GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 1

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1954

1B19

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica

1179/1954

DIMITRIJ ANDRUSOV — JOZEF KOVÁČIK

Zpráva o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier r. 1953 a v rokoch predošlých

R. 1953 pokračovali sme vo výskumoch prevádzaných D. Andrusovom v predošlých rokoch vo vých. časti masívu Vysokých Tatier, a to v oblasti kryštalického jadra a vysokotatranskej série vlastného masívu V. Tatier medzi Bielovodskou dolinou na západe a dolinou Bieleho potoka na východe, hlavne skupiny Javorových štítov, Ľadového štítu, Lomnického štítu, Kolového štítu a Jahňacieho.

V kryštaliniku V. Tatier v študovanej oblasti kryštalické bridlice majú celkom nepatrný význam. Ide len o malé prúžky biotitických pararúl, utopených v žule. Viacej pruhov rúl sa nájde v kryštaliniku jadra vrásy Javorinskej Širokej. Žuly v jadre V. Tatier sú hlavne trojakého druhu : 1. Žuly oligoklas—biotitické — „normálne" podľa O. Michalíka. 2. Žuly s draselnými živcami — mikroklínom a hlavne ružovým ortoklasom — „autometamorfné" podľa Michalíka. 3. Žuly pegmatitové. Prvá žula prevláda, druhá tvorí severnú obrubu masívu a vystupuje na niektorých vyšších vrcholoch, pegmatitová žula sa nájde hlavne v jadrách vysokotatranských ležatých vrás v masíve Javorinskej Širokej.

Žula je prestúpená mylonitovými pásmami smeru SV—JZ a SZ—JV. Ich vývin podmieňuje charakter morfológie pohoria V. Tatier. Pri výskyte mylonitových pásiem obidvoch sústav niekedy ich smery sa zbližujú tak, že nie je možné stanoviť ich relatívny vek. Najskôr sú súčasné. Zatiaľ sa nepodarilo sledovať mylonitové zóny do mezozoika a preto nie je možné preukázať, že sú pomezozoické, hoci je to pravdepodobné. Hlavné sústavy puklín v žule sú viacmenej rovnobežné s uvedenými sústavami mylonitov. V mylonitových pásmach nájdeme na mnohých miestach zrudnenie. Ide o siderit, doprevádzaný v malom množstve pyritom. Niekedy pri mylonitových pásmach vznikli žulové brekcie so sideritovým tmelom.

Kryštalinikum tvorí ústredné jadro V. Tatier a jadro vrásy Javorinskej Širokej a Giewontu. Tieto posledné nesiahajú na východ od Javorovej doliny.

Druhohory, ležiace normálne na ústrednom jadre (séria tomanovská) sa skladajú z: 1. koprsadského „zlepenca" — útvaru, ktorého pôvod doteraz nebol stanovený; 2. spodnotriasových kremencov; 3. verfénskych vrstiev; 4. strednotriasových vápencov a dolomitov; 5. svetlých vápencov dogeru a malmu; 6. organogénnych vápencov urgónu; 7. slieňov albu. Na východ od Javorovej doliny v jadre vrásy Širokej kryštalinikum chýba. Pri sedle Kopy miesto toho je v jadre spodný trias. Na ňom leží veľká masa strednotriasových vápencov a dolomitov, ktorá buduje juhozápadný svah Kopy a úpätie Belanských Tatier v Zadnej Medenodolskej doline. Pri sev. rázsochách Jahňacieho a Bortiek tento stredný trias leží priamo na malme alebo strednom triase tomanovskej série jadra V. Tatier.

Geologické štúdium Belanských Tatier dovolilo stanoviť hlavné rysy ich stavby v mnohých ohľadoch odlišným spôsobom, než to urobil Sokołowski. Výsledky nových bádaní v Belanských Tatrách budú predmetom osobitnej práce.

Katedra geológie a paleontológie Fakulty geologicko-geografických vied Slovenskej univerzity v Bratislave

AUGUSTÍN GOREK

I. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier

V letných mesiacoch r. 1952 prevádzal som s kolektívom (S. Ďuratný, H. Jeleňová, I. Lehotský, F. Mrňa) geologický výskum na liste Liptovský Mikuláš (top. sekcia 4364/2). Hlavnú pozornosť som venoval štúdiu geologických pomerov horskej skupiny Baranca, Ráztoky a doline Ráčkového potoka. Predmetom mojich štúdií boli hlavne kryštalické bridlice, budujúce takmer celý južný svah západnej časti Vysokých Tatier — Liptovských holí.

Najstaršími horninami študovanej oblasti sú kryštalické bridlice. Ide tu o mezo- až katazonálne metamorfované sedimentárne horniny i horniny intruzívne, staršej orogénnej fázy. Do tohto komplexu intruduje žula a jej diferenciáty. Kryštalické bridlice zastupujú:

1. a. biotitické pararuly, b. biotit-muskovitické ruly so silimanitom a granátmi, c. dvojsľudné bridličnaté pararuly, d. svorové ruly, e. granátické svory, f. kvarcitické ruly, g. kvarcity, h. grafitické bridlice, ch. grafitické bridlice s turmalínom.

2. Ortoruly: a. vrstevnaté, b. okaté s prevahou K — živcov a c. aplitické. Vystupujú v podobe menších intruzívnych telies na južných svahoch Baranca a v Žiarskej doline.

3. Hybridné žuly, vystupujúce pri styku kryštalických bridlíc so žulou, sledované po celom styku žula — kryštalické bridlice na južnom svahu.

4. Migmatity, vystupujúce ďalej od kontaktu: a. bohaté na imbibičné živce, izometricky vyvinuté vo veľkosti 1—10 mm, b. migmatity — arterity.

5. Amfibolity a chloritické bridlice s pyritom pri vyústení Žiarskej doliny. Amfibolity tvoria vložky v rulách a vznikli ako ložné žily diabázov (iniciálny vulkanizmus) do pôvodných sedimentov; variským orogénom boli zmenené v kataamfibolity, alpským v epiamfibolity (zbridličnatenie, albitizácia, epidotizácia amfibolitov v závere Žiarskej doliny).

6. Žily aplitu, pegmatitu, mikroklínového granitu a granititu, hlavne v migmatitoch s imbibičnými živcami. Vystupujú na juhovýchodných svahoch Baranca, južných svahoch Salatína a Magury — Ostredku.

7. Hydrotermálne žily kremeňa so stopami arzenopyritu (Magura, Baranec, Úboč.).

8. Žuly hlavného hrebeňa Ráztoky a Baranca. Tieto budujú centrálny hrebeň Liptovských holí a na sever klesajú pod vysokotatranské mezozoikum a mezozoické série subtatranských príkrovov. Na Ráztoke a Baranci tvoria len akoby zvyšky v podobe krýh, ktoré sú značne mylonitizované a smerom dolu prechádzajú do hybridných žúl, migmatitov, pararúl až svorov.

9. Mylonity kryštalických bridlíc, žúl a ich diferenciátov. Tieto vystupujú jednak pri dislokačnej línii „podtatranského zlomu" a tiež na vrcholových častiach najmä žulových krýh na Ráztoke a Baranci a pri styku mezozoika — kryštalinika na hranici Mních — Sivý vrch.

Mezozoické série zavrásnené alebo nasunuté sa v tejto oblasti až na jeden výskyt nenachádzajú. Tento jediný zvyšok mezozoika je na hrebeni, vybie-

hajúcom zo Salatína na JZ. Tu sú vyvinuté rauvaky a hlavne vápence vysokotatranskej série, spodnejšej tektonickej jednotky vrásy Červených vrchov.

Metamorfóza študovanej oblasti bola spôsobená za dvoch období variského magmatizmu. V staršej perióde došlo k intrúzii kyslých, na draselné živce bohatých synorogénnych žúl, ktoré nachádzame v podobe vrstevnatých a okatých ortorúl, ďalej aplitických ortorúl na južných svahoch Baranca a pri vyústení Žiarskej doliny. Pri tejto intrúzii došlo k metamorfóze sedimentárneho plášťa, do ktorého predtým vnikli bázické ofiolity, ktoré dnes nachádzame ako amfibolity v rulách. Touto metamorfózou vznikli hlavne staršie migmatity a dvojsľudné ruly a svory.

V druhej, mladšej (pozdneorogénnej) intruzívnej perióde, kedy intrudovala žula biolit-oligoklasová, odpovedajúca v Niggliho klasifikácii kremitému dioritu, došlo k jej autometamorfóze a ku kontaktnej i injekčnej metamorfóze starších už metamorfovaných hornín. Pri kontaktnej metamorfóze vznikli biotitické, biotit—muskovitické ruly so silimanitom a granátmi. Pri injekčnej metamorfóze, ktorá bola podmienená granitizačnou schopnosťou intrudujúcej magmy a tiež uložením kryštalických bridlíc došlo pri diskordantnom postavení kryštalických bridlíc ku značnejšej granitizácii a vznikli tak migmatity s imbibičnými živcami a migmatity—arterity. Pri konkordantnom postavení došlo skôr ku vzniku kontaktných hornín a pohlteniu blokov z rulového komplexu žulou.

Kryštalinikum tejto časti Vysokých Tatier vzhľadom k svojmu obalu a subtatranským príkrovom má vcelku vlastnú stavbu. Len na okrajoch, a to na západe a severe s vyššie uvedenými jednotkami dochádza k jeho smerovému prispôsobeniu. Žula vystupuje v nadloží kryštalických bridlíc a je v intruzívnom postavení voči nim.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

AUGUSTÍN GOREK

II. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier

V letných mesiacoch r. 1953 pokračoval som s kolektívom (E. Fehér, A. Klinec, I. Lehotský) v geologickom výskume západnej časti Vysokých Tatier. Kým r. 1952 predmetom mojich štúdií boli kryštalické bridlice južného svahu, a to hlavne horskej skupiny Ráztoky, Baranca a územia na východ od Jamnickej doliny, tohto roku venoval som pozornosť vlastnému žulovému jadru, budujúcemu ústredný hrebeň a severnejšiu časť Liptovských holí — Roháčov, a previedol som orientačné túry na východ od Ráčkovej doliny, po horskú skupinu Veľkej Kopy.

Študovaná časť územia predstavuje najzápadnejšiu časť vysokotatranského kryštalinika. Je budovaná vo svojej prevažnej časti žulami, ktoré v zmysle Mihálikovej klasifikácie žúl možno rozdeliť na tri základné typy:

a) „Normálna" žula biotit — oligoklasová, ktorá podľa Niggliho klasifikácie odpovedá kremitému dioritu až granodioritu. Tento typ žuly nám predstavuje najhlbšiu časť žulového masívu. Hlavnými súčiastkami sú kremeň, plagioklas (a to oligoklas), biotit, vo veľmi malej miere je zastúpený aj muskovit. K — živce sú zastúpené v malom množstve. Táto žula buduje v prevažnej časti ústredný hrebeň pohoria hlavne na tých miestach, kde žulové jadro klesá do osnej, popaleogénnej depresie, čiže počnúc od skupiny Plačlivého smerom na západ po Sivý vrch. Pribúdaním K — živcov prechádza tento typ žuly do žúl, označovaných Mihálikom ako

b) autometamorfované, ktoré je možné rozdeliť na žuly oligoklas — mikroklínové s biotitom a žuly oligoklas — mikroklínové s biotitom a ružovými ortoklasmi. Uvedený typ žúl buduje Ostrý Roháč, severozápadné svahy Volovca, južné svahy Rákoňa, Závratu a spodné časti južných svahov Osobitej. V najvrchnejšej svojej časti prechádzajú tieto žuly do žúl:

c) pegmatitovo-aplitových, ktoré v staršej literatúre boli označované ako „biele aplitové granity". Tieto žuly tvoria najvyššiu časť vysokotatranského batolitu a budujú tu hlavne vrchol Volovca a Rákoňa, Závratu a Šidlovca; pokračujúc ďalej na sever nachádzame ich na hrebeni idúcom na sever od Rákoňa po Končistú a odtiaľ smerom na západ po Osobitú. V týchto najleukokrátnejších žulách nachádzajú sa akoby enklávy autometamorfovaných žúl, v najvyšších častiach sa nachodia pretavené metamorfované horniny, hlavne biotitické ruly a ruly biotiticko-silimanitové s granátmi, bázické uzavreniny hlavne amfibolov a hornina odpovedajúca svojím zložením biotiticko-amfibolickému dioritu.

Žuly pegmatitovo-aplitové smerom na východ pokračujú do skupiny Hrubého vrchu, Ostredku, Bystrej, Kamenistej a Veľkej Kopy. V skupine Hrubého vrchu, v jeho južnej časti tvoria len akési ostrovy na vrcholoch Jakubiny a Magury, v skupine Bystrej a Kamenistej sa nachodia v nich i vyššie uvedené uzavreniny metamorfovaných hornín.

Žula v študovanej časti je prestúpená dvoma systémami mylonitových pásem, ktoré podmieňujú morfológiu tohto územia. Smery týchto systémov sú 45—60° SZ—JV a SJ až SV 15°. Ktorý systém je starší, je ťažko určiť, lebo sa najčastejšie prelínajú. Prvý je možno sledovať na hrebeňoch, vybiehajúcich na sever a na juh z hlavného hrebeňa, druhý na hlavnom hrebeni. Najmohutnejšia mylonitová zóna prvého systému nachádza sa na hrebeni Volovec-Končistá, je mocná skoro 3 km. Sú tu intenzívne mylonitizované žuly pegmatitovo-aplitové spolu s asimilovanými metamorfovanými horninami. Morfológia územia je tu omnoho miernejšia, čo je podmienené jednak zložením hornín, jednak značným stupňom mylonitizácie. Druhá mohutná mylonitová zóna nachádza sa v skupine Plačlivého a Roháča, ktoré nám predstavujú doslova rozbité vrcholy, najmä Plačlivô. Táto zóna je zrudnená, a to hlavne sideritom, spolu s pyritom a barytom.

Celkové spracovanie materiálu z územia západnej časti vysokotatranského kryštalinika bude podané neskoršie v súbornej práci.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

DIMITRIJ ANDRUSOV

Zpráva o mapovaní druhohôr pri okraji kryštalinika na južnom úpätí Nízkych Tatier r. 1950

Roku 1950 v rámci všeobecného geologického a ložiskového výskumu južnej časti Nízkych Tatier medzi Prašivou na západe a Čertovicou na východe, previedol som geologické mapovanie mezozoika, ktoré prilieha k juhu ku kryštaliniku ďumbierskeho pásma Nízkych Tatier. Išlo o pruh 1—2 km široký, zložený z druhohôr krížňanského a chočského príkrovu, nasunutého na kryštalinikum ďumbierskeho pásma. Obyčajne subtatrikum leží priamo na kryštaliniku. Niekedy na kryštaliniku ležia väčšie alebo menšie masy spodnotriasových kremencov a niekedy tiež verfénske vrstvy v ich nadloží.

V krížňanskom príkrove boli odlíšené tieto súvrstvia:

1. Tmavé gutensteinské vápence — anis.
2. Šedivé ladinské dolomity.
3. Pestré bridlice s vložkami dolomitov — keuper, niekedy v laviciach hrubých až 1 m a tiež kremencov.
4. Šedivé slienité bridlice rétu s vložkami tmavých vápencov. Lumachely v réte sú veľmi zriedkavé.
5. Najspodnejší lias nie je asi vyvinutý vôbec.
6. Vyššia časť spodného liasu je zastúpená červenými alebo šedivými celistvými alebo spatickými — krinoidovými vápencami. Posledné sa podobajú hierlatzskému vývinu. Ich hrúbka je niekedy až 30 m.
7. Vyššiemu liasu patria šedivé, často škvrnité vápence a sliene.
8. Doger je vyvinutý v podobe šedivých a zelených rohovcových vápencov a jaspisov (radiolaritov).
9. Nad nimi sú vyvinuté červené a zelené lavicovité rohovcové vápence malmu.
10. Spodný oddiel spodnej kriedy je vyvinutý v podobe svetlošedivých celistvých lavicovitých vápencov.
11. Vyšší oddiel spodnej kriedy zastupujú šedivé, bridličnaté sliene s vložkami šedivých vápenitých pieskovcov; patrí asi albu. Pokiaľ je mi známe, je to prvý nález albu na juh od vnútorného radu jadrových pohorí.

Je tiež pozoruhodné, že v preskúmanom území vyšší lias je vyvinutý vo fácii škvrnitých vápencov a slieňov a nie vo vývine adnetskom, ktorý v niektorých iných profiloch, napr. v masíve Krížnej, zatlačuje prvý vývin nielen v nižších oddieloch liasu, ale aj vo vyššom liase.

V chočskom príkrove mohol som odlíšiť tieto súvrstvia:

1. Červené, zelené a sivé ílovité bridlice verfénu s obsahom sľudy a s vložkami niekedy aj veľmi hrubých, červených a zelených pieskovcov, arkóz a niekedy aj kremencov. V nich v niekoľkých obzoroch sa vyskytujú prúdy mandľovcov a porfyritov („melafýry").
2. Tmavé gutensteinské vápence — anis.
3. Svetlé chočské dolomity — ladin.
4. Svetlé rohovcové, hľuznaté vápence. t. zv. reiflingské — vrchný ladin.

5. Tmavé ílovité bridlice s vložkami tmavozelených pieskovcov, t. zv. lunzských vrstiev — karn.
6. Vrchnotriasový, t. zv. hlavný dolomit. Vyššie súvrstvia nie sú známe.

Krížňanský príkrov vystupuje miestami v súvislom pásme pri južnom okraji kryštalinika. Niekedy tvorí len sústavu šošoviek medzi kryštalickým jadrom a severným okrajom chočského príkrovu. Všeobecne sú horniny tohto príkrovu tektonicky značne rozbité, ale nejavia znaky metamorfizmu. Len pri Mýte vrstvy keuperu, rétu a neokomu sú silne zbridličnatené a ukazujú množstvo lupeňov sericitu.

Plocha styku subtatranských príkrovov s kryštalinikom je miestami miernejšie, miestami príkrejšie uklonená k juhu, resp. juho-juhovýchodu. Túto plochu treba považovať za presunovú plochu, vzniklú v dobe sunutia subtatranských príkrovov cez kryštalické jadro Nízkych Tatier. Nie je možné ju snáď považovať za pokles, vzniklý až po vzniku príkrovov. Napriek tomu je táto plocha a presun subtatranských príkrovov zjavom pozdejším, než vznik vrás v oblasti kryštalického jadra, kde do kryštalinika sú vovrásnené pruhy druhohôr. Je to vidno z toho, že druhohorné synklinálne pruhy pri južnom okraji kryštalického jadra sú často šikmo odrezané presunovou plochou. Vrchný subtatranský príkrov (chočský) niekedy leží priamo na kryštaliniku a z toho je vidno, že presunová plocha naspodku tohto príkrovu je ešte miernejšie uklonená k juhu, než presunová plocha na báze spodného subtatranského príkrovu (krížňanského). Tento zjav je možné vysvetliť dvojakým spôsobom:

1. Pri presunovaní subtatranských príkrovov kryštalický masív Nízkych Tatier zrejme vyčnieval. Tvoril prekážku pri ich postupe k severu.

2. Po presunutí subtatranských príkrovov jadro ďumbierskeho masívu sa začalo dvíhať. Pri tom subtatranské príkrovy, hlavne spodný, boli značne redukované a miestami bol spodný celkom vytlačený, takže kryštalické jadro je v priamom styku s chočským príkrovom (toto vysvetlenie je v súlade s náhľadmi V. Belousova „Obščaja geotektonika," 1948). Úložné pomery pripúšťajú obe interpretácie. Treba však podčiarknuť, že kryštalinikum pri styku so subtatranskými príkrovmi je v pásme širokom až 1 km intenzívne porušené. Vznikli tu tektonity, ukazujúce na silné účinky tlaku. Je jasné, že tieto zmeny nemohli vzniknúť pod vplyvom vertikálneho dvíhania masívu N. Tatier. Preto zatiaľ dávame prednosť prvému vysvetleniu: subtatranské príkrovy sa nasunuli od juhu na ďumbierske pásmo, ktoré už za príslušnej fázy vrásnenia vyčnievalo v podobe klenby. Vyvalcovanie krížňanského príkrovu a vznik pásma tektonitov v kryštaliniku je následkom nárazu subtatranských príkrovov na túto prekážku.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

DUŠAN KUBÍNY

Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna

Pri geologických výskumoch kryštalinika veporíd na juh a juhozápad od Brezna, ktoré som prevádzal r. 1952 a 1953, zistil som niekoľko zvláštností a tieto v ďalšom uvádzam.

V tomto území mal som možnosť sledovať význačnú tektonickú líniu nasunutia chočského kryštalinika (t. j. zóny Kráľovej hole) na krížňanské (t. j. kraklovské) v úseku Hronček—Vološinec v dĺžkovom rozpätí asi 30 km. Aplikoval som tu názory Zoubka na členenie a tektonické postavenie týchto jednotiek.

Po petrografickej stránke sa odlišuje kraklovská zóna od zóny Kráľovej hole. V ďalšom ide hlavne len o odlišovanie: 1. metamorfných fácií jednotlivých typov kryštalických bridlíc, 2. rozšírenia amfibolov a 3. zastúpenia k povrchu vystupujúcich žulových intrúzií.

1. Metamorfné fácie kryštalických bridlíc sú v kraklovskej zóne väčšinou ostro oddelené. Nie je tým však povedané, že neexistujú i rozličné prechody. Tento stav je spôsobený hlavne tým, že v kraklovskej zóne dislokačné pochody sa prejavili vo väčšej intenzite ako v južnejšej zóne Kráľovej hole. Tak napr. vystupujú tu biotitické pararuly v zachovanom katametamorfnom vývine v styku s dokonalým produktom dislokačnej metamorfózy, diaftoritom až fylonitom biotitickej pararuly.

V zóne Kráľovej hole túto pestrosť metamorfných fácií nemožno tak výrazne pozorovať preto, lebo táto je charakterizovaná hlavne žulami (a ich dislokačnými produktami) a diaftoritmi migmatitov rozličného granitizačného stupňa. Veľmi odlišné metamorfné fácie možno pozorovať v priebehu tektonických porúch druhého radu, hlavne v území južne od Čierneho Hrona. Dislokačná metamorfóza nedosahuje tu už takej intenzity, ako v kraklovskej zóne, i keď makroskopicky sú diaftority až fylonity v obidvoch zónach tie isté. Najsilnejšie dislokačne metamorfované kryštalické bridlice obsahujú mikroskopicky hlavne kremeň, sericit a rudný pigment v kraklovskej zóne. V podobnej hornine zo zóny Kráľovej hole, okrem spomínaných minerálnych súčiastok, možno skoro vždy pozorovať lištičky biotitu, prípadne čiastočne zachovaný živec.

2. Je známe, že v kraklovskej zóne je zastúpenie amfibolitov nepomerne väčšie ako v zóne Kráľovej hole, kde sú známe len ako malé šošovky v diaftoritoch migmatitov.

3. Rozdiel medzi kryštalinikom kraklovskej zóny a Kráľovej hole je v zastúpení k povrchu vystupujúcich žulových intrúzií. Kraklovská zóna je v pomere ku zóne Kráľovej hole veľmi chudobná na žulové intrúzie vystupujúce k povrchu. Domnievam sa, že ide o zákonitý stav udaný karpatskou tektonikou. Tie zóny, ich podzóny a kryhy kryštalinika veporíd, ktoré boli pri karpatskom vrásnení vyzdvihnuté, mohli byť eróziou intenzívnejšie zasiahnuté a ich žulové telesá odkryté. Je prirodzené, že časti koreňového kryštalinika (v danom prípade kraklovská zóna), ktoré neboli natoľko vyvrásnené ako predošlé a mohli byť prípadne aj pohlcované alebo poklesnuté, neobsahujú

k povrchu vystupujúce žulové telesá. Tieto možno však s určitosťou predpokladať v neveľkých hĺbkach. O tom svedčí i tá okolnosť, že i v zóne Kráľovej hole smerom k severozápadu (v územiach mnou zmapovaných) možno pozorovať v diaftoritoch migmatitov postupné ubúdanie ortokomponenty a pribúdanie parakomponenty.

Už V. Zoubek konštatoval hlavne dva typy žúl: kyslejší s prevahou mikroklínu a mikroklín-mikropertitu (typ Hrončok) a bázickejší s prevahou plagioklasu (albit—oligoklas) so zriedkavým mikroklínom alebo mikroklín — pertitom (typ Polhora, Sihla). U posledného môže kyslosť varírovať. Tento typ vytvára vo svojom okolí široký migmatitový dvor a viaže sa naň absolutná väčšina migmatitov v kryštaliniku veporíd. Kyslejšia žula má len veľmi úzky migmatitový dvor. Je isté, že je mladšia ako bázickejšia žula. Vek tejto nie je možno ani zhruba s presnosťou označiť. Podľa niektorých náznakov nemusí ísť o varisku intrúziu, ale mohlo by ísť i o mladšiu intrúziu (snáď karpatskú).

Celkove možno tvrdiť, že pred uplatnením sa diaftorézy v rozličných stupňoch boli hlavnými typmi kryštalických bridlíc: katametamorfovaná jemno- až strednozrnná biotitická pararula, jemno- až strednozrnná kremitá pararula a ich migmatity. V migmatitoch ide o rozličný granitizačný stupeň s typmi plynule do seba prechádzajúcimi, od pararuly bez injikujúceho materiálu až po žulu. Všetky typy kryštalických bridlíc teraz známe sú vlastne len rozličnými metamorfnými fáciami pôvodne tej istej horniny. V celom kryštaliniku koreňových zón (mnou študovanom) sa prejavuje diaftoréza so škálou rozličných intenzít účinkov dislokačnej metamorfózy. Odolnejšou horninou proti dislokačnej metamorfóze bola žula a migmatity, s prevládajúcou ortokomponentou. Veľmi málo odolné boli kryštalické bridlice bez injikujúceho materiálu, alebo s injikujúcim materiálom s prevahou parakomponenty.

Tektonické poznámky. Celkový pohľad na tektonické pomery v koreňových zónach podáva V. Zoubek v niekoľkých publikáciách, týkajúcich sa tejto časti karpatského systému. V ďalšom podám stručný prehľad niektorých pozorovaní, týkajúcich sa tektoniky študovaného územia.

Dôležitým poznatkom je rozšírená redukcia horninových sérií, ba celých podzón v kryštaliniku veporíd. Len niektoré druhy hornín sú známe v celom priebehu koreňových zón. Je to napr. V. Zoubkom spomínaný pruh amfibolitov, alebo mohutný pruh diaftoritov až fylonitov, ktorý sleduje význačnú tektonickú líniu nasunutia chočského kryštalinika na krížňanské v smere juhozápad-severovýchod.

V celkovom priebehu tejto línie v rozpätí Hrončok—Vološinec (asi 30 km) mohol som pozorovať výrazný ohyb flexúrovitého tvaru celého pruhu spomínaného diaftoritu. Tento zjav veľmi pravdepodobne súvisí tiež s okolnosťou, že práve v týchto miestach, prikrytých treťohornými sedimentami brezniansk ej panvy (paleogénny flyš a sladkovodné asi spodnotortónske štrky a piesky) a vulkanitmi Hajnej hory južne od Brezna, konštatoval som redukciu niekoľkých horninových sérií krížňanského i chočského kryštalinika. Mohli by vzniknúť námietky, či tento ohyb nebol zapríčinený priečnymi zlomami. Je to vylúčené už preto, že priečne zlomové poruchy v kryštaliniku veporíd v danom úseku nikdy nie sú väčšieho rozsahu. Ide tu teda pravdepodobne o dôsledok tektonických pochodov niektorej z hlavných fáz karpatského vrásnenia.

Pri mapovaní zistil som dva systémy tektonických porúch druhého radu. Jeden systém pozdĺžnych porúch má smer približne rovnaký ako hlavné tektonické línie, teda JZ—SV. Tieto dislokačné zlomové poruchy sú väčšieho významu a sú doprevádzané silnými produktami dislokačnej metamorfózy, obdobne ako je to u hlavnej tektonickej línie, len v menšom rozsahu. Druhý systém porúch má charakter priečnych zlomových porúch menšieho rozsahu, bez význačnejších metamorfných horninových produktov dislokačnej metamorfózy. Majú smer SZ—JV. Pre zrudnenie sú rovnako dôležité.

Vzhľadom na vyšší granitizačný stupeň a prevládanie žúl smerom na východ v zóne Kráľovej hole nutno konštatovať, že existoval pomerne výrazný zdvih východnej časti zóny oproti západnej. U kraklovskej zóny je tomu tak isto, no pravdepodobne v menšom rozsahu a bez zjavného pribudnutia granitizačného stupňa v kryštalických bridliciach.

Tektonika treťohorných sedimentov breznianskej panvy uplatnila sa hlavne po usadení paleogénu a sladkovodných neogénnych sedimentov. Tektonické pochody popaleogénne zapríčinili zdvih východnej časti panvy oproti západnej a mierne vyvrásnenie paleogénu. O mladších tektonických pochodoch nasvedčuje dislokačná zlomová porucha južne od Brezna smeru asi S—J so sklonom dislokačnej plochy na SZ. Ide o presunutie treťohôr, ktoré na východ od poruchy má charakter zdvihu, na západ od nej charakter poklesu. Tieto tektonické pohyby sa odohrali už po usadení sladkovodných štrkov a pieskov.

Mladšie tektonické pohyby boli podmienené pravdepodobne oživením starších tektonických línií a porúch, o čom svedčia i malé andezitové výlevy východne od Brezna, vždy v blízkosti niektorej tektonickej poruchy.

Z poznatkov o tektonike územia možno vyvodiť toto: Dislokačná metamorfóza väčšieho rozsahu mohla sa uplatniť až v hlavných fázach karpatského vrásnenia, pretože paralelne s jej metamorfnými účinkami je nutné predpokladať i redukciu podložia mezozoických sérií karpatskej geosynklinály. Zákonite s týmito pohybmi muselo nastať i odlepovanie a pohyb mezozoických sérií od podložného koreňového kryštalinika. Do tohto časového obdobia možno zaraďovať aj zvýrazňovanie tektonických línií prvého a druhého radu. Zároveň mohli byť vyvolané i pochody pohlcovacie a zintenzívnené vyvrásňovanie subtatranských príkrovov. Ak predpokladáme redukciu a pohlcovanie celých komplexov hornín, ba i podzón (čo je dokázateľné), zákonite musíme predpokladať aj ich pretavovanie v hĺbkach. Ďalej je prirodzené, že so vznikom mohutných porúch v kôre zemskej mohol byť daný i popud k vulkanickej činnosti a k pochodom diferenciačným.

V minulosti bola k objasneniu karpatskej tektoniky vzatá tektonická interpretácia O. Ampferera s určitou rezervou o vzniku strižných alpských príkrovov. Neexistujú podľa neho koreňové zóny (v starom napistickom ponímaní), ale účinné pohlcovanie zóny (Verschluckungszonen). Charakteristické pre ne je hlboké poklesnutie a pôsobenie sunutia strižných blokov — príkrovov (Abscherungsdecken). Hlbšie partie pohlcovacích zón sú potom pravdepodobne s pretavením v hĺbke spojené s magmou. Pre tieto zóny je charakteristické zatiahnutie mladších vrstiev do hĺbky. Odtrhnutie od podložia a posun strižných príkrovov (Schubmassen) odkrýva ich koreňovú zónu.

Tento krátky prehľad Ampfererovej teórie o vzniku strižných príkrovov uvádzam len preto, lebo na každom kroku v koreňovom kryštaliniku veporíd stretávame sa s analogickými zjavmi, čo i z uvedených tektonických poznámok vyplýva.

Úžitkové minerály. K najdôležitejším typom zrudnenia v študovanej oblasti patrí zrudnenie železité, prevažne sideritové, známe v celom koreňovom kryštaliniku veporíd (hlavne ložiská Osrblie a Čierny Blh). Okrem týchto zistil som v zmapovanom území množstvo žíl toho istého charakteru. Parageneticky je toto zrudnenie veľmi chudobné na rudné minerály. Rudnú výplň žíl tvorí starší siderit a ankerit v kremennej žilovine a mladší chalkopyrit a pyrit v zastúpení veľmi podradnom. V ložisku severne od Osrblia ide pravdepodobne o hematit a impregnovaný pyrit, v oxydačnom pásme zmenené na limonit. Toto zrudnenie sa nachádza v intruzívnych porfyroidoch.

Podobné typy zrudnenia uvádza Zd. Pouba z verfénu Hrdzavy pri Muráni a nad Sosninou pri Novej Maši, kde rudné žily vystupujú na jednej z mnohých pozdĺžnych porúch.

Pokiaľ ide o vek tohto zrudnenia, je dnes už jasné, že sústavne a rýchlo sa hromadia dôkazy pre zrudnenie alpsko-karpatské. Zd. Pouba v jednej zo svojich publikácií (1953) podáva tak stratigrafické, ako aj tektonické faktá, hovoriace v prospech tohto názoru. V mnou študovanom území ide hlavne o súhlasné smery rudných žíl so smermi tektonických porúch, vzniklých za alpsko-karpatského orogénu.

Ďalším ekonomicky dôležitým zrudnením je sedimentárna Mn rudná sloj v paleogénnych vrstvách breznianskej panvy. Poznanie rozsahu rudnej sloje z malého okruhu Kubickej v území Zadný Hliník a Za Brezinku rozšíril som na Michalovú, čiastočne Polhoru a hlavne na územie južne od potoka Rohozná. Sloj pokračuje k západu až k cípu Hrebienku Kriváň, kde sa paleogénne vrstvy skláňajú k západu a prikryté sú všade neogénnymi jazernými sedimentami. Dá sa očakávať, že rudná sloj pokračuje i ďalej k západu až po západné ohraničenie panvy. Túto možnosť vyvodzujem z prítomnosti stratigraficky tých istých vrstiev v celej panve.

Výskyty hnedého uhlia v tortónskych štrkoch a pieskoch breznianskej panvy v tenkých šošovkách sú bezvýznamné. Bezvýznamný je aj výskyt ťažkej nafty v paleogéne na juh od Brezna v blízkosti už vyššie spomínanej dislokačnej poruchy.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JÁN KOTÁSEK

Predbežná zpráva o mapovaní v okolí Poník
(na juhovýchod od Banskej Bystrice)

Roku 1953 v mesiacoch júl a august prevádzal som so S. Harazinom a V. Kuděláskom mapovacie práce v širšom okolí Poník. Mapovanie sa pre-

vádzalo vo východnej časti top. sekcie 4562/2 a v západnej časti top. sekcie 4563/1.

Pri mapovaní sa vyskytlo niekoľko problémov, na ktoré v predbežnej zprávе aspoň čiastočne poukážem.

Celú mapovanú oblasť môžeme rozdeliť do dvoch odlišných celkov. Hranica je tvorená rozhraním bunečnatých až brekciovitých dolomitických vápencov a sericitických zelených až karmínovočervených zbridličnatených kremencov, ktoré prechádzajú miestami až do mylonitov. Táto línia prebieha v smere SV—JZ a je hlavnou tektonickou líniou v mapovanej oblasti. Východne od tejto dislokačnej línie vystupuje séria kremencov, ktorej bazálnym členom sú arkózovité pieskovce (až arkózy) a tieto miestami prechádzajú do zlepencového vývoja. Tieto zlepence sa smerom do nadložia menia pri vzájomnom striedaní v jemnozrnné až celistvé kvarcity. Celá séria je prestúpená radom dislokácií (mechanická deformácia, miestami sericitizácia). V súvrství je rad lokálnych výskytov žilného kremeňa a severovýchodne od Farskej hory vystupuje v smere V—Z kremenná žila bez stôp zrudnenia. V podloží (na východ od k. 528) nachádzame „chloritické svory". Pravdepodobne sa jedná o silnú diaftorézu rúl a ortoamfibolity, ktoré vystupujú v údolí Veľkej doliny (Zolná potok) na severovýchod od k. 725 a v zárezе potoka v Malej doline južne od k. 783. Vo východnej časti oblasti, na JJZ od k. 809 asi na ploche 100 m^2, vystupuje v údolí Veľkej doliny (Zolná potok) menší masív slabo usmerneného granodioritu. V okolí masívu boli nájdené úlomky pegmatitovej horniny (kremeň, muskovit, živec). V okolí Bánska vystupuje pruh porfyroidov (?) a rúl, ktorý pokračuje smerom na SV mimo mapovanú oblasť.

Severozápadne od spomenutej tektonickej línie v okolí Ponickej Lehoty môžeme sledovať na východoch verfénske vrstvy spodného triasu, tvorené červenými vápnitými pieskovcami s polohami karmínových a zelenosivých bridlíc. Melafýry sledujú tieto verfénske vrstvy v pruhu, ktorý sa tiahne na SSV od Ponickej Lehoty smerom na Farbištie. Nadložie verfénskych vrstiev je tvorené menšou polohou kavernóznych vápencov, ktoré prechádzajú do polohy tmavých a svetlých celistvých vápencov s hojnými kalcitovými žilkami. Nad nimi potom leží dolomit. Celé toto súvrstvie patrí pravdepodobne k chočskému príkrovu na základe analógie s inými oblasťami.

Južne od Ponickej Lehoty smerom na Ponickú Hutu a Dúbravicu nad brekciovitými dolomitickými vápencami vystupujú neogénne štrky s prevládajúcimi kremencovými valúnmi. Tieto štrky smerom ku kvarcitovému súvrstviu pomaly prechádzajú do ostrohranných úlomkov. Východne od Dúbravice obsahujú polohy diatomitov.

V okolí Poník je rad menších i väčších starých kutacích prác (pingy, haldy, odvaly), štôlne sú už zasypané a zavalené, pre dôkladnejší prieskum ložiska neprístupné. Väčšina týchto banských prác sa previedla pre ťažbu železných rúd a iba v severnej časti nami mapovanej oblasti sú zvyšky po kutaní na Cu-rudy (na JJZ od Farbištia.) Štôlňa je razená v melafýroch, ako možno usúdiť z úlomkov hornín, ktoré sa vyskytujú na menšej haldičke. Štôlňa, ústiaca tesne nad haldičkou, je zatopená. Z rudných úlomkov sa na halde našli iba produkty oxydačnej zóny — malachit, azurit — z primárnych rúd sa nepodarilo nájsť žiadne. Neďaleko haldičky sa našli úlomky barytu.

Ložiská železných rúd vystupujú východne od Poník v kremencovom súvrství a na styku brekciovitých dolomitických vápencov s karmínovými a zelenými

sericitickými kvarcitmi. Všetky rudné vzorky z týchto ložísk tvoria hydroxydy železa. Všeobecne možno označiť tento materiál za rozličné formy limonitu. Tak môžeme pozorovať hlavne farebné prechody od svetložltej, okrovitej, rozsýpavej hmoty s pomerne bohatou hlinitou prímesou až k pevnému, celistvému, tmavohnedému limonitu. Často sú v limonite prítomné vedľajšie hlinité prímesy a tiež klastické úlomky kremeňa a okolitých hornín. Tieto úlomky bývajú obyčajne ostrohranné. Podrobnejšie spracováva ložiská po geochemickej stránke V. Kudělásek.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

BOHUSLAV CAMBEL

Predbežná zpráva o výskume kryštalinika Malých Karpát

V letnom období minulého roku prevádzal som geologický výskum kryštalinika Malých Karpát v oblasti medzi Cajlou a Hornými Orešanmi, na západ od Hliníka (oblasť Somárskeho vrchu a M. Javorníka) a v oblasti Borinky. Prevedenú prácu možno zahrnúť do týchto bodov:

1. Dokumentovali sa všetky staré banské práce na okolí Modry, geologicky sa preštudovali haldy a vyhodnotil sa ich materiál. Okrem toho sa poukázalo na miesta, kde by sa mal previesť banský prieskum.

2. Preštudované a zmapované bolo (v merítku 1:25000) kryštalinikum medzi cajlanskou Hrubou dolinou a Hornými Orešanmi. Okrem granitu sa tu vyskytujú kryštalické bridlice rôzneho metamorfného stupňa, staropaleozoické vápence, bazické amfibolické extruzíva, spodnotriasové kremence a mezozoické vápence. Previedol sa nielen terénny, ale aj laboratórny výskum týchto všetkých petrografických a geologických jednotiek a podali sa detailné petrografické analýzy jednotlivých hornín.

3. Obzvlášť pozorne sa preštudovala oblasť tzv. harmónskej série, rozprestierajúca sa medzi Harmóniou, Kuklou a Častou, ktorá nie je však samostatnou tektonickou a stratigrafickou jednotkou. Oblasť medzi Harmóniou a Častou bola zmapovaná do odvodeného merítka 1:10000. Určilo sa stratigrafické postavenie vápencov (sú súčiastkou bridlíc harmónskej série), bazických amfibolických hornín a tmavých grafitických, azda lyditických kremencov. Harmónsku sériu možno paralelizovať s drnavskou sériou bridlíc Spišsko-gemerského rudohoria, čo prináša mnohé nové príspevky k štúdiu staropaleozoických vápencov drnavskej série. Mikrofauna, ktorá sa vo vápencoch našla, má tiež veľmi dôležitý stratigrafický význam, podobne i zistenie, že tieto vápence sú kontaktne metamorfované žulou, vlastne granodioritom. Údaje zo staršej literatúry predpokladali, že kontaktnú metamorfózu spôsobili mezozoické bázické vulkanity. Tento predpoklad sa ukázal nesprávnym. Niektorí starší (Richarz) i dnešní autori pre nedostatok paleontologických dôkazov na určenie veku kryštalických bridlíc boli naklonení pripúšťať pokarbónsky vek malokarpatského granitu, prípadne aj niektorých granitov iných jadrových pohorí.

4. Určili sa metamorfné typy staropaleozoických kryštalických bridlíc a podal sa celkový ráz zložitej metamorfózy tejto oblasti. Kryštalické bridlice sa detailne preštudovali tak v teréne, ako i mikroskopicky.

5. Podarilo sa stratigrafické určenie kremencov, ktoré sa nachádzajú uprostred kryštalinika. Ide o kremence, ktoré sa oblúkovite tiahnu územím kryštalinika, a to cajlanskými Koglami, modranskou Homolou, Kuklou, Spiegelbergom, Klokočovinou až po Dolné Orešany. Dokázalo sa, že kremence tohto pásma sú spodnotriasové a na viacerých miestach sú v ich nadloží verfénske bridlice. Zistilo sa tiež, že arkózovité kremence a arkózy, do ktorých kremence v spodných horizontoch obyčajne prechádzajú, možno pokladať tiež za spodnotriasové. Typické verukáno v študovanej oblasti Malých Karpát sa nezistilo.

6. Preštudovali sa žulové tektonity, presne sa vymedzili epižuly od tlakove postihnutých arkóz a arkózovitých kremencov, ktoré sa často nachádzajú v podloží triasových kremencov a v nadloží epigranitu. Arkózy a arkózovité kremence, ktoré sú spoločne dynamicky metamorfované s podložnými žulami pri alpskom vrásnení, často sú veľmi podobného vzhľadu. Spočiatku robilo ťažkosti v teréne vymedziť tieto na vzhľad podobné, ale stratigraficky rozdielne série. Zistilo sa, že v študovanom území — a možno povedať i v celých Malých Karpatoch — sa porfyroidy (v staršej i v novšej literatúre spomínané) vôbec nevyskytujú. Doteraz boli v staršej literatúre ako porfyroidy popisované rozličné horniny [v perneckom antimonovom ložisku škvrnité amfiboly (Lachmann, Krusch), v cajlanskom ložisku hydrotermálne premenené granity (Munda), na okolí Modry žulové tektonity (epigranity) a stlačené arkózy (Toborffy)]. Inokedy za porfyroidy (pri Devíne) považovali arkózovité kremence a stlačené arkózy (Beck, Richarz). To isté platí i pre popis porfyroidu z verukána (Koutek a Zoubek).

7. Z oblasti na SZ od Hliníka (oblasť Somárskeho vrchu) sa popísali a preštudovali liasové brekciovité zlepence; zlepencový materiál bol podrobený petrografickej analýze. Tieto zlepence majú vápnitý, vápnito-kremitý, až čisto kremitý tmel. Tmel je obdobný ako v liasových horninách blízkeho okolia. Tým sa dokázal ich liasový vek, čo konštatoval už pri posledných prácach i M. Maheľ. Určili sa tie isté kritériá pre poznávanie spodnotriasových a liasových kremencov, ktoré však zatiaľ ešte všeobecne neplatia. V tejto oblasti sa nachádzajúce arkózovité zlepence s valúnmi žúl sa pričlenili k liasovým zlepencom a nie k permu. Nemožno ich pokladať za mylonitové zlepence žúl, aké sa vyskytujú v poruchových zónach Vysokých Tatier (podľa ústneho oznámenia G. Goreka).

8. Štúdium, najmä harmónskej série, znova dokázalo, že predpoklad o genetickej závislosti pyrit-pyrhotínových malokarpatských rudných ložísk v oblasti Pezinok—Pernek na bázických amfibolických ofiolitoch je správny. I drobné hypoabysálne a extruzívne erupcie bázických amfibolických hornín v harmónskej sérii majú často veľké množstvo akcesorického pyrhotínu, alebo extruzíva zas mnoho Fe-oxydov, magnetitu a ilmenitu. Pyroklastiká bázik v sedimentárnych, najmä grafitických bridliciach majú tiež pyrhotín. To je dôkazom toho, že syngenetické zrudnenia v kryštalických bridliciach, najmä v harmónskej

sérii, sa neviažu na uhlík, ale na minerály amfibolu. Preto pozoruhodnejšie výskyty pyrhotínu v sedimentárnych bridliciach ako i vo vápnitých fáciách nie sú geneticky viazané na organogénnu, uhlíkatú zložku, ale na zložku popolových pyroklastík bázických magmat. Podobne je tomu i v oblasti ložísk pri Rybníčku a v oblasti Kuchyne. Pozorohudné je zistenie, že grafitické bridlice, ktoré nemajú stopy po bázických pyroklastikách (v harmónskej sérii tvoria veľké komplexy), neprejavujú pozoruhodnejšie syngenetické rudné koncentrácie, okrem bežného množstva sulfidov, ktoré má každá grafitická, resp. uhlíkatá hornina.

9. Zdokumentovalo a popísalo sa vyše 80 prirodzených a umelých odkryvov a previedla sa mikroskopická analýza ich hornín.

10. V laboratóriách fakulty geologicko-geografických vied SU v Bratislave previedol Matherný 12 kompletných analýz kremičitanov, najmä žúl z Malých Karpát. Tieto výsledky budú spracované v najbližšom období v súvislosti s detailným petrografickým a petrochemickým štúdiom o malokarpatskom granite.

Okrem týchto bodov, ktoré celkom stručne zhrňujú výsledky minuloročnej výskumnej práce v Malých Karpatoch, podávam ešte niektoré doplnky k jednotlivým nadhodeným problémom, ktoré sú súčasne uverejnené v osobitných zprávach. Za najdôležitejší pokladám problém harmónskej série bridlíc a tejto otázke som venoval aj najviac pozornosti.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

BOHUSLAV CAMBEL

K otázke kryštalických bridlíc medzi Cajlou a Hornými Orešanmi v Malých Karpatoch

V tejto zpráve v krátkosti rozvediem problém kryštalických bridlíc medzi Cajlou a Hornými Orešanmi a podám rozbor tzv. harmónskej série bridlíc medzi Harmóniou, Častou a kopcom Kuklon, ako doplnok k zpráve na str. 14.

Harmónska séria bridlíc

Ako som už uviedol, harmónska séria nie je samostatnou tektonickou a stratigrafickou jednotkou, ale len špeciálnym faciálnym vývojom ostatných staropaleozoických bridlíc a pozvoľna prechádza do normálnych bridlíc malokarpatského kryštalinika. Najväčšie rozdiely sú v tom, že bridlice tejto série majú foliáciu a odlučnosť podľa hladkých a rovných plôch v dôsledku toho, že sa veľmi rýchlo navzájom striedajú, či už na makroskopickej kusovej vzorke, alebo vo výbruse, pelitické ílovito-grafitické medzivrstvičky so silnejšími a psamitickejšími sedimentárnymi, kremennoživcovými zložkami. Celkove v tejto sérii je omnoho viac grafitických polôh alebo rozptýleného grafitického pigmentu ako v ostatných bridliciach Malých Karpát. Jednotlivé zóny grafitických bridlíc majú v sebe polohy grafitických kvarcitov zatiaľ ešte mikroskopicky nedokázaného lyditického charak-

teru. Celá táto séria je miestom pomerného tektonického kľudu a len lokálne sa vyskytuje vrásnenie bridlíc. Ani intrúzia granodioritu neporušila pôvodné uloženie hornín a miestami má ráz medzivrstevných apofýz. Bridlice a vrstvy majú smer prevažne SZ—JV a celkove mierny sklon, pohybujúci sa medzi 10—30°, zväčša na sever a severozápad. Bridličnatosť s vrstevnatosťou je zväčša zhodná. Na miestach, kde sa harmónska séria dostáva do styku s granitom, nevznikajú v kontaktnom dvore pre bratislavský žulový masív typické biotitické, silne granitizované, resp. migmatitizované bridlice (býva to pri typickej hlbinnej kontaktnej metamorfóze), ale rohovcové škvrnité bridlice s rôznymi metamorfnými zložkami, ktoré charakterizujú kontaktný dvor intruzív s menšou metamorfnou schopnosťou. Ku vzniku uzlíkatých bridlíc dochádza nielen preto, že tu ide o styk granitovej a granodioritovej magmy s pomerne chladnými polohami bridlíc, ale i preto, že chemický a minerálny obsah sedimentárneho materiálu a najmä nadmerná prítomnosť početných uhlíkatých zložiek umožňuje snadnú koncentráciu grafitu a železného oxydického pigmentu do škvŕniek. Ďalej je to tiež nehomogénne rozmiestenie jednotlivých zložiek minerálov pri sedimentácii, ktoré spôsobuje, že pri metamorfóze vzniká na jednom mieste biotit a hneď vedľa muskovit a sericit. Toto samozrejme spôsobuje poznateľnú škvrnitosť silne rekryštalizovaných bridlíc harmónskej série. Ostatné bridlice malokarpatského kryštalinika neprejavujú škvrnitosť v kontaktnom dvore a ich typickým metamorfným rezultátom sú biotitické fylity, svory, pararuly a migmatity.

Ďalším charakteristickým znakom harmónskej série je prítomnosť vápencov, ktoré tvoria len tenké, niekoľkometrové šošovkovité polohy. Jedine v oblasti Dolinkovského vrchu pri Harmónii nadobúdajú väčšiu mocnosť (30—40 m), prerušované sú však polohami bridlíc. Tieto vápence obsahujú zvyšky ílovito-chloritických znečistenín a jemných pyroklastík bázického vulkanizmu; v spojitosti s nimi, obyčajne v ich nadloží, vyskytujú sa i samotné bázické vulkanity hypoabysálneho a extruzívneho, mandľovcovitého charakteru. Baziká, na rozdiel od amfibolitov v oblasti Pezinok—Pernek, sú zväčša extruzívne a o niečo bázickejšie až bezživcové, často s obsahom pyroxénu, popri prevládajúcich amfiboloch. Majú veľmi mnoho magnetitu ako aj akcesorického pyrhotínu. Tieto bázické vulkanity možno pokladať za vulkanity ofiolitického charakteru. Predierali sa, ako všetky vulkanity iniciálneho vulkanizmu, medzivrstevne a na niektorých miestach sa dostávali na povrch, a to jednak na súš, jednak priamo do mora. Preto možno nájsť vedľa seba hypoabysálne a extruzívne vulkanické formy s rozličnými typmi pyroklastík (popol, lapily a bomby), ktoré sú najmä v oblasti Dubovej stmelené kalcitom, padali teda do morského sedimentačného priestoru. Tieto staropaleozoické vápence sú miestami kontaktne metamorfované žulou, resp. granodioritom, takže vznikajú rozličné typy vápenato-silikátových rohovcov, medzi ktorými sú najdôležitejšie grosulár-diopsidické, grosulár-plagioklas-diopsidické, grosulár-diopsid-vezuviánové a grosulár-diopsid-vezuvián-volastonitové rohovce. Lokálne nájdu sa aj typické granátovce.

Podľa klasifikácie V. M. Goldschmidta (Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet 1911), ktorý študoval metamorfizmus v oblasti Kristiánie a podal klasickú klasifikáciu vápenato-silikátových rohovcov, patria tieto malokarpatské erlány do ôsmej, deviatej a desiatej skupiny uvedenej klasifikácie. Treba poznamenať, že kontaktná metamorfóza granodioritu je izochemického

charakteru. Silnejšia mramorizácia a voľným okom viditeľný vznik kontaktných minerálov nesiaha ďalej od kontaktu ako na 5—10 m. Vápence neprejavujú ani pneumatolickú, ani hydrotermálnu metasomatickú premenu a epigenetické rudné roztoky, ktorých tu prakticky nebolo, nepreviedli na rozdiel od staropaleozoických vápencov Spišsko-gemerského rudohoria proces zrudnenia.

Bola už reč o tom, že harmónska séria bridlíc pozvoľna prechádza do normálneho typu malokarpatských fylitov a biotitických fylitov, viac-menej detailne zvrásnených. Tento pozvoľný prechod možno pozorovať v širokej oblasti na juh od častianskej doliny a v oblasti Spielberga, na sever od Častej. Pozvoľný prechod spočíva v tom, že pribúda psamitickejšieho, kremenno-živcového materiálu, kým pelitických, ílovito-grafitických medzivrstvičiek ubúda, ale v zmenšenej miere sú ešte stále prítomné. Tak sa stáva, že tieto horniny prechodného typu si ešte ponechávajú bridličnatosť podľa rovných a hladkých plôch, ale samotný bridličnatý materiál je už psamitický so živcovo-kremitými klastikami. Bridlice sú pomerne hrubobridličnaté, až lavicovité. Strácaním sa grafiticko-pelitických medzivrstvičiek a celkovým ubúdaním grafitického pigmentu alebo jeho rozptyľovaním v celej mase bridlíc dostávame normálne bridlice, typické pre oblasť Dolán až Horných Orešian. Tu grafiticko-pelitické fácie vytvárajú skôr samostatné, mocnejšie polohy bridlíc a majú makrodiastrofický charakter. Celkove horniny harmónskej série a tiež flyšové súvrstvia majú ešte aj jemné, mikrodiastrofické striedanie sa pelitických a psamitických polôh, ktoré je vo výbrusoch dobre pozorovateľné.

Harmónsku sériu možno považovať za synklinálnu sedimentačnú fáciu, pričom pelitický charakter bridlíc, ako aj lydity svedčia o tom, že sa more v tejto oblasti prehlbovalo. Sedimentácia si pritom stále ponechávala diastrofický ráz. Samotná harmónska séria predstavuje pravdepodobne vyššie stratigrafické horizonty bridlíc malokarpatského kryštalinika. Práve v tejto dielčej synklinále predvarískej geosynklinály dochádzalo na miestach, kde bolo more vetranejšie a tým bohatšie na kyslík, k sedimentácii vápencov a k rozvoju organizmov. Boli to asi miesta antiklinálne vyzdvihnuté počas pohybov, súvisiacich s iniciálnym vulkanizmom bázik. V harmónskej sérii sa výrazne uplatnili extruzívne formy bázického vulkanizmu, zatiaľ čo v spodnejších, stratigraficky starších zónach série bridlíc medzi Cajlou a Pernekom iniciálny, ofiolitický, bázický vulkanizmus má charakter hypoabysálnych medzivrstevných a žilných až abysálnych lakolitických intrúzií a len lokálne pri okrajoch amfibolitových komplexov sa nájdu pyroklastiká (oblasť Kuchyne). Bázický vulkanizmus harmónskej série je extruzívnym ekvivalentom ostatných na amfibolity premenených bázických vulkanitov Malých Karpát. Početné akcesorické sulfidy (pyrhotín) pre nepatrný rozsah vulkanizmu nedávali v harmónskej sérii predpoklady na vytvorenie samostatných sulfidických ložísk, ako je tomu v oblasti Pezinok—Pernek.

Treba poukázať na mimoriadny význam nálezu skamenelín vo vápencoch harmónskej série. Mikrofauna sa zdá byť pomerne pestrá a iste prinesie pre paleontológov mnoho zaujímavostí. Zatiaľ málopočetný výbrusový materiál poukazuje určite na prítomnosť krinoidov a pravdepodobne aj tabulátnych koralov ako aj iných organizmov. Dôkaz, že uvedené vápence sú organogénne, je iste zaujímavý a ďalšie štúdium mikrofauny môže priniesť dôležité určenie veku tejto série.

Ešte väčší význam má ten fakt, že práve harmónska séria bridlíc je súvrstvím,

ktoré je faciálne a petrograficky veľmi blízke bridliciam drnavskej série v Spišsko-gemerskom rudohorí, kde sa staropaleozoické vápence vyskytujú tiež na viacerých miestach. Ba dokonca v oblasti Čučmy zhoda vápencov vo fylitoch drnavskej série je zjavnejšia tým, že vápence obsahujú pyroklastiká bázických amfibolických hornín, ako aj vlastné magmatické extruzíva mandľovcovej textúry, makroskopicky veľmi podobné extruzívam, ktoré sa vyskytujú v nadložných partiách vápenca harmónskej série. V budúcnosti sa bude treba zamerať na mikroskopické štúdium staropaleozoických vápencov Spišsko-gemerského rudohoria, pretože analogicky s Malými Karpatmi, pokiaľ nie sú metasomaticky zmenené alebo silne regionálne metamorfované, mohla by byť v nich prítomná fauna.

Bridlice kryštalinika medzi Cajlou a Hornými Orešanmi (okrem bridlíc harmónskej série)

Ostatné bridlice v oblasti kryštalinika Malých Karpát, medzi cajlanskou Hrubou dolinou a Hornými Orešanmi, najmä na okraji Podunajskej nížiny sú charakterizované tým, že boli pred intrúziou granitu pomerne málo regionálne metamorfované a teda variská horotvorná fáza nespôsobila všade predžulovú fylitizáciu sedimentov, podobne ako je tomu v oblastiach na JZ od cajlanskej Hrubej doliny a najmä v oblastiach vlastného bratislavského žulového masívu (Borinka—Lamač—oblasť Somárskeho vrchu a Malého Javorníka). V týchto oblastiach pôsobil hlbinný kontaktný metamorfizmus pri intrúzii granitu už na horniny značne regionálne metamorfované variským vrásnením. S podobným zjavom môžeme sa často stretnúť — v menšom meradle — v oblasti medzi Cajlou a Hornými Orešanmi, najmä na sever od Častej a Dolan, prípadne v oblasti medzi Hornými a Dolnými Orešanmi, a to pri stratigraficky najvrchnejších horizontoch bridlíc v blízkosti mezozoických obalových sérií, na severozápadných okrajoch kryštalinika.

Z uvedených dôvodov kryštalinické bridlice na okraji Podunajskej nížiny (medzi Cajlou a Hornými Orešanmi) budú mať skôr ráz zrohovcovatelých hornín s prevahou kontaktnej metamorfózy žuly, bez silnejšieho pôsobenia staršej regionálnej premeny. Pritom biotit vzniká najprv len v základnej, ílovito-kremitej hmote medzi nerekryštalovanými klastikami kremeňa a živcov. Horniny si zachovávajú blastopelitický a blastopsamitický charakter a tvoria podľa povahy materiálu a stupňov metamorfózy arkózovité — rohovcové bridlice s úlomkami kremeňa a živcov (kyslé plagioklasy a ortoklas) a sericiticko-biotitické, viac-menej blastopsamitické fylity; pri silnejšej metamorfóze prechádzajú po rekryštalizácii živcových a kremenných klastík do sericiticko-biotitických svorov a pararúl, s granoblasticky rozpadnutými reliktnými klastikami. Miestami poznať v bridliciach i znaky tlakového usmernenia počas rekryštalizácie horniny, t. j. počas kontaktného metamorfizmu. Silnejšie metamorfované bridlice majú okrem zvýšeného percenta biotitu zriedka i epidot, ojedinele staurolit a výnimočne i granát na rozdiel od iných oblastí Malých Karpát, kde sa staurolit a granát pri silnejšej metamorfóze vyskytujú veľmi často.

Peliticko-grafitické vrstvičky, medzivrstvičky alebo vrstvy môžu byť v bridliciach medzi Dolanmi a Orešanmi v rôznom množstve zastúpené, alebo môžu vytvárať samostatné mocnejšie polohy. Pritom vidieť, že kryštalizácia, najmä grafiticko-pelitických bridličnatých fácií, je značne sťažená a preto tieto bridlice prejavujú menší stupeň rekryštalizácie a biotitizácie, než to zodpovedá meta-

morfnému charakteru bridlíc najbližšieho okolia. Preto stupeň rekryštalizácie a granitizácie značne závisí nielen od blízkosti granitu, ale aj od minerálneho zloženia sedimentov a ich zrnitosti.

Celkove možno povedať, že v oblasti medzi Častou a Hornými Orešanmi pribúda stupňa metamorfózy od stredu pohoria Malých Karpát smerom k Podunajskej nížine, čo nám umožňuje predpokladať žulový masív pod náplavami tejto nížiny. Stupeň granitizácie sa zväčšuje nielen od SZ na JV, ale aj od vrcholov kopcov k báze dolín. Ako som to už povedal, stupeň rekryštalizácie a metamorfózy značne závisí i od chemizmu, minerálneho zloženia sedimentu a od zrnitosti súčiastok sedimentov. Smerom na SZ, t. j. smerom, kde sa v ich nadloží vyskytuje mezozoikum obalovej série, nachádzajú sa vyššie horizonty staropaleozoickej série bridlíc, v ktorých, ako som to už uviedol, prevláda epizonálna predgranitová metamorfóza oproti hlbinnému kontaktnému žulovému metamorfizmu; sú to sericitické, sericiticko-grafitické a sericiticko-chloritické fylity. Okrem toho miestami sa uplatnila i dynamometamorfóza a alpská diaftoréza, a to v oblastiach, kde mezozoické série ležia na biotitických fylitoch (oblasť medzi Hornými a Dolnými Orešanmi).

Treba poznamenať, že žulová metamorfóza a predžulová regionálna metamorfóza sa navzájom tak kombinujú, že vo väčšine prípadov správnejšie je hovoriť o prevládaní tej-ktorej metamorfózy, ako o krajných typoch jednotlivých metamorfných dejov.

Zároveň treba upozorniť na zaujímavý zjav, že totiž variské tektonické štruktúry v oblasti medzi Harmóniou a Cajlou majú smer SZ—JV, v oblasti medzi Častou a Hornými Orešanmi prevláda smer SV—JZ. Tektonické línie alpského orogénu sú v smere pohoria, t. j. SV—JZ, len lokálne sa približujú k variským líniám (oblasť cajlanskej Hrubej doliny). Intrúzia žuly sledovala variské štruktúry v kryštalických bridliciach, ktoré majú zhruba smer SZ—JV; naproti tomu mylonitové zóny žúl sledujú alpské línie, ktoré sú na variské temer kolmé, čo vedie miestami ku komplikovaným tektonickým pomerom.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

BOHUSLAV CAMBEL

Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch

Pri minuloročnom výskume kryštalinika Malých Karpát bolo potrebné sledovať problém kremencov, a to nielen preto, že sa nachádzajú v kryštaliniku, ale i preto, že sa v nich robili početné banské práce v oblasti Modry. Konečné vyriešenie problému kremencov bude možné podať až potom, keď bude zmapované celé mezozoikum Malých Karpát. K vyriešeniu problematiky kremencov môžem po skončení minuloročných výskumných prác podať isté pozorovania, najmä pokiaľ ide o kremence, ktoré sa nachádzajú v strede kryštalinika. Tieto kremence vnútornej zóny tiahnu sa v súvislom veľkom oblúku medzi cajlan-

skou Hrubou dolinou, modranskou Homolou, Spiegelbergom, Klokočinami, až k Dolným Orešanom.

Štúdium prinieslo dôkazy o spodnotriasovom veku týchto hornín. Nedávno študoval M. Maheľ [Geologický sborník III (1952), str. 203] vonkajšie pásmo kremencov, ktoré sa tiahne západným okrajom kryštalinika medzi Pernekom a borinským chotárom a dospel k názoru, že uvedené kremence sú liasového veku.

Moje minuloročné štúdiá potvrdzujú prítomnosť liasových kremencov v oblasti medzi Pernekom a Borinským potokom, a to v oblasti kryštalinika Somárskeho vrchu a Malého Javorníka, kde tvoria kremence lavice v liasových brekciovitých zlepencoch. Tieto tmelové kremence prejavujú viac-menej pozvoľné prechody do tmelových vápencov, podobne ako je to u niektorých kremencov vonkajšieho okruhu medzi Pernekom a Borinkou. Rozptýlené výskyty kremenca a vápenca v oblasti Somárskeho vrchu možno považovať za zvyšky, ktoré ostali po odnesení a rozvetraní zlepencového súvrstvia, pričom lavice vápenca a kremenca sa najdlhšie zachovali.

Z uvedeného je zrejmé, že v Malých Karpátoch sú i spodnotriasové i liasové kremence. Doterajšie štúdium môže dať isté kritériá — ale nie všeobecne platné — ktoré charakterizujú jednotlivé typy kremencov. Staršie spodnotriasové kremence majú polohy arkózovitých kremencov až arkóz, a to obyčajne v spodných horizontoch. Prechody arkózovitých kremencov a arkóz do spodnotriasových kremencov a kremitých zlepencov sú pozvoľné v tom zmysle, že v normálnych kremencoch a kremitých zlepencoch začínajú pribúdať i čo do mocnosti, i čo do počtu výskytov faciálne ostro oddelené arkózovité polohy, ktoré sa potom striedajú s normálnymi kremencami. Pozorovalo sa to v starých štôlňach v oblasti Harmónie, pod Zámčiskom, pod Kočištanom a pri Medvedej skale. Nakoľko arkózovité kremencové polohy a arkózy nemajú petrografické zloženie typických verukánskych sedimentov a tvoria jeden celok, pokladám kremence i arkózy za jednu stratigrafickú, spodnotriasovú jednotku.

V nadloží tejto kremencovej série na niektorých miestach (Harmónia, Častá, oblasť Prudkého vŕška) sú prítomné verfénske bridlice, do ktorých kremence viac-menej pozvoľne prechádzajú podobne ako kremence a arkózy. Pribúdanie sľudnatých ílovitých zelenkavých až červených bridlíc v spodnotriasových kremencoch možno pozorovať v štôlni Kristián pod Kočištanom, na SZ od Harmónie. V oblasti Píly a Prudkého vŕška v súvislosti s výskytom verfénu nachádzajú sa bunečnaté, žltohnedé vápence, ktoré podľa staršej literatúry sa zaraďovali k stratigraficky rozličným útvarom mezozoika. Uvedené bunečnaté vápence bude najlepšie pokladať za tektonity vápenatých polôh verfénu.

Spodnotriasové kremence, ktoré vytvárajú veľký oblúk medzi Cajlou a Dolnými Orešanmi v strede kryštalinika, sú do kryštalinika hlboko zavrásnené. Sú pobrežnými sedimentami triasového geosynklinálneho mora. Možno ich charakterizovať tým, že sú na rozdiel od liasových kremencov dynamicky veľmi silne porušené a ani vo svojom zlepencovom vývoji nemajú úlomky iných hornín, len valúnový asi hydrotermálny kremeň a úlomky minerálov žuly. Spodnotriasové kremence vnútorného okruhu ležia spravidla v podloží borinských (pajštúnskych) vápencov, do ktorých pozvoľna neprechádzajú. Jedine v oblasti Častej, na východ od kóty 521, sa vyskytuje úzka poloha jemnozrnných vápenito-kremitých hornín na styku kremenca a nadložného vápenca. Znamenalo by to rýchly faciálny prechod spodnotriasových kre-

mencov do nadložných vápencov borinského (pajštúnskeho) typu, pozorovateľný len v úzkej stykovej zóne. Štúdiu, či prechod kremencov do nadložných vápencov sa deje pozvoľnou faciálnou zmenou, alebo či je transgresívneho, resp. tektonického charakteru, treba venovať veľa pozornosti. Tým by sa vyriešil problém veku a stratigrafického postavenia borinských (pajštúnskych) vápencov. Uvedené poukazuje na to, že i spodnotriasové kremence majú miestami pozvoľné prechody do nadložných vápencov. Treba to sledovať najmä na okrajoch modranského granodioritového masívu medzi Kuchyňou, Bílou skalou, Hrubým vápenným a Dolnými Orešanmi, kde som pri výskume kryštalinika tejto otázke nevenoval bližšiu pozornosť.

V kremencoch, ktoré sú priamo v strede kryštalinika, sa výskyt vápenitokremitých jemnozrnných polôh v nadloží kremencov nepozoroval, hoci i kremence vnútornej zóny majú vo svojom nadloží menšie vápencové komplexy. Vápence sú borinského (pajštúnskeho) typu a patria asi k triasovým členom borinských vápencov. Tieto vápence sú značne dynamicky postihnuté, čiastočne i rekryštalizované a sú bez skamenelín.

Už sa povedalo, že liasové kremence sa vyskytujú v súvislosti s liasovými polymiktnými brekciovitými zlepencami na západ od Hliníka v oblasti Somárskeho vrchu. Tieto brekciovité zlepence stoja v genetickej závislosti na tektonických pohyboch, ktoré spôsobili i zmenu vápnitej sedimentácie v kremitú. V dôsledku týchto pohybov vyzdvihol sa antiklinálny chrbát, ktorý bol rozrušovaný morskými vlnami a úlomky hornín boli tmelené vápnitým alebo kremitým plytkovodným pobrežným tmelom. Vznikali brekciovité zlepence fylitov, amfibolitov, a iné. Uvedené zlepence vyskytujú sa na styku mezozoika s kryštalinikom medzi Pernekom a Volhoviskom a boli už pozorované a popísané M. Maheľom. No, v oblasti kryštalických bridlíc Somárskeho vrchu a Malého Javorníka tieto zlepence nadobúdajú pozoruhodný rozsah a mimoriadnu petrografickú pestrosť. Každý výskyt zlepencov odzrkadľuje podľa valúnového a úlomkového materiálu petrografické zloženie najbližšieho okolia. Okrem úlomkov žúl, fylitov, amfibolitov, valúnov hydrotermálneho kremeňa, úlomkov starších kremencov, ba i ojedinelých starších vápencov sú v nich prítomné i úlomky červených, asi verfénskych bridlíc a úlomky červených železných okrových rúd. Treba podotknúť, že tak ako sa mení materiál klastík a valúnov, i čo do petrografického zloženia, i čo do množstva, tak sa veľmi rýchlo mení i laterálne a vertikálne zloženie tmelu. Tmel môže byť kremitý, ílovitý, limonitový, červene okrový, arkózovitý, chloritický, slienitý a vápnitý. Brekciovitý tvar úlomkov, ktoré sú často metrových rozmerov, nasvedčuje tomu, že tu ide o bezprostrednú sedimentáciu pri pobreží. Vzdiaľovaním sa od skalných útesov veľmi rýchlo klesá rozmer úlomkových balvanov a ich množstvo vzhľadom na vápencový a kremitý tmel.

Najzreteľnejšie to vidieť v odkryve zlepencov asi 1 km na východ od Somárskeho vrchu. Ide tu o pomerne súvislú sériu zlepencov, asi 100 m širokú a niekoľko metrov, ba miestami až 10—20 m mocnú, tiahnúcu sa južným a juhozápadným smerom k Malému Javorníku (Ahonbergu) a 100 m na východ od vápencového lomu na južnej strane potoka, tečúceho strednou dolinou. Tu možno nájsť priamo pobrežnú bralovú alebo podmorskú zónu, kde vo fylitových bralách vápenec tvorí len žilky v puklinách, podobne ako to konštatoval M. Maheľ v oblasti Perneka. Od tejto zóny smerom na sever z metra na meter veľmi rýchlo pribúda v zlepencoch kalcitového tmelu, až konečne vo vzdialenosti asi 30—50 m

od spomenutých brál s kalcitovými výplňami puklín nachádza sa zlepenec, kde úlomky fylitov tvoria pomerne malé ostrohranné a v malom množstve zastúpené časti zlepenca. Úlomkový materiál pri samotných bralách je petrograficky monotónny a celkom sa zhoduje s fylitmi, budujúcimi vlastné bralá. Ide zrejme o bezprostredné napadanie materiálu.

Zlepence, ktoré sa vyskytujú na severnej strane údolia, neďaleko od rozvodia potokov, majú už omnoho polymiktnejší charakter a iné zloženie, hoci sa od hore popisovaných vyskytujú len asi o 200 m na sever. I na tomto mieste je materiál úlomkov veľmi málo triedený, ale prevládajú fylity od rozmeru vyše 1 m až po úlomky celkom drobné, menšie ako cm. Fylity sú petrograficky variabilné, tak ako to zodpovedá charakteru fylitovej série širšej oblasti Somárskeho vrchu a Malého Javorníka. Sú to sericitické a seriticko-biotitické fylity viac alebo menej kremité, pričom chlorit vznikol premenou biotitu. Prítomnosť amfibolitov v tejto zlepencovej zóne je len ojedinelá a materiál amfibolitových hornín koncentruje sa najmä v tmele, ktorý má zelenú farbu od početne zastúpeného chloritu. Fylitový materiál klastického charakteru, ako aj ostrohranné úlomky červených bridlíc (verfénskych), pochádzajú z najbližšej oblasti, kdežto dobre oválané valúny kremeňa, ktoré majú rozmery hrášku až orecha, sú naružovelé a predstavujú materiál donesený z väčších vzdialeností. Okrem hydrotermálneho kremeňa je prítomný kremenec, podobný spodnotriasovému, ktorý je typický pre vnútornú oblasť kryštalinika Malých Karpát. Celá zlepencová séria je miestami tektonicky porušená a na miestach intenzívnych dynamických účinkov tmel je čiastočne fylitizovaný.

Zdá sa, že početné kremence a vápence, ktoré sú rozptýlené v širokej oblasti Somárskeho vrchu a Javorníka, sú zvyškami po spomínaných liasových zlepencoch, ktorých podstatná časť bola oddenudovaná, takže sa zachovali len na miestach hlbšieho zavrásnenia v podobe ojedinelých ostrovných alebo viac-menej súvislých pruhov.

Druhým mohutným zlepencovým odkryvom je odkryv na juhovýchod od Somárskeho vrchu v Hlinickej doline, asi 500 m na západ od kóty 347. Na týchto miestach tvorí zlepencová séria pomerne súvislé pásmo značnej rozlohy. Na rozdiel od zlepencov, vyskytujúcich sa na východ od Somárskeho vrchu, tieto zlepence majú klastiká amfibolitov. Útesovými bralami sú nie fylity, ako v predošlom odkryve, ale amfibolity, takisto s puklinami vyplnenými vápencom. Ich tmel býva často chloriticko-vápenatý a chloriticko-ílovitý, ako i kremitý. Chloriticko-ílovitý a vápenatý tmel vytvára zelenú tmelovú masu, takže je na prvý pohľad makroskopicky ťažko rozhodnúť, či ide o amfibolit alebo o tmel. Väčšina zelených hornín v zlepencoch sú úlomky amfibolitov. I v týchto zlepencoch, kde v značnej miere prevláda v úlomkoch amfibolit a biotitické fylity sú zriedkavejšie, sú prítomné i valúny a úlomky starších kremencov väčších rozmerov (asi 10 cm) a úlomky červených bridlíc, podobných verfénskym. Červený, železito-ílovitý tmel na rozdiel od predchádzajúceho typu zlepencov netvorí súvislejšie polohy, ale len červenkavé šmuhy v chloriticko-vápenatom tmele. I v tejto oblasti vidieť, že zlepencová zóna podľa petrografického materiálu je odrazom najbližšieho okolia.

Valúny kremencov a vápencov v zlepencoch potvrdzujú, že istá časť vápencov, ako i kremencov už existovala v dobe vzniku liasových zlepencov. Podobne i červené verfénske bridlice alebo jemný sedimentárny červený tmelový materiál

vzniklý z rozložených červených bridlíc svedčí o tom, že verfénske vrstvy v období vzniku zlepencov boli už vo vtedajšej sedimentačnej oblasti.

Kremence, ktoré tvoria tmelovú zložku v zlepencoch, a to často i v rozsahu mocných vrstevných polôh, majú najrozličnejší vonkajší vzhľad a rozličnú zrnitosť, ako i minerálne zloženie. Miestami môžu sa celkom podobať spodnotriasovým kremencom. Často pre nedostatok tmelového kremeňa sa ľahšie rozpadávajú a majú pieskovcový charakter. Sú zväčša svetlej, svetlo-šedivej alebo nažltlej farby a pri vetraní sa pórovite rozpadávajú. Póry a dutinky vznikajú najmä po vyluženi vápenitej zložky v kremencoch. Povedalo sa už, že často obsahujú drobné úlomky fylitov a kalcit v rôznom množstve, ale môžu byť i bez neho. Pod mikroskopom obyčajne nebadať silnejšie dynamické účinky na kremencovom materiáli, ale toto tiež nie je všeobecné, pretože miestami celá zlepencová séria bola pri alpskom vrásnení dynamickými účinkami čiastočne postihnutá.

Medzi liasové zlepence treba počítať i žulové arkózovité zlepence, ktoré sa nachádzajú v oblasti asi 1 km na juhozápad od Volhoviska, a to 500 m na juh od kóty 565. Zlepence sa nachádzajú v žulovom, silne rozvetranom teréne a tvoria ojedinelé väčšie, pomerne ťažko vetrajúce balvany. Valúnky a úlomky žuly sú petrograficky zhodné s normálnou malokarpatskou žulou, miestami vôbec nestlačenou. Valúny žúl majú veľkosť hrášku až päste. Tmeliaca hmota je niekedy jemnozrnnejšia, ako základné minerálne súčiastky žuly; ide teda o klastiká žulových minerálov a čiastočne o ich rozkladné produkty. Niektoré zlepence majú základnú tmelovú hmotu hrubozrnnejšiu, pozostávajúcu zo žulových minerálov takých rozmerov, aké sa nachádzajú v žulách. Možno tu rozoznať muskovit, živce, kremeň a sericit. Sú také zlepencové balvany, kde valúnky žúl v pomere k tmelu sú menej početné a malé, a kde základná arkózovitá tmelová hmota má značnú prevahu nad úlomkami. Práve tento fakt môže priviesť terénneho geológa k otázke, či niektoré zo žulových tektonitov (mylonity a bridličné ultramylonity) nie sú stlačenými, dynamicky metamorfovanými arkózami a arkózovitými žulovými zlepencami. Ukázalo sa, že tomu tak nie je a že liasové arkózy a arkózovité žulové zlepence možno nájsť len v oblasti výskytu bežných liasových zlepencov.

