Verhältnisse

Das untersuchte Gebiet liegt am Nordhang des Javorja, der ein Ueberrest des jungtertiären andesitischen Stratovulkans ist. Dadurch ist auch die geologische Struktur dieses Terrains bestimmt, das einerseits von andesitischen Lavaströmen, anderseits von ausgedehnten Komplexen andesitischen pyroklastischen Materials aufgebaut wird.

Frische von postvulkanischen Auswirkungen unberührte Andesite (zum Beispiel Lisec) sind von dunkelgrauer Farbe und kleinporphyrischer Textur mit makroskopisch feststellbaren Feldspatnadelchen. Die Struktur des Gesteins ist holokristallin — porphyrisch mit prismatischer Entwicklung der Grundmasse. Als porphyrische Einsprenglinge von idiomorpher Umgrenzung sind vornehmlich albitisch verzwillingte Feldspattäfelchen Andesin — Labradorit im Verhältnis Ab_{70} An_{50} bis zu Individuen im Verhältnis Ab_{45} An_{65} entwickelt; Szontagh (1885) hat in porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklasen bis Bytownit festgestellt. Die Feldspateinsprenglinge erreichen eine Grösse bis zu 1,932 mm × 0,664 mm, sind zonengeteilt und häufig mit Glas gefüllt und haben in der Regel einen Rand, in dem sich das Verhältnis Ab : An fliessend ändert, ohne für die einzelnen Verhältnisse sichtbare Zonen auszubilden. Näher zum Kern ist das Verhältnis Ab_{65} An_{35}. Der äusserste Randteil weist das Verhältnis Ab_{90} An_{10} auf. Diese Ränder sind frei von Einschlüssen. Die Grenze zwischen Rand und Kern verläuft ungleichmässig und weist Anzeichen einer geringfügigen Kernanschmelzung auf. Die farbigen Komponenten sind nur durch altersmässig sehr verschiedene monokline Pyroxene vertreten. Die älteren Pyroxene — porphyrische Einsprenglinge — gehören der isomorphen Diopsid — Hedenbergitreihe an und weisen einen bedeutsamen Anteil des Hedenbergitelementes auf. Diese Feststellung geht von nachstehenden gefundenen Werten aus: γ /c = 44°, α /c = -50°, nγ — nα = 0,022, 2V = 61°, nach α tritt vornehmlich eine schwachgrüne Färbung, nach β eine gelbgrüne und nach γ eine ausdrucksvolle grüne Färbung auf; es ist dies vornehmlich die Eigenschaft des Pleochroismus, die mich zu dieser Schlussfolgerung führt und nicht zur Einordnung des Pyroxens zu den diopsidischen Augiten. Die idiomorphe Umgrenzung der älteren Komponente, die wir mit Recht erwarten könnten, ist infolge der magmatischen Resorption, die vor der Entstehung der Feldspateinsprenglinge eingetreten ist, nicht erhalten. Die jüngere farbige Komponente gehört dem Augit an (γ/c = 43°, α/c =

-45°), hat eine hypidiomorphe Umgrenzung und nähert sich mit ihren Grössenverhältnissen (0,622 mm × 0,165 mm) sehr dem zweiten Mineral der Grundmasse und zwar den Feldspaten. Die Feldspate der Grundmasse haben eine idiomorphe bis hypidiomorphe Umgrenzung, eine tafelförmige bis breite nadelartige Gestalt und sind überwiegend albitisch verzwillingt. Das Verhältnis Ab: An bewegt sich von Ab_{50} An_{50} bis zu Ab_{90} An_{10}, wobei man nach der Zahl der untersuchten Individuen annehmen darf, dass die Vertreter der Zusammensetzung Ab_{90} An_{10} in wesentlich geringerer Zahl vorhanden sind als die Individuen der Zusammensetzung Ab_{50} An_{50}. Als Erzkomponente ist in sehr kleinen Körnchen Magnetit vertreten.

Die Mineralfolge charakterisiere ich etwa durch nachstedendens Schema:

Diopsid — Hedenbergit magmat. Resorption Andesin — Labradorit geringe magmat. Resorption Anwuchsränder an Feldspateinsprenglingen	intratellurische Phase
Augit Ab_{50} An_{50} Ab_{90} An_{10} Magnetit	effusive Phase

Das Gestein bezeichne ich auf Grund seiner Zusammensetzung als:

Diopsid — Labradorit — Augit — Andesit mit prismatischer Entwicklung der Grundmasse.

In den Andesitgebieten, die hydrothermal verändert sind, finden wir einen anderen Andesittyp. Diese Andesite zeichnen sich durch die vollständige magmatische Resorption der farbigen Komponenten bei Entstehung von Anhäufungen ursprünglich oxydischer Fe-Erze und eines Minerals von so geringer Grösse aus, dass wir bei gekreuzten Nikols nur eine verstreute Aufhellung beobachten können, die sich bei einer weiteren Untersuchungsdrehung nicht ändert. Die Ablagerung oxydischer Fe-Erze und des unbestimmbaren Minerals an den Stellen der ursprünglichen farbigen Komponenten ist so genau, dass nicht nur die Umrisse des ursprünglichen Minerals, sondern auch Korrosionskanäle erhalten sind. (Siehe Bild Z. 1 und Z. 2 Tab. I.) Die Struktur des Gesteins ist hemikristallin — porphyrisch mit trachytischer Entwicklung der Grundmasse. Als erhaltene porphyrische Einsprenglinge treten hypidiomorph begrenzte Feldspate von tafelförmiger Entwicklung, überwiegend albitisch verzwillingt und von einer Grösse 0,648 mm × 0,426 mm auf. Entsprechend den optischen Eigenschaften gehören sie dem Labradorit (Ab_{32} An_{68}) und einige Individuen sogar dem Bytownit (Ab_{24}, An_{76}) an. Bei einigen Feldspaten, vor allem basischeren Feldspaten, stellen wir einen sehr schmalen Rand der mehr aziden Feldspatkomponente, fest. Die Zonenbildung ist sehr sporadisch. Farbige Einsprenglinge haben sich, wie bereits festgestellt, nicht erhalten. Aus der relikten morphologischen Umgrenzung schliesse ich, dass es wahrscheinlich um basaltische Amphibole gegangen ist; die bilden die älteste Gesteinskomponente. Die Feldspate der Grundmasse haben die Gestalt enger Nädelchen. (0,162 mm × 0,011 mm) mit einer unansehnlichen albitischen Umrandung und sind dem Albit — Oligoklas zuzuordnen. Ausser Magnetit, der als sehr feines Pigment vorhanden ist und Albit — Oligoklas bildet Glas die Grundmasse.

Die Sukzession bringe ich durch nachstehendes Schema zum Ausdruck:

basaltischer Amphibol magmatische Resorption Labradorit-Bytownit Anwuchsränder	intratellurische Phase

Albit-Oligoklas Magnetit Glas	effusive Phase

Das Gestein bezeichne ich als:

Labradorit Albit — Oligoklasandesin mit magmatisch resorbiertem basaltischen Amphibol mit trachytischer Entwicklung der Grundmasse.

Das pyroklastische Material, das die andesitischen Effusivgesteine begleitet, hat einen diesen ähnlichen petrographischen Charakter. Abweichungen stellen wir in der Struktur fest, die (besonders an Bruchrändern) hämikristallin ist, sowie in der Entwicklung der Grundmasse, die sehr häufig hyalopilitisch ist. Die pyroklastischen Gesteine gehören vornehmlich zur Fraktion 2 cm Ø bis 14 cm Ø. Feine Vulkanaschen (insoferne sie nicht „Kitt" bilden), sowie das zweite Extrem der Fraktionen — Ablagerungen von peleische Typus — sind selten.

Für die Lösung weiterer theoretischer und praktischer Fragen ist es wichtig die Vorgänge zu erkennen, die zur Entstehung von Brekzien am Schwefel-vorkommen bei Vígľašská Huta geführt haben. In Frage kommen hauptsächlich zwei Möglichkeiten, und zwar ist die Zerschlagung entweder auf tektonischem Wege oder im Zusammenhang mit siner jüngeren vulkanischen Tätigkeit entstanden.

Eine Anleitung zur Lösung der letzteren Frage sehe ich in den Texturen, und zwar: in der Brekzientextur mit mässig abgerundeten Schwefelbrüchlingen.

Diese Textur verleitet mich zur Annahme, dass tektonische Vorgänge allein zur Abrundung der Brüchlinge nicht geführt haben können, auch wenn ich den Einfluss tektonischer Prozesse auf die Entstehung der Brekzien nicht ausschliessen kann, (was in vulkanischem Gebiet notwendigerweise vorausgesetzt werden muss). Da es aber nur bei den Schwefelbrüchlingen um eine Erscheinungsänderung geht, drängt sich die Annahme auf, den Anlass zu diesen Gestaltänderungen vornehmlich in der Erhöhung der Temperaturverhältnisse zu suchen, bei denen es zu diesen Aenderungen leicht kommen kann. Einer solchen Anforderung beispielsweise kann eine erhöhte thermale Tätigkeit oder-direkt eine geringfügige Erneuerung der vulkanischen Tätigkeit entsprechen.

Die Erhöhung der thermalen Tätigkeit kann sehr leicht zur Verlagerung einer ganzen Reihe von Produkten der Solfatarentätigkeit in höhere Lagen führen, als in welchen diese entstanden sind. So zum Beispiel kann schon heisses Wasser alleinreinen Schwefel in höhere Regionen überführen. Wenn wir diese Erkenntniss weiter verfolgen, wirft sich die Frage auf, ob die analysierte Textur diesen Prozess beipflichtet. Wir haben schon angeführt, dass neben den scharfkantigen Bruchstücken auch mässig abgerundete Bruchstücke, und zwar in einem einheitlichen Kittmaterial auftreten, das keinerlei Unterschiede in der Zusammensetzung oder Aenderungen selbst in der Nähe, weder der scharfkantigen, noch der abgerundeten Bruchstücke aufweist. Der einheitliche Charakter des Brekzienkittmaterials dürfte anzeigen, dass, eine zur Geltung gekommene hydrothermale Tätigkeit vorausgesetzt, diese nicht an ausdrückliche Bahnen gebunden war, sondern in der gesamten Masse verlaufen ist. Dann können wir berechtigterweise die Frage stellen, warum einige Bruchstücke scharfkantig und andere abgerundet sind, wenn sie die gleiche Zusammensetzung haben, so, dass also eine Selektion nicht wirksam werden konnte. Die Antwort auf diese Frage sehe ich darin, dass die Entstehung der Brekzien von einer erneuerten schwachen vulkanischen Tätigkeit explosiver Natur hervorgerufen wurde, wobei es zur Zerschlagung der ursprünglichen Texturen und zu ihrer Vermengung gekommen ist, so dass Bruchstücke, die durch die Explosionswärme angeschmolzen und dergestalt abgerundet wurden, sich mit Bruchstücken vermischten, die von der Wärmeentwicklung nicht angegriffen wurden, also mit scharfkantigen Bruchstücken.

Anologe Verhältnisse, allerdings in bedeutend grösserem Umfang (auch in Bezug auf den Schwefelreichtum) haben Kato, Watanabe, Nakamoto (1934) auf den japanischen Inseln beschrieben.

III. Entwicklungsstadien der Gesteine

1. Einige charakteristische Merkmale der Entwicklung der Andesite im magmatischen Stadium.

Die lange Vorbereitungszeit zwischen den einzelnen Erruptionszyklen hat Zeit zur Ausbildung und Aenderung von Mineralien gewährt. Jedes Mineral der intratellurischen Phase war entweder der magmatischen Resorption oder aber einem Randanwuchs oder der Kumulation beider Erscheinungen ausgesetzt (vergleiche die Sukzessionsschemen). Die flüssigen Wandlungen im Verhältnis Ab_{65} An_{35} zu Ab_{90} An_{10} in den Rändern der porphyrischen Feldspateinsprenglinge in Andesiten mit prismatischer Entwicklung der Grundmasse bezeugen ein sehr ruhiges Milieu in der Entwicklungsspanne dieser Magmaetappe. Wenn wir die Randbreite als Grundlage zur Bestimmung des Andauerns dieser Etappe nehmen, sehen wir, dass sie bei Andesiten mit trachytischer Entwicklung der Grundmasse verhältnissmässig kurz war. Die eigenen porphyrischen Feldspateinsprenglinge bei beiden Andesiten zeigen desgleichen widersprechende Verhältnisse auf. Die Feldspate des ersten Andesittyps sind zonar und schliessen häufig in den Zonen eingeordnetes Glas ein, was auf eine „sprunghafte" Entwicklung dieses Stadiums hinweist. Die Feldspate des zweiten Andesittyps entstanden in einer ruhigen Entwicklungsetappe. Die Zonenteilung ist nur sehr sporadisch entwickelt.

Das höchste intratellurische Mineral der diskontinuierlichen Reihe, das festgestellt wurde, ist Diopsid — Hedenbergit, was nach dem Schema von Shand auf das erste magmatische Stadium (M_1) in begreiflicher Uebereinstimmung mit den festgestellten Tatsachen verweist.

Eine der ungeklärten Fragen stellen die Resorptionsrelikte der zweiten Andesitform vor, die die älteste Komponente des Gesteins bilden und von denen angenommen wird, dass sie zum basaltischen Amphibol gehören. Das freilich würde den angenommenen Reaktionsprinzip widersprechen. Ihre Anwesenheit kann man bis auf weiteres als eine fremde Komponente erklären, die einem anderen Zyklus angehört.

2. Die Entwicklung der Andesite im effusiven Stadium.

Der bedeutsamste Leitfaden für die Bestimmung des Stadiums ist die Entwicklung der Grundmasse. Diese bildet sich nämlich schon beim Erguss und ist das Abbild des letzten Zustandes vor der Erstarrung.

Der erste Typus der Andesite ist, — wie bereits angeführt, — durch die prismatisch — körnige Entwicklung der Grundmasse charakterisiert. Schon diese Entwicklung verweist auf genetisch verschiedene Verhältnisse auch bei den anderen geläufigen Andesittypen, bei denen die Entwicklung der Grundmasse überwiegend pilotaxitischer oder trachytischer Natur ist. Die prismatisch — körnige Entwicklung der Grundmasse ist charakteristisch für das Milieu einer verhältnismässig länger dauernden Erstarrung, zum Beispiel in mächtigen Lavaströmen. Dies trifft auch hier zu, wie wir aus einigen Aufschlüssen ersehen, wo Andesitlagen (cca 10 m) mit Lagen ihrer pyroklastischen Gesteine abwechseln.

Der zweite Typus der Andesite weist eine trachytische Entwicklung der Grundmaterie auf, die Glas anthält. Schon allein die Anwesenheit von Glas bezeugt eine schnelle Erstarrung des Ergusses, was geläufigerweise zum Beispiel eine geringe Mächtigkeit des Stromes ermöglicht — und das entspricht der Tatsache, denn das Muster entstammt einem ungefähr 0,7 starken Andesitstrom (seinem Mittelstück).

Für die Verhältnisse des effusiven Stadiums ist es von Interesse, die Vorgänge um die Produkte der Resorption der vorausgesetzten basaltischen Amphibole zu betrachten. Bild Z. 1 Tab. I. stellt eine getreue Wiedergabe der Gestalt des ursprünglichen Minerals auch mit den Korrosionskanälchen vor; dem gegenüber veranschaulicht Bild 2 derselben Tafel eine „Verschleppung" der Resorptionsprodukte in der Grundmasse des Andesits. Aus dem ersten Fall können wir berechtigterweise auf eine gewisse ruhige Entwicklungs-

etappe schliessen, was den Bewegungsfluss angeht, — während beim zweiten Beispiel das gerade Gegenteil der Fall ist. Da beide Muster einem Strom und Stellen entstammen, die von einander nur einige Meter entfernt sind, sehen wir, dass wir sehr vorsichtig zu Werke gehen müssen und dem festgestellten Tatsachen für das effusive Stadium nur die ihnen zukommende Bedeutung beimessen dürfen.

3. Die Entwicklung der Andesite im Stadium der Exhalation (im hydrothermalen Stadium).

Eine kurze Beschreibung der Gesteinsentwicklung im effusiven Stadium habe ich schon deshalb angeführt, um zu betonen, dass die weiteren Entwicklungsstadien die Gesteine schon erstarrt angetroffen haben und daher Produkte jüngerer Prozesse und zwar von Exhalationsvorgängen sind. Diese Feststellung deckt sich vollkommen mit den geologischen Verhältnissen; wir können nämlich Uebergänge zwischen frischen Andesiten und hydrothermal veränderten Andesiten feststellen.

a) Das hydrothermale Stadium höherer Temperaturen

Nachdem die Exhalatianen praktisch gleiche Austrittsbadnen benutzt haben, (siehe den geologischen Abschnitt), sind die Produkte, die bei höheren Temperaturen dieses Stadiums entstanden sind, nur in Relikten erhalten. Sie sind nämlich, — weil bei geringeren Temperaturen nicht stabil — weiteren Aenderungen ausgesetzt gewesen.

Aus den erhaltenen Relikten folgere ich, dass es zunächst zu einer Saussuritisierung der Plagioklase bei einer mehr oder weniger gleichzeitigen Uralitisierung der Pyroxene und später zur Entstehung von Biotit gekommen ist. Soweit man aus den Relikten folgern kann, führte die Saussuritisierung zur Entstehung von Zoisit, Quarz, wobei ein Teil des freigewordenen Ca (soweit er sich nicht an der Bildung von Zoisit beteiligt hat), die Entstehung von Uralit bedingt hat. Biotit: α = hell ocker-farben, γ = kastanienbraun, (entwickelt in Gestalt von kleinen Fetzen) ist gleichzeitig in diesem Stadium durch den Zutritt von Kaliumsilikat aus wahrscheinlich Uralit entstanden.

Schematisch veranschauliche ich diese Vorgänge auf Grund der festgestellten Mineralien nachstehendermassen:

$$\text{Plagioklase} + H_2O \begin{cases} \text{Quarz} \\ \text{Zoisit} \\ \text{Ca} \end{cases} + \text{Pyroxene} - \text{Uralit} + \begin{matrix} \text{Zutritt } K_2O.6SiO_2 \\ H_2O \longrightarrow \text{Biotit} \end{matrix}$$

Obwohl ich mir dessen bewusst bin, dass diese Vorstellung sehr schematisch ist, bleibt die Tatsache unbetroffen, dass diese Prozesse erst in vollkommen erstarrten Effusivgesteinen entstanden sind. Die Effusivgesteine — ausser in hydrothermalem Gebiet — enthalten nämlich ähnliche Relikte gar nicht. Diese Feststellung erachte ich für wichtig für weitere Arbeiten über slowakische Vulkanite und zwar besonders bei der Wertung farbiger Komponenten der Eruptivgesteine.

b) Das hydrothermale Stadium niederer Temperaturen

In diesem Stadium ist zuerst eine Serizitisierung und Propylitisierung wirksam geworden. Diese Prozesse kommen durch die Entstehung nachstehender Mineralien zum Ausdruck:

1. Plagioklase
   - —Serizit } bilden die Füllung von Feldspaten als winzige
   - —Epidot } Schüppchen und Nädelchen,
   - —Quarz bildet die Füllung zwischen Mineralkörnern (lokale Abtragnug — siehe Bild 1, Tafel X.)

2. Diopsid = Hedenbergit
   - —Antigorit
   - —Chlorit
   - —Kalzit — manchmal mit einer beachtlichen isomorphen Beimengung von Mg: ein Teil des Kalzits bildet die Füllung der zwischenmineralischen Zwischenräume (siehe Bild Z. 2 Tab. X)
   - —Epidot
   - —Teil von Mn warscheinlich in Hauerit.

3. Plagioklase der Grundmasse ⟶ relativ stabil
4. Magnetit ⟶ Porphyroblasten des Pyrits
5. Glas ⟶ Rekristallisation
6. Uralit ⟶ faseriges Aggregat der Mineralien der Serpentingruppe
7. Biotit ⟶ zum Teil entfärbt, zum Teil in Chlorit.

1. bis 5. sind ursprüngliche Mineralkomponenten,
6. bis 7. sind Komponenten, entstanden bei höheren Temperaturen des hydrothermalen Stadiums.

Weitere Prozesse, die sich hier abgespielt haben, identifiziere ich auf Grund der bestimmten Mineralien, grösstenteils aber ohne Möglichkeit einer direkten Feststellung, aus welchen Mineralien sie entstanden sind.

Aus der Anwesenheit von Alunit des rekristallisierten Opals (siehe Bild Z. 1, Tab. XI), von Gipsstein, Anhydrit (±) und unter Hinweis darauf, dass wir uns im Gebiet der ehemaligen Solfatarentätigkeit befinden, können wir auf das Wirksamwerden der Alunitisierung ebenso, wie aus der Anwesenheit von Analzim und von Tonmineralien auf die Auswirkungen einer Kaolinisierung schliessen.

Bei diesen temperaturmässig niedersten Veränderungen ist es zu verschiedenen Stufen von Störungen und Ersatz der Mineralien gekommen, die im vorangegangenen Stadium entstanden sind (d. h. bei der Serizitisierung und Propylitisierung).

Schon bei der Untersuchung von Dünnschliffmaterial stellen wir fest. (Bild Z. 1 Tab. XII und Bild Z. 2, Tab. XII):

Vollständig fehlen: Epidot, Feldspate der Grundmaterie, Glas, Kalzit.

Sporadisch erhalten: Serizit, Chlorit, Antigorit.

Erhöhter Gehalt: (Quarz) + Opal (später rekristallisiert), — (Pyrit) + neuer — jüngerer Pyrit.

Neue Mineralien: I. Gruppe — Analzim, Tonmineralien,
II. Gruppe — Alunit, Gips (±)
Anhydrit, Tonmineralien.

Die neuen Mineralien teile ich auf Grund ihres Auftretens in zwei Gruppen ein (es wurde nicht beobachtet, dass beispielsweise Analzim in nächster Nähe mit Alunit aufgetreten wäre).

Die Gesteine, die Mineralien der ersten Gruppe enthalten, haben die ursprüngliche porphyrische Andesitstruktur vollkommen erhalten, (siehe die oben angeführten Abbildungen); porphyrische Plagioklaseinsprenglinge sind durch Analzim ersetzt. Lokal anwesend ist ferner Kaolinit, die Grundmasse ist durch Opal ersetzt, (das später rekristallisierte)-(siehe Bild Z. 1. Tab. XI), wobei die Relikte aus den farbigen Komponeten (vornehmlich Chlorit und Antigonit) sich grösstenteils verstreuten und die Opalmaterie bereicherten. Pyrit ist einensteils in die Feldspatrisse eingedrungen, anderenteils ist er als Anhäufung an die Orte der Relikte der farbigen Komponenten gebunden und schliesslich findet er sich fein verstreut als Pigment in der Opalmaterie.

Demgegenüber tritt die Mineralassoziation Alunit, Gips, Anhydrit (±) in den intensiv veränderten Gesteinen auf, bei denen sich die Struktur nicht mehr erhalten hat. Ihre Materie wurde durch Minerale der Tongruppe ersetzt, in der die angeführten Mineralien

als kleine Anballungen auftreten oder fein verstreut sind. Zusammen mit Pyrit und Sulfaten, (die durch erneuerten Zutritt von H_2S entstanden sind), sehen wird daher, dass die Alunitisierung zur intensivsten Desintegration der Gesteine geführt hat, was durch den sauren Charakter der Lösungen bewirkt wurde, die SO_4^{-2} Ionen enthalten. Demgegenüber hat die Kaolinisierung, die durch den Zutritt von alkalienreichen Lösungen hevorgerufen wurde, zur hydrothermalen Metasomatose bei Erhaltung der ursprünglichen Gesteinstruktur geführt.

IV. Schwefel und charakteristische Merkmale einiger Mineralien

Schwefel ist in zwei Hauptgenerationen vorhanden. Die ältere Generation bildet einen Teil der Brekzienbrüchlinge, die jüngere Aederchen in den Brekzien und die Ausfüllung der Hohlräume.

Die ältere Schwefelgeneration tritt als Imprägnation in pyroklastischem und andesitischem Material und zwar gewöhnlich in Partien auf, die stark zersetzt sind.

Das Dünnschliffmaterial freilich lässt erkennen, dass es zur Ablagerung des Schwefels dieser Generation erst in die schon kaolinisierten und alunitisierten Gesteine gekommen ist. Daraus aber erwächst die untrügliche Schlussfolgerung, dass das höher temperierte Fumarolenstadium bis in das Stadium der niederen Temperaturen und zwar noch vor der letzten Vulkanexplosion übergegangen ist.

Der Schwefel jüngerer Generationen bildet Aederchen hauptsächlich von kürzerem und unregelmässigem Verlauf und geringer Mächtigkeit (bis zu 1 cm), die die Schwefelbrüchlinge in den Brekzien durchschneiden oder aber er tritt in den umgebenden Gesteinen als echte Aederchen auf. Er it ebenfalls aus kleinen allotriomorphen Körnchen zusammengesetzt.

Spektralanalysen haben den gemeinsamen Charakter beider Hauptgenerationen darin erwiesen, dass die Muster kleine Mengen von As, Te enthalten. (Se liess sich durch die angewandte Methode nicht feststellen). Bedeutsam hingegen sind die Unterschiede in Bezug auf die chalkophylen Elemente. Die ältere Generation enthält: Fe, Mn, Zn, Sb, Cd (angeordnet nach abnehmendem Gehalt); die jüngere Generation weist ausser einem wesentlich geringeren Gehalt an Fe die übrigen Elemente überhaupt nicht, oder nur spurenweise auf. Diese Feststellung zeigt auf eine Verschiedenheit der Vorgänge, die zur Entstehung der jüngeren Schwefelgenerationen geführt haben. Der verschiedene Gehalt an chalkophylen Elementen im Schwefel beider Generationen, mag durch die Aenderung des Chemismus der Zuflusslösungen hervorgerufen worden sein, oder aber er kann auch eine Folge einer einfachen Verlagerung des Schwefels, beispielsweise durch heisses Wasser, sein, wobei es zu einer unerlässlichen Verarmung des jüngeren Schwefels an chalkophylen Elementen gekommen ist. Das mikroskopische Studium der nächsten Nachbarschaft der Aederchen und der fortlaufend entfernteren Gesteinsteile hat in diesen Gesteinen keinerlei Auswirkungen oder Unterschiede erkennen lassen, die Lösungen hervorgerufen hätten, die durch Risse durchgedrungen wären und den Schwefel herangetragen hätten. Ich neige daher der Anschauung zu, dass es vornehmlich nur heisses Wasser war, das den Schwefel der jüngeren Generation verlagert hat.

Aus dieser Beobachtung aber folgt der Schluss, dass das Stadium der Solfatarentätigkeit, das der letzten Vulkanexplosion folgte, durch das dominierende Uebergewicht von heissem H_2O über H_2S charakterisiert war.

Pyrit

In Dünnschliffen tritt dieser Pyrit einmal als kleinste Körnchen (0,007 mm) auf, die in der Grundmase fein verteilt sind, dann wieder an Magnetitstellen, der bei der magmatischen Resorption der farbigen Komponenten entstanden ist, sodann als feinste unregelmässige Aederchen in porphyrischen Einsprenglingen und schliesslich als kleinste Aederchen, die das Gestein durchkreuzen.

Die genaue Erhaltung der Lage des ursprünglichen Magnetits, der aus farbigen Kom-

ponenten (bei Erhaltung auch der Formen der Korrosionskanäle) entstanden ist — und der heute durch Pyrit ersetzt erscheint, bezeugt, dass in erster Linie das Fe des Magnetits und zwar auch der Grundmasse mit dem S des Schwefelwasserstoffs die Entstehung von Pyrit zur Folge gehabt hat.

$$Fe_3O_4 + 6\,H_2S + 9\,O_2 \longrightarrow Fe_3O_4 + 6\,SO_2 + 6\,H_2O$$
$$Fe_3O_4 + 6\,SO_2 + 6\,H_2O \longrightarrow 3\,FeS_2 + 8\,O_2 + 6\,H_2O$$
$$(Fe_3O_4 + 6\,H_2S + O_2 \longrightarrow 3\,FeS_2 + 6\,H_2O).$$

Der Grund, warum in diesen Gesteinen eine grosse Menge Pyrit vorhanden ist, ist nicht in der Notwendigkeit des Zutritts von Fe zu suchen, sondern ist eine Folge der angeführten Reaktion, da wir aus 1 gr Magnetit ungefähr 1,5 gr Pyrit erhalten. [d. i. annähernd auch 1,5 ccm Pyrit (h = 5,1) bei h = 5,0 Magnetit]. Sodann hat, — wie wir berets angeführt haben, — vor allem die Alunitisierung, die zur vollständigen Desintegration der farbigen Komponenten geführt hat, deren Gehalt an Fe für die Bildung weiteren Pyrits frei gemacht.

Was den Gehalt an anderen Elementen angeht, habe ich nicht feststellen können, dass die Pyrite verschiedener Generationen bemerkbare Unterschiede aufweisen, woraus man auf einen verhältnismässig einheitlichen Charakter der chemischen Prozesse schliessen kann, bei denen es zu ihrer Bildung gekommen ist. Sie enthalten regelmässig: Mn, Cu, Zn, Ag, Pb, Sn (angeordnet nach fallendem Anteil).

Hauerit wurde immer in intensiv zersetzten Gesteinen aufgefunden, bei denen die ursprünglichen Mineralien vollständig desintegriert sind, so dass wir berechtigterweise annehmen können, dass das Mn des Hauerits vornehmlich dem Diopsid — Hedenbergit entstammt. Die Entstehung von Hauerit können wir analog, wie die Entstehung von Pyrit erklären.

V. Schlussfolgerung

Auf Grund der angeführten Beobachtungen und der Teildeduktionen darf ich folgende Schlussfolgerung vorlegen:

1. Der neogene Vulkanismus in der weiteren Umgebung von Vígľašská Huta ist in einigen stark explosiven Zyklen verlaufen, die durch lange Pausen von Vulkanruhe abgeteilt waren. Die Exhalationen waren bei Vígľašská Huta an einen der parasiten Krater gebunden; dagegen bei den Gemeiden Stožok — Klokoč an tektonische Linien.

2. Die Exhalationen bei Vígľašská Huta wurden mit Sicherheit aus dem letzten Eruptionszyklus stammend festgestellt. Sie begannen mit dem Fumarolen-Stadium (H_2S + + H_2O = Dämpfe), das vor der letzten Vulkaneruption bis in das niedrig temperierte Stadium übergegangen ist; damals ist es zur Bildung der älteren Schwefelgeneration gekommen.

Die letzte Vulkaneruption von stark explosivem Charakter hat die Zertrümmerung der Exhalationsprodukte hervorgerufen und Brekzien entstehen lassen.

Die unmittelbar nach der Eruption folgende Solfatarentätigkeit war durch das Uebergewicht von heissem Wasser über H_2S charakterisiert. In diesem Stadium enstand der Schwefel der jüngeren Generation.

Die Unterschiede in den Bedingungen der Entstehung des älteren und jüngeren Schwefels kommen in der Verarmung des jüngeren Schwefels am chalkophylen Elementen zum Ausdruck.

3. Die Entwicklung der Andesite im hydrothermalen Stadium verlief
   bei höheren Temperaturen:
   a) Saussuritisierung ⟶ Uralitisierung ⟶ Biotitisierung;
   bei niedrigeren Temperaturen:
   b) Serizitisierung ⟶ Propylitisierung ⟶ Kaolinisierung ⟶ Alunitisierung.

6. VI. 1955.

Geologisches Institut Dionys Štúr's,
Bratislava

Erläuterungen zu den Bildern

Tabelle I.

Bild 1. Relikte magmatisch korrodierter farbiger Komponenten, die hinsichtlich ihrer Lage auf das genaueste durch feinen Magnetit und Pyroxen (?) bei jüngerer magmatischer Resorption ersetzt sind. Deutlich sind auch Korrosionskanäle und Anschmelzungen von Individuen.
100 × Vergrösserung, ohne Nicol. Photo Dr. Gašperík.

Bild 2. Relikte farbiger Komponenten, die durch magmatische Resorption in ein Gemisch von feinem Magnetit und Pyroxen (?) ersetzt sind. Zum Unterschied von dem auf Bild 1. dargestellten Sachverhalt ist es in diesem Fall zu einer lokalen Bewegung der Andesitmasse gekommen, wobei eine „Verschleppung" des Magnetits und Pyroxens (?) auf der Basis eingetreten ist. Im Zentrum des Fadenkreuzes behält die Anhäufung von Magnetit und Pyroxen (?) noch annähernd die ursprüngliche Entstehungslage.
100 × Vergrösserung, ohne Nicol. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle II.

Bild 1. Solfatarenfelder an den Osthängen des Austurhálsgebirges (Halbinsel Reykjanes — Island) im Vordergrund ein Teil des Maars, ausgefüllt durch den See Graena.
Photo Dr. Kuthan,
Bild 2. Adernetz, entstanden durch den Durchbruch thermaler Quellen entlang den Gesteinsrissen. Fussgebiet des Austurhálsosthanges bei Krisuvík. Photo Dr. Kuthan.

Tabelle III.

Bild 1. Das Solfatarenfeld, das sich am Austurhálshang erstreckt, hat ein Uebergewicht von Gasexhalationen. Photo Dr. Kuthan.
Bild 2. Die Solfatarenfelder, die im Tal Kliefar entwickelt sind, zeigen sich vornehmlich durch den Austritt heisser Wässer gezeichnet.
Der Krater eines Schlammvulkans in Tätigkeit. Photo Dr. Kuthan.

Tabelle IV.

Bild 1. Detail eines kleinen Schlammvulkans beim See Graena. Photo Dr. Kuthan.
Bild 2. Heisswasserbehälter im Nordteil des Solfatarenfeldes im Tal des Kliefar-Sees.
Photo Dr. Kuthan.

Tabelle V.

Bild 1. Wammenartige Textur. Photo Dr. Gašperík.
Bild 2. Gürtelartige Textur. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle VI.

Bild 1. Netzartige Textur. Photo Dr. Gašperík.
Bild 2. Pseudobrekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle VII.

Bild 1. Scharfkantige brekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.
Bild 2. Mässig abgerundete brekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle VIII.

Bild 1. Brekzienartige und pseudobrekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.
Bild 2. Brekzienartige und pseudobrekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle IX.

Bild 1. Brekzienartige, pseudobrekzienartige und wammenartige Textur.
Photo Dr. Gašperík.
Bild 2. Scharfkantige und abgerundete brekzienartige Textur. Photo Dr. Gašperík.

Tabelle X.

Bild 1. In der Bildmitte eine Anhäufung von Quarzkörnern, die die Füllräume zwischen den Mineralien ausfüllen.
200 × Vergrösserung, Nicol + Photo Dr. Gašperík.

Bild 2. In der Bildmitte Kalzit (a), der Körnern von älterem (b) Quarz aufsitzt; der jüngere Quarz (c) weist eine idiomorphe Umgrenzung auf,
200 × Vergrösserung, Nicol + Photo Dr. Gašperík.

Tabellen XI.

Bild 1. Rekristallisierter Opal von die Grundmasse ersetzenden Andesiten.
200 × Vergrösserung, Nicol + Photo Dr. Gašperík.

Bild 2. Quarz, entstanden aus Opal mit erhaltenen Relikten von koloformer Struktur.
200 × Vergrösserung, Nicol + Photo Dr. Gašperík.

Tabelle XII.

Bild 1. Kaolinisierter Andesit mit erhaltener Struktur. Feldspate durch Analzim ersetzt.
200 × Vergrösserung. Nicol //. Photo Dr. Gašperík.

Bild 2. Kaolinisierter Andesit mit erhaltener Struktur. Feldspate ersetzt durch Analzim.
200 × Vergrösserung. gekreuzte Nicol + Photo Dr. Gašperík.

ANTON BIELY

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII OKOLIA DOBŠINEJ

(1 mapa, ruské a nemecké resumé)

V rámci výskumného plánu v mesiacoch september, október a november r. 1954 robil som terénny výskum územia medzi horným tokom Dobšinského potoka a Königsbergom. Územie geograficky patrí Spišsko-gemerskému rudohoriu, južnému okraju Stratenskej hornatiny. Geologicky patrí západnej časti severogemeridnej synklinály. Časť územia v hornom údolí Dobšinského potoka, tzv. Föderata sériu všeobecne pričleňujú k veporidám a považujú ju za koreňové mezozoikum subtatranských príkrovov.

Orograficky študované územie má horský ráz. Najvyššie miesto hrebeň Schwarzenberg dosahuje nadmorskú výšku 1151 m. Relatívna výška kopcov je až 500 m. Ako celok tvorí však územie dlhú pozorovateľnú zníženinu medzi dolomito-vápencovými komplexmi Stratenskej hornatiny a paleozoickými sériami gemerid. Je to zapríčinené pomerne ľahkým rozpadom mäkkých verfénskych hornín. Hranica verfénskych vrstiev a dolomito-vápencového komplexu sa morfologicky uplatňuje po celej dĺžke mapovaného územia.

Hydrograficky naše územie patrí povodiu Slanej a Hornádu. Do Slanej je odvodňované Dobšinským potokom. Gelnickým potokom-Hnilcom je odvodňovaná väčšia časť terénu. Tento priberá všetky menšie potoky, ako Floren Seifen, Bielu Vodu a pod.

Študované územie je budované súvrstvím, ktoré patrí ku geologickej jednotke gemerid. Tzv. Föderata séria v hornom údolí Dobšinského potoka je považovaná za sériu veporidnú. Opíšem preto zvlášť gemeridné súvrstvie, ktoré tvorí vlastnú výplň severogemeridnej synklinády a zvlášť „Föderata sériu" v hornom údolí Dobšinského potoka.

I. GEMERIDNÉ SÚVRSTVIE

V našom území sme mohli odlíšiť tieto útvary:

A. spodný karbón?: fylit-diabázová séria, B. vrchný karbón: zlepence, pieskovce a bridlice, C. permské súvrstvie, D. trias, 1. verfénske súvrstvie-spodný trias, 2. vápencovo-dolomitické súvrstvia-stredný trias.

A. Fylit-diabázová séria. Fylit-diabázová séria lemuje južný okraj severogemeridnej synklinály. V prevažnej väčšine je budovaná metamor-

fovanými diabázami. Menej hojné sú chloritické a chloriticko-sericitické fylity. Južne od Schwarzenbergu, kde fylit-diabázová séria tvorí úzky klin medzi karbónom a zlepencami verukána, vyskytujú sa tiež čierne grafitické fylity.

V území medzi Hopfgartenbergom a Stadbergom vystupujú amfibolity, ktoré Woldřich považuje za metamorfný facies dobšinského gabra a považuje ich za jeho apofýzu. J. Kamenický amfibolity z oblasti Hopfgartenbergu tiež považuje za metamorfný facies dobšinského gabra. Podľa neho však amfibolity netvoria apofýzu, ale sú zavrásnené do fylit-diabázovej série. V mape, ktorú som vyhotovil, nie sú amfibolity odlíšené od fylit-diabázovej série, pretože toto členenie by pri riešení stratigrafických a tektonických pomerov severogemeridnej výplne ničím neposlúžilo. Výskyty amfibolitov som tiež zistil severne od Lanyiho huty na styku bazálnych zlepencov verukána a fylit-diabázovej série.

B. Karbónske súvrstvie v našom území možno sledovať v najzápadnejšej časti územia od Schloser-Hannes-Grundu až k Mlynkám. Spolu s verukánom vystupuje v prerušovanom pruhu uprostred fylit-diabázovej série. Južne od Schwarzenbergu je karbónske súvrstvie budované pevnými kremitými zlepencami šedej farby, sľudnatými šedými pieskovcami a jemnými grafitickými bridlicami. V oblasti Mlyniek je vyvinutý len vrchný oddiel karbónu piesčito-bridličnatý, kým bazálne zlepence a karbonátový oddiel, ktorý poznáme z oblasti Jeruzalembergu a Guglu chýba. Karbonátový oddiel v Mlynkách predstavuje sideritové metasomatické ložisko. Spracovaním karbónskeho súvrstvia som sa podrobne nezaoberal.

C. Perm. Najväčšiu pozornosť som venoval permskému útvaru. Je vyvinutý vo fácii verukána. Verukáno v našom území tvorí bezprostredné položenie mezozoika Stratenskej hornatiny. Po petrografickej stránke sa podobá verfénskym vrstvám. Je to súvrstvie pestrých bridlíc, pieskovcov a zlepencov. Petrografická podobnosť verukána a verfénskych vrstiev spôsobuje na niektorých miestach ťažkosti pri vedení hranice medzi nimi. Tam, kde nad bridlicami verukána vystupujú červené bridlice verfénu, vedieme hranicu často konvencionálne.

Verukáno v gemeridách má veľké rozšírenie. Oddávna bolo predmetom štúdií, lebo v ňom sú mnohé rudné žily, ktoré boli a ešte aj dnes sú exploatované.

Jednu z prvých správ o verukáne podal D. Štúr r. 1869. V Spišsko-gemerskom rudohorí poznal osobitnú sériu suchozemského vývinu a začlenil ju k permu. Pomenoval ju „Rotliegende série". V nadloží tejto série uvádza červené bridlice, ktoré považoval za verfénske. Po D. Štúrovi je rad geológov, ktorí permské súvrstvie stratigraficky nesprávne zaraďujú, napr. Uhlig (1903) do karbónu, Woldřich (1912) do devónu a pod.

V novšej dobe Zelenka a Matějka (1927) potvrdili Štúrov názor a jeho „Rotliegende série" premenovali na „Červenú sériu". Rozlozsnik (1935) a Wachtl-Stejskal (1935) verukáno člení už na zlepence a bridlice. Rad geológov sa pokúša o jeho oddelenie od verfénskych vrstiev, najmä po Šufovom náleze verfénskej fauny v Kobeliarove. Kritériá pre toto členenie stanovil Maheľ (1950). V ďalších prácach Maheľ rozčlenil stratigrafiu verukána a verfénu. Pritom v komplexe verukána odlíšil tri vývviny: vývin bazálnych zlepencov, porfyroidový a bridličnatý vývin. Vo verfénskych vrstvách odlíšil dva oddiely: spodnejší vývin zlepencovo bridličnatý, ktorý budujú horniny svojou petrografickou povahou blízke verukánu bridličnatého vývinu a vrchnejší vývin, ktorý predstavujú doskovité vápnité sliene a slienité vápence. Zo slieňov uvádza *Myophoria costata* (Zenk.), ktorá určuje kampilský vek.

M. Ivanov (1954) v okolí Krompách, Kluknavy a Žakaroviec v komplexe verukána odlíšil: spodný horizont zlepencový, stredný horizont pelitický a vrchný horizont zlepencový.

Tohoročné štúdie v najzápadnejšej časti severogemeridnej synklinály dovoľujú nám doterajšie členenie v detailoch spresniť a doplniť. Ďalej opíšem priestorové rozloženie a charakter jednotlivých oddielov verukána a verfénu.

V študovanej oblasti možno vo verukáne odlíšiť a dobre charakterizovať tieto horizonty:

a) bazálne zlepence, b) pestré jemnozrnné droby, pieskovce, drobové bridlice a bridlice, c) kremité porfýry a ich tufy, d) kremence, e) zlepence s valúnmi kremitých porfýrov.

a) Pruh bazálnych zlepencov možno sledovať po celej dĺžke mapovaného územia. Šírka pruhu z miesta na miesto kolíše. Najväčšiu šírku dosahuje na hrebeni Schwarzenberg (až 1000 m). Na západ smerom k Eltersteinu bazálne zlepence náhle vyklinujú medzi karbónskym súvrstvím a pieskovcovo-drobovo-bridličnatým oddielom verukána. Smerom na východ severne od kóty 964 (Stempelscheuer B.) sa pruh zlepencov nápadne rýchle zužuje, stáča sa na sever a opäť na východ, kde pokračuje k Bielym Vodám na Königsberg a ďalej na severovýchod až do oblasti Veľkého Muráňa. Táto rýchla zmena mocnosti bazálnych zlepencov je ľahko pochopiteľná, keď uvážime, aký facies nám tieto predstavujú. Bazálne zlepence sú suchozemským sedimentom, ktorý vypĺňa vnútrohorské depresie, tieto zarovnávajú povrch a pripravujú ho pre širšiu morskú transgresiu.

Petrografický charakter bazálnych zlepencov je pomerne stály v celej dĺžke územia, hoci vplyvom metamorfózy nadobudol čiastočne iný vzhľad. Vplyv podložia sa v zlepencoch prejavil na málo miestach. V oblasti kóty 1149,2 (Schwarzenberg) sú zlepence tmavofialovej farby, veľmi hrubozrnné (v pravom slova zmysle by sa malo hovoriť o brekciách,

pretože materiál je ostrohranný-neopracovaný. Keďže názov verukánske zlepence je zaužívaný, budem ho ďalej používať): Valúny dosahujú veľkosť 2—10 cm v priemere, väčšie sú zriedkavejšie. Najhojnejším materiálom sú fialové, ružovkasté, jemnozrnné až celistvé kremence. V takomto množstve sú prítomné ostrohranné úlomky mliečnobieleho kremeňa. Vzácne sú prítomné šedé kremence a bridlice, dosahujúce však veľké rozmery, až o veľkosti hlavy. Tvar úlomkov je pretiahnutý, okrúhly, platničkovitý a pod. Tmel zlepencov je piesčito-ílovito-drobový. Tmel v podstate je materiál ten istý ako hrubý detritus zlepencov, v porovnaní s ním je však veľmi jemnozrnný: Metamorfózu-zbridličnatenie nie je pozorovať.

Juhozápadným smerom k Untern Schwarzenbergu v zlepencoch pribúdajú úlomky grafitických bridlíc a pieskovcov karbónu, ktoré tu tvoria podložie. Toto je jedno z miest, kde možno pozorovať odraz podložia vo verukánskych sedimentoch. Úlomky fylit-diabázovej série som veľmi vzácne zistil na svahoch severozápadne od Lanyiho Huty.

V oblasti Bielych Vôd a Dediniek na fylit-diabázovej sérii neleží priamo verukáno vo fácii bazálnych zlepencov. Bázu verukána tu tvoria špinavo-červenofialové sericitické bridlice, ktoré majú v celej mase horniny roztrúsené až 0,5 mm, zriedka aj väčšie šupinky muskovitu a veľmi zriedka úlomok sericitickej bridlice. Mikroskopicky podstatnou súčiastkou sa javí kremeň, ktorého časť je silne undulózna a časť zháša normálne. Kremeň normálne zhášajúci má zriedka tvar korodovaných vyrastlíc kremitého porfýru. Hojný je muskovit v podobe drobných lupienkov. Veľmi zriedkavé sú úlomky sericitických bridlíc. Dosť hojnou súčiastkou je jemný, kremito-sericitický agregát, ktorý predstavuje asi felzitickú základnú hmotu kremitých porfýrov. Tmel je sericitický, presiaknutý železitou hmotou. Akcesórie sú chlorit a zirkón. Štruktúra tejto sericiticko-drobovej bridlice je blastopsamitická. Nad bridlicami, ktoré sú v šírke 15—20 m, vystupujú jemnozrnné brekcie. Ich farba je špinavozelenkastá, s fialovými škvrnami. Ostrohranný materiál brekcií pochádza z väčšej časti z fylit-diabázovej série. Dosť hojné sú tiež úlomky špinavohnedého kremenca a fialových bridlíc. Hrúbka úlomkov je ca 1 cm, zriedka aj väčšia. Smerom do nadložia brekcie sa stávajú jemnozrnnejšie a nadobúdajú charakter jemnozrnných drôb. Asi o 50 m k severu sa z tohto súvrstvia pribúdaním hrúbky zrna začína vyvíjať normálny zlepenec fialovo-ružovkastej farby, ktorý však nedosahuje veľkosť valúnov ako na Schwarzenbergu. Valúnový materiál veľkosti 3—5 cm je v prevažnej väčšine z kremeňa. Tmel je sericitický a jemnozrnný-drobový. V červenofialových zlepencoch sa vyskytujú asi 2 m mocné polohy zelenožltkastých jemnozrnných, veľmi pevných zlepencov, ktoré sú zložené z bieleho a ružovkastého kremeňa a zelenkastých sericitických fylitov.

Najlepšie odkryté bazálne zlepence sú severne od Prostredného

Hámru na ľavej strane Gelnického potoka. Je tu rad odkryvov, v ktorých je petrografický charakter zlepencov rovnaký. Zlepence sú hrubozrnné, šedofialovej farby, silne zbridličnatené a polymiktné. Obsah valúnov je takýto: biely kremeň, ružovkastý kremeň, biele a slamovožlté sericitické fility, fialové sericitické bridlice a zriedka ružovkastý celistvý kremenec. Tmel je sericitický a drobový. Valúny kremeňa sú obyčajne pretiahnuté do šošoviek. V týchto zlepencoch o veľkosti valúnov ca 1—4 cm sú polohy jemnozrnných drôb a drobných bridlíc. V hrubších zlepencoch sú tiež vložky zelenkastých jemnozrnných zlepencov, s ktorými južne od Palcmanovskej Maše sú združené tiež tenké polohy zelených a fialových sericitických bridlíc. Bridličnatosť sa kryje s vrstevnatosťou, čoho dôkazom sú paralelné vložky drôb a jemnozrnných zelenkastých zlepencov, pozdĺž bridličnatosti.

Ako vidieť, zlepence majú v celej dĺžke územia pomerne rovnaký ráz, čo sa týka obsahu valúnov. Rozličný je však stupeň dislokačnej metamorfózy, vplyvom ktorej sa charakter horniny do značnej miery mení. Farebné tóny zlepencov sú snáď sčasti výsledkom dislokačnej metamorfózy. Tlakovým účinkom sa pôvodná ílovitá súčasť, ktorá tvorí tmel, mení v sericit, železo prítomné vo forme hydroxydov sa mení v magnetit, čím stráca farbiacu schopnosť. Preto horniny pribúdaním metamorfózy sa stávajú svetlejšie fialové, ružové a miestami až zelenkasté. Zároveň horniny nadobúdajú bridličnatú textúru a lesk metamorfovaných hornín.

Rôznofarebnosť hornín nemožno však pripisovať len účinkom dislokačnej metamorfózy. Vplyv dislokačnej metamorfózy obyčajne pozvoľna vyznieva, kým v našom prípade nachádzame ohraničenie farebných odtieňov ostré a prakticky nikde nemožno pozorovať pozvoľný prechod fialovej farby do zelenej.

b) Pestré droby, pieskovce, drobové bridlice a bridlice vystupujú v pruhu severozápadne od bazálnych zlepencov. Šírka pruhu je v celom priebehu menlivá a juhozápadne od Dobšinskej Maši úplne chýba. V celom území nie je takmer žiadny odkryv, kde by sa bližšie dal študovať charakter súvrstvia, vzájomné vzťahy drôb, pieskovcov a pod.

Jemnozrnné droby sú v podstate to isté čo zlepence a líšia sa od nich len svojou zrnitosťou a kvantitatívnym pomerom jednotlivých komponentov. Droby a drobové bridlice obsahujú okrem toho aj veľa materiálu kremitých porfýrov. V oblasti Rabenbadu a Schwarzenbergu majú droby a drobové bridlice tento charakter: hornina je červenofialovej farby, miestami s ľahkým šedým nádychom. Makroskopicky rozoznávame kremeň, úlomky sericitických bridlíc a šupinky sericitu. Je mierne bridličnatá, čím nadobúda hodvábny lesk. Mikroskopicky podstatnou súčiastkou je kremeň dvojakej povahy. Časť kremeňa je v podobe ostrohranných, silne undulóznych úlomkov. Ďaleko väčšiu prevahu má kremeň, spravidla vo forme izometrických zŕn, veľmi zriedka slabo undu-

lózny. Niekedy je kremeň uprostred jemného, kremito-sericitického agregátu a vtedy na ňom možno pozorovať zálivy vzniknuté magmatickou koróziou. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o kremeň z vyrastlíc kremitých porfýrov a jemný, kremito-sericitický agregát predstavuje felsitickú základnú hmotu kremitých porfýrov. Zriedka sa uprostred poslednej nájde vyrastlica oligoklasu, obyčajne sericitizovaná. Ďalšou podstatnou súčiastkou sú úlomky sericitických bridlíc, ktoré majú mikrolepidoblastickú štruktúru a niekedy sú jemne zvráskované. Akcesórie sú zirkón a chlorit. Za svoju farbu vďačí hornina hojným šmuhám limonitu a hematitu. Štruktúra je blastopsamitická.

V oblasti Königsbergu, čiže o niekoľko km východnejšie, majú drobovobridličnaté horniny verukána v podstate ten istý petrografický ráz, avšak iba makroskopicky. Detritus v horninách nepochádza z takej veľkej časti z kremitých porfýrov (kremito-felzitická základná hmota). Tieto pomery sa dajú vysvetliť jedine paleogeograficky. V tejto oblasti na povrchu nebol zaznamenaný žiaden výskyt kremitých porfýrov.

Pieskovce sú vzhľadom na droby menej polymiktné. Zložené sú prevažne z kremeňa a málo živca tmeleného sericitom a hojnou železitou substanciou. Niektoré odrody bridličnatého pieskovca sú bohaté na tmel a pribúdajú v nich veľmi jemné šupinky muskovitu. Drobné úlomky bridlíc sú zriedkavé. Pieskovce pribúdaním tmelu a zmenšovaním veľkosti úlomkov kremeňa prechádzajú do bridlíc a drobových bridlíc.

Odlišný vývin bridličnatého verukána je na ľavej, čiastočne aj na pravej strane jazera pri Dedinkách (tu aj bazálne verukáno je odlišnejšie ako v ostatnom území. Už sme sa o tom zmienili).

Za zlepencami nasledujú tmavofialové bridlice, s vložkami špinavozelených rozpadových bridlíc, drobových bridlíc, drôb a jemnozrnných zlepencov. Malé plochy úlomkov špinavozelených ílovitých bridlíc sú miestami potiahnuté zelenkastými chloritovými povlakmi. Toto súvrstvie je podobné verfénskemu, avšak prítomnosť drôb a zlepencov hovorí za to, aby sme ho pričlenili k verukánu.

c) Kremité porfýry vystupujú v súvislom pruhu uprostred bridličnato-drobového oddielu verukána. Možno ich sledovať od kóty 1058 (Rabenbad) až ku kóte 971 a najvýchodnejšie sú v údolí Floren Seifen. Na žiadnej mape ani v žiadnej zprávе neboli dosiaľ kremité porfýry z nášho územia konštatované. Rozlozsnik (1935) a Vachtl — Stejskal (1935) ich uvádza len ako valúny v zlepencoch. Kremité porfýry sú rôzneho habitu: jemnozrnné až celistvé, iné zreteľne zrnité s vyrastlicami kremeňa a rozložených živcov. Miestami sú sprevádzané tufmi. Farebný odtieň varíruje tak ako habitus. Najhojnejšie sú zelenej, tmavofialovej, ružovkastej a šedofialovej farby. Okrem tohto súvislého pruhu možno zistiť kremité porfýry a ich tufy v podobe tenkých polôh, uprostred bridlíc verukána, ktoré kartograficky nemožno odlíšiť.

Najrozšírenejším typom kremitých porfýrov sú horniny, ktoré by sme

mohli opísať takto: hornina je zelenkastej farby, strednozrnná a jemnozrnná. Na čerstvom lome vynikajú vyrastlice vodovofarebného kremeňa a biele, prípadne žltkasté vyrastlice živca. Základná hmota je felzitická. Odlučnosť má nepravidelnú, plochy lomu sú nerovné, hrany ostré.

Mikroskopicky podstatnou súčiastkou je kremeň v podobe alotriomorfných korodovaných vyrastlíc, uprostred felzitickej základnej hmoty. Zriedka má obrysy pôvodnej bipyramídy. Menej hojné ako kremenné vyrastlice sú xenomorfné vyrastlice živca. Hodnoty namerané metódou symetrickej zóny zodpovedajú oligoklasu. Vzácny je živec draselný. Sericitizácia u niektorých indivíduí je veľmi pokročilá. Základná hmota je veľmi intímna zmes kremeňa a živca. V niektorých partiách sú živce základnej hmoty zmenené v sericit a ich bázicitu pre jemnozrnný ráz nebolo možné určiť. Akcesoricky prítomné sú šupinky muskovitu, apatit, zirkón, chlorit a ruda. Štruktúra je porfyrická.

V niektorých partiách vyrastlice živca majú prevahu nad kremennými vyrastlicami napr. na hrebeni Teichkammu. Kremité porfýry, ktoré tvoria iba tenké vložky uprostred bridlíc, sú obyčajne celistvé, so vzácnymi vyrastlicami a sú sprevádzané tufmi.

d) Verukáno vo fácii kremencov možno sledovať v súvislom pruhu, ktorý sa tiahne od kóty 943 na západ cez kótu 1151 až k Teichkammu, skoro až do údolia Schloser-Hannes-Grundu. Kremence tvoria mocnú polohu uprostred drobovo-bridličnatého oddielu verukána. Na niektorých miestach sú len ako malé vložky kartograficky neodlíšiteľné. V okolí kóty 943 sú kremence jemnozrnné až celistvé, prešľahané drobnými kremennými žilkami. Farba horniny sa čiastočne mení od žltej do hnedastej.

