GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 23

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1961

1B19i

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

24,50 Kčs

1176/61

OBSAH

1. Nemčok A.: Inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone 5
2. Turan J.: O zrudnení na Trangoške a o niektorých výskytoch v údolí Bystrej a Mlynej na južnom svahu Nízkych Tatier 85
3. Grecula P.: Geologické pomery okolia Pohronského Bukovca 117
4. Nemčok J. — Koráb T. — Ďurkovič T.: Výskyt jaselských lupkov v magurskom flyši 127
5. Ďurkovič T. — Koráb T.: Podmorský fosílny zosuv južne od Lopúchova . . 138
6. Kostjuk V. P.: Stručný náčrt magmatizmu východných Karpát na území SSSR . 143
7. Vidacs A.: Podobnosť rudných žíl v Gyöngyösoroszi a Banskej Štiavnici . . . 167
8. Forgáč J.: K premenám neovulkanitov na Slovensku II 183
9. Krystek I.: Návrh klasifikace tufů a tufitů 209
10. Snopková P.: Palynologický výskum neogénnych sedimentov z okolia Štúrova, Nových Zámkov a Považia 217

INHALT

1. Nemčok A.: Ingenieur-geologische Untersuchungen für die Wasserbauten auf dem Hron-Fluss 5
2. Turan J.: Ueber Vererzung am Berge Trangoška und einiger Erzvorkommen im Tal Bystrá und Mlyná am Südhang der Niederen Tatra 85
3. Grecula P.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Pohronský Bukovec . 117
4. Nemčok — Koráb — Ďurkovič: On the Occurences of Jaslo Shales in the Magura Flysch 127
5. Ďurkovič — Koráb: Submarine Fossil Slide in the South of Lopuchov . . 138
6. Kostjuk V. P. (Kiev): Kurze Skizze des Magmatismus von Ostkarpaten im Gebiet der UdSSR 143
7. Vidacs A. (Budapest): Aehnlichkeit der Erzgänge von Gyöngyösoroszi und Banská Štiavnica (Schemnitz) 167
8. Forgáč J.: Studium der Veränderungen der Neovulkanite in der Slowakei II. . . 183
9. Krystek I.: Entwurf einer Klassifikation der Tuffe und Tuffite 209
10. Snopková P.: Palynologische Untersuchungen der neogenen Ablagerungen aus der Umgebung von Štúrovo, Nové Zámky und aus dem Waagtal in der Slowakei . . 217

ARNOLD NEMČOK

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÉ PODMIENKY PRE BUDOVANIE VODNÝCH DIEL NA HRONE

ÚVOD

V máji 1954 ma poverila Katedra inžinierskej geológie, aby som vypracoval štúdiu inžiniersko-geologického rajónovania Hrona. V tom čase sa začínal zostavovať štátny vodohospodársky plán ČSR a bolo potrebné, aby projektanti mali poruke aspoň predbežne spracované inžiniersko-geologické podklady celého toku Hrona. Postupne sa plán na energetické využitie Hrona spresňoval a vykonával podrobný inžiniersko-geologický prieskum na jednotlivých priehradných miestach, z ktorých sú dnes viaceré zaradené do štátneho vodohospodárskeho plánu, s inými sa počíta len alternatívne a niektoré z plánu vypadli. V predloženej práci sú spracované inžiniersko-geologické podklady celého toku Hrona od Pohorelskej Maše po Štúrovo.

Ako podklad pre zostavenie mapy v mierke 1 : 75.000 slúžili mi hlavne geologické mapy 1 : 25.000 týchto autorov:

geologická mapa okolia Heľpy (Zoubek — Gorek 1953);
geologická mapa údolia Hrona od Závadky po Brezno (Šajgalík 1952);
geologická mapa okolia Brezna (Kubíny 1952);
geologická mapa južného svahu Nízkych Tatier (Kettner — Šťastný 1928);
geologická mapa južného okolia Podbrezovej (Zoubek 1926);
geologická mapa južného svahu Nízkych Tatier (Koutek — Zoubek — Andrusov 1950);
geologická mapa pravého brehu Hrona v okolí Lopeja a Sv. Ondreja (Šťastný 1928);
geologická mapa okolia železnice Banská Bystrica—Diviaky (Andrusov 1936);
geologická mapa Zvolenskej kotliny (Andrusov — Čechovič 1942—44);
geologická mapa údolia Slatinky (Srnánek 1952);
geologická mapa okolia Trate mládeže (Andrusov 1942);
geologická mapa Svätokrížskej kotliny (Kettner — Andrusov 1928);
geologická mapa údolia Hrona v úseku od Bukoviny po Sv. Beňadik (Srnánek 1952);
geologická mapa pravých svahov údolia Hrona od Sv. Beňadika po parížsky kanál a okolie Levíc (Ivan 1940);
geologická mapa územia medzi Hronom a Ipľom (Seneš 1948);
geologická mapa pahorkatiny Öreg Hegy (Matějka 1947).

Úseky medzi Pohorelskou Mašou a Závadkou, Lučatínom a Badínom, Budčou a Jalnou som geologicky mapoval v lete 1953 a 1954. Ostatné úseky mapované staršími autormi som prešiel orientačnými túrami, poprípade som ich reambuloval.

Do vypracovanej mapy inžiniersko-geologického rajónovania nebolo možno zakresliť niektoré útvary, ktoré vychádzajú na povrch v odkryvoch nepatrných rozmerov, alebo pre malú mierku bolo treba komplikované tektonické pomery v niektorých miestach zjednodušiť. Okrem toho v miestach, kde sú mohutne vyvinuté pokryvné útvary, boli potrebné orientačné sondy na zistenie podkladu, čo však pre krátkosť času nebolo možné uskutočniť.

Mapu inžiniersko-geologického rajónovania použili projektanti a experti VRSu Povereníctva stavebného priemyslu v Bratislave ako podklad pre vypracovanie systému vodných diel hydroenergetického využitia rieky Hrona od Pohorelskej Maše po Štúrovo.

Na najdôležitejších projektovaných vodných dielach sa od r. 1954 do r. 1958 vykonali sondážne práce a podrobný prieskum. Podrobné inžiniersko-geologické mapovanie do mapy v mierke 1:5000 vykonávali v tomto období kolektívy našej katedry pod vedením doc. inž. Matulu a dr. A. Nemčoka. Z týchto máp som použil v práci úseky, týkajúce sa plánovaných priehradných miest: Bacúch (inžiniersko-geologickú mapu spracoval L. Melioris 1957), Brezno I, II (D. Kmeťová 1957), Zvolen (J. Orvan 1955), Slatinka (A. Nemčok 1957), Hronská Dúbrava (M. Matula 1957), Jalná (I. Šarík 1955), Ladomer (J. Nemčok 1955), Žarnovica (J. Buroš 1957), Žarnovica-vyrovnávačka (P. Pospíšil 1957), Voznica — Rudno (A. Tužinský 1957), Beňadik — Psiare (G. Stašová 1957), Tlmače I, II (M. Slivovský 1957).

Výsledky podrobného inžiniersko-geologického mapovania a sondážneho prieskumu priehradných miest rozvediem v statiach o rajónoch.

Geologická preskúmanosť územia

V údolí Hrona pracovalo mnoho geológov, ktorí sa zaoberali riešením stratigrafie a tektoniky jednotlivých území a hlavne vyhľadávaním ložísk nerastných surovín. Pri spracovaní údolia Hrona opieral som sa o novšie práce, preto v ďalšom spomeniem len výsledky mladšej generácie, ktorá tu pracovala od r. 1923 až podnes.

Od r. 1923 až do r. 1938 pracovali v údolí Hrona D. Andrusov a skupina českých geológov, hlavne R. Kettner, V. Zoubek, Q. Záruba, L. Čepek, V. Šťastný a F. Fiala. Venovali sa hlavne riešeniu stratigrafie a tektoniky jednotlivých území.

D. Andrusov spolu s R. Kettnerom a L. Čepkom r. 1923 mapovali v oblasti Žiarskej kotliny; v r. 1935—36 vykonával geologický výskum

údolia Starohorského potoka a pravého svahu Hrona v okolí Banskej Bystrice a spolu s Q. Zárubom posúdil podklady pre železnicu Banská Bystrica—Diviaky; spolu s Matějkom vyhotovil geologickú mapu 1:200 000 list Banská Bystrica, kde rieši medzi iným geologicko-tektonickú stavbu údolia Hrona od Beňuša po Hronskú Dúbravu.

R. Kettner (1928) v práci: *Příspěvek k poznání geologických poměrů Hronské kotliny Svatokřížské* rieši vulkanologické a tektonické pomery v oblasti dnešného Žiaru n/Hronom. V ďalších svojich prácach z oblasti Hrona zaoberal sa stratigrafiou a tektonikou subtatranských príkrovov.

V. Šťastný v r. 1927—1928 pracoval na južnom svahu Nízkych Tatier v okolí Lopeja, Sv. Ondreja a v údolí Bystrej, zostavil pre tieto územia geologickú mapu a výsledky zhrnul v dvoch zprávach.

F. Fiala r. 1933—1938 sa zaoberal sústavným štúdiom Kremnicko-štiavnického rudohoria a výsledky práce zhrnul vo viacerých prácach (pozri literatúru). a v tomto pohorí pracuje dodnes a venuje sa predovšetkým riešeniu petrografie a genézy vulkanitov.

V. Zoubek pracuje od r. 1928 až podnes v hornej časti Hrona od Pohorelskej Maše po Lopej. Podrobne spracoval úsek údolia Hrona od Brezna po Lopej. Zostavil podrobnú geologickú mapu 1:25 000 a objasnil v týchto územiach stratigrafiu a tektoniku. Okrem toho na základe podrobného mapovania a orientačných túr rozčlenil tektoniku koreňovej oblasti subtatranských príkrovov (veporidy) a určil jej vzťah k iným jednotkám centrálnych Západných Karpát. Výsledky svojich výskumov zhrnul vo viacerých zprávach.

Medzi r. 1938 a 1945 pracovali v údolí Hrona D. Andrusov, V. Čechovič a M. Kuthan, avšak vzhľadom na druhú svetovú vojnu sa výskum vykonával len veľmi ojedinele.

R. 1942 zmapoval D. Andrusov a M. Kuthan oblasť ľavého svahu údolia Hrona medzi Badínom a Zvolenom; výskum sa týkal možnosti využitia minerálnych prameňov zvolenskej panvy. Ďalej preskúmali oblasť v okolí Hronskej Dúbravy pre založenie lomu a trasu Trate mládeže.

V. Čechovič r. 1944 vyhľadával v zvolenskej panve výskyt uhoľných ložísk a zostavil geologickú mapu západnej časti panvy. Výsledky výskumu zhrnul v zpráve: *O prieskume uhľonosného terénu medzi Zvolenom a B. Bystricou.*

Po druhej svetovej vojne od r. 1945 sa začal vykonávať systematický výskum údolia Hrona. Jedna časť geológov sa venovala riešeniu petrografie hornín, stratigrafie, tektoniky a vyhľadávaniu nerastných surovín. Boli to opäť najmä D. Andrusov, V. Zoubek, A. Matějka, R. Lukáč a mladšia generácia Ľ. Ivan, B. Cambel, M. Kuthan, J. Seneš, J. Šalát, E. Krist, M. Koděra, A. Čajková, D. Kubíny, K. Karolus, E. Karolusová, A. Mihalíková, J. Forgáč, I. Krystek a i.

D. Andrusov r. 1939 pracoval v okolí Zvolena a B. Bystrice za účelom vyhľadávania surovín pre založenie vápenky; r. 1951 spolu s V. Zoubkom

a J. Koutkom vypracoval geologicko-montanistickú štúdiu južného svahu Nízkych Tatier.

A. Matějka r. 1949 zostavil geologickú mapu Podunajskej nížiny v mierke 1:200 000 a podal v správach prehľadnú stratigrafiu neogénu Dolného Hrona.

Ľ. Ivan v r. 1940—1954 vykonal základný geologický výskum rozsiahlej oblasti pravého svahu Hrona od Beňadika po údolie Parížskeho kanála SZ od Štúrova a z oblasti Levíc a zostavil geologickú mapu 1:25 000. Vo svojej správe rieši hlavne hydrogeologické pomery a zaoberá sa výskytmi minerálnych prameňov a travertínov.

B. Cambel pracoval r. 1950 v oblasti Hliníka a venoval sa štúdiu ryolitov. J Seneš (1948) geologicky spracoval územie údolia Hrona od Peseku po Štúrovo a zostavil geologickú mapu v mierke 1:25 000. V práci rozvádza stratigrafiu a tektoniku neogénu Ipeľskej tabule.

J. Šalát mapoval r. 1949 v okolí Novej Bane, Žarnovice a Malej Lehoty. D. Kubíny (1952) pracoval v oblasti južne od Brezna. Výsledky výskumu, v ktorom rieši hlavne problémy metamorfózy kraklovského kryštalinika, zhrnul v správe a v geologickej mape 1:25 000. V. Zoubek a A. Gorek (1950) spracovali územie v okolí Helpy za účelom zistenia zásob nerastných surovín (pyritov) a zostavili geologickú mapu v mierke 1:25 000.

Kolektív Lukáč — Koděra — Krist — Čajková v rokoch 1954 až 1958 vykonávali prieskum Štiavnického pohoria v oblasti Slatiny a Stredného Hrona a zamerali sa predovšetkým na petrografiu andezitov a iných vulkanických hornín.

M. Kuthan s kolektívom (Karolus, Karolusová, Mihalíková, Forgáč) vykonáva v posledných rokoch intenzívny geologický výskum Kremnicko-štiavnického rudohoria; sústreďujú sa predovšetkým na petrografiu vulkanických hornín a priebeh vulkanickej činnosti na základe látkovej odlišnosti a superpozície jednotlivých eruptív. Ďalej sa zaoberajú genetickou klasifikáciou jednotlivých typov vulkanických hornín. Zostavili pre rozsiahlu časť Kremnicko-štiavnického pohoria geologickú mapu.

Iná skupina geológov v tomto období riešila inžiniersko-geologické problémy spojené s využitím vodnej energie Hrona; boli to kolektívy Katedry inžinierskej geológie, ktoré s diplomantmi od r. 1952 až do r. 1958 podrobne spracovali horný a stredný tok Hrona. Výsledky výskumu i sondážneho prieskumu zhrnuté v správach jednotlivých autorov (pozri literatúru) sa týkajú území v okolí plánovaných priehrad. Ku správam sú vypracované i podrobné inžiniersko-geologické mapy v mierke 1:5000.

R. 1958 pracoval v oblasti stredného Hrona, hlavne v okolí Zvolenskej panvy akademik A. M. Ovčinikov s kolektívom (Böhm, Melioris, Vnuková), kde sa zaoberal riešením hydrogeologických pomerov stredoslovenských vulkanitov a priľahlých oblastí.

I. Fyzikálno-geografické dáta

Dolinu Hrona sprava, počínajúc horným tokom až po Banskú Bystricu, ohraničujú podľa Hromádku (1945) južné svahy Nízkych Tatier, od Bystrice po Sv. Kríž východné a južné svahy Kremnického pohoria, od Sv. Kríža po Tlmače východné svahy Vtáčnika a Hronského Inovca, a od Tlmáč po Štúrovo východné svahy Hronskej tabule. Zľava, od Pohorelskej Maše po Slovenskú Ľupču ohraničujú dolinu Hrona severné svahy gemerského a veporského rudohoria; od Slovenskej Ľupče po Zvolen ľavé svahy doliny tvorí pahorkatina Zvolenskej panvy, od Zvolena po Tlmače ohraničujú dolinu severné a severozápadné svahy Javoria a Štiavnického pohoria a od Tlmáč po Štúrovo západné svahy Ipeľskej tabule. Ako z uvedeného vyplýva, dolina Hrona tvorí teda hranicu medzi uvedenými pohoriami a tabuľami.

Hydrograficky patrí územie Hrona (5464,6 km^2) povodiu Dunaja. Významnejšie prítoky (s ktorými sa počíta pre energetické využitie) sprava sú: Bystrá, Jesenský potok, Bystrica a Kremnický potok, zľava: Čierny Hron, Osrblianka, Slatina a Sikenica. Celkový sklon údolia Hrona po Moštenicu je 7,6 ‰, po Kozárovce 1,6 ‰, po Štúrovo 0,9 ‰. Priemerné ročné prietočné množstvo vody Hrona po Bacúch je Qa 5,40 m^3/sek., po Valaskú Qa 9,1 m^3/sek., po B. Bystricu 25,7 m^3/sek., pod ústím Slatiny 40,3 m^3/sek., po Rudno 53 m^3/sek. a po ústie 59 m^3/sek.

Stratigrafická tabuľka útvarov budujúcich údolie Hrona

Dolinu Hrona buduje mnoho geologických útvarov, ktoré sú zhrnuté v prehľadnej stratigrafickej tabuľke. Od spodu nahor sú zastúpené tieto útvary:

A. Staršie paleozoikum

1. biotitické pararuly,
2. svorové pararuly, diaftorizované,
3. kremité pararuly,
4. migmatity,
5. aplitické ortoruly
6. ortoruly
7. porfyroidy
8. amfibolity
9. diaftority ortorúl, pararúl, migmatitov
10. granodiority (miestami zbridličnatené)
11. kremité diority

B. Mladšie paleozoikum

1. zlepence, arkózy a droby
2. porfyroidy

Verrucano — perm

C. Mezozoikum

1. kremité zlepence, kremence a krem. bridlice
2. pestré bridlice a pieskovce — *werfen*
3. melafýry (1—3 *spodný trias*)
4. gutensteinské vápence — *anis*
5. dolomity — *ladin*
6. reiflingské vápence — *ladin* (4—6 *stredný trias*)

7. lunzské pieskovce a reiflingské bridlice — *karn*
8. pestré bridlice s vlož. dolomitov a kremencov — *keuper*
9. tmavé organogénne vápence a bridlice — *rét* (7—9 *vrchný trias*)
10. slienité bridlice, pieskovce a vápence — *lias*
11. šedé, zelené a červené vápence s rohovcami — *doger — malm* (10—11 *jura*)
12. slienité vápence, sliene a bridlice — *neokom*

D. Paleogén

1. zlepence a numulitové vápence — bazálny paleogén
2. ílovité a slienité bridlice a pieskovce vo flyšovom vývoji — paleogén

E. Neogén

1. íly a slienité íly
2. piesky, štrky, pieskovce
3. íly, piesky, štrky-nečlen. séria
4. litotamniové vápence (1—4 *morské a sladkovodné sedimenty — tortón*)
5. tufity s alochtónnym materiálom
6. aglomeratické andezitové tufy a tufity prevažne s autochtónnym materiálom
7. aglomeratické ryolitové a trachytové tufy (5—7 *vulkanické suchozemské a sladkovodné sedimenty — tortón*)
8. andezity a propylitizované andezity
9. ryolity
10. čadiče (8—10 *vyvreliny, tortón — panón*)
11. tufy a tufity
12. vápnité pieskovce
13. piesky a sliene
14. dinasové kremence (11—14 *sarmat*)
15. íly, slienité íly
16. kremité piesky
17. štrky (15—17 *panón — pliocén*)

F. Štvrtohory

1. travertín
2. terasové štrky
3. riečne štrkovopiesčité náplavy
4. spraše
5. hliny
6. svahové sutiny
7. náplavové kužele
8. zosuny

TEKTONIKA ÚDOLIA HRONA

Rieka Hron preteká cez rôzne geologicko-tektonické jednotky; v hornom toku preteká oblasťou jadrových pohorí, v strednom a dolnom toku počínajúc Badínom preteká oblasťou neogénnych vulkanitov a neogénnych nížin. Obidve oblasti buduje viac geologicko-tektonických jednotiek, ktoré sú zhrnuté v prehľadnej tabuľke.

A. *Oblasť jadrových pohorí*

1. nízkotatranské pásmo
2. ľubietovské pásmo
3. krakľovské pásmo
4. kráľovohoľské pásmo kryštalinikum a obalové série
5. subtatranské príkrovy
6. paleogén a neogén vnútorných kotlín

B. *Oblasť neogénnych vulkanitov a neogénnych nížin*

1. vulkanické pohoria
2. neogénne kotliny so sladkovodne-vulkanickými sedimentami
3. neogénne nížiny prevažne s morskými sedimentami

A. Oblasť jadrových pohorí

Údolie Hrona od Pohorelskej Maše po Badín v oblasti jadrových pohorí má charakteristickú stavbu pásmových pohorí. Jednotlivé útvary sú stlačené a presunuté do vrás, ležatých vrás, príkrovov a iných tektonických foriem typických pre vrásové pohoria. Najspodnejšou geologicko-tektonickou jednotkou tohto úseku je nízkotatranské pásmo (tatridy), zložené z kryštalického jadra a sedimentárneho obalu, ktoré však v údolí Hrona zakrývajú presunuté subtatranské príkrovy. Na povrch vystupuje toto pásmo až v údolí Bystrej (viď mapu). Na nízkotatranské pásmo je presunuté z juhu ľubietovské pásmo so svojím kryštalinikom a sedimentárnym obalom. Tektonická plocha nasunutia sklonená k JJV prebieha šikmo cez údolie Hrona od Babinej pozdĺž Lopeja do údolia Brezového potoka. Na ľubietovské pásmo je pozdĺž tektonickej línie, prebiehajúcej po pravom svahu osrblianskeho údolia cez Hronec na Skalku, nasunuté z JV kraklovské pásmo (veporidy) a na kraklovské pásmo v čiare kóta Klobúk—Pohorelá kráľovohoľské pásmo (veporidy).

Tieto pásma mali pred alpským vrásnením omnoho širšiu rozlohu než dnes po stlačení a vyvrásnení. Na kryštalinikum týchto pásiem sa od konca variského vrásnenia (perm) po spodnú kriedu usadili kontinentálne sedimenty permu a počas alpsko-karpatskej geosynklinály morské sedimenty triasu, jury a spodnej kriedy. Pri alpskom vrásnení sa tieto pásma nasunuli na seba z juhu pozdĺž spomínaných presunových plôch.

Sedimentárny obal nízkotatranského a ľubietovského pásma zastúpený v údolí Hrona permom a spodným triasom sa vyvrásnil spolu s kryštalinikom a čiastočne posunul po svojom kryštalickom podklade. Dnes obnažený eróziou a denudáciou tvorí prevrátené vrásy alebo úzke synklinály, vklínené do kryštalinika týchto pásiem.

Pôvodný sedimentárny obal kraklovského a kráľovohoľského pásma sa počas alpského vrásnenia (subtatranská fáza — Andrusov) odtrhol od svojho kryštalinického podkladu a presunul na ľubietovské, nízkotatranské a severnejšie tatridné pásmo vo forme subtatranských príkrovov. V údolí Hrona sú subtatranské príkrovy — krížňanský a chočský — presunuté na ľubietovské pásmo medzi Hospodárskou školou Banisko a Podbrezovou (IV. rajón) a na nízkotatranské pásmo v oblasti medzi Lopejom a Badínom (podrajóny IV D—G).

V koreňovej oblasti subtatranských príkrovov, t. j. v kraklovskom, kráľovohoľskom a v južnejších pásmach sa zachovali z pôvodného sedimentárneho obalu už len nepatrné zvyšky permu a spodného triasu, zavrásnené do kryštalinického podkladu vo forme úzkych klinovitých synklinál (SZ okraj kraklovského pásma), alebo vo forme väčších krýh, ktoré sú len čiastočne posunuté po vlastnom kryštalickom podloží. Takúto kryhu tvorí heľpiansko-pohorelská permo-mezozoická séria (Zoubek — Gorek 1951).

V depresiách, ktoré vznikli v posledných fázach alpského vrásnenia, usadil sa paleogén a neogén vnútorných kotlín zachovaný dnes v polomsko-heľpianskej a breznianskej panve, v okolí Hornej Lehoty a Slovenskej Ľupče. Paleogén leží transgresívne na zvrásnenom mezozoiku, pričom je sám postihnutý paleogénnymi fázami alpského vrásnenia. Sklony vrstiev však nepresahujú 30—40°. Neogén leží na paleogéne a na starších útvaroch transgresívne a celkom vodorovne.

Po významných puklinách v zemskej kôre, ktoré vznikli počas alpského vrásnenia, prejavil sa v opisovanom úseku Hrona aj neogénny vulkanizmus. Menšie masívy vulkanických hornín sa nachádzajú pri Závadke a južne od Brezna.

B. Oblasť neogénnych vulkanitov a neogénnych nížin

Od Badína po Tlmače preteká Hron cez vulkanické Kremnicko-štiavnické pohorie; od Tlmáč až po Štúrovo preteká cez oblasť neogénnej malodunajskej nížiny.

Kremnicko-štiavnické pohorie vzniklo sopečnou činnosťou v tortóne-sarmate. Posledné výlevy čadičov boli však ešte koncom panónu. Pohorie je budované z príkrovov, prúdov a pňov vulkanických hornín, ktoré ležia na sedimentárnych horninách neogénu a starších útvaroch. Jednotlivé komplexy sú uložené vodorovne, alebo šikmo, podľa toho, aký bol tvar reliéfu v dobe sopečnej činnosti. Často sa nájdu aj krížove zvrstvené komplexy, pretože erupcie prebiehali z viacerých vulkanických centier a v rôznych fázach. Za najstaršie sa považujú erupcie rôznych druhov andezitov. Na povrchu stuhli pôvodne lávy najčastejšie vo forme stratovulkánov, v ktorých sa striedajú s vrstvami vulkanických pyroklastík. Andezitové lávy vytvorili aj povrchové prúdy dosť hrubé a ďaleko sa rozlievajúce. Hojné sú aj žily ako prívodné cesty pre povrchové erupcie. Andezitové erupcie sa opakovali viackrát za sebou, pričom každá erupcia mala za následok odlišné petrografické zloženie andezitov. Najstaršie andezity vplyvom hydrotermálnych pochodov sú často propylitizované.

Mladšie sú erupcie ryolitov a ich sopečných sedimentov. Ryolitové lávy sa vyliali na povrch po puklinách, kde stuhli alebo vytvorili samostatné masívy na čiastočne erodovanom podklade vulkanitov staršej fázy. Výlevy ryolitových láv sa často periodicky opakovali a jednotlivé prúdy sa ukladali a tuhli nad sebou. Takto vznikli ryolity s fluidálnou textúrou.

Najmladšie sú ojedinelé výlevy bazaltoidných andezitov a čadičov, ktoré stuhli ako žily a komíny, alebo sa rozliali vo forme čadičových prúdov po starších vulkanických horninách.