Spomínané arkózovité zlepence, prípadne arkózy bolo by tiež možno teoreticky pokladať za permské arkózy, alebo za spodný horizont spodnotriasových arkózovitých kremencov a arkóz, ktoré sa bežne vyskytujú v súvislosti s kremencami. No, tieto spodnotriasové arkózy, pokiaľ sú v zóne kremencov, majú materiál triedený a sú bez ílovitých rozkladných zložiek minerálov žúl. Ba dokonca v oblasti žulových zlepencov nájdu sa i také zlepence, kde v ílovitejšom tmele nájdeme okrem valúnov žúl i drobné úlomky bridlíc pomerne silne biotitizovaných. Z uvedených dôvodov pokladám arkózovité žulové zlepence za špeciálny prípad ostatných liasových zlepencov, kde morské pobrežie liasového mora bolo budované žulovými bralami.

Podobné brekciovité zlepence, ako sú v Malých Karpátoch, sú popísané z Álp A. Heimom (Geologie der Schweiz, 1922, str. 766) z Rhätikonu z oblasti Falknisu. Tamojšie alpské, tzv. falkniské brekcie sa vyskytujú v malme a majú v mnohom obdobný charakter s malokarpatskými. I tu sú s obsahom žulového materiálu. Okrem toho boli popísané podobné brekciovité zlepence z oblasti francúzskych Álp pod názvom Bréche du Télégraph z oblasti Briansonu, kde sú v strede liasových vápencov. (W. Kilian—J. Revil: Études géologiques dans les Alpes occidentales, 1917, str. 73).

V štúdiu otázky kremencov a liasových zlepencov bude treba pokračovať najmä dôkladným petrografickým popisom kremencov z jednotlivých oblastí. Možno sa ukážu ďalšie a všeobecne platné zákonitosti v tejto otázke. Zatiaľ petrograficky je možné ľahko odlíšiť od kremencov spodnotriasových kremence z oblasti liasových zlepencov, ale napr. kremence z oblasti Borinského potoka na juho-juhovýchod od Okopanca sú petrograficky značne podobné kremencom vnútorného pásma a miestami majú aj úlomky živcov. Bude treba túto okolnosť objasniť, prípadne sledovať, či táto časť kremencov nie je — vzhľadom na petrografickú zhodu a vzhľadom na prítomnosť starších kremencov v liasových zlepencoch tiež triasového veku. Je možné, že i v tejto okrajovej oblasti kryštalinika medzi Pernekom a Borinkou nachádzajú sa dva typy kremencov, triasové a liasové. To by, pravda, odporovalo záverom M. M a h e ľ a (1952), ktorý pokladá všetky tieto kremence za liasové, akiste na základe viacerých dôkazov. I keď moje práce v tejto oblasti mali len orientačný charakter, predsa pokladám za potrebné poukázať na uvedené okolnosti, najmä na značnú petrografickú zhodu týchto kremencov so spodnotriasovými kremencami vnútornej kremencovej zóny.

Otázka malokarpatských kremencov ostáva naďalej otvorená a niektoré okolnosti nie sú zatiaľ vysvetlené, pretože doteraz neboli študované ešte všetky ich výskyty v oblasti Malých Karpát. Tieto nejasnosti sa vysvetlia v priebehu štúdia ostatného mezozoika v celej severovýchodnej časti Malých Karpát.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JÁN VALACH

Predbežná zpráva o výskume niektorých pegmatitov slovenského kryštalinika

Roku 1952 z poverenia Katedry mineralógie a petrografie Fakulty geologicko-geografických vied SU začal som študovať minerálne zloženie a stavbu malokarpatských pegmatitov, ako i možnosť ich praktického využitia. V súvislosti s týmto som orientačne skúmal aj niektoré iné pegmatity slovenského kryštalinika.

M a l o k a r p a t s k é p e g m a t i t y

Malokarpatské pegmatity vznikali v záverečných štádiách kryštalizácie žulovej magmy kryštalizačnými i rekryštalizačno-metasomatickými pochodmi. Takto sa vytvorili hodne komplikované zonárne žilné telesá. Ich charakter závisí od toho, ktoré z uvedených pochodov pri formovaní pegmatitu dominovali. V závislosti od toho vznikali určité paragenetické jednotky — zóny, charakterizované určitou štruktúrou a určitým minerálnym zložením (pozri tab. 1 na str. 26 a 27).

Kvantitatívne minerálne zloženie bolo skúmané planimetrickými analýzami. Uvediem aspoň jeden príklad kvantitatívneho zastúpenia minerálov v zónach pegmatitu v lamačskom lome:

1. Prehľadná tabuľka zón malokarpatských pegmatitov

Spôsob vzniku zóny	označenie	názov zóny (štruktúra)	spôsob výskytu v pegmatite	podstatné minerály	akcesórie	vzťah k iným zónam	lokalita (typický vývin)
kryštalizácia	a	biotitová (plástovitá)	okrajová zóna niektorých pegmatitov v rulách a v žulách	biotit (spravidla chloritizovaný) chlorit	titanit, leukoxén, epidot	je spravidla ostro ohraničená od okolnej žuly i od centrálnych zón	Sv. Jur — lom pri Šúri
	b	aplitoidná panalotriomorfná)	tenká, súvislá alebo nesúvislá zóna na okraji väčšiny pegmatitov	plagioklasy (albiklas, oligoklas a v pegmatitoch v amfibolitoch až andezíny) ortoklas, mikroklín, kremeň, muskovit	biotit, ortit, granát, zirkón, malakón, xenotím, apatit, oxydy Fe, Mn; v rulách titanit, v amfibolitoch korund, fluorit	na exokontakte spravidla ostro ohraničená od okolnej žuly, resp. zóny a na endokontakte miestami s pozvoľnými prechodmi	temer vo všetkých pegmatitoch
neistý (metasomatóza ? kryštalizácia ?)	c	písmenkového granitu (písmenková)	nesúvislá zóna na endokontakte aplitoidnej zóny, obyč. v sp. častiach žily	albiklas, mikroklín-mikropertit, kremeň	muskovit, sericit	obyčajne pozvoľne prechádza do okolných zón, hlavne vnútorných	Karlova Ves, Lamač— lom, Koliba
	d	vejárovitého muskovitu (vejárovitá)	tvorí hniezda na endokontakte aplitoidnej, resp. c-zóny	kremeň, muskovit, mikroklín, ortoklas, albiklas	———	pozvoľna prechádza do okolných zón	Vydrica, Lamač— lom, Koliba

Spôsob vzniku zóny	označenie	názov zóny (štruktúra)	spôsob výskytu v pegmatite	podstatné minerály	akcesórie	vzťah k iným zónam	lokalita (typický vývin)
rekryštalizácia	e	kremeňživcovosľudná (hrubozrnná)	v centrálnych častiach všetkých pegmatitov	albiklas (12% An) mikroklínpertit, kremeň, sľudy	pyralspity, apatit, skoryl, pyrochlór, zirkón	vonkajšia hranica ostrejšia, vnútorná pozvoľná; najhojnejšia v M. Karpatoch, v nezonárnych pegmatitoch často tvorí celú hmotu pegmatitu	vo všetkých pegmatitoch
	f	mikroklínová (bloková)	centrálna zóna, inokedy zóna okolo kremenného jadra	mikroklínpertit	apatit, muskovit, sericit	vonkajšia hranica so zónou je pozvoľnejšia, s kremenným jadrom spravidla ostrá	Lamač
	g	kremenná (gigantokryštalická)	v jadre pegmatitov ako šošovka, niekedy celá hmota pegmatitov	kremeň	mikroklín, muskovit, monazit, xenotím	ostré hranice od okolných zón	Železná studienka, Rösslerov lom, Baba
metasomatóza	h	albitová	zriedkavo v stredných častiach zóny e	albit, kremeň	neboli zistené	nepravidelné, ojedinelé výskyty v zóne kremeňživcovo-sľudnej	Železná studienka
	i	muskovitová (plástovitá, daktylické zrasty)	v zónach e-f, častejšie na ich kontakte	muskovit, kremeň (živce)	neboli zistené	vzniká metasomatickou premenou živcov zón e-f a preto je viazaná výlučne na tieto, resp. ich kontakty; prechody do okolia pozvoľné	Rösslerov lom pri Bratislave

minerál:	aplitoidná zóna	zóna písm. granitu	kremeň-živcovo-sľudná zóna
kremeň	34,47% obj.	21,07% obj.	27,06% obj.
draselné živce	10,83% obj.	68,11% obj.	58,22% obj.
plagioklasy	30,62% obj.	10,35% obj.	8,40% obj.
sľudy	14,21% obj.	0,27% obj.	5,61% obj.
granáty	9,87% obj.	—	
akcesórie	—	0,20% obj.	0,71% obj.
	100,00% obj.	100,00% obj.	100,00% obj.

Pegmatity v žulách vyskytujú sa v rôznych fáciách malokarpatskej bratislavskej žuly, kým v modranskom granodiorite sú len ojedinelé.

Pegmatity od Lamača sú výrazne zonárne. Na okraji je aplitoidná zóna, resp. miestami biotitová, potom zóna písmenkového granitu (mikroklín — mikropertit + kremeň), na jej endokontakte bola konštatovaná aj zóna vejárovitého muskovitu, tvorená kremeňom a muskovitom. Ďalej nasleduje zóna kremeň—živcovo—sľudná, hrubozrnnej štruktúry. Jadro pegmatitu tvoria giganto — kryštály mikroklín — pertitu (zóna mikroklínová). Táto zóna v niektorých pegmatitoch chýba, v iných sa zas vyskytuje i ďalšia zóna — kremenná. Za produkty metasomatických procesov treba predovšetkým považovať niektoré granáty s obsahom vzácnych prvkov (Y, Yb, T, Mo), zistených spektrálnou analýzou, tiež časť hrubolupenitého chloritizovaného biotitu v zóne „e", ako i muskovit daktylicky sa prerastajúci s kremeňom. Mikroklín je spravidla v pertitickom vývine a je tmavomodro-sivej farby. Plagioklasy identifikované podľa indexov lomu a uhlov zhášania patria prevažne k albiklasom (podľa Winchellovej klasifikácie; Winchell A. N. a H., 1951: Elements of optical mineralogy. Part II., v ruskom preklade, 1953: Optičeskaja mineralogia) s obsahom An-komponenty 10—20%.

Pegmatity v oblasti Železnej studienky sú na rozdiel od lamačských pegmatitov väčšinou žily jednoducho zonárne s metasomatickými výraznými účinkami (muskovitizácia, albitizácia). Na okraji je aplitoidná zóna, potom kremeň-živcovo — sľudná, postihnutá už spomínanou metasomatózou. Pre pegmatity tejto oblasti sú charakteristické: a. bohaté, nerovnomerné koncentrácie apatitu, spravidla v asociácii s mikroklínom; b. hojné granáty (pyralspity), nepravidelne rozmiestnené v celej zóne „e" a vtedy v pegmatitoch biotit obyčajne chýba (Železná studienka, lom I.); c. optickým výskumom bol konštatovaný výskyt vzácnych minerálov: xenotímu a pyrochlóru (mikrolit?); d. jednoduchá zonárnosť a silné metasomatické účinky.

Pegmatity v oblasti Karlova Ves — Vydrica sú jednak vo forme malých nezonárnych šošoviek pegmatoidnej štruktúry a preto ich je správnejšie nazvať pegmatitoidným granitom (Karlova Ves), jednak vo forme doskovitých žíl, tvorených prevažne aplitoidnou zónou (Vydrica). Na endokontakte aplitoidnej zóny je častý vejárovitý muskovit s kremeňom (zóna vejárovitého muskovitu). Jej kvantitatívne zloženie je takéto:

kremeň	53,25% objem.
draselný živec	1,84% objem.
albiklas	2,12% objem.
muskovit	42,79% objem.
	100,00% objem.

V strede je pomerne tenká zóna kremeň-živcovo-sľudná, minerálnym zložením podobná analogickej zóne pegmatitov v oblasti Lamača.

Pegmatity v oblasti Rösslerovho lomu sú jednoducho zonárne, ich charakteristickým rysom je prítomnosť muskovitovej zóny. Muskovitová zóna vznikla hydrolytickým rozkladom živcov, pričom vznikal muskovit ($n = 1{,}55$, $2V = 43°$) a kremeň. Priebeh tejto reakcie podľa Nikitina (Nikitin V. D., 1950: K genezisu sljuďjanych pegmatitov Karélii. Zap. Vsesojuz. miner. obšč., 79, No 4.) závisí hlavne od koncentrácie draslíka. Jeho veľká koncentrácia je nepriaznivá pre vznik muskovitu spomínaným spôsobom. Muskovitizácia postihla okrajové časti zóny „e", bohaté na živce. Najvýraznejšie muskovitizáciou postihnutá žila sa nachádza v silne mylonitizovanom pásme a aj sám pegmatit je značne mylonitizovaný. Minerálne zloženie ostatných zón je ináč zhodné s pegmatitmi prv opísanými.

Pegmatity v oblasti Koliby sú spravidla výrazne zonárne. Tu sa zmienim hlavne o pegmatite v diorite, vystupujúcom v opustenom lome nad Kolibou. Plagioklasy aplitoidnej zóny obsahujú priemerne 23% An-komponenty (7 meraní), teda sú oligoklasy. Miestami na endokontakte tejto zóny je zóna písmenkového granitu, ktorej relikty však často „plávajú" i v zóne „e" spolu s reliktami okolnej horniny. V súvise so zónou písmenkového granitu boli ojedinele konštatované i výskyty vejárovitého muskovitu. V centre pegmatitu je zóna kremenná.

Špecifickým znakom pegmatitov v žulách v oblasti Rače a Sv. Jura je dobre vyvinutá biotitová zóna. Smerom k centru je vystriedaná aplitoidnou a potom kremeň—živcovo—sľudnou zónou. Výskyt typicky vyvinutej biotitovej zóny je odôvodnený, nakoľko pegmatity sa nachodia v tesnej blízkosti biotitických rúl (vplyvy prostredia).

Pegmatity v rulách vyskytujú sa pri Lamači, v oblasti Sv. Jura a pezinskej Baby. Charakteristický je pre ne zvýšený obsah biotitu, či už vo forme biotitovej zóny, alebo nepravidelne rozmiestnených veľkých lupienkov v zóne „e" a ďalej hojnosť titanitu v aplitoidnej zóne zonárnych pegmatitov (Sv. Jur). Pegmatity v rulách sú: a. Výrazne zonárne s dobre vyvinutými zónami (Lamač), alebo niektoré z centrálnych zón chýbajú (Sv. Jur, lom pri Šúri). b. Nezonárne, podobné v podstate nezonárnym pegmatitom v žulách. Do tejto skupiny treba zaradiť i kremenné žily pegmatitové, na ich príbuznosť s pegmatitmi poukazujú ojedinelé kryštálky mikroklínu a muskovitu v týchto žilách (Baba pri Pezinku). c. Za migmatické pegmatity sú považované tenké pegmatitické žilky v migmatitoch, zvlášť klasicky vyvinuté v oblasti Sv. Jura. Pegmatitické injekcie sú jednak aplitové, jednak pegmatitové v užšom slova zmysle (v podstate zložením zhodné so zónou „e") a kremenné. Charakter týchto injekcií sa mení v závislosti od vzdialenosti žulového masívu: najvzdialenejšie sú aplitové, najbližšie kremenné injekcie.

Pegmatity v amfibolitoch sú jednoducho zonárne, na okrajoch s aplitoidnou a v strede s kremeň-živcovo-sľudnou zónou. Aplitoidná zóna okrem kyslých plagioklasov obsahuje i plagioklasy strednobázické, s maximálnym obsahom 46% anortitovej komponenty. Priemerný obsah An- zložky je však 40%; ide teda hlavne o andeklasy až andezíny. Toto nás oprávňuje nazvať túto zónu plagioklasovou. Z akcesórií (okrem obvyklých) bol v tejto zóne ešte konštatovaný fluorit a korund (vzniklý desilicifikáciou).

Záverom stručného popisu jednotlivých pegmatitových oblastí možno konštatovať, že texturálne sú malokarpatské pegmatity hodne pestré. Možno v nich

dobre charakterizovať 8 paragenetických jednotiek — zón, vzniklých jednak kryštalizáciou, jednak rekryštalizáciou a metasomatózou (tab. 1.). Spektrálnymi analýzami sa konštatovalo, že chemizmus jednotlivých zón je pomerne monotónny a vzácne prvky obsahujú jedine metasomatické jednotky. V paragenetických jednotkách vzniklých kryštalizáciou, resp. rekryštalizáciou zistili sa tieto prvky (spektrálne analýzy starostlivo previedol G. Kupčo z GÚDŠ v Bratislave, začo mu vyslovujem srdečnú vďaku): Na, K, Rb, Mg, CA, Sr, Ba, Al, Si, Ti, V, Mn, Fe, Zr, Cu, Ca, Sn, Pb. V metasomaticky vzniklých mineráloch sa zistili okrem týchto tiež: Sc, Y, Yb, Tl, Mo.

Minerálne zloženie je tiež veľmi fádne, najväčšie rozdiely sú v aplitoidnej zóne, kde sa zrejme najviac uplatňovali vplyvy okolných hornín (pozri tab. 2).

2. Prehľadná tabuľka rozšírenia minerálov v zónach malokarpatských pegmatitov. (Vysvetlivky: o = podstatné, + = akcesorické zastúpenie minerálov)

Názov minerálu:	zóny									
	a	b			c	d	e	f	g	h	i
		v žulách	v rulách	v amfibolite							
Strednobázické plagioklasy				o							
Kyslé plagioklasy		o	o	o	o	+	o			o	
Monazit									+		
Ortit		+		+							
Titanit			+								
Biotit	o	+	o	+			o				
Korund				+							
Pyralspity		(o)+	+				+				
Zirkón		+	+				+				
Xenotím		+							+		
Ortoklas		o	o	o		+					
Mikroklín-pertit		o	o	o	o	+	o	o			+
Apatit		+	+	+			+	+			
Skoryl							+				
Muskovit		o	o	o	+	o	o	+	+		o
Kremeň		o	o	o	o	o	o		o	o	o
Pyrochlór							+				
Fluorit				+							
Epidot	o						+				
Chlority	o		+				+				
Sericit		+	+	+	+	+	+(o)	+			
Oxydy Fe, Mn	+	+	+	+			+				
Zeolity a zoizit				+							

Aplikujúc Vlasovovu (Vlasov K. A., 1952: Teksturno paragenetičeskaja klasifikacija granitnych pegmatitov. Izvestija AN SSSR. serija geol. 2., Moskva.) textúrno-paragenetickú klasifikáciu pegmatitov na pegmatity Malých Karpát treba konštatovať, že tieto patria ku všetkým štyrom typom Vlasovovým. Pegmatity prvého typu, nevýrazne zonárne, resp. nezonárne, tvorené v podstate zónou aplitoidnou a kremeň-živcovo-sľudnou sú v Malých Karpatoch najhojnejšie. Pegmatity druhého typu obsahujú okrem prvých dvoch zón i zónu

blokového mikroklínu (Lamač). Pegmatity tretieho typu obsahujú i kremenné jadro. Kremenné pegmatitové žily patria tiež k tomuto typu. Štvrtým typom sú pegmatity s výraznými metasomatickými zónami a so vzácnymi prvkami (Železná studienka, Rösslerov lom).

Poznámky k niektorým iným pegmatitom slovenského kryštalinika

Nakoľko hodlám postupne detailne spracovať všetky slovenské pegmatity, previedol som už doteraz niekoľko orientačných i detailnejších výskumov týchto:

1. Pegmatity v oblasti Inovca sú zriedkavé a patria väčšinou k typu 1. podľa Vlasovovej klasifikácie. Okolnou horninou je bázickejšia žula. Minerálne zloženie je podobné analogickým pegmatitom Malých Karpát.

2. Pegmatity v oblasti Žiaru. Okolnou horninou je dvojsľudná, biotitická, porfýrová žula i pararuly. V pegmatitoch sú dobre vyvinuté zóny: aplitoidná, písmenková, kremeň-živcovo-sľudná a muskovitová (Horenov). Minerály: oligoklas, miestami i andeklas s maximálnym obsahom anortitovej komponenty 35%; mikroklín-pertit, ortoklas, kremeň, biotit, muskovit. Akcesórie: apatit, turmalín a Fiala (Fiala Fr., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žjarského pohoří. Práce štátneho banského múzea D. Štúra v B. Štiavnici.) spomína, že v múzeu D. Štúra v Banskej Štiavnici je z týchto pegmatitov i vzorka berylu. Za metasomaticky vzniklé treba považovať časť albitu, muskovit, spesartín a časť kremeňa. Zo sekundárnych minerálov boli konštatované: chlorit, epidot, sericit. Typy pegmatitov : 1, 2, 4.

3. Vysoké Tatry. Niektoré pegmatity Vysokých Tatier boli detailne (hlavne čo sa chemizmu týka) skúmané Pawlicom (Pawlica W., 1913: Pegmatity Tatr a ich stosunki magmatyczne. Rozpr. Akad. Um., seria A, 53.), ktorý tu rozlíšil 5 typov:

1. biotitovo-oligoklasové pegmatity,
2. ortoklasovo-oligoklasové pegmatity,
3. oligoklasovo-albitové pegmatity,
4. albitovo-mikroklínové pegmatity a
5. albitovo-ortoklasové pegmatity.

Podľa Pawlicu z týchto pegmatitov, vznikajúcich kryštalizáciou zo zvyškovej magmy, najstarší je typ 1., najmladší typ 5. Zrejmé je však, že kremenné pegmatitové žily miestami s turmalínom (Stalinov štít) sú ešte mladšie ako typ 5. Okolnou horninou pegmatitov je dvojsľudná žula, všesmerne zrnitá i porfýrová, ďalej leukokrátna žula (aplitická), granodiorit i ruly. Sám som študoval niektoré pegmatity západnej časti Vysokých Tatier z materiálu poskytnutého Gorekom, ktorý tento terén spracováva. Minerálne zloženie pegmatitov je pomerne fádne. Tvoria ich plagioklasy (hlavne albiklasy) s maximálnym obsahom anortitovej zložky 20%, červené, belavé, zriedkavejšie sivomodré mikroklín-pertity so žilkovitými, resp. škvrnitými vyrastlicami albitu (Andersenov „vein-perthit" a „patch-perthit"; Andersen O. 1931: Discussions of certain phases of the genezis of pegmatites. Norsk. Geol. Tidsskr., 12.). Ďalej sú prítomné ortoklas, kremeň, muskovit (najčastejšie vznikol baueritizáciou z chloritizovaného biotitu, Roháče), biotit. Akcesórie: pyralspity (podľa Pawlicu s obsahom 52% mol. spesartínovej komponenty), apatit, rutil, titanit, zirkón, hematit, spekularit, monazit, xenotím, turmalín. Sekundárne minerály: chlorit, sericit, limonit, epidot. Akcesorické minerály môžu miestami dosahovať i ano-

málnejších koncentrácií (ako napr. apatit v zóne kremeň-živcovo-sľudnej, turmalín v kremenných žilách, granáty v zóne aplitoidnej a pod.). Paragenetické jednotky — zóny — sú v podstate analogické malokarpatským pegmatitom, pravdaže s určitými kvantitatívno-kvalitatívnymi odlišnosťami. Podľa spracovaného materiálu predpokladám, že metasomatické pochody sa pomerne viac uplatňovali pri formovaní vysokotatranských pegmatitov, ako sa doteraz predpokladalo. Typy pegmatitov: 1, 2, 3, 4.

4. Nízke Tatry. Pegmatity Nízkych Tatier sú mi známe jednak z literatúry (Koutek J., 1931: Geologické štúdie na severozápade Nízkych Tatier. Knihovna SGÚ, sv. 13., Praha; Zoubek), ale hlavne z vlastného terénneho i laboratórneho výskumu, prevádzaného r. 1953. Okolnou horninou je biotitickoamfibolický granodiorit, žula s vyrastlicami draselných živcov, aplitická žula, žuloruly i ruly. Mikroskopickým výskumom som konštatoval: plagioklasy (albiklasy, miestami i oligoklasy, patriace k č. 12—26 podľa Fedorovej klasifikácie), ortoklas, mikroklín (obyčajne v pertitickom vývine), kremeň, muskovit, biotit. Akcesórie: zirkón, apatit, turmalín, titanit, rutil, granát (n = 1,82, teda zo skupiny pyralspitov), chalkopyrit, pyrit, antimonit. Sekundárne minerály: chlorit, epidot, sericit, limonit, spekularit. Pegmatitové žily sú väčšinou tenké, doskovité a najčastejšie jednoducho zonárne. Zaujímavá je zhoda živcov pegmatitov a porfýrovej žuly (ružové draselné živce) podľa farby a optických vlastností, čo nás oprávňuje predvídať značné vplyvy pegmatitových roztokov na vznik porfýrových živcových vyrastlíc v žule. Výskyt minerálov rudných žíl v tenkých puklinkách pegmatitov presvedčivo dokazuje, že pegmatity sú staršie ako rudné žily nízkotatranského kryštalinika. Kremenné jadro je v pegmatitoch (Ostredok), ale častejšie mimo nich — tvoriac samostatné kremenné žily, neobsahujúce rudné komponenty, iba ak akcesoricky (Križianka).

Pegmatity slovenského tatridného kryštalinika sú v podstate zhodné a rozdiely, ktoré sa dali konštatovať, sú zapríčinené nie ani tak odlišnosťou pegmatitovej magmy, ako skôr odlišným geologickým režimom v dobe formovania pegmatitov. No, i napriek tejto základnej zhodnosti majú popisované pegmatity určité špecifické znaky:

a. Autometamorfné účinky na okolnú žulu boli v oblasti Vysokých Tatier mohutnejšie ako v Malých Karpatoch a Inovci.

b. Pegmatity Vysokých Tatier sú najčastejšie doskovité a sú spravidla menších rozmerov ako pegmatity Malých Karpát.

c. Mikroklín malokarpatských pegmatitov, ako i pegmatitov napr. Žiaru je tmavo-sivo-modrý, kým vo Vysokých a Nízkych Tatrách je najčastejšie ružový.

d. Turmalín je hojnejší v pegmatitoch Vysokých a Nízkych Tatier ako v malokarpatských pegmatitoch.

Omnoho pestrejšie sú pegmatity ostatného slovenského kryštalinika, v ich výskume hodlám pokračovať roku 1954.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

STANISLAV POLÁK

K otázke hypergénneho obohatenia vrchnoliasových mangánorudných polôh v Malých Karpatoch

Mangánorudné polohy vo vrchnom liase (toars) pôvodného malokarpatského mezozoického obalu (mariatálske bridlice) pozdĺž severozápadného svahu Malých Karpát (oblasť Borinka—Stupava—Lozorno) sú známe z literatúry už niekoľko desiatok rokov. V čase zvýšenej potreby Mn-rúd stali sa na prechodnú dobu dokonca objektom záujmu banských ťažiarstiev. Exploatačné práce menšieho rozsahu, ako je pokusné kutanie, viedlo doteraz iba k získaniu nepriaznivých výsledkov, absolútne nezaručujúcich rozsiahlejšiu hospodársku perspektívu. Všetky staré literárne a posudkové záznamy sa jednoznačne zhodujú v tvrdení, že jedine asi v 20 m hlbokej povrchovej zóne došlo v dôsledku hypergénnych pochodov k tak vysokej koncentrácii nízkeho primárneho obsahu Mn, že sa tu vytvorili bilančné rudné celky. Smerom od povrchu k primárnej zóne obsah Mn údajne systematicky klesá a pri vlastnej hranici oxydačného pásma zníženie obsahu na úklonnú dĺžku niekoľkých málo metrov je veľmi rapídne. Tieto údaje, hoci boli novšími kutacími prácami z r. 1943 a 1944 zdanlivo potvrdené, neboli doteraz overené detailnejším geologickým a mineralogicko-petrografickým štúdiom. Už analýzy starších záznamov o kovnatostiach dobývaných rudných celkov jasne ukazujú, že tieto tvrdenia nie sú dostatočne overené skutočnosťou. Obsah Mn kolíše v pomerne tak širokých rozmedziach už aj vo vlastnej oxydačnej zóne, že toto nemožno pripisovať jedine nerovnomernej intenzite hypergénneho obohatenia, ale jasne aj primárnym rozdielom v rudonosnosti. Nevidno tu systematický plynulý pokles obsahu Mn ako v oxydačných zónach iných Mn-lokalít, napr. v Lednickom Rovnom, Zázrivej a inde.

Celá otázka predpokladaného hypergénneho obohatenia malokarpatských mangánorudných polôh je pre predbežné geologicko-montanistické ohodnotenie hospodárskeho významu tohto rudného revíru životne dôležitou. Vďaka najnovším prácam a štúdiám, podarilo sa na pomerne najmenej známej lokalite (objavenej r. 1944) zrudnených mariatálskych bridlíc v Borinke—Pod Zámčiskom zistiť nové, prevratné faktá, vyvracajúce staré nepodložené názory rôznych autorov na tento problém. Hoci predmetná lokalita leží pomerne stranou od ostatných známych výskytov a s nimi priamo nesúvisí, vizuálnym porovnaním starého odvalového materiálu a posudkových záznamov možno sa právom domnievať, že i tu panujú rovnaké ložiskové pomery a závery z týchto štúdií možno rozšíriť na celý okruh zrudnenia.

Na lokalite Borinka-Pod Zámčiskom vystupujú slienité mariatálske bridlice v oxydačnej zóne vo forme žltých, okrovohnedých alebo tmavočokoládových (podľa obsahu limonitu), ľahko sa rozpadávajúcich bridlíc, pestre sa striedajúcich vo forme polôh a šošoviek, mocnosti niekoľkých decimetrov. Uprostred nich vystupujú nepomerne pevnejšie, 0,60—1,50 m mocné, tmavosivé až čierne mangánorudné polohy, ostro oddelené od podložných a nadložných hornín, od ktorých sa takto výrazne farebne odlišujú.

Rudná výplň je makroskopicky celistvá, len miestami sú v nej vyvinuté žilky snehobieleho(!) kalcitu, alebo drúzovité útvary s kryštalickým kalcitom; štruktúry, typické pre oxydované východy primárnych karbonátových Mn-rúd, neboli

na tejto ako aj na ostatných malokarpatských Mn-lokalitách vôbec pozorované; podobne tu nenachádzame ani stopy po koagulácii Mn-hydrosolov v podložných alebo nadložných horninách, vznikajúce obyčajne pri hypergénnych pochodoch na Mn-ložiskách. Práve naopak, miestami sú v podloží mangánorudnej polohy celkom svetložlté, mäkké, zvetrané, mariatálske bridlice bez akýchkoľvek stôp po infiltrácii koloidálnymi Mn-kysličníkmi, ktorá by sa iste bola prejavila nápadnou zmenou ich farby.

Pri postupe od oxydačnej zóny smerom do primárnych partií možno celkom jasne badať, že zatiaľčo zvetrané bridlice žltých až čokoládovohnedých farieb stávajú sa tmavšími a pevnejšími a postupne dostáva ich farba sivastý nádych, až prejdú napokon do normálnych sivastých tenkobridličnatých mariatálskych bridlíc, podobné zmeny v mangánorudnej polohe nie sú vôbec pozorovateľné (azda jedine rudnina je o niečo pevnejšia). V primárnej zóne miznú tak skoro celkom farebné rozdiely medzi bridlicami a rudnou polohou, takže jej ďalšie sledovanie čisto vizuálnym hodnotením je nemožné. Akýmsi jediným vodidlom je azda textúra jednotlivých polôh: u bridlíc je zreteľne tenkobridličnatá, naproti tomu v mangánorudnej polohe blíži sa viacej doštičkovitej až lavičkovitej. Makroskopicky viditeľné pyritové monokryštálky alebo šmuhovité pásiky veľmi jemnozrnného pyritu sú rovnako zastúpené v obidvoch polohách.

Starostlivým systematickým ovzorkovaním prechodu jednej takejto mangánorudnej polohy z oxydačného do primárneho pásma sa zistilo, že obsah Mn klesol na úklonnú dĺžku asi 20 m v primárnej zóne iba o 10—20% celkového obsahu, zatiaľ čo pomer Mn v oxydovanej a primárnej zóne, napr. v Lednickom Rovnom možno vyjadriť relatívne 15 : 10 až 20 : 10. Zdanlivý pokles obsahu Mn v primárnej zóne jednej z mangánorudných polôh v Borinke — Pod Zámčiskom je azda zapríčinený iba pojatím menšej partie bridlíc do zásekovej rudnej vzorky, keďže obmedzenie vlastnej rudnej polohy je tu neisté.

Bez ohľadu na mineralogický charakter Mn v tunajších rudných polohách možno z uvedeného štúdia vyvodiť tieto celkom nové poznatky, majúce veľký praktický dosah:

1. Tzv. oxydačné obohatenie primárnych mangánorudných polôh v zóne zvetrania na malokarpatských liasových Mn-ložiskách prakticky neexistuje alebo jeho efekty sú len minimálne.

Zrejme je to výsledok nevhodného mineralogického zloženia primárnej Mn-rudy (nejedná sa asi o Mn-uhličitany, ale o kysličníky Mn, nepodliehajúce snadno hypergénnej migrácii).

2. Doterajšie štúdiá v tomto smere viedli k mylným uzáverom, čo si možno vysvetliť najmä nedôsledným a nepresným zásekovým vzorkovaním rudnej polohy — zdanlivé klesnutie obsahu mohlo vyvolať vyklínenie ložiska, ktoré bolo ovzorkované vo väčšej mocnosti, ako je skutočná, primárnym poklesom obsahu Mn v rudnej polohe alebo náhlym dislokačným zakončením rudnej polohy, ktoré najmä za sťažených pracovných podmienok pri banských prácach ľahko mohlo byť prehliadnuté (hojnosť malých poklesov o niekoľko metrov je potvrdená najnovšími povrchovými prácami v Borinke — Pod Zámčiskom).

Takéto prípady možno plne predpokladať, nakoľko kritériá pre rozoznávanie vlastnej rudnej polohy od okolitých bridlíc sú v primárnej zóne veľmi málo nápadné a snadno môže dôjsť i k úplnej zámene.

3. Rudné polohy majú lentikulárny charakter; šošovky sú obyčajne iba niekoľko desiatok metrov smerne dlhé, v detaile bývajú tektonicky mierne porušené,

čo vedie k ich sťaženému sledovaniu v primárnej zóne banskými prácami. Vetracie pochody pri povrchu prejavujú sa silnou farebnou diferenciáciou, ktorú podporujú aj značné pevnostné rozdiely medzi rudnou polohou a okolitými bridlicami. Zisťovanie rudných polôh bez systematického vzorkovania vo zvetraných východoch je teda pomerne snadné, prakticky je však temer nemožné v primárnej zóne (tu azda pre hrubú orientáciu poslúži prítomnosť pyritu, ktorý sa koncentruje v polohách susediacich, alebo v tesnej blízkosti rudnej šošovky), takže vrtný prieskum by tu iste narážal na značné ťažkosti pri jeho vyhodnocovaní.

Uvedené nové poznatky vyžadujú si ešte detailnejších štúdií na ostatných malokarpatských mangánorudných lokalitách, ako aj ich podopretie exaktným mineralogicko-petrografickým rozborom, aby uvedené zákonitosti mohli byť s plnou platnosťou generalizované pre celý tento revír. Pre každý prípad treba však rátať s celkom odchylným primárnym charakterom malokarpatského mangánorudného revíru od väčšiny našich obdobných sedimentárnych Mn-lokalít (Lednické Rovné, Michalová, Zázrivá a pod.) a teda aj so separátnym hypergénnym režimom.

Západoslovenský rudný prieskum
Úsek — Pezinok

JÁN SRNÁNEK

Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Hradište pod Vrátnom — Rozbehy

V júli r. 1953 som previedol geologický výskum v oblasti Jablonicko-prášnickej vrchoviny, v úseku Hradište pod Vrátnou — Rozbehy. Mapoval som v merítku 1:25000 na topografickom liste 4559/3.

Jablonicko-prášnická vrchovina a jej blízke okolie je budovaná týmito geologickými jednotkami:

1. druhohorami vyššieho subtatranského príkrovu,
2. treťohorami vnútroalpskej Viedenskej panvy a
3. štvrtohorami — pokryvnými útvarmi.

1. Druhohory vyššieho subtatranského príkrovu sú zastúpené stredno-a vrchnotriasovými vápencami, dolomitami a lunzskými pieskovcami.

Vápence v nezvetranom stave sú svetlé, prípadne sivé, sivomodré, celistvé a miestami husto prestúpené žilkami druhotného kalcitu. Niekde majú zreteľnú, inde nezreteľnú lavicovitosť. Strednotriasové vápence majú v Jablonicko-prášnickej vrchovine značné rozšírenie. Smer vrstiev sa pohybuje v medziach S 30° — 60° k V, s úklonom SZ 30—45°.

Dolomity tvoria najväčší komplex Jablonicko-prášnickej vrchoviny. Tiahnu sa od obce Hradište pod Vrátnom ku Horným a Dolným Košariskám. Svahy budované dolomitmi sú obyčajne pokryté hrubou vrstvou sutiny, ktorá sa udržuje pod úklonom 30—35°. Celý mohutný komplex dolomitov môžeme rozdeliť na 2 oddiely:

1. Spodný strednotriasový dolomit, 2. hlavný vrchnotriasový dolomit. Oba tieto

komplexy bývajú oddelené lunzskými pieskovcami a oponickými vápencami. Oba dolomity sú si však veľmi podobné a keď nenájdeme medzi nimi vložky lunzských pieskovcov a oponických vápencov, ťažko ich od seba odlíšime. Dolomit je spravidla biely, cukrovozrnitý alebo brekciovitý a snadno rozpadavý na ostrohrannú dolomitickú sutinu. Len v blízkosti vápenca sa stáva vápenatejším a nadobúda zreteľnejšiu vrstevnatosť. Smer vrstiev sa pohybuje v medziach S 40°—60° k V s úklonom SZ 35°—45°.

Lunzské pieskovce nebývajú vyvinuté ako samotné pieskovce. Bývajú v nich i vložky bridlíc, ktoré niekedy nad pieskovcami prevládajú. Obsahujú stopy zuhoľnatenej flóry. Pieskovce sú mäkké, nahrdzavelé, kým bridlice hnedé, v čerstvom stave namodralé. Našiel som iba jediný výskyt týchto vrstiev, a to južne od obce Hradište pod Vrátnom. Smer vrstiev sa pohybuje v medziach S 50°—70° k V, s úklonom SZ 35°—45°.

Oponické vápence ako i vyššie členy vyššieho subtatranského príkrovu som v študovanom teréne nenašiel.

2. Treťohory — neogén — vnútroalpskej Viedenskej panvy sú vyvinuté na južných a juhozápadných svahoch Jablonicko-prášnickej vrchoviny. Predstavujú ich bazálne, karbonátické zlepence a exotické zlepence so slienitými a piesčitými vložkami.

Bazálne karbonátické zlepence sú pri Hradišti pod Vrátnom. Valúny sú z vápencov a dolomitov, tmel majú vápnito-piesčitý. Vo vyšších polohách prechádzajú do hrubozrnných pieskovcov. Zlepence snadno vetrajú a uvoľňujú sa z nich valúny, ktorými bývajú pokryté celé úbočia a vrcholy kopcov. Zlepence majú smer S—J s miernym úklonom (10°—30°) na západ. Smer a úklon týchto zlepencov je odlišný od smeru a sklonu podložia, čo poukazuje jasne na diskordanciu. Nad bazálnymi karbonátickými zlepencami bývajú vrstvy slienité a vápnito-piesčité. Tieto vápnito-piesčité súvrstvia sú vyvinuté južne od Hradišta pod Vrátnom.

Exotické zlepence tvoria nadložie bazálnych karbonátických zlepencov a stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov. Zaberajú väčšinu študovaného terénu. Prechádzajú v súvislom pásme asi 4—5 km širokom zo Záhorskej nížiny na východnú stranu Malých Karpát. Valúny exotických zlepencov sú premenlivých rozmerov. Tmel je vápnito-piesčitý. Valúny zlepencov sú tvorené žulami, rulami, kremitými porfýrmi, melafýrmi, fylitmi, kremencami, pieskovcami, vápencami, rohovcami, atď. V nadloží exotických zlepencov sú vyvinuté vrstvy žltých až hnedých vápnitých pieskovcov a bridlíc. Tieto sa často opakovane striedajú s exotickými zlepencami a tvoria tak prechod od burdigalu k helvétu.

3. Štvrtohory — pokryvné útvary sú vyvinuté ako viate piesky, svahová hlina a sutina.

Viate piesky sa vyskytujú medzi Cerovou—Lieskovým a Jablonicou. Hmota týchto pieskov býva spravidla dobre vytriedená a obsahuje zrná často len jednej kategórie. Viate piesky sa skladajú z kremenných zŕn, ktoré sú tu v prevahe nad ostatnými minerálmi, vyvinutými len akcesoricky.

Svahová hlina a sutina je v zmapovanom teréne dosť značne rozšírená. Na niektorých miestach je značnej hrúbky.

Jablonicko-prášnická triasová vrchovina sa pokladá za súčiastku kryhy vyššieho subtatranského príkrovu, a to za pokračovanie kryhy z Nedzovského pohoria,

ktoré sa rozprestiera na severovýchod. Jej členy boli miestami pri vrásnení silne tektonicky porušené a možno v nich na odkryvoch pozorovať množstvo dizlokácií. Dolomity v dôsledku silnej porušenosti sa miestami rozpadajú na veľmi drobnú ostrohrannú dolomitickú sutinu až piesok.

V mladších treťohorách nastala mohutná transgresia miocénneho mora, pri ktorej sa neogénne sedimenty uložili na starší podklad. Tieto sedimenty vznikli až po ukončení hlavných horotvorných fáz, preto ich uloženie je výrazne transgresívne diskordantné.

Medzi Jablonicko-prášnickou vrchovinou a horskou skupinou Veterníka je dnes mierna depresia. Depresia existovala už v miocéne a obstarávala spojenie medzi vnútroalpskou Viedenskou panvou a vážskym zálivom miocénneho mora. Je vyplnená zlepencami s exotickým materiálom.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JÁN SRNÁNEK

Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Kostolná—Drietoma—Kochanovce

V auguste 1953 som geologicky zmapoval v merítku 1:25000 územie, rozprestierajúce sa približne medzi obcami Kostolná—Drietoma—Kochanovce na topografických listoch 4460/1 a 4460/3.

Uvedené uzemie budujú horniny bradlového pásma a štvrtohorné pokryvné útvary. Bradlové pásmo sa skladá z bradiel pieninskej série a z bradlového obalu. Pieninská séria je tvorená troma súvrstviami, a to: keuperským, rétskym a liasovým. Vyšších členov tejto série som v študovanom území nenašiel.

Keuper reprezentuje vrstvy lagunárneho vývoja. Sú to bridlice obyčajne slienité, červenej, žltej, sivej a nazelenalej farby, striedajúce sa s polohami belavých, žltých, nazelenalých a načervenalých kremencov. Kremence v danom teréne silne prevládajú nad bridlicami a pre svoju odolnosť voči vetraniu nachádzame ich na vrcholkoch kopcov (Brezina, Skalický vrch). Kremence sú najčastejšie stredozrnné, no, miestami sa stávajú i hrubozrnnejšie až drobno zlepencovité. Skladajú sa hlavne zo zŕn kremeňa, u ktorého možno vidieť rôzny stupeň kataklázy a nepatrného množstva sľudy. Tmel kremencov býva kremitý, zriedka železitý. Bridlice pod mikroskopom majú žltý, hnedý, nepriesvitný tmel, v ktorom tu a tam možno pozorovať zrná kremeňa a vzácne šupinky sľudy. Neďaleko od študovaného terénu, pri Záblatí, sa našli uprostred keuperských vrstiev vložky sádrovca a dolomitu. Takéto vložky v študovanom teréne som nikde nenašiel.

Rét som zistil len na dvoch lokalitách, a to nad horným koncom dediny Zárieč a severne od kóty (Hradište). Predstavujú ho tmavosivé bridlice, striedajúce sa s tmavosivými celistvými alebo jemnozrnnými tenkolavicovitými vápencami. Bridlice majú trieskovitý rozpad. Celé súvrstvie je na povrchu zvetrané a nadobúda žltosivú farbu.

Lias predstavujú svetlosivé celistvé vápence s tmavosivými až čiernymi škvrnami. Pozvoľna prechádzajú niekedy do svetlých neškvrnitých vápencov. Škvrnité vápence pri navetraní dostávajú žltú farbu. Miestami sú slienité. Bývajú tenko i hrubolavicovité. Obsahujú tmavosivé rohovcové vložky. Pekný odkryv týchto vápencov sa nachádza západne od Drietomy, v záreze poľnej cesty a severne od Drietomy na Ostrej Hore. Súvrstvie má smer SZ 40° s úklonom 25° k J. Tieto vápence sú vrchno-lotaringské a pliensbachské. V sivých, celistvých, škvrnitých vápencoch na Borákovej (severne od Lubiny) pri Novom Meste nad Váhom našiel Dionýz Štúr niektoré skameneliny, ktoré zrevidoval Andrusov: *Phylloceras partschi* (v. Hauer), *Arietites (Echioceras) nodotianus nodotianus* (d'Orb.), *Arietites (Echioceras) raricostatus raricostatus* (v. Zieten).

Bradlový obal budujú pieskovce, patriace pravdepodobne senonu. Nachádzajú sa severne od Kostolnej, na kopci Hradište a severne od Kochanoviec. Tieto pieskovce sa miestami striedajú s polohami piesčitých, slienitých bridlíc. V miestach, kde prevládajú slienité bridlice, pozoroval som niekoľko zosunov. Pieskovce sú za čerstva sivej a modrosivej farby. V navetralom stave nadobúdajú žltohnedú farbu. Skladajú sa zo zŕn kremeňa a akcesorického množstva chloritizovanej sľudy. Tmel pieskovcov je slienitý. Sú stredozrnné a charakteristickým ich znakom je prítomnosť zuhoľnatených zvyškov flóry.

Zo štvrtohorných pokryvných útvarov sa nachádzajú v danom území: svahová sutina, sprašové hliny a terasové aluviálne piesčito-štrkové náplavy. Svahová sutina a sprašové hliny kryjú väčšinu študovaného územia. Sú mohutne vyvinuté hlavne medzi Drietomou, Kostolnou, Chocholanským Podhradím a Kochanovcami. Terasové štrky sa nachádzajú v pásme, tiahnucom sa od Kostolnej skoro ku Kochanovciam. Súvislosť pásma je prerušená medzi Kostolnou a Malou Chocholnou. Medzi Malou Chocholnou a Kochanovcami je terasa prerušená hlbokými zárezmi potokov smerujúcich do Váhu. Terasa tvorí pomerne ostrý stupeň, vysoký na niektorých miestach 10—15 m oproti aluviálnym náplavom. Skladá sa zo štrkov a pieskov, ktoré ďalej od stupňa sú zakryté vrstvou spraše. Dno doliny Váhu a jeho bočných prítokov je vyplnené recentnými náplavami. Ich povaha je rozmanitá. Nájde sa tu vrstva štrku a piesku, čistého piesku, hlinitého piesku, piesčitej hliny, ktorú treba považovať za najjemnejšiu usadeninu naplavenú za najvyšších vodných stavov.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

OTO FUSÁN

Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

Roku 1953 prevádzal som s kolektívom prehľadné geologické mapovanie vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. približne od čiary Rožňava—Nálepkovo na východ po Košice. Úkolom bolo zostaviť prehľadnú mapu tohto územia na jednotnom stratigrafickom základe. K tomu boli použité mapy viace-

rých autorov z minulých rokov, ktoré boli sčasti zreambulované a územia dosiaľ nespracované boli prehľadne zmapované. Územie top. plánu 4466/3 spracoval J. Kamenický, na časti top. plánu 4566/1 pracoval M. Ivanov, v západnej časti top. plánu 4565/2 R. Marschalko a v oblasti Margecian na top. pláne 4466/1 J. Chmelík. Podrobná zpráva o stratigrafických problémoch Spišsko-gemerského rudohoria, ako sa javia dnes, bude podaná spolu s V. Zoubkom a M. Máškom na inom mieste.

V paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria môžme odlíšiť niekoľko sérií a útvarov. Najstaršou sériou je séria, v ktorej môžme odlíšiť sedimentárnu a vulkanickú časť. Je to séria označená Matějkom a Zelenkom ako gelnická, Rozlozsníkom ako porfyroidová, Kuthanom rozdelená na drnavskú a uhorňanskú. Ukázalo sa, že rozdelenie na dve série je neodôvodnené a je správnejšie považovať komplex sedimentov a vulkanitov za jednu sériu. Bližšie bude táto otázka rozvedená v spoločnej zpráve s V. Zoubkom a M. Máškom. Táto séria tvorí ústrednú časť Spišsko-gemerského rudohoria. Na severe je obmedzená fylit-diabázovou sériou, na juhu karbónom a košickou štrkovou formáciou.

Mladšou sériou je fylit-diabázová séria, zložená taktiež zo sedimentárnej a vulkanickej zložky. Sedimentárnu časť zastupujú rôzne druhy fylitov, s lokálnymi polohami vápencov. Vulkanickú časť reprezentujú diabázy, ich tufy a gabrodiority. Fylit-diabázová séria je vyvinutá pri severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria v súvislom pruhu medzi Dobšinou a Nižným Klátovom. V južnej časti východnej polovice Rudohoria bola zistená v území južne od Smolníka, a to na úseku Veľké Uhlisko (k. 971) — Štós.

Karbón je hodne rozšírený jak v severnej, tak i v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Môžeme v ňom odlíšiť súvrstvia, ktoré boli paleontologicky preukázané ako moskovský stupeň, ďalej súvrstvia, ktoré analogicky s predošlým súvrstvím považujeme za moskovský stupeň a nakoniec súvrstvia, ktoré javia úzky vzťah s predošlými, avšak sú pravdepodobne staršie ako tieto. Takéto súvrstvie je vyvinuté napr. v severnom okolí Drnavy a Pipitky, zložené z tmavých fylitov, bridlíc, s polohami pieskovcov a kremencov, ktoré lokálne (Dök, k. 865) obsahujú zlepencové polohy. Materiál týchto zlepencov sa skladá z valúnikov kremeňa, pieskovcov, fylitov a lyditov. Vo vyšších polohách súvrstvia pribúda kremencov a fylity tvoria len polohy. Postupne toto súvrstvie prechádza do nadložných zlepencov a bridlíc, ktoré môžeme považovať za moskovský stupeň. Tomuto súvrstviu odpovedá snáď v severnom karbónskom pruhu komplex fylitických hornín v okolí Závadky a východne od Košickej Belej. Podobne v oblasti Jasov—Nižný Medzev je vyvinuté mohutné súvrstvie kremitých sericitických fylitov, miestami až svorovitého vzhľadu, ktoré javí úzky vzťah k súvrstviu moskovského stupňa. Lokálne sú v ňom vyvinuté polohy zlepencov, lyditov a vápencov.

Perm je vyvinutý hlavne v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vo fácii verukána. K nemu patria kremité porfýry a ich tufy, mohutne vyvinuté najmä medzi Krompachmi a Košicami. V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je súvrstvie obdobné verukánu, známe z okolia Brusníka. Na viacerých miestach v južnej časti Rudohoria vystupuje však medzi karbónom a triasom súvrstvie pieskovcov a bridlíc, miestami s polohami vápencov. Snáď ide o morský vývoj permu. Táto otázka bude predmetom ďalších štúdií.

Mezozoické oblasti v severnej a južnej časti Spišsko-gemerského ru-

dohoria boli orientačne pretúrované a lokálne domapované. Mezozoikum začína verfénskym súvrstvím, ktorého vrchný oddiel (kampil) je slienitý a vápnitý.

Stredný trias je zastúpený dolomitmi, gutensteinským vápencom, reiflingským vápencom a hlavne wettersteinským vápencom.

Vrchný trias a jura sú vyvinuté len lokálne v podobe rôznych vápencov a bridlíc (napr. pri Drnave). Na liasovom výskyte južne od Lúčky liasové vápence javia úzky vzťah k radiolaritom. Vápence tu obsahujú polohy radiolaritov a podobne v radiolaritoch sú polohy a hľuzy ružových vápencov. Preto považujem i radiolarity v okolí Drnavy, dosiaľ kladené do rôznych útvarov, za liasové.

Orientačnými túrami v Turňanskej kotline sa zistilo, že podložím kryštalických vápencov považovaných za karbón sú verfénske bridlice alebo dolomity. Nadložím kryštalických vápencov sú lokálne piesčité alebo tmavé ílovité bridlice. Je pravdepodobné, že kryštalické vápence s nadložným bridličnatým súvrstvím predstavujú ladin rudabáňskeho vývoja.

Približne na čiare Margecany—Košické Hámry—Kavečany—Košice sa gemeridy stýkajú s tatridnou jednotkou pásma Čiernej Hory. Pre úplnosť bolo zmapované (sčasti už v minulých rokoch) i toto priľahlé územie, ktoré je tvorené kryštalickým jadrom, verukánom a mezozoikom.

Kryštalické jadro tvorí žula a kryštalické bridlice. Žula je prevažne bázického typu, prechádzajúca až do dioritu a tvorí väčšie masívy v okolí Kavečian, Sokoľa a Bujanovej (k. 762). Kryštalické bridlice sú zastúpené hlavne sériou svorových rúl a svorov, vyvinutou hlavne v okolí Margecian a Bujanovej (k. 762).

Verukáno je reprezentované v tomto území zlepencami, arkózami a pestrými bridlicami, s ojedinelými výskytmi permských kremitých porfýrov. Je rozšírené hlavne v okolí Kavečian a Kysaku.

Mezozoikum je zastúpené spodným triasom v podobe kvarcitov a verfénskych bridlíc, nad ktorými ležia sivé dolomity, pravdepodobne strednotriasové. V oblasti Košických Hámrov, južne od Ružína a pri Kavečanoch nad dolomitmi ležia tmavé až čierne tenkobridličnaté vápence, ktoré do nadložia prechádzajú do bielych, miestami krinoidových vápencov.

Styk gemeríd s pásmom Čiernej Hory je tektonický. Karbón gemeríd je nasunutý na rôzne útvary pásma Čiernej Hory.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

OTO FUSÁN — JÁN KANTOR

Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4)

Roku 1952 prevádzali sme geologicko-rudný výskum územia listu Švedlár.

Geologické pomery. Toto územie je súčasťou gemeríd a je budované hlavne útvarmi paleozoickými, zatiaľ čo mladšie útvary vyskytujú sa len pri severnom okraji listu a majú veľmi nepatrné rozšírenie.

Najväčšiu časť územia zaberá súvrstvie fylitov a porfyroidov staršieho paleozoika, ktoré buduje takmer 3/4 územia, celé územie na juh od rieky Hnilec a na sever od nej až po čiaru Nálepkovo—Slovinky. V južnej časti listu v súvrství fylitov vystupuje význačný horizont, charakterizovaný šošovkami kryštalických vápencov a lyditmi. Tento pruh sa tiahne od hornej časti Tichovodskej doliny na západe až po kopec Goletz (k. 807) južne od Mníšku n/Hnilcom. Kremité porfýry a hlavne ich tufy (porfyroidy) vytvárajú väčšie komplexy hlavne v strednej časti listu v okolí Starej Vody a Švedláru, odkiaľ sa tiahnu na severovýchod smerom k Slovinkám.

Mladšou sériou je fylit-diabázová séria, zložená prevažne so zelenavých fylitov s polohami fialových alebo tmavých fylitov. K tomu pristupujú diabázové tufy, diabázy a gabrodiority. Gabrodiority vystupujú v podobe malých šošoviek, jednak vo fylit-diabázovej sérii, ako napr. na Šajkane (k. 928), jednak i mimo fylit-diabázovej série, kde prerážajú staršie útvary, ako napr. na kopci Dargo (k. 1130), na severnom úpätí Lindgrundhüblu (k. 780), pri Píle na Hrabliach a inde. Považujeme ich za hlbinný ekvivalent diabázov. Fylit-diabázová séria je rozšírená v severnej časti listu Švedlár v pruhu medzi Nálepkovom a Slovinkami. Na juh od rieky Hnilec vyskytuje sa len v niekoľkých drobných ostrovoch, zavrásnených do starších útvarov.

Karbón je vyvinutý v oblasti Závadky, odkiaľ sa tiahne na východ k Rudňanom. Je tu vyvinutý v prvom rade tzv. bindtkoterbašský karbón, t. j. súvrstvie zlepencov, pieskovcov a piesčitých bridlíc. Okrem toho v oblasti Žaloby (k. 820), západne od Závadky, potom západne od Slovinskej skaly vystupuje súvrstvie fylitické, ktoré miestami prechádza do prv spomínaného súvrstvia. Pravdepodobne je to súvrstvie staršie ako predošlé, avšak tiež karbónske.

V okolí Závadky vyskytujú sa bázické horniny uprostred hornín karbónu, s ktorými sú miestami v tektonickom styku. Ich stratigrafické postavenie je zatiaľ neisté.

Pri Švedlári, na jeho severnom okraji vystupujú v potoku čierne zlepence. Obsahujú valúny žilného kremeňa, porfýrov a kvarcitov. Tmel je pelitický a fylitizovaný. Ich stratigrafické zadelenie je problematické.

Verukáno je vyvinuté vo svojom obvyklom vývoji, v podobe pestrých zlepencov a bridlíc. Je rozšírené hlavne v okolí Závadky.

Mezozoikum zasahuje na územie listu Švedlár len v podobe malých výbežkov z Galmuského pohoria. Je vyvinuté v oblasti Slovinskej skaly a Suchého vrchu v podobe verfénskych bridlíc, wettersteinského vápenca a dolomitu.

Medzi Šajkanom a Krivým poľom zachoval sa zvyšok paleogénnych zlepencov, zložených z valúnov kremitých porfýrov, diabázov, dioritov, fylitov, verukánskych zlepencov a bridlíc. Tmel je piesčitý, červenej farby a málo súdržný.

Štvrtohorné pokryvné útvary sú zastúpené svahovými sutinami a hlinami, terasovými štrkami a aluviálnymi náplavami.

Rudné pomery. V oblasti listu Švedlár sa metalogenézia prejavila v podstate vznikom rozmanitých druhov rudných ložísk. Sú to predovšetkým ložiská kremito-meďnatej formácie s menlivým obsahom karbonátov, ktoré sú extenzívne najrozšírenejšie. Hlavným rudným minerálom je na týchto ložiskách chalkopyrit, ku ktorému lokálne a v malých množstvách pristupuje tetraedrit. Hlavným jalovinovým minerálom je kremeň. Na silne kremitých žilách tejto formácie býva z karbonátov zastúpený hlavne ankerit, kým siderit vystupuje len podradnejšie. Formácia kremito-meďnatá je vyvinutá hlavne v oblasti

Stará Voda—Tichý potok. Smerom severovýchodným pozorovať pribúdanie sideritu, pričom sa podstatne znižuje obsah ankeritu.

V oblasti Závadky pozorovať na ložiskách všeobecný úbytok obsahu Cu, takže tieto nadobúdajú charakter normálnej sideritovej formácie. Súčasne dochádzalo miestami k vylučovaniu barytu, ktorý ináč v kremito-meďnatých formáciách nebýva zastúpený.

O niečo odchylný typ zrudnenia predstavujú rudné žily z oblasti Fichtenhübel-Lack Berg. U týchto pristupujú k obvyklému sideritu, kremeňu a chalkopyritu v hojnej miere rôzne sulfidické minerály, ktoré miestami prevládajú nad karbonátovou komponentou ložiskovej výplne. Z týchto sulfidov je najdôležitejší pyrhotín, doprevádzaný arzenopyritom. Tiež pyrit vystupuje v menlivých množstvách.

Pyritové zrudnenie bolo pozorované na dvoch miestach, a to južne od Šibeničného vrchu pri Mníšku n/Hnilcom a v Bystrom potoku. Na prvej lokalite má zrudnenie charakter impregnačný, kým v Bystrom potoku vystupuje i „liaty kyz".

Ďalším význačným typom zrudnenia sú antimonitové žily, ktoré sú súčasťou antimonitového „ťahu" Betliar—Zlatá Idka. Na území listu Švedlár vystupujú južne od Starej Vody a pokračujú odtiaľ cez Stoffsgrund do Tinnesgrundu. Výplňou týchto žíl je okrem Sb_2O_3 prevažne kremeň, podradnejšie ankerit a sporadický pyrit alebo arzenopyrit. V okolí Spišskej bane (Stoffsgrund) sa k nim pridružujú volfrámové minerály, ferberit a šelit.

K čisto karbonátickým ložiskám patria čiastočne ankeritizované šošovky kryštalického vápenca, tiahnúce sa pozdĺž južného okraja listu od vrchu Goletz (k. 807) na východe až do južného okolia Tichého potoka na západe.

Magnetitové zrudnenie bolo zistené na severovýchodnom úpätí Lindgrundhüblu (k. 780) a blízko mangánových baní v hornej časti Bystrého potoka. Magnetit tu vystupuje spolu s jemnozrnným kremeňom a býva slabo martitizovaný. Magnetitové zrudnenie s hydrotermálnym kremeňom bolo zistené i pri Píle a na Hrabliach. Magnetit tvorieva tiež slabé impregnácie v podobe idiomorfne vyvinutých oktaédrov v metamorfovaných tufitických horninách fylit-diabázovej série.

V genetickej súvislosti s diabázovým submarinným vulkanizmom vystupujú lokálne (Vogelsang, Buchwald, atď.) slabé polohy exhalačne-sedimentárnych zrudnení. Pozostávajú z hematitických disperzií, doprevádzaných magnetitom, niekedy i pyritom v rekryštalizovanom kremeni.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

RÓBERT MARSCHALKO

Poznámky ku staršiemu paleozoiku gemerid

Pri štúdiu starších útvarov paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí v oblasti Rožňava—Volovec—Pača pozoroval som vzťah medzi drnavskou a uhorňanskou sériou. Obidve série budujú takmer celé študované územie a prebiehajú ním

približne vo smere SV—JZ. Značná mocnosť viac-menej epimetamorfovaných sérií dovolila podrobnejšie zaoberať sa petrograficko-faciálnymi prechodmi a detailami. Vychádzal som z pozorovaní v danom území, a to prevažne vo smere vertikálnej ako i horizontálnej zámeny fácií.

Drnavská séria je v podstate charakterizovaná nemetamorfovanými a epimetamorfovanými kremencami (jemnozrnne drobovitými), kremitými pieskovcami, chloriticko-sericitickými bridlicami, fylitmi s miestami silne grafitizovanými, ojedinelými čiernymi lyditmi a kryštalickými vápencami. Na niektorých miestach v drnavskej sérii (Stredná hora, Rákoš) zaznamenal som i polohy stlačených vulkanických tufov v mocnosti niekoľkých m.

Menované horniny, hlavne monotónna séria ílovito-piesčitých klastík, poukazujú na sedimentáciu flyšového charakteru. Často pozorujeme striedanie týchto usadenín medzi sebou v nebadateľne pozvoľnom prechode, nájdu sa však i miesta s ostrejším ohraničením. Preto je veľmi obťažné presne vymedziť polohy pieskovcov a fylitov (Ostrý vrch).

Pri fylitoch ide o pelitickú sedimentáciu a pre neustálu osciláciu mora nastáva striedanie pieskovcov s fylitmi.

Lokálne sa vo fylitoch objavujú polohy tmavých lyditov (Volovec, Čučma) s neurčitými zvyškami radiolárií spumelárioveho rázu a tiež menšie komplexy sivých vápencov (Čučma, Bukovina). Zaujímavý je charakteristický nedostatok týchto typických členov, ktoré sú spravidla v sedimentácii pelitickej (vo fylitoch) a poukazujú pravdepodobne na jej najhlbšie pásmo.

Spomínané polohy stlačených vulkanických tufov, ktoré sa nachádzajú uprostred mocných vrstiev pelitických sedimentov, by nasvedčovali tomu, že vulkanická činnosť nenastala po skončení flyšovej sedimentácie, ako sa skôr predpokladalo, ale v nej a za jej najväčšej intenzity.

Uhorňanskú sériu tvoria viac-menej epimetamorfované horniny, a to jemnozrnné a hrubozrnné tufy až brekcie, kremité porfýry a ich diferenciáty a pelitické sedimenty s piesčitými bridlicami až kremencami.

Typický faciálny vývoj uhorňanskej série som sledoval v Pačianskom údolí. Sopečný tufový, silne stlačený materiál je tu veľmi hrubý a strieda sa so sedimentárnymi vložkami, ktoré majú charakter tmavého pelitu a obsahujú variabilnú prímes zrniek kremeňa a iného vulkanického materiálu. Ich mocnosť tu kolíše a miestami presahuje i 10 m. V ďalšom sa javí striedanie tmavých a svetlých polôh sedimentov s polohou bielych tufov, ktoré laterálne prechádzajú do kremencov. V profile som ešte zistil masu kremitých porfýrov, ktorá sa v tufoch a sedimentárnych vložkách tmavých pelitov javí ako teleso efuzívneho charakteru.

Striedanie tufov a sedimentárnych vložiek som našiel na viacerých miestach (Zdarik, kóta 694, Ostrý vrch, Háj) pri čom silne stlačené sedimentárne vložky (fylity) dosahujú mocnosti až vyše 100 m (Zdarik, kóta 694). Tufy majú často brekciovitý a zlepencovitý ráz (Pača, Rákoši I.). Stlačené valúniky sú v tufoch tvorené miestami z úlomkov starších sedimentárnych hornín (fylitických bridlíc, sivých kremencov), čo by poukazovalo na to, že obdobie vulkanizmu je relatívne mladšie. Je pozoruhodné, že kremité porfýry sa vyskytujú spolu s vulkanickými tufmi. Nenašiel som na území ani ojedinelé teleso kremitých porfýrov, ktoré by nebolo doprevádzané polohami tufov. To by mohlo poukazovať na efuzívny charakter porfýrov.

Ako som už spomenul, sedimentácia počas vulkanizmu je nepretržitá. Na-

koľko v študovaných profiloch niet podstatných faciálnych zmien, nezdá sa, že by pred začiatkom vulkanického obdobia alebo počas neho nastalo vynorenie celej sedimentačnej oblasti, keďže niet ani bazálneho člena, ktorý by zjavne ohraničil tieto série a upozornil na ich odlišný vývoj.

Je dosť obťažné presne vymedziť začiatok vulkanickej činnosti. Podľa ojedinelých vyskytov tufov v mocnom súvrství fylitov na Strednej hore by sme mohli dosť nejasne vymedziť začiatok vulkanizmu počas pelitickej sedimentácie. Nakoľko nie je pravdepodobné, že by išlo len o jedno vulkanické centrum a tiež, že by intenzita vulkanizmu bola konštantná, nedá sa v širšom merítku presne ohraničiť vulkanické obdobie, ale iba lokálne od miesta k miestu.

Týmto sa stáva rozdelenie celej sedimentačnej série na drnavskú a uhorňanskú násilným a umelým, čo nezodpovedá skutočnej jednote a celistvosti, vyplývajúcej z podmienok rovnakej sedimentácie.

Bližšie regionálne štúdiá nám určite lepšie osvetlia paleogeografický vývoj tejto najstaršej sedimentačnej jednotky Západných Karpát. Bude preto potrebné študovať hlavne problémy flyšovej sedimentácie, pozorovať jej anomálie (lyditové a karbonátové členy) v celej jednotke a všímať si počiatočné a konečné fázy vulkanizmu, jeho hlavné centrá, súvislosť a jeho prechody. Veľmi dôležitým sa javí určenie povahy kremitých porfýrov a ich vzťah k okolitým horninám. Bude taktiež veľmi nutné porovnať všetky tieto štúdia s epikryštalinikom Álp a Východných Karpát.

Katedra geológie a nerastných surovín
Baníckej fakulty
Vysokej školy technickej v Košiciach

LADISLAV KAMENICKÝ

Zpráva o geologickom výskume východnej časti top. sekcie Dobšiná

V letných mesiacoch roku 1953 dokončil som v rámci základného výskumu Spišsko-gemerského rudohoria mapovanie východnej časti top. sekcie Dobšiná. Mapovanie spresnilo mapy starších autorov a vyplnilo medzery v staršom mapovom materiáli. Konštatovali sa niektoré zvláštnosti geologickej stavby skúmaného územia.

Geologicky je študované územie budované týmito hlavnými jednotkami: porfyroidovou sériou, fylit-diabázovou sériou, karbónom, permom a gemeridným granitom. Porfyroidová séria sa rozprestiera na juh od čiary Smerčinka cez údolie Hnilca, po južnom svahu Wagendrüssler Buchwald, Nálepkovo, zaberajúc väčšiu čiastku mapovaného terénu. Zahrňuje sedimentárnu i eruptívnu zložku. Sedimentárnu zložku značnej mocnosti (Fusán: 800—1000 m) možno petrograficky rozdeliť na súvrstvie psamitické až psamiticko-pelitické na báze celej série. Zložené je z hrubo- i strednozrnných kremencov, sericitických kremencov, piesčitých a ílovitých fylitických bridlíc s vložkami sericiticko-chloritických a sericiticko-kremitých fylitov. Nad týmto súvrstvím sedimenty dostávajú pelitický charakter. Pelitické súvrstvie

je zastúpené sericitickými a chloritickými fylitmi, dolomitickými vápencami (metasomaticky zmenené v ankerity), grafitickými fylitmi s vložkami lyditov a jemne pruhovanými aleuropelitickými fylitmi.

Dolomitické vápence tvoria prerušovaný pruh šošoviek medzi Vysokým vrchom a Volovcom na južnom okraji top. sekcie. Vystupujú v tesnom susedstve grafitických fylitov a ležia pravdepodobne v ich podloží. Spomínané lydity tvoria nesúvislé vložky v grafitických fylitoch, hlavne v ich spodnej časti. Charakteristické je ich konštantné vystupovanie v celom mapovanom území. Známe výskyty sú na týchto miestach: na sever od Hnilca, severozápadne od Suchého vrchu, prerušované výskyty v pásme medzi Smerčinkou cez Hoľu po k. 1030, juhovýchodne a východne od vrchu Stromys, južne od vrchu Na bielu skalu, východne od Vysokého vrchu, južne a JZ od Volovca. Najmocnejšie polohy (3—15 m) sú v okolí vrchu Hoľa, k. 1030 a Volovca.

Rozmiestenie pelitického súvrstvia je hlavne na severnom okraji porfyroidovej série smerom k nadložnej fylit-diabázovej sérii a tiež na južnom okraji mapy. V strednej časti porfyroidovej série sledujeme ho len miestne na vyšších hrebeňoch alebo tektonicky zavrásnených úsekoch.

Stredná časť porfyroidovej série medzi vrchom Na bielu skalu a Čertovou Hoľou je budovaná psamitickým súvrstvím hlavne v hlbokých údoliach potoka Súľová a jeho prítokov.

Eruptíva porfyroidovej série sú zastúpené kremitými porfýrmi, kremitými keratofýrmi a keratofýrmi, ďalej porfyroidami a pyroklastickými polohami. Ich výlevy sa odohrali približne na rozhraní psamitického a pelitického súvrstvia, zasahujúc do pelitického súvrstvia. Maximum vulkanickej činnosti skoncentrovalo sa do obdobia sedimentácie medzi psamitickým súvrstvím a polohami grafitických fylitov, ako to dosvedčuje striedanie pyroklastika so sericitickými fylitmi pri vrchu Na kopec, útržky efuzív v grafitických fylitoch a nedostatok efuzív v grafitických i nadložných fylitoch. Eruptíva i pyroklastikum vystupuje v dvoch pásmach smeru V—Z, a to v severnom pásme tektonicky prerušovanom s telesami na vrchu Stromys, Suľová, Na kopec, na S od k. 934 a 1030; južné pásmo od Volovca (temer bez prerušenia až po západný svah potoka Súľová). Ojedinelé výskyty sú na vrchu Na bielu skalu a severne od neho, východne od Vysokého vrchu a v údolí Dlhého potoka.

Psamiticko-pelitické súvrstvie odpovedá sedimentácii flyšovej, pelitické súvrstvie naopak znamená viac-menej vyrovnaný tektonický režim.

Ďalšou stavebnou jednotkou študovaného územia je fylit-diabázová séria. Zaberá severnú časť top. sekcie, odhliadnúc od plôch prikrytých karbónom a permom. Budujú ju diabázové horniny, ich tufy a tufity a horniny sedimentárne. Efuzívne diabázy sú metamorfované a majú rozmanitú textúru i štruktúru s priemerným mineralogickým zložením: plagioklas, amfibol, ilmenit, magnetit, chlorit, epidot, klinozoizit, zoizit, kalcit, leukoxén, aktinolit a kremeň. Zastúpené sú i intruzívne diabázy vo forme úzkych medzivrstevných intrúzií s prúdovitou textúrou a lokálnym, veľkým obohatením magnetitom, amfibolické gabrá s tvarmi intruzívnych komínov i bochníkovitých telies. Tufy a tufity diabázov zastupujú aktinolit-chlorit-epidotické, magnetit-aktinolitické a aktinolit-chloritické i epidot-plagioklasové fylitické bridlice. Normálnu sedimentárnu zložku predstavujú chloriticko-sericiticko-kremité a chloriticko-kremité fylity i chloritické kremence. S tufitickými a tufovými polohami vystupujú miestne kremence s väčším alebo menším obsahom hematitu.

Jednotlivé zložky striedajú sa v úzkych pruhoch smeru V—Z až SV—JZ. Podstatnú časť série budujú diabázy. Sedimenty vystupujú zväčša na južnom okraji série v jej bazálnej časti. Tufy a tufity tvoria najvyššie polohy série. Amfibolické gabrá zdajú sa byť o niečo mladšie, hoci celkový charakter svedčí o komagmatičnosti s diabázmi. Osamotene vystupuje malý výskyt diabázov severne od vrchu Na bielu skalu. Fylit-diabázová séria zaberá široký priestor. Pri stanovení jej hrúbky treba, pravda, brať do úvahy jej zvrásnenie. V celku má táto séria podstatne menšiu mocnosť ako porfyroidová séria.

Karbón zlepencovo-bridličnatý (bindt — rudňanského vývinu) vystupuje vo zvyškoch synklinály zvrásnenej uprostred fylit-diabázovej série. Svojho času bol širšie spracovaný Vachtlom. Preto sa o ňom bližšie nezmieňujem.

Medzi údolím potoka Súľová a k. 1030 uprostred súvrství porfyroidovej série vystupuje súvrstvie, začínajúce kremitými drobami a drobovými zlepencami s materiálom porfyroidovej série (sedimentárne horniny) vo valúnkoch. Jedine materiál kremitých porfýrov nebol doteraz zistený. Vo vyšších polohách opísaného súvrstvia sú kremence a fylity. Miestami hranica tejto série oproti porfyroidovej nie je zreteľná. Súvrstvie leží najpravdepodobnejšie v zavrásnenej synklinále, neskôr ešte tektonicky dislokovanej. Stratigrafickú pozíciu opísanej série bez paleontologického materiálu je ťažko dokázať. Na základe analógie s inými sériami gemeríd a z jej rozloženia súdim, že ide o jednotku pravdepodobne vrchnokarbónsku.

Gemeridný granit tvorí tri väčšie oddelené výskyty pretiahleho tvaru, a to pri Súľovej, Suchom vrchu a na severnom svahu vrchu Hoľa a sedem východov malého rozsahu v susedstve väčších telies. Jedine výskyt severovýchodne od Čertovej hole je od predchádzajúcich vzdialený skoro 2 km. Jednotlivé telesá tvoria jadrá antiklinál (Súľová, na sever od vrchu Hoľa) alebo sledujú tektonické línie v súvrstviach paleozoika (ostatné výskyty). Petrograficky žula odpovedá stredno- až hrubozrnnému biotitickému až muskoviticko-turmalinickému kyslému diferenciátu granitickej magmy (typ engadínskej magmy podľa Niggliho) so slabou tendenciou k porfyrickému vývinu. Západne od Medvedieho potoka v údolí Hnilca v malej oddelenej kupole granitu došlo k vytvoreniu kremito-sľudnatého až kremito-topazo-sľudnatého greisenu. Granit vyznačuje sa silnou pneumatolitickou fázou, mocnou kontaktnou aureolou a nedostatkom účinkov regionálnej metamorfózy. Je intruzívny a ako niektoré znaky svedčia, syntektonický.

Záverom uvediem ešte niektoré pozorovania z terénu. Gemerídny granit tak pri Hnilci, ako aj na ostatných lokalitách (pokiaľ som mal možnosť navštíviť všetky lokality pri ich petrografickom výskume) vystupuje v tesnom zväzku s kremitými porfýrmi porfýroidovej série (Betliar, Hummel, Zlatá Idka, čiastočne Hnilec a Poproč), čo by odpovedalo pozorovanej pozícii kremitých porfýrov uprostred polôh sedimentov. V miestach elevácií, v ktorých sú obvyklé intrúzie granitov, mali by sme sledovať od centra k okrajom sled vrstiev od starších k mladším; v danom prípade: granit — psamitické súvrstvie — kremité porfýry — pelitické súvrstvie — vyššie jednotky.