V oblasti kóty 1151 sa charakter kremencov javí takto: tesne na styku s bridlicami a tufmi verukána sú jemnozrnné, žltkastej farby, preniknuté tmavšími hnedastými šmuhami. Smerom na juh ku kóte 1151 im pozvoľna pribúda na hrúbke zrna. Hrúbka jednotlivých zŕn dosahuje veľkosť až 4—5 mm. Niekoľko metrov na juh sa kremence náhle menia v zlepence. Zdá sa, že kremence tu prechádzajú do zlepencov s valúnmi kremitých porfýrov.

Petrografický charakter kremencov z oblasti kóty 1151 je zhruba takýto: hornina je jemnozrnná až strednozrnná, masívnej povahy, veľmi pevná. Miestami má charakter jemnozrnných kremitých zlepencov. Farebný tón kolíše od svetlošedej do červenkastohnedej, ktorá je závislá od množstva rudnej substancie. Na niektorých miestach sú kremence prestúpené hustou sieťou kremenných žiliek, na ktoré sú viazané karbonáty a sulfidy. Odlučnosť je nepravidelná, lomné plochy sú nerovné, hrany ostré.

Mikroskopicky hornina pozostáva z čiastočne opracovaných-zaguľatených zŕn kremeňa. Časť kremeňa je viac, časť menej undulózna. Živce sa vyskytujú iba akcesoricky. Málo hojné sú zrná jemného,

kremito-sericitického agregátu, pravdepodobne felsitickej základnej hmoty kremitých porfýrov. Šmuhy limonitu, prípadne hematitu sú hojné. Akcesoricky prítomný je magnetit, pyrit, zirkón. Tmel horniny je kremito-sericitický. Tmelu je miestami toľko, že sa jednotlivé detritické zrná navzájom nedotýkajú. Štruktúra kremencov je blastopsamitická, textúra masívna.

e) Verukáno v oblasti Schwarzenbergu má svojho najsevernejšieho člena v úzkom, asi 3,5 km dlhom pruhu zlepencov. Pruh zlepencov začína v údolí Schloser-Hannes-Grundu a pokračuje do údolia Floren Seifen. Charakteristické pre tieto zlepence je, že obsahujú valúny kremitých porfýrov. Zlepence nemajú všade rovnaký charakter. Veľkosť valúnov z miesta na miesto sa mení. Mení sa aj percentuálne množstvo valúnov jednotlivých petrografických typov hornín.

V najzápadnejšej časti terénu je pruh zlepencov veľmi úzky a má tento charakter: na báze sú jemnozrnné zlepence, v ktorých sú ojedinelé úlomky tmavošedých kremitých porfýrov. Smerom k severu sú zelenkasté, jemnozrnné, prevažne zložené z kremeňa a prechádzajú až do žltohnedých kremencových hornín.

Pri údolí Floren Seifen majú zlepence hrubozrnnejší ráz a sú polymiktnejšie ako na západnom okraji verukána. Mocnosť zlepencov je tiež väčšia. Valúnový materiál je takýto: mliečnobiely kremeň tvorí ostrohranné a sčasti opracované úlomky o veľkosti až 2 cm, často pórovité, jemne ružový a fialový kremeň. Ich úlomky sú ostrohranné, zriedka čiastočne oválané, o veľkosti ca 2 cm. Šedý kremenec niekedy fialovej farby je jemnozrnný až celistvý. Dosahuje veľkosť 5 cm. Valúny kremenca sú obyčajne ostrohranné, no nájde sa dosť valúnov čiastočne opracovaných-zaguľatených. Tmavošedé bridlice, kremité bridlice (karbónske?) sú pomerne zriedkavé. Fialové bridlice a drobové bridlice sú dosť časté. Valúny kremitých porfýrov sú miestami hojné, inokedy zriedkavé. Niektoré valúny sú opracované, niektoré sú ostrohranné. Ich veľkosť je priemerne 3—4 cm. Zriedka sa vyskytujú valúny o veľkosti hlavy.

Opracovanosť materiálu je v porovnaní s valúnmi bazálnych zlepencov lepšia. Možno teda hovoriť o zlepencoch, kým bazálne zlepence verukána by sme mali nazývať brekciami.

Úzky pruh, dlhý asi 1,5 km, je južne od kóty 1151. Je v podloží kremencov. Zlepence tu majú hrubozrnnejší ráz ako v severnom pruhu. Pod nimi vystupujú kremité porfýry.

Krátky pruh zlepencov je na severozápadnom svahu Königsbergu nad potokom Biela Voda. Zlepence majú obyčajne jemnejšie zrno. Valúny kremitých porfýrov sú tmavofialovej až čiernej farby, s malými vyrastlicami kremeňa. Sú veľmi drobné, pomerne dobre opracované. Malé množstvo valúnov kremitých porfýrov sa dá vysvetliť tým, že južne od ich výskytu v súvrství verukána nikde neboli zistené polohy kremitých

porfýrov. Materiál posledných bol asi prinesený z ďaleka, po vode. Zaguľatenie valúnov by tomu nasvedčovalo.

Porovnávajúc zlepence na báze verukána so zlepencami v jeho najvyššej časti, zistíme takýto rozdiel:

1. Zlepence vrchného, severného pruhu obsahujú valúny kremitých porfýrov, kým v pruhu bazálnych zlepencov neboli zistené.
2. Zaguľatenie valúnov je v severnom pruhu časté, kým v bazálnych zlepencoch je iba ojedinelým zjavom.
3. Metamorfóza, zbridličnatenie zlepencov s valúnmi kremitých porfýrov je zriedkavým zjavom. Bazálne zlepence sú zbridličnatené veľmi často, najmä v tesnom susedstve fylit-diabázovej série.

D. Trias. 1. Verfénske vrstvy: tvoria súvislý úzky pruh v nadloží verukána. Môžeme ich sledovať od Schloser-Hannes-Grundu až po Königsberg. Miestami sú vyvinuté dva oddiely: a) spodnoverfénske a b) vrchnoverfénske súvrstvie. Všimnime si bližšie charakter a rozloženie jednotlivých oddielov.

a) Spodnoverfénske súvrstvie je budované červenými ílovitými, ílovito-piesčitými bridlicami, miestami s vysokým obsahom muskovitu, červenofialovými ílovitými, prípadne sericitickými jemnozrnnými pieskovcami, zelenými ílovitými bridlicami a jemnozrnnými zelenými, obyčajne sľudnatými pieskovcami. Vyššie vymenované horniny sa navzájom striedajú. Najčastejší a najtypickejší vývin spodného verfénu je v podobe červenofialových bridlíc s vložkami zelených doskovitých sľudnatých pieskovcov. Južne od Dankovej prevládajú červené ílovité bridlice, v oblasti Teichkammu zase zelené sľudnaté pieskovce. V oblasti Dediniek a Bielych Vôd je spodný verfén budovaný fialovými a zelenými ílovitými bridlicami s polohami rauwackov a zriedka s doskami zelených pieskovcov. V ceste z Dediniek na Biele Vody sú uprostred zelených bridlíc tenké vložky jemnozrnných svetlých, sericitických kremencov. Spodný verfén tu pozvoľna prechádza do vápnitých vrchnoverfénskych slieňov.

Nezvyčajný vývin spodnoverfénskych vrstiev môžeme pozorovať pri Dobšinskej Maši. Pod fialovými bridlicami vystupujú šedé až tmavošedé, ílovito-sericitické, miestami piesčité bridlice. Uprostred nich sú polohy zelených a fialových bridlíc. Zelené a fialové bridlice majú rovnaký petrografický charakter, až na jemný rudný pigment, ktorý spôsobuje fialovú farbu bridlíc. Pri zelených bridliciach je ruda iba akcesorická, kým pri fialových je podstatnou súčiastkou.

b) Vrchnoverfénske súvrstvie vystupuje v oblasti Dediniek a Bielych Vôd. V sedle medzi Dedinkami a Bielymi Vodami zelené ílovité bridlice spodného verfénu prechádzajú v žltkasté doskovité vápence, miestami s ružovohnedým nádychom, ktoré sú v tesnom podloží aniských svetlých vápencov. Verfénske slienité vápence obsahujú klastickú sľudu a zrnká kremeňa. Vo vápencoch sú polohy slienitých bridlíc,

v ktorých sú drobné šošovkovité polohy vápencov. Bridlice v zvetralom stave nadobúdajú hrdzavohnedú farbu. Severovýchodne od Bielych Vôd vrchnoverfénske súvrstvie je budované prevažne šedohnedými, vápnito-slienitými bridlicami, miestami s polohami slienito-piesčitých vápencov. Vápence majú najväčšie rozšírenie juhozápadne od kóty 886. Južne od Dankovej (od kóty 956) je uprostred spodnoverfénskych bridlíc úzky prúžok vrchnoverfénskych vápencov, na báze ktorých je miestami tenká plocha rauwackov.

2. Strednotriasové, vápencovo-dolomitické komplexy vystupujú severne od pruhu verfénskych vrstiev. Tieto horniny budujú vlastnú Stratenskú hornatinu a tvoria hlavnú masu výplne západnej časti severogemeridnej synklinály. Ich štúdiom som sa bližšie nezaoberal.

Tektonické poznámky

Mapované územie je časťou severogemeridnej synklinály a predstavuje jej južné krídlo. K starším členom severogemeridnej synklinály patrí fylit-diabázová séria, ktorej sklony sú sčasti k juhu, sčasti k severu. Práve takú pozíciu má aj vrchnokarbónske súvrstvie. K vlastnej synklinálnej výplni patrí verukáno, verfénske vrstvy a vápencovo-dolomitické komplexy stredného triasu Stratenskej hornatiny. Verukáno a verfénske vrstvy v oblasti Schwarzenbergu majú monoklinálny charakter. Sú pod stredným uhlom sklonené k severu a zapadajú pod vápencovo-dolomitické komplexy. Verukáno môžeme sledovať až k doline Schloser-Hannes-Grund, kde sa všetky jeho oddiely zbiehajú a k západu ďalej nepokračujú. Vystupuje po oboch stranách karbónu a má tu antiklinálny ráz. Na juhozápadnej strane karbónu sa k verukánu prikladá Föderata- mezozoikum, na severnej strane verfén a vyššie mezozoikum gemerid, ktoré pokračuje na Čuntavu.

Vo východnej časti územia v oblasti Königsbergu permské súvrstvia majú sklon k juhu. Južné krídlo synklinály je tu prevrátené a zapadá pod fylit-diabázovú sériu, prípadne pod karbón.

Spodnoverfénske vrstvy spolu s vrchnoverfénskymi slieňmi a slienitými vápencami zapadajú zväčša k severu pod vápence stredného triasu. Majú tektonický ráz mezozoických sérií, no miestami, severovýchodne od Bielych Vôd, osvojujú si tektoniku podložia. Zapadajú k juhu a tvoria úzku synklinálu v podloží verukána.

Verukáno od Bielych Vôd smerom na juhozápad k Lanyiho hute spolu s karbónom vystupuje tiež južne od okraja vlastnej synklinálnej výplne uprostred fylit-diabázovej série, kde tvorí úzku synklinálu prevrátenú k juhu. Krídla tejto synklinály sú tektonicky hodne redukované a celkové upadanie je k juhu, resp. k juhovýchodu.

II. FÖDERATA MEZOZOIKUM V HORNOM ÚDOLÍ DOBŠINSKÉHO POTOKA

Územie v hornom údolí Dobšinského potoka patrí k tzv. „Föderata sérii", ktorá sa tiahne severozápadne od Rejdovej, severovýchodným smerom do horného toku Dobšinského potoka. Tu sa stáča a má severozápadný smer. Tiahne sa cez Scheibu a Elterstein pod Čuntavu až ku Kotline a Besníku. Föderata mezozoikum v hornom údolí Dobšinského potoka má najúplnejší vývin a je pomerne málo metamorfované, kým ostatná časť je budovaná prevažne kremencami a rauwackmi.

Najprv uvediem stručný prehľad literatúry a potom podám výsledky tohoročného štúdia.

Už Illés (1902) konštatoval metamorfované vápence v okolí Dobšinej, neoddeľoval ich však od nemetamorfovaných vápencov, ktoré považoval za vrchnotriasové. Metamorfované mezozoikum z okolia Dobšinej spomína tiež Uhlig (1907). Rozlozsnik (1914) a (1935) v hornom údolí Dobšinského potoka odlíšil metamorfované vápence a pomenoval ich „Föderata séria". Poznajúc metamorfný charakter celej série, považoval ju za paleozoickú, nevylučoval však jej mezozoický vek. Föderata mezozoikum obsiahlejšie a detailnejšie rozviedol Schönenberg (1946). Riešil otázky stratigrafické a tektonické. Podal tiež petrografickú charakteristiku jednotlivých členov série. Vo Föderata mezozoiku rozlíšil tieto členy: a) spodnotriasové kremence, arkózové až jemnozrnné zlepence, b) pestré fylity, c) strednotriasové dolomity, d) vrchnojurské (malmské?) ružové a biele vápence, prechádzajúce v rauwack, e) spodnoneokomské ílovité bridlice a tmavé až čierne vápence, miestami s rohovcami.

Stratigrafické zaradenie jednotlivých členov predmetnej série vykonal na základe paralelizácie s inými vývinmi v jednotkách, odkiaľ je známe metamorfované mezozoikum. Pre paralelizáciu vzal mezozoikum tatríd, pričom možnosť porovnávania s mezozoikom tzv. severnej vápencovej zóny aj napriek jemu známej podobnosti vylučoval. Föderata mezozoikum považuje za obal kryštalinika tisoveckej zóny, cez ktorú sú presunuté gemeridné jednotky.

J. Kamenický (1951) Föderata mezozoikum študoval s priľahlým kryštalinikom veporíd a gemeríd a gemeridné mezozoikum Stratenskej hornatiny. Nové v jeho práci je to, že ružové a biele vápence Föderata mezozoika, ktoré Schönenberg kladie do jury, zaradil do stredného triasu, považujúc ich za vápence vettersteinského typu.

Maheľ (1955) bližšie rozoberá pomer Föderata mezozoika k severogemeridnému mezozoiku (Stratenskej hornatiny). Oba tieto vývíny mezozoika podľa neho javia úzke vzťahy stratigrafické aj tektonické. Rozdiel je len v spodnom triase. Je to však člen transgresívny, pri ktorom sa prejavuje vplyv podložia. Dosiaľ platiaci a uznávaný názor, že druhohorné komplexy Stratenskej hornatiny sú od Föderata mezozoika oddelené pre-

sunovou plochou, popiera. Namiesto toho hovorí, že Föderata mezozoikum miestami bez prerušenia prechádza do mezozoika Stratenskej hornatiny.

Moja štúdia mala vyriešiť problémy, ktoré už uviedol M a h e ľ, a síce:

1. Mala zistiť stratigrafickú polohu čiernych bridlíc a vápencov, ktoré M a h e ľ porovnáva s aniskými vápencami a bridlicami gemeríd, poukazujúc na ich veľkú menlivosť faciesu; zistiť, či je súvrstvie bridlíc a vápencov v nadloží dolomitov a v podloží svetlých a ružových vápencov, ako to uvádza M a h e ľ v gemeridách.

2. Mala zistiť charakter verfénskych fylitov v nadloží kremencov, ďalej prítomnosť karbonátového vývinu vo vrchnejších polohách verfénu, ktorý je v gemeridách taký častý.

3. Mala zistiť povahu svetlých a ružových vápencov, ich polohu v nadloží čiernych bridlíc a vápencov, porovnať ich so svetlými a červenými vápencami severogemeridnými, mala sledovať kvantitatívny pomer svetlých, šedých vápencov a červených vápencov, ďalej zistiť, či vo vrchných polohách týchto vápencov nie sú ekvivalenty ladinských vápencov wettersteinského typu , ktoré sú v gemeridách charakterizované Teutloporelami a vložkami tmavých škvrnitých vápencov.

4. Na základe nového stratigrafického poňatia moja štúdia mala riešiť tektonickú pozíciu a tektonický štýl Föderata mezozoika.

Pri geologickom mapovaní územia budovaného Föderata mezozoikom na severnom svahu D o b š i n s k é h o p o t o k a mohli sme odlíšiť tieto členy:

a) kryštalinikum tisoveckej zóny,
b) sériu fylitov s polohami metamorfovaných diabázov,
c) hrubozrnné a jemnozrnné až celistvé kremence,
d) pestré fylity,
e) bridličnaté vápence prechádzajúce v rauwacky,
f) tmavošedé až čierne dolomity prechádzajúce v rauwacky,
g) čierne bridlice a vápence, miestami s rohovcami, prechádzajúce v rauwacky,
h) svetlé a ružové vápence prechádzajúce v rauwacky.

Ako vidieť, členenie sa proti Schönenbergovmu rozšírilo o vrchnoverfénske bridličnaté vápence a zmenili sme zaradenie vrchnejších členov (Maheľ 1955).

a) K r y š t a l i n i k u m t i s o v e c k e j z ó n y je budované žulami, okatými rulami, pararulami a sericitickými svormi, vcelku kryštalinikom, ktoré je postihnuté mladšou dynamometamorfózou. Táto dynamická-dislokačná metamorfóza karpatská viedla k vzniku rôznych typov hornín, ako sú zbridličnatené žuly, diaftorizované pararuly, sericitické svory a horniny, tvoriace medzi nimi rôzne metamorfné-faciálne prechody. Tam, kde na kryštalinikú leží mezozoikum, je ono najviac dislokačne metamorfované, prirodzene aj samé mezozoikum.

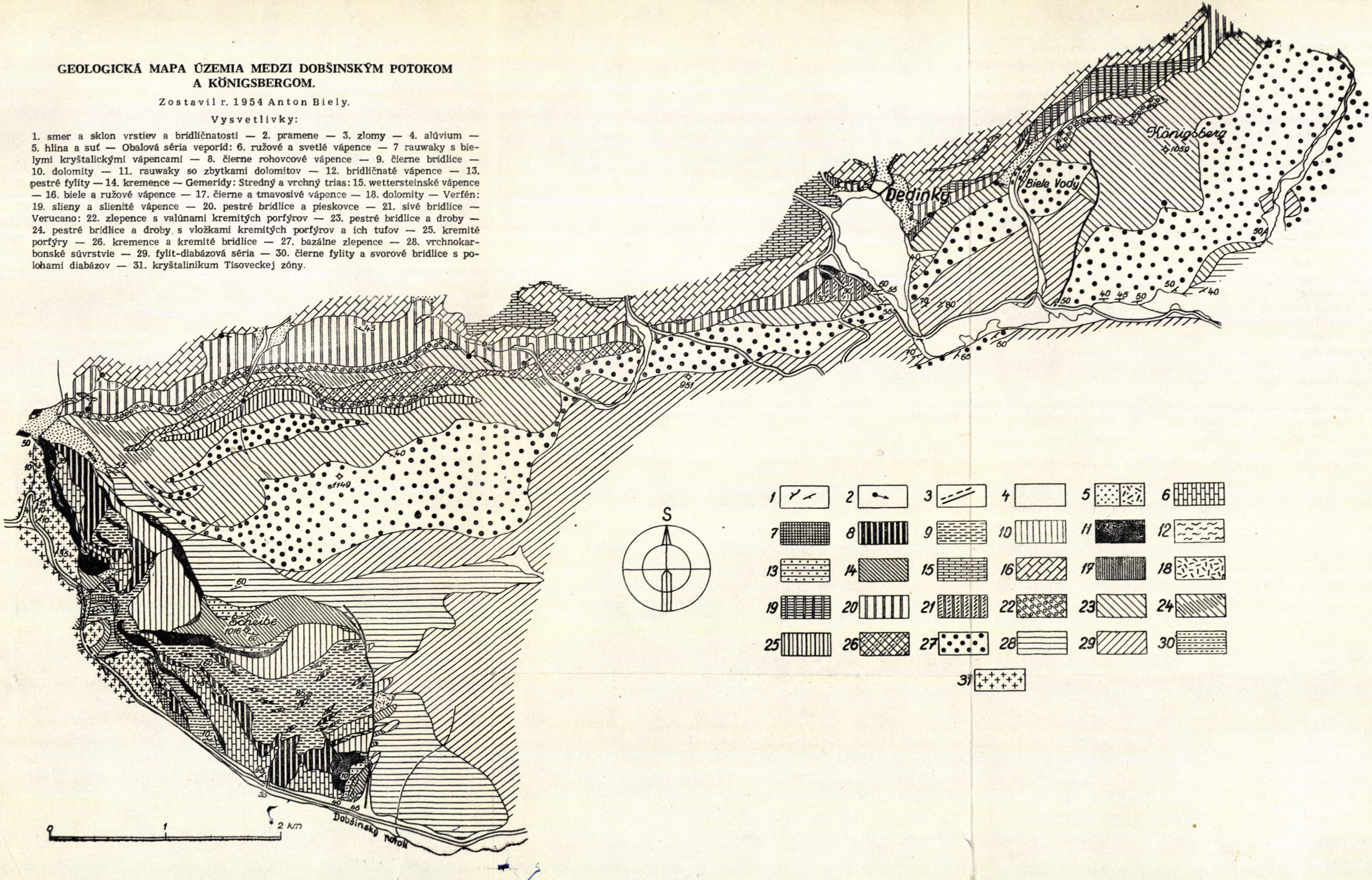
b) Ďalším paleozoickým členom v údolí D o b š i n s k é h o p o t o k a

GEOLOGICKÁ MAPA ÚZEMIA MEDZI DOBŠINSKÝM POTOKOM A KÖNIGSBERGOM.

Zostavil r. 1954 Anton Biely.

Vysvetlivky:

1. smer a sklon vrstiev a bridličnatosti — 2. pramene — 3. zlomy — 4. alúvium — 5. hlina a suť — Obalová séria veporíd: 6. ružové a svetlé vápence — 7 rauwaky s bielymi kryštalickými vápencami — 8. čierne rohovcové vápence — 9. čierne bridlice — 10. dolomity — 11. rauwaky so zbytkami dolomitov — 12. bridličnaté vápence — 13. pestré fylity — 14. kremence — Gemeridy: Stredný a vrchný trias: 15. wettersteinské vápence — 16. biele a ružové vápence — 17. čierne a tmavosivé vápence — 18. dolomity — Verfén: 19. sliene a slienité vápence — 20. pestré bridlice a pieskovce — 21. sivé bridlice — Verucano: 22. zlepence s valúnami kremitých porfýrov — 23. pestré bridlice a droby — 24. pestré bridlice a droby s vložkami kremitých porfýrov a ich tufov — 25. kremité porfýry — 26. kremence a kremité bridlice — 27. bazálne zlepence — 28. vrchnokarbonské súvrstvie — 29. fylit-diabázová séria — 30. čierne fylity a svorové bridlice s polohami diabázov — 31. kryštalinikum Tisoveckej zóny.



séria fylitov a metamorfovaných diabázov. Rozlozsnik z tejto série opísal sericitické, grafitické a chloritické fylity, s polohami kremenca a iných hornín. Značný podiel na stavbe tejto série majú podľa Rozlozsnika tiež zelenokamene. Schönenberg sériu fylitov a zelenokameňov pomenoval ako „Glimmerschiefer — Grünstein série". Okrem hornín, ktoré opísal Rozlozsnik, uvádza jemnošupinkasté svory a jemnozrnnú rulu združenú so svorom. J. Kamenický túto sériu kartograficky neodlíšil a pričlenil ju ku katakryštaliniku tisoveckej zóny.

Predmetná séria začína asi 250 m severozápadne od starej železiarne. V podloží rauwackov a vápencov a v nadloží kryštalinika tisoveckej zóny ide na severozápad a možno ju sledovať až ku kóte 684. Neleží všade priamo na katakryštaliniku, ale miestami je medzi nimi úzky pruh kremencov, rauwackov, prípadne bielych a čiernych kryštalických vápencov, čiže je uprostred „Föderata série". Táto séria je budovaná tmavými šedými grafitickými fylitmi, sericiticko-chloritickými fylitmi a jemnošupinatými svormi. Jemnošupinaté svory som zistil na báze tejto série na jednom mieste, inde sa nevyskytujú. Oproti fylitom svory sú bohatšie na muskovit, ináč nie je medzi nimi rozdiel. Dosť hojné sú v tejto sérii zelené horniny, ktoré opísal už Rozlozsnik. Makroskopicky sú to horniny veľmi jemnozrnné, masívne, inokedy doskovité, skoro bridličnaté. Odlučnosť je nepravidelná, plochy nedokonalej bridličnatosti sú nerovné, hrany ostré. Farba je špinavotmavozelená, niekedy svetlejších odtieňov. Niekedy sa zriedka vyskytujú žilky kalcitu. Vápenec však miestami uprostred našich zelených hornín tvorí väčšie šošovky. Mikroskopicky pozostáva z chloritu, ktorému hornina vďačí za svoju zelenú farbu. Okrem chloritu zelenú farbu spôsobuje prítomný zelenkastý, slabo pleochroický amfibol-aktinolit. Hojnou súčiastkou je epidot. Živec tvorí zrná rozsiate po celej hornine. Kremeň tak ako živec je rozsiaty po celej mase horniny. Karbonáty tvoria nepravidelné zhluky. Akcesoricky prítomné sú zrnká rudy. Štruktúra je lepidoblastická. Hornina svojím minerálnym zložením a štruktúrou zodpovedá metamorfovaným diabázom. Vzácne sú po celej sérii kúsky vápencových hornín, ktoré pravdepodobne tvoria tenké vložky uprostred fylitov alebo diabázov. Podľa charakteru hornín a polohy tejto série súdim, že je to fylit-diabázová séria, vystupujúca na severnom okraji gemeríd.

c) Kremence sú najspodnejším členom Föderata mezozoika. Najväčšie rozšírenie majú na vrchu Scheibe, kde tvoria asi 300 m široký pruh, pretiahnutý v smere V—Z. Kremence v okolí kóty 684 ležia priamo na kryštaliniku a pri bývalej vysokej peci sú pod karbónskymi bridlicami. V doline Nicl-Hannes-Grund spolu s diabázom tvoria šupiny uprostred karbónskych bridlíc. Kremence sú svetlé, väčšinou bridličnaté. Sú prestúpené početnými kremennými žilami, obyčajne tenkými. Uprostred nich sa pomerne zriedka vyskytujú tenké vložky zelenkastých fylitov. V lome južne od kóty 684 sú v kremencoch drobné vložky šedých

sericitických fylitov. Charakter kremencov nie je po celom území rovnaký. Sú to druhy zrnitejšie aj jemnozrnitejšie, viac aj menej bridličnaté. Rozdielnosť je spôsobená jednak primárne, čiže pri sedimentácii, jednak sekundárne, vplyvom metamorfných účinkov. Najintenzívnejšie zbridličnatené kremence sú na styku s katakryštalinikom, kým na Scheibe sú menej zbridličnatené. Pôvodne to bol arkózový pieskovec, pri ktorom obsah živcov podľa Schönenberga je až 15%.

d) Pestré fylity verfénu majú veľmi malé rozšírenie. Vystupujú spolu s kremencami. Na Scheibe vystupujú po oboch stranách kremencov v podobe úzkych vyklinujúcich sa pruhov. Fylity majú väčšinou červenofialovú farbu. Podstatnou súčiastkou je sericit. Kremeň je prítomný v podobe drobných zrniek. Miestami jeho obsah hodne stúpa. Keď tieto horniny, odmysliac si metamorfný vplyv, porovnávame s verfénskymi bridlicami gemeríd, vidíme naprostú zhodu. Vedľa červenofialových fylitov, prípadne piesčitých fylitov, vyskytujú sa zelenkasté, silne piesčité fylity. Zelenkastá farba je zapríčinená prítomnosťou chloritu. Hornina pozostáva z väčších úlomkov kremeňa a živca, ktoré sú obalené jemnozrnnou základnou hmotou kremeňa, chloritu a sericitu. Štruktúra horniny je blastopsamitická. Tieto horniny miestami prestávajú mať charakter fylitov a sú hrubšie zrnité. Schönenberg v nich udáva až 30% živca, čiže horninu môžeme nazvať arkózou. Vedľa arkóz juhovýchodne od Scheiby vystupujú horniny zlepencovej povahy, kde veľkosť úlomkov dosahuje až 1 cm v priemere. Tieto horniny sú silne zbridličnatené a jednotlivé úlomky šošovkovite vyvalcované.

Pestré fylity západne od Vysokej pece majú v podstate ten istý petrografický charakter. Tu však môžeme pozorovať, že fialové fylity sú intenzívne zvrásnené do drobných vrások. Vložky zelených piesčitých fylitov sú menej zvráskované.

Keď sa pozrieme na verfénske vrstvy gemeríd a na práve opísané verfénske fylity Föderata mezozoika, zistíme určitú zhodu, avšak aj určité odlišnosti. Vložky zelenkastých piesčitých bridlíc vo fialových fylitoch vo Föderata mezozoiku môžeme porovnať s vložkami zelených pieskovcov uprostred fialových bridlíc verfénu v gemeridách. Snáď vývin zelených vložiek aj fialových fylitov je hrubšie klastický vo Föderata mezozoiku. Vývin zlepencov, ako je na Scheibe, nie je vo verfénе gemeríd známy. Odlišnosti pri oboch vývinoch, najmä čo sa týka klasticity materiálu, dajú sa vysvetliť paleogeografickými pomermi. Materiál verfénskych vrstiev Föderata mezozoika bol prinášaný z obnažených žulových a rulových území masívu Trešníka. Naproti tomu v oblasti severogemeridnej synklinály bol do sedimentačnej panvy prinášaný materiál prevažne z území budovaných fylitom a diabázmi. Bol to ílovitý a jemnozrnný piesčitý materiál, ktorý podmienil jemnozrnnejší ráz celého súvrstvia.

e) Vrchnoverfénske, slienito-vápencové súvrstvie vystupuje na juhozápadnom svahu vrchu Elterstein. Tvorí dva úzke pruhy uprostred rauwackov a pozvoľna do nich prechádza. Toto sú-

vrstvie sa častejšie nájde vo Föderata mezozoiku v priestore Čuntavy. Sú to bridličnaté vápence šedožltej, ľahko hnedastej farby. Miestami sú tmavšej farby. Šedá farba je zapríčinená prítomnosťou množstva tmavošedých šupiniek sericiticko-grafitickej hmoty, presiaknutej limonitom, o veľkosti 3—4 mm. Okrem toho sú v mase vápenca šupinky grafitu o mikroskopických rozmeroch. Sericit je niekedy rekryštalovaný v muskovit. Hlavná masa horniny pozostáva z kryštálikov kalcitu. Viac ako akcesoricky vyskytujú sa zrnká kremeňa. Živec sa nájde len ojedinele. Vápence sú silne metamorfované. Ich štruktúra je granoblastická.

Porovnávajúc práve opísané vrchnoverfénske vápence Föderata mezozoika s vrchnoverfénskymi vápencami gemeríd, vidíme v pôvodnom petrografickom charaktere istú zhodu. Terajšie rozdiely sú spôsobené metamorfózou, ktorá miestami bola tak intenzívna, že z vápencov vznikli rauwacky. Hoci paleontologicky ich vek nemáme dokázaný, môžeme ich porovnať s nemetamorfovanými vrchnoverfénskymi gemeridnými vápencami. Naše vápence z Eltersteinu sú najviac podobné metamorfovaným vápencom vrchnoverfénskym spod Radzima. O prítomnosti karbonátového vrchnoverfénskeho súvrstvia nám tiež svedčia rauwacky s úlomkami zelených verfénskych bridlíc, najmä na svahoch Eltersteinu. Nemetamorfované vrchnoverfénske ílovité bridlice vystupujú v malej šošovke juhovýchodne od Eltersteinu. Sú na rozhraní dolomitov, resp. rauwackov Föderata mezozoika a karbónskych bridlíc.

f) Ďalším členom Föderata mezozoika sú tmavošedé až čierne dolomity. Ich hlavné rozšírenie je južne od Scheiby a doliny Kienbäume. Ako drobné šupiny sú dolomity v oblasti doliny Nicl-Hannes-Grund. Malá šošovka sa tiež vyskytuje uprostred pruhu rauwackov, severozápadne od bývalej železiarne.

V oblasti Scheiby dolomity vystupujú v nadloží verfénskych fylitov, prípadne kremencov, smerom na severozápad v oblasti Eltersteinu sa stýkajú priamo s karbónom, prípadne verukánom. V doline Schlosser-Hannes-Grund vyklinujú. Dolomity na styku s karbónom a verfénom sú zmenené v rauwacky. Miestami sa v nich nájdu kusy dolomitov. Na južnom okraji pruhu dolomitov po celej dĺžke územia vystupujú čierne bridlice a vápence, miestami s rohovcami. Styk čiernych bridlíc a vápencov s dolomitmi je len zriedka sprevádzaný rauwackmi. V úzkom prerušovanom pruhu rauwackov na južnom okraji Föderata mezozoika sa tiež vyskytujú zvyšky dolomitov, čo svedčí o jeho vzniku z posledných.

Dolomity vo Föderata mezozoiku majú práve taký vývin a postavenie ako v gemeridách. Vystupujú nad verfénskymi vrstvami a pod čiernymi bridlicami a vápencami, miestami s hojnými rohovcami. Keď preberieme Maheľovo stratigrafické členenie, dolomity nám predstavujú najspodnejšiu časť vápencovo-dolomitického komplexu anisu.

g) Jednou z vážnych otázok je stratigrafické začlenenie čiernych ílovitých bridlíc a tmavošedých až čiernych vápen-

cov, ktoré miestami majú hľuzy rohovcov. Schönenberg toto súvrstvie zaradil do neokomu a porovnal ho s neokomom šiprúnskej série. Vyšiel z toho, že čierne bridlice s vápencami ležia na ružových malmských vápencoch, ktoré do seba prechádzajú.

Všimnime si teraz rozloženie a charakter tohto súvrstvia. Po celej dĺžke územia od údolia Nicl-Hannes-Grund až po Schloser-Hannes-Grund vystupuje súvrstvie čiernych bridlíc a čiernych vápencov nad dolomitmi. Niet jediného miesta, kde by tento pomer neplatil. Na južnom okraji predmetného súvrstvia vystupuje zase pruh svetlých šedých a ružovkastých vápencov. Ako vidieť, čierne bridlice a tmavošedé vápence tvoria súvislý pruh medzi dolomitmi a svetlými a ružovkastými vápencami. Pozrime sa teraz na vzťah bridlíc a vápencov v samom súvrství. Na južnom a juhozápadnom svahu Scheiby vystupuje nad dolomitmi mohutná poloha ílovitých bridlíc, v ktorých sú šošovkovité vložky čiernych vápencov. Vápence sú doskovité, zriedka lavicovité. Mierne zbridličnatenie je častým zjavom. Plochy bridličnatosti sú potiahnuté okrovohnedými škvrnami. Neďaleko styku s ružovými a svetlošedými vápencami pribúdajú vápence, tvoria vlastne súvislý pruh, ktorý pozvoľna prechádza do svetlošedých vápencov. (Na toto upozornil tiež Schönenberg.) Smerom na severozápad k Eltersteinu šírka celého súvrstvia sa značne zmenšuje a mení sa aj kvantitatívny pomer bridlíc a vápencov. Kým v oblasti Scheiby prevládajú bridlice, severozápadnejšie prevládajú vápence, dokonca na severnom svahu Eltersteinu tieto celkom chýbajú. Z profilov jasne vidieť rýchlu zmenu faciesu. Je tu bežné striedavé uloženie bridlíc a vápencov. Rýchlu zmenu vidieť aj z obsahu rohovcov. Na jednom mieste sú vápence rohovcami preplnené, na inom mieste rohovcov vôbec niet.

Schönenberg paralelizuje súvrstvie čiernych ílovitých bridlíc a čiernych rohovcových vápencov s neokomom šiprúnskej série. Zdôrazňuje stály charakter neokomu v celých Karpatoch. My sme toto súvrstvie študovali na malom priestore a konštatovali sme niečo celkom iné. Vidíme rýchlu faciálnu zmenu, rýchly prechod bridlíc do vápencov. V samotnom rozložení rohovcov vo vápencoch vidíme rýchlu faciálnu zmenu. Oveľa prirodzenejšie je porovnávať toto súvrstvie so súvrstvím čiernych aniských bridlíc v gemeridách, ktoré Maheľ opisuje zo Slovenského raja a Opátky. Petrograficky sú čierne bridlice uvedených lokalít a naše podobné a tiež ich poloha je úplne zhodná. Všade sú nad dolomitmi a pod vápencami. Rýchla zmena fácie, ktorú Maheľ pre toto súvrstvie v gemeridách uvádza ako charakteristickú, je vo Föderata mezozoiku typická. Súvrstvie čiernych bridlíc a vápencov môžeme teda považovať za aniské.

Čierne aniské vápence sa vyskytujú v malej synklinále uprostred kryštalinika. Tieto sa od predchádzajúcich líšia vyššou metamorfózou. Sú kryštalické. Habitus majú bridličnatý. Na plochách bridličnatosti sú miestami hojné šupinky grafitu. Miestami sa nájdu aj zvyšky po rohov-

coch. Vyššia kryštalinita týchto vápencov ako predchádzajúcich je spôsobená rôznou intenzitou dislokačnej metamorfózy pri vrásnivých pochodoch.

h) Svetlošedé a ružové vápence vystupujú v súvislom pruhu od starej železiarne (kóta 568) až k údoliu Schlosser-Hannes-Grund. Na sever od nich je súvrstvie čiernych bridlíc a vápencov, na juhu v ich podloží sú rauwacky. Predmetné vápence Schönenberg považoval za malmské, lebo videl ich prechod do čiernych rohovcových vápencov.

Svetlošedé vápence sú zväčša masívne, niekedy žilkované. Povrch je alebo hladký, alebo jemne ryhovaný tam, kde sú kalcitové žilky vyvetralé. Lom majú nerovný. Miestami sú v nich polohy a nepravidelné hniezda ružových vápencov. Ružové vápence niekedy sú podstatnou masou a šedé vápence tvoria iba vložky. Ružové vápence majú v podstate ten istý petrografický charakter a habitus ako svetlošedé.

Šedé vápence majú najväčšie rozšírenie poblíž styku s čiernymi rohovcovými vápencami. Na východnom svahu doliny, ktorá ide severovýchodným smerom od kóty 684, blízo styku s čiernymi rohovcovými vápencami, sú v nich tiež zhluky rohovcov o veľkosti orecha. Ružové vápence prevládajú zase ďalej od styku s čiernymi vápencami. Práve opísané vápence sú obyčajne metamorfované. Najintenzívnejšiu metamorfózu môžeme pozorovať na styku s kryštalinikom. Tu na báze vápencov je pruh rauwackov, v ktorých sa nájdu zvyšky ružových vápencov, čiernych vápencov a vzácne aj dolomit, čierne vápence a sčasti i svetlé vápence. Pekný odkryv metamorfovovaných ružových vápencov je pri bývalej železiarni. Vápence už nie sú masívne, prípadne lavicovité, ale bridličnaté. Plochy bridličnatosti sú často posiate drobnými šupinkami sericitu a hnedými limonitickými šmuhami.

Pri stratigrafickom zaradení opísaných vápencov si musíme všimnúť ich polohu v nadloží čiernych bridlíc a vápencov a ich pozvoľný prechod do čiernych vápencov anisu. Tak isto v gemeridách v nadloží čiernych bridlíc a vápencov s rohovcami vystupujú svetlé žilkované vápence s polohami ružových vápencov. Tieto Maheľ zaraďuje do anisu. Preto naše vápence môžeme zaradiť do anisu, do jeho najvrchnejšej časti. Rozdiel medzi gemeridnými vápencami a našimi je ten, že vo Föderata mezozoiku je viac ružových vápencov. Táto rozdielnosť však môže byť z väčšej časti spôsobená metamorfózou.

V súvislosti so svetlými vápencami je nevyhnutné všimnúť si ešte jednu otázku. Táto sa natíska preto, lebo Föderata mezozoikum porovnávame s mezozoikom gemerid, a preto musíme medzi nimi hľadať zhodu a prítomnosť všetkých ich členov. Je to problém vývinu ladinských vápencov vo Föderata mezozoiku.

Maheľ šedé a čierne vápence, svetlé a ružové vápence v gemeridách nazýva spišskými, kým svetlé vápence wettersteinského typu v nadloží posledných nazýva gľackými. Gľacké vápence zaraďuje do ladinu.

Už som spomenul, že ružové a svetlé vápence Föderata mezozoika považujeme za anisské. Vývin vápencov wettersteinského typu-gľackých vo Föderata mezozoiku nemáme dokázaný. Domnievame sa, že wettersteinský typ vápencov môže reprezentovať tiež vrchná časť ružových a šedých vápencov, prípadne biele kryštalické vápence, miestami s tmavšími polohami. Pruh bielych kryštalických vápencov a bunkovitých vápencov sa ťahne uprostred kryštalinika asi 1 km severozápadne od starej železiarne na severozápad až ku kóte 684. Vystupujú tiež v údolí Schlosser-Hannes-Grund. Nie je možné vyjadriť sa, či kryštalické a bunkovité vápence, prípadne vrchná časť ružových vápencov patrí k ladinu alebo anisu, prípadne až vrchnému triasu, pretože kritériá, podľa ktorých sa tieto v gemeridách odlišujú, sú v mezozoiku Föderata metamorfózou zotreté.

Tektonické poznámky

„Föderata séria" v hornom údolí Dobšinského potoka je považovaná za obal kryštalinika veporíd. Podľa doterajších prác a názorov je to koreňové mezozoikum niektorého subtatranského príkrovu (pravdepodobne chočského), ktoré vystupuje ako tektonické polookno spod gemerid a vlastná „Föderata séria" je budovaná jednotlivými šupinami nasunutými jedna na druhú.

Výsledky tohoročného štúdia stavajú problém tektonickej stavby do iného svetla. Nové stratigrafické poznatky zo severogemeridného mezozoika a ich aplikácia na naše územie nám dávajú takýto obraz.

Föderata mezozoikum má synklinálny ráz. Jednotlivé synkliály sú plytké a neponárajú sa hlboko. Jadrovým členom synklinály sú ružové a svetlošedé vápence vrchnej časti anisu, prípadne aj ladinu. Jadrovým členom antiklinály sú spodnotriasové kremence. Vrásová stavba je jasnejšia v severnej časti, ďalej od kryštalinika, kým spodná južná časť mezozoika je vždy zošupinovatelá, takže celú vrásu nám predstavujú pruhy rauwackov, ktorých stratigrafické členenie je ťažké a obyčajne nemožné.

Kryštalinikum na Eltersteine a juhozápadne od Scheiby sa mierne skláňa na severovýchod. Rauwacky a kryštalické vápence tiež mierne ležia na kryštaliniku. Smer b-osi u kryštalinika, západne od Eltersteinu, je V—Z a mierne sa skláňa k východu. Pri zachytenom prameni vodovodu Dobšinej je smer b-osi u kryštalických bridlíc Z 75° s miernym sklonom k JV. V karbóne severovýchodne od Vysokej peci je lineácia V 65° k SV 10°. Západne od kóty 882,7 je lineácia v karbóne V 45° k SV 20°. V blízkosti Kienbaumu boli lineácie takéto: Z 10° k S 25—30° a menej výrazné V 80° k S 10°. Vo verfénskych fylitoch pri Vysokej peci je lineácia V 60° k SV 20° a v kremencoch južne od kóty 684 V—Z. Kryštalinikum v oblasti Dobšinského potoka sa periklinálne uzatvára a ponára k východu pod Föderata sériu a staršie gemeridné jednotky.

Kryštalinikum vo svojich najvrchnejších častiach osvojuje si tektoniku

mezozoických sérií, plocha zapadá k severovýchodu. Naproti tomu mezozoikum Föderata vo východnej časti „polookna" v oblasti vysokej pece svojimi najspodnejšími členmi dostáva tektonický ráz, typický pre kryštalinikum a zapadá k juhu.

Všimnime si teraz jednotlivé vrásy. Hlavná masa v oblasti Elterssteinu má synklinálny jadrový člen ružový a svetlošedý vápenec. Po jeho oboch stranách vystupujú čierne, miestami rohovcové vápence (spodnejší anis). Severovýchodné krídlo synklinály je reprezentované tmavošedými dolomitmi spodného anisu, ktoré v juhozápadnom krídle predstavujú rauwacky. Severovýchodne od kóty 864 sa synklinála stáča na juh, pričom jadrový člen je sčasti vymačknutý a zostáva len ako malá šošovka. Os synklinály sa opäť stáča k východu a južne od Scheiby má smer SZ, pričom okrajová časť severného krídla má smer V—Z. V oblasti Scheiby je severné krídlo vyvinuté najúplnejšie. K dolomitom, ktoré prechádzajú v rauwacky, pristupujú pestré fylity verfénu a kremenca. Fylity po oboch stranách lemujú kremence, avšak rýchle vyklinujú. Juhozápadne od Scheiby sa severné krídlo synklinály rozširuje, najmä čierne bridlice a vápence. Južné krídlo tejto severnej synklinály je vyvalcované, reprezentujú ho iba rauwacky, ktorých stratigrafické členenie nemožno vykonať. Predstavujú tri oddiely anisu: tmavošedé dolomity, čierne vápence, ružové a svetlošedé vápence.

Na Elterssteine pod opísanou synklinálou je úzka vrása antiklinálneho charakteru. Jej antiklinálnym jadrovým členom sú vrchnoverfénske bridličnaté vápence. Po oboch stranách vystupujú rauwacky. Leží bezprostredne na kryštalinikum, v dôsledku čoho je úplná premena vrchnejších karbonátových členov v rauwacky. V dôsledku pohybov tu nastalo vyvalcovanie a zošupinovatenie jednotlivých členov. Menovaná antiklinála pokračuje až ku kóte 684, kde jadro antiklinály tvoria kremence. Za pokračovanie tohto pruhu môžeme považovať úzky prúžok kremencov zavrásnených uprostred kryštalinika asi 800 m severozápadne od bývalej železiarne.

Od kóty 684 smerom na juhovýchod môžeme sledovať ďalšie synklinálne pásmo, reprezentované rauwackmi a kryštalickými vápencami. Sčasti sú rauwacky zavrásnené do kryštalinika, sčasti na rozhraní kryštalinka so súvrstvím čiernych bridlíc anisu. Severozápadne od starej železiarne sú s bielymi kryštalickými vápencami tiež zavrásnené čierne kryštalické vápence so zvyškami rohovcov.

Najspodnejší pruh kremencov je južne od kóty 684. Sú zavrásnené uprostred kryštalinika.

Záverom môžeme povedať, že na našom území je niekoľko vrás, ktoré nie sú po celej dĺžke územia stále. Od Elterssteinu po vysokú pec, do doliny Nicl-Hannes-Grund môžeme pozorovať vrásu, ktorá je najmenej metamorfovaná a pri vrásnivých pochodoch bola najmenej vystavená tektonickej redukcii.

Teraz niekoľko slov o postavení fylit-diabázovej série, ktorá leží na

kryštaliniku tisoveckej zóny severozápadne od bývalej železiarne. Rozlozsnik (1935) túto sériu považoval za gemeridnú, Zoubek (1936) ju považuje za uškripnutú časť fylit-diabázovej série. Schönenberg „Glimmerschiefer Grünsteine Série" považuje za prechodnú zónu medzi veporským kryštalinikom a gemeridnými paleozoickými členmi predvrchnokarbónskymi. Na základe priestorového rozloženia tejto série a petrografickej analógie s fylit-diabázovou sériou toto epizonálne metamorfované kryštalinikum s diabázmi považujem za časť fylit-diabázovej série. Je zvrásnená uprostred Föderata mezozoika, prípadne na jeho rozhraní s kryštalinikom tisoveckej zóny.

Ešte poznámku o karbónskom ráme, spod ktorého vystupuje „polookno" Föderata série, o jeho existencii a postavení. Viacerými autormi uvádzané „polookno" Föderata série v zmysle novej koncepcie nemožno akceptovať bez poznámok. Karbón vo svojom najzápadnejšom výbežku má na rozhraní s Föderata mezozoikom polohu verukána a vrchnoverfénskych nemetamorfovaných bridlíc. Zdá sa, že v oblasti Elternsteinu a Kienbaumu bol karbón pri tangenciálnych pohyboch prešmyknutý na Föderata mezozoikum. Šmyková plocha strmo zapadá k severu. Dôkazom toho môže byť poloha verukána na rozhraní karbónu a Föderata mezozoika. Styčná plocha karbónu s Föderata mezozoikom pri Vysokej peci zapadá k juhu. To snáď môže byť zapríčinené periklinálnym uzáverom masívu Trešníka. Sám Schönenberg nemohol jasne vysvetliť existenciu pruhu diabázov na ľavom svahu Nicl-Hannes-Grund. Diabázy tejto šupiny pričlenil k jeho „Glimmerschiefer Grünstein Série".

Naše územie je postihnuté mladšou zlomovou tektonikou. Priečne zlomy sú v doline Nicl-Hannes-Grund a v oblasti kóty 684.

Záverom môžeme zhrnúť výsledky tohoročného štúdia v západnej časti severogemeridnej synklinály takto:

1. V oblasti verukána sme mohli od bazálnych zlepencov odlíšiť zlepence vo vrchnej časti verukána, ktoré sú charakteristické prítomnosťou valúnov kremitých porfýrov a lepšou opracovanosťou materiálu.

2. Zistili sa kremité porfýry, ktoré tvoria súvislý pruh uprostred verukánskych bridlíc a drôb.

3. Potvrdili sme správnosť Maheľovho názoru, že čierne bridlice a vápence miestami s rohovcami ležia v nadloží dolomitov a v podloží ružových a svetlošedých vápencov. Konštatovali sme ich rýchlu faciálnu zmenu. Porovnávajúc ich s triasovým útvarom severogemeridným, zaradili sme ich za aniského člena a odôvodnili sme ich nesprávne zaraďovanie do neokomu.

4. Uvedené zistenia potvrdzujú Maheľov (1936) názor, podľa ktorého Föderata mezozoikum treba považovať za okrajovú časť severogemeridnej synklinály.

5. Na základe nového stratigrafického ponímania nastali zmeny aj v ponímaní tektonického štýlu Föderata mezozoika. Toto netvorí tekto-

nické polookno, ale je zavrásnené obyčajne na rozhraní karbónu a kryštalinika tisoveckej zóny.

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

23. IV. 1955

LITERATURA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha.
Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geolog. sborník SAV, II, Bratislava.
Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského Rudohoří. Sb. St. C. Ú. I., Praha.
Kukla J., 1924: Ankeritové žily v Nové štole u Spiš. N. Vsi. Věstník UÚRG. XXIX, 2. Praha.
Maheľ M., 1951: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského Rudohoria. Geol. sborník I, 1, Bratislava.
1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický sborník R IV, 1—2, Bratislava.
1953: Niekoľko stratigrafických a tektonických úvah o gemeridách. Geologický sborník IV, 1—2, Bratislava.
Rozlozsnik P., 1914: Geologische Notizen „Über Dobšina". Jahresber. d. Kgl. ung. geol. R-A für 1913, Budapest.
1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geologica hungarica ser. geologica 5, Budapest.
Schönenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen an Nord-westrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellschaft 98, Berlin.
Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XIX, Wien.
Šuf J., 1930: Nález triasu Kobeliarova severne od Rožňavy na Slovensku. Věst. St G. Ú. VI, Praha.
Uhlig V., 1903: Ban und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
1907: Über die Tektonik der Karpathen Sitzungsber d. ak. d. Wiss. M. N. Kl. CXVI. Abt. Wien 1907.
Vachtl — Stejskal., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšiné na Slovensku, Carpatica, Praha.
Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšiné. Rozpr. česk. ak. 10, Praha.
Zoubek Vl., 1936: Poznámky o kryštaliniku západných Karpát. Věstník St. G. Ú. XII, Praha.

АНТОН БЕЛЫЙ

К ПОЗНАНИЮ ГЕОЛОГИИ ОКРЕСТНОСТИ СЕЛ. ДОБШИНА

Изучаемая территория находится на северной окраине Спишско-Гемерского рудогорья и принадлежит южной окраине Стратенских гор. В геологическом отношении она является частью северогемеридной синклинали, которая распростирается от сел. Добшина на восток. Свита выходящая между Добшинским потоком и Кёнигсбергом принадлежит Гемеридам. Мезозой верхней долины Добшинского потока, т. н. серия Федерата, всеобще считаестя оболочкой кристаллических пород тисовецкой зоны, серией вепоридной.

Геологические условия

Гемериды созданы следующими образованиями:

а) Филлит-диабазовая серия выходит на южной окраине северогемеридной синклинали. Она образована диабазами, в более редких случаях хлоритовыми и серицитовыми граффитовыми филлитами. Посреди диабазов находятся амфиболиты, метаморфные фации добшинского габбро.

б) Верхне-карбонская свита выходит от Шлосер-Ганнес Грунду до селения Млынки перерванной полосой. Она создана кварцевыми мелкозернистыми конгломератами, серыми слюдяными песчаниками и граффитовыми сланцами.

в) Пермь развит в фации верруканo. Образовывает непосредственную годошву мезозоя Стратенских гор. Представляет собой свиту конгломератов, гравуакков и сланцев с слоями кварцевых порфиров. На изучаемой территории пласты сланцев очень подобны кровельным слоям верфена. В верруканo можем различить следующие горизонты: 1. базальные конгломераты; 2. пестрые мелкозернистые гравуакки, гравуакковые сланцы, песчаники и сланцы; 3. кварцевые порфиры и туфы; 4. кварциты; 5. конгломераты с валунами кварцевых порфиров.

Базальные конгломераты имеют на целой территории одинаковый петрографический характер, не принимая во внимание перемы возникшие метаморфозом. Цвет конгломератов как массы красно-фиолетовый. Толщина обломков достигает в среднем 1—10 см. Форма обломков острогранная. Пестрые гравуакки и сланцы находятся в кровле базальных конгломератов. Находим в них слои кварцевых порфиров и их туфов. Кварциты образовывают полосу посреди сланцево-гравуаккового развития верруканo. Самым верхним членом являются конгломераты, отличающиеся от базальных конгломератов-валунов содержанием кварцевых порфиров и более значительной обработкой материала.

Пласты верфена лежат над верруканo. Их нижняя часть песчано-сланцевая, между тем как верхняя часть мергелево-известняковая.

Свита верруканo в восточной части отклонена к югу, западает под филлит-диабазовую серию. В области Шварценберга верруканo отклонено к северу, западает под мезозой северогемеридной синклинали.

Мезозой Федерата в верхней области Добшинского потока

Названный мезозой лежит на кристаллических породах тисовецкой зоны.

В верхней области Добшинского потока можем различать следующие составные части:

1. Кристаллические породы тисовецкой зоны;	палеозой
2. серия филлитов со слоями метаморфированных диабазов;	
3. кварциты,	нижний триас
4. пестрые филлиты;	
5. сланцевые известняки переходящие в раувакки,	
6. темные доломиты переходящие в раувакки,	средний триас
7. черные известняки местами с роговиками переходящие в раувакки и черные сланцы,	
8. светлые и розовые известняки переходящие в раувакки.	

В работе обосновано стратиграфическое определение единичных составных частей на основании сравнения названного мезозоя с мезозоем северогемеридной синклинали. Новое стратиграфическое понимание принесло новые взгляды на тектонический стиль мезозоя Федерата. Складчатость последнего имеет подобие узких, мелких складок. Южные синклинали подвергнуты интенсивному метаморфозу и их составные части в большинстве случаев редуцированы. Северная складка метаморфирована в меньшей степени и больше всего развита. Тектонический стиль серии Федерата свидетельствует в пользу того, что эта серия не выступает в качестве тектонического полуокна под рамой гемеридного карбона, что она подвергнута складкообразованию на границе последнего и тисовецкой зоны. Заключение работы таково, что серия Федерата не является серией вепоридной, но краевым образованием мезозоя северогемеридной синклинали.

23/IV 1955 Геологический институт Д. Штура в Братиславе

АНТОН БЕЛЫЙ

Геологическая карта местности, расположенной между ручьем Добшинский и высотой Кёнигсберг

Объяснение

1 — простирание и падение пластов и сланцеватости; 2 — источники; 3 — дислокации; 4 — аллювий; 5 — суглинки и осыпи. Серия оболочки вепорид; 6 — розовые и светлые известняки; 7 — ячеистые доломиты с белими кристаллическими известняками; 8 — черные роговиковые известняки; 9 — черные сланцы; 10 — доломиты; 11 — ячеистые доломиты с реликтами доломитов; 12 — сланцеватые известняки; 13 — пестрые филлиты; 14 — кварциты, средний и верхний триас; 15 — веттерштейнский известняк; 16 — белые и розовые известняки; 17 — черные и темносерые известняки; 18 — доломиты, верфенские слои; 19 — мергели и мергелистые известняки; 20 — пестрые сланцы и песчаники; 21 — серые сланцы, веррукано; 22 — конгломераты, содержащие валунки кварцевых порфиров; 23 — пестрые сланцы и гравуакки; 24 — пестрые сланцы и дроби с прослойками кварцпорфиров и их туфов; 25 — кварцевые порфиры; 26 — кварциты и кремнистые сланцы; 27 — базальные конгломераты; 28 — толща верхнего карбона; 29 — филлит-диабазовая серия; 30 — черные филлиты и слюдяные сланцы с горизонтами диабазов; 31 — свита катакристаллических пород тисовецкой зоны.