Zvolenská a Žiarska panva, ležiace vo vulkanickom pohorí, sú priekopové prepadliny, ktoré vznikli poklesmi. Sústavy zlomov a poklesov sú vyvinuté na okraji panvy. Výplne obidvoch panví tvoria vodorovne uložené, alebo krížove zvrstvené sladkovodno-vulkanické sedimenty.

Oblasť neogénnej malodunajskej nížiny budujú prevažne morské sedimenty neogénu (tortón—panón). Podložie tortónu, ako zistili vrty v oblasti medzi Štúrovom a Komárnom, tvoria sedimenty oligocénu. V blízkosti výbežkov vulkanických pohorí pri Tlmačoch, Leviciach a Štúrove sa medzi morské série usadili aj sladkovodno-vulkanické sedimenty. Jednotlivé série sú v celej oblasti mierne sprehýbané do vrás s veľkým polomerom zakrivenia. Vrstvy sú všeobecne uklonené k JZ a SV s maximálnym sklonom 10—20°. Osi vytvorených sústav antiklinál majú teda generálny smer SZ—JV. Vrstvy sú ďalej porušené sústavami zlomov, pozdĺž ktorých došlo, alebo i v súčasnosti dochádza ku poklesom alebo zdvihom. Smer hlavných zlomov je totožný so smerom vrás SZ—JV. Na existenciu takých zlomov poukazujú aj bočné údolia na pravej strane Hrona, ktoré majú tiež tento smer. Okrem hlavného smeru majú niektoré zlomy smer kolmý na SZ—JV zlomy.

Súvrstvie morských sedimentov p a n ó n u vystupuje v odkryvoch spod hlín a spraše na ľavej strane širokej doliny Hrona medzi Dolným Ďuradom a Belou. Vlastne celá oblasť od týchto dedín na východ ku rieke Hronu je budovaná z panónskeho súvrstvia, hoci je celá prikrytá až na 85 % hlinami a sprašou. Presný rozsah panónskych morských sedimentov by však bolo treba overiť plytkými sondami.

Panón teda zastupujú: 1. *íly, slienité a piesčité íly*; 2. *kremité piesky*. Íly, slienité a piesčité íly svetlej, svetlozelenej alebo modrej farby sa striedajú s kremitými pieskami. Celé súvrstvie panónu je kypré a vidno na ňom veľmi často krížové zvrstvenie.

H r o n s k á š t r k o v á f o r m á c i a (p l i o c é n)

V údolí horného Hrona od Pohorelskej Maše po Zvolen a sporadicky aj v strednom toku Hrona sa nachádzajú štrky s ojedinelými polohami pieskov a piesčitých ílov. Najmohutnejšie sú vyvinuté na pravých svahoch Hrona medzi Pohorelskou Mašou a Polomkou a medzi Lučatínom a Banskou Bystricou. Ďalej sa vyskytujú v breznianskej, zvolenskej a žiarskej panve. Vek štrkovej formácie nie je presne určený, ale pretože štrky ležia na tortónskych sedimentoch v zvolenskej panve a na paleogéne v breznianskej a polomskej panve, patria najpravdepodobnejšie pliocénu.

Štrková formácia je zložená predovšetkým zo štrkov s polohami pieskov a piesčitých ílov. Materiál štrkov tvoria málo i dobre oválané kremité a kremencové valúny, menej žuly, kryštalické bridlice a vápence. Piesky tvoria slabšie polohy zložené zo zŕn kremeňa, často sfarbených limonitom a znečistených íloviťými prímesami. Ílovité polohy sa vyskytnú zriedka a obsahujú tenké vložky zuholnatenej flóry lignitu.

K štvrtohorám patria travertíny a pokryvné útvary, ako terasové štrky, riečne náplavy, spraše, hliny, svahové sutiny, náplavové kužele a zosuny, vyvinuté po celom údolí Hrona. Zvlášť veľkých mocností dosahujú pokryvné útvary v brezninskej, zvolenskej a svätokrížskej panve, a hlavne na dolnom toku Hrona od Tlmáč po Štúrovo.

1. Travertín vyskytuje sa v okolí Sliača, Borovej Hory a južne od Levíc na kopci Šilhoš. Tvorí kopy o rozmeroch niekoľko desiatok metrov. Usadzuje sa z presýtených roztokov, ktoré sa dostávajú z hĺbok po puklinách na zemský povrch. To znamená, že výskyty travertínu sledujú význačné tektonické poruchy. Travertín je bieložltá vrstevnatá a pórovitá hornina, zložená z uhličitanu vápenatého $CaCO_3$. Jednotlivé vrstvičky sú viac alebo menej sfarbené limonitom do žlta až červena, čo dodáva hornine dekoratívny vzhľad. Pri Leviciach na Šilhoši sa vyskytuje aragonitový kompaktný travertín — onyx.

2. Terasové štrky nachádzajú sa tu a tam na obidvoch svahoch doliny nad dnešnou úrovňou údolnej nivy. Valúny štrkov sú zložené z kremencov, kremeňa, žuly, kryštalických bridlíc, amfibolitu, andezitu, ryolitov, čadičov, vápencov a iných hornín. Štrky sú znečistené hlinitými prímesami.

3. Štrkovo-piesčité riečne náplavy pokrývajú dno doliny Hrona od Pohorelskej Maše po Štúrovo. Hrúbka alúvia od Pohorelskej Maše po Brezno kolíše zhruba od 2—6 m, od Brezna po Banskú Bystricu od 3—10 m, od Banskej Bystrice po Sv. Beňadik 3—12 m, od Sv. Beňadika po Štúrovo 7—30 m. Od Pohorelskej Maše po Banskú Bystricu sú riečne náplavy zložené zo štrkov a pieskov.

Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj údolia Hrona

1. Nepriamy vplyv predmiocénnej tektoniky na vývoj údolia Hrona

Od prameňov po Banskú Bystricu tečie Hron v depresii medzi klenbou Nízkych Tatier a Veporského rudohoria. Tieto tektonické formy vznikli na konci paleogénu (Stilleho sávska fáza) a vytvorili základ pre morfologický vývoj údolia Hrona. Na vznik jednotlivých úsekov údolia Hrona pritom nepriamo vplývali aj tektonické pásma, vytvorené v hlavnej fáze alpského vrásnenia (Stilleho laramská fáza) a budujúce túto oblasť. Doliny sa zahlbujú väčšinou tým smerom, ktorým im horniny kladú menší odpor, čiže v smere porúch a zlomov, synklinál, antiklinál, v smere bridličnatosti hornín atď. Takto sa prispôsobuje Hron smeru kraklovského pásma na dlhom úseku od Pohorelej po Brezno a smeru synklinály subtatranského mezozoika v úseku od Lopeja po Banskú Bystricu.

V kraklovskom pásme sa smer bridličnatosti hornín a smer hlavných porúch

i priebeh celého pásma približne zhoduje so smerom ZJZ doliny Hrona. Od Lopeja po Banskú Bystricu v úseku, ktorý buduje subtatranské mezozoikum, vyhĺbil Hron kaňonovité údolie ZJZ smeru práve v jadre synklinály. Smer údolia sa v podstate zhoduje so smerom osi synklinály.

Medzi oboma tektonickými jednotkami je antiklinálne pásmo ľubietovské, ktoré Hron musel prerezať naprieč. Na tomto krátkom úseku od Hospodárskej školy Banisko pri Brezne po Lopej tvorí Hron hlboké a kľukaté kaňonovité údolie Z až SZ smeru; týmto smerom je vzdialenosť cez ľubietovské antiklinálne pásmo najkratšia. Pri modelácii a hĺbení údolia sa prispôsobil Hron priečnym zlomom a poruchám, v okolí ktorých sú horniny najviac porušené, a teda najmenej odolné voči riečnej erózii.

Od prameňov až po B. Bystricu smer jednotlivých úsekov doliny Hrona ovplyvnili tektonické štruktúry, ktoré vznikli hlavne laramskou a sávskou fázou alpského vrásnenia. Tieto štruktúry vplývali nepriamo, lebo v čase keď vznikli, rieka Hron ešte neexistovala.

2. Priamy vplyv miocénnej zlomovej tektoniky na vývoj údolia Hrona

V ďalšom úseku od B. Bystrice po Tlmače vývoj doliny Hrona podmienili formy sopečných pohorí a miocénna zlomová tektonika. Hron formoval svoje údolie cez poklesové panvy a cez zlomami porušené úseky medzi nimi. Medzi Banskou Bystricou a Zvolenom sa rozprestiera Zvolenská panva, ktorá vznikla najpravdepodobnejšie v tortóne (štýrska fáza Stilleho) poklesmi pozdĺž zlomov S—J smeru zistených na okrajoch panvy (Andrusov—Čechovič 1942). Je samozrejmé, že sa údolie Hrona v tomto úseku prispôsobilo smeru bývalej jazernej panvy, vytvoriac sa približne v jej strede. Preto Hron po prudkom ohybe pri B. Bystrici tečie až po Zvolen S—J smerom. Zmenu smeru údolia už pri B. Bystrici, kde ešte nesiahajú vulkanicko-sladkovodné sedimenty, podmienili priečne zlomy S—J smeru z konca oligocénu.

Od Zvolena po Žiar n/Hronom sa údolie zase stáča na západ až ZSZ a prediera sa úzkou dolinou vymodelovanou v príkrovoch vulkanických hornín. Tento smer údolia podmienili zlomy V—Z smeru zistené v južnom okolí Zvolena (Andrusov—Čechovič 1942) a západne od Jalnej. Od Žiaru n/Hronom po Bukovinu tečie Hron južným okrajom Žiarskej kotliny, ktorá vznikla podobne ako Zvolenská panva v tortóne poklesmi pozdĺž zlomov. Smer údolia v tomto úseku je ZJZ a zhoduje sa so sústavou zlomov, obmedzujúcich Žiarsku kotlinu z juhu. Pri Bukovine sa údolie Hrona opäť prudko stáča do S—J smeru až po Žarnovicu. Je nepochybné, že sa dolina Hrona v tomto úseku vymodelovala pozdĺž sústavy zlomov S—J smeru, ktoré lemujú Žiarsku kotlinu od západu a pokračujú i mimo kotliny údolím Hrona. Na zlomy poukazuje jednak morfológia reliéfu Žiarskej kotliny, jednak pásma silne propylitizovaných hornín a minerálne pra-

mene v okolí Bukoviny a Revišťského Podzámčia; zlomy boli zistené i sondážnymi prácami pri Žarnovici. V troch preskúmaných profiloch sa šírka porušeného pásma na dne údolia pohybovala od 50—150 m. Výplň poruchy tvoria silne propylitizované andezity, tufy a tektonické íly.

Od Žarnovice po Tlmače má údolie J—Z smer a sleduje zlomové línie zistené vrtnými prácami v profile pri Rudne, Tekovskej Breznici a v dvoch profiloch pri Tlmačoch. Zlomové línie podmienili aj zaujímavý zjav výbehovej epigenézy medzi Kozárovcami a Tlmačmi, na ktorý upozornil Lukniš (1954). Hron v tzv. Slovenskej bráne vyhĺbil svoje údolie pozdĺž zlomov S—J smeru a odrezal JZ výbežok Štiavnického pohoria.

Napriek tomu, že základný smer doliny Hrona vo vulkanickom území určili zlomové línie, nezastihneme ich dnes všade v dne doliny. Keď však uvážime, že sa vulkanická činnosť periodicky opakovala v niekoľkých fázach až do konca panónu (výlevy čadičov), potom je zrejmé, že priebeh starších zlomov zakryli prúdy a príkrovy andezitov, čadičov a vulkanických sedimentov, ktoré utuhli alebo sa usadili v oblasti doliny Hrona pri posledných fázach vulkanickej činnosti. Hron takéto prekážky eróziou buď zdolal, alebo obišiel a vybočil zo smeru poruchy. Tak na niektorých miestach dnes nájdeme v profile doliny bázu údolnej nivy vymodelovanú v príkrove alebo prúde andezitov, bazaltoidných andezitov a pod nimi v rôznych hĺbkach silne podrvené a propylitizované horniny, ktoré predstavujú porušené pásmo. Pekným príkladom, ako Hron takéto prekážky obchádza, je ohyb údolia pri Tekovskej Breznici a pri Šášovskom Podhradí. V prvom prípade sa do údolia rozlial v posledných fázach vulkanizmu z južných svahov prúd čadiča, ktorý prinútil Hron vyerodovať mierny oblúk okolo SZ ukončenia čadičového prúdu. V podloží prúdu zachytili sondážne práce propylitizované horniny, poukazujúce na existenciu poruchového pásma. Ohyb údolia na SZ od čadičového prúdu je vymodelovaný v tektonicky neporušených horninách. V druhom prípade pri Šášovskom Podhradí ide o žilu bazaltoidného andezitu, ktorá podmienila tiež ohyb údolia na sever. Okrem týchto tektonicky skoro neporušených príkrovov a prúdov najmladších vulkanických hornín sa v dne doliny väčšinou nachádzajú porušené pásma, doprevádzané podrvenými alebo propylitizovanými vulkanickými horninami, ktoré určili smer jednotlivých úsekov a priamo vplývali na morfologický vývoj doliny Hrona vo vulkanických pohoriach.

Hron v dolnom toku od Tlmačov po Štúrovo začal formovať svoju dolinu až po ústupe panónskeho mora. Na smer a vývoj doliny však nepriamo vplývali i tektonické pohyby, prebiehajúce v tejto oblasti pred ústupom neogénneho mora. Bola to predovšetkým existencia hrebeňa východne od dnešnej doliny Hrona, ktorý bol vyzdvihnutý nad morskou hladinou počas spodného miocénu a rozdeľoval ho na dva veľké zálivy (Seneš 1949; Čechovič 1952). Dolina Hrona sa začala formovať od konca miocénu v depresii na západnom okraji tohto hrebeňa.

3. Mladé tektonické (pliocénne a mladšie) pohyby a ich vplyv na vývoj údolia Hrona

Najmladšie tektonické pohyby, ktoré sa prejavili ako oživenie starších zlomových línií, alebo ako klenbovité dvíhanie jednotlivých úsekov v priečnom profile Hrona, možno pozorovať v celom údolí. Ukazovateľom týchto pohybov je pliocénna štrková formácia a jej poloha voči dnešnej údolnej nive Hrona, ďalej početné zjavy epigenézy, premiestňovanie koryta Hrona a morfologické tvary doliny.

V doline Hrona od Červenej Skaly až po Žarnovicu sa vyskytujú v rôznych výškach nad úrovňou údolnej nivy štrky s polohami pieskov a piesčitých ílov.

Presný vek tejto jazernej formácie nie je dosiaľ určený, lebo sa nenašli žiadne paleontologické dôkazy. V jej podloží sa však vo Zvolenskej kotline vyskytuje tortón, a preto A n d r u s o v (1954) „banskobystrickú štrkovú formáciu" považuje medzi Banskou Bystricou a Zvolenom za pliocénnu. K e t t n e r (1937) považuje štrky v Žiarskej kotline ležiace na treťohorných zlepencoch a tufitoch za zvetrané zlepence a tufity, J. N e m č o k (1955) za pliocén. Štrkovú formáciu breznianskej a polomsko-heľpianskej panvy, ktorá leží transgresívne a diskordantne na mierne zvrásnenom paleogéne, považuje Š a j g a l í k (1952) za neogénnu. Zaradenie hronskej štrkovej formácie v celom údolí do pliocénu je dosť opodstatnené, avšak tento názor bude treba ešte podoprieť ďalším štúdiom a dôkazmi.

Z rozmiestnenia hronskej štrkovej formácie vidno, že v pradoline Hrona na konci vulkanickej činnosti bol vytvorený systém tzv. prietočných jazier, ktorý konštatoval vo vulkanických pohoriach F i a l a (1936). Vcelku Prahron pretekal cez šesť väčších jazerných panví, ktoré sa vytvorili zlomovou tektonikou, vulkanickou činnosťou pred pliocénom alebo počas sedimentácie pliocénu. Boli to: polomsko-heľpianska, breznianska, senicko-moštenická, zvolenská, žiarska a tekovsko-breznická panva. Medzi jazerami pretekal Prahron ako široký vodný tok. V takto usporiadanom systéme prietočných jazier sa počas pliocénu usadili v pradoline Hrona štrkovopiesčité sedimenty. Na konci pliocénu bola celá oblasť Hrona vyzdvihnutá, systém prietočných jazier zanikol a v celej doline začala pôsobiť riečna erózia. Je jasné, že počas sedimentácie sa bázy jednotlivých jazier a úsekov medzi nimi skláňali vo smere toku Prahrona. Medzi dnami jednotlivých panví a tokov mohli v minulosti existovať aj určité väčšie-menšie výškové rozdiely. Dnes sú výškové rozdiely bázy pliocénnych štrkov v spomínanom úseku Hrona voči údolnej nive veľké a dá sa predpokladať, že po vyzdvihnutí oblasti v celom pozdĺžnom profile Hrona na konci pliocénu došlo počas pleistocénu ku klenbovitým zdvihom jednotlivých úsekov voči bývalým panvám a ku oživeniu činnosti pozdĺž zlomov. Bývalé panvy sa počas pleistocénu vôbec nevyzdvihli, alebo len relatívne menej ako úseky medzi nimi. Takto bol vyzdvihnutý úsek doliny medzi Bacúchom a Breznom. Hron tu vyerodoval poklesnuté údolie v tvrdých kryštalických bridliciach. Relikty štrkovej formácie sa nachádzajú vo vyzdvihnutom

úseku Hrona medzi Bacúchom a Breznom 70—80 m nad dnešnou údolnou nivou. Smerom do heľpiansko-polomskej a breznianskej panvy sa báza štrkov náhle znižuje a v panvách samotných klesá až na úroveň údolnej nivy. To znamená, že sa obidve panvy od konca pliocénu zdvihli oproti uvedenému úseku len nepatrne. Medzi Bujakovom a Breznom vytvára Hron spolu s ľavým prítokom Rohoznou okrajovú epigenézu, hĺbiac koryto v tvrdých kryštalických horninách západným smerom, miesto toho, žeby sa stáčal na juh, kde má k dispozícii kypré a mäkké horniny paleogénneho flyša a pliocénu. Aj Rohozná, tečúca na SZ pred ústím do Hrona, sa musela prerezať cez kryštalické bridlice, miesto toho, žeby sa stočila na západ a hĺbila si koryto v mäkkých horninách. Pliocénna štrková formácia predstavuje mladšiu štruktúru, ktorá zakrývala skalný podklad — staršiu štruktúru. Vlastnosti mladšej štruktúry a jej reliéf určili po skončení pliocénnej sedimentácie smer toku a erózie Hrona i Rohoznej. Keď sa reliéf začal dvíhať, rieka pokračovala v hĺbení cez tvrdé skalné horniny. Tento zjav tiež svedčí o vyzdvihnutí úseku Hrona medzi Bacúchom a Breznom.

Počas pleistocénu bol vyzdvihnutý aj úsek medzi Hospodárskou školou Banisko na západnom ukončení breznianskej kotliny a Kremničkou pri Banskej Bystrici. Relikty pliocénnych štrkov v antiklinálnom pásme ľubietovskom sa nezachovali, lebo padli celkom za obeť erózii; nájdeme ich však v synklinálnom pásme subtatranského mezozoika v úseku medzi Nemeckou a B. Bystricou, 60 až 80 m nad údolnou nivou. Tu vzniklo v pliocéne, súdiac podľa rozšírenia štrkovej formácie, rozsiahle jazero. Počas pleistocénu sa vyzdvihol celý úsek a Hron sa hlboko zarezal do mezozoických, hlavne vápencovo-dolomitických hornín, vytvoriac krasové kaňonovité údolie.

Vo zvolenskej panve sa zachovali relikty pliocénnych štrkov po obidvoch stranách údolia v rôznych nadmorských výškach. Od Kremničky po Peťovú prudko klesá báza pliocénnych štrkov na úroveň údolnej nivy a takto pokračuje až po Veľkú Lúku; od Veľkej Lúky po Zvolen sa nachádza 80—84 m nad úrovňou údolnej nivy a pri Budči (smerom na Stráž) znovu klesá na 30 m. Z pozície štrkovej formácie usudzujeme, že po ústupe pliocénneho jazera počas pleistocénu kryha, ktorá tvorí stred kotliny, sa nevyzdvihla, alebo vyzdvihla len nepatrne na rozdiel od okrajov kotliny, kde sa vyzdvihla markantne. Zdvihy prebehli pozdĺž oživených starších tortónskych a predtortónskych zlomových línií SJ a SSJ smeru. Najvýraznejšie badať tieto mladé pohyby pozdĺž zlomovej línie Veľká Lúka—Zvolen a Kováčová—Budča (Andrusov—Čechovič 1942). V prvom prípade výškový rozdiel bázy pliocénnych štrkov v okolí zlomovej línie je 80 m, v druhom prípade 60 m.

Južný okraj kotliny sa vyzdvihol pozdĺž zlomu V—Z smeru. O existencii tohto pohybu svedčí aj okrajová epigenéza rieky Slatinky, ktorá sa neďaleko od ústia do Hrona prerezáva cez tvrdé andezity masívu Drieňa, hoci severnejšie v Slatinskej kotline má k dispozícii poloskalné a sypké sedimenty tortónu a plio-

cénu. Relikty pliocénnych štrkov ležia 60—80 m nad údolnou nivou Slatinky. Ďalší úsek údolia Hrona medzi Budčou a Žiarom bol, súdiac podľa polohy štrkovej formácie, vyzdvihnutý najintenzívnejšie. Báza štrkovej formácie sa v tomto úseku nachádza 140—150 m nad údolnou nivou Hrona. Samotná žiarska kotlina od Žiaru po Bukovinu sa vyzdvihla relatívne menej. Pliocénne štrky tu ležia 40—70 m nad údolnou nivou. Žiarska panva v porovnaní so zvolenskou a brezniankou kotlinou bola teda počas pleistocénu vyzdvihnutá najvyššie. Okrem polohy pliocénnych štrkov svedčia o tom aj tri nad sebou dobre vyvinuté akumulačné terasy.

V úseku od Bukoviny po Tlmače sa dosiaľ našli pliocénne štrky len po Žarnovicu vo výške 160—200 m nad údolnou nivou. Možno teda povedať, že celý úsek bol voči žiarskej kotline počas pleistocénu intenzívne vyzdvihnutý.

Od tzv. Slovenskej brány pri Tlmačoch až po Štúrovo vymodeloval Hron širokú dolinu ohraničenú nízkou pahorkatinou Ipeľskej a Hronskej tabule. Celý úsek bol v dobe panónu zaliaty morom, takže erózia a svahová modelácia začala pôsobiť až od konca panónu; o pleistocénnych a mladších pohyboch v tomto úseku svedčí premiestňovanie koryta Hrona. Rieka Hron sa sťahovala počas pleistocénu od západu k východu, zanechajúc v západnej časti širokého údolia rozsiahlu terasu. V holocéne si utvorila údolnú nivu vyplnenú štrkovo-piesčitými nánosmi vo východnej časti údolia a intenzívne bočne erodovala do svahov Ipeľskej tabule. Dnes má zase opačnú tendenciu, lebo v celom úseku od Tlmačov až po Kamenín tečie v západnej časti údolnej nivy a intenzívne eroduje brehy vlastnej pleistocénnej terasy. Z uvedených faktov možno usúdiť, že počas pleistocénu sa zdvíhala západná časť údolia Hrona. Dnes, keď Hron presťahoval svoje koryto do západnej časti údolnej nivy a intenzívne bočne eroduje do vlastnej terasy, usudzujeme, že sa zdvíha východná časť doliny Hrona. Tento opačný pohyb (Hron tečie S—J smerom) možno vysvetliť oslabením transportnej činnosti Hrona alebo vplyvom Koryolisových síl na základe Beerovho zákona.

Na krátkom úseku od Kamenína až po ústie do Dunaja sa nachádza koryto Hrona vo východnej časti údolnej nivy. Prekladanie koryta opačným smerom okrem tektonických pohybov zapríčinila rieka Dunaj, ktorá agradáciou štrkov posúvala ústie Hrona smerom na východ ku úpätiu Kováčovských kopcov.

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÉ RAJÓNOVANIE ÚDOLIA HRONA

V doline Hrona od Pohorelskej Maše po Štúrovo dá sa vyčleniť deväť rajónov, v ktorých sú približne rovnaké podmienky pre budovanie vodných diel. Prvým rajónom je úsek doliny od Pohorelskej Maše po železničnú zastávku Bacúch. Východne od tohto rajónu je ďalší, avšak leží mimo rámca štúdia, preto ho v ďalšom nebudem spomínať. Druhý rajón sa rozkladá medzi železničnou zastávkou Bacúch a Breznom; tretí rajón je breznianska kotlina od SV konca

mesta po Hospodársku školu Banisko. Štvrtý rajón začína pri Hospodárskej škole Banisko a siaha až po Badín. Piaty rajón je v podstate široká zvolenská panva, začínajúca pri Badíne a končiaca pri železničnom moste v Hronskej Dúbrave. Šiesty rajón tvorí úsek Hrona od železničného mostu po Šášovské Podhradie. Siedmy rajón zaberá žiarsku kotlinu od Šášovského Podhradia po Bukovinu. Ôsmy rajón tvorí úsek od Bukoviny po Tlmače a konečne deviaty od Tlmáč po Štúrovo.

V niektorých rajónoch sú ohraničené ešte *podrajóny;* tak štvrtý rajón je rozdelený na dvanásť, siedmy na štyri podrajóny.

Prvý rajón

Prvý rajón tvorí nesymetricky vyvinuté údolie Horného Hrona v úseku od Pohorelskej Maše po železničnú zastávku Bacúch. Ľavý svah údolia je pomerne strmý so sklonom ca 30—40°, pravý svah je plochý a stupňovite sa zdvíha z údolnej nivy. Ide tu vlastne o pretiahlu kotlinu V—Z smeru, v južnej časti ešte prehĺbenú korytom Hrona. Obidva svahy sú popretínané údoliami S—J smeru. Šírka údolnej nivy je nepravidelná (200—900 m). Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 708 na konci 572.