Názor na vzťah granitov k tektonickým líniám a k tektonicky namáhaným úsekom zdá sa byť stále oprávnenejším. V mapovanom území sú tri významnejšie tektonické línie, a to: prvá približne rovnobežne s údolím Hnilca, druhá medzi Vysokým vrchom a Volovcom a tretia menej výrazná medzi k. 1030 až južne od

vrchu Na bielu skalu. K prvej línii by geneticky patrili hnilecké telesá granitu, k druhej teleso betliarskeho granit-porfýru a k tretej spomínaný malý výskyt severovýchodne od Čertovej hole.

Pre súvislosť zrudnenia s granitmi hovorí predovšetkým totožný charakter turmalínov rudnej výplne s turmalínmi granitu, prítomnosť škály kovov zhodnej s gemeridným zrudnením v granitoch menovite v greisene spolu s vysoko termálnymi sírnikmi a tiež podstatne mladší vek zrudnenia a aj granitov, ako to aj niektoré náznaky pri terénnom výskume poukazovali. Podľa posledných názorov vek granitov i zrudnenia je najpravdepodobnejšie vrchnokriedový. K dostačujúcemu podopretiu tohto názoru bude potrebné zhrnúť čo najväčší počet pozorovaní v rôznych častiach gemeríd.

Porovnávajúc stavbu územia so štruktúrou zóny grauvake, tak ako bola podaná v posledných prácach (Cornelius, Metz), vidno nápadnú podobnosť v odpovedajúcich si častiach až na pozíciu diabázov. Stratigrafia zóny grauvake bola sčasti podložená i paleontologicky a môže tak prispieť k stanoveniu stratigrafie gemeríd.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JAROSLAV CHMELÍK

Zpráva o geologickom mapovaní medzi Margecanmi a Žakarovcami

Roku 1953 som prevádzal geologický výskum územia medzi Margecanmi a Žakarovcami.

Vymedzené územie je prevažne budované gemeridnými útvarmi, jedine v severnej časti na pravých svahoch údolia Hornádu vystupujú útvary, patriace pásmu Čiernej Hory. Z gemeridných útvarov sú v tomto území vyvinuté: 1. fylit-diabázová séria, 2. stredný karbón, 3. verukáno a 4. trias.

1. Fylit-diabázová séria je zložená z chloritických, sericitických a kremitých fylitov a diabázov. Diabázy sú celistvé, zelenej farby a skladajú sa z chloritu, z reliktných pyroxénov, živcov, minerálov skupiny epidot-zoizitovej, kalcitu a kremeňa. Na niektorých miestach obsahujú akcesoricky klence sideritu. Fylit-diabázová séria je rozšírená hlavne v oblasti Žakaroviec.

2. Stredný karbón je vyvinutý vo dvoch odlišných faciálnych vývojoch. V prvom rade sú to tzv. bindt-koterbašské zlepence. Sú masívne, zelenej farby a skladajú sa hlavne z valúnov hornín fylit-diabázovej série a žilného kremeňa. Vystupujú v úzkom pruhu, ležiacom na fylit-diabázovej sérii východne od Mariahuty (od kóty 436), odkiaľ sa tiahnu smerom na severozápad až ku kóte 742 na hrebeni východne od Žakaroviec.

Odlišný vývoj karbónu má pruh tiahnuci sa od Margecian smerom k Štefanskej Hute. Tu je vyvinuté súvrstvie, skladajúce sa zo zlepencov, drôb, tmavých až grafitických bridlíc, fylitov a sľudnatých pieskovcov. Zlepence sú sivej až tmavej farby. Valúnový materiál tvorí väčšinou žilný kremeň. Podradne sa vyskytujú valúny kremencov a tmavých bridlíc. Zlepence do nadložia pozvoľna prechádzajú do pieskovcov a drôb, nad ktorými ležia bridlice.

3. Verukáno je v mapovanom území mohutne vyvinuté v podobe zlepencov a bridlíc. Zlepence sú červenej a fialovej farby a skladajú sa z málo opracovaných valúnov kremeňa, diabázov, pieskovcov a fylitov. Bridlice sú taktiež pestro sfarbené a striedajú sa buď so zlepencami, buď tvoria samostatné pruhy. K verukánu ďalej patria efuzívne kremité porfýry a ich tufy, vytvárajúce niekoľko pruhov v sedimentoch verukána. Verukáno je rozšírené v priestore medzi spomenutými pruhmi karbónu.

4. Trias zastupujú verfénske vrstvy a strednotriasové vápence a dolomity. V súvrství verfénu možno tu odlíšiť časť spodnú zloženú z pestrých bridlíc s polohami pieskovcov, a časť vrchnú, zloženú zo slienitých bridlíc s polohami vápencov. Spodnému triasu ďalej patria bázické eruptíva, ako diabáz-porfyrity a serpentínity, ktoré vystupujú vo verféne na viacerých miestach a ho kontaktne metamorfujú. Stredný trias zastupuje: dolomit, gutensteinský vápenec, a hlavne wettersteinský vápenec, korý buduje Kurtovu skalu a Vápenicu.

Pásmu Čiernej Hory patria kryštalické bridlice, svory, svorové ruly, vyvinuté na pravých svahoch Hornádu a spodnotriasové kremence.

K pokryvným útvarom patria svahové sutiny a hliny, terasové štrky a aluviálne náplavy.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

VIERA ČEKALOVÁ

Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu

V letných mesiacoch r. 1953 z poverenia Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave previedla som základný geologický výskum časti mezozoického územia, tvoriaceho západné ukončenie Juhoslovenského krasu. Študovaná oblasť rozprestiera sa medzi obcami Licince, Meliata, Strelnice, Držkovce, Hucín — top. sekcia 4564/4, ďalej zaberá Plešivecká planina — top. sekcia 4565/1, 4565/3. Pri mapovaní venovala som zvláštnu pozornosť verfénskemu súvrstviu, na ktoré je viazaný výskyt sedimentárnych železných rúd.

Územie je budované prevažne mezozoickými horninami, patriacimi výlučne triasovému útvaru. V podloží triasových hornín vystupujú v nesúvislých odkryvoch v okolí obce Meliata (meliatsko-čoltovský antiklinoriálny pruh), pri obci Strelnice a Držkovce karbónske horniny, vyvinuté jednak vo fácii intenzívne zvrásnených grafitických bridlíc, striedajúcich sa s chloriticko-sericitickými sfilitizovanými bridlicami, jednak vo fácii bielych, hrubokryštalických, pruhovaných vápencov. Prevládajúci smer týchto hornín je SZ 50—60°, úklon k juhozápadu. Vrstvy sú miestami silne zvrásnené, o čom svedčí jadro antiklinály, vystupujúce na povrch v rokli východne od pusty Kövespatak. Na ložisku Louise taró v Licinciach vystupujú polymiktné verukánske permské zlepence.

Na paleozoických horninách transgresívne leží verfénske súvrstvie, v ktorom caiské (zeiss) vrstvy majú nepomernú prevahu. V ich spodných piesčitých

i bridličnatých polohách, rovnako vo vyšších polohách ílovitejších, detailne zvrásnených, vystupujú pestré jaspisy — radiolarity (Homola, 1951), ktoré svedčia o hlbokomorskej sedimentácii. V blízkosti nich verfénske bridlice sú zrudnené, preto zaujímavá bude otázka osvetliť vzťahy medzi týmito kremitými horninami a zrudnením. K najvyšším polohám caiských vrstiev počítam i tmavé, ílovité bridlice, značne podobné grafitickým karbónskym bridliciam, ktoré vystupujú s pestrými bridlicami v umelom odkryve pri Držkovciach a v problematickej sérii „meliatskej", kde spolu s červenými jaspismi ležia diskordantne na kryštalických karbónskych vápencoch. Lokálne na rozhraní verfénskych vrstiev a gutensteinských vápencov vystupujú kavernózne dolomity. Gutensteinské vápence, ktoré sú miestami bohaté na organické zvyšky (riasy, koraly) a ich nadložné strednoaniské dolomity sú často vyvalcované, takže svetlé vápence wettersteinského typu stýkajú sa miestami priamo s verfénskymi vrstvami. Tvoria mohutné súvrstvie, značne faciálne premenlivé, ktorého vrchné polohy sú tvorené ružovými vápencami hallstattského typu, s polohami endostratických brekcií a rohovcových vápencov.

Diskordantne na triase ležia treťohory, patriace jednak oligocénu, jednak pliocénu a štvrtohorné pokryvné útvary. Oligocén je tvorený bazálnym konglomerátom, v ktorom je dôležitý nález lepidocyklín, piesčitými slieňmi a vápencami, bohatými na *foraminifery (globigeríny, textulárie, nodozárie, orbitoidy,* úlomky *numulitov).* Pliocén, pokrývajúci veľkú časť územia, je vyvinutý v tzv. sladkovodnej poltárskej formácii, v ktorej pri mapovacích prácach bolo najdených západne od Kormony niekoľko valúnkov andezitu, ktoré by hovorili v prospech panónskeho veku a zamietali by názor, zastávajúci spodnomiocénny — akvitánsky vek tejto formácie. Mocné pliocénne sedimenty v mapovanej oblasti zakrývajú geologickú stavbu svojho podložia, čím značne znesnadňujú riešenie tektonických pomerov.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

MICHAL MAHEĽ

Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka

R. 1953 prevádzal som geologické mapovanie v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, juhovýchodne od Železníka v území, o ktorom až na málo výstižnú zprávu M. Ilésa (1906)* nájdu sa v literatúre len ojedinelé poznámky.

Toto územie, obmedzené na severe potokom Turiec, pretekajúcim Kameňanmi a Strelnicami, na juhu Banskou dolinou, tiahnucou sa od Španieho Poľa k Chvalovej a Skerešovu, má rozlohu 50 km^2. Poskytuje však cenné poznatky, zna-

* Adatok a Gömörmegyében a Kis Sajó-patak és Balog-patak között fekvö terület geológiájakoz. A magy. kir. földtani intézet évi jelentése 1906-ról, Budapest.

menajúce prínos v poznaní nielen stratigrafie, ale i tektoniky Spišsko-gemerského rudohoria. Predne som zistil: 1. osobitný-južný vývin a. karbónu a b. permu; 2. niektoré doteraz v Spišsko-gemerskom rudohorí nepopísané faciálne zvláštnosti verfénskych vrstiev; 3. rozsiahly vývin bazálnych paleogénnych členov, hlavne organogénnych vápencov, bohatých nielen na litotamniá a foraminifery, ale aj na lamelibranchiáty, brachyopódy a gastropódy; 4. vývin zlepencov s faunou, ležiacich v podloží andezitových aglomerátov; 5. dôležité tektonické poznatky.

1. a) Karbónske súvrstvie je najstarším členom v tomto území. Vynoruje sa spolu s permom spod druhohornej prikrývky medzi Rybníkom, Brusníkom a Španím Poľom. Je zastúpené v spodnejšej časti sericitickými, sericiticko-kremitými a kremitými fylitmi, viac-menej grafitickými, so šošovkami vápencov, čiastočne dotknutých metasomatózou a prestúpených kremennými žilami. Ojedinele sa nájdu i vložky lyditov a zlepencov. Vo vrchnejšej časti súvrstvia prevládajú zlepence s valúnmi prevažne kremencov, kremitých fylitov s kremito-piesčitým a kremito-sericitickým tmelom a s menším podielom grafitickej substancie. Ojedinele vo valúnovom materiáli sa nájdu diabázy a lydity. Zlepence sa striedajú s kremitými fylitmi. Do spodnejšieho fylitického súvrstvia je ich prechod pozvoľný práve tak, ako do nadložného permu. Vcelku tento vývin karbónu je blízky vývinom pri Železníku. Má však podstatne menší podiel valúnkov kremeňa. Jeho spodná časť je asi ekvivalentom spodnokarbónskej bridličnatej série, vrchnejšia časť zlepencovo-kremencovej (rožňavsko-železníckej) série.

b) Perm je zastúpený detritickým vývinom sčasti litorálnym, sčasti kontinentálnym: zlepencami, brekciami, kremencami a pestrými bridlicami. V spodnejšej časti v zlepencoch a v brekciách prevládajú valúny a úlomky z karbónskeho súvrstvia, v ich vrchnejšej časti pribúda úlomkov pestrých, červenofialových, ílovitých bridlíc a valúnov, fialových pieskovcov. Červenkasté a fialové kremité pieskovce, hrubozrnné piesčité i ílovité pestré červenofialové bridlice sú ďalšími horninami tohto súvrstvia. Na niekoľkých miestach sa našli i tmavosivé bridlice s grafitickou prímesou. Od verukánskych zlepencov severogemeridnej synklinály líši sa tento juhogemeridný perm rovnomernejšou sedimentáciou, hojnejším zastúpením kremencov, menej výrazným červenkastým sfarbením celého súvrstvia, prítomnosťou grafitickej substancie v spodnej časti, menším podielom valúnov v zlepencoch a nevýraznou hranicou oproti karbónskemu súvrstviu. Hlavným spoločným znakom so severogemeridným permom je červenkasto-fialové sfarbenie a pozvoľný prechod do verfénskych vrstiev.

V najnovšej súbornej práci o Spišsko-gemerskom rudohorí Fusán-Kamenický-Kuthan (1953) nadhadzujú možnosť pričlenenia tohto súvrstvia k spodnému triasu, akiste preto, že nikde inde v južnej časti gemeríd perm tohto vývinu nie je známy. Je pravda, že niet paleontologických dôkazov, určujúcich presnejší vek tohto súvrstvia. Ak si však uvedomíme, že triasová transgresia pokračovala od juhu, kde i v perme sa rozprestieralo more (morský vápencový perm v pohorí Bükk) a ďalej, že trias vo svojej bazálnej časti má všade v gemeridách a hlavne v ich južných častiach podstatne kľudnejší ráz sedimentácie ako opísané súvrstvie od Brusníka (nedostatok úlomkov červených

* O. Fusán—J. Kamenický—M. Kuthan: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. V tlači — Geologický sborník IV, č. 1.

bridlíc a valúnov žilného kremeňa), potom permský vek tohto súvrstvia je viac než pravdepodobný. Petrografickým charakterom opísané súvrstvie od Brusníka v spodnejších polohách je blízke vrchnokarbónskemu súvrstviu. Vo svojich vrchnejších polohách celkom pripomína verukánske zlepence severogemeridnej synklinály. Toto sú dôvody, pre ktoré pripisujem opísanému súvrstviu permský vek.

2. Verfénske vrstvy, ako všade v Spišsko-gemerskom rudohorí, sa rozčleňujú v spodnejší a vrchnejší oddiel, lenže hranica členenia je často konvencionálna. Kladiem ju v polohách, kde sa už neobjavujú v hojnejšom zastúpení pieskovce.

V spodnej časti (zeiss) vedľa kremencov (vystupujú na báze súvrstvia), sľudnatých pieskovcov (v spodnejších polohách hrubozrnnejšie) a piesčitých a ílovitých pestročervených i sivozelených bridlíc podradne vystupujú i vložky kryštalických vápencov. Severozápadne od Višňového našla sa i malá šošovka sedimentárnych (prípadne sedimentárno-efuzívnych) hematitov Fe: 34—35%, SiO_2: 48—50%.

V kampilskej — vrchnej časti verfénskych vrstiev karbonátová sedimentačná zložka je síce hojnejšie zastúpená ako v spodnej časti súvrstvia, no jej podiel v pomere ku klasto-pelitom je v rôznych častiach iný. V niektorých miestach slienité bridlice a tenké lavičky slienitých vápencov sa často striedajú s ílovitými bridlicami. V iných priestoroch uprostred hrubých bridličnatých súvrství tvoria vápence hrubšie polohy i väčšie šošovky. Vcelku karbonátových hornín je viac v najvrchnejšej časti verfénskeho súvrstvia a tvoria akýsi prechod do gutensteinských vápencov.

Prechod verfénskych vápencov do slienitých bridlíc je pozvoľný. Ich styk s ílovitými i kremitými bridlicami je však obyčajne ostrý. Vápence, pokiaľ vytvárajú hrubšie polohy, sú buď lavicovité, buď masívne. Sú obyčajne biele a kryštalické. Pri Chvalovej a na vrchu Šertéz sú čiastočne dotknuté metasomatózou. Lavicovité vápence sú často žltosivé, inde pruhované, celistvé a na niektorých miestach brekciovité. Uprostred bielych masívnych kryštalických vápencov pri Držkovciach sa nájdu 1 až niekoľko metrov hrubé polohy ílovito-hematitových bridlíc, roztrúsené hniezda a zrnká hematitu a v malej miere zrná kremeňa a chlorit. Vedľa bielych vápencov podradne vystupujú i vápence tmavosivé až čierne, miestami čiastočne slienité.

Vrtom sa zastihli i niekoľkometrové polohy. Svetlejšie a tmavšie vápence sa často striedajú v pravidelných i nepravidelných polohách. Tým vzniká pruhovanosť, prípadne strakatosť vápencov. Farebnú pestrosť vápencov spôsobuje často i nerovnomerné rozloženie hematitu vo svetlých vápencoch, čím sa tieto stávajú strakaté, bielo-červené.

Mikroskopicky v tmavých vápencoch možno pozorovať rozptýlené drobné zrnká kremeňa a sieť tenkých žiliek, vyplnených kremeňom, prípadne kremeňom a kalcitom. Ojedinele sa nájdu vo vápencoch i radiolárie.

Ubúdaním piesčitých bridlíc nadobúdajú verfénske bridlice smerom do nadložia postupne pelitickejší ráz. Bridlice sú sivozelené, sivé i žltkasté. Nájdu sa tu však i tmavosivé bridlice so značným podielom grafitickej prímesi. Ale ani pestročervené bridlice nie sú zriedkavé. Hojnejšie sú hlavne v priestoroch, kde vystupujú kremité bridlice až radiolarity. Radiolarity obsahujú často hodne radiolárií. Bridlice i radiolarity sú opäť miestami bohaté na hematit. Pri Držkovciach vystupujú na rozsiahlejšej ploche a vykazujú 16—22% Fe, 42—60% SiO_2 a 1—2% Mn.

V týchže priestoroch vystupujú uprostred vrchnoverfénskeho súvrstvia i menšie

telesá ultrabázických hornín-serpentinitov. Z mikroskopického rozboru vyplýva, že ide o horninu, vzniklú premenou ultrabázickej horniny, lerzolitu. Je potom logické hľadať genetickú súvislosť medzi červenými hematitovými bridlicami, radiolaritmi a podmorskými erupciami bázickej magmy. Konečne prítomnosť chloritu v hematitových bridliciach a polohy diabázových tufov v ich susedstve sú z týchto erupcií. Hematit sa usadzoval vo forme jemnej disperzie spolu so zrnami kremeňa detritického pôvodu i s kremeňom chemicky zrazeným, ďalej so šupinami muskovitu (detritického pôvodu), s chloritom (pochádzajúcim sčasti asi z podmorských erupcií), s karbonátmi a s ostatnými rudnými minerálmi (chalkopyrit, pyrit, karbonáty mangánu). Pomer rozloženia hematitu a karbonátu sa najlepšie zračí v páskovaných hematitových bridliciach, kde niekoľko mm až 1 cm hrubé svetlejšie pruhy, bohatšie na karbonáty a chudobnejšie na hematit, sa striedajú s pruhmi tmavšími, chudobnejšími na karbonáty, ale bohatšími na hematit.

Hematitové bridlice v zmysle Strachovovej* klasifikácie treba považovať za efuzívne-sedimentárne. Ich podstatné komponenty vznikli chemickou sedimentáciou z hydroterm. Nemajú potom vzťah ani ku klimatickým, ani k iným fyzikálne geografickým činiteľom (blízkosť brehov a pod.). Prítomnosť elementov hydrotermálneho komplexu hlavne Ba to len potvrdzuje.

V nadloží verfénskych vrstiev vystupuje vápencovodolomitické súvrstvie: gutensteinské vápence, dolomity a svetlé wettersteinské vápence. Zmienky si zaslúhuje značná hrúbka tmavosivých až čiernych, masívnych, lavicovitých i doskovitých gutensteinských vápencov a nálezy zástupcov čeľ. *Dasycladaceae* vo svetlých až bielych wettersteinských vápencoch pri Špaňom Poli.

3. V podloží oligocénneho šlíru na gutensteinských vápencoch v priestore Strelnické kúpele-Skerešovo-Chvalová vystupujú brekciovité vápence, piesčité vápence a organogénne vápence, miestami plné drobných organizmov: globogerín, textulárií, radiolárií, numulitov, orbitoidov, ďalej litotamnií a úlomkov spongií. Na niekoľkých miestach našiel som v nich bohatú faunu *bryozoí, brachyopódov, lamelibranchiátov, gastropódov* i žraločie zuby. Táto fauna po spracovaní akiste umožní presnejšie určenie veku vápencov (priabon?-latorf?). Brekciovité organogénne vápence vytvárajú bázu tohto súvrstvia a prechádzajú do organogénnych vápencov a tie zase do slienitých a slienito-piesčitých vápencov.

4. V podloží andezitových aglomerátov a tufov, pričleňovaných k tortónu, vystupujú na niekoľkých miestach zlepence s drobnými, dobre ováľanými, prevažne kremennými a kremencovými valúnmi a s úlomkami kremitých fylitov; stmelené sú kremitým, kremito-ílovitým a kremito-piesčitým tmelom. Často sú rozpadavé, na povrchu sa prejavujú len hojnosťou valúnov. Rozšírené sú hlavne na svahoch Vinného vrchu pri Špaňom Poli, kde sa v nich našli krinoidy a lamelibranchiáty, ktoré po spracovaní pomôžu určiť vek týchto zlepencov. V Banskej doline ležia zlepence na wettersteinských vápencoch. Vo svojej bazálnej časti dosahujú veľkosti ľudskej hlavy. Pochádzajú prevažne z podložných vápencov. Pozoruhodná je prítomnosť valúnov ružových a kremovožltých vápencov pripomínajúcich vzhľadom tithonské vápence krížňanského príkrovu.

V nadložných aglomerátoch zaslúži si pozornosť vedľa výskytu valúnov, karbónskych zlepencov a úlomkov sericitických a grafitických bridlíc, vystupujúcich v podloží, predovšetkým výskyt drobných i veľkých valúnov migmatitov, ktoré sú

* N. M. Strachov: O principach klasifikacii gipergennych rudnych mestorožděniji Doklady akad. nauk. SSSR, n. s. 1953, t. XC, no 1 Moskva, 1953.

veľkosti ľudskej päste. Z rozloženia aglomerátov možno súdiť, že reliéf v čase ich sedimentácie bol morfologicky značne členitý.

5. Z tektonického hľadiska treba zdôrazniť chýbanie akejkoľvek diskordancie medzi verukánom a verfénskymi vrstvami a už spomínané vynorenie sa karbónskeho a permského súvrstvia spod mladších sérií pri Brusníku. Tieto paleozoické členy tvoria jadro lokálnej brachyantiklinály, pretiahnutej v smere JZ—SV. Jej rozloženie naznačuje priebeh osi antiklinály, ktorú môžme sledovať od Hrušova k Španiemu Poľu—Brusníku—Kameňanom—Novačanom a Kunovej Teplici. Túto antiklinálu nazývam brusnickou. Južne od jej osi sú rozložené hrubé komplexy druhohorných karbonátických súvrství južnejšej tzv. špaňopoľskej synklinály. Verfénske vrstvy, ako člen spojovacieho krídla oboch spomenutých štruktúr, vystupujú len rudimentárne v priestore, kde krídlo je vyvalcované a kde osi týchto štruktúr prebiehajú blízko seba (Španie Pole—Chvalová). V priestore, kde os antiklinály od osi synklinály je vzdialená (medzi Brusníkom, Kameňanmi a Držkovcami), tam vrchnoverfénske vrstvy budujú rozsiahle priestory. Treba ešte zdôrazniť viac-menej normálny ráz spomenutej antiklinály i synklinály.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MICHAL MAHEĽ

Paleozoické série v západných gemeridách

V posledných rokoch oboznámil som sa bližšie so stavbou západných gemeríd, a to predovšetkým pri geologickom mapovaní v priestore Železníka a v území medzi Rimavicou a Kriváňskym potokom. Toto štúdium prináša nové poznatky, a to nielen z územia medzi Rimavicou a Kriváňskym potokom, predtým podrobnejšie neštudovaného, ale i z oblasti Železníka, v poslednom storočí viac razy prepracovanej.

Najstaršia séria, gelnická, vystupuje v rozsiahlejšom priestore k povrchu len v oblasti Železníka. Od Železníka na západ vynorujú sa len jej kremité porfýry na menších priestoroch. Podstatnú časť tejto série budujú kremité porfýry, ich tufy a porfyroidy. Sedimentárne horniny — fylity a kremence vystupujú podradne.

Rozsiahlejšie priestory budujú mladšie karbónske série. Vedľa doteraz známych sérií, magnezitovej a rožňavsko-železníckej, ktorú nazývam brekciovito-kremencovou, odčlenil som i tretiu sériu, staršiu od spomínaných, a to bridličnatú sériu.

Bridličnatá-spodnokarbónska séria predstavuje bezprostredné nadložie porfyroidovej série. Vo svojej vrchnej časti prechádza do brekciovito-kremencovej, i do magnezitovej série. Za spodnokarbónsku ju považujem práve vzhľadom na jej postavenie v podloží paleontologicky preukázanej strednokarbónskej magnezitovej série. Od ostatných dvoch spomínaných karbónskych sérií sa líši flyšoidným charakterom. Je budovaná predovšetkým fylitmi a sericitickými, sericiticko-kremitými i sericiticko-chloritickými bridlicami. V niektorých

polohách majú bridlice značnejšie prímesy grafitickej substancie. Charakteristickým pre túto sériu sú polohy lyditov, vystupujúcich obyčajne v susedstve grafitických bridlíc. Významnejšie pruhy vytvárajú v oblasti Železníka, pri Kocihe, pri Brezničke a pri Poltári. Grafitické fylity sú miestami piesčité a prechádzajú do jemnozrnných, čiastočne grafitických pieskovcov. Častejšie sú v tejto sérii i kremence, miestami v hrubých polohách, inde rytmicky sa striedajú s fylitmi. Medzi Poltárom a Veľkou Suchou vystupujú hematit-magnetitové kremence jespilitového typu, s obsahom Fe od 7% do 14%. Vápence vystupujú v tomto súvrství pri Nandráži, Železníku, Rákoši a v malých šošovkách pri Selciach a pri Pondelku. Sú miestami nositeľom metasomatických ložisiek sideritu a ankeritu.

Pri Brezničke v bridličnatej sérii vystupujú serpentinity a amfibolitické horniny, ako členy ofiolitovej vulkanogénnej formácie. Serpentinit buduje rozsiahlejšie teleso na vŕšku Stráža. Menšie jeho výstupy sú v pokračovaní tohto telesa k severu. Uprostred serpentinitu vystupujú tenšie polohy mastencov, doprevádzaných obyčajne tmavozelenými chloritickými bridlicami. Hrubšie polohy mastencov a mastencových bridlíc sú rozložené pri okraji telesa, hlavne však v jeho severnom pokračovaní, kde serpentinit vystupoval uprostred bridlíc v tenších polohách.

Vedľa bázických, viac-menej syngenetických hornín vystupujú uprostred bridličnatej série a na jej rozhraní so sériou magnezitovou mladšie, asi vrchnokarbónske kyslé horniny-žuly. Pri Turčoku je to dvojsľudná žula, miestami charakteru mikrogranitov a pri Železníku biotitická žula. Uvedené výskyty žúl predstavujú apofýzy veporidného žulového masívu Kohúta.

Magnezitová séria je zastúpená hlavne grafitickými bridlicami, jemnozrnnými i hrubozrnnejšími grafitickými pieskovcami, čiastočne s vybielenými šupinami muskovitu. Takýto, v podstate jednotvárny vývin, má toto súvrstvie v priestore medzi Rimavicou a Krivásskym potokom. Uprostred grafitických bridlíc pri Podrečanoch vystupujú i magnezity a okry, vzniklé rozložením ankeritov. Obdobný pôvod majú i okry, zväčša vydobyté, pri Veľkej Vsi. Podstatne pestrejší ráz má táto séria v oblasti Železníka. Vedľa spomínaných hornín, hojné sú i kremité bridlice, zlepence s valúnami prevažne kremeňa a s úlomkami grafitických bridlíc, arkózovité pieskovce, arkózy, kremence a hlavne jemno- i hrubokryštalické vápence, dolomitické vápence a magnezity, ďalej diabázy a diabázové tufy a tufity, i hlbinnejšie variety bázických hornín: epigabrá, gabro-amfibolity, sčasti serpentinizované. Zaujímavé je rozloženie strednokarbónskeho súvrstvia magnezitového typu. Vytvára pruh, obstarávajúci styk s veporidnými arkózami. V západnej časti územia vystupuje však i v menších synklinálach uprostred veporíd. Takými sú synklinály: Veľká Skalica—Točnica—Podrečany, Cinobaňa—Uderiná, Divín—Tuhár.

Brekciovito-kremencová séria buduje rozsiahlejšie priestory v oblasti Železníka a južne od Rákoša. Je zastúpená hlavne kremitými brekciami a brekciovitými zlepencami. Úlomky brekcií, obyčajne veľkosti 2 cm, sú prevažne z bieleho žilného kremeňa, kremencov a zo sericitických fylitov. Tmel je kremitý, čiastočne sericiticko-grafitický. Brekcie laterálne prechádzajú do kremencov a do kremitých bridlíc s hojnými kryštálkami magnetitu. V západnej časti územia tento vývin je známy od Hrabova a Kalinova, pravda, bez zlepencov a výraznejších brekcií. Ide o kremité bridlice a sericitické kremence sivozelenej až modrastej farby a pieskovce len zriedka hrubozrnnejšie, až zlepencovité. Prechod tohto súvrstvia do podložného bridličnatého karbónu je zreteľný pri Hrabove i v oblasti Železníka.

Pre riešenie tektonického pomeru gemerid a veporíd je dôležité: 1. pozvoľný prechod strednokarbónskej magnezitovej série do pruhu arkóz, patriacich k veporidám; 2. prítomnosť žulových apofýz v gemeridných sériach v oblasti Železníka; 3. hojné biotity vo fylitoch bridličnatej série v oblasti Seliec; 4. polohy magnezitovej série uprostred veporíd.

1. Pri Turčoku, Sirku i pri Selciach možno na niekoľkých miestach pozorovať pozvoľný prechod medzi bridličnato-pieskovcovým súvrstvím magnezitovej série a súvrstvím arkóz. V posledne menovanej sérii, v jej styčnej okrajovej polohe so spomenutým strednokarbónskym súvrstvím, možno pozorovať v sericitických bridliciach a v arkózach i polohy grafitických bridlíc. Šuf dokonca uvádza z okrajovej časti tohto súvrstvia i telesá bazík, typických pre karbón magnezitového vývinu. Obidve súvrstvia sú v genetickom vzťahu. Súvrstvie arkóz je asi bezprostredne mladšie ako stredný karbón. Treba ho považovať za vrchnokarbónskeho (?) a spodnopermského člena veporíd, ktorý sa usadil v synklinále, rozloženej medzi veporidami a gemeridami.

2. Uprostred opisaných karbónskych súvrství gemerid vystupujú žuly vo forme dlhej apofýzy pri Turčoku, ďalej pri Železníku a pri Sirku (v horno a dolno-sirkovskej štôlni). Ide akiste o apofýzy žulového masívu Kohúta. To svedčí jednak o pôvodne neveľkej vzdialenosti medzi karbónskymi sériami a žulovými výskytmi od masívu Kohúta, ale i o tektonovulkanogénnej spätosti veporíd so západnými gemeridami.

3. Pri Selciach na niekoľkých miestach, hlavne však v hornej časti doliny Kalibre v priestoroch, kde je pruh magnezitového karbónu úzky, majú fylity spodnokarbónskej bridličnatej série početné šupiny biotitov. Ich vzhľad je obdobný ako vo fylit-svorovej sérii veporíd, faciálne celkom podobnej a azda i vekove ekvivalentnej. Biotitické fylity bridličnatej série predstavujú akiste zónu prechodu gemeridných sérií do veporidných. Strednokarbónske súvrstvie magnezitovej série a arkózovité súvrstvie prekonali zrejme menší stupeň metamorfózy, keďže boli rozložené v plytkej synklinále. Táto synklinálna výplň, rozložená na rozhraní gemerid a veporíd, vlastne zastiera možnosť zistenia priameho prechodu spodnokarbónskej bridličnatej série do veporidnej, fylit-svorovej série.

4. Strednokarbónska magnezitová séria leží uprostred veporíd v troch lokálnych synklinálach: a. točnickej, b. cinobaňskej a c. divínskej. Zdá sa mi málo pravdepodobné, že by tu išlo o tektonické kryhy, veď magnezitová séria svojím rozložením je viazaná na veporidy a okrajovú veporsko-gemeridnú synklinálu, rozloženú na rozhraní veporíd a západných gemerid.

Západné gemeridy a veporidy sú karpatské jednotky sedimentačne i tektonicky späté bez väčších násunov gemerid na veporidy.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JAKUB KAMENICKÝ

Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemeríd

Otázka porfýrového vulkanizmu staršieho paleozoika gemeríd patrí bezpochyby k základným problémom kryštalinika Spišsko-gemerského rudohoria. Doterajšie názory na jeho geotektonické postavenie v rámci magmato-tektonických cyklov tejto jednotky, ako i jeho presnejšie stratigrafické začlenenie je dosť neisté. Táto neistota vyplýva predovšetkým z nedostatočných znalostí genetických podmienok hornín vulkanického súvrstvia a vzťahu tohto vulkanizmu k sedimentačnému cyklu staršieho paleozoika. Pri stratigrafickom začleňovaní vulkanického súvrstvia nepriaznivo sa prejavuje nedostatok vývoja zlepencových súvrství v útvaroch staršieho paleozoika, v ktorých by tieto horniny mohli vystupovať ako valúny, ako aj nedostatok skamenelín a tým neisté stratigrafické postavenie sedimentárneho súvrstvia, na ktoré je viazané vystupovanie hornín porfýrového vulkanizmu.

V posledných rokoch sledoval som tieto otázky v rôznych častiach Spišsko-gemerského rudohoria (na liste Gelnica, Dobšiná, Švermovo (býv. Telgárt) a inde) a v minulom roku previedol som doplňujúce štúdium v rozsahu celej východnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. V predloženej zprávе podávam stručný prehľad najdôležitejších výsledkov tohto štúdia.

Porfýrový vulkanizmus staršieho paleozoika charakterizujú kremité porfýry s lokálnym vývojom felzitických porfýrov a kremitých keratofýrov a k nim prislúchajúce sypké vyvrženiny, tufy a tufity, obsahujúce miestami slabé vložky klastických sedimentov. Vulkanické súvrstvie je viazané na sedimentárne súvrstvie flyšovej povahy. Tvorí v ňom najčastejšie zložité telesá zubovite sa vkliňujúce a vykliňujúce, alebo systém plochých šošoviek. Obe súvrstvia, sedimentárne i vulkanické, sú počítané k porfyroidovej (tiež gelnickej) sérii, ktorá bola v posledných rokoch rozdelená na staršiu sedimentárnu (drnavskú sériu) a mladšiu vulkanickú (uhorňanskú sériu).

Porfyroidová séria vystupuje južne od severného pruhu fylit- diabázovej série v centrálnej časti gemeridného kryštalinika a tvorí súvislý a najmohutnejší pruh oblúkovitého priebehu, vyvinutý medzi Lučencom a Košicami. Obe časti série, vulkanická i sedimentárna, sú vyvinuté v celej dĺžke Spišsko-gemerského rudohoria. Jej sedimentárneho člena zastupuje peliticko-psamitické súvrstvie a bituminózne súvrstvie. Prvé súvrstvie charakterizujú chloritické, chloriticko-sericitické, sericiticko-kremité, grafitické a tzv. páskované fylitické bridlice a fylity, najčastejšie sa medzi sebou striedajúce v tenkých polohách. K tomuto súvrstviu môžeme počítať lokálne vyvinuté slabé polohy kvarcitov a zlepencov. Druhé súvrstvie je tvorené prevažne grafitickými bridlicami a fylitmi, prechádzajúcimi miestami do kremitých lyditov, obsahujúcich nedokonale zachované zvyšky radiolárií. Typickým členom tohto súvrstvia sú kryštalické vápence, poväčšinou metasomatizované v ankerity. Elementy porfyroidnej série boli postihnuté intenzívnym zvrásnením, stlačením a zbridličnatením, pri čom nadobudli charakteru kryštalických bridlíc s epizonálnou paragenézou. V ďalšom nechajme stranou sedimentárne súvrstvie a všimnime si bližšie petrografickej povahy vulkanického súvrstvia.

Vulkanity majú pomerne jednoduché minerálne zloženie a skladajú sa takmer z tých istých minerálov, z kremeňa, ortoklasu, albitu, šachovnicovitého albitu a biotitu. Zdanlivá petrografická pestrosť týchto hornín je spôsobená rozdielnosťou ich štrukturálneho vývoja a hlavne rôznou intenzitou ich epizonálnej premeny, za ktorej vznikol z pomerne petrograficky monotónnych hornín celý rad prechodných foriem.

Hlavná ťažkosť petrografického štúdia hornín vulkanického súvrstvia spočíva v stanovení spoľahlivých kritérií pre rozlišovanie metamorfných produktov, kremitých porfýrov, felzitických porfýrov a kremitých keratofýrov od k nim prislúchajúcich a práve tak metamorfovaných tufov a tufitov.

Kremité porfýry so zachovalou pôvodnou eruptívnou štruktúrou sú hojne rozšírené v oblasti Hutnej hole (k. 1090.) vých. od Mníška nad Hnilcom, v doline Grellenseifen južne od Gelnice a inde. Sú to najčastejšie svetlosivé, stredozrnné, masívne horniny s porfyrickým kremeňom a živcom. Vo výbruse majú porfyrickú štruktúru s mikrogranitickou základnou hmotou. Medzi intratelurickými komponentami prevláda kremeň a ortoklas. Prvý je málokedy vyvinutý idiomorfne, obyčajne tvorí alotriomorfné zrná, prejavuje charakteristické zálivy a kanály magmatickej korózie, ktorá miestami vedie až takmer k úplnej jeho resorbcii. Ortoklas tvorí najčastejšie nepravidelné zrná alebo hypidiomorfné tabuľky podľa M. Vo výbruse býva obyčajne slabo hnedo zakalený a miestami zatlačovaný riedkym, šupinkovitým agregátom sericitu. Charakteristickým zjavom draselného živca je jeho zatlačovanie albitom, ktoré v počiatočnom štádiu sa prejavuje drobnými, ostrohrannými, izometrickými, proti ortoklasu vyššie lomnými a dvojlomnými a albiticky lamelovanými albitmi; v ďalšom štádiu vedie ku vzniku typického šachovnicovitého albitu. Z plagioklasov staršej intratelurickej fázy je podradne prítomný albit. Morfologicky pripomína ortoklas, od ktorého sa vo výbruse nápadne líši vývojom albitického lamelovania. Šachovnicovitý albit je produktom zjavov autometamorfných a jeho vznik je spojený s pochodmi albitizácie. K pochodom albitizačným patria tiež miestami vyvinuté miaroly, vyplnené drobným agregátom albitu a kremeňa, ktoré pripomínajú mandľovcovú štruktúru niektorých melafýrov. Biotit je v týchto horninách málo hojný a môže miestami i takmer úplne chýbať. Býva najčastejšie baueritizovaný, alebo chloritizovaný. Z akcesorických minerálov kremitých porfýrov najčastejšie sa vyskytuje magnetit, titanit a apatit.

Základnú hmotu porfýrov tvorí zrnito- šupinkovitý agregát kremeňa, živca a sericitu, vedľa ktorých je prítomný tiež rudný pigment.

Felzitické porfýry boli doteraz nájdené len v oblasti Suchého vrchu (k. 1041)., Smerečiniek (k. 1268) a Stromiša (k. 1191) vých. od Dobšinej, kde vystupujú spolu s kremitými porfýrmi. Prejavujú s nimi nápadnú petrografickú zhodu, líšia sa od nich len vo vývoji základnej hmoty. Proti mikrogranitickej základnej hmote kremitých porfýrov majú felzitické porfýry felzitickú až mikrofelzitickú, nedokonale individualizovanú základnú hmotu, tvorenú vedľa kremeňa, živcov a sericitu tiež podielom skla. Ich spoločné vystupovanie s kremitými porfýrmi, ako aj pozvoľné štrukturálne prechody medzi oboma týmito typmi hornín poukazujú na ich genetickú spätosť, pri čom felzitické porfýry predstavujú zmenené podmienky kryštalizácie v období telurickej fázy a môžu patriť povrchovým častiam výlevov kremitých porfýrov.

Kremité keratofýry boli nájdené len v oblasti Suchého vrchu (východne od Dobšinej) a v oblasti Kojšovej hole (k. 1248). Od predchádzajúcich hor-

nín sa makroskopicky nelíšia a aj vo výbruse prejavujú s nimi ako v štrukturálnom vývoji, tak aj v minerálnom zložení veľkú podobnosť. Sú to diferenciačné produkty kremitých porfýrov, s prevahou plagioklasu nad ortoklasom a nedostatkom vývoja šachovnicovitého albitu.

V počiatočných štádiách dynamometamorfózy porfýrov a keratofýrov dochádza najprv k usmerneniu šupinkovitých minerálov základnej hmoty, hlavne sericitu, čím táto nadobúda sekundárnej fluidálnosti. S ďalším pribúdaním tlakových účinkov dochádza čiastočne k rekryštalizácii základnej hmoty a jej obohateniu sericitom. Porfyrické vyrastlice sú proti slabým dynamickým účinkom do istej miery chránené základnou hmotou, ktorá sa tu chová, ako plastickejšie a pohyblivejšie prostredie, ale pri ich zosilení dochádza i u nich k prenikavým zmenám. Tieto sa najprv prejavujú v ich silnom undulóznom zhášaní, ďalej vznikom kužeľovitých zhlukov pri oboch koncoch vyrastlíc a v tých prípadoch, kde sa dva alebo niekoľko väčších jedincov spolu stýka, dochádza na ich styčných zónach ku kataklastickým zjavom. Horniny tohoto typu môžeme označiť ako stlačené kremité porfýry, felzitické porfýry a stlačené kremité keratofýry.

V ďalšom štádiu dynamometamorfózy nadobúdajú horniny výrazne bridličnatý charakter a svojou petrografickou povahou odpovedajú porfyroidom. Plochy bridličnatosti porfyroidov nemajú hladký povrch, ale sú zdrsnené hrbolkami striebristého až perleťového lesku. Hrbolky sú tvorené porfyroblastami kremeňa a živcov, ktoré sú obalené šupinkovitým sericitom alebo chloritom. Za postupného zvyšovania tlakových účinkov dochádza v hornine postupne k zvýrazneniu fluidálnosti základnej hmoty, k jej sekundárnej rekryštalizácii a dokonalej individualizácii ako aj k silnej sericitizácii jej živcových komponent. Základná hmota stáva sa postupne hrubozrnnejšou a v pokročilejších štádiách premeny je dokonale usmernená, v extrémnom prípade i ložne diferencovaná. Porfyrické vyrastlice porfýrov nadobúdajú u porfyroidov charakteru porfyroblastov. Prejavujú výrazné undulózne zhášanie, spravidla strácajú pôvodné obmedzenie, inokedy hlavne kremeň sa rozpadáva v drobnú mozaiku, alebo bývajú vyvalcované v ploche šošovky až pararelné polohy. Súčasne dochádza k postupnej sericitizácii živcových porfýroblastov a k ich postupnému zatlačeniu šupinkovitým agregátom sericitu. Týmito pochodmi postupne ubúda porfyroblastov. Hornina sa potom skladá hlavne zo základnej hmoty, dokonale usmernenej, v ktorej len kde tu plávajú väčšie indivíduá kremeňa a živcov. Horniny tohto typu môžeme potom označiť ako sericitický porfyroid.

Pyroklastikum kremitých porfýrov a s nimi združených felzitických porfýrov a kremitých keratofýrov zastupujú tufy a tufity. Ich príslušnosť k týmto horninám potvrdzuje ich spoločné vystupovanie a príbuzné minerálne zloženie. Sú to horniny zložené najčastejšie z úlomkov porfyrických vyrastlíc porfýrov a keratofýrov, alebo ich drobnozrnných popolových častí, alebo konečne z oboch týchto zložiek. Takmer dokonalá látková identita a rovnaké tektonicko-metamorfné sily a agensy, ktoré sa uplatnili u hornín oboch kategórií, vedú pri ich premene ku vzniku hornín blízkeho petrografického charakteru, u ktorých väčšinou ťažko môžeme rozhodnúť o ich pôvodnom charaktere.

Tufy sú tvorené úlomkami porfyrických vyrastlíc a jemnozrnným popolom, pripomínajúcim základnú hmotu porfýrov. Sú dvojakého charakteru, jemnozrnné popolové tufy a kryštálové tufy. Popolové tufy sú hojne vyvinuté v doline Tokárna (južne od Gelnice), v záreze poľnej cesty západne od Gelnice a

inde. Sú to svetlé, jemnozrnné, cukrovozrnité horniny, pripomínajúce kvarcity spodného triasu koreňového mezozoika chočského príkrovu doliny Dobšinského potoka. Sú tvorené zrnitým až zrnito-šupinkovitým, mikro- až mezokryštalickým agregátom kremeňa a sericitu, so sporadickým ortoklasom, albitom, chloritom a rudným pigmentom, v ktorom celkom ojedinele vystupujú väčšie úlomky kremeňa a živcov. Dynamometamorfované typy týchto hornín majú prípadne porfyroblasty redukované, popolová hmota je dokonale usmernená a prípadne ložne diferencovaná. Horniny tohto typu majú charakter *sericiticko-kremitého fylitu*. Kryštálové tufy boli zatiaľ nájdené len v doline Tokárny, južne od Gelnice. Makroskopicky i minerálnym zložením sa veľmi podobajú porfýrom a keratofýrom, od ktorých sa však pozorovateľne líšia úlomkovitým charakterom porfyroblastov. Úlomkovité porfyroblasty sú uložené v mikrogranoblastickej hmote, pripomínajúcej základnú hmotu porfýrov a keratofýrov, ktorá odpovedá jemnozrnným popolovým častiam týchto hornín.

Dynamometamorfózou kryštálových tufov vznikajú *tufové porfyroidy*, s obdobnými petrografickými vlastnosťami porfyroidov, vzniklých z porfýrov a keratofýrov, od ktorých najmä pri silnejšej premene sa ťažko dajú odlíšiť.

Tufity sú z hornín vulkanického súvrstvia petrograficky najpestrejšie. Táto pestrosť je spôsobená ich hybridným charakterom a rôznym stupňom epizonálnej premeny. Skladajú sa z pyroklastického materiálu kremitých porfýrov a kremitých keratofýrov a z klastického materiálu peliticko-psamitického súvrstvia porfyroidovej série. Pomer vulkanickej a sedimentárnej zložky je u nich variabilný, najčastejšie prevláda zložka eruptívna, ale miestami môže prevládať aj sedimentárna zložka. Pyroklastický materiál tufitov je najčastejšie heterogénny a skladá sa z väčších a menších úlomkov kremeňa, ortoklasu, miestami albitu, šachovnicovitého albitu a biotitu. Sedimentárnu zložku zastupuje klastický kremeň, sericit, chlorit a grafit. Farba tufitov je obyčajne závislá od druhu sedimentárnej prímesy. Pri prevahe sedimentárneho chloritu sú farby zelenkavej, v prípade grafitu nadobúdajú farby sivej až tmavosivej. Premenené typy tufitov označujem ako *klastoporfyroidy*. Tlakové účinky prejavili sa tu obdobne, ako pri premene porfýrov alebo tufov. Na mnohých miestach, napríklad v oblasti Studenovodského potoka a doliny Zsargrund, južne od Prakoviec, v zárezе poľnej cesty západne od Gelnice, na západnom svahu Suchého vrchu pri Kojšove a inde boli vo vulkanickom súvrství nájdené slabé vložky klastických sedimentov, ktoré svojou petrografickou povahou odpovedajú chloritickým, chloriticko-sericitickým, sericiticko-kremitým, grafitickým a páskovaným fylitickým bridlicam a fylitom, s ktorými sú tufy a tufity spojené pozvoľnými prechodmi. Novým poznatkom je nález slabých 1—2 mm mocných polôh svetlých, jemnozrnných popolových tufov kremitých porfýrov, vystupujúcich v peliticko-psamitickom súvrství porfyroidovej série v oblasti Dankovej rovni, na JV od Kojšova a inde.

Na základe uvedených poznatkov petrografického štúdia vulkanického súvrstvia zdôrazňujem oproti doterajšiemu svojmu názoru o prevažne intruzívnom charaktere kremitých porfýrov ich *efuzívny* charakter. Dôkazom toho je ich spoločné vystupovanie s tufmi a tufitmi. Pri tom celkom nevylučujem možnosť podradného vystupovania aj intruzívnych typov, ktoré by mohli vystupovať najmä v prívodných kanáloch príkrovových výlevov.

Vystupovanie tufov a tufitov spolu s porfýrmi, nález slabých vložiek klastických sedimentov peliticko-psamitického súvrstvia vo vulkanickom súvrství, pre-

ukázané pozvoľné prechody medzi tufitmi a sedimentárnym súvrstvím, ako aj nález slabých polôh popolových tufov kremitých porfýrov v peliticko-psamitickom súvrství spolu s porfýrmi sú v zásadnom rozpore s doterajšími názormi na postavenie a charakter vulkanizmu porfyroidovej série. Proti názorom, že porfýrový vulkanizmus je spätý s orogenetickými pochodmi, za ktorých došlo k vynoreniu staropaleozoickej gemeridnej genosynklinály, k prerušeniu sedimentácie a k prejavom vulkanickej činnosti uvedené fakty potvrdzujú submarinný charakter výlevov, odohrávajúci sa počas sedimentácie peliticko-psamitického súvrstvia porfyroidovej série. Tým je súčasne vyvrátený názor o existencii drnavskej a uhorňanskej série.

Sedimentárne a vulkanické súvrstvia patria teda jednému sedimentačne-efuzívnemu cyklu a nemôžeme ich od seba stratigraficky oddeľovať. Z týchto poznatkov tiež vyplýva, že porfýrový vulkanizmus bol dlhodobý, odohrával sa počas sedimentácie peliticko-psamitického súvrstvia porfyroidovej série, pri čom ide o viac výlevov časove pravdepodobne od seba oddelených.

Stratigrafické postavenie porfyroidovej série nie je zatiaľ definitívne ustálené. Zatiaľ bez spoľahlivých dôkazov zastávali sme spolu s Fusánom a Kuthanom názor o jej silúrsko-devonskom veku. Porfýrový vulkanizmus považovali sme za relatívne mladšie bazálne členy série, ku ktorým sme počítali zlepencovo-kvarcitické súvrstvie. Na základe novších poznatkov doplňujem tento názor v tom zmysle, že porfýrový vulkanizmus je stratigrafickým ekvivalentom peliticko-psamitického súvrstvia porfyroidovej série a bol pravdepodobne ukončený pred sedimentáciou jej bituminózneho súvrstvia, avšak presné stratigrafické začlenenie peliticko-psamitického súvrstvia s porfýrmi, ich tufami a tufitmi a bituminózneho súvrstvia zostáva i naďalej neisté.

Najnovšie poznatky o stratigrafii východoalpskej „drobovej zóny" (Cornellius, 1952 a Metz, 1953), s ktorou prejavuje gemeridné paleozoikum veľkú petrografickú príbuznosť, nevylučujú možnosť i ďaleko staršieho veku porfyroidovej série. Súvrstvie „drobových bridlíc" s „blassseneckým porfyroidom" alpskej „drobovej zóny", ktoré svojou petrografickou povahou pripomína v gemeridách peliticko-psamitické súvrstvie s porfýrmi, keratofýrmi a ich pyroklastikami, je zatiaľ bez dostatočných dôkazov zaraďované do ordoviku až vrchného kambria. Na druhej strane petrograficky podobné súvrstvie, ako naše bituminózne súvrstvie, bolo paleontologicky dokázané ako gotland. I keď priama paralelizácia dvoch petrograficky príbuzných súvrství nie je vždy spoľahlivým kritériom pri určovaní veku, javí sa tu možnosť obdobného stratigrafického členenia staršieho paleozoika gemerid.

V predloženej zpráve sú zhrnuté najnovšie poznatky o vulkanickom súvrství porfyroidovej série, z ktorých niektoré sú základného významu pre ďalšie riešenie postavenia staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. K týmto faktom počítam predovšetkým:

1. Porfýrový vulkanizmus má charakter kremitých porfýrov, lokálne prechádzajúcich do felzitických porfýrov a kremitých keratofýrov.

2. Boli stanovené kritériá pre petrografické rozlišovanie porfýrov a keratofýrov od ich tufov, ktoré boli petrograficky dokázané, čím bol potvrdený efuzívny charakter porfýrového vulkanizmu.

3. Vo vulkanickom súvrství boli po prvýkrát konštatované tufity, ktoré sú

spojené pozvoľnými prechodmi so sedimentárnymi členmi peliticko-psamitického súvrstvia, v ktorom boli nájdené slabé vložky tufov. Na základe toho bol dokázaný submarinný charakter porfýrového vulkanizmu.

4. Bolo poukázané na jestvovanie jedného sedimentačno-efuzívneho cyklu v staršom gemeridnom paleozoiku a bol vyvrátený názor na jestvovanie drnavskej a uhorňanskej série.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JAKUB KAMENICKÝ — LADISLAV KAMENICKÝ

Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov

V súvislosti s otázkou zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria boli v posledných rokoch niekoľkokrát vyslovené názory o závislosti metalogenetických pochodov Spišsko-gemerského rudohoria na intrúzii gemeridných granitov. V tomto roku previedli sme v rámci plánu Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave petrografický výskum granitov Spišsko-gemerského rudohoria, ktorého predbežné výsledky podávame v tejto zpráve.

V zrovnaní s ostatným kryštalinikom Západných Karpát s hojne vyvinutými granitickými horninami je gemeridné kryštalinikum budované prevažne sedimentárnymi sériami, s efuzívnymi kremitými porfýrmi a diabázmi, kým granity sa tu vyskytujú len podradne. Sú známe z okolia Zlatej Idky, severovýchodne od Poproča, z oblasti Veľkého Hnilca, severne od Betliara (granitporfýr). Nový výskyt sme našli v doline Hummel na sever od Vyšného Medzeva. Granit Zlatej Idky tvorí hypoabysálne teleso, ktoré bolo zastihnuté podzemnými banskými prácami. Na možné vystupovanie granitu v podloží starších útvarov i v iných častiach gemeríd poukazuje Böckhom spomínaný nález granitu na haldách v Bindte a nami nájdený granit na haldách východného svahu Cipavského grúňa južne od Dobšinej. Gemeridné granity spomínaných výskytov vystupujú v centrálnej časti porfyroidovej série s výnimkou hnileckého granitu, ktorý je trochu excentricky vysunutý na severný okraj tejto série. Tvoria ponajviac malé intruzívne telesá a len v oblasti Poproča tvorí granit väčšie intruzívne teleso pozdĺžneho tvaru. Granity vytvárajú vo svojom plášti mocnú kontaktnú aureolu. Pri ich styku so sedimentárnym súvrstvím vznikajú uzlíkové bridlice a kontaktné rohovce. Kontaktná premena granitov na kremité porfýry a k nim prislúchajúce pyroklastiká prejavili sa hlavne v rekryštalizácii základnej hmoty týchto hornín a v ich prekremenení.

Zlatoidský, popročský, hummelský a hnilecký granit, ako i granit spomínaného haldového materiálu, ďalej betliarsky granitporfýr majú mnohé petrografické podobnosti, ktoré poukazujú na ich „pokrvnú" príbuznosť. Sú budované takmer tými istými minerálmi: kremeňom, ortoklasom, kyslými plagioklasmi, biotitom a muskovitom. Z akcesorických komponent najčastejšie sa v granitoch vyskytuje turmalín, zirkón, apatit, rutil, titanit, magnetit a topas. Nepatrné petrografické rozdielnosti medzi granitmi jednotlivých výskytov prejavujú sa v menlivom percentuálnom zastúpení jednotlivých minerálnych komponent a niekedy tiež

v štrukturálnom vývoji týchto hornín. Tieto rozdielnosti nie sú však v rozpore s názorom o komagmatičnosti gemeridných granitov a môžu byť ľahko vysvetlené zmenenými kryštalizačnými podmienkami.

Prevládajúcim typom týchto hornín je stredno- až hrubozrnný biotitický až dvojsľudný granit s tendenciou k porfyrickému vývoju, ktorý smerom k okrajom prechádza v jemnozrnnú aplitickú fáciu muskovitického až muskoviticko-turmalinického granitu.

Betliarsky granitporfýr je rovnakého minerálneho zloženia ako biotiticky až dvojsľudný granit, od ktorého sa líši iba porfyrickou štruktúrou. Obdobne ako granit prechádza i granitporfýr smerom k periférii v jemnozrnnú kyslejšiu okrajovú fáciu.

Muskovitický a muskoviticko-turmalinický granit je acidnejším diferenciátom predchádzajúcich hornín. Líši sa od nich hlavne jemnozrnnejším vývojom, menším podielom biotitu a vyšším obsahom muskovitu a turmalínu.

Gemeridné granity vyznačujú sa čerstvým vzhľadom a nedostatkom silnejších účinkov regionálnej dynamometamorfózy. Lokálne pozorované prejavy dynamických účinkov na granity prejavujú sa v undulóznom zhášaní, niekde aj v katakláze ich minerálnych komponent, hlavne kremeňa a v lokálnom stlačení a zbridličnatení granitov. Naproti tomu pozorujeme u nich silné prejavy autometamorfózy. K týmto zjavom patrí v prvom rade odmiesenie vretienkovitého albitu u ortoklasu a mikroklínu vo forme pertitov a mikroklínpertitov, sericitizácia živcov (miestami vedie ku vzniku i väčších šupiniek muskovitu), ďalej baueritizácia a chloritizácia biotitu a s nimi spojené odmiesenie molekuly TiO_2 vo forme jemných ihličiek rutilu sagenitového vývoja.

Celkove gemeridné granity majú silne acidný charakter, nedostatok zjavov regionálnej premeny a mohutné prejavy pneumatolitickej činnosti, viazanej na dozvuky ich magmatizmu. Apomagnetická činnosť prejavuje sa v bohatej turmalinizácii a silifikácii vlastného granitu i jeho plášťa. U hnileckého granitu vedie táto činnosť až ku vzniku greisenu.

Turčocký granit a železnický mikrogranit, i keď vystupujú uprostred gemeridných elementov, nepatria ku gemeridným granitom.

Sú intenzívne regionálne metamorfované v bridličnaté mylonity až ultramylonity, naproti tomu autometamorfné zjavy a najmä turmalinizácia neboli u nich pozorované. Svojou petrografickou povahou pripomínajú veporídny granit Kohúta a pravdepodobne predstavujú jeho apofýzy.

Vzťah gemeridných granitov k pochodom zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria vyplýva predovšetkým z ich povahy. Sú to malé intrúzie acidného charakteru s tendenciou k porfýrovitému vývoju a so širokou kontaktnou aureolou, silnou pneumatolitickou činnosťou a zjavmi greisenizácie. Granity tohto typu sú v literatúre často považované za priaznivé pre metalogenézu. Pre súvislosť zrudnenia s granitmi hovorí aj možné vystupovanie granitov v podloží starších útvarov i v územiach mimo uvedených výskytov, na čo sa už poukázalo na inom mieste.

Dôležitým poznatkom pre riešenie tejto otázky je vystupovanie turmalínu v rudnej výplni hydrotermálnych i metasomatických ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Turmalíny granitov a ich plášťa sú chemicky (ako to potvrdili prevedené spektrálne analýzy) totožné s turmalínmi rudných ložísk. Tiež vystupovanie albitu v rudnej výplni Bernardi žily v Rožňave hovorí pre túto alternatívu. Albit

odpovedá plagioklasom granitov. Mohol by odpovedať ešte albitom kremitých porfýrov porfyroidovej série, resp. permu, zatiaľ čo ostatné eruptíva (dobšinský diorit, diabázy fylit-diabázovej série a báziká spodného triasu) majú plagioklasy podstatne bázickejšie. Závislosť zrudnenia na kremitých porfýroch porfyroidovej série je však nepravdepodobná vzhľadom k ich podstatne vyššiemu, v každom prípade predvestfalskému veku (valúny porfýrov v zlepencoch vestfalu), kým zrudnenie je v každom prípade povestfalské a zastihlo ešte súvrstvie verukána a miestami aj trias. Tiež vzťah ku verukánskym porfýrom je málo pravdepodobný vzhľadom k ich obmedzenému vystupovaniu, a to len v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Krompachmi a Košicami. Na základe uvedených pozorovaní považujeme názor o súvislosti zrudnenia s gemeridnými granitmi za celkom prijateľný. Tým nie je povedané, že toto zrudnenie je priamo závislé na intrúzii známych výskytov granitu, ale v každom prípade je viazané na súčasné magmato-tektonické pochody. V otázke stratigrafického začlenenia granitov niet nateraz presných dôkazov. Pre riešenie tejto otázky prichádzajú do úvahy len pozorované kontaktné účinky granitu na regionálne, metamorfované a zvrásnené elementy porfyroidovej série.

S mladšími útvarmi sa granity nestýkajú. Regionálna metamorfóza gemeridného kryštalinika je viazaná na hercýnsky orogén a nastala hlavne pred verukánom, ktorý už nebol touto premenou. I keď výška metamorfózy nie je vždy spoľahlivým kritériom pre určovanie veku, nedostatok regionálnej dynamotemamorfózy u granitov poukazuje na ich mladší, najpravdepodobnejšie potriasový vek.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

EVA KOČIŠČÁKOVÁ

Príčiny serpentinizácie niektorých ultrabázických masívkov v Spišsko-gemerskom rudohorí

V Spišsko-gemerskom rudohorí je rad väčších-menších výskytov premenených ultrabázických hornín. Premena sa nazýva serpentinizáciou, lebo výsledným minerálom premeny je serpentín. Preto považujem za správne nazývať horninu vznikajúcu serpentinizáciou ako serpentinit, namiesto starého, pravda, zaužívaného názvu hadec.

Ústredným problémom mojej práce boli serpentinity, vyskytujúce sa v Jasove, Rudníku a v Hodkovciach. Sú to výskyty chryzotilového serpentinitu, preto pred niekoľkými rokmi tvorili stred pozornosti záujmu geologov a petrografov. Geologickú mapu okolia zhotovil D. Andrusov,[1] podrobný petrografický popis uverejnil B. Cambel.[2] S vekom serpentinitov Spišsko-gemerského rudohoria

[1] Výskyty peridotitov a serpentinitov na Slovensku. Posudok-rukopis (1950).
[2] Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. Geol. sborník SAVU, Bratislava roč. II. (1951).

sa zaoberal Kordjuk[3] a J. Kamenický,[4] ktorý ustálil ich spodnotriasový vek.

Spomínané serpentinity sa vyskytujú na území s veľmi komplikovanou geologickou stavbou. Najstaršia je gelnická séria. Je zastúpená chloritickými a grafitickými fylitmi a porfyroidmi. Uprostred tejto série vystupujú žuly a granodiority. Vedľa toho sú zastúpené rozličné vápence a pieskovce, odpovedajúce mladšiemu paleozoiku. Samotné telesá serpentinitov podľa Telekiho[5] treba považovať za spodnotriasové.

Po petrografickej stránke serpentinity spomínaných oblastí sú chryzotilové serpentinity, ktorých materskou horninou bol pravdepodobne lherzolit (Kamenický).[6] Chemické analýzy, ktoré som vykonala, a ich prepočet podľa Osanna a Niggliho ukazuje tiež na peridotitovú magmu. Z geochemického hľadiska je zaujímavý obsah niektorých prvkov v skúmaných vzorkách. Variácia obsahu Fe závisí od magnetitového pigmentu. Mn, ako veľmi častý izomorfný prvok, je prítomný nanajvýš v stopách. Obsah Ni je pomerne vysoký. Ďalšou zaujímavosťou je, že Ni je bez Co-prímesí. Možno predpokladať, že sa objaví v hlbších partiách aj so zvýšeným obsahom Ni, keďže analyzované vzorky pochádzali z vrchnejších partií serpentinizovaných telies.

Pri skúmaní petrochemických otázok nesmie sa zanedbať ani problém vzniku vyššie uvedených serpentinitov. Riešenie tejto otázky nie je významné len z teoretického hľadiska, ale aj z hľadiska národohospodárskeho, lebo je známe, že serpentinity sú materskou horninou rúd a ich anomálnych nahromadenín.

Pri riešení otázok serpentinizácie je potrebné vychádzať z geologickej polohy serpentinitu a z okolností, ktoré túto premenu mohli vyvolať. Serpentinit v Rudníku je vklínený medzi ružovkasté, zmramorizované vápence stredného triasu a medzi dolomity. Podobné uloženie nachádzame aj u ostatných gemeridných serpentinitov. Vo väčšine prípadov serpentinitové telesá pripomínajú tektonické šupiny, ktorý tvar nadobudli behom posunovania gemeridného mezozoika.[6] Z toho vyplýva otázka, či vôbec sú serpentinity na svojom pôvodnom mieste. Ak áno, je potrebné predpokladať ich pokračovanie až k pôvodnej magme.

Vzhľadom na komplikovanosť stavby celého Spišsko-gemerského rudohoria a vôbec Karpát nedá sa to bezpečne tvrdiť. Skôr je pravdepodobné druhé kritérium, na čo poukazuje ich tektonický tvar a ten fakt, že serpentinity študovaných lokalít sú veľmi tektonicky drvené a majú brekciovitý vzhľad. Preto je veľmi pravdepodobné, že vrchné časti serpentinizovanej peridotitovej magmy boli odtrhnuté a spolu s ostatným mezozoikom gemeríd presunuté. Na blízkom okolí serpentinitov sú rôzne kyslé intrúzie, hlavne žuly, ktoré sú podľa niektorých autorov staršie. V dôsledku toho by nemohli prichádzať do úvahy ako zdroj, poskytujúci serpentinizujúce roztoky.[7] Preto jediným zdrojom roztokov prevádzajúcich serpentinizáciu mohla byť len samotná peridotitová magma, ktorej

[3] Ueber das Alter der slowakischen Serpentine. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie. Stuttgart (1941).

[4] Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník SAVU I. roč. 1. Bratislava (1950).

[5] Jelentés a Jászó környékén 1940 év nyarán végzett felvételről. Magy. állami földtani intézet évi jelentése. Müködési jelentések 1939—40 II. Budapest (1948).

[6] O hadci pri Dankovej. Geol. sborník II. roč. Bratislava (1951).

[7] Sobolev J. D. 1946: O serpentinizácii. Voprosy mineralogii, geochimii i petrografii. 1945 Izdat. Akad. nauk SSSR Moskva.

vrchné okraje intrudovali do vrstiev spodného triasu. Prchavé komponenty sa koncentrovali do týchto vrchných okrajov, previedli tam hydratáciu ortosilikátov a rombických pyroxénov. V puklinkách, ktoré sa vytvárali pri chladnutí peridotitovej magmy, ukladali sa roztoky, z ktorých kryštalizovali stebelnaté kryštálky chryzotilu. Až po premene nastali miestami posuny, ktoré vrchné okraje, už serpentinizované, odtrhli od koreňa, od nedotknutej magmy. Že tieto pohyby nastali po serpentinizácii a nie oni boli príčinou serpentinizácie, svedčí mylonitizovaný serpentinit v poruchových zónach, ako aj brekciovitý charakter horniny. O tom istom fakte hovorí xenoblasticko-zrnitá štruktúra z Rudníka, ktorá sa utvárala pod menšími tlakovými účinkami z gelovitého amorfného serpentínu.

Pri posudzovaní a určovaní príčin serpentinizácie nesmieme zabúdať na to, že serpentinizácia je proces večne sa obnovujúci, s mnohými fázami a niekoľkými podfázami, ktoré sa navzájom prekrývajú.[8] Preto aj pri serpentinitoch spomínaných oblastí nemôže sa tento dôležitý fakt zanedbávať. Aj keď prvý hlavný impulz serpentinizácie vychádzal z materskej magmy, po jeho zaniknutí, po kratšom alebo dlhšom intervale nastúpila nová fáza, nie tak intenzívna, ani nie v takých rozmeroch ako predchádzajúca, ale predsa zanechala svoje známky na spomínanej hornine. Tak je tomu u serpentinitu pri Hodkovciach, kde niektoré jedince rombických pyroxénov sú silne sprehýbané a undulózne zhášajú, čo rozhodne poukazuje na tlakové účinky.

Detailné štúdium dokazuje, že serpentinizácia ako chemicky dosť aktívny proces začína po vykryštalizovaní okrajových partií magmy, pričom najaktívnejšie chemické reakcie sa odohrávajú v ranných momentoch serpentinizačného procesu. Zmeny, ktoré boli týmto zapríčinené, odohrávali sa pri pomerne vysokej teplote. No, roztoky prevádzajúce tieto zmeny postupne strácali svoju chemickú aktivitu. Pri postupne klesajúcej teplote prvá, najúčinnejšia fáza serpentinizácie pomaly zaniká, pričom sa vytvárajú nízkotermálne minerály.

Ak sledujeme diferenciáciu bázickej magmy, geochemické zastúpenie pre ňu charakteristických prvkov a porovnávame to s bázikami študovaných lokalít, znova prídeme k uzáveru, že tieto serpentinity sú len okrajovými fáciami dnes ešte neznámeho ultrabázického krbu. Podľa geologickej polohy a vysokého stupňa serpentinizácie usudzujem na autometamorfnú premenu, ktorá sa odohrala v štádiu tuhnutia magmy. Túto premenu zapríčinila voda, prípadne prchavé komponenty, obsažené v ultrabázickej magme.

Ústav stavebných hmôt a konštrukcií
oddelenie petrografie v Bratislave

JÁN ŠALÁT

Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami

Územie medzi Margecanmi a Košicami geologicky je pokračovaním jadrového pohoria Čiernej Hory.

[8] Lodočnikov V. N.: Serpentiny i serpentinity ilľčirskie i drugie. CNIGRJ 1936, Leningrad—Moskva.

Na stavbe tohto územia zúčastňujú sa tieto geologické celky (podľa Fusánovej mapy z r. 1953): 1. kryštalické jadro, 2. verukáno a 3. mezozoikum.

Kryštalické jadro je zložené s biotických, oligoklasových žúl, dioritov, svorov, svorových a kremitých fylitov, v menšej miere vystupujú ešte aplity a pegmatity.

Verukáno je v tomto území mohutne vyvinuté a veľmi rozšírené hlavne medzi Hornádom, Sopotnicou a Svinkou, ďalej v okolí Kavečian, v doline Sokoľ a spod mezozoika vystupuje v okolí Kysaku, Veľkej Lodiny a Ružína. Verukáno je zložené z rôznorodých hornín, a to z polymiktných drobových zlepencov, arkóz, arkózových pieskovcov a drobových i sľudnatých pestrých bridlíc.

Arkózy a arkózové pieskovce sú väčšinou svetlých farieb, stredného až hrubého zrna. Skladajú sa z ostrohranných zŕn kremeňa a živcov. Droby sú tmavočervené a tmavofialové; obsahujú roztrúsené zrná kaolinizovaných živcov.

V súvrství drobových zlepencov, arkózových pieskovcov a drôb sú vyvinuté polohy pestrofarebných piesčitých a pelitických bridlíc. V súvrství verukána vystupujú kremité porfýry permského veku.

V tejto správe podávam výsledky predbežného petrografického prieskumu verukánskych hornín, výskyty ktorých rozdeľujem na štyri úseky.

V prvom úseku sú verukánske horniny najmohutnejšie vyvinuté a zaujímajú územie na západ od Obišoviec cez kopec Strážca, údolie Svinky, Sopotnice a siahajú až do oblasti na JV od Miklušoviec.

Druhý úsek je v okolí Veľkej Lodiny, Malej Lodiny a Ružína, tretí v okolí Spáleného vrchu, na juh od Ružína a štvrtý na východ od údolia Sokoľ až za Kavečany.

V prvom úseku boli rozlišené tri typy hornín: I. typ — hrubozrnná arkóza, II. typ — sivá droba a III. typ — červeno-fialová droba.

Petrograficky sa dajú jednotlivé typy hornín charakterizovať takto:

I. typ: Hornina je hrubozrnná, svetlosivá, zložená z kremenných zŕn a bielych úlomkovitých živcov, ich priemerná veľkosť je 2 mm. Ojedinele vystupujú aj úlomky živcov, veľké takmer až 10 mm.

Pod mikroskopom má klasticko-psamitickú, až klasticko-psefitickú nerovnomerne zrnitú štruktúru. Je zložená z kremeňa, mikroklínu, ortoklasu, z nepatrného množstva bledohnedého biotitu, z malého množstva útržkov hnedej sklovitej hmoty. Akcesoricky vystupuje zirkón, apatit a granát. Tmel je zo sericitickokremennej hmoty.

Väčšina úlomkov kremeňa je dosť dobre zaokrúhlená. Niektoré úlomky kremeňa sú rozpadnuté na drobnú kremennú drvinu, pričom jednotlivé indivíduá navzájom zubovite súvisia. Všetok kremeň je silne undulózny a jednotlivé úlomky sú väčšie, ako býva alotriomorfne vyvinutý kremeň v biotických žulách Čiernej Hory.

Mikroklín vystupuje v izometrických úlomkoch s charakteristickou mriežkovou štruktúrou a miestami je aj písmenkovo prerastený kremeňom. V podobných tvaroch vystupuje aj ortoklas, ktorý je preniknutý tenkými, navzájom sa križujúcimi puklinami. Tieto pukliny sú vyhojené kremeňom a tiež sericitickou hmotou. V malom množstve je prítomný aj klastický muskovit. Okrem uvedených minerálov obsahuje aj nepatrné množstvo hnedého vulkanického skla, ktoré pochádza pravdepodobne z kremitých porfýrov. Toto sklo vystupuje tiež vo väčších trhlinách mikroklínu, menšie úlomky sa nachádzajú aj v tmele. Jednotlivé súčiastky tejto horniny prekonali značný transport, nakoľko sú dosť dobre zaokrúhlené.

Podľa celkového charakteru minerálov možno konštatovať, že tieto nepochádzajú zo žúl, vystupujúcich v Čiernej Hore medzi Margecanmi a Košicami. Je pravdepodobné, že pochádzajú z hornín, vyskytujúcich sa v Čiernej Hore severne od Kľuknavy. Horniny s horeuvedenou petrografickou charakteristikou označujem ako hrubozrnné arkózy.

II. typ: Hornina je stredného zrna, sivá s červenofialovými úlomkami, ktoré jej dodávajú červenofialový nádych. Pod mikroskopom javí klasticko-psamitickú, nerovnomerne zrnitú štruktúru. Veľkosť zŕn je okolo 1 mm. Minerálne zloženie: plagioklasy, kremeň, šupinky muskovitu, úlomky kremitých porfýrov. Akcesoricky vystupuje zirkón, apatit a granát. Tmel je sericiticko-kremenný.

Podstatnými minerálmi sú kremeň a plagioklas, ktoré sú zastúpené približne v rovnakom množstve. Kremenné úlomky sú ostrohranné a niektoré sú početnými trhlinami rozdelené na viac indivíduí, ktoré navzájom zubovite súvisia, všetky kremene undulózne zhášajú. Miestami sú kremenné úlomky spojené ešte s plagioklasom, čo je dôkazom toho, že obrusnosť je malá a súčiastky boli len na malú vzdialenosť transportované.

Zo živcov sú zastúpené len plagioklasy, ktoré podľa uhlu zhášania v symetrickej zóne odpovedajú oligoklasu alebo oligoklas-andezínu. Sú polysynteticky zrastené podľa albitového zákona a čiastočne sericitizované. V niektorých vzorkách bol pozorovaný tiež kataklasticky rozlámaný plagioklas, jeho pukliny sú vyhojené drobnou kremennou drvinou. Plagioklasy sú celkom zhodné so živcami biotitických žúl Čiernej Hory medzi Margecanmi a Košicami, z ktorých pravdepodobne pochádzajú. Ojedinele vystupuje aj šachovnicový albit. Horninu označujem ako sivú drobu.

III. typ: Hornina stredného zrna, väčšinou rovnomerne alebo i nerovnomerne zrnitá s nepravidelne roztrúsenými bielymi úlomkami živca. Je bridličnatá, na plochách bridličnatosti s početnými šupinkami sľudy. Farby je červenofialovej.

Pod mikroskopom možno zistiť klasticko-psamitickú štruktúru. Má takéto minerálne zloženie: oligoklas, kremeň, šachovnicový albit, zirkón, apatit a pyroklastický materiál z kremitého porfýru.

Živce sú ostrohranné, albiticky lamelované a odpovedajú oligoklasu. Kremeň je dvojaký: jednak klastický s undulóznym zhášaním — charakteru žúl Čiernej Hory, jednak korodovaný, ktorý vystupuje ako porfyrická vyrastlica v úlomkoch kremitého porfýru. Ojedinele vystupuje šachovnicový albit. Na úlomkoch kremitého porfýru možno rozoznať porfyrickú štruktúru s vyrastlicami kremeňa, živca a základnú hmotu, zloženú z lištovitých živcov, hlavne z hojných lištičiek hematizovaného biotitu. Pyroklastického materiálu je v horninách tohto typu mnoho a od neho má hornina červenofialovú farbu. Označenie horniny: červenofialová droba.