ANTON BIELY

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DER UMGEBUNG VON DOBŠINÁ

(1 Karte)

Das untersuchte Gebiet befindet sich am Nordrand des Zips — Gömörer Erzgebirges und gehört zum Südrand des Stratenaer Bergzuges (Stratenská hornatina). Geologisch ist es ein Teil der nordgemeriden Synklinale, die von Dobšina nach dem Osten verläuft. Die Schichtenfolge, die zwischen dem Dobšinský potok und dem Königsberg verläuft, gehört zu den Gemeriden. Das Mesozoikum im oberen Abschnitt des Dobšinský potok, die sogenannte Föderata — Serie wird allgemein als Hülle des Kristallinikum der Tisovec — Zone, als Veporiden-Serie angesehen.

Geologische Verhältnisse

Die Gemeriden werden von nachstehenden Formationen aufgebaut:

a) Die Phyllit-Diabasserie tritt am Südrand der nordgemeriden Synklinale auf. Sie wird von Diabasen und seltener chloritischen, serizitischen und graphitischen Phylliten aufgebaut. Inmitten der Diabase finden sich Amphibolite, metamorphe Fazien des Dobšinaer Gabbros.

b) Die obere karbonische Schichtenfolge tritt in einem unterbrochenen Streifen vom Schlosser-Hannes Grund bis zur Gemeinde Mlynky auf. Sie wird von feinkörnigen Quarzkonglomeraten, grauen Glimmersandsteinen und Graphitschiefern aufgebaut.

c) Das Perm ist in der Verrucano-Fazies entwickelt. Es bildet das unmittelbare Liegende des Mesozoikums der Stratenská hornatina. Es ist dies eine Schichtenfolge von Konglomeraten, Grauwacke und Schiefern mit Lagen von Quarzporphyren. Im unterschten Gebiet ist die Schieferentwicklung dem werfener Schichten sehr ähnlich. Im Verrucano können nachstehende Horizonte unterschieden werden:

1. basale Konglomerate, 2. bunte feinkörnige Grauwacke, Grauwackenschiefer, Sandsteine und Schiefer, 3. Quarzporphyre und Tuffe, 4. Quarzite. 5. Konglomerate mit Geröllen von Quarzporphyren.

Die basalen Konglomerate tragen im ganzen Gebiet einen gleichen petrographischen Charakter, abgesehen von den durch Metamorphose bedingten Veränderungen. Die Farbe der Konglomerate als Masse ist rotviolett. Die Bruchstückbreite erreicht im Durchschnitt

eine Feinheit von 1—10 cm. Die Gestalt der Bruchstücke ist scharfkantig. Bunte Grauwacke und Schiefer befinden sich im Hangenden der basalen Konglomerate. In ihnen erkennen wir Lagen von Quarzporphyren und ihrer Tuffe. Quarzite bilden einen Streifen inmitten der Schiefer — Grauwackeentwicklung des Verrucano. Als oberstes Glied treten Konglomerate auf, die sich von den basalen Konglomeraten der Gerölle durch den Gehalt von Quarzporphyren und eine bessere Bearbeitung des Materials unterscheiden.

Die Werfener Schichten liegen über dem Verrucano. Der untere Teil ist sandig schieferig, der obere Teil hingegen mergelig kalkig.

Die Schichtenfolge des Verrucano ist im östlichen Teil gegen Süden geneigt und fällt unter die Phyllit-Diabasserie. Im Gebiet von Schwarzenberg neigt sich das Verrucano gegen Norden und fällt unter das Mezozoikum der nordgemeriden Synklinale.

Das Föderata Mesozoikum im oberen Gebiet des Dobšinský potok

Das angeführte Mesozoikum liegt auf dem Kristallinikum der Tisovec — Zone. Im oberen Gebiet des Dobšinský potok kann man nachstehende Glieder unterscheiden:

1. das Kristallinikum der Tisovec-Zone, 2. die Serie der Phyllite mit Lagen von metamorphen Diabasen,	Paläozoikum
3. Quarzite, 4. bunte Phyllite, 5. Schieferkalksteine, die in Grauwacke übergehen,	untere Trias
6. dunkle Dolomite, die in Grauwacke übergehen, 7. schwarze Kalksteine, stellenweise mit Hornsteinen, die in Grauwacke übergehen und schwarze Schiefer 8. helle und rosenfarbene Kalksteine, die in Grauwacke übergehen.	mittlere Trias

In der Arbeit werden die stratigraphischen Eigenheiten der einzelnen Glieder auf Grund eines Vergleiches des angeführten Mesozoikums mit dem Mesozoikum der nordgemeriden Synklinale abgeleitet. Die neue stratigraphische Auffassung hat neue Anschauungen über den tektonischen Stil des Föderata-Mesozoikums gezeitigt. Letzteres ist in engen flachen ausgefaltet. Die südlichen Synklinalen sind intensiv metamorphiert und ihre Glieder grösstenteils reduziert. Die Nordfalte ist weniger metamorphiert und am vollkommendsten entwickelt. Der tektonische Stil der Föderata-Serie spricht dafür, dass diese keineswegs als tektonisches Halbfenster unter dem Rahmen des Gemeridenkarbons auftritt, sondern dass sie an der Scheidelinie zwischen diesem und der Tisovec-Zone gefaltet ist. Die Schlussfolgerung der Arbeit besteht darin, dass die Föderata-Serie nicht eine Veporiden-Serie vorstellt, sondern eine Randentwickung des Mesozoikums der nordgemeriden Synklinale ist.

Dionys Štúr's — Geologisches Institut Bratislava

23. IV. 1955.

Anton Biely

Geologische Karte des Gebietes zwischen dem Dobšinský potok und dem Königsberg

Erläuterungen:

1. Streich- und Fallrichtung der Schichten und Schiefermasse. 2. Quellen, 3. Brüche. 4. Alluvium. 5. Lehm und Schutt — Veporidenhü'lenserie; 6. Rosenfarbene und helle Kalksteine. 7. Rauhwacke mit weissen, kristallinen Kalksteinen. 8. Schwarze Hornstein- Kalksteine. 9. Schwarze Schiefer. 10. Dolomite. 11. Rauhwacke mit Resten von Dolomiten. 12. Schieferkalksteine. 13. Bunte Phyllite. 14. Quarzite — Gemeride: Mittlere und obere Trias. 15. Wetterstein — Kalkstein. 16. Weisse und rosenfarbene Kalksteine. 17. Schwarz und dunkelgrause Kalksteine. 18. Dolomite. Werfen. 19. Mergel und Mergelkalksteine. 20. Bunte Schiefer und Sandsteine. 21. Graue Schiefer — Verrucano. 22. Konglomerate mit Geröllen von Quarzporphyren. 23. Bunte Schiefer und Grauwacke. 24. Bunte Schiefer und Grauwacke mit Einlagen der Quarzporphyren und Tuffen. 25. Quarzporphyre. 26. Quarzite und Quarzschiefer. 27. Basale Konglomerate. 28. Oberkarbonische Schichtenfolge. 29. Phyllitdiabasserie. 30. Schwarze Phyllite und Glimmerschiefer mit Lagen von Diabasen. 31. Kristallinikum der Tisovec — Zone.

JOSEF JANÁČEK — JAROSLAV JANÁK

HYDROGEOLOGICKÁ A GEOCHEMICKÁ STUDIE VÝVĚRŮ SÍROVODÍKOVÝCH MINERÁLNÍCH VOD V LÁZNÍCH SMRDÁKY NA SLOVENSKU

(Ruské a německé resumé)

SOUHRN

V předložené práci je pojednáno v přehledu o starších výzkumech v oblasti Smrdáky. Jsou uvedeny a zdůrazněny výsledky staršího výzkumu, jejichž správnost byla posledními výzkumy prokázána. Jsou podány výsledky nových výzkumných prací, vysvětlena stratigrafie a tektonika území, prokázán původ minerální léčivé vody a její příslušnost k vodám živičným.

Zvláštní pozornost je věnována geochemii hlubinných vod. Je zde shrnut nový materiál o situaci hlubinných vod této oblasti. Práce podává výsledky soustavného hydrogeologicko-geochemického hlubinného průzkumu a je v ní ukázáno na praktickou cenu této metodiky.

Pro studovanou oblast byl nalezen representativní iontový a koncentrační stav hlubinných vod, umožňující výpočet míšení a metamorfosy hlubinných vod. Oblast byla regionálně zařazena do soustavy hlubinných vod vnitroalpské pánve.

Byly zjištěny podmínky vystupování dnešních minerálních vod a stupeň a druh jejich znehodnocení balneologicky bezcennými hlubinnými vodami. Byly provedeny zevrubné chemické rozbory hlavního lázeňského pramene a jeho nově zjištěného hlubinného napájecího zdroje. Je podáno balneologické zhodnocení minerálních vod a podtržena jejich mimořádná hodnota.

Práce je doložena řadou chemických analys vod a plynů. V přehledu je též uvedena hydrologie pitných a užitkových vod. Výklad je doplněn přehlednými tabulkami, geologickými profily sond, řezem a mapkami.

ÚVOD

Jak již jméno naznačuje, patří Smrdáky mezi lázně s původními přirozenými výrony minerální vody. Přesto, že již dávno byl znám pozoruhodný léčivý účinek smrdácké vody na různá onemocnění, zvláště kožní, není možno říci, že rozvoj lázní byl podporován. Naopak, byl opomíjen a brzděn. Ani staré výzkumy nepřinesly změnu. Nebyly provedeny do hloubky a nebyly často ani spojeny s nezbytnou vrtní sondáží. Nebylo zde zájmu provést potřebné investice. Poznalo se, že k zajištění rozvoje lázní by bylo třeba nejen podrobného průzkumu, ale i velkých investic stavebních a dopravních. Kromě toho tehdy dobře prosperovala jiná známá lázeňská střediska, jejichž léčebný účinek byl často pochybný.

Teprve v poslední době byl zaslouženě oceněn význam smrdáckých zřídel a podpořen plně rozvoj lázní. V rámci plánu a rozvoje výstavby byla odvrtána nová lázeňská studna r. 1950, provedena orientační sondáž v přilehlém okolí v témže roce a konečně bylo zahájeno plánovité průzkumné sondování r. 1953.

Výsledky nových průzkumných prací jsou více než uspokojivé. Provoz lázní do budoucna je plně zajištěn nalezením daleko cennějšího zdroje minerální vody r. 1950 a konečně r. 1953 zjištěním primárního, neznehodnoceného zdroje. Minerální voda smrdácká má dosud u nás největší zjištěný obsah aktivní síry za přítomnosti jodu a je jednou z nejcennějších a fysiologicky nejúčinnějších léčivých vod.

STARÉ PRÁCE A VÝZKUMY

Ve svém pojednání z r. 1923 (3) podává J. Jahn a E. Schnabel výsledky společného šetření v oblasti lázní. V jejich práci jsou analysovány studie starších autorů, pokud se problémem minerálních vod zabývají anebo se jej dotýkají. Jsou to většinou chemické analysy vod lázeňských pramenů a jejich zhodnocení.

Představu uvedených autorů o stratigrafii a tektonice území dokumentuje přiložená geologická mapka. Kromě toho, že v zásadě správně vykreslili štefanovský zlom severně od Smrdáků, je mapa naprosto nesprávná. Chybně popisují jz. od Smrdáků neexistující sarmatskou antiklinálu. Správně však určují v některých vrtech přítomnost panonských sedimentů.

Původ pramenů pokládají za burdigal-helvetský (I. mediterán). Podle dnešního stavu vědomostí o stratigrafii spodního miocénu (T. Buday, 1) v oblasti Štefanov-Smrdáky přibližuje se toto určení skutečnosti. Srovnávají smrdáckou vodu s vodou gbelskou a považují ji správně za geneticky obdobnou. Podle teploty pramenů 17,5 °C odhadují hloubku pramenů na 230 m.

Zcela nesprávný názor mají autoři na původ primárních plynných součástí ve vodě. Podle jejich výkladu získává vystupující voda svůj podíl H_2S ze sirníků sarmatských a panonských sedimentů působením methanu.

Z r. 1935—1936 podává Al. Matějka a O. Kodym podrobnou geologickou mapu, ve které správně zjišťují východně od obce v údolí při silnici Smrdáky-Senica výchoz helvetu a na levém břehu potoka na jižním okraji obce malý odkryv sarmatu. Mezi helvetem a sarmatem kreslí autoři pokleslou dislokaci směru SSZ—JJV. Nesprávně je indentifikován panonský nedokonalý výchoz v údolí 1 km severně od obce Kovalova jako sarmat.

Ve své práci z r. 1938 popírá Matějka (13) existenci kongeriových vrstev v údolí Smrdáků. Tento názor, jak ukazují pozdější výzkumy, je mylný. Na druhé straně však v Matějkově práci je řada cenných zjištění, jejichž správnost byla našimi pracemi ověřena. V přímém jižním sousedství hlavní lázeňské budovy popisuje Matějka některé hlubší výzkumné vrty a jímací studně, které zjistily přítomnost cerithiových písků a štěrků. Je to studna č. 9, 10, 11 a vrty V2, V5, V7, které vykazovaly přítok sirovodíkové vody. V některých probublávaly hořlavé plyny. Konečně uvádí profil pokusnou vrtbou V_1, která až do konečné hloubky 54 m zjistila písky a štěrky cerithiových vrstev.

Cenná jsou jeho zjištění o nepřítomnosti tortonu v oblasti Unínského lesa. Matějka potvrzuje též správnost J. Vitálisova určení sarmatského stáří štěrkových transgresivních sarmatských vrstev v Unínském lese a dokládá je revisí jím citovaných paleontologických nálezů. Za ekvivalent těchto štěrků pokládá Matějka štěrky a písky zjištěné ve vpředu uvedených vrtech a studních. Je nutno předeslat, že nově provedené práce a učiněné závěry nejsou s Matějkovým pojetím v rozporu.

Původ minerální vody klade Matějka správně do skrytých vrstev šlírových. Připouští však zde i možnost přítomnosti tortonu. Za výstupnou cestu vody i plynu pokládá ve shodě s novým pozorováním zlomové plochy.

V ostatní části práce popisuje Matějka velmi podrobně veškeré výzkumné vrtby i definitivní jímky, které byly ve Smrdákách provedeny. Odkazujeme proto na tuto práci.

V nepublikovaném posudku z r. 1954 podává J. Janáček (7) výsledky dlouhodobého hydrogeologického vrtného průzkumu, které jsou v podstatě podkladem i pro tuto práci. Některá zjištění, která mohla do značné míry osvětlit stratigrafii a tektoniku a zvážit cenu prací starších autorů, jsou v této práci mylně vyhodnocena. To se týká předně chybného pojetí přítomnosti tortonu v okolí Smrdáků. Dále se tu popírá sarmatské stáří unínských štěrků a je jim nesprávně přisuzováno stáří popanonské. Rovněž štěrky nové lázeňské studny č. II. považoval autor tehdy za velmi mladé, pravděpodobně svrchnopliocenní. Jejich značnou mocnost vysvětluje druhotným vyplněním nálevkovité deprese na vývěrovém místě.

Nová interpretace získaných poznatků byla provedena touto prací r. 1955 po kritických připomínkách T. Budaye. Jmenovaný autor ve své připravované práci (1) o současném stavu stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu dospěl na podkladě podrobného mikrostratigrafického šetření k závažným závěrům regionální platnosti. V oblasti Unín — Smrdáky je přítomen mořský burdigal.-helvet (svrchní), zatím co torton zde schází. Směrem ke Koválovu uplatňuje se již sedimentace vyslazeného tortonu.

NOVÝ PRŮZKUM R. 1950

Nový geologický průzkum byl proveden v rámci podrobného strukturního průzkumu naftového r. 1950. Byl to prvý systematický strukturní průzkum v této oblasti. Poněvadž bylo k sondáži užito rychlovrtacích aparatur o průměru 2 cm, které pracují systémem zpětného výplachu, nebyla získána hydrologická data. Lze proto z hydrologického hlediska tento průzkum považovat za orientační; s geologického hlediska byly průzkumem získány základní poznatky tektonické a stratigrafické.

Jižně od osady byl zjištěn úzký panonský příkop, který je východním zakončením štefanovsko-koválovské vkleslé kry. Jeho po-

vrchovou výplň u Smrdáků tvoří spodní panon, západně od Smrdáků střední panon. Nejbližší severní a jižní vysoká kra je budována burdigal-helvetem, a sice podle nového stratigrafického pojetí (T. Buday 1955) jeho svrchním komplexem (vrstvy štefanovské).

Orientační sondáž přinesla řadu praktických výsledků. Na základě získaných podkladů byl rozplánován hydrologický průzkum za účelem jímání pitné, užitkové a minerální vody. Byl vypracován projekt a situace hlubinné sondy do spodnomiocenního souvrství pokleslé kry, která by jímala neznehodnocenou minerální vodu z primárního zdroje.

Souběžně s průzkumnými pracemi byla v rámci plánu rozvoje a výstavby lázní vyvrtána r. 1950 nová lázeňská studna, neboť dosavadní stav naprosto nevyhovoval. Minerální voda byla do té doby čerpána z řady mělkých kopaných studní, které byly navzájem propojeny potrubím. Minerální voda, která se znehodnocovala při svém vystupování vyššími vodami sarmatskými a panonskými, při povrchu se ještě podstatněji ředila podpovrchovou vodou z aluviálních náplavů potoka.

Nová studna I byla vyhloubena ve staré mělké studni č. 2, ktorá jevila nejpříznivější přítok minerální vody. Byla vyvrtána do hloubky 46,70 m, aniž převrtala sarmat. Vybudovaná studna je nesporně podstatným zlepšením původního stavu. Vhodně volenou konstrukcí podařilo se zcela oddělit nežádoucí přítok podpovrchové spodní vody. Nebylo lze však vyloučit přítok a míšení nehodnotných spodních vod sarmatských, příp. panonských.

Hundra I.

HYDROGEOLOGICKÝ PRŮZKUM R. 1953

Podle podkladů získaných orientační sondáží r. 1950 byl vypracován plán podrobného hydrogeologického průzkumu. Úkolem tohoto hydrogeologického průzkumu bylo:

1. zajistit dostatečné zdroje pitné a sladké užitkové vody,
2. podat konkretní návrh na vybudování definitivní hlubinné studny, která by jímala neznehodnocenou minerální vodu z primárního zdroje v požadovaném množství.

Aby dané úkoly byly splněny, bylo třeba:

1. vyjasnit detailní zlomovou tektoniku ve vývěrové oblasti,
2. prozkoumat hydrologické poměry pravých, sladkých spodních vod panonských,
3. prověřit původ minerální vody a její režim.

V dubnu r. 1953 bylo započato se sondáží. Do konce srpna byly průzkumné práce zakončeny. K sondáži bylo použito úzkoprofilové rychlovrtací soupravy systému zpětného výplachu (Counterflush). Čerpací pokusy z každého obzoru byly provedeny hlubinným pístem (Swabem). V některých případech byla vydatnost vyšetřena samotokem. Písčité a štěrkové obzory byly identifikovány petrograficky a dodatečně elektrickou karotáží. Stratigrafie převrtaných souvrství byla kontrolována mikrofaunistickými rozbory.

Bylo odvrtáno celkem 6 sond. Hluboká sonda CF 6 jižně od lázeňské budovy je situována na vkleslé kře a měla za úkol průzkum hlubších písčitých obzorů spodního miocenu. Další čtyři sondy CF 1, 2, 3, 5 byly odvrtány rovněž na vkleslé kře panonské, jižně od lázeňské budovy. Jejich úkolem byl průzkum zvodnělých písčitých obzorů panonských, příp. sarmatských. Poslední sonda CF 4 byla vysunuta do značné vzdálenosti východně od obce, a to do severní vysoké kry burdigal-helvetské. Jejím úkolem bylo prověření existence zvodnělých dislokací, které se druží k hlavnímu zlomu šaštínskému.

MORFOLOGIE ÚZEMÍ

Lázně Smrdáky leží na jižním úpatí Holého vrchu (kota 371), který patří do skupiny Unínského lesa. Skupina Unínského lesa je samostatnou kopcovinou, která je morfologicky velmi nápadně oddělena od severovýchodního pohoří, budovaného již horninami flyšovými.

Jižní svahy Holého vrchu jsou rozbrázděny velmi hojnými údolími, které pravidelně směrují k jihu. Ve smrdácké oblasti jsou tyto svahy kryty velmi značnými vrstvami spraše. Jsou proto dna erosivních údolí rozryta ve spraších přívalovými stržemi. Teprve jižně od Smrdáků se terén stává mírně kopcovitý. Jižně od Koválova pak přechází do erosivní roviny řeky Myjavy.

Obec sama se rozkládá v údolí Smrdáckého potoka, které není tvarově příliš výrazné, přesto že je to údolí na horním toku. Hlavní příčinou tohoto zjevu je lithologie hornin. Studovaná oblast je budovaná nezpevněnými sedimenty neogenními, v nichž nemohou vzniknout ostré morfologické tvary.

V horní polovině obce dělí se hlavní údolí na čtyři údolí vedlejší. Tři z nich probíhají ve stejném směru, t. j. od J k S. Čtvrté údolí má směr nejdříve k V, načež se stáčí rovněž k S.

Geologická stavba se na utváření povrchových tvarů v podrobnostech neuplatňuje. Morfologicky se jeví pouze vkleslá kra štefanovsko-koválovská jako význačná povrchová deprese. Okrajové stupně odpovídají zhruba okrajovým zlomům vkleslé kry. Pouze údolí, které se odděluje od hlavního údolí ve směru Z—V, t. j. ve směru průběhu vkleslé kry, je pravděpodobně tektonického založení, jak tomu nasvědčuje naše pozorování. Převládající S—J směr všech ostatních údolí je podmíněn morfologicky výrazným elementem, t. j. svahem Holého vrchu Unínského lesa, který za své dominující postavení vděčí geologickému složení. Holý vrch tvoří pevnější, vrstevnaté, písčité slínité jíly a slínovce helvetské.

ZJIŠTĚNÉ GEOLOGICKÉ POMĚRY

Studované území není po geologické stránce zvláště složité. Oblast osady a nejbližšího okolí je budována sedimenty panonskými, sar-

matskými a burdigal-helvetskými. Uloženiny tortonu nebyly na povrchu ani ve vrtech zjištěny. Panon je omezen na vklesłou kru. Sarmat tvoří úzkou mezikru při šaštínském zlomu; burdigal-helvetské slínité jíly a slínovce budují jižní a severní vysokou kru.

Nejstaršími sedimenty na našem území jsou svrchnohelvetské šedé slínité jíly a slínovce. Jsou to t. zv. vrstvy štefanovské (T. Buday 1955). Jsou nejsvrchnějším členem burdigal-helvetského souvrství, které transgresivně a diskordantně spočívá na zvrásněném a zdenudovaném flyšovém podloží.

Burdigal-helvet byl v největší mocnosti 236 m převrtán na sondě č. 6. Vrtba prochází do tortonské kry zlomem v hl. 65 m. Navrtané basální písky na této sondě jsou patrně ekvivalentem štefanovských písků. Uvedený basální písčito-štěrkový obzor je mocný 11 m. V jeho nadloží jsou ještě dva písčité obzory mocné 5 m a 4 m. Tyto písčité obzory jsou primárním zdrojem sirovodíkové vody. primární zdroj

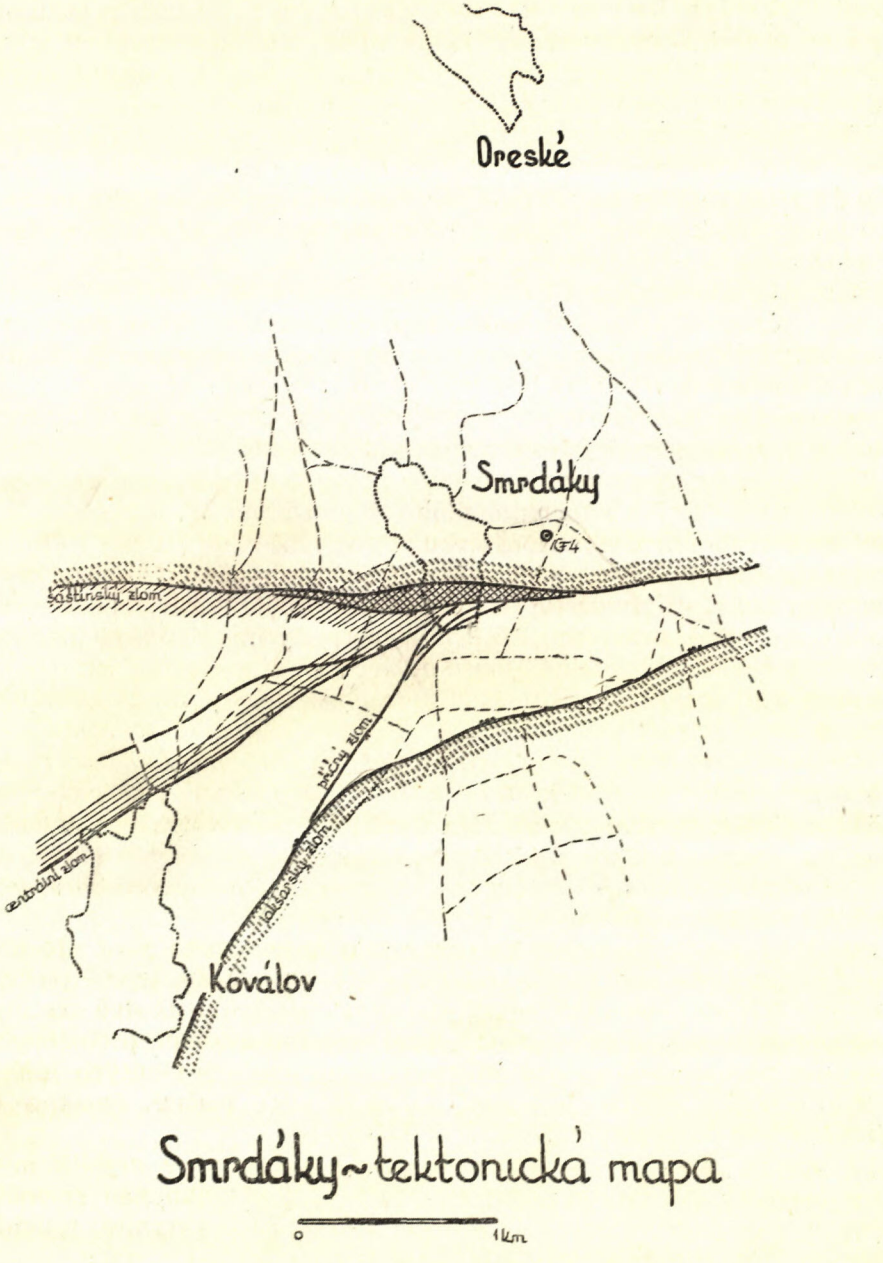
Sedimenty štefanovských vrstev jsou šedé, silně až velmi silně písčité, nezřetelně vrstevnaté slínité jíly a slínovce s vrstvami písku, řídčejí s vrstvami drobného štěrku. Vyznívání silně písčité sedimentace v nadloží se projevuje uložením serie šedých silně písčitých a písčitých slínitých jílů. Toto souvrství je 50 m mocné. Zbytek převrtaného profilu je budován šedými, písčitými, střídavě slabě písčitými slínitými jíly. Vrstevnatost je rovněž nezřetelná. Pouze nejsvrchnější vrstevní úsek o mocnosti 35 m je opět značněji písčitý. Jsou to šedé slínité jíly písčité až velmi silně písčité.

Tortonské sedimenty nebyly ve vrtbách na studovaném území navrtány. Poněvadž však byl v blízké koválovské oblasti torton zjištěn, a sice torton ve vyslazeném (brakickém) vývoji, nelze ani přítomnost tortonu u Smrdáků zcela vyloučit.

Nadložní sarmat je zastoupen svrchním šedým souvrstvím, které bylo navrtáno vždy v neúplném vrstevním sledu na sondách Cf 1, 2, 3, 6. Toliko sonda Cf 5 prošla ze spodního panonu do nejvyššího spodního sarmatu (pásmo s velkými elphidiemi). Spodní sarmat je v oblasti Smrdáků uložen na zvrásnělém burdigal-helvetu diskordantně a transgresivně. Diskordance je mírná, avšak nesouhlasné zvrásnění vrstev ve vrtních jádrech v sarmatu a burdigal-helvetu je přesto dobře patrné.

Transgrese sarmatu nastala v oblasti Smrdáků hrubozrnnými štěrky a písky. Tyto štěrky jsou vyvinuty na severní vysoké kře v oblasti Unínského lesa. Z pískovcových vložek v řadě odkryvu z Unínského lesa uvádí J. Vitális (17) z těchto štěrků sarmatskou faunu. Tyto nálezy potvrdil A. Matějka při svém mapování r. 1935—1936 a nejnověji podle ústního sdělení T. Buday r. 1955. Štěrky jsou hrubozrnné s převahou valounů flyšového materiálu.

Jejich ekvivalentem v poklesłé kře je více než 54 m mocný štěrk a písek, zjištěný v nové lázeňské studni I, ve staré hluboké vrtbě V_1 z r. 1929, při severní straně lázeňské budovy a v řadě starých pokusných



Obr. 1. Smrdáky, tektonická mapa.

sond. V nové studni I byl převrtán štěrk a písek v celém profilu studny do hloubky 47,20 m. Stará vrtba V_1 zjistila písčito-štěrkové souvrství dokonce do hloubky 54 m. Staré studny č. 9, 10, 11 a pokusné sondy V_2, V_5 a V_7 prošly rovněž souvrstvím písků do hloubky 13—22 m.

Všechny uvedené studny a sondy se nalézají v oblasti sarmatské mezikry, omezené na severu burdigal-helvetem vysoké kry a panonem vkleslé kry na jihu. Přesto, že štěrky a písky mezikry se liší jak zrnitostí tak složením od štěrků Unínského lesa, je třeba je považovat za ekvivalentní. Jiný výklad jejich stratigrafické příslušnosti je nepravděpodobný.

V uvedeném štěrkovém obzoru se střídají polohy různorodého štěrku s vrstvami, vrstvičkami a čočkami písku a slínitého písku. Zrna štěrkových valounů nepřesahují Ø 8 cm a jsou převážně křemenná a vápencová (světlý i tmavý triasový vápenec). Vtroušeny jsou též drobné valounky a úlomky tmavých rohovců. Fauna nebyla nalezena.

Přímé nadloží basálních sarmatských písků a štěrků nebylo zde převrtáno. Nejvyšší spodní sarmat zjištěný na vrtbě Cf 5 tvoří světlezelenavé a světlezelenošedé jemně písčité slínité jíly a řídké tenké vrstvy písku, na spodu zpevněné v pískovce. Hlubší sedimenty spodního sarmatu, t. j. světlezelenošedé, hnědě a žlutohnědě skvrnité slínité jíly nebyly v naší oblasti sondami navrtány. Jejich přítomnost byla zjištěna v nejvýchodnější části vkleslé kry, asi 2,5 km východně od obce a u Kovalova. Není však vyloučena okolnost, že souvrství spodního sarmatu je zde vyvinuto neúplně, t. j. že transgrese nenastala v nejspodnějším sarmatu.

Svrchní sarmat nebyl rovněž v lázeňské oblasti úplně převrtán. Sondami byla zastižena většinou vyšší část svrchního sarmatu. Tato redukce je však výlučně tektonického rázu. Ve dvou případech (Cf 2, 3) byl vrt ve svrchním sarmatu zastaven. Převrtaná mocnost svrchního sarmatu ve Smrdákách činí 45 m.

Podstatnou složkou svrchního sarmatského souvrství jsou zde zelenavěšedé, slabě jemně a jemně písčité slínité jíly a šedé, jemně písčité slínité jíly. Zelenavěšedé vrstvy tvoří svrchní polovinu až dvě třetiny celého souvrství svrchního sarmatu. Jsou téměř pravidelně proloženy vrstvami i méně mocnými souvrstvími světlezelenošedých slínitých jílů. Tyto, světlozelenošedé slínité jíly jsou obyčejně silně písčité. Faciálně často přecházejí až do prostých písků.

Ve spodní polovině svrchnosarmatského souvrství v nejbližším okolí lázní nabývají již světlezelenošedé slínité jíly převahu nad zelenavěšedými. Velmi často se objevují zde již vrstvy hnědě skvrnité, jejichž poloha je někdy značne stratigraficky stálá.

Nejspodnější obzor světlezelenavěšedých slínitých jílů bývá vyvinut jako souvrství 6—20 m mocné a má téměř vždy jednu nebo více vrstev hnědě skvrnitých.

Petrograficky velmi typicky se projevuje zakončení svrchnosarmatské

sedimentace. Je to vrstva nebo slabá vrstvička, případně vložky a proplástky hnědočerveného uhelného slínitého jílu. Tento obzor je i v širší oblasti velmi stálý. Slouží proto jako dobrý vůdčí horizont.

Nadložní spodní panon byl převrtán v největší mocnosti 99 m na sondě Cf 1. Vrstevní profil spodního panonu na ostatních sondách je zkrácen jednak při nadloží, v důsledku vyšší strukturní polohy sondy, a jednak při podloží následkem tektonického přechodu sondy z pokleslé kry do kry vysoké.

Spodnopanonské uloženiny jsou na povrchu rozšířeny v oblasti vkleslé kry mezi lakšárským zlomem a centrálním zlomem koválovským. Sedimentace spodnopanonských vrstev se jeví jako sedimentace poměrně klidná. Převážně se usazují slínité jíly a jíly zelenavěšedé, slabě jemně písčité nebo zcela nepísčité, v mocných, mnohametrových vrstvách. Světlezelenavěšedé a světlezelenošedé odstíny hornin jsou řídce zastoupeny. Rovněž vrstvy písku jsou řídké a nepříliš mocné.

Střední panon je omezen na užší vkleslou kru mezi šaštínským zlomem a centrálním koválovským zlomem. Mocnost středního panonu na západním okraji osady je 60—80 m. Směrem k západu mocnosti přibývá, neboť v tomto směru generelně zapadají.

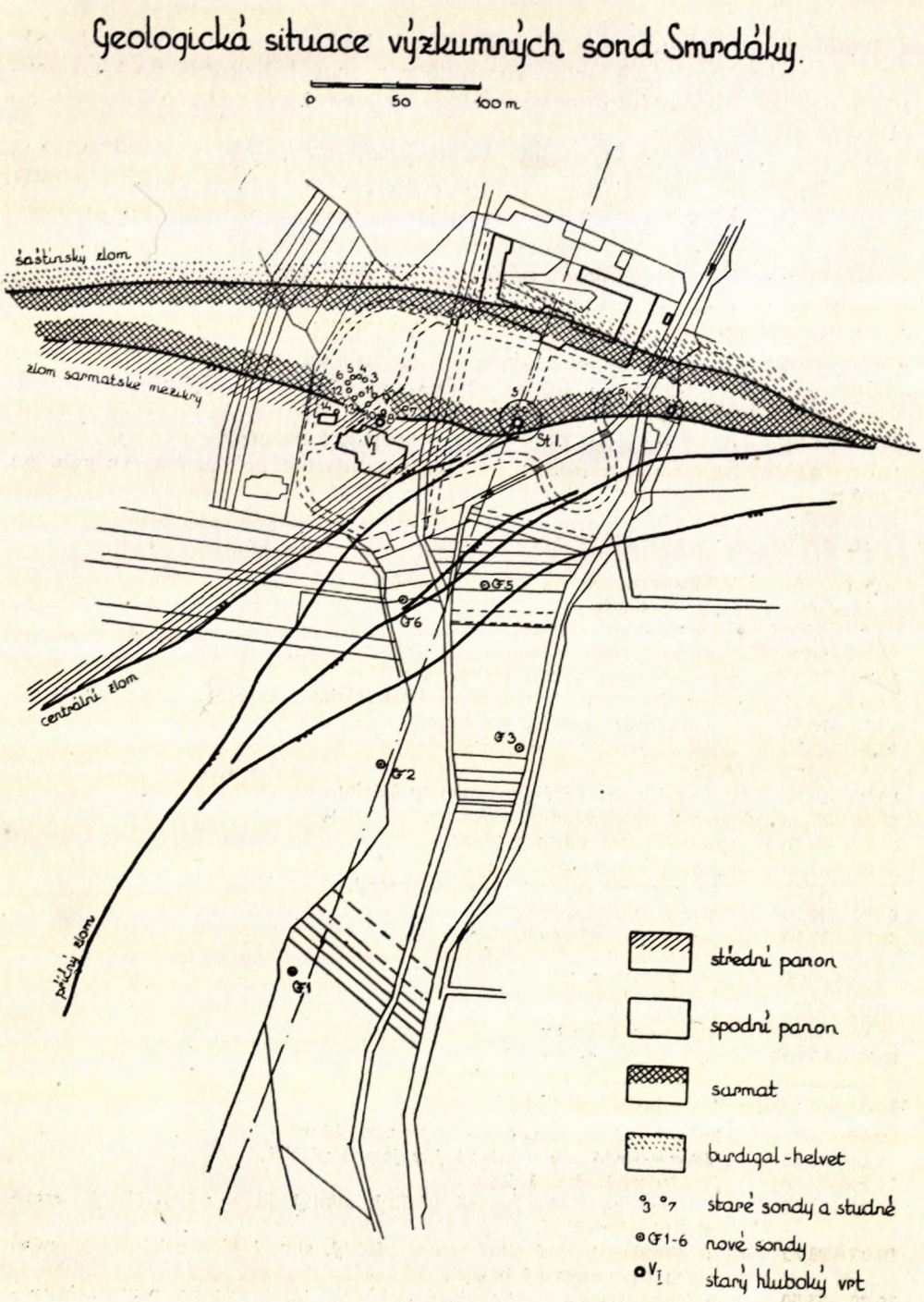
Středněpanonské souvrství je lithologicky velmi rozmanité. Je výsledkem sedimentace, jejíž podmínky se rychle měnily. Vidíme se zde střídat vrstvy a vrstvičky šedozelených, zelenošedých a světlezelenošedých jílů se slínitými jíly podobných barev a odstínů. Objevují se zde již silnější projevy uhelné sedimentace, vyjádřené uložením šedých, černých a hnědočerných uhelných jílů menší mocnosti.

Stejně tak písčitost souvrství vykazuje velkou a rychlou změnu, a to jak ve smyslu horizontálním, tak vertikálním. Sedimentace písku je význačným rysem střednopanonského souvrství.

Změlnění střednopanonského sladkovodního jezera se projevilo intensivnějším prokysličením vod, takže tu byly podmínky pro sedimentaci pestrých vrstev. Prokysličování vod za stálého změlčování se stává směrem do nadloží stále intensivnější. To se projevuje zmnožováním pestrých vrstev a přibýváním jasnosti jejich sekundárních barevných odstínů.

Popsané panonské sedimenty nejsou na našem území nikde odkryty. Jsou kryty plistocenními sprašemi a holocenními pokryvy. Plistocenní spraše tvoří v okolních kopcovinách pokryvy 5—10 m mocné, avšak ani větší mocnosti nejsou řídké. Spraše vyplňují nerovnosti plistocenního povrchu. Jsou zde silně vápnité a obsahují hojné vápnité konkrece.

Mladší holocenní pokryvy jsou zastoupeny eluviálními hlínami téměř vždy jílovitými a slínitými. Vznikly hlavně na úbočích mírných severních svahů. Splavením těchto hlín vznikly místy v údolích hlíny přemístěné. Zvláště sprašové hlíny dosahují značných mocností. Aluviální hlíny tvoří úzkou údolní nivu smrdáckého potoka jižně od obce.



Obr. 2. Geologická situace výzkumných sond Smrdáky.

Jižně od obce jsou aluviální hlíny velmi bohaté na síru, vyloučenou z odtékající vody. Tvoří zde velmi rozsáhlé a mocné ložisko sirného černého bahna. Toto bahno je balneologicky velmi cenné a připravuje se jeho lázeňské využití.

Aluviální štěrky zde téměř nejsou vyvinuty. Netvoří obvyklé výplně dna údolí, nýbrž jen podřadné polohy v píscích. Štěrkové valouny, pokud mají svůj původ z flyšového pásma, jsou velmi málo opracované. Rovněž náplavy písků jsou málo mocné a téměř vždy slínité. Na výměrovém místě, v lázeňském parku pod pokryvem aluviálních humusových hlín byla zjištěna velmi mocná vrstva písku, ve dvou sondách se štěrkem. (Písek na sondě Cf 6, který sahá do hl. 24,90 m, není původu aluviálního.) Starší podklad aluvia tvoří tu jen několik metrů mocný spodní panon ve slínitém vývoji, který spočívá na svrchním sarmatu.

PŘEHLEDNÉ PROFILY LÁZEŇSKÉ STUDNY A VÝZKUMNÝCH SOND

Nová lázeňská studna (geologický profil: Zeměvrtný průzkum a sondy n. p.)

0,00—2,50	kvarter,
2,50—47,10	svrchní sarmat,
0,00—2,50	šedohnědá, písčitá humusová hlína,
2,50—6,80	jemný písek,
6,80—8,70	jemný písek a štěrk,
8,70—10,90	jemný písek,
10,90—11,70	jemnozrnný vápnitý pískovec,
11,70—14,10	jemný až hrubý písek, při podloží štěrk,
14,10—16,50	jemnozrnný vápnitý pískovec,
16,50—23,10	jemný písek s polohami štěrku,
23,10—26,00	písek a štěrk,
26,00—29,50	jemný písek s řídkými valouny štěrku,
29,50—33,40	jemnozrnný vápnitý pískovec,
33,40—38,30	hrubý štěrk a hrubý písek,
38,30—41,20	jemný jílovitý písek,
41,20—44,20	jemnozrnný vápnitý pískovec, pevný,
44,20—46,70	hrubý štěrk a písek,
46,70—47,10	jemný jílovitý písek,

Sonda Cf 1 (224,50 m n. m.)

0,00—2,30	kvarter,
2,30—98,80	spodní panon,
98,80—138,50	svrchní sarmat,
.....	zlom .....
138,50—(201,00)	burdigal-helvet,
0,00—2,30	hnědočerná až černá písčitá humusová hlína,
2,30—11,50	zelenavěšedé jíly a slínité jíly jemně písčité,
11,50—12,60	hnědočerný uhelný jíl,
12,60—15,00	světlezelenavěšedý, jemně písčitý, slínitý jíl a zelenavěšedý, jemně písčitý, slínitý jíl,
15,00—19,70	světlezelenavěšedý silně jemně písčitý, slínitý jíl s polohami jemného písku (II. panonský obzor),
19,70—53,50	světlezelenavěšedé jíly, řídce slabě písčité, ve svrchní partii světlezelenavěšedé jíly a slínité jíly, silně písčité,

53,50—61,60	světlezelenavěšedý, slabě jemně písčitý slínitý jíl,
61,60—73,00	světlezelenavěšedé, jíly a slínité jíly, méně hojné světlezelenošedé jíly,
73,00—74,70	světlešedý středně zrnitý až hrubozrnný písek (IV. obzor panonský)
74,70—98,80	zelenavěšedé jíly a slínité jíly, slabě jemně a jemně písčité; při nadloží řídce světlezelenošedé jíly,
98,80—116,00	světlezelenošedé a světlezelenavěšedé slínité jíly, jemně až silně jemně písčité. Řídce zastoupeny zelenavěšedé jemně písčité slínité jíly,
116,00—138,50	zelenavěšedé a šedé jemně písčité, slínité jíly,
138,50—201,00	šedé, slabě jemně písčité, střídavě jemně písčité slínité jíly.

Sonda Cf 2 (227,0 m n. m.)

0,00—2,00	kvarter,
2,00—43,00	spodní panon,
	zlom,
43,00—73,50	spodní panon,
	zlom.
73,50—(111,00)	svrchní sarmat,
0,00—2,00	tmavěšedohnědá písčito-jílovitá humusová hlína; na spodu tmavohnědý písčití hlinitý jíl,
7,20—10,50	zelenavěšedé hnědě skvrnité jemně až silně jemně písčité slínité jíly,
2,00—7,20	jemný slídnatý písek,
10,50—44,00	zelenavěšedé slabě jemně písčité jíly a zelenavěšedé slabě jemně písčité slínité jíly; řídké světlezelenošedé slínité jíly,
44,00—45,40	šedý jemný slídnatý písek, slabě slínitý (III. obzor — panonský),
45,40—58,30	světlozelenavěšedé silně jemně písčité slínité jíly a zelenavěšedé jemně písčité jíly a slínité jíly,
58,30—61,00	šedý hrubý, křemitý písek,
61,00—63,50	zelenavěšedé jemně písčité jíly a slínité jíly,
73,50—106,30	převládají: světlezelenošedé slabě jemně písčité slínité jíly a jemně písčité slínité jíly; méně hojné: zelenavěšedé slabě jemně písčité slínité jíly,
106,30—111,00	hrubý písek s vrstvami drobného a hrubého štěrku (V. obzor sarmatský).

Sonda Cf 3 (225,50 m n. m.)

0,00—2,80	kvarter,
2,80—38,00	spodní panon,
	zlom,
38,00—60,20	spodní panon,
	zlom,
60,20—68,00	svrchní sarmat,
0,00—2,80	černošedá, jemně písčitá, jílovitá, silně humusová hlína a šedý hlinitý jíl, hnědě skvrnitý. Na spodu řídký štěrk (I. obzor — kvarterní),
2,80—28,80	zelenavěšedé jíly, řídčeji slínité jíly jemně písčité, ve svrchní partii hnědě skvrnité,
28,80—43,00	světlezelenavěšedé silně jemně a jemně písčité slínité jíly a zelenavěšedé až šedé, slabě jemně písčité slínité jíly,
43,00—46,20	světlešedý hrubozrnný a středně zrnitý písek (IV. obzor — panonský),
46,20—60,00	zelenavěšedé, slabě jemně písčité jíly a zelenavěšedé slabě jemně písčité slínité jíly; řídké: světlozelenošedé jíly (při nadloží),
60,00—68,00	světlezenošedé a světlezelenavěšedé slínité jíly, jemně písčité. V hl. 66,20—66,60 m jemný písek (IVa obzor — sarmatský),

Sonda Cf 4 (241,0 m n. m.)

0,00—0,30	kvarter,
0,30—31,50	burdigal-helvet,
0,00—0,30	hnědošedý, písčitý, hlinitý, hnědě skvrnitý jíl,
0,30—6,80	světlezelenošedý, hnědě skvrnitý, jemně písčitý slinitý jíl,
6,80—31,50	zelenavěšedý, slabě jemně písčitý slinitý jíl.

Sonda Cf 5 (225,50 m n. m.)

0.00—6,00	kvarter,
6,00—8,50	spodní panon,
	zlom,
8,50—44,00	spodní sarmat,
	zlom,
44,00—122,00	burdigal-helvet,
0,00—6,00	hnědošedá písčitá hlína, slabě humusová a černošedá písčitá slinitá hlína,
6,00—8,50	světlezelenavěšedý, silně hnědě skvrnitý, silně jemně písčitý slinitý jíl,
8,50—24,60	světlezelenavěšedé, jemně až silně jemně písčité slinité jíly, při nadloží velmi silně písčité; přecházejí do písku,
24,60—39,20	světlezelenavěšedé a světlezelenošedé jemně písčité slinité jíly,
39,20—41,50	světlešedý jemnozrnný pískovec, pevný,
41,50—122,00	šedý slabě jemně až jemně písčitý slinitý jíl.

Sonda Cf 6 (226,0 m n. m.)

0,00—7.50	kvarter,
7,50—30.00	spodní panon,
30,00—65,00	svrchní sarmat,
	zlom
65,00—301,00	burdigal-helvet,
0,00—7,50	tmavohnědá písčitá humusová hlína; tmavošedý a světlešedý silně jemně písčitý slinitý jíl; na spodu drobný štěrk a písek,
7,50—24,90	světlešedý, jemný, slabě slídnatý písek (IV. obzor — panonský),
24,90—65,00	zelenavěšedé až světlezelenavěšedé slinité jíly se střídají se světlezelenošedými slinitými jíly, jemně písčitými,
65,00—102,00	šedé, převážně silně jemně písčité slinité jíly,
102,00—172,00	zelenavěšedé, slabě jemně písčité, střídavě jemně písčité slinité jíly,
172,00—222,00	šedé, jemně písčité, při nadloží silně jemně písčité slinité jíly,
222,00—263,20	šedý, jemně písčitý slinitý jíl, s polohami silně jemně písčitými,
263,20—266,50	šedý silně jemně písčitý slinitý jíl,
266,50—301,00	souvrství písku, na spodu hrubých písků; štěrky a písky se střídají se silně slinitými jíly (VI. obzor — burdigal-helvetský).

Tektonický obraz vývěrového území a nejbližšího okolí je dán existencí dvou velkých poklesných protiklonných poruch, které omezují vkleslou kru štefanovsko-kovalovskou. Šaštínský zlom, ukloněný k jihu, má tu průběh Z-V a jeho východ překračuje jižní cíp osady. Jižně od šaštínského zlomu probíhá protiklonný lakšársky zlom ukloněný k SZ. Lakšárský zlom má průběh JZ-SV. Jižně Smrdáků se stáčí do směru VSV a přibližuje se k šaštínskému zlomu na 500—300 m. Východně od lázní oba zlomy pravděpodobně vyznívají a vkleslá kra mizí.

Kromě těchto dvou význačných okrajových poruch, které oddělují burdigal-helvet vysoké kry severní a jižní od panonu vkleslé kry, byly sondáží zjištěny další směrné dislokace. Je to centrální koválovský zlom, který zachovává směr JZ-SV a je ukloněn k SZ. Ve vývěrové oblasti, v lázeňském parku se spojuje se severním okrajovým zlomem lakšárským, resp. jižním zlomem sarmatské mezikry. Centrální zlom omezuje severní, hlavní vkleslou střednopanonskou kru od jižní vyšší kry spodnopanonské.

Střednopanonské a spodnopanonské vrstvy vkleslé kry stoupají generálně k SV a V, ve směru zužování se vkleslé kry. Jejich sklon je zhruba 10°—20°. Při okrajových zlomech a při zlomech uvnitř vkleslé kry jsou vrstvy vyvlečeny a ukloněny 25°—30°. Celkem mírnému úklonu panonských vrstev na povrchu odpovídá v hlubších partiích příkopu intensivnější a detailnější vyvrásnění vrstev. Je to důsledek horizontálních tlaků v klesajících a bočně stlačovaných vrstvách v úzkém příkopu.

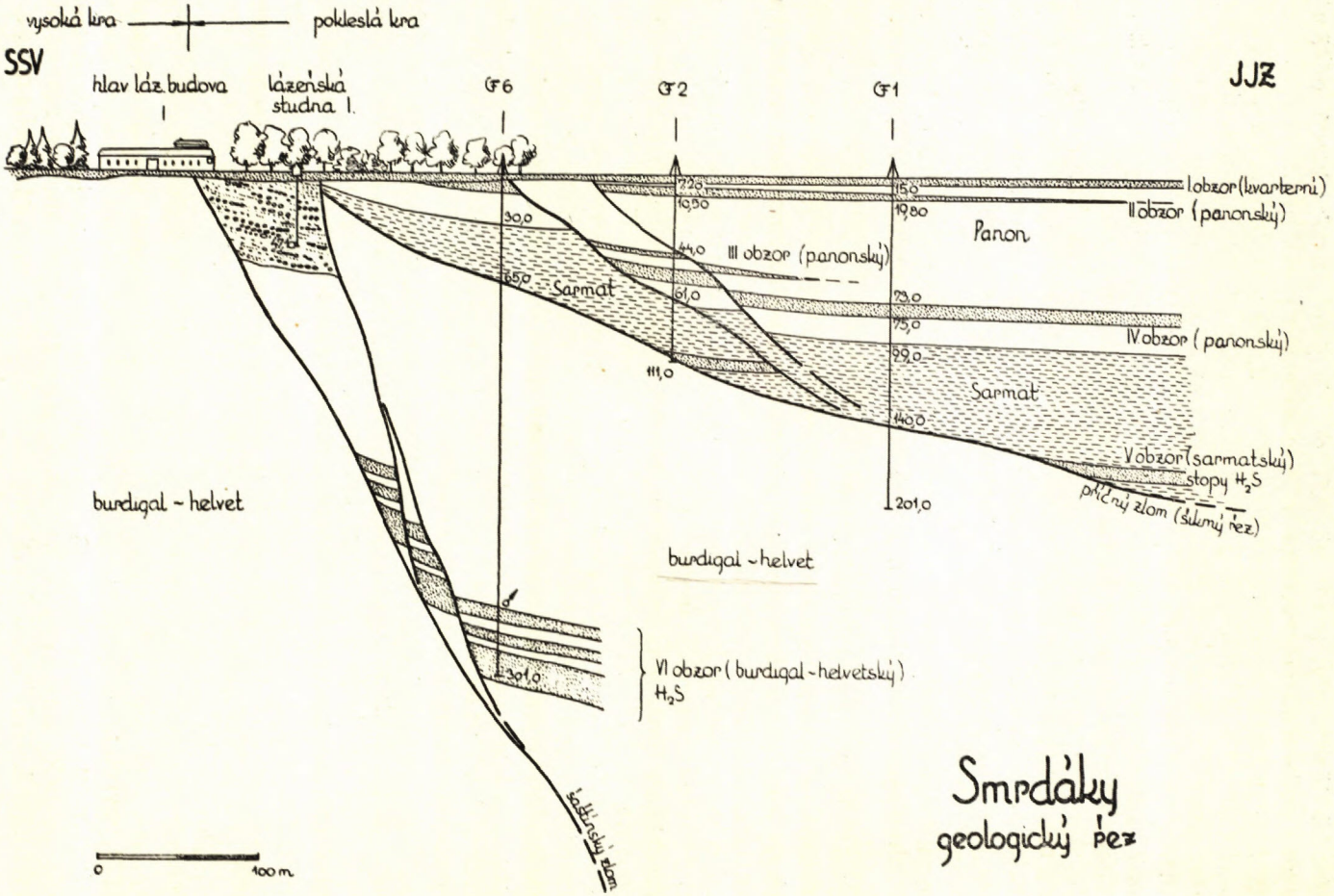
Nová zjištění, která přinesly vrtby Cf 1, 2, 3, 5 a 6, zpřesnila tektoniku ve vlastní a nejbližší sousední oblasti vývěrů. Ukázala, že zlomová tektonika je zde velmi detailní a je podmínkou vývěrů minerální vody (viz dále).

Předně byl identifikován podružný zlom ke zlomu šaštínskému, který v údolí Smrdáků omezuje na jihu sarmatskou mezikru. Dále byl zjištěn zlom, jehož směr připomíná směr příčných poruch. Odděluje se od lakšárského zlomu severovýchodně od Koválova v místě jeho ohybu a je k němu protiklonný. Probíhá západně od smrdáckého potoka k SV a připojuje se ve vývěrové oblasti k severnímu okrajovému zlomu (šaštínskému) prostřednictvím zlomu sarmatské mezikry. Před spojením obou zlomů odštěpují se od příčného zlomu dvě souklonné virgace, které omezují koutové stupňovité poklesle mezikry a vyrovnávají tak rozdílnou výšku skoku obou zlomů.

Příčný zlom má značnou výšku skoku. Vrtbami bylo zjištěno, že jeho sklon jakož i sklon obou hlavních okrajových zlomů je příkrý. Toto zjištění je ve shodě s principy poklesové zlomové mechaniky v úzkých, hlubokých příkopech. Stupňovitě pokleslé mezikry omezené virgacemi příčného zlomu jsou ve srovnání s hlavní jižní pokleslou krou strukturně značně vysoké. V nejvyšší, západní šupině vystupuje sarmat až do výše 15 m pod povrch. Ve srovnání s pokleslou krou se proto vývěrová oblast jeví jako strukturní zlomová elevace.

Stupňovité mezikry, hlavně sarmatská mezikra, a jejich zlomy umožňují, jak bude dále uvedeno, vystupování spodních burdigal-helvetských vod k povrchu.

Hlubinnou vrtní sondáží na živice ve vnitroalpské pánvi vídeňské se však poznalo, že zlomy v neogenní pánevní výplni nejsou rozevřené, nýbrž těsně. Utěsňují dokonale nejen vodní obzory, nýbrž i obzory naftové a plynové. Těsnost je podmíněna hlavně plasticitou souvrství a



Obr. 3. Smrdáky, geologický řez.

horizontálními tlaky, které se uplatňují v klesajících vrstevních komplexech podle syngenetických zlomů.

Přesto je třeba v určitém hloubkovém úseku v burdigal-helvetu v naší oblasti předpokládat netěsné dislokace, po kterých minerální voda vystupuje (viz geol. řez). Důvody pro to jsou tyto:

Přítomné burdigal-helvetské písčité jíly a slínovce jsou sedimenty značně zpevněné.

Tektonické narušení hornin je zde velmi značné.

Konečně v burdigal-helvetu je možno předpokládat přítomnost epigenetických zlomů.

Nejnovější výzkum ve vnitroalpské pánvi vídeňské (1, 5, 6, 8) přinesl nová kriteria v nazírání na tektogenesi neogenní výplně vnitroalpské pánve. Kromě známé a regionálně přítomné diskordance a stratigrafického hiátu mezi burdigal-helvetem a nadložním tortonem. (D. Andrusov 1938) byly prokázány i další diskordance a transgrese. Důležité přerušení sedimentace známe dnes na př. mezi středním tortonem a sarmatem.

Přerušení sedimentace a vznik diskordance je v přímé souvislosti s opakováním se období klidu a období tektonických pohybů. Opakovaly se a oživovaly nejen poklesové pohyby na starých zlomech, nýbrž vznikaly i zlomy nové. Nově založené zlomy v mladých, na starším neogenním podkladu diskordantně ležících sedimentech porušily nutně toto podloží epigeneticky. Jejich charakter ve svrchních souvrstvích je ovšem syngenetický.