V dobe pliocénu bol celý rajón sladkovodným jazerom, ktoré sa vytvorilo v depresii medzi klenbou Nízkych Tatier a Veporského pohoria. Sedimenty tohto jazera — sladkovodné štrky a piesky pokrývali dno celej kotliny. Po skončení pliocénnej sedimentácie došlo k vyzdvihnutiu povrchu a začala pôsobiť riečna erózia v celom rajóne. Samotný Hron si vyhĺbil koryto pozdĺž južného okraja bývalého jazera a vymodeloval údolie v pliocénnych štrkoch i v staršom podklade. Pôvodne súvislú polohu pliocénnych štrkov a pieskov tvorí dnes tok Hrona a jeho pravostranné prítoky, ktoré ju dokonale poprerezávali na oddelené celky. O prehlbovaní koryta Hrona svedčia zvyšky riečnych terás pri Závadke a Polomke.

Hron dnes tečie v celom rajóne v podstate V—Z smerom; pri Polomke a Závadke však tvorí dva výrazné ohyby smerom na sever a dva na juh. Tieto ohyby sa vytvorili naproti vyústeniu bočných potokov — Veľkého a Ždiarskeho potoka (sprava), Volchovho a Petríkovho potoka (zľava). Tieto potoky prinášajú s prívalovými vodami množstvo materiálu, ktorý sa hromadí v podobe rozsiahlych náplavových kužeľov a zahradzuje údolie Hrona. Tým je Hron prinútený meniť svoj smer a erodovať do protiľahlého svahu, vytvoriac tak meander.

Skalný podklad rajónu tvoria paleozoické série kryštalických bridlíc a stlačených granodioritov, permské, mezozoické a paleogénne sedimenty. Kryštalické bridlice, a to kremité pararuly, svorové pararuly, amfibolity a diaftority pararúl budujú ľavé svahy rajóna medzi žel. zastávkami Pohorelá a Bacúch. Na pravom svahu vystupujú len v okolí železničnej zastávky Bacúch na severnom okraji panvy, ca 3 km severne od Hrona. Stlačené granodiority budujú ľavý svah od

Pohorelej po Pohorelskú Mašu a vystupujú spod pliocénnych štrkov aj na pravom svahu v tom istom úseku a pri Polomke tvoria úpätie južných svahov Zadnej hole a Orlovej.

Kryštalické bridlice a stlačené granodiority sú pevné skalné horniny, ktoré pri zaťažení vôbec nezosadajú. Dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm². Zárezy v týchto horninách môžu mať strmé steny. Pre vodu sú prakticky nepriepustné. Voda môže unikať len cez zvetrané povrchové partie, pukliny a poruchy. Hĺbka zvetrania siaha okrem významných porúch max. do 30 m pod povrchom. Skúšky v týchto horninách vykazujú vodotesnosť v hĺbkach väčších ako 30 m od povrchu. Pukliny a poruchy v kryštalických bridliciach a žulách sa dajú výborne tesniť cementovými injekciami. Tieto horniny kryštalinika tvoria hlboký podklad celého rajónu okrem ľavého svahu.

Permské sedimenty — zlepence a arkózy tvoria v prvom rajóne bazálne súvrstvie synklinálne uloženej permsko-mezozoickej kryhy. Smerujú naprieč dolinou v pruhu pri Pohorelskej Maši, tvoria pruh na úpätí ľavého svahu údolia Hrona od zastávky Pohorelá až po Polomku, a okrem toho vystupujú sporadicky severne od Pohorelej, Heľpy a Polomky. Litologicky pestré súvrstvie permu sa fyzikálno-technickými vlastnosťami prakticky neodlišuje. Zlepence i arkózy sú skalné horniny uložené v laviciach intenzívne zvrásnených. Dovolené namáhanie je 8 až 15 kg/cm², vodu prepúšťajú len v zvetranom pásme pod povrchom, ďalej po puklinách, medzivrstevných špárach a príp. poruchách. Všetky vodné cesty však možno tesniť cementovými injekciami. Zárezy v týchto horninách môžu mať len plytké sklony.

Mezozoikum zastupujú kremence, werfenské vrstvy, gutensteinské vápence, dolomity a lunzské vrstvy. Kremence v nadloží permu vystupujú južne od Pohorelskej Maše, severne od Pohorelej, v okolí Heľpy, Závadky a severne od Polomky. Kremence sú hrubo i tenko lavicovité, pevné skalné horniny; pri zaťažení nezosadajú, dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm² i viac. Sú intenzívne rozpukané. Vodu prepúšťajú len po puklinách. Na povrchu málo zvetrávajú, a preto morfologicky vyčnievajú nad terénom ako dlhé úzke chrbáty. Werfenské vrstvy vystupujú v nadloží kremencov severne od Závadky v nepatrnom výskyte. Gutensteinské vápence a dolomity tvoria väčší masív severne od Heľpy; ostatné výskyty sú bezvýznamné. Vápence a dolomity sú skalné horniny, tektonicky podrvené (zvlášť dolomity) a skrasovatené (zvlášť gutensteinské vápence). Dovolené namáhanie je 10—15 kg/cm²; vodu prepúšťajú. Vo vápencoch a dolomitoch sa vyskytujú ojedinelé polohy nepodrvených a neskrasovatených partií; ako celok ich však treba považovať za horniny priepustné, ktoré možno utesniť len po rozsiahlom a detailnom prieskume.

Lunzské vrstvy vystupujú v malom výskyte priamo v Heľpe; je to silne zvrásnené flyšoidné súvrstvie, v ktorom sa striedajú skalné i poloskalné horniny. Pri zaťažení súvrstvie nezosadá a vodu neprepúšťa.

Na permsko-mezozoických horninách a na kryštaliniku ležia diskordantne sedimenty paleogénu. Odkryvy týchto hornín sa rozprestierajú severne od Hrona medzi Heľpou a Polomkou. Bázu súvrstvia tvoria zlepence a numulitové vápence a nad nimi ležia ílovité bridlice a pieskovce vo flyšovom vývoji. Zlepence a vápence sú vrstevnaté skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie sa pohybuje od 5—10 kg/cm^2; vodu prepúšťajú. Flyšové súvrstvie tvoria prevažne poloskalné horniny, bridlice s 0,5—2 m mocnými polohami skalných hornín — pieskovcov. Súvrstvie pri zaťažení čiastočne zosadá, s výnimkou neporušených a masívnych lavíc pieskovcov. Dovolené namáhanie sa pohybuje od 4—8 kg/cm^2. Bridlice pri styku s vodou napučiavajú a rozbriedajú. Flyšové súvrstvie vodu čiastočne prepúšťa; voda uniká po puklinách a medzivrstevných špárach, ktoré sa však dajú tesniť ílovitými injekciami.

Južne od Závadky na kryštalických bridliciach leží andezitový masív, pravdepodobne tortónskeho veku. Andezit je silne propylitizovaný, čo znižuje jeho obvyklé dobré fyzikálno-technické vlastnosti. Nachádza sa ďalej od údolia Hrona, takže pre vodné diela nemá praktický význam. Mohol by sa prípadne použiť ako stavebný kameň horšej akosti.

K pokryvným útvarom prvého rajónu patria pliocénne štrky, terasové štrky, náplavové kužele, svahové hliny, hlinito-kamenité sutiny a riečne náplavy. Pliocénne štrky pokrývajú výlučne pravé svahy údolia od Pohorelskej Maše po Bacúch. Je to súvrstvie mocné až 60 m, ktoré spolu so sedimentami paleogénu tvorí výplň polomsko-heľpianskej panvy. Štrky sú sypké, ale dobre uľahlé horniny. Pri zaťažení prakticky nezosadajú; dovolené namáhanie je 5—7 kg/cm^2 a vodu prepúšťajú. Štrky sú znečistené hlinitým materiálom a obsahujú slabé polohy pieskov alebo ílov. Svahy zárezov dočasne vyhĺbených v týchto štrkoch môžu byť strmé.

Terasy sa nachádzajú na pravom svahu nad údolnou nivou južne od Pohorelej, pri Závadke a Polomke, na ľavom svahu pri továrni nad Závadkou a pri Hámre. Fyzikálno-technické vlastnosti terasových štrkov sú podobné ako pliocénnych.

Ľavé svahy sú pokryté hlinito-kamenitými sutinami. Hrúbka sutín sa pohybuje od ½—3 m. Sú to kypré horniny, ktoré pri zaťažení zosadajú; dovolené namáhanie je 2,5—4 kg/cm^2, vodu prepúšťajú. Severne od Pohorelskej Maše pri vyústení bočnej doliny je rozsiahly náplavový kužeľ žulových blokov a štrkov. Svahové hliny pokrývajú vo väčších hrúbkach pravé ploché svahy a vznikli hlavne zvetraním flyšového podkladu. Sú to sypké horniny, ktoré pri zaťažení zosadajú; dovolené namáhanie je 0,8—1,5 kg/cm^2, vodu neprepúšťajú.

Údolnú nivu vypĺňajú štrky a piesky riečnych náplavov Hrona. Sú to kypré a vodu priepustné horniny; pri zaťažení čiastočne zosadajú, dovolené namáhanie 3—4 kg/cm^2. Hrúbka riečnych náplavov kolíše od 2—5 m.

Tektonika územia

Rajón je zložený z viacerých tektonických elementov: 1. kryštalinikum kraklovského a kráľovohoľského pásma; 2. sedimentárny obal; 3. paleogén; 4. pliocén a štvrtohory.

Kryštalinikum je zvrásnené a zbridličnatené, pričom generálny smer bridličnatenia je JZ—SV, so sklonom poväčšine k JV. Má pravdepodobne tektonické formy izoklinálnych vrás so smerom osí JZ—SV. Je popretínané mylonitovými pásmami, puklinami a priečnymi zlomami a patrí k pásmu kraklovskému a kráľovohoľskému. Styk oboch pásiem prebieha v podloží zaklínenej sedimentárnej série (Zoubek — Gorek 1953).

Sedimentárna séria zložená z permu, spodného a stredného triasu je vklínená na presunovej ploche medzi týmito pásmami, tvoriac úzku synklinálu, ktorej vrchná časť — rigidné vápencovo-dolomitické masy sú presunuté ďalej od svojho permsko-werfenského podložia.

Paleogén leží transgresívne a diskordantne v miernych vrásach na obalovej sérii a kryštaliniku. Pliocén a štvrtohorné útvary ležia vodorovne a diskordantne na paleogéne a starších útvaroch.

Hydrogeologické pomery

V kryštalických bridliciach a granodioritoch vyskytuje sa podzemná voda jedine v trhlinách a vychádza na povrch v podobe puklinových prameňov. Niekoľko takých prameňov doprevádza presunovú plochu medzi kraklovským a kráľovohoľským pásmom. Podobné pomery sú aj v permských a spodnotriasových sedimentoch. Strednotriasové gutensteinské vápence a dolomity pri Heľpe obsahujú krasovú vodu. Povrchová voda presiaka do vápencovo-dolomitického masívu. Na nepriepustnom spodnotriasovom a permskom podklade sa koncentruje a vyteká vo forme krasových výverov na povrch. Skupina takýchto prameňov na styku kremencov a dolomitov sa nachádza v bočnom údolí západne od Heľpy, kde vyviera ca 40 l/sek. vody. Podobné pramene s menším obsahom sú na úpätí dolomitového kopca východne od Heľpy. Vo flyšovom súvrství sa vyskytuje len puklinová voda. Dobrým rezervoárom spodnej vody sú pliocénne, terasové a aluviálne štrky.

Cez pliocénne a terasové štrky povrchová voda presiaka, hromadí sa na nepriepustnom (kryštalickom, permskom, spodnotriasovom a flyšovom) podloží vo forme mnohých prameňov o obsahu niekoľko dl/sek. vyteká vo svahu na povrch. Množstvo takýchto prameňov je v pravom svahu nad údolnou nivou medzi Pohorelou a Polomku. Aluviálne štrky a piesky sú nasýtené spodnou vodou, ktorá do nich vsiaka z Hrona a jeho prítokov. Hladina spodnej vody sa nachádza ca 1 m pod povrchom.

Zosuvy sa v rajóne nevyskytujú, ale pri hĺbení zárezov na pravom svahu v úseku medzi Heľpou a Bacúchom sa môžu vytvoriť. Do pohybu môžu prísť pliocénne a terasové štrky po rozmočenom flyšovom podklade.

Rajón sa nehodí pre budovanie veľkých priehrad z dôvodov morfologických, ani pre veľkú hrúbku priepustných pokryvných útvarov (pliocénne a terasové štrky) na pravom svahu. Pre priehrady strednej výšky sa nachádza jeden profil pri Pohorelskej Maši, druhý pri Heľpe. Skalný podklad prvého profilu tvoria permské arkózy, zakryté v dne doliny 1—3 m mocným alúviom a na pravom svahu pliocénnymi štrkmi a náplavovým kužeľom. Gravitačná priehrada sa môže postaviť na arkózach, ktoré poskytnú vhodný podklad.

Priehradné miesto Heľpa

V úžine pri Heľpe vykonali Zemevrtné závody Žilina sondážny prieskum. V priečnom profile tesne pod dedinou Heľpa bolo vyhĺbených 10 sond 30 až 50 m hlbokých. Heľpianska úžina je v dne 100 m, pri korune hrádze na kóte 690 ca 300 m široká. Ľavý svah je strmý, pravý tvorí z dna údolia skalný stupeň s terasou a od kóty 680 prechádza postupne v mierny svah.

Skalný podklad vlastnej úžiny tvorí kremencové súvrstvie, zložené z lavicovitých kremencov, pieskovcov a kremitých bridlíc. Smer vrstiev je JZ—SV so sklonom 40—50° k SZ. V predĺžení profilu do pravého svahu, ako zistili sondy 7a — 9, tvoria základný podklad strednotriasové brekciovité dolomity a paleogénne bazálne zlepence. V dne údolia zakrývajú podklad 1,5—3 m mocné riečne náplavy, ľavý svah 7 m mocné svahové sutiny a pravý svah 5—7 m mocná vrstva terasových a svahových sutín. Na pravom svahu v predĺžení profilu je 8—10 m mocná vrstva pliocénnych štrkov.

Súvrstvie kremencov po odstránení pokryvných útvarov by poskytlo výborný podklad pre betónovú gravitačnú priehradu; jej výška by však nesmela presahovať výšku styčnej plochy medzi dolomitom a bazálnymi paleogénnymi zlepencami s kremencami. Pri tejto ploche a cez samotné dolomity a zlepence je daná možnosť úniku veľkého množstva vody z nádrže do pravého bočného údolia za priehradou. Aj dnes veľká časť vody, ktorá tečie cez Heľpu priehybským údolím, vsakuje do dolomitov a vo forme krasového výveru vychádza po nepriepustnom spodnotriasovom podklade na povrch v bočnom údolí západne od Heľpy.

V sondách profilu priehradného miesta Heľpa sa vykonali vodné tlakové skúšky na zistenie priepustnosti vrstiev. Veľkú priepustnosť zistili sondy 1, 6, 7, 7a, 8, 9. V sonde 1 a 6 prepúšťa vodu hlboko zvetraný podklad z kremencov a v ostatných sondách podrvené a zvetrané dolomity a bazálne paleogénne zlepence. Menšiu priepustnosť zistili sondy 2, 3, 4 a 5, ktoré prechádzali navetraným kremencovým súvrstvím. Do hĺbky 20 m bola v týchto sondách pre prítomnosť pokryvných útvarov a povrchového zvetrania špecifická strata vody na 1 bm pri tlaku 6 atm. 3 až 5,5 l/min., od 20 m hlbšie od 0,3—2 l/min.

Z uvedeného je zrejmé, že pre nepriaznivé geologické pomery na pravom svahu nemožno heľpiansky profil považovať za vhodné priehradné miesto. Nižšiu hrádzu tu tiež nemožno budovať, lebo treba rátať so zatopením veľkej časti dediny Heľpy, čo je hospodársky neúnosné.

Pre hate okrem heľpianskej úžiny nachádzame vhodný podklad v ktoromkoľvek mieste rajónu. Derivačné kanály je najvýhodnejšie viesť po úpätí ľavého svahu, pretože pod sutinami a terasami tvoria skalný podklad granodiority, kryštalické bridlice, zlepence, arkózy a kremence, ktoré tvoria únosný, stabilný a nepriepustný podklad. Pri hĺbení zárezov do tohto svahu sa netreba obávať zosunov. Pravý svah sa nehodí na budovanie kanála, lebo je veľmi členený a sú tu už spomínané možnosti zosunov.

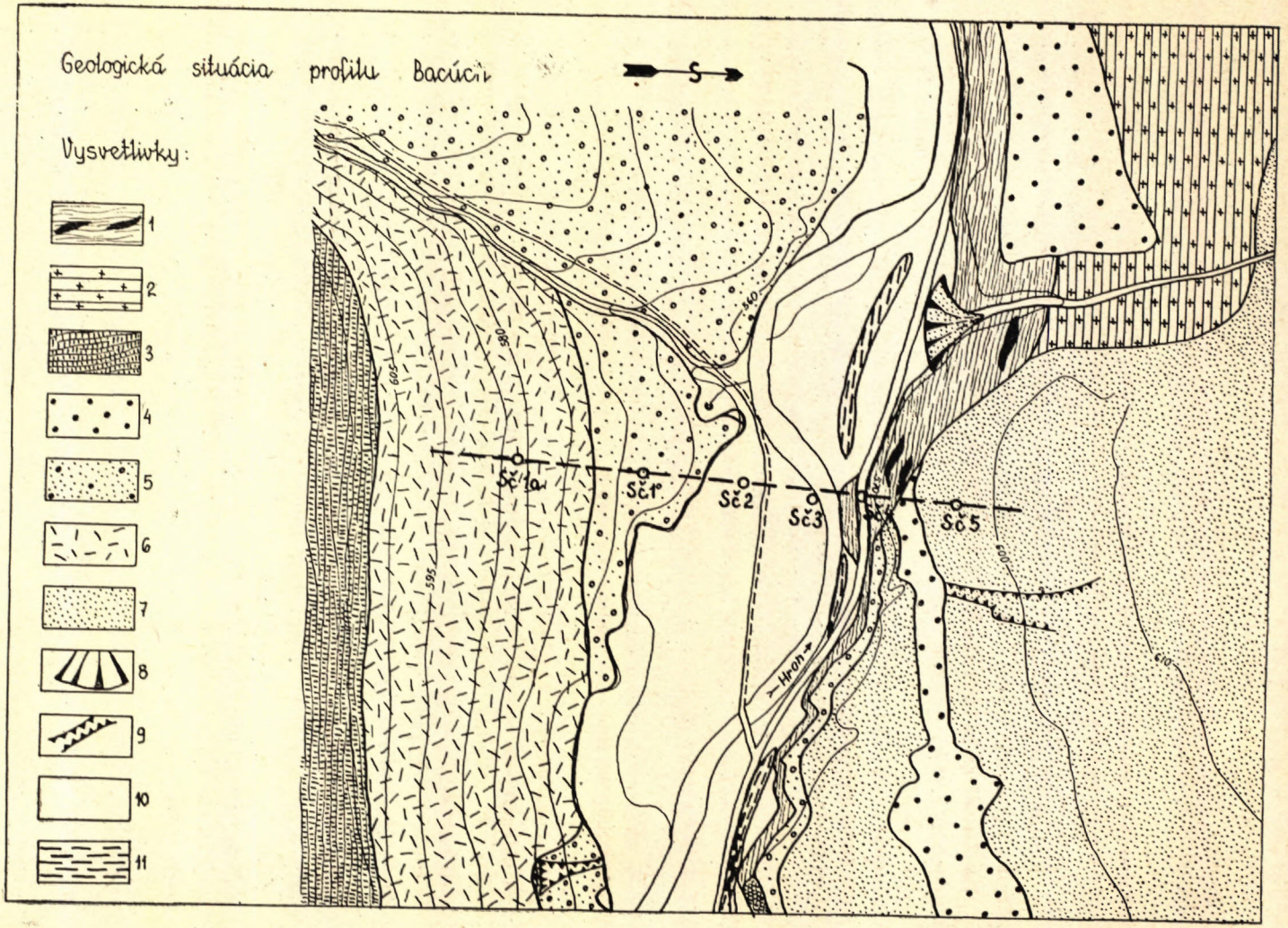
Druhý rajón

II. rajón zaberá úsek údolia Hrona od železničnej zastávky Bacúch po severný koniec mesta Brezno. Je to úzke, symetricky vyvinuté údolie so strmými svahmi, popretínanými bočnými údoliami. Šírka údolnej nivy sa pohybuje okolo 200 m, v okolí Gašperova a východne od Bujakova 400 m. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 672 na konci 498.

Hron i bočné prítoky sa v tomto úseku od pliocénu podnes hlboko zarezali do tvrdých kryštalických hornín. Relikty pliocénnych štrkov sa tu vyskytujú len sporadicky a neďaleko od toku Hrona, čo svedčí o tom, že v dobe pliocénu tu na rozdiel od rajónu I. nebolo rozsiahle jazero, ale len široký vodný tok, ktorý ústil do ďalšieho jazera v breznianskej panve. Celý II. rajón bol od pliocénu podnes oproti I. a III. rajónu vyzdvihnutý. Dnešné koryto Hrona je vyhĺbené vo vlastných štrkopiesčitých náplavoch, v ktorých meandruje a len na niektorých miestach východne od Beňuša a pri vyústení Beňušského potoka bočnou eróziou rozrušuje svahy.

Skalný podklad rajónu tvoria výlučne paleozoické kryštalické bridlice. Údolie budujú v podstate kremité pararuly. Nad údolím v ľavom svahu sa tiahne pruh svorových dvojsľudných pararúl. Migmatity vystupujú nad údolím Hrona na obidvoch svahoch v okolí Filipova a Gašperova. Amfibolity tvoria pruhy na ľavom svahu, kremité diority zas menší masív južne od Bujakova. Kremité pararuly sú pevné skalné horniny. Pre veľký obsah kremeňa strácajú občas bridličnatý charakter rúl a podobajú sa kremencom. Amfibolity a kremité pararuly patria do kategórie najtvrdších a najhúževnatejších hornín vôbec; dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm^2 i viac, vodu neprepúšťajú. Dvojsľudné pararuly a migmatity sa svojimi fyzikálno-technickými vlastnosťami málo líšia od kremitých pararúl.

Podkryvné útvary v porovnaní s inými rajónmi sú slabo zastúpené. Pravý svah nad údolím pokrývajú na začiatku rajónu a západne od Bujakova pliocénne štrky. Úpätie obidvoch svahov pri Starej píle, v okolí Beňuša, Gašperova, Filipova a Bujakova pokrývajú terasové štrky a dno údolia riečne náplavy. Hrúbka plio-


Geologická situácia profilu Bacúch
S
Vysvetlivky:
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
Sč 1a
Sč 1
Sč 2
Sč 3
Sč 5
Hron
560
580
595
610

cénnych štrkov pri Bacúchu je max. 40 m, hrúbka riečnych štrkov a pieskov v údolnej nive 1—5 m. Strmšie svahy sú pokryté hlinito-kamenistými sutinami, miernejšie svahy svahovými hlinami.

Tektonika územia: skalný podklad, t. j. kryštalické bridlice sú intenzívne zavrásnené. Celý komplex je bridličnatý s generálnym smerom zbridličnatenia ZJZ—VSV, s príkrymi sklonmi na jednu i druhú stranu. V rajóne prebiehajú početné poruchové a puklinové pásma doprevádzané podrvenými horninami a mylonitmi. Takéto pásmo sledujú aj vývery minerálnych vôd — kyseliek v Bacúchu a v doline Leňúska SV od Beňuša.

Hydrogeologické pomery. Režim podzemných vôd je slabo vyvinutý. Okrem spomínaných kyseliek, vyvierajúcich na poruchových pásmach v bočných údoliach, sa nájdu tu a tam normálne puklinové a sutinové pramene nepatrného významu. To znamená, že spodná voda prúdi len v zvetranom podpovrchovom pásme v puklinách alebo sutinách. Riečne náplavy sú nasiaknuté vodou z Hrona a jeho prítokov. Hladina spodnej vody v údolnej nive je 1—2 m pod povrchom.

II. rajón v morfologicky vhodných miestach sa hodí pre budovanie veľkých, stredných a malých priehrad. Pre budovanie veľkej priehrady možno nájsť sériu profilov od začiatku rajónu až po Beňuš a od Zadných Halán po Brezno.

Priehradné miesto Bacúch

Sondážnymi prácami sa preskúmal profil ca 100 m západne od križovatky železnice so štátnou hradskou pod železničnou zastávkou Bacúch (viď príl. 1); vyhĺbilo sa 6 sond 30 až 50 m hlbokých.

Profil je v dne údolia 100 m, v korune hrádze (na kóte 600) ca 600 m široký. Pravý svah je strmý, začína z dna údolia skalným stupňom, ľavý svah je mierny. Skalný podklad celého profilu tvoria tvrdé a húževnaté migmatitizované kremité pararuly. Smer bridličnatosti je JZ—SV so sklonom k SZ. V dne údolia zakrýva skalný podklad 1—2 m mocná vrstva preplavenej piesčitej hliny a 3 až 5 m hrubá vrstva riečnych náplavov, na pravom svahu 8 až 9 m vrstva pliocénnych štrkov. Podklad ľavého mierneho svahu je zakrytý 4—17 m mocnou vrstvou terasových štrkov a 1—3 m vrstvou piesčitých hlín. Hĺbka zvetranej zóny skalného podkladu zachytená v sonde 1 na ľavom svahu je 6 m, v sonde 4 na pravom svahu 5 m.

Migmatizované kremité pararuly sú pre betónovú gravitačnú priehradu (44 m vysokú) vhodným podkladom. Pre založenie priehradného múru však treba od-

1 — diaftoritizované kremité pararuly so žilami hydrotermálneho kremeňa; 2 — granitizované pararuly; 3 — kremité pararuly (1—3 st. paleozoikum); 4 — štrky a piesky — pliocén; 5 — hlinité štrky, terasy — pliocén; 6 — piesčitá hlina s úlomkami pararúl; 7 — deluviálne piesčité hliny; 8 — náplavové kužele; 9 — rokliny a výmoly; 10 — riečne štrky — alúvium; 11 — navážka.

strániť pokryvné útvary a základovú škáru vyhĺbiť do zdravých pararúl. Tu však veľmi nepriaznivo pôsobí až 18 m mocná vrstva terasových štrkov, ktorá zakrýva skalný podklad na ľavom svahu. Kvôli únosnosti a stabilite priehradného múru treba celú vrstvu odstrániť, čo platí aj o pravom svahu, kde je 8—10 m vrstva pliocénnych štrkov.