Verukánske horniny v druhom úseku okolia Veľkej a Malej Lodiny sú celkove zhodné s horninami prvého úseku. Bol tu však zistený len druhý a tretí typ hornín. Všetky sú väčšinou mechanickými účinkami zbridličnatené tak, že majú paralelnú textúru. Farba je jednak biela, hlavne u silne tlačených hornín, ostatné majú červeno-fialový nádych. Minerálne zloženie: oligoklas, kremeň, ojedinele šachovnicový albit a muskovit. Veľmi hojne obsahujú pyroklastický materiál z kremitého porfýru. Niektoré vzorky obsahujú tak veľké množstvo tohto materiálu, že by ich bolo možné označiť ako pyroklastikum kremitých porfýrov. V jednej vzorke bol pozorovaný aj stĺpčekovitý turmalín a ihličkovitý rutil. Všetky tieto horniny označujem ako droby. Musím sa zmieniť ešte o zelenosivej

arkóze stredného až hrubého zrna od Ružína, ktorá svojím vzhľadom je celkom podobná biotitickým žulám Čiernej Hory. Jej minerálne zloženie je to isté, ako u uvedených žúl a okrem toho obsahuje ešte červenofialové úlomky kremitých porfýrov.

V treťom úseku vystupujú horniny, ktoré sa líšia od hornín ostatných úsekov. Sú sivé až čiernosivé, zložené takmer výlučne z úlomkov kremeňa a ojedinele i muskovitu. Tmel je sericiticko-kremenný. Tieto horniny možno označiť ako sericitické kvarcity. Ako sericitický kvarcit možno označiť aj horninu, ktorá sa vyskytuje v malom množstve medzi kótou 620 a 552 v karbónskom útvare na juh od Ružína. F u s á n ju označuje na svojej geologickej mape ako kremitý porfýr.

Vo štvrtom úseku sú verukánske horniny zbridličnatené, s paralelnou textúrou a majú to isté zloženie ako v prvom úseku.

Materiál, z ktorého sa tieto horniny skladajú, je celkom zhodný so žulou Čiernej Hory. Petrografické označenie horniny — droby.

Už podľa predbežného prieskumu vidieť, že v uvedenej oblasti bolo viac štádií sedimentácie. Najrozšírenejšie sú horniny, ktoré obsahujú klastický materiál z najbližšieho okolia, teda zo žúl Čiernej Hory medzi Margecanmi a Košicami a z kremitého porfýru. Z množstva pyroklastického materiálu kremitých porfýrov v popísaných sedimentoch možno usudzovať na ich veľmi intenzívnu vulkanickú činnosť.

Katedra mineralógie a petrografie
Baníckej fakulty
Vysokej školy technickej v Košiciach

ERNEST KRIST

Predbežná zpráva o výskume karbónskych zlepencov v oblasti Košickej Belej a Gelnice

Karbónske zlepence v oblasti Košickej Belej vystupujú v pásme 250 m širokom, miestami i širšom (napr. na strednej skalke, na SZ od kóty 628 v šírke asi 1 km). Celý tento zlepencový komplex dosahuje priemernej šírky 200—250 m skoro po celej svojej dĺžke. Jediné miesto, kde zlepencový pruh je o málo širší ako 100 m, je oblasť Zlatníka (k. 420). Smer pásma karbónskych zlepencov v oblasti Košickej Belej je SZ—JV, pričom na obidve strany sa zužuje a stráca sa. Pravidelné zužovanie tohto zlepencového pruhu možno sledovať od kóty 657 (juhovýchodná časť zlepencového pruhu) smerom na JV a asi po 1 km sa úplne stráca. Celé pásmo v oblasti Košickej Belej dosahuje približne asi 6 km dĺžky.

Jeho pokračovanie nachádzame v oblasti kóty 567, na SV od Jahodnej (asi 1 km), ďalší samostatný ostrovček vystupuje v zákrute cesty vedúcej do Košíc, vzdialený je od kóty 567 asi na 750 m.

Zlepence, vystupujúce v oblasti Košickej Belej, rovnako ako zlepence vystupujúce medzi Bindtom a Rudňanmi (Koterbachy), majú zelenú farbu, ktorá je spôsobená množstvom chloritu, prítomného v tmele týchto zlepencov. Tento zelenavý charakter zlepencov sa však nezachováva všade, ako je tomu napríklad v oblasti

Zlatníka (k. 480), kde nadobúdajú zlepence svetlý, miestami špinavo hnedobiely charakter. Príčinou toho je takmer naprostá neprítomnosť chloritu v tmele. Taktiež pestrosť valúnového materiálu sa v týchto miestach stráca a zlepence nadobúdajú skôr ráz monomiktných, než polymiktných zlepencov. Valúny sú v týchto miestach prevažne z hydrotermálneho kremeňa, dosahujú priemernej veľkosti do 4 cm. Severozápadným smerom sa valúniky zmenšujú a aj do množstva ich ubúda, takže pri zakončení zlepencového pruhu v jeho SZ časti sa stretávame takmer skoro len s tmelom drobovitejšieho charakteru a vrstevnatého vzhľadu.

Podobný vzhľad ako na Zlatníku majú aj zlepence v oblasti kóty 562.

Uvedený vzhľad a charakter zlepencov vyššie popisovaných častí má jak farbu, tak i petrografické zloženie odlišné od zlepencov bindt-rudňanského vývoja. Možno to vysvetliť tým, že materiál prinášaný do sedimentačnej oblasti pochádzal z oblasti jednotvárneho geologického zloženia. Ďalej tým, že usadzovanie materiálu prebiehalo pomerne v kľudnom prostredí hlbšieho mora, takže nemohlo dôjsť k podstatnému premiešavaniu materiálu vo všetkých častiach jednej a tej istej sedimentačnej panvy.

Zlepence bývajú okrem toho niekedy stlačené, vrstevnaté, nie však po celej svojej dĺžke. S takýmito stlačenými, vrstevnatými zlepencami sa stretávame v oblasti kóty 698, od nej 200—250 m na JV a 500—600 m na V. Tieto stlačené partie zlepencov bývajú menej masívne.

Ďalšou oblasťou, kde sa stretávame s karbónskymi zlepencami bindt-rudňanského typu, je Gelnica. Tunajšie zlepence vystupujú na SV od Mária huty v lome, kde som ich študoval. Lom sa nachádza na pravej strane cesty vedúcej do Margecian, a to v oblasti kóty 336, vzdialenej od Mária huty 2 km. Zlepence majú zelenú farbu, sú masívne a nepozorovať na nich žiadnu známku vrstevnatosti (stlačenia). Podobne ako na J od Poráča a Rudňan, aj tu som pozoroval pomerne dosť značnú prítomnosť Fe v podobe nepravidelných valúnov krveľa.

Valúnový materiál zlepencov býva zaoblený, prípadne aj trochu ostrohranný. Zvlášť pekne zaoblené formy valúnov sa vyskytujú na JV od kóty 698, kde ide o valúny žulového charakteru, elipsoidného tvaru. Vyskytujú sa tu valúny veľkosti až detskej hlavy (Košická Belá).

Po petrografickej stránke sa valúnový materiál, zastúpený v zlepencoch pri Košickej Belej a Gelnici, skladá:

1. z intruzívnych hornín žulového, prípadne plagiaplitového charakteru,
2. zo sedimentárnych hornín,
3. z efuzívnych hornín (kremité porfýry),
4. z hornín fylit-diabázovej série a
5. z hornín, vzniklých metamorfózou kyslých efuzív (porfyroidy).

Pri ich horninách skutočne možno rozlíšiť žuly biotiticko-muskovitické acídnejšieho charakteru, možno v nich sledovať nábeh k vývoju porfyrovitému. Vo forme porfyrických vyrastlíc je vyvinutý draselný živec.

Medzi horninami sedimentárnymi prichádzajú pieskovce, kremence, a to nemetamorfované, alebo pomerne slabo metamorfované. Ďalej pristupujú sedimentárne rudy železné, obsahujúce pomerne dosť klastického materiálu.

Z hornín diabázovej série pristupujú diabázy, pomerne hrubozrnné a fylitické horniny tmavofialovej farby.

Tmel býva piesčitý a drobový, s hojným obsahom chloritu, až na severozápadnú časť zlepencového pruhu, kde tmel takmer neobsahuje chlorit.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JÁN KANTOR

O genéze mangánových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí

(Predbežná zpráva)

Kryštalinikum Spišsko-gemerského rudohoria sa vyznačuje prítomnosťou svojráznych ložísk mangánových rúd. Tieto na rozdiel od ostatných ložísk obvykle navzájom spätých prechodnými paragenetickými i štrukturálnymi typmi tvoria samostatnú skupinu nejaviacu blízke vzťahy k okolným zrudneniam.

Uvedené mangánové ložiská sa viažu na istý stratigrafický horizont gelnickej série (K u t h a n o v a „drnavská séria"), tiahnúci sa z južného okolia Betliara cez Čučmu, vrch Heckerová do severného okolia Smolníckej Huty.

Gelnická séria tvorená v Spišsko-gemerskom rudohorí najčastejšie sericitickými, sericiticko-chloritickými, piesčitými, prípadne grafitickými fylitmi s polohami epikvarcitov, ďalej kremitými porfýrmi a ich pyroklastikami je v tomto pruhu vyvinutá v hlbšej fácii. Na prehĺbenie sedimentačného priestoru poukazuje zvýšený obsah organických látok v jemnopelitických sedimentoch, premenených na grafitické bridlice, ako i prítomnosť lyditových polôh v tomto súvrství.

Význačným a z praktického ohľadu najdôležitejším prvkom sú svetlé, najčastejšie celkom biele kryštalické vápence, ktoré sú nositeľom tunajšieho mangánového zrudnenia. V ich tesnom okolí vystupujú miestami polohy metamorfovaných diabázových tufov, s ktorými tiež bývajú späté pozvoľnými prechodmi.

Celé uvedené súvrstvie má severovýchod-juhozápad až východozápadný smer a stredné až prudké úklony k juhu. Priečnymi dislokáciami je pretrhané na niekoľko segmentov.

Ložiská mangánových rúd boli už v druhej polovici minulého storočia skúmané banskými prácami na troch miestach: južne od Betliara na severnom svahu vrchu Turecká, v blízkosti čučmanských antimonitových baní a v hornej časti údolia Bystrého potoka na severných výbežkoch vrchu Heckerová, asi 2 km západne od Smolníka. I v staršej literatúre nachádzame o nich zmienky. Doterajšími autormi boli tieto ložiská považované za metasomatické a niektorými pričleňované k vrchnokriedovému granitickému plutonizmu.

R. 1953 zaoberal som sa tiež výskumom tunajších mangánových ložísk, ktorý priniesol niektoré nové poznatky o paragenéze a viedol k odchylnej genetickej interpretácii od doterajších názorov.

Na Mn-ložiskách som zistil prítomnosť týchto minerálov: rodonit, rodochrozit, spesartín, mangánmagnetit (silfbergit), mangánokalcit, mangántremolit, tremolit, bementit, zatiaľ bližšie neidentifikovaný Mn-silikát, „psilomelán", pyroluzit,

„wad", pyrit, chalkopyrit, pyrhotín, sfalerit, galenit, markazit, hematit, limonit, kremeň, kalcit, chlority, muskovit, apatit, baryt a zirkón.

Z nich k najdôležitejším patria: rodonit, sekundárne Mn-rudy oxydačnej zóny, spesartín, rodochrozit, mangánmagnetit, kremeň a kalcit, pričom v primárnom pásme je Mn-rudou prakticky takmer sám rodonit.

Mineralogický charakter hlavných mineralogických komponent (Mn-silikáty), ako i niektorých sprievodných minerálov nasvedčuje tomu, že obvyklou metasomatózou nemožno uspokojive vysvetliť vznik tunajších mangánových ložísk.

Svedčí o tom tiež napr. vystupovanie granátov. Tieto nachádzame i mimo vlastných ložísk v ináč intaktných vápencoch. I v diabázových tufoch bez akýchkoľvek stôp hydrotermálnych účinkov možno veľmi dobre sledovať na mnohých miestach postupný vznik granátov. Samotné tufy sa vyznačujú zvýšenou koncentráciou mangánu.

Ďalej sú tunajšie ložiská priestorove výlučne viazané na polohy kryštalických vápencov. V ich najbližšom okolí a v Spišsko-gemerskom rudohorí vôbec celkom chýbajú žilné ložiská mangánových rúd.

Na základe týchto a niektorých ďalších skutočností považujem mangánové ložiská medzi Betliarom a Bystrým potokom (Heckerová) za metamorfné, geneticky späté s bázickým vulkanizmom gelnickej série.

Preukázanie existencie predalpinských ložísk je dôležitým momentom pri celkovom riešení metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a svedčí o nie úplnej opodstatnenosti snáh niektorých autorov pričleniť všetky ložiská bez výnimky magmatizmu alpského orogénu. Nie menej významným je tento poznatok pre posúdenie látkovej migrácie komponent rudných ložísk počas metamorfizmu.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

CYRIL VARČEK

Predbežná zpráva o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy

R. 1953 zaoberal som sa štúdiom metalogenetických pomerov širšieho okolia Rožňavy. Tento výskum bol zameraný hlavne na zistenie zákonitostí zrudnenia tejto oblasti a na vypracovanie metalogenetickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria. Zaoberal som sa oblasťou medzi Betliarom, Nadabulou a Rakovnicou na západe, cez Rožňavu, Čučmu a Krásnohorské Podhradie až po Drnavu na východe, pričom som si všímal hlavne charakter žilnej výplne a jej zmien na rôznych ložiskách. Na základe tohto regionálneho štúdia bolo možné vyhraničiť rôzne typy ložísk, odlišných navzájom charakterom mineralizácie, teda prehľadne podať obraz parageneticky pomerov celej tejto ložiskovej oblasti. Zatiaľ ešte nemožno podať detailný obraz parageneticky a geochemických pomerov jednotlivých ložísk; toto bude predmetom ďalšieho štúdia.

R u d n é l o ž i s k á tejto oblasti tvoria pestrú skupinu, v ktorej sú zastúpené takmer všetky typy zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria a k tomu pristupujú ešte niektoré špeciálne typy, charakteristické len pre túto oblasť. Rudné žily pre-

rážajú všetky geologické jednotky (staršie paleozoikum a karbón) okrem granitu, v ktorom sa nachádzajú iba nepatrné kremenné žilky.

Na základe detailného terénneho a predbežného mikroskopického výskumu možno v širšom okolí Rožňavy vymedziť tieto typy ložísk:

1. Kremenné žily s malým obsahom sulfidov a snáď i s určitým obsahom zlata. Sú to žily menších rozmerov, hlavne v severnej časti popisovaného územia v okolí betliarskej žuly, ale i ďalej na východ a v severnej časti pásma antimonitových žíl. V tomto území sú vyvinuté i nepatrné, tenké žilôčky pegmatitového charakteru, prerážajúce betliarsky porfýr, porfyroidy i klastické horniny gelnickej série. Ich minerálne zloženie je jednoduché, najčastejšie sú z kremeňa, draselného živca, turmalínu a prípadne z chloritu. Často vystupujú v blízkosti antimonitových žíl, niekedy pravdepodobne i spoločne.

Kremenné žily sú hojné i v južnejšom území, v pásme sideritových žíl. Tieto jalové kremenné žily obsahujú často značné množstvo tmavozeleného chloritu — penínu.

2. Antimonitové žily — sú to kremenné žily s antimonitom a v pomere k nemu nepatrným množstvom iných sulfidov.

3. Sideritové žily sú týchto typov:

a. Siderit-sulfidické žily. Niekedy je sulfidov málo, takže sú to len siderit-kremenné žily, inokedy je vo väčšej miere zastúpený chalkopyrit, pyrit alebo tetraédrit.

b. Siderit-albitové žily. Bývajú v nich v menšom množstve zastúpené i sulfidy, ale vedľa sideritu tu tvorí významnú časť výplne živec albitového charakteru.

c. Siderit-magnetitové žily. V menšej miere sa vyskytujú hlavne v západnej časti terénu. Magnetit tu vystupuje nielen ako nepatrná prímes vedľa hematitu (čo nie je zriedkavé), ale tvorí vedľa sideritu hlavnú súčiastku.

d. Siderit-barytové žily. Sú to obyčajne normálne siderit-sulfidické žily, ale po siderite je tu najdôležitejším komponentom baryt, hlavne vo vrchných partiách ložísk.

4. Barytové žily. Spojené sú s predchádzajúcou skupinou prechodmi, líšia sa od nej len tým, že baryt celkom prevláda.

Okrem uvedených zistili sa ešte ďalšie typy zrudnenia:

5. Mangánové ložisko vo vápencoch gelnickej série.

6. Metasomatické ankeritové ložiská vo vápencoch gelnickej série.

7. Metasomatické ložisko pyritu spolu s ankeritom v gelnickej sérii.

8. Pyritová impregnácia v grafitických bridliciach gelnickej série.

9. Magnetitová poloha s prímesou pyritu a arzenopyritu v porfyroidoch gelnickej série.

10. Ankeritové a hematitové zrudnenie karbónskych vápencov.

11. Hematitové zrudnenie triasových vápencov.

12. Fe — zrudnenie vo verfénе patrí pravdepodobne k sideritovej formácii.

Pásmo antimonitových žíl sa začína pri Malej Polome a tiahne sa severovýchodným smerom cez Betliar, Čučmu ku Spišskej Bani, Poproču, a k Zlatej Idke. Prebieha skoro paralelne s hranicou porfyroid-fylitu, pričom sa antimonitové žily držia iba v porfyroidoch a porfýroch, do hornín fylitických neprechádzajú, hoci napr. na ložisku Matej alebo Jozef sú v ich tesnej blízkosti alebo na hranici porfyroidov s grafitickými bridlicami. Obvykle sú v tomto pásme vyvinuté 2 konštantnejšie paralelné žily, vzdialené navzájom

niekoľko metrov. Na niektorých miestach sa spájajú, pričom ich mocnosť silne vzrastie. Takéto žilné partie boli v minulosti dobývané hlavne vo vyšších častiach ložiska Matej a Gabriela. Žily majú smer JZ—SV, sklon príkry a prevažne k JV. Ich tvar je dosť nepravidelný, väčšinou sú to kratšie oddelené šošovky, ktoré sledujú obvykle výraznú dislokáciu. Niekedy sa rozmršťujú na zväzky tenkých žiliek, sledujúcich bridličnatosť hornín.

Žilná výplň. Žily pod Strakovou (pri Malej Polome) sú tvorené v podstate kremeňom. Kremeň je mliečne biely, alebo má tmavú farbu, spôsobenú jemnou rudnou, hlavne pyritovou impregnáciou. Pyrit tvorí v kremeni najčastejšie zhluky kryštálových jedincov, sledujúce puklinky; no, je tu zaiste i staršia generácia pyritu, ktorá kryštalizovala už pred kremeňom alebo súčasne s ním. Kremenná výplň bola miestami silne tlakom porušená a tieto puklinky v kremeni si vyberá práve antimonit, ktorý vo forme tenkých žiliek preniká kremeňom. Tam, kde mal viac voľného priestoru, vytvoril i súvislejšiu výplň. Miestami tvorí šošovky čistého antimonitu. Antimonit je v tenkých žilkách ihličkovitý, inak je jemnozrnný, prípadne tam, kde tvorí súvislú výplň, i lamelárny. Na puklinkách v kremeni sa s pyritom a s antimonitom vyskytuje i sfalerit v podobe hnedočervených zrniek. Maličké zhluky chalkopyritu sú veľmi zriedkavé. S kremeňom vystupuje v žilovine aj živec, a to mikroklín a s ním niekedy trochu chloritu. Karbonáty sú tu tiež zastúpené ankeritom a kalcitom. Ankerit tvorí tenké žilky obyčajne naprieč žily a pretína i styk žily s okolnou horninou. Kalcit tvorí často i značnejšiu časť výplne, je dosť hrubokryštalický. Je biely, čistý a len niekedy sú v ňom zarastené ihličky antimonitu. Tento je v ňom i na puklinkách so zrnkami sfaleritu. V spodnej štôlni Matej sa teraz sleduje poruchové pásmo na styku porfyroidov s grafitickými bridlicami. Sú v ňom šošovky kremeňa s antimonitom, ktoré nesledujú priamo tento styk, ale tvoria s ním určitý uhol, pričom neprechádzajú do grafitických bridlíc, ale sú len v porfyroidoch. Antimonit je obvykle na obvode kremennej žiloviny a odtiaľ sieťovite preniká do kremeňa alebo tvorí menšie úložky niekoľko cm alebo dm mocné. Mineralogické pomery sú tu podobné ako Pod Strakovou, ale tieto hlbšie partie sú chudobnejšie aj čo sa kvality rudy, aj čo sa počtu minerálov týka, než boli vydobyté partie pod povrchom. Pyrit je na tomto ložisku dosť častý, sfalerit však nebol spozorovaný. Ďalej od rudnej žily sú v porfyroidoch tenké žilky s kremeňom, draselným živcom, turmalínom a chloritom.

Ďalej na severovýchod v poli Vincent sú vyťažené a neprístupné antimonitové žily. Na pingách a haldách sa nachádza kremenná žilovina s antimonitom a antimonitovými okrami, ďalej pyrit a drobné vtrúseniny Cu — minerálov, prezrádzajúce sa malachitovými a azuritovými povlakmi. Pomerne veľmi hojný je tu sfalerit vo forme drobných zŕn. Vo výbrusoch pozorovať jeho prenikanie za antimonitom do kremeňa vo forme tenkých žiliek. Z nerudných minerálov je tu ešte turmalín, hojné šupinky zelenkavej sľudy a tenké žilky ankeritu.

Pre ďalšie banské pole, Gabrielu, je príznačné veľké množstvo turmalínu. Súvisí to s prítomnosťou kyslej žuly, ktorá bola v bani Gabriela nafáraná. Táto leukokrátna žula je tvorená prevažne živcami, a to albitom, pertitom, šachovnicovým albitom, kremeňom a muskovitom. Obsahuje veľké množstvo turmalínu vo forme turmalínových slnk, žiliek a škvŕn.

Antimonitové pásmo má v severovýchodnom pokračovaní taký istý charakter, ale kvalita žíl sa zhoršuje. V poli Henrich sa vyskytuje hrubolamerálny antimonit a v poli Michal je opäť hojný mikroklín. Na kutačke Jozef je okrem

kremeňa a antimonitu dosť hojný pyrit, turmalín a kalcit, na povrchu antimonitové okry. V banskom poli Karol je opäť hojný sfalerit, a to v zrnách až 1 cm v priemere, drobné vtrúseniny Cu-minerálov, kalcit i draselný živec.

Na základe mikroskopického štúdia boli zistené na antimonitových žilách i ďalšie minerály, vyskytujúce sa v nepatrnom množstve, ako pyrhotín, markazit, arzenopyrit, galenit, tetraédrit, bertierit a rôzne sulfosoli; ich podrobné zaradenie do celkovej sukcesie nebolo zatiaľ možné.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

CYRIL VARČEK

Predbežná zpráva o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave

Sideritové žily sú vyvinuté na juh od pásma antimonitových žíl. Hranica medzi nimi je ostrá napriek tomu, že niekde sú oba typy blízko seba; medzi nimi sú markantné rozdiely a zatiaľ tu nebola pozorovaná nijaká prechodná paragenetická asociácia. Na antimonitových žilách je síce Fe-karbonát vo forme tenkých žiliek, ale je to v podstate ankerit a jeho množstvo je nepatrné. Na sideritových žilách nebol antimonit v tejto oblasti pozorovaný. V okolí Čučmy je hranicou medzi oboma týmito žilnými formáciami hranica medzi porfyroidmi a grafitickými a kvarciticko-sericitickými bridlicami gelnickej série, ktorá má tektonický charakter.

Smer žíl je i v tomto pásme v celku JZ—SV, len ojedinele je odlišný. Žily sledujú obvykle bridličnatosť okolných hornín.

1. Pásmo siderit-sulfidických žíl. Žily tohto typu sú v okolí Rožňavy najrozšírenejšie. Žilnú výplň tvorí v podstate siderit. Tento je preniknutý mladšou mineralizačnou fázou, tvorenou prevažne tetraédritom, chalkopyritom, pyritom a kremeňom. Pyrit a s ním i trochu arzenopyritu je jedným z najstarších minerálov. Tvorí najčastejšie idiomorfne obmedzené zrná (nepatrnej, až 6 mm veľkosti) v ostatných mineráloch: v tetraédrite, kremeni a v siderite. Tetraédrit preniká do sideritu vo forme tenkých žiliek, postupujúcich po hranici zŕn alebo po smeroch štiepateľnosti. Niekedy tvorí i väčšie nepravidelné zhluky, dosahujúce až 15 cm šírky. Je prevažne starší ako kremeň. Spolu s ním sa vyskytuje i chalkopyrit, ktorého vylučovanie začalo o niečo neskôr a potom prebiehalo súčasne s tetraédritom.

Tvorí dosť zriedkavé zhluky od niekoľkých mm do 1—2 cm. Pyrit tvorí dosť hojne vytrúsené, idiomorfne obmedzené kryštálky. Sčasti je starší než siderit, ale vylučoval sa priebežne i v pozdejších štádiách mineralizácie spolu s ostatnými sulfidickými minerálmi a s kremeňom, ktorý je z hlavných minerálov asi najmladší.

K siderit-sulfidickým žilám patria i žily v severnej časti Söllömalu, tzv. Aurélie, ďalej žily na Rozgangu, Kost Ortáši i na Rákoši a Veľkom vrchu (Magashegy). Z oblasti na východ od Pače a Krásnohorského Podhradia pokračujú až k Drnave a k vrchu Pipítka.

2. Pásmo siderit-barytových žíl. Toto pásmo sa pripína k predo-

šlému z juhu, medzi Krásnohorským Podhradím a Drnavou. Sú to žily podobného charakteru ako predchádzajúci typ, tvorené sú sideritom, kremeňom, sulfidickými minerálmi a spekularitom; okrem týchto minerálov podstatnou súčiastkou je baryt. Najlepším príkladom tohto typu je žila Anton pri Krásnohorskom Podhradí. Paragenetické pomery tohto ložiska boli už popísané v inej práci. Okrem tejto žily patrí k tomuto typu žila Harast pri Drnave a niekoľko bezvýznamných žíl v tejto oblasti.

3. Barytové žily sú vyvinuté na južnom okraji žilnej oblasti pri Krásnohorskom Podhradí. V baryte je jemnozrnný siderit, spekularit, trochu chalkopyritu a tetraédritu, kryštálky pyritu a sekundárny malachit a azurit. V baryte sú i tenké čierne prúžky, tvorené drobnými ihličkami turmalínu ružovomodrých pleochroických farieb.

4. Siderit-albitové žily. Jednou z podstatných súčiastok týchto žíl je živec albitového charakteru. Tento typ je výraznejšie vyvinutý len v okolí Rožňavy, a to na žilách vrchu Turecká, najmä na veľkej žile Bernardi-Rudník (ako je to už dávno známe). Albit je prevažne starší ako siderit, ich vylučovacie intervaly sa však niekoľkokrát striedali. Mikroskopicky je živcová hmota buď jemnozrnná, ale obyčajne stredno- až hrubokryštalická. Vtedy majú živce pekné albitické lamelovanie. Tvar kryštálov je nepravidelný, niekedy však skoro idiomorfný. Proces vylučovania minerálov z roztokov tu mal komplikovaný priebeh. Pozorujeme, že siderit je mladší ako albit, ale aj zrná albitu mávajú v sebe niekedy početné uzavreniny drobných úlomčekov sideritu. V albitovej hmote sú dosť hojné ihličky turmalínu s hnedozelenými pleochroickými farbami, niekedy so zonárnou stavbou, ďalej drobné kryštálky zirkónu a zoizitu. Okrem týchto minerálov sú tu zastúpené aj sulfidické minerály a kremeň, najmä pyrit, chalkopyrit a tetraédrit. Zvlášť veľké hniezda sulfidických rúd sú na XI. horizonte v okolí III. zvážnej v bani Bernardi a tiež nad nultým horizontom v bani Rudník, v poli Emília. Z nerudných minerálov je na týchto ložiskách dosť častý ankerit. Tvorí obyčajne žilky a zhluky naprieč cez žilu, kým kalcit tvorí kryštály na puklinách.

Albit sa však nevyskytuje len na žile Bernardi-Rudník. Nachádza sa i na žile Sadlovská vedľa sideritu, kremeňa, pyritu, chalkopyritu a rutilu, ďalej na žile Mária-Stankovička, v kutacích prácach Ferenc a Nízky potok. Pravdepodobne je všeobecným zjavom na žilách vrchu Turecká.

Zaujímavejší je však pomerne hojný výskyt albitu na žilách Magashegyu pri Krásnohorskom Podhradí. Mikroskopicky sa vyskytuje i inde, napr. na žile Anton na Malom vrchu.

5. Siderit-magnetitové žily. Väčšie množstvo magnetitu makroskopicky viditeľného je na sideritových žilách Spišsko-gemerského rudohoria zvláštnosťou.

Kutacie práce v Nízkom potoku pri Rakovnici otvorili tenšiu žilu v porfyroidoch, s výplňou hrubokryštalického sideritu. Popri siderite je tu najhojnejším rudným minerálom magnetit, ktorý je v podobe zrnitej masy vyvinutý hlavne pri okraji žíl a v podobe tenkých žiliek v porušenej sideritovej výplni. V menšom množstve je tu i albit. Magnetit sa vyskytuje v albite i v siderite vo forme idiomorfných zŕn, usporiadaných do prúžkov a vždy doprevádzaných lístkami svetlej sľudy. V ich sprievode sú hojné zhluky drobných kryštálkov rutilu. V živcovej hmote sú i akcesorické kryštálky zirkónu. Jedným z najmladších minerálov je ankerit, ktorý preniká živcami i medzi lístky sľudy a tmelí kataklázované zrná

magnetitu. Zo sulfidických minerálov sa tu vyskytuje chalkopyrit, pyrit a tetraédrit v siderit-kremennej hmote.

Dosť značné množstvo magnetitu bolo ešte pozorované na žile Mária-Stankovička, kde tvorí v siderite niekoľko centimetrové závalky a tenké prúžky. Hojne je doprevádzaný pyritom, turmalínom a albitom. V nepatrnom množstve sa nachádza magnetit i na iných žilách tejto oblasti.

Už i z tohto neúplného a veľmi prehľadného popisu paragenetických pomerov v širšom okolí Rožňavy vyplýva, že medzi minerálnym obsahom rudných žíl a vzdialenosťou od masívku mladej gemerskej žuly (pri Betliari) je dosť úzka závislosť (ako na to poukazovali už v minulosti niektorí autori: K o r d i u k, S c h ö n e n b e r g).

Uvedené typy rudných žíl tvoria skutočne akési pásma idúce od žulového masívku v tomto poradí:

pásmo kremenných žíl s nepatrným obsahom sulfidov a zlata(?),
pásmo kremeň-antimonitových žíl,
pásmo siderit-sulfidických žíl,
pásmo siderit-barytových žíl a
pásmo barytových žíl.

Siderit-albitové žily sa z tejto postupnosti trochu vymykajú, no pravdepodobne sú ekvivalentom siderit-sulfidických žíl a ich odlišnosť, pokiaľ sa jedná o značný obsah albitu, je spôsobená osobitným charakterom geologického prostredia (hlavne jeho chemizmu), v ktorom sa roztoky produkujúce minerály týchto žíl v konečnej podobe formovali. Podobne i väčší výskyt magnetitu na niektorých žilách (kým na väčšine ložísk je vyvinutý hematit) je pravdepodobne spôsobený určitou odchylnosťou v chemizme a s tým súvisiacim oxydačno-redukčným režimom rudných roztokov.

Pri sledovaní vzťahu žilných pásem ku granitu nemožno brať do úvahy len jeho východ na deň, pretože tento sa dosť plytko pod povrchom tiahne i ďalej, ako o tom svedčí nový nález identickej žuly na halde bane Gabriela, kde bola nafáraná. Pozorovaná závislosť obsahu rudných žíl na gemerskej žule, hlavne pokiaľ ide o neskoré štádiá mineralizácie, podporuje názor na vznik ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, ako som ho uviedol vo svojej práci: Geologické a paragenetické pomery sideritového ložiska Malý vrch pri Krásnohorskom Podhradí (v tlači).

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JOZEF SCHWARTZ

Niekoľko poznámok k rudnej paragenézii oblasti Nálepkova

Na Z od Nálepkova (Spišsko-gemerské rudohorie) v oblasti Schwarzenbergu tiahne sa zrudnenie približne v smere SV—JZ a bolo ťažené štôlňami Gustáv a Xantipa.

Celé ložisko leží vo fylit-diabázovej sérii. Sú to jednak lesklé chloritické bridlice, potiahnuté striebrolesklým sericitickým povlakom a s výraznou bridlič-

natosťou, jednak kompaktné jemnozrnné, miestami aj hrubozrnnejšie diabázy, resp. ich tufy.

Čo sa týka rudnej formácie, patrí toto ložisko prechodnému typu s charakterom čiastočne ložiska sideritovej formácie, čiastočne ložiska sulfidických rúd. Sideritová formácia tu však v značnej miere prevláda, a to tak, že miestami je siderit takmer jedinou rudou.

Paragenéza tohto ložiska je pomerne chudobná a jednotvárna. Možno tu však markantne sledovať dve metalogénne fázy: mohutnejšiu — staršiu, reprezentovanú sideritovými žilnými výplňami a mladšiu — rejuvenačnú — sulfidickú, ktorá zastihla túto oblasť pomerne slabšie. Mineralogické komponenty rudnej výplne sú tieto:

Siderit tvorí podstatnú časť žiloviny. V nábrusoch je pomerne dobre leštiteľný.

Odrazová mohutnosť sideritu je vyššia ako u kremeňa, farba v odrazenom svetle je sivobiela až jasne žltohnedá. Vnútorné reflexy sú časté, bezfarebné, prípadne žlté až hnedé podľa toho, do akej miery je siderit zvetraný.

Veľkosť zŕn je v podstate dvojakého typu. Sú to jednak väčšie zrná 1—2 cm v priemere, jednak potom zrná podstatne menších rozmerov (1—5 mm). Možno predpokladať, že aj sideritové zrudnenie malo dve fázy, pričom hrubozrnný siderit bol by starší ako jemnozrnný siderit.

Vo výbruse je siderit od Nálepkova hnedastý s veľmi markantnou štiepateľnosťou, ktorá je zdôraznená počínajúcou limonitizáciou sideritu. Pri neskrížených nikoloch možno na ňom pozorovať veľmi intenzívnu pseudoabsorbciu, spôsobenú neobyčajne veľkým rozdielom indexov lomu riadneho a mimoriadneho lúča (ε=1,633, ω=1,875; ε—ω=—0,242). Dvojčencová lamelizácia podľa plôch —R (0112) je pozorovateľná pomerne zriedkavo.

Pyrit patrí ku charakteristickému produktu mladšieho zrudnenia. Nábrusy, v ktorých boli pyritové komponenty, brúsili a aj leštili sa veľmi zle. Zo štúdia rudných nábrusov tejto lokality je patrné, že pyrit sa tu vyskytuje v dvoch podobách:

1. Ako pomerne jemnozrnná impregnácia, kde pyrit impregnuje žilovinu v podobe drobných idiomorfne obmedzených kryštálkov. Tieto morfologicky patria hexaédru a pentagonálnemu dodekaédru. V takejto podobe impregnuje pyrit najmä fylity a diabázy v bezprostrednej blízkosti vlastných rudných žíl. Ich veľkosť nepresahuje 1,5 mm. Tento idiomorfný vývoj pyritu zvádza k tomu, aby bol označený ako najstarší.

2. V podobe drobných výplní jednotlivých trhlín, ktorými je sideritové teleso pretkané. Tieto mladšie žilky sú tvorené alotriomorfne obmedzeným pyritom, ktorý sa tu strieda s chalkopyritovými žilkami a s menšími výplňami spekularitovej odrody hematitu.

Chalkopyrit je tu v porovnaní s pyritom zastúpený v oveľa väčšej miere. Kým pyritové impregnácie, resp. žilky vyskytujú sa tu len sporadicky, chalkopyrit takmer výhradne vypĺňa mladšie žilky v siderite. Už makroskopicky sa dá dobre rozlíšiť.

Spekularit. Z kysličníkov železa je zastúpený na rudných žilách od Nálepkova hematit, a to vo svojej, pre hydrotermálne žily zvlášť charakteristickej odrode-spekularite. V dopadajúcom svetle je bielej až namodrastej farby, ktorá sa stáva výraznou najmä pri etalóne žltej farby. Má vysoký kovový lesk a typické rubínovočervené vnútorné reflexy. Spekularit prerastá siderit v nálepkov-

skom rudnom telese v podobe tenkých ihličkovitých žiliek alebo, čo je častejšie, tvorí aj menšie šošovky.

Zaujímavá je tu ďalej prítomnosť turmalínu. Možno ho zreteľne pozorovať aj makroskopicky. Vyskytuje sa tu jednak v podobe dlhších ihličkovitých kryštálkov, ktorými preniká po trhlinkách v kremeni i v siderite, jednak v podobe drobných agregátových zhlukov.

Fr. Ulrich (1936) vo svojom príspevku o vzácnej nerastnej paragenézii z Rudňan uvádza, že výskyt turmalínu na rudných žilách je pomerne vzácny. Výskyt turmalínu v siderite Spišsko-gemerského rudohoria prvý konštatoval Bartels (1910), a to v okolí Bindtu a Ráztok. Neskôr bola konštatovaná jeho prítomnosť na viacerých lokalitách, ako: Dobšiná, Nadabula, Rožňava, Žakarovce, Kluknava, Rudňany, atď. Ako všetky turmalíny Spišsko-gemerského rudohoria, aj nálepkovské patria skorylu.

Najobyčajnejším členom tejto nálepkovskej paragenézie je kremeň.

Konečne je tu prítomný aj kalcit, ako najmladší člen tohto mineralogického spoločenstva. Tvorí nekryštalované biele poťahy na diabázových puklinách.

Štruktúra nálepkovskej rudnej výplne je vo všetkých prípadoch hypidiomorfne zrnitá, pričom agregáty sú tvorené jak hrubozrnnými, tak aj jemnozrnnými jedincami. Na jednotlivých kryštalických zrnách možno konštatovať rozdielne vyvynuté idiomorfné obmedzenie. Čo do idiomorfného obmedzenia, najcharakteristickejšie sú porfyrické vyrastlice pyritu. Ich vlastný kryštalografický tvar nie je však podmienený prvou kryštalizáciou týchto zŕn z roztokov, ako je to u porfyrických vyrastlic kremičitanov, ale je spôsobený veľkou kryštalizačnou a plochotvornou mohutnosťou, ktorou sa práve pyrit vyznačuje v porovnaní s ostatnými, na tejto rudnej výplni zastúpenými minerálmi.

Sukcesia nálepkovskej paragenézie bola by asi takáto: siderit-spekularit-kremeň-turmalín-pyrit-chalkopyrit-kalcit.

Katedra mineralógie a petrografie pri Vysokej škole technickej v Košiciach

VIERA KANTOROVÁ

Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša

V minulom roku previedla som orientačný biostratigrafický výskum podhalského flyša v okolí Hozelca, a to na materiáli z vrtu, situovaného 700 m na SV od spomínanej obce, ako i kutacích rýh južne od obce.

Vrtom zasiahnuté a mikropaleontologicky preskúmané bolo súvrstvie tmavosivých a hnedosivých slienitých bridlíc so stopami a polohami Mn-rudy.

Súvrstvie v celom rozsahu je charakterizované pelagickou vápnitou mikrofaunou z čeľadí *Globigerinidae* a *Globorotaliidae* (?), ktorá vo väčšine výplavov tvorí 100% fauny.

K tomu miestami pristupujú i niektoré iné formy, ktoré, hoci sú v nepomerne slabšom zastúpení, dávajú asociácii určitý ráz. Sú to foraminifery: aglutinovaná *Hyperammina* sp., ktorá je zväčša zachovaná len v podobe pyritovej výplne schránok, kremitá foraminifera *Ammodiscus* cf. *incertus* (d'Orb.), kremitá *Glo-*

mospira charoides (J. & P.) a najmä aglutinovaná *Haplophragmoides* sp., veľmi stlačená, pravidelná a involutná forma. Tieto formy sú okrem prvej, obmedzené na hĺbku 40—69 m.

Ostatné mikrofosílie, zachované zväčša len v podobe pyritových jadier, sú len náhodným, pridruženým elementom. Sú to ojedinelé gümbelíny, cibicidy, virgulíny, chilostomely, gutulíny, diatomacee, deformované sférické radiolárie, drobné úlomky megasklér tetraktinelíd, zlomkové jadrá ostňov spatangíd a pyritové jadrá gastropódov.

Schránky vápnitých foraminifer sú prekryštalizované, a to často až do tej miery, že sa strácajú i ich rodové znaky.

Iné vápnité i aglutinové foraminifery, a to opäť i časť globigerín (označenie užívam pre celý variačný rad *Globigerina-Globorotalia,* ak o takom vôbec môžme uvažovať) sú zachované len v podobe pyritových jadier.

V hojnej miere pozorujeme deformácie zapríčinené tlakom. Jedná sa najmä o sploštenie sférických *(Globigerina,* radiolarie), cylindrických *(Hyperammina)* i v jednej rovine, resp. viacerých rovinách vinutých foriem *(Haplophragmoides).*

Je pravdepodobné, že všetka „globigerínová fauna" tu nájdená patrí jedinému druhu rodu *Globigerina.* Je to *Globigerina* ex gr. *quadrilobata* d'Orb., ako ju označuje Hiltermann, lebo *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., ako ju označuje Grill. Jednotlivé členy variačného radu *Globigerina-Globorotalia* boli by teda len v rozličnej miere deformované horeuvedené globigeríny.

Na základe zistených mikrofosílií zaradila som mangánonosné súvrstvie podtatranského flyša do vrchného eocénu, a to do spodnej časti „globigerínových vrstiev", stanovených H. Hiltermannom v haličskom flyši. V podtatranskom flyši pozoruhodná je značná mocnosť týchto vrstiev. V preskúmaných 138 m vrtného jadra z vrtu od Hozelca pozorujeme priebežne globigerínovú faunu v dominantnom postavení.

Mikrofauna nie je vhodná na precíznu determináciu, nakoľko taxonomické znaky mikroorganizmov boli z najväčšej časti zotreté príliš pokročilou fosilizáciou.

Horniny z podložia rudonosného komplexu mikropaleontologicky prešetrené neboli; tieto budú predmetom našich tohoročných výskumov.

Výsledky minuloročnej práce majú slúžiť ako základ ďalším porovnávacím biostratigrafickým výskumom v podtatranskom flyši, ktorými má byť podložené vyhľadávanie Mn zrudnenia v tejto oblasti.

Podrobnejšie výsledky budú publikované neskôr.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

CYRIL MACH

Severný okraj Turčianskej neogénnej kotliny

Autori, zaoberajúci sa geologickou stavbou neogénu Turčianskej kotliny pokladali horniny, nachádzajúce sa na pravom brehu Váhu za paleogén vo flyšovom vývoji. Pri vŕtaní prevádzanom Slovenskými zemevrtnými závodmi v Žiline

sa však ukázalo, že tzv. paleogén obsahuje v niektorých polohách pomerne veľa fauny. Táto skutočnosť, ako aj porovnanie spomenutých hornín s neogénnymi sedimentami z okolia Martina, vzbudili podozrenie, že ide o omyl. Upozornil sa na to aj Q. Záruba, ktorý po dôkladnom prezretí horninových vzoriek sa s nami stotožnil a dal charakteristické vzorky paleontologicky vyhodnotiť V. Pokornému. V. Pokorný dokázal, že nájdená fauna je neogénna. Ťažko je však povedať, do ktorého neogénneho obdobia treba vrstvy zaradiť. Zdá sa, že ide o pliocén.

Neogén na báze začína štrkmi, zloženými hlavne z valúnov, vápencov a dolomitov. Nie je celkom isté, či a ako sú štrky stmelené. Zdá sa, že ide o slabo stmelené zlepence s ílovitým-slienitým alebo slabo vápnitým tmelom. Všade, kde sa zistili, majú zhodné petrografické zloženie, pričom veľkosť jednotlivých valúnov nepresahuje 10 cm. V niektorých sondách sa dokonca zistili hrubé sivomodré piesky, stmelené na styku s nadložnými sedimentami vápnitým tmelom. Tieto bazálne útvary vedú spodnú vodu s napätou hladinou, ktorá po navŕtaní vystupuje na povrch. Výdatnosť vody je však veľmi malá, len niekoľko málo litrov za minútu.

Hlavný materiál, ktorý tvorí neogén, sú íly, ílovce a sliene, tieto postupne prechádzajú do tzv. siltov, jemnopiesčitých sedimentov. Tak väznejšie íly a sliene, ako aj silty majú modrozelenú až sivú a svetlosivú farbu a sú silne vápnité.

Uvedená skutočnosť mala veľký význam pre inžiniersko-geologické a stavebnotechnické uzávery. Neogénne horniny z tohto územia sa podrobili dôkladnejšiemu pôdnomechanickému rozboru.

Kvôli úplnosti pripojujeme charakteristické pôdnomechanické hodnoty neogénnych materiálov. Skúšané vzorky pochádzajú zo sondy 621, slúžiacej inžiniersko-geologickému prieskumu v blízkosti Sučian (tab. č. 1).

Tabuľka č. 1.

laborator. číslo vzorky	hĺbka pod úrovňou terénu	pôdnomechan. názov zeminy	vlhkosť v % objemu	objemová váha	pórovitosť	číslo plasticity
3271	13,85	hlina	28,8	2,148	30,3	16,5
3272	20,94	jemne piesčitá hlina — silt	23,7	2,261	24,2	8,1
3274	23,05	ílovitá zemina	24,0	2,200	25,8	25,7

Číslo plasticity uvedené v poslednej rubrike hovorí o citlivosti na vodu. Čím je ono nižšie, tým je zemina rozbredavejšia. Tak silty sú pomerne veľmi rozbredavé, íly podstatne menej. Pórovitosť poukazuje na schopnosť zeminy deformovať sa pod tlakom. Zeminy pórovitejšie sú stlačiteľnejšie. Podľa granulometrického rozboru (diagram 1) dá sa zas súdiť, že zeminy jemnejšieho zloženia sú menej priepustné, ako zeminy hrubšie. Jemnejšie zeminy sa tiež rýchlejšie prispôsobujú novým tlakom.

Pokiaľ ide o stlačiteľnosť neogénnych materiálov, možno na základe doterajších našich poznatkov povedať, že sa podstatnejšie od seba nelíšia. Modul

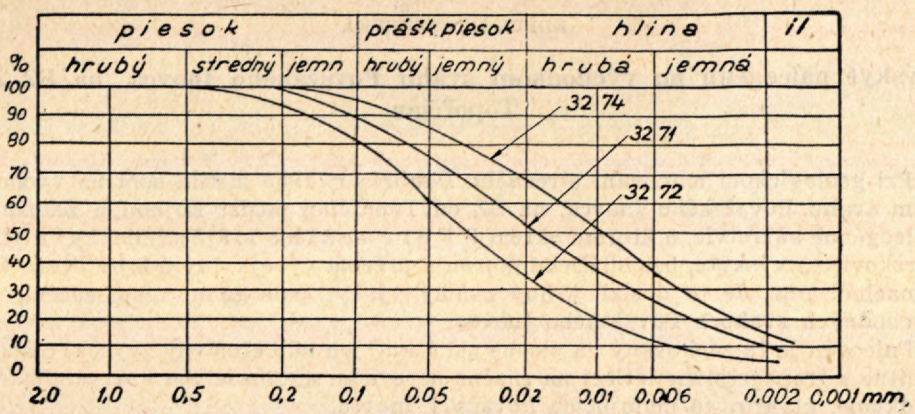


Diagram 1.

tuhosti, t. j. pomer priťaženia a k tomu prislúchajúcej percentuálnej deformácie vzorky nelíši sa podstatnejšie od hodnoty 250 kg/cm². Koeficient stlačiteľnosti (podľa T e r z a g h i h o) rovná sa asi číslu 60.

Podľa M e n c l a únosnosť neogénnych materiálov je asi 4,00 kg/cm².

Spodná voda, kolujúca v bazálnych štrkoch a zlepencoch, preskúšaná v chemickom laboratóriu SZZ dáva výsledky uvedené v tab. č. 2.

T a b u ľ k a č. 2.

tvrdosť	10,36° nem.
pH	8,8—10
acidita	0
viazaná kysel. uhličitá	81,4 mg/litr.
chloridy	7,0 mg/l
sírany	58,0 mg/l
bikarbonáty	213,5 mg/l
karbonáty	6,0 mg/l

Doteraz predpokladaná severná hranica neogénu Turčianskej kotliny sa teda v svetle uvedených poznatkov posúva vyššie, až na pravý breh Váhu. Západné ukončenie je na pravom brehu Váhu oproti novej rozvodne elektrickej trate Vrútky—Žilina, východným obmedzením je most cez Váh pri Sučanoch. Kam až siaha neogén na sever, nebolo doteraz zistené, pretože vrty sa previedli len do vzdialenosti asi 1 km na sever od Váhu. Je však pravdepodobné, že neogén siaha oveľa ďalej, pretože v najvyššej sonde nebolo ani v hĺbke 200 m zasiahnuté paleogénne podložie. Je možné, že neogén leží priamo na mezozoiku, prípadne na žulách severnej časti Malej Fatry.

Slovenské zemevrtné závody, n. p.,
Žilina

EDITA BRESTENSKÁ

Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca na SZ od Topoľčian

Pri geologickom mapovaní stredného Ponitria r. 1953 zistila som na východnom svahu Považského Inovca, na SZ od Topoľčian medzi Bojnou a Závadou, paleogénne súvrstvie, o ktorom okrem I. Ferenczi ho (1918) zmienky* o jeho útržkovitom výskyte, bez bližšieho popisu a určenia vývoja, iný údaj v literatúre nenachádzame. Je to dosiaľ jediný známy výskyt paleogénu, resp. eocénu na východných svahoch Považského Inovca.

Paleogén je tu zachovaný na ploche asi 4 km² len ako erozívny zvyšok, diskordantne a transgresívne ležiaci na značne nerovnom mezozoickom a kryštalickom podklade, útvarov to budujúcich Považský Inovec.

Za najstaršieho člena paleogénneho súvrstvia považujem len niekoľko metrov hrubú polohu rozpadavej brekcie až zlepenca, odkrytú v zárezе cesty na kopci Zvaratickie, na juh od Nového mlyna. Brekcia má hnedosivý, hlinito-piesčitý a sľudnatý tmel; úlomky hornín sú rozličnej veľkosti, teda sa jedná o netriedený materiál. Medzi valúnmi, vlastne úlomkami hornín (väčšinou sú málo opracované alebo aj ostrohranné) značne prevládajú kryštalické bridlice, ďalej sa vyskytuje žula, červené verfénske bridlice a kremence, teda horniny, budujúce ich podložie alebo bezprostredné okolie. V ich vrchnej časti je niekoľko dm hrubá poloha s vápnito-piesčitým tmelom, v ktorej sú valúny menšie a lepšie opracované ako v ostatnej časti. Úlomky kryštalických bridlíc ustupujú v tejto polohe do pozadia pred valúnmi karbonátických hornín. V celom súvrství javí väčšina úlomkov a valúnov známky zvetrania.

Uvedená poloha s vápnito-piesčitým tmelom tvorí akýsi prechod k brekcii karbonátických hornín s vápnitým tmelom, ktorá sa nachádza v nadloží rozpadavých zlepencov, čím je určená jeho príslušnosť k paleogénnemu súvrstviu. Brekcie karbonátických hornín vo vyšších partiách obsahujú totiž polohy numulitových vápencov, v ktorých niektoré numulity merajú v priemere i vyše 3 cm. Ojedinele sa v nich našli aj pektény.

Zlepence, ktoré by sme mohli považovať na základe petrografického charakteru za ekvivalentné s rozpadavými zlepencami až brekciami na báze paleogénneho súvrstvia, sa vyskytujú aj pod sladkovodnými vápencami na JZ od Závady a potom v jarku od Závady na SV, kde majú však vápnitý tmel. Podľa úložných pomerov by sme ich mohli považovať za mladšie i staršie ako paleogén, pričom však ich paleogénny vek nevylučujeme.

V ostatnej časti uvedeného výskytu paleogénu na východnom svahu Považského Inovca je tento vyvinutý len v podobe bazálnych súvrství suľovského typu, kým jeho vyššie polohy vo flyšovom vývoji, známe z Bánovska, tu celkom chýbajú. Na jeho báze sú tu brekcie s úlomkami strednotriasových vápencov a dolomitov s vápnitým tmelom, ktorý miestami býva celkom preplnený numulitmi rozličnej veľkosti, najväčšie majú priemer 2,5 cm. Úlomky uhličitanových hornín v brekciách sú tiež rozlične veľké, málokedy presahujú však veľkosť päste.

---

* Az Inovec déli felének földtani viszonyai. Földtani közlöny XLVIII, 10—12. füz., Budapest.

Brekcie smerom do nadložia prechádzajú do zlepencov s dobre opracovanými valúnmi opäť prevažne karbonátických hornín. Miestami sa v nich však vyskytujú aj menšie valúny kremeňa alebo verfénskych bridlíc. Tmel je piesčito-vápnitý a numulity sú v ňom zriedkavé. Tam, kde je tmelu málo, sú valúny drobnejšie, zaoblenejšie a približne rovnako veľké (veľkosti asi orieška). Tam, kde tmel prevláda nad valúnmi, sú tieto aj čo do opracovanosti, aj čo do veľkosti rôznorodejšie.

Nad zlepencami, alebo už aj v ich vrchnejších partiách, sú hrubozrnné, menej často strednozrnné pieskovce so slienito-vápnitým alebo vápnitým tmelom. Nachádzajú sa v nich aj polohy numulitových vápencov a aj iných organogénnych vápencov, v ktorých sú numulity veľmi zriedkavé, alebo aj celkom chýbajú. Prechod z pieskovcov alebo zlepencov do numulitových vápencov je pozvoľný.

V pieskovcoch so slienito-vápnitým tmelom som našla medzi osadou Záhrada a horárňou Zlavy-salaš polohu bohatú na skameneliny. Popri numulitoch sa tu vyskytujú hlavne veľké lamelibranchiáty (zachované v podobe jadier), ojedinele aj gastropódy a ježovky. Vyzbieraný materiál bude paleontologicky spracovaný až neskoršie.

Dobrých odkryvov, kde by sa dali zistiť hranice jednotlivých horizontov a polôh, tu niet. Smer a sklon vrstiev dal sa zmerať len na jedinom mieste, a to v brekciovitých a zlepencovitých numulitových vápencoch na sever od osady Záhrada. Tieto majú smer JJV—SSZ (340°), sklon 46° k VSV.

Presné stratigrafické začlenenie uvedeného súvrstvia sa bude môcť previesť až po spracovaní vyzbieraných skamenelín. Vývoj je veľmi podobný a pravdepodobne aj totožný s bojnickým eocénom, ktorý sa na základe fauny považuje za stredný eocén — lutét.

Rozpadavé zlepence od Nového mlyna a Závady považujem za fosilnú hlinito-kamenitú sutinu, vzniklú za kontinentálnej periódy na začiatku paleogénu, pred transgresiou strednoeocénneho mora.

Opísané paleogénne súvrstvie sa s neogénom, vyplňujúcim panvu stredného Ponitria, styka tektonicky. Tento styk je viditeľný v záreze cesty na kopci Zvaratickie, na juh od Nového mlyna.

Štúdiom paleogénneho súvrstvia na východnom svahu Považského Inovca získali sa nové poznatky o rozšírení a paleografii paleogénu na strednom Ponitrí.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

DIMITRIJ ANDRUSOV — ANNA SCHALEKOVÁ — HEDVIGA BYSTRICKÁ

Zpráva o geologických výskumoch oblasti medzi Komárnom a Štúrovom

Z poverenia Ústavu stavebných hmôt a konštrukcií v Bratislave kolektív pracovníkov Katedry geológie a paleontológie SU, Bratislava, pod vedením Dimitrija Andrusova v zostave: D. Andrusov, A. Schaleková, H. Bystrická a J. Baťovič prevádzal za praktickým účelom geologický a mikropaleontologický výskum v oblasti medzi Komárnom a Štúrovom.

V uvedenej oblasti (podrobnú geologickú mapu sostavila A. Schaleková) vystupujú tieto útvary:

Oligocén: 1. Íly a piesčité íly s druhmi *Clavulinoides szaboi* (Hant.), *Planulina osnabrugensis* (Münst.), *Haplophragmoides latidorsatum* Hant., *Cyclammina placenta* (Hant.), ďalej s uvigerínami, dentalínami, nodozáriami, *Globigerina bulloides* d' Orb. atď., ktoré treba počítať k rupelu, t. j. strednému oligocénu. Je to prvý nález stredného oligocénu na západnom Slovensku. Bol zistený v početných umelých odkryvoch na brehu Dunaja v pruhu medzi Štúrovom a Kravanmi nad Dunajom. Ide zrejme o tzv. „kiscellské vrstvy."

2. Piesky a žltosivé íly, vystupujúce pri Chľabe a Kováčovej, obsahujú *Pectunculus obovatus* Lam. a túto mikrofaunu: *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion depressulum* W. — J., *Elphidium* sp., *Bolivina punctata* d' Orb., *Virgulina schreibersii Czjž.*, *Globulina rugosa* d' Orb. atď. Tieto vrstvy patria šatu, t. j. vrchnému oligocénu.

Miocén. 1. Priamo na oligocéne leží tortón, vyvinutý buď v podobe vulkanickej formácie (andezitové aglomeráty a tufy), buď v podobe sedimentárnej formácie (štrky, piesky, litotamniové vápence a íly). Bol zistený aj v umelom odkryve pod alúviom v doline Hrona.

2. Sarmat sa skladá zo zelených ílov, piesčitých vápencov s *Ervilia podolica* Eichv. a foraminiferovou faunou s hojnými zástupcami rodu *Elphidium*, miliolidami a *Rotalia beccarii* (L.). Bol stanovený pri Kamennom Moste a tiež v Gbelcianskych vrchoch.

Pliocén. Panón je vyvinutý v podobe ílov, pieskov, prípadne s polohami pieskovcov, ktoré obsahujú ostrakódy a pri Gbelcoch kongérie.

Medzi oligocénom a tortónom na jednej strane a sarmatom a panónom na druhej, je patrné prerušenie sedimentácie. Vrstvy celého oligocénu a neogénu sú slabo vychýlené z pôvodnej polohy a ukazujú viac-menej monoklinálny úklon k SSV.

Štvrtohory. Štvrtohory sú zastúpené terasovými štrkmi, pieskami a sprašovými pieskami, ktoré tvoria jednu terasu s povrchom vo výške 15 m nad Dunajom. Je pokrytá až 10 m vrstvou subérickej spraše. K mladším štvrtohorám patria holocénne recentné náplavy Dunaja, zložené zo štrkov, pieskov, preplavených hlín, spraší a ílov. Ílovité polohy obsahujú niekedy ostrakódy, pravdepodobne preplavené z panónu. Okrem toho sú miestami vyvinuté svahové sutiny a hliny.

Po tektonických pohyboch, ktoré nastali po panóne, v štvrtohorách, opakovane nastali kolísavé pohyby zemskej kôry. Po usadení vrstiev pleistocénnej terasy nastalo dvíhanie, potom nový pokles, ktorý podmienil vznik akumulácie holocénnych naplavenín. Po ich vzniku nastalo asi nové dvíhanie a Dunaj si vyhĺbil hlbšie koryto, ktoré v prítomnej dobe zanáša štrkovými a ílovitými usadeninami.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

LUDOVÍT IVAN

Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Hodejova

(Top. plán 4664/3)

Študované územie patrí k Fiľakovskej vrchovine, severná časť k Rimavskej kotline. Reliéf terénu je mierny, najväčšiu nadmorskú výšku dosahuje Veľký Bučon (k. 515), najnižšie položeným miestom je k. 182 v alúviu Gortvy pri jej ústí do Rimavy.

Stratigrafia. V študovanom území sú zastúpené: oligocén, pliocén a kvartér.

Oligocénne súvrstvie je súčasťou juhoslovensko-severomaďarskej synklinály. Báza oligocénneho súvrstvia vystupuje na povrch severnejšie od študovaného územia, tvoria ju zlepence a detritické vápence, ktoré transgredujú na rozličné útvary Spišsko-gemerského rudohoria. Na území top. plánu 4664/3 vystupujú sedimenty stredného až vrchného rupelu. Sú to predovšetkým marinné sivé pieskovce a piesčité sliene, ktoré sú jemno- až strednozrnné, so značným obsahom sľudy. Tmavošedivé slienité pieskovce sú v odkryvoch vzácnejšie. V rupelskom súvrství miestami sa nachádza zle zachovaná, ale dosť hojná fauna. Zastupené sú tu hlavne rody: *Tellina, Pecten, Leda, Lucina, Protulites* (mikrofaunu z rupelu i šatu spracovala Danihelová). Medzi rupelom a šatom nie je ostrá hranica. Za prechod k šatu pokladám nevrstevnaté slienité sivé pieskovce, so šošovkami pevnejších pieskovcov. V šate je vývoj sedimentov pestrejší ako v rupeli a zmeny sedimentácie sú častejšie. K bazálnym vrstvám šatu počítam vápnité pieskovce, ílovité piesky a piesky jemného a stredného zrna. Súvrstvie je vápnité, vyskytuje sa v ňom makrofauna, a to *Pecten* a *Leda*. V tomto súvrství sa častejšie vyskytujú aj zuhoľnatené zvyšky rastlín. Súvrstvie vystupuje najmä v odkryvoch údolia riečky Gortvy. V jeho nadloží vystupujú sivobiele pieskovce s pevnejšími šošovkami a pieskovce, ktoré rýmsovite vyčnievajú. Mocnosť pevných pieskovcových vložiek je 30—70 cm, celého súvrstvia niekoľko desiatok metrov. Nad týmto asi 15—20 m hrubým súvrstvím sa nachádzajú pevné pieskovce s glaukonitom. Najvyššou polohou šatu v študovanom území sú zlepence a pieskovce s radiolériami. Oligocénne súvrstvie je mierne zvrásnené. Určeniu tektonických línií v tomto súvrství napomáhajú početné kyselky-čevice, ktoré súvisia s pliocénnym vulkanizmom.

Pliocén. V juhozápadnej časti ležia na oligocénnych sedimentoch čadičové vulkanity. Výlevy čadičov diali sa z niekoľkých vulkanických centier. Produkty vulkanizmu jednotlivých centier netvoria súvislú masu, ale obyčajne produkty jedného vulkanického centra nezasiahli až k inému centru. Jednotlivé výlevy čadičov možno teraz najčastejšie sledovať ako príkrovy jazykovitého tvaru. Najmohutnejšie vystupujú vulkanity čo do mocnosti aj čo do plochy v skupine Veľkého a Malého Bučona. Tu sa striedajú pyroklastiká s výlevmi čadičov. Pyroklastiká sú pomerne málo zastupené. Čadiče sú tmavosivé a pre svoje technické vlastnosti boli už od konca minulého storočia vo veľkom dobývané. I čadičové tufy z Hodejova, obsahujúce bublinovitú lávu vankušovitých tvarov, majú značný hospodársky význam ako prísada na zošľachťovanie cementov. Podľa fauny z Hajnáčky zaraďujeme tieto vulkanity k pliocénu.

V sevorozápadnej časti transgresívne na rupeli ležia štrky a piesčité íly v okolí Antalovej a Béla pusty. Ani makro-, ani mikrofauna nebola v nich zistená. Toto súvrstvie vývojove i petrograficky je podobné poltárskej formácii.

K v a t é r. Študovaný terén je z väčšej časti prikrytý kvartérom. Sú to rôzne typy hlín a terasové štrky. Spraš je značne piesčitá. Hlinito kamenité sutiny sa vyskytujú na úbočiach čadičových pahorkov. Terasové štrky môžeme dobre sledovať na pravom brehu rieky Rimavy, miestami majú značnú mocnosť, sú v nich založené štrkoviská pre miestnu potrebu. Tiež v okolí riečok Suchej a Gortvy nachádzame terasové štrky v niekoľkých stupňoch nad sebou.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MAGDA MARKOVÁ — MARGITA VAŇOVÁ

Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chvalovej

V lete r. 1953 previedli sme základný geologický výskum terciérnej oblasti južného podhoria Spišsko-gemerského rudohoria na top. liste 4564/4, pozostávajúci z geologického mapovania v merítku 1:25000, mikropaleontologického štúdia stredného a spodného oligocénu (D a n i h e l o v á, pozri str. 88) a petrografického spracovania mladotreťohorných vulkanitov.

V okrajových častiach mapovanej oblasti sa spod terciérnych a pokryvných štvrtohorných útvarov vynára paleozoikum a mezozoikum, patriace gemeridám.

P a l e o z o i k u m vystupuje v podloží andezitových aglomerátov a sutín na sever od Chvalovej, v podobe malého ostrova šedivých fylitických bridlíc drobovej povahy. Podstatnú zložku horniny tvorí úlomkový kremeň a grafit, vedľa ktorého podradne vystupuje silne sericitizovaný a kaolinizovaný kyslý plagioklas, sericit, chloritizovaný biotit a ojedinelé útržky granitických hornín. V blízkosti spomínaného výskytu fylitických bridlíc vo svahovej sutine nachádzajú sa balvany granitu, ktoré svojím petrografickým zložením ako aj výškou regionálnej premeny pripomínajú granit veporidného kryštalinika. Ich bližšie postavenie nie je známe, lebo nie je možné zistiť, či ide o granity in situ, alebo o súčasť andezitových aglomerátov, utrhnutých pri andezitových výlevoch z kryštalického podložia.

M e z o z o i k u m. Najstarším členom mezozoika je tu spodný trias, vyvinutý v podobe sľudnatých červenofialových bridlíc s polohami kremencov a pieskovcov, alebo zelenožltých sľudnatých bridlíc s polohami vápencov (Chvalová). Strednotriasové tmavé vápence gutensteinského typu vystupujú v súvislom pruhu na východnom okraji treťohornej panvy, tvoriac podložie detritických sedimentov terciérneho mora.

K triasu patria ďalej bunečnaté dolomity z odkryvu pri ceste z Chvalovej do Kaluskovej doliny a svetlé vápence wettersteinského typu, ktoré v študovanom území vystupujú na západnom okraji treťohornej panvy (Španie Pole).

T e r c i é r. Terciérne uloženiny náležia k severnej časti juhoslovensko-severomaďarskej synklinály. More transgredovalo od juhu na paleozoický a mezozoický podklad. Okraje mora sú lemované lavicami detritických zlepencov, tvorených

prevažne stmelenými úlomkami podložných hornín. Množstvo fauny je v nich kolísavé. Niekde je veľmi zriedkavá, na iných miestach je množstvo úlomkov skamenelín. Možno tu hovoriť o typickom litorálnom vývine. Stratigrafické postavenie týchto paleogénno-oligocénnych zlepencov sa bude môcť stanoviť len po podrobnom paleontologicko-stratigrafickom vyhodnotení vyzbieranej fauny.

Hlbšie horizonty treťohornej panvy sú vyplnené oligocénnymi sedimentami, tvorenými hlavne piesčitými slieňmi, piesčito-sľudnatými ílmi, alebo málo spevnenými sľudnato-slienitými pieskovcami s bohatou mikrofaunou. Podľa výsledkov mikrobiostratigrafických štúdií sú rupelského veku. V okolí Hostišoviec badať v nich postupné pribúdanie miocénnych foriem. Celkový ráz mikrofauny je oligocénno-miocénny (D a n i h e l o v á, pozri str.88).

N e o g é n. V miocéne paleogénne sedimenty, ako i mezozoický a paleozoický podklad juhozápadnej časti študovaného územia pokryli tufy, tufity, aglomeráty a lávové príkrovy. Vulkanizmus tejto oblasti sa odohral pri okrajovej časti karpatského orogénu v dobe vyznievania orogenetického obdobia. V schéme rozloženia vulkanitov vnútornej skupiny undačného vulkanizmu karpatského orogénu (podľa K u t h a n a 1948) by ho bolo možné zaradiť do strednej časti, k druhej fáze andezitových erupcií tortónskeho veku.

Podľa výsledkov petrografických rozborov vulkanitov študovaného územia boli rozlíšené tieto typy andezitov*:

* Presnejšie výsledky by mohlo priniesť petrografické spracovanie celej vulkanickej oblasti. Študované územie zaberá totiž asi 1/4 vulkanického komplexu, rozprestierajúceho sa ďalej na juh a západ.

1. A u t o m e t a m o r f n ý a m f i b o l - p y r o x é n a n d e z i t, ktorý obsahuje porfyrické vyrastlice magmaticky korodovaného a čiastočne rezorbovaného amfibolu, obklopeného opacitovou obrubou zo zrniek magnetitu, pyroxénov a plagioklasov. Pyroxény a plagioklasy sa sústreďujú vo vonkajšej časti obruby a doplňujú pôvodný tvar porfyrickej vyrastlice. Petrograficky sú zhodné s porfyrickými vyrastlicami plagioklasov a pyroxénov intratelurickej fázy. Živce intratelurickej fázy sú dvojaké, labradorit a andezín. Ako ďalšie komponenty intratelurickej fázy vystupujú pyroxény, a to rombický hyperstén a monoklinický diopsidický augit.

Základná hmota pozostáva z mikrolitov, kyslých plagioklasov, pyroxénov a zrniek rudných minerálov, ponorených v amorfnom skle.

2. P y r o x e n i c k ý a n d e z i t. Ako porfyrické vyrastlice vystupujú živce s charakteristickým albitovým lamelovaním, zonárnou stavbou, zdôraznenou zonárnym usporiadaním skla, mikrolitov a magnetitu. Optické vlastnosti odpovedajú andezín-labradoritu.

Ďalšie intratelurické komponenty sú pyroxény, a to diopsidický augit a hyperstén. Základná hmota má kryptokryštalickú štruktúru. Pozostáva z mikrolitov a skla.

V študovanom území možno dokázať dve erupčné fázy vulkanitov. Fázu staršieho autometamorfného amfibol-pyroxén andezitu a fázu mladšieho augit-hyperstén andezitu. Tu okrem petrografickej odlišnosti možno uplatniť aj zákon superpozície mladších eruptív nad staršími a oddeliť jednotlivé fázy klazmatikami.

U ďalších petrografických typov andezitu, a to hyperstén-andezín andezitu a enstatit-hyperstén-augit andezitu na základe existencie prechodných typov sa predpokladá, že ide o magmatický diferenciát erupčnej fázy augit-hyperstén andezitu.

P l i o c é n. Vulkanity na svahu Hajmaštu sú pokryté valúnmi štrkov, ktoré podľa analógie s rovnakým materiálom oblasti ležiacej na juh od študovaného územia (I v a n, 1952) zodpovedajú pliocénu. Na dvoch lokalitách pri puste Oszló pliocénne štrky pokrývajú rupelské sedimenty.

K v a r t é r je zastúpený riečnymi terasami, lemujúcimi údolie rieky Turca (odkryv v Skerešove pri ústí Banského potoka do Turca). Sutinové útvary pokrývajú svahy vulkanitov, široké chrbty vulkanických pohorí sú prikryté červenou hlinou nirok a wettersteinské vápence červenicou.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

RUŽENA H. DANIHELOVÁ

Predbežná zpráva o mikrofaune juhoslovenského oligocénu

V rámci tohoročného geologického mapovania južného Slovenska v oblasti Skerešovo, Chvalová, Hostišovce, Španie Pole boli mikropaleontologicky vyhodnotené všetky vyzbierané povrchové vzorky.

Mikropaleontologické rozbory ukazujú, že sa jedná hlavne o sedimenty n e r i t i c k é h o r u p e l s k é h o m o r a s mikrofaunou, ktorá nevykazuje veľké odchýlky a zmeny. Väčšina povrchových vzoriek je spodno a stredno-rupelského veku. V niektorých vzorkách početne vystupujú miocénne formy, čím mikrofauna nadobúda oligocénno-miocénny charakter.

Vysvetľujem si to tým, že študované územie patrí k tzv. juhoslovensko-severomaďarskej depresii (S e n e š, 1952)* a síce k jej severovýchodnej okrajovej časti. Rupelské more malo v tejto oblasti najväčšie rozšírenie severným smerom, jeho sedimenty možno však hodnotiť ako neritické, dosahujúce nie veľkých hĺbok.

Hoci som nemala možnosť na základe vrtného materiálu poznať presný geologický profil študovaného územia a nemohla som podľa neho paralelizovať mikrofaunistické horizonty, pokúsila som sa predsa vymedziť na základe presných mikrofaunistických rozborov niektoré mikrostratigrafické horizonty.

Zo všetkých mikropaleontologicky študovaných vzoriek za najstaršie možno považovať jemné, sľudnaté íly a slienité íly z oblasti Višňové. Ich mikrofauna je charakterizovaná aglutinovanými formami: *Bathysiphon, Cyclammina, Ammodiscus.* Podľa nich dá sa usudzovať, že ide o hlbšie neritikum rupelského mora, prípadne o chladnejšie morské prúdy. Ďalšie sedimenty z oblasti Višňové, Skerešovo (sivožltohnedé sliene a jemno-piesčité sliene) sú obohatené už i vápnitými schránkami foraminifer ako: *Bulimina elongata* d' *Orb., Valvulineria complanata* (d'*Orb.), Pullenia bulloides* (d' *Orb.), Planularia osnabrugensis Gümb.* V týchto foraminiferových asociáciách aglutinované formy zaujímajú ešte stále vedúce postavenie, kým vápnité schránky foraminifer sú pomerne drobné, zakrpatelé.

Podľa tohto môžeme predpokladať, že nastáva akési splytčovanie rupelského mora, ale len v nepatrnej miere, nakoľko ešte zostávali priaznivé životné podmienky pre rozvoj aglutinovaných foriem.

* Oligocén medzi Šahami a Lučencom. Geologický sborník III, č. 1—2. Bratislava.

Pomerne veľká časť vzoriek je charakterizovaná formou *Globigerina bulloides* d'Orb. V niektorých vzorkách tvorí až 90% výplavu. Tieto tzv. globigerinové horizonty považujem za strednorupelské (jemno-piesčito-slienité, sivožlté íly z oblasti Višňové pri kostole, Višňové nad mostom, Chvalová na JV od k. 281, Skerešovo) a tvoria prechod k sedimentom, v ktorých vystupujú foraminifery s vápnitými schránkami pekného, veľkého vzrastu. Mikroasociácia je bohatá nielen počtom druhov ale i rodov, vyskytuje sa tu napr.: *Marginulina* ex. gr. *fragaria Gümb., Nonion commune* (d'Orb.), *Nonion soldanii* (d'Orb.), *Plectofrondicularia* aff. *diversicostata* (Neugeb.) *Uvigerina* aff. *jacksonensis* Cushm., *Pullenia quinqueloba* Rss., *Sphaeroidina* cf. *austriaca* (d'Orb.), *Planularia osnabrugensis* Gümb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.).

V sivožltohnedých slieňoch (zárez cesty do Višňového) foraminiferová asociácia pozostáva z foriem: *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Robulus cultratus* Montf., *Marginulina* ex. gr. *fragaria* Gümb., *Nonion umbilicatulum* (Montag.), *Uvigerina* cf. *jacksonensis* Cushm. V týchto a obdobných mikroasociáciách pozoruhodné sú ojedinelé formy známe väčšinou z miocénnych sedimentov ako: *Trifarina tricarinata* Rss., *Trifarina bradyi* Cushm., *Saracenaria* cf. *arcuata* (d'Orb.), *Angulogerina* sp. Z oblasti Hostišovce v žltohnedých íloch boli nájdené ďalšie miocénne formy ako *Bulimina ovata* d'Orb., *Bulimina affinis* d'Orb. Celkový ráz foraminiferových asociácií nadobúda spomínanými formami akýsi oligocénno-miocénny ráz.

Takýto charakter mikrofauny vykazovali taktiež sedimenty z oblasti: Tieškova, cesta do Slizkého, studňa pod Lysou, Skerešovo — cesta do Kalúskej doliny. Predpokladám že sú najvyššími, najmladšími sedimentami rupelského mora.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MICHAL MAHEĽ

Príspevok k poznaniu poltárskej formácie

Pri štúdiu gemeridných sérií lučenskej oblasti zistil som niekoľko nových poznatkov o poltárskej formácii, práve v území jej klasického vývinu medzi Podrečanmi a Selcami. Jej podstatnými horninami sú tu íly, piesčité íly, ílovité piesky, piesky a drobné štrky. Íly pre svoju vysokú ohňovzdornosť sú dobývané na niekoľkých miestach a odkryté v mnohých hliniskách. Sú tmavosivej, nahnedlej, svetloružovej, bielej i oranžovožltej farby. Často prechádzajú do piesčitých ílov. Osobitným typom sú červené íly pri laze Červeň, v chotári obce Breznička. Kým sivé, čierne, oranžové i biele íly majú podiel Fe_2O_3 obyčajne 1—2% a červenkasté íly napr. z hliniska Nová Jelašička 4,49—4,53%, vykazujú krvavočervené íly od lazu Červeň 14,66—21,46% Fe_2O_3.

Uvádzam na porovnanie chemickú analýzu červenkastých ílov z hliniska Nová Jelašička a červených ílov nad lazom Červeň:

Červenkasté íly z Novej Jelašičky: SiO_2—55,36%, Al_2O_3—37,35%, Fe_2O_3—4,53%, CaO—0,44%, MgO—2,01%.

Červené íly nad lazom Červeň: SiO_2—32,13%, Fe_2O_3—21,46%, Al_2O_3—23,46%, CaO—stopy, MgO—0,07%, TiO_2—1,95%, Cr—0,01%, Ni-stopy.

Vysoký obsah železa v íloch nad lazom Červeň pochádza akiste z mastencov, nablízku vystupujúcich. Mastence sú totiž bohaté na železité minerály, navetrávajúce vo vrchnejších polohách v práškový, snadno splaviteľný limonit. O tom by svedčila skutočnosť, že íly vystupujúce bližšie k mastencom v jarku v laze Červeň majú obsah Fe_2O_3 až 21,46%, kým íly vzdialenejšie od mastencov povyše uvedeného lazu majú obsah Fe_2O_3 14,66%.