Na základě podaného přehledného rozboru je třeba ve smrdácké oblasti předpokládat přítomnost zlomů, které mají v hloubce charakter zlomů epigenetických. Tato skutečnost může mít nemalý vliv na netěsnost zlomových systémů. Konečně je nutno předeslat, že rozevřené dislokace byly skutečně zjištěny v případě jímacích studní III a IV, které byly později odvrtány v místě sondy Cf 4.

MIKROSTRATIGRAFICKÁ IDENTIFIKACE PŘEVRTANÝCH SOUVRSTVÍ (PODLE ŠETŘENÍ DR. KVĚTY SLAVÍKOVÉ)

Sonda Cf 1

Mikrostratigraficky bylo vyšetřeno celkem 24 vzorků, v celkovém převrtaném profilu sondy, t. j. 201 m. Rozbory ukázaly, že na vrtbě Cf 1 jsou tyto oddíly:

Spodní panon ve všech třech mikrostratigrafických pásmech, dále svrchní sarmat a svrchní helvet. Všechny stupně můžeme označit za typicky vyvinuté stupně vnitroalpské vídeňské pánve podle popisu R. Grilla a V. Pokorného. Při popisu panonských druhů ostracod platí zařazení podle V. Pokorného, kterého je zde užito.

Uvádíme rozsah jednotlivých souvrství a jejich mikrofaunistickou charakteristiku na sonde Cf 1:

9,00-40,00 m: spodní panon, typické svrchní mikrostratigrafické pásmo, které je zde zastoupeno těmito druhy ostracod:

Eucythereis folliculosa (R s s),
Cyprideis heterostigma sublitoralis P o k.,
Erpetocypris recta (R s s),
Erpetocypris abscissa (R s s.) atd.

40,00-72,00 m: spodní panon, typické střední mikrostratigrafické pásmo. Tato pasáž je charakterisována převládajícími úlomky druhů:

Eucypris sieberi (M é h.),
Erpetocypris abscissa (R s s.) atd.

76,00-98 m: spodní panon, typické spodní mikrostratigrafické pásmo. Asociace ostracod má zde tyto charakteristické zástupce:

Cyprideis pannonica (M é h.),
Eucypris sieberi (M é h.),
Erpetocypris abscissa (R s s.) atd.

101,00-139,00 m: svrchní sarmat, representovaný společenstvy mikrofosilií, které řadíme ke G r i l l o v u pásmu s

Rotalia beccarii (L i n) a
Nonion granosum (d' O r b.) atd.

V hloubce 139 m je velmi ostrá stratigrafická hranice. Chybí zde zcela pásmo středního a spodního sarmatu. Rovněž svrchní brakický torton, střední a spodní torton a nejsvrchnější partie helvetu. Tato velká mezera je podmíněna existencí stratigrafického hiátu v tortonu a pravděpodobně v nejsvrchnějším helvetu a tektonicky ve spodním a středním sarmatu.

Hloubkový úsek 140—201 m byl určen jako š t e f a n o v s k é v r s t v y — svrchní helvet, „svrchní spongiové pásmo". Nejvyšší partie tohoto souvrství ukazují silně redukční sedimentační prostředí, ve kterém z klasické složky převládají téměř z 90% agregáty pyritu.

Mikrofauna celého tohoto 60 m mocného komplexu je tvořena hojněji zastoupenými jehlicemi h u b. Z foraminifer převládá kvantitatině *Cibicides ungerianus* (d' O r b.), méně hojněji *Cibicides aknerianus* (d' O r b.), *Eponides umbonatus* (R s s.), *Pullenia quinqueloba* (R s s.), *Guttulina problema* d' O r b., *Globulina gibba* d' O r b., *Glandulina laevigata* d' O r b., *Nonion granosum* (d' O r b.), *Bulimina elongata-elegans* d' O r b., *Bulimina aculeata* d' O r b., *Spiroloculina agglutinans* d' O r b., *Elphidium macellum* (F. a M.), *Elphidium cf. crispum* (L.), *Rotalia beccarii* (L.), *Robulus melvilli* C u s h m. a R e n z., *Robulus cultratus* (M o n t f.), *Robulus inornatus-intermedius* (d' O r b.) atd.

K tomuto společenstvu přistupují často *Diatomaceae*, které spolu s hojnými jehlicemi hub ukazují na bohatý obsah SiO_2 v sedimentačním prostředí (vlivy pevniny).

Z rozboru převažujícího mikrospolečenstva je patrno, že během usazování tohoto souvrství došlo k změlčení sedimentačního prostoru a zároveň nám výskyt některých druhů ukazuje určité vyslazování.

Prvky hlubšího mořského prostředí (neritika) se uplatňují v nepatrné míře.

Sonda Cf 2

Z této vrtby bylo zhodnoceno celkem 13 vzorků. Byly zjištěny tyto stupně: spodní panon, svrchní, střední a spodní mikrostratigrafické pásmo a svrchní sarmat.

11,00-39,00 m: spodní panon, mikrostratigrafické pásmo, ve kterém byla nalezena asociace s těmito hlavními zástupci:

Cyprideis heterostigma sublitoralis Pok., *Erpetocypris recta* Rss.), *Erpetocypris abscissa* (Rss.) atd.

31,00-43,00 m: spodní panon, střední mikrostratigrafické pásmo, jehož normální vertikální vývoj mikrofauny není ještě v 43,000 m ukončen. Redukce pásma je tektonická. Vrtba v této hloubce prochází pokleslým zlomem. Byli zjištěni totožní zástupci jako na sondě Cf 1.

43,00—70,00 m: spodní panon, spodní mikrostratigrafické pásmo. V asociaci tohoto pásma byly zjištěny tyto druhy jako hlavní zástupci:

Cyprideis pannonica (Méh.), *Hemicythere lörentheyi* (Méh.), *Erpetocypris abscissa* (Rss), *Eucypris sieberi* (Méh.) atd.

75,00—105,00 m: svrchní sarmat se všemi typickými zástupci Grillova pásma s

Rotalia beccarii (Lin.),

Nonion granosum (d'Orb.) atd.

Sonda Cf 3

Mikrofaunistickým rozborům bylo podrobeno celkem 12 vzorků. Rozsah vrtného profilu je 68 m. Byly zjištěny tyto stupně: spodní panon se všemi třemi pásmy a svrchní sarmat.

4,00—14,00 m: spodní panon, svrchní mikrostratigrafické pásmo, ve kterém byla nalezena asociace těchto druhů:

Erpetocypris abscissa (Rss.),

Erpetocypris recta (Rss.),

Erpetocypris folliculosa (Rss.),

Cyprideis heterostigma sublitoralis Pok.

15,00—38,00 m: spodní panon, střední mikrostratigrafické pásmo, charakterisované převládajícími úlomky druhů:

Eucypris sieberi (Méh.), *Erpetocypris abscissa* (Rss.),

Normální vertikální vývoj mikrofauny není v hloubce 38 m ukončen, nýbrž zkrácen následkem průchodu sondy zlomem.

38,00—59,00 m: spodní panon, spodní mikrostratigrafické pásmo s druhy:

Hemicythere lörentheyi (Méh.), *Eucypris sieberi* (Méh.), *Cyprideis pannonica* (Méh.).

Svrchnější část tohoto pásma je tektonicky redukovaná zlomem v 38 m, takže je zachycena pouze mikrofauna spodní části souvrství.

60,00—61,00 m: v této hloubce jsou zastoupeny spodnopanonské

i svrchnosarmatské formy, takže zde probíhá hranice mezi spodním panonem a svrchním sarmatem. Také tato hranice je tektonická. Zkrácen je však pouze spodnopanonský profil.

61,00—63,00 m: svrchní sarmat. Obsahuje asociace mikrofauny pásma *Rotalia beccarii* (L i n.), *Nonion granosum* (d' O r b.).

S o n d a Cf 4

Z této vrtby bylo zpracováno celkem 6 vzorků z 31 m vrtního profilu. Toto souvrství lze na základě mikrostratigrafických rozborů zařadit k štefanovským vrstvám — spodnímu spongiovému pásmu.

Společenstva jsou druhově i kvantitativně bohatá. Vyskytuje se v nich více jehlic hub, hojně

Globigerina bulloides d' O r b., *Globigerina inflata* d' O r b., *Nonion soldanii* (d' O r b.), *Bathysiphon taurinense* S a c c., *Robulus vortex* (d' O r b.), *Robulus inornatus — intermedius* (d' O r b.), *Robulus similis* d O r b., *Robulus orbicularis* (d' O r b.), *Robulus sub mamilligerus* (C u s h m.), *Uvigerina pygmea* d' O r b., *Robulus macrodiscus* (R s s.), *Robulus calcar* (d' O r b.), *Marginulina behmi* R s s., *Nodo-generina adolphina* (d' O r b.), *Nodosaria pyrula* d' O r b., *Uvigerina asperula* C z j. atd.

Uvedený mikrofaunistický rozbor nám ukazuje asociaci s bohatou mořskou faunou, usazenou v hlubším neritiku.

Přímou korelaci se společenstvy z vrteb 1, 5, 6 nelze provést, poněvadž zde jde o stratigraficky nižší pásmo štefanoských vrstev. Určité vztahy k nadložním asociacím z vrteb I, V, VI lze nalézt.

S o n d a Cf 5

Z převrtaného profilu do hloubky 122,00 m bylo zhodnoceno 11 vzorků.

Byl zjištěn spodní sarmat a svrchní helvet.

15,00—38,00 m: spodní sarmat, pásmo s velkými Elphidiemi:

Elphidium reginum (d' O r b.), *Elphidium crispum* (d' O r b.), *Elphidium sculatum* (d' O r b.), *Elphidium cf. hauerinum* (d' O r b.), *Hydrobia sp.*, řasa *Chalmasia morelleti* P o k. atd.

Kromě toho byly v tomto pásmu nalezeny allochtonní mořské prvky.

44,00—122,00 m: určeno jako souvrství, které lze zařadit do svrchního helvetu — štefanoských vrstev (k svrchnímu spongiovému pásmu).

Toto souvrství má stejný charakter, jak je uvedeno v sondě Cf 1. Obsahuje podobně jako v následující sondě Cf 6 mikrofaunistický obzor, který možno použít k jemnější korelaci uvedených vrteb. Tento obzor je charakterisován výskytem druhu

Cancris brognarti (d' O r b.), spolu s *Chilostomella ovoidea* C z j.

S o n d a Cf 6

Na této hluboké vrtbě (301,00 m) bylo zpracováno a zhodnoceno celkem 29 vzorků. Jsou zde zasoupeny tyto stupně: spodní panon, spodní mikrostratigrafické pásmo, svrchní sarmat a svrchní helvet.

25,00—30,00 m: spodní panon, spodní mikrostratigrafický obzor, ve kterém byli zjištěni typičtí zástupci:

Eucypris sieberi (M é h.), *Erpetocypris abscissa* (R s s.), *Cyprideis pannonica* (M é h.).

30,00—65,00 m: svrchní sarmat, mikrostratigraficky zcela totožný s pásmem

Rotalia beccarii (L i n.), *Nonion granosum* (d' O r b.).

100,00—291,00 m: Mikrofaunistický rozbor ukazuje na shodu s předcházející sondou. Lze tedy souvrství zařadit k svrchnímu helvetu —štefanovským vrstvám (k svrchnímu spongiovému pásmu).

Poněvadž jsou v sondě zachyceny vzhledem k Cf 1, Cf 3 i spodnější partie, je nutno podotknout, že některé vzorky těchto spodnějších partií mají chudá, nevýrazná společenstvá, která lze potom zařazovat k tomuto souvrství pouze interpolačně.

HYDROGEOLOGIE SPODNÍCH VOD SLADKÝCH

Geologickou situací území, jak byla v předu uvedena, jsou podmíněny tyto hydrologické poměry sladkých vod:

I. o b z o r — k v a r t e r n í je obzor aluviálních písků a štěrků v údolí potoka. Poněvadž tento obzor je nesouvislý a písky a štěrky bývají téměř vždy slinité, je jeho zvodnění velmi nepříznivé. Štěrk a písek se nalézá nehluboko pod povrchem. Vodní jímky jsou nejen nevydatné, ale voda je jakostně podřadná a obyčejně bakteriálně závadná. V oblasti lázeňského parku je kromě toho podpovrchová spodní voda znehodnocena sirovodíkovou vodou, jejíž výměry nepřicházejí až na povrch.

Jímání podpovrchové kvarterní vody, vázané na rozvětralou horninovou zonu, nepřichází zde v úvahu, neboť taková voda zde neexistuje, alebo jen v nepatrném množství. Podklad aluvia i eluvia tvoří nezpevněné neogenní slinité jíly, které tuto možnost téměř vylučují.

II. o b z o r — p a n o n s k ý byl zjištěn na vrtbě Cf 1 (15,00—19,70 m), Cf 2 (7,20—10,50 m), a ve staré vrtbě Cf 221 (13,00—19,00 m). Tento horizont je souvislý, avšak místy značně zaslíněný. Je vyvinutý v nejvýchodnější pokleslé spodnopanonské kře. Na západnějších mezikrách v důsledku vysoké strukturní polohy se písčitý obzor nezachoval. Infiltrační oblast na výchozu tohoto obzoru se nachází ve vzdálenějším území spodnopanonské vklesle kry jihovýchodně od lázní. Poněvadž nadmořská poloha výchozu je vyšší než kota sondy Cf 1, jeví zde voda II. panonského obzoru artéský přetlak s přítokem nad úroveň.

III. o b z o r — p a n o n s k ý byl převrtán pouze na sondě Cf 2 (44,80—45,40 m). Obzor jeví nesouvislý čočkovitý vývoj. Písek tohto obzoru je podobně jako písek obzoru předchozího, jemnozrnný až velmi jemnozrnný. III. obzor je vyvinut místy též ve východní pokleslé kře.

IV. o b z o r — p a n o n s k ý je nejmocněji vyvinutý panonský písek. Písek je jemnozrnný, středně zrnitý, místy až hrubozrnný. Byl převrtán

ve východní pokleslé kře na vrtbě Cf (73,00—74,77 m), Cf 2 (58,30—61,00 m), Cf 3 (43.00—46,20 m). Rovněž nejsvrchnější písek na vrtbě Cf 6 (7,50—24,90 m) v západní pokleslé mezikře je jeho ekvivalentem. Voda je napjatou a na sondě Cf 3 přetéká nad úroveň. Infiltrační oblast IV. obzoru, t. j. jeho výchoz ve východní pokleslé kře leží nad úrovní vrteb, podobně jako v případě obzoru II.

IVa. obzor — sarmatský. Tento nesouvislý obzor o malé mocnosti a čočkovitého vývoje byl navrtán pouze na sondě Cf 3 (66,30—66,70 m) ve vysoké poloze ve svrchním sarmatu. S hlediska hydrologického je to obzor bez většího významu. Kromě toho je jeho voda již značněji mineralisována a má přimíšený malý podíl H_2S.

V. obzor — sarmatský je vyvinut na sondě Cf 2 (106,30—111,00 m). Je to mocný a souvislý obzor hrubých písků s polohami drobného štěrku. Byl navrtán v západní mezikře. Ve střední mezikře a ve východní pokleslé kře nebyl vrtbami zastižen, neboť se nalézá mimo jejich dosah. Voda tohto obzoru je značně mineralisována, rovněž se stopami H_2S.

K panonským a sarmatským obzorům druží se obzor dislokační vody na vrtbě Cf 4. Voda není zde vázána na souvislý písčitý obzor, nýbrž na poruchové pásmo, které sonda v uvedené hloubce převrtává. Zlomy bylo lze na vtrním materiálu přímo indentifikovat. V souladu s tím je zjištění zvláštního charakteru chemického složení této vody. Přesto, že voda přitéká do studny v hloubkovém intervalu 9,70—20,70 m, svědčí její mineralisace o značném podílu hlubinné vody burdigal-helvetské.

Obzory pravých spodních vod panonských a sarmatských v sondách Cf 1, 2, 3 jsou vázány na více či méně rozsáhlé písčité, případně štěrkové vrstvy. Rozlehlost jednotlivých ker je v přímé závislosti s vydatností přítomných obzorů spodních vod. Ve východní pokleslé kře, kde je rozdílná výšková poloha jímacího zdroje a napájecí oblasti, nastává samovolný přetok. Zvodnělé obzory jednotlivých ker jsou navzájem isolované, což dosvědčují chemické analysy. Pouze v blízkém okruhu vývěrové oblasti, v důsledku netěsnosti poruch vystupují spodnější vody, zasahují vody vyšších obzorů a mění jejich složení. Tak na př. jsou vody obzoru 44,80—45,40 m a 58,30—61,00 m na sondě Cf 2 zasaženy účinky vod obzoru 106,30—111,00 m téže sondy (viz dále).

Pravé spodní vody pitné lze ve smrdácké oblasti zařadit: 1. do typu sladkých vod sladkovodních jezerních sedimentů panonských a 2. do typu vyslazených vod svrchnosarmatských brakických sedimentů.

Podle chemického složení lze vody 1, 2 a 4, dále 5 a 6, 7 a 8 a koněčně 9 a 10[1] považovat za totožné a velmi blízké. Voda 3 má poněkud isolovanější postavení. Vody 1—4, 9 a 10 jsou vysloveně sladké vody povrchových partií panonu. Vody 5—8 jsou vody smíšené až brakické s mírně zvýšenou mineralisací. Přitom vody 5 a 6 jsou síranové vody smíšené, typické pro poruchové oblasti, kde je míšení umožněno. Voda

[1] Čísla značí pořadová čísla chemických analys, pod kterými jsou v přiložené tabulce uvedeny.

7 a 8 je již brakická voda typu blízkého živičným vodám. Ve shodě s tím obsahuje voda 8 rozpuštěný methan.

Složení vod 7 a 8 vykazuje ve shodě s větší hloubkou očekávaný iontový spád, běžný v oblastech panonsko-sarmatských vyslazených sedimentů (vzrůst Cl' a relativní pokles CO_3'').

Sarmatská voda 11 vykazuje větší mineralisaci než voda 9 a 10, ale poněkud menší než sarmatská voda 7 a 8. Patří do prvého typu vod, ale stojí samostatně a nelze ji korelovat, což je zcela v souladu se stratigrafickým postavením tohoto obzoru.

Od popsaných vod je nutno odlišit dislokační vodu ze sondy Cf 4 (voda 12, 13, 14). Nemá složení obvyklých studničních vod, ačkoli jde o nehlubokou sondu. Je však bikarbonátní, má zvýšenou přechodnou tvrdost a menší tvrdost permanentní. Obsah síranu leží pod hranicí fysiologicky nepříznivých účinků. Obsah chloridů je uspokojivě malý. Zvýšená mineralisace nasvědčuje přimísení podílu hlubinnějších vod. To dokazuje též vydatnost a artéský přetlak.

Řada vod, zvláště voda 3 a 4 vykazuje velký obsah SiO_2, který se dostává do vody patrně druhotně při vrtání a při čerpání. Zkoumané vody obsahují různá množství suspendovaných látek. Kromě vod 1 a 2, 3 a 4 se zřetelným obsahem těchto látek jsou vody čiré a všechny snadno sedimentují.

Rozpuštěné plyny vykazují normální složení vod chudých na CO_2. Podstatnou složkou je dusík. Sirovodík nebyl nalezen v žádném vzorku. Pouze voda 11 (Cf 3, obzor IVa: 66,20—66,60 m) jevila při navrtání mizivé stopy H_2S, které se později nemohly již chemickou analysou dokázat.

PRAKTICKÉ ZHODNOCENÍ SPODNÍCH OBZORŮ SLADKÝCH VOD

Chemické složení

Podle chemického složení hodnotíme jako vhodné pitné vody takto: obsah minerálních solí, malý, dostatečně tvrdé, s mizivým obsahem chloridu. Jsou to zde pravé spodní vody spodnopanonské. Svrchnosarmatské vody (7, 8, 11)[2] jsou brakické, avšak ještě měkké. Není zde zaručena stálá absence malých množství sirovodíku, který podle povahy vod do nich patří. Je proto nebezpečí, že při stálém odběru by mohla voda nabýt výraznějšího živičného charakteru.

Poměry panonských vod 5 a 6 (sonda Cf 2) jsou poněkud odlišné i při stejné mineralisaci a obsahu chloridu. Lze říci, že zvýšená tvrdost zlepší kvalitu vody, není však vyloučen mírný projímací účinek vody. S ohledem na relativně vysoký obsah síranu je nutno připustit, že jejich iontový obsah je sekundárně obohacen zasažením spodnějších vod. Komunikace vod se děje po netěsných dislokacích.

Pro posouzení vhodnosti vod 5 a 6, případně 7, 8 a 11 (sonda Cf 2, 3)

[2] Čísla chemických analys vod v tabulce.

jako vody pitné, je třeba přihlédnouti k subjektívnímu ohodnocení vody, t. j. její chuti a pachu, případně i jiným indikacím. Voda 12, 13, 14 (sonda Cf 4) se svým složením liší od normálních nejsvrchnějších podpovrchových vod kvarterních, ke kterým by podle hloubkové situace vlastně patřila. Její minerální obsah, ve srovnání s vodami okolních mělkých studní, je zvýšený. Je to voda se zvýšenou přechodnou a permanentní tvrdostí.

Zvláště důležitý je obsah některých mikrosložek, které indikují obvykle špatnou kvalitu vody. Jsou to amoniak, dusičnany a dusitany. Ve stopách, jak je obyčejně ve vodách nalézáme, organismu neškodí. Jsou však pravidelně indikátorem organického znečištění vod.

Tyto stopové součásti je však zde nutno posuzovat s ohledem na chemický režim vod v oblasti S m r d á k y, které leží v prostoru živičných vod. Obsah amoniového iontu je tu příznačný pro všechny hlubinné vody a je podmíněn mineralisační procesy při tvorbě a rozkladu živice. V povrchových zonách podléhá iont NH_4^+ oxydaci a je příčinou přítomnosti iontu NO'_2 a NO'_3.

Ve shodě s naším tvrzením nebyla skutečně při čerpacích pokusech na sondě Cf 4 zjištěna bakteriální infekce, ačkoli reakce na stopy NH_4^+ byla positivní.

Škodlivý bakteriální obsah

Kromě sondy Cf 4 nebylo provedeno bakteriologické šetření získaných vzorků vod. Přítomnost škodlivé mikroflory v obzorech pravé spodní vody, které jsou nadložím od povrchu nepropustně odděleny, nelze předpokládat. Bakteriologické zkoušky na sondě Cf 4 byly provedeny proto, že chemická analysa zjistila přítomnost NH_4^+ ve stopách. Kromě toho byla zde možnost bakteriálního znečištění z kvarterních vod, neboť sonda je pomerně mělká. Jak jsme již uvedli, zkoušky na přítomnost škodlivých bakterií byly negativní.

I v podobném případě se však doporučuje prověřovat vodu bakteriálními zkouškami, zvláště v době tání a dešťu, které mění radikálně režim svrchních a spodních podpovrchových vod.

Výdatnost zdroje

Výdatnost je jedním z nejdůležitějších ukazovatelů při hodnocení získaného vodního zdroje. Skutečnou vydatnost hodnotíme dlouhodobou čerpací zkouškou. Při užité metodice sondáže úzkoprůměřového nepřetržitého jádrování zpětným výplachem nebylo možno provést intensivní čerpací pokus v tom případě, že hladina stojí 10 m pod povrchem. K orientačním čerpacím zkouškám bylo proto použito hlubinného čerpacího pístu, kterým byl vodní sloupec ve vrtu snižován. Při samovolném přetoku hladina snižována nebyla. Pouze na vrtbě Cf 4 se provedla několikadenní čerpací zkouška ssacím čerpadlem.

Posuzujeme-li s hlediska vydatnosti vodních obzorů, jeví tyto sondy příznivé poměry:

Cf 2: 7,20—10,50 m (II. panonský obzor),
44,80—45,40 m (III. panonský obzor),
53,30—61,00 m (IV. panonský obzor),

Cf 3: 43,00—46,20 m (IV. panonský obzor),

Cf 4: 9,70—20,70 m (dislokační voda).

EKONOMICKÉ HODNOCENÍ

Podle tohoto kriteria je nutno hodnotit předně výškovou polohu jímky, dále vzdálenost zdroje od místa spotřeby a konečně relativní hloubku vodních obzorů.

U všech uvedených sond (Cf 2, 3, 4) lze na všechny tyto body dát příznivou odpověď. Plánované vybudování studní není co do hospodárnosti nadsazenou investicí.

Hydrogeologie léčivých sirovodíkových vod

Primárním zdrojem léčivé sirovodíkové vody je VI. obzor (burdigal-helvetský). Je to celkem 35 m mocný svazek písků jemnozrnných, středně zrnitých až hrubozrnných, spolu se štěrky. Písky a štěrky tvoří tři mocné isolované vrstvy, které jsou proloženy vrstvami slínitých jílů. Je to obzor o velmi značné plošné rozloze.

Voda VI. obzoru patří do typu středně mineralisovaných, alkalicko-slaných vod sodnobikarbonátových. Tato voda představuje třetí typ pravé spodní vody ve smrdácké oblasti. Její hlavní složky jsou chlorid sodný (99% salinity), sirníky, bikarbonáty a alkalie. Obsah síranu je malý. Důležitý je obsah mikrokomponent B, J, Br, amoniový iont a sirnatanový iont. Přítomné plyny jsou převážně kyselé povahy (H_2S, CO_2). Pozoruhodný je vysoký obsah rozpuštěného methanu. V nepatrném množství jsou přítomny též organické formy síry (merkaptany, sulfidy a vazba R-S-S-R). Vyšší organické sloučeniny bohaté na kyslík (naftenové kyseliny) nebyly zjištěny. Voda je alkalická, redukčního charakteru. Je to typická živičná voda ve specifické fázi vývoje ložisek živic. Je pravděpodobně v blízkosti aktivní akumulace plynné živice.

S balneologického hlediska je voda slaná, sirná a jodová. Obsahuje mimořádné množství aktivní síry ve formě volného i vázaného sirovodíku a organicky vázané síry. Podle osmotické koncentrace solí je voda hypotonická. Je koncentrovanější a má vyšší obsah farmakodynamicky působících mikrokomponent než dosavadní zdroj minerální vody z nové lázeňské studny.

Geneticky představuje voda šestého obzoru typickou živičnou vodu. Obsah sirných sloučenin je organického původu a je proto velmi aktivním typem síry.

V obzoru je voda ve styku s plynnou živicí. Podle obsahu rozpuštěných

plynů je přepjatá. Obsah sirovodíku je tak vysoký, že je třeba zvláštních bezpečnostních opatření při jejím užívání, aby se předešlo zákeřným otravám sirovodíkem.

Vystupování minerální vody z hloubky má několik příčin: řada zlomů podmiňuje tu vznik malých, stupňovitých kerných šupin, z nichž některé jsou zakřesleny v přiloženém schematickém profilu. Je velmi pravděpodobné, že stupňovitý pokles jednotlivých kerných šupin nepřivodil úplné rozčlenění odpovídajících vrstevních komplexů, t. j. v našem případě souvrství burdigal-helvetských písků (viz geologický řez). V tomto případě však je umožněn hlubinné vodě přítok do vyšší polohy, aniž by nastalo snížení původního hydrostatického tlaku. Dále je zjištěno, že mocnost basálního sarmatského štěrku a písku je nejméně 54 m. Tím je nepropustná pasáž slínitých jílů mezi sarmatským a burdigal-helvetským písčito-štěrkovým obzorem v mezikře značně zkrácena. Je zde dokonce možnost další redukce normální stratigrafické mocnosti slínitého souvrství v důsledku přítomnosti denudační fáze před transgresí sarmatu. Připustíme-li možnost netěsnosti zlomu, kterou jsme zdůvodnili v kapitole o tektonice, pak lze přítok napjaté hlubinné vody k povrchu vysvětlit.

Naskytá se ještě druhá možnost výkladu přítoku minerální vody, a to z matečného obzoru vysoké kry ve vyšší strukturní poloze.

Proti tomuto výkladu však stojí několik závažných argumentů: Jsou to předně kriteria geochemická, která jsou podrobně rozvedena v kapitole o geochemii minerálních vod. Spojitý iontový rovnovážný stav, jak je známo z řady zde citovaných chemických rozborů vod od povrchu až do hl. 301 m, je dán na povrchu sladkou vodou povrchovou a na spodu minerální vodou našeho najhlubšího obzoru. Minerální vodu tohto vodního horizontu nelze situovat do vyšší polohy, aniž by nenastalo porušení spojitého rovnovážného iontového stavu. Rovněž dále podanou úvahou o míšení vody je podepřen výklad o vystupování vody z hloubky 300 m.

Závažným argumentem proti jinému výkladu je tato skutečnost: pokud v blízké sousední oblasti byly v burdigal-helvetu vysoké kry navrtány písčité obzory, byly sice zvodnělé, avšak voda byla vždy sladká a vykazovala silný artéský přetlak. Písčité vrstvy totiž vycházejí v oblasti Unínského lesa na povrch a jejich zvodnění je druhotné.

Přesvědčivým důkazem pojetí původu minerální vody a zároveň vyvrácením výkladu o její přítoku z písčitých obzorů vysoké kry jsou naše zjištění stratigrafická; ve vysoké kře byla kromě vrtby Cf 4 odvrtána řada strukturních vrteb do průměrné hloubky 200 m. Vrtby tyto, tak jako Cf 4 zjistily poněkud hlubší burdigal-helvetské vrstvy, než které byly navrtány na vrtbách Cf 1, Cf 5 a Cf 6. Přesto, že některé z těchto vrteb byly situovány těsně při šaštínském zlomu, ani jedna z nich nezjistila souvrství písku ekvivalentní burdigal-helvetským pískům poklesle kry.

1. Representativní rovnovážný iontový a koncentrační stav hlubinných vod oblasti Smrdáky

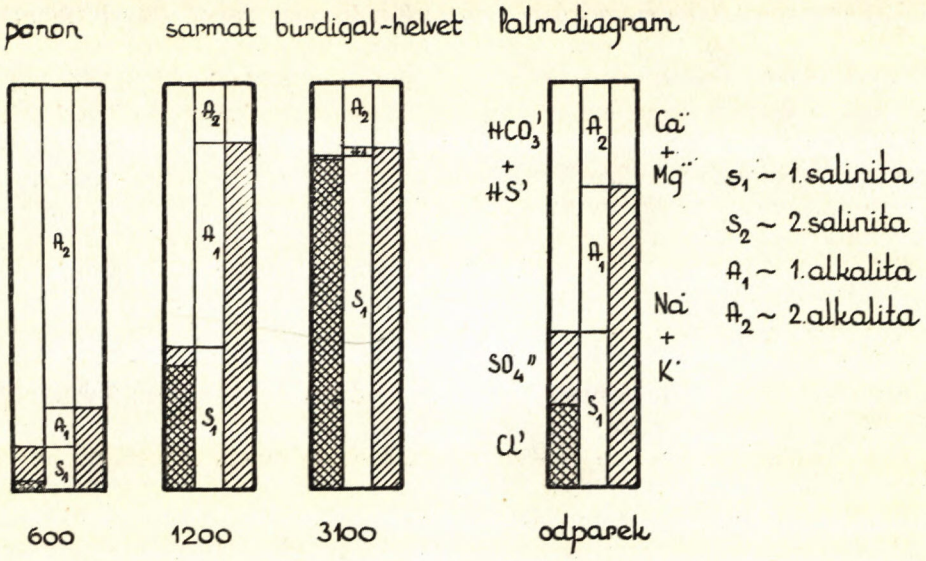
S rostoucí hloubkou uložení hlubinné vody dochází běžně nejen k vzrůstu mineralisace, nýbrž i k změně chemického složení vod. Vody nejsvrchnější partie lithosféry jsou pod přímými povrchovými vlivy (atmosféra, biosféra, hydrosféra). Jsou to vlivy oxydační a projevují se chemicky vzrůstem iontu SO_4'' a HCO'_3. V hlubších partiích ubývá kyslíkatých iontů a projevuje se vliv prostředí, přítomných hornin a minerálů (12, 14, 15). V případě minerálních pramenů lázní Smrdáky je možno z chemického rozboru lázeňského pramene označit tento hlubinný vliv za vyslovně redukční (sirovodík, rozpuštěné uhlovodíky) a chloridový (obsah halogenů). Chemicky se projevuje vzrůstem relativního i absolutního obsahu chloridu sodného a úbytkem kyslíkatých iontů, t. j. především síranů a bikarbonátů.

Bylo prokázáno, že se v sedimentačních pánvích, speciálně v celé vnitroalpské pánvi (11), ustavuje rovnovážný iontový a koncentrační stav vzájemným působením vod v dané hloubce a vod v nadloží i podloží. Tento rovnovážný stav se vytvářel a trvale vytváří vyrovnáváním rozdílů chemického složení sedimentů různého stáří a různé salinity. Vliv povrchu je v krajním případě (povrchové vody souše) chemicky charakterisován vysokým relativním obsahem iontů SO_4'' a HCO_3' za současného minimálního obsahu chloridů, hlubinný vliv převážným obsahem iontů Cl' při minimálním obsahu kyslíkatých iontů. Při těchto úvahách je třeba mít na zřeteli, že povrchem sedimentů není vždy souše, nýbrž i velmi často dno mladších moří. Proto vlivy povrchovými obecně není míněn jen vliv kontinentálního typu vod, ale také vliv vod toho stupně salinity, jaký v době sedimentace moře mělo a sedimentárním horninám, jmenovitě horninovým iontoměnným komplexům, vtisklo.

Pro geochemické sledování těchto vlivu byl zaveden (9. 11) hloubkový faktor, t. zv. uhličitanový koeficient $K_{Cl}^{CO_3}$, který značí poměr milivalové koncentrace iontů HCO'_3, resp. CO''_3 a iontů Cl. Hodnota uhličitanového koeficientu má znamenitou praktickou rozlišovací schopnost, neboť jeho hodnota kolísá u hlubinných vod vnitroalpské pánve v rozpětí 4 řádů (nad 30 až pod 0,03).

Všimneme-li si složení vod zkoušených horizontů ve formě Palmerových diagramů a indexů v přílohách (za textem) je zřejmo, že u hlubinných vod oblasti Smrdáky převládá bikarbonátně sodný až slaný typ vod. Chemicky se projevuje převahou alkalií nad obsahem silných kyselin (Cl'_1, SO_4'') a převahou bikarbonátů nad alkalickými zeminami. Takové vody se vyznačují 1. alkalitou, značenou v diagramech a indexech A_1. Srovnáváním chemického složení vod je možné určit z různorodých vzorků limity pravděpodobného složení ustálených hlubinných vod. Výběrem středních typů je pak možno stanovit typy, charakterisující ustálený iontový a koncentrační stav jednotlivých stratigrafických jednotek oblasti. Na obr. 4 jsou Palmerovy diagramy representativního

Obr. 4. Representativní hlubinné vody oblasti Smrdáky.



Tabulka 1

	Panon	Sarmat	Burdigal-helvet
Voda	sladká	brakická	slaná
Odparek →	591	1168	3155
S_1 →	10,6	32,0	81,4
S_{Cl} →	22,6	88,5	99,4
$K^{CO_3}_{Cl}$ ←	35,9	1,84	0,17

složení vod panonu, sarmatu a burdigal-helvetu (ve smyslu nové klasifikace — Buday 1955), doplněné údajem pro odparek v mg/l (180° za 2 hod.).

Z obr. 4 je patrný pravidelný vzrůst mineralisace s hloubkou uložení vodních horizontů, dále vzrůst relativního obsahu chloridového iontu a pokles obsahu kyslíkatých iontů, zvláště iontů redukovatelných (SO_4''). Tyto změny nastávají při trvalém sodnobikarbonátním charakteru hlubinných vod. Číselně jsou zachyceny v tab. 1.

Odparek značí počet mg solí/l sušených 2 hod. při 180 °C; S_1 je Palmerův index pro první salinitu a značí procentický obsah neutrálních solí, tvořených ionty silných kyselin a silných zásad (NaCl, KCl, Na_2SO_4 a pod.) v milival %; S_{Cl} je procentický podíl chloridu na první salinitě; $C^{CO_3}_{Cl}$ je hloubkový faktor (uhličitanový koeficient).

2. Výklad odchylek iontového složení a koncentrace solí v mezikrách

Porovnáme-li rozbory všech zkoušených vod, jsou na první pohled zřejmé odchylky od rovnovážného stavu. Jsou-li representativní typy vod správně voleny, t. j. jsou-li předpoklady vedoucí ke klasifikačnímu určení primárního stavu hlubinných vod správné, jsou tyto odchylky geochemickým odrazem druhotných rovnovážných stavů a z nich lze vyčíst a určit jejich příčinnost.

Všimněme si nejprve těch vod, které vykazují 2. salinitu, t. j. přítomnost solí silných kyselin a slabých zásad ($CaCl_2$, $MgSO_4$, $CaCO_3$ a pod.). Mají ji vody 2, 4—6, 12—14, při čemž vody 2—4 jsou vody povrchové zony. Je známé, že komunikace vod je provázena podstatným vyluhováním hornin, které jsou s vodou ve styku. Pohyb vod způsobuje unášení a tím úbytek snadno rozpustných solí, t. j. hlavně halogenidů a alkalií v horninách. V pozdějším stadiu vyluhování nastává pak relativní obohacování vod alkalickými zeminami a kyslíkatými ionty. Důsledkem je relativní přebytek $CaSO_4$ a změna iontového složení, projevující se v Palmerových diagramech vznikem druhé salinity a relativním poklesem alkalií. Srovnáváme-li blíže chemické složení těchto vod a polohu jejich uložení, vysvítá souvislost druhé salinity s možností komunikace těchto vod ve studované oblasti.

To vede k předpokladu míšení vod 5 a 6 v současné době nebo minulosti. Partii s horizonty zachycenými vrtem Cf 2 v hloubce 44,8—45,4 m a 58,3—61,0 m je třeba položit do zony povrchových vlivů. Oba horizonty vykazují však vyšší mineralisaci (1100 mg/l) než obzor převrtaný Cf 1 až v hloubce 73,0—74,0 m (590 mg/l). Zřejmé odchylky v koncentraci proti representativnímu rovnovážnému stavu hlubinných vod jsou v tomto světle příznakem míšení, a to mineralisovanější vodou.

Porovnáme-li složení vody z Cf 1 a Cf 2 v udaných hloubkách, je možné zaznamenat pronikavý vzrůst chloridů a síranů, ktorý je poměrně větší než vzrůst alkalií. Protože obsah chloridů v rovnovážném stavu v hloubce 77 m a nad ní je nízký, může být přicházející voda jenom hlubinná. Obsah chloridů, které nejsou běžnou složkou vod v studované hloubce a stratigrafické jednotce, je pak vhodnou základnou k výpočtu stupně míšení vod. Z chemického složení lázeňského pramene je zřejmé, že pohyb hlubinné vody se děje z obzorů helvetských v hloubce cca 300 m.

Předpokládáme-li míšení representativních typů panonské a helvetské vody, lze vypočítat míšení slanou vodou na:

$$1934 \cdot x + 12 \cdot (100 - x) = 15800,$$
$$x = 10{,}6\%$$

Přepočteme-li ostatní iontové složky dle poměru míšení 10%, má být obsah alkalií 97 + 41 = 160 mg/l, obsah SO_4'' 53 mg/l, obsah HCO_3' 699 + 41 = 740 mg/l a odparek 313 + 532 = 845 mg/l. Zatím co vypočtený obsah alkalií s nalezeným obsahem celkem odpovídá = 175 mg/l,

je zřejmé, že pouhé míšení nestačí vysvětlit skutečně nalezený obsah síranů a uhličitanů.

Uvažme však, že přítoková voda obsahuje sirovodík, který v oxydační zoně podléhá snadno okysličení na H_2SO_4; vznikající kyselina sírová rozloží ekvivalentní množství uhličitanu:

$$H_2S + 2\ O_2 = H_2SO_4 \qquad (1)$$

$$H_2SO_4 + 2\ Na\ (HCO_3) = Na_2SO_4 + 2\ CO_2 + 2\ H_2O \qquad (2)$$

Je-li předpoklad správný, pak se slanou vodou přešlo do horizontu 67 mg/l H_2S, který poskytne 192 mg SO_4''/l, t. j. 3,99 mval/l. Celkový obsah SO_4'' má být 192 + 53 = 245 mg/l, což je dobrá shoda se skutečností 212 mg/l. Nalezený obsah bikarbonátů 500 mg/l je o 240 mg HCO_3'/l menší než vypočtený. Úbytek bikarbonátů dle rovnice (2) by měl být 3,99 mval/l. Skutečný úbytek (nalezený) 240 mg HCO_3'/l odpovídá koncentraci 3,93 mval/l, což je výtečná shoda. Korigujeme-li vypočtený odparek na metamorfotický přírůstek iontů, vypočteme odparek na 845 + 192 = 1037 mg/l, což je opět výtečná shoda se skutečností.

Vylíčené geochemické zhodnocení metamorfosy je přehledně patrno z číselných dat v tab. 2.

Výpočet metamorfosy předpokládá klidný a úplný průběh chemických reakcí. Obsah a složení rozpuštěných plynů tento předpoklad potvrzuje. Při stálém a dosud trvajícím míšení by musel být přítomen jak sirovodík, tak methan, neboť oba plyny jsou charakteristickou složkou hlubinné slané vody.

Tyto úvahy jsou geochemickým důkazem přítomnosti mezikry a její přináležitosti k hlavním tektonickým jednotkám, po nichž vychází hlubinná sirovodíková voda na povrch. Zároveň jsou důkazem, že dnešní výstupové cesty jsou již posunuty. Geochemická odvození je možno sledovat na geologickém profilu studované oblasti (obr. 3),

Tabulka 2

Složka mg/l	Obsah v helvetské vodě	Obsah v panonské vodě	Obsah v mezikře vypočtený	Obsah v mezikře nalezený
Chlor	1394	12	—10%—	
Alkalie	973	76	161	175
Odparek	3135	591	845	1080
Metamorf. přírůstek . . . . . +			192	
			Σ 1037	1080
Bikarbonáty	410	765	740	507
Metamorf. úbytek 3, 93 mval/l . . . . . +			240	
			Σ 500	507
Sírany	11	58	53	212
Metamorf. přírůstek 3,99 mval . . . . . +			192	
			Σ 245	212

3. Chemická korelace obzorů.

Porovnáním chemického složení vod jednotlivých horizontů, jejich diagramů a charakteristických koeficientů lze provést roztřídění horizontů podle typů vody:

Sladké vody (převážně panon):
Cf 1 15,00—19,70 m míšená,
Cf 1 73,00—74,70 m primární,

Cf 2 7,20—10,50 m komunikující,
Cf 2 44,80—45,40 m zasažená v minulosti hlubinnou,
Cf 2 58,30—61,00 m slanou vodou z 10%,

Cf 3 43,00—46,20 m primární,
Cf 3 66,20—66,60 m vyslazená (hranice panon-sarmat),

Cf 4 7,00—31,00 m komunikující (dislokační).

Brakické vody (sarmat):
Cf 2 106,30—111,00 m primární.

Slané vody (burdigal-helvet):
Cf 6 301,00, m primární,
lázeňský pramen zasažená v současné době sladkými vodami v hloubce 40—60 m z 35%.

Voda 1 (srov. přílohy 1, 2, 3) se dá srovnat s vodou 4 podle obsahu solí (405 a 375 mg/l) a celkové salinity (16,8 a 17,2%), podílu chloridů na celkové salinitě (30,3 a 19,8%) a hloubkového faktoru (16,5 a 23,6). Obě patří jednomu horizontu; vody v oblasti vrtu Cf 2 podstatně více komunikují. Stupeň vyluhování je nejlépe patrný na podílu chloridů na celkové salinitě a hloubkovém faktoru. Voda v Cf 1 má zřejmě vyšší S_{Cl} a relativní obsah alkalií odpovídá ustálenějším podmínkám (1. alkalita $A_1 = 3{,}6\%$).

Podobně se dá korelovat voda 3 a 9 podle obsahu solí (591 a 480 mg/l), podle relativního obsahu bikarbonátu sodného ($A_1 = 14{,}2$ a 14,2) a chloridové salinity (22,2 a 20,7%). Podle prokázané metamorfosy vod v mezikře je třeba k těmto vodám korelovat polohově vody horizontu zachyceného vrtbou Cf 2 v hloubce 58,30—61,00 m.

Brakická voda 7 a 8 z Cf 2 z hloubky 106,3—111,00 m nemá v ostatních vrtech obdoby. Totéž platí o slané sirovodíkové vodě zachycené vrtbou Cf 6 v hloubce 301,00 m.

Dále zbývá zařadit vodu 5 z Cf 2 z hloubky 44,80—45,40 m. Její charakteristika je obdobná jako charakteristika vody 6. Patří k metamorfované míšené vodě mezikry a platí o ní vše, co bylo vyloženo v předchozí kapitole. Vzhledem k tomu, že tento horizont nemá obdoby v ostatních vrtech, je nutné předpokládat jeho vyznění ve směru Cf 2 a Cf 1.

Horizont v hloubce 66,20—66,60 m (Cf 3, voda 11) patří chemickou povahou do typu sladkých vod panonských. Obsahuje relativně malé množství chloridu ($S_{Cl} = 14{,}8\%$) a hloubkový faktor je vysoký $K_{Cl}^{CO_3} = 22{,}6$). Protože nemá obdoby v okolních vrtech, je nutno jej přičíst k ho-

rizontu s typem vody 7 jako hlavnímu a položit do panonu nebo vyslazeného sarmatu.

Korelace horizontů podle chemického složení vod je v tab. 3 a možno ji srovnat se zmíněným geologickým profilem, doplněným mikropaleontologickým určením stratigrafie.

Tabulka 3

Voda (souvrství)	Cf 1	Cf 2	Cf 3	Cf 6
I. kvarter	—	—		—
II. panon	15,0—19,7	7,2—10,5	—	—
III. panon	—	44,8—45,4	—	—
IV. panon	73,0—74,7	58,3—61,0	43,0—46,2	—
IVa. sarmat	—	—	66,2—66,6	—
V. sarmat	—	106,3—111,0	—	—
VI. burdigal-helvet	—	—	—	301,0
Hloubky v m				

4. Zhodnocení obsahu rozpuštěných plynů

Vrtní práce byly sledovány po prvé soustavně také po stránce obsahu rozpuštěných plynů, jež se staly cennou pomůckou při posuzování hlubinných vztahů (10). Podrobným rozborem vody z lázeňského pramene byl nalezen rozpuštěný methan v pozoruhodném množství. V tab. 4 jsou množství rozpuštěných nekyselých plynů soustředěna v přehledu.

Tabulka 4

Sonda	Hloubka v m	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	H_2	$N_2 + O_2$
		v ml/l při 20°				
Cf 1	15,0—20,0	0,00	0,00	0,00	0,00	21,0
Cf 2	58,3—61,0	0,00	0,00	0,00	0,00	16,2
Cf 2	106,3—111,0	0,11	0,00	0,00	0,00	14,2
Lázeňský pramen		24,6	0,01	0,00	0,00	12,2
Cf 6	301,0 m	28,10	0,03	0,00	stopy	11,5
Cf 6	plyn v % [3]	97,80	1,10	0,00	1,10	—

[3] Přepočteno na bezvzdušnou analysu.

Obsah rozpuštěného $N_2 + O_2$ s hloubkou klesá, zatím co živičný charakter sirovodíkové vody vtiskuje rozpuštěným plynům příslušného obzoru a nadloží specifický obsah plynných uhlovodíků.

5. Perspektivní závěry (vody)

S hlediska vybudování studní na pitnou vodu je třeba označit za prvořadé zdroje panonské horizonty, obsahující komunikující vodu nebo hlubinnou primární nezasaženou sirovodíkovou vodou. Povrchové horizonty budou závislé na kolísání hladiny spodní vody.

Druhořadými typy jsou metamorfované vody panonských nebo vyslazených sarmatských horizontů v mezikře. Tyto vody nejsou již dnes v přímém styku s vystupujícími slanými vodami. Při intensivní exploataci se nedá bezpečně vyloučit porušení dnešního chemického složení.

Sarmatské horizonty nejsou vhodnými zdroji pitné vody, neboť obsahují značné množství chloridu (brakické vody).

Obvyklá chemická kriteria vhodnosti pitných vod nejsou v oblasti Smrdáky platná. Obsah chloridů nad obvyklou přípustnou hladinou není zde příznačným znečištěním organickými látkami. Pro celou oblast je dále pozoruhodný obsah amonných solí v hlubinných vodách, takže lze v povrchových oxydačních zonách počítat s nálezem stop NO'_2 NO'_3-iontů, aniž je nutno předpokládat vliv odpadních organických látek. Rozhodné vždy je bakteriologické posouzení.

S hlediska minerálních vod je třeba posuzovat helvetský obzor, zachycený v hloubce 301,0 m vrtem Cf 6, za napájecí zdroj lázeňských pramenů.

REGIONÁLNÍ ZAŘAZENÍ HLUBINNÝCH VOD V OBLASTI SMRDÁKY DO SOUSTAVY HLUBINNÝCH VOD VNITROALPSKÉ PÁNVE

1. Regionální korelace vod

V předchozí kapitole byl popsán representativní rovnovážný iontový a koncentrační stav. Ještě intensivněji a rychleji než se vytváří rovnováha solí směrem vertikálním, vytváří se směrem horizontálním. Porovnáváním charakteristik hlubinných vod okolních oblastí je možné začlenit studovanou oblast do regionálních celků a určit obecnější tendence vývoje hlubinných vod.

Výskyty sirovodíkových hlubinných vod byly pozorovány v sousední oblasti Štefanov (9); naskýtá se zde možnost souvislosti jejich vzniku. Srovnání salinity a iontového složení vod oblasti Smrdáky a přilehlých oblastí Štefanov a Koválov je nejlépe patrné z tab. 5.

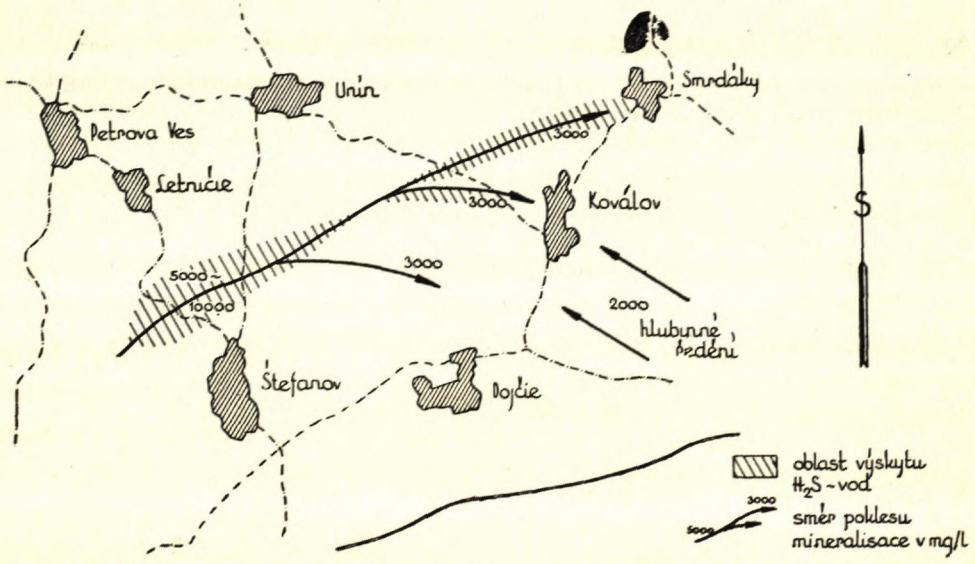
Je zřejmé, že je naprostá obdoba vývoje iontové a koncentrační rovnováhy v oblasti Smrdáky a vývoje v oblasti Štefanov i svrchní části oblasti Koválov (9). S hloubkou pravidelně vzrůstá koncentrace solí, první salinita S_1, chloridová salinita a klesá hloubkový faktor, Porovnáme-li horizonty s obsahem sirovodíku, je zřejmé, že v celé oblasti skutečne existuje genetická souvislost. V oblasti Štefanov je známo, že obsah sirovodíku souvisí s určitým stupněm mineralisace rozptýlené i akumulované živice. Tuto skutečnost je možno regionálně rozšířit pro

sousední oblasti, neboť vody obsahující sirovodík jsou si svým chemickým složením velmi blízké. Jsou charakterisovány první salinitou S_1 = 70—80%, vysokým podílem chloridů na první salinitě S_c = 98—99,9%, při čemž hloubkový faktor těchto vod má hodnotu $K_{Cl}^{CO_3}$ = 0,2—0,4.

Tabulka 5

Horizont (příslušnost)	H_2S mg/l	Odparek mg/l	S_1 %	S_2 %	A_1 %	A_2 %	S_{Cl} %	$K_{Cl}^{CO_3}$
Smrdáky:								
II. (panonský)	—	591	10,6	—	14,2	75,2	22,2	35,9
V. (sarmatský)	stopy	1168	38,0	—	47,2	15,0	88,5	1,85
VI. (helvetský)	655	3135	81,4	—	2,2	16,2	99,4	0,230
Štefanov:								
II. (sarmatský)	—	944	20,0	—	68,8	11,2	87,5	4,38
VI. (sarmatský)	188	4279	69,4	—	22,8	7,8	99,5	0,444
VIII. (sarmatský)	589	5747	75,6	—	23,6	0,8	99,8	0,324
X. (helvetský)	359	10778	81,4	—	11,2	7,4	99,9	0,228
Koválov:								
III. (panonský)	—	690	35,4	—	28,6	36,0	33,2	1,83
V. (sarmatský)	stopy	3840	78,4	—	16,8	4,8	98,0	0,275
VIII. (tortonský)	—	2100	58,4	—	31,2	10,4	72,3	0,712

Všimneme-li si koncentrace solí, je zřejmé, že jejich obsah odeznívá směrem Štefanov → Smrdáky a ještě intensivněji směrem na Koválov; v oblasti Koválov jsou patrné intensivní procesy vyslazová-



Obr. 5. Přehled regionálního vývoje hlubinných vod oblasti Štefanov, Smrdáky a Koválov.

ní v tortonu. Sirovodíkové vody se táhnou po spojnici Štefanov-Smrdáky na rozhraní sarmat — helvet. Sirovodíkový obzor (helvet) v oblasti Smrdáky lze korelovat s 6.—10. obzorem Štefanov (sarmat, helvet). Regionální vztahy jsou schematicky vyneseny na obr. 5.

2. Perspektivní závěry (živice)

Z chemické korelace a geochemického zhodnocení je možno vyvodit tyto detailní a regionální závěry:

a) Sirovodíkové vody (burdigal-helvet), které jsou napájecím zdrojem lázeňských pramenů, nesou hlubinné indikace přítomnosti živice.

b) Živice v akumulačních střediscích je plynná a patří k typu suchých zemních plynů.

c) Její akumulace je pravděpodobně nízkotlaková.

d) Hlubinné vody oblasti Smrdáky jsou stejného genetického stupně jako vody oblasti Štefanov a Koválov, při čemž oblast Koválov stojí již pod cizími vlivy (vyslazení v tortonu).

e) Smrdácký lázeňský pramen je napájen živičnou vodou, kterou lze korelovat s vodou 6.—10. horizontu (sarmat a helvet) v oblasti Štefanov.

PŮVOD MINERÁLNÍCH PRAMENŮ

1. Úvahy o genesi minerální vody

Vývěr minerální vody v lázních Smrdáky lze popsat jako vývěr alkalicko-slané vody s mimořádným obsahem sirovodíku a menším obsahem jodu. Podstatnou složkou je chlorid sodný, dále kyselý sirník sodný a bikarbonáty alkalických zemin. Voda obsahuje značné množství rozpuštěného volného sirovodíku. Kromě těchto podstatných složek jsou obsažena malá kvanta charakteristických mikrokomponent. Jsou to především brom, jod, bor, amonium a rozpuštěný CH_4 ve stopách Ag, Cu a Mn.

Podle genetických hledisek lze ionty rozdělit na 3 skupiny:
1. Cl'', HCO_3', SO_4'', $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$,
2. J', Br', HS', $NH_4^{\cdot}$, H_2S, CH_4, část HCO_3',
3. HBO_2, S_2O_3''.

První skupina iontů charakterisuje složení nákladní primární[4] vody, vytvořené rovnováhou mezi vodami a mořskými sedimenty. Chlorid sodný, obsažený v mořských vodách a sedimentech, vyrovnává se s ostatními složkami sedimentů, jako jsou karbonáty a sulfáty alkalických zemin.

Druhá skupina zahrnuje biogenní prvky a jiné složky charakterisující proces mineralisace organické hmoty, za jejíž přechodné stadium se

[4] Pojmem primární vody rozumíme zde kromě vody prvotního složení i vody, které byly na místě metamorfovány působením hornin.

považuje vznik a přítomnost živice. Anorganický podíl plasmy mikro- a makroorganismů přechází při rozrušení hmoty do vod a vytváří tak speciální typ vod živičných. Tak se dostává do vod hlavně jod, ale i jiné prvky, jako brom, draslík a pod. Sirovodík a amoniak jsou pak produktem mineralisace sirných a dusíkatých sloučenin.