V bacúšskom priehradnom profile sa v sondách robili tlakové vodné skúšky (pozri hodnotenie vodných skúšok — príloha 1), ktoré svedčia o tom, že vodotesný podklad poskytujú len zdravé a nezvetrané kremité pararuly. Na ľavom svahu sa vhodný podklad nachádza (podľa sondy 1a, 1) v hĺbke 20 m pod povrchom. Špecifická strata vody na 1 bm pri tlaku 6 atm. od 20 m hlbšie sa pohybuje od 1—2 l/min. V dne údolia je takýto podklad medzi 4 až 10 m hĺbky (špec. strata 0,7—1,6 l/min.) a na pravom svahu od hĺbky 5 m. V sonde 5 bola zistená väčšia priepustnosť (2—2,9 l/min.), lebo sonda prechádza cez porušené pásmo vyplnené žilami hydrotermálneho kremeňa.

Ako ďalšia alternatíva pre budovanie nádrže s veľkým retenčným obsahom bola sondážnymi prácami preskúmaná úžina medzi Halnami a Breznom. Preskúmali sa dva profily.

Priehradné miesto Brezno

I. alternatíva. Profil I smeruje naprieč údolím priamo cez drevosklad štát. píly Halny. Vyhĺbili sa tu 4 sondy o hĺbke 27 až 60 m. Profil má v dne údolia šírku 350 m, v korune hrádze (na kóte 650) 500 m. Ľavý svah tvorí vysoký, strmý skalný zráz, pravý svah sa mierne dvíha z terasového stupňa.

Skalný podklad profilu tvoria chloritizované kremité pararuly, ktoré sú v dne zakryté 3—5 m vrstvou aluviálnych a terasových štrkov a preplavených hlín. Pravý svah pokrývajú 3 m mocné hlinitokamenité sutiny. V chloritizovaných kremitých pararulách boli sondou 4 a 5 zistené poruchové pásma doprevádzané podrvenými horninami. Medzi výplňou poruchových pásiem sú tektonické íly a hlavne jemné sľudnaté piesky, ktorých pôvod je dosť ťažko vysvetliť. Šírka týchto pásiem sa pohybuje od 2—8 m. Ich presný priebeh nie je dosiaľ zistený.

II. alternatíva. Profil II sa nachádza na ohybe Hrona pri západnom ukončení dediny Halny. V dne má údolie šírku 180 m, na kóte 555 (výška vzdutia) 400 m. Obidva svahy sú strmé. Skalný podklad dna údolia a pravý svah budujú dvojsľudné kremité pararuly, na ľavom svahu žuly a žulové diaftority. Styk týchto komplexov však bol zistený sondážou len približne. Pri povrchu pod pokryvnými útvarmi sú horniny skalného podkladu značne zvetrané (2—4 m); pokryvné útvary zastupujú riečne štrky (4—5 m), hlinito-kamenité sutiny (2—5 m) a piesčité hliny (1—3 m). Skalný podklad zo zdravých žúl a pararúl vhodný pre vybudovanie betónovej gravitačnej priehrady sa nachádza 5 až 10 m pod dnešným povrchom. Sondážou zistené tektonicky porušené pararuly tvoria max. 0,5 m široké pásma, ktoré však možno spevniť cementovou injektážou.

V II. profile sa vykonali v sondách vodné tlakové skúšky, ktoré svedčia o nepriepustnosti skalného podkladu. Do hĺbky 10—15 m boli horniny priepustné; vo väčších hĺbkach sa špecif. strata vody na 1 bm pri tlaku 3—5 atm. pohybovala od 0,2—1 l/min.

Pre stredné a malé priehrady sú v II. rajóne výhodné profily v úžine železničnej zastávky Bacúch—Beňuš, ďalej pri vyústení doliny Veľká Beňušská a pri Bujakove. Skalný podklad tvoria kremité pararuly. Pre derivačné kanály je výhodný ľavý svah, ktorý je menej členený a má stabilný, a keby sa kanál zahĺbil až na skalu, i nepriepustný podklad. Zosuny sa dosiaľ na svahoch doliny nevytvorili a ani v budúcnosti nevytvoria.

Tretí rajón

siaha od severného konca mesta Brezna po Hospodársku školu Banisko. Je to Breznianska kotlina, prechádzajúca na východ i na západ náhle do úžiny; vznikla poklesmi v paleogéne.

Počas pliocénu v nej prebiehala jazerná sedimentácia (štrky a piesky), a od konca pliocénu dodnes pôsobí tu riečna erózia. Hron si vyhĺbil koryto v SZ časti pôvodnej kotliny, kde eroduje do mäkkých i sypkých hornín paleogénu a pliocénu a vytvoril širokú údolnú nivu (800—1200 m). Pravý svah sa stupňovite dvíha z údolia, ľavý je strmý.

Hron tvorí dnes v údolnej nive výrazný oblúk smerom na juh, a kým nebol jeho tok upravený reguláciou, podmýval ľavý svah budovaný z mäkkých flyšových bridlíc a pliocénnych štrkov a pieskov. Bočná erózia do ľavého svahu podmienila vznik celého radu zosunov pod kótou Úplzlia. Z toho vidno, že Hron rozširoval údolnú nivu od severu na juh, hĺbiac si koryto najprv v tvrdých kryštalických bridliciach a potom postupne v mäkkých horninách flyša a pliocénu.

Báza pliocénnych štrkov v III. rajóne (podobne ako v prvom) leží väčšinou na úrovni hladiny Hrona. To značí, že tento rajón od skončenia pliocénnej sedimentácie poklesol voči II. a IV. rajónu, kde sa báza plioc. štrkov nachádza 60—100 m nad úrovňou Hrona.

Skalný podklad rajónu tvoria kryštalické bridlice a flyšové pieskovce a bridlice, pričom prvé budujú pravý, druhé ľavý svah. V dne kotliny pod aluviálnymi náplavmi možno predpokladať skalný podklad prevažne z kryštalických bridlíc a nedaleko ľavých svahov aj flyšový podklad.

Kryštalické bridlice, t. j. kremité pararuly, diaftority pararúl a migmatity sú pevné skalné horniny, ktoré sa fyzikálno-technickými vlastnosťami prakticky nelíšia. Tektonicky najviac sú znehodnotené diaftority pararúl a približujú sa svojimi vlastnosťami fylitom. Dovolené namáhanie pre všetky tieto horniny je 15—30 kg/cm^2. Pri zaťažení vôbec nezosadajú a vodu neprepúšťajú. Voda môže unikať len v podpovrchovom zvetranom pásme do hĺbky max. 30 m. Flyšové bridlice a pieskovce paleogénu sú poloskalné i skalné horniny. Od povrchu do veľkých hĺbok

zvetrávajú, vodu čiastočne prepúšťajú, hlavne cez rozpukané pieskovce, kade voda uniká medzi vrstevnými špárami a puklinami. Pri zaťažení málo zosadajú, dovolené namáhanie je 4—8 kg/cm^2.

Pokryvné útvary v III. rajóne zastupujú pliocénne štrky a piesky na ľavom svahu o hrúbke ca 40—70 m; ďalej sú to terasové štrky, pokrývajúce úpätie ľavého svahu po celej dĺžke rajónu. Dno doliny vypĺňa štrkovopiesčité alúvium o hrúbke 2—10 m. Plytké svahy na obidvoch stranách pokrývajú svahové hliny. Všetky pokryvné útvary sú kypré horniny; ich fyzikálno-technické vlastnosti sme už spomínali pri prvom rajóne.

Tektonika rajónu. Najspodnejším členom skalného podkladu sú intenzívne zvrásnené kryštalické bridlice. Smer bridličnatosti je JZ—SV s príkrym sklonom k JV i SZ. Okrem toho tento kryštalický komplex je postihnutý zlomami, kolmými na tento smer. Na kryštalických bridliciach leží transgresívne slabo zvrásnený paleogénny flyš. Na flyši i na kryštalickom podklade ležia vodorovne pliocénne štrky a ostatné pokryvné útvary. Breznianska kotlina predstavuje depresiu, ktorá vznikla počas alpského vrásnenia na začiatku paleogénu. Usadili sa do nej morské sedimenty bazálneho paleogénu a flyša a sladkovodné sedimenty neogénu.

Hydrogeologické pomery. Podzemná voda sa v skalnom podklade nachádza jedine v puklinách. Dobrým zdrojom spodnej vody sú pliocénne a aluviálne štrky. V pliocénnych a terasových štrkoch sa voda hromadí na báze súvrstvia a po nepriepustnom flyšovom alebo kryštalickom podklade vychádza vo forme prameňov na povrch, pričom často spôsobuje vznik zosunov. Aluviálne štrky a piesky sú dokonale nasýtené spodnou vodou, hladina ktorej je 1—2 m pod povrchom.

V treťom rajóne sú vyvinuté zosuny na ľavom svahu. Príčiny terajších zosunov boli uvedené vyššie (po rozmočenom flyšovom podklade sa dostávajú do pohybu štrky, sutiny). V budúcnosti sa môžu vytvoriť zosuny pri vzniku zárezov do flyšových svahov tam, kde sú podmáčané vodou, vytekajúcou z pliocénnych štrkov.

V celom III. rajóne nie sú morfologické podmienky pre budovanie priehrad, iba pre malé odrazové hate. Pre derivačné kanály sa hodí pravý svah lepšie ako ľavý, lebo podklad tohto svahu je stabilný.

Štvrtý rajón

IV. rajón začína pri Hospodárskej škole Banisko pri Brezne a končí južne od Banskej Bystrice pri Peťovej. Nepravidelnosť morfologického vývoja údolia zrejme závisí od petrograficko-litologickej pestrosti útvarov rajónu, ktoré sa rôzne chovajú voči riečnej erózii a svahovej modelácii, a od komplikovanej tektonickej stavby. Začiatok rajónu tvorí úžina, ktorú Hron vyhĺbil naprieč cez pruhy tvrdých amfibolitov, kremitých pararúl a kremencov; v okolí Valaskej a Chatimechu má dolina krasový charakter, lebo skalný podklad tvoria dolomity a vápence. V okolí Podbrezovej Hron znovu tvorí úžinu s mnohými strmými a skalnými svahmi, lebo

musel erodovať do tvrdých kryštalických bridlíc a kremencov. Od Lopeja až do konca rajónu tvoria podklady hlavne vápence a dolomity, v ktorých sa eróziou Hrona a svahovou modeláciou vytvoril krasový reliéf s početnými úžinami, kotlinami a údolnými ohybmi. Svahy údolia sú poväčšinou strmé, často so skalnými zrázmi, bralami a výčnelkami a sú poprerezávané hlbokými bočnými údoliami. Rieka Hron (a jej prítoky) modeluje údolie od konca pliocénu podnes. Podľa zachovaných terasových stupňov a pozície pliocénnych štrkov (60—200 m nad úrov. Hrona) sa dá usúdiť, že IV. rajón bol od skončenia pliocénnej sedimentácie vyzdvihnutý oproti V. a III. rajónu. Dnes meandruje Hron väčšinou vo vlastných náplavoch, no na niektorých miestach (ľavý svah pri Predajnej, Lučatíne a Šalkovej) rozrušuje svahy bočnou eróziou. Podmývanie ľavého svahu pri Predajnej zapríčinil Jesenský potok, ktorý prináša s prívalovými vodami množstvo materiálu, zahradzuje sprava rozsiahlym náplavovým kužeľom údolnú nivu, čím je Hron prinútený erodovať ľavý svah. Dnes sa však čelí týmto javom regulačnými úpravami obidvoch tokov. Šírka údolnej nivy v celom rajóne kolíše od 200—1200 m; najširšia je v okolí Slovenskej Ľupče, B. Bystrice a Peťovej. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 482 na konci 326. Vzhľadom na odlišné vlastnosti skalného podkladu rozdeľujeme IV. rajón na 12 podrajónov.

Podrajón IV A

je ca 1 km dlhý úsek údolia od Hospodárskej školy Baniska na západ. Údolie je úzke, symetricky vyvinuté a zarezané v amfibolitoch, kremitých pararulách a triasových kremencoch, ktoré patria k najtvrdším a najhúževnatejším horninám v údolí Hrona. Práve preto široká breznianska kotlina tu končí a prechádza do úžiny. Dovolené namáhanie pre uvedené horniny je 15—30 kg/cm^2 i viac; sú nepriepustné.

Skalný podklad na svahoch je zakrytý slabšou vrstvou hlinito-kamenitej sutiny a v dne údolia 1—3 m mocným alúviom. Horniny skalného podkladu tvoria pruhy, ktoré prechádzajú naprieč dolinou. Sú intenzívne zvrásnené a dopukané. Spodná voda sa objavuje len v puklinách blízko pod povrchom a v riečnych náplavoch.

Celý podrajón poskytuje sériu výborných profilov pre vysokú betónovú gravitačnú priehradu, avšak v zátopnom území leží Brezno. Možno tu však počítať s budovaním priehrad strednej a malej výšky. Pre derivačný kanál hodí sa lepšie pravý svah, lebo je hladký a nečlenený. Podklad derivačného kanálu na obidvoch svahoch je stabilný a nepriepustný.

Podrajón IV B

siaha od čiary Hornie Lazy—Racková po Podbrezovú neďaleko vyústenia doliny Hnusna. Tento úsek údolia je vymodelovaný v mezozoických horninách, hlavne v dolomitoch. Pri Podbrezovej vyúsťuje do doliny Hrona hlboko zarezané údolie Bystrej a Čierneho Hrona. Šírka údolnej nivy sa pohybuje okolo 300—400 m.

Skalný podklad podrajónu tvoria členy krížňanského a chočského príkrovu; prvý zastupujú dolomity, tmavé bridlice a pieskovce lunzských vrstiev, pestré bridlice s polohami kremencov a dolomitov (keuper), grestenské vrstvy a slienité súvrstvie neokomu, druhý reiflingské vápence.

Dolomity budujú podklad celého údolia, s výnimkou malého úseku pri Valaskej; sú masívne alebo lavicovité, tektonicky veľmi znehodnotené. Dolomitový masív je prestúpený puklinami, alebo je podrvený na dolomitické brekcie alebo dolomitický piesok. Polohy popukaných dolomitov, brekcií a dolomitického piesku sa v masíve striedajú a majú nepravidelné krasovité tvary. Preto sa fyzikálno-technické vlastnosti dolomitov menia z miesta na miesto, a preto treba sondážou hľadať pevné, málo porušené polohy dolomitov pre každý objekt. Málo porušené dolomity majú namáhanie 6—10 kg/cm^2. Pri brekciách a piesku, ktoré doprevádzajú hlavne poruchové pásma, táto hodnota klesá; tieto polohy môžu zapríčiniť aj nerovnomerné zosadanie. Dolomity sú ako celok priepustné a dajú sa ťažko utesňovať.

Pestré bridlice s polohami kremencov a dolomitov (keuper) a slienité bridlice a vápence neokomu tvoria podklad údolia Hrona v okolí Valaskej. V odkryvoch vystupujú na obidvoch svahoch. V dne doliny ich zakrývajú riečne náplavy. Pestré bridlice keupra sú poloskalné horniny a striedajú sa s polohami tvrdých skalných hornín — kremencov a dolomitov. Dovolené namáhanie je pre bridlice 6—15 kg/cm^2, pre kremence a dolomity 10—15 kg/cm^2. Pri zaťažení podklad z keuperského súvrstvia nezosadá; celé súvrstvie je prakticky nepriepustné. Podpovrchové zvetrané a rozpukané partie, poprípade poruchové pásma dajú sa dobre tesniť cementovými injekciami.

Slienité bridlice a vápence neokomu ležia na súvrství keupra; sú to skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie je 8—15 kg/cm^2; vodu okrem plytkého podpovrchového pásma vôbec neprepúšťajú. Ostatné členy krížňanského príkrovu vystupujú buď na svahoch alebo v bočných údoliach.

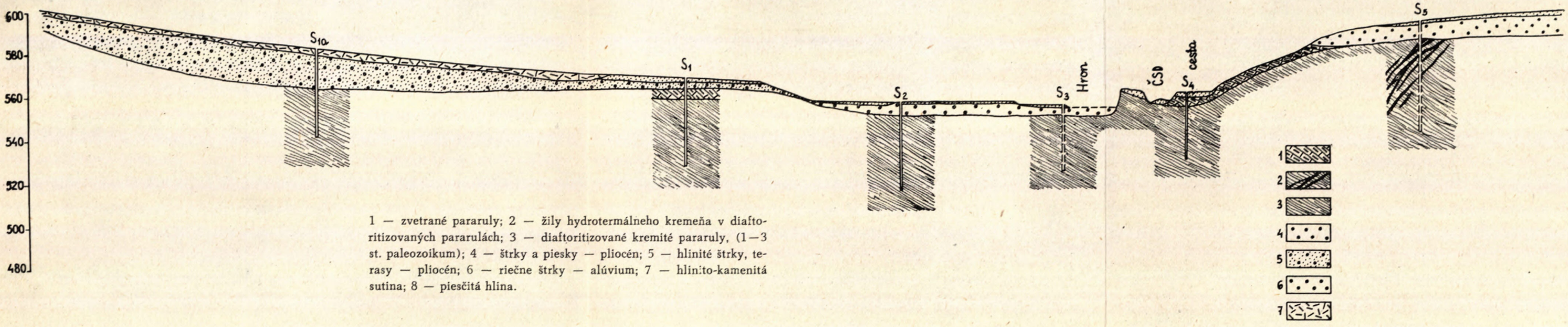
K chočskému príkrovu patria reiflingské vápence na dolomitoch krížňanského príkrovu, vystupujúce v pravom svahu nad Valaskou. Sú to pevné lavicovité, niekedy masívne skalné horniny. Pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie 10—15 kg/cm^2; priepustné (po krasových dutinách).

K pokryvným útvarom patria štrky terás pri sútokoch Čierneho Hrona a Bystrej s Hronom v okolí Piesku a Chvatimechu. Hrúbka terás kolíše od 2—10 m. Ďalej sem patria svahové hliny, pokrývajúce skalný podklad na ľavom svahu. Dno údolia zakrývajú 3—6 m mocné štrkovopiesčité náplavy Hrona.

Tektonika územia. Uloženie jednotlivých sérií je v podrajóne IV B veľmi zložité. Na začiatku podrajónu prebieha naprieč údolím nasunutie kraklovskej zóny na ľubietovskú. Odtiaľ na západ leží krížňanský príkrov presunutý na kryštalinikum ľubietovskej zóny, tvoriac komplikované klinovité ležaté vrásy. Od SZ na čiare Piesok—Horné Lasy na pravom svahu údolia ležia na krížňanskom príkrove kryhy chočského príkrovu.

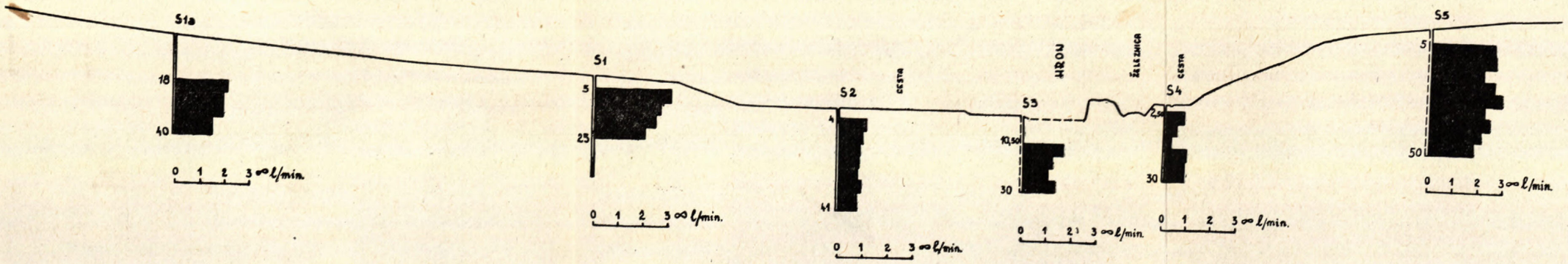
Geologický profil Bacúch

PRÍLOHA 1



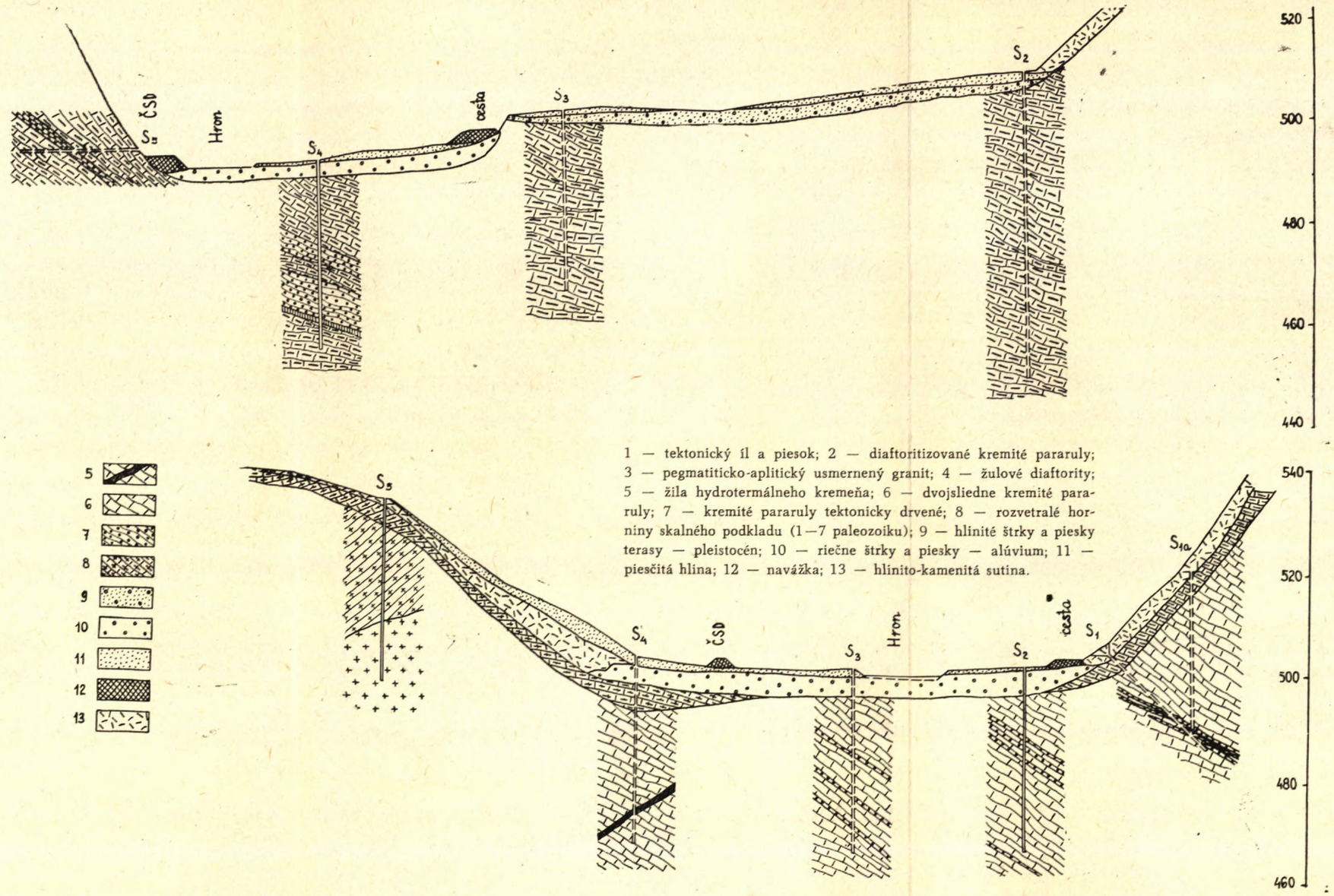
1 — zvetrané pararuly; 2 — žily hydrotermálneho kremeňa v diaftoritizovaných pararulách; 3 — diaftoritizované kremité pararuly, (1—3 st. paleozoikum); 4 — štrky a piesky — pliocén; 5 — hlinité štrky, terasy — pliocén; 6 — riečne štrky — alúvium; 7 — hlinito-kamenitá sutina; 8 — piesčitá hlina.

Profil priepustnosti Bacúch



Vyhodnotenie vodných tlakových skúšok (čas 20 min.; tlak 6 atm.; etaže 5 m; špecif. strata vody v l/min/1 bm).

Geologický profil Brezno I, II



1 — tektonický íl a piesok; 2 — diaftoritizované kremité pararuly; 3 — pegmatiticko-aplitický usmernený granit; 4 — žulové diaftority; 5 — žila hydrotermálneho kremeňa; 6 — dvojsliedne kremité pararuly; 7 — kremité pararuly tektonicky drvené; 8 — rozvetralé horniny skalného podkladu (1—7 paleozoiku); 9 — hlinité štrky a piesky terasy — pleistocén; 10 — riečne štrky a piesky — alúvium; 11 — piesčitá hlina; 12 — navážka; 13 — hlinito-kamenitá sutina.

Hydrogeologické pomery. V podrajóne IV B je bohatý režim krasových vôd. Zbernou oblasťou krasovej vody sú reiflingské vápence a dolomity, do ktorých vsiaka povrchová voda a cirkuluje v nich. Na nepriepustnom podloží keupra a neokomu sa koncentruje a vyteká na svahoch údolia vo forme krasových prameňov, alebo v dne údolia napája riečne náplavy. V dedine Valaská pod cestou je niekoľko mohutných vyvieračiek, ktoré okrem dážďovej vody napája aj potok Bystrá. Výtery krasových vôd napájajúcich alúvium možno predpokladať na konci podrajónu v Podbrezovej na styku dolomitov s ľubietovským kryštalinikom. Riečne náplavy sú tiež dobrým rezervoárom spodnej vody. Hladina spodnej vody v dne doliny sa nachádza 1 m pod povrchom. Menší význam majú puklinové a sutinové pramene na svahoch keupra a neokomu. Terasové štrky v okolí Piesku sú bez spodnej vody, lebo ležia na priepustnom dolomitickom podklade.

Podrajón sa nehodí pre budovanie priehrad, lebo skalný podklad tvoria priepustné dolomity. Pre malú hať sa nachádza profil pri dedine Valaská, lebo pod pokryvnými útvarmi je vhodný a únosný nepriepustný podklad zo súvrstvia keupra alebo neokomu. Pre derivačný kanál je výhodnejší pravý svah, ktorý je menej členený a má stabilný a únosný podklad. Na ľavom svahu v okolí Valaskej vrstvy keupra pri nevhodnej orientácii pri hĺbení zárezov môžu prísť do pohybu.