Na početných miestach, no hlavne pri Kalinove na rozhraní ílov a štrkov a uprostred štrkov vystupujú železité zlepence a pieskovce vo forme lavíc i menších šošoviek.

Materiál poltárskej formácie pochádza z paleozoických súvrství, nablízku vystupujúcich. V susedstve fylitov vystupujú spravidla íly, v susedstve kremencov hlavne piesky a prípadne štrky. Posledné vytvárajú obyčajne lokálne polohy uprostred ílov a pieskov. Hojnejšie sú hlavne v najvrchnejšej časti súvrstvia.

Na niekoľkých miestach, kde je odkrytý styk poltárskej formácie s podložím, možno pozorovať prechod jej hornín do podložných paleozoických hornín. V zárezе železničnej trate medzi Zeleným a Poltárom a v jarku východne od vŕšku Háj pri Hrabovom poltárske íly pozvoľna prechádzajú do podložia, do fylitov. Obdobne na vŕšku Zlámanec, severne od Kalinova v lome možno názorne sledovať prechod pieskov do spodnotriasových kremencov. Na uvedených lokalitách spodná časť poltárskej formácie má ráz silne rozložených aluviálnych usadenín, vzniklých z rozložených podložných hornín pri silnom chemickom vetraní. Pravda, väčšina materiálu poltárskej formácie prekonala určitý transport.

Poltárska formácia prikrýva rozsiahle, nízko položené priestory zväčša paleozoických sérií a na juhu i súvrstvia starších treťohôr. Vo forme úzkych pruhov zabieha do dolín a zníženín, miestami ďaleko od jej hlavných sedimentačných priestorov. Zrejme sa táto formácia usadila v období, keď riečna sieť i rysy reliéfu boli v podstate zhodné s dnešnými.

Jej rozloženie sa líši od rozloženia andezitových hornín, ktoré prikrývajú vyvýšené horské vrcholky. Z toho je zrejmé, že poltárska formácia je veľmi mladá. V podloží andezitových hornín pri Veľkej Suchej a pri Selciach síce vystupujú štrky. To zvádza považovať celú poltársku formáciu za staršiu, ako andezitové brekcie a pričítať jej predtortónsky vek. Lenže tieto štrky svojím petrografickým zložením (prítomnosťou množstva žúl) a veľkosťou (sú podstatne väčšie ako štrky poltárskej formácie — o priemere 10 cm až 1 m) sa nápadne líšia od štrkov poltárskej formácie, nablízku vystupujúcich. Prvé sú zrejme staršie ako andezitový materiál, sú asi spodnomiocénne, poltárske zas mladšie. Prítomnosť úlomkov čadičových tufov vo vrchnejších polohách ílov pri Podrečanoch a kúsky čadičov v štrkoch južne od Točnice by nasvedčovali tomu, že poltárska formácia je asi pliocénna. I nezuhoľnatené kusy drevín, hojné v tmavosivých íloch pri Poltári rovnako svedčia o jej mladom veku.

Z uvedeného vyplýva, že na južnom Slovensku vedľa pliocénnej poltárskej formácie, ktorej štrky v lučenskej oblasti hrajú len podradnú úlohu, vystupujú i štrkové formácie staršie ako pliocén.

Štrková formácia zv. košická, čiastočne pokrývajúca gemeridné série v košickej oblasti, v najvýchodnejšej časti gemerid, má podstatne menší podiel ílov a nepomerne väčšie valúny štrkov ako poltárska formácia. Hlavnú jej odlišnosť v porovnaní s poltárskou formáciou vidím v tom, že v jej bezprostrednom podloží sú

paleozoické horniny málo rozložené. Naopak v podloží poltárskej formácie paleozoické horniny sú miestami rozložené do hĺbky niekoľko metrov (pri Podrečanoch až do hĺbky 30 m); Podložné bridlice sú dokonca zmenené v íl, takže miestami len s námahou dá sa stanoviť hranica voči nadložným poltárskym ílom. Poltárska formácia vznikala za obdobia posledného intenzívneho vetrania. Naopak košická formácia usadila sa pred obdobím tohto vetrania. Je teda formáciou staršou.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

VIERA KANTOROVÁ

Mikropaleontologický výskum prešovského solinosného miocénu

Z prešovského solinosného miocénu som mikropaleontologicky spracovala v minulom roku 3 vrty. Sú to: 1. Vrt od Nižnej Šebastovej (na JV okraji obce), 607 m hlboký. 2. Vrt od Šalgovíku (vzdialený asi 120 m na sever od obce), 363,7 m hlboký. 3. Vrt od Teriakoviec (vzdialený asi 900 m na západ od obce), pri potoku, 377 m hlboký.

Vrt od Šalgovíku a vrt od Nižnej Šebastovej, ktoré ležia približne na jednej línii severojužného smeru v asi 2,125 km vzájomnej vzdialenosti, sa vyznačuje horizontami s početnejšou mikrofaunou, pozostávajúcou najmä z foraminifer a sklér tetraktinelíd.

Severnejšie situovaný vrt od Nižnej Šebastovej ich má dva, a to v hĺbkach 20—215 m a 495—590 m, kým južnejší vrt od Šalgovíku má len jeden horizont v hĺbke 5—121 m; v poslednom od hĺbky 50 m je depozícia mikrofosílií občas prerušená zintenzívnenou soľnou sedimentáciou.

I keď suma druhov foraminifer nájdených v miocéne oboch vrtov je dosť značná, nakoľko predstavuje 80 rozličných druhov, sú jednotlivé vzorky na druhy a zväčša i na indivíduá chudobné. Len v ojedinelých prípadoch som našla najviac 40 rozličných druhov vo vzorke. Spravidla sú však vzorky na druhy omnoho chudobnejšie. Pritom všetky priebežné i sporadicky vystupujúce formy nie sú obmedzené na určité horizonty a nepozorujeme u nich žiadnej zákonitosti, ktorá by nám dopomohla vypracovať podrobnejšiu lokálnu stratigrafiu.

Z foraminifer prevládajúcimi formami v oboch vrtoch sú globigeríny, spomedzi nich najmä *Globigerina bulloides* d'Orb., ďalej početnejšie sú zastúpené nonióny, elfídiá, bolivinoidy, bulimíny, bolivíny, cibicidy a miestami druh *Rotalia beccarii* (L.). Hojnejšie výskyty sklér tetraktinelíd a fragmenty ostňov spatangíd sú viazané na polohy s foraminiferami.

Ostatne, podstatná časť tu nájdenej mikrofauny je i v horespomenutých polohách s hojnejším jej nazhromaždením synchrón-alochtónom, doneseným sem zo súčasného otvoreného mora. Okrem foraminifer normálneho vrastu patria sem najmä skléry tetraktinelíd, ktoré, ako sa zdá, sú alochtónom bez výnimky. Dosvedčuje to najmä okolnosť, že osné kanáliky nie sú u väčšiny megasklér pozorovateľné, a fragmentárny stav ich zachovania.

Za autochtón môžeme považovať len také mikrofosílie, a to pravdepodobne len foraminifery, ktoré sa vyznačujú redukovaným vývojom, postihujúcim vzrast, druhové i individuálne zastúpenie.

Plynulejší priebeh mala morská sedimentácia východnejšie, ako je to už zrejmé i na mikrofaune z vrtu pri Teriakovciach, vysunutého len 700 m od tejto línie na východ.

Vrstevný komplex zasiahnutý týmto vrtom má v zrovnaní s oboma horespomenutými vrtmi pomerne bohatú mikrofaunu. Niektoré vzorky, odobraté v okolí 70 m hĺbky vrtu vykazujú až 50 rozličných druhov mikrofosílií. Celkove v súvrství 5—254 m bolo nájdených 75 rôznych druhov foraminifer a mikroskopické zvyšky, zväčša úlomky, patriace ďalším šiestim živočíšnym skupinám. Sú to sférické i diskoidálne rádiolárie, skléry tetraktinelíd, lampášiky hexaktinelíd, ostne spatangíd, drobné gastropódy, ostrakódy a rybie zúbky. Z rastlinných zvyškov pozorujeme pyritizované diatomácee z okruhu rodu *Coscinodiscus* a plody charáceí.

Tieto fosílne mikroasociácie sú typické pre najvyšší helvét. Čo sa týka foraminifer, v prevahe sú opäť rody a druhy ako vo vrtoch od Nižnej Šebastovej a Šalgovíka, hojnostné zastúpenie druhové i individuálne je však podstatne výraznejšie.

Podobné mikroasociácie poznám zo svojej praxe i z iných vrchnohelvétskych lokalít, najmä z okolia Modrého Kameňa, z Považia, z okolia Novák, a i.; na východnom Slovensku našla som analogickú mikrofaunu pri Tepličanoch, severne od Košíc.

Vo všeobecnosti možno povedať, že tunajšia mikrofauna, najmä čo sa týka pelagických foraminifer, je podstatne drobnejšia, ako na všetkých prv spomínaných lokalitách. Je to pochopiteľné, nakoľko i vo vrchnom helvéte prejavovali sa tu ešte dozvuky soľnej sedimentácie. I tu sa však nájdu horizonty s foraminiferovou mikrofaunou normálneho vzrastu, čo je zvlášť patrné v práve zmienenom vrte.

V horninách navŕtaných vrtom od Teriakoviec priebežne nachodíme morské mikroorganizmy. Niet partií bez týchto, ako sme tomu zvykli u iných tunajších vrtov.

Zjav by mohol byť čiastočne zapríčinený tým, že v mieste vrtu, ktorý je z centrálne situovaných vrtov vysunutý najviac na východ, mohla prebiehať v čase soľnej sedimentácie súvislá normálnejšia morská sedimentácia kontinentálneho prahu.

Pravdepodobnejšie však je, že sa tu jedná o súvrstvie stratigraficky vyššie postavené, ktoré v západnej časti skúmaného terénu chýba.

Vo vzorkách z hĺbky 254,0—264,8 m z vrtu od Teriakoviec našla som zaujímavú mikrofaunu s gyrogonitmi (oogoniami charáceí).

V hlbších polohách (niže 264,8 m) môžeme i mikrofaunu tohto vrtu porovnať s mikrofaunou bežnou v bezprostrednom nadloží soli v iných tunajších vrtoch.

V horizontálnom rozložení prešovskej soľnej formácie pozorujeme značnú nejednotnosť. Vo všeobecnosti môžeme povedať, že podľa doterajších skúseností, nemožno v tunajšom solinosnom miocéne vytýčiť nejaké konštantné zóny a horizonty na základe mikrofauny, podobne ako nie je možné paralelizovať jednotlivé polohy so soľnými brekciami a malými soľnými šošovkami.

Túto skutočnosť pokúsim sa vysvetliť nasledujúcou úvahou:

Záliv miocénneho mora zasahujúci tunajšiu oblasť nebol vo svojich okrajových partiách jednotný. Pod vplyvom kolísavých pohybov kôry zemskej vytvárali sa tu morské zátoky menších rozmerov, ktoré boli miestami najintenzívnejšej soľnej sedimentácie. Pobrežná línia nebola v týchto miestach konsolidovaná a preto zátoky neustále menili svoje obrysy. Kým napr. niektorá bola z nich ešte spojená s otvoreným morom, takže dochádzalo k výmene vôd, iná v tom istom čase už toto spojenie nemala, avšak prijímala prílivovú morskú vodu, ktorá sa v nej odparovala. Ďalšia zátoka bola prípadne celkom oddelená, objem jej vôd sa rýchle zmenšoval a usadzoval sa sádrovec a soľ.

Keď výsledky tunajšej soľnej sedimentácie porovnáme s ideálnym soľným profilom podľa vant' Hoffa a Jaeneckého, zistíme, že nie je vyvinutá prvá zóna s uhličitanom vápenatým (prejavujúca sa na iných ložiskách foraminiferovými slienmi a vápencami), ktorá by mala teoreticky predchádzať 3 zónam tu vyvinutým: a. so sádrovcom, b. s kamennou soľou a sádrovcom a prípadne c. s kamennou soľou a anhydritom. Ďalej v tunajšom soľnom profile nepozorujeme ani zóny s pokročilejšou soľnou sedimentáciou 5.—10. podľa zmieneného ideálneho profilu.

Vertikálny prierez ktorejkoľvek časti terénu poskytuje nám opäť dôkaz toho, že v tom istom mieste povrchu zemského prebehol soľotvorný cyklus v malom rozmere niekoľkokrát za sebou. Tunajšia veľmi monotónna mikrofauna je odrazom faciálnych pomerov, za akých prešovská solinosná formácia vznikala.

Tak mikrofauna, ako i doteraz zistený priebeh rozličných štádií soľotvorného cyklu na rôznych, často celkom málo od seba vzdialených úsekoch terénu, svedčia o tom, že sa miocén na západnom okraji Prešovských vrchov deponoval za neustálej oscilácie morských vôd v týchto miestach.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

BARTOLOMEJ LEŠKO

Zpráva o geologickom výskume terénu Vranov—Strážske—Oreské

Južné výbežky Ondavskej vrchoviny medzi Topľou, Ondavou a Laborcom, na juh od čiary Vyšný Žipov—Benkovce—Tovarné—Oreské, boli predmetom môjho geologického výskumu r. 1953. Územie je budované mezozoikom, paleogénom, sedimentárnym a vulkanickým miocénom.

Mezozoikum je vyvinuté pri Podčičve, na SZ od doliny Ondavy, kde tvorí dva pruhy ostrovkovite prerušené. Zastúpené sú v ňom: strednotriasové vápence, dolomitické vápence a dolomity, ďalej spodnokriedové, svetlosivé, slienité vápence. Tektonicky patria k dvom subtatranským jednotkám, ku krížňanskému a chočskému príkrovu. Tvoria severozápadnú časť brachyantiklinály humenského subtatrika, od ktorej ich delí zlom smeru VSV—ZJZ v doline Ondavky.

Paleogén je na študovanom území zastúpený dvoma fáciami centrálne karpatského flyša. Na mezozoické ostrovy pri Podčičve transgreduje paleogén pieskovcovo-zlepencovým súvrstvím, vyššie a na ostatnom území je vyvinutý v podhalanskej, bridličnato-pieskovcovej fácii. Centrálne karpatský paleogén leží jednak transgresívne na mezozoických útvaroch brachyantiklinálneho pásma humenského subtatrika, jednak vypĺňuje mohutnú synklinálu od vnútorného bradlového pásma na juh.

Sedimentárny miocén. Spodný miocén predstavuje na území jednotný sedimentačný cyklus a transgreduje burdigal-helvétom na južné okraje centrálne karpatského paleogénu. Môžeme v ňom rozlíšiť niekoľko faciálnych vývojov:

a: Detritický, zlepencovo-pieskovcový vývoj severozápadnej časti územia.

b. Flyšový vývoj s bridlicami a pieskovcami v bazálnych polohách spodného miocénu.

c. Flyšoidný vývoj s bridlicami pestrej formácie, najtypickejšie je zastúpený medzi Ondavou a Laborcom.

Zlepencový vývoj sa vyznačuje polohami zlepencov a hrubozrnných pieskovcov, v ktorých vložky bridlíc majú podradné zastúpenie.

Flyšový vývoj je charakterizovaný prevahou bridlíc nad pieskovcami. Bridlice sú tmavosivé, mäkké, s rozličnou slienito-jemnopiesčitou komponentou. Pieskovce tvoria obyčajne lavičky 2—5 cm, zriedkavejšie až 60 cm hrubé uprostred bridlíc. Pieskovce sú prevážne jemnozrnné, slienito-vápnité, za čerstva sivomodré. Mocnejšie lavice pieskovcov sú hrubozrnnejšie, menej pevné, s ílovitým tmelom, pri navetrávaní hnedooranžové s drobivým rozpadom.

Flyšoidný vývoj sa vyznačuje sedimentáciou červených, zelených a žltých ílovitých, mäkkých bridlíc, často veľmi sľudnatých, s rozlične hojnou piesčitou prímesou. V polohách pestrých bridlíc sú vyvinuté ojedinelé, 2—20 cm hrubé lavice sivočervených alebo hnedozelených, často veľmi sľudnatých pieskovcov.

Súvrstvie helvétu je tektonicky porušené vrásnením. Vrásnenie sa prejavilo intenzívnejšie v oblasti flyšového vývoja, miernejšie na území pestrej formácie.

Spodný tortón je tu transgresívny a začína sedimentáciou mocných pieskovcových polôh v morskom vývoji. Pretože súvrstvie burdigal-helvétu a spodného tortónu bolo spoločne vrásnené vo vrchnom tortóne, diskordantná transgresia bola vrásnením zastretá. Spodný tortón je morský s mikrofaunou orbulín, planktonických globigerín a s druhom *Globorotalia* ex gr. *scitula* (Brady), (Danihelová, pozri str. 103). Pretože v tomto období bola ryodacitová vulkanická činnosť v severozápadnej časti územia, v polohách pieskovcových sú vyvinuté pretiahnuté šošovky — polohy 10—40 m — ryodacitových tufov a tufitov.

Na konci spodného tortónu, pravdepodobne následkom horotvorných pochodov, dochádza na tomto území k regresii, preto vrchný tortón je zastúpený iba čiastočne a rudimentárne v juhovýchodnej časti územia sladkovodnými, sivomodrými ílmi a štrkmi. V sarmate bolo už študované územie úplne vyzdvihnuté, takže sedimenty z tohto obdobia tu už nenachádzame. Od vrchného tortónu dodnes je územie denudované a riekami erodované.

Vulkanický miocén. Vulkanity sú na území zastúpené iba ryodacitovými efuzívami a intruzívami dvoch eruptívnych fáz. Prvá eruptívna ryodacitová činnosť bola v spodnom, druhá pravdepodobne vo vrchnom tortóne. Ryodacity sú žltobiele alebo sivobiele, s fluidálnou textúrou, snadno

vetrajú a často sú v nich uzavreniny starších pieskovcov a bridlíc. Len nepatrne narušujú alebo premeňujú okolité horniny.

Rozhodujúcim činiteľom pri konfigurácii reliéfu v miocéne bola zlomová porucha v severozápadnej časti územia na čiare SZS—JVJ, ktorou ide i dnešná dolina Tople. Jej účinky sa prejavili najmä vo vrchnom tortóne tým, že celé študované územie bolo pri poruchovej línii vyzdvihnuté a uklonené na JV k depresii, nachádzajúcej sa na území dnešného Vihorlatu.

Uhoľný prieskum, n. p.
Turčianske Teplice

JÁN SENEŠ

Predbežná zpráva o geologickom mapovaní medzi Hanušovcami n/Top. a Juskovou Voľou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria

Uvedené územie som zmapoval r. 1952 a 1953. Rozprestiera sa južne od ponoreného mezozoického hrebeňa Karpát a je v ňom zastúpená jednotka centrálne karpatského flyša, sedimentárny a vulkanický neogén.

I. Paleogén. Centrálne karpatský flyš sa rozprestiera severne od obce Petrovce, Zlatník a Hlinné. Je to tektonicky pomerne silne postihnuté pieskovcové a bridličnaté súvrstvie. Vyskytujú sa v ňom aj polohy zlepencov, zvlášť v okolí Petroviec a Čierneho nad Topľou.

II. Neogén. Burdigal a helvét je zastúpený ílovitým a slienitým súvrstvím, ktoré leží transgresívne na centrálne karpatskom flyši. Pôvodné pobrežné časti sedimentov sú z flyša oddenudované. Styk spodného miocénu s flyšom je často tektonický. V obci Hlinné helvét obsahuje bohatú makrofaunu s ježovkami a mäkkýšami.

Tortón. Spodná časť tortónu je pôvodu morského, vyšší tortón je prevažne sladkovodný, s vložkami morských a brakických sedimentov. Následkom štýrskej horotvornej fázy tortón v tomto teréne leží transgresívne na helvéte a na flyši. Najsevernejší výskyt bazálneho tortónu je južne a západne od Zlatníka. Tortónske vrstvy temer na celom území sú uklonené na juh a juhozápad.

Spodný tortón sa začína zlepencami, pieskami a piesčitými ílmi s vložkami dacitových a ryodacitových tufov. V ich nadloží je bridličnaté, slienité súvrstvie s morskou mikrofaunou. Vyššie tortónske súvrstvie sa postupne vysladzuje, obsahuje však ešte horizonty morského a brakického pôvodu. Horizonty s planorbismi sa striedajú s morskou a brakickou makrofaunou. V tortóne sa začína prvá fáza andezitového vulkanizmu. Andezitové tufy sa objavujú uprostred morských tortónskych sedimentov západne od Hlinného.

Vrchný tortón je zastúpený pestrým sladkovodným súvrstvím, v ktorom sa striedajú íly a piesčité íly s preplavenými silicispongiami, piesky a zlepence prevažne s ryodacitovým materiálom a kyslé tufy. Obzvlášť pestro sú vyvinuté tieto vrstvy v okolí Zámutova. Týmto súvrstvím sa končí vývoj morskej etapy spodného a vrchného miocénu v našom teréne.

Sarmat. V tej dobe sa usadili na denudovaný reliéf miestami ryolitové tufy

a tufity. Môžeme ich vystopovať v celej dĺžke úpätia andezitového pohoria. Uprostred sarmatu sa začína mohutnejšia sopečná činnosť, ktorá produkuje prevažne pyroxén-andezity. Tieto sa vyliali na terén, podliehajúci ešte stále denudácii. Vidíme ich v okolí Zámutova a Juskovej Vole v podobe metamorfovaných pyroxén-labrador-andezitov. K tejto fáze patria pravdepodobne aj latity pri Zámutove a autometamorfované pyroxén-amfibol-andezity kopca Oblík.

Koncom sarmatu, prípadne už v panóne, v depresiách medzi týmito andezitmi sa usadili tufové, tufitické a sladkovodné sedimenty. Po čiastočnom oddenudovaní tejto sladkovodnej série, pravdepodobne až v spodnom panóne sa začína mohutná vulkanická činnosť, produktom ktorej sú sivé a čierne pyroxén-andezity, tufy a brekcie, ktoré tvoria hlavnú masu severnej časti Prešovsko-tokajského pohoria.

V pliocéne a hlavne v pleistocéne vznikli na východnom úpätí pohoria mohutné, niekoľko kilometrov dlhé a až 30 m mocné sutinové kúžele.

Uhoľný prieskum, n. p.
Turčianske Teplice

JÁN GAŠPARÍK

Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr

V letných mesiacoch 1953 pokračoval som v geologickom mapovaní východných svahov prešovských hôr, v území nachádzajúcom sa na top. sekciách 4567/2, 4467/3 a 4467/4 medzi riekou Topľou a hrebeňami Prešovských hôr.

Predmetné územie vedľa pokryvných štvrtohorných usadenín budujú modrosivé íly so zvyškami a úlomkami sladkovodnej fauny, ďalej jemné piesky, zlepence, tufitické brekcie, jemné tufy, sivozelené íly s brakickou faunou a komplexy andezitov a ich pyroklastík.

S t r a t i g r a f i a t e r é n u. Uvedené horniny patria k týmto stratigrafickým členom: k strednému miocénu (tortón), sladkovodného až brakického vývinu a k vrchnému miocénu (sarmat), zastúpenému brakickým vývinom a vulkanitmi. Nižšie členy miocénu (burdigal, helvét) tu neboli nájdené.

S t r e d n ý m i o c é n je zastúpený predovšetkým modrosivými ílmi, miestami s úlomkami sladkovodnej fauny. Na niekoľkých miestach nájde sa v nich lignitické uhlie. V nadloží modrosivých ílov ležia jemné tufity, ktoré prechádzajú v tufitické pieskovce, zlepence, až v brekcie. Valúny zlepencov a brekcií sú v prevažnej väčšine z kyslých eruptív a z pieskovcov. Nájdu sa v nich aj valúny andezitov. Celé toto súvrstvie považujem sa s l a d k o v o d n ý t o r t ó n.

Mladší nadložný komplex hornín začína obyčajne žltosivými až hrdzavými pieskami s odtlačkami rastlinných zvyškov, listov. Miestami sa nachádzajú tufity a tufy s úlomkami kyslých eruptív, ryolitov. Inde sú zas modrosivé vrstevnaté íly, miestami s polohami tufitického materiálu a s bohatou brakickou faunou: *Trochus, Mohrensternia, Hydrobia, Cerithium, Bulla, Fusus, Neritina*, atď. Táto fauna sa našla vo výmole jarku severne od Stankoviec v slienitých íloch. Uvádzam profil v odkrytom svahu: Na spodku sú modrosivé slienité íly s množstvom

uhličitanových konkrécií s uvedenou faunou. Nad nimi leží tufitová poloha, sfarbená do hneda, nad touto jemný žltohnedý tufit, až tufitický íl a komplex sivých ílov, s menším množstvom tufitického materiálu, pokrytých svahovými hlinami.

Druhá lokalita, kde som našiel podobné súvrstvie s faunou, je východne od Davidova. Vo výmoli jarku možno sledovať jemné sivé tufy a tufitické brekcie, s ostrohrannými úlomkami kyslého eruptívneho materiálu. Nad nimi ležia íly s brakickou faunou: *Mohrensternia, Cerithium, Hydrobia, Neritina* a iné. V pokračovaní jarku vystupujú jemné tufy, andezitové brekcie a andezity. Uvedená fauna poukazuje na sarmatský vek opísaného súvrstvia, vytvárajúceho podložie vulkanických más.

Na študovanom území z vulkanických komplexov vystupujú predovšetkým vrstevnaté tufy. Na spodku sú polohy jemných, celistvých, bledosivých tufitov, nad nimi jemné piesčité tufity s vložkou jemného, pevného, sivého tufitu. Vrchnejšie polohy sú z tufitických brekcií, zaberajúcich značné plochy. Tmavý pyroxenický andezit je mladší, preráža tufitické a brekciové horniny a buduje väčšiu časť pohoria.

Prv spomenutá fauna, ktorú som našiel pri Stankovciach a Davidove, na východnom svahu Prešovských hôr, a fauna (nájdená Senešom a mnou) pri Herľanoch a Herľanských Rankovciach na západnom svahu tohto pohoria, poukazuje celkom jasne na to, že masy vulkanických hornín Prešovského pohoria sú vrchnosarmatské. V podrobnejšom štúdiu a určovaní fauny pokračujem.

Kategra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JOZEF ŠVAGROVSKÝ

Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku roku 1953

Roku 1953 previedol som geologické mapovacie práce na východnom Slovensku. Preštudovaná oblasť rozkladá sa na juh od obce Sečovce. Jej západné ohraničenie prebieha pozdĺž východného úpätia strednej a južnej časti Prešovsko-tokajských hôr až k štátnym československo-maďarským hraniciam. Južné obmedzenie tiahne sa pozdĺž štátnych hraníc na úseku južne od Byšty po Michaľany. Na východe susedí študovaná oblasť so širokými aluviálnymi náplavami rieky Ondavy po oblasť na východ od Malého Ruskova, kde sa stáča na juhozápad k Plechoticiam a odtiaľ smeruje priamo na juh do východného okolia Michaľan.

Najstaršie útvary nachádzame len v južnej časti študovanej oblasti, a to na okolí Veľkého a Malého Kazimíra a na okolí Michaľan. Tu vystupujú kryštalické bridlice, zastúpené rulami čiastočne silimanitícko-granátickými, ktoré vytvárajú kopcovité územie, rozložené na juhozápad od Veľkého Kazimíra. Južne od Malého Kazimíra prevládajú arkózy s vložkami pestrofarebných, sľudnatých bridlíc. Podobné arkózy nachádzame aj juhovýchodne od Michaľan a severne od Luhyne. Ani arkózy, ani sľudnaté bridlice, ktoré vytvárajú v nich vložky, neobsahujú organické zvyšky. Považujú sa za vrchnokarbónske, alebo spodnopermské len

podľa výskytu arkóz v nadloží produktívneho karbónu „zemplínskeho ostrova", ktorý sa rozkladá o niečo východnejšie. Uvedené komplexy paleozoických hornín svojou geologickou stavbou patria k tektonickému celku, zvanému „zemplínsky ostrov" a v študovanej oblasti vytvárajú len osamelé západné výbežky tohto celku. Vyčnievajú spod rozsiahlych neogénnych uloženín.

Prevažnú časť mapovanej oblasti budujú súvrstvia neogénnych hornín, ktoré sú sedimentárne a vulkanické.

Zo sedimentárnych hornín vyskytujú sa tu väčšinou vrstvy slienitých, miestami piesčitých ílov a ílovcov, ale nachádzame tu aj hrubozrnnejšie piesčité uloženiny, prechádzajúce až do štrkov.

Na báze neogénnych súvrství sú vyvinuté slienité íly, niekedy sú v nich polohy pieskovcov. Na povrch vystupujú len v ojedinelých odkryvoch na juhozápad od obce Veľký Kazimír, kde ležia priamo na kryštalických bridliciach západných výbežkov „zemplínskeho ostrova". Vek týchto slienitých ílov môžme podľa asociácie foraminifer stanoviť za helvétsky. Helvétske uloženiny v severnejších oblastiach pokrývajú mladšie súvrstvia, takže na povrch nevystupujú. Na značné rozšírenie helvétskych vrstiev poukazujú slané pramene, z ktorých jeden sa nachádza na juhozápad od Veľkého Kazimíra a vyviera priamo zo slienitých ílov. V uvedených íloch podarilo sa nám zistiť mikrofaunu, poukazujúcu na ich helvétsky vek.

V nadloží helvétu je vyvinutý tortón, ktorého súvrstvia vystupujú priamo na povrch v mnohých prirodzených odkryvoch. Tortónske uloženiny môžeme rozdeliť do dvoch oddielov, z ktorých starší predstavuje morské uloženiny s normálnou a zmenšenou slanosťou morskej vody, kdežto mladší oddiel tvoria sladkovodné sedimenty. Tortónske súvrstvia morského pôvodu na povrch vystupujú v oblasti, ktorá sa nachádza na východnom úpätí južnej časti Prešovsko-tokajských hôr, hlavne na pravej strane údolia rieky Roňvy, na juh od Kuzmíc až po okolie Veľkého Kazimíra. Sú to väčšinou slienité íly a pevné ílovce s lastúrnatým rozpadom, ktoré miestami obsahujú polohy piesčitých, alebo pieskovcových vložiek. Na severozápad od obce Brezina, na okolí Byšty a Veľkého Kazimíra v tortónskych uloženinách vyskytuje sa bohatá fauna, z ktorej som tu zistil v prevažnej miere úlomky, alebo odtlačky rodov *Ostrea* a *Cardium*. Hojne sa v nich vyskytujú aj foraminifery, podľa ktorých sa stanovil vek celého komplexu vrstiev za spodnotortónsky. Na území, ktoré sa rozkladá na severovýchod od Michaľan, slienité íly spodného tortónu ležia diskordantne priamo na arkózach vrchného paleozoika. Slienité íly spodného tortónu v nadloží arkóz zistili sme aj vo vrte na juhozápad od obce Veľaty. Takéto úložné pomery spodnotortónskych vrstiev poukazujú na transgresiu tortónskeho mora, ktorá dosiahla väčších rozmerov, ako transgresia helvétu.

Vyššie polohy tortónu predstavujú súvrstvia sladkovodného pôvodu, ktoré sú zastúpené slienitými ílmi, pieskami, prípadne pieskovcami a niekedy aj hrubými štrkmi. V týchto súvrstviach sa zriedkavo vyskytuje sladkovodná fauna, v niektorých vzorkách našli sa sladkovodné ostrakódy, hojnejšie sa tu vyskytujú zvyšky rastlín. Dobre odkryté súvrstvia sladkovodného pôvodu nachádzame na okolí Malých a Veľkých Ozoroviec, Zemplínskeho Kríža (Kerestúr) a na západ od Čeľoviec a Egreša.

Najvyššie polohy neogénnych súvrství tvoria uloženiny sarmatského mora, ktoré predstavujú slienité íly a piesky prechádzajúce do pieskovcov a zlepence. Vyvinuté sú na južnom okolí obce Kalša, na západ od obcí Slivník (Silváš)

a Kuzmice. Sarmatské uloženiny vyznačujú sa bohatou faunou, pričom najčastejšie sa v nich vyskytujú druhy rodov *Cerithium, Hydrobia, Mohrensternia, Trochus, Neritina, Cardium* a *Ervilia.* Tak isto bohatá je aj mikrofauna hlavne na foraminifery a ostrakódy. Organické zvyšky poukazujú na brakický charakter vody spodnosarmatského mora.

Vulkanické horniny tvoria hrebene Prešovsko-tokajských hôr. Môžeme medzi nimi odlíšiť ryolity a andezity. Ryolity sa nachádzajú v južnej časti študovanej oblasti, a to na okolí obcí Byšta a Brezina, ako aj na okolí jazera Izra. Sú to vypreparované prívodné kanály, prúdy a aglomeráty; hojne sa tu vyskytujú aj perlity a ryolitové tufity. Ryolity sú pevné horniny svetlosivej farby, niekedy sú celkom biele, naružovelé, alebo nahnedlé. Na severozápad od Byšty nachádzame ryolity so sferolitmi značných rozmerov, ktoré vytvárajú lúčovito sa rozbiehajúce útvary.

Na okolí Veľkého Kazimíra v slienitých íloch spodného tortónu pozorujeme na viacerých miestach vrstvy ryolitových tufitov. Sú to horniny dokonale vrstevnaté, v ktorých môžeme zistiť striedanie sa pevnejších a mäkších lavíc. V týchto tufitoch podarilo sa nám zistiť zvyšky organizmov, ktoré predstavujú úlomky schránok rodu *Ostrea.* Vzhľadom na to, že na okolí Byšty, Veľkého Kazimíra a Breziny nachádzame usadeniny, v ktorých zvyšky ostrei sú dosť časté a vek ktorých bol stanovený za spodnotortónsky hlavne na základe mikrofauny, považujem aj ryolitové tufity z okolia Veľkého Kazimíra za spodnotortónske. Podobné pomery pozorujeme aj na severovýchod od Michaľan, kde sú ryolitové tufity silne prekremenené. Na západnom úpätí južnej časti Prešovsko-tokajských hôr nachádzame ryolitové tufity s bohatou faunou, ktorá svedčí o ich spodnosarmatskom veku. Z uvedeného vyplýva, že v študovanej oblasti vyskytujú sa ryolity dvojakého veku, pričom staršie sú tortónske, ku ktorým patria ryolitové tufity z okolia Veľkého Kazimíra a Veľat, mladšie sú spodnosarmatské a k tejto druhej ryolitovej fáze patria nielen ryolitové tufity, ale aj mohutné prúdy z okolia Breziny a Byšty. Na ich mladší vek poukazujú žily pemzy, prerážajúce spodnotortónske slienité íly na západnom okolí Byšty.

Prevažnú časť strednej a južnej časti Prešovsko-tokajských hôr budujú andezity, ktoré tu tvoria mohutné sopečné aglomeráty, medzi ktorými sú andezitové prúdy a aj andezitové tufity. Andezity sú väčšinou tmavej farby, ale vyskytujú sa aj svetlejšie, alebo až biele andezity. Väčšinou sú to pyroxenické andezity. Vek andezitových vulkanických fáz dovolili nám stanoviť nielen polohy andezitových tufitov v sedimentoch známeho veku, ale dopomohli nám k tomu aj objavy sedimentov kontaktne metamorfovaných andezitovými prúdmi. Takýmto spôsobom v strednej a južnej časti Prešovsko-tokajských hôr môžeme zistiť niekoľko andezitových vulkanických fáz. Prvá prebehla vo vrchnom tortóne, ktorý je v študovanej oblasti v sladkovodnom vývoji. Na tento vek poukazujú uloženiny tufitov v sladkovodných súvrstviach, ktoré môžeme zistiť na západ od Sečoviec. Druhá andezitová vulkanicka fáza prebehla koncom spodného sarmatu, na čo poukazujú andezitové tufity v nadloží spodnosarmatských slienitých ílov a pieskovcov na juhozápadnom okolí obce Kalša. Andezitovým prúdom kontaktne metamorfované slienité íly spodného sarmatu pozorujeme na juhozápad od Kalše, kde sú premenené v porcelanity a v týchto nachádzame zvyšky fauny, medzi ktorou môžeme zistiť zvyšky rodov *Cerithium* a *Ervilia.* Spodnosarmatské slienité íly zmenené v porcelanity nachádzame aj na severozá-

pad od železničnej stanice Slanec. Andezitové prúdy kontaktne metamorfujú aj súvrstvia staršie, ako spodný sarmat. Na severozápad od Breziny, pri hornom toku rieky Izra, nachádzame slienité íly kontaktne metamorfované andezitovým prúdom a zmenené v porcelanity. V porcelanitoch dosť často nachádzame odtlačky fauny, medzi ktorými sa dali určiť zvyšky rodu *Turritella, Cerithium* a *Cardium*. Mikrofauna slienitých ílov z tých miest, kde neboli metamorfované, poukazuje na ich spodnotortónsky vek. Na základe toho môžeme bezpečne zistiť, že vulkanická fáza pyroxenických andezitov musela prebehnúť nielen po uložení spodnotortónskych súvrství, ale aj po spodnom sarmate dochádzalo k prudkej vulkanickej činnosti a výlevu andezitov. Nie je vylúčené, že posledné fázy vulkanickej činnosti andezitov spadajú až do pliocénu.

Po regresii spodnosarmatského mora študovaná časť územia stala sa pevninou, nakoľko uloženiny mladšie ako spodný sarmat tu nenachádzame. Za suchozemského obdobia začína sa formovať dnešný morfologický tvar územia, pričom andezity a ryolity, ako horniny silne odolávajúce denudácii, budujú najvyššie hrebene Prešovsko-tokajských hôr. Ostatná časť územia rýchle podlieha denudácii, nakoľko je prevažne budovaná mäkkými rozpadavými, ľahko vetrajúcimi slienitými ílmi a pieskami. Denudácia najsilnejšie postihla spodnosarmatské uloženiny a z veľkej časti ich celkom odstránila. Dnes ich nachádzame na úpätiach horských masívov, kde ich chránia odolnejšie ryolity, andezity, prípadne ich aglomeráty, alebo tufity.

Prevažnú časť územia, ktorú predstavuje mierne zvlnená pahorkatina, pokrývajú štvrtohorné útvary, najmä hliny a v menšej miere spraše. Údolia riek vypĺňajú aluviálne náplavy, zložené v podstate z andezitových štrkov, niekedy sú vyvinuté aj riečne terasy obmedzeného rozsahu.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

VLASTIMIL ŽUREK

Předběžná zpráva o geologickém mapování západní části Vihorlatu a blízkého okolí

V r. 1953 jsem geologicky mapoval neogenní území západního Vihorlatu mezi obcemi: Chlumec—Porubka—Oreské—Zbudza—Michalovce—Malé Zalužice — Vinné.

Velkou část území tvoří vulkanity. Jen na ssz. zhruba mezi obcemi Oreské—Porubka se podkládá pod vulkanický masiv Vihorlatu mesozoikum Krivošťanského pohoří. Na jih Vihorlat klesá do Potiské nížiny.

Podloží miocenu tvoří flyš centrálních Karpat. Vyskytuje se na západním svahu táhlého kopce Hyrjače. Nacházíme ho ve formě pískovců a slepenců. Pískovce jsou barvy žlutošedé, po puklinách sekundárně proniknuté kalcitem. V tmelu slepenců jsou pěkně zachované zbytky numulitů.

Starší miocen v této oblasti není zastoupený.

Mladší miocen začíná už spodním tortonem, a to mořským. Je tvořený jílem barvy šedé, s polohami jemnozrnných pískovců. Slíny i pískovce jsou vápenité a silně stlačené.

Mladší torton je zastoupený slepencami. Jsou tvořeny až 15 cm velkými valouny mesozoických vápenců a paleogenních slepenců a pískovců. Zbytek této rozrušené formace najdeme na horním konci obce Trnava při Laborci.

Sarmat: spodní sarmat je zastoupený ryolitovými erupcemi. Ryolity jsou z velké části pokryty mladšími sedimenty. Vycházejí na povrch jen na jižním úpatí kopečku Hrádok u Topoľan. Erupce pokračovaly i dále na sever, neboť u obce Trnava pri Laborci a potom na západním úpatí kopce Hyrjač (nedaleko mlýna u Oreského) vystupuje na povrch ryolitový tuf, barvy bílé, velmi lehký. Jelikož se nachází v bezprostřední blízkosti andesitů, podlehl asi při andesitové erupci kontaktní přeměně.

Koncem sarmatu se začína první fáze mohutné erupce andesitů. Vznik pohoří Vihorlatu můžeme tedy klást na konec sarmatu. Andesity jsou barvy bílošedé, hydrotermálně poněkud přeměněné, s výrazně porfyrickou strukturou. Vrostlice tvoří basické živce (plagioklasy) a z tmavých součástek hypersten. Základní hmota je zrnitá, skladá sa převážně ze zrnek plagioklasů, málo skla a akcesoricky magnetit.

Potom následovala sedimentace tufů, tufitů a sladkovodních jílů s polohami uhlí.

Druhá fáze andesitových erupcí proběhla pravděpodobně začátkem panonu. Je charakterisovaná andesity tmavošedé až černé barvy, s vrostlicemi basických plagioklasů a kosočtverečných pyroxenů (hypersten). Základní hmota je tvořena převážně vulkanickým sklem s lištičkami plagioklasů fluidálně uspořádanými. Zásadní rozdíl mezi andesity první a druhé fáze spočíva v základní hmotě. Efuse andesitů je provázena mohutnou erupcí tufů a brekcí, které pokrývají z velké části starší vulkanity.

Neogenní vulkanismus Vihorlatu byl zakončený hydrotermální fází. V důsledku toho vznikly slabší rudní žily v andesitech, obsahující železnou rudu a jako jalovinu křemen a opál, zabarvené železem do hněda.

Postvulkanickými termálními vodami a plyny přeměněné ryolity daly přeplavením pravděpodobně i vznik halloysitu při Michalovcích.

Od té doby se morfologie terénu zachovala přibližně ve stejné formě až do dnešní doby. Vodní síť, podobná dnešní, ústila v jižní a jihozápadní části východního Slovenska do velkých panonských jezer. Při pobřeží těchto jezer se vytvořily mocné deltové útvary v podobě štěrků a písků, nazývané dnes košická formace. Pro tuto formaci je charakteristické to, že je téměř sterilní na andesity. Podobně i v nadloží halloysitového ložiska sa nacházejí štěrky, neobsahující žádné úlomky andesitů. Způsob opracování svědčí o tom, že tento materiál nebyl donesen z velké dálky.

Pleistocen: spraše, hlíny jsou kvartérní eolitické sedimenty, zakrývající nerovné tvary, které byly vymodelovány erosí v období souše mezi štěrkovou formací a vznikem těchto posledních sedimentů.

HEDVIGA BYSTRICKÁ

Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska

V letných mesiacoch r. 1953 som konala z poverenia Uhoľného prieskumu, n. p., Turč. Teplice mikropaleontologický výskum časti územia na východnom Slovensku, mapovaného J. Gašparíkom a J. Švagrovským (top. list 4567/1—4 a 4467/4). Na mapovanom území sa nachádzajú miocénne útvary, a to helvét, tortón a sarmat, ktorých vek bol mikropaleontologicky potvrdený.

Helvétsku mikroasociáciu som zistila len na troch lokalitách, na okraji zemplínskeho ostrova.

Mikrofauna je tu netypická, prevláda v nej množstvo kostrových elementov silicispongií a drobná, chudobná, foraminiferová asociácia, v ktorej je početnejšie zastúpený druh *Globigerina bulloides* d'Orb. Nepriaznivým faktorom, ktorý brzdil rozvoj foraminifer, bola asi veľká salinita helvétskeho mora na týchto miestach, o čom svedčia aj slané pramene v blízkom okolí.

Tortónska mikroasociácia má väčšie plošné rozšírenie a vidíme u nej pozvoľný prechod od foriem morských k asociácii vysladzujúcej sa. Na báze sa stretávame s formami aglutinovanými, hlavne cyklammínami a haplophragmoidmi (na SZ od V. Kazimíra). Vrchnejšia zóna je podstatne obohatená o formy s vápnitými schránkami, k aglutinovaným pristupujú zástupcovia rodu *Textularia*. Z vápnitých foraminifer najväčšieho počtu dosahujú rôzne bulimíny, virgulíny, cibicidesy, uvigeríny, bolivíny a lokálne aj sferoidíny (na J od Byšty).

V mladších súvrstviach aglutinované formy miznú a rozmnožujú sa druhy *Nonion commune* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L.), ktoré postupne zatlačujú morské formy, takže miestami asociácia dostáva celkom brakický charakter (na J od pusty Mária a na Z od pusty Hegyalja). Sedimenty vrchnotortónske sú už celkom sladkovodné, bez foraminifer, s veľkým množstvom kostrových elementov tetraktinelíd a monaktinelíd.

Sarmatské foraminiferové spoločenstvo nie je tiež na všetkých lokalitách rovnaké. Nachádzajú sa tu asociácie tvorené jedine druhom *Rotalia beccarii* (L.) (na JZ od Kuzmíc), asociácie tvorené druhom *Rotalia beccarii* (L.) a rôznymi druhmi rodu *Elphidium* (Trstené pri Hornáde), asociácie s druhom *Articulina sarmatica* Karr. (Kalša) a konečne asociácie s množstvom miliolíd, pravdepodobne z pobrežnej oblasti sarmatského mora (Anderka, k. 465). Všetky sarmatské spoločenstvá obsahujú hojne ostrakód. Či sa tieto asociácie nachádzajú v rôznych horizontoch (potom by tu bol podobný vývoj sarmatu ako vo Viedenskej panve) a či sú vyvinuté len lokálne, by sa dalo zistiť iba štúdiom vrtného materiálu.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

RUŽENA H. DANIHELOVÁ

Predbežná zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu

Ku geologickému mapovaniu vých. Slovenska (širšie okolie Vranova) mikropaleontologicky som spracovávala vzorky vyzbierané z terénov študovaných B. Leškom a J. Senešom.

Po mikropaleontologickom vyhodnotení uvedených vzoriek prišla som k týmto biostratigrafickým uzáverom:

Za najstaršie sedimenty možno považovať tzv. pestrú formáciu (červeno- a hnedožlté íly, sliene a slieňovce), hoci mikropaleontologickými rozbormi nemožno jednoznačne stanoviť jej presné stratigrafické postavenie. Pomerne veľké množstvo vzoriek bolo bez zvyškov fosilných mikroorganizmov, časť s ojedinelými úlomkami ihlíc silicispongií a len malá časť obsahovala veľmi chudobné spoločenstvo pyritizovaných jadier foraminifer. Pravdepodobne sa jedná o sedimenty spodného miocénu vo flyšovom vývoji, v ktorého najvyššej časti mikrofauna nadobúda niektoré príbuzné znaky fauny helvétskeho šlíru (vzorka Lš 100) s formami: *Nonion commune* (d'Orb.), *Robulus cultratus* Montf., *Angulogerina* sp. a ostne ježoviek.

Mikrofauna helvétskeho šlíru bola nájdená jedine na lokalite Hlinné, vzorka Sš 74 a Sš 73. Početne tu boli zastúpené formy: *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Nonion commune* (d'Orb.), *Virgulina schreiberziana* Czjž., *Bulimina affinis-pupoides* d'Orb., *Planularia dubia* Kleinpell Dentalina sp. (v úlomkoch), ostne ježoviek a iné.

Najväčšie plošné rozšírenie v mapovanom území majú tortónske sedimenty s morskou foraminiferovou asociáciou. Foraminiferové spoločenstvá s rôznymi vápnitými schránkami bulimín, bolivín, uvigerín, diskorbisov (lokality: Vranov-vodojem, Vranov roh Stalingradskej ul., Dlhé Klčovo, Niž. Hrabovec), sú obohatené v ďalších vzorkách veľkými planktonickými globigerínami a orbulínami (Niž. Hrabovec, Hlinné). Typicky tortónska forma *Globorotalia* ex. gr. *scitula* (Brady) zaujíma v spoločenstve foraminifer význačné miesto (Niž. Hrabovec, Hlinné).

Na základe týchto faunistických prvkov možno predpokladať väčšie hĺbky tortónskeho mora, ale súčasne i jeho veľkú osciláciu, a to tak hĺbky, ako prípadne i salinity, nakoľko niektoré typicky morské spoločenstvá foraminifer obsahujú veľký počet foriem, ktoré sú známe väčšinou z brakických usadenín, ako napr. *Nonion granosum* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L) úlomky tenkost. ostrakód (Hlinné 607, 608).

Toto striedanie sa morských asociácií foraminifer vo vzorkách s asociáciami, kde pristupuje veľký počet foriem, ktoré dávajú vzorkám akýsi brakický charakter, možno pozorovať počas celej tortónskej sedimentácie. Je zaujímavé, že z najvrchnejších častí tortónskych sedimentov vyzbierané vzorky (oblasť Zámutov) pri mikropaleontologických rozboroch nevykazovali foraminiferové spoločenstvá, jedine veľké množstvo úlomkov ihlíc silicispongií (z čeľade *Tetractinellidae*, mikro- i megaskléry).

Či tieto silicispongiové horizonty sú alochtonnými alebo autochtonnými prvkami v tortóne, zostáva otvorenou otázkou.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MILAN MIŠÍK

Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr

Z poverenie Uhoľného prieskumu n. p. Turč. Teplice, prevádzal som sedimentárno-petrografický výskum východoslovenského neogénu v kolektíve J. Seneša. Okrem vlastného materiálu mal som k dispozícii vzorky so stratigrafickými údajmi od J. Seneša, B. Lešku, J. Švagrovského a J. Gašparíka (pozri ich zprávy v tomto zošite).

Hlavným účelom bolo stratigrafické zaradenie vulkanických fáz, objasnenie paleogeografických pomerov a korelácia súvrství, ktoré neobsahujú skameneliny. Za tým účelom boli študované štrky, tufy, tufity a limnokvarcity. Najväčšia pozornosť sa venovala pieskovcom, pieskom a piesčitým ílom, a to najmä zloženiu ich ťažkej frakcie.

Ako indikátor materiálu kyslých efuzív poslúžili idiomorfné tvary beta-kremeňa, ktoré sa často nájdu zachované medzi zrnami ľahkej frakcie. Ako indikátor andezitového materiálu slúžia pyroxény a amfiboly, ktoré sa tu v predandezitových sedimentoch nevyskytujú. Asociácie ťažkých minerálov sú tu v pieskoch a pieskovcoch rozličného veku niekedy dosť rozdielne, takže analýzy ťažkých frakcií pomáhali rozriešiť niektoré problémy pri geologickom mapovaní.

Paleogénne pieskovce (okolie Podčičvy) vyznačujú sa veľkou prevahou opakných súčiastok (v značnej časti epigenetický pyrit). Priesvitné skladajú sa zväčša len z najstabilnejších minerálov (zirkón, rutil, turmalín) a trochu titanitu a granátu.

Helvétske pieskovce (oblasť Strážske—Sedliská) poukazujú na preplavenie ťažkých minerálov z podložného paleogénu. Podiel opakných súčiastok je ešte značný, avšak menší ako v paleogéne. Pristupuje k nim staurolit.

Spodnotortónske pieskovce a piesky (Vranov, Hrabovec n/Laborcom, Kučín, Zemplínsky Kríž) obsahujú už materiál prvej ryolitovej fázy. Ich asociácie ťažkých minerálov sa podstatne odlišujú od predošlých. Opakné súčiastky ustupujú do pozadia, značne prevláda granát. Okrem trojice najstabilnejších minerálov zastúpené sú ešte metamorfné minerály: staurolit, distén, ojedinele chloritid, ďalej apatit, titanit, zriedkavo epidot, tremolit-aktinolit a anatas. Asociácia dosvedčuje, že medzi helvétom a tortónom došlo k značným paleogeografickým zmenám. Metamorfné minerály (v značnej časti aj granát) pochádzajú pravdepodobne zo Spišsko-gemerského rudohoria, bariéra Prešovsko-tokajských hôr vtedy ešte nejestvovala. Nie je vylúčené, že v spojnici „zemplínskeho ostrova" a Spišsko-gemerského rudohoria vyčnieval podobný paleozoický ostrov, skrytý dnes pod andezitovými príkrovmi.

Vo vrchnotortónskych (Cabov, Slanská Huta, Slanské Nové Mesto) a sarmatských pieskoch (Stankovce, Davidov) pristupuje už materiál andezitov z prvej andezitovej fázy, t. j. amfiboly a pyroxény (hyperstén a diopsidický augit). Často sa vyskytujú idiomorfné ilmenity.

Aluviálne náplavy (napr. rieka Topľa) ukazujú v asociácii úplnú prevahu hypersténov, t. j. materiálu z najmladších príkrovov pyroxenických andezitov.

Podrobnejšie výsledky s grafickými prílohami budú uverejnené v Geologickom sborníku.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JÁN ŠALÁT

Zpráva o petrografickom výskume vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí

Roku 1953, ako člen kolektívu geológov Uhoľného prieskumu v Turčianskych Tepliciach, ktorý pod vedením J. Seneša robil geologické výskumy na východnom Slovensku, venoval som sa petrograficko-mikroskopickým rozborom vzoriek hornín, ktoré mi posielali jednak jednotliví geológovia ako J. Seneš, B. Lešku, J. Gašparíka a J. Švagrovský, jednak som si ich osobne vyzbieral v teréne.

Geologicky študované územie patrí hlavne Prešovsko-tokajskému pohoriu, Ondavskej vrchovine, Potiskej nížine a „zemplínskemu ostrovu".

Petrograficky boli rozlíšené tieto eruptívne horniny: 1. ryolity, 2. ryodacity, 3. latity, 4. autometamorfované staršie andezity, 5. andezity mladšej eruptívnej fázy, 6. hydrotermálne premenené andezity a 7. pyroklastický materiál: a. ryolitový tuf, b. ryodacitový tufit, c. dacitový tufit, d. latitický tuf, e. andezitický tuf.

1. Ryolity vyskytujú sa hlavne v úseku spracovávanom J. Švagrovským, a to na juhozápade Prešovsko-tokajského pohoria. Podľa štruktúry možno rozoznať celkove dva typy ryolitov: porfyrický a sferolitický ryolit.

Prvý typ sa vyskytuje v okolí Izry, skladá sa z kremeňa a skelne lesklého sanidínu. Druhý typ ryolitov je rozšírený severovýchodne od Byšty. Hornina je svetlosivá a svetloružová, pórovitá, s ojedinele vystupujúcimi porfyrickými vyrastlicami lesklých živcov. Textúra je fluidálna, s nepravidelnými dutinkami. Pod mikroskopom prejavuje sferolitickú štruktúru základnej hmoty. Sferolity sú dvojaké: guľovité, zložené z vláskovitých, lúčovite usporiadaných kryštálov a hviezdicovité, s dlhými radiálne usporiadanými výbežkami. Tieto sferolity sú i makroskopicky viditeľné, hlavne ak hornina je trochu navetraná. Spolu s týmto typom vystupujú smolkové bomby značných rozmerov (30 cm) a perlity až 1 cm veľké. Tieto perlity sú hnedé, bývajú roztrúsené v sivej hmote vulkanického skla. Od svetoznámych perlitov od Lehôtky pri Hliníku v Štiavnickom pohorí odlišujú sa celkovou stavbou a veľkosťou.

2. Ryodacity vystupujú v okolí starých baní v Merníku a v ich blízkom okolí, ako pri obci Čičava, Sedliská, Komárany; všetky výskyty sú v úseku spracovávanom B. Leškom. Tieto horniny sú kriedovo biele s fluidálnou textúrou. Porfyrické vyrastlice sú málo zreteľné. Miestami robia dojem tufu. Pod mikroskopom majú porfyrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice tvoria oligoklas, biotit (zriedka aj granát ružovej farby). V základnej hmote zloženej z alotriomorfného oligoklasu a kremeňa vystupujú ojedinele i 0,1 mm sferolitické agregáty zložené zo živcov a kremeňa. Svojím chemizmom stojí blízko latitom od Zámutova.

3. Latity vystupujú v okolí Zámutova pri Vranove. Sú to svetloružové horniny; podľa štruktúry možno rozlíšiť dva typy latitov:

Prvý typ má porfyrickú štruktúru s fluidálnou textúrou. Pod mikroskopom prejavuje porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou, v ktorej sú lištovité živce trachytického charakteru. Porfyrické vyrastlice sú: labrador, pyroxén a značne premenený, hematitizovaný amfibol. Tento typ latitu buduje kopec (k. 432) pri Zámutove.

Druhý typ horniny má štruktúru holokryštalicko-porfyrickú s hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou, ktorá je zložená zo živcov a kremeňa. Porfyrické výrastlice sú: labrador a rombické pyroxény.

Hoci na základe štruktúry tento typ latitu mohli by sme pokladať za prechod k autometamorfovaným andezitom staršej fázy, predsa svojím chemizmom sú dosť odlišné. Obidva typy latitov patria k tomu istému typu magmy.

4. Autometamorfované andezity staršej eruptívnej fázy sú horniny svetlosivé, porfyrické, so zrnitou základnou hmotou. Pod mikroskopom majú holokryštalicko-porfyrickú základnú hmotu. Vyznačujú sa autometamorfózou intratelurických komponent, hlavne amfibolu, ktorý je magmaticky rezorbovaný a je premenený v zmes pyroxénov a magnetitu. Tieto andezity budujú homolovité kopce, napr. Oblík (k. 930 m) pri Hermanovciach. Ich chemizmus oproti andezitom mladšej fázy javí rozdiely hlavne pokiaľ ide o obsah SiO_2.

5. Andezity mladšej eruptívnej fázy sú najrozšírenejšími horninami študovanej oblasti. Tvoria lávové prúdy a pokrovy. Sú to horniny čierne, čiernosivé, porfyrické, s makroskopicky kompaktnou základnou hmotou. Pod mikroskopom možno medzi nimi poznať rozdiely pokiaľ ide o minerálny obsah a štruktúru základnej hmoty. Ako porfyrické vyrastlice vystupujú plagioklas (labrador), pyroxén a amfibol. V niektorých andezitoch vystupujú len rombické pyroxény, v iných spolu s monoklinickými. Najčastejším minerálom je labrador, hyperstén a diopsidický augit. Amfibol je zriedkavý. Pod mikroskopom boli pozorované tieto štruktúry základnej hmoty: pilotaxická, kryptokryštalická, hyalopilitická a vitrofyrická. Svojím chemizmom sú najbázickejšou horninou v študovanej oblasti.

6. Hydrotermálne premenený andezit. Podľa dodaných vzoriek hornín z lomu pri Hrčeli južne od Trebišova, ktoré sú sivé, kompaktné, s lastúrovým lomom, zistil som, že tu nejde o ryolit, ako starší autori uvádzajú, ale andezit, premenený hydrotermálnymi roztokmi bohatými na SiO_2. V hornine vystupuje i pyrit.

7. Celé Prešovsko-tokajské pohorie je bohaté na pyroklastický materiál, hlavne obe strany hlavného hrebeňa.

Petrograficky bol rozlíšený: a) ryolitový tuf, b) ryodacitový tufit, c) dacitový tufit, d) latitický tuf a e) andezitový tuf.

Pyroklastický materiál je potrebné podrobnejšie petrograficky študovať, pretože podľa presných petrografických analýz tohto materiálu bude možné vyriešiť mnohé genetické vzťahy jednotlivých vulkanických hornín v Prešovsko-tokajskom pohorí.

Katedra mineralógie a petrografie
Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach

LUDOVÍT ŠLAHOR

Zpráva o mapovaní základových pôd

R. 1953 na vyzvanie Povereníctva vnútra (neskoršie Povereníctva miestneho hospodárstva) previedlo oddelenie kvartérnej geológie urbanisticko-geologický výskum pätnástich nižeuvedených sídlisk.

Je samozrejmé, že v uvedených sídliskách neboli zmapované celé katastre, ba vo viacerých prípadoch ani celý intravilán starého sídliska. Pre nedostatok času a hlavne kádrov musel sa kolektív často obmedziť len na prieskum stavenísk, aby sa ani v týchto miestach nepokračovalo v nevhodnom a nehospodárnom zakladaní sídlisk.

Celkove sa zmapovalo 1165 ha. Výskum sa previedol pomocou 1100 ručných dvojmetrových vrtov, 52 ručných 5 m hlbokých vrtov a 114 sond, kopaných do 4—5 m hĺbky. Výsledky výskumu sa zakresľovali do plánov rôznych mierok obvyklou páskovou metódou.

Sondovacích a mapovacích prác sa zúčastnili v letných mesiacoch okrem zamestnancov Ústavu aj Konštantín Zelenský a poslucháči geologicko-geografickej fakulty E. Dobra, P. Tkáčik a O. Franko.

Takmer celý intravilán sídliska Revúca sa zmapoval v mierke 1:5000. Príkre kopce v okolí Revúcej sú budované horninami kryštalinika — granitmi, pararulami a kremencami. Tieto na svojom povrchu zvetrávajú v piesčité, hlinito-piesčité až piesčito-hlinité elúviá. Na miernejších svahoch a pod svahmi sa ukladajú piesčito až kamenito-hlinité delúviá a dejekčné kúžele. Údolie rieky Muráň a jej ľavého prítoku Zdychavy je vyplnené piesko-štrkovými a hlinitými pleistocénnymi a holocénnymi náplavami. Miestami možno pozorovať dobre vyvinuté terasové stupne (napr. na severozápadnom okraji obce najvyššia terasa svojím zahlineným povrchom je 6—8 m nad dnešnou hladinou Muráňa), na západnom okraji medzi obcou a kúpeľmi je vyvinutý najmladší pleistocénny terasový stupeň (je 2—3 m nad hladinou Muráňa). Terasové stupne sú však v tomto úseku väčšinou nivelizované, takže prechod medzi pleistocénnymi terasami a holocénnou nivou je obyčajne pozvoľný. Predpokladaná najstaršia terasa na východ od Revúcej je pokrytá piesčito-hlinitou zeminou 60—90 cm mocnou, na západ od obce pieskoštrky terasy pokrývajú 3—5 m mocné ílnaté delúviá. Štrkopiesčité holocénne nánosy nevystupujú až na povrch a sú pokryté rôzne mocnými piesčitými až ílnatými náplavami.

Východne a juhovýchodne od obce Jelšava sa zmapovala značná časť jej katastru do mierky 1:5000. Podložím pokryvných útvarov sú verfénske bridlice a kremence, ktoré vystupujú len na malých plochách v údolí paralelnom s riekou Muráň. Na JV od vrchu Tri peniažky sú na horninách spodného triasu sedimentované načervenalé íly poltárskej formácie a neogénne štrky. Východne od Jelšavy, pri vyústení Štítnickej a Žobráckej doliny sú na horninách karbónu opäť uložené neogénne sedimenty, žlté a červené íly v tomto priestore už aj s obsahom skeletu. Povrch ílov poltárskej formácie je pokrytý svahovými hlinami a skeletom. Povrch pleistocénnych ílov a spodné horizonty delúvií sú mrazom zvírené a načechrané. Tento odkryv bude však predmetom štúdia na inom mieste. Pleistocénna terasa Muráňa, výškou odpovedajúca revúckej terase, je nad pravým brehom Muráňa. Jej bázu tvoria červené poltár-

ské íly, ktoré boli všade zastihnuté do 1 m pod povrchom. Na nich je uložená slabá vrstva piesčito-hlinitých náplavov. Svahové zeminy sú vyvinuté prevažne ako hlinité a ílnaté delúviá, niekedy s prímesou skeletu. Mocnosť delúvií je všeobecne veľmi slabá i plošné rozšírenie je veľmi malé. Holocénne štrko-piesčité a piesčité náplavy sú pokryté povodňovými, hlinitými a ílnatými zeminami v širokej holocénnej nive, ktorá tvorí dno údolia. Dosť veľké okrsky holocénu majú v povrchových horizontoch ráz hlín slabo slatinných.

Časť katastru obce Poprad sa zmapovala do mierky 1:2880. Preskúmané územie je na východnom okraji mesta pri trati do Košíc. Skalným podkladom študovaného územia je flyš, v ktorom sú tu zastúpené ílovité bridlice, striedajúce sa s tenkými vrstvičkami pieskovcov. Na flyši sú uložené miestami pleistocénne štrky, miestami je flyš zakrytý len vlastným elúviom. Na ostatnom preskúmanom území boli uložené v pleistocéne štrkopiesky viac ako 4 m mocné. Táto terasa svojím povrchom je 4—6 m nad hladinou rieky Poprad. Hlinité náplavy, ako povrchový pôdny druh, sú rôzne mocné (1—3 m). Na pravom brehu má Poprad asi v 100 m šírke uložené svoje holocénne náplavy. Sú to štrkopiesky na povrchu pokryté povodňovými hlinami.

V katastri mesta Spišská Nová Ves sa previedol prieskum vo dvoch oblastiach, a to po oboch stranách Kožuchovej ulice (v mierke 1:1000) a na pravom brehu Hornádu (v mierke 1:5000). Pleistocénnym terasám skalné podložie tvorí flyš. Je budovaný ílovitými bridlicami s vrstvičkami pieskovca, na povrch vychádza len v riečišti Hornádu. Odtiaľto na západ pokračuje asi 170 cm pod povrchom najmladšej pleistocénnej terasy. V ostatných priestoroch je flyš pokrytý buď eluviálnymi zvetraninami, buď kvartérnymi sedimentami. Sivomodré až tmavomodré ílovité bridlice na svojom povrchu zvetrávajú v hnedožltú, ílovitú, plastickú zeminu, ktorá tvorí 20—100 cm mocné elúviá. V oblasti Spišskej Novej Vsi sú zreteľne vyvinuté tri pleistocénne terasy Hornádu. Najvyššia terasa pravobrežná má skalné podložie (flyš) 20—25 m nad hladinou rieky. Hornád tu sedimentoval spraše hliny. Tieto boli zasiahnuté soliflukciou a flyš je na báze terasy mrazom zvýrený a načechraný. Tieto periglaciálne zjavy budú však predmetom podrobnejšieho štúdia. Stredná terasa, ktorá je vyvinutá na ľavej strane Hornádu, svojím povrchom je 11—14 m nad hladinou rieky. Skalné podložie tejto je opäť flyš, šikmo uklonený do údolnej nivy. Nekľudnou erozívnou a sedimentačnou činnosťou Hornádu mocnosť a úložné pomery strednej terasy sú pestré. Štrkopiesky strednej terasy sú rôznej mocnosti (1—3 m). Najmladšia pleistocénna terasa je po oboch stranách Hornádu svojím povrchom 3—5 m nad dnešnou jeho hladinou. Tvorená je prevažne zahlinenými štrkopieskami. Jedine na úpätí strednej terasy, v opustenom koryte Hornádu, sú uložené ílnaté náplavy s medzivrstvičkami slatín. Holocénne náplavy v úzkych a nepravidelných pruhoch lemujú tok Hornádu.

V Rožňave sa zmapoval celý intravilán mesta do mierky 1:2000. Pri výskume sa použila geologická mapa zostavená O. Fusánom. Skalné podložie mocných pokryvných útvarov tvoria kremence, fylity a pieskovce gelnickej série a karbónske kremence a kvarcity. Na východných a juhovýchodných okrajoch mesta medzi k. 300 a 321 sú sedimentované pleistocénne (?) štrky. Tieto svojou n. m. výškou by mohli odpovedať pliocénnym štrkom pri Brzotíne a Joviciach. Mocnosť týchto štrkov je malá, i keď siahajú do hĺbky 8—10 m pod povrch. Striedavo boli sedimentované ílnaté piesky, pieskoštrky a piesčité íly. Vrstvy pieskoštrkov (20—50 cm mocné) sa skoro pravidelne striedajú s rov-

nako mocnými vrstvami ílnatých pieskov a piesčitých ílov. Na povrchu je toto súvrstvie zahlinené deluviálnymi procesmi z priľahlých svahov. Štrky na povrchu sú strednej veľkosti, smerom do hĺbky pribúda na priemere valúnov, takže dosahujú veľkosť až 20 cm. V spodných horizontoch sú valúny štrkov dokonale opracované, čo zvádza k domnienke, považovať tieto štrky za štrky najstaršej pleistocénnej terasy. Štrky sú uložené 23—36 m nad dnešnou hladinou Slanej; o ich konečnom stratigrafickom zadelení rozhodnú pravdepodobne len petrografické rozbory. Prevažná časť Rožňavy stojí na pleistocénnnej terase Slanej. Zahlinený povrch tejto terasy je 15—25 m nad jej hladinou. 20-metrová terasa je zahlinená 1—5 m mocnými hlinitými a ílnatými zeminami, hlinité zeminy sú podľa zistených zrnitostných rozborov preplavené sprašové hliny. Čučomský potok vytvoril dva terasové stupne. Vyšší terasový stupeň, tvorený piesčitohlinitými náplavami, je v relatívnej výške 3,5—4 m nad hladinou potoka. Nižšia terasová úroveň (2,5—3,5 m nad hladinou) lemuje z oboch strán Čučomský potok. Kamenité sutiny sú vyvinuté najmä na úpätí Rákoša a Kalvárie. Holocénne náplavy prikrývajú širokú údolnú nivu Slanej a nivu Čučomského potoka. Holocénne náplavy predstavujú zvodnené hrubozrnné piesky a zahlinené štrkopiesky, v opustených meandroch s povrchovou vrstvičkou slatiny.

V Krompachoch sa zmapoval takmer celý intravilán do mierky 1:5000. Geologickú mapu širšieho okolia zostavil J. Kamenický. Z geologických útvarov sú v okolí Krompach zastúpené prvohory, spodný trias a kvartér. Prvohory sú zastúpené verukánskymi zlepencami a drobami. Spodný trias je zastúpený pestrými bridlicami. Skalné podložie v skúmanom území je pokryté okrem vlastných elúvií delúviami, ktoré sú rôzneho zrnitostného zloženia a rôznej mocnosti, takže podložie vystupuje na malých plochách len v odkryvoch. Pokryvné útvary sa takmer na celom území zistili v mocnosti, presahujúcej 5 m. Sú zastúpené zvetraninami (elúviami), deluviálnymi, fluviálnymi a organickými sedimentami. Prakticky sú z elúvií zastúpené len zvetraniny spodnotriasových bridlíc. Tieto zvetrávajú v kamenito-hlinitú až ílnatú zeminu, ale nakoľko sú tu uložené na strmých svahoch, sú nespevnené pelity ronom splachované po svahu. Napokon elúvium predstavujú len kamenité zvetraniny. Fluviálne pleistocénne sedimenty predstavujú tri terasy. Z nich obe vyššie položené (povrchom 10—16 a 18—26 m nad hladinou) sú akumulované Hornádom a najnižšia (2—4 m nad hladinou) bola naplavená Slovinským potokom. Štrky vyšších terás netvoria morfologicky vyhranenú terasu, lebo sú deluviálnymi procesmi rozvlečené po svahu. Delúviami je pokrytá aj najnižšia terasa Slovinského potoka. Fluviálne holocénne sedimenty vypĺňajú údolnú nivu Slovinského potoka. Štrkopiesky v podloží sú na pravom brehu zahlinené mocnejšou vrstvou. Slatina mocnosti 1 m je vyvinutá na mladopleistocénnej terase Slovinského potoka, na západnom okraji Krompach.

Celý intravilán obce Spišské Vlachy sa zmapoval do mierky 1:2880. Na preskúmanom území sú zastúpené paleogénne a kvartérne horniny. Paleogén je zastúpený flyšovým súvrstvím a zlepencami. Zlepence vystupujú na deň len v zárezе cesty „Nad Elušom". Ílovité bridlice flyšového súvrstvia vystupujú na povrch na abrazívnej ploche strednej terasy Hornádu a Žehrice. Tvoria vlastne skalnú terasu s nerovným povrchom. Na úpätí tejto terasy a najnižšej pleistocénnej terasy Žehrice, ako i na jej hranách sú ílovité bridlice tiež nehlboko pod povrchom. Ílovité bridlice sú väčšinou silne zvetrané v žlté vápnité íly a pod elúviami javia nezreteľnú bridličnatosť. 1 cm vrstvičky ílovitých bridlíc sú tak-

mer horizontálne uložené. Pokryvné útvary sú prevažne fluviálneho pôvodu, menej sú vyvinuté delúviá a fluviodelúviá. Ako najstaršie fluviály sú tu zastúpené štrkopiesky strednej terasy Hornádu a Žehrice. Uložené sú priamo na skalnej terase, t. j. na ílovitých bridliciach. Ich akumulácia netrvala dlho a preto aj ich mocnosť nepresahuje 1 m. Tvoria horizonty rôzne hlboko pod povrchom. Na štrkopiesky sedimentovali hrubozrnné piesky malej mocnosti. Napokon na tieto boli naplavené spraše a sprašové hliny mocnosti 1—3 m. Hlinité a ílnaté delúviá dosahujú mocnosti až vyše 5 m. Koncom pleistocénu si Žehrica vytvorila terasu, ktorá svojím povrchom je 1—2 m nad údolnou nivou. Terasa zostala vo zvyškoch po oboch stranách Žehrice. Jej údolná niva je vyplnená naplavenými štrkopieskami, pieskami, hlinitými a ílnatými zeminami. Tieto sa často a nepravidelne horizontálne i vertikálne striedajú.

V ostatných nižeuvedených sídliskách sa zmapovali len malé plochy, maximálne 50 ha.

V katastri S n i n y sa základové pôdy zmapovali do mierky 1:5000. Skalným podložím je flyš magurskej skupiny, nebol však nikde sondami zasiahnutý. Zastihnuté bolo len elúvium ílovitých bridlíc (ílovitá zvetranina) v hĺbke 3—4 m. Inak územie pokrývajú štrkopiesky a v ich nadloží je piesčitá hlina a na povrchu eolická odvápnená spraš — sprašová hlina. Vedľa potôčika vlievajúceho sa zľava do Pčolinky je vyvinutý úzky pás holocénu. Štrkopiesky patria dvom terasovým stupňom, relatívna výška povrchu vyššej terasy je 10—12 m nad hladinou Cirochy, nižšej 4—6 m.

Základové pôdy na „Záhumenkách" na S od S t a k č í n a sa zmapovali do plánu 1:5000. Skalným podložím v študovanom území je súvrstvie podmenilitového eocénu krosnenskej jednotky flyša (podľa B. L e š k u). Tvoria tu skalnú terasu, ktorej relatívna výška je 2 m nad hladinou Cirochy. Na túto sa akumulovali štrkopiesky a na povrchu hlinité a ílnaté náplavy. Relatívna výška povrchu akumulačnej terasy je 3—4 m nad hladinou. Na úpätí svahov vrchu Hurky je uložený obrovský dejekčný kužeľ (až 400 m dlhý).

K prieskumu sídliska T l m a č e bol použitý katastrálny plán (1:2880). Územie je mierne zvlnené sprašovými závejmi. Tieto prebiehajú v smere SZ—JV. Erozívnou činnosťou povrchovej vody sa vytvorili pozdĺžne rýhy — ovragy. Spraše sú odvápnené do veľkej hĺbky (vyše 5 m). Podložie tvoria andezitové tufy, ktoré na študovanom území neboli do 6 m hĺbky zistené, na povrch vystupujú východnejšie odtiaľto nad Hronom. Podľa morfológie terénu možno predpokladať, že mocnosť spraší v tejto oblasti je 6—20 m.

Do mierky 1:1000 sa zmapovala časť územia v B á n o v c i a c h n a d B e b r a v o u. Študované územie sa nachádza v širokej a miernej depresii medzi dvomi sprašovými závejmi. Tieto prebiehajú v smere SZ—JV, pričom smerom na JV stúpajú. Spraše tu dosahujú značnej mocnosti, takže ich podložie (6 m) nebolo vrtmi zastihnuté. Podľa morfológie terénu možno predpokladať, že spraše tu dosahujú 15—20 m mocnosť. Silnými degradačnými procesmi boli spraše odvápnené až do hĺbky asi 5,5 m, takže všade predstavujú sprašové hliny.

Časť územia v S e r e d i sa spracovala do katastrálneho plánu. Skalné podložie do hĺbky 7 m nebolo zistené. Preskúmané územie budujú fluviálne náplavy vrchného pleistocénu. Akumulačná terasa Váhu leží v relatívnej výške 3—6 m nad hladinou Váhu. Stredné až hrubé štrky tejto terasy sú málo „mocné", tvoria len menšie alebo väčšie šošovky v krížove zvrstvených pieskoch. Pokryté sú piesčitými hlinami a hlinami.

Východne až juhovýchodne od Prakoviec sa zmapovala časť katastru do mierky 1:5000 na honoch „Breziny". Pri výskume sa použila geologická mapa (1:25.000), zostavená J. Kamenickým. Ako skalné podložie boli rôzne hlboko pod povrchom zistené fylity a piesčité fylity gelnickej série. V preskúmanom území na povrch vystupujú fylity len na malej ploche, lebo sú pokryté štvrtohornými sedimentami. Tieto sú zastúpené elúviálnymi, deluviálnymi, fluviálnymi, pleistocénnymi (?), holocénnymi a organickými zeminami. Elúviá predstavujú zvetrané fylity, ktoré sa na povrchu rozpadajú v kamenitú až v hlinitokamenitú zeminu. Svahové (deluviálne) a ronové sedimenty sú zastúpené hlinitými a piesčito-hlinito-ílovitými zeminami, ktoré miestami dosahujú mocnosť vyše 5 m. Pod deluviálnymi zeminami na priestore „Brezin" nachádza sa silnejšia vrstva (5—7 m) dokonale opracovaných štrkov. Štrkový materiál sa skladá prevažne z kvarcitov, fylitov a kremitých porfýrov. Veľkosť valúnov je veľmi rozličná, kolíše od veľkosti orecha až do obrovských valúnov v priemere až do 1 m. Štrkový materiál nie je triedený, vedľa seba sa vyskytujú všetky možné veľkosti valúnov. Väčšina valúnov (okrem kremencov) je silne zvetraná. Tmel štrkov je hlinitý až ílnatý, tehlovo červenej a okrovo žltej farby. Pre rozhodnutie, či tu ide o staropleistocénnu terasu alebo o málo súdržné, snáď treťohorné zlepence, nie je zatiaľ dostatok dôkazov. Netriedenosť valúnov, ako i tmel červenavých farieb, ďalej petrografické zloženie valúnov len z hornín blízkeho okolia (nenašli sa valúny hornín z vyššie položených častí povodia Hnilca, ako napr. diabázy) a ich dokonalá opracovanosť (i veľkých valúnov) by svedčila o tom, že tu ide o zvyšok snáď paleogénnych zlepencov, ktoré vznikli pri pobreží zálivu paleogénneho mora, ktoré sem mohlo zasahovať z Margecansko-Kluknavskej oblasti. Podobne sa vyskytujú i pri Margecanoch paleogénne zlepence s netriedeným materiálom a s málo súdržným červenavým tmelom (podľa ústneho zdelenia O. Fusána).