Třetí skupina iontů charakterisuje druhotné procesy působení alkalických vod na horniny a jejich stárnutí. Bor se dostává do vod alkalickou extrakcí stykových hornin; sirnatany vznikají oxydací H_2S, při čemž v okamžiku neúplné oxydace reaguje vznikající siřičitan s volnou sírou za vzniku sirnatanu:

$$H_2S \xrightarrow{O} S + H_2O$$

$$H_2S \xrightarrow{O} SO_3'' + 2H^{\cdot}$$

$$SO_3'' + S \longrightarrow S_2O_3''$$

Těmito třemi vývojovými stadii prošla hlubinná voda, než bylo vytvořeno její dnešní složení, odpovídající minerální vodě.

Pozoruhodné je srovnání lázeňského pramene s vodou, zachycenou v hloubce 301,0 m vrtbou Cf 6. Na obr. 6 jsou srovnány charakteristické diagramy obou vod. Odhlédneme-li zatím od koncentračních rozdílů, je patrné, že helvetský horizont je jednoznačně napájecím zdrojem lázeňských pramenů. Redukční prostředí hlubinné vody je zřejmé z nízkého obsahu síranů a malého množství vázaného sirovodíku, nepřítomností oxydačních forem síry a kyslíkatých iontů (NO_2', NO_3'). Je zřejmé, že vystupování hlubinné vody do oxydační partie lithosféry a konečně na povrch je provázeno uvolňováním tlaku. To vede v prvé řadě k změně poměru vázaného a volného sirovodíku a kysličníku uhličitého, v druhé řadě k oxydaci sirných sloučenin na volnou síru. Lázeňský pramen je z větší části pokryt vrstvou bělavé elementární síry. Tak také vzrůstá obsah sirnatanů.

2. Výpočet a určení zdroje ředění lázeňského pramene

Porovnání koncentrací solí lázeňského pramene a matečného zdroje ukázalo, že povrchový vývěr nemá maximální koncentraci solí. Aby byly

Tabulka 6

Složka mg/l	Lázeňský pramen	Cf 6	Poměr
Odparek	2184	3135	1,44
Tvrdost	20	23	1,15
Sírany SO''_4	32	10	0,31
Bikarbonáty HCO'_3	518	410	0,79
Chloridy Cl'	968	1390	1,44
Vápník	68	81	1,19
Hořčík	48	53	1,11
Sodík	762	925	1,21
Draslík	36	38	1,05
Celk. H_2S	408	635	1,56
Methan ml/l	24,8	28,4	1,15

vyjasněny poměry ředění a určeny zdroje ředící vody, je třeba určit poměr ředění. V tab. 6 je poměr jednotlivých složek obou vod, z něhož je patrno, které složky nepodléhají změnám. Ty je možné použít pro výpočet zředění. Velikost odchylky od hodnoty 1,56 nasvědčuje hloubce metamorfotických změn, jimž voda během cesty k místu vývěru podléhá.

Z výpočtu je patrno, že nejmenší vzájemné odchylky vykazují celkový obsah sirovodíku, chloridu a odparek. Výpočet ředění je možné provést tedy jen z některého z vytčených údajů. Nejsprávnější je použít obsahu sirovodíku, neboť o něm se dá bezpečně soudit, že v nadloží napájeného zdroje, kde dochází k míšení, není obsažen v měřitelném množství; to nelze předpokládat u obsahu chloridů nebo obsahu solí. Takto stanovený stupeň zředění je 36%. Podle tohoto poměru jsou v tab. 7 vypočteny hodnoty pro hypotetické ředění slané sirovodíkové vody jednak vodou panonskou, jednak vodou sarmatského typu, a porovnáno se složením skutečného vývěru.

Tabulka 7

Složka v mg/l	Helvet	Sarmat	Panon	Vypočtené ředění helvet + panon	+ sarmat	Skut. stav
Odparek	3135	1198	591	2218	2318	2184
Chloridy	1394	214	12	892	966	968
Sírany	11	59	58	47	47	41
Bikarbonáty	410	814	765	537	555	518
Alkalie	963	408	76	634	763	798
Alkal. zeminy	134	58	162	154	106	116
Celk. sirovodík	635	0	0	— 36%	—	408

Skutečnému stavu nejvíce odpovídá míšení s typem sarmatské vody. Je pravděpodobné, že lokalisace míšení nebude tak jednoznačná. Bezpečně je však prokázáno, že dochází k znehodnocení sirovodíkové vody léčebně bezvýznamnou vodou 1:2 a že centrum je třeba položit na zlomové linie a mezikry v sarmatu nebo v panonu.

Může být vznesena námitka, že lze položit zdroj sirovodíkové vody do pokračování helvetského obzoru ve vysoké kře. Proti této námitce, která je vyvrácena i stratigrafickým šetřením, mluví však i některé geochemické nálezy.

Předně vodní horizont ve vysoké kře při výškovém rozdílu skoku cca 200 m a nevelké hloubce musel by nést geochemické znaky iontové a koncentrační rovnováhy, která se dostavuje působením vod dnešního povrchu a vod vyslazeného okolí. Tento vliv by vedl k podstatnému vzrůstu síranů v důsledku oxydace sirovodíku kyslíkem. Tento kyslík by se musel dostávat do horizontu především infiltrovanou vodou, kterou musíme předpokládat jako příčinu tlakového režimu a hnací sílu, která by vytlačovala sirovodíkovou vodu na povrch. To je v rozporu s pozorováním.

Dále by poklesl za takových podmínek obsah rozpuštěných uhlovodíků

hluboko pod hranici úplného nasycení vody. Uhlovodíkový deficit, způsobený únikem methanu z horizontu, nemá se čím doplňovat. Také tento důsledek je v rozporu s pozorováním.

3. Balneologické zhodnocení vod

Minerální voda ve zdrojovém horizontu (helvet) je slaná, sirná a jodová. Podle teploty je studená. Podle osmotické koncentrace iontů je hypotonická.

Voda obsahuje mimořádné množství aktívně působících sirných sloučenin, hlavně hydrosulfidu sodného a volného sirovodíku. Byly zaznamenány i organické vazby síry. Voda pochází z vysloveně redukčního prostředí. Uvolněním přirozeného tlaku a stykem s oxydačním prostředím svrchních partií lithosféry a konečně stykem s atmosférou se porušuje její primární rovnováha. Voda vylučuje na stykových plochách mimořádná množství elementární síry. Její léčivá hodnota při kožních onemocněních je neobyčejně vysoká. Voda bude též velmi vhodná pro výrobu umělých sirných peloidů.

Při používání vody je třeba mít na zřeteli, že vysoký obsah sirovodíku může vytvořit v uzavřených prostorách smrtelnou koncentraci sirovodíku.

Kromě toho obsahuje voda některé farmakodynamicky působící mikrokomponenty, hlavně jod. Působení spektrálně prokazatelných prvků stříbra, mědi a manganu není ujasněno.

Nynější hlavní lázeňský pramen nepředstavuje balneologicky maximálně cennou minerální vodu. Je napájen z popsaného zdrojového horizontu a je na své přirozené cestě ředěn z 35% balneologicky bezcennými hlubinnými vodami za poklesu mineralisace. Obsah aktivní síry tím klesá, leží však stále vysoko nad therapeuticky působícím minimem; naproti tomu obsah jodu klesá na tuto spodní hranici.

Praktické závěry geochemických studií

1. Dobré pitné vody je možno spolehlivě čerpat z panonských horizontů s výjimkou partií stojících v bezprostřední blízkosti výstupních cest minerální vody. Chemická kriteria těchto vod jsou poněkud odlišná od běžných usancí. Zvýšený obsah chloridů (nad 10 mg/l) a přítomnost amoniaku nemusí být známkou znečištění odpadovými organickými látkami.

2. Dnešní hlavní lázeňský pramen není balneologicky nejcennější minerální vodou oblasti. Napájecí zdroj minerální vody je v hloubce cca 300 m pod povrchem a je tlakový. Pohyb vody k povrchu se děje po poruchových liniích a mezikrách mezi helvetem a sarmatem, resp. sarmatem a panonem. Minerální voda je na této přirozené cestě ředěna z 35% balneologicky bezcennou vodou. Zachycením zdrojového horizontu sirovodíkové vody je možné zvýšit balneologickou hodnotu minerální vody a podstatně zvýšit vydatnost lázeňských pramenů.

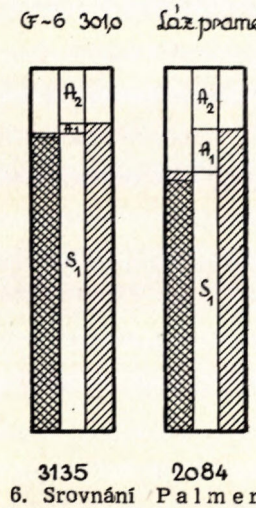
3. Oblast Smrdáky vykazuje hlubinné indikace přítomnosti živice.

Tato živice je dle dosavadních znalostí plynná a pravděpodobně nízkotlaká.

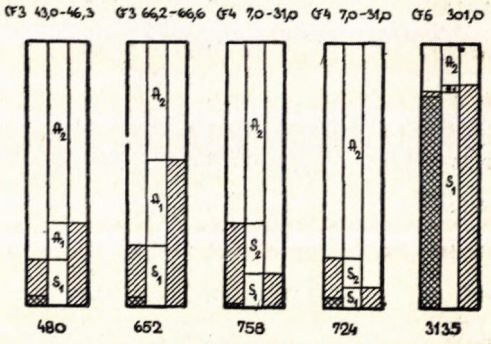
Všechna dosavadní a nová zjištění podtrhují mimořádnou hodnotu minerálních léčivých pramenů lázní S m r d á k y. Nová zjištění vytvářejí mimořádné příznivé hospodářské podmínky (pitná a mimerální voda, zemní plyn) pro vybudování lázní, které by odpovídaly významu těchto sirných a jodových, alkalicko-slaných pramenů, jež nemají obdoby nejen v naší republice, nýbrž i daleko mimo její hranice.

10. III. 1955.

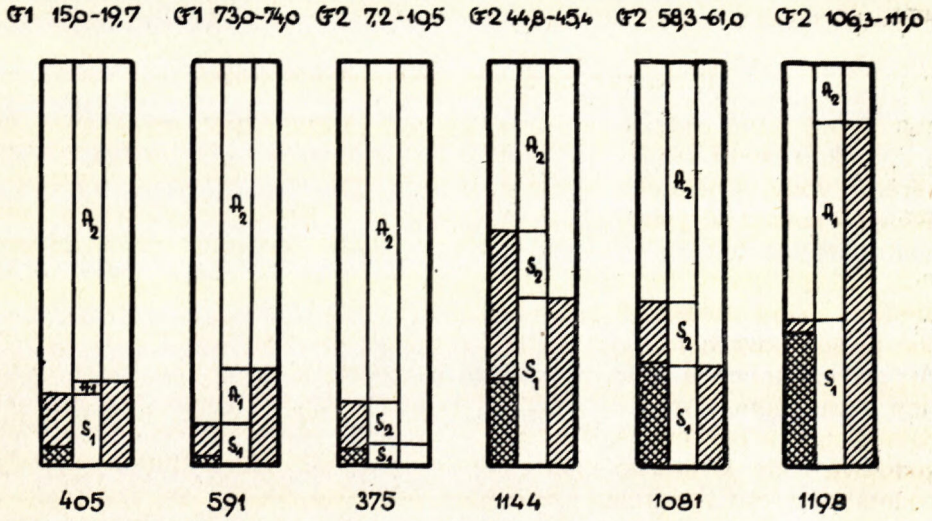
Ústav pro naftový výzkum, Brno



Obr. 6. Srovnání P a l m e r o v ý c h diagramů lázeňského pramene a napájecího zdroje.



Obr. 8. P a l m e r o v y diagramy hlubinných vod z vrteb Cf 3, Cf 4, Cf 6.



Obr. 7. P a l m e r o v y diagramy hlubinných vod z vrteb Cf 1 a Cf 2.

Příloha 1 **Přehled chemických rozborů**

Označení	Rozměry	Cf 1	Cf 1	Cf 1	Cf 2	Cf 2	Cf 2
Diagram č.		1	2	3	4	5	6
Hloubka	m	15,0—20,0	15,0—20,0	73,0—74,7	7,2—10,5	44,8—45,4	58,3—61,0
Odparek	mg/l	405,2	410,0	591,2	375,2	1143,6	1080,8
Tvrdost	°něm.	16,8	21,8	21,5	14,8	26,0	26,0
Bikarbonáty	mg/l	402,0	408,0	764,8	432,0	492,0	507,0
Sírany	mg/l	45,2	48,0	57,6	57,2	376,1	212,3
Chloridy	mg/l	14,2	14,2	12,4	10,6	157,9	158,0
Bromidy	mg/l	0,0	0,0	0,0	0,0	0,25	—
Jodidy	mg/l	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—
Vápník	mg/l	120,0	155,8	108,2	89,1	131,6	128,2
Hořčík	mg/l	—	—	53,5	43,7	63,8	68,0
R_2O_3 jako Fe	mg/l	8,8	7,2	4,4	2,8	6,0	1,6
Sodík	mg/l	37,3	33,2	75,9	10,3	209,3	174,8
Draslík	mg/l	37,3	33,2	75,9	10,3		
H_2SiO_3	mg/l	25,5	26,5	66,0	60,4	24,9	40,0
Suspend. látky	mg/l	0,5	0,7	0,07	0,05	0,02	0,0
CO_2	mg/l	20,1	21,3	48,4	19,9	17,6	17,6
H_2S	mg/l	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$H_2 + O_2$	mg/l	21,0	20,0	14,2	21,8	16,7	16,2
CH_4	mg/l	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S_1	%	16,8	14,8	10,6	5,2	43,2	25,4
S_2	%	—	2,6	—	12,0	17,2	16,0
A_1	%	3,6	—	14,2	—	—	—
A_2	%	76,6	82,6	75,2	82,8	39,6	58,6
$K_{Cl}^{CO_3}$	—	16,5	16,7	35,9	23,6	1,81	1,885
S_{Cl}	%	30,3	28,7	22,2	19,8	27,7	50,2

hlubinných vod oblasti Smrdáky

Cf 2	Cf 2	Cf 3	Cf 3	Cf 3	Cf 4	Cf 4	Cf 4
7	8	9	10	11	12	13	14
6,3—111,0	6,3—111,0	43,0—46,2	43,0—46,2	66,2—66,6	9,7—20,7	9,7—20,7	9,7—20,7
1198,2	1168,2	480,4	521,6	652,0	758,0	812,0	723,6
7,8	8,9	20,1	18,4	16,6	34,4	35,0	33,8
814,0	804,0	516,0	540,0	534,0	506,0	506,0	645,1
58,6	44,9	72,8	80,7	106,2	202,0	231,1	106,9
214,0	253,0	13,7	14,3	13,7	7,3	7,1	10,6
—	—	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
—	—	—	—	59,4	119,8	144,1	127,8
57,5	62,9	146,8	131,8	27,8	61,8	54,9	69,0
7,2	2,4	3,8	4,2	0,0	0,0	0,0	3,6
408,0	445,0	82,7	108,0	153,2	38,8	36,9	7,0
			26,0	30.4	50,2	47,4	43,6
24,9	26,4	26,1	—	—	0,0	0,0	0,0
0,02	—	—	—	—	—	—	—
—	—	25,2	21,3	—	—	—	56,0
—	0,0	0,0	0,0	—	—	—	0,0
—	14,2	18,2	19,0	—	—	—	6,1
—	0,11	0,0	0,0	—	—	—	0,0
25,2	38,0	18,4	19,0	23,0	13,0	12,0	8,7
—	—	—	—	—	21,6	25,8	10,5
49,8	47,0	14,2	22,0	35,8	—	—	—
15,0	15,0	67,4	59,0	41,2	65,4	62,2	80,8
2,210	1,845	21,5	22,5	22,6	24,5	25,7	36,5
83,0	88,5	20,7	19,0	14,8	4,6	4,2	11,5

Příloha 2.

Podobný chemický rozbor minerální vody hlavního pramene lázní Smrdáky

Hlavní lázeňský pramen

Teplota pramene		12,5 °C		
Teplota vzduchu		24,2 °C		
Odparek 180 °C/2 hod.		2084,0 mg/l		
Tvrdost		22,0 °něm.		
		mg/l	mval/l	mval %
Chlor	Cl'	968,1	27,27	66,8
Brom	Br''	+	—	—
Jod	J'	1,3	0,01	—
Sírany	SO_4''	41,8	0,87	2,1
Siřičitany	SO_3''	—	—	—
Sirnatany	S_2O_3''	4,2	0,07	—
Sirniky	HS'	142,0	4,28	10,4
Uhličitany	HCO_3'	518,2	8,51	20,7
Fosfáty	HPO_4''	+	—	—
Dusičnany	NO_3'	—	—	—
Dusitany	NO_2'	—	—	—
			41,01	
Vápník	$Ca..$	68,1	3,40	8,2
Hořčík	$Mg··$	47,8	3,93	9,4
R_2O_3 jako	$Fe··$	2,8	0,10	—
Sodík	$Na·$	762,0	33,20	79,8
Draslík	$K·$	36,0	0,92	2,2
Amonium	$NH_4·$	2,6	0,18	0,4
			41,73	
Kys. křemičitá	H_2SiO_3	38,0		
Kys. boritá	HBO_2	++		
Volný kysl. uhličitý	CO_2	72,0		
Volný sírovodík	H_2S	266,5		
		2971,4		

Spektrálně zřetelně prokazatelné složky Li, Ag, Cu, Mn, Sr a Ba

Naftenové kyseliny	—
Organicky vázaná síra	+

Rozpuštěné plyny

Nekyselé plyny		36,8 ml/l
Vodík	H_2	— —
Kyslík	O_2	12,2 ml/l = 33,0%
Dusík	N_2	
Methan	CH_4	24,6 ml/l = 67,0%
Ethan	C_2H_6	—

Palmerovy indexy

1. salinita	S_1	68,9
2. salinita	S_2	—
1. alkalita	A_1	13,5
2. alkalita	A_2	17,6
Hloubkový faktor	$K_C^{CO_3}$	= 0,336
	$K_{Cl}^{(CO_3 + HS)}$	= 0,506
Chloridová salinita	Sc	= 96,6%

Příloha 3.

Podobný chemický rozbor zdrojové sirovodíkové vody a unikajících plynů

Matečný horizont sírovodíkové minerální vody

Cf 6, hloubka 301,0 m.

Teplota vody	12,0 °C
Teplota vzduchu	24,2 °C
Odparek	180°/2 hod. 3135,2 mg/l
Tvrdost	23,8 °něm.

		mg/l	mval/l	mval %
Chlor	Cl'	1394,2	39,30	80,8
Brom	Br''	+	—	—
Jod	J'	2,2	0,02	—
Sírany	SO_4''	10,7	0,30	0,6
Siřičitany	SO_3''	0,0	0,00	—
Sirníky	HS'	78,0	2,36	4,8
Uhličitany	HCO'_3	410,0	6,72	13,8
Fosfáty	HPO''_4	st +	—	—
Dusičnany	NO_3'	0,0	0,00	—
Dusitany	NO_2'	0,0	0,00	—
			48,70	100,0
Vápník	$Ca^{\cdot\cdot}$	81,1	3,65	7,4
Hořčík	$Mg^{\cdot\cdot}$	53,1	4,37	8,8
R_2O_3 jako	$Fe^{\cdot\cdot}$	3,0	0,11	—
Sodík	$Na^{\cdot}$	925,0	40,20	81,4
Draslík	$K^{\cdot}$	38,0	0,97	2,0
Amonium	$NH_4^{\cdot}$	4,2	0,23	0,4
			49,55	100,0

Kys. křemičitá H_2SiO_3	37,2
Kys. boritá	++
CO_2 — volný	10,5
H_2S — volný	577,3
	3604,8

Rozpuštěné plyny		39,6 ml/l při 20 °C
Vodík	H_2	Stopy
Kyslík + dusík	$O_2 + N_2$	11,50 ml/l
Methan	CH_4	28,10 ml/l
Ethan	C_2H_6	0,3 ml/l
Propan	C_3H_8	0,00 ml/l
Kysl. uhelnatý	CO	0,00 ml/l

Palmerovy indexy

1. salinita	S_1	81,4
2. salinita	S_2	—
1. alkalita	A_1	2,2
2. alkalita	A_2	16,2

Hloubkový faktor

$$K_{Cl}^{Co_3} = 0{,}170$$

$$K_{Cl}^{(CO_3+HS)} = 0{,}230$$

Chloridová salinita

$$S_{Cl} = 99{,}4\%$$

Zemní plyn ze sondy Cf 6

	%	% vztaženo na uhlovodíky
Vodík	0,6	1,1
Kyslík + dusík	37,5	—
Methan	56,4	97,8
Ethan	0,7	1,1
Propan	0,0	0,0
Kysl. uhelnatý	0,0	—
Kys. plyny (CO_2 + H_2S)	4,8	—

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

1. Buday T:; 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocenu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG 30, 162—168, Praha.
2. Hensel J.; 1951: Balneografia Slovenska. Slovenská akadémia vied a umení, Bratislava.
3. Jahn J. — Schnabel E.; 1923: Slovenské lázně Smrdáky. Věstník Balneologické společnosti československé v Praze III, č. 1, 5.
4. Janáček J.; 1950: Geologicko-hydrologické posouzení lázní Smrdáky a okolí. 2 zprávy: I. Návrh na jímání pitné a užitkové vody; II. Hydrogeologie sírných vod a návrh na jejich jímání z primárního zdroje. Nepublikováno, Archív Povereníctva zdravotníctva, Bratislava.
5. Janáček J.; 1954: Předběžné výsledky studie paleogeografie a tektogenese staršího miocenu v oblasti Láb—Malacky na Slovensku. Sborník ÚÚG, XXI, Praha.
6. Janáček, J.; 1954: Nové tektonické a tektogenetické poznatky v československé části vnitroalpské pánve. Sborník ÚÚG, XXI, Praha.
7. Janáček J., 1954: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu v lázních Smrdáky na Slovensku v r. 1953. Nepublikováno, Archív Povereníctva zdravotníctva, Bratislava.
8. Janáček J. Horčič K.; 1954: Příspěvek k poznání paleogeografie a tektogenese neogenní výplně vnitroalpské pánve vídeňské. Čsl. Akademie věd, Rozpravy II. 65, seš. 2.
9. Janák J.; 1952: Klasifikace čsl. naftových vod. Archiv VÚN, Brno, SACH, 55, 1952. Práce ústavu pro naftový výzkum, publ. 5, 29—75, SNTL 1955.
10. Janák J.; 1953: Chromatografická plynová prospekce z hlubinných vod. Archiv VÚN, Brno, SACH, 82, 1953. Věstník ÚÚG, Praha 1955, XXX, 197—210.
11. Janák J.; 1953: Teorie iontové a koncentrační rovnováhy hlubinných vod čsl. části vnitroalpské pánve. Práce ústavu pro naftový výzkum s 2, publ. 4, 5—28, SNTL 1955.
12. Krejči-Graf K.; 1934: Zur Geochemie der Oelfelfwasser. Petroleum 30/18.
13. Matějka A.; 1938: Geologické podmínky vývěrů slaných sirovodíkových pramenů v lázních Smrdáky na Slovensku. Praha, Věstník StGÚ XIV, č. 5—6.
14. Sulin V. A.; 1946: Vody něftjannych mestorožděnij v systěme prirodnych vod, Moskva.
15. De Sitter L.; 1947: Diagenesis of Oilfield Brines. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 31, 2030.
16. Veselý V.; 1927: Chemický výzkum minerální vody z lázní Smrdáky nad Myjavou. Sborník StGÚ VII, Praha.
17. Vitális J.; 1915: A nyitravármegyei Büdöskő környékének geológiai visconyai tekintettel a morvamezei olaj Kutatására. Bányásati és koházati Lapok.

ИОСИФ ЯНАЧЕК — ЯРОСЛАВ ЯНАК

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИСТОКА СЕРОВОДОРОДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В КУРОРТЕ СМРДАКИ В СЛОВАКИИ

В работе подан обзор предшествующих исследований в области курорта Смрдаки. Поданы результаты новых исследовательских работ, которые решают не только стратиграфию и тектонику территории, но и происхождение минеральной воды и ее принадлежность к смоляным водам бурдигал-гельветским.

Особое внимание обращено на геохимию глубинных вод. Здесь подобран новый материал о ситуации глубинных вод этой области. Работы приносит результаты систематической геохимической глубинной разведки и указана в ней практическая ценность этой методики.

Для исследуемой области был найден репрезентативный ионовый и концентрационный состав глубинных вод. Область была регионально причислена к системе глубинных вод внутри альпийского бассейна.

Были определены условия выхода нынешних минеральных вод и степень и вид их обесценки бальнеологически бесценными глубинными водами. Произвелись подробные анализы курортного источника и недавно обнаруженного его напаивающего ключа. Подана бальнеологическая оценка минеральных вод и подчеркнута их необыкновенная ценность. В работе приведен ряд химических анализов вод.

Из более старых работ следует вспомнить исследование И. Ягна и Э. Шнабела (3), которые однако не постигают действительность. Работа А. Матейка от 1938 г. (13) имеет некоторые важные установления. Новые взгляды на стратиграфию здешней области принес в 1955 г. Т. Будай (1). Новые исследования, произведенные подробным бурильным сондажом в 1950 и 1953 гг. доказали здесь наличие нижнего паннона и сармата, которые ограничены на опустившейся глыбе. Высокие глыбы, северная и южная, образованы бурдигал-гельветом, который лежит дискордантно и трансгрессивно на складчатом флишевом основании. Верхний и средний тортон, тадже как и верхний гельвет не образованы. Нижний сармат лежит немного дискордантно на бурдигал-гельвете. Узкий нижнепаннонский ров образовывает здесь окончание опустившейся штефановской глыбы.

С гидрологической точки зрения были здесь обнаружены четыре горизонта пресной воды: I горизонт четвертичный; II, III и IV горизонт настоящей нижнепаннонской воды. Кроме этого бурением достиглась пресная вода дислокационная в бурдигал-гельвете с признаками примеси глубинных вод. В сармате были обнаружены два горизонта слабо бракической воды (IVa и V горизонт). Как первичный источник минеральной воды был найден бурдигал-гельветский горизонт в глубине 300 метров (VI), который питает курортные ключи.

Минеральная вода курорта Смрдаки щелочно соленая иодная вода натрий бикарбонатового типа. Она обогащена значительным количеством свободного и вязаного сероводорода и насыщена метаном. Это нефтяные воды типичные для внутри альпийского бассейна. Нет явных признаков наличия смолы в специфической фазе развития. В генетичном отношении воды соответствуют сероводородным водам области Штефанов и возможна их взаимная корреляция.

Нынешние истоки минеральной воды на границе сармат-гельвет разбавливаются на 35 % опресненными водами. Геохимическим путем была доказана междуглыбная система и найдено перемещение восходящих путей минеральной воды в сравнении с прошлым.

Геохимические заключения могли быть произведены на основании обнаруженного наличия ионового и концентрационного равновесия глубинных вод на различных глубинах исследованием их химического состава и в них растворенного газа.

10/III 1955

Институт нефтяной разведки, Брно

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Фиг. 1. Смрдаки, тектоническая карта.
Фиг. 2. Расположение разведочных буровых скважин близ сел. Смрдаки.
Фиг. 3. Смрдаки, геологический разрез.
Фиг. 4. Глубинные воды области Смрдаки.
Фиг. 5. Обзор регионального распространения глубинных вод области Штефанов, Смрдаки и Ковалов.
Фиг. 6. Сопоставление диаграмм Пальмера, характеризующих воды источника, вытекающего в курорте, и воды питающие этот источник.
Фиг. 7. Диаграммы Пальмера, характеризующие глубинные воды буровых скважин Cf 1 и Cf 2.
Фиг. 8. Диаграммы Пальмера, характеризующие глубинные воды буровых скважин Cf 3, Cf 4 и Cf 6.

JOSEF JANÁČEK — JAROSLAV JANÁK

HYDROGEOLOGISCHE UND GEOCHEMISCHE STUDIEN DER AUSSPRUDELUNGEN DER SCHWEFELWASSERSTOFFHÄLTIGEN MINERALWÄSSER IM BAD SMRDÁKY IN DER SLOWAKEI

Die Arbeit behandelt in einer Uebersicht älterer Forschungsarbeiten im Gebiet von Smrdáky; sodann werden Ergebnisse neuerer Forschungsuntersuchungen vermittelt, die nicht allein stratigraphische und tektonische Probleme des Gebietes lösen, sondern auch die Herkunft des Mineralwassers und seine Zugehörigkeit zu den burdigal-helvetischen bituminösen Wässern ergründen.

Besondere Aufmerksamkeit ist der Geochemie der Tiefenwasser gewidmet. Es wird hier neues Material über die Lage der Tiefenwasser in diesem Gebiete gesammelt. Die Arbeit veröffentlicht Ergebnisse einer systematischen geochemischen Tiefenuntersuchung und es wird in ihr auf den praktischen Wert dieser Methodik verwiesen.

Für das untersuchte Gebiet wurde ein repräsentativer Ionten- und Konzentrationsstand der Tiefenwasser gefunden, der die Berechnung der Mischungen und der Metamorphose der Tiefenwässer gestattet. Das Gebiet wurde regional in das System der Tiefenwässer des Inneralpenbeckens eingeordnet.

Es wurden die Bedingungen des Austritts der heutigen Mineralwässer, sowie die Stufe und Art ihrer Entwertung durch balneologisch wertlose Tiefenwässer festgestellt. Auch wurden genaue Analysen der Badequelle und ihren neufestgestellten Speisung durchgeführt. Eine balneologische Bewertung der Mineralwässer wird desgleichen veröffentlicht und unterstreicht deren aussergewöhnliche Bedeutung. Die Untersuchung ist durch eine Reihe von chemischen Analysen des Wassers belegt.

Von der älteren Arbeiten muss man die Forschungen von J. Jahn und S. Schnabel (3) anführen, die freilich die Wirklichkeit überhaupt nicht erfassen. Die Untersuchung von A. Matějka aus dem Jahre 1938 (13) enthält einige ernstliche Erkenntnisse. Neue Anschauungen über die Stratigraphie des Themengebietes hat im Jahre 1955 T. Buday (1) erarbeitet. Neue Forschungen, die durch eine gründliche Bohrsondage im Jahre 1950 und 1953 durchgeführt wurden, haben hier die Anwesenheit des unteren Pannon und Sarmat erwiesen, die auf eine eingesunkene Scholle beschränkt bleiben. Die hohe Nord- und Südscholle verweist auf Burdigal-Helvet das diskordant und transgressiv auf gefaltetem Flysch-Untergrund ruht. Der untere Sarmat ist mässig diskordant dem Burdigal-Helvet aufgelagert. Ein enger unterpannonischer Graben gestaltet hier den Abschluss der eingesunkenen Štefanov-Scholle.

Von hydrologischem Gesichtspunkt wurden hier insgesamt vier Süsswasserhorizonte festgestellt: I. ein Quartärhorizont, II., III. und IV. — Horizonte von echten pannonischen

Unterwasser. Im Burdigal-Helvet wurde darüber hinaus dislokal Süsswasser angebohrt, das Anzeichen einer Beimengung von Tiefenwässern aufweist. Zwei Horizonte von schwachem Brackwasser wurden im Sarmat festgestellt, (IVa und V Horizont). Als primäre Quelle des Mineralwassers wurde der Burdigal-Helvethorizont in einer Tiefe von 300 m (VI) festgestellt, der die Badequellen speist.

Das Mineralwasser des Bades Smrdáky ist alkalisch salziges Jodwasser vom Natriumbikarbonattyp. Es enthält beachtliche Mengen von freiem und gebundenem Schwefelwasserstoff und ist mit Methan gesäftigt. Es sind Naftawässer, die typisch für das Inneralpenbecken sind. Sie tragen deutliche Indikationen des Vorhandenseins von Bitumina in einer spezifischen Entwicklungsphase. Die Wässer entsprechen genetisch den Schwefelwasserstoffwässern des Gebietes von Štefanov und lassen sich gegenseitig in Bezug setzen. Die gegenwärtigen Aussprudelungen des Mineralwassers befinden sich an der Scheidelinie Sarmat-Helvet verdünnt zu 35% durch ausgesüsste Wässer. Geochemisch wurde ein System von Zwischenschollen nachgewiesen und im Verhältnis zu den früheren Austrittsbahnen eine Verschiebung der gegenwärtigen Austrittsbahnen des Mineralwassers festgestellt.

Die geochemischen Schlussfolgerungen konnten auf Grund des ermittelten Vorhandenseins des Ionen- und Konzentrationsgleichwichtes der Salze in den Tiefenwässern in verschiedenen Tiefenlagen durch das Studium ihrer chemischen Zusammensetzung und der in ihnen aufgelösten Gase getroffen werden.

10. III. 1955.

Anstalt der Naftaerforschung,
Brno

Bildtexte

Bild 1. Smrdáky, tektonische Karte.
Bild 2. Geologische Situation der Forschungssonden Smrdáky.
Bild 3. Smrdáky, geologischer Querschnitt.
Bild 4. Repräsentative Tiefenwässer des Gebietes von Smrdáky.
Bild 5. Uebersicht der regionalen Entwicklung der Tiefenwässer im Gebiet von Štefanov, Smrdáky und Koválov.
Bild 6. Vergleich der Palmer-Diagramme der Badequelle und deren Speisung.
Bild 7. Palmer-Diagramme der Tiefenwässer aus den Bohrungen Cf 1 und Cf 2.
Bild 8. Palmer-Diagramme der Tiefenwässer aus den Bohrungen Cf 3, Cf 4, Cf 6.

SILVESTER KRAJČOVIČ

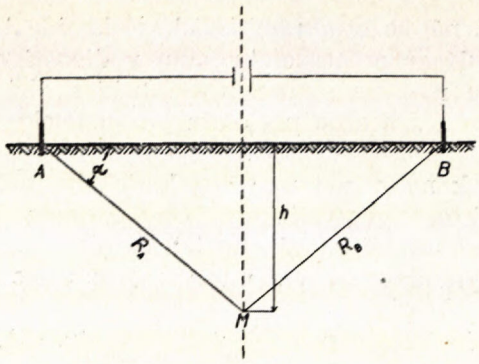
K HĹBKOVÉMU DOSAHU GEOELEKTRICKÝCH ODPOROVÝCH METÓD

(Ruské a nemecké resumé)

Pri riešení geofyzikálnych úloh na základe odporových metód je nevyhnutné urobiť v teréne geoelektrické odporové merania. Obyčajne už pred zahájením terénnych meraní máme stanovenú hĺbku, do ktorej treba robiť prieskum (napr. je daná kóta dna základovej jamy pre priehradný múr, alebo je známa približná hĺbka antiklinály pri hľadaní nafty a pod.). Pri odporových geoelektrických meraniach určujeme zdanlivý špecifický odpor prakticky v trojrozmernom nekonečnom polopriestore. Pri rozstupe sýtiacich elektród $AB \leqslant 30\ km$ môžeme totiž zemský povrch, vzhľadom na obrovské rozmery Zeme *(R-6380 km)*, považovať za rovinu.

Vzniká otázka, ako určiť hĺbku, t. j. vertikálny rozmer geologických útvarov, ktorých vlastnosti a spôsob uloženia majú byť stanovené na základe geoelektrickej odporovej sondáže.

Je zrejmé, že hĺbka prieskumu geoelektrickou odporovou metódou závisí od hĺbky preniku elektrického prúdu. Keď uvažujeme presne matematicky, prenik elektrického prúdu do podložia je obmedzený len rozmermi našej planéty (špecifický odpor vzduchu kladieme nekonečne veľký). Prakticky však už pri relatívne malých vzdialenostiach od zdroja prúdu čiže v pomerne malých hĺbkach hustota prúdu bude taká nepatrná, že zmena potenciálu v uvažovanej hĺbke, vyvolaná rozdelením elektrického prúdu v prostredí o inej elektrickej vodivosti, neprejaví sa zreteľne pri rozdelení potenciálu na zemskom povrchu. V takomto prípade nemôžeme usudzovať na základe odporových meraní na prítomnosť iných geologických útvarov v podloží, aj keď tieto majú podstatne inú elektrickú vodivosť. Skutočná hĺbka dosahu geolektrickej odporovej sondáže vo vertikálnom smere je malá a je závislá od charakteru rozdelenia hustoty prúdu v skúmanom prostredí. Uvažujeme nekonečný polopriestor vytvorený homogénnym a izotropným vodivým prostredím o špecifickom odpore ϱ. Na povrchu polopriestoru (prakticky na zemskom povrchu) umiestime dve bodové sýtiace elektródy A, B, ktorých vzájomná vzdialenosť je označená ako L. Spojnicu elektród AB rozdeľme rovníkovou rovnicou na dve rovnaké časti. Hustotu prúdu budeme určovať v bode M rovníkovej roviny, ktorý sa nachádza v hĺbke h od zemského povrchu.



Obr. 1. K hustote el. prúdu.

Keď označíme vzdialenosti bodu M od bodov A a B ako R_A a R_B a uhol zovretý priamkami AB a AM ako α (obr. 1.), pre hustotu prúdu v bode M dostaneme tento výraz:

$$j = \frac{J}{2\pi R_A^2} \cos\alpha - \frac{J}{2\pi R_B^2} \cos(180^0 - \alpha) \frac{J}{2\pi h^2} \sin 2\alpha . \sin\alpha \qquad (1)$$

Hustota prúdu teda nezávisí od špecifického odporu prostredia, ale len od intenzity sýtiaceho prúdu a od vzdialenosti uvažovaného bodu od zdroja prúdu.

Pri $h = 0$; $(\cos\alpha = 1; R = \frac{L}{2})$ dostaneme výraz pre hustotu prúdu na zemskom povrchu:

$$j_0 = \frac{4J}{\pi L^2} . \qquad (1')$$

Pre $h = \infty$ bude prúdová hustota nulová. Prakticky však bude prúdová hustota skoro nulová už pri $h \geqslant 5\ L$.

Zvoľme $I = 3.14A; L = 10m$ a dosaďme tieto hodnoty do rovnice (1'), dostaneme pre hustotu prúdu na zemskom povrchu:

$$j_0 = \frac{4\ .\ 3{,}14}{3{,}14.100} = 0{,}04\ A/m^2$$

Teda hustota prúdu aj pri sýtení takým intenzívnym zdrojom bude veľmi malá. Rozborom rovnice [1] sa dá ľahko dokázať, že hustota prúdu ubúda s hĺbkou, a to po hodnotu $h < 0{,}7\ L$ pomalšie ako nepriamo úmerne h^2, potom rýchlejšie ako nepriamo úmerne h^2 ([1], str. 47).

Hustota prúdu od $h = 0$, do $h = 0{,}7\ L$ je ešte dostačujúca pre určenie prítomnosti geologického útvaru o inej elektrickej vodivosti. Ako vidíme,

táto hĺbka je úmerná rozstupu sýtiacich elektród *AB*. Inými slovami: čím sa geologický útvar o inej elektrickej vodivosti nachádza vo väčšej hĺbke, tým musíme rozstup sýtiacich elektród zvoliť väčší, aby sa prítomnosť tohto útvaru zreteľne prejavila pri geoelektrických odporových meraniach.

Keď poznáme zákony o vytvorení elektrického poľa v polopriestore, môžeme riešiť niektoré geofyzikálne úlohy. Priama geofyzikálna úloha, ktorá určuje matematický vzťah medzi danými geofyzikálnymi parametrami a zdanlivým špecifickým odporom, je vyriešená pre tieto prípady:

1. homogénny a izotropný polopriestor ([1], str. 41),
2. homogénny a anizotropný polopriestor ([1], str. 63),
3. polopriestor pozostávajúci z nekonečného počtu (1—5) planparalelných vrstiev, uložených horizontálne alebo vertikálne ([1], str. 69),
4. jedna šikmo uložená vrstva, ležiaca v prostredí o inom odpore a siahajúca do nekonečna ([1], str. 105),
5. vodivý homogénny polopriestor s vložkou pravidelného tvaru, všestranne obmedzenou (guľa, elipsoid) o inej elektrickej vodivosti ([1], str. 113.).

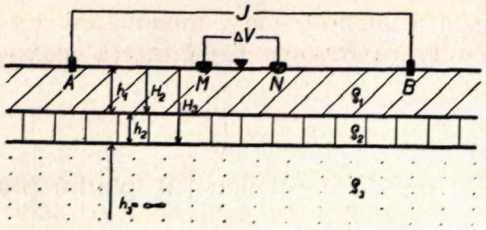
V práci sa budeme zaoberať len tretím prípadom, keď je geofyzikálny profil tvorený 1—3 vodorovne uloženými vrstvami. Označme mocnosti jednotlivých vrstiev ako h_1, h_2, h_3 a ich špecifické odpory ako ϱ_1; ϱ_2; ϱ_3 (obr. 2.), potom pre teoretické sondážne krivky pre dvojvrstevný geofyzikálny profil môžeme napísať tento vzťah ([1], str. 80):

$$\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1} = 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_{12}^n \cdot \lambda^2}{(\lambda^2 + 4n^2)^{\frac{3}{2}}} \qquad (2)$$

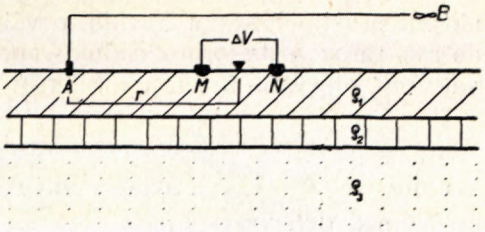
Vo vzorci [2] značí:

ϱ_{zd} — zdanlivý špecifický odpor, ϱ_1 — špecifický odpor prvej vrstvy, n- počet zrkadlení zdroja prúdu, $k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1}$ koeficient odrazu prúdu na rozhraní prvej a druhej vrstvy, $\lambda = \frac{AB}{2h_1}; \frac{r}{h_1}; \frac{OA}{h_1}; \frac{OO'}{h_1}$. Pomer $\frac{AB}{2h}$ platí pre Schlumbergerovo usporiadanie, $\frac{r}{h_1}$ pre dipólové potenciálne usporiadanie, $\frac{OA}{h_1}$ pre trojelektródové usporiadanie, $\frac{OO'}{h_1}$ pre dipólové ekvatoriálne usporiadanie (pozri obr. 2—5).

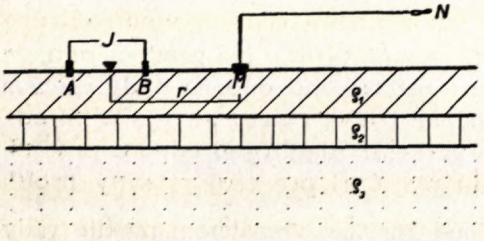
Rovnica [2] platí pre všetky štyri uvedené usporiadania, za predpokladu, že vzdialenosť meracích elektród je veľmi malá voči vzájomnej vzdialenosti sýtiacich elektród $(l \ll L)$. Za výraz λ treba však dosadiť patričnú hodnotu pre to ktoré usporiadanie.



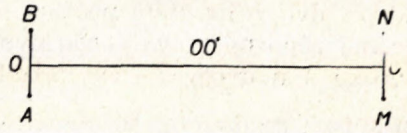
Obr. 2. Schlumbergerovo usporiadanie.



Obr. 3. Trojelektródové usporiadanie.



Obr. 4. Dipólové potenciálne usporiadanie.



Obr. 5. Dipólové ekvatoreálne usporiadanie.

Pre trojvrstevný geologický profil zase platí pre všetky štyri schémy podobná rovnica:

$$\frac{\varrho_z d}{\varrho_1} = 1+2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n\cdot\lambda^3}{\left(\lambda^2+4n^2\right)^{\frac{3}{2}}} \qquad [3]$$

Hodnoty b_n môžeme určiť zo vzťahu:

$$B_1(m) = q\,\frac{k_{12}\cdot g^{p} + k_{23}\cdot g^{p_3}}{1-k_{12}\cdot g^{p_2} - k_{23}\cdot g^{p_3} + k_{12}\cdot k_{23}\cdot g^{p_3-p_2}}, \qquad [4]$$

keď volíme p_2 a p_3 celými číslami. Vtedy totiž bude výraz pre $B_1(m)$ racionálnou funkciou, ktorú môžeme delením čitateľne menovateľom rozložiť v rad pre vzrastajúci stupeň g:

$$B_1(m) = q\,(b_1\cdot g + b_2\cdot g^2 + b_3\cdot g^3 + \ldots) = q\sum_{n=1}^{\infty} b_n\cdot g^n = q\sum_{n=1.}^{\infty} b_n\cdot e^{-2\,m.\,n.\,Ho,}$$

kde sme ako H_o označili mocnosť pomocnej vrstvy ([1], str. 84). Keď zvolíme $H_o = H_2 = 1$ dostaneme mocnosť druhej vrstvy vyjadrenú v jednotkách mocnosti prvej vrstvy.

Položme mocnosť druhej vrstvy nekonečne veľkú $(h_2 = H_3 = \infty)$, čiže do vzťahu [4] dosaďme $p_2 = 1$; $p_3 = \infty$.

Po dosadení práve určených hodnôt vypadnú z rovnice [4] všetky členy

okrem prvého člena v čitateli, prvého a druhého člena v menovateli. Vydeľme teraz v takomto redukovanom tvare rovnice [4] čitateľa menovateľom, aby sme určili koeficienty b_n.

$$k_{12} \cdot g : (1 - k_{12} \cdot g) = k_{12} \cdot g + k_{12}^2 \cdot g^2 + k_{12}^3 \cdot g^3 + \ldots$$

Vidíme, že $b_n = k_{12}^n$, teda rovnica [3] prejde v rovnicu [2], platnú pre problém dvoch vrstiev.

To je dôležitá skutočnosť, ktorú využijeme pre stanovenie veľkosti zdanlivého špecifického odporu pre ľubovoľnú hodnotu λ. Pri teoretických krivkách pri dvojvrstevnom probléme hodnota zdanlivého špecifického odporu by dosiahla hodnotu ϱ_2 až pri nekonečne veľkom rozstupe elektród ($\varrho_{zd} = \varrho_2$; pri $\lambda = \infty$). Pri trojvrstevnom profile (za predpokladu, že $\varrho_3 < \varrho_2$) musí byť hodnota zdanlivého špecifického odporu vždy menšia ako pri dvojvrstevnom profile, lebo odpor tretej vrstvy na výsledný odpor má záporný vplyv. Teda úvahy o veľkosti zdanlivého odporu pre ľubovoľné λ a dvojvrstevný profil budú platiť aj pre trojvrstevný profil, len s tým rozdielom, že pomer $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$ bude pri trojvrstevnom profile vždy menší, ako pri dvojvrstevnom profile. Vykonáme teda vyšetrovanie pre Schlumbergerovu schému a pre dvojvrstevný geologický profil. Zvoľme $\frac{h_1}{0{,}7} = \overline{AB}$. To je totiž hodnota rozstupu sýtiacich elektród. pri ktorej sa ešte prejaví prítomnosť druhej vrstvy o inom odpore pri geoelektrických odporových meraniach.

Jednoduchou úpravou tohto vzťahu dostaneme:

$$0{,}7 = \frac{AB}{2h_1} = \lambda.$$

Ľahko sa presvedčíme, že pri $\lambda = 0{,}7$ nebude zdanlivý špecifický odpor prevyšovať hodnotu skutočného odporu prvej vrstvy o viac ako 10%, aj to len vtedy, keď $\varrho_2 = \infty$.

Pre výpočet zdanlivého špecifického odporu použijeme sumačný vzorec [2], a to pre tieto prípady:

$$\varrho_1 = 1{,}0\ ;\ \varrho_2 = 2{,}0\ ;\ \lambda = 0{,}7\ ;\ k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1} = 0{,}3333\ ,$$

$$\varrho_1 = 1.0\ ;\ \varrho_2 = \infty\ ;\ \lambda = 0{,}7\ ;\ k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1} = 1{,}0000\ .$$

Výpočet pomeru zdanlivého odporu a skutočného odporu prvej vrstvy je zostavený v tabuľkách I a II. Ako je z tabuľky I. zrejmé, zdanlivý špecifický odpor (za predpokladu, že $\varrho_2 = 2\varrho_1$) dosahuje odchýlku + 2,5% od odporu prvej vrstvy. Dokonca aj vtedy, keď je odpor druhej vrstvy nekonečne veľký, rozdiel zdanlivého odporu a odporu prvej vrstvy nebude väčší ako + 10% (pozri tab. II).

Tabuľka I.

n	k_{12}^{n}	λ	λ^{3}	$k_{12}^{n}\lambda^{3}$	λ^{2}	n^{2}	$4n^{2}$	$\lambda^{2}+4n^{2}$	$(\lambda^{2}+4n^{2})^{\frac{3}{2}}$	$\frac{č}{m}$	pozn.
1	0,3333	0.7	0,343	0,1143	0,49	1	4	4,490	9,514	0,01201	$\varrho_2 = 2\varrho_1$
2	0,1111			0,0381		4	16	16,490	66,962	0,00057	
3	0,0370			0,0126		9	36	36,490	220,427	0,00006	
4	0,0123			0,0042		16	64	64,490	517,900	0,00001	
5	0,0041			0,0014		25	100	100,490	1007,342	0,00000	
									$1+2\frac{č}{m}$	1,0253	

Tabuľka II.

n	k_{12}^{n}	λ	λ^{3}	$k_{12}^{n}\lambda^{3}$	λ^{2}	n^{2}	$4n^{2}$	$\lambda^{2}+4n^{2}$	$(\lambda^{2}+4n^{2})^{\frac{3}{2}}$	$\frac{č}{m}$	pozn.
1	1,0	0,7	0,342	0,343	0,49	1	4	4,490	9,514	0,03605	$\varrho_2=\infty$
2	1,0			0,343		4	16	16,490	66,962	0,00512	
3	1,0			0,343		9	36	36,490	220,427	0,00156	
4	1,0			0,343		16	64	64,490	517,900	0,00066	
5	1,0			0,343		25	100	100,490	1007,342	0,00034	
6	1,0			0,343		36	144	144,490	1736,800	0,00020	
7	1,0			0,343		49	196	196,490	2754,310	0,00012	
8	1,0			0,343		64	256	256,490	4108,000	0,00008	
									$1+2\frac{č}{m}=$	1,08826	

Chyba v meraní zdanlivého odporu dosahuje za najpriaznivejších podmienok ± 5% meranej hodnoty. Z toho vyplýva, že prítomnosť druhej vrstvy v podloží môže byť bezpečne konštatovaná len vtedy, keď $h_v \leqslant 0{,}7AB$. Hĺbku h_v voláme **hĺbkou vplyvu**. Je to najmenšia hĺbka, pri ktorej môže byť druhá vrstva ešte hodnoverne zistená na základe geoelektrických odporových meraní. Táto hĺbka bude závisieť nielen od rozstupu elektród, ale aj od pomeru $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$, od mocnosti vrstiev, od homogénnosti nadložia a od citlivosti aparatúry. Čím je pomer $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$ bližší k jednotke, čím je druhá vrstva tenšia, čím je nadložie nehomogénnejšie, čím je aparatúra menej citlivá, tým je skutočná hodnota hĺbky vplyvu väčšia. Inými slovami, čím sú pri odporových meraniach horšie podmienky, čím sú geofyzikálne parametre v nepriaznivejšom usporiadaní, tým musíme odporové merania robiť s väčším rozstupom elektród.

Pri n-vrstevnom geologickom profile treba voliť rozstup elektród sýtiacich často veľmi veľký, mnohonásobne prevyšujúci hĺbku uloženia tej-ktorej geologickej vrstvy. Zo vzorca [3] je zrejmé, že hodnota $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$ závisí od pomeru rozstupu sýtiacich elektród a mocnosti prvej vrstvy. Čím je tento pomer väčší, tým viac sa nameraná hodnota zdanlivého odporu blíži k hodnote odporu predložnej vrstvy. Je jasné, že pri väčšej hĺbke podložnej vrstvy treba odporové merania robiť s väčším rozstupom elektród, aby sme dostali hodnotu zdanlivého odporu len málo odlišnú od skutočného odporu podložnej vrstvy.

Hĺbka geologických odporových meraní je teda úmerná rozstupu sýtiacich elektród. Taká vzdialenosť (meraná v smere vertikály od zemského povrchu), pri ktorej charakter zmeny zdanlivého odporu so zväčšeným rozstupu elektród umožňuje stanoviť hĺbku uloženia, ako aj skutočný odpor prostredia, volá sa **hĺbkou prieskumu** — h_p. Jej stredná hodnota sa pohybuje v medziach 0,5—0,20 rozstupu elektród. Pri symetrickom štvorelektródovom usporiadaní sa táto hodnota pohybuje v medziach 0,25—0,10 rozstupu elektród. Pravda, pri viacvrstevnom profile je táto hĺbka ešte menšia.

Keď chceme určovať geoelektrickou odporovou sondážou útvary ležiace v hĺbke niekoľko km, treba často voliť rozstup elektród až 20—30 km, ako som už spomenul v úvode.

Aby sme mohli vykonať kvalitnú interpretáciu praktických kriviek, treba nám zaviesť ešte jeden parameter: hĺbku merania — h_m. Týmto termínom budeme označovať takú mocnosť skúmaných vrstiev, pri ktorej bude stredná hodnota odporu tohto komplexu číselne rovná zdanlivému špecifickému odporu, zmeranému pri danom rozstupe elektród $\overline{AB}$ na povrchu.

Vypočítajme najprv stredný pozdĺžny odpor rovnobežnostenu (obr. 6), ktorý sa skladá z dvoch rovnobežných vrstiev. Nech má prvá strana špecifický odpor ϱ_1 a konštantnú mocnosť h_1. Druhá vrstva nech má špecifický odpor ϱ_2 a premenenú mocnosť x. Pre stredný odpor, meraný v smere šípky na obr. 6, dostaneme použitím Kirchhoffovho zákona:

$$\varrho_{str} = \frac{\varrho_1 \cdot \varrho_2 (h_1 + x)}{\varrho_2 \cdot h_2 + \varrho_1 \cdot x} = \mu_2 \cdot \varrho_1 \frac{1 + \frac{x}{h_1}}{\mu_2 + \frac{x}{h_1}} \qquad [6]$$

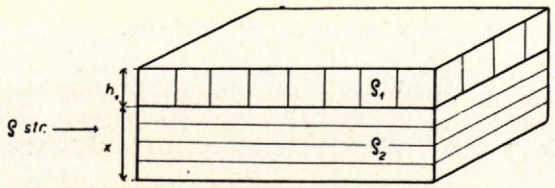
kde $\mu_2 = \frac{\varrho_2}{\varrho_1}$. Vydeľme rovnicu [6] hodnotou ϱ_1, dostaneme konečný tvar:

$$\frac{\varrho_{str}}{\varrho_1} = \mu_2 \frac{1 + \frac{x}{h_1}}{\mu_2 + \frac{x}{h_1}} = \mu_2 \frac{\lambda^*}{\mu_2 + \lambda^* - 1}, \qquad [6']$$

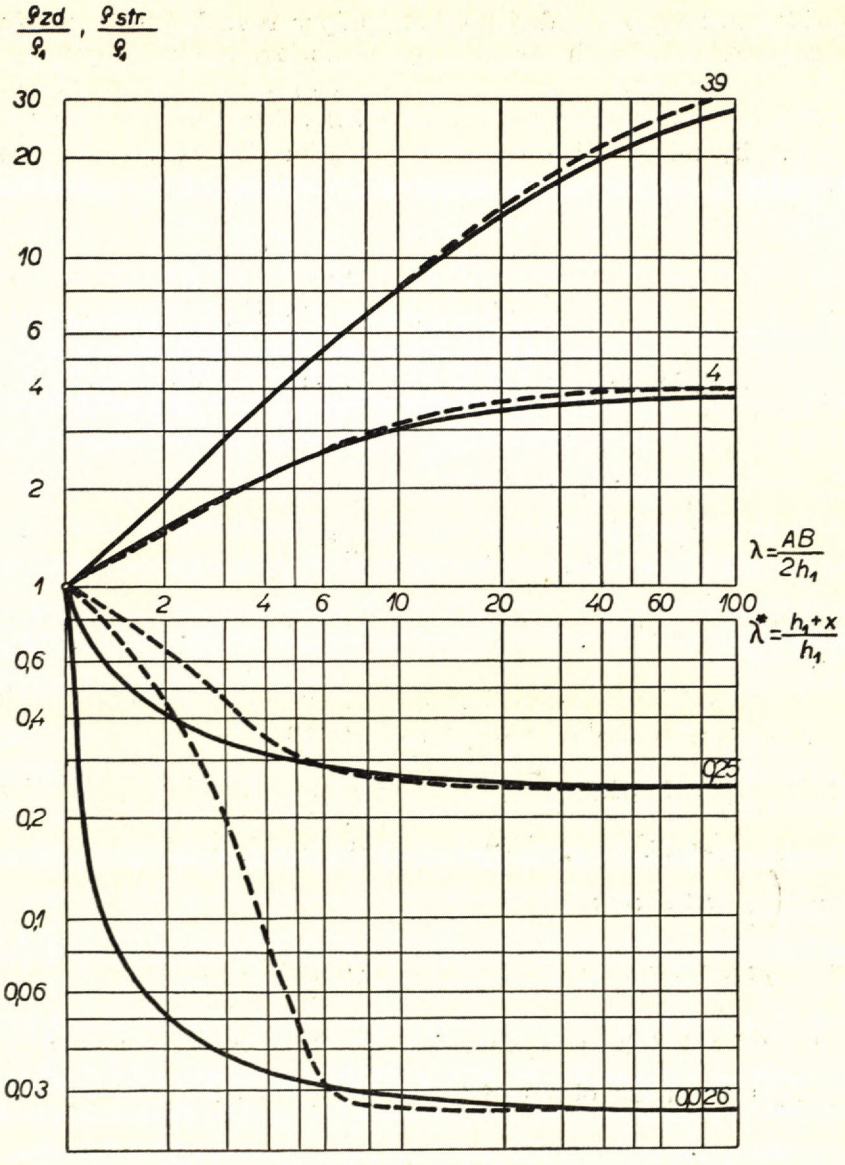
kde sme označili $\lambda^* = \frac{h_1 + x}{h_1}$.