Podrajón IV C

začína pred vyústením potoka Hnusna do údolia Hrona a končí pri Lopeji. Je to úzke zaklesnuté, symetricky vyvinuté údolie so strmými, väčšinou skalnými svahmi. Šírka údolnej nivy sa pohybuje od 200—500 m.

Skalný podklad podrajónu tvoria migmatity, ortoruly s pruhmi porfyroidov a amfibolitov, arkózy, droby, kremencové súvrstvie a pestré bridlice s polohami kremitých pieskovcov (werfen). Migmatity a ortoruly s polohami porfyroidov a amfibolitov vystupujú na svahoch v okolí Podbrezovej, arkózy a droby vo svahoch západne od Podbrezovej. Kremencové súvrstvie buduje kótu 696 a svahy údolia Hrona pri vyústení Brezového potoka (pravý svah) a potoka Čelnô (ľavý svah). Werfenské vrstvy budujú pravý svah východne od Lopeja.

Migmatity a ortoruly s polohami amfibolitov a porfyroidov sú bridličnaté skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie 15 až 30 kg/cm^2 i viac; nepriepustné. Arkózy, droby a kremencové súvrstvie (kremité zlepence, kremence a kremité bridlice) sú lavicovité miestami zbridličnatené skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm^2, vodu prepúšťajú iba v podpovrchových zvetraných pásmach, kde voda uniká po puklinách. Werfenské bridlice s polohami kremitých pieskovcov tvoria flyšoidné súvrstvie, ktoré pri zaťažení nezosadá; dovolené namáhanie 8—15 kg/cm^2, nepriepustné.

Pokryvné útvary zastupujú predovšetkým skalné sutiny, ktoré sa nahromadili na úpätí svahov (zvlášť kremencových). Hliny vo väčšej hrúbke pokrývajú úpä-

tie ľavého svahu nad železničnou stanicou Podbrezová. Dno údolia vyplňujú 3—6 m mocné, štrkovopiesčité riečne náplavy.

Tektonika územia. Podrajón IV C budujú série ľubietovskej zóny, kryštalinikum ľubietovskej zóny a jej sedimentárny obal. Úložné pomery jednotlivých komplexov sú zložité. Ide tu o mohutné antiklinórium, ktoré smeruje z JZ do údolia Hrona a v okolí Podbrezovej sa ponára pod krížňanský a chočský príkrov. Krížňanský príkrov leží na kryštaliniku ľubietovskej zóny z východu (začiatok podrajónu), chočský zo severu. SZ obmedzenie ľubietovskej zóny (koniec podrajónu) tvorí tektonická línia SV smeru, ktorá prechádza od Predajnej po úpätí ľavého svahu, do údolia Brezového potoka. Pozdĺž tejto línie je ľubietovské kryštalinikum a jeho obal nasunutý na zónu nízkotatranskú. Smer jednotlivých vrstiev, ktoré tvoria úzke dlhé pruhy, je JZ—SV so sklonom k JV, čo znamená, že tu ide o prevrátené krídlo antiklinály. Priečne zlomy S—J smeru sú na pravom svahu v okolí Podbrezovej a na ľavom svahu na začiatku podrajónu.

Hydrogeologické pomery. Podzemná voda v skalnom podklade je viazaná len na poruchy a pukliny, z ktorých vyteká na svahu v podobe puklinových prameňov, alebo napája sutiny a alúvium. Agresívne vody (uhličité a sírne) možno predpokladať na spomínanej línii západnej hranice podrajónu z toho dôvodu, že v pokračovaní tejto línie vychádzajú priamo na povrch, napr. v Brusne a inde. Riečne náplavy sú nasýtené spodnou vodou, ktorej hladina sa nachádza 1—2 m pod povrchom.

Podrajón je vhodný pre budovanie priehrad rôznej veľkosti, zvlášť pri vyústení Brezového potoka; neprichádzajú však do úvahy pre Podbrezovské železiarne. Hate možno budovať v hociktorom profile rajónu. Spomenuté horniny poskytujú dobrý únosný a vodotesný podklad. Pre derivačné kanály sa hodí ľavý svah, lebo je menej členený. Podklad pre kanály na obidvoch svahoch je stabilný, únosný a nepriepustný.

Podrajón IV D

siaha od vyústenia potoka Čelnô do doliny Hrona až po vyústenie potoka Hutna z ľubietovskej doliny.

Je to nepravidelne vyvinuté údolie s početnými údolnými ohybmi. Strmosť svahov sa rýchle mení. Šírka údolnej nivy je tiež nestála a kolíše od 100 m (pri Brusne) do 800 m (Lopej, Predajná, Dubová, Medzibrod). Údolie je vyhĺbené hlavne vo vápencoch a dolomitoch.

Najstarším členom skalného podkladu sú werfenské bridlice s polohami kremitých pieskovcov, ktoré budujú údolie Hrona od Lopeja po Dúbravku pri Predajnej. V odkryvoch vychodia na povrch spod pokryvných útvarov na pravom i ľavom svahu. Ďalej vystupujú nad údolím v ľavom svahu pri Dubovej a pri Brusne. Je to flyšoidné súvrstvie skalných hornín, ktoré pri zaťažení nezosadá. Dovolené namáhanie je 8—15 kg/cm^2: werfenské súvrstvie je nepriepustné. Nad-

ložné členy werfenu sú gutensteinské vápence, dolomity a reiflingské vápence s rohovcami. Iné členy triasu sa tu ako skalný podklad asi nevyskytnú.

Gutensteinské a reiflingské vápence sú tvrdé lavicovité a masívne skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie je 10—15 kg/cm^2. Sú intenzívne rozpukané a skrasovatené a voda v nich preniká po komínoch, chodbách a iných krasových dutinách; preto ich treba považovať od vrchu do spodku celej vápencovej masy za priepustné. Dolomity sú únosné, ale priepustné horniny, dajú sa ťažko utesňovať. Najmladším členom v podrajóne IV C je slienité súvrstvie neokomu, ktoré tvorí na ľavom svahu pruh, tiahnuci sa od Lučatína ku Brusnu a pokračujúci ďalej na SV. Na pravom svahu vystupuje neokom v pruhu ďalej od údolia Hrona. Ide o bridličnaté lavicovité skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie je 8—15 kg/cm^2; nepriepustné.

K pokryvným útvarom patria terasové štrky na pravom plytkom svahu v okolí Lopeja, Predajnej, Zámostia a Medzibrodu, na ľavom svahu južne od Medzibrodu; terasové štrky siahajú tu maximálne 80 m nad nivu údolia. Ich hrúbka kolíše od 1—10 m. Materiál štrkov je žulový, kremencový a vápencový, premiešaný pieskom a hlinitými prímesami. Na pravom svahu pri Lopeji, Predajnej a Nemeckej, pri vyústení bočných doliniek sú staré náplavové kužele, obsahujúce málo oválaný, netriedený hlinitokamenistý materiál. Hliny vznikajú predovšetkým na werfenskom podklade, zvlášť v okolí Predajnej a južne od Dubovej. Hrúbka hlín je ca 3 m. Dno údolia vypĺňajú štrkovo-piesčité riečne náplavy. Hrúbka alúvia sa pohybuje od 3—7 m.

T e k t o n i k a ú z e m i a. Na geologickej stavbe podrajónu sa zúčastňuje viac tektonických jednotiek. Po ľavom svahu od Brusna na SV cez Dúbravku ku Lopeju prebieha tektonická línia nasunutia ľubietovskej zóny na zónu nízkotatranskú. Ľavý svah od tejto línie na JV patrí ľubietovskému pásmu. Ostatná časť rajónu od línie na SZ (dno údolia, pravý i ľavý svah od Brusna) patria krížňanskému a chočskému príkrovu, ktoré ležia v depresii na nízkotatranskom kryštaliniku a jeho obale. Krížňanský príkrov zastúpený neokomom vychádza na povrch v odkryvoch na obidvoch svahoch ďalej od doliny Hrona. Tvorí synklinálu, ktorej os sa zhruba zhoduje so smerom toku Hrona. V jadre tejto synklinály ležia presunuté kryhy chočského príkrovu (werfen, vápence a dolomity), ktoré budujú v podstate celé údolie. Priečne zlomy sa nachádzajú južne od Predajnej a severne od Nemeckej.

H y d r o g e o l o g i c k é p o m e r y. Podzemná voda často agresívna prúdi po línii nasunutia ľubietovského pásma na nízkotatranské. Po tejto línii vychádza na povrch termálna minerálna voda v Brusne. Výkopom alebo vrtmi sa môže na takúto vodu naraziť pri úpätí ľavého svahu od Dúbravky po Lopej. Ďalší typ podzemnej vody je krasová voda, ktorá sa hromadí vo vápencovo-dolomitických masívoch a vyteká na úpätí svahov v podobe prameňov, alebo napája riečne náplavy v dne údolia. Na krasovú vodu sa narazí vrtmi, alebo výkopom hocikde v dne

údolia od Predajnej po železničnú zastávku Ľubietová. Spodnou vodou sú nasýtené aj štrkovopiesčité náplavy s hladinou 1—2 m pod povrchom.

Podrajón IV D sa nehodí pre budovanie priehrad; v úseku od Dúbravky po Lopej pre spomínanú presunovú líniu a od Dúbravky do konca rajónu pre nevhodný podklad zo skrasovatených vápencov a priepustných dolomitov. Pre malé odrazové hate sa sondážou môže nájsť vhodný podklad vo werfenských vrstvách v profiloch medzi Lopejom a Predajnou. V okolí Brusna (JZ od dediny) a západne od Medzibrodu v odkryvoch slienité súvrstvie neokomu tiež skytá vhodný, únosný a nepriepustný podklad pre hate. Pri hĺbení stavebných jám v dne doliny treba pamätať na odčerpávanie spodnej vody, lebo vápencovo-dolomitický podklad a štrkovopiesčité náplavy sú nasýtené spodnou vodou, ktorej vnikaniu do stavebnej jamy nemožno nijakým spôsobom zabrániť.

Podrajón IV E

Je to asi 1500 m dlhý úsek údolia Hrona od železničnej zastávky Ľubietová po most v Lučatíne. Údolie je nesymetricky vyvinuté so strmým a vysokým skalnatým ľavým svahom a so stupňovitým pravým svahom. Údolná niva je široka ca 200 m. Skalný podklad podrajónu tvorí slienité súvrstvie neokomu krížňanského príkrovu na ľavom svahu Hrona ako aj v skalnom stupni na úpätí pravého svahu.

Slienité bridlice a vápence neokomu sú skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú a sú nepriepustné. Nad neokomom na začiatku i na konci rajónu a v pravom svahu ca 30 m nad dnom doliny ležia chočské dolomity. Fyzikálnotechnické vlastnosti dolomitov sú tie isté ako v podrajóne IV B—C.

Pravý svah nad skalným stupňom pokrývajú terasové štrky a hliny o hrúbke 3—6 m. Na pravom svahu na konci podrajónu je starý náplavový kužeľ a dno doliny zakrývajú 2—4 m mocné riečne náplavy.

Tektonika územia. Tektonicky patrí súvrstvie neokomu krížňanskému príkrovu, ktorý práve v podrajóne IV E zostupuje do doliny Hrona, budujúc dno údolia, ľavý a spodnú časť pravého svahu. Na neokome leží synklinálne strednotriasový dolomit chočského príkrovu.

Spodná voda je v slienitom súvrství len pod povrchom v puklinách; dolomity sú nasiaknuté v spodnej časti krasovou vodou. Riečne náplavy sú nasiaknuté spodnou vodou z rieky Hrona.

Tento podrajón poskytuje viac vhodných profilov pre priehrady strednej výšky a pre hate, lebo pod pokryvnými útvarmi vystupuje skalný, únosný a nepriepustný podklad slienitého súvrstvia neokomu. Cez pravý svah z údolia Važnej možno predpokladať presiakanie vody za nádrž do údolia Hrona, ale táto cesta je pomerne dlhá a stabilitu hrádze nemôže ohroziť. Sondážou treba zistiť priebeh styčnej plochy nepriepustného neokomu s dolomitmi v predĺžení profilu do pravého svahu. Derivačný kanál možno viesť po obidvoch svahoch.

Podrajón IV F

Podrajón IV F siaha od Lučatína po Banskú Bystricu a tvorí rozšírené, nesymetricky vyvinuté údolie. Ľavé svahy sú strmé a vysoké, pravé tvoria z doliny strmý stupeň a ďalej sú ploché a nízke. Údolná niva je široká 600—1400 m, len pri píle nad Slovenskou Ľupčou a pri Šalkovej sa zužuje na 200—400 m.

Skalný podklad tvoria členy krížňanského a chočského príkrovu; prvý reprezentujú slienité vrstvy neokomu, vychodiace na povrch v pruhu nad údolím Hrona na ľavom svahu, v tektonických oknách v údolí Hrona a v bočných údoliach pri Šalkovej a pri Slovenskej Ľupči. Na pravom svahu vychádzajú na povrch spolu so spodnejšími členmi krížňanského prírovu ďaleko od údolia Hrona pri Moštenici. Bridličnaté a slienité vápence, sliene a bridlice neokomu pri zaťažení nezosadajú a vodu neprepúšťajú; dovolené namáhanie je 8 až 15 kg/cm^2.

Na neokome, ktorý tvorí v podrajóne hlboký podklad, ležia werfenské vrstvy s melafýrmi a dolomity chočského príkrovu. Werfenské vrstvy s melafýrmi sú spodným členom chočského príkrovu. Ide o pestré súvrstvie flyšového charakteru, kde sa s pestrými bridlicami striedajú polohy kremitých pieskovcov; okrem tohto súvrstvia sú tu aj menšie i väčšie telesá výlevných melafýrov (v mape sú vyznačené len veľké telesá melafýrov).

Werfen vystupuje na pravom svahu medzi Slov. Ľupčou a Pílou. Priamo v údolí vychádza v odkryvoch pri ľupčianskom moste a tiahne sa na západ pozdĺž ľavého brehu Hrona. Mohutný pruh werfenu buduje ľavé svahy a dno údolia Hrona v okolí Šálkovej, odkiaľ pokračuje na pravom svahu až k Banskej Bystrici. Všetky členy werfen-melafýrovej série tvoria nepriepustný a pri zaťažení nezosadajúci skalný podklad. Pri zakladaní treba dbať, aby objekt bol založený, alebo členený pokiaľ možno na jednej hornine, lebo werfenské bridlice sú pružnejšie a zvetrávajú do väčších hĺbok než kremité pieskovce a melafýry, čo vytvára nerovnorodý podklad. Dovolené namáhanie pre werfenské bridlice je 8—15 kg/cm^2, pre rozpukané kremité pieskovce a melafýry 10—15 kg/cm^2.

Dolomity chočského príkrovu budujú prevažnú časť údolia, ležiac na neokome krížňanského príkrovu a na werfenských vrstvách. Ich fyzikálno-technické vlastnosti sú podobné ako u dolomitov zo spomínaných podrajónov. Paleogénne zlepence na pravom svahu severne od Slovenskej Ľupče nemajú pre výstavbu vodných diel význam, iba ako stavebný materiál.

K pokryvným útvarom patria pliocénne štrky a piesky na pravom svahu nad údolím celého podrajónu. Materiál štrkov je prevažne kremitý, premiešaný s pieskom a ílom. Piesky a íly tvoria i samostatné polohy. Hrúbka pliocénnych štrkov je max. 80 m; sú to kypré horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie 6—8 kg/cm^2, sú priepustné. Na úpätí svahov v okolí Ľupče, Šálkovej a Majera sa vytvorili rôzne terasy (hrúbka terás 2—10 m). Materiál terás tvoria žulové, kremencové a vápencové štrky. Dno údolia vypĺňajú štrkovopiesčité riečne

náplavy o hrúbke 3—10 m. Hrubšie polohy svahových hlín sa nachádzajú pri Lučatíne, Šálkovej a medzi Banskou Bystricou a Šálkovou na pravom svahu.

Tektonika územia. Najspodnejším členom podrajónu je intenzívne zvrásnený neokom krížňanského príkrovu, synklinálne uložený; na ňom v doline Hrona a jej okolí leží presunutá werfen-melafýrová séria a kryhy dolomitov chočského príkrovu. Na miestach, kde sú werfenské vrstvy vyvalcované, ležia dolomity priamo na neokome. Os synklinály sleduje približne tok Hrona, pretože na obidvoch svahoch ďalej od doliny sa tiahnu súvislé pruhy neokomu, ktoré sa smerom k doline ponárajú pod členy chočského príkrovu. Ostatné členy krížňanského a chočského príkrovu v podrajóne nevystupujú na povrch, hoci v hĺbke môžu existovať; pri budovaní vodných diel sa však na ne nenarazí.

Hydrogeologické pomery. V podrajóne je rozvinutý systém podzemných krasových vôd. Zbernou oblasťou krasových vôd sú dolomitové kryhy. Voda sa v nich koncentruje a po nepriepustnom werfenskom a neokomskom podklade vyteká vo forme vyvieračiek na povrch, alebo napája riečne náplavy údolí. Krasové pramene sa nachádzajú na úpätí ľavého svahu pri horárni v Šálkovej a pri vyústení doliny Plavnô. Výbery krasových vôd možno očakávať v dne údolia v sondách alebo v stavebných jamách na začiatku rajónu až po vyústenie doliny Plavnô a pri úpätí ľavého svahu od Šálkovského mlyna po Banskú Bystricu. V súvrství neokomu a werfenu podzemná voda prúdi len v podpovrchovom zvetranom pásme po puklinách.

Dobrým zdrojom spodnej vody sú pliocénne štrky na ľavom svahu, ale len ak ležia na nepriepustnom werfene alebo neokome (SV od Slov. Ľupče a medzi Šálkovou a Banskou Bystricou). Povrchová voda vsiaka do štrkov, pri báze súvrstvia sa koncentruje a po nepriepustnom podklade vyteká vo svahoch vo forme malých prameňov na povrch. V miestach, kde štrky majú podklad z dolomitov, sú bez vody, ktorá cez ne presiaka ďalej do dolomitov a nemá možnosť sa koncentrovať. Riečne náplavy napája Hron; jeho prítoky a krasové pramene sú dokonale nasýtené spodnou vodou s hladinou 1—3 m pod povrchom.

V podrajóne IV F je vhodný profil pre priehradu v úžine nad Šálkovou. Únosný a nepriepustný podklad tvorí werfen-melafýrová séria. Výbežok, ktorý vyčnieva z ľavého svahu do doliny a spôsobuje zúženie údolia, je zakrytý terasovými štrkmi. Preto treba v predĺžení ľavého krídla priehrady počítať s tesniacou clonou cez štrky do skalného podkladu. Ostatná časť podrajónu neposkytuje vhodné inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie veľkých a stredných priehrad. Pre hate je vhodný podklad pod pokryvnými útvarmi pri Slov. Ľupči v úseku mosta ponad Hron až po vyústenie doliny Drienky. Pozdĺž ľavého brehu Hrona vychádza na povrch podklad z únosnej a nepriepustnej werfen-melafýrovej série. Medzi vyústením doliny Plavnô a šálkovským mlynom pod pokryvnými útvarmi v dne doliny nevystupuje podklad werfen-melafýrovej série a neokomu.

Pre derivačné kanály sa hodí lepšie ľavý svah, pretože je menej členený, ale

podklad obidvoch svahov je únosný a stabilný, takže kanál možno projektovať aj na pravom svahu. Pri hĺbení kanála v dolomitovom podklade treba počítať s prítokmi krasovej vody.

Podrajón IV G

začína na ohybe Hrona pri Banskej Bystrici a končí pri Peťovej. Údolie je nesymetricky vyvinuté so strmým ľavým a plochým pravým svahom. Na začiatku rajónu vyúsťujú hviezdicovite do údolia Hrona štyri väčšie bočné údolia, ktoré pravý svah dokonale rozčleňujú. Rieka tečie pozdĺž ľavého svahu, eroduje a zarezáva sa do neho. Údolná niva je najužšia v údolnom ohybe na začiatku rajónu (300 m), smerom na juh sa rozširuje a pri Peťovej má šírku až 1400 m.

Skalný podklad podrajónu tvoria členy krížňanského a chočského príkrovu. Prvý zastupujú pestré bridlice s polohami kremencov a dolomitov — keuper, tmavé organogénne vápence — rét, lavicovité ružové vápence — doger-malm a slienité súvrstvie neokomu. Súvrstvie keupra vychodí na povrch v odkryvoch na úpätí obidvoch svahov v okolí Radvane. Celé súvrstvie je únosné, vodu neprepúšťa. Pri zaťažení nezosadá, dovolené namáhanie pre pestré bridlice je 8 až 15 kg/cm^2, pre polohy kremencov a dolomitov 10—15 kg/cm^2. Slienité bridlice sú poloskalné, dolomity a kremence skalné horniny. Na vrstvách keupra ležia na ľavom svahu pri Radvani v nepatrnom odkryve tmavé organogénne vápence rétu a lavicovité vápence doger-malmu. Obidva druhy vápencov sú skalné a únosné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie majú 10 až 15 kg/cm^2, vodu čiastočne prepúšťajú po vrstevných špárach a puklinách. Nie sú skrasovatené a dajú sa dobre tesniť cementovými injekciami.

Posledným členom krížňanského príkrovu je slienité súvrstvie neokomu, ktoré buduje obidva svahy v okolí Banskej Bystrice; ďalej vystupuje JZ od Radvane a východne od Jalšovej. Neokom leží na spomenutých členoch krížňanského príkrovu; fyzikálno-technické vlastnosti neokomského súvrstvia sú obdobné ako u predošlých podrajónov.

Chočský príkrov zastupujú werfenské vrstvy a dolomity. Werfenské vrstvy sa tiahnu od Radvane v pruhu po pravom svahu. Južne od Iliaša budujú dno údolia a obidva svahy. Podložie týchto vrstiev tvorí neokom a spodnejšie členy krížňanského príkrovu, nadložie dolomity. Werfenské ílovité a slienité pestré bridlice s polohami kremitých pieskovcov predstavujú flyšové súvrstvie, ktoré pri zaťažení nezosadá a vodu neprepúšťa. Bridlice sú poloskalné, kremité pieskovce skalné horniny. Dovolené namáhanie pre prvé je 8—15 kg/cm^2, pre druhé je 10 až 15 kg/cm^2. Dolomity ležia na werfene a na členoch krížňanského príkrovu, vystupujú na povrch v obidvoch svahoch. Dno doliny budujú v úseku medzi Solnými Lúkami a Iliašom. O vlastnostiach chočských dolomitov sa zmieňujeme pri predchádzajúcich podrajónoch. Aj tu sú dolomity tektonicky veľmi znehodnotené a absolútne priepustné.

Pokryvné útvary sú pliocénne a terasové štrky, riečne náplavy a hliny. Pliocénne štrky pokrývajú ľavý svah južne od Iliaša a pravý svah južne od Radvane o maximálnej hrúbke 60—80 m. Terasové štrky pokrývajú úpätia pravého plochého svahu medzi Banskou Bystricou a Iliašom. Na povrchu sú však zakryté hlinami, ktoré pokrývajú úpätia svahu po celej dĺžke podrajónu. Dno doliny vypĺňajú štrky a piesky riečnych náplavov o hrúbke 3—7 m.

Tektonika územia. Členy krížňanského príkrovu vystupujú pri Banskej Bystrici v dne i na obidvoch svahoch na povrch. Smerom ku Iliašu však presunová plocha medzi krížňanským a chočským príkrovom klesá a členy krížňanského príkrovu budujú v okolí Radvane už len dno a úpätie svahov, a pri Iliaši ich definitívne zakrývajú werfenské vrstvy a dolomity chočského príkrovu. Z odkryvov vo svahoch nedá sa usúdiť, akú tektonickú formu má krížňanský príkrov. Najskôr to bude antiklinála S—J smeru, v jadre ktorej erózia obnažila keuper a na ňom v ľavom krídle antiklinály rét, jurské vápence, neokom, na pravom krídle len neokom. Na komplikovane zvrásnenom krížňanskom príkrove ležia werfenské vrstvy a kryhy dolomitov chočského príkrovu. Pokryvné útvary ležia na skalnom podklade úplne vodorovne.

Hydrogeologické pomery. V podrajóne je vyvinutý systém krasových podzemných vôd. Rezervoárom krasovej vody sú dolomitové kryhy, kde sa voda hromadí a po nepriepustnom podklade werfenu, keupra alebo neokomu vyteká vo forme krasových prameňov alebo vyvieračiek na povrch, alebo napája v dne doliny riečne náplavy. Množstvo krasových prameňov a niekoľko vyvieračiek sa nachádza pri úpätí ľavého svahu medzi Radvaňou a Peťovou. Dobrým rezervoárom sú aj pliocénne štrky. Voda sa v nich koncentruje v tých miestach, kde majú za podklad werfen, keuper a neokom. Riečne náplavy a nízko ležiace terasy sú dokonale nasýtené spodnou vodou, ktorej hladina v terasách je 6—10 m, v údolnej nive 1—3 m pod povrchom.

Na začiatku rajónu priamo v Banskej Bystrici je výhodný profil pre priehradu, ktorá sa však nemôže uskutočniť. Ďalšie geologicky výhodné profily pre priehradu strednej veľkosti sú v úseku od Kremničky po Horný Krumík. Morfologicky nie je úsek veľmi priaznivý, lebo údolie je ca 800 m široké, ale skalný podklad tvorí únosné nepriepustné werfenské súvrstvie. Pre odrazové hate je vhodný podklad z keupra a neokomu v úseku od začiatku podrajónu po Soľné Lúky a z werfenských vrstiev z úseku od Kremničky po Horný Krumík.

Údolie Čierneho Hrona, Osrblianky a Bystrej

Údolie Čierneho Hrona je úzke, hlboko zaklesnuté a symetricky vyvinuté. Svahy údolia sú strmé a tvoria skalné zrázy. Šírka údolnej nivy je 100—200 m. Skalný podklad tvoria kryštalické bridlice, hlavne diaftority rúl a pri Hronci

pruhy migmatitov, amfibolitov a kremitých pararúl. Pokryvné útvary zastupujú hlinito-kamenisté sutiny na úpätí svahov a ca 2 m mocné alúvium.

V úseku od Krámku po Hronec poskytuje toto údolie morfologicky vhodné profily pre vysoké, stredné a malé priehrady.