Povrch popísaného súvrstvia štrkov leží vo výške 56—94 m nad hladinou Hnilca; skalné podložie leží vo výške 56—72 m nad jeho hladinou. Z rozpätia výšok medzi povrchom skalného podkladu a povrchom štrkových uložením, v prípade, že ide o pleistocénne terasové uloženiny, mohli by sme zaradiť túto terasu do obdobia mindel až günz (podľa Zárubu). Ovšem je otázne, či možno podobne chronologicky zaraďovať terasy v Karpatskej sústave ako v Českom masíve. Okrem toho na Slovensku nebol dosiaľ presvedčivo zistený stupeň mindel a günz. Preto táto otázka si vyžiada ďalšieho štúdia povodia Hnilca a Hornádu. V depresii terénu sa pod pramenišťom uložili na úzkom priestore holocénne piesčité a hlinité náplavy. Na ich povrchu sa tvorí slatina.

Do mierky 1:25,000 sa spracovala časť katastru Banskej Bystrice — „Fončorda". Toto územie je budované pleistocénnou terasou Hrona. Abrazívna plocha skalnej terasy (vápence) nebola sondami (5 m) zastihnutá. Relatívna výška povrchu akumulačnej terasy je 25—30 m nad hladinou Hrona. Štrkopiesky terasy sú zahlinené sprašovými hlinami, ktoré sú 2 i vyše 3 m mocné.

Širšie okolie Svätého Kríža nad Hronom sa spracovalo do mierky 1:25 000. Skalné podložie tvoria terciérne sedimenty. Tieto sú zastúpené štrkami, zlepencami a tufitmi, vystupujú na povrch len v údoliach potokov a v ich postranných roklinách. Na ne sa uložili štrkopiesky pleistocénnej terasy. Štrkopiesky sú na povrchu pokryté sprašovou hlinou. Mocnosť sprašových hlín je podľa morfológie terénu rôzna (3—7 m). Povrch tejto akumulačnej terasy je

25—32 m nad hladinou Hrona. Údolná niva Hrona a Lutily je vyplnená zahlinenými štrkopieskami.

V Bratislave sa zhodnotilo asi 30 stavenísk na rôznych miestach. Sondáž na tak málo miestach zatiaľ ešte neposkytuje dostatok materiálu, aby mohla byť zostavená mapa základových pôd mesta Bratislavy. V prieskume základových pôd sa bude nepravidelne pokračovať. Pri vyhodnocovaní sond okrem geotechnických vlastností hornín a zemín sa prirodzene detailne venuje pozornosť aj stratigrafii kvartéru.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MÁRIA ČAJKOVÁ

Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Banskej Štiavnice

(List špec. mapy Banská Štiavnica — 4662)

Územie, ktoré som v letných mesiacoch r. 1953 geologicky a petrograficky skúmala, je na severe ohraničené hradskou Banská Štiavnica—Hodruša, na JV hradskou Banská Štiavnica—Štiavnické Bane (Piarg), na západe a juhu okrajom topografickej sekcie 4662/1. Geologicky je časťou Kremnicko-štiavnického stredohoria, ktoré vystupuje ako samostatná zložka eruptív na vnútornej strane karpatského oblúka. Je budované prevažne mladotreťohornými alkalicko-vápnitými vulkanitmi, andezitmi a dacitmi.

Z andezitov vystupuje tu hlavne typ pyroxenického a amfibolického andezitu.

Pyroxenický andezit buduje z veľkej časti Tanád, kótu 848, 850 813 (na JZ a Z od Tanádu), východné svahy Paradajsu, južnú časť Vietorníka (kóta 821). V menších ostrovoch vystupuje na západných svahoch Tanádu, Paradajsu a i.

Makroskopické pozorovania umožňujú ho rozdeliť na typ jemnozrnného a hrubozrnného porfyrického, pyroxenického andezitu.

Mikroskopickým pozorovaním som zistila tri typy pyroxenického andezitu: s biotitom, s amfibolom a s amfibolom a biotitom, pri prevažnom vystupovaní pyroxénu pri všetkých troch typoch. Zo živcov sa vyskytujú plagioklasy s Ab_5An_5—Ab_1An_9 (andezín—bytovnit), z pyroxénov — bronzit, hyperstén, diopsid, augit, z amfibolov — čadičový i obecný amfibol. Farba horniny je tmavosivá až čierna, zelená i sivá.

Ako mladší zjavne vystupuje amfibolický andezit, ktorý buduje väčšinu Paradajsu, Vietorníka (k. 821) a i. Makroskopicky je to hornina hrubšieho i jemnejšieho zrna, porfyrická so svetlými vyrastlicami živcov, tmavé vyrastlice sú amfibol a biotit. Farba je rôzna: zelenavá, sivastá, hnedavá, fialová. Mikroskopicky: hyalopilitická štruktúra, živce — andezín — labradorit sú silne premenené (sekundárne vznikli: kalcit, sericit, kremeň). Z tmavých súčiastok sú zastúpené amfiboly, menej biotit, identifikované podľa obrysov (OOP), ktoré sú vytvorené jemnými zrniečkami magnetitu. Ostatná časť amfibolu je zamenená sekundár-

nym chloritom. Biotit, podobne ako amfibol je vrúbený zrniečkami magnetitu, ktorý tvorí i na ploche kryštálu menšie zhlučky. Pôvodný kryštál má zachované štiepne trhlinky, je úplne vybielený a dobre dokázateľný pri X nikoloch. Pekné kryštálky sekundárneho zoizitu a akcesorického apatitu sú značné.

Z kyslejších hornín je zastúpený dacit. Vystupuje na Spitzenbergu, v oblasti Suchej (kóta 749), kóty 638 a 628, ďalej na pravej strane hradskej (smer Hodruša) a inde. Makroskopicky má hornina porfyrickú štruktúru s celistvou (i jemnozrnnou) základnou hmotou, prevažne kremitého charakteru. Porfyrické vyrastlice: kremeň, živce, amfibol, biotit. Farba zelená, hnedá. Pokiaľ som mikroskopicky študovala túto horninu, zistila som jemnozrnnú základnú hmotu zo živcov i kremeňa a porfyrické vyrastlice korodovaného kremeňa, biotitu, obecného amfibolu, hypersténu i diopsidu, oligoklasu, oligoklas-andezínu, ako hlavné súčiastky tejto horniny.

V oblasti Hodrušských jazier vystupuje malý ostrov granodioritu. Hornina holokryštalickej štruktúry s makroskopicky určiteľným kremeňom a živcom je miestami husto popretkávaná žilkami epidotu.

Horniny, s ktorými som sa stretla v tejto oblasti, sú (ako to vidno i z vyššie uvedeného popisu) značne hydrotermálne premenené. Pri mikroskopickom spracovávaní materiálu stretla som sa s príkladnou chloritizáciou biotitu (premena v penín) v dacitoch, serpentinizáciou diopsidu (v pyroxenických andezitoch), amfibolizáciou pyroxénov, sericitizáciou živcov a inými sekundárnymi minerálmi (zoizit, kalcit).

Záverom by som v krátkosti uviedla sled horepopísaných hornín, ktorý som vypozorovala v tejto oblasti:

I. Pyroxenický, porfyrický andezit (ako najstarší).
   Typ: jemnozrnný,
   hrubozrnný s biotitom,
   hrubozrnný s amfibolom,
   hrubozrnný s amfibolom a biotitom.
II. Amfibolický andezit.
   Typ: porfyrický s biotitom.
III. Dacit.
   Typ: biotiticko-amfibolický bez pyroxénu,
   biotiticko-amfibolický s pyroxénom.

Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

EVA KOČIŠČÁKOVÁ

Predbežná zpráva o geologickom mapovaní v okolí Banskej Štiavnice

Cez letné mesiace som mapovala v kolektíve prof. Lukáča oblasť na SV od Banskej Štiavnice, a to oblasť medzi Banskou Štiavnicou—Teplou—Žakýlom a Banským Studencom—Hutou.

Táto oblasť patrí ku Kremnicko-štiavnickému mladovulkanickému pohoriu, s horninami alkalicko-vápenatého typu. Mala som petrograficky rozčleniť na študovanom území sa vyskytujúce efuzíva a podať ich petrografickú analýzu, ktorej predbežné výsledky predkladám.

Ako najstarší člen efuzívnej rady v študovanom území vystupuje pyroxenický andezit. Vyskytuje sa v celom teréne, lenže je prikrytý mladšími výlevmi, preto jeho úlomky a východy objavujú sa len v hlbších erozívnych údoliach a v hlbších zárezoch. Samostatne buduje oblasť medzi Teplou a Georgien štôlňou. Pyroxenický andezit je tu tmavej farby, jemnozrnný, s malými porfyrickými vyrastlicami živcov. Základná hmota týchto andezitov je veľmi jemnozrnná, miestami takmer sklovitá. Porfyrické vyrastlice tvorí spraviďa živec andezín-labradorit a z pyroxénov enstatit-hyperstén. Časté sú rezy podľa plochy spodovej, s typickými štiepnymi trhlinkami. Amfiboly sú prítomné len výnimočne, biotit tiež len podradne.

Všetky súčiastky podliehajú pomerne rýchle sekundárnym premenám. Plagioklasy sú pozdĺž štiepnych trhliniek kaolizované, pyroxény chloritizované. Z chloritov je najčastejší penín. Z akcesorií sa vyskytuje drobne kryštalický magnetit.

Vetraním táto hornina stráca čiernu, tmavú farbu, vytvárajú sa totiž rôzne sekundárne minerály na úkor živcov a pyroxénov (epidotizácia, chloritizácia, kaolinizácia). V takejto premenenej hornine sa môže vyskytovať aj sekundárny kremeň v podobe drobných nakopených zŕn (lom pri hradskej Teplá—Brániková šachta).

Pyroxenický andezit od Banského Studenca (Kolpachy) je typicky porfyrovitý pyroxenický andezit, s veľkými vyrastlicami živcov (labradorit-bytovnitu) a s malými vyrastlicami pyroxénov (bronzit). Amfiboly a biotit som vo výbrusoch nespozorovala. Základná hmota je sklovitá. Farba tohto andezitu je tmavosivá až čierna. Je veľmi kompaktný. Má typický lastúrový lom.

Vetraniu najskôr podliehajú živce, tým vzniká sekundárny kaolín v štiepnych trhlinkách. Premena zachvacuje celý minerál. Premenou (vetraním) postihnutú horninu je veľmi ľahko poznať podľa bielych kaolinizovaných živcových vyrastlíc v tmavej základnej hmote. Ďalším stupňom zvetrávania živce vypadúvajú zo základnej hmoty a povrch horniny sa stáva nerovným.

Najmohutnejšie zastúpenou horninou v študovanom území je dacit. Z doterajších štúdií vysvitá, že v tejto oblasti máme dva samostatné dacitové výlevy. Starší výlev je reprezentovaný dacitom, ktorý nazývam „typ rozgrundský". Je to hornina zelenkavej farby, so svetlými vyrastlicami živcov a kremeňa. Buduje Šobov a oblasť Studeného vrchu. Základná hmota tejto horniny je kremenná a má tiež veľké porfyrické vyrastlice kremeňa, ktoré sú čiastočne korodované. Živce (oligoklas-andezín) sú silne epidotizované. Z tmavých súčiastok sa zachovali zvyšky biotitu.

Druhý typ dacitu „mladší" zaberá stred študovaného územia. Typický je v zároze Trati mládeže pri Banskej Belej. Je to hrubozrnný dacit, často pestrých farieb (ružová, zelená), s veľkými porfyrickými vyrastlicami stĺpcovitého amfibolu, biotitu, živcov a kremeňa. Dacity, ktoré zhrňujem do tejto skupiny, ani zďaleka nie sú rovnaké a ich podrobnejšie petrografické členenie bude predmetom ďalšej práce.

Dacity tejto oblasti sú na mnohých miestach kaolinizované a silne propylitizované na sever od Banskej Belej, pod Kalváriou a inde. Dacity sú doprevádzané

erupciou dacitových tufov a aglomerátov. Typické sú v závere starej železnice pri Banskej Belej, medzi Teplou a Žakýlom a na južných svahoch Plesa kóta 630.

Nad dacitmi nachádzame ešte dvoch členov efuzívnej rady, ryolit na sever od Banskej Belej a čadič na štiavnickej Kalvárii, ktorý predstavuje mladšie výlevy v študovanom teréne.

Ryolit je doprevádzaný aj výlevom sopečného skla. Je ružový, pórovitý, miestami má fluidálnu textúru. Základná hmota ryolitu je sklovitá. Porfyrické vyrastlice vytvára korodovaný kremeň, ortoklas, albit a biotit. Časté je písmenkové prerastanie kremeňa so živcom.

Čadič na Kalvárii je olivinický. Podľa petrografického rozboru Fiala tu zistil dva druhy čadiča, olivinický a druhý s typickým bôbovým rozpadom. Výlev čadičovej lávy zapríčinil vznik červených jaspisov (kontakt).

Východná časť študovaného územia je petrograficky jednotvárna. Je to oblasť nad Traťou mládeže, okolie Kysihýblu, Drienovej, Anderloku až po Banský Studenec. Je budovaná hrubozrnnými ružovými amfibolicko-biotitickými andezitmi s typicky lavicovitým rozpadom (Drienová). Štruktúra horniny je porfyrická s veľkými vyrastlicami amfibolu, biotitu a živcov. Živce sú zastúpené spravidla oligoklas-andezín-labradoritom. Z akcesórií je veľmi hojný apatit (v plagioklasoch), tiež zirkón s pleochroickým dvorcom v biotite.

Amfibolicko-biotitické andezity v zárezе Trati mládeže nad Kysihýblom sú prerážané malými čadičovými komínmi a aglomerátmi. Čadiče sú augitické, s malým obsahom olivínu. Ich mandľovcovité dutinky sú vyplnené nízkotermálnymi minerálmi, kalcitom a zeolitmi. Tento čadič má veľmi peknú stĺpcovitú odlučnosť.

Sukcesia výlevov, podrobná petrografická analýza hornín a určenie minerálov, ktoré sme našli pri mapovacích prácach v puklinkách dacitov a čadičov, bude predmetom ďalšieho štúdia.

Ústav stavebných hmôt a konštrukcií
v Bratislave

KAROL KAROLUS

Zpráva o geologickom výskume územia Banská Štiavnica—Ilija—Svätý Anton

(List top. plánu 4662/1)

V letných mesiacoch r. 1953 som prevádzal geologický výskum územia medzi Banskou Štiavnicou, obcou Ilija a Svätý Anton. Mapované územie naväzuje na severozápadnú, severnú a severovýchodnú oblasť, kde mapovala M. Čajková a E. Kočiščáková.

Väčšina územia je budovaná pyroxenickým a amfibolicko-biotitickým, prípadne biotiticko-amfibolickým andezitom. Na niektorých miestach vystupujú ojedinele i pyroklastiká.

No, petrografické zloženie týchto hornín nie je tak jednoduché, ako sa zdá, pretože každý druh andezitu sa vyznačuje veľmi rôznymi varietami i čo do

štruktúry, i čo do minerálneho zloženia. Okrem toho tu vystupujú rôzne druhy premien, čo zapríčiňuje, že i veľmi typický druh nemožno zadeliť do správnej kategórie.

Najstaršou horninou je tu pyroxenický andezit s týmito varietami: jemnozrnný a hrubozrnný pyroxenický andezit s biotitom a autometamorfovaný pyroxenický andezit.

Jemnozrnný pyroxenický andezit tvorí úzky (asi 50 m) pruh smeru SSV—JJZ medzi k. 560 a 607 na jednej a k. 609 a 556 na druhej strane, ako i miernu depresiu medzi k. 614 a 553. Tvorí tu podložie najmladších amfibolicko-biotitických, prípadne biotiticko-amfibolických andezitov. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Živce tu vystupujú ako porfyrické vyrastlice neveľkých rozmerov (0,2—0,7 mm) a zodpovedajú bázickému andezínu až kyslému labradoritu. Okrem vyrastlíc tvoria ešte súčiastku základnej hmoty vo forme jemných lišt, ihličiek a zrniek. Z tmavých súčiastok je to pyroxén, a to hyperstén a ojedinelý augit, veľkosti spravidla 0,5 mm. Sú väčšinou idiomorfné a nepremenené. Z akcesórií je prítomný magnetit v jemných zrnkách veľkosti 0,02—0,06 mm. Základná hmota je sivohnedá. Makroskopicky je hornina sivočierna až čierna, veľmi kompaktná, s nerovným lomom. Je to pyroxenický (hyperstenický) jemnozrnný andezit.

Hrubozrnný pyroxenický andezit buduje k. 560 (Huta-komín) a jej severozápadnú časť, územie na V a SV od k. 556 a 394 a úzky pruh v podloží biotiticko-amfibolického andezitu na Z od k. 607. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou, v úzkom pruhu na Z od k. 607 je základná hmota vitrofirická. Živce ako porfyrické vyrastlice tvorí bázický andezín až kyslý labradorit, s idiomorfným vývinom, veľkosti 1—1,5 mm. Zrastajú lamelárne podľa albitového zákona. Pyroxény reprezentuje hyperstén (ojedinele bronzit) a augit. Augit je zvlášť hojný na Z od k. 607. Všetky sú čerstvé, veľkosti spravidla 1 mm, idiomorfné. Veľmi častý je zrast augitu podľa (100). Magnetit vystupuje ojedinele v zrnkách 0,2—1 mm veľkých. Základná hmota je svetlosivá, u vitrofirickej svetlohnedá. Makroskopicky je hornina sivá až sivočierna a na východnom svahu k. 560 tmavo- až červenohnedá.

Pyroxenický andezit s biotitom netvorí v študovanom území súvislé pruhy, ani väčšie telesá. Vystupuje ojedinele vo forme väčších-menších balvanov, roztrúsených po poliach a lúkach; najviac ich je na Z od obce Sv. Anton a na svahoch k. 609, od ktorej na Z sa tiahne menší súvislý pruh. Túto horninu považujem za zvyšky menšieho príkrovu (doskovitá odlučnosť), ktoré ostali buď na mieste, buď po uvoľnení sa premiestili. Hornina je hrubozrnná, s porfyrickou štruktúrou a hyalopilitickou základnou hmotou. Živce sú zastúpené kyslým labradoritom a tmavé súčiastky prevažne augitom, ojedinele hypersténom. Augity majú častý augitický zrast podľa (100). Živce i augity sú idiomorfné, nepremenné, veľkosti 0,5—1,5 mm. Sukcesia súčiastok je: augit-živec-biotit. Biotity sú rôznej veľkosti (max. 4 mm), so silným pleochroizmom, idiomorfné a makroskopicky hnedočierne až čierne. Hornina je makroskopicky sivá (na Z od k. 609) a čierna (na Z od Sv. Antona).

Autometamorfovaný pyroxenický andezit buduje väčšinu skúmaného územia a tiahne sa pozdĺž línií, ktorých smer udávajú štiavnické rudné žily (smer SSV—JJZ). Buduje k. 693 (= Trojičný vrch okrem severného svahu), k. 591 a širšie okolie Štefultova a zabieha jazykovite smerom k Iliji medzi k. 593 a 614. Štruktúru majú porfyrickú s hyalopilitickou základ-

nou hmotou. Živce odpovedajú kyslému labradoritu a sú nepremenené. Premenené sú iba tmavé súčiastky. Predpokladám, že patria rombickým pyroxénom (asi hypersténu). Sú väčšinou značne chloritizované (penin), amfibolizované, kalcitizované a ojedinele i zoizitizované. Častá je reakčná magnetitová obruba, pričom magnetit je husto roztrúsený i v základnej hmote. Hornina je makroskopicky svetlo- až tmavozelená, na niektorých miestach pekne odkrytá lomom (František a Zigmund šachta a Štefultov), alebo prirodzeným východom (Štefultov-Sitnianska, okolie Maxmilian šachty). Je autometamorfovaná.

Amfibolicko-biotitický andezit predstavuje mladšiu výlevnú fázu. Vo väčších komplexoch vystupuje najmä v oblastiach na J od Banskej Štiavnice. Buduje k. 556 (Končitý vrch) a veniec menších kopčekov, tiahnúcich sa esovite cez k. 394, 537, 607, 533, 614 a 593. Je to hornina veľmi hrubozrnná, žltobiela, žltosivá a ružová, s veľkými vyrastlicami živcov, amfibolov a biotitov. Amfiboly dosahujú niekedy veľkosti až 3 cm. Pomer amfibolov a biotitov sa v hornine od miesta k miestu mení, preto treba niektoré variety nazývať ako andezity amfibolicko-biotitické a niektoré zas biotiticko-amfibolické. Živce patria kyslému andezínu, sú idiomorfné, lamelované podľa albitového a dosť často i periklínového zákona, s ojedinelou zonárnosťou. Amfiboly sú zastúpené obyčajným amfibolom a spolu s biotitom sú často príčinou limonitizácie horniny. Štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou svetlohnedou základnou hmotou. Veľké vyrastlice súčiastok sú príčinou snadného vetrania, preto sa hornina ľahko rozpadáva na piesok.

Z pyroklastík si zasluhujú pozornosť ešte vulkanické tufy a aglomeráty. Vulkanické tufy vystupujú na Z od Sv. Antona, v úzkom pruhu tesne na svahu nad obcou, v obci Ilija a od nej na JV, ako i v dvoch úsekoch na J od Ilijského potoka (Sigrund a Pálfyov dvor). Sú to väčšinou kryštalo-vitroklastické, psamiticko-psefitické tufy. Pre svoje vhodné mineráine zloženie a štruktúru sú hľadaným stavebným kameňom, hlavne v najbližšom okolí Ilije.

Aglomeráty vystupujú najmohutnejšie na J od Ilije a tesne pred obcou. Materiál je andezitový a tmel tufový alebo popolový.

Hornina brekciovitého charakteru tvorí k. 609 (Husárka) a 537. Jej minerálne zloženie sa obmedzuje na veľké množstvo úlomkov živcov, menej kremeňa a idiomorfného biotitu. Kremeň makroskopicky nepozorovať, ale ostatné dva minerály tvoria porfyrické vyrastlice dosť značných rozmerov (max. 4—5 mm). Základná hmota je miestami sferolitická, miestami hyalopilitická a vitrofirická. Štruktúra je vždy klastická. Makroskopicky je hornina ružová, zelená, sivá, hnedokakaová až čierna. Na niektorých miestach pozorovať fluidálnu textúru s hniezdovitým, prípadne šošovkovitým usporiadaním jednotlivých farieb. Je neobyčajne pevná s veľmi kompaktnou sklovitou základnou hmotou, čerstvá a odoláva vetraniu.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

KAROL KAROLUS

Petrografický popis niektorých pyroklastík Štiavnického pohoria

R. 1952 som prevádzal výskum niektorých pyroklastických hornín Štiavnického pohoria a podávam ich petrografický popis. Horniny popisujem podľa štrukturálno-genetickej klasifikácie.

Z ohromného množstva lokalít a výskytov pyroklastických hornín som vybral len niektoré. Vzorky pochádzajú z veľkej väčšiny z lomov a dobre odkrytých východov. Sú to:

1. tufový lom — Tlmače,
2. tufový lom a tufitový odkryv — Svätý Beňadik a
3. tufový lom Kamenica pri Tekovskej Breznici.

1. Tufový lom Tlmače leží v bezprostrednej blízkosti obce na pravom brehu Hrona, tesne vedľa štátnej hradskej.

Ľavá časť lomu je tektonicky postihnutá dvoma zlomami, klínovite upadajúcimi do seba. Tieto dislokačné plochy rozdelili profil na tri kryhy. Podľa jednotlivých horizontov a charakteru horniny možno usudzovať, že sa tu odohral pokles asi o 2 m, pričom poklesla najprv prostredná a potom ľavá kryha.

V každej kryhe sú dva druhy tufov. V prostrednej a v pravej kryhe sa tieto zhodujú, kým v ľavej kryhe sa jeden druh zhoduje s jedným z predchádzajúcich; sú tu teda tri druhy tufov:

a) Vitroklastický psamitický tuf je pevne stmelený a ružovkastý. Je z nich najhľadanejším stavebným kameňom.

b) Kryštaloklastický psamiticko-psefitický tuf. Pre svoje väčšie zrno a malú rezistentnosť tmelu ľahko vetrá a rozsypáva sa. Je žltobiely.

c) Kryštaloklastický psefiticko-psamitický tuf. Základná hmota je sivomodrá, takže celá hornina je takejto farby. Je veľmi pevný a len miestami má pórovitú textúru. Tvorí väčšinu ľavej časti lomu.

Pravá časť je petrograficky chudobnejšia. Sú tu aglomeráty a tufy.

Na vzhľad sú tufy najzaujímavejšie svojou pestrosťou. V tmavosivej základnej hmote sú biele a ružové, obyčajne okrúhle uzavreniny, veľkosti 1—20 mm. Hniezda sú pravdepodobne kaolinizované partie, čo sa dobre pozorovalo aj pod mikroskopom u živcov. Táto hornina je málo pevná a účinkom atmosferílií sa rozpadáva.

Uprostred pravej časti lomu v najvrchnejšom horizonte sú aglomeráty. Materiál aglomerátu je andezitový a brekciovitý, veľkosť jednotlivých úlomkov je až 20—40 cm. Tmel je tufový.

2. Tufový lom a tufitový odkryv — Svätý Beňadik. Je to vlastne séria lomov v smere S-J na západnom svahu Hája. Značné množstvo rôznych tufových variét možno sledovať od hora dole v jednotlivých horizontoch. Najpevnejší a najkvalitnejší tuf pre stavebné ciele tvorí najspodnejšie polohy. Klasifikujem ho ako kryštalo-vitaklastický, psefiticko-psamitický, alebo psamiticko-psefitický tuf. Je biely, bielo-svetlosivý, niekedy nažltlý. Makroskopicky sú dobre viditeľné vyrastlice živcov (max. až 3 mm), idiomorfné amfiboly, ojedinele i biotity.

Na severnom okraji lomov vystupujú aglomeráty. Ich materiál pozostáva

z útržkov hornín a stuhnutej lávy, farby čiernej, zelenej až tmavozelenej, čiernohnedej až čiernej a pochádza väčšinou z okolitých andezitových komplexov (východný a južný svah Hája). Tmel je miestami tufový, miestami tufobrekciovitý.

Z variét tufovej skupiny je tu ešte litoidný psefiticko-psamitický tuf. Úlomky pozostávajú z juvenilnej lávy, sú ostrohranné, veľkosti max. 1 cm, farby sivočiernej až čiernej. Tmel je tufový, ktorý dáva hornine značnú pevnosť. Je sivý. Zo základnej hmoty vynikajú ojedinelé vyrastlice amfibolov a živcov.

Najsevernejšie v opustenej časti lomu výrazne vystupuje profil s pravidelne sa striedajúcimi polohami aglomerátov a tufov, čo svedčí o niekoľkonásobnom opakovaní erupčných výbuchov pri ich rovnakom petrografickom zložení. Kopec Háj s vyššie opísanými profilami je zvlášť charakteristický svojím parabolickým reliéfom s miernym úklonom na juh a veľkou petrografickou pestrosťou pyroklastík.

Tufitový odkryv. Leží asi 100 m od hradskej v zárezе jarku na južnom svahu vrchu Klíče (k. 430). Je to klasický a školský príklad úložných pomerov tufitického materiálu.

Tufit obsahuje ohromné množstvo živočíšnych a ojedinele i rastlinných zvyškov. Celý profil sa skladá z veľkého množstva rovnobežných polôh rôzneho charakteru (smer 7° k východu, sklon 26° k západu). Tufitický charakter horniny sa odspodu smerom hore stráca a prechádza v najvrchnejších horizontoch do polôh normálne sedimentárnych. Možno tu rozlíšiť od dola hore:

a) Pelitický, jemnozrnný, kompaktný, žltobiely tufit so zvyškami skamenelín. Smerom hore sa strieda s vložkami pieskovcového charakteru nepatrnej mocnosti (max. 15 cm).

b) Horizont so striedavými polohami hrubozrnnejších a jemnozrnnejších pieskovcov s ojedinelými vrstvičkami Fe-vylúčenín. Materiál je po vrstvičkách triedený s rozmermi asi 1—3 mm. Je hnedožltý až hrdzavý. Pieskovcové polohy sa striedajú s jemným, pelitickým ružovým tufitom bez skamenelín. Celý horizont je mocný asi 45 cm.

c. Horizont má mocnosť tiež asi 45 cm; má podobný charakter ako b), lenže je modravosivý, kým b) je fialovoružový.

d) Je to najmocnejší pruh (asi 2 m) so striedavými polohami ružového pelitického tufitu a sivého pieskovca. Uložené sú miestami vrstevnate, miestami sa vyklíňujú, ojedinele tvoria akoby vrásy, hniezda alebo šošovky rôzneho charakteru, pričom sa nájdu i tufové vložky ružovkastej farby a pod.

Celý vývin sa nekončí pruhom d), ale pokračuje až temer do polovice južného svahu vrchu Kliče, kde sa mnohonásobne opakujú súvislé vrstvy pieskovca s ružovým pelitickým tufitom. Vývin sa končí aglomerátmi, ktoré tu pozostávajú z veľkých i menších balvanov andezitov a úlomkov rôznej veľkosti. Tmel je tufový, miestami tufobrekciovitý.

V pruhu žltých pelitických tufitov je fauna, ktorá ešte nebola spracovaná, je však podľa brakického charakteru pravdepodobne sarmatská. Ani zle zachované rastlinné zvyšky zatiaľ ešte neboli určené.

Asi 50 m na V od tufitického vývinu vystupujú kryštaloklastické psefiticko-psamitické tufy žltobielej farby, s hojnými vyrastlicami živcov, amfibolu a biotitu.

3. Lom Kamenica—Tekovská Breznica leží na juh od Tekovskej Breznice, na západnom svahu k. 442. Je to tufový lom a kvalitou sa zhoduje s tufom zo Svätého Beňadika.

Je to kryštalo-vitroklastický psefiticko-psamitický tuf, svetlej, žltobielej farby so značným množstvom živcov a amfibolov. Biotit je zriedkavejší. Hornina je kompaktná, masívna, s bielymi uzavreninami v základnej hmote, ktoré odpovedajú typickému druhu vulkanického skla — pemze.

V puklinách pozorovať opálové vylúčeniny vo forme nepravidelných zŕn medovožltej farby.

Nad tufom leží poloha aglomerátov, ktorých súčiastky patria juvenilným útržkom lávy rôzneho charakteru a rozmerov (max. 1 m). Tmel je popolový až tufový, svetlosivej farby.

Asi 1 km na juh sa vyskytujú tie isté tufy, lenže sú dosť značne premenené. Premenené sú najmä amfiboly a biotity na sekundárny chlorit a limonit, takže hornina je miestami hrdzavá, žltá so zelenými chloritizovanými partiami.

Celkové petrografické zloženie vyššie popísaných i tu neuvádzaných lokalít tufov a tufitov je dosť zhodné a pomerne jednotvárne. Najmarkantnejšie rozdiely sú v minerálnom zložení tufov a tufitov.

Tufy všetkých študovaných lokalít majú tufovú, všeobecne povedané, tufogénnu štruktúru, pričom prevláda kryštalo-klastická, vitroklastická a zmiešaný typ kryštalo-vitroklastickej štruktúry. Jednotlivé variety sa líšia veľkosťou zrna.

Najhojnejším zo všetkých minerálov je živec. Z tmavých minerálov sú najhojnejšie amfiboly vo všetkých druhoch a biotit v menšom množstve. Z akcesórií je najhojnejší apatit a magnetit. Limonit a chlorit sa vyskytuje iba ako produkt sekundárnej premeny.

Základná hmota je často pelitická, popolová, sklovitá (pemzovitá — usmernená textúra). Je rôznych farieb, čo sa riadi obyčajne sekundárnym pigmentom.

Živce majú obyčajne veľkosť 2—3,5 mm a pod 1 mm (až jemné ihličky a lišty). Sú klastické, ostrohranné, ale nájdu sa i idiomorfné. Zrastajú podľa albitového, niekedy i periklinového zákona. Reprezentuje ich andezín a kyslý labradorit, sporadický oligoklas-andezín a bázický andezín. V nepatrnej miere javia zonárnu stavbu a po zónach (pozoroval som však i plagioklasy bez zón) prebehla silná sekundárna premena — kaolinizácia. (Sv. Beňadik, Tlmače, Tekovská Breznica).

Amfiboly sú po živcoch najhojnejším minerálom kryštalických tufov. Tvoria idiomorfné stĺpčeky, niekedy až 3—4 mm dlhé (Sv. Beňadik). Patria obyčajnému amfibolu so silným pleochroizmom, charakter zóny je pozitívny. Dosť často sa menia na sekundárny limonit a magnetit.

Biotit sa vo všetkých tufoch nechová rovnako. V pemzovitých tufoch si zachováva zdravý neporušený vzhľad, pretože pemza samotná je dosť odolná voči vetraniu. Ináč sa chová v tufoch bez pemzy, pretože tieto nejavia veľkú schopnosť vzdorovať atmosferíliám a agresívnym roztokom. Sú príčinou oxydácie a pod., takže sa ľahko vylučuje Fe-komponenta. Tak sa vytvára okolo biotitu reakčná obruba. Stáva sa, a je to dosť bežný zjav, že na okrajových partiách alebo v puklinách je tuf celkom preniknutý limonitom, dávajúc mu potom vzhľad s hrdzavými šmuhami, pruhmi alebo fľakmi.

Z akcesórií vystupuje ešte apatit a magnetit, zriedkakedy izometrických tvarov, najčastejšie nepravidelných (apatit oválny).

Tufity. Štruktúra tufitov so skamenelinami je pelitická, pod mikroskopom

svetložltá až sivá. Základná hmota je pelitická. Sú v nej ojedinelé klastické zrná živcov (bližšie neurčiteľné) a kremeňa. Iné minerálne súčiastky v hornine nepozorovať.

Tufity pieskovcového charakteru nemožno sledovať polarizačným mikroskopom, pretože nemožno z nich zhotoviť výbrus.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

MICHAL MAHEĽ

Niektoré hydrogeologické poznatky zo západného Slovenska

Pri hydrogeologickom výskume prevádzanom v roku 1953 zistil som niektoré zaujímavé poznatky, na ktoré chcem poukázať. Sú to:

1. Veľká výdatnosť niektorých prameňov, neúmerná ich malej infiltračnej oblasti.
2. Poloha niekoľkých výdatných prameňov na okraji aluviálnych náplavov Váhu.
3. Veľké výkyvy vo výdatnosti niektorých krasových prameňov.

1. Z vápencov, zavrásnených v malej synklinále v Selci (na západnom svahu Inovca), pri Cajle a v Píle (na východnom svahu Malých Karpát) vyvierajú výdatné pramene, zachytené ako zdroje pitnej vody pre vodovody. Ich výdatnosť je neúmerne veľká k rozlohe infiltračnej oblasti vápencových komplexov, ktoré treba považovať za nositeľov týchto vôd. Všimnime si bližšie geologických a hydrogeologických pomerov v okolí týchto prameňov.

V severnej časti Inovca, na jeho západnom svahu, pri východnom konci dediny Selec vyvierajú na okraji doliny dve skupiny prameňov. Jedna z nich bola zachytená pre trenčiansky vodovod dvoma rozvetvenými rýhami. V hlavnej jímke boli sústredené dva pramene s výdatnosťou 35—40 l/sek.; v druhej, menšej ďalšie dva pramene s výdatnosťou asi 30 l/sek. V daždivých obdobiach výdatnosť sa až zdvojnásobí. Teplota vody týchto prameňov je 11,8—12° C. Vo vzdialenosti asi 90 m hore dolinou, pod skalami tmavosivých vápencov, pramení ďalšia skupina prameňov s celkovou výdatnosťou asi 5 l/sek. Obidve skupiny prameňov vyvierajú na styku vápencov s verukánom. Ich spätosť s vápencami je nepochybná. V skutočnosti však poloha vápencových komplexov v okolí dosahuje sotva 2 km^2. Ide o tmavosivé, pravdepodobne spodnotriasové vápence, doprevádzané tenšími polohami dolomitov a hrubšími komplexami lavicovitých až doskovitých vápencov neistého stratigrafického postavenia. K tomuto v podstate vodonosnému súvrstviu pridružujú sa i menej priepustné piesčité, krinoidové vápence, rozložené severne od Selca.

Uvedené súvrstvie spolu so spodnotriasovými kremencami patria obalovej sérii Inovca. Sú zvrásnené vo forme synklinály uprostred starších komplexov kryštalinika a verukána. Lokálna synklinála, ktorú nazývame seleckou, je pretiahnutá vo smere SZ—JV. Styk druhohorných členov synklinálnej výplne s paleozoickým-

mi podložnými komplexami je miestami normálny, inde v dôsledku existencie lokálnych prešmykov tektonický. Spomínané pramene vyvierajú pri západnom okraji vápencov synklinálnej výplne, a to v miestach, kde ich naprieč narezáva dolina.

Z polohy prameňov i z tvrdosti vody (11,8° nem) je logické vyvodzovať ich spätosť s vápencami seleckej synklinály. Lenže výdatnosť uvedených prameňov je veľká, neúmerná rozsahu vápencov. Preto sa pôvod vody stáva zaujímavým, zvlášť keď uvážime, že ani v horninách kryštalinika (v rulách, svoroch a fylitoch), porfyroidoch a amfibolitoch (Ferenczi J. 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anst. f. 1917—1924, Budapest), ani vo verukánskom súvrství pestrých ílovitých bridlíc a sľudnatých pieskovcov a zlepencov a ani v spodnotriasových kremencoch nevyvierajú na svahoch Inovca nijaké výdatnejšie pramene. Ba i potôčiky pritekajúce zo svahov, budovaných týmito horninami majú len veľmi malú výdatnosť (v suchom období v jeseni 1953 najsilnejší z potôčkov mal výdatnosť 2—3 l/sek.).

Ponúka sa myšlienka hľadať infiltračné oblasti ďalej od prameňov. Do úvahy prichádza vápencovo-dolomitická oblasť, rozložená juhozápadne od seleckej synklinály v pruhu, prebiehajúcom v línii: Veľké Stankovce—Krivosúd—Boďovka—Kálnica. Lenže z týchto vodonosných súvrství vyvierajú výdatné pramene (hlavne v Krivosúd—Boďovke asi 50 l/sek.) a pri Kálnici (pramene Klokočovka asi 13—17 l/sek.). Proti spojitosti seleckých prameňov s touto vápencovou oblasťou hovorí predovšetkým jestvovanie 2—3 km širokého antiklinálneho chrbta, budovaného nepriepustným súvrstvím kryštalinika, verukána a verfénskych kremencov, oddeľujúceho túto vápencovú oblasť od seleckej synklinály. Za takýchto tektonických a hydrogeologických pomerov prichodí hľadať infiltračnú oblasť len v širšom okolí prameňov, v seleckej synklinále, rozšírenej o prilieha-júce rozsiahle horské svahy, budované kryštalinikom. Vápence synklinály potom predstavujú drenáž vodám cirkulujúcim po puklinách rozpukaných hornín kryštalinika a verukána. Pravda, v danom prípade, keďže chýba detailnejšia geologická mapa, nemožno vylúčiť hĺbkové spojenie seleckej synklinály s vápencami oblasti Veľké Stankovce—Kálnica. Dosť obdobné sú hydrogeologické pomery na západnom svahu Malých Karpát v Hrubej doline, západne od Cajly.

Uprostred kryštalinika Malých Karpát, budovaného prevažne fylitmi, svorami a rulami, doprevádzanými amfibolitmi a žulami, sú synklinálne zavrásnené druhohorné súvrstvia, a to triasové kremence a liasové vápence. V Hrubej doline, ktorá šikmo narezáva túto synklinálu, vyviera z vápencov skupina prameňov zv. „Kňazove diery" s výdatnosťou 48—80 l/sek. Teplota vody je asi 9,5° C a tvrdosť 10,1° až 16,3° nem. Rozsah vápencových komplexov pri povrchu je však malý, sotva niekoľko sto m². Prítok vody z inej vápencovej oblasti je vylúčený. I keď pritom pripustíme, že nejaká časť z uvedeného množstva vody pochádza z potoka, pretekajúceho dolinou, tvrdosť vody i hydrologické pozorovania svedčia o spätosti najväčšej časti vôd s vápencami synklinály, vytvárajúcej drenáž puklinových vôd kryštalinika.

V doline Gidre pri Píle vyviera z liasových vápencov mohutný prameň Maruša. Má výdatnosť asi 35—80 l/sek., teplotu vody 11,6—11,8° C a tvrdosť 21,1° nem. Rozsah vápencov synklinály zavrásnenej uprostred kryštalinika a pretiahnutej v smere JZ—SV je síce väčší ako v predošlých prípadoch, neúmerný

však veľkej výdatnosti prameňa. I v tomto prípade synklinála asi vytvárala zbernú oblasť puklinových vôd z hornín kryštalinika, budujúcich jej krídla.

Uvedené prípady ukazujú veľký hydrogeologický význam synklinál s výplňou vodonosných hornín a s krídlami budovanými menej priepustnými horninami. Synklinály predstavujú v takých prípadoch drenáž puklinových vôd z priliehajúcich svahov.

2. Na okraji náplavov doliny Váhu vyvierajú výdatné pramene pri Dobrej, Kostolnej, Trenčianskych Bohuslaviciach a pri Čachticiach.

Pri Dobrej na ľavom okraji náplavov, blízko strmého svahu, budovaného hornou terasou a v dolnej časti spodnokriedovým súvrstvím vyviera rad menších a výdatnejších prameňov. Ich vzdutá hladina zalievala veľkú plochu, vytvárajúc „Dobranské jazierko". Výdatnosť prameňov dosahuje asi 50—70 l/sek. Pomerne stála teplota vody 11,5—11,6° C a jej veľká tvrdosť (19,20° nem.) núti nás zavrhnúť myšlienku, že ide o vody náplavové. Plytké, zachytené vrty plne potvrdzujú spätosť vôd s podložím náplavov, a to s burdigalskými zlepencami, zloženými prevažne z vápencového materiálu. Pravda, tieto zlepence v bezprostrednom okolí na povrch prakticky nevystupujú. Vytvárajú však podložie náplavov doliny Váhu. K povrchu sa vynorujú až pri Púchove. Majú však možnosť infiltrácie vôd z nadložných náplavov a sčasti i z vápencovo-dolomitických súvrství, vystupujúcich k povrchu na ľavých svahoch doliny Váhu. Zlepence v niektorých úsekoch doliny Váhu v podloží majú triasové vápence. V obidvoch týchto horninách je vytvorený krasový vodný režim. Jeho vody vytekajú k povrchu vo forme prameňov v tektonicky podmienených miestach. Takými sú niektoré miesta pri okrajových zlomoch, obmedzujúcich dolinu Váhu. Pramene v Dobrej sú, ako vidieť, vlastne výstupnými tektonickými prameňmi. Taký pôvod majú akiste i výdatné pramene v Kostolnej. Vyvierajú v línii asi 120 m pri pravom okraji doliny Váhu, obmedzenej strmším svahom, budovaným členmi bradlového pásma, prikrytými hornou terasou. Rovnako pri pravom okraji náplavov Váhu na ich styku s wettersteinskými vápencami vyviera pri Štvrtku prameň s výdatnosťou 120—150 l/sek.

Ku krasovým vodám, cirkulujúcim v zlepencových a vápencových horninách rozložených v podloží náplavov Váhu treba počítať i pramene na hydrocentrále v Novom Meste n/Váhom a azda i prameň Teplička v Čachticiach.

Pri výkope stavebnej jamy pre hydrocentrálu na pravom okraji doliny Váhu po odstránení náplavov zastihol sa silný prameň vody, vyvierajúci v blízkosti zlomu z wettersteinského vápenca. Pri prehlbovaní stavebnej jamy znižovala sa čerpaním hladina tohto zdroja. Už pri znížení hladiny o 8 m odčerpávané množstvo vody dosiahlo 700 l/sek.; pri znížení hladiny o 18 m výdatnosť stúpla na 1800 l/sek. Umele vyvolané zníženie hladiny tohto mohutného vodného zdroja odrazilo sa medzi iným i v poklese hladiny zachyteného prameňa Teplička v Čachticiach, vzdialeného 8 km, a to až o 6 m.

Prameň Teplička leží tiež pri pravom okraji náplavov Váhu. Vyteká však nie z náplavov, ale pri ich okraji z burdigalských vápencových zlepencov, prikrývajúcich wettersteinské vápence. Výdatnosť prameňa je obrovská. Ani pri čerpaní 500 l/sek. sa nepodarilo výdatne znížiť jeho hladinu. Teplota prameňa 14,8° C poukazuje na prítok vody z hlbších polôh. Tvrdosť vody je 14,5° nem. Vyššie spomínaný pokles hladiny tohto zdroja počas čerpania vody v stavebnej jame hydrocentrály v Novom Meste n/Váhom (r. 1949—1952) svedčí nielen

o jeho súvislosti s krasovými vodami, cirkulujúcimi v podloží náplavov Váhu, ale i o ich hydraulickej spätosti. Opísané výdatné pramene vyvierajúce pri okraji náplavov sú svojím vznikom späté so zlomami, ktoré obmedzujú dolinu Váhu. Sú výtokmi podzemných vodných tokov, prúdiacich v zlepencovom a vápencovo-dolomitickom podloží vážskych náplavov. Svedčia teda o možnosti získania ďalších výdatných zdrojov pitnej vody z nehlbokých polôh v doline Váhu prinajmenej na úseku Ilava—Hlohovec.

3. Pri sledovaní výdatnosti krasových prameňov vyvierajúcich na západnom svahu Malých Karpát i v južnej časti Strážovskej hornatiny možno zistiť u niektorých prameňov malé, u iných zase veľké výkyvy výdatnosti v priebehu roka. Tým nápadnejšie je to, že takéto rozdiely vo výkyvoch sa prejavujú i u prameňov toho istého pôvodu, vyvierajúcich neďaleko od seba. Uvediem dva takéto príklady. Na západnom svahu Malých Karpát, pri Plaveckom Podhradí, vyvierajú na styku numulitových vápencov s mladším bridličnato-pieskovcovým súvrstvím pramene Rajtárka a Kráľova studňa, asi 300 m od seba vzdialené. Ich infiltračné oblasti budujú vedľa numulitových vápencov a vápnitých paleogénnych zlepencov i triasové vápence chočského príkrovu. Pri Kráľovej studni je minimálna výdatnosť 7,5 l/sek., maximálna 60 l/sek. Rajtárka má však minimálnu výdatnosť len 4,1 l/sek., kým po dažďoch a po topení snehu vykazuje až 400 l/sek. Výkyvy výdatnosti obidvoch prameňov sú veľké v porovnaní s prameňmi, vyvierajúcimi z vápencov krížňanského príkrovu, napr. prameňov pod Vysokou (s výdatnosťou 1. 3,2—8,5 l/sek.; 2. 2,4—8,5 l/sek.

Iný príklad uvádzam z južnej časti Strážovskej hornatiny. Pri severnom okraji rozsiahlejších vápencových komplexov Žihľavníka, budovaných prevažne strednotriasovými vápencami strážovského a chočského príkrovu s tenšími vložkami dolomitov a v podloží s nepriepustným súvrstvím slienitých bridlíc a pieskovcov albu krížňanského príkrovu, vyviera rad menších prameňov. Väčšiu výdatnosť majú len tri pramene, a to: Laštiek, Orman a Kráľovec. Laštiek vyviera z vápencov a má výdatnosť 6—12 l/sek. Prameň Orman vyteká z dolomitových vápencov a vykazuje výdatnosť 3,5—9 l/sek. Prameň Kráľovec je od neho vzdialený asi 1 km. Vyviera zo silne skrasovatelých vápencov. Jeho výdatnosť však na rozdiel od prvšie uvedených prameňov zaznačuje podstatne väčšie výkyvy. Za suchých období pohybuje sa okolo 3,5—5 l/sek., v daždivých obdobiach okolo 70 l/sek., niekedy dokonca i niekoľko 100 l/sek. (Väčšinu údajov o výdatnosti a teplote uvedených prameňov dostal som od inž. Neupauera, za čo mu vyslovujem srdečné poďakovanie.)

Rozdielnosti výkyvov vo výdatnosti krasových prameňov, často blízko seba vyvierajúcich, pochádzajúcich z týchže hornín, zrejme súvisia s odlišnosťou systémov ich podzemných ciest. Pramene s veľkými výkyvmi majú malé geologické povodie. Pretekajú však širokými podzemnými chodbami, schopnými pohltiť, ale i rýchlo odviesť veľké množstvá vôd.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LADISLAV ŠIMÁK

Tečúce piesky a ich vlastnosti

Nespevnené útvary povrchu zemského, pokiaľ slúžia zakladaniu vodných, priemyselných, dopravných i obytných stavieb, boli už dávnejšie terčom zvýšenej pozornosti inžinierov a geológov, pretože svojimi vlastnosťami sa podstatne líšia od stavebného materiálu, z ktorého sa stavby budujú. Statické spolupôsobenie základovej pôdy s konštrukciou je omnoho zložitejšie, než je tomu pri zakladaní na pevných horninách. Bolo preto nutné, aby v rámci inžinierskej geológie vytvorila sa nová veda — pôdna mechanika — zaoberajúca sa s nespevnenými útvarmi, krátko zeminami. Táto veda potom, vychádzajúc z geologických poznatkov, má za účel číselne vyjadriť vlastnosti zemín s ohľadom na potreby stavebného inžiniera — projektanta.

Pôdna mechanika delí zeminy v zásade na dva druhy: na zeminy sypké (štrky a piesky) a na zeminy väzné (hliny, íly a pod.). Vlastnosti oboch hlavných druhov sa od seba markantne líšia. Medzi obidvoma druhmi ležia však ešte rôzne prechody, počnúc jemnými, práškovitými pieskami, siltami až po spraše. Vlastnosti týchto zemín nie sú už tak jednoznačné, často vzbudzujú príliš veľké obavy, inokedy zas sa ich nebezpečnosť podceňuje.

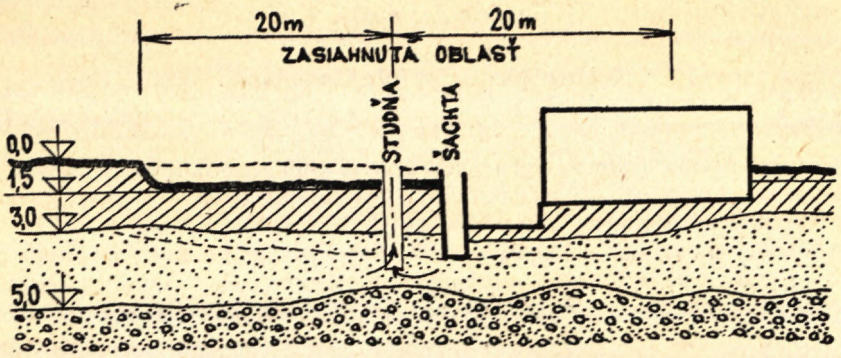
Vo svojom článku chcel by som sa dotknúť hlavne vlastností jemných pieskov a popísať niektoré skúsenosti, získané pri ich použití ako základovej pôdy.

Jemné piesky, pokiaľ sú v suchom alebo zvlhlom stave, nepôsobia starosti a stačí, ak zistíme ich uľahlosť, stlačiteľnosť a vnútorné trenie. Ich chovanie je vcelku jasné a ničím sa podstatnejšie nelíšia od ostatných sypkých materiálov. Už sa ináč chovajú, ak sa nachádzajú pod napätou hladinou spodnej vody. V takomto prípade predstavujú niekedy pre samotné zakladanie stavieb dosť veľký problém.

Na Slovensku sa stretávame s jemnými pieskami veľmi často. Geologicky sú viazané na treťohorné a štvrtohorné usadeniny, budujúce najmä Podunajskú a Potiskú nížinu.

Často sa stáva, že so základom stavby dostávame sa do jemných pieskov, ktoré sú nositeľom spodnej vody s napätou hladinou. Otvorením stavebnej jamy a čerpaním spodnej vody dochádza potom k pohybu jemných pieskov, prípadne aj k odčerpaniu jemných piesčitých vrstiev, čo má za následok porušenie jak stability stien stavebnej jamy, tak aj porušenie základovej pôdy. Základová pôda sa však môže porušiť i čerpaním z hlbokých studní, pričom z hlbších polôh sa odčerpávajú jemné piesky a nadložné vrstvy začnú dosadať. Uvediem aspoň dva príklady z našej praxe:

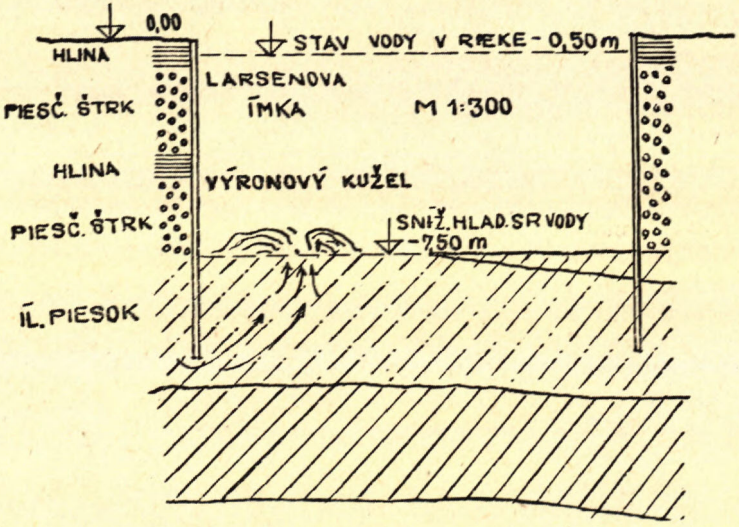
1. Na južnom Slovensku stavala sa pred niekoľkými rokmi poschodová administratívna budova (obr. č. 1). Základová škára bola asi dva metre pod úrovňou terénu v piesčitej hline. Únosnosť bola zistená len zaťažovacími skúškami a bola ustálená hodnotou asi 2,0 kg/cm^2. Podložné vrstvy sa nezisťovali. Budova sa založila na normálnych pásových základoch a začal sa budovať suterén. V jednej časti sa postavilo dokonca i prízemie. Stavebné práce pokračovali celkom sľubne, až kým sa nezačala hĺbiť zauhlovacia šachta pre kotolňu. Táto šachta mala mať dno asi 4 m pod úrovňou terénu. Asi v troch metroch pod úrovňou terénu narazilo sa na vrstvu jemného vodonosného piesku. Narazením spodná



obr. 1.

voda okamžite vystúpila asi 1.5 m pod úroveň terénu, čo bol dôkaz jej napätosti. Stavbu prevádzajúci závod zriadil na to v blízkosti šachty studňu, s úmyslom znížiť hladinu spodnej vody. Čerpalo sa potom silným čerpadlom niekoľko týždňov, pričom sa odčerpával aj jemný piesok. Dôsledkom takéhoto postupu po vyčerpaní jemného piesku došlo k náhlemu poklesnutiu úrovne terénu v okolí studne o 80—100 cm v okruhu 20 m. Už stojace základy a murivo v tomto okruhu popraskalo a nastalo posunutie nielen v smere vertikálnom, ale aj horizontálnom. Posuny boli veľké až 20 cm. Dodatočným podrobnejším prieskumom sa zistilo, že mocnosť jemných pieskov kolíše od 1—3 metrov a že sa pod nimi nachádzajú silne priepustné štrkopiesčité vrstvy. Po zastavení čerpania nastal pomerne rýchlo rovnovážny stav a dodatočné deformácie sa neukázali. (Obraz 3 krivka zrnitosti jemného piesku, označená „A").

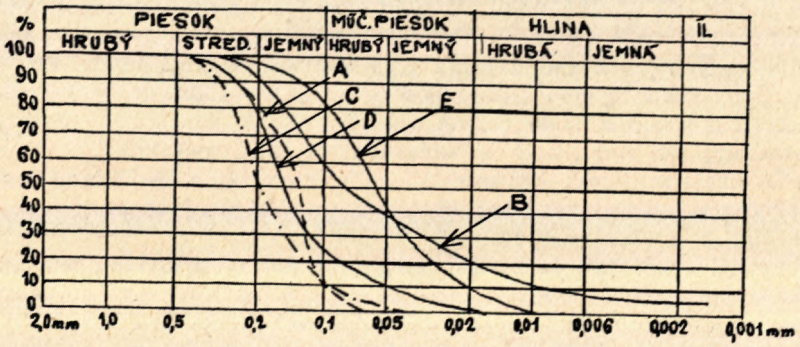
2. Tiež na južnom Slovensku mal sa postaviť most (obr. č. 2). Základová škára pilierov bola tvorená jemným pieskom, vystriedaným viac-menej ílnatými poloha-



obr. 2.

mi a mala byť asi 6 m hlboko pod hladinou spodnej vody, t. j. asi 7.5 m pod úrovňou terénu. Stavebná jama bola uzavrená larzenovou jímkou, pričom podľa predbežných predpokladov larzenky boli zarazené do hĺbky asi 12 m pod úroveň terénu, kde už mali sedieť v ílovitých vrstvách. Od pôvodného návrhu zakladania pod vodou prešlo sa na zakladanie na suchu, čo sa dosiahlo znížením vody v stavebnej jame. Podrobnejším prieskumom prevádzaným počas vlastnej stavby sa ukázalo, že larzenová jímka nesedí všade v íle, ale má i „okná" v jemných pieskoch. Táto okolnosť zavinila, že počas znižovania hladiny spodnej vody v stavebnej jame začalo dochádzať na dne jamy k tvoreniu pramienkov a konečne náhlym zvýšením vody v rieke, keď sa už takmer dosiahlo základovej škáry (rozdiel hladín asi 7 m), došlo k vytvoreniu väčšieho výronu vody s ∅ asi 20 cm, pričom za deň sa vytvoril výronový kužeľ s ∅ asi 3 m, výšky 1 m. Výronový kužeľ vznikol z vyplaveného jemného ílnatého materiálu, tvoriaceho súčasť jemných pieskov. Takýto výron už ohrozil celé zakladanie mostu a bola obava, že bude treba začať so zakladaním znova na inom mieste. (Charakteristická krivka zrnitosti jemného ílnatého piesku v obraze 3, označená „B").

Ako z horeuvedeného vyplýva, jemný piesok môže ľahko nadobudnúť formu tečúcej masy, ktorá sa ľahko dostáva do pohybu a budí dojem celkom neúnos-



obr. 3.

ného podložia. Túto skúsenosť potvrdzujú i vrtmajstri, ktorí sú s takýmito zjavmi v dennom styku. Naproti tomu ten istý piesok za určitých okolností ukazuje celkom opačné vlastnosti. Tečúca, neúnosná pôda sa mení rýchlo na pôdu únosnú a naopak. Stačí malý pokus. Zoberieme do ruky trochu jemného piesku nasýteného vodou. Ak začneme rukou chvieť, okamžite sa rozteká, ak ho však položíme na zem a chvíľku počkáme, spevnie natoľko, že ak sa na takúto hromádku postavíme, unesie nás bez toho, že by piesok spod nohy vybočoval. Pre takýto prípad je typický pokus, prevedený v týchto dňoch v jemných pieskoch na východnom Slovensku. Na stavenisku mostu dali sme skusmo vykopať asi 3 m širokú rýhu v jemnom piesku. Rýha sa mala kopať so zvislými stenami bez paženia tak, aby sa zistilo, do akej výšky sa udrží jemný piesok zvisle. Podľa predbežných informácií, ktoré sme dostali, rýha sa vykopala až do hĺbky 4,40 m. V tejto hĺbke sa už objavila spodná voda, ktorá bola nad očakávanie veľmi nízko. Po dosiahnutí spomenutej hĺbky začala spodná voda vlivom zvýše-

nia hladiny vody v rieke stúpať. Stúpla asi 1 m nad dno výkopu bez toho, že by sa zvislé steny boli zosunuli. Treba tu pripomenúť, že pri geologickom vŕtaní boli tieto piesky vrtmajstrom označené za tečúce. (Typická krivka zrnitosti obraz 3, označená C).

V obraze 3 okrem kriviek A, B a C sú vyznačené i krivky D a E, zistené v cudzine a označené ako typické pre tečúce piesky. Zisťovanie, či ide o obyčajný, tečúci alebo ílnatý piesok nenáchylný k tečeniu, je pomerne ľahké. Ak vyberieme vodou nasýtenú podozrivú zeminu, či už priamo zo sondy, alebo z pumpy a necháme z nej odtiecť vodu, vidíme, že pravý tečúci piesok je po 2—3 minútach tak tvrdý, že unesie človeka. Z obyčajného piesku vytečie naproti tomu voda takmer okamžite, z ílnatého piesku zas omnoho neskôr.

Tečúce piesky sa vyznačujú ešte i inými vlastnosťami, ako je napríklad nápadne nízka priepustnosť, relatívne malá stlačiteľnosť a mimoriadne vysoký odpor proti vnikaniu štetovníc a pilot. Pritom oceľová tyč ľahko rukou vibrovaná ponára sa do tečúcich pieskov takmer bez odporu. Popisované protichodné vlastnosti sa pripisujú účinku blanovej vody. Každé zrnko piesku je totiž obklopené vodnou blankou, ktorá je viazaná povrchovými silami na zrno. Pohybaním alebo potrasením rušia sa tieto blany, pretože sily, ktoré ich viažu na zrno, sú pre pomerne malý povrch zrna vzhľadom k objemu malé. Blanová voda okamžite prechádza v neviazanú pórovú vodu. V tomto, vodou nasýtenom stave chová sa smes piesku a vody ako väzká, nestlačiteľná tekutina. Pri zaťažení sa vybočuje a vnikaniu malých plôch (sondovacia tyč) nekladie žiadny odpor. Pri výkope stavebnej jamy nikde nebolo možné pozorovať hlbšie siahajúce porušenie hustoty uloženia otrasom a podobne, ak len ono nebolo zapríčinené hydrostatickým pretlakom, ako tomu bolo v popísanom prípade, keď došlo k vytvoreniu výronového kráteru. Vznik kráteru bol zapríčinený tým, že jemné čiastočky boli prekročením určitej kritickej rýchlosti presakujúcej spodnej vody premiestené, čím sa zvýšila priepustnosť.

Celkove možno povedať, že predsa len jemné piesky, i keď sú tečúcimi, napriek všelijakým zjavom pri hĺbení stavebných jám dávajú vo všeobecnosti dobrú a únosnú základovú pôdu. Takéto piesky vystavené tlaku nadložia už asi 2,5 m, t. j. 0,5 kg/cm^2 = 0,5 atm. majú skoro charakter skaly. O tom sa presvedčíme, ak vlhký tečúci piesok nasypeme do gumového balónka, z ktorého potom odčerpáme vzduch natoľko, aby pretlak okolitého vzduchu bol 0,5 atmosfér. Spevňovanie jemných pieskov kvôli zvýšeniu únosnosti, napríklad injikovaním alebo pilotovaním, nie je teda takmer nikdy nutné, nehovoriac o tom, že je nákladné a ťažko prevediteľné. Piloty sa totiž do takéhoto „neúnosného" tečúceho piesku vrážajú len veľmi ťažko, drevené takmer vôbec sa nedajú vraziť. Injikovanie zas pre príliš malú priepustnosť je možné len chemické, pričom akčný rádius je nepatrný. Konečne na tomto mieste treba pripomenúť, že napriek všetkým nepriaznivým zjavom podarilo sa založiť stavbu jak v prípade administratívnej budovy na južnom Slovensku, tak i v prípade popisovaného mostu. Po porušení stability jemných pieskov pomerne rýchlo došlo k obnoveniu rovnovážneho stavu. Keď už je raz stavba založená a piesky nie sú viac vystavené pretlaku vody, chovajú sa podobne, ako piesky suché a pre ich únosnosť je smerodatný ich uhol vnútorného trenia a stlačiteľnosť.

Otvoreným problémom zostáva teda len spôsob zakladania stavby, t. j. hĺbenia stavebnej jamy. Uvedené príklady názorne vystihujú niektoré chyby, ktorých sa je možné ľahko dopustiť. Znižovanie hladiny spodnej vody pomocou

studní vyhĺbených len v jemných pieskoch je veľmi ťažké práve preto, že neporušené tečúce piesky sú veľmi slabo priepustné. Depresná krivka je veľmi strmá, studňa má teda veľmi malý dosah a okrem toho čerpateľnosť z takýchto pieskov málokedy presahuje pri vŕtaných filtračných studniach 100—200 l za minútu. Už účinnejšie je znižovanie hladiny spodnej vody čerpaním z priehlbní na dne stavebnej jamy, zatiaľ čo z celého dna zvádza sa voda do priehlbní rigolami hlbokými a širokými asi 30 cm. Tak, ako sa voda v rigoloch vysušuje, rigoly a aj priehlbeň sa postupne prehlbujú a celé dno sa vyberá v suchu.

Je jasné, že týmto spôsobom je možné ísť len do obmedzených hĺbok, nakoľko hydrostatickým pretlakom môže dôjsť k tvoreniu pramienkov, neskôr kráterov a konečne i k prevaleniu dna stavebnej jamy. Smerodatná je pritom tzv. kritická rýchlosť presakujúcej vody. Každý zemný materiál je v stave prepustiť vodu len určitou, maximálne možnou, tzv. kritickou rýchlosťou. Túto rýchlosť možno ľahko vypočítať z empirického vzťahu:

$$v_{max} = \sqrt{k}/15 \qquad (k = \text{koeficient priepustnosti})$$

Prekročením tejto rýchlosti, čo môže nastať zvýšením hydrostatického pretlaku, dochádza k tzv. rasovaniu dna, t. j. k vytváraniu prameňov a nakoniec i k prevaleniu dna. Z našej praxe je známy prípad, kde takéto povrchové čerpanie zapríčinilo vydúvanie dna. Dno sa nakyprilo a ďalší odber materiálu z vypaženej šachty mal za následok klesanie úrovne okolitého terénu beztoho, že by sa dno čo len o málo podarilo znížiť. V uvedenom prípade išlo o glaciálne piesčité nánosy s valúnkami do 1 cm.

Tam, kde je to možné, je najlepšie uzavrieť stavebnú jamu štetovou jímkou, osadenou až do nepriepustného podložia. Tento spôsob je možný hlavne v neogénnych materiáloch, kde piesky bývajú vystriedané ílmi.

Ak pod jemnými pieskami sa v dostupnej hĺbke nachádzajú silne priepustné zeminy, napríklad štrky, potom sa môžeme aj bez štetových stien obísť, ak hlbokými studňami vyčerpáme vodu z takejto silne priepustnej vrstvy, čím znižujeme hydrostatický pretlak.

Záverom pripomínam, že napriek optimizmu, s akým som sa snažil článok podať, bude potrebné ešte viac skúšok s tečúcimi pieskami, nachádzajúcimi sa u nás a bude treba ešte dlhodobého pozorovania hotových stavieb, aby sa mohli vysloviť všeobecne platné uzávery.

Stojí pred nami pekný úkol. Jeho splnením umožní sa lacnejšie a pritom bezpečne zakladať stavby aj na tečúcich pieskoch. Ako malý príklad úspory je práve založenie mostu spomenutého v článku, kde využitím vedomostí o chovaní sa jemných pieskov, i keď sa problém riešil bez väčších predbežných praktických skúseností, podarilo sa ušetriť na nákladoch vlastného zakladania vyše 2,000.000 Kčs v novej mene.

Slovenské zemevrtné závody, n. p.,
Žilina

PAVEL FABINI

Laboratórne skúšanie zvážlivín

Mohutná výstavba našej vlasti kladie na výskumných pracovníkov v inžinierskej geológii veľmi zodpovedné úlohy. Ak nazrieme bližšie do problémov, s ktorými sa v praxi stretáva inžinierska geológia, vidíme, že územie Slovenska so

svojimi mladými geologickými útvarmi (flyš, neogén, kvartér) skytá geológii a pôdnej mechanike najrôznejšie problémy, s ktorými sa musí vyporiadať. Ide v prvom rade o posúdenie únosnosti, stlačiteľnosti a priepustnosti základovej pôdy, spôsobe založenia stavby, vhodnosti zemných materiálov pre stavbu zemných hrádzí a násypov, možnosti vytvárania zárezov vo svahoch, navrhovanie sklonov svahov a podobne.

Pri posudzovaní týchto vlastností geológia úzko spolupracuje s pôdnou mechanikou. Zatiaľ čo geológia posudzuje horniny zo stratigrafického a tektonického hľadiska, pôdna mechanika čerpá z týchto poznatkov geológie, usmerňuje podľa nich spôsob prevádzania pôdomechanických laboratórnych rozborov a podľa zistených fyzikálnych vlastností zemín usudzuje, ako sa zemina bude chovať po zaťažení stavbou, vytvorení zárezu atď.

V minulosti sa naši stavbári vedeli vyporiadať so zakladacími problémami, a to už aj preto, že druhy stavebných konštrukcií neboli väčšinou natoľko citlivé voči nerovnomernému sadaniu a tiež preto, že dimenzovanie základov išlo ďaleko pod hranice možností.

Omnoho väčšie starosti a obavy pri zakladaní stavieb spôsobovali však oddávna väčšie i menšie pohyby polospevnených a nespevnených zemných más. Tieto sa dávali do pohybu len z času na čas, a to vtedy, keď boli prírodné podmienky pre zosúvanie priaznivé, alebo keď sa tieto privodili umele zásahom ľudskej ruky, napr. vyhĺbením zárezu, alebo zaťažením svahu stavbou. Príčiny týchto pohybov dlho neboli známe, a tak sa stávalo, že opatreniami, ktorými sa mal pohyb zemín zastaviť, dosiahol sa pravý opak. Postavené dielo podliehalo nepriaznivým účinkom týchto pohybov a bolo odsúdené k pomalému alebo náhlemu zániku. Preto sa stavbári vyhýbali miestam, kde pohyby zemín boli spozorované. Po mnohých výskumoch a skúsenostiach z praxe pomohla objasniť aj pôdna mechanika príčiny pohybov zemín a na základe týchto sa mnohokrát podarilo správnou sanáciou pohyb zastaviť.

Ako je známe, hlavnou a všeobecnou príčinou zosúvania je porušenie rovnováhy medzi silami, pôsobiacimi na zeminu, t. j. ak odpor zemín proti zošmyknutiu je menší než sily, ktoré sa snažia uviesť zeminu do pohybu. Ak tento stav nastane, vytvorí sa v určitej hĺbke, resp. vrstve jedna alebo viac šmykových plôch, po ktorých sa zosúvanie deje. Šmykové plochy nám predstavujú miesto pôsobenia výslednice týchto síl. Šmyková plocha má podľa viacerých autorov približne valcový tvar a nájdeme ju skusmo alebo pomocou vyrezanej šablóny.

Ak ide o veľké zvážne územie, kde zosúvanie sa deje vo viacerých etapách, neuspokojíme sa s teoreticky vykonštruovanou sklznou plochou. Sklzná plocha takto skonštruovaná predpokladá totiž rovnorodosť zemného materiálu a ak táto podmienka chýba, konštruovanie je zdĺhavé, obťažné a pritom neisté. Preto sa v takom prípade navrhuje vŕtaná alebo kopaná sondáž s odberom vzoriek zemín. Vzorky sa potom podrobia presným laboratórnym rozborom za účelom zistenia ich fyzikálnych vlastností, ktoré nám z veľkej časti objasňujú príčiny zosúvania. Výsledky rozborov sú pre posúdenie stability svahov veľmi dôležité. Pre rozsiahlosť látky budeme sa zaoberať hlavne len niektorými pôdomechanickými laboratórnymi rozbormi.

Prvým základným a pri tom najdôležitejším rozborom, ktorý stanovíme, je odpor zeminy proti zošmyknutiu. Meranie odporu sa prevádza v C a s s a g r a n-

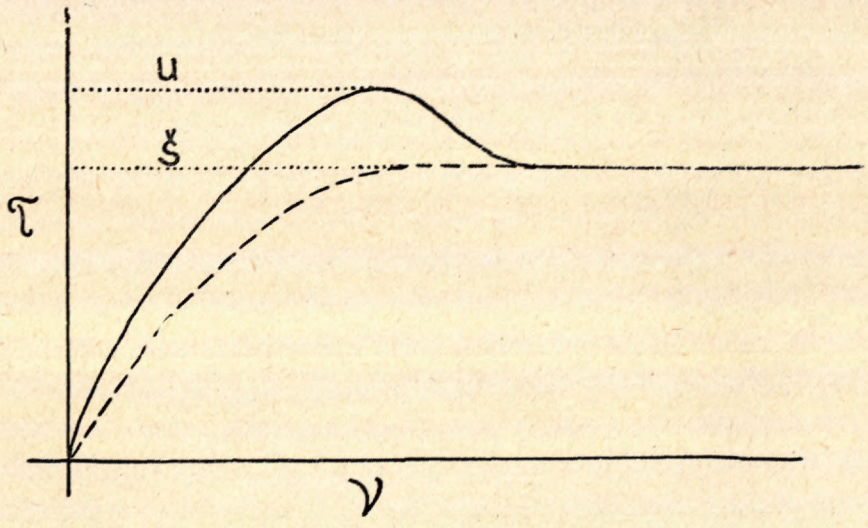
deho šmykovom aparáte alebo v iných prístrojoch, ktoré sú založené na tom istom princípe. Tu podľa Coulombovej teórie platí:

$$\tau = \nu \cdot \operatorname{tg} \varphi + c,$$

kde:

τ = odpor proti zošmyknutiu pozdĺž určitej plochy,
ν = normálne zaťaženie v tlaku k tejto ploche,
$\operatorname{tg}\varphi$ = súčiniteľ vnútorného trenia,
φ = uhol vnútorného trenia zeminy,
c = kohézia.

Ušmykovanie zeminy sa teda v laboratóriu deje umele pri zaťažení, kde stupňujeme tangenciálnu silu dotiaľ, kým zemina nepovolí a nezačne sa ušmykovať. Táto pevnosť je potom odporom zeminy proti zošmyknutiu v premoženej ploche a predstavuje dohromady pevnosť v trení a pevnosť v súdružnosti (kohézia). Čiara priebehu šmýkania zeminy má dve charakteristické hranice, a to:
a) hranicu utrhnutia
b) hranicu šmýkania.



Obr. 1.

Hranica utrhnutia U je najvyššia hodnota odporu proti zošmyknutiu, ktorá v sebe zahrňuje jak odpor v trení, tak aj odpor v súdržnosti. Z čiary priebehu (obr. 1) vidieť, že k prekonaniu odporu proti zošmyknutiu U treba oveľa väčšej sily, ako k prekonaniu odporu v šmýkaní Š.

Pri posudzovaní stability svahu, tvoreného súdržnými zeminami, ktorý nie je v pohybe, zavedieme do výpočtu hodnotu U, v opačnom prípade hodnotu Š. Ak si prevedieme kontrolu a odoberieme zeminu priamo zo šmykovej plochy zosunu v prírode a vsadíme ju do aparátu tak, aby šmykový pokus prebiehal po prirodzenej zvážnej ploche, vidíme, že hodnoty hraníc utrhnutia U a šmýkania Š sú totožné. Z toho plynie, že nie je nutné, aby sme pri posudzovaní stupňa stabi-

lity svahu merali v laboratóriu odpor proti zošmyknutiu na sklznej ploche. Je však potrebné, aby zloženie a štruktúra zeminy bola tá istá. Obyčajne šmyková plocha vytvorená v prírode nie je natoľko rovná, aby sme bezchybne mohli stanoviť odpor v šmýkaní v laboratóriu. Zo zistených hodnôt odporu proti ušmyknutiu, resp. odporu šmýkania počítame stupeň stability Pettersenovou metódou, alebo ak je zemný materiál dostatočne rovnorodý, tiež podľa Taylorovho diagramu. Do výpočtov treba, pravda, zaviesť tiež ostatné účinky, ktoré napomáhajú zosúvaniu a niekedy ho aj podmieňujú, napríklad voľná podzemná voda alebo kapilárna voda a pod.