Porovnajme krivky vypočítané podľa rovnice [6'] s teoretickými krivkami, vypočítanými podľa rovnice [2]. Vidíme, že pri $\varrho_{str} > \varrho_1$; $\lambda > 1$; $\lambda^* > 1$ krivky $\frac{\varrho_{str}}{\varrho_1}$ a krivky $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$ takmer splývajú (pozri obr. 7). Z toho vyplýva, že pri $\varrho_2 > \varrho_1$; $\lambda > 1$ je hĺbka merania veľmi približne rovná rozstupu elektród $\left(\frac{AB}{2} ; OA ; r ; 00'\right)$.

Pri $\varrho_2 < \varrho_1$; $\lambda < 1$; $\lambda^* > 1$ sú krivky $\frac{\varrho_{str}}{\varrho_1}$ posunuté vľavo vzhľadom k teoretickým krivkám. Z toho vyplýva, že pri $\varrho_2 < \varrho_1$ je $h_m < \frac{AB}{2} ; (00' ; AO ; r)$. Zbežným pohľadom na obr. 7 zistíme, že najmenšia hodnota, pri ktorej



Obr. 6. Smer merania stredného odporu.



Obr. 7. K výpočtu stredného odporu.

sa krivka $\frac{\varrho_{str}}{\varrho_1}$ a jej korešpondujúca krivka $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$ pretínajú, je 2,0. Je to pri teoretickej krivke pre $\mu_2 = 0.25$. V tomto prípade dostaneme pre hodnotu x tento vzťah:

$$\frac{h_1 + x}{h_1} = 2.$$

Z toho $x = h_1$. Teda prvá vrstva a časť druhej vrstvy musia byť v tomto prípade rovnako mocné, aby sa ich zdanlivý odpor rovnal strednému odporu. Hĺbka merania a rozstupu elektród sú v tomto prípade v pomere 1:2.

$$h_m = \frac{1}{2} AB.$$

V druhom prípade (pre teoretickú krivku o hodnote $\mu_1 = 0{,}026$) platí:

$$\frac{h_1 + x}{h_1} = 6.$$

Hĺbka merania a rozstupu elektród sú v pomere 1:6.

$$h_m = \frac{1}{6} AB.$$

Pri prieskume v teréne uvažujeme obyčajne strednú hodnotu pomeru $\frac{h_m}{AB}$ a pre Schlumbergerovo usporiadanie je to najčastejšie

$$h_m = \frac{1}{4} AB.$$

Z uvedených skutočností vyplýva niekoľko dôležitých poznatkov. Je to predovšetkým fakt o relatívnej malej hĺbke dosahu geoelektrických odporových meraní. Odporovými metódami nemôžeme teda zisťovať geologické útvary o inej elektrickej vodivosti do ľubovoľnej hĺbky.

Aj keď je možné pri dipólovej geoelektrickej sondáži dosiahnuť hĺbku 100 km ([3], str. 145), nepomôže nám to v teréne, kde je geofyzikálny profil tvorený viac ako dvoma vrstvami. Uplatní sa tu totiž (za určitých podmienok) princíp ekvivalencie ([1], str. 309), čo môže mať za následok celkom nesprávnu interpretáciu.

Napr. pri trojvrstevnom profile, keď $\varrho_1 < \varrho_2 > \varrho_3$ pri malej mocnosti druhej vrstvy a pri jej nízkom špecifickom odpore, teoretická krivka sa nezmení, keď túto vrstvu nahradíme vrstvou n-krát tenšou, o špecifickom odpore n-krát väčšom. Táto zvláštnosť teoretických kriviek sa uplatní pri ľubovoľnom počte vrstiev. Preto je nevyhnutné poznať alebo nejakým spôsobom pri trojvrstevnom profile zistiť hodnotu ϱ_2 , pri štvorvrstevnom profile hodnoty ϱ_2 ; ϱ_3 , pri päťvrstevnom profile hodnoty ϱ_2 ; ϱ_3 ; ϱ_4 atď, ([4], str. 283), aby mohla byť interpretácia urobená jednoznačne. Prakticky bude pri geoelektrickej sondáži bez znalosti odporov medziľahlých vrstiev ťažko prekročiť hĺbku 3—5 km. Ďalej je zrejmé, že pri Schlumbergerovej metóde je vzdialenosť sýtiacich elektród v porovnaní s dipólovou potenciálnou metódou dvojnásobná. Napriek tomu dáme podľa možností, čo sa ukážu v teréne, prednosť Schlumbergerovmu usporiadaniu. Voči iným schémam táto má totiž tú zásadnú výhodu, že bod, na ktorý sa výsledky geoelektrickej sondáže vzťahujú, je počas celého merania konštantný, kým pri dipólovej sondáži sa vzťažný bod stále posunuje, čo môže pri interpretácii viesť k nejasnostiam. Ko-

nečne je nevyhnutné už pred zahájením geoelektrických odporových meraní v teréne mať približnú predstavu o hodnotách neznámych geofyzikálnych parametrov (mocnosť vrstiev, ich skutočné odpory, hĺbka uloženia jednotlivých vrstiev). Niekedy možno zistiť skutočné odpory podložných vrstiev z karotážnych meraní, vykonaných vo vrtoch, z meraní na odkryvoch a pod. Vzájomné usporiadanie vrstiev a ich odporov často býva v takom nepriaznivom zložení, že bez znalosti ich odporov nemôžeme vykonať interpretáciu.

Len po náležitom uvážení všetkých týchto okolností môžeme na základe geoelektrických odporových meraní dospieť k dobrým výsledkom.

24. II. 1955

Geofyzikálne laboratórium SAV,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

1. V. N. Dachnov: Električeskaja razviedka neftjannych i miestoroždenij,
2. V. Fritsch: Grundzüge der angewandten Geoelektrik,
3. A. P. Kraev: Osnovy geoelektriki,
4. L. V. Sorokin: Obščij kurs geofizičeskich metód razviedki neftjannych i gazovych miestoroždenij.

СИЛЬВЕСТР КРАЙЧОВИЧ

К ГЛУБИННОЙ ДОСЯГАЕМОСТИ ЭЛЕКТРОКАРРОТАЖНОГО МЕТОДА

Статья разбирает вопрос глубинной досягаемости электрокарротажных измерений в геологическом профиле образованном двумя или тремя горизонтальными пластами. В работе дальше указано, при каком минимальном расстоянии электродов возможно достоверно определить наличие слоев подошвы и в каких условиях расположения геофизикальных параметров возможно получить лучшие результаты. Потом объясняются понятия: глубина влияния, глубина измерения, глубина разведки и их зависимость от геофизикальных параметров.

В закючении указаны размеры упоминаемых величин при четырехэлектродном симметрическом расположении (метод Шлумбергера) и перечисляются обстоятельства, которые надо принимать во внимание при измерениях сопротивляемости, чтобы результаты получились чем лучшие.

24/II 1955

ТЕКСТ К РИСУНКАМ

Рис. 1. К густоте электрического тока.
Рис. 2. Способ по Шуленбергу.
Рис. 3. Устройство трехэлектродное.
Рис. 4. Биполярное потенциальное устройство.
Рис. 5. Биполярное экваториальное устройство.
Рис. 6. Направление измерения среднего сопротивления.
Рис. 7. К вычислению среднего сопротивления.

SILVESTER KRAJČOVIČ

ZUR TIEFENWIRKUNG GEOELEKTRISCHER WIDERSTANDSMETHODEN

Die Arbeit behandelt die Tiefenwirkung geoelektrischer Widerstandsmessungen im geologischen Profil, das von zwei oder drei parallelen Schichten gebildet wird. Ferner wird in der Arbeit darauf verwiesen, bei welchem minimalen Elektrodenabstand man glaubwürdig die Anwesenheit von Unterliegendenschichten feststellen kann und unter welchen Bedingungen der Anordung von geophysikalischen Parametern die besten Ergebnisse erzielt werden können. Sodann folgt eine Erläuterung der Begriffe: Einflusstiefe, Messtiefe, Untersuchungsteife und ihrer Abhängigkeit von den geophysikalischen Parametern.

Abschliessend wird auf die Angaben der augeführten Grössen bei 4-Elektroden symmetrischer Anordnung verwiesen (Methode Schlumberger) und dann werden die Umstände angezeigt, die man bei Widerstandsmessungen in Rechnung stellen muss, wenn man bestmögliche Ergebnisse erzielen will.

24. II. 1955.

Erläuterungen zu den Bildern

Bild 1. Zur Dichte des elektrischen Stroms.
Bild 2. Anordnung nach Schlumberger.
Bild 3. 3-Elektrodenanordnung.
Bild 4. Dipolare potentionale Anordnung.
Bild 5. Dipolare äquatoriale Anordnung.
Bild 6. Messrichtung des mittleren Widerstandes.
Bild 7. Zur Berechnung des mittleren Widerstandes.

L. KAMENICKÝ — M. MARKOVÁ

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O PETROGRAFICKOM VÝSKUME FYLIT-DIABÁZOVEJ SÉRIE V GEMERIDÁCH

(Ruské a nemecké resumé)

V rámci výskumu Spišsko-gemerského rudohoria robili sme v priebehu roku 1954 petrografický výskum fylit-diabázovej série. Pri práci sme sa opierali o mapový materiál, ktorý v posledných rokoch spracovali viacerí autori, predovšetkým J. Kamenický, M. Maheľ, O. Fusán, L. Kamenický, J. Bystrický a i. a o vlastné terénne pozorovania počas letných mesiacov.

Územie fylit-diabázovej série mapovali už predtým niektorí starší autori, avšak pri prehľadnom mapovaní, inokedy zase pre zlú petrografickú interpretáciu jednotlivých členov fylit-diabázovej série, neboli rozlíšené a v mape osobitne vyznačené základné typy hornín. V najnovšej geologickej mape gemeríd, spracovanej kolektívom pracovníkov GÚDŠ v Bratislave, sú osobitne vyznačené tri skupiny hornín fylit-diabázovej série, a to:

1. intruzívne horniny — gabrá, diority, kremité diority a gabrodiority,
2. efuzívne horniny, zahrňujúce rôzne petrografické typy diabázov a ich metaproduktov,
3. sedimenty a tufity, resp. fylity a tufitické fylity, zahrňujúce zvyšujúce petrografické členy fylit-diabázovej série.

Pre riešenie stratigrafických, tektonických a paleogeografických pomerov je nevyhnutné petrograficky správne rozlišovať jednotlivé, geneticky samostatné typy hornín fylit-diabázovej série. Vyznačenie rozlíšených typov hornín v podrobnej mape pomôže riešiť vek zmeny sedimentačných pomerov pri vzniku fylit-diabázovej série, formy intruzívnych a efuzívnych telies, tektonické a geologické pomery pri uskutočnení jej vývoja, a odlíšenie od nadložných súvrství. Ďalej stručne uvedieme výsledky nášho výskumu.

Fylit-diabázová séria sa nachádza v stratigrafickom nadloží porfyroidovej série, a to nad pelitickým (L. Kamenický) alebo tiež bituminóznym (L. Kamenický a J. Kamenický) súvrstvím tejto kambrosilúrskej série (Fusán, Máška, Zoubek). Na báze fylit-diabázovej série možno pozorovať zmenu sedimentačných pomerov voči prevažne pelitickému a bituminóznemu gotlandu. Zmena sedimentácie sa prejavuje

vo vývoji slabých polôh kremitých a chloriticko-kremitých sedimentov, ktoré by podľa J. Kamenického „mohli predstavovať jej bazálneho člena". Fusán, Máška, Zoubek pred vznikom fylit-diabázovej série uvádzajú gelnickú fázu vrásnenia neurčitého veku. Táto podľa nich spôsobuje epimetamorfózu ich kambrosilúrskej série a nezávislé uloženie fylit-diabázovej série na nej. V stratigrafickom nadloží fylit-diabázovej série vystupuje paleontologicky preukázaný vrchný karbón a lokálne drobovo-bridličnaté súvrstvie, ktoré analogicky s inými úsekmi gemeríd najlepšie zodpovedá spodnému karbónu neistého postavenia.

Geograficky fylit-diabázová séria sa rozprestiera v troch pásmach oblúkovitého priebehu. Hlavné centrálne pásmo o dĺžke ca 70 km a priemerne 3 km široké, rozprestiera sa medzi Rejdovou, Dobšinou, Hnilcom, Hnilčíkom, Gelnicou a Košicami. V najbližšom okolí centrálneho pásma vyskytujú sa drobné ostrovy fylit-diabázovej série, a to buď zavrásnené v sérii kambrosilúrskej, najmä v okolí Švedlára a Mníška, alebo vynárajú sa spod nadložných útvarov na severnom okraji centrálneho pásma, napr. v okolí Mlyniek a Poráča. Ďalšie, severné pásmo fylit-diabázovej série sa tiahne medzi Košickými Hámrami a Košicami na severných a severovýchodných svahoch potoka Belej a Čermelského potoka. Reprezentované je drobnými telesami intruzívnych a efuzívnych foriem, ležiacich približne v jednej čiare. Južné pásmo fylit-diabázovej série, predstavované prevažne sedimentárnymi zložkami, tiahne sa v podobe oblúkovite stočeného, ca 7,5 km dlhého pásu v južnom a východnom okolí Štósu.

Geologické vystupovanie členov fylit-diabázovej série. Tvary efuzívnych hornín sú reprezentované najmä submarinnými plošnými lávovými príkrovmi, sprevádzanými tufmi. Výlevy netvoria jeden horizont, ale opakujú sa vo viacerých polohách nad sebou, o čom svedčia najmä prívodné kanály vyplnené gabrodioritom a prerážajúce polohy starších príkrovov (Šajkán). V podložných vrstvách gotlandu, resp. spodného devónu môžeme vidieť miestami medzivrstevné intrúzie diabázovej magmy v podobe úzkych, do plochy roztiahnutých telies, ktoré tak zodpovedajú ložným žilám, prípadne medzivrstevným apofýzam lakolitov. Prítomnosť úzkych komínov a na druhej strane žilných intrúzií gabrodioritov, prípadne viacerých komínov gabrodioritu v jednej čiare blízko seba, potvrdzuje existenciu puklinových a komínových prívodových dráh. Intruzívne telesá sú zastúpené už spomínanými komínmi (Babiná, Dargov, Šajkán, Mníšek), žilnými intrúziami (Smolník), lakolitami bochníkového tvaru (Nálepkovský Buchwald) a väčšími syntektonickými intrúziami gabier s častou, primárne usmernenou textúrou, so znakmi magmatickej diferenciácie a s aplitickým sprievodom. Tufy tvoria nepravidelné malé šošovkovité polohy, ktoré sa nachádzajú v blízkosti efuzívnych telies. Tufity a sedimenty tvoria normálne vrstevnaté polohy. Železité kremence typu Lahn-Dill tvoria miestne vložky o slabej mocnosti.

V minerálnej paragenéze fylit-diabázovej série (intruzívnych, efuzívnych a sedimentárnych hornín) vyskytujú sa tieto minerály:

A. TMAVÉ MINERÁLY

Amfibol sa vyskytuje v štyroch varietách. Ako primárny hnedý amfibol, zelený amfibol, sekundárny modrozelený amfibol a aktinolit. V niektorých intruzívnych a efuzívnych horninách vidieť idiomorfné priečne rezy charakteristickej štiepateľnosti. Tieto prierezy sú dôkazom primárneho vystupovania amfibolu v horninách fylit-diabázovej série. V literatúre občas vidieť opisy pyroxénov, prípadne sú vyslovované názory, že tmavé sekundárne minerály vznikli metamorfózou zástupcov pyroxénového radu. Naše pozorovania však tieto názory nepotvrdzujú.

Biotit sa vyskytuje ako primárny komponent v dioritoch a v iných kyslých diferenciátoch amfibolického gabra. Okrem toho vyskytuje sa ojedinele ako sekundárny minerál pri metamorfóze tmavých minerálov.

Chlorit je sekundárnym minerálom. Vzniká pri premene primárnych tmavých komponentov, prípadne rekryštalizáciou skla. Primárny chlorit, tak ako ho opisujú niektorí poľskí autori, nemohli sme konštatovať, čo je pochopiteľné pri epimetamorfnom stupni. Chlorit je zastúpený širokou škálou zástupcov s najrozmanitejšími optickými vlastnosťami.

Rutil sa nachádza sporadicky ako primárny minerál uzavretý v biotite alebo v amfibole, avšak najväčšie množstvo ihličkovitého rutilu patrí k sekundárnym produktom sedimentárnych, menej tufitických a zriedka tufových hornín. Vyznačuje sa silným idiomorfizmom a zrastmi (srdcové dvojčatá v tyčinkovitom vývoji).

Ilmenit je najhojnejšie zastúpeným rudným minerálom magmatických hornín. Vyskytuje sa výlučne ako primárna zložka. Charakteristický je kostrovitým vývojom a leukoxenizáciou rôznej intezity. Pri celistvých diabázoch býva zastúpený hematitom a magnetitom.

Titanit. Primárny titanit je dokonale idiomorfný. Vzniká medzi prvými vylúčeninami, avšak aj pri autometamorfóze (styk aplitických žiliek s materskou horninou). Pri rýchlom tuhnutí celistvých efuzív tvorí veľmi jemnozrnné šmuhovité agregáty. Sekundárny titanit vzniká aj pri metamorfóze ilmenitu.

Hematit primárny sa vyskytuje v lištovitom, kostrovitom a zrnitom vývoji, zastupujúc v celistvých efuzívach neprítomný ilmenit. Najväčšie jeho množstvo býva nahromadené v alotriomorfných zrnkách rudného pigmentu tufov, tufitov a sedimentov. Podstatnou mierou sa zúčastňuje na zložení železných rúd typu Lahn-Dill.

Magnetit sa vyskytuje v dioritoch ako primárna magmatická vylúčenina, v celistvých formách diabázov tam, kde nie je ilmenit. V ostatných horninách vystupuje ako metamorfný minerál, význačný vysokým stupňom idiomorfizmu.

Pyrit v niektorých vzorkách dioritov tvorí primárnu zložku. Má

značný idiomorfizmus. Nachádza sa tiež v blízkosti rudných žíl ako impregnácia.

Chalkopyrit v niektorých vzorkách melanokrátnych gabrodioritov tvorí sekundárne impregnácie.

Limonit je typický sekundárny minerál, tvorí pseudomorfózy po pyrite, magnetite a hematite, inokedy vytvára šmuhy, povlaky, zákaly atď.

B. SVETLÉ MINERÁLY

Plagioklasy. Teoreticky boli odvodené aj bázickejšie členy plagioklasového radu ako andezín, a to na základe množstva rozkladných produktov epidotovej skupiny minerálov. Sporadické relikty andezínu možno nájsť v niektorých vzorkách dioritov a diabázov. Najobvyklejšími plagioklasmi dioritov a diabázov sú albit-oligoklasy a najmä albity, zriedkavejšie oligoklasy a oligoklas-andezíny. Kyslý albit je charakteristický pre postmagmatické fázy. Väčšina kyslejších zástupcov plagioklasového radu vznikla pri metamorfných pochodoch.

Kremeň. Primárnu zložku tvorí alotriomorfne zrnitý kremeň v dioritoch, sporadicky sa vyskytuje v diabázoch. Pri regionálnej a dynamickej metamorfóze vzniká najmä z plagioklasov. Charakterizuje tiež postmagmatické fázy.

Apatit je zastúpený výlučne primárnymi ihličkami v zrnitých magmatických horninách. Nachádza sa uzavretý v plagioklasoch i v tmavých mineráloch. Je maximálne 1 cm dlhý. Niektoré jedince sú anomálne dvojosé.

Epidot sa tvorí ako primárna zložka v posledných fázach kryštalizácie magmy a počas postmagmatických pochodov. Najhojnejšie výskyty náležia zrnitému epidotu, vznikajúcemu pri regionálnej metamorfóze z plagioklasov a amfibolov.

Zoizit. Je zastúpený α aj β-zoizitom. Tvoria sa primárne, podobne ako epidot, na rozhraní magmatického a postmagmatického štádia a ako sekundárne produkty z plagioklasov pri metamorfóze. Vyznačujú sa väčším idiomorfizmom ako epidot.

Klinozoizit je metamorfného pôvodu, vystupuje podradne s ostatnými zástupcami epidotového radu a ako kontaktný minerál v tufitoch na styku s diabázmi. Primárny býva ojedinele v aplitoch intruzívnych hornín.

Kalcit sa tvorí v postmagmatických štádiách v hydrotermálnych žilkách, ďalej ako výplň mandlí a konečne ako metamorfný produkt pri premene tmavých aj svetlých komponentov. V tufitoch býva aj sedimentárneho pôvodu. Jeho idiomorfizmus nie je vždy zachovaný.

Bauerit vzniká pri baueritizácii biotitových zŕn.

Sericit je metamorfným produktom pri premene kyslejších plagioklasov. Vo väčšom množstve je zastúpený v dynamometamorfných horninách ílovitého charakteru.

Leukoxén je známy len ako sekundárny minerál pri premene ilmenitu.

Granát sa výlučne vyskytuje ako sekundárny minerál pri premene bázických plagioklasov v dioritoch a v melanokrátnych gabrodioritoch, najmä v okolí Dobšinej.

C. MINERÁLY CUDZIE minerálnej paragenéze iniciálneho magmatizmu

Turmalín, siderit a minerály paragenézy rudných žíl Spišsko gemerského rudohoria vystupujú často s albitom a kremeňom. Tvoria cudzorodú zložku. Vyskytujú sa v blízkosti gemeridného granitu alebo rudných žíl. Jedine výskyt turmalínu v plášti intruzívneho telesa juhovýchodne od Mníška náleží ešte do minerálnej paragenézy fylit-diabázovej série, avšak jeho príslušnosť nebola dostačujúcim spôsobom dokázaná.

Petrografickým výskumom bolo možné rozlíšiť tieto typy hornín fylit-diabázovej série:

Amfibolický gabrodiorit. Je to hrubozrnitá až strednozrnitá amfibolická hornina so všesmerne zrnitou, hypidiomorfnou, reliktnou štruktúrou. Uvedenému typu prináležia všetky menšie výskyty gabrodioritových telies, ktoré predstavujú prívodné kanály a komíny prerážajúce staropaleozoické súvrstvia a polohy starších diabázových príkrovov.

Amfibolické gabro až melanokrátny gabrodiorit s častou, primárne paralelnou textúrou a so štruktúrou blasto-gabrovou až blastonematogranulárnou. Hornina javí veľmi slabé znaky epizonálnej metamorfózy. Minerálna asociácia, ako aj stupeň metamorfózy odporuje doteraz používanému názvu amfibolit. K tomuto typu patria väčšie bázické intruzívne telesá (Dobšiná, Košická Belá, Malá Ida), ktoré sú sprevádzané kyslými diferenciátmi a aplitmi.

Amfibolicko-biotitický diorit a kremitý diorit ako kyslé diferenciáty väčších intruzívnych telies amfibolického gabra. Sú odlišné nápadne vysokým obsahom kremeňa, nedostatkom primárnej paralelnej textúry a všesmerne zrnitou štruktúrou. Hlavným výskytom je Dobšiná. Sú však známe aj z telesa amfibolického gabra pri Košickej Belej.

Efuzívne horniny javia vždy znaky epimetamorfózy. Petrograficky sme ich rozlišovali najmä na základe štruktúrnych vlastností na:

Zrnité metadiabázy s prevládajúcim obsahom svetlých minerálov a s primárnym kostrovitým ilmenitom, prípadne zeleným amfibolom. Tieto variety tvoria centrálne časti diabázových príkrovov. Plagioklas je premenený prevážne v albit.

Epimetamorfované diabázporfyrity sú prechodným typom medzi zrnitými a celistvými, prípadne mandlovcovitými varietami. Tvoria centrálne časti menších telies príkrovov. Podľa minerálu, tvoriaceho vyrastlice, môžeme ich deliť na amfibolický, plagioklasový a amfibolicko-plagioklasový diabázporfyrit.

Celistvý metadiabáz sa vyskytuje na okrajoch príkrovov a býva obyčajne dynamometamorfnými účinkami zmenený na typické chloritické bridlice. Vyznačuje sa prevahou tmavých komponentov, reprezentovaných hematitom (ilmenit je podradne zastúpený), chloritom, epidotom a menším podielom svetlých minerálov predstavovaných najmä plagioklasom a relatívne hojným kalcitom.

Mandľovcový metadiabáz tvorí nadložné časti lávových príkrovov. Obsahuje eliptické, do plochy sťačené mandle o rôznej veľkosti. Ich výplň je tvorená prevažne kalcitom, podradne hematitom, chloritom a epidotom, prípadne ich kombináciou.

Sedimentogenné horniny série sú zastúpené jednak tufmi, a to tufom popolovým a úlomkovým, ďalej tufitmi, a to tufitom albit-chlorit-hematitickým, sericit-kremeň-hematitickým s malými vložkami hematitických kremencov a skupinou metamorfovaných sedimentov s chloritom alebo bez chloritu. Petrografický názov posledných sa mení podľa prevládajúcich minerálov, respektíve výrazne zastúpených akcesórií. Sedimenty s chloritom sú predstavované najmä albit-chloritickými, albit-chlorit-hematitickými a chloritickými fylitmi. Paragenéza všetkých týchto hornín je doplňovaná kremeňom, kalcitom, a pod. Sedimenty bez chloritu sú predstavované kremitými, sericiticko-kremitými a sericitickými fylitmi a kremencami.

V primárnej minerálnej paragenéze hornín fylit-diabázovej série vystupuje z tmavých minerálov amfibol a nie pyroxén, hoci v literatúre sú o poslednom zmienky. Prítomnosť primárneho amfibolu potvrdzujú sporadické, dobre zachované, typicky amfibolické obmedzenia jeho jedincov. Na druhej strane primárna bázicita plagioklasov sa v žiadnom prípade nedá spoľahlivo určiť v dôsledku pokročilej autometamorfózy aj epimetamorfózy.

Z petrochemického stanoviska magmatické horniny fylit-diabázovej série sa vyznačujú slabou diferenciáciou. Priemer Niggliho chemických charakteristík amfibolicko-biotitického dioritu a amfibolického gabra pri Dobšinej dáva gabrodioritickú magmu, ku ktorej chemicky náležia aj amfibolické gabrodiority drobných intruzív a priemer efuzív série. Na základe toho môžeme predpokladať ich primárnu spoločnú magmu, ktorá zodpovedá zhruba alkalicko-vápenatému radu, dioritickej skupine a orbitickému typu magmy, a to najlepšie gabrodioritu podľa H. H. Robinsona. Niggliho aj Zavarického charakteristické hodnoty a percentuálne zloženie kysličníkov dávajú dôvod pre porovnanie ich chemizmu s chemiznom simatického obalu zeme a s chemizmom plateaubazaltov.

Z chemických analýz efuzív a intruzív možno vidieť niektoré charakteristické črty tohto magmatizmu. Magma sa vyznačuje pomerne vysokým obsahom TiO_2 a relatívne nízkym obsahom alkálií, pričom zastúpenie kysličníkov K_2O a Na_2O je rozdielne u intruzívnych a efuzívnych foriem.

Efuzívne horniny obsahujú K_2O v stopách alebo v zlomkoch percenta. Naproti tomu priemerný obsah K_2O pri intruzívach sa pohybuje okolo 1%. Efuzíva sa tiež vyznačujú vyšším obsahom Al_2O_3, Fe_2O_3 a najmä H_2O. Intruzíva naopak vyšším obsahom MgO a Na_2O. Percentuálny obsah SiO_2 je pri oboch skupinách približne rovnaký.

Takýto magmatizmus je typický pre počiatok vývoja ortogeosynklinály, a preto preň S t i l l e uviedol názov i n i c i á l n y magmatizmus. Vedľa tohto označenia nachádzame v literatúre iný názov, a to o f i o l i t o v ý magmatizmus, prípadne nejakú obmenu tohto názvu. Berúc do úvahy petrochemický, petrografický a geologický charakter členov fylit-diabázovej série, považujeme za správne používať S t i l l e h o označenie, vyjadrujúceho časový vzťah magmatizmu k orogénu. Používanie názvu „o f i o l i t o v ý" nepovažujeme za vyhovujúce, pretože týmto slovom gréckeho pôvodu sa pôvodne označovali horniny ultrabázické (serpentíny) (S t i l l e), ktoré nie sú vo fylit-diabázovej sérii známe. Ultrabázity často vystupujú pri iniciálnom magmatizme (napr. alpínsky iniciálny magmatizmus), avšak za osobitných geologických podmienok vývoja geosynklinály.

Paleogeografický vývoj fylit-diabázovej série sa začína po gotlande počiatočným splytčením spodnodevónskeho mora. Toto splytčenie je dôsledkom fázy vrásnenia, ktorú označili F u s á n, M á š k a a Z o u b e k ako gelnickú, resp. spišskú fázu. V tektonostratigrafickej škále zodpovedá najlepšie mladokaledónskej fáze vrásnenia na rozhraní gotlandu a devónu. Centrum tohto vrásnenia a potom aj územia spevnenia kôry zemského povrchu predpokladáme na juh od variskej geosynklinály.

Vrásnenie sa prejavilo zmenou sedimentácie a vývinom bazálnych psamitických a pelitických kremitých sedimentov. Po tomto splytčení nastáva prehlbovanie dna mora a geosynklinálny pohyb je sprevádzaný opakovanými submarinnými efúziami bazaltickej magmy, vystupujúcej komínmi a líniovými puklinami. Súčasne sa v blízkosti erupčných centier ukladali polohy tufov, ďalej od nich tufitov a sedimentov. Paleogeografický vývin bol ukončený hlbokomorskou sedimentáciou flyšových sedimentov.

Pre ďalší vývoj fylit-diabázovej série nemáme dostatok spoľahlivých podkladov. Sem musíme zaradiť intrúziu väčších telies amfibolického gabra, ktoré nesú znaky syntektonickej intrúzie a sú súčasne dôkazom prvej slabej fázy variskej orogenézy. Relatívne o málo mladšie diferenciáty amfibolicko-biotitického dioritu a kremitého dioritu nejavia už znaky syntektonickej intrúzie, znamenajú teda uvoľnenie tektonického tlaku.

Ďalší paleografický vývoj a stratigrafické postavenie série sú riešiteľné na základe postavenia a vývoja karbónu v predmetnom území. Tu nastávajú ťažkosti. Vrchný karbón bol preukázaný paleontologicky. Vyskytuje sa v severnej časti gemerid. Analogický vrchný karbón s petrograficky odlišným materiálom sa vyskytuje aj v južnej časti gemerid. Okrem týchto súvrství nachádza sa aj stratigraficky problematické súvrstvie drobovo-bridličnatého charakteru, a to napr. juhovýchodne od S ú ľ o-

v e j, v podloží južného pásma vrchného karbónu, v záreze hradskej medzi J a h o d n o u a K o š i c a m i, severovýchodne od F o l k m á r a a inde. Niektoré z týchto lokalít uvádzajú aj F u s á n, M á š k a a Z o u b e k (1954) a uvažujú o ich spodnokarbónskom postavení.

Na základe našich pozorovaní intrúzia gabrových telies nastala po ukončení vývoja fylit-diabázovej série a pred hlavnou fázou variského vrásnenia (sudetská fáza). Vyplýva to z paleogeografického vývoja a tiež z čisto teoretickej úvahy o pôvode materiálu vrchnokarbónskych zlepencov. K tomu, aby zlepencový karbón mohol obsahovať materiál intruzívnych gabier a granitov, musíme predpokladať čas potrebný na oddenudovanie ich plášťa a práve na to slúžil čas medzi prvou slabou fázou a hlavnou fázou variského vrásnenia. Z týchto úvah vyplýva aj ďalší paleogeografický vývoj a stratigrafické postavenie fylit-diabázovej série. Prvú slabú fázu vrásnenia môžeme porovnávať s bretónskou fázou varínskeho orogénu medzi devónom a karbónom. Drobovo-bridličnatý karbón zodpovedá jeho spodnému stupňu-kulmu. Paleogeografický vývoj územia, počínajúc sudetskou fázou, je už dobre známy. Určité nejasnosti sú len v poznaní časového vývoja tatridného plutónu. To sa však už vymyká z rámca práce. Stratigrafické postavenie fylit-diabázovej série na základe uvedených pozorovaní zodpovedá devónu.

V zpráve sú stručne zhrnuté výsledky výskumu fylit-diabázovej série. Podrobné spracovanie bude podané v práci, ktorá sa toho času pripravuje pre tlač.

29. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

B e u d a n t F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, Paris.

B u r r i — N i g g l i 1949: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. II, Zürich.

F u s á n O. — K a m e n i c k ý J. — K u t h a n J., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník IV, 1—2, Bratislava.

F u s á n O. — M á š k a M. — Z o u b e k V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geologické práce, Zprávy 2 (v tlači).

F u s á n O. — K a n t o r J, 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4) Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.

G e s e l l A, 1902: Montangeologische Aufnahme auf dem von der Dobschauer südöstlich Stadtgrenze gelegenen Gebiete, JUGA, Budapest.

K a m e n i c k ý J., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Posudok, archív GÚDŠ, Bratislava.

K e t t n e r R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského Rudohoří mezi Gelnicí a Dobšinou. Sbor. SGÚ I, Praha.

M a h e ľ M., 1952: Zpráva o geologickej stavbe a o rudných pomeroch územia západne od Košíc. Posudok, archív GÚDŠ, Bratislava.

M a h e ľ M., 1954: Paleozoické série v západných gemeridách. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.

Máška — Fiala Fr., 1948: Několik poznámek o typech diabasových hornin v barrandienu. Otisk z časopisu Nár. musea, roč. CXVII, 1948.
Nytko — Bocheńska J., 1951: Przyczynki do petrografii Gór Hnileckich (Śpiskogemerskich). Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego, XX, 4, Kraków.
Posewitz Th., 1879: Bemerkungen über den Grünstein von Dobschau. VGRA 1879, Wien.
Roth S., 1879: Eine eigenthümliche Varietät des Dobschauer Grünsteins. Verhandlungen der K. K. Geologischen Reichs-anstalt, Wien.
Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobschina, Budapest.
Stejskal J. — Vachtl J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšiné na Slovensku. Carpatica, Praha.
Szentpétery Z., 1953. A déli bükkhegység diabáz és gabrótömege. Annales Istituti Geologici publici Hungarici.
Štúr D., 1869: Bericht über geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölnitz und Gölnitz. JGRA XIV, Wien.
Vuagnat M., 1943: Les grés de Tavevannyz du Val d'Illiez et leurs raports avec les roches éruptives des gets.
Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšiné. Rozpr. ČAVU II, Praha.
Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slov. Rudohoří v Karpatech. Mor. přír. společnost IV, 1, Brno.

Vysvetlivky skratiek názvov časopisov,

Sbor. SGÚ — Sborník státního geologického ústavu ČSR, Praha.
JGRA — Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien.
VGRA — Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt, Wien.
JUGA — Jahresberichte d. k. ungarischen geologischen Anstalt, Budapest.

Л. КАМЕНИЦКИЙ — М. МАРКОВА

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОТЧЕТ О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ ФИЛЛИТ-ДИАБАЗОВОЙ СЕРИИ В ГЕМЕРИДАХ

Филлит-диабазовая серия находится в стратиграфической кровле камбросилурской серии. В отличие от пелитового и битуминозного готланда она характерна изменением осадочных условий и независимым образованием слабых слоев кварцевых и хлоритическо-кварцевых осадков. В стратиграфической кровле филлит-диабазовой серии выходит палеонтологически доказанный верхний карбон и местами гравуако-сланцеватая свита, которая в аналогии с другими частями Гемерид может отвечать нижнему карбону.

Филлит-диабазовая серия образована эффузивными членами, которые преимущественно представлены субмаринными поверхностными покровами лавы, которые часто образовывают несколько слоев над собой с сопровождением туфов и межпластовых интрузий диабазовой магмы. Интрузивные тела представлены дайками, жильными интрузиями, лакколитами и более значительными синтектонически внедренными телами габбро. Туффиты и осадки образовывают нормальные пласты. Железные кварциты типа Lahn-Dill образовывают местные пропластки слабой мощности.

Петрографическим исследованием удалось определить следующие типы пород филлит-диабазовой серии: амфиболовый габбродиорит, амфиболовое габбро до меланократного габбродиорита, амфиболо-биотитовый диорит и кварцевый диорит. В изверженных породах различаем: зернистые метадиабазы, цельные метадиабазы, эпиметаморфизированные диабаз-порфириты и миндалеобразный метадиабаз. Седиментогенные породы серии представлены туфами, а именно туфом пепельным и обломочным, туффитами, а именно туффитом альбит-хлорит-гематитовым и серицит-кварц-гематитовым с небольшими слоями гематитовых кварцитов и с группной метаморфизированных осадков с хлоритом или без хлорита.

С петрографической точки зрения можем предполагать наличие первичной совместной магмы магматических пород филлит-диабазовой серии, которая в общем отвечает щелочно-известняковому ряду, диоритовой группе и орбитовому типу магмы, болше всего габбродиориту по Г. Г. Робинзону. По химическому анализу изверженных и глубинных пород можно судить о магматизме типичном для начала развития ортогеосинклинали — инициальный магматизм (Штилле).

Палеографическое развитие филлит-диабазовой серии начинается после готланда начальным омельчанием нижнедевонского моря в результате нижнекаледонской фазы складкообразования на границе готланда и девона. Последующее углубляние морского дна и геосинклинальное движение сопровождались повторными субмаринными извержениями базальтовой магмы и окончились седиментацией глинистых осаждений. Позже, после окончания развития филлит-диабазовой серии и перед главной фазой вариского складкообразования (судетская фаза) происходила интрузия более массивных тел амфиболового габбро, которые несут признаки синтектонической интрузии и одновременно являются доказательством первой слабой фазы вариского орогенеза (бретонская фаза, между девоном и карбоном). Относительно не на много младшие дифференциаты амфиболобиотитового диорита и кварцевого диорита не проявляют уже признаков синтектонической интрузии, обозначают значит, ослабление тектонического давления.

Стратиграфическое приурочение филлит-диабазовой серии на основании наших наблюдений относится к девону.

29/IV 1955 Геологический институт Д. Штура в Братиславе

L. KAMENICKÝ — M. MARKOVÁ

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE PETROGRAPHISCHE ERFORSCHUNG DER PHYLLIT—DIABASSERIE IN DEN GEMERIDEN

Die Phyllit — Diabasserie kommt im stratigraphischen Hangenden der Kambrosilurserie vor. Gegenüber dem pelitischen und bituminosen Gotlandium ist sie durch eine Veränderung der Sedimentationsverhältnisse sowie durch eine unabhängige Ablagerung von schwachen Schichten von Quarz- und Chloritquarzsedimenten gekennzeichnet: Im stratigraphischen Hangenden der Phyllit — Diabasserie treten paläontologisch nachgewiesen das obere Karbon und eine psammit- bis psephit-pelitische Schichtenfolge auf, die analog wie bei anderen Abschnitten der Gemeriden dem unteren Karbon entsprechen dürfte.

Die Phyllit — Diabasserie wird von effusiven Elementen gebildet, die hauptsächlich durch submarine flächenartige Lavadecken vorgestellt werden, die häufig einige Lagen übereinander bilden und von Tuffen und von echten Gangintrusionen des Diabasmagmas begleitet werden. Die Intrusivkörper sind mit Kaminen, Gangintrusionen, Lakkolithen und grösseren syntektonisch intrudierenden Körpern der Gabbrofamilie vertreten. Tuffite und Sedimente bilden normalgeschichtete Lagen. Eisenhältige Quarzite vom Typus Lahn-Dill bilden örtlich Einlagerungen von geringer Mächtigkeit.

Durch petrographische Untersuchungen konnten nachstehende Typen der Gesteine der Phyllit — Diabasserie unterschieden werden; Amphibol — Gabbrodiorit, Amphibolgabbro bis melanokrater Gabbrodiorit, Amphibolbiotitdiorit und Quarzdiorit. Unter den Effusivgesteinen unterscheiden wir: körnige Metadiabasen, kompakte Metadiabasen, epimetamorphierte Diabasporphyrite und mandelförmigen Metadiabas. Die sedimentogenen Gesteine der Serie sind mit Tuffen und zwar Aschentuff und Bruchstücktuff sowie mit Tuffiten vertreten, und zwar mit Albit — Chlorithämatit — Tuffit und Serizitquarzhämatit — Tuffit mit kleinen Einlagerungen von Hämatitquarziten und einer Gruppe metamorphierter Sedimente mit oder ohne Chlorit.

Von petrochemischen Standpunkt können wir ein primares gemeinsames Magma magmatischer Gesteine der Phyllit — Diabasserie annehmen, die im grossen und ganzen der Alkali — Kalkreihe, der Dioritgruppe und dem orbitischen Magmatypus, und zwar am besten dem Gabbrodiorit nach H. H. Robinson entspricht. Aus chemischen Analysen der Effusive und Intrusive kann man auf einen Magmatismus schliessen, der typisch ist für das anfängliche Entwicklungsstadium des orthogeosynklinalen — initialen Magmatismus (Stille).

Die paläogeographische Entwicklung der Phyllit — Diabasserie setzt nach dem Gotlandium durch eine anfängliche Verflachung des unteren Devonmeeres infolge der jungkaledonischen Phase der Faltung zwischen Gotlandium und Devon ein. Die nachfolgende Vertiefung des Meeresgrundes und die geosynklinale Bewegung wurden von wiederholten submarinen Effusionen des Basaltmagmas begleitet und der Sedimentation von tonigen Sedimenten abgeschlossen. Später nach Beendigung der Entwicklung der Phyllit — Diabasserie und vor der Hauptphase der variskischen Faltung (sudetische Phase) trat eine Intrusion von grösseren Amphibol — Gabbrogebilden ein, die Merkmale einer syntektonischen Intrusion tragen und gleichzeitig Beweis einer ersten schwachen Phase der variskischen Orogenese sind (bretonische Phase, zwischen Devon und Karbon).

Die relativ etwas jüngeren Differenziate des Amphibolbiotitdiorit und des Quarzdiorit weisen keine Merkmale einer syntektonischen Intrusion auf und sind daher kennzeichnend für die Auflockerung des tektonischen Druckes.

Die stratigraphische Einordnung der Phyllit — Diabasserie auf Grund unserer Beobachtungen entspricht dem Devon.

29. IV. 1955.

Dionys Štúr's — Geologisches Institut Bratislava

JÁN VALACH

PRÍSPEVOK K POZNANIU HYDROTERMÁLNE PREMENENÝCH GRANITOIDNÝCH HORNÍN V DOLINE KRIŽIANKA (NÍZKE TATRY)

(Ruské a nemecké resumé)

ÚVOD

V letných mesiacoch r. 1953 robili sme s M. Böhmerom geologický výskum antimonitových ložísk v doline Križianka. V súvise s petrografickým výskumom hornín zvláštnu pozornosť som venoval hydrotermálne premenenným granitoidným horninám, vystupujúcim v okolí rudných ložísk, ktoré tvoria pásma, niekedy aj o značných rozmeroch. Ich odlíšenie pri geologickom mapovaní má veľký praktický význam, lebo môžu byť indikátorom výskytu rudných ložísk. Najmä táto skutočnosť ma nútila podať ich podrobnejšiu charakteristiku.

V našej literatúre tejto problematike nebola venovaná žiadúca pozornosť a podobný stav je aj vo svetovej literatúre. Smirnov (1947) sa priam dovoláva riešenia analogických problémov, keď hovorí, že je veľmi potrebné riešiť otázku hydrotermálnych premien hornín, lebo „... celkom chýbajú úplnejšie údaje o rozsahu týchto zjavov a o ich variabilite v priestore ... Vo väčšine prác nie je určené presné minerálne zloženie premenených hornín v okolí ložísk." A ďalej hovorí: „... v štúdiu procesov vzniku rudného telesa majú tieto premeny aspoň taký význam, ako aj samo rudné teleso.

1. Všeobecná, geologicko-petrografická charakteristika granitoidných hornín

V oblasti doliny Križianka vystupujú rôzne granitoidné horniny: Kremitý diorit až granodiorit („žula ďumbierska"), porfýrovitý granit („žula prašivská"), leukokrátny aplitický granit, aplity a pegmatity. Podradne sú zastúpené aj hybridné žuly (žuloruly). Geologicky skúmaná oblasť patrí ku kryštaliniku ďumbierskej zóny. Väčšina územia je budovaná porfyrovitým granitom, ktorý vystupuje obyčajne vo vyšších partiách, kým v nižších je hojnejšie zastúpený granodiorit, prechádzajúci miestami do kremitých dioritov, resp. leukokrátnych granitov.

Kremité diority sú rovnomerne zrnité horniny šedozelenkastej farby, štruktúry hypidiomorfne zrnitej. Minerálne zloženie: bázický oligoklas, kremeň, biotit, všeobecný amfibol, pyroxén, ortoklas, apatit, rutil, rudné akcesórie; sekundárne minerály sú zastúpené sericitom, chloritom, menej epidotom a ojedinele pristupuje aj uralit a kalcit, V jemnozrnnejších odrudách, ako to konštatuje Koutek (1931), je hojnejší titanit.

Granodiorit biotitický („žula ďumbierska") je strednozrnná, tmavošedá hornina s nádychom do zelenkasta, štruktúry hypidiomorfnozrnitej. Podstatné minerály: oligoklasy s max. bázicitou 29% An-komponenty, ortoklas, ojedinele aj mikroklín, kremeň a biotit. Akcesórie: amfibol, pyroxén, ortit, xenotím, zirkón, apatit, rudné minerály. Zo sekundárnych minerálov boli identifikované: sericit, chlorit, kalcit, albit, epidot, sagenit a sausurit.

Porfýrovitý granit („žula prašivská"). V tejto hornine vyrastlice tvoria ružové ortoklasy, resp. zelenkasté oligoklasy (An 15—21%). V strednozrnnej základnej hmote vystupujú ako podstatné minerály ortoklas, mikroklín, oligoklas, kremeň a biotit. Z akcesórií bol konštatovaný apatit, zirkón, xenotím, turmalín, magnetit, pyrit, spekularit a rutil. Sekundárne minerály: sericit, chlorit, muskovit, limonit, klinozoizit, leukoxén, sagenit.

Leukokrátny apatický granit biotiticko-muskovitický je biela hornina panalotriomorfnej štruktúry, tvorená draselnými živcami, oligoklasom, kremeňom, biotitom, muskovitom a obvyklými akcesóriami. Zo sekundárnych minerálov prevláda sericit.

Aplity vystupujú jednak vo forme samostatných aplitových žíl, avšak častejšie ako aplitoidná zóna pegmatitov. Majú podobné zloženie ako leukokrátny aplitický granit, len z akcesórií je prítomný ešte granát-spesartín.

Pegmatity sú väčšinou jednoduché zonárne telesá, doskovitej formy. Minerálne zloženie (Valach, 1954): oligoklas (An 12—26), ortoklas, mikroklín-pertit, biotit, muskovit. Z akcesorických minerálov sú prítomné: zirkón, apatit, turmalín, titanit, rutil, pyralspity, chalkopyrit, pyrit. Sekundárne minerály: chlorit, sericit, limonit, spekularit (epidot). Zaujímavá je nápadná zhoda ortoklasov porfýrových granitov s ortoklasmi pegmatitov, čo by tiež bolo jedným z dôkazov pre teóriu autometamorfného vzniku niektorých porfýrových granitov.

V granitoidných horninách sú časté rôzne druhy mylonitov: kakirity, mylonitické ruly, mylonity, mylonitické bridlice až ultramylonity.

V opísaných granitoidných horninách zvlášť na ľavom svahu doliny Križianka, tiahne sa pásmo epitermálnych kremeňantimonitových žíl. Hydrotermálne roztoky, z ktorých tieto žily vznikali, boli príčinou pomerne intenzívnych premien okolitej horniny. Štúdium týchto premien a ich produktov-hydrotermálne premenených granitoidných hornín je obsahom ďalšej časti tejto práce.

2. Petrografia hydrotermálne premenených granitoidných hornín v okolí antimonitových ložísk

(na príklade Mária a Bubniak štôlne)

Hydrotermálne premenené granitoidné horniny možno v celku charakterizovať ako horniny strednozrnnejšie až hrubozrnnejšie, (čo v podstatnej miere závisí od štruktúry pôvodnej horniny), nerovnomernozrnité, zelenkastej farby, silne premenené. Charakter horniny sa mení v závislosti od vzdialenosti prietokového kanála.

V tesnej blízkosti rudnej žily je hornina spravidla intenzívne premenená, takže okrem kremeňa (primárny a hydrotermálny) obsahuje iba bezvýznamné množstvo „reliktov" ostatných minerálov. Sekundárne minerály sú zastúpené sericitom, chloritom a epidotom. Prekremenená žula tvorí spravidla len úzku zónu v okolí rudnej žily. Množstvo kremeňa sa pohybuje od 65 do 70% objemových. Vzhľadom na anomálne veľké množstvo kremeňa táto zóna bola nazvaná kremennou zónou.

Ďalej od rudnej žily sú živce týchto hornín veľmi intenzívne sericitizované a vystupujú len vo forme drobných reliktov v sericiticko-kaolinickej hmote. Biotit je premenený v chlorit, alebo čo je ešte častejšie, v muskovit. Pri druhotných premenách často vznikal aj epidot a zriedkavo pyrit. Farba horniny je od chloritu a epidotu zelenkastá. V bázickejších horninách druhotne vznikal tiež kalcit. Za typomorfný minerál pre túto zónu treba považovať sericit a epidot, preto je odôvodnené túto zónu nazvať epidot-sericitovou. Táto zóna dosahuje rôznu mocnosť, pričom na jej mocnosti pribúda v podloží žily a v miestach, kde okraje žily sú sprehýbané. Impregnácie antimonitom sú v tejto zóne zriedkavejšie ako v predošlej.

So vzďaľovaním sa od rudnej žily intenzita hydrotermálnych premien klesá a hornina sa postupne približuje normálnej hornine. Biotit je intenzívne chloritizovaný, pričom prípady vybieľenia sú zriedkavejšie. Živce sú spravidla výrazne sericitizované len po okrajoch. Mikrošupinky chloritu boli tiež ojedinele konštatované v centrálnych častiach porfýrových vyrastlíc ortoklasov. Z akcesórií bolo možné okrem antimonitu konštatovať apatit, a zirkón, potom titanit, rutil a amfibol. Táto zóna vzhľadom na hojný chlorit a oproti interným zónam s pomerne zachovanými živcami, bola nazvaná chlorit-živcovou.

Zóna chlorit-živcová pozvoľna prechádza do okolitých granitoidných hornín.

Petrografický charakter zón závisí v značnej miere od charakteru okolitých hornín. Skúmané vzorky boli predovšetkým vzaté z porfýrovitej žuly Bubniak štôlne v doline Križianka. V hydrotermálne premenených horninách bázickejších je rozsiahlejšia chloritizácia (ktorej ojedinele podlieha aj amfibol), epidotizácia a celkom zriedkavo aj uralitizácia.

Na vzorkách premenenej porfýrovitej žuly z Bubniak štôlne bolo

zisťované kvantitatívne zastúpenie jednotlivých minerálov planimetrickou analýzou (výsledky v % objemových). Bola tiež vypočítaná teoretická špecifická váha a práve tak bola na skúmaných vzorkách zmeraná aj špecifická váha.

Ako z uvedených analýz vidieť, jednotlivé zóny sa dajú dobre definovať aj podľa kvantitatívneho minerálneho zloženia.

Minerál	Porfýrovitá žula		Zóna					
			chlorit-živcová		epidot-sericitová		kremenná	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Živce draselné	31,55	80,77	39,09	98,27	4,52	11,61	4,14	10,85
Živce plagioklasy	27,40	72,06						
Kremeň	25,24	68,88	30,98	81,09	41,09	108,88	67,20	172,78
Biotit	13,07	39,73	—	—	—	—	—	—
Chlorit	—	—	9,45	25,51	3,39	8,88	3,80	10,26
Muskovit	0,96	2,74	1,52	4,34	7,00	23,02	4,04	11,82
Sericit	—	—	16,21	46,36	35,12	100,44	12,07	33,51
Epidot	—	—	1,68	5,66	6,06	20,42	4,86	16,37
Antimonit. resp. akcesorie	0,78 akc.	3,51	1,97	8,86	2,92	13,14	5,89	26,31
Dĺžka línie v mm	982,5		835,6		614,4		236,7	
Šírka línie	— 0,5 mm —							
Špecifická váha teoret.		2,65		2,71		2,82		2,82
Špecifická váha skutočná		2,64		2,67		2,70		2,89

1 — Množstvo minerálov v hornine v % objemových.
2 — Pomerná váha jednotlivých minerálov v 100 objem. jednotkách.
Planimetricky analyzované vzorky sú z Bubniak štôlne na ľavom svahu doliny Križianka.

Mocnosť hydrotermálne premenených hornín je značne variabilná. Miestami dosahuje iba ½ m od okraja rudnej žily, avšak sú prípady, že pásmo hydrotermálne premenenej horniny je mocné aj niekoľko desiatok metrov. Množstvo hydrotermálne premenených hornín je spravidla závislé od porušenosti okolitej horniny.

3. Minerály hydrotermálne premenených granitoidných hornín

Kremeň má tri generácie:

a) primárny — je intenzívne kataklázovaný do všetkých stupňov, od undolozity až v indivíduá do seba zubovite zaklinené. Niektoré jedince v dôsledku kataklázy stávajú sa niekedy anomálne dvojosými. Impregnácie antimonitom sú viazané na význačnejšie pukliny, preto takýto antimonit je spravidla ihličkovitej formy.

b) Hydrotermálny kremeň v pomere k predošlému tvorí spra-

vidla veľké, dobre zachované indivíduá. Antimonitové impregnácie majú v ňom nepravidelnú formu.

c) Treťou generáciou kremeňa hydrotermálne premenenej žuly je kremeň sekundárny, posthydrotermálny, väčšinou mikrokryštalických rozmerov, ktorý neobsahuje žiadne rudné impregnácie.

Živce kvantitatívne pribúdajú so vzďaľovaním sa od rudnej žily. Smerom k rudnej žile vzrastá intenzita sericitizácie a druhotných premien vôbec. Sericit je najhojnejším a miestami takmer jediným produktom premeny živcov. Procesy sericitizácie, ktoré sa zvlášť dobre dajú sledovať na porfýrových vyrastliciach, prechádzajú vždy od kraja k stredu. V interných zónach sericitizácii podlieha veľmi veľká väčšina, alebo niekedy aj všetky živce. Pri druhotných premenách bázickejších živcov uvoľnené komponenty dali vznik aj kalcitu, epidotu a ojedinele zoizitu.

Sericit je kvantitatívne najrozšírenejší v zóne epidot-sericitovej. Jeho optický výskum je veľmi sťažený jeho mikrošupinkovitou formou.

Biotit, keď je zachovaný, má pleochroizmus hnedastý aj žltozelenkastých odtieňov. Sú v ňom časté zirkóny s pleochroickými dvorčekmi. V hydrotermálne premenených granitoidných horninách podľahol početným premenám: V prvých fázach sa mení v chlorit (pennín, klinochlór), resp. ojedinele aj v hydrobiotit. V ďalších fázach sa vybieľuje až v muskovit, obrúbený často limonitickou obrubou. Podľa mikroskopického výskumu chlorit patrí pennínu a klinochlóru.

Muskovit je veľmi zriedkavo primárny, väčšinou vznikol vybielením biotitu ako posledný produkt jeho premeny. Podľa malého uhla optických osí (2V = 36, priemer 3 meraní) a podľa limonitických šmúh a obrúb, dá sa dobre odlíšiť od akcesorického primárneho muskovitu. Pri časti muskovitu treba pripustiť, že vznikol aj rekryštalizáciou sericitu.

Epidot vystupuje vo forme zrnitých agregátov. Vznikol z komponentov uvoľnených pri rozklade plagioklasov a biotitu. V niektorých miestach jeho značná časť vykryštalizovala priam z hydrotermálnych roztokov v záverečných štádiách hydrotermálneho procesu.

Karbonáty sú reprezentované najmä kalcitom. Ich množstvo rastie spravidla smerom k rudnej žile. Boli pozorované len miestami. Prevažne vznikli z hydrotermálnych roztokov.

Z akcesorických minerálov sú prítomné: Apatit — idiomorfný, stĺpčekovitý, vo vnútorných zónach niekedy aj korodovaný. Zirkón je dobre vyvinutý len v zóne chlorit-živcovej. V ostatných zónach je vo forme svojej izotrópnej odrudy malakónu. Rutil a titanit sú najmä v premenených horninách bázickejších. Na jednom mieste boli zistené tiež granáty. Tieto sú tiež korodované. Pri ich premene sa uvoľnilo niečo limonitu. Na základe štúdia chudobného materiálu treba pripustiť aj možnosť vzniku chloritu z granátov.