Priehradné miesto Hronec

Orientačnou sondážou sa preskúmal profil 100 m západne od ústia Kamenistého potoka do Čierneho Hrona. Vyhĺbili sa tu 4 sondy o hĺbke 50—80 m. Preskúmaný profil je v dne doliny široký ca 30 m; v korune projektovanej hrádze, na kóte 530 má šírku 150 m. Pravý svah je skalný a príkry, ľavý je miernejší.

Skalný podklad úžiny tvoria diaftority pararúl, zakryté v dne údolia ca 2 m vrstvou riečnych štrkov a na svahoch 1—8 m vrstvou hlinito-kamenistej sutiny. Vrtbami sa však zistilo, že skalný podklad z diaftoritov je do veľkých hĺbok zvetraný. Na pravom svahu je hĺbka zvetranej zóny 13 až 35 m (sondy 3 a 4), na ľavom svahu 4—10 m (sonda 1 a 2). Toto hlboké zvetranie je zapríčinené tým, že diaftority sú silne dislokačne porušené horniny, do ktorých po dislokáciách a plochách bridličnatosti majú možnosť hlboko prenikať procesy zvetrávania. Generálny smer zbridličnatenia je SV—JZ so strmým (70—90°) sklonom k SZ a JV.

Uvedené geologické pomery v skúmanom profile dovoľujú projektovať zemnú hrádzu. Mohlo by sa uvažovať aj o betónovej gravitačnej priehrade, nie však o klenbovej, hoci sú k tomu morfologické podmienky. Betónová gravitačná priehrada potrebuje rozsiahlu úpravu skalného podkladu cementovými injekciami.

V profile sa vykonali vodné tlakové skúšky, ktoré priniesli nie veľmi priaznivé výsledky (pozri vyhodnotenie vod. tlak. skúšok v profile Hronec). V sonde 1 v povrchovom zvetranom pásme vnikala voda do nekonečna až do hĺbky 20 m, v sonde 2 do hĺbky 5 m. V sonde 3 okrem povrchného zvetrania boli zistené limonitizované zvetrané pásma i v hĺbke, takže voda tu unikala do nekonečna až do hĺbky 35 m. V sonde 4 povrchové zvetranie siaha do hĺbky 35 m a voda unikala do nekonečna až do 40 m pod povrchom. Od uvedených hĺbok až do dna sond sa zistila čiastočná vodotesnosť hornín, kde sa okrem sondy 3 špecifická strata vody pri tlaku 6 atm na 1 bm pohybovala od 02,—3,5 l/min.; v sonde 3 vplyvom porušených limonitizovaných pásiem bola špecifická strata 4—6 l/min.

Pretože profil, ako ukázali sondážne práce, nie je veľmi vhodný pre budovanie priehrady, bude treba sondážou preskúmať ešte ďalšie profily pozdĺž alebo proti toku Čierneho Hrona (zvlášť preto, že stavebno-technické vlastnosti diaftoritov sú dosiaľ neznáme.

V údolí Osrblianky sú vhodné profily pre priehrady v úseku asi 1 km dlhom, pred vyústením do Čierneho Hrona. Skalný podklad tohto úseku tvoria pruhy kremencov, porfyroidov, amfibolitov a diaftoritov. Všetky tieto horniny tvoria únosný a po injekčnej úprave nepriepustný podklad.

Priehradné miesto Osrblie

Sondážou sa preskúmal profil pri JZ konci dediny Hronec ca 800 m od sútoku Osrblianky s Čiernym Hronom. Profil je v dne údolia široký 70 m, v korune hrádze (na kóte 530) 170 m. Skalný podklad tvoria diaftority pararúl a na ľavom strmom svahu hrubozrnné spodnotriasové kremence. V dne údolia podklad zakrýva 4 m mocná vrstva riečnych náplavov, na svahoch 1—6 m mocné svahové sutiny. Diaftority pararúl sú z povrchu do hĺbky 2—8 m zvetrané.

Na tomto podklade možno počítať so stavbou zemnej alebo betónovej gravitačnej hrádze. Druhý typ hrádze si bude vyžadovať rozsiahlu injekčnú úpravu podkladu. Nepriaznivým momentom pre založenie priehradného múru je výskyt kremencov, ktoré tvoria v diaftoritoch hlboko zavrásnenú kryhu ohraničenú poruchovými pásmami, takže ich podklad sa bude rôzne chovať voči zaťaženiu.

Výsledky vodných tlakových skúšok, ktoré boli na priehradnom mieste Osrblie vykonané, nie sú veľmi priaznivé. V sondách 1 a 1a, vyhĺbených blízko styčnej plochy kremenca s diaftoritmi unikala voda vháňaná pod tlakom do nekonečna od povrchu do hĺbky 22—32 m. Potom až do dna sond sa ukázala nepatrná vodotesnosť so špecifickou stratou vody na 1 bm pri tlaku 6 atm 4,8 až 4,6 l/min. V ďalších sondách bola zistená nekonečná strata vody do hĺbky 10 až 20 m pod povrchom, no od tejto hranice až do dna sond sa špecifická strata pohybovala od 0,2—3,8 l/min. Z toho vyplýva, že najväčším problémom pri realizovaní priehrady v tomto profile bude utesnenie styku kremencov a diaftoritov.

Údolie Bystrej je úzke, v hornej časti vyvinuté symetricky, v strednej časti sa strmosť svahov mení a v dolnej časti od Bystrej po Piesok je opäť symetrické. Skalný podklad v hornej časti a v tektonickom okne pri Bystrej tvoria kryštalické bridlice, pararuly a aplitické ortoruly. V okolí Bystrej vystupujú v údolí členy krížňanského príkrovu (prevažne neokom), ostatnú časť údolia buduje werfen-melafýrová séria chočského príkrovu.

K pokryvným útvarom patrí rozsiahly náplavový kužel pri sútoku potokov nad Bystrou, svahové sutiny na úpätí obidvoch svahov a 2—4 m mocné riečne náplavy Bystrej.

Pre priehradu sú vhodné profily v kryštalických bridliciach nad horárňou Bystrá. V úžine pod vyústením pravostranného prítoku nad osadou Bystrá majú profily za podklad únosné a nepriepustné werfenské vrstvy s melafýrmi. Podobný podklad je po celej dĺžke údolia Bystrá—Piesok. Pre derivačný kanál je výhodný pravý svah, ktorý má menej pokryvných útvarov a je menej členený.

Údolie Starohorského potoka

Je to úzke zaklesnuté údolie so strmými svahmi, na ktorých sú skalné zrázy, bralá a skalné výstupky. Údolie je zahĺbené do vápencových hornín, preto má krasový charakter. Šírka údolnej nivy kolíše od 200—400 m. Skalný podklad

údolia tvoria od Ulmanky na sever stlačené žuly, permské zlepence a arkózy a triasové kremence, ktoré tvoria tektonické, tzv. starohorské okno. Na sérii starohorského okna ležia medzi Ulmankou a Banskou Bystricou členy krížňanského príkrovu, hlavne flyšové súvrstvie keupra, tmavé organogénne vápence a bridlice rétu, piesčito-vápenité bridlice a pieskovce grestenských vrstiev a slienité súvrstvie neokomu. Séria krížňanského príkrovu je veľmi komplikovane zvrásnená a nad ňou, nad údolím ležia kryhy dolomitov chočského príkrovu. Pokryvné útvary reprezentujú hlavne skalné sutiny na úpätí svahov a štrkovopiesčité, ca 2—4 m mocné náplavy Starohorského potoka.

Pre priehradu strednej veľkosti hodia sa profily od Ulmanky na sever, kde skalný podklad tvoria únosné a nepriepustné žuly, zlepence, arkózy a kremence. Ďalšie výhodné profily poskytuje úsek údolia od vyústenia Španej doliny po severný koniec dediny Sv. Jakub, kde skalný podklad tvorí únosný a nepriepustný neokom. Sondážou možno nájsť vhodné profily medzi Sv. Jakubom a Kostivarskou, kde vychádza na povrch vhodné súvrstvie neokomu. Pre deriváciu sa hodia obidva svahy, pretože majú stabilný podklad.

Piaty rajón

V. rajón je v podstate zvolenská a budčianska panva od Peťovej nad Vlkanovou po žel. zastávku Budča. Malá budčianska panva je síce od zvolenskej morfologicky oddelená, ale geneticky ku nej patrí; preto obidve zaraďujeme do jedného rajónu. Dolina Hrona sa od Peťovej ku Zvolenu veľmi rozširuje. Pod sútokom so Slatinkou vo vzdialenosti ca 2 km tvorí úžinu, ktorá sa pozdĺž toku rieky znovu rozširuje. Šírka údolnej nivy v zvolenskej panve je 1300—2500 m, v úžine pod Zvolenom ca 400 m, v budčianskej panve 600—1000 m. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 326, na konci 283. Tento rajón bol pôvodne jazernou panvou, v ktorej v tortóne a sarmate prebiehala sladkovodno-vulkanická a v pliocéne sladkovodná sedimentácia, ktoré dnes možno sledovať na okrajoch panvy.

Erózia a svahová modelácia pôsobí od konca pliocénu, kedy sa celý rajón stal suchou zemou. V mäkkých tortónskych a pliocénnych sedimentoch sa vytvorila nízka pahorkatina, v ktorej Hron vyerodoval širokú údolnú nivu. Ľavý svah sa strmo dvíha z údolnej nivy, pravý je stupňovitý s riečnymi terasami. Bočné údolia zarezané v tufitoch a pokryvných útvaroch sú väčšinou plytké. V odolnejších andezitových aglomeratických tufoch v úžine pod Zvolenom je údolie symetricky vyvinuté a strmé svahy sa dvíhajú priamo z údolnej nivy. Sú husto zalesnené, no tvoria miestami i zrázne skalné steny.

Pliocénne štrky sa nachádzajú na obidvoch svahoch rajónu nad sebou v rôznych úrovniach. V úseku Vlkanová—Veľká Lúka a pri Malej Stráži sú na úrovni Hrona alebo max. 10 m nad ňou, v okolí Sliača a Sielnice 40—100 m nad úrovňou Hrona. Z toho možno konštatovať, že od ukončenia pliocénnej sedimentácie

stred panvy ešte poklesol. Výskyt akumulačných terás na obidvoch svahoch kotliny však ukazuje, že v pleistocéne došlo k opačnému pohybu.

Podklad rajónu tvoria v podstate tortónske suchozemské a sladkovodné sedimenty, ktoré obsahujú množstvo sekundárne premiesteného andezitové materiálu. Sladkovodné sedimenty tortónu, ako sú sliene, íly a pieskovce sú najspodnejšou sériou zvolenskej panvy, ale vychádzajú na povrch len v nepatrných odkryvoch južne a severne od Sliača, alebo sú pod pokryvnými útvarmi aj v dne doliny, kde sa na začiatku rajónu môžu vyskytnúť aj ostrovy mezozoických hornín, hlavne medzi Veľkou Lúkou a Vlkanovou. Na týchto sériách ležia tufity s vložkami uhoľných slojov, ktoré tvoria hlavnú časť výplne zvolenskej panvy a vystupujú v odkryvoch na pravých svahoch rajóna. Ďalej sú to zlepencové tufity na ľavom svahu v okolí Veľkej Lúky a Sliača a andezitové aglomeratické tufy a tufity, budujúce svahy úžiny pod zvolenskou a budčianskou panvou.

Tortónske tufy a tufity sú väčšinou poloskalné, v degradovanom stave pri povrchu kypré horniny. Pri zaťažení často zosadajú. Dovolené namáhanie je 5—8 kg/cm^2; vodu čiastočne prepúšťajú. Voda presiaka cez samotné horniny a cez pukliny a trhliny. Zárezy možno v nich hĺbiť len šikmé. Andezitové aglomeratické tufy sú skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie 6—15 kg/cm^2, vodu čiastočne prepúšťajú, zvlášť po trhlinách a puklinách. Aglomeratické tufy sa dajú dobre tesniť cementovými injekciami.

Sliene a íly hlbokého podkladu sú kypré a plastické horniny, ktoré pri zaťažení zosadajú. Namáhanie závisí od konzistencie, sú nepriepustné. Pieskovce, ktoré tvoria polohy v íloch a slieňoch, sú skalné horniny. Pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie 4—8 kg/cm^2, sú nepriepustné.

Pokryvné útvary sú v V. rajóne mohutne vyvinuté. Sú to predovšetkým pliocénne štrky a hliny pokrývajúce ľavý svah doliny od Peťovej ku Zvolenu o max. hrúbke 100 m. Ďalej sú to terasové a aluviálne štrky, vypĺňajúce dno údolia a terasu medzi Badínom a Kováčovou a terasu pod Zvolenom. Hrúbka alúvia je 5—30 m. Štrky sú kypré, vodu prepúšťajú. Dovolené namáhanie pre pliocénne štrky je 5—7 kg/cm^2, pre terasové a aluviálne štrky 3—4 kg/cm^2. Ďalšie pokryvné útvary sú sprašové a svahové hliny. Mocnejšie polohy tvoria medzi Badínom a Kováčovou a v okolí Zvolena a Budče; ich hrúbka kolíše od 2—20 m. Sú to kypré, plastické, vodu nepriepustné horniny. Pri zaťažení pomaly zosadajú; dovolené namáhanie je 0,4—1 kg/cm^2. K štvrtohorným útvarom patria travertíny SV od Badína, pri Sliači a na Borovej Hore. Travertínové kopy sa usadili z uhličitanových minerálnych vôd, ktoré sa dostali na povrch po zlomových líniách. Travertíny z hľadiska budovania vodných diel v V. rajóne nemajú význam.

T e k t o n i k a ú z e m i a. Hlboký podklad rajónu tvoria intenzívne zvrásnené kryštalické bridlice, žuly a permsko-mezozoické sedimenty, ktoré vychádzajú na povrch na začiatku rajóna a ďalej od kotliny na ľavých svahoch. Na tomto hlbokom podloží ležia skoro vodorovne suchozemské a sladkovodné sedimenty tortónu.

Sklon vrstiev sa pohybuje od 5—15°. Hrúbka tortónskej výplne v zvolenskej panve zistená sondážou je 400—500 m. V. rajón je intenzívne postihnutý zlomovou tektonikou. Na prítomnosť viacerých zlomových línií poukazujú výskyty travertínov a vývery minerálnych vôd. Minerálne a termálne pramene dokazujú, že zlomy siahajú do veľkých hĺbok, až do kryštalického a permsko-mezozoického podkladu. Morfologicky nie sú veľmi výrazné, lebo skalný kryštalický a permsko-mezozoický podklad zakrývajú väčšinou kypré alebo poloskalné tortónske sedimenty. Výškový rozdiel, ktorý vznikol poklesom alebo zdvihom pozdĺž zlomu, zarovnala erózia a denudácia. Andrusov a Čechovič (1942) predpokladajú zlomovú líniu západne od Badína (viď mapu), ďalej sústavu zlomov od Veľkej Lúky cez Sliač, Borovú Horu ku Zvolenu a zlom pri Kováčovej. Zlomové línie majú S—J až SSV smer. Ich presný priebeh môžu zistiť len sondážne práce.

Hydrogeologické pomery. Režim podzemných vôd v V. rajóne je zložitý. Najväčší význam z inžiniersko-geologického hľadiska majú minerálne a termálne vody, prúdiace v spomínaných zlomových líniách. Tieto vody sú veľmi agresívne, uhličito-zemité, uhličito-sírne a uhličito-zemito-sadrové. Časť z nich vyviera priamo na povrch v podobe prameňov pri Badíne, Sliači, Borovej Hore, Zvolene a Kováčovej a časť napája aluviálne a terasové štrky a piesky. V tortónskych vrstvách sa podzemná voda nachádza v štrkoch, tufitoch, niekedy keď sa vrstvy štrkov a tufitov striedajú s nepriepustnými ílovitými polohami, i vo viacerých horizontoch nad sebou. Podzemná voda vo vodonosných horizontoch má často napätú hladinu. Ďalším rezervoárom podzemnej vody sú pliocénne štrky, na báze ktorých sa voda hromadí a vyteká vo svahoch na povrch. Terasové a aluviálne štrky sú nasýtené spodnou vodou, ktorá presakuje do nich z Hrona a jej prítokov. Hladina spodnej vody v údolnej nive je asi 2 m pod povrchom, v terase medzi Badínom a Kováčovou od 6—10 m, v zvolenskej terase asi 6 m pod povrchom. Spraše, sprašové a svahové hliny sú bez spodnej vody.

Zosuny sú v rajóne slabo vyvinuté (plošný zosun v údolí Borovianky). Do pohybu môžu prísť pokryvné útvary stability svahu strmým zárezom.

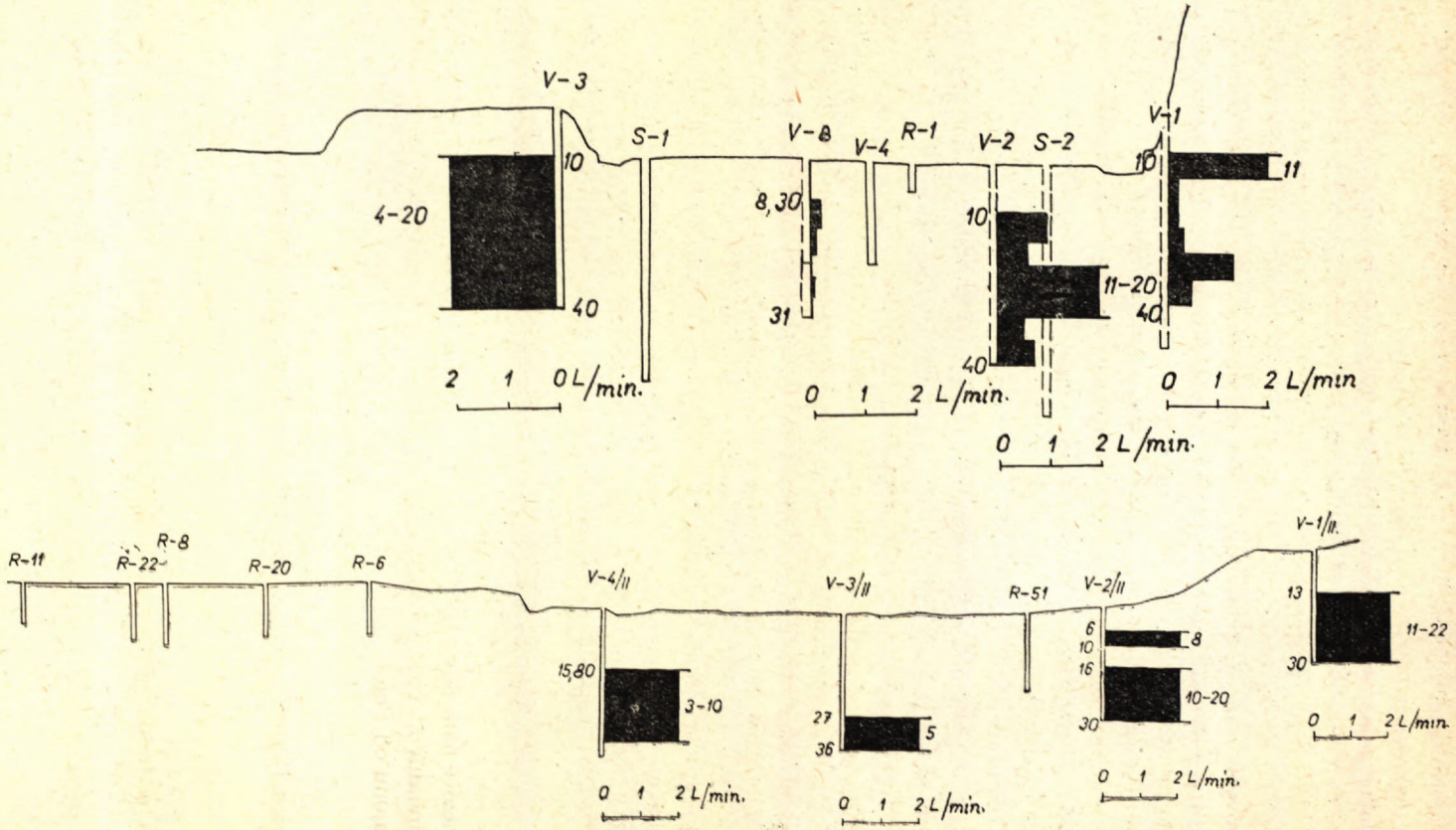
V. rajón sa nehodí pre budovanie veľkých priehrad. S nízkou nádržou možno počítať jedine nad úžinou pod Zvolenom.

Priehradné miesto Zvolen

Prvý skúmaný profil sa nachádza medzi kótou Veľká Stráž a pleistocénnou terasou „Balkán" na JZ konci Zvolena. Druhý profil asi 1 km severnejšie sa ukázal po sondážnych prácach ako nevhodný, lebo po oboch stranách sú vyvinuté staré pleistocénne terasy 15—18 m hrubé, ktoré znemožňujú bezpečné zaviazanie krídel priehrady.

V prvom profile sa má zbudovať ca 15 m vysoká, 570 m dlhá hrádza, na ktorú bude napojená po celom obvode Zvolena ochranná sypaná hrádza. Toto riešenie

Profily priepustnosti Zvolen I, II



Vyhodnotenie vodných tlakových skúšok (čas 20 min.; tlak 6 atm.; etaže 5 m; špecif. strata vody v l/min/1 bm).

diktujú morfologické podmienky a poloha mesta, ktorá umožňuje zdvihnúť vodnú hladinu maximálne po kótu 295 m.

Sondážne práce sa tu začali r. 1952. V priehradnom mieste boli realizované 4 jadrové vrty, vyhodnotené Katedrou inžinierskej geológie v Bratislave. R. 1954 až 55 v sondážnych prácach pokračoval ÚSG Žilina 34 ručnými sondami v oblasti zvolenskej terasy, v terase ochrannej hrádze a v mieste projektovanej hydrocentrály, a 9 jadrových vrtov v priehradnom mieste. Práce sú zhodnotené v záverečnej zprávе ÚSG Žilina (1955), preto sa v ďalšom obmedzím len na hlavné problémy priehradného miesta. Skalný podklad pod riečnymi náplavmi tvoria pestré andezitové aglomeratické tufy. Podklad ochrannej hrádze pod štrkmi zvolenskej terasy tvoria tufity a tufy s vložkami lignitového uhlia. Andezitové aglomeratické tufy na pravej strane údolia a vo svahu sú pevné a málo porušené horniny; na ľavej strane veľmi porušené (podľa sondy V—3, V—5 a S—1).

V blízkom okolí priehradného miesta sú minerálne pramene Gustávka, Líviov prameň a p., boli zistené aj v sonde S—3. Podľa chem. analýz ide o vody s uhličitou agresiou, ovplyvňujúce aj normálnu podzemnú vodu. Hladina podzemnej vody je priemerne 2 m pod povrchom.

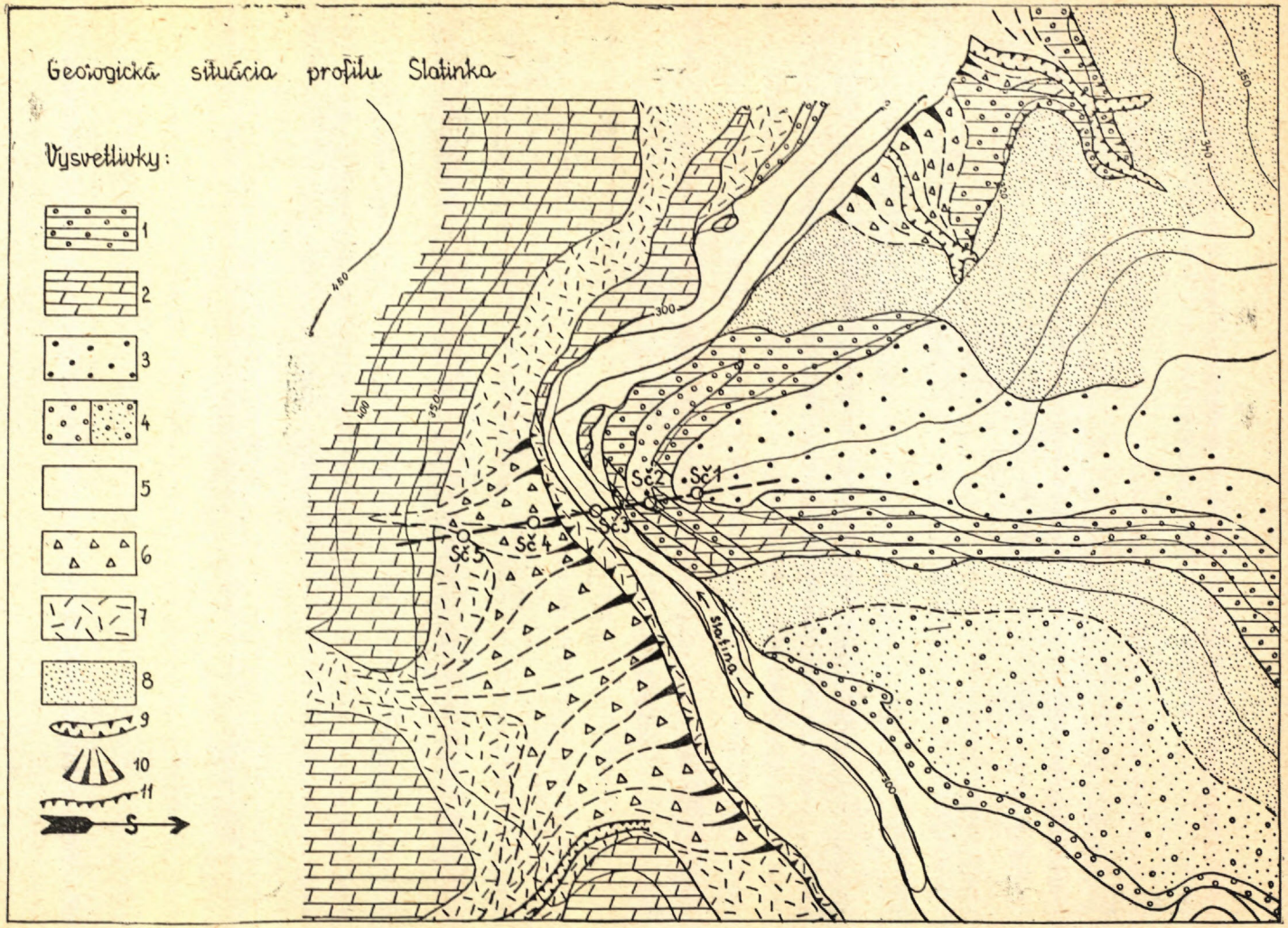
Veľkým problémom pre uskutočnenie zvolenskej priehrady je možnosť filtrácie popod základy a okolo ľavého krídla priehrady. Cez ľavú polovicu priehradného miesta prebieha pravdepodobne poruchové pásmo, na ktoré poukazujú veľké špecifické straty vody pri vodných tlakových skúškach (V—4, V—8). Priebeh tohto pásma nie je dosiaľ zistený a v oblasti predpokladanej poruchy (ľavá polovica údolnej nivy) bude potrebná ďalšia sondáž.