Odpor proti ušmyknutiu nie je jediným kritériom, z ktorého vychádzame pri posudzovaní náklonnosti zemín k zosúvaniu. Stačí vedieť, že napríklad spraśové hliny mávajú v prirodzenom stave pomerne vysoký odpor proti zošmyknutiu a predsa v oblastiach spraśových hlín sú zosuny veľmi časté. Príčina spočíva v tom, že nie všetky zeminy sú rovnako citlivé na zmenu obsahu vody. Vyšetríme preto zeminu v laboratóriu aj Atterbergovými skúškami tekutosti a tvárlivosti, čím prešetríme, ako citlivo reaguje zemina na zmenu obsahu vody. Hranica tekutosti nám pritom udáva percentuálne množstvo vody potrebné k tomu, aby zemina začala prechádzať zo stavu plastického do stavu tekutého. Hranica tvárlivosti alebo plasticity zase udáva, pri akom percentuálnom stave vlhkosti prechádza zemina zo stavu plastického do pevného. Index plasticity vyčísli sa z rozdielu oboch hraníc, a ten nás priamo informuje, nakoľko sa zemina pri pribratí vody zmení. Ak je index plasticity nepatrný, tu stačí už len malé množstvo na to, aby pevná zemina prešla zo stavu pevného do stavu tekutého. Podľa Keila pri rovnakej vlhkosti je plasticita podľa vnútornej hodnoty veľmi rôzna. Plastické zeminy s indexom plasticity 10—30 sú náklonnejšie k zosúvaniu, ako zeminy s indexom 20—70, a tie sú zase náklonnejšie, ako zeminy s hraničnými hodnotami 50—100. Preto je íl menej náklonný k zosúvaniu, ako napríklad spraśová hlina alebo silt s rovnakým obsahom vody. Pravda, pri posudzovaní citlivosti voči vode je niekedy rozhodujúci objem pórov v zemine, ktorý priamo stanovuje, koľko vody je zemina schopná do seba pojať. Treba ešte podotknúť, že tam, kde je spraśová hlina vystavená striedavému účinku vody a vzduchu, nastáva rozpadanie a roztekanie zeminy, napomáhajúce zväzaniu svahov. Jednoduchý pokus s ponorením suchej spraše do vody nám ukáže, že účinkom unikajúceho vzduchu a prítomnosťou $CaCO_3$ sa začne zemina rýchlo explozívne rozpadávať. Pre vyššie spomínané príčiny sú komunikácie a kanály, idúce oblasťami spraśových hlín, často postihnuté mnohými menšími i väčšími zosunmi. Je preto vždy dôležité vedieť, do akej miery je zemina citlivá na zmenu vodného obsahu, a to zvlášť vtedy, ak sa zmeny v prírode dajú očakávať. Účinnými opatreniami možno predísť nepríjemným prekvapeniam.

Iným kritériom, podľa ktorého treba zeminu posudzovať, je nasiaklivosť. V širšom slova zmysle je nasiaklivosť schopnosť suchej zeminy nahromadiť v sebe kapilárnu vodu. V užšom slova zmysle sa ňou rozumie to množstvo vody, ktoré sú schopné do seba prijať čiastočky zeminy menšie ako 0,06 mm. Nasiaklivosť stanovíme Enslinovým prístrojom a vzťahujeme ju na váhu suchej zeminy.

Zo skúsenosti vieme, že jemnejšie zeminy sú nasiaklivejšie. Veľkosť zŕn a ich percentuálne zastúpenie v zemine nie je však hlavným ukazovateľom nasiaklivosti, pretože tá je odvislá skôr od chemického zloženia jemného materiálu. Porovnávacie skúšky nasiaklivosti s kremitými minerálmi na jednej a montmorilo-

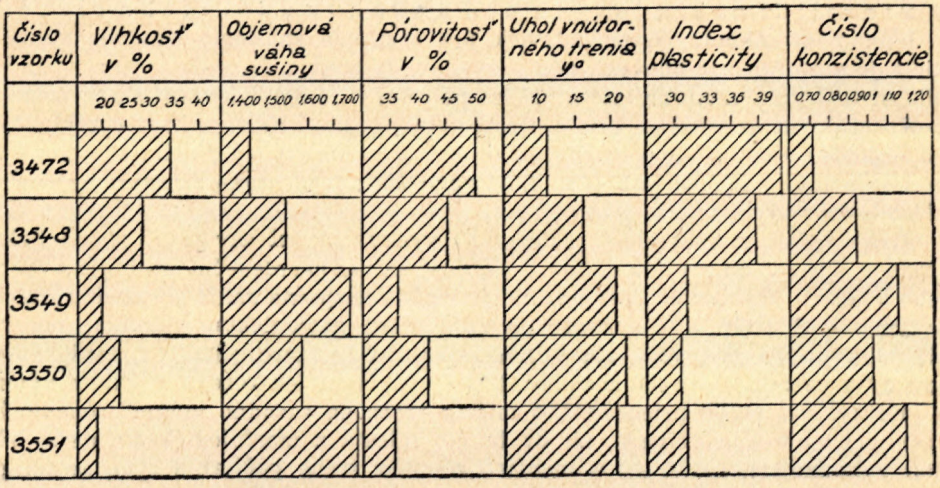
nitovými čiastočkami na druhej strane to potvrdzujú. Zatiaľ čo najjemnejšia múčka z kremitej horniny s čiastočkami pod 0,002 mm príjme obyčajne asi 30%, montmorilonitové čiastky príjmu až 700% vody.

Zeminy schopné prijímať väčšie množstvo vody zväčšujú svoj objem — napúchajú, menia pôvodné uloženie zŕn a tým tiež pôvodné fyzikálne vlastnosti. Zväčšovaním objemu zväčšuje sa percentuálne množstvo pórov a znižuje sa súčiniteľ vnútorného trenia. Ak k týmto zmenám dôjde v prírode, zmenia sa aj pomery, ktoré priamo ovplyvňujú rovnováhu síl medzi zeminami. Pre uvedené vlastnosti jemných súčiastok doporučuje sa opatrnosť už pri nasiaklivosti väčšej ako 100 až 150%.

Druh a množstvo jemných minerálov v zemine možno zistiť röntgenologickým skúmaním kryštálovej mriežky, niekedy postačí aj vyšetrenie mineralogické.

V nasledujúcej tabuľke sú uvedené hodnoty, ku ktorým sa dospelo pokusmi s umelými smesami v iných laboratóriách:

druh zeminy	nasiaklivosť v %
kremitá múčka	30
rôznorodé väzné zeminy (hlina, íl)	50—100
íly	60—150
kaolín	70—100
bentonit Ca	300
bentonit Na	700
humus	500



Obr. 2.

Íly, ktoré za normálnych okolností môžu mať vlastnosti veľmi dobré, t. j. vysokú súdržnosť, môžu byť svojím chemickým zložením podobne nepriaznivé ako sprašové hliny.

Pri skúmaní zemín náklonných na zosúvanie často nám pomôžu aj jednoduché pôdomechanické rozbory, ako objemová váha, pórovitosť a konzistencia. Vysta-

číme s nimi zvlášť vtedy, ak ide o ohraničenie zvážneho územia, alebo o vykreslenie najslabšej vrstvy, vlastne šmykovej plochy. Ako príklad uvediem výsledky rozborov, dosiahnutých pri skúmaní priebehu šmykových plôch veľkého zvážneho územia v Sučanoch (obr. 2). V graficky znázornenej tabuľke jasne vyniká najslabšia vzorka zeminy (č. 3472), ktorá obsahuje najvyššie percento pórov a má najnižšiu objemovú váhu, číslo konzistencie a uhol vnútorného trenia. Fyzikálne vlastnosti ostatných zemín sú oveľa priaznivejšie. Dá sa preto súdiť, že pohyb zemných más nastal po najslabšej zemine. Nasvedčujú tomu vo vzorke nájdené šmykové plošky zrkadlového lesku.

Záverom treba poznamenať, že hoci v odbore výskumu zosunov urobilo sa oproti minulosti veľmi mnoho, predsa otázka príčin zosunov zostáva ešte otvorená a nedoriešená. Preto každý prínos do výskumu zosunov zemín znamená ďalší krok k úplnému vyriešeniu problematiky.

Slovenské zemevrtné závody n. p.
Žilina

TOMÁŠ KUBÁŇ

O stabilite svahov v doline strednej Tople

1. Stabilita základových pôd a svahov údolných priehrad

Jednou zo základných požiadaviek pre bezpečné založenie každého vodného diela je stabilita základových pôd a svahov. Je známe, že vzdutá voda v nádrži pôsobí veľkým tlakom na teleso hrádze po celej jeho dĺžke a snaží sa ho posunúť horizontálnym smerom po prúde. Proti pošmyknutiu hrádze a hate v základovej pôde pôsobí vlastná váha priehradného múru na základovú plochu a mimo toho volí sa zvláštny spôsob zakladania, ktorého účelom je pevne zakotviť hrádzu do základovej pôdy.

Oveľa väčšie a častejšie prekážky sa vyskytujú pri zaviazaní oboch bokov (krídel) hrádze do svahov doliny. Vyžaduje sa bezpodmienečná stabilita svahov, lebo v území ohrozenom zosunmi nie je možné bezpečne zakladať žiadnu stavbu a tým menej vodné dielo. Preto pri základnom geologickom výskume pre výstavbu vodných diel treba starostlivo zmapovať aj staré, zdanlivo stabilizované zosuny a územia ohrozené zosunmi, treba vyskúmať ich rozsah, štádium vývinu a príčiny. Pri voľbe priehradného miesta treba sa zásadne vyhnúť zosunovým územiam aj v tom prípade, ak by takéto miesta z morfologického stanoviska boli výhodnejšie, užšie. Aj u menších zosunov treba počítať s tým, že ak pri výkope jamy pre zaviazanie krídla priehrady odstránime opornú čelnú časť v akumulačnej oblasti zosunu, obnoví sa pohyb zemín z jeho strednej a odlučnej oblasti, prípadne uvoľnenia sa horniny nad odlučnou oblasťou zosunu, ktoré boli stabilné.

Stáva sa dosť často, že v území inak stabilnom dochádza pri výkope základovej jamy k náhlym zosunom horninových vrstiev, ktoré obvykle narobia veľa škôd na materiáli, pretiahnu plánovanú dobu ukončenia stavby a nie sú zriedkavé aj straty na ľudských životoch. V takýchto prípadoch, ak zosun nezavinil vedúci

stavby neopatrným postupom pri zemných prácach, ide obvykle o nepriaznivé uloženie vrstiev alebo o tektonické porušenie hornín, ktoré pri základnom geologickom výskume bez sondáže nebolo možné stanoviť, napr. pre nedostatok prirodzených odkryvov. Niekedy tieto zosuny, ktoré sa vyskytnú počas stavby, sú takého charakteru, že sa nedajú bezpečne sanovať a treba sa im vyhnúť i za cenu zmeny projektu a miesta, ako tomu bolo napr. pri stavbe Rožnovskej priehrady na Dunajci. Z tohto hľadiska vo flyšovaných pohoriach severného a východného Slovenska najvýhodnejšie miesta pre založenie údolných priehrad sú v tých dolinách, ktoré prechádzajú naprieč cez antiklinály (príp. synklinály).

Tak ako stabilita územia v priehradnom mieste je nutná pre bezpečné založenie priehrady, podobne aj stabilita brehov a priľahlých svahov v záplavovom území je veľmi dôležitá. Všetky slovenské doliny sú osídlené a vedú nimi komunikačné spoje. Pred zaplavením takej doliny údolnou priehradou je potrebné na miernejších svahoch nad záplavovým územím vystavať nové sídliská, z doliny treba premiestniť cesty, železnice a pod. Všetky tieto stavby vyžadujú pevnú a stabilnú základovú pôdu, ktorá vzdutou vodou v nádrži nebude porušená. Okrem toho vynoruje sa tu problém zanášania budúcej nádrže zosunmi a splaveninami a podľa rýchlosti zanesenia nádrže počíta sa aj rentabilita celého vodného diela.

Ak sú svahy záplavového územia náchylné na zosúvanie, alebo ak sú na nich staré, prirodzenou cestou stabilizované zosuny, treba počítať s tým, že po ich zaplavení vodou, pri prevádzke hydrocentrály, najmä pri rýchlom vyprázdňovaní nádrže, pohyby zosunov sa obnovia a ich plocha sa rozšíri aj na neporušený vyššie položený svah. Vyplýva to zo skutočnosti, že zosunuté zeminy bývajú obvykle značne nakyprené a pórovité a preto priepustné. Po zatopení póry sa postupne naplnia vodou. Pri poklese vody v nádrži voda z pórov zosunov nestačí odtiecť súčasne s poklesom hladiny vody v nádrži a preto svojou váhou zaťažuje zeminy, ktoré tým tlačia na starú sklznú plochu a preto šmýkajú sa do nižších polôh na svahu, príp. na dno doliny.

Podobne nastáva značné a rýchle zanášanie nádrže, ak svahy sú pokryté hrubšou vrstvou spraší, alebo inými poréznymi hlinito-piesčitými útvarmi. Spraš po nasýtení vodou celkom stráca súdržnosť a mení sa v kašovitú masu, ktorá rozbredáva a tečie i po veľmi mierne sklonenom svahu. Po okraji záplavového územia v nasiaknutých spraších vznikajú pozdĺžne kryhové zosuny. Ďalší vývin zosunov postupuje proti svahu až po pásmo, kde vplyv podmáčania vodou končí. Na tomto rozhraní neporušený terén začína zvislou, pre spraš charakteristickou stenou.

Na zanášania vodnej nádrže majú samozrejme veľký vplyv povrchové vody a riečna erózia z povodia nad nádržou.

Pri geologických výskumných prácach pre využitie vodnej energie rieky Tople na východnom Slovensku sa zistilo, že svahy doliny na jej strednom toku sú pomerne stabilné. Denudácia svahov prebieha normálnou eróznou činnosťou povrchových vôd. Na miernych svahoch prevláda ron, pri ktorom sa splavujú málo súdržné piesčité hliny často i na širších plochách. Na strmších svahoch vymieľa povrchová voda v mäkkých a navetraných paleogénnych pieskovcoch a piesčitých bridliciach hlbšie brázdy a výmole (s miestnym názvom debry), z ktorých splavený materiál sa ukladá buď na úpätí svahu v podobe náplavových kužeľov, buď je odplavovaný potokom ďalej. Zosuny sú vyvinuté len na menších plochách. Sú to buď zosuny svahových a sutinových hlín, uložených

v pramennej oblasti svahových potokov a rýh, buď zosuny flyšového súvrstvia s nepriaznivým sklonom vrstiev. Rozsiahlych zosunových oblastí, charakteristických napr. pre flyšové pásmo na Orave, v tomto území nenachádzame. Vcelku som tu zmapoval asi 15 menších zosunov, z ktorých len asi 7 je na svahoch doliny Tople a ostatné sú roztrúsené vo vedľajších bočných dolinách a rýhach. Rozsah zosunov možno dosť spoľahlivo stanoviť podľa podrobnej morfológie hlavných a typických častí zosunu. Odlučná oblasť je oddelená od súvislého, neporušeného terénu výrazným strmším stupňom odtrhnutých zemín. Akumulačná oblasť zosunu má tvar vypuklého bochníka zemín, ktorý vyčnieva nad okolitý terén. Ak je akumulačná oblasť zosunu podomieľaná vodou, zosunuté zeminy sa potrhajú na priečne polkruhovité kryhy, ktoré v daždivých obdobiach a za povodní sa kĺžu do potoka a sú odplavované. Na ich miesto kĺžu sa zo svahu a z odlučnej oblasti zosunu ďalšie masy zemín tak dlho, kým zeminy nedosiahnu rovnovážnu polohu na svahu. Zosunový terén býva nápadne zdeformovaný, zvlnený v nepravidelné pretiahle hrbole a depresie, prípadne je potrhaný na kryhy.

2. Podmienky zosunov na strednej Topli

Príčiny, rozsah a forma zosunov závisia na viacerých činiteľoch, ktorí spolu súvisia a vytvárajú priaznivé podmienky pre vznik a vývin zosunov. Pri štúdiu jednotlivých zosunov môžeme si niektoré podmienky zistiť na mieste bez ťažkostí, napr. podmienky morfologické, geologické a hydrologické, kultúrne, kým iné, ako napr. pôdnomechanické, klimatické, biologické a iné vyžadujú si buď rozsiahle laboratórne skúšky, buď dlhodobé pozorovania a merania v teréne, sondáž a pod. Pre základný geologický výskum vodných diel považuje sa za dostačujúci výskum geologických, morfologických, hydrologických a kultúrnych podmienok zosunov. V takých prípadoch, ak zosuny budú vplývať na bezpečnosť vodného diela, preložky ciest, železníc, sídliská a pod., navrhne sa sondáž a podrobný geologický a pôdnomechanický výskum a stanoví sa vhodný spôsob stabilizácie zosunov.

a) Geologické podmienky. V doline strednej Tople sú zastúpené tieto útvary: druhohory bradlového pásma, paleogén, štvrtohorné pokryvné útvary.

Druhohory tvoria menší pruh vrchnokriedového bradlového obalu, ktorý zasahuje do stredného povodia Tople zo severozápadu (zo Šariša a severného Spiša) a pokračuje po ľavej strane Tople na juhovýchod cez Skrabské k Vyšnému Žipovu. Medzi Vlačou, Babím, Železníkom a Kračúnovcami dosahuje bradlové pásmo šírky asi 2 km. Obal bradlového pásma v povodí Tople tvoria upohlavské zlepence s okrúhliakmi eruptívneho a sedimentárneho pôvodu, ďalej pieskovce a púchovské sliene. Zlepence a pieskovce sú odolné oproti zvetrávaniu a preto v doline Tople budujú pomerne strmé, ale stabilné svahy. Púchovské sliene sú tehlovo-červené, majú povahu bridlíc a preto v teréne vystupujú na povrchu len na sedlách chrbtov a v depresiách. Tektonickými tlakmi sú veľmi rozdrvené a preto ich treba považovať za menej stabilné súvrstvie.

Od bradlového pásma na sever buduje povodie Tople paleogén magurského flyša. Na jeho báze sú vyvinuté vrstvy pestrých načervenalých bridlíc, ďalej sivomodré vápnité pieskovce a tmavosivé slienité a ílovité bridlice. Severne od ústia Radomky do Tople, pri Giraltovciach až po Marhaň oba svahy Tople budujú hrubolavicovité rozpadavé pieskovce a piesčité bridlice, ktoré pri zvetrávaní poskytujú zväčša piesčité, pórovité a málo súdržné pôdy. Svahy z týchto vrstiev

majú veľmi mierny sklon a ojedinelé zosuny vznikli zväčša podmieľaním svahu riekou. Naproti tomu súvrstvie ílovitých pestrých bridlíc svojím zložením je veľmi náchylné k zosúvaniu a preto vzniklo na nich niekoľko zosunov, aj keď ich celkové zastúpenie v území je nepatrné.

Paleogénne súvrstvie pieskovcov a bridlíc je pokryté slabšou pokrývkou zvetranín, hlavne piesčitými a sutinovými hlinami. Ich hrúbka dosahuje priemerne 2—3 m, v plytkých rýhach a v uzáveroch dolín dosahuje až 10 m. Na mnohých miestach svahové hliny sú silne preplavené a premiešané so sprašou, ktorej zvyšky sa zachovali na mnohých miestach, ako pri Giraltovciach, v potoku Kobylnica, Lascov, Brezov a na plochých svahoch v severnej časti územia. Po intenzívnych dažďových zrážkach a na jar po roztopení sa snehu vznikajú v preplavených hlinách menšie zosuny kryhového a prúdového typu.

b) Morfologické pomery. Z morfologických podmienok vplývajú na vznik a vývin zosunov hlavne sklonitosť svahov, ich dĺžka, poloha a pod.

Topľa v strednom úseku preteká juhozápadným okrajom Ondavskej vrchoviny, budovanej z prevážnej časti flyšovým komplexom magurského paleogénu a v južnej časti vrstvami bradlového obalu, veľmi intenzívne zvrásneného. Prevládajúci smer vrstiev je SZ—JV a v južnom úseku medzi Železníkom a Hanušovcami nad Topľou je skoro zhodný so smerom chrbtov vrchoviny. Tieto pretína dolina Tople buď kolmo, buď diagonálne, vytvárajúc tri zaklesnuté meandre s oblúkmi polomeru 0,3—0,7 km. V nárazových brehoch meandrov pri postupujúcom podomieľaní svahov vznikli plošné zosuny svahových sutín a sutinových hlín. Svahy sú konvexného tvaru, najstrmšia časť je nad korytom rieky. V severnom úseku študovaného územia preteká Topľa zhruba v smere flyšových chrbtov (S—J) a vytvára pretiahnutú kotlinu medzi Giraltovcami, Železníkom, Kručovom a Marhaňou. Svahy po oboch stranách Tople na rozvodí sú konvexné, na úpätí konkávne so sklonom do 8°. Strmšie svahy vznikli laterálnou eróziou Tople vo vrstvách zapadajúcich do svahu.

c) Hydrologické podmienky. Nadmerná vlhkosť zemín a erózia povrchových vôd má často rozhodujúci vplyv na stabilitu svahov. Po prívalových dažďoch a na jar, keď sa roztopí sneh, rozvodnené potoky veľmi intenzívne erodujú do bokov, podmieľajú svahy a zapríčiňujú časté zosuny.

Z ovzdušných zrážok nerozhoduje tak ich celoročné množstvo, ako skôr ich spôsob a doba výskytu. Krátkodobé prudké dažde majú neobyčajne zhubné následky pre stabilitu svahov preto, že majú veľký povrchový odtok vôd. Podľa skúseností a meraní v rôznych geomorfologických oblastiach sa zistilo, že pri zdvojnásobení odtoku vzrastá vymieľacia schopnosť potoka až štvornásobne, unášacia 32-násobne.

Povodie Tople sa zaraďuje do stredohorskej oblasti riek s maximálnym odtokom vôd na jar. Podľa vodomernej stanice v Hanušovciach nad Topľou rozdelenie odtoku Tople behom roku za obdobie 1933—40 je toto:

XII.	5,5%	III.	20,7%
I.	5,0%	IV.	18,8%
II.	6,8%	V.	8,8%
Zima:	17,3%	Jar:	48,3%

VI.	7,5%	IX.	4,9%
VII.	7,9%	X.	5,6%
VIII.	6,3%	XI.	8,2%
Leto:	21,7%	Jeseň:	18,7%

Podľa uvedenej tabuľky maximálny povrchový odtok v povodí Tople je v marci, kedy odtečie vody viac ako $^1/_5$ celoročného odtoku. To súvisí s tým, že v celom povodí sa topí sneh súčasne, lebo územie zapadá do stredohorskej oblasti s priemernou nadm. výškou 350 m. Jarné vody zapríčiňujú v povodí Tople mocné podomieľanie brehov a svahov a tým aj vznik zosunov. Napr. pamätná jarná povodeň z r. 1952 zapríčinila zosun svahu pri Kručove (T a b. I, obr. 1) a devastáciu rozsiahlych sprašových polí pri Bystrom, Hlinnom a Čiernom na dolnej Topli (T a b. I, obr. 2).

Sutinové pramene v uzáveroch dolín a v úžľabinách sú na mnohých miestach bezprostrednou podmienkou pohybov pôdy. Zosuny svahových a sutinových hlín tu nastávajú pri zväčšení odtoku spodných vôd a s tým súvisiacimi zmenami v zeminách pôdnomechanického rázu. Zväčšenie odtoku spodných vôd súvisí s výdatnými a častými dažďovými zrážkami, keď povrchová voda vsiakne do sutín a zmení odtokový systém sutinových prameňov.

3. Popis zosunov a ich stabilizácia.

V severnej časti študovaného územia na pravom svahu Tople pri obci Kručov sú vyvinuté tri zosuny, z ktorých najväčší a svojím vznikom zaujímavý je zosun na východnom úpätí svahu Rúbaniská. Ním prechádza v km 0,6—0,75 vicinálna cesta Kručov—Harhaj. Podľa morfológie zreteľne vidieť, že zosun prekonal najmenej 2 vývojové štádiá. Prvé štádium zosunu prebiehalo v dobe, keď rieka Topľa pri rozširovaní doliny bočnou eróziou narazila na pravý svah, podomlela ho a vytvorila tak ostrú konkávu s pravouhlým ohybom Tople, ktorá tu náhle mení svoj smer západný na južný (T a b. I, obr. 1). Topľa vytvára v krátkom úseku v dĺžke asi 2 km za sebou 4 výrazné meandre s príkrymi nárazovými brehmi v mäkkých paleogénnych vrstvách. Riekou podomleté flyšové sivomodré slienité bridlice a vápnité pieskovce, ktoré pri nepriaznivom sklone svahu stratili svoju rovnováhu a zosunuli sa sčasti priamo do rieky, sčasti však podstatná časť zosunu zostala v labilnej polohe na svahu. Svah v odlučnej oblasti bol časom povrchovou eróziou sploštený a zalesnený (T a b. II, obr. 1). V akumulačnej oblasti na svahu so sklonom asi 10° zostali zvlnené a eróziou denudované ploché bochníky a kopčeky zemín (T a b. II, obr. 1 uprostred), vysoké 5—8 m, ktorých poloha na svahu sa dočasne ustálila natoľko, že svahy je možné poľnohospodársky obhospodarovať.

Pri obnovení bočnej erózie Tople asi pred 10 rokmi počali sa tvoriť v čele starého zosunu na brehu Tople pozdĺžne polkruhovité trhliny, pozdĺž ktorých začali sa oddeľovať kryhy, ktoré tlakom zemín na svahu sa posúvali do prúdnice Tople a boli odnášané prúdom. Ďalšie kryhy sa postupne kĺzali z vyšších polôh po svahu, ktoré zasiahli aj vicinálnu cestu Kručov—Harhaj, až konečne pri povodni roku 1952 zasiahli celú akumulačnú oblasť starého, dočasne stabilného zosunu v dĺžke asi 250 m. Povrch celého zosunu je potrhaný na nepravideľné priečne kryhy, ktoré stupňovite ležia nad sebou, vytvárajúc pozdĺžne hroble (chrbty) a úžľabiny (T a b. I, obr. 1), v ktorých sa hromadí povrchová voda.

Odlučná oblasť a oba okraje zosunu sú ostro uťaté od ostatného terénu strmou

stenou (Tab. II, obr. 1). Akumulačná oblasť má polkruhovitý tvar, podelený na kryhy, ktoré stupňovite klesajú v smere pohybu zemín (Tab. II, obr. 2). Akumulačná oblasť zasahuje kúžeľom zemín hlboko do koryta Tople, ktorú škrtí a odtláča na ľavú stranu. Zosunuté stromy a kroviny spevňujú zosunom vytvorenú pobrežnú hrádzu.

Zosun spôsobuje značné škody nielen tým, že trvale porušuje spomenutú vicinálnu cestu, ale znehodnocuje aj 2,5 ha úrodných polí. Zosun bude možné sanovať opevnením pravého brehu Tople v dĺžke asi 200 m a zachytením povrchových vôd do utesneného povrchového kanála.

Zosun na severo-západ od Kručova leží v uzávere rýhy, v ktorej vyvierajú dva sutinové pramene. Odlučná oblasť vytvára plytký kotol s niekoľkými stupňovitými a polkruhovitými kryhami, ktoré siahajú až na chrbát Rúbanisk (kóta 363). Po okrajoch zosunu v akumulačnej oblasti sú zhrnuté zeminy vo forme pozdĺžnych válcov. Čelo zosunu vystupuje nad okolie ako vypuklý prúd zemín, silne premiešaných a zdeformovaných. Sklon svahu je mierny a dosahuje asi 8—10°. Zosunový materiál pozostáva zo svahových hlín, ktorých hrúbka v tejto úžľabine dosahuje asi 6 m. Je to typický plošný zosun flyšových zvetranín, ktoré sa kĺžu po nezvetraných vrstvách. Stabilizácia zosunu by vyžadovala zachytenie prameňov a povrchových vôd do utesneného kanála, ktorý by odvádzal vody mimo zosunový terén.

Starý kryhový zosun na Z od Kručova je celkom stabilný a t. č. niet obáv, že sa obnovia pohyby zemín. Čelo tohto zosunu spočíva na miernom svahu s priepustným podložím strednej terasy, kde sa prirodzenou cestou drenoval. Odlučná oblasť má sklon svahov 25—30° a siaha až na plochý chrbát rozvodia.

Na ľavom svahu Tople pri Marhani rozprestiera sa na ploche asi 8 ha mohutný kryhový zosun flyšových vrstiev a ich zvetranín. Priemerný sklon svahu je asi 8—10°, sklon v odlučnej oblasti je až 25°, výška odlučnej oblasti asi 20 m. Na geologickej stavbe podložia zosuvu zúčastňujú sa paleogénne vrstvy maľcovskej a belovežskej série. Maľcovská séria je vyvinutá na úpätí svahu a je zastúpená bridlicami belasošedivej farby a slabšími polohami pieskovcov. Belovežskú sériu reprezentujú belasošedivé až belavé, prípadne načervenalé bridlice s polohami rozpadavých pieskovcov. Prevládajú bridlice, ktoré sú značne plastické a náchylné k zosúvaniu. Belavé a načervenalé bridlice tvoria v súvrství pruhy šírky 5—20 m.

Čelo zosunu a stará akumulačná oblasť je rozbrázdená asi 17 pozdĺžnymi výmoľmi, hlbokými 2 m (9 rýh), 5 m (6 rýh) a 10 m (2 rýhy), ktoré odvádzajú povrchové vody z celého zosunu. Táto časť zosunu je prirodzene stabilizovaná a je osídlená. Kotol pod odlučnou oblasťou je vyplnený množstvom drobných kryh a zemných valcov, ktoré sa z vyšších polôh zosúvajú vo vlhších obdobiach roku. Pod odlučnou stenou vyviera 6 prameňov, ktoré vsakujú do zosunutých más zemín a zapríčiňujú ďalšie sekundárne zosuny.

Vzhľadom na bezpečnosť hornej časti obce Marhaň, ktorá je vystavená sčasti na zosune a tesne pod ním, treba previesť tieto stabilizačné opatrenia: pramene a povrchové vody treba zachytiť a odviesť k utesneným kanálom po severnom okraji zosunu za obec. Zosun treba zalesniť a zamedziť pasenie dobytka, nakoľko pôda je málo súdržná a podlieha zrýchlenej erózii a deštrukcii pôdy.

V uzávere brezovského potoka na severnom okraji obce Brezov vznikol v sprašových hlinách na ploche asi 1 ha mohutný kryhový zosun pri povodni na jar roku 1952.

Na sever od bradlového pásma medzi obcami Babie, Ďurďoš, Kračúnovce a Mičakovce na strmších svahoch magurského flyša vzniklo niekoľko menších zosunov, ktoré čiastočne budú mať vplyv na zanášanie údolnej priehrady. Dva staré stabilné zosuny na sever od obce Babie (plocha asi 25 ha) vznikli na rozhraní púchovských slieňov bradlového pásma a spodného súvrstvia magurského paleogénu, tvoreného pestrými bridlicami, slienitými bridlicami a pieskovcami. Prevládajú slienité bridlice a podľa prirodzených odkryvov tvoria miestami až 80% súvrstvia. Smer vrstiev je SZ—JV, sklon na JZ, t. j. po svahu. Napriek mohutnej erozívnej činnosti povrchových vôd na oboch zosunoch sú vyvinuté typické formy kryhového zosunu so strmou odlučnou oblasťou, zosunovým kotlom s močiarmi a mlákami a s mohutným priečnym valom zemín v akumulačnej oblasti, ktoré spočívajú na svahu so sklonom do 7°.

Pri obci Kračúnovce zosunul sa breh potoka so spraševými hlinami. Zosunom bol zahradený potok na dĺžke asi 75 m a vytvorilo sa tak menšie jazierko. Jednotlivé spraševé kryhy vzdutou vodou sa rozbredávajú a zaplňujú nádrž.

V pramennej oblasti potoka na juh od Železníka vznikol menší zosun svahových hlín a sutín, ktorý je dodnes v činnosti.

Medzi Mičakovcami a opustenou samotou Dolný Tarbaj, na strmých nárazových brehoch zachytených meandrom Tople, vznikli 4 menšie zosuny sutinových hlín. Geologické podložie sutín tvoria plastické vrstvy pestrých tehlovočervených bridlíc s vložkami slienitých pieskovcov a slienitých bridlíc. Spod zosunov vyvierajú výdatné a stále pramene. Zosuny sú pomerne čerstvé a činné, z ktorých najmä zosun v nárazovom brehu meandra pod samotou Dolný Tarbaj ohrozuje stabilitu štátnej hradskej Hanušovce nad Topľou—Giraltovce—Svidník. Podmienku zosunu treba hľadať v podmývaní svahu Topľou a v podmáčaní sutín pramennou vodou. Sanáciu zosunov možno zaistiť zachytením prameňov, utesneným svahovým kanálom, prípadne trativodmi, ďalej opevnením ľavého brehu Tople v dĺžke asi 250 m.

V doline potoka Kobylnica na miernom svahu so sklonom do 8° zosunul sa roku 1952 na jar pri odmäku prúd spraševých preplavených hlín na ploche asi 0,4 ha. Príčinou zosunu bola povrchová voda, ktorá sa do zeme infiltrovala z netesného jarku, vedúceho po svahu nad postihnutým poľom. Odlučná oblasť a oba okraje zosunu delia sa od neporušeného terénu strmou stenou, vysokou asi 3 m. Zeminy sú potrhané na priečne kryhy a stupne. Zosunuté zeminy tvoria v akumulačnej oblasti vypuklý bochník, ktorý zasahuje vicinálnu cestu do obce Kobylnica a aluviálnu nivu. Týmto zosunom bola celkom zničená úrodná pôda a okrem toho sa poškodila spomenutá vicinálna cesta do Kobylnice. Ďalšie rozširovanie zosunu na svahu bude možné zamedziť úpravou a utesnením starého koryta svahového potôčka nad zosunom.

Ústav stavebných hmôt a konštrukcií
oddelenie zakladania stavieb
v Bratislave

TIBOR JABLONICKÝ

Geofyzikálna metóda na zisťovanie smeru a sklonu vrstiev zvrstveného podložia

(Priame meranie excentricity stredu elektrodynamického poľa)

Geoelektrický prieskum nadobúda stále väčšej dôležitosti pre inžinierske stavby. Geoelektrické metódy sú zvlášť vhodné na vyhľadávanie miest pre založenie údolných priehrad a pre podrobný prieskum navrhnutého miesta. Možno nimi získať cenný materiál pre posúdenie navrhovaných alternatív a tiež pre účelné a hospodárne rozvrhnutie mechanických sond. Z týchto dôvodov mal by geoelektrický prieskum vždy predchádzať mechanickú sondáž, najmä ak ide o veľké stavby.

Využiť geoelektrické metódy pre stavebné účely znamená vždy veľkú časovú, materiálovú a finančnú úsporu, teda hospodárnosť.

Rozvoju geoelektrických metód, aplikovaných pre účely stavebné (prieskum základovej pôdy, vyhľadávanie stavebných surovín) venuje sa na Slovensku geofyzikálne oddelenie Ústavu stavebných hmôt a konštrukcií v Bratislave.

V tomto článku zaoberám sa špeciálnou úlohou: Určenie smeru a smeru sklonu vrstiev šikmo zvrstveného podložia geoelektrickými metódami. Uvedené riešenie tohto problému je originálne. Uvádzam ho preto, aby som ukázal, že dobre volenou metódou merania možno jednoduchým spôsobom riešiť často aj zložité úlohy.

Vzájomná orientácia vrstiev a priehradného telesa je dôležitým faktorom stability, bezpečnosti a hospodárnosti založenia veľkého a nákladného vodného diela. Preto sklon a smer vrstiev vplýva na výber najvýhodnejšej alternatívy.

O smere a sklone vrstiev môžme sa presvedčiť priamo z prirodzeného alebo umelého odkryvu, ak v blízkosti priehradného miesta taký jestvuje, ak ho niet, iba nákladným jadrovým vŕtaním alebo kopanou sondou.

Nepriamo, alebo oveľa rýchlejšie a lacnejšie možno si tieto dôležité faktory overiť geofyzikálne, geoelektrickým meraním.

Prv než rozoberiem predmetnú metódu (ako časť výskumného problému bola uvedená v Zprávach ÚSHK—B/53), pokladám za potrebné (vzhľadom na nezainteresovaných čitateľov) uviesť základné teoretické vzťahy elektrodynamického poľa, aby sa dal jednoduchý princíp merania sledovať bez ťažkého vyhľadávania inej literatúry.

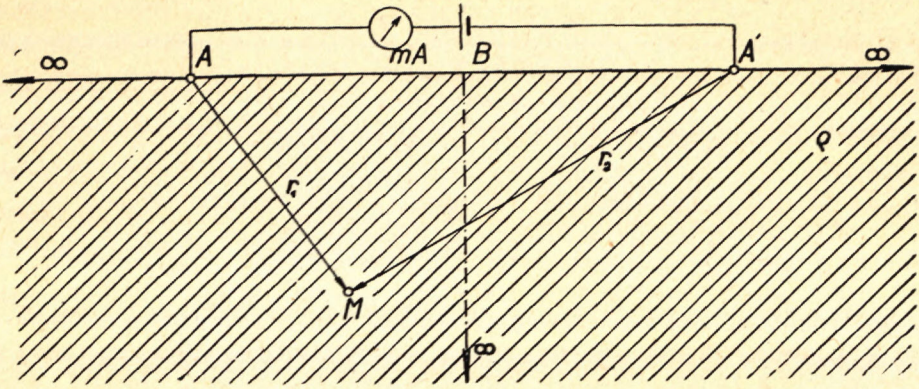
Teoretické poznámky k elektrodynamickému poľu.

Na dva body A a A' rovinného povrchu homogénneho a izotropného polopriestoru so špecifickým odporom ϱ zaveďme nepremenný rozdiel potenciálov zo zdroja B. V dôsledku rozdielu potenciálov prúdi stály elektrický prúd z bodu A do bodu A' o intenzite I. Intenzitu prúdu zmeráme miliampérmetrom mA (obr. 1).

Aplikáciou Ohmovho zákona potenciál V ľubovoľného bodu M homogénneho polopriestoru je daný rovnicou:

$$v = \frac{\varrho J}{2\pi}\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r'}\right) + C \qquad (1)$$

kde r a ŕ sú sprievodiče od A a Á k bodu M, C aditívna konštanta závislá na



Obr. 1.

vzťažnom bode, vzhľadom ku ktorému potenciál V počítame, $\frac{\varrho J}{2\pi}$, ako vyplýva z predošlého, je tiež konštantné.

Body, pre ktoré platí

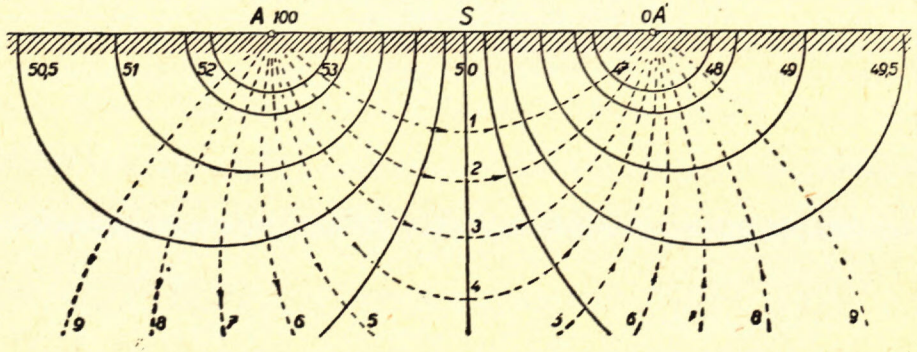
$$\frac{1}{r} - \frac{1}{r'} = \text{konšt.} \qquad (2)$$

majú rovnaký potenciál, tvoria ekvipotenciálnu hladinu. Prúdočiary sú ortogonálne trajektórie k ekvipotenciálnym hladinám.

Ekvipotenciálne hladiny pretínajú povrch polopriestoru v ekvipotenciálnych líniach. Výpočet a zobrazenie ekvipotenciálnych línií prevedieme takto: Za jednotku dĺžky zvolíme si $\frac{1}{100}$ rozpätie AA'. Hodnotu potenciálu v bode a vzdialenom od A o 1 nech je 100, v bode a' vzdialenom od A' o 1 nech je Ø.

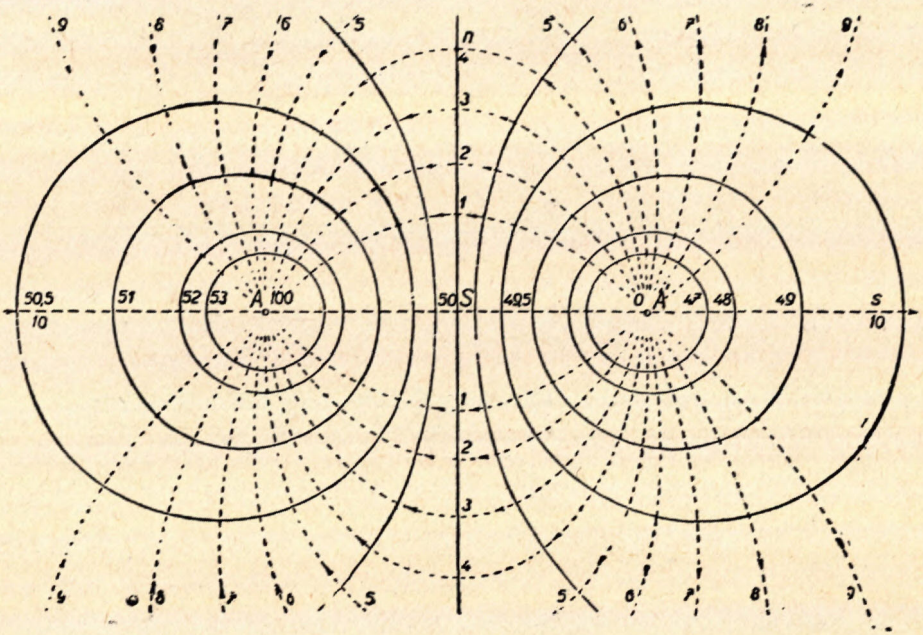
Riešením dostaneme:

$$V = 50{,}5 \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r'} \right) + 50$$



Obr. 2a.

Vynesením takto vypočítaných hodnôt dostaneme percentuálny obraz elektrodynamického poľa (podľa Schlumbergera). Na obrázku číslo 2a je znázornené elektrické pole na povrchu homogénneho polopriestoru ekvipotenciálnymi čiarami. Kolmý rez poľom vedený A, A' je na obr. 2b. Na obr. 3 je vynesený potenciálový profil medzi bodmi A a A' uvažovaného poľa.



Obr. 2b.

Z obr. 2 vidno, že sústava ekvipotenciálnych hladín v homogénnom a izotropnom prostredí má dve roviny súmernosti, a to:

σ — rovina preložená bodmi A a A' a kolmá k povrchu polopriestoru,

ν — rovina kolmá na rovinu σ, preložená stredom S spojnice AA'.

Priesečnice týchto rovín s rovinou polopriestoru sú osami súmernosti (s a n) sústavy ekvipotenciálnych čiar elektrodynamického poľa.

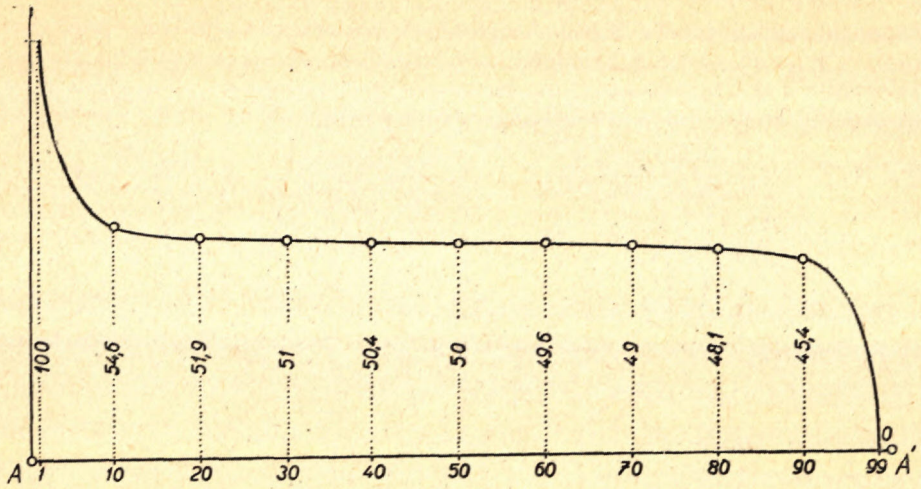
Pre bod S platí rovnica o úbytku potenciálu.

Bod S je stredom sústavy ekvipotenciálnych čiar.

$$V_A - V_S = V_S - V_{A'} \qquad (3)$$

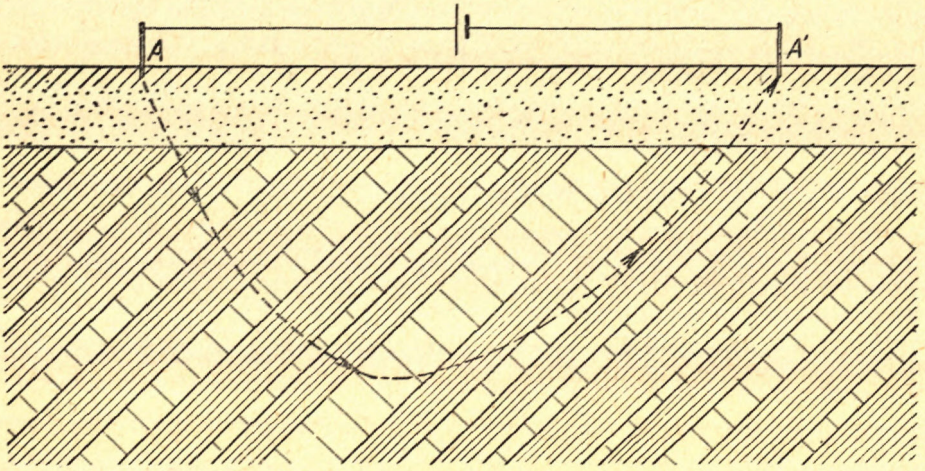
Aplikácia:

Pri riešení praktických úloh sú podmienky merania a vyhodnotenia nameraných hodnôt oveľa zložitejšie, ako v predchádzajúcej úvahe o homogénnom polopriestore. Miesto nekonečného rovinného povrchu nám stačí, ak je povrch rovný aspoň v okolí jedného merania. Povrchovým nerovnostiam sa vyhýbame, aby nám nepriaznivo neovplyvňovali merané hodnoty. Podľa účelu, ktorému má meranie slúžiť, máme určité požiadavky, ktoré musí spĺňovať povrchová vrstva.



Obr. 3.

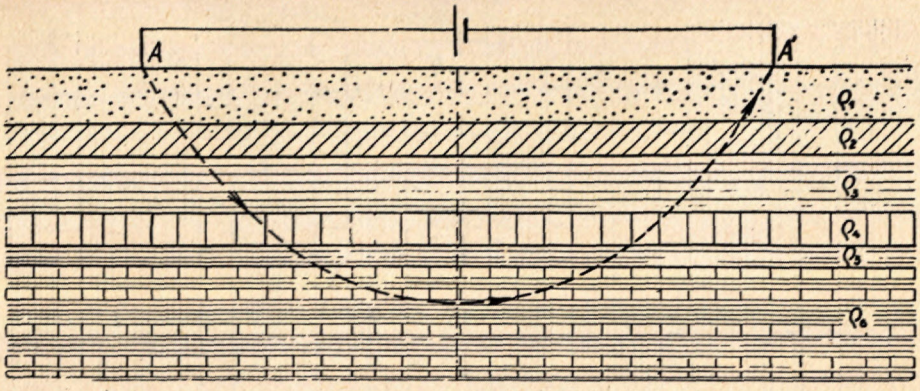
Pre meranie sklonu a smeru vrstiev zvrstveného podložia vyžadujeme od pokryvných vrstiev, aby boli rovnobežne s povrchom zvrstveného podložia aspoň v okolí, zasiahnutom jedným meraním (obr. 4).



Obr. 4.

Sústava ekvipotenciálnych čiar na povrchu rovnobežne zvrstveného polopriestoru má tiež dve osi súmernosti, ako sa zistilo pre homogénny polopriestor. Jednotlivé vrstvy môžu mať pritom rôzne špecifické odpory. S povrchom rovnobežne uložené vrstvy nevplývajú na súmernosť elektrického poľa.

Všimnime si teraz šikmo zvrstvené podložie, aké tvoria slienité bridlice a pieskovce v typickom flyšovom súvrství (obr. 5).



Obr. 5.

Nájsť matematickú závislosť z nameraných zdanlivých špecifických odporov pre takéto úložné pomery je nemožné. Treba si uvedomiť, že zloženie jednotlivých vrstiev bridlíc a pieskovcov po sebe nasledujúcich je rôzne a teda i špecifické odpory dvoch susedných vrstiev bridlíc alebo pieskovcov sú odlišné. Nemôžme tu hovoriť o pozdĺžnej a priečnej vodivosti pre uplatnenie anizotrópie pre výpočet, lebo obe veličiny sú neznámo premenné.

Ako sa chová elektrický prúd pri prechode podložím podľa obr. 5?

Jednosmerný elektrický prúd, prechádzajúci uvažovaným geologickým vodičom z bodu A do A' v rovine kolmej na smer, vrstiev musí prekonať odpory jednotlivých vrstiev. Priraďovanie odporov mení sa spojite v smere prúdu zo sériového na paralelné. V dôsledku toho v okolí bodu A je väčší úbytok napätia, ako v okolí bodu A'. To znamená, že ekvipotenciálne čiary v okolí bodu A sú hustejšie. Neplatí preto rovnosť o úbytku potenciálov medzi AS a SA'.

Pri ľubovoľnom umiestení bodov A a A' ako zdrojov prúdu (kovových elektród) rozloženie ekvipotenciálnych línií na povrchu je iné, ako podľa obr. 2. Sústava ekvipotenciálnych čiar nemá os súmernosti.

Bod na spojnici AA' (označme S'), pre ktorý platí rovnosť potenciálnych rozdielov

$$V_A - V_{S'} = V_{S'} - V_A$$

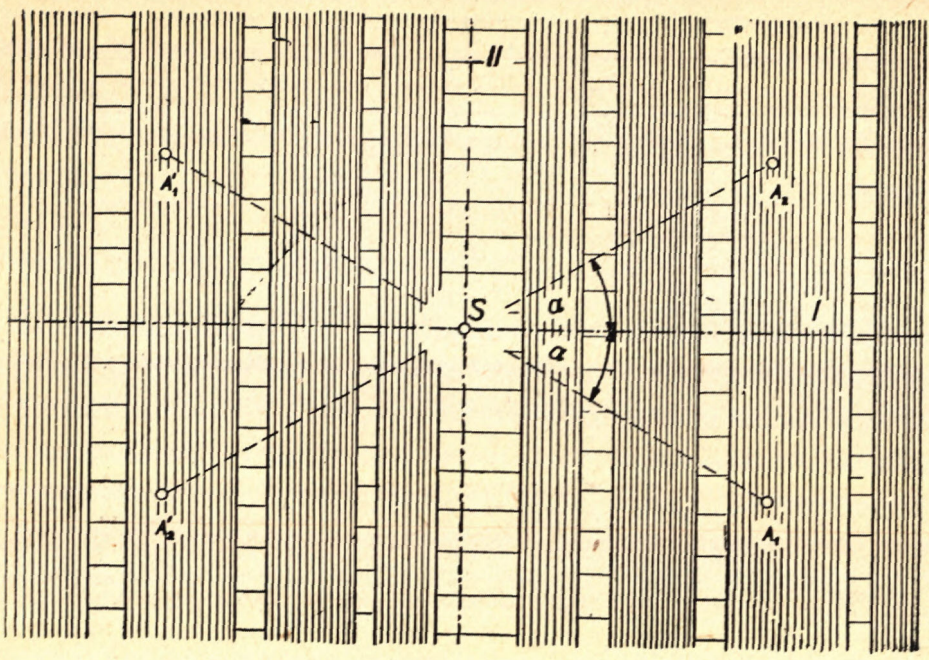
prikloní sa k tej elektróde, kde radenie vrstiev, ako odporov má prevládajúci charakter sériového radenia. Bod S' je stredom elektrodynamického poľa, vyvolaného dvoma sýtiacimi elektródami v bodoch A a A'. Názov pre bod S', stred elektrodynamického poľa, nemá tu význam geometrický.

Vzdialenosť SS' = e je excentricitou stredu S'.

Kruhovým meraním, pri ktorom spojnica AA' otáča sa okolo geometrického stredu S, bod S' opisuje určitú krivku, ktorej tvar je závislý od sklonu vrstiev, hrúbky jednotlivých vrstiev a ich špecifických odporov.

Excentricita e závislá na orientovaní spojnice AA' vzhľadom na podložné súvrstvie (obr. 6).

Ako vidno z obrázku č. 6 pre súmerné polohy bodov A, A' podľa osi (I) kolmej na smer vrstiev, teda v smere sklonu, platia rovnaké situačné podmienky a môžme súdiť, že i rovnaké podmienky odporové. Preto krivka, po ktorej sa



Obr. 6.

pohybuje bod S', bude súmerná podľa osi (I) v smere sklonu. Ak umiestime elektródy v smere sklonu, rozloženie elektrického poľa je súmerné podľa osi (I).

Ak umiestime elektródy podľa osi (II) v smere vrstiev, situačné podmienky pre obe elektródy sú rovnaké (elektródy sa nachádzajú nad tou istom vrstvou): Rozloženie elektrického poľa je súmerné podľa osi I.

Pre tento prípad platí: $S \equiv S'$, čiže $e = \varnothing$.

Praktický príklad:

Na požiadanie geologického oddelenia ÚSHK-Bratislava previedol som geoelektrické meranie pre jednu údolnú priehradu na rieke Váhu, za účelom zistenia smeru a smeru sklonu vrstiev.

Miesto merania je na ľavom brehu Váhu, na mierne sklonenej plochej terase vo výške asi 22 m nad údolnou nivou. Pre jednoduchú orientáciu zvolil som stred merania 80 m od vrtnej sondy V-6/II b na priamke vedenej V—8, V—6/II b.

Údaje o úložných pomeroch z jadrového vrtu V—6/II b, podľa vyhodnotenia nášho geologického oddelenia vybral som zo zprávy o základnom geologickom výskume pre údolnú priehradu na Váhu podľa Kubáňa.

Sonda V—6/II b (na ľavostrannej terase)

0,00— 0,50 m piesčitá hlina;
0,50— 1,70 m tuhá, hrdzavohnedá, ílovito piesčitá hlina;
1,70— 6,00 m vážske terasové štrky;

6,00—10,00 m sivohnedé, zvetrané bridlice a zvetrané jemnozrnné pieskovce, n. j. 16 cm;
10,00—11,00 m mäkký, zvetraný pieskovec, n. j. 74 cm;
11,00—11,40 m sivohnedá bridlica;
11,40—12,80 m zvetrané pieskovce s vložkami bridlíc, n. j. 15 cm;
12,80—13,70 m sivé slienité bridlice s vložkami rozdrvených pieskovcov;
13,70—14,50 m rozdrvené, miestami rozpadavé, hrdzavohnedé, zvetrané pieskovce s vložkami bridlíc;
14,50—18,85 m tmavosivé silne porušené bridlice s vložkami pieskovcov, n. j. 14 cm, c. dl. j. 120 cm. Pieskovce sú vertikálne rozpukané a na puklinách limonizované;
18,85—21,00 m tmavosivé, slienité bridlice s vložkami silne limonitizovaných a rozpadavých pieskovcov, n. j. 19 cm, c. dl. j. 45 cm;
21,00—22,70 m sivomodré, rozpadavé, silne sľudnaté pieskovce so slabými vložkami zuhoľnatených zvyškov. j. 27 cm;
22,70—23,75 m jemnozrnné, limonitizované pieskovce, s vložkami sivých bridlíc; od 23,50 m je lavica jemnozrnného, svetlosivého pieskovca,
23,75—24,50 m bridlice s vložkami silne rozpadavých pieskovcov;
24,50—25,40 m limonitizované pieskovce a pevné bridlice; c. dl. pieskovca je 35 cm, n. j. 22 cm.
25,40—28,30 m porušené bridlice a pieskovce, n. j. 17 cm, sklon 20°;
28,30—30,55 m sivé, pomerne nezvetrané pieskovce a tmavosivé, pevné bridlice, n. j. 20 cm, c. dl. j. 110 cm;
30,55—31,15 m tmavosivé, pevné bridlice, n. j. 10 cm, c. dl. k. 16 cm;
31,15—31,30 m navetraný pieskovec;
31,30—35,40 m bridlice s vložkami pieskovcov, n. j. 14 cm; pieskovce sú rozpukané kolmo na vrstevné plochy. Sú čiastočne limonitizované.
35,40—38,80 m pevné bridlice s polohami pieskovcov, n. j. 12 cm, c. dl. j. 30 cm sklon 25°;
38,80—40,15 m sivomodré pieskovce značne limonitizované, n. j. 45 cm, c dl. j. 110 cm;
40,15—41,30 m značne porušené slienité bridlice s polohami pieskovcov, n. j. 4 cm, c. dl. j. 40 cm.

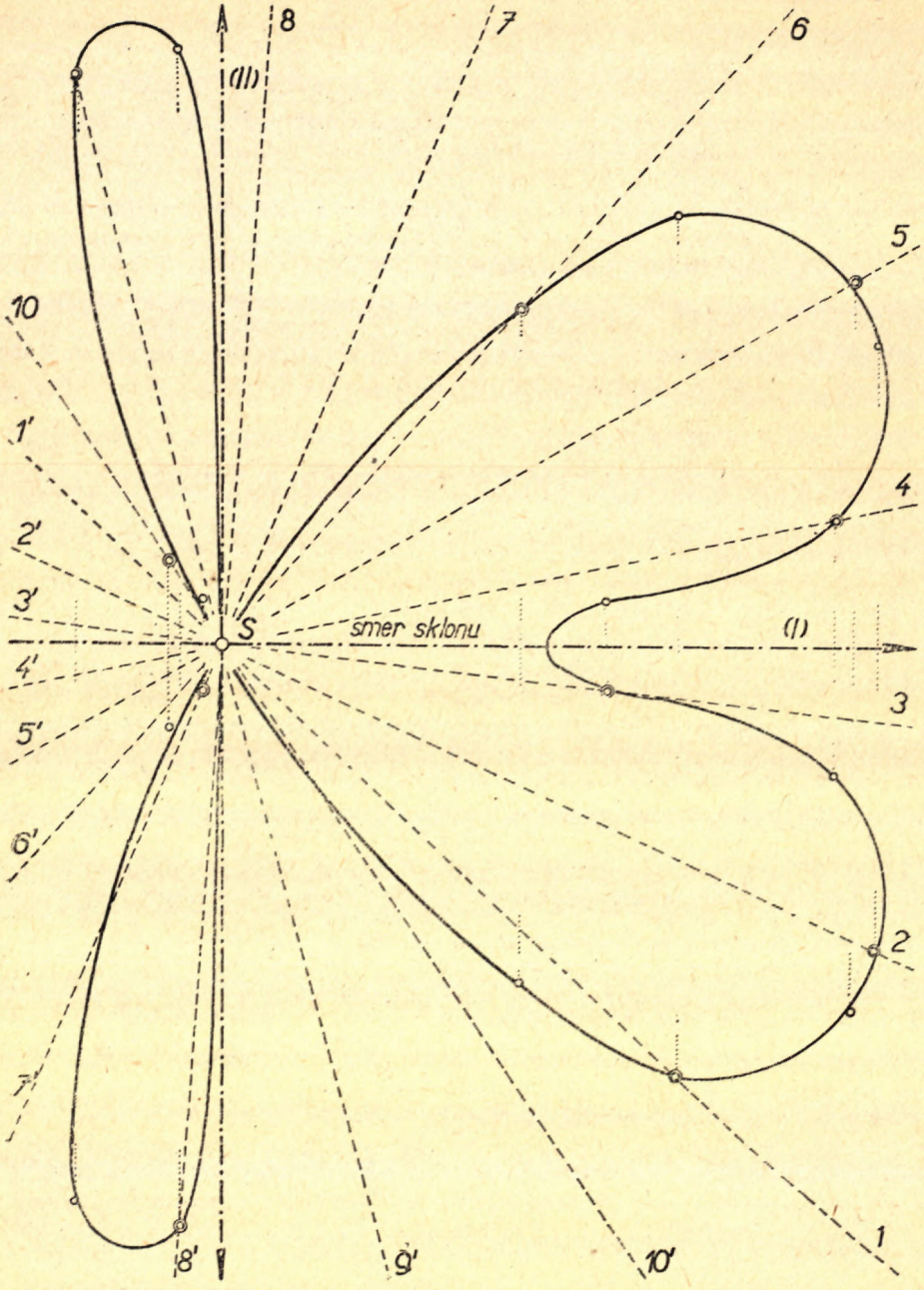
Z jadrových vzoriek sa nameral sklon asi 25°.

Pre zložitosť úložných pomerov previedol som meranie vpredu popísanou metódou. Vzdialenosť sýtiacich elektród AA' volil som 50 m, aby značná časť prúdu prenikla do skúmanej oblasti.

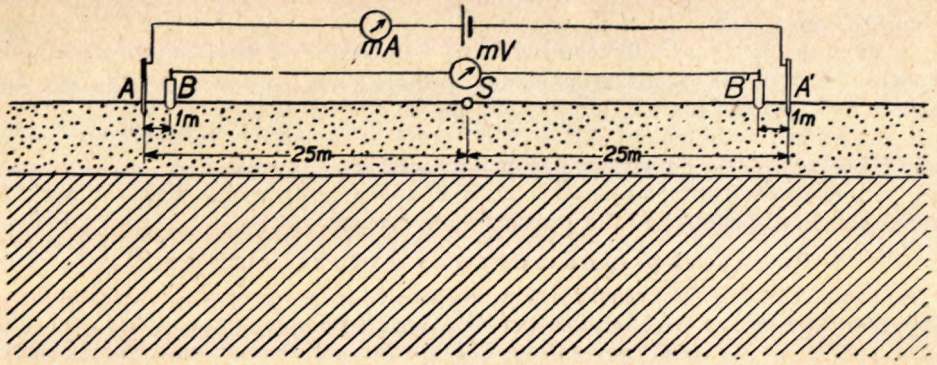
Potenciálny rozdiel meral som medzi bodmi B, B' nepolarizovateľnými elektródami. Vzdialenosť AB = AB' = 1 m (obr. 7.)
Nameral sa potenciálny rozdiel $V_B - V_{B'} = V$.

Potom vyhľadal som elektródami B, B' bod S', pre ktorý platí $V_{S'} = \frac{V}{2}$. Meranie previedlo sa dva razy. Napred elektródou B stred S'1, potom elektródou B' stred S'2. $SS'_1 = e_1$, $SS'_2 = e_2$, $e = \frac{e_1 + e_2}{2}$

Veľkosť pootočenia nanášali sme tetivou t = 8 m. Namerané hodnoty sú usporiadané v nasledujúcej tabuľke. Krivka stredu S' je vynesená na obr. 8.
t = 8 m, AS = 25 m, AB = 1 m.



Obr. 7.



Obr. 8.

Poloha	I	V	$\frac{V}{2}$	e_1	e_2	e
	v mA	v mV	v mV	v m	v m	v m
1—1'	40	1088	544	14,22	13,38	13,80
2—2'	40	1084	542	15,70	15,96	15,80
3—3'	35	1044	522	13,66	8,12	8,50
4—4'	40	1080	540	17,40	13,66	13,70
5—5'	35	1088	544	8,85	16,12	16,
6—6'	35	1112	556	9,00	10,78	9,90
7—7'	35	1088	544		2,20	1,10
8—8'	35	928	464	—13,90	—13,90	—13,90
9—9'	30	1100	550	14,95	11,95	13,40
10—10'	35	1040	520	1,20	3,20	2,20

Pre tento spôsob merania bolo by teoreticky najsprávnejšie, aby polohy bodov A, A' boli totožné s polohami B, B'. Toto nebolo možné uskutočniť, lebo náš aparát nie je pre takéto merania prispôsobený.
Volil som pomerne malú vzdialenosť AB = 1 m z týchto dôvodov:

1. Dalo sa predpokladať, že zloženie a hrúbka povrchovej vrstvy je v celom okruhu merania rovnaká, preto úbytok potenciálu na vzdialenosť 1 m medzi sýtiacou a potenciálovou elektródou je na oboch stranách rovnaký a neovplyvní správne nameranie stredu S'.

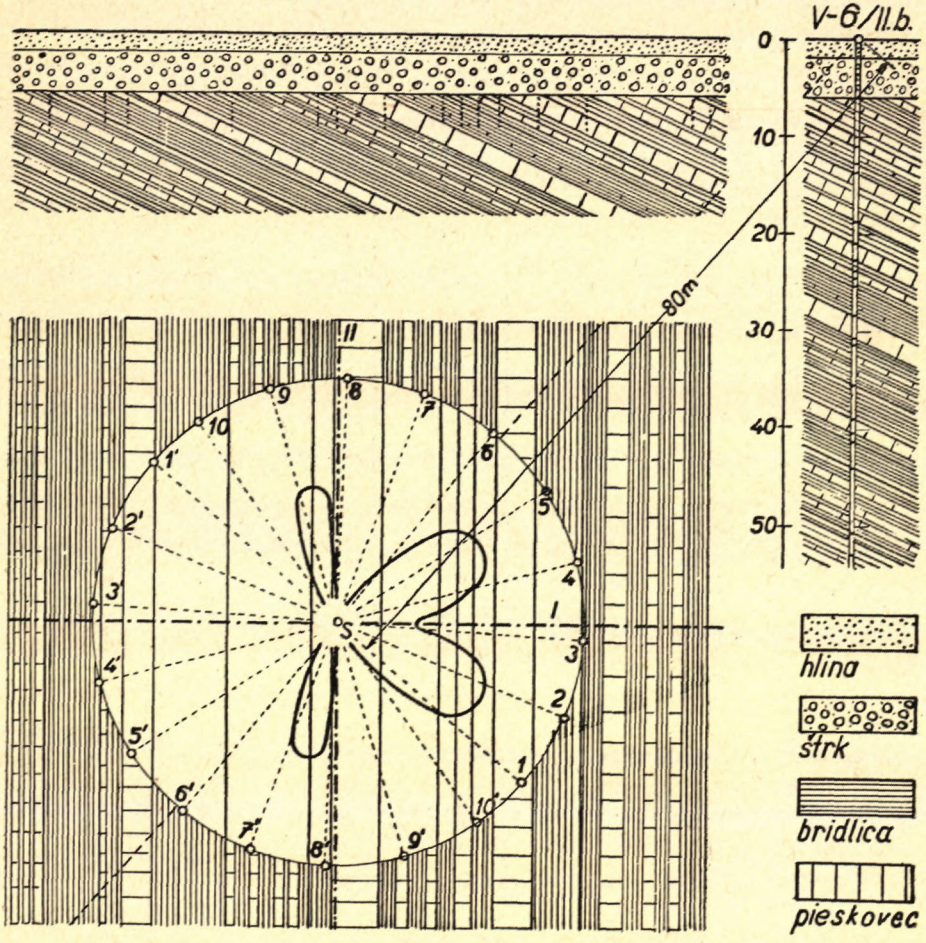
2. Strmosť potenciálneho spádu vo vzdialenosti 1 m nie je taká veľká ako

v teoretickom výpočte pre homogénny polopriestor (pozri obr. 3). Väčšina spádu sa spotrebuje v tesnej blízkosti sýtiacej elektródy na prekonanie vstupných odporov. Ako dôkaz uvádzam popísaný príklad, kde som užil svorkového napätia 170 V, pričom maximálne napätie medzi B a B' bolo 1,112 V.

3. Pri väčšej vzdialenosti AB a A'B' prejavil by sa vo veľkej miere vplyv podložia v závislosti na vzájomnej polohe vrstiev a spojnice A, A'. Vplyv na obe potenciálové elektródy mohol by byť opačného zmyslu. Takto nameraná krivka stredu S' nebola by taká pravidelná a výrazná.

Poznámky k nameranej krivke stredu S'

Nameraná krivka je presvedčivým argumentom o správnosti uvedenej metódy. Pomerne veľká excentricita pri niektorých polohách ukazuje, že meranie iným spôsobom by bolo nejasné a neželateľne skreslené. Zaujímavá slučka i srdcový tvar krivky hovoria o prítomnosti hrubších vrstiev pieskovca s pomerne veľkým špecifickým odporom.



Obr. 9.

V obr. 9 pokúsil som sa skonštruovať z určeného smeru a smeru sklonu vrstiev, z nameraného uhlu sklonu z jadrových vzoriek a z údajov zo sondy V-6/II b polohu vrstiev vzhľadom na stanovisko merania S. Z vyobrazenia vidno, ako hrubšie vrstvy pieskovca prispievajú k tvaru krivky S'. Tento zjav je nám pre určenie symetrie vítaný.

Iné metódy merania smeru a smeru sklonu vrstiev a ich porovnanie s uvedenou metódou

Určenie smeru a sklonu vrstiev geoelektrickým meraním nie je úplnou novinkou. Za priaznivých podmienok, ak vrstvy sa pravidelne striedajú, ich hrúbka nie je veľmi odlišná a úklon vrstiev je veľký, možno previesť riešenie na podklade anizotrópie podložia ako celku, kde odpor vrstiev v smere vrstiev je ϱ kolmo na vrstvy ϱ_n. Kruhovým meraním zistili by sme zdanlive špecifické odpory pre jednotlivé polohy AA'.

Vynesením nameraného, zdanlivého špecifického odporu ϱ_z zo stredu S v smere AA dostane sa elipsa za predpokladu, že $\varrho_t \neq \varrho_n$. Jej veľká poloos má smer vrstiev. Smer sklonu však treba namerať iným spôsobom. Ak hrúbka vrstiev vzhľadom na rozpätie meracej sústavy je značná, potom dostaneme zdeformovanú krivku, ktorá sa nemusí podobať elipse.

Výhoda popísanej metódy oproti riešeniu na podklade anizotrópie spočíva v tom, že jedným meraním zistíme smer i smer sklonu vrstiev zvrstveného podložia. Exentricitu nameriame priamo na stanovisku, odpadnú zložité a často do pochybností uvádzajúce výpočty. Súmernosť krivky stredu S' vyplýva z hodnôt nameraných, odporová elipsa je však konštruovaná vynesením jednej hodnoty na obe strany. Prednosťou uvedenej metódy je jasná jednoduchosť a spoľahlivosť.

Cieľom tohto článku bolo oboznámiť našu odbornú verejnosť s princípom geoelektrických metód a na uvedenej metóde poukázať na možnosť ich praktického využitia pre účele stavebníctva.

Praktické zavedenie geoelektrických metód do prieskumných prác pre zakladanie našich veľkých stavieb, urýchli prípravné práce a umožní nájsť najvýhodnejšie miesto pre ich založenie.

Pre dôležitosť geoelektrických metód pre budovanie našich stavieb je potrebné venovať im zvýšenú pozornosť.

Ústav stavebných hmôt a konštrukcií
oddelenie geofyziky
v Bratislave

VILIAM PAŠTÉKA

Rudný geofyzikálny prieskum na Slovensku

Potreba rozšírenia vlastnej surovinovej základne pre ďalší rozvoj nášho priemyslu vyžiadala si užšej špecializácie jak geologických, tak aj geofyzikálnych pracovníkov. Vznikla potreba vytvorenia úzko špecializovaných prieskumných podnikov a rezortných ústavov, zameraných hlavne na rudný prieskum.

Preorientovanie sa geofyzikálneho oddelenia, ktoré predtým prevádzalo geofyzikálny prieskum rôzneho charakteru, na výslovne rudný, vyžadovalo zmeny tak v metodike prieskumných prác ako aj v prístrojovom vybavení. Z predtým používaných geofyzikálnych metód našli v rudnom prieskume uplatnenie len geoelektrické a geomagnetické metódy. Skúšalo sa tiež použitie gravimetrickej metódy, ale bezúspešne. Pri prieskume gravimetrickou metódou ankeritových ložísk nedosiahlo sa prijateľných výsledkov a pri prieskume rudňanského ložiska ešte slabších a vôbec neinterpretovateľných.

V prípade rudňanského ložiska, nachádzajúceho sa pod vápencovým príkrovom, nielen gravimetrická, ale vôbec všetky doteraz používané geofyzikálne metódy nemôžu dať pozitívne výsledky pre veľkú mocnosť skrývky v pomere k predpokladanej mocnosti ložiska. Toto tvrdenie sa zdôvodnilo v práci T. Kolbenheyera o rudňanskom ložisku. Z elektrických metód spoľahlivé výsledky dávala metóda spontánnej polarizácie a odporové metódy: metóda odporového sondovania a profilovania. V geomagnetickom prieskume sa používalo merania vertikálnej a tiež horizontálnej zložky intenzity zemského magnetického poľa.

Chýbajúce skúsenosti v rudnom prieskumníctve a hlavne potreba urýchleného zaistenia predstihu geofyzikálnych prác pred vrtnými a kutacími prácami spôsobovali, že výsledky geofyzikálneho prieskumu a ich interpretácia mali skoro výlučne len kvalitatívny charakter. Pre lokalizovanie vrtov a kutacích prác tieto kvalitatívne výsledky plne stačili a znamenali veľké finančné úspory. Kvantitatívna interpretácia výsledkov geofyzikálneho prieskumu vyžaduje zdokonalenie a spresnenie geofyzikálnych metód i prístrojov a hlavne viac času.

Pri rudnom geofyzikálnom prieskume najjednoduchšou, najrýchlejšou a za vhodných úložných podmienok dávajúcou dostatočne spoľahlivé výsledky, je metóda spontánnej polarizácie, nazývaná tiež metódou prirodzených potenciálov. Svoje hlavné uplatnenie našla pri prieskume sulfidických Fe-rúd. Pri tomto prieskume sa získali mnohé poznatky o podmienkach vzniku elektrochemickej aktivity. Ich prípadné opozdené zistenie dávalo niekedy geofyzikálnym výsledkom akýsi náznak neúspechu. No, tento náhľad je možný len pri zanedbaní skutočnosti, že intepretácia výsledkov geofyzikálnych meraní má stránku čisto fyzikálnu a stránku geologickú. Bez geologických podkladov interpretácia geofyzikálnych výsledkov je len interpretáciou fyzikálnou, ktorá, nakoľko ložisko, vykazujúce elektrochemickú aktivitu, berie len ako zdroj elektrického prúdu bez ďalšieho jeho štúdia, musí sa z hľadiska geológa javiť viacznačnou. Nadobudnuté skúsenosti na ložiskách rôzneho typu môžu aj bez detailnejšieho poznania geologických pomerov zredukovať viacznačnosť interpretácie geofyzikálnych výsledkov na dvojznačnosť, ale jednoznačná intepretácia výsledkov geofyzikálneho prieskumu nutne vyžaduje znalosti geologických pomerov.

Vznik elektrochemických procesov, na ložiskách, ktoré sa prejavujú anomálnym rozložením potenciálu elektrického prirodzeného poľa, je ovlivnený mnohými faktormi. Závisí od mineralogickej povahy ložiska, jeho polohy, tektonickej štruktúry, režimu spodných vôd, možnosti vsakovania povrchových vôd, množstva spŕšok atď. Režim spodných vôd a ďalšie podmienky sú rôzne nielen na rôznych ložiskách, ale aj na ložiskách tohože mineralogického zloženia, ba môžu sa meniť aj na tom istom ložisku. Túto nepravidelnosť, ktorá sťažuje interpretáciu, je veľmi dobre vidieť na nižšie popísaných poznatkoch. Elektrochemicky aktívne ložiská toho istého mineralogického zloženia (v našich prí-

padoch šlo o ložiská pyritu, pyrhotínu, pyrhotín-pyritu a ich impregnácie hlavne v grafitických bridliciach) vykazovali rozdiely v extrémnych hodnotách potenciálových rozdielov. Najmarkantnejšie sa to prejavovalo na grafitických bridliciach. Tak napr. na odkryve grafitických bridlíc bez rudnej impregnácie, tiahnúcich sa mimo zrudnenej zóny v Pezinku, nezistilo sa žiadne zvýšenie elektrochemickej aktivity. Naproti tomu grafitické bridlice s obsahom pyritu len 2% (zistené analýzou vrtného jadra) vo Veľkej Polome vykazovali rozdiely potenciálov až 900 mV. Vysoké záporné hodnoty rozdielov potenciálov sa zistili na grafitických bridliciach v okolí Smolníka, ako i kolísanie hodnôt potenciálnych rozdielov naprieč rudonosnej formácie v dôsledku rozdielneho obsahu pyritových impregnácií. V grafitickej zóne extrémne hodnoty prirodzených potenciálov veľmi presne odpovedali extrémnym hodnotám zdanlivého špecifického odporu. Vysoké záporné hodnoty rozdielov potenciálov v oblasti banského poľa Peter vo Veľkej Polome, indikujúce prítomnosť nejakého elektrochemicky aktívneho ložiska, dávali podľa analógie s hodnotami na pyrhotínovom ložisku v Heľpe a pyrit-pyrhotínovom ložisku v Pezinku dosť opodstatnené očakávanie nejakého rudného telesa, no nevylučovala sa možnosť prítomnosti grafitických bridlíc. Pri existencii oporného prieskumného diela (vrtu, šachtice, štôlne, rýhy) so známymi geologickými pomerami bol by býval problém hneď jasný. Celkom jasný sa stal až po prevedení vrtu v strede zistenej anomálie, ktorým sa navŕtali grafitické bridlice s obsahom 2% pyritu a najmä po prevedení geofyzikálneho prieskumu v okolí známeho pyritového ložiska v banskom poli Bonaventúra, kde extrémne hodnoty rozdielov potenciálov dosahovali len 150 mV, oproti 900 mV, zisteným na grafitických bridliciach.

Ostatné ložiská sulfidov Fe a ich bohatších impregnácií, ako ložiská v Heľpe, Pezinku a Smolníku, vykazujú tiež nepravidelnosti v rozložení potenciálu prirodzeného elektrického poľa, ale tieto už pri známych geologických pomeroch nerobia také ťažkosti.