ZÁVER

Hlavnými procesmi hydrotermálnej premeny granitoidných hornín v okolí antimonitových ložísk sú sericitizácia a chloricitizácia. Tieto procesy majú metasomatický charakter, pričom však množstvo prinesených látok prevyšuje množstvo látok odnesených, čo dobre vidieť zo špecifickej váhy hornín jednotlivých zón. Táto totiž, ako vidieť z uvedenej tabuľky, smerom k rudnej žile stúpa. Ako bolo štatisticky zistené, na niekoľkých vzorkách počet minerálov smerom k rudnej žile klesá. Kým v zachovanej hornine sa pohybuje od 14 do 19, v kremennej zóne nepresahuje spravidla 5—7. Rozsah hydrotermálnej premeny hornín je rozmanitý a závisí predovšetkým od intenzity porušenosti, ako aj od charakteru okolitej horniny a ďalej od zloženia hydrotermálnych roztokov a od celkových termodynamických podmienok počas procesov premien. Intenzita premien je rozsiahlejšia v podloží žily.

Výskum a geologické vyhraničenie hydrotermálne premenených hornín má veľký praktický význam, pretože oni môžu byť príznakom výskytu rudných ložísk. Preto pri geologických výskumných a prieskumných prácach treba im venovať patričnú pozornosť. Presné vyhraničenie hydrotermálne premenených hornín nám vyhraničuje možný okruh výskytu rudných ložísk a smer, ktorým treba prieskumné práce usmerňovať. Veľký význam štúdia takýchto hornín zdôraznil tiež Smirnov (1947), keď povedal: „Mne sa vôbec zdá, že jedna z hlavných ciest vo výskume ložísk prechádza cez presné kvalitatívne a kvantitatívne sledovanie premien v okolí rudných ložísk."

30. III. 1955.

Katedra mineralogicko-petrografická
Fakulty geologicko-geografických vied
Komenského univerzity, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Böhmer — Valach: Predbežná zpráva o výskume antimonitových ložísk v Dúbrave (Nízke Tatry). Geologické práce, Zprávy 7, 1956. Bratislava.

Folk R. L., 1947: The alteration of feldspar und ist products as studied in the laboratory. (Amer. Sci., 245, 6, str. 388—394).

Kerr P. F., Kulp J. L., Patterson C. M., Wright R. J., 1950: Hydrothermal alteration at Santa Rita New Mexiko. (Bull. Geol., 61, 4).

Koržinskij D. S., 1946: Metasomatičeskaja zonaľnosť pri okolotreščinom metamorfizme i žily. (Zapiski Vseross. Miner. obšč., 75, str. 321—332. Moskva—Leningrad).

Koutek J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. (Sborník SGÚ, XI, Praha).

Quensel P., 1919: Zur Kenntnis der Mylonitbildung an Material aus dem Knebekeisegebiet. (Bull. Geol. Inst. University, Upsala XV).

1954: Sborník statej pod redakciej N. N. Kureka: Izmenenie okolorudnye poroby i ich poiskovoe značenie, Moskva

Smirnov S. S., 1947: O sovremennom sostojanii teorii obrazovanija magmatogennych rudnych mestoroždenij. (Zapiski Vseross. Miner. obšč., 76, 1, str. 23—36, Moskva—Leningrad).

Valach J., 1954: Predbežná zpráva o výskume niektorých pegmatitov slovenského kryštalinika. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.

ЯН ВАЛАХ

МАТЕРИАЛЫ К ПОЗНАНИЮ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД В ДОЛИНЕ КРИЖЬЯНКА (НИЗКИЕ ТАТРЫ)

Автор изучал гидротермально преобразованные гранитоидные породы (в особенности порфирообразный гранит) в окрестности антимонитовых эпитермальных месторождений в долине Кржьянка, на северном склоне Низких Татр. Окрестными породами являются гранитогнейсы, кварцевые диориты, гранодиориты, порфирообразные граниты, лейкократовые аплитовые граниты, геологически принадлежащие к кристаллическим породам дюмбьерской зоны.

Под влиянием гидротермальных растворов были гранитоидные породы преобразованы, при чем произошло окремнение породы, серицитация хлорицитация. В виду квантитативно-квалитативного минерального состава преобразованных пород были в окрестности антимонитовых месторождений определены 3 зоны:

На контакте с рудной жилой образована зона кварцевая, в которой первичный кварц (сильно подвергнувшийся катаклазии) и кварц гидротермальный образовывают 65—70 объемных % всей породы. Полевые шпаты преобразованы совершенно, главным образом в серицит, биотит выбелен в мусковит.

Дальше от контакта окремнение породы уменьшается, интенсивность преобразования полевых шпатов все еще значительная. Из вторичных минералов типоморфным для этой зоны эпидот и квантитативно очень часто встречающийся серицит, поэтому эта зона была названа эпитод-серицитовая.

Внешней зоной гидротермально преобразованного гранита является зона хлорит-полевошпатовая, в которой полевые шпаты преобразованы вторично обычно только на краях. Преобразованием биотита возник хлорит (пеннин и клинохлор). Эта зона постепенно переходит в окрестные породы.

Объем гидротермальных преобразований зависит главным образом от нарушенности окрестной породы. Интенсивность преобразований более значительная в подошве чем в кровле рудной жилы. Зоны гидротермально преобразованных пород иногда довольно обширные, и представляют собой важный признак наличия рудных месторождений.

30. III. 1955.

Кафедра минералогии и петрографии Факультета геолого-географических наук Университета им. Коменского в Братиславе

JÁN VALACH

BEITRAG ZUR KENNTNIS DER HYDROTHERMALVERÄNDERTEN GRANITOIDEN GESTEINE IM KRIŽIANKA—TAL (NIEDERE TATRA)

Der Autor untersucht in dieser Arbeit die hydrothermal veränderten granitoiden Gesteine (vornehmlich Porphyrgranit) in der Umgebung der epithermalen Antimonitlagerstätten im Tale Križianka, am Nordabhang der Niederen Tatra. Die umliegenden Gesteine sind Granitgneise, Quarzdiorite, Granodiorite, Porphyrgranite, leukokrate Aplitgranite. Geologisch gehören diese dem Kristallinikum der Ďumbier-Zone an.

Unter der Einwirkung hydrothermaler Lösungen wurden die granitoiden Gesteine verändert, wobei hauptsächlich eine Verquarzung des Gesteins sowie eine Serizitisierung und Chloritisierung eintraten. Mit Bezug auf die quantitativ — qualitative mineralische Zusammensetzung der umgeänderten Gesteine wurden in der Umgebung der Antimonitlagerstätten drei Zonen abgesteckt:

Bei der Berührung mit dem Erzgang ist die Quarzzone entwickelt, in der primärer Quarz (stark kataklasiert) und hydrothermaler Quarz 65—70% des gesamten Gestein-

volumens ausmachen. Feldspate sind vollständig umgeändert und zwar vornehmlich in Serizit, Biotit hingegen ist in Muskovit geweisst.

Kontaktferner nimmt die Verquarzung des Gesteins ab, hingegen ist die Intensität der Feldspatumänderung immer noch beträchtlich. Von den sekundären Mineralien sind für diese Zone typomorph Epidot und quantitativ sehr reich vorhandener Serizit. Deshalb wurde diese Zone auch Epidot — Serizit — Zone genannt.

Die äussere Zone des hydrothermal umgeänderten Granits ist die Chlorit — Feldspat — Zone, in der die Feldspate im allgemeinen nur an den Rändern sekundär umgeändert sind. Durch Umänderung von Biotit entstand Chlorit. (Pennin und Klinochlor.) Diese Zone geht allmählich in das umliegende Gestein über.

Das Ausmass der hydrothermalen Umänderungen hängt hauptsächlich vom Grat der Störung des umliegenden Gesteins ab. Die Intensität der Umänderungen ist im Liegenden des Erzganges grösser als im Hangenden. Die Streifen der hydrothermal umgeänderten Gesteine sind manchmal sehr ausgedehnt und ein bedeutsames Merkmal für das Vorkommen von Erzlagerstätten.

30. III. 1955.

Lehrstuhl für Mineralogie und Petrographie der Fakultät für geologisch-geographische Wissenschaften an der Komenský Universität in Bratislava

MIKULÁŠ MATHERNY — MILAN MIŠÍK

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O ROZBOROCH DUNAJSKÝCH PIESKOV

(Ruské a nemecké resumé)

V r. 1954 začali sme sa zaoberať náplavmi Dunaja (štrkopieskami a pieskami) a sledovali sme prípadnú možnosť ich priemyslového využitia.

Po granulometrickom rozbore vzoriek vydelili sme frakciu 0,25—0,05 mm, ktorá je najbohatšia na akcesorické minerály. Vyvstala otázka, akým spôsobom vyjadriť mineralogické zloženie tejto najdôležitejšej frakcie sedimentu. Spôsob, ktorý použil Vendl (1913), rozdelenie na šesť skupín podľa špecifickej váhy, vyjadrenie ich podielu vo váhových percentách, chemické analýzy týchto skupín a ich prepočty na obsah dôležitejších minerálov, je príliš zdĺhavý a ťažkopádny. Preto sme separáciou v bromoforme (šp. v. 2,8) rozdelili túto frakciu na ľahký a ťažký podiel a ich zastúpenie vyjadrili vo váhových percentách. Zastúpenie jednotlivých minerálov v týchto dvoch skupinách bolo potom vyjadrené v percentách početnosti (identifikovanie a sčítanie približne 400 zŕn), ktoré sa do značnej miery blížia objemovým percentám.

Ťažký podiel dunajských pieskov dosahuje 3—4%, v obohatených polohách až do 20%. Ako príklad uvedieme zloženie jemnozrnných pieskov z ostrova pri km 1791.

Granulometrické zloženie.

Nad 1 mm	0%
1—0,5 mm	0,47%
0,5—0,25 mm	25,85%
0,25—0,1 mm	65,50%
Pod 0,1 mm	8,18%

Mineralogické zloženie frakcie 0,25—0,50 mm:

Ľahký podiel (váhove 96,28%):

Kremeň	48,5%
Kalcit	34,8%
Agregáty kremenných zŕn (Úlomky hornín)	8,6%
Muskovit, baueritizovaný, biotit (ochudobnené na sľudy pri odstraňovaní podielu pod 0,05 mm dekondáciou)	3,6%
Ortoklas	2,3%
Plagioklas	1,4%
Úlomky silicitov (rohovcov)	0,8%
Glaukonit	+
Kordierit	+

Ťažký podiel (váhove 3,72%):

Granát	34,2%
Amfibol	19,7%
Opakné min. (magnetit+ilmenit)	9,4%
Zakalené súčiastky (hl. leukoxén)	8,4%
Epidot	8,0%
Zoizit	6,3%
Staurolit	5,9%
Chlorit	4,5%
Organolit (zatiaľ bližšie neurčený, azda priemyslové odpadové produkty)	2,5%
Apatit	1,5%
Zirkón	1,3%
Silimanit	1,2%
Rutil	0,8%
Distén	0,6%
Andaluzit	0,4%
Turmalín	++
Titanit	++

Spektrálna analýza ťažkého podielu tej istej vzorky; (analyzoval G. Kupčo):

100-1%	1-1/100%	1/100-1/10000%
Si, Fe; Al, Ca; Mg, Ti	B, Na, Mn; V, Cu, Yb, Ni, Sc, Cr, Sr	Pb, Ga, Y, Zn, Zr, Co, La, Ba; Ge, In, Sn, Ag

Vcelku najobvyklejšou zložkou býva granát (25—75%), amfibol (3—27%), magnetit-ilmenit (6—17%), epidot-zoizit (6—14%), staurolit a apatit. Málokedy vystupujú nad 1% ťažkého podielu: rutil, zirkón, silimanit, distén, tremolit, diopsid. Len v jednotlivých zrnách sa vyskytujú: turmalín, andaluzit, titanit, chloritoid. Celkom ojedinele boli zistené: korund, enstatit, monazit, spinel.

Medzi granulometrickým a minerálnym zložením jestvujú tieto vzťahy: v hrubozrnnejších sedimentoch je hojnejší granát, v jemnozrnných pieskoch v tej istej frakcii stúpa podiel amfibolu. To sa ešte vo väčšej miere prejavuje v prirodzených ryžoviskách. Je to spôsobené rozdielom v špecifickej váhe, štiepnosti a v tvare týchto minerálov. Tiež môžeme pozorovať v obohatených partiách ubúdanie disténu a apatitu a pribúdanie zirkónu a rúd. Avšak toto nie je vždy také zreteľné, pretože rudné minerály bývajú značne drobné, takže ich vysoká špecifická váha sa dostatočne neuplatňuje.

Všimnime si teraz obsah vzácnych minerálov, resp. prvkov v dunajských pieskoch. Ako je známe, pri Kližskej Nemej v r. 1934—1937 v rozsiahlej miere sa pokúsili o ťažbu zlata z dunajských náplavov (Stočes, 1947), donedávna ryžovali tu aj jednotlivci. Veľký počet pre-

vedených analýz ukazuje na priemerný obsah zlata 0,2—0,3 g/t. v oblasti Kližskej Nemej a v širšom okolí. Pokus sa nezdaril, k čomu do značnej miery prispela skutočnosť, že iba asi 35% zlata sa dá vyzískať (prílišná jemnozrnnosť, sčasti aj v koloidálnej forme). Maďarskí autori Panthó (1937) a Szádeczky (1938) po dôkladnom mnohoročnom výskume udávajú priemerný obsah zlata ešte nižší a pokladajú dunajské náplavy za nezužitkovateľné v súčasnej dobe. V mineralogických rozboroch, ktoré sme vykonali vždy z niekoľkých dkg vzorky, nebolo zlato zachytené, ani spektrálne analýzy ťažkých frakcií ho nezistili. Iba naryžovaný koncentrát z múzea z Galanty obsahuje zlatinky viditeľné voľným okom. Spektrálna analýza tohto koncentrátu ukazuje tieto výsledky (G. Kupčo):

100-1%	1-1/100%	1/100-1/10000%
Fe Ti, Al, Si	Zr, Ca, Au, Ag, La, Sn, Cr, Mn, Ni, Co	Pb, Mg, V, Cu, Mo, In, Sr, Pt

Jedna zlatinka pripadá asi na 400 zŕn koncentrátu. Do akého stupňa treba koncentrovať piesčitú frakciu, vidieť z toho, že koncentrát obsahuje až 15% zirkónu, kým bežne v pieskoch je ho asi 0,01—0,02% a v ťažkej frakcii zriedka dosahuje 1%. Ak však podrobíme koncentrát elektromagnetickej separácii na prístroji inž. Kunovského, sústreďuje sa nám v tzv. neelektromagnetickej frakcii zlato a zo zirkónu môžeme dosahovať až 90%-ný koncentrát. Udivuje preto, že pri pokusoch o ťažbu zlata z náplavov Dunaja nebolo uvažované o súčasnom získavaní zirkónu.

Monazit, zdroj vzácnych zemín, neprichádza pri dunajských pieskoch do úvahy, pretože ide o celkom ojedinelé zrná, kým napr. v Otave podľa Jirkovského (1947) je až 10% monazitu v ťažkej frakcii.

Čo sa týka rádioaktivity, zistili sme v koncentráte získanom jednorázovou separáciou na selektívnom gradientovom elektromagnetickom separátore konštrukcie dr. Kaldroviča stúpnutie rádioaktivity o 100% proti pôvodnému piesku (lok. Búštelek-38; použitý bol Geiger-Müllerov počítač s trubicou pre $\beta + \gamma$ impulzy).

Na tomto prístroji určenom pre úpravnícke ciele vykonali sme niekoľko separačných pokusov. (Za láskavé dovolenie a radu pri práci so separátorom ďakujeme dr Kaldrovičovi z Ústavu pre výskum rúd — geofyzikálne oddelenie, Bratislava.) Spektrálne analýzy jednotlivých koncentrátov poukázali najmä na možnosť značného skoncentrovania obsahu Ti. Vo výskumoch sa pokračuje.

10. V. 1955.

Fakulta geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

Jirkovský R.: Chemický a nerostný průzkum otavských zlatonosných a monazitových písků. Věstník SGÚ, 5, 1947, Praha.
Panthó D.: Das Gold der Donau. Berg- und hüttenm. Jahrb. Leoben, 85, 1937, Wien.
Stočes B.: Nerostné suroviny. 1947, Ostrava.
Vendl A.: Über den Sand der Csepel-Insel. Földtani Közlöny, 43, 1913, Budapest.

МИКУЛАШ МАТЕРНЫ — МИЛАН МИШИК

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОТЧЕТ ОБ АНАЛИЗАХ ДУНАЙСКИХ ПЕСКОВ

В тяжелой фракции дунайских песков в основном представлены следующие минералы: гранат, амфибол, ильменит, магнетит, эпидот, зоизит, ставролит, апатит. Дальнейшие минералы мало когда превышают 1 % тяжелой фракции: рутил, зиркон, силлимант, дистен, тремолит, диопсид. Только в единичных зернах находятся: турмалин, андалузит, титанит, цилоритоид. Совсем изредка были обнаружены: корунд, энстатит, моназит, спинел, ортит.

Электромагнетическим сепаратором можно в значительной степени сконцентрировать Ti; концентрат проявляет также на 100 % высшую радиоактивность нежели первоначальный песок.

Промыванием большого количества материала полученные концентраты содержат чешуйки золота, которые возможно в дальнейшем концентрировать в неэлектромагнетическую фракцию. Таким способом возможно получить 90 % концентрат зиркона, которого в первоначальном песку находится лишь 0,01—0,2 %.

10. V. 1955.

Кафедра геологии и палеонтологии Факультета геолого-географических наук Университета им. Коменского в Братиславе.

MIKULÁŠ MATHERNY — MILAN MIŠÍK

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER ANALYSEN DER DONAUSANDE

In der schweren Fraktion der Donausande sind wesentlich nachstehende Mineralien vertreten: Granat, Amphibol, Ilmenit, Magnetit, Epidot, Zoisit, Staurolith, Apatit. Weitere Mineralien überschreiten selten 1% der schweren Fraktion: Rutil, Zirkon, Silimanit, Disthen, Tremolit, Diopsid. Nur in einzelnen Körnchen kommen vor: Turmalin, Andalusit, Titanit, Chloritoid. Ganz vereinzelt wurden festgestellt: Korund, Enstatit, Monasit, Spinell, Orthit.

Durch einen elektromagnetischen Separator kann man zu einem beachtlichen Grand Ti konzentrieren; das Konzentrat weist auch eine um 100% höhere Radioaktivität als der ursprüngliche Sand auf. Die durch Schürfen grosser Materialmengen gewonnenen Konzentrate enthalten Goldschüppchen, die man weiter in eine nicht elektromagnetische Fraktion konzentrieren kann. So kann man auch ein bis zu 90%-iges Zirkonkonzentrat erhalten, von dem im ursprünglichen Sand nur 0,01—0,02% enthalten ist.

10. V. 1955.

Fakultät für geologisch-geographische Wissenschaften an der Komenský Universität in Bratislava

JOZEF PTÁK

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O PETROGRAFII KRYŠTALINIKA ČIERNEJ HORY MEDZI MARGECANMI A KLUKNAVOU

(Ruské a nemecké resumé)

V zimnom semestri školského roku 1953/1954 a v zimnom semestri 1954/1955 sme v rámci študentského vedeckého krúžku Katedry mineralógie a petrografie pri Banickej fakulte Vysokej školy technickej v Košiciach vyzbierali materiál kryštalinika z územia Čiernej hory medzi Kluknavou a Margecanmi severne od rieky Hornádu. Našou úlohou bolo zoznámiť sa s príslušnou literatúrou celého územia a podať petrografický opis hornín.

Geologických pomerov tohto územia sa dotýkajú práce týchto autorov: Štúr 1869; Posewitz 1911; Matějka 1931; Zoubek 1936; Rösing 1947; Andrusov, Ivanov 1951; Ivanov 1953. Z nich podrobnejšia je práca Rösingova 1947, ostatné sa však dotýkajú územia len nepriamo. Východné pokračovanie tohto územia mapoval Fusán 1952 a južnú časť Chmelík 1954. Na severe sa kryštalinikum ponára pod eocénne zlepence.

Na území budovanom kryštalinikom som rozoznával tieto horniny:

A. Parabridlice: 1. biotitické jemnozrnné a páskované pararuly, 2. jemnozrnné svorové ruly, 3. hrubozrnné svorové ruly s kremitými vložkami, 4. chloritické dvojsľudné svorové ruly miestami s idioblastmi izometrických zŕn plagioklasu, 5. fylity, 6. amfibolity.

B. Granitizované až migmatizované horniny: 1. jemnozrnné muskovitické až aplitické žuloruly, 2. strednozrnné dvojsľudné žuloruly, 3. jemnopáskované migmatity ortorulového typu, 4. hrubopáskované migmatity s menšími porfyroblastmi živca, 5. „okaté" žuloruly s veľkými porfyroblastami živca, 6. pegmatity.

C. Obalové horniny kryštalinika: 1. verukánske arkózy, 2. porfyroidové tufy v zárezе Hornádu, 3. spodnotriasové kremence, 4. strednotriasové vápence a dolomity, 5. paleogénne zlepence.

Parabridlice

Parabridlice sa tiahnu v južnej časti územia a miestami prechádzajú až na pravý breh rieky Hornádu. Tento pruh je široký miestami 1000 m, inde však vyklinuje a zužuje sa na 200 m. Na celom území sa striedajú biotitické pararuly so svorovými rulami. Dosť hojné sú tiež

vložky amfibolitov vo svorových rulách. Prechody do pásma granitizovaných a snáď migmatitizovaných hornín sú neostré.

Biotitické jemnozrnné a páskované pararuly sa vyznačujú jemnošupinkastým biotitom, ktorý je v kremitej hmote s menším množstvom plagioklasov. Živce majú hojné polysyntetické zrasty. Ide o albit až oligoklas. Muskovitu je omnoho menej ako biotitu a zdá sa, že vznikol baueritizáciou biotitu. Akcesorické minerály sú: apatit, zirkón, pyrit, granát, titanomagnetit. Sekundárne minerály: chlorit, sericit, leukoxén, sagenit, epidotklinozoizit.

Svorové ruly jemnozrnné, ako aj hrubozrnnejšie sú horniny väčšinou stromatitické, kde ustupuje biotit pred muskovitom a majú značný podiel kremeňa. Tvoria jemne zbridličnatené partie, ktoré majú často vyvalcované šošovky kremeňa. Nájdu sa medzi nimi aj horniny šedočiernej farby, ktoré zaraďujem k fylonitom. Ojedinele som našiel vo svorových rulách aj turmalín v drobných ihličkách, uložených obyčajne medzi lupienkami muskovitu a sericitu. Bývajú neporušené, avšak nájdu sa aj rozlámané, ktoré majú častice od seba posunuté. Štruktúra horniny je niekedy rohovcovitá, inokedy fibroblastická až lepidoblastická, ktorá prechádza až do blastoporfyroklastickej alebo do úplne mylonitickej štruktúry.

Zaujímavá je silne chloritizovaná odroda svorových hornín, ktorá sa od predchádzajúcich štruktúrou nelíši. Pretože v tejto hornine vystupujú žily so sideritovo-sulfidickou výplňou, domnievam sa, že sú to hydrotermálne premenené partie predchádzajúceho typu, ktoré okrem prínosu $CaCO_3$ a albitu obsahujú aj ihličky turmalínu a pyritové zrná. Albit je v peknych izometrických kryštáloch a je umiestený hlavne pod drobnými zvrásnenými antiklinálkami, kde tvorí 1 až 2 mm veľké porfyroblasty, zložené obyčajne len z dvoch širších lamiel, zrastených podľa albitového zákona.

Svorové ruly sú často chloritizované, a preto nie je vylúčené, že tu ide o diaftority.

Fylity tvoria len niekoľko metrov mocné vložky v chloriticko-kremitých svorových rulách a patria k najnižšiemu stupňu regionálnej metamorfózy.

Amfibolity majú tvar nepravých žíl o mocnosti 5 až 20 m. Ich uloženie je dosť strmé. Bývajú prestúpené aj tenkými vrstvičkami kremeňa. Často sú v nich aj vložky vápencové alebo vložky epidotu až niekoľko cm mocné. Amfibolity teda prechádzajú od typu monoschematického cez flebitický (preniknutý žilkami) a stromatitický (ložne zvrstvený až páskovaný) až k merismitickému (s druhotnými epidotovými pruhmi) Podľa farby a prítomnosti granátu v nich odlišujem: a) jemnozrnné tmavé monomiktné amfibolity, b) flebitické a stromatitické amfibolity, c) granatické amfibolity, ktoré majú makroskopicky viditelné fialovasté almandíny s vybielenými okrajmi.

Vznik granátov si môžeme snáď vysvetliť diferenciáciou podľa konkrečného princípu. (E s k o l a 1950.)

I keď je všeobecný názor, že amfibolity v kryštaliniku západných Karpát vznikli metamorfózou bázických ofiolitov (Z o u b e k 1936; K a m e n i c k ý 1947; G o r e k 1954), je predsa len zaujímavé, prečo ich vždy nachádzame v ložných žilách a nie v žilách pravých. Ani kontakty ani relikty po štruktúrach pôvodných hornín sa tu nezachovali.

Granitizované a migmatizované horniny

Komplex viacej alebo menej granitizovaných žulorúl migmatického typu sa rozprestiera severne od opisovaných parabridlíc a tvorí tak podložie verukánskym a mezozoickým horninám. Strieda sa tu celý rad typov od jemnozrnných až po žuloruly s porfyroblastami živcov 4 až 5 cm veľkými. Nachádzajú sa tu aj vložky aplitické a pegmatitické. Štruktúra je obyčajne granoblastická až lepidoblastická, s porfyroblastmi živcov. Všetky typy sú silne kataklasticky postihnuté a tvoria oftalmity a mylonity. V týchto pásmach sa vyskytuje miestami nahromadený chlorit (p e n í n) ako a k y r o z ó m v pôvodnej hmote (k y r i o z ó m) v zmysle N i g g l i h o 1950. Kataklazity sú na niektorých miestach slabo zrudnené spekularitom a tak dostávajú fialovastú farbu. Zo ž i v c o v som našiel kyslé plagioklasy- albit-oligoklas a ortoklas, ktoré tvoria často poikilitické porfyroblasty, alebo uzatvárajú drobné oválne kvapôčky kremeňa bez kataklastických deformácií štruktúrnej mriežky.

Jemno aj hrubo páskované m i g m a t i t y ortorulového typu majú zreteľnú bridličnatosť a biotit tvorí pásky až 1 mm mocné. Oddeľuje tak kremitoživcovú hmotu, vzniknutú vyvalcovaním väčších porfyroblastov kremeňa a plagioklasov. Živce mávajú bielu alebo ružovkastú farbu a tiež pertitické prerastanie je časté. Tento typ žulorúl je na území najviac zastúpený a často prechádza do hrubozrnnejších vložiek, ktoré pripomínajú až žulové injekcie.

Ešte hrubozrnnejšie variety sú „okaté" ž u l o r u l y s veľkými porfyroblastmi poikilitického ortoklasu, ktoré obsahujú xenoblasty biotitu, muskovitu, albit a kremeň, tiež chlorit a sagenit v biotite. Tento typ má na niektorých miestach až hypidiomorfne granitickú štruktúru, a preto sa domnievam, že tu granitizácia dosiahla svoj vrchol a ide až o akýsi „anatektický granit."

P e g m a t i t y som našiel najmä na porušených zónach vo svoroch a v početných úlomkoch, bohatých na turmalín. Pod mikroskopom vidieť značné kataklastické účinky na minerálne zložky.

Z obalových hornín sa vo zvláštnej zpráve zmieňujem o verukánskych arkózach bohatých na turmalín. Ostatné mezozoické horniny tu nebudem opisovať.

Z p a l e o g é n n y c h s e d i m e n t o v si treba všimnúť výskyt žu-

lových, až 1 m veľkých okruhliakov, ktoré ležia na kryštaliniku vo výške medzi 500 až 600 m nad morom. Podobné výskyty opisuje Šalát 1954 z územia severovýchodne od Margecian. Žula týchto balvanov je zhodná so žulou Čiernej hory typu Bujanová (Salát 1953, 1954). Preto predpokladám, že tieto balvany boli donesené z priestoru Bujanovej. Transgresia lutétskeho mora donášala materiál smerom od východu na západ.

Záverom sa chcem ešte vrátiť k priebehu metasomatózy v kryštaliniku. Granitizácia nepostupovala, ako vidieť, všade rovnako intenzívne a tiež obohatenie kremitých svorových rúl živcami nebolo rýchlym procesom. Odohrávali sa tu nielen pochody nad kritickou teplotou vody, ale aj pochody hydrotermálne, ktorým prisudzujem vznik idiomorfných albitou v blízkosti rudných výskytov, ako aj samotnú chloritizáciu okolitých svorových rúl. Ide pravdepodobne o granitizáciu až poorogénnu, lebo je spôsobená žulou ďumbierskeho typu s veľkým obsahom Na-Ca živcov.

Z predbežných chemických analýz jednotlivých typov možno si skutočne utvoriť lepší obraz o priebehu metasomatických pochodov a o prínose alkálií.

Za pomoc pri zbere materiálu ďakujem svojim spolužiakom a za výber literatúry, ako aj za vedenie pri práci a za hojné rady ďakujem svojmu učiteľovi doc. dr. Jánovi Šalátovi.

28. II. 1955.

Katedra mineralógie a petrografie
Banickej fakulty
Vysokej školy technickej, Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Štúr D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Wien.

Posewitz T. 1911. Der südwestliche Teil des Branyiszkogebirges in der Gegend von Szlatvin und Vojkóc. Jb. Ung. geol. Anstalt, Budapest.

Matějka A. 1931: Rukopisná mapa listu 4466/1, mierka 1:25 000, Praha.

Zoubek V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. V. SGÚ, Praha.

Rösing F. 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Zeitschr. f. d. D. geol. Ges., Berlin.

Andrusov D. a Ivanov M. 1951: Záverečná zpráva o výsledkoch geologického výskumu oblasti rudných žíl južne od Kluknavy. Rukopis, archív GÚ, Bratislava.

Ivanov M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami, Geol. sborník Bratislava.

Fusán O. 1952: Zpráva o geologických a rudných pomeroch medzi Margecanmi a Malou Lodinou. Rukopis, archív GÚ, Bratislava.

Chmelík J, 1954: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Margecanmi a Žakarovcami. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava.

Eskola P. 1950: Metamorfe Gesteine, Helsinki.

Kamenický J. 1947: Posudok o geologicko-montanistických pomeroch rúd revíru v Slovinkách. Rukopis, archív GÚ, Bratislava.

Gorek A. 1954. I. a II. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier. Geol. práce, Zprávy I, Bratislava.
Niggli P. 1950: Probleme der alpinen Gesteinsmetamorfose. Schw. Miner. u. Petr. Mitt., Zürich.
Šalát J. 1953: Petrografia žúl Čiernej hory medzi Margecanmi a Košicami. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.
Šalát J. 1954: Petrografia paleogénnych zlepencov od Margecian. Rukopisná zpráva, Košice.

ИОСИФ ПТАК

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОТЧЕТ О ПЕТРОГРАФИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЧЕРНОЙ ГОРЫ МЕЖДУ СЕЛ. МАРГЕЦАНЫ И КЛУКНАВА

На территории Черной горы между сел. Клукнава и Маргецаны по левому берегу реки Горнад выходят кристаллические породы с оболочкой из серий веррукано, пород мезозоя и палеогена. Кристаллические породы представлены с одной стороны парагнейсом (биотитовыми мелкозернистыми и полосчатыми гнейсами, кристаллическо сланцевыми и хлоритовыми гнейсами, филлитами и амфиболитами), с другой стороны гранитизованными и мигматитизованными породами (мусковитовыми до аплитовых гранитогнейсов, двуслюдяными гранитогнейсами, мигматитами ортогнейсового типа и глазообразными гранитогнейсами с большими порфиробластами плагиоклазов). К этой группе причисляем и плагиоклазовые пегматиты с турмалином. Породы в большинстве случаев катакластически раздроблены. Находятся в них частые милонитовые до филонитовых зон. Хлоритизация и альбитизация кристаллических сланцев находится часто и потому, что она происходила главным образом вблизи сидерито-сульфидовых рудных жил, предполагаю, что она гидротермального происхождения. Гранитизация не была всюду одинаково интенсивной, она характерна приношением Na—Ca полевых шпатов.

28/II 1955

Горный факультет ВТУЗ, Кошице

J. PTÁK

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE PETROGRAPHIE DES KRISTALLINIKUM DER ČIERNA HORA ZWISCHEN MARGECANY UND KLUKNAVA

Im Gebiet zwischen Kluknava und Margecany (nördlich vom Hornad) treten die Gesteine des Kristallinikum, eingehüllt von Verrucano-Serien, von mezozoischen Gesteinen und dem Paläogen auf. Kristallinikum ist vertreten einesteils durch Paragneise (durch feinkörnige und gestreifte Biotitgneise, durch Glimmerschiefer- und Chloritgneise, durch Phyllite und Amphibolite), anderenteils durch granitisierte und migmatisierte Gesteine, (durch muskowitische bis aplitische Granitgneise, Zweiglimmergranitgneise, durch Migmatite vom Orthorultypus und durch Augengranitgneise mit grossen Feldspatporphyroblasten. In diese Gruppe zähle ich auch die Pegmatite mit Turmalin). Die Gesteine sind insgesamt kataklastisch zermürbt mit häufigen mylonitisierten bis phylonitisierten Streifen. Die Chloritisierung und Albitisierung der Glimmerschiefergneise ist häufig und weil sie sich vornehmlich in der Nähe der Siderit-Sulfid-Erzgänge abgespielt hat, nehme ich an, dass sie hydrothermalen Ursprunges ist. Die Granitisierung ist nich überall gleichmässig intensiv erfolgt. Sie ist hauptsächlich durch den Zutritt von Na — Ca-Feldspaten charakterisiert.

28. II. 1955.

Fakultät für Bergbau an der Technischen Hochschule in Košice

JOZEF PTÁK

NIEKOĽKO POZNÁMOK K VERUKÁNSKYM ARKÓZAM MEDZI KLUKNAVOU A MARGECANMI (HREBEŇ ČIERNEJ HORY) V SÚVISLOSTI S OTÁZKOU TURMALINIZÁCIE

(Ruské a nemecké resumé)

Na území medzi Kluknavou a Margecanmi sa tiahne po hrebeni Čiernej hory (najvyššia kóta 1028) súvislý pruh autochtónneho verukána, ktoré leží diskordantne na kryštaliniku Čiernej hory. Jeho pokračovanie možno sledovať aj ďalej na východe za zlomom potoka Bystrá (severne od Margecian). Tvorí až 200 m mocný sedimentárny obal, typický pre vývoj v ďumbierskom pásme. V nadloží verukána ležia spodnotriasové kremence. Verukánske sedimenty sa tu líšia faciálne aj petrograficky od verukánskych šedých alebo fialovastých drôb, ktoré z územia Veľkej a Malej Lodiny opísal Šalát (1954).

Petrografický popis

Verukánsky obal budujú značne zbridličnatené a zvrásnené, belasošedé až zelenkasté, silne sericitizované horniny s hodvábnym leskom na plochách bridličnatosti. Miestami sú až mylonitizované. Medzi sericitickým tmelom sa trblietajú útržky klastického muskovitu. Hodne tlačené až mylonitizované pásma sa dajú dosť ťažko makroskopicky odlíšiť od mylonitizovaných žulorúl podložného kryštalinika. V hrubozrnnejších partiách možno nájsť aj väčšie valúniky kremeňa, dokonca až 1,5 cm v priemere, alebo celé úlomky žulorúl, vyvalcovaných do pretiahnutých šošoviek až 3 cm dlhých a 1 cm širokých. Odkryvy, vystavené oxydačným procesom, sú dosť limonitizované a hornina prechádza do hnedastozelenej farby.

Mikroskopickou analýzou som zistil tieto horninotvorné súčiastky: kremeň, živec, muskovit, málo biotitu, chlorit, sericit, turmalín, apatit, zirkón, granát a zopaknýchminerálov titanomagnetit, leukoxen a limonit. Štruktúra je klastickopsamitická až klastickopsefitická, v miestach väčšieho tlaku a v mylonitizovaných pásmach až blasto-psamiticko-klastická.

Kremeň a živcové zrná majú obyčajne veľkosť 2 až 3 mm, ojedinele však dosahujú aj väčšie rozmery ako sme už spomenuli. Zrná sú postihnuté tlakom, a preto aj ich tvar a optické vlastnosti sú zmenené.

Kremeň tvorí menšie ostrohranné úlomky a často vidieť po okraji zŕn až kremitú drvinu, ktorá splýva so sericitickou a kremito-živcovou výplňou. Kremeň je undulózny a len oválne kvapôčky, uzavreté v plagioklasoch, majú štruktúrnu mriežku bez deformácie a zhášajú normálne. Miestami pozorujeme aj žilky hydrotermálneho kremeňa až 3 mm mocné.

Živce sú zastúpené hlavne plagioklasmi. Sú to najmä albit a oligoklas, ktoré tvoria veľmi jemné polysyntetické lamelky. Zrná ortoklasu sú dosť rozvetrané a dutinky a trhlinky majú vyplnené sericitom a chloritom. Nápadne kaolinizované živce môžeme pozorovať aj voľným okom. Majú bielu farbu. Niektoré plagioklasové úlomky boli pri zbridličnatení a vrásnení postihnuté tak, že lamelky sú až ohnuté alebo dokonca úplne rozlámané a inak orientované. Nájde sa aj šachovnicový albit. Zaujímavé sú aj spomínané uzavreniny oválnych zŕn kremeňa v živcoch, ktoré neboli postihnuté tlakom. Jemné lamelky plagioklasov sú tiež asi výsledkom namáhania na tlak. Len po prekročení určitej medze živcové zrná reagovali jednak prehnutím alebo dokonca rozdrvením. (Zawadynski 1952).

Vo vyvalcovanej šošovke žuloruľového materiálu sa dá identifikovať jemnokryštálovaný hypidiomorfný plagiaplit, pozostávajúci tiež z albitoligoklasov, kremeňa a muskovitu. Typický mikroklín som vo výbrusoch nenašiel.

Muskovit je zastúpený jednak útržkovitými a jednak rekryštalizovanými šupinkami, vzniknutými pravdepodobne zbernou kryštalizáciou zo sericitu. Tvorí idiomorfné jedince pretiahnutého tvaru a vypĺňajú trhlinky medzi zrnami, miestami dokonca naprieč k bridličnatosti.

Biotit je len zriedkavý a obyčajne hodne vybielený alebo úplne chloritizovaný.

Turmalín prekvapuje na niektorých miestach svojím značným zastúpením. Tvorí veľmi jemné, avšak aj väčšie ihličky, obyčajne idiomorfné a umiestené v smere lineácie na bridličnatých plochách. Ihličky bývajú len zriedka rozlámané tak, že jednotlivé čiastočky sú od seba posunuté. Obyčajne však pozorujeme len nepravidelné popraskanie ihličiek približne kolmo na vertikálu. Turmalín má charakteristický pleochroizmus od nábehove hnedej až po sýtomodrozelenú farbu a býva aj slabo zonárny. Ihličky sú obyčajne umiestené v poddajnej, sericitickokremito-živcovej drvine a tak boli chránené pred následkami mechanického porušenia.

Dosť častý je tiež apatit, jednak uzavretý priamo v plagioklasoch, jednak v nepravidelne rozlámaných, avšak dosť veľkých zrnách medzi sericitickým tkanivom. Len ojedinele sa nájde zrnko zirkónu a granátu, avšak titanomagnetit a druhotný limonit sú bežné. Tvoria nepravidelné zrná v chloriticko-sericitickom tmeli.

Pretože som nenašiel ani korodovaný kremeň, ani zvyšky sopečného skla, ani zriedkavý mikroklín z materiálu kremitého porfýru a tiež preto, že materiál je pomerne málo oválaný, domnievam sa, že pochádza väčši-

nou z podložného kryštalinika na rozdiel od verukánskych drôb, opísaných z územia medzi Košicami a Margecanmi. (Šalát 1954.) Na základe charakteristiky živcov vidieť, že väčšinou ide o ortoklas a kyslé plagioklasy albit-oligoklas, ktoré sú zhodné s plagioklasmi podložného kryštalinika Čiernej hory medzi Kluknavou a Margecanmi.

Zaujímavý je však výskyt turmalínu vo verukáne v dosť veľkom množstve a zvlášť preto, že sa v podložných žulorulách takmer nevyskytuje. Našiel som ho tam len v pegmatitoch a vo svorových rulách v blízkosti rudných hydrotermálnych žíl. Ďalší výskyt turmalínu z okolia Kluknavy opísal Ulrich 1936 v žilnej kremito-sideritovej výplni.

V súvislosti s turmalínom sa vynárajú otázky: 1. akého pôvodu je turmalín, 2. prečo sa vyskytuje v takom značnom množstve práve vo verukánskych sedimentoch, 3. prečo ho nenachádzame v nadložných spodnotriasových kremencoch.

Podobné výskyty turmalínu vo verukáne opísal aj Ivanov 1953 medzi Kluknavou a Žakarovcami.

Tiež vložky chloriticko-sericitických zelenkastých bridlíc, ktoré sú vklínené medzi arkózy a kremence, obsahujú značné množstvo jemných turmalínových uhličiek. Tieto bridlice som však bližšie neštudoval. Rösing (1947) ich pokladá za verfénske.

Na vysvetlenie vzniku a výskytu turmalínu by sme mohli použiť z dosiaľ uvádzaných teórií tieto:

1. buď je turmalín prenesený z iných oblastí,

2. turmalinizácia by eventuelne mohla nastať súčasne s granitizáciou. To však môžeme pripustiť nanajvýš v pararulovom obale, ale nie v mladších sedimentoch, ktoré neboli granitizáciou postihnuté,

3. snáď vykryštalizoval turmalín z bóru, ktorý je v disperznom stave v sedimentoch a býva ho až 100-krát viac ako vo vyvrelinách (Goldschmidt a Peters 1932; Zoubek 1936);

4. turmalín môže byť výsledkom zrudňovacích procesov v Spišsko-gemerskom rudohorí a do týchto obalových sérií sa dostal z pneumatolytických roztokov, ktoré tu chladli,

5. ďalej môže byť viazaný na intrúzie gemeridných žúl, bohatých na turmalín.

V našom prípade je najpravdepodobnejší vznik turmalínu z vysokotemperovaných hydrotermálnych roztokov, ktoré zanechali po sebe aj žilky kremeňa vo verukánskych horninách.

Bolo by snáď dosť zaujímavé sledovať stupeň turmalinizácie verukánskeho sedimentárneho obalu aj na iných miestach a tak porovnaním prispieť k rozriešeniu pôvodu turmalínu. Je možné, že by sa touto cestou dospelo aj k presnejšiemu určeniu veku zrudňovacích fáz v Spišsko-gemerskom rudohorí, alebo k presnejšiemu začleneniu gemeridných žúl.

Katedra mineralógie a petrografie
Baníckej fakulty
Vysokej školy technickej, Košice

25. II. 1955.

Fusán O. — Záruba Q. — Hromada K.: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdie vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geologické práce, SAV, Bratislava, 1954.

Fusán O. 1954: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy I, Bratislava.

Fusán O. 1952: Zpráva o geologických a rudných pomeroch medzi Margecanmi a Malou Lodinou. Rukopis. Archív GÚ, Bratislava.

Zawadynski L. 1952: Geologisch-petrografische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). Schw. M. u. P. Mitt., Zürich.

Šalát J. 1953: Petrografia verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. Rukopis, archív GÚDŠ.

Ulrich F. 1936: Vzácná nerostná paragenese z Kotrbachů na Slovensku, Bratislava.

Rösing F. 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Z. d. D. G. Ges., Berlin.

Zoubek V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. V. SGÚ, Praha.

Ivanov M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-Gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. sborník, Bratislava.

ИОСИФ ПТАК

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕТОК К ВЕРРУКАНСКИМ АРКОЗАМ МЕЖДУ СЕЛ. КЛУКНАВА И МАРГЕЦАНЫ (ХРЕБЕТ ЧЕРНОЙ ГОРЫ) В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ ТУРМАЛИНИЗАЦИИ

Верруканские аркозы на хребте Черной горы между сел. Маргецаны и Клукнава образованы валунками кварца, полевого шпата, обломками мусковита и небольшого количества биотита, которые сцементированы серицито-хлоритовым цементом. В аркозах находим также и мелкие турмалиновые иголочки, которые на некоторых местах особенно сильно скоплены. Они бывают цельными или лишь немного изломанными и часто наблюдаем на них зонарность. Они сильно плеохройные. Возникновение турмалина по моему прежположению находится в связи с гидротерминальными процессами в орудняющих фазах Спишско-гемерского рудогорья. Возможно, что исследование содержания турмалина в оболочных сериях карпатских кристаллических пород могло бы помочь более точному определению возраста орудняющих процессов в Спишско-гемерском рудогорьи, возможно и к более точному определению гемеридных гранитов.

25/II 1955

Горный факультет ВТУЗ, Кошице

JOZEF PTÁK

EINIGE BEMERKUNGEN ZU DEN VERRUCANO-ARKOSEN ZWISCHEN KLUKNAVA UND MARGECANY (ČIERNA HORA—KAMM) IM ZUSAMMENHANG MIT DER TURMALINISIERUNGSFRAGE

Verrucano-Arkosen am Čierna Hora — Kamm zwischen Margecany und Kluknava sind aus Quarzgeröllen, Feldspat und Muskovitschüppchen, sowie einer kleinen Menge Biotit zusammengesetzt, die durch ein serizitisch-chloritisches Bindemittel verkittet sind. Die Arkosen enthalten auch winzige Turmalinnädelchen, die an einigen Stellen besonders reich angesammelt sind. Sie pflegen ungestört oder leicht angebrochen zu sein und häufig lässt sich an ihnen auch eine Zonenbildung beobachten. Sie sind stark pleochroistisch. Ich nehme an, dass der Turmalin im Zusammenhang mit den hydrothermalen Vorgängen bei Vererzungsfasern im Zips-Gömörer Erzgebirge entstanden ist. Möglicherweise könnten genaure Studien des Turmalins in den Hüllenserien des karpathischen Kristallinikum zur genaueren Altersbestimmung der Vererzungsvorgänge im Zips-Gömörer Erzgebirge und vielleicht auch zu einer genaueren Einordnung der Gemeridengranite beitragen.

25. II. 1955.

Fakultät für Bergbau an der Technischen Hochschule in Košice

JÁN ŠTOFKO

POKUSNÁ INJEKTÁŽ NA VODNOM DIELE V KRPEĽANOCH

(Ruské a nemecké resumé, 4 prílohy)

V článku sa hovorí o výsledkoch pokusnej injektáže na vodnom diele v Krpeľanoch. V priehradnom mieste pod aluviálnymi náplavmi Váhu vystupujú stredné triasové dolomity a paleogénny flyš. Pokusné injektážne práce sa robili v dolomitoch, spôsobom injektovania vodným sklom, pretože injektáž cementovým mliekom sa v dolomitoch neosvedčila.

Pri zistení možnosti utesnenia dolomitov v priehradnom mieste na vodnom diele v Krpeľanoch sa robili pokusné injektážne práce. Priehradné miesto sa nachádza v aluviálnej nive Váhu pri Krpeľanoch. Pod aluviálnymi náplavmi, ktoré miestami dosahujú mocnosť až 12 m, vystupuje strednotriasový dolomit, ktorý je tektonicky silne porušený a nadobúda veľmi často brekciovitý charakter.

V priehradnom mieste sa dolomit tektonicky stýka s paleogénnym flyšom, ktorý je tvorený súvrstvím slienitých bridlíc s malými polohami pieskovcov, ktoré v spodných partiách súvrstvia majú charakter glaukonitických pieskovcov.

Zabezpečenie jazu pre budúcnosť vyžaduje, aby v návodnej strane stavby bola urobená tesniaca clona, ktorá by nedovoľovala priesak vody popod základovú škáru.

Po rôznych pokusoch o injektovanie dolomitu, ktoré sa viac-menej neosvedčili, úspešne sa pokúsili o injektovanie dolomitov tzv. chemickým spôsobom. Výsledok tohto pokusu prinášame.

Technické podmienky pokusu

K voľbe upraveného roztoku vodného skla ako tesniaceho prostriedku došlo po zlyhaní predbežných pokusov utesniť dolomit cementovou suspenziou na geologických sondách 154 a 158. Tu sa dokázalo, že dolomitická brekcia obsahuje jemné póry a pukliny, do ktorých cementové zrná nevnikajú.

Naproti tomu chemické roztoky, o približne tej istej viskozite ako voda, vniknú do najjemnejších puklín. Použitý roztok vodného skla

o hustote 10° Bé má pri vyrobení relatívnu viskozitu k vode 1,037, ktorá za spracovania stúpne na hodnotu 1,20.

Voľba chemického roztoku bola teda najbezpečnejším riešením na utesnenie veľmi jemnozrnného materiálu, resp. na utesnenie materiálu prestúpeného veľmi hustou sieťou jemných puklín. Navrhovalo sa vyskúšať ílovité materiály na utesnenie dolomitov, aby sa zistili kalkulačné podklady, či by toto riešenie nebolo lacnejšie, lebo 1 m^3 ílovitej suspenzie je omnoho lacnejší ako 1 m^3 chemického roztoku.

Vhodný íl a bentonit pre tesniacu hmotu na jemné pukliny nebolo možno získať a je otázne, či nekvalitným ílom bude možno dosiahnuť taký akčný polomer injektovanej suspenzie, aby práca bola vzhľadom na potrebný počet vŕtaných sond hospodárna.

Chemické injektovanie hornín upraveným roztokom vodného skla je dobre známe z odbornej literatúry (pozri napr. C. F. Kollbruner: Fundation und Konsolidation). V ČSR však nebolo na vodných stavbách doteraz použité vo väčšom meradle, preto sme museli najprv urobiť systematické laboratórne skúšky pre praktické a kvantitatívne overenie údajov literatúry.

Na laboratórnom výskume roztokov vodného skla pracovali: inž. dr. Hovorova inž. Rak pri Slovenských zemevrtných závodoch v Žiline. Vodné sklo (Na_2SiO_3) vo vodnom prostredí hydrolyzuje podľa rovnice $Na_2SiO_3 + 2HOH = 2Na + 2\,OH + 2\,H + SiO_3$.

Anión SiO_3 je málo disociovaný a nadobúda neiónovú formu H_2SiO_3 — kyseliny kremičitej. V dôsledku toho roztok reaguje zásadito (pri fenolftaléne, červené farby teda pH 7).

Kyselina kremičitá je jednou z tých látok, ktoré sú schopné tvoriť nepravé roztoky, teda roztoky koloidálne. Ak sú tieto roztoky v tekutom stave, hovoríme o nich ako o sóloch, ak sú v stave polopevnom, hovoríme o nich ako o géloch. Aby sme vyvolali želatináciu, pridávame do sólovitého roztoku látky, ktoré nesú opačný náboj ako má roztok. Do úvahy prichádzajú kyseliny a soli, ktoré majú záporné náboje.

Koaguláciu možno potom vyjadriť rovnicami:

$$NA_3SiO + 2\,HCl = 2\,NaCl + H_2SiO_3 \text{ alebo}$$
$$Na_2SiO_3 + CaCl_2 = 2\,NaCl + CaSiO_3 \text{ alebo}$$
$$Na_2SiO_3 + FeSO_4 = Na_2SO_4 + FeSiO_3 \text{ a pod.}$$

Koaguláciu možno potom vyjadriť rovnicami:

Príprava roztoku pozostáva z dvoch hlavných fáz:

1. z prípravy roztoku vodného skla z obchodnej hustoty 39° Bé na 10° Bé,

2. z prípravy kyslého roztoku tvoreného 3%-nou kyselinou soľnou (technickou). 1%-ným roztokom $FeSO_4$ a 1%-ným roztokom $CaCl_2$.

Podľa množstva kyslého roztoku pridaného do vodného skla možno regulovať časť želatinovania. V ďalšej tabuľke je uvedená táto závislosť:

vodné sklo	kyslá zmes	doba želatínovania
80 obj. jedn.	16 obj. jedn.	2,24 hod.,
80 obj. jedn.	18 obj. jedn.	1,26 hod.,
80 obj. jedn.	20 obj. jedn.	1,47 hod.,
80 obj. jedn.	22 obj. jedn.	0,26 hod.

Hotový roztok zostáva v pôvodnej forme podstatnú časť časového rozpätia, od prípravy až po želatínovanie. Začiatok želatínovania sa ukazuje tvorením vločiek. Proces vlastnej želatinácie v pomere k času, v ktorom roztok je v stave sóla, je veľmi krátky, preto roztok je veľmi dobre spracovateľný. Ku grafickej prílohe ako ukážka je vynesený priebeh želatinácie s celkovou dobou tvorenia hotového žélu za 55 minút. Graf je vynesený ako zmena viskozity s časom, pričom ide o relatívnu viskozitu vzhľadom na vodu.

Použité stroje a celkové usporiadanie

Všetky sondy určené pre injekčný pokus boli vykonané jadrovou vŕtačkou systém Craelius prof. 86—66 m. Vodné skúšky a injektáž sa robili hydraulicko-pneumatickým injektorom syst. Folta a piestovým čerpadlom vŕtačky. Vo výtlačnom potrubí bol namontovaný vzdušník na tlmenie rázov čerpadla, takže sa manometre odpočítali v pokoji. Vo výtlačnom potrubí boli ďalej namontované vhodné hodiny na meranie spotreby roztoku, čo bolo okrem toho kontrolované kalibrovaným sudom.

Pred prípravou každej injekcie chemik urobil kontrolné-laboratórne skúšky základných chemikálií, pretože tieto vykazovali určité výkyvy v koncentrácii. Podľa výsledkov kontrolných skúšok sa pripravili chemické roztoky.

Spočiatku sa pripravila celá predpokladaná dávka naraz, avšak prax ukázala, že je výhodnejšie pripraviť iba roztok vodného skla a kyslý roztok v očakávaných množstvách a výsledný roztok pripravovať po 100 litroch podľa priebehu injektáže. Z každej 100 litrovej dávky sa odobrala vzorka, ktorá sa počas práce sledovala. Prevádzkovú časť pokusu viedli: M. Faltín, chemickú časť inž. R. Rak.

Základné smernice pri pokuse

Každá sonda bola zapažená do stykovej plochy náplavov s dolomitom. Pažnica bola na spodu starostlivo zainjektovaná s cementom alebo vodným sklom, aby pri vhodných skúškach bola presnejšia kontrola.

Injektovalo sa zostupným spôsobom jednotlivých etáží tak, aby čerstvo vykonané injekcie susedných vrtov sa navzájom neovplyvňovali (dodržovaný bol hĺbkový rozstup). Dĺžka etáží sa volila podľa priepustnosti materiálu a pohybovala sa v medziach 1—5 m. Voľba bola ovplyvnená aj kapacitou injekčnej pumpy.

V čerstvo navŕtanej neinjektovanej skale sa vykonala po náležitom prepláchnutí sondy vodou najprv vodná skúška. Vodné skúšky sa robili

na troch tlakových stupňoch obyčajne za tlaku 2, 4, 6 kg/cm². Na každom stupni sa udržoval konštantný tlak po dobu 10 minút. Strata vody sa merala vodnými hodinami a kalibrovaným sudom. Podľa priepustnosti zistenej vodnou skúškou a vzhľadom na výkon čerpadla sa volila doba želatinácie chemického roztoku.

Po ukončení injekcie sa vrt ponechal pod tlakom tak dlho, kým posledná vzorka použitého roztoku nevytvorila hotový žél, čo sa opticky sledovalo v skúmavke na vzorke odobratej z poslednej „zarábky" vodného skla. V priebehu pokusu zainjektovaná etáž bola ponechávaná v pokoji asi 24 hodín z prevádzkových dôvodov, lebo vŕtačka zatiaľ pracovala na susednej sonde. Pri masovom vykonávaní injekčnej clony bude možno zainjektovanú etáž prevŕtať ihneď po dokončení želatinácie poslednej zarábky roztoku a bude možno pokračovať v hĺbení sondy.

Typické priebehy injekcií sú znázornené na obrázkoch za textom.

Po zainjektovaní sa každá etáž prevŕtala a vykonala sa vodná skúška. Podľa výsledku tejto vodnej skúšky sa injekcia opakovala, alebo sa pristúpilo k vŕtaniu ďalšej etáže. Kritériom pre toto rozhodnutie bola špecifická strata vody 0,3 l/min. 1 bež. m vrtu. Keď hornina brala viac vody, injekciu opakovali, keď brala menej vody, v práci sa pokračovalo. Výsledky dosiahnuté už po prvých injekciách boli obyčajne priaznivé, takže opakované injekcie sa vykonávali iba v málo prípadoch.