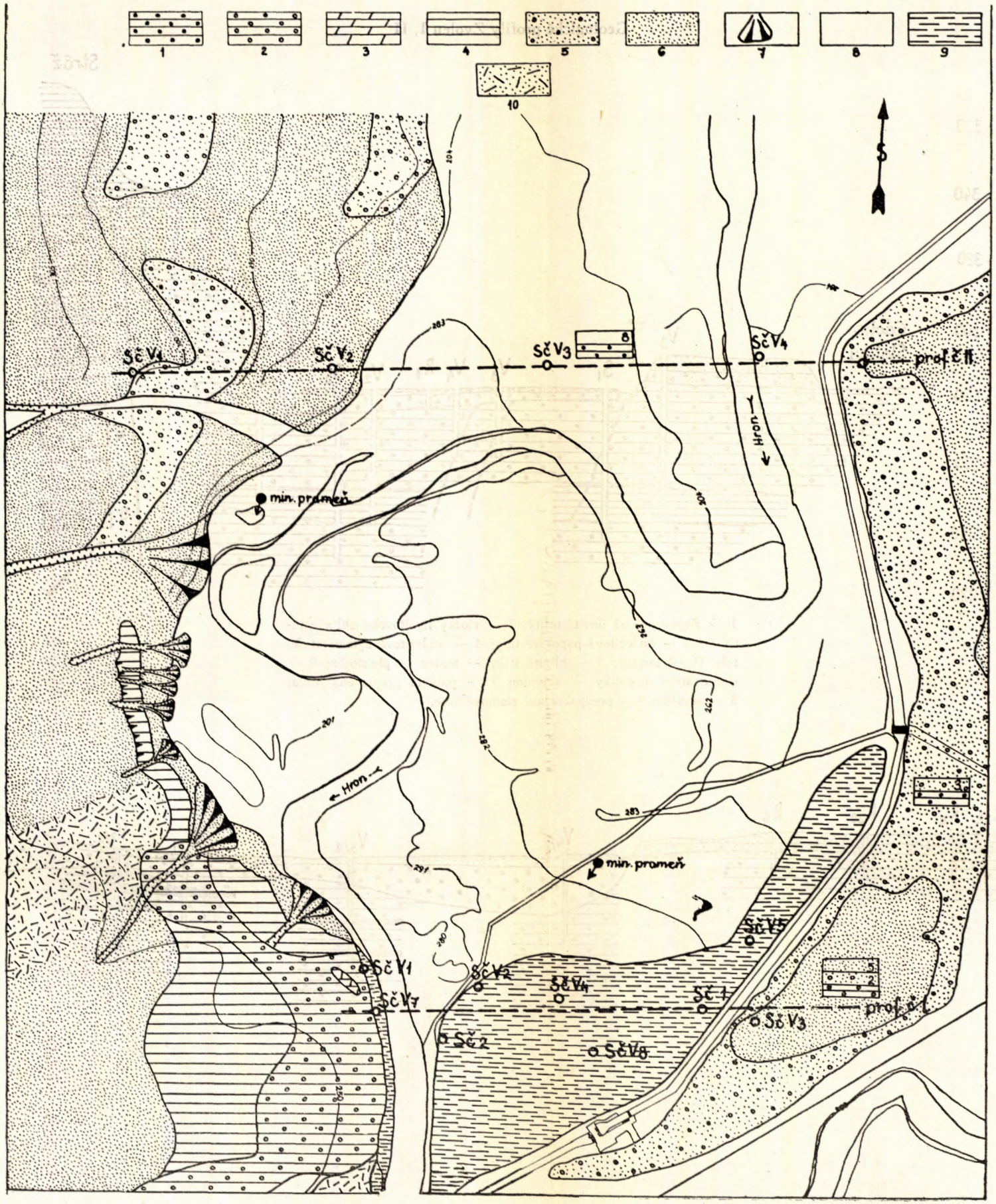
Ďalšia možnosť filtrácie sa vyskytuje popod bočnú ochrannú hrádzu cez terasové štrky. Presakovaním vody touto cestou by boli ohrozené objekty mesta Zvolena. Výsledky čerpacích pokusov v trase hrádze však ukázali, že presiakanie bude nepatrné, lebo terasové štrky sú silne zahlinené a povrch skalného podkladu z tufitov a tufov sa skláňa smerom na západ a na juh, čiže smerom k ochrannej hrádzi a do údolia Slatinky.

Odrazové hate sa môžu budovať v úžine pod Zvolenom, alebo západne od Budče. Pod aluviálnymi štrkmi a pieskami je vhodný podklad z aglomeratických tufov. Časť rajónu od Peťovej po Zvolen sa nehodí ani pre budovanie hatí, lebo podklad je zakrytý ca 10—20 m mocnou vrstvou riečnych náplavov nasýtených spodnou vodou. Okrem toho celá táto oblasť je ohrozená výskytmi agresívnych vôd. Derivačné kanály je najvýhodnejšie viesť po pravých plochých svahoch.

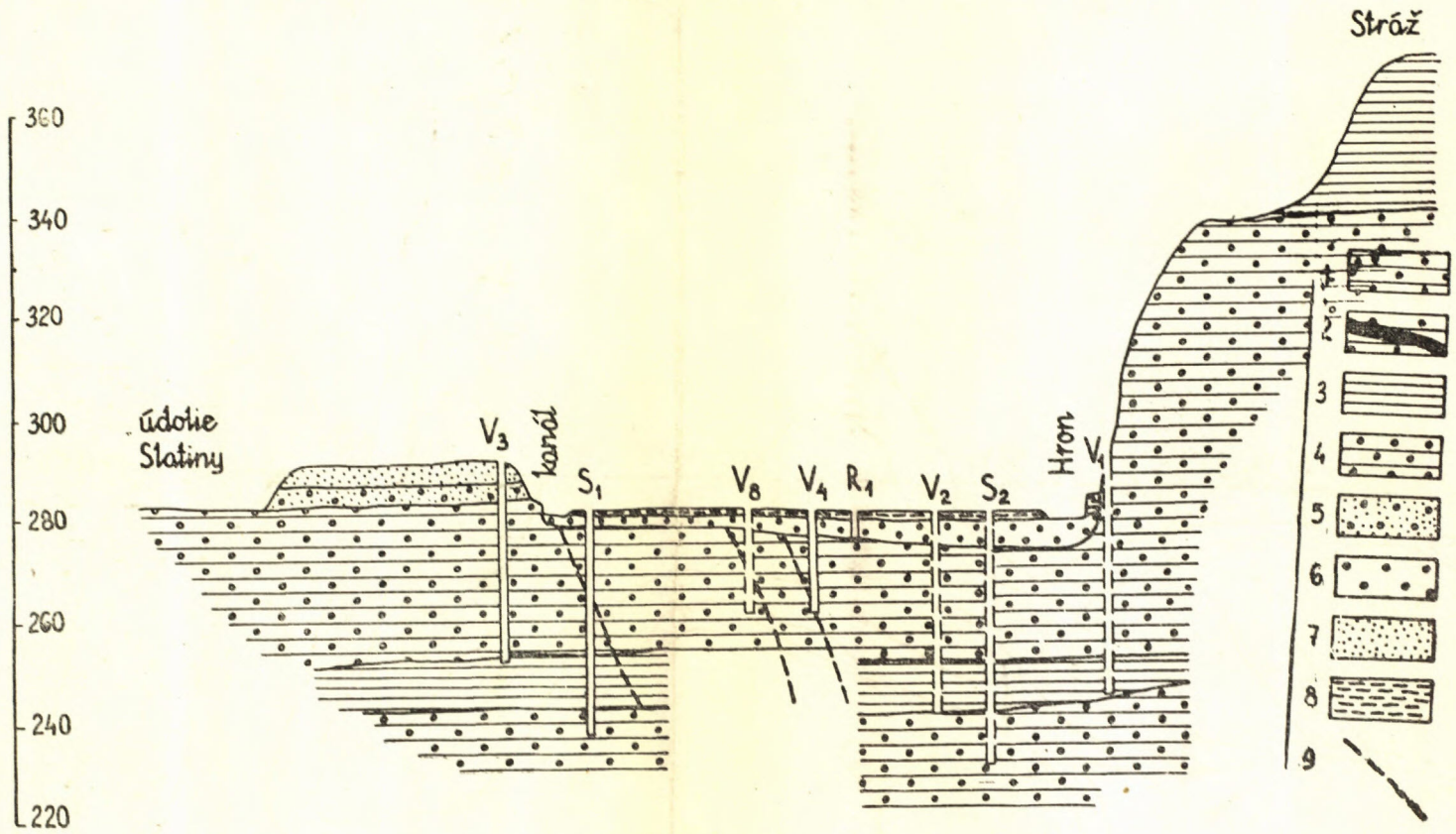
Údolie Slatinky

Ako podrajón možno k V. rajónu pričleniť údolie Slatinky, od Vígľaša po Zvolen. Od Vígľaša po kótu Sitárka je to široké nesymetricky vyvinuté údolie s plochými a nízkymi pravými svahmi. Od Sitárky po Môťovú sa zužuje na klukaté

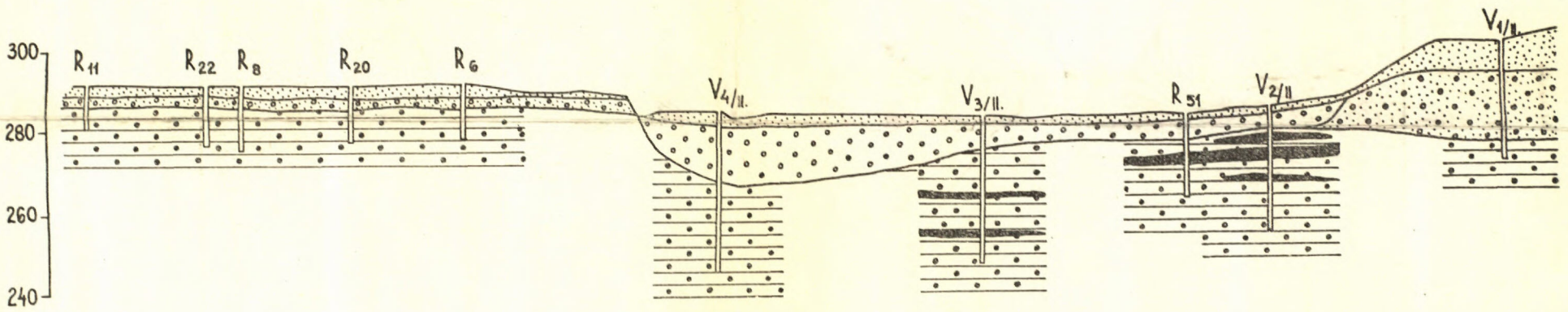

Geologická situácia profilu Slatinka
Vysvetlivky:
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
S
Sč 1
Sč 2
Sč 3
Sč 4
Sč 5
Slatina
480
400
350
300
250
340
320
200



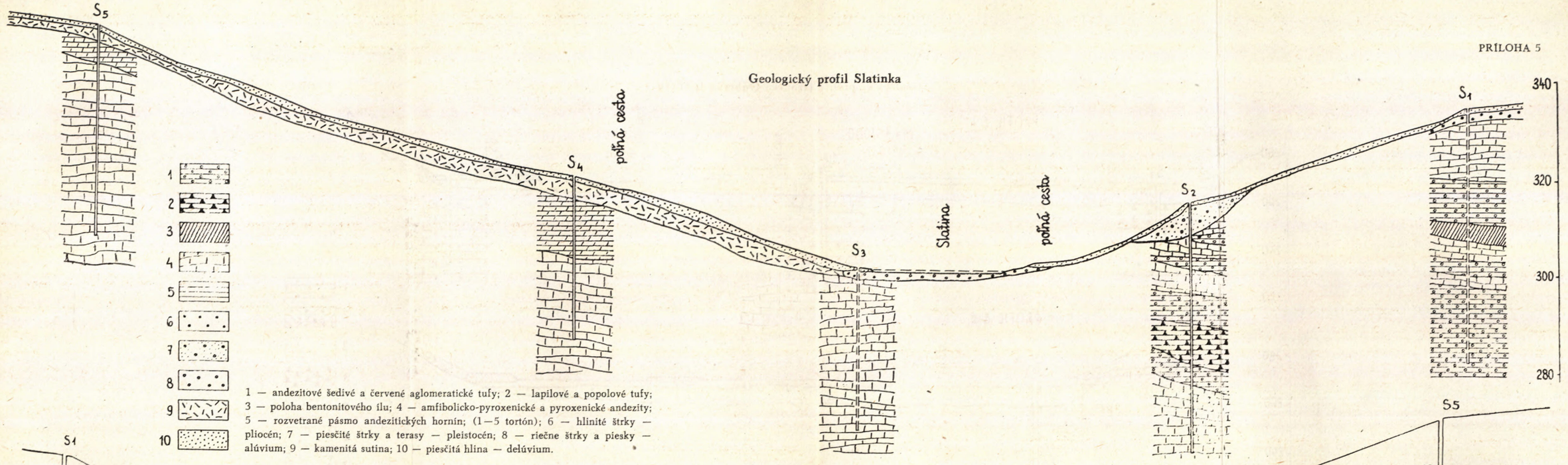
1 — zlepencové až ílovité tufity; 2 — andezitové aglomerátové tufy;3 — pyroxenický andezit; 4 — popolové andezitové tufy (1—4 tortón); 5 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 6 — piesčité hliny — elú-vium; 7 — náplavové kužele; 8 — štrkovo-piesčité riečne náplavy — alúvium; 9 — navážka; 10 — hlinito-kamenisté sutiny.



1 — zlepencové až ílovité tufity; 2 — vložky lignitového uhlia v tufitoch; 3 — andezitové popolové tufy; 4 — andezitové aglomeratické tufy (1—4 tortón); 5 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 6 — riečne štrky a piesky — alúvium; 7 — piesčitá preplavená hlina; 8 — navážka; 9 — predpokladané zlomové línie.

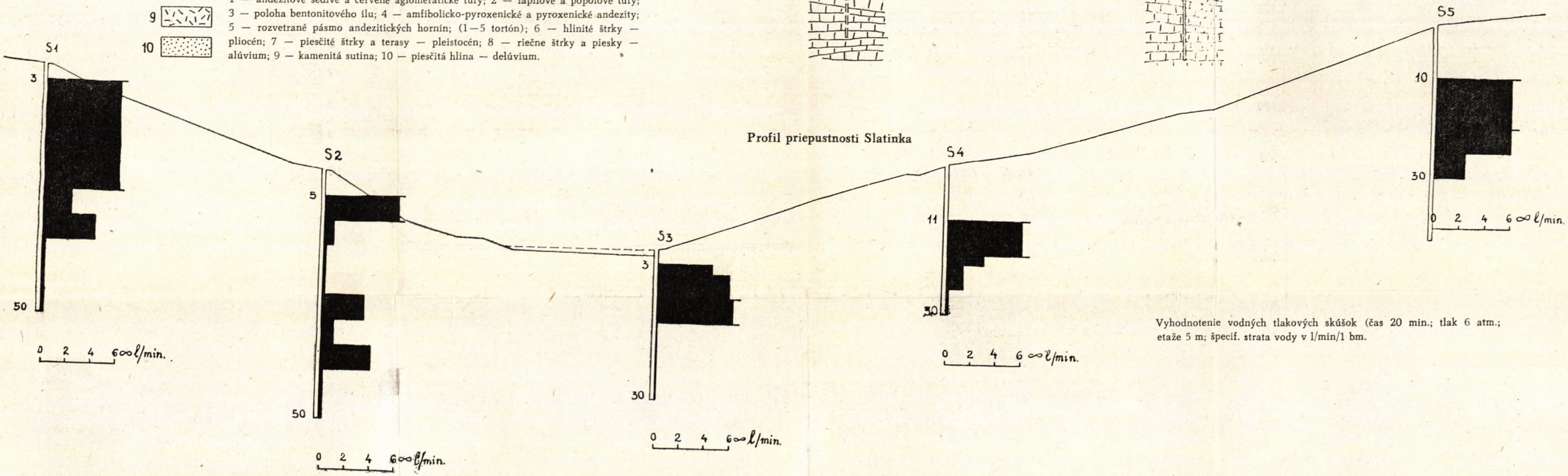


Geologický profil Slatinka

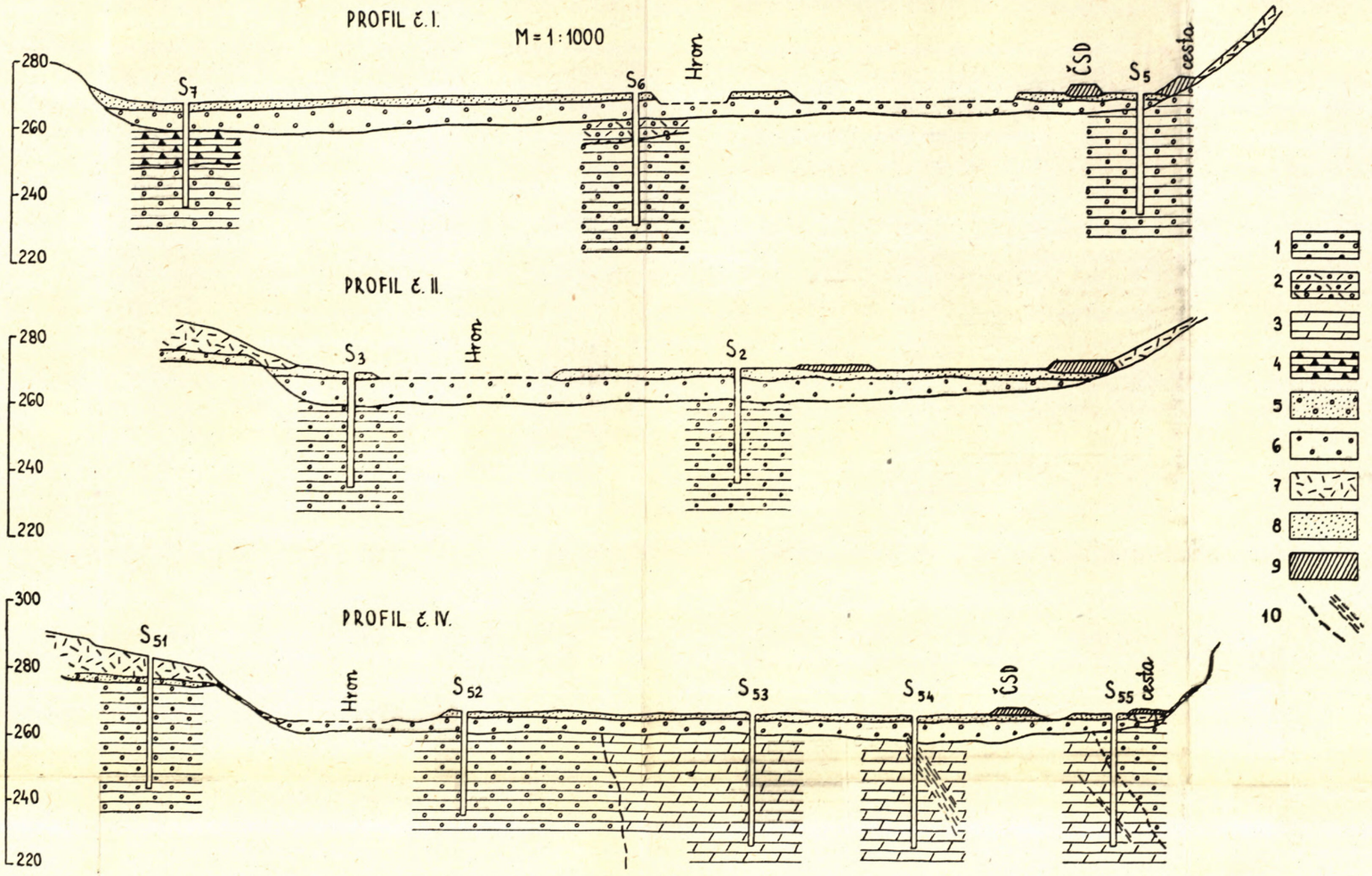


1 — andezitové šedivé a červené aglomeratické tufy; 2 — lapilové a popolové tufy; 3 — poloha bentonitového ílu; 4 — amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické andezity; 5 — rozvetrané pásmo andezitických hornín; (1—5 tortón); 6 — hlinité štrky — pliocén; 7 — piesčité štrky a terasy — pleistocén; 8 — riečne štrky a piesky — alúvium; 9 — kamenitá sutina; 10 — piesčitá hlina — delúvium.

Profil priepustnosti Slatinka



Vyhodnotenie vodných tlakových skúšok (čas 20 min.; tlak 6 atm.; etaže 5 m; špecif. strata vody v l/min/1 bm.



1 — andezitové aglomeratické tufy; 2 — zvetrané aglomeratické tufy; pyroxenické andezity; 4 — lapilové a popolové tufy (1—4 tortón); 5 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 6 — riečne štrky a piesky — alúvium; 7 — kamenito-hlinité sutiny; 8 — piesčitá preplavená hlina; 9 — navážka; 10 — predpokladané poruchové pásma.

kaňonovité údolie s obidvoma strmými svahmi. Tento úsek je epigenetického pôvodu, pretože Slatinka tu zahĺbila svoje koryto do tvrdých andezitov, hoci severnejšie medzi Zvol. Slatinou a Lieskovcom je depresia budovaná z mäkkých sedimentov. Skalný podklad údolia tvoria andezity s menšími polohami andezitových aglomeratických tufov. Pokryvné útvary zastupujú hlinito-kamenisté sutiny, na úpätí svahov hliny, na pravom svahu v okolí Slatiny ca 2 m mocné riečne náplavy.

V úseku Sitárky po ohyb západne od kóty 304 sú vhodné inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vysokých a stredných priehrad.

Priehradné miesto Slatinka

Orientačnou sondážou sa preskúmal profil na ohybe Slatiny pod kótou Záluźné. Profil je morfologicky veľmi vhodný.

Skalný podklad tvoria amfiboliticko-pyroxenické a pyroxenické andezity, andezitové aglomeratické tufy a poloha bentonitu. Na pravom svahu sa tieto horniny nad sebou striedajú (pozri geol. profil príl. 5). Ľavý svah budujú výlučne andezity, ktoré sú však hlboko zvetrané (podľa sondy S—4 a S—5 do hĺbky 8—17 m). Ľavú časť dna údolia budujú tiež andezity (S—3), pravú časť andezity a tufy. Skalný podklad je na svahoch zakrytý 3—7 m mocnou vrstvou hlinitokamenistých sutín a 1—2 m mocnou vrstvou svahových hlín, v dne údolia 1—2 m mocnými štrkovými náplavmi. Priehradný betónový gravitačný múr po odstránení pokryvných útvarov a zvetranej vrstvy bude mať za podklad rôznorodé horniny.

Na presné zistenie úložných pomerov na pravom svahu bude potrebná ešte ďalšia sondáž. V jednotlivých sondách sa vykonali tlakové vodné skúšky (pozri vyhodnotenie vod. tlak. skúšok profilu príl. 5). V sonde S—1 a S—5 unikala voda vo veľkom množstve do hĺbky 25 m, v ostatných sondách od 10—18 m pod povrchom. Od týchto hraníc hlbšie sa špecif. strata vody na 1 bm pri tlaku 6 atm. pohybovala od 0,15—4 l/min. Veľké straty vody pod povrchom sú zapríčinené zvetraním, v hĺbke rozpukanosťou hornín.

Šiesty rajón

VI. rajón začína pri železničnej zastávke Budča a končí pri Šášovskom Podhradí. Je to symetricky vyvinuté údolie so strmými svahmi. Šírka údolnej nivy od zastávky Budča po Jalnú sa pohybuje okolo 500 m. Od Jalnej sa rozširuje a pri Šášovskom Podhradí dosahuje maximálnu šírku 1100 m. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 283 na konci 284. Tento úsek údolia bol v tortóne a začiatkom

1 — andezitové aglomeratické tufy; 2 — pyroxenické andezity; (1—2 tortón); 3 — štrky a piesky — pliocén; 4 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 5 — riečne štrkové náplavy — alúvium; 6 — kamenisté sutiny s úlomkami andezitov; 7 — hlinito-kamenitá sutina; 8 — piesčitá svahová hlina; 9 — rokliny a výmoly; 10 — náplavové kužele; 11 — terénne hrany.

sarmatu postihnutý sopečnými erupciami, čím došlo k zahradeniu medzi zvolenskou a žiarskou sladkovodnou jazernou panvou. Obidve jazerá boli cez VI. rajón spojené vodným tokom, ktorý si postupne razil cestu cez prehradenie. Sústava prietočných jazier (F i a l a 1935) trvala až do pliocénu. Od konca pliocénu podnes bol celý rajón vyzdvihnutý a Hron hlboko zarezal svoje koryto do podkladu z vulkanických hornín. Dôkazom toho je pozícia pliocénnych štrkov (60—250 m nad úrovňou Hrona), existencia viacerých pleistocénnych terasových stupňov a malá hrúbka alúvia. Zvyšky pliocénnych štrkov sa nachádzajú blízko údolia Hrona, SZ od Ostrej Lúky, nad H. Dúbravou, na východnom konci kóty Bučan, na Kubovine a pri Kremničke. Terasové stupne sa vytvorili na svahoch údolia pri dvore Gunda, pri H. Dúbrave, Jalnej, ústí Ihráča a Kremnického potoka a pri Ladomeri.