Grafitické bridlice ako aj kremité bridlice v Pezinku, impregnované sulfidami Fe, vykazovali menšie záporné rozdiely potenciálov (400 mV) ako grafitické bridlice vo Veľkej Polome. Kompaktné rudné telesá vykazovali tiež rozdiely potenciálov 400 mV, na iných miestach až 700 mV. Úlohou geofyzikálneho prieskumu v tejto oblasti bolo zistiť priebeh zrudnenia, zachyteného niekoľkými banskými dielami. Indikácie metódy spontánnej polarizácie tento priebeh zrudnenia dostatočne určovali, takže použitie ďalšej geofyzikálnej metódy sa nevyžadovalo. Pyrhotínové ložisko na Heľpe vykazuje extrémne hodnoty potenciálov 800 až 900 mV. Geofyzikálny prieskum v tejto oblasti mal podať informácie o súvise medzi rudnými východmi, uvedenými v geologických mapách (Zoubek — Gorek), ako aj zachytiť prípadné ďalšie anomálne zóny. Metódou spontánnej polarizácie bol tento priebeh dostatočne zistený a kvôli spresneniu interpretácie boli niektoré oblasti ešte preskúmané geomagnetickými metódami a v západnej časti lokalizovanie vrtov predchádzalo elektrické odporové sondovanie. Zistil sa skoro súvislý anomálny pás s miestnym vetvením, ktoré nemusí byť spôsobené vetvením rudného telesa, ale len rozdielnou elektrochemickou aktivitou ložiska v dôsledku kolísania kovnatosti medzi podložím a nadložím. Geofyzikálnym prieskumom sa zistilo ukončenie alebo prerušenie ložiska na západnej strane. Informatívnymi meraniami prevedenými koncom minulého roku na východ od banských prieskumných prác sa ešte nezistilo ohraničenie ložiska, preto by bolo potrebné aspoň informatívnymi meraniami

zistiť ďalšie pokračovanie smerom na východ, snáď do prístupnejších oblastí.

V oblasti Smolníka sa previedol geofyzikálny prieskum metódou spontánnej polarizácie. Hodnoty viacerých zistených anomálií dosahujú až 900 mV, ale jednoznačná interpretácia je možná len u anomálií v oblasti „Smolnické lúky". Táto sa umožnila prevedením odporových meraní a geologického povrchového mapovania. Veľkosť a rozdielnosť hodnôt rozdielov potenciálov v tejto oblasti je podmienená obsahom a jeho kolísaním minerálnych zložiek bridlíc: grafitu a pyritu. Na základe petrografických rozborov horninových vzoriek možno hodnoty od 0 do +100 mV pripísať chloritickým bridliciam, 0 až 200 mV slabo grafitickým bridliciam a 200 až 900 mV grafitickým bridliciam s obsahom pyritu. Správnosti tejto interpretácie nasvedčujú aj výsledky odporových meraní.

Uvedené poznatky z výsledkov metódy spontánnej polarizácie objasňujú ťažkosti spojené s interpretáciou získaných výsledkov. Kolísanie anomálnych hodnôt v dôsledku závislosti na mineralogickom zložení a uložených pomeroch a s tým spojené interpretačné ťažkosti dávajú samotnej metóde spontánnej polarizácie charakter metódy len informatívnej, dávajúcej v mnohých prípadoch dostačujúce informácie a pri jej doplnení inou vhodnou geofyzikálnou metódou a známych geologických pomeroch veľmi cenné výsledky. Ako v prvom, tak aj v druhom prípade zistia sa nádejné oblasti, čím sa zabráni zbytočným stratám nákladov na vrtné a prieskumné banské práce.

Geoelektrické odporové metódy sa používali jak na overenie výsledkov získaných metódou spontánnej polarizácie, tak aj pre vlastný prieskum. Rozsah overovacích meraní v dôsledku nedostatku času pre dôkladnejší prieskum v predminulých rokoch bol dosť malý. Použilo sa vo väčšine prípadov elektrosondážneho merania, ktoré obyčajne predchádzalo lokalizovaniu vrtov. V širšom rozsahu sa odporových meraní, a to hlavne odporového profilovania, použilo minulého roku skoro na každej zistenej sľubnejšej anomálií prirodzeného elektrického poľa a kde to charakter geologickej štruktúry vyžadoval. Tak odporovým profilovaním v oblasti „Smolnické lúky" sa potvrdila správnosť vyššie uvedenej interpretácie anomálnej zóny na základe petrografického rozboru horninových vzoriek, že horniny v oblasti s kladnými hodnotami rozdielov potenciálov, majúce zdanlivý špecifický odpor okolo 1000 ohmmetrov, odpovedajú predpokladaným chloritickým bridliciam. Náhly pokles zdanlivého špecifického odporu na priemernú hodnotu 100 ohmmetrov odpovedá ostrému prechodu do grafitických bridlíc. Zdanlivý špecifický odpor v grafitických bridliciach kolíše len v malých medziach, a to podľa množstva impregnovaného pyritu.

Vlastný prieskum odporovými metódami sa prevádzal na ankeritových, limonitových, okrových ložiskách v okolí Cinobane, Turíčiek, Podrečan, Veľkej Vsi. Prieskum sa prevádzal hlavne metódou odporového profilovania, a to pri rôznych vzdialenostiach elektród Wennerového usporiadania. Vzdialenosti sa volili podľa potreby a zistené odporové anomálie sa overovali odporovým sondovaním. Bližší popis prieskumných prác na posledne uvedených lokalitách je v príspevkoch T. Kolbenheyera, ktorý v týchto oblastiach prieskum prevádzal.

Geomagnetický prieskum sa podobne ako odporové metódy prevádzal jednak za účelom overenia anomálií, zistených metódou spontánnej polarizácie, jednak za účelom vlastného prieskumu. Prevádzali sa tiež merania informatívne za účelom zistenia možnosti použitia magnetického prieskumu. Geomagnetickým prieskumom, prevedeným na anomáliach prirodzeného elektrického poľa na ložisku v Heľpe, bola overená správnosť priebehu zrudnenia, zisteného metódou

spontánnej polarizácie. Anomálne centrá hodnôt vertikálnej zložky intenzity zemského magnetizmu vykazovali určité posunutie oproti anomálnym centrám elektrického prirodzeného poľa, a to v dôsledku šikmého uloženia pyrhotínového ložiska. Extrémna anomálna hodnota vertikalnej zložky intenzity zemského magnetického poľa dosiahla až 13,000 gamma.

Geomagnetický prieskum v širšom merítku sa previedol aj na ložisku sedimentárnych Fe rúd v okolí Šankoviec. Po vyčíslení nameraných hodnôt a vylúčení denných variácií sa zistilo, že anomálne hodnoty sú v medziach pozorovacích chýb. Tým sa zistilo, že geomagnetický prieskum sedimentárnych rúd toho istého typu nemôže dať interpretovateľné výsledky.

Z vyššie uvedených poznatkov je už asi jasné, že interpretácia geofyzikálnych výsledkov, najmä pri použití jednej metódy za neznalosti geologických pomerov je ťažká a preto aj viacznačná. Takáto interpretácia geológa, ktorý nepozná princípy geofyzikálnych metód a v dôsledku toho i neznalosť toho, čo sa od geofyziky môže žiadať a čakať, javí sa potom ako neúspech. (Platí to aj pre budúcich geológov, ktorí výjdu z Geologicko-geografickej fakulty v Bratislave bez základných znalostí geofyziky). Úlohou geofyziky nie je len nájsť celkom nové ložiská, ale pomáhať geológovi tam, kde už bežné metódy geologického mapovania nepostačujú. Moderný geológ potrebuje pri svojej práci pomoc geofyzika. Pritom je však potrebná úzka spolupráca bez zatajovania poznatkov zo strany geológa a snahy skúšať „umenie" geofyziky. Úzka spolupráca geológa a geofyzika musí priniesť úspech a rozriešenie mnohých problémov.

Ústav pre výskum rúd
Geofyzikálne oddelenie
v Bratislave

TIBOR KOLBENHEYER

Geofyzikálny prieskum ložiska okru a magnezitu pri Cinobani

Ložisko bolo sčasti už predtým známe a dobývané, najmä v t. zv. okrovej „jaskyni". Geofyzikálne merania prevedené na jar a v lete r. 1952 mali za účel sledovať jeho pokračovanie smerom na juhozápad v smere taktiež známeho východu, na základe skúseností, získaných predtým v Podrečanoch a vo Veľkej Vsi. Fyzikálne podmienky neboli tu však ani zďaleka také priaznivé, ako napr. v prípade podrečianskeho ložiska, a to hlavne pre nie veľmi výrazné rozdiely v špecifickom odpore cinobanských okrov resp. magnezitov a okolitých hornín, pričom odpor posledných bol pomerne o málo menší. Kým sa napr. odpory okrov a magnezitov pohybovali v medziach 1500 — 2000 Ωm, okolité bridlice a svory vykazovali tiež odpory 800 — 1500 Ωm. Interpretáciu výsledkov zaťažoval za týchto podmienok obzvlášť zo začiatku nedostatok spoľahlivých konkrétnych dát o ložisku (okrem samotnej „jaskyne" a východu). V predmníchovskom období urobilo sa tu síce niekoľko hlbinných vrtov, ktoré však neboli správne zachytené v mape a nedali sa preto vôbec identifikovať. Ďalšiu takmer nezdolateľnú prekážku spôsobilo nadmerné letné sucho a úplný

nedostatok vody pre zavlažovanie elektród, takže pri pomerne vysokých vstupných odporoch a malej citlivosti používanej aparatúry výsledky boli nutne zaťažené pomerne veľkými chybami.

Pomerne najlepšie výsledky priniesli na rozdiel od iných podobných prípadov sondážne merania prevedené Wennerovou metódou. Ukázalo sa totiž, že podložné útvary vyznačujú sa pomerne vysokou vodivosťou. Preto sa geoelektrickým sondovaním na väčšom počte stanovísk podarilo zistiť približný relief podložia. Žiaľ, bolo pri tom treba obmedziť sa na čisto kvalitatívnu interpretáciu výsledkov, pretože pri malej presnosti meraní nebolo možné myslieť na spoľahlivú kvantitatívnu interpretáciu. Usudzujúc podľa výsledkov týchto sondovacích meraní, je v ložiskovej oblasti hĺbka podložia väčšia ako v jeho bezprostrednom okolí a zdá sa teda, že ložisko je uložené v synklinále, alebo že sa z neho zachovala len táto v synklinále uložená časť.

Po skončení sondážnych meraní zmeral sa veľký počet odporových profilov metódou priečneho profilovania, pričom sa tiež použilo obvyklé Wennerovo usporiadanie elektród. Týmito meraniami podarilo sa ponajprv zistiť, že vodivé podložie ložiska vychádza neďaleko od jeho východného okraja na povrch a tento východ bolo možné sledovať niekoľko sto metrov smerom k juhu, resp. juhozápadu. Avšak spomenutý východ sa tesne primyká k východnému okraju ložiska len v blízkosti „jaskyne" a ďalej k juhu sa od tohto postupne vzdiaľuje, približujúc sa opäť mierne k ložisku iba pri jeho juhozápadnom východe.

V celku leží cinobanské ložisko v oblasti pomerne vysokého špecifického odporu. Útvary vystupujúce na oboch jeho stranách vyznačujú sa o niečo lepšou vodivosťou. Prechod je však zväčša len pozvoľný a preto odporovými metódami nebolo možné presne určiť okraje ložiska, ale bolo treba uspokojiť sa s vymedzením pomerne širokého pásma vysokých odporov, v ktorom sa ložisko nachádza.

O niečo priaznivejšie boli po fyzikálnej stránke pomery v užšom okolí juhozápadného východu, ktorý sa dal pomerne presne vymedziť väčším počtom profilov. Výsledky týchto meraní slúžili potom ako podklad pri vytýčení miest pre šachtice.

Zasluhuje zmienky, že kým okry podrečianskeho ložiska majú nízky špecifický odpor (okolo 20 — 40 Ωm), zatiaľ na ložisku pri Veľkej Vsi boli zistené hodnoty okolo 100 — 120 Ωm a pri Cinobani až 1500 — 2000 Ωm. Hodnoty zmerané na niektorom ložisku teda ani zďaleka nie sú smerodatné na iných, trebárs i blízkych ložiskách, čo dozaista v značnej miere obmedzuje predpoklady pre použitie odporových metód k prospekcii založenej na širšej báze. Na základe skúseností získaných na niekoľko ložiskách možno počítať s úspešným použitím týchto metód len pri prieskume jednotlivých ložísk, u ktorých sú známe aspoň niektoré oporné dáta.

Katedra astronómie, geofyziky a meteorológie Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave

TIBOR KOLBENHEYER

Geoelektrický prieskum ložiska okru pri Veľkej Vsi

Ložisko bolo už dávnejšie odkryté a z veľkej časti vydobyté. Šlo o menší povrchový výskyt okrov na juhovýchodnom svahu kopca „Filok" pri Veľkej Vsi (okr. Lučenec) a bolo treba sledovať nevydobytú severovýchodnú časť ložiska. Geofyzikálny prieskum sa previedol r. 1951. Volila sa odporová metóda s Wennerovým usporiadaním a malou vzdialenosťou elektród. V neobyčajne ťažkom teréne (pre veľmi hustý porast) zmeral sa veľký počet priečnych profilov v rozličných častiach ložiska. Previedol sa tiež väčší počet sondážnych meraní jednak v časti severne od okrovej „steny", teda v smere, v ktorom sa pokračovanie ložiska mohlo s najväčšou pravdepodobnosťou očakávať, jednak tiež v širšom okolí ložiska a v jeho vydobytej časti. Sledovanie západného okraja ložiska neviedlo k väčším úspechom, lebo špecifický odpor hornín v tejto časti sa prakticky líšil len veľmi slabo od špecifického odporu okru. Zato však sondážne merania jednoznačne ukázali, že bridlicové útvary priliehajúce k ložisku z východnej strany majú pomerne vysokú vodivosť v porovnaní s okrom, špecifický odpor ktorého dal sa zistiť priamo v ložisku. Profilovými meraniami bolo preto možné veľmi presne zistiť východný okraj ložiska a sledovať ho smerom na sever, kde hrúbka skrývky dosahovala maximálne niekoľko metrov. Po skončení profilových meraní vytýčili sa v úzkej spolupráci s J. Kantorom miesta pre sondy, ktorými sa zistili najmä okraje severného pokračovania ložiska, pričom správnosť interpretácie výsledkov geofyzikálneho prieskumu sa veľmi dobre potvrdila.

Katedra astronómie, geofyziky a meteorológie Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave

TIBOR KOLBENHEYER

Geoelektrický prieskum ložiska okru a magnezitu pri Podrečanoch

Geofyzikálne práce na tomto ložisku previedli sa prevažne ešte r. 1951. Použili sa metódy odporové a merania napätí spontánnej polarizácie.

Ako východisko slúžilo niekoľko málo neúplných údajov o starších kutacích prácach na neveľkom území v juhozápadnej časti ložiska (oblasť „Psota"). Na základe týchto údajov bol známy výskyt okru v užšom okolí starej šachtice a vrtu, ležiaceho o niekoľko desiatok metrov severovýchodne od tejto. Dva vrty prevŕtané v lete r. 1951 (pred prevedením geofyzikálneho prieskumu) boli však negatívne.

Účelom geofyzikálneho výskumu bolo pôvodne zúžiť oblasť prichádzajúcu v úvahu pre vrtný prieskum, čo sa ukazovalo veľmi potrebným, obzvlášť vzhľadom k veľmi nepriaznivým výsledkom už prevedených vrtov (P1 a P2). K tomuto účelu bolo predovšetkým treba zistiť smer ložiska a sústrediť vrtné

práce na užší pruh tiahnuci sa od spomenutých starších záchytných bodov v tomto smere.

Orientačnými meraniami napätí spontánnej polarizácie podarilo sa hneď zo začiatku zistiť výraznú anomáliu prirodzeného geoelektrického prúdového poľa v pomerne úzkom páse západne od územia starých kutacích prác. Priebeh tejto anomálie bolo možné sledovať smerom k severovýchodu a k juhozápadu. Jej smer dal sa veľmi presne zistiť a dalo sa predpokladať, že sa približne zhoduje so smerom ložiska, čo sa neskôr dostatočne potvrdilo, a ďalej, že ložisko nesiaha do oblasti ležiacej juhozápadne od osi tejto anomálie, čo potvrdil najmä negatívny vrt P1. Preto prirodzené geoelektrické pole slúžilo prvou oporou aj pre neskoršie odporové merania, hoci ináč podstatne neprispelo k riešeniu problému. Príčinu vzniku spontánnej polarizácie dlho nebolo možné objasniť a niektoré otázky podradného významu sú v tomto ohľade sporné i doteraz. V podstate ide však o výskyt grafitických bridlíc, ktoré v tomto pásme vystupujú do blízkosti povrchu, majúc pritom priaznivé podmienky k vytvoreniu spontánneho poľa. V ostatných častiach ložiskovej oblasti venovalo sa prirodzenému poľu málo pozornosti a ďalšie anomálie tohto druhu sa nezistili.

Niekoľkými sondážnymi meraniami v užšom okolí starej šachtice, pri ktorých sa použilo Wennerovo usporiadanie elektród, sa ponajprv zistilo, že oblasť ložiska vyznačuje sa pomerne nízkymi hodnotami zdanlivého špecifického odporu, a to až do hĺbok 30 — 40 m. Po zistení približného smeru anomálie nízkych odporov prikročilo sa k sústavnému odporovému profilovaniu s Wennerovým usporiadaním elektród, pričom k vôli prehľadnosti výsledkov a ich ľahšej interpretácii volila sa metóda priečnych profilov, hoci táto obzvlášť v ťažko prístupnej juhozápadnej časti ložiska bola často veľmi zdĺhavá a pomalá. Pre vzdialenosť potenciálových elektród volila sa najsamprv hodnota $a = 15$ *m* jednak preto, lebo na základe výsledkov starších kutacích prác ložisko sa predpokladalo v neveľkej hĺbke a jednak tiež preto, lebo odporové kontrasty sa v juhozápadnej časti ložiska pri tejto vzdialenosti elektród ukazovali najvýhodnejšie. Aby sa zmiernili rušivé vplyvy inhomogenity povrchovej oblasti, volila sa však neskôr vzdialenosť $a = 25$ *m*. Voľba ešte väčšej hodnoty a sa už od začiatku neukazovala účelnou, keďže pri neveľkej šírke ložiskovej oblasti, tzv. bočné efekty podmienené vysokým špecifickým odporom chloritických a sericitických bridlíc, priliehajúcich k ložisku zo západnej strany, boli by všetky výsledky skresľovali.

Niekoľkými desiatkami rovnobežných profilov bolo možné anomáliu zistenú v oblasti bývalého majera Psota sledovať až na t. zv. „Hrbok", pričom sa zmerala aj pomerne značná časť územia na východnej strane hradskej Podrečany—Gregorova Vieska, až k záhrade podrečianskeho kaštieľa. Zistili sa pritom okrem tejto hlavnej anomálie tiež tri izolované menšie vedľajšie anomálie, z ktorých dve sa ukázli neskôr pozitívnymi.

Po prevŕtaní pozitívneho vrtu P 3, vytýčeného na hlavnej anomálii, ktorý počínajúc od 4 m prešiel veľmi mocnými polohami okru, vrtné práce sa sústredili na oblasti zistených odporových anomálií a priniesli sotva očakávané úspechy. Geoelektricky zistené hranice anomálneho pásma kryjú sa prakticky dokonale s hranicami ložiska zistenými veľkým počtom hlbinných vrtov. Odchylky presahujú len vo výnimočných prípadoch 10 — 15 m a sú teda úplne v medziach prípustných a obvyklých „posunov" anomálií. V strednej časti hlavnej anomálie navŕtalo sa prvýkrát spolu s polohami okru magnezitové jadro

ložiska, čo viedlo postupne k odhaleniu mohutných zásob tejto suroviny v bezprostrednej blízkosti lovinobaňskej magnezitky. Do konca r. 1953 prevŕtalo sa geoelektrickými metódami vo vymedzených oblastiach niekoľko desiatok hlbinných vrtov, takmer bez výnimky pozitívnych a možno teda konštatovať, že geofyzikálne výskumné metódy priniesli tu národohospodársky zvlášť cenné výsledky, a to nielen bezprostrednou pomocou pri odhaľovaní surovinových zásob, ale nie v poslednom rade veľkými úsporami, vyplývajúcimi zo správnej lokalizácie vrtných prác, ktoré by na tomto ložisku bez geofyzikálnych podkladov boli nutne bývali mnohonásobne nákladnejšie a prípadne i nerentabilné. Pravda, celkový úspech prieskumu tohto ložiska nebol by býval mysliteľný bez nepretržitej a veľmi úzkej spolupráce geofyzikálnej skupiny so zodpovedným geológom SÚÚG J. Kantorom a neskôr s úsekovým geológom ZSRP J. Klubertom a priaznivé skúsenosti, ktoré sme na tomto poli získali, budú zaiste cenné i pre ďalšiu budúcnosť.

I keď dnes, po prevŕtaní desiatok hlbinných vrtov, nemôže byť ani najmenšej pochybnosti o úzkej príčinnej súvislosti medzi zmeranými fyzikálnymi veličinami (anomáliami) a geologickou stavbou podrečianskej ložiskovej oblasti, nemožno povedať, že by problém tohto ložiska bol po fyzikálnej stránke úplne uspokojivo vyriešený. Už po prevŕtaní vrtu P 5 (v zime 1951/52) bolo totiž celkom jasné, že hlavná anomália okrem časti ležiacej v oblasti „Psota" a neveľkej časti v oblasti „Hrbok" nie je priamo podmienená samotným ložiskom, ale jeho geologickou stavbou. O tom svedčí jednak už to, že hĺbka ložiska (mocnosť skrývky) miestami podstatne presahuje zvolenú hodnotu $a = 25\ m$ pre vzdialenosť potenciálových elektród a jednak tiež to, že odporové hranice zistené podľa vzorca

$$\varrho = \frac{2\varrho_1\ \varrho_2}{(\varrho_1+\varrho_2)}$$

platného pre malé hĺbky súhlasia prvotriedne so skutočnosťou. Zrejme ide teda o anomáliu štruktúrnu (prípadne poruchovú). Ten istý zjav ukazuje sa aj na oboch spomenutých pozitívnych vedľajších anomáliách, hoci miestami tu ložisko vystupuje tiež skoro až k povrchu.

Pri dnešnom stave prieskumu geofyzikálne práce v okolí Podrečian nemožno považovať za skončené. Kým v r. 1951 podarilo sa zaistiť dvojročný predstih pred vrtným programom, je tento teraz prekonaný. Preto je treba zaistiť, aby sa čím skôr započalo so systematickým geoelektrickým prieskumom širšieho okolia ložiska, a to hlavne v severnej časti smerom k železničnej trati Zvolen—Lučenec a v južnej časti smerom ku Gregorovej Vieske, a ďalej tiež k prípadnému sledovaniu čadičového pásma geofyzikálnymi metódami.

Katedra astronómie, geofyziky a meteorológie Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave

EDUARD CSITNEKI

Geofyzikálne meranie v Turíčkach

V lete 1953 prevádzal som geoelektrické meranie na lokalite Turíčky.

V archívnych zprávach sa spomínali výskyty okru a limonitu neďaleko obce Turíčky. Spomenuté zprávy obsahovali: popis miesta výskytu; stručný popis banských prác, ktoré sa dali miestami identifikovať, prípadne sprístupniť; popis akosti rudných minerálov ako aj okolitých hornín. Západoslovenský rudný prieskum pristúpil k prevádzaniu prieskumných prác a v ich priebehu začal sa prevádzať i geofyzikálny prieskum. Musela sa voliť taká geofyzikálna metóda, ktorou sa spozorujú anomálne fyzikálne vlastnosti hľadanej horniny oproti okolným horninám.

Telesá okru a limonitu, ako vyplýva z archívnych zpráv, mali byť roztrúsené v chloritických bridliciach, s ktorými sú geneticky späté. Chloritické bridlice sú v priamom kontakte so sericitickými bridlicami.

Zdanlivý špecifický odpor jednotlivých hornín je tento (pre prípad Turíčky): 1. sericitické bridlice okolo 200 Ωm, 2. chloritické bridlice okolo 3.500 Ωm a 3. limonit 10^4 Ωm — 10^6 Ωm (hodnota vzatá z tabuliek). Hodnoty zdanlivého špecifického odporu sericitických a chloritických bridlíc sa zistili priamym meraním.

Za uvedených podmienok dal sa predpokladať úspech použitia geoelektrickej odporovej metódy, ktorú aj začal prevádzať ešte v lete roku 1952 T. Kolbenheyer. Previedol asi 10 geoelektrických profilových meraní a podarilo sa mu okontúrovať juhozápadnú časť výskytu. V roku 1953 som pokračoval v týchto meraniach. Mojou úlohou bolo okontúrovať miesta s veľkým zdanlivým špecifickým odporom na severozápadnej strane ložiska.

Pracoval som stále s Wennerovým usporiadaním elektród. Vzdialenosť medzi jednotlivými elektródami mal som 15 m. Pre tento prípad hĺbkový zásah merania sa pohybuje okolo 20—22 m.

Touto metódou podarilo sa mi okontúrovať teleso chloritických bridlíc na základe ich veľkého zdanlivého špecifického odporu. Namerané výsledky som vyniesol do mapy odporových izoanomál.

Ešte v priebehu merania sa naskytla otázka, či chloritické bridlice sú uložené aj vo väčších hĺbkach, alebo sa vyskytujú len v neveľkých hĺbkach pod povrchom.

Tento problém sa mi podarilo riešiť geoelektrickým sondážnym meraním. V miestach maximálnych anomálií spravil som niekoľko sondážnych meraní s hĺbkovým zásahom asi 30 m, ktoré ukázali, že v hĺbke 10—15 m nastupujú horniny vodivejšie, pravdepodobne sericitické bridlice, ktoré sa vyskytujú v okolí anomálneho pásma. S určitosťou sa dá teda tvrdiť, že chloritické bridlice nesiahajú do väčšej hĺbky ako 10—15 m. K overeniu výsledkov bolo by treba previesť 1—2 vrty maximálne 30 m hlboké.

Na základe prevedeného geofyzikálneho merania v Turíčkach dá sa bezpečne usudzovať na uloženie chloritických bridlíc, a to tak v smere horizontálnom, ako i vertikálnom.

Katedra banského meračstva
a geofyziky
pri Vysokej škole technickej
v Košiciach

CYRIL GREGOR

Možnosti skvalitnenia vrtnej prevádzky jadrovacími súpravami

Problematika vrtnej techniky, ktorú veľmi dobre a obšírne rozoberajú dočasné smernice pre jadrové vŕtanie (vydané r. 1951 Ministerstvom geológie-všesväzový výskumný ústav minerálnych surovín (VIMS Moskva) vyžaduje, aby aj vrtné súpravy našej výroby vyhovovali stále sa zvyšujúcim požiadavkám prevádzky a hlavne, aby boli vybavené potrebnými samoregistračnými prístrojmi.

V ďalšom uvediem niekoľko vecných pripomienok, ktoré treba brať v úvahu pri riešení konštrukčných úprav vrtných strojov, vrtného príslušenstva a materiálu.

Z prevádzkových dôvodov považujem za potrebné naddimenzovať výkon pohonných motorov tak, aby bolo možné regulovaním počtu obrátok pohonného motora regulovať i počet obrátok vrtného vretena-sútyčia. Prevádzanie vrtov v rôznych prírodných podmienkach, rôznymi priemermi jadrovacej korunky, vyžaduje rôzne obrátky sútyčia a nie je možné konštruovať jednoduché rýchlostné skrine tak, aby bolo možné zaradiť pre každý prípad najvhodnejšiu rýchlosť otáčania. Pokladám za účelné kombinovať regulovanie počtu obrátok vretena regulovaním počtu obrátok pohonného motora. Toto regulovanie však predpokladá, že pohonný motor i pri najnižších vhodných obrátkach musí mať ešte potrebný výkon na zaistenie chodu vrtnej súpravy, prípadne i výplachového čerpadla. Aby vrtmajster mohol správne regulovať počet obrátok vrtného vretena menením obrátok pohonného motora, je nutné, aby okrem grafu výkonnosti pohonného motora pri jednotlivých obrátkach mal po ruke obrátkomer pre bezpečné zistenie počtu obrátok pohonného motora. Toto regulovanie možno zjednodušiť značkami na regulačnom zariadení prívodu paliva do motora, prípadne nastaviteľným regulátorom obrátok.

Veľké rozpätie, v ktorom nutno regulovať počet obrátok, od 20 až do 800 obrátok/min. vyžaduje konštrukciu rýchlostnej skrine s väčším počtom prevodových stupňov. Redukciu počtu prevodových stupňov možno docieliť kombináciou regulovania počtu obrátok pohonného motora. Z prevádzkových dôvodov prevodové skrine s veľkým počtom prevodových stupňov sú veľmi chúlostivé a pre vrtnú prevádzku, obzvlášť pre nedostatočne a málo odborne vyškolené kádre neprípustné. Preto pokladám za prakticky vyhovujúce prevodové skrine s tromi prevodovými stupňami pre prevádzanie prác v známych terénoch, v ktorých niet obáv z prekvapení, v ktorých nie je potrebné používať najnižší počet obrátok 10 až 40 a naopak vysokého počtu obrátok nad 500 za minútu. Pre prevádzanie prác v neznámych terénoch považujem za vhodné vybaviť vrtné súpravy prevodovými skriňami s piatimi prevodovými stupňami.

Počet obrátok v trojprevodových skriniach by sa mal pohybovať pri optimálnych obrátkach pohonného motora (obrátkach udávaných výrobcom) približne:

I. . . . . 80 obr./min.,
II. . . . . 200 obr./min.,
III. . . . . 500 obr./min.

Súpravy s piatimi prevodovými stupňami:

I. . . . . 40 obr./min.,
II. . . . . 80 obr./min.,

III. . . . . 180 obr./min.,
IV. . . . . 350—400 obr./min.,
V. . . . . 700—800 obr./min.

Znižovaním počtu obrátok pohonného motora bolo by potrebné znížiť obrátky vrtného sútyčia až na 60% horeuvedených obrátok. Regulovanie počtu obrátok týmto spôsobom pokladám za dostatočné pre zaistenie najvyššej výkonnosti vrtných súprav, ako i docielenie najkvalitnejších výsledkov na získanie vhodných a vzorných vzorkov hornín-zemín.

Požiadavka, aby vrtné súpravy boli vybavené regulačným zariadením pre regulovanie počtu obrátok vrtného vretena 20—800 obr./min., je možné v plnom rozsahu rešpektovať len vtedy, keď vrtná súprava bude dokonale vystrojená špeciálnym náradím, príslušenstvom a materiálom tak, aby v neznámych terénoch, pre ktorý účel majú byť použité takto konštruované súpravy, bolo možné ľahko prekonávať všetky prekážky. Nie je prípustné, aby na takýchto súpravách bol personál odkázaný na stálu improvizáciu zapríčinenú nedokonalým vybavením, prípadne používaním nekvalitného a nevhodného vrtného náradia, materiálu a príslušenstva. Preto nepokladám súpravy AG 500 našej výroby za plne vyhovujúce pre prieskumné práce základného geologického výskumu v takom prevedení a vybavení, aké je dnes bežné.

Obdobné smernice, ako som rozviedol v požiadavke naddimenzovania pohonných motorov s možnosťami regulovania počtu obrátok, platia i pre konštrukciu výplachových čerpadiel. Ďalšou požiadavkou je potreba naddimenzovať výplachové čerpadlá, najmä pri súpravách určených na prevádzanie vrtov do veľkých hĺbok, týka sa to tak výplachových množstiev vody, ako i prevádzkových tlakov. Použitie veľkopriemerových koruniek vyžaduje viacnásobné množstvá výplachu, ako korunky malopriemerové. Potreba výplachu v rôznych horninách tiež veľmi kolíše, preto pokladám za účelné konštruovať výplachové agregáty (čerpadlo + pohonný motor + príslušenstvo) na tieto maximálne výkony:
ľahké súpravy do hĺbok 150 m: výplachové množstvo 100 l/min, prevádzkový tlak 30 atm.;
stredné súpravy do hĺbok 500 m: výplachové množstvo 300—400 l/min. prevádzkový tlak 40 atm.
ťažké súpravy do hĺbok nad 500 m: výplachové množstvo 500 l/min. prevádzkový tlak 60—100 atm., podľa hĺbky prevádzaných vrtov.

Tieto vysoké požiadavky na výkon výplachových čerpadiel zdôvodňujem tým, že pre prevádzanie záchranných prác je veľmi účelné používať podľa možnosti (ak je vôbec možné výplach ešte použiť) vysoké tlaky a veľké množstvá výplachu. Preto pokladám za účelné mať vo výplachovom čerpadle rezervu najmenej 20%, ktorá umožňuje bezpečné prevádzanie záchranných prác a použitie vrtných spôsobov pracujúcich s veľkými množstvami výplachov (krídlový vrták). Pre podopretie týchto vysokých požiadaviek na výkonnosť výplachových čerpadiel uvádzam, že uvedené výkony sú pomerne malé pri zrovnávaní s výkonmi čerpadiel, používaných pri súpravách ROTARY pre hĺbky nad 1.000 m. Ako ďalšie uvádzam sovietske skúsenosti z oblasti konštruovania výplachových čerpadiel, ktoré sú obyčajne niekoľkonásobne výkonnejšie ako napr. čerpadlá dodávané švédskymi výrobcami. Pre porovnanie uvádzam niekoľko príkladov:

švédska súprava	XB 42 5—25 l/min., 15 atm.
sovietska súprava	ZIF 150 100 l/min., 30 atm.
	(Obe súpravy pre hĺbku do 150 m)

švédska súprava	AB 2 max. 55 l/min., 10—12 atm. (Pre hĺbku 350 m.)
sovietska súprava	UKB—AVB 200—250 l/min., 40 atm. (Pre 100 m hĺbky.)

Toto niekoľkonásobné naddimenzovanie výplachových čerpadiel, dodávaných so súpravami sovietskej výroby, vysvetľujem tým, že tieto súpravy sú konštruované pre použitie veľkých priemerov koruniek, najmä vo väzných zeminách, zatiaľ čo švédske súpravy sú konštruované pre použitie menších priemerov koruniek v tvrdých horninách, prečo je potreba výplachu podstatne menšia.

Typ súpravy	Ø používaných koruniek	prevŕtavané horniny
XB 42	76—36 mm	zvlášť tvrdé
ZIF 150	89—46 mm	tvrdé
AB 2 švédska	98—46 mm	tvrdé
UKB—AVB	130—56 mm	nesúdržné-väzné

Výplachové čerpadlá musia byť konštruované pre možnosť použitia hustých, ťažkých výplachov (zmesi ílov, prísady barytu, prípadne chemikálií). Z prevádzkových dôvodov ukazuje sa výhodnejším oddelenie výplachového agregátu od vrtnej súpravy, čo umožňuje predovšetkým nezávislé regulovanie výplachu s možnosťou regulovania obrátok pohonného motora výplachového čerpadla. Ďalej umožňuje postavenie výplachového čerpadla pri vodnom zdroji, ktorý môže byť od vrtu značne vzdialený (t. č. skúšame túto možnosť na vzdialenosť asi 700 m). Toto riešenie je výhodné, najmä ak ide o zásobovanie pri malých výškových rozdieloch, pri čom po namontovaní spúšťača motora ovládaného na diaľku (čo je obzvlášť výhodné pri čerpadlách poháňaných elektrickými motormi) možno ušetriť jedného pracovníka, potrebného pre obsluhu vzdialeného agregátu.

Dôležitý činiteľ pri vŕtaní je špecifický tlak, vyvodený počas vŕtania na korunku. Tento špecifický tlak možno ručne regulovať vhodne konštruovanými pákovými prevodmi tak, ako je to prevedené na súpravách AB—AB2—B3 švédskej výroby, KAM—300—500 sovietskej výroby, alebo na našich AG 300. Výhoda tohto pákového prevodu je značná citlivosť, odvislá však od vlastnosti vrtného personálu, ktorý ju obsluhuje. Nevýhodou je, že vyvodzovanie vyšších špecifických tlakov na korunku, ktoré sa docieľuje zavesovaním ťažítok na páku, resp. zavesením vrtného personálu na páku, je málo kontrolovateľné, takže nie je možné získať správnu predstavu o skutočne vyvodenom tlaku na korunku. Dokonalejšie regulovanie špecifického tlaku je hydraulické regulačné zariadenie, pri ktorom je možné vyvodzovať vhodný špecifický tlak pootočením regulačného ventilu. Tento špecifický tlak je kontrolovaný manometrom. Pre zvýšenie kvality prevádzaných prác je dôležité dodať na súpravy barografy, vyjadrujúce výšku špecifického tlaku pri jednotlivých atmosférických tlakoch pre rôzne priemery používaných koruniek. Týmto opatrením umožní sa vrtmajstrovi voľba nastavenia najvhodnejšieho tlaku pre požadovaný úkol. Podstatné skvalitnenie prevádzaných prác bude možné však docieliť namontovaním samočinného manometra, zaznamenávajúceho výkyvy tlaku. Pri vyhodnocovaní jadra bude možné zrovnávaním priebehu tlaku usudzovať i na vlastnosti hornín. Podobne i manometre montované pre kontrolu prevádzkového tlaku výplachu doporučujem nahradiť samo-

činnými, lebo na podklade grafických výsledkov bude možné okrem zvýšenia kvality vyhodnocovacích prác docieliť i kontrólu vyspelosti vrtmajstra, či v daných prípadoch si počínal správne, prípadne ho usmerniť a zvýšiť v ňom záujem o experimentáciu, sústavné sledovanie jednotlivých javov pri prevádzaní vrtných prác, zvýšiť v ňom záujem o docielenie kvalitnejších výsledkov prevádzaných prác pri súčasnom zvyšovaní výkonov.

Obdobným zariadením pre zvyšovanie kvality vrtných prác je montáž prietokomeru na výtlačné potrubie výplachového čerpadla. Pre tento účel by sa obzvlášť hodili také konštrukcie prietokomerov, ktoré by sústavne zaznamenávali kolísanie prietokových množstiev počas vŕtania a podľa jeho priebehu bude možné ľahko a presne regulovať potrebný výplach. Konštrukcia tohto prietokomeru by bola výhodná v kombinácii s manometrom. Ako bezpečnostné opatrenie pre zníženie havárií vrtov pokladám za účelné montovať i na odpad z odtokovej hlavy kontrólny prietokomer. Z rozdielu zaznamenávaných prietokov možno posudzovať vodotesnosť prevŕtaných hornín a pri veľkých stratách výplachu urobiť včas všetky preventívne opatrenia na zabránenie zablokovania vrtáka tmelom, ktorý sedimentuje najmä v medzikruží, medzi jadrovkou a stenou vrtu (náležité prepláchnutie zvýšením preplachového množstva pred vyťahovaním vrtáku). Kontróla straty vody v podloží umožňuje ďalej posúdiť potrebu cementovania, prípadne paženia vrtu.

Veľké možnosti pre prevrtávanie tvrdých hornín, najmä veľkými priemermi koruniek, predstavuje vŕtanie šrotom. Tu je možnosť vyskúšať druhy ocelí pre výrobu koruniek, rôzne konštrukčné prevedenie koruniek (povrchové kalenie pre zvýšenie odolnosti najviac namáhaných plôch korunky), použitie rôznych materiálov ako šrotu (tvrdokovový šrot pre prevrtávanie najtvrdších hornín), najvhodnejšie rozmery šrotu pre rôzne horniny. Dosiaľ za nedokonale vyriešenú problematiku pokladám dávkovanie šrotu. I keď sa dobre osvedčilo v SSSR jednorázové zasypávanie vrtu veľkým množstvom šrotu, nepokladám toto riešenie za konečné štádium vrtnej techniky šrotom a hľadanie nových, samočinne fungujúcich dávkovačov šrotu, pri ktorých je možné regulovať dávkovanie podľa požiadaviek prevádzaných prác, je cenným prínosom. Zasypávanie vrtu šrotom nepokladám totiž za hospodárne, najmä pri prevádzaní veľkopriemyselných vrtov nad 500 mm, pri ktorých by sa skutočne plytvalo šrotom.

Pre informáciu uvádzam niekoľko čísiel, zobrazujúcich dnešné možnosti v oblasti veľkopriemerového vŕtania. Súpravy tohto druhu sú dnes bežné po celom svete, ich konštrukcia je obdobná, ako pri súpravách u nás normálne používaných a ich veľkosť sa len málo líši od veľkostí našich súprav stredného typu (AG 300).

Maximálna hĺbka	Priemer vrtu v mm max.	min.	Výkon motoru HP
450	330	83	12/25
300	300	83	16/20
900	460	83	25/50
100	1.225	530	15/30
200	1.830	460	50/80

Pri poslednom z menovaných typov celý vrtný agregát postupne zostupuje vo vrte podľa výkonu (vrtného postupu).

Veľkopriemerové súpravy umožnia rýchlejšie, bezpečnejšie a lacnejšie prevádzanie prieskumných prác, prevádzaných u nás t. č. banským spôsobom — šachtami. Použitie týchto súprav má ďalej veľký význam v baníctve, kde možno nimi pohodlne prevádzať spojovacie-vetracie šachty, ako i šachty pre samotnú ťažbu. Preto pokladám za veľmi naliehavé vyriešenie vhodných súprav tohto druhu našimi výrobcami.

Veľké možnosti pre skvalitnenie prevádzania vrtných prác, zvýšenie bezpečnosti a výkonnosti pri týchto prácach predstavuje použitie kvalitnejších a vhodnejších materiálov pre výrobu vrtného náradia — príslušenstva, materiálu ako i samých vrtných súprav. Použitie kvalitnejších ocelí hlavne na výrobu najviac namáhaných súčiastok súpravy a najviac opotrebovaných dielcov vrtného materiálu a náradia zaisťuje plynulejšiu a bezpečnejšiu prevádzku vrtných prác. Nové vhodnejšie konštrukčné riešenie vrtného materiálu, náradia a príslušenstva, najmä konštrukcie, umožňujúce samočinné podchycovanie, resp. iné úkony vrtnej prevádzky znamenajú umožnenie rozšírenia mechanizácie týchto prác, zníženie počtu potrebných odborných zamestnancov, nahradenie ťažkých manuelných výkonov a tým priblíženie organizácie prevádzania týchto prác organizácii prác v továrňach. Hľadanie novších a vhodnejších pracovných postupov umožňuje podstatné zvyšovanie výkonnosti nasadených súprav a docielenie zhospodárnenia prác, ktorých náklady sú stále veľmi vysoké. Použitie nových zliatín, ako napr. metalokeramické doštičky pre výrobu rezných hrotov koruniek, rozširuje škálu operatívnych možností vrtnej techniky. Tvrdokovové korunky, ktoré predstavujú pomerne najširšiu oblasť použitia z jadrového otáčivého vŕtania, môžme ďalej zdokonaľovať vyskúšaním vhodnejších konštrukčných úprav, najmä však osadzovaním húževnatejších rezných britov. Pre zvýšenie výkonnosti tvrdokovového vŕtania je potrebné nájsť húževnatejšie britové materiály, ktoré by bolo možné použiť v kombinácii so šrotom. Táto kombinácia by mohla znamenať skoro úplné nahradenie veľmi nákladného vŕtania diamantovými korunkami.

Podstatným zjednodušením prevádzky vrtných prác je zavedenie štandardizácie výroby vrtného materiálu, náradia, príslušenstva ako i náhradných súčiastok pohonných motorov a vrtných súprav osvedčených typov z prevádzky tak, aby sa znížila potreba prispôsobovania výrobe rôznych prevádzkových provizórií na minimum. Od splnenia týchto podmienok zdravého technického vývoja našej vrtnej techniky sú odvislé možnosti zvyšovania kvality, bezpečnosti a hospodárnosti doteraz veľmi nákladných prieskumných prác vrtami, resp. banským spôsobom.

Ústredný ústav geologický
Technická zložka
v Novej Bani

SLAVOMIL ĎUROVIČ

Grafická metóda hodnotenia zmesí nerastných surovín

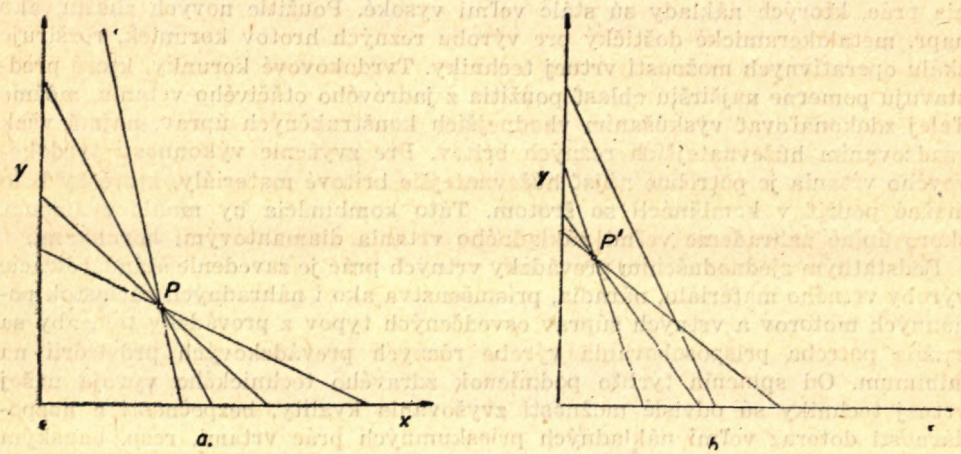
V dennej praxi sa často stretávame s prípadom, že suroviny, ktoré máme k dispozícii, sa svojím chemickým zložením k danému účelu nehodia a zaujíma nás, či možno miešaním týchto surovín v istom pomere docieliť požadovaného efektu a aká je číselná hodnota tohto pomeru.

V tejto práci sa prediskutujú zmesi, zložené z dvoch základných druhov surovín, obsahujúcich dve a viac zložiek. Naša úloha, ktorú možno riešiť aj čisto početne, sa tu rieši graficky — tento spôsob je veľmi jednoduchý a rýchle vedie k cieľu.

Majme surovinu 1 a surovinu 2, obsahujúcu zložky A, B, C, D, atď. Túto skutočnosť vyjadríme pre naše účely tak, že napr. A_1 bude značiť váhový zlomok zložky A v surovine 1, C_2 váhový zlomok zložky C v surovine 2 atď. (Váhový zlomok je podiel zložky v surovine; ak napr. surovina obsahuje 27% váhových železa, vtedy váhový zlomok železa je 0,27.) Zrejme musí platiť:

$$\begin{aligned} A_1 + B_1 + C_1 + \ldots\ldots + N_1 &= 1 \\ A_2 + B_2 + C_2 + \ldots\ldots + N_2 &= 1 \end{aligned} \qquad (1)$$

Položme si teraz úlohu tak, že z týchto dvoch surovín treba pripraviť takú zmes, aby jej zloženie bolo A, B, C, ... N. Samozrejme, že to bude možné len vtedy, ak hodnoty A, B, C, budú ležať medzi hodnotami A_1A_2, B_1B_2, C_1C_2 atď. Napíšeme si preto pre každú zložku materialovú bilanciu, založenú na tom, že množstvo zložky napr. A v prvej a v druhej surovine sa musí rovnať množstvu tejto zložky vo výslednej zmesi.



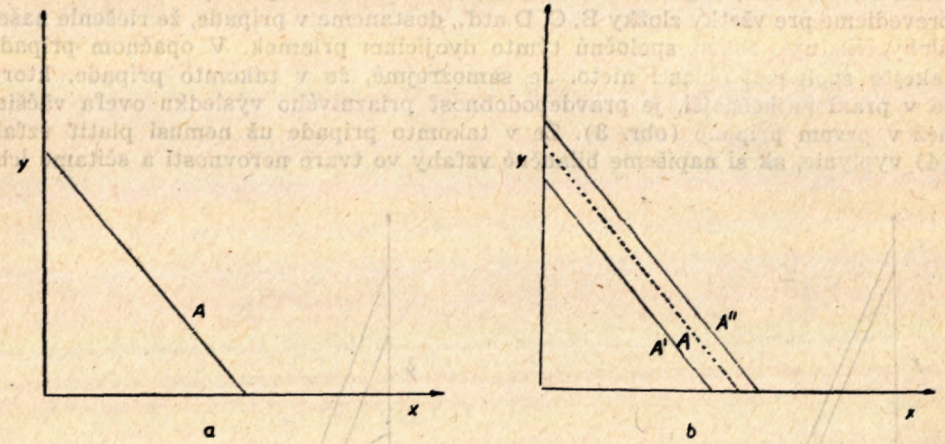
Obr. 1. Zobrazenie sústavy štyroch lineárnych rovníc s dvomi neznámymi. a) Riešenie sústavy existuje. b) Riešenie sústavy neexistuje.

$$\begin{aligned} A_1x + A_2y &= AQ \\ B_1x + B_2y &= BQ \\ C_1x + C_2y &= CQ \\ \cdot \quad &\cdot \quad \cdot \\ \cdot \quad &\cdot \quad \cdot \\ \cdot \quad &\cdot \quad \cdot \\ N_1x + N_2y &= NQ \end{aligned} \qquad (2)$$

(x, y a Q sú váhové množstvá východzích surovín, resp. požadované množstvo zmesi). Rovnice (2) nám predstavujú sústavu n rovníc s dvoma neznámymi. Je

zrejmé, že takáto sústava bude mať — v prípade že $n > 2$ — iba náhodou riešenie. Ak totiž sústavu rovníc (2) znázorníme graficky ako sústavu priamok, musia sa tieto, v prípade že existuje riešenie, pretínať v jednom bode (obr. 1a). Ak riešenie neexistuje, niet takéhoto spoločného priesečníka (obr. 1b.).

Obr. 1b. však nesmie zvádzať k uzáverom, že by bod P, vzniklý ako priesečník priamok 1, 2 a 4 odpovedal zmesi, obsahujúcej zložky 1, 2 a 4 v požadovanom zastúpení. Dôkaz tohto tvrdenia obdržíme sčítaním rovníc sústavy (2).



Obr. 2. Zobrazenie rovnice $A_1x + A_2y = A$ (a)
a nerovnosti $A' \; A_1x + A_2yA''$ (b)

$$(A_1 + B_1 + C_1 + \ldots + N_1) \,.\, x + (A_2 + B_2 + C_2 + \ldots + N_2) \,.\, y = (A + B + C + \ldots + N) \,.\, Q \qquad (3)$$

Výrazy v zátvorkách sa však podľa (1) rovnajú jednej a ostáva

$$x + y = Q \qquad (4)$$

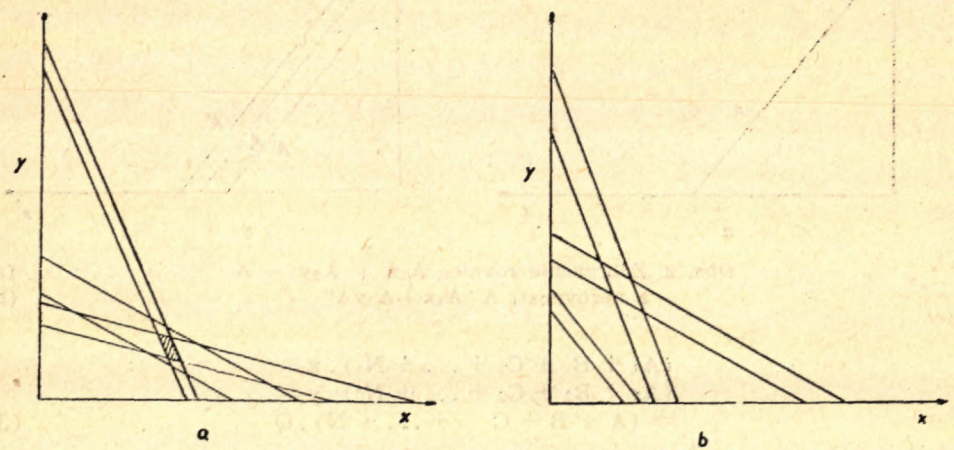
Rovnica (4) nám podáva podmienku, ktorej musí vyhovovať poloha bodu P. Táto podmienka bude automaticky splnená vtedy, ak naše rovnice budú zahrnovať kompletné zloženie surovín a všetky im odpovedajúce priamky sa budú pretínať v jednom bode. V opačnom prípade $x + y \neq Q$ a eventuálny priesečník niekoľkých priamok bude odpovedať zmesi, ktorá síce obsahuje AQ váh. jednotiek zložky A, BQ váh. jednotiek zložky B atď. ale pretože nie je zachovaný vzťah (4), nebudú tieto veličiny odpovedať percentám. Ak teda nám bude záležať iba napr. na dvoch zložkách, ktorých obsah v surovine je pomerne malý, treba zvyšok do 100% považovať za tretiu zložku.

Z toho, čo sa povedalo, vyplýva, že keby sme od zloženia výslednej zmesi požadovali veľkú presnosť, bola by táto úloha iba náhodou riešiteľná. Spravidla sa však pripúšťa istá ľubovôľa. Ukážeme si, že v tomto prípade je pravdepodobnosť priaznivého riešenia oveľa väčšia.

Ľubovoľnej rovnici zo sústavy (2), napr. rovnici prvej: $A_1x + A_2y = AQ$

odpovedá priamka, ktorej smernica závisí iba na koeficientoch A_1 a A_2, kým vzdialenosť tejto priamky od počiatku je úmerná členu AQ. Ak teraz nahradíme tento člen postupne dvoma hodnotami A'Q a A"Q tak, aby $A'<A<A''$, potom zrejme sa smernica priamok nezmení, ale len ich vzdialenosť od počiatku (obr. 2).

Náš krok prakticky znamená toľko, že nepožadujeme od zmesi presné zloženie A, ale také, aby ležalo medzi A' a A". Keď takýto systém rovnobežiek prevedieme pre všetky zložky B, C, D atď., dostaneme v prípade, že riešenie našej úlohy existuje, oblasť spoločnú týmto dvojiciam priamok. V opačnom prípade takejto spoločnej oblasti nieto. Je samozrejmé, že v takomto prípade, ktorý je v praxi najbežnejší, je pravdepodobnosť priaznivého výsledku oveľa väčšia, než v prvom prípade (obr. 3). Že v takomto prípade už nemusí platiť vzťah (4) vyplynie, ak si napíšeme bilančné vzťahy vo tvare nerovností a sčítame ich.



Obr. 3. Zobrazenie sústavy troch bilančných nerovností. a) Riešenie existuje. b) Riešenie neexistuje.

$$
\begin{aligned}
&A'Q<(A_1x + A_2y)<A''Q\\
&B'Q<(B_1x + B_2y)<B''Q\\
&C'Q<(C_1x + C_2y)<C''Q\\
&\quad .\quad .\quad .\quad .\\
&\quad .\quad .\quad .\quad .\\
&\quad .\quad .\quad .\quad .\\
&N'Q<(N_1x + N_2y)<N''Q
\end{aligned}
\qquad (5)
$$

$$
\begin{aligned}
&[A' + B' + C' + \ldots + N'] \,.\, Q<\\
&<(A_1 + B_1 + C_1 + \ldots + N_1) \,.\, x +\\
&+ (A_2 + B_2 + C_2 + \ldots + N_2) \,.\, y<\\
&<[A'' + B'' + C'' \ldots + N''] \,.\, Q
\end{aligned}
\qquad (6)
$$

Tu sa už jedničke rovnajú iba mnohočleny v okrúhlych zátvorkách, zatiaľčo člen v hranatej zátvorke, ležiaci na ľavom krídle nerovnosti, bude menší než

jedna, nakoľko jedenkrát čiarkované veličiny značia pre obsah jednotlivých zložiek ich dolnú medzu. Z tých istých dôvodov bude analogický člen na pravom krídle nerovnosti väčší než jedna, takže platí

$$QX' < (x + y) < QX'' \tag{7}$$

kde

$$X' < 1 < X'' \tag{8}$$

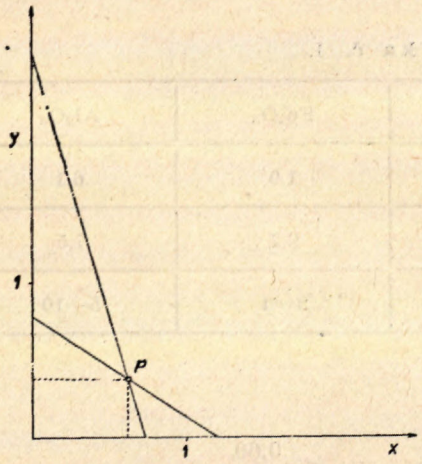
Pri konkrétnom riešení úloh z praxe je najvýhodnejšie postupovať tak, že rovnice prevedieme na úsekový tvar — čiže vydelením každej rovnice jej pravou stranou:

$$A_1x + A_2y = AQ \tag{9}$$

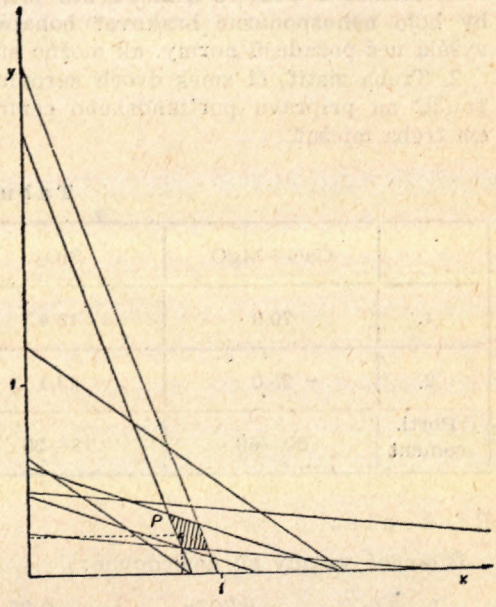
$$\frac{A_1}{AQ}\,x + \frac{A_2}{AQ}\,y = 1 \tag{10}$$

Potom úsek na ose x, $p = \frac{AQ}{A_1}$ a úsek na ose y, $q = \frac{AQ}{A_2}$

Pretože nám spravidla ide iba o pomer váhových množstiev oboch surovín, položíme si pre jednoduchosť $Q = 1$.



Obr. 4. Riešenie príkladu 1. Súradnice bodu $Px = 0{,}6$; $y = 0{,}4$.



Obr. 5. Riešenie príkladu 2. Súradnice bodu $Px = 0{,}8$; $y = 0{,}2$.

Príklady:

1. V akom pomere treba miešať železnú rudu z dvoch partií tohože ložiska, ak jeden druh obsahuje priemerne 42% Fe, druhý 12% Fe a chceme, aby výsledná surovina obsahovala 30% Fe.*

Riešenie:

Ide o dvojzložkové suroviny (železo a hlušina). Dostaneme dve rovnice s dvoma neznámymi, takže riešenie vždy existuje.

Zloženie:	1.	42%	Fe,	58% hlušiny
	2.	12%	Fe,	88% hlušiny
požadujeme		30%	Fe,	70% hlušiny

$$\text{I. } 0{,}42x + 0{,}12y = 0{,}30$$
$$\text{II. } 0{,}58x + 0{,}88y = 0{,}70$$

$$p_1 = \frac{0{,}30}{0{,}42} = 0{,}715 \qquad p_2 = \frac{0{,}70}{0{,}58} = 1{,}21$$

$$q_1 = \frac{0{,}30}{0{,}12} = 2{,}50 \qquad q_2 = \frac{0{,}70}{0{,}88} = 0{,}80$$

Úloha je znázornená na obr. 4.

Po zmeraní súradníc bodu P, $x = 0{,}6$ a $y = 0{,}4$. Rudu 42% a 12% treba teda miešať v pomere 3:2.* Tento prípad je v praxi veľmi dôležitý, pretože by bolo nehospodárne brakovať bohaté partie ložiska, ktorých kovnatosť je vyššia než požadujú normy, ak možno súčasne exploatovať chudobnejšie partie.

2. Treba zistiť, či zmes dvoch surovín, ktorých zloženie je v tab. 1., možno použiť na prípravu portlandského cementu, ak áno, nájdite, v akom pomere ich treba miešať.

Tabuľka č. 1.

	CaO+MgO	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
1.	70,3	15,4	1,0	6,1
2.	25,0	43,1	9,2	7,5
Portl. cement	60—68	18—25	2—4	5—10

Riešenie:

Bilančné vzťahy sú nasledovné:

$$\text{I. } 0{,}703x + 0{,}25\,y = < \begin{matrix} 0{,}60 \\ 0{,}68 \end{matrix}$$

$$\text{II. } 0{,}154x + 0{,}431y = < \begin{matrix} 0{,}18 \\ 0{,}25 \end{matrix}$$

$$\text{III. } 0{,}01\,x + 0{,}092y = < \begin{matrix} 0{,}02 \\ 0{,}04 \end{matrix}$$

$$\text{IV. } 0{,}061x + 0{,}075y = < \begin{matrix} 0{,}05 \\ 0{,}10 \end{matrix}$$

V tomto prípade sme uvažovali o piatej zložke — zvyšok do 100%, pretože zloženia oboch surovín dosahujú skoro 100%. Aby sme sa napriek tomu ešte vyhli chybe, vyberieme bod P v spoločnej oblasti — ak taká bude existovať — tak, aby $x+y=1$.

Každá dvojica uvedených rovníc nám poskytne dve rovnobežné priamky, pre ktoré nájdeme príslušné osové úseky.

$$p\ I.1 = \frac{0,60}{0,70} = 0,85 \qquad q\ I.1 = \frac{0,60}{0,25} = 2,40$$

$$p\ I.2 = \frac{0,68}{0,70} = 0,97 \qquad q\ I.2 = \frac{0,68}{0,25} = 2,70$$

$$p\ II.1 = \frac{0,18}{0,15} = 1,17 \qquad q\ II.1 = \frac{0,18}{0,43} = 0,42$$

$$p\ II.2 = \frac{0,25}{0,15} = 1,62 \qquad q\ II.2 = \frac{0,25}{0,43} = 0,58$$

$$pIII.1 = \frac{0,02}{0,01} = 2,00 \qquad qIII.1 = \frac{0,02}{0,09} = 0,22$$

$$pIII.2 = \frac{0,04}{0,01} = 4,00 \qquad qIII.2 = \frac{0,04}{0,09} = 0,44$$

$$pIV.1 = \frac{0,05}{0,06} = 0,82 \qquad qIV.1 = \frac{0,05}{0,08} = 0,63$$

$$pIV.2 = \frac{0,10}{0,06} = 1,64 \qquad qIV.2 = \frac{0,10}{0,08} = 1,25$$

Vzťahy sú graficky znázornené na obr. č. 5.

Z obrázku vidno, že vyšrafovaná oblasť je spoločná všetkým štyrom pásom, vymedzeným priamkami podľa našich rovníc. Ako riešenie vyberieme bod P, ktorého súradnice sú $x = 0,8$, $y = 0,2$. Skutočne, ak zmiešame obe suroviny v pomere 4 : 1, dostaneme zmes zloženia 61% CaO+MgO, 21% SiO_2, 2,6% Fe_2O_3, a 6,4% Al_2O_3, čo vyhovuje našim požiadavkám.

V krátkosti ešte naznačíme postup pri riešení takejto úlohy, ovšem pre tri dielčie suroviny. Postup, analogický tomu, ktorý sme skôr použili, by viedol ku priestorovým diagramom, čo by bolo prakticky nepoužiteľné. Riešime preto takúto úlohu opäť pre dve premenné, ovšem pri konštantnej hodnote tretej premennej. Pre každú zvolenú hodnotu tretej premennej narysujeme náš diagram. Za smerodatný vezmeme potom ten, na ktorom budú mať systémy rovnobežiek spoločnú oblasť. Avšak aj uskutočnenie tohto postupu je zdĺhavé a konečný efekt je málokedy úmerný vynaloženej námahe.

Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity v Bratislave

JÁN JARKOVSKÝ

Zpráva chemického laboratória o činnosti za rok 1953

Chemické laboratórium GÚDŠ pokračovalo r. 1953 v kolektívnej spolupráci (Jarkovský, Leštár, Dvonč, Rapošová, Šulcová) pri prevádzaní chemických analýz. Prevádzalo kompletné analýzy silikátových hornín rôznych druhov od najacídnejších (granitických) až po horniny bázické, čím pomohlo riešiť mnoho razy spletité problémy genetické a prispelo svojimi výsledkami k vyriešeniu niektorých petrografických otázok na základe petrochemických výpočtov. Celkove išlo tu väčšinou o vzťahy horninových komplexov k výskytom rúd a nakoniec o systematické začlenenie horniny do petrografického systému.

Ďalej boli prevádzané úplné analýzy karbonátových hornín, vzoriek síranov, ako aj iných chemických zlúčenín, vzácnejších minerálov a väčšie množstvo rudných vzoriek. Z posledných to boli sulfidy, hlavne však sedimentárne Fe-rudy (Držkovce), mangánové rudy (Zázrivá a iné), vápence (Lučenec—Rim. Sobota) na cementárske účely, kremence (oblasť Nitra a Sv. Kríž n/Hronom) pre hutníctvo a iné suroviny, ktorých výsledky chemických analýz dali podklady na posúdenie kvality rudy, resp. inej nerudnej suroviny.

Niektorí pracovníci laboratória (Jarkovský, Leštár, Dvonč) pracovali vedľa prevádzania dôležitejších a komplikovanejších silikátových a rudných analýz tiež na riešení iných úkolov. Išlo o orientačný geochemický výskum oblasti bázického telesa pri Kalinove s ohľadom na zrudnenie. V rámci tohto úkolu v tesnej spolupráci s M. Maheľom riešilo chem. laboratórium zrudnenie oxydačného pásma serpentínickej horniny a previedlo z tejto oblasti viac analýz jednak kompletných (mastence), jednak technických, kde išlo o určenie kovnatosti niektorých vzácnejších metalických prvkov. Tento úkol bol v značnej miere podopretý spektrálnymi analýzami (Kupčo), pomocou ktorých bola určená oblasť najvyšších koncentrácií určovaných prvkov a z týchto potom prevedené úplné i technické analýzy. V uvedenom úkole sa pokračuje.

Ďalej pracovalo chem. laboratórium v spolupráci s O. Fusánom na výskume ankeritov z oblasti Veľkej Polomy, kde išlo o určenie stupňa metasomatózy, ktorým pochodom vznikli práve ankerity z vápencov, vyskytujúcich sa tu vedľa kremencov, kvarcitických bridlíc, fylitov, grafitických bridlíc a lyditov, viazaných na gelnickú sériu (Fusán, 1950). Zistilo sa, že koncentrácie Fe a Mn sú pomerne nízke a málo sa od seba líšia vzorky z rôznych miest. Jedine okraje šošoviek sú málo zrudnené, alebo vôbec nezrudnené. I to poukazuje na skutočnosť, že stupeň metasomatózy je nízky. U niektorých vzoriek bolo zistené i značnejšie množstvo SiO_2.

V ďalšom prevádzalo chemické laboratórium výskum triasových vápencov z oblasti Píla s ohľadom na zrudnenie Pb. Bolo zistené, že náznaky galenitových impregnácií sú rozložené veľmi nepravidelne a je ťažko stanoviť ich rozloženie bežnými metódami. V prieskume pokračuje i ZSRP.

Ďalej bol prevedený predbežný výskum hydrotermálnych kremencov z oblasti Sklených Teplíc s ohľadom na ich zrudnenie. Makroskopicky bolo na niektorých miestach týchto kremencov zistené, že ide o povlaky a hniezda Fe-minerálov, majúcich súvis s hydrotermálnou činnosťou, ktorou vznikli uvedené kremence metasomatickým zatlačením okolných karbonátových hornín. Detailnejší výskum

Obr. 1. Zosun na vicinálnej ceste Kručov—Harkaj, podmieľaný Topľou.

Obr. 2. Zničenie polí pri Čiernom nad Topľou za povodne na jar 1952.

Obr. 1. Polkruhovitá odlučná oblasť čerstvého zosunu zasahuje zosuvné zeminy starého zosunu.

Obr. 2. Časť odlučnej oblasti zosunu pri Kručove.

sa bude prevádzať v budúcich rokoch s M. Maheľom, ktorý v uvedenej oblasti už pracoval.

Metodické analytické postupy. Silikátové kompletné analýzy prevádzali sa osvedčenými gravimetrickými, titračnými a kolorimetrickými metódami. Predbežná spektrálna semikvantitatívna analýza pomohla vždy v problematických prípadoch určiť metodický postup a poskytovala dobrú kontrolu získaných výsledkov. Podobne i pri analýzach iných, hlavne rudných vzoriek bola spektrálna analýza dôležitým doplňkom chemických analýz. Technické analýzy prevádzali sa tiež polarografickou metódou, hlavne komponenty s nízkym obsahom. Bola venovaná pozornosť tiež metodickému výskumu, zavádzané a modifikované rôzne vhodné analytické metódy. Napr. bola zostavená vhodnejšia aparatúra na presné a rýchle stanovenie CO_2 v karbonátových a silikátových horninách, bola preskúšaná Berzeliova metóda na stanovenie alkalických kovov v silikátoch a rad iných chemických metód. Bolo zistené, že Berzeliovu metódu na stanovenie alkálií možno dobre použiť len v kyslých horninách s menším obsahom Mg.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

JÁN SENEŠ

Predbežná zpráva o hydrologickom a speleologickom výskume Jasovskej planiny

Práce sa prevádzajú za účelom monografického spracovania hydrografie a speleológie Jasovskej planiny v Juhoslovanskom krase.

Výskum bol r. 1953 zameraný na južnú časť Jasovskej planiny, na zistenie tamojších podzemných hydrografických sústav. Boli zamerané a registrované jaskyne a vyvieračky v širšom okolí obce Drienovec. Samotná Drienovecká jaskyňa bola zameraná v celej svojej dĺžke. Bol rekonštruovaný vývin jaskyne, ktorý v pleistocéne bol značne ovplyvnený petrografickým charakterom vrchnotriasového súvrstvia, v ktorom sa často objavujú vložky zlepencov a brekciovitého dolomitu. Výsledky podrobného spracovania Drienoveckej jaskyne budú uverejnené v Zemepisnom zborníku SAV.

Uhoľný prieskum, n. p.,
Turčianske Teplice

OBSAH

Andrusov D.: Zpráva o mapovaní druhohôr pri okraji kryštalinika na južnom úpätí Nízkych Tatier r. 1950 — — — — — — — — — — — 7
Andrusov D. — Kováčik J.: Zpráva o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier r. 1953 a v rokoch predošlých — — — 3
Andrusov D. — Schaleková A. — Bystrická H.: Zpráva o geologických výskumoch oblasti medzi Komárnom a Štúrovom — — — — 83
Brestenská E.: Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca, na SZ od Topoľčian — — — — — — — — — — — — — — 82
Bystrická H.: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska — — — — — — — — — — — — — — 102
Bystrická H. — Andrusov D. — Schaleková A., pozri Andrusov D. — Schaleková A. — Bystrická H. — — — — — 83
Cambel B.: Predbežná zpráva o výskume kryštalinika Malých Karpát — 14
Cambel B.: K otázke kryštalických bridlíc medzi Cajlou a Hornými Orešanmi v Malých Karpatoch — — — — — — — — — — — — — 16
Cambel B.: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch — — 20
Čajková M.: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Banskej Štiavnice. (List špec. mapy Banská Štiavnica-4662) — — — — — 112
Čekalová V.: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu — 48
Csitneki E.: Geofyzikálne meranie v Turíčkach — — — — — — 160
Danihelová R. H.: Predbežná zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu — — — — — — — — — — — 103
Danihelová R. H.: Predbežná zpráva o mikrofaune juhoslovenského oligocénu — — — — — — — — — — — — — — — — 88
Ďurovič S.: Grafická metóda hodnotenia zmesí nerastných surovín — — 165
Fabíni P.: Laboratórne skúmanie zvážlivín — — — — — — — — — 129
Fusán O.: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — — — — — — — — — — — 38
Fusán O. — Kantor J.: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4) — — — — — — — — — — — — — — — 40
Gašparík J.: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr — — — — — — — — — — — — — — 96
Gorek A.: I. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier — — — — — — — — — — — — — — 4
Gorek A.: II. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier — — — — — — — — — — — — — — 5
Gregor C.: Možnosti skvalitnenia vrtnej prevádzky jadrovacími súpravami 161
Chmelík J.: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Margecanmi a Žakarovcami — — — — — — — — — — — — — — — — — 47
Ivan L., Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Hodejova/Top. plán 4664/3) 85
Jablonický T.: Geofyzikálna metóda na zisťovanie smeru a sklonu vrstiev zvrstveného podložia. (Priame meranie excentricity stredu elektro-dynamického poľa) — — — — — — — — — — — — — — — 141
Jarkovský J.: Zpráva chemického laboratória o činnosti za r. 1953 — — 172
Kamenický J.: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid — — — — — — — — 56
Kamenický J. — Kamenický L.: Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov — — — — — — — — — — — — — 61

Kamenický L.: Zpráva o geologickom výskume východnej časti top. sekcie Dobšiná — — — — — — — — — — — — — — — — — — 44
Kamenický L. — Kamenický J., pozri Kamenický J. — Kamenický L.: — — — — — — — — — — — — — — — — 61
Kantor J.: O genéze mangánových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí (Predbežná zpráva) — — — — — — — — — — — — — — 70
Kantor J. — Fusán O., pozri Fusán O. — Kantor J. — — — — 40
Kantorová V.: Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša — 78
Kantorová V.: Mikropaleontologický výskum prešovského solinosného miocénu — — — — — — — — — — — — — — — — — 91
Karolus K.: Zpráva o geologickom výskume územia Banská Štiavnica Ilija—Svätý Anton (List top. plánu 4662/1) — — — — — — — — — 115
Karolus K.: Petrografický popis niektorých pyroklastík Štiavnického pohoria — — — — — — — — — — — — — — — — — 118
Kočiščáková E.: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní v okolí Banskej Štiavnice — — — — — — — — — — — — — — 113
Kočiščáková E.: Príčiny serpentinizácie niektorých ultrabázických masívkov v Spišsko-gemerskom rudohorí — — — — — — — — 63
Kolbenheyer T.: Geofyzikálny prieskum ložiska okru a magnezitu pri Cinobani — — — — — — — — — — — — — — — — 155
Kolbenheyer T.: Geoelektrický prieskum ložiska okru pri Veľkej Vsi — 157
Kolbenheyer T.: Geoelektrický prieskum ložiska okru a magnezitu pri Podrečanoch — — — — — — — — — — — — — — — 157
Kotásek J.: Predbežná zpráva o mapovaní v okolí Poník (na juhovýchod od Banskej Bystrice) — — — — — — — — — — — — — — 12
Kováčik J. — Andrusov D., pozri Andrusov D. — Kováčik J. 3
Krist E.: Predbežná zpráva o výskume karbónskych zlepencov v oblasti Košicej Belej a Gelnice — — — — — — — — — — — — — 68
Kubáň T.: O stabilite svahov v doline strednej Tople — — — — — 134
Kubíny D.: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna — — — — — — — — — — — 9
Lešku B.: Zpráva o geologickom výskume terénu Vranov—Strážske—Oreské 93
Maheľ M.: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka — — — — 49
Maheľ M.: Paleozoické série v západných gemeridách — — — — — 53
Maheľ M.: Príspevok k poznaniu poltárskej formácie — — — — — 89
Maheľ M.: Niektoré hydrogeologické poznatky zo záp. Slovenska — — 121
Mach C.: Severný okraj Turčianskej neogénnej kotliny — — — — 79
Marková M. — Vaňová M.: Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chvalovej — — — — — — — — — — — — — — — — — 86
Marschalko R.: Poznámky ku staršiemu paleozoiku gemerid — — — 42
Mišík M.: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr — — — — — — — — — — — — 104
Paštéka V.: Rudný geofyzikálny prieskum na Slovensku — — — — 151
Polák S.: K otázke hypergénneho obohatenia vrchnoliasových mangánorudných polôh v Malých Karpatoch — — — — — — — — — — — 33
Seneš J.: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní medzi Hanušovcami nad/Top. a Juskovou Voľou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria — — — — — — — — — — — — — — — — — — 95
Seneš J.: Predbežná zpráva o hydrologickom a speleologickom výskume Jasovskej planiny — — — — — — — — — — — — — — — — 173
Schaleková A. — Andrusov D. — Bystrická H., pozri Andrusov D. — Schaleková A. — Bystrická H. — — — — — — — — 83
Schwartz J.: Niekoľko poznámok k rudnej paragenézii oblasti Nálepkova 76

Srnánek J.: Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Hradište pod Vrátnom — Rozbehy — — — — — — — — — — — — — — — — 35
Srnánek J.: Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Kostolná-Drietoma-Kochanovce — — — — — — — — — — — — — — — — 37
Šalát J.: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami — — — — — — — — — — — — — — 65
Šalát J.: Zpráva o petrografickom výskume vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí — — — — — — — — — 105
Šimák L.: Tečúce piesky a ich vlastnosti — — — — — — — — — 125
Šlahor Ľ.: Zpráva o mapovaní základových pôd — — — — — — — 107
Švagrovský J.: Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku roku 1953 — — — — — — — — — — — — — — — — 97
Valach J.: Predbežná zpráva o výskume niektorých pegmatitov slovenského kryštalinika — — — — — — — — — — — — — — — 25
Vaňová M. — Marková M.: Pozri Marková M. — Váňová M. — 86
Varček C.: Predbežná zpráva o výskume metalogenetických pomerov v okolí Rožňavy — — — — — — — — — — — — — — — — 71
Varček C.: Predbežná zpráva o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave — 74
Žurek V.: Předběžná zpráva o geologickém mapování západní části Vihorlatu a blízkého okolí — — — — — — — — — — — — — — — 100

ERRÁTA

(Geologické práce - Zprávy 1)

Strana	Riadok zhora	Riadok zdola	chybne	správne
16		14	Kuklon	Kuklou
54		24	Krivásskym	Kriváńskym
86	4		Kvatér	Kvartér
97	22		Kategra	Katedra
108		3	štrtkov	štrkov
131	13		súdružnosti	súdržnosti
147	11		limonizované	limonitizované
Tab. I. obr. 1.			Harkaj	Harhaj

GEOLOGICKÉ PRÁCE

neperiodická edícia, vydávaná Geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina č. 1, nákladom Slovenskej akadémie vied. Hlavný redaktor docent RNDr. Michal Maheľ, tajomník redakcie RNDr. Edita Brestenská, technický redaktor Matej Gajdoš.

Vytlačili Severoslovenské tlačiarne, n. p., Martin.
Výmer PK č. 9-3506/53-F-70.078.
Cena brož. Kčs 44.—