Pri injektáži sa používal maximálne prevádzkový tlak 6—7 kg/cm², najmä vzhľadom na použité pumpy. Tento tlak pre potreby projektovaného jazu je dostatočný, ak uvážime, že maximálny hydrostatický rozdiel hladín bude 15 m. Pri robení hĺbkovej clony pod celým jazom a jeho krídlami bude možno vyskúšať vyšší tlak pre zvýšenie dosahu injektovaného roztoku, teda pre vytvorenie ideálneho preinjektovaného telesa, ktoré v izotrópnom prostredí má tvar valca na oboch koncoch ukončeného polguľovými plochami.

Zvýšením tohto polomeru bude možno ušetriť počet nevyhnutných injekčných vrtov. Pri injekciách a vodných skúškach sa tlak tekutiny meral manometrom upevneným na potrubí vrtu. Výška manometra nad spodnou vodou v aluviálnych náplavoch bola približne 4 m. Voda v dolomitoch je spojená s vodou v alúviu.

V dôsledku toho ku všetkým tlakovým záznamom by bolo treba pripočítať hydrostatický rozdiel hladiny medzi dolomitmi a spodnou vodou. V skutočnosti teda špecifické straty vody sú priaznivejšie ako vypočítané hodnoty, pretože tieto boli počítané len z pretlaku odpočítaného na manometri. Chyba činí 6,00 až 13,00 % podľa veľkosti používaného pretlaku, ktorý sa pohyboval od 3,00 do 6,00 atp.

Injektovanie chemickým roztokom sa od injektovania cementom a ílom líši tým, že roztok presakuje prostredím ako tekutina bez toho, aby z neho sedimentovali rozptýlené častice, ako to býva pri suspenziách. Tu ide vlastne o impregnáciu, aká sa používa v rôznych priemyselných odvetviach. Keby sme oddialili želatínovanie, mohli by sme teoreticky

injektovať neobmedzený pórovitý priestor ľubovoľne dlho bez toho, aby bolo treba zvýšiť tlak, t. j. pravý opak toho, ako býva pri cementových a ílových suspenziách. Celkom presne vzaté aj v tomto prostredí by boli straty na tlaku od trenia, ale tie sú podstatne menšie ako straty od filtrácie cez vlastné zrná. V dôsledku toho by bolo treba aj pri tejto injekcii nepatrne zvyšovať tlak pri injektovaní väčších priestorov. Pri chemickom injektovaní preto už vopred treba voliť potrebné množstvo chemického roztoku na zainjektovanie určitého priestoru v okolí sondy tak, aby sme v ňom vyplnili všetky póry a pukliny. Ak sú tieto vyplnené vodou, musíme ju z uvažovaného priestoru vytlačiť a nahradiť injekčným roztokom.

V dôsledku toho množstvo chemického roztoku potrebné na zainjektovanie určitého priestoru bude zodpovedať obsahu pórov a puklín v hornine. Ak uvažujeme izotropné prostredie, čo vo veľkom priestore pod základom môžeme predpokladať, vtláčaný roztok z injektovanej etáže sa bude šíriť rovnomerne na všetky strany vo forme približne valcového telesa o výške etáže. Na bežný meter etáže obsah valca bude V — . r^2 . 1 m^3. Ak obsah pórov a puklín v tomto valci bude n %, obsah potrebného množstva chemického roztoku bude:

$$V = \frac{n}{100} \cdot r^2 \quad m^3.$$

Na začiatku pokusu bol stanovený priemerný obsah puklín dolomitov odhadom, a to na 8—15% podľa pripustenosti. Pri vzdialenosti sond na 2 m mal sa okolo jednej sondy vytvoriť valec o Ø 2 m, aby sa vytvorila súvislá vodotesná clona. Pri 8%-nom obsahu puklín na zainjektovanie tohto valca treba 252, 1, pri 15%-nom obsahu puklín 472 l roztoku.

Zo skúšok nasiaklivosti brekciovitého dolomitu, ktoré sa robili v laboratóriu Slovenských zemevrtných závodov v Žiline, obsah puklín vychádza 5,7 až 6,1, teda menej ako sa odhadlo pre injektáž. Pri porovnaní týchto čísel treba však mať na zreteli, že v laboratóriu boli skúšané súdržné kusy dolomitu, ktoré majú menší obsah puklín ako rozdrvenejšie zóny, ktoré sa rozpadávajú na piesok.

Pri injekčnom pokuse sa dokázalo, že odhadnutý obsah puklín bol dosť vysoký, pretože sa dosiahlo úplné preinjektovanie priestoru medzi sondami. Vzájomné ovplyvnenie sa injekcií v jednotlivých sondách vidieť aj z porovnania grafov vodných skúšok. Konečne pri vŕtaní neinjektovaných etáží kontrolných vrtov boli fenolftaleínom vo výplachu zistené stopy vodného skla, ktoré sem preniklo zo susedných injektovaných sond.

Všetky injekčné a kontrolné sondy boli urobené 40 m od terénu, teda v dolomite približne na 29 m. Túto hĺbku volili preto, že na všetkých predchádzajúcich geologických sondách v tomto priestore do hĺbky asi 35 m sa ukazoval rozdrvený dolomit a odtiaľ hlbšie za sebou kompaktnejší dolomit.

Predpokladalo sa teda, že v tejto hĺbke preinjektovaný blok sa zapojí do celistvého dolomitu. Tento predpoklad sa ukázal správnym, lebo

väčšina sond v tejto hĺbke skutočne narazila na celistvý dolomit, ktorý dával pri vŕtaní pekné stĺpčekovité jadro. Sondy 251, 254 a 255 síce uviazli v menej kompaktnom materiáli, ktorý sa však ukázal dosť vodotesným (pozri grafy vodných skúšok pred injektovaním). Z výsledkov injekčného pokusu a z hĺbenia sondy 250 (pozri obr. 1 v príl.) vyplýva, že injekčná clona nekončí vo vodotesnom materiáli, ale z hľadiska vodotesnosti v materiáli značne rôznorodom, ktorý bude miestami vodotesný, inde zase priepustnejší a že sa v ňom vyskytnú úzko lokalizované miesta dosť priepustné. Preto hĺbka clony bude závisieť od hydrotechnického výpočtu presaku vody pod stavbou.

Pod clonou bude možno uvažovať s dostatočnou bezpečnosťou priemernú špecifickú stratu vody 2,1—2,4 l/m/min./1 kg/cm^2. Prvé číslo sa dosiahlo ako najvyššia špecifická strata pri vodnej skúške pred injektovaním pri pokuse (vrt 251, etáž 15.65 až 17,65), druhé je vzaté z predchádzajúcej geologickej sondáže. Ak tieto čísla dosadíme do vzorca, koeficient priepustnosti dostaneme:

$k = 1{,}92.10^{-4}$ cm/sec, resp. $1{,}68 \cdot 10^{-4}$ cm/sec.

Priebeh pokusov

Pokus sa začal na sonde 250 (pozri obr. 1 v príl.). Na tejto sonde je rozdrvený dolomit až do hĺbky 35,25 m a hlbšie je väčší celistvý blok do hĺbky 40 m. Vodné skúšky pred injektovaním sú vynesené na obr. v príl. Najväčšia špecifická strata vody v tomto vrte bola 2 l/min/m/1 kg/cm^2. Etáž 16,00—19,00 a 21,00—28,00 boli injektované dvakrát, pretože po prvých injekciách ešte vykazovali značnú priepustnosť. Opakované injekcie ich utesnili úplne.

Sonda v hĺbke 31—40 m pred injektážou sa ukázala dobre vodotesnou. Pokus o jej zainjektovanie tlakom 10 kg/cm^2 viedol iba k malému množstvu vtlačeného roztoku. Táto prirodzená vodotesnosť vyplýva z toho, že dolomit sa tu vyskytuje v celistvej skalnej forme. Do tejto sondy celkom spotrebovali upraveného roztoku vodného skla 7839 l. Ako ďalšiu injektovali sondu 251, kde boli obdobné pomery. Teda do 32 m je rozdrvený dolomit, od 32—38 m celistvý blok a ešte hlbšie poruchová zóna.

Vodotesnosť pred injektovaním bola veľmi dobrá už od 23,65 m. Toto si možno vysvetliť vplyvom injekcií sondy 250 a celistvým dolomitickým blokom časti sondy. Do tejto sondy sa vtlačilo 5783 l roztoku.

Na sonde 252 rozdrvený dolomit siaha do hĺbky 31,45, ďalej až na dno sondy je celistvý.

Graf vodných skúšok vykonaný pred injektážou ukazuje vplyv injekcií predchádzajúcich dvoch sond. Výnimkou je iba etáž 13,50—15,50, kde ide o poruchovú zónu veľmi pravdepodobne komunikujúcu s blízkym povrchom dolomitu.

Celková spotreba chemického roztoku do tejto sondy je 6100 l. Ukončením injektáže na sonde 252 sa skončila prvá etapa pokusu. Všetky

injektované sondy boli ponechané otvorené, pričom sa robil kontrolný vrt 255. Prenikanie vody z kontrolného vrtu do injekčných sond nebolo pozorované.

Výsledky vodných skúšok kontrolného vrtu sú vynesené na obr. Najväčšia špecifická vodná strata v tomto vrte činila 0,31 l/m/min/1 kg/cm², a to v etáži 38,40—40,60, teda v hĺbke, kde do injekčných vrtov sa podarilo vtlačiť iba málo chemického roztoku, pretože príslušné etáže injekčných sond boli prirodzene vodotesné.

Vodné skúšky vo vyšších etážach, teda v rozdrvenom dolomite vykázali lepšiu vodotesnosť, a to preto, že susedné injektované etáže pojali dostatočné množstvo chemického roztoku, ktorý zasiahol aj priestor kontrolného vrtu.

Pri kontrole výplachu kontrolnej sondy 255 bola fenolftaleínom zistená prítomnosť vodného skla.

Druhú časť pokusu tvoria injekčné sondy 253, 254 a kontrolné sondy 256, 257 k.

V sonde 253 je rozdrvený dolomit do hĺbky 30,00 m. Hlbšie a až po dno je celistvý dolomit. Tejto geologickej stavbe zodpovedá aj graf skúšok vodotesnosti, ktoré v dolnej časti sú veľmi priaznivé.

Okrem hĺbky 23,00—28,00 vo vrte sa vyskytla veľmi vodotesná vložka rozdrveného dolomitu so slabšími polohami zdravšej horniny. Čiarkované obrazce grafu špecifickej spotreby injekčného roztoku sú vynesené ako alternatívne zobrazenie tejto spotreby pre prípad, žeby sa za dĺžku etáže považovali aj vodotesné polohy nad priepustnými polohami, čo nie je správne, lebo priepustné polohy samy absorbovali injekčný roztok.

Spotreba upraveného roztoku na celú sondu činila 4530 l.

Sonda 254 má rozdrvený dolomit do hĺbky 30,00 a ďalej až po dno má opäť celistvý dolomit. Rozdrvené partie sú dosť priepustné. Vodotesná vložka v nich zasahuje sem z vrtu 253 a objavila sa aj v hĺbke 20,00—25,00 m.

V spodnej časti sondy, kde sa vyskytuje celistvý dolomit, je prirodzená vodotesnosť dobrá. V hornej časti sondy bola pravdepodobne vyvetraná povrchová lasa, ktorá komunikovala s povrchom dolomitu (hĺbka 10,80—14,30 m). Utesnenie tejto poruchy si vyžiadalo päťnásobné injekcie, a to striedavo vodným sklom a cementovou suspenziou a konečne cementovou suspenziou s prídavkom 5% $CaCl_2$.

Celkové množstvo chemického roztoku vtlačeného do tohto vrtu je značné, a to 8100 l, čo spôsobila najmä etáž 10,80—14,30 m. Na jej utesnenie sa spotrebovalo 80,75 q cementu.

Po ukončení poslednej injekčnej sondy 254 boli všetky injektované sondy zaliate cementovým mliekom a pristúpilo sa k hĺbeniu kontrolných sond 256 a 257.

Z týchto sonda 257 je vedená opäť v rozdrvenom dolomite do hĺbky 29,00 a ďalej v celistvom dolomite. Najväčšia špecifická vodná strata sa tu vyskytla v etáži 22,00—25,40 m opäť v priestore prirodzene vodo-

tesnej vložky, ktorú zistili na vrtoch 253 a 254, kde pri injektovaní susedných sond nebolo vtlačené do horniny dostatočné množstvo chemického roztoku. Táto špecifická strata je 0,24 l/m/min/1 kg/cm^2, ale ešte vždy je menšia ako pripúšťa kritérium o nepriepustnosti hornín podľa L u g e ó n a.

Sonda 256 je vedená v porušenom dolomite do hĺbky 32,00 a ďalej v celistvom dolomite. Najväčšia vodná strata je v etáži 26,00 až 29,00 m, teda opäť v priestore, kde v injektovaných sondách bol vodotesný materiál, ktorý nepojal dostatočné množstvo injekčného roztoku. Táto strata vody je 0,28 l/m/min/1 kg/cm^2.

Ak porovnávame najnepriaznivejšie výsledky vodných skúšok kontrolných vrtov s výsledkami vodných skúšok pred injektážou, zistíme, že injekciami sa vodotesnosť rozdrveného dolomitu zlepšila priemerne asi 20-krát.

Záver

Upraveným roztokom vodného skla možno dobre utesniť dolomity, ktoré sa vyskytujú v priestore projektovaného jazu, prípadne hrádze. Usporiadanie injekčných sond na vytvorenie hĺbkovej clony bude možno voliť v jednom rade vo vzdialenosti 6—7 m. Medzi injektovanými sondami asi po 0,5 m proti vode bude možno umiestiť od prípadu k prípadu kontrolné sondy. Ak tieto sondy ukážu dobrú vodotesnosť, bude sa môcť pokračovať s robením clony ďalej v pôdoryse. Keď sa ukáže väčšia priepustnosť v kontrolných vrtoch ako dovoľuje zvolené kritérium, kontrolné sondy sa zainjektujú a vykonajú vedľa nich po oboch stranách kontrolné sondy druhého radu.

Pri tomto usporiadaní sond sa vystačí s maximálne injekčným tlakom do 10 kg/cm^2. Iba v prirodzene nepriepustných partiách bude treba zvýšiť injekčný tlak na maximum 15 kg/cm^2, a to preto, aby sa injekčný roztok dostal do dostatočnej vzdialenosti od sondy. V miestach s veľkou priepustnosťou, najmä pri povrchu skaly, bude treba použiť kombinované injekcie, a to cementom alebo ílom. Takýchto prípadov však bude pravdepodobne málo.

Hĺbka injekčnej clony bude závisieť od výpočtu presaku vody pod jazom. Pritom však bude treba všade tam, kde to bude z hospodárskeho ohľadu možné, zapojiť clonu do celistvých, prípadne nepriepustných partií dolomitu. Toto zapojenie predĺži účinok clony do hĺbky.

Zaviazanie clony do pravého brehu bude závisieť od podobného výpočtu ako stanovenie hĺbky clony pod jazom.

Zvýšenú opatrnosť bude treba venovať zapojeniu clony na flyš, najmä na stykovej ploche dolomitu s flyšom na ľavej strane údolia. V tejto oblasti niektoré partie dolomitu ukázali priepustnosť 4,1—2,4 l/m/min/1 kg/cm^2. V iných sondách sa zase ukazuje, že dolomity pod flyšom sú dosť nepriepustné, teda pravdepodobne sú zanesené ílovým materiálom z flyšových sedimentov. Špecifické vodné straty v dolomite pod flyšom

SONDA
250 i.

	GEOLÓGIA	DRUH VZORKY
0,0 – 1,25	ORNICA, ŠTRK S ORNICOU A HLINOU	PORUŠENÁ VZORKA
1,25 – 11,0	ALUVIÁLNE HRUBOZRNÉ NÁPLAVY VÁHU	STĽPČEKY A ÚLOMKY Z BALVANOV ŽÚL, KREMENCOV A VÁPENCOV
11,0 – 16,0	DOLOMIT – ZDRAVŠIE BLOKY S PORUŠENÝMI VLOŽKAMI	JEMNÝ, MIESTAMI VEĽMI JEMNÝ PIESOK, ZRNO DO CCA 0,5 mm, ÚLOMKY JADRA
16,0 – 20,05	DOLOMIT – ROZDRVENÝ A PORUŠENÝ	VEĽMI JEMNÝ PIESOK Z VÝPLACHU SO STĽPAMI ÍLU
20,05 – 21,0	DOLOMIT – CELIST. VLOŽ.	ÚLOMKOVITÉ JADRO
21,0 – 29,05	DOLOMIT – ROZDRVENÝ	JEMNÝ PIESOK SO STOPAMI ÍLU, MIESTAMI HRUBŠÍ DO CCA 3 mm
29,05 – 33,25	DOLOMIT – MÁLO ZDRAVÝCH BLOKOV S PREVLÁDAJÚCIMI PORUŠENÝMI POLOHAMI	JEMNÝ PIESOK DO CCA 0,5 mm, PRÍMES ÚLOMKOVITÉHO JADRA
33,25 – 40,0	DOLOMIT-CELISTVÝ	STĽPČEKOVÉ A ÚLOMKOVITÉ JADRO

Ø 86 — Ø 76

ZÍSKANÉ JADRO V %

0 20 40 60 80 100

13,0 – 14,0 – 14,9 – 16,0 – 29,05 – 30,0 – 31,0 – 33,25 – 35,0 – 36,2 – 37,0 – 38,05 – 39,0 – 40,0

VODNÉ SKÚŠKY PRED INJEKTOVANÍM. ŠPECIFICKÁ STRATA VODY PRI 3 kg/cm² / 1m / min. V LITROCH

0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 3,5 4 4,5 5 5,5 6

PROF. LUGEON – KRITÉRIUM PRE NÍZKE PRIEHRADY

11,0 – 16,0 – 19,0 – 21,0 – 26,0 – 28,0 – 30,0 – 31,0 – 35,0 – 40,0

ZAINJEKTOVANÉ MNOŽSTVO UPRAVENÉHO ROZTOKU VODNÉHO SKLA V LIT. NA 1 bm.

0 40 80 120 160 200 240 280 320 360 400 440 480 520 560 600 640 680 720 760 800 840 880

PRIEMERNE NA 1 bm. 270,3 LIT.

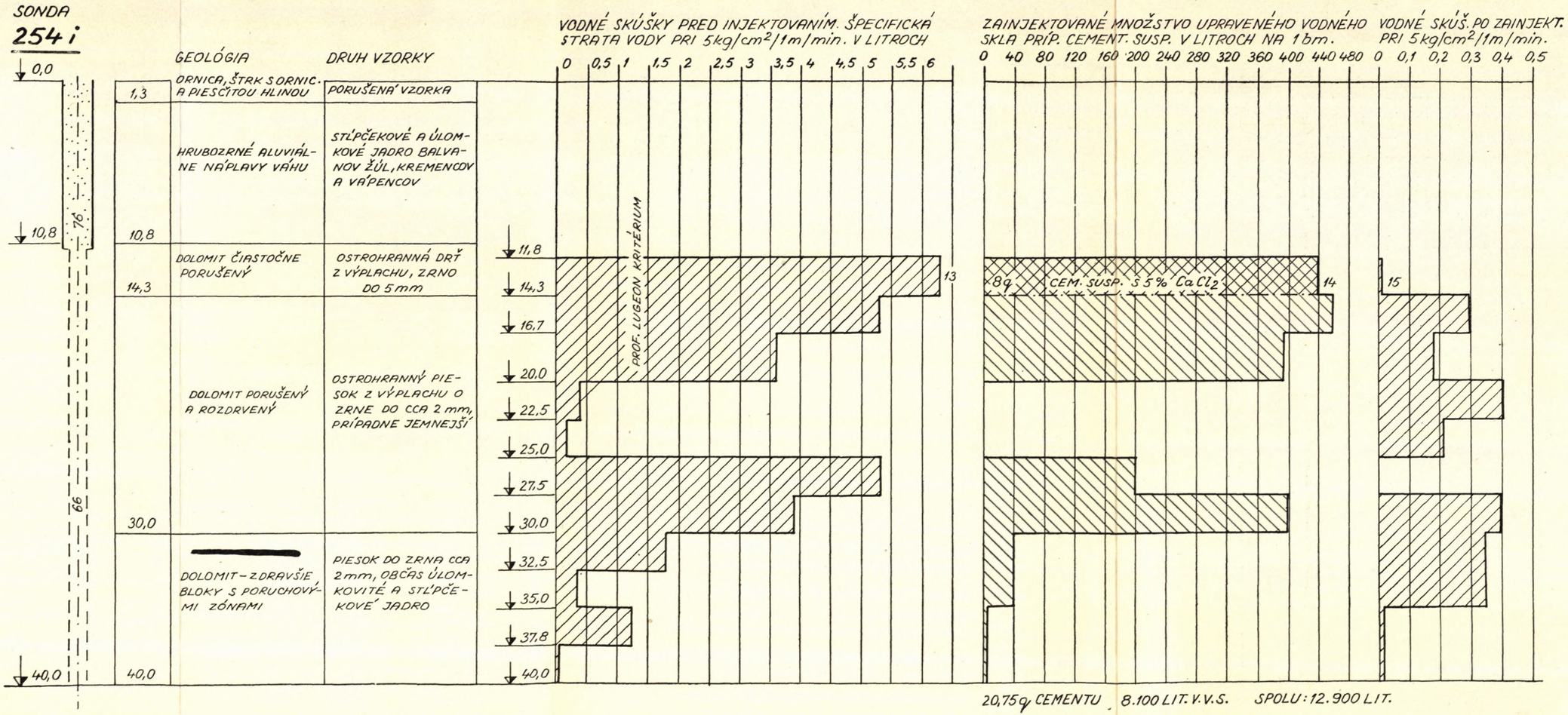
VODNÉ SKÚŠKY PO ZAINJEKTOVANÍ PRI 3 kg/cm²

11,0 – ÚPLNE VODOTESNÉ – 40,0

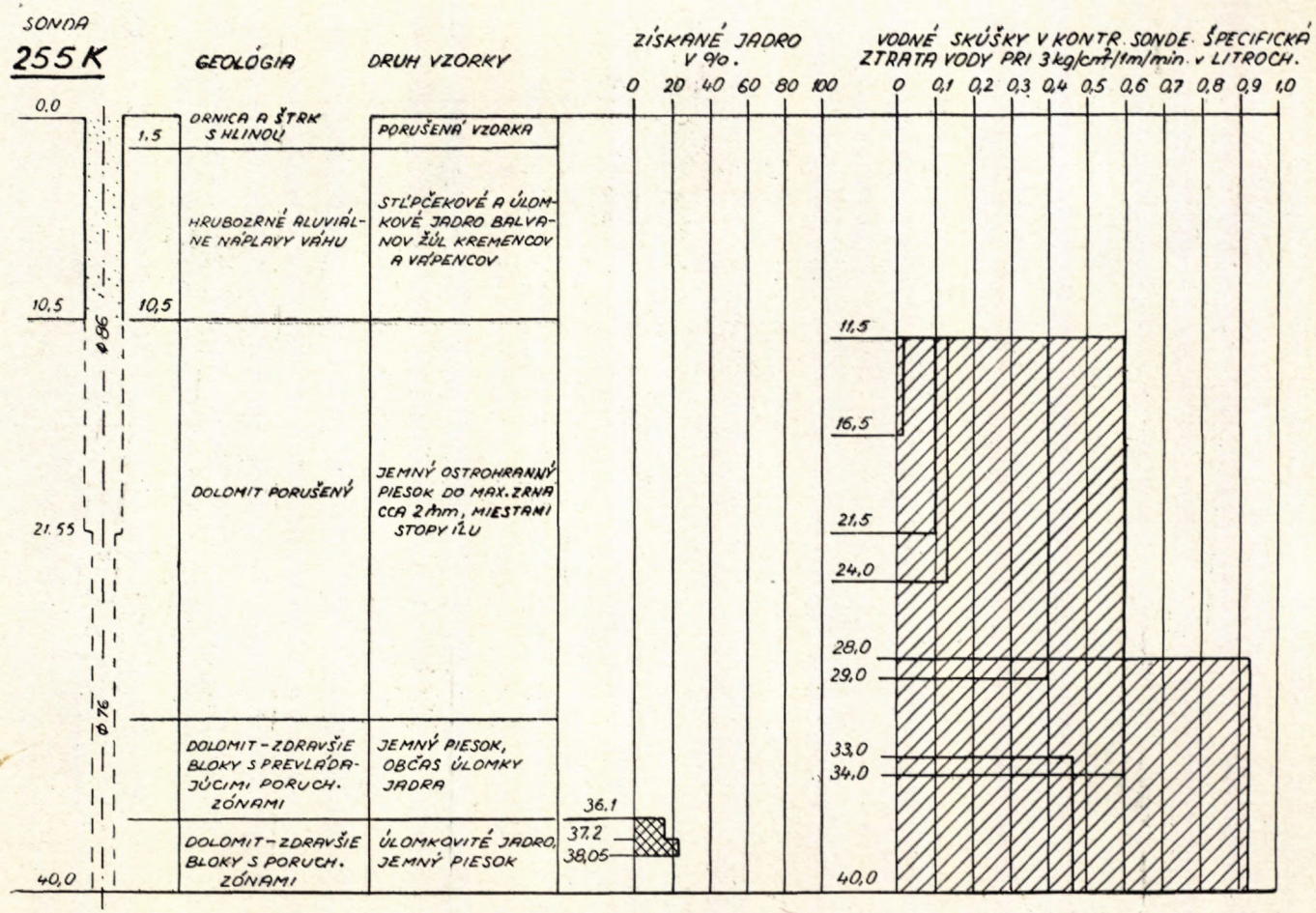
CELKOVÁ SPOTREBA INJEKČNEJ SMESI 7.839 LIT.

SONDA

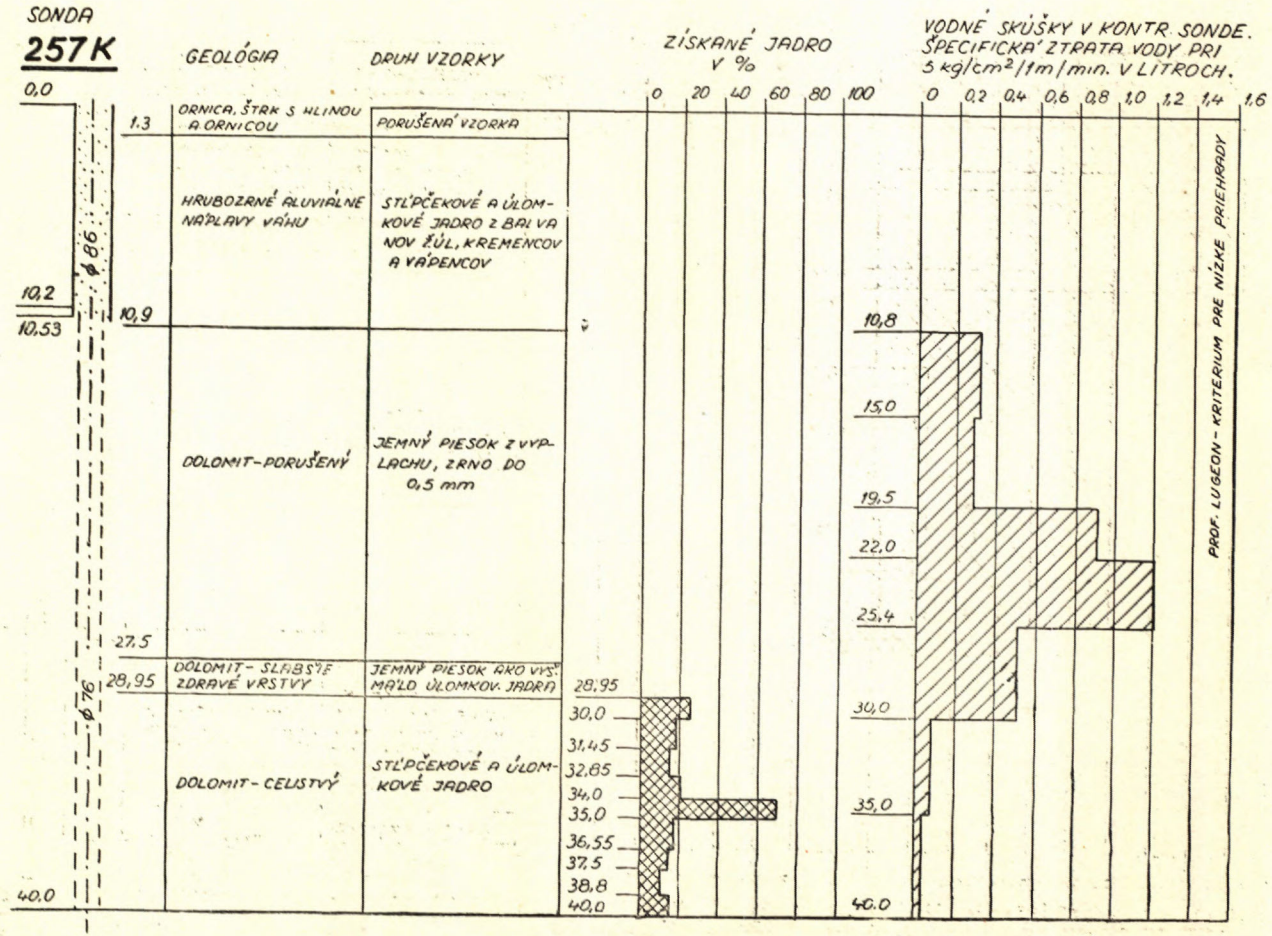
254 i



20,75q CEMENTU, 8.100 LIT. V.V.S. SPOLU: 12.900 LIT.


SONDA
255 K
GEOLÓGIA
DRUH VZORKY
ZÍSKANÉ JADRO V %.
VODNÉ SKÚŠKY V KONTR. SONDE. ŠPECIFICKÁ ZTRATA VODY PRI 3 kg/cm²/1m/min. v LITROCH.
0 20 40 60 80 100
0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 1,0
0,0
1,5
ORNICA A ŠTRK S HLINOU
PORUŠENÁ VZORKA
HRUBOZRNÉ ALUVIÁLNE NÁPLAVY VÁHU
STĽPČEKOVÉ A ÚLOMKOVÉ JADRO BALVANOV ŽÍL KREMENCOV A VÁPENCOV
10,5
10,5
Ø 96
11,5
16,5
DOLOMIT PORUŠENÝ
JEMNÝ OSTROHRANNÝ PIESOK DO MAX. ZRNA CCA 2 mm, MIESTAMI STOPY ÍLU
21,55
21,5
24,0
28,0
29,0
Ø 76
DOLOMIT - ZDRAVŠIE BLOKY S PREVLÁDAJÚCIMI PORUCH. ZÓNAMI
JEMNÝ PIESOK, OBČAS ÚLOMKY JADRA
33,0
34,0
36,1
37,2
38,05
DOLOMIT - ZDRAVŠIE BLOKY S PORUCH. ZÓNAMI
ÚLOMKOVITÉ JADRO, JEMNÝ PIESOK
40,0
40,0

Obr. 1.


SONDA
257K
GEOLÓGIA
DRUH VZORKY
ZÍSKANÉ JADRO V %
VODNÉ SKÚŠKY V KONTR. SONDE. ŠPECIFICKÁ ZTRATA VODY PRI 5 kg/cm²/1m/min. V LITROCH.
PROF. LUGEON - KRITERIUM PRE NÍZKE PRIEHRADY
0,0
1,3
ORNICA, ŠTRK S HLINOU A ORNICOU
PORUŠENÁ VZORKA
HRUBOZRNÉ ALUVIÁLNE NÁPLAVY VÁHU
STĹPČEKOVÉ A ÚLOMKOVÉ JADRO Z BALVANOV ŽÚL, KREMENCOV A VÁPENCOV
10,2
10,53
10,9
DOLOMIT - PORUŠENÝ
JEMNÝ PIESOK Z VYPLACHU, ZRNO DO 0,5 mm
27,5
28,95
DOLOMIT - SLABŠIE ZDRAVÉ VRSTVY
JEMNÝ PIESOK AKO VYŠ. MÁLO ÚLOMKOV. JADRA
DOLOMIT - CELISTVÝ
STĹPČEKOVÉ A ÚLOMKOVÉ JADRO
40,0
ø 86
ø 76
0 20 40 60 80 100
0 0,2 0,4 0,6 0,8 1,0 1,2 1,4 1,6
10,8
15,0
19,5
22,0
25,4
30,0
35,0
40,0
28,95
30,0
31,45
32,85
34,0
35,0
36,55
37,5
38,8
40,0

Obr. 2.

v týchto sondách sa pohybujú v rozsahu 0,05—0,20 l/m/min/1 kg/cm^2.

Pre istotu injekčnú clonu na jaze bude treba predĺžiť po stykovú plochu s flyšovými bridlicami. Vzhľadom na to, že styková plocha prudko zapadá, zaviazanie bude pomerne krátke. Ostatná časť priehradného profilu je tvorená flyšovými bridlicami, ktoré majú hrúbku 20—50 m a sú uložené na dolomite.

Opísaný injekčný pokus ukazuje, že dolomity pod kraľovanskou súteskou je možno spoľahlive zainjektovať chemicky. Treba počítať so spotrebou 234 l chemického roztoku na 1 bežný meter sondy v injekčnej clone. Pri praktickom vykonávaní injekcií a pri pozornosti špecialistov bude snáď možné dosiahnuť aj menšiu spotrebu. Na 1 m^3 chemického roztoku sú potrebné tieto chemikálie:

268 kg vodného skla o obchodnej hustote (29° Bé), 23 kg kyseliny soľnej techn. (30%), 2 kg chloridu vápenatého, 2 kg síranu železnatého.

Touto štúdiou bola kladne zodpovedaná otázka, či možno jaz vodného diela v Krpeľanoch postaviť na strednotriasových dolomitoch.

15. XII. 1952

Slovenské zemevrtné závody, Žilina

ЯН ШТОФКО

ПОДОПЫТНАЯ ИНЪЕКТАЖ НА СТРОИТЕЛЬСТВЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ В СЕЛ. КРПЕЛЯНЫ

При проектировке плотины вблизи сел. Кральованы в Словакии, возник вопрос: возможно-ли поместить ее основание на доломитах среднего триаса.

В доломитах много зон, состоящих из брекчий и размытых трещих.

При постройке плотины, без надлежащего уплотнения основания, вода могла бы просакиватся под постройку. Так как воды р. Ваг агрессивны, возникло опасение, что просачивание может вызвать быстрое вымывание цемента брекчий.

Успех подопытного уплотнения должен был решить вопрос о возможности постройки плотины на доломите. Упоминаемая подопытная инъектаж была произведена в 1952 г. Словацкими предприятиями по производству бурения (гор. Жилина) во главе с их покойным директором инж. Я. Штофко. Настоящая заметка посвящена светлой памяти молодого, талантливого специалиста, трагически погибшего при работе.

Подопытные инъекции оказались успешными. На рисунку видна зернистость доломитовой брекчии, извлеченной из буровых скважин. На рис. 1—4 изображены результаты всего испытания.

После увенчавшегося успехом подопытного инъектажа было принято решение построить плотину на доломите. В Чехословакии это первый случай такой закладки гидротехнического сооружения.

На основании опытов и расчетов пористость доломитовой брекчии была определена в 8—12 %. Расстояния между буровыми скважинами показаны на рисунку.

Результаты подопытного инъектажа показали, что на один погонный метр надобно 234 литра химического раствора, следующего содержания: на 100 л раствора берется (кроме воды) 268 кг жидкого стекла коммерческой плотности 28° Bé, 23 кг соляной кислоты технической 30%, 2 кг хлористого кальция, 2 кг сернокислой закиси железа.

На рисунку изображена кривая вязкости (относительной) жидкого стекла (переход раствора золя к гелю) к количеству времени, в течении которого размешивают смесь. Это дает указание, сколько раствора следует приготовить, принимая во внимание коэффициент полезного действия нагнетательного насоса и пропускную способность породы.

15/XII 1952

JÁN ŠTOFKO

VERSUCHSWEISE INJEKTIONSARBEITEN AM WASSERWERK VON KRPEĽANY

Beim Projektieren des Staudammes wurde in der Slowakei das Problem aufgeworfen, ob man auf Triasdolomiten Talsperren anlegen kann.

Mit den Injektionsarbeiten, mit denen die slowakischen Erdbohrwerke VEB in Žilina unter Leitung ihres weil. Direktors inž. J. Štofko beauftragt wurden, konnte ein erfolgreicher Versuch unternommen werden, diese Dolomite mit auf die örtlichen Verhältnisse applizierten Wasserglas zu injizieren.

Auf Grund dieses gelungenen Injektionsversuches wurde entschieden, den Staudamm auf den Dolomiten zu errichten. Es ist dies in der Tschechoslowakei der erste Fall einer ähnlichen Wasserwerksanlage.

Durch Versuche und Schätzung wurde die Porosität der Dolomitbrekzie mit 8—13% festgesetzt. Die Bohrentfernungen wurden entsprechend Bild gewählt.

Die Ergebnisse der Injektionen und Wasserprüfungen sind auf Bild 1—4 festgehalten.

Aus den Ergebnissen der Versuchsinjektion geht hervor, dass man auf einen Meter Bohrung 234 l einer chemischen Lösung von nachstehender Zusammensetzung benötigt.

Auf 100 l chemischer Lösung benötigt man ausser Wasser:

268 kg Wasserglas von der Geschäftsdichte 28° Bé, 23 kg technischer Salzsäure von der Dichte 30%, 2 kg Kalziumchlorid und 2 kg Eisensulfat.

15. XII. 1952.

Slowakische Erdbohrwerke, Žilina

Vysvetlivky k prílohám:

Tabuľka I.

Obr. 1. Relikty magmaticky korodovaných farebných komponentov, nahradených presne čo do polohy drobučkým magnetitom a pyroxénom (?) pri magmatickej resorpcii. Sú patrné aj korózne kanály a natavenia jedincov. Zväčš. 100 ×, bez nikolov.

Foto J. Gašperík

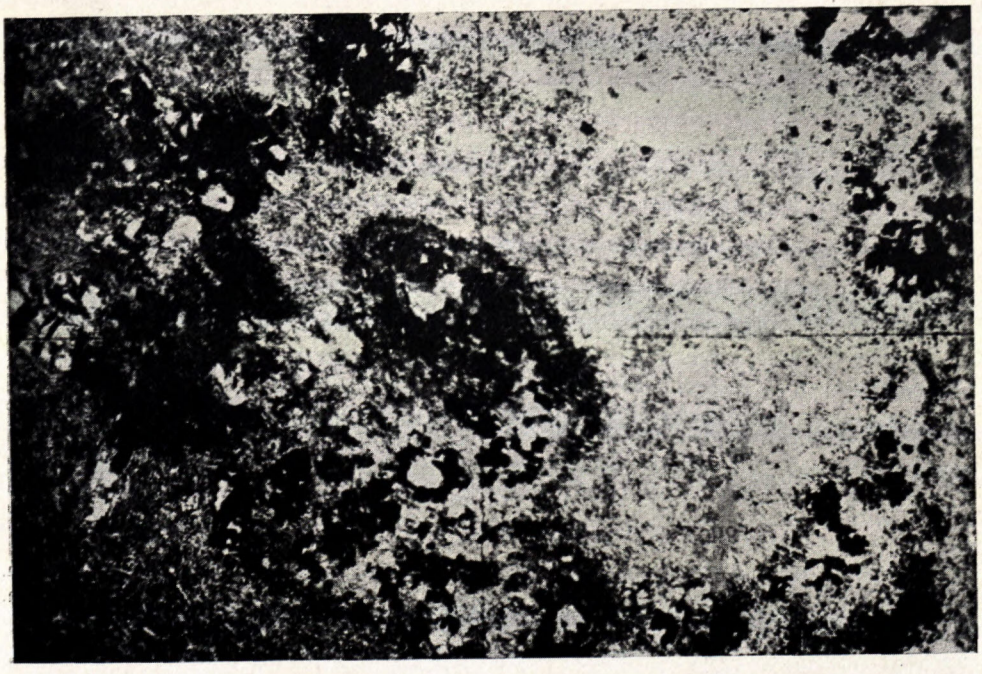
Obr. 2. Relikty farebných komponentov nahradených magmatickou resorpciou v zmes drobučkého magnetitu a pyroxénu (?). Na rozdiel od prípadu vyobrazeného na obr. 1 v tomto prípade došlo k lokálnym pohybom andezitickej hmoty, pričom nastalo „rozvláčenie" magnetitu a pyroxénu (?) po báze. V strede nitkového kríža zhluk magnetitu a pyroxénu (?) zachováva ešte približne pôvodnú polohu vzniku. Zväčš. 100 ×, bez nikolov.

Foto J. Gašperík.

1. M. Kuthan, Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka)

Tabuľka I.





Tabuľka II.



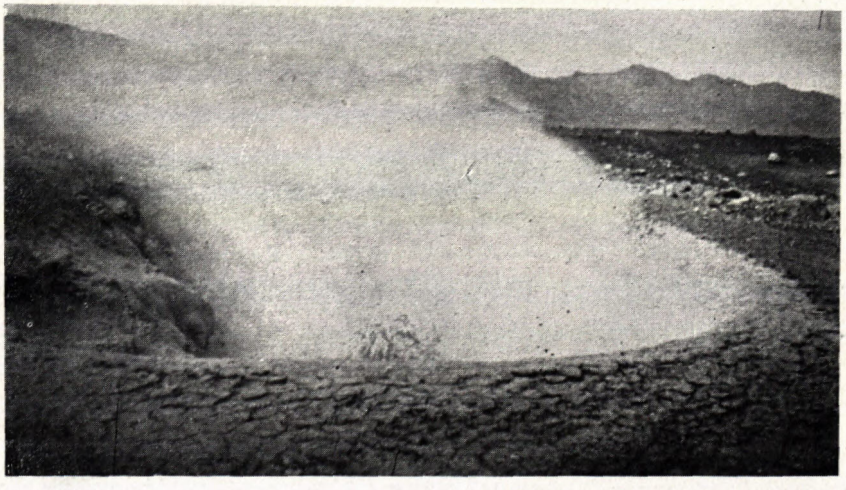
O b r. 1. Solfatárové polia na východných svahoch pohoria Austurháls (polostrov Reykjanes-Island). V popredí časť maaru vyplnená jazerom Graena. Foto M. K u t h a n.



O b r. 2. Sieťovina žíl, vzniknutých priestupom termálnych prameňov po puklinách hornín. Úpätie východného svahu Austurháls pri Krisuvíku. Foto M. K u t h a n.

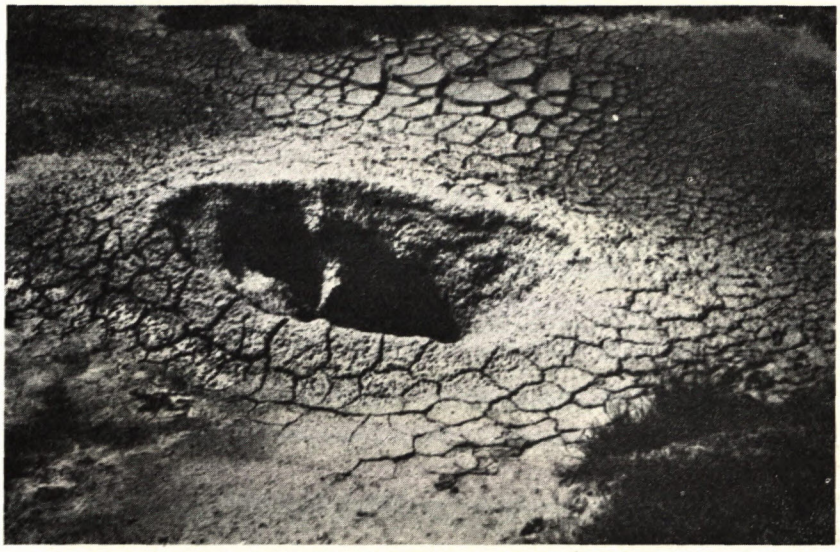


Obr. 1. Solfatárové pole uložené na svahu Austurháls má prevahu plynných exhalácií. Foto M. Kuthan.



Obr. 2. Solfatárové polia vyvinuté v doline Kliefar majú prevahu výronov horúcich vôd. Kráter bahennej sopky v činnosti. Foto M. Kuthan.

Tabuľka IV.

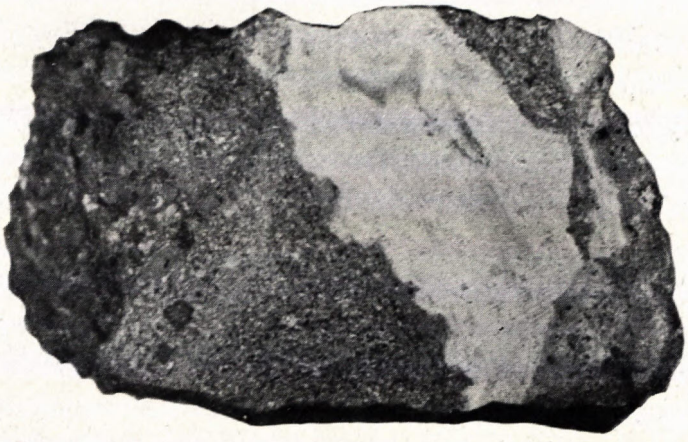


Obr. 1. Detail malej bahennej sopky pri jazere Graena. Foto M. Kuthan.



Obr. 2. Nádrž horúcej vody v severnej časti solfatárového poľa v doline jazera Kliefar. Foto M. Kuthan.

Tabuľka V.



Obr. 1. Laločnatá textúra. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Pásikovitá textúra. Foto J. Gašperík.

Tabuľka VI.



Obr. 1. Sieťovitá textúra. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Pseudobrekciovitá textúra. Foto J. Gašperík

Tabuľka VII.



Obr. 1. Ostrohrannobrekciovitá textúra. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Mierne zaoblená brekciovitá textúra. Foto J. Gašperík.

Tabuľka VIII.



Obr. 1. Brekciovitá a pseudobrekciovitá textúra. Foto J. Gašperík.

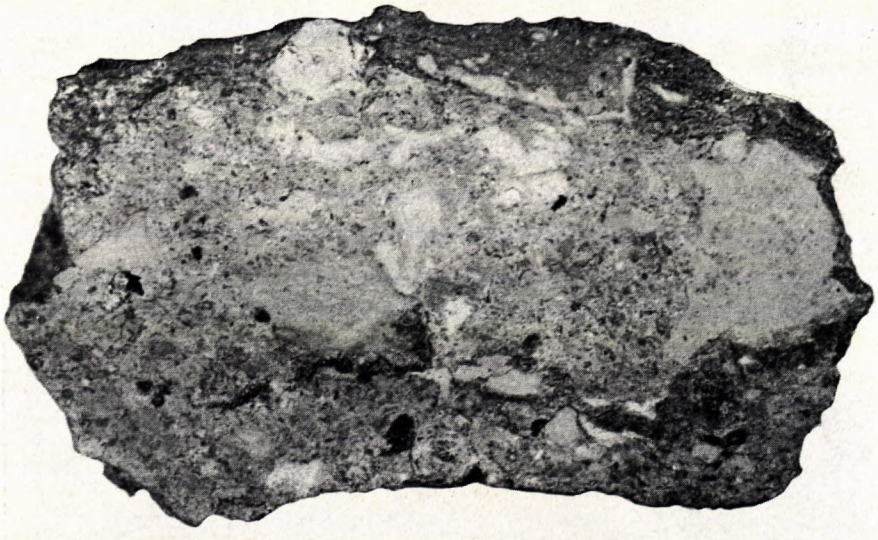


Obr. 2. Brekciovitá a pseudobrekciovitá textúra. Foto J. Gašperík.

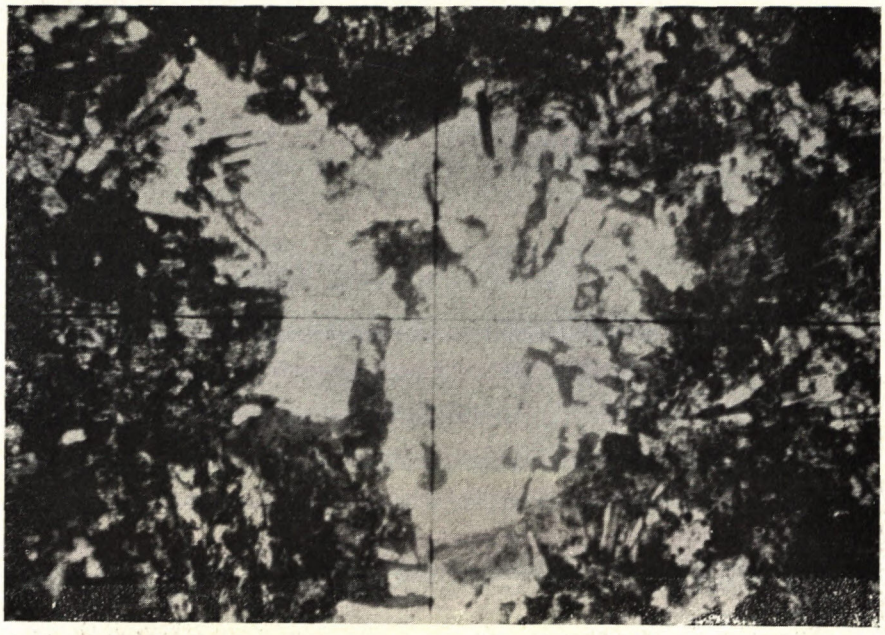
Tabuľka IX.



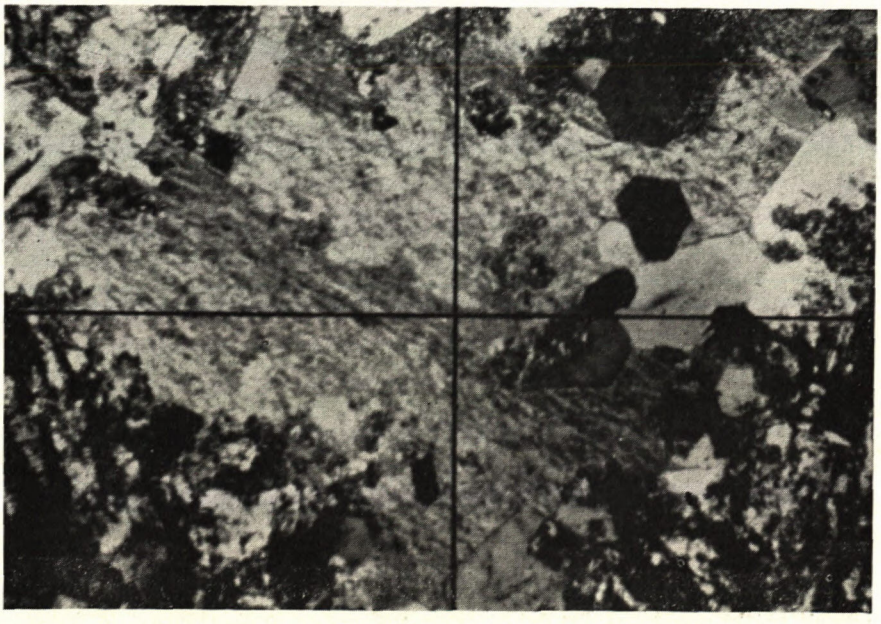
Obr. 1. Brekciovitá a laločná textúra. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Pseudobrekciovitá a brekciovitá textúra. Foto J. Gašperík.



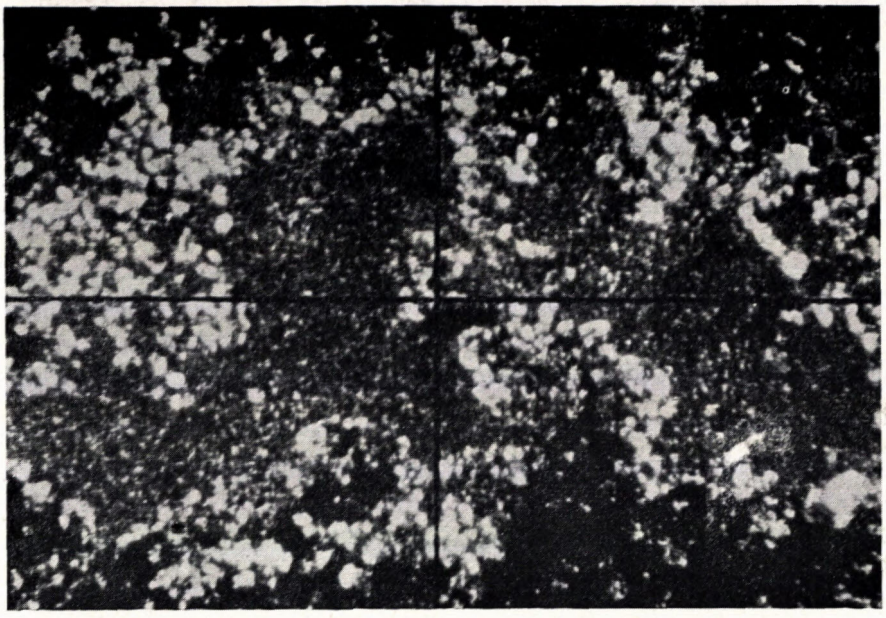
Obr. 1. V strede obrázku leží zhluk kremenných zŕn, vypĺňajúcich výplne medzi minerálmi. Zväčš. 200 ×, nikoly +. Foto J. Gašperík



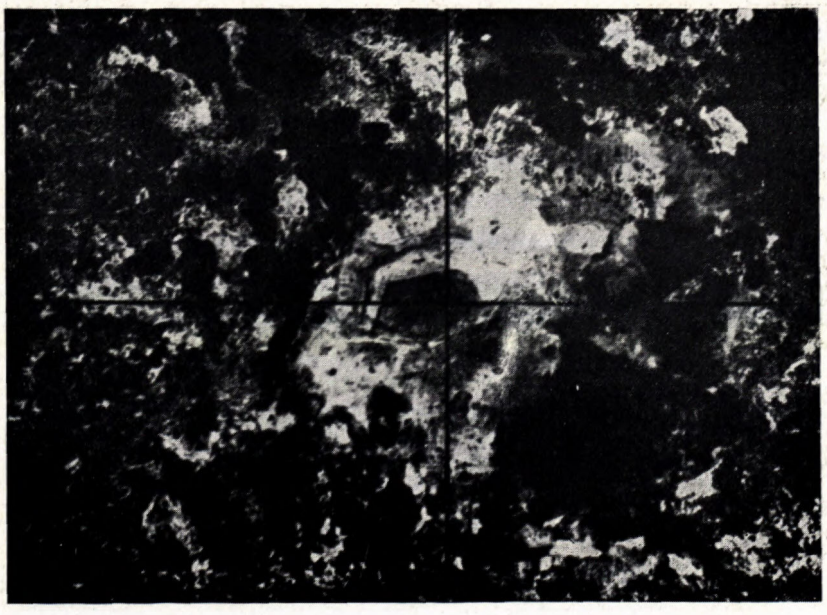
Obr. 2. V strede obrázku leží kalcit, ktorý nasadzuje na zrná staršieho kremeňa mladší kremeň, má idiomorfné obmedzenie. Zväčš. 200 ×, nikoly +.

Foto J. Gašperík.

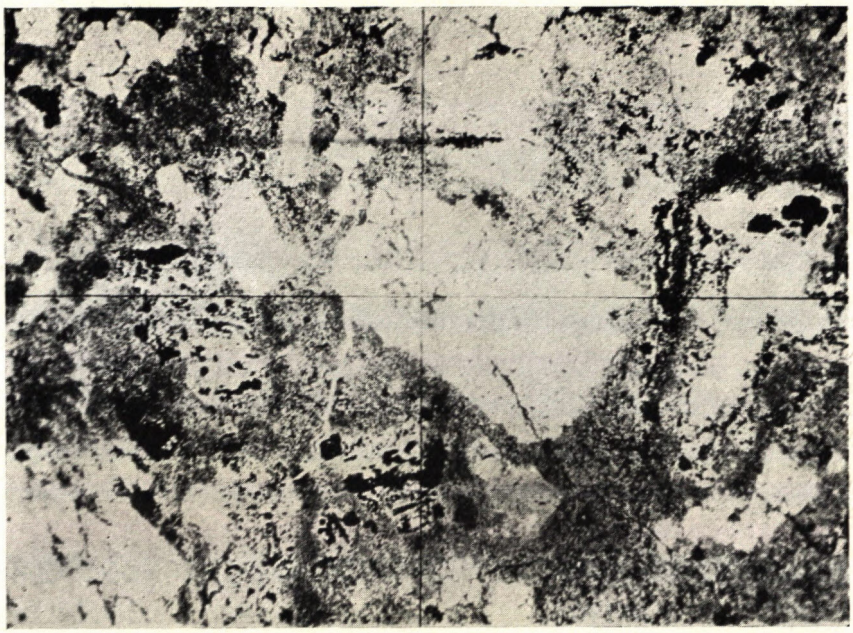
Tabuľka XI.



Obr. 1. Rekryštalovaný opál nahradzujúci základnú hmotu andezitov. Zväčš. 200 ×, nikoly +. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Kremeň vzniknutý z opálu so zachovanými reliktmi kolomorfnej štruktúry. Zväčš. 200×, nikoly +. Foto J. Gašperík.



Obr. 1. Kaolinizovaný andezit so zachovanou štruktúrou. Živce nahradené analcínom. Zväčš. 200 ×, nikoly //. Foto J. Gašperík.



Obr. 2. Kaolinizovaný andezit so zachovanou štruktúrou. Živce nahradené analcínom. Zväčš. 200 ×, nikoly +. Foto J. Gašperík.