Svahová modelácia pôsobila už počas sopečných erupcií, ale eróziou postihnutý povrch znovu pokrývali nové výlevy láv a vulkanických sedimentov. Po skončení sopečnej činnosti a ústupe pliocénnych jazier modeluje celý povrch výlučne erózia a denudácia, ktorej výsledok je dokonale rozčlenený reliéf. Svahy doliny sú väčšinou strmé, so skalnými stenami a výstupkami a sú poprerezávané hlbokými bočnými údoliami, roklinami a výmolmi. Pri vyústení bočných doliniek sa (v tomto rajóne zvlášť) vytvorili rozsiahle náplavové kužele. Hron meandruje vo vlastných náplavoch, no na východ od H. Dúbravy a pri Šášovskom Podhradí bočne eroduje do ľavého svahu. Výrazný oblúk rieky smerom na juh pri Šášovskom Podhradí spôsobil Kremnický potok so svojou akumuláciou v údolí Hrona.

Skalný podklad rajónu tvoria hlavne andezity, ryolity, andezitové a ryolitové aglomeratické tufy a čadiče. Andezity a ryolity vystupujú na obidvoch svahoch údolia Hrona. Čadiče tvoria lávový prúd pri Ostrej Lúke a žily v okolí Ladomera. Dno údolia pod pokryvnými útvarmi, ako zistili sondy, budujú prevažne andezitové aglomeratické tufy a tufity. Andezity, čadiče a ryolity sú pevné skalné horniny s nepravidelnou alebo doskovitou odlučnosťou. Pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm^2; vodu okrem podpovrchového zvetraného pásma vôbec neprepúšťajú. Pre vodné stavby poskytujú výborný podklad. Andezitové a ryolitové aglomeratické tufy a tufity budujú skalný podklad východnej časti rajónu (viď mapu), a boli navŕtané i v dne doliny západnej časti. Sú to skalné horniny, ktoré pri zaťažení nezosadajú. Dovolené namáhanie sa pohybuje od 6—10 kg/cm^2, vodu čiastočne prepúšťajú len po puklinách a trhlinách. Andezitové aglomeratické tufy sa dajú dobre tesniť cementovými injekciami.

K pokryvným útvarom patria pliocénne štrky, terasové štrky, svahové hlinitokamenisté sutiny a aluviálne náplavy. Svahové hliny sa nachádzajú v mocnejších polohách v okolí Jalnej a Hronskej Dúbravy. Svahové sutiny pokrývajú strmé svahy údolia a vznikajú zvetraním andezitov, ryolitov a hlavne andezitových aglomeratických tufov. Hrúbka sutín mimo odkrytých skalných zrázov sa pohybuje okolo 3 m. Sutiny sú kypré horniny, zložené z ostrohranných úlomkov vyvrelých hornín a hlinitého materiálu. Pri zaťažení zosadajú. Dovolené namáhanie 3—5

kg/cm^2; sú priepustné. Hrúbka kolíše od ½—3 m. Aluviálne štrky s polohami pieskov vypĺňajú dno doliny o hrúbke 3—12 m. Sú to kypré horniny nasiaknuté spodnou vodou. Dovolené namáhanie je 3 kg/cm^2.

Tektonika rajónu. Vrstvy skalného podkladu sú na sebe uložené vodorovne alebo v slabých úklonoch. Vo východnej časti rajónu prevládajú úlomkovité vulkanické sedimenty, ktoré sa nahromadili na suchej zemi i vo vode z pevných vulkanických výmetov a vulkanického popola. Miestami sú prestúpené žilami alebo prúdmi láv, ktoré vykryštalizovali v andezity. Svahy západnej časti rajónu budujú andezity a ryolity, ktoré sa vyliali vo forme lávových sopečných prúdov a príkrovov na andezitové a ryolitové aglomeratické tufy, ktoré vystupujú v dne doliny. Medzi najmladšie výlevy patria prúdy a žily bazaltoidného andezitu a čadičov pri Ostrej Lúke, Pitelovej a Ladomeri, ktoré prerážajú staršie vulkanity. Zlomy alebo výraznejšie poruchy v tomto úseku neboli dosiaľ v profile Hr. Dúbravy zistené. Samotné horniny sú prestúpené puklinami a trhlinami, ktoré vznikli pri tuhnutí a pri menších pohyboch.

Režim podzemných vôd je slabo vyvinutý. V skalnom podklade sa nachádza jedine puklinová voda, ktorá vyviera na svahoch do sutín a vyteká vo forme sutinových prameňov na povrch. Aluviálne štrky sú nasýtené spodnou vodou presiakajúcou z Hrona. Jej hladina je 1—3 m pod povrchom.

VI. rajón poskytuje vo viacerých profiloch vhodné geologické podklady aj pre vysoké priehrady, no ich realizáciu ovplyvňujú sídliská, komunikácie a hlavne železničný uzol Hronská Dúbrava. Priehrady strednej výšky majú vhodné podmienky v profiloch nad vyústením starého potoka (1500 m východne od Hr. Dúbravy), ďalej 1000 m východne a západne od Jalnej a v profile pri kóte 266 asi 1 km západne od Šášovského Podhradia. Okrem alternatívy východne od Jalnej boli všetky profily preskúmané orientačnou sondážou.

Priehradné miesto Hronská Dúbrava

sa nachádza východne od Hronskej Dúbravy pred vyústením Starého potoka do údolia Hrona. Údolná niva je tu široká 260—300 m. Pravý svah sa strmo dvíha, na ľavom je vyvinutý skalný terasový stupeň. V úžine sa hĺbilo 10 sond 30—40 m hlbokých, usporiadaných v troch profiloch. Profil I sa nachádza ca 100 m, profil II 50 m, profil IV 20 m V od ústia Starého potoka (príl. 6). Skalný podklad prvých dvoch profilov tvoria andezitové aglomeráty. Skalný podklad profilu IV buduje okrem aglomerátov aj poloha pyroxenického andezitu. Hrúbka pokryvných útvarov, ktoré predstavujú v dne doliny preplavené hliny a riečne štrky, je 5—10 m vo všetkých profiloch. Na ľavom svahu nad skalným stupňom je ca 3—5 m mocná vrstva hlinitokamenistej sutiny.

Pri porovnávaní všetkých troch profilov je z geologického hľadiska najvýhodnejší pre stavbu navrhovanej zemnej hrádze profil IV. Veľmi priaznivo tu pôsobí

výskyt polohy pyroxenického andezitu a malá mocnosť riečnych náplavov. Pre funkčné betónové bloky poskytnú andezity výborný podklad a sypaná časť hrádze sa môže založiť na riečnych štrkoch. Hĺbka zakladania pre funkčné bloky je maximálne 10 m, pre sypanú časť 2 m pod dnešným povrchom. Ďalšia výhoda profilu IV je aj najmenšia šírka. Dĺžka hrádze v korune (na kóte max. vzdutia 277,50) je 305 m. Presnú rozlohu andezitov v dne údolia treba zistiť ďalšou sondážou.

V sondách sa uskutočnili i vodné tlakové skúšky v profile I od 15—20 m hĺbky pod povrchom až do dna sond. Špecifická strata vody na 1 bm vrtu pri tlaku 3—5 atm. sa pohybovala od 0,2—1 l/min. V profile II sa špecifická strata vody od 10 m hĺbky, za tých istých podmienok ako v predošlom pohybovala od 0,15—0,7 l/min.

V profile IV sa špecifická strata vody pohybovala vo všetkých sondách od 18 m až do dna sond od 0,3—1,6 l/min. Od povrchu do hĺbky 18 m bola priepustnosť vďaka pokryvným útvarom a zvetranej zóne v oblasti porušených pásiem veľká.

Priehradné miesto Jalná

1 km na západ od Jalnej vytvára Hron úžinu, pod ktorou sa rozprestiera menšia kotlina. Pravý svah tvorí terasový skalný stupeň, ľavý svah sa pozvoľne dvíha do 125 m širokej údolnej nivy.

Skalný podklad úžiny tvoria brekciovité andezity, andezitové aglomeratické tufy a na ľavom svahu 23 m mocná (podľa sondy 4a) poloha tmavého pyroxenického andezitu. Na pravom svahu zakrývajú podklad terasové štrky o hrúbke 5,5 m a sprašové hliny 8,5 m mocné, na ľavom svahu materiál náplavového kužela o hrúbke 5 m a v dne údolia 8—9 m mocné alúvium. Po odstránení pokryvných útvarov sa tu môže založiť betónový gravitačný múr.

Z tlakových vodných skúšok vidno, že skalný podklad je nepriepustný. Vo všetkých sondách od hĺbky 13 m pod povrchom až do dna sa špecifická strata vody na 1 bm pri tlaku 3—5 atm. pohybovala od 0,05—0,4 l/min.

Záverom poznamenávam, že v sonde 4a bol zistený výron plynu. Unikanie plynu netrvalo dlho a nezistilo sa o aký druh plynu ide (pravdepodobne CO_2). Keby sa pri ďalšej sondáži alebo pri výkope stav. jamy prišlo s ním do styku, bude treba skúmať jeho pôvod a spôsob izolácie od betónových základov.

Priehradné miesto Ladomer

Orientačnou sondážou sa preskúmal profil na ohybe Hrona pod Šášovským Podhradím pri železničnom moste ponad rieku. Údolná niva je 320 m široká, pravý svah tvorí stupeň s terasou, ľavý kolmú stenu otvorenú kameňolomom.

Podľa sond v dne údolia a na pravom svahu tvoria skalný podklad aglomeratické tufy a medzi nimi poloha ílovitého tufitu, ľavý svah a nepatrnú časť údolia tvoria bazaltoidné andezity. Presný styk týchto fyzikálno-technicky veľmi odlišných komplexov nie je presne zistený (v profile je nakreslený len podľa predpokladu). Dno údolia pokrývajú 4—9 m mocné riečne náplavy a navážka lomu

a komunikácií. Podklad na pravom svahu zakrýva 3,40 m mocná vrstva terasových štrkov a 4 m mocné piesčité hliny.

Vodné tlakové skúšky v sondách priniesli veľmi dobré výsledky. V sondách 1 a 4 sa preskúmali úseky od 18 m pod povrchom. Od uvedených hĺbok až do dna sond bola špecif. strata vody na 1 bm pri tlaku 3—5 atm. 0,05—0,8 l/min.

Odrazové hate sa môžu budovať v hociktorom profile rajónu, v ktorom sa zistí čo najmenšia hrúbka riečnych náplavov. Derivačné kanály možno viesť po úpätí ľavého i pravého svahu. Uvedené skalné i pokryvné útvary poskytnú stabilný a únosný podklad. Zosuny sa v celom rajóne dosiaľ nevytvorili. Pri hĺbení zárezov môžu prísť do pohybu jedine slabé vrstvy svahových hlín a sutín.

Siedmy rajón

VII. rajón zaberá žiarsku kotlinu; začína pri železničnom moste južne od Šášovského Podhradia a končí pri Bukovine. Ľavý svah doliny je intenzívne členený a tvoria ho rázsochy so strmými svahmi, ktoré lalokovite vybiehajú do údolia. Svahy medzi rázsochami sú ploché a stupňovité. Pravé svahy údolia sú nízke a ploché. Do údolnej nivy klesajú strmým 40—50 m vysokým zrázom. Údolná niva má šošovkovitý tvar; na začiatku rajónu má šírku 800 m, v strede 2500 m a na konci pri Bukovine 1000 m. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 264, na konci 223.

Žiarska kotlina je rozsiahla vpadlina uprostred vulkanických pohorí a bola až do pliocénu jazernou panvou. Od pliocénu po ústupe jazera tu pôsobí riečna erózia a denudácia. Hron si vyhĺbil koryto pozdĺž južného ukončenia bývalej jazernej panvy. Spolu s ním sa zahĺbili i jeho pravostranné prítoky a dokonale rozbrázdili pôvodne súvislú tufiticko-štrkovú výplň panvy. Keďže ide o kypré a poloskalné sedimenty, vytvoril sa v okolí údolia Hrona nízky reliéf pahorkatiny s intenzívne rozčlenenými svahmi. Svahy sú rozbrázdené početnými rýhami a výmolmi. Hron meandruje vo vlastných náplavoch a bočne eroduje pravý svah pri Žiari a Lovči. Podmieľanie brehov z tufitických hornín spôsobilo vznik zosunov.

Podklad údolia tvoria zlepencové, pieskovcové a ílovité tufity so slabšími polohami uhoľných slojov na pravom svahu na úpätí ľavého svahu. Na zlepencových, pieskovcových a ílovitých tufitoch ležia na ľavom svahu príkrovy ryolitov, ryolitových tufov a andezitov. V od Sv. Kríža prerážajú ryolitové tufy čadičové komíny.

Zlepencové, pieskovcové a ílovité tufity sú čiastočne poloskalné, čiastočne kypré horniny v degradovanom stave, pri zaťažení zosadajú. Dovolené namáhanie sa pohybuje od 4—8 kg/cm^2, sú priepustné. Andezity, ryolity, ryolitové tufy a čadiče ako podklad pre vodné diela v tomto rajóne neprichádzajú do úvahy.

Pokryvné útvary sú mohutne vyvinuté. Sú to hlavne svahové hliny, terasové a aluviálne štrky a piesky. Svahové hliny tvoria na ľavom svahu mocné polohy (1—10 m) medzi Ladomerom a Hornými Opatovcami a v okolí Hliníka. Hliny

vznikli hlavne vetraním tufitov. Sú to plastické, kypré horniny, ktoré pri zaťažení zosadajú. Dovolené namáhanie je 0,4—1 kg/cm^2, vodu neprepúšťajú. Terasové štrky sa nachádzajú nad údolnou nivou na pravom svahu medzi Sv. Krížom a Dol. Ždanou, na ľavom svahu medzi Ladomerom a Hornými Opatovcami. Aluviálne štrky a piesky vypĺňajú dno doliny, tvoriac širokú údolnú nivu. Ich hrúbka je 7—20 m, fyzikálno-technické vlastnosti obdobné ako v iných rajónoch.

Tektonika rajónu. Žiarska kotlina sa považuje za veľkú kotlinovitú prepadlinu, pretože sa sondážou zistila až 1500 m hrubá séria sladkovodno-vulkanických sedimentov. Okraje kotliny lemujú zlomové línie, pozdĺž ktorých nastal pokles. Ich priebeh však zakrývajú príkrovy a prúdy andezitov a ryolitov, ktoré sa vyliali a utuhli na okrajoch kotliny. Vrstvy sedimentárnej výplne ležia vodorovne alebo slabo uklonené. Sopečné a jazerné elementy sa rýchle striedajú a často vidno na nich krížové zvrstvenie. To svedčí o tom, že sedimentácia žiarskej kotliny prebiehala za opakujúcej sa sopečnej činnosti, pričom materiál z rôznych vulkanických centier bol periodicky splavovaný do jazernej panvy. V dobe, keď sopky neboli v činnosti, prebiehala v panve normálna jazerná sedimentácia. Štvrtohorné útvary ležia na staršom podklade celkom vodorovne.

Hydrogeologické pomery. Z hornín podkladu sú nasiaknuté podzemnou vodou hlavne zlepencové polohy tufitov, ktorá sa tu nachádza vo viacerých horizontoch nad sebou a často má napätú hladinu, pretože sa priepustné zlepencové tufity striedajú s ílovitými polohami. Po puklinách a poruchách z väčších hĺbok vyvierajú na povrch pri Bukovine kyselky južne od Slezskej a sírne vody v Kosoríne. Mimo kotliny vystupujú po puklinách termálne minerálne pramene vo Vyhniach a Sklených Tepliciach. Riečne náplavy v dne kotliny sú dokonale nasýtené spodnou vodou, ktorá do nich presiaka priamo z Hrona a bočných prítokov. Hladina je 1—4 m pod povrchom.

Rajón sa nehodí pre stavbu priehrad z dôvodov morfologických i geologických. S nízkymi odrazovými hrebeňami sa môže počítať tam, kde sa zistí čo i najmenšia mocnosť aluviálnych náplavov a skalný podklad z tufitov. Tufity sú priepustné, ale sa dajú utesňovať injekciami. Derivačné kanály sú najvhodnejšie v údolnej nive, prívodné kanály po ľavom svahu, kde skalný podklad tvoria stabilné ryolity, ich tufy, andezity a hlinito-kremité sutiny. Pravý svah je náchylný k zosúvaniu.

Ôsmy rajón

Údolie Hrona v tomto rajóne (od Bukoviny po Tlmače) je prevažne symetricky vyvinuté so širokou údolnou nivou (od 400—2000 m); najužšia je nad Žarnovicou, Rudnom, Tekovskou Breznicou a pri Psiaroch, najširšia pri Bukovine, Žarnovici a Kozárovciach. Kóta údolnej nivy na začiatku rajónu je 233, na konci 173.

V VIII. rajóne (podobne ako v VI.) prebiehala v dobe tortónu a sarmatu intenzívna sopečná činnosť, ktorá podmienila vznik systému prietočných jazier.

V oblasti vymedzeného úseku údolia sa vytvoril vodný tok, ktorý hĺbil svoje koryto cez produkty opakujúcej sa vulkanickej činnosti a odvádzal vody z jazera žiarskej kotliny cez menšie jazero tekovskej kotliny do neogénneho mora v oblasti Tlmačov. Základný smer údolia sleduje systém tektonických porúch.

Svahy údolia sú v celom rajóne, až na malé výnimky, príkre, vysoké a dvíhajú sa z údolnej nivy bez plytšieho prechodu. Sú husto zalesnené, avšak nechýbajú ani kolmé skalné steny a bralá. Svahy poprerezávali hlboké bočné údolia, pri vyústení ktorých sa tvoria mohutné náplavové kužele. Terasové stupne sú slabo vyvinuté. Hron dnes meandruje vo vlastných náplavoch, bočne eroduje ľavý svah v okolí Žarnovice, Rudna, Brehov a Kozároviec.

Vzhľadom na inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel vymedzil som v tomto rajóne štyri podrajóny.

Podrajón VIII A

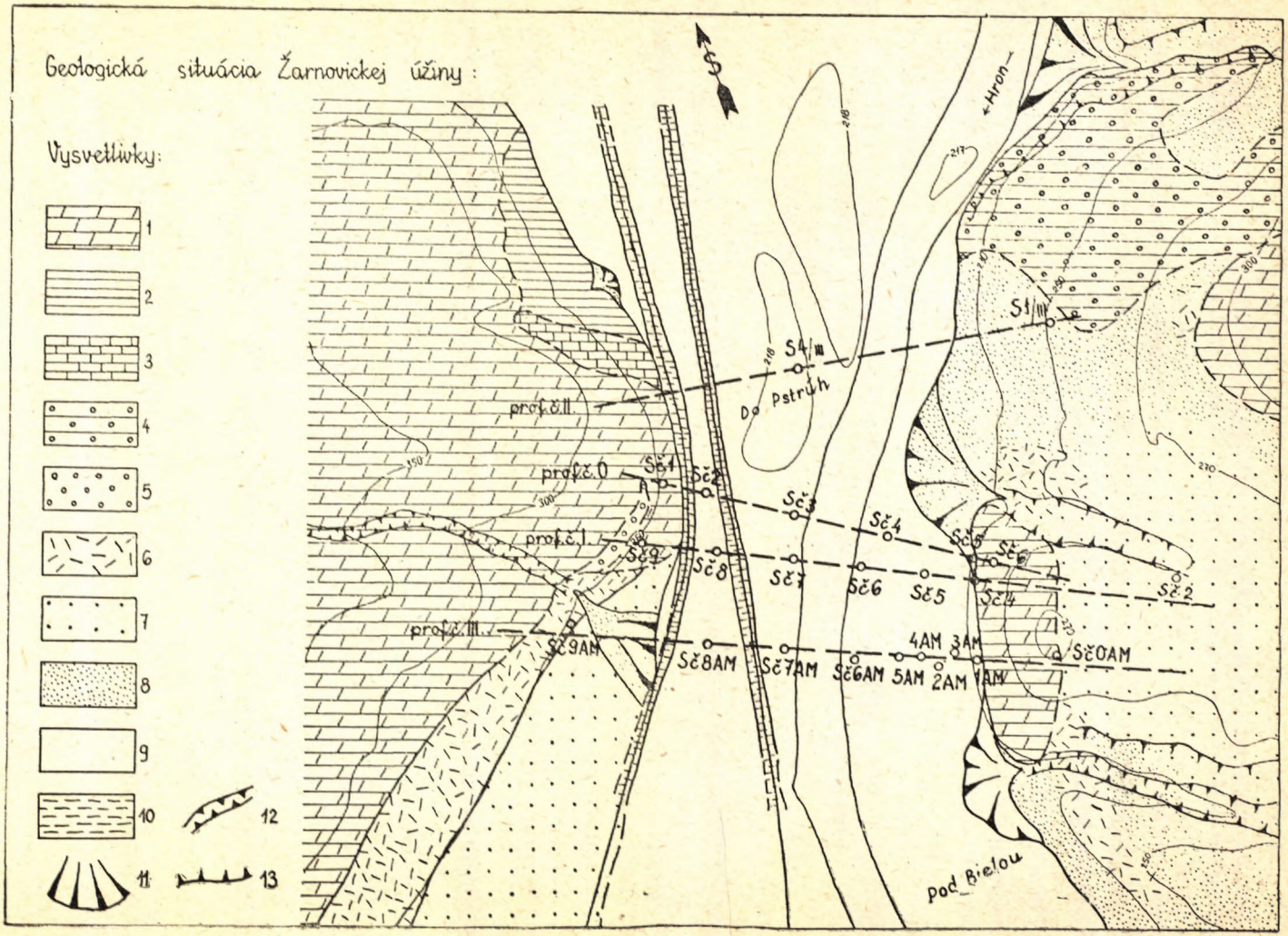
zaberá údolie Hrona od Bukoviny po Tekovskú Breznicu. Skalný podklad rajónu tvoria efuzívne horniny, hlavne andezity, v okolí Novej Bane silne propylitizované, ďalej ryolity a čadiče.

Okrem týchto hornín budujú svahy a dno údolia aj polohy vulkanických aglomeratických tufov a tufitov. Andezity, ryolity a čadiče sú pevné, skalné, nerozpustné horniny znehodnotené len puklinami, ktoré vznikli pri tuhnutí. Propylitizované andezity sú rozložené hydrotermálnymi roztokmi. Ich fyzikálno-technické vlastnosti ako skalného podkladu sa veľmi líšia od normálnych andezitov. Andezity, ryolity a čadiče sú nepriepustné horniny, voda v nich uniká len v podpovrchovom pásme. Ako podklad sú prakticky nestlačiteľné, dovolené namáhanie je 15—30 kg/cm^2 i viac. Zárezy vyhĺbené v týchto horninách môžu mať kolmé steny. Závislé sú pravda na hustote a sklone puklín. Vulkanické aglomeratické tufy a tufity sú skalné horniny, v degradovanom stave poloskalné a tvoria polohy medzi vyliatymi andezitmi a ryolitmi.

Pokryvné útvary dosahujú najväčšiu mocnosť v dne doliny. Sú to riečne náplavy, štrky a piesky z andezitového, ryolitového, kremencového a iného materiálu, ktorých hrúbka kolíše od 5—12 m. Údolné terasy sú slabo vyvinuté, jedna je pri Voznici, ďalšie pri Rudne. Sú uložené na ľavej strane doliny Hrona pri vyústení bočných potokov, ktoré ich rozrezali na dve časti. Strmé svahy podrajónu pokrývajú miestami kamenisté sutiny (1—3 m hrubé). Plytšie svahy v okolí Žarnovice, Voznice a Novej Bane sú pokryté hlinami, ktoré vznikli zo zvetraných andezitov, hlavne propylitizovaných, a dosahujú hrúbku max. 3 m.

Tektonika územia. Andezity, ryolity a čadiče tvoria príkrovy a prúdy. Ako polohy v nich sa nachádzajú vulkanické aglomeráty a tufy. Uloženie vrstiev je väčšinou vodorovné. Celý komplex je popretínaný puklinami, ktoré vznikli pri tuhnutí. Za najstaršie sa považujú výlevy andezitov, mladšie sú výlevy ryolitov, ktoré sa vyliali na čiastočne erodovaný andezitový podklad, a najmladšie výlevy

Geologická situácia Žarnovickej úžiny :



čadičových láv, ktoré utuhli buď v komínoch alebo sa rozliali po andezitovom a ryolitovom podklade vo forme tenkých pokryvov (pri Tekovskej Breznici).

Stredom údolia prechádza systém tektonických porúch poklesného rázu, ktoré podmienili vznik údolia. Takéto pásmo bolo dosiaľ bezpečne zistené od začiatku rajónu po Žarnovicu. Poukazujú naň viaceré faktory: vývery kyseliek v okolí Bukoviny a Revišťského Podzámčia, morfologický stupeň pozdĺž západného ukončenia žiarskej kotliny a v jeho predĺžení zmena smeru toku Hrona a konečne sondážne práce v profile nad Žarnovicou. Poklesy však porušili len horniny staršej eruptívnej fázy. Vulkanity mladšej fázy sú neporušené a na viacerých miestach sa vyliali i do údolia Hrona, prikrývajúc zlomové pásmo.

Režim spodných vôd okrem spomínaných minerálnych prameňov je nepatrne vyvinutý. Spodná voda sa nachádza v puklinách, trhlinách a zvetranej časti skalného podkladu. Na úpätí svahov vyteká vo forme sutinových pramienkov na povrch, alebo do riečnych náplavov. Dokonale vodou nasýtené sú štrky a piesky údolnej nivy. Hladina spodnej vody v dne doliny je 1—4 m pod povrchom.

V podrajóne je viac výhodných profilov pre budovanie priehrad; prvým je zúžené údolie Hrona medzi Záhorčím a horárňou pod Revišťským Podzámčím.

Priehradné miesta v Žarnovickej úžine

Žarnovická úžina medzi k. 345 a 324 bola preskúmaná sondážou v štyroch profiloch. Profily sú označené podľa priebehu sondážnych prác: profil 0 v riečnom km 124,06; profil 1 v riečnom km 124,01; profil III v riečnom km 123,91 (najnižšie po toku Hrona), profil II v km 124,27 (najvyššie proti toku Hrona).

Profil 0 je morfologicky najvýhodnejší; je 355 m široký v dne a 421 m v korune hrádze. Sondy (6 sond) zastihli zdravý skalný podklad len v pravej polovici údolia (sonda 1, 2, 3), avšak v pomerne veľkej hĺbke 23—28 m. Nad ním je 18—21 m mocná poloha propylitizovaných andezitických hornín. Okrem toho v ľavej polovici údolia prebieha ca 200 m široké poruchové pásmo vyplnené tiež propylitizovanými horninami a tektonickými ílmi. Fyzikálno-technické vlastnosti týchto hornín, na ktorých by malo stáť teleso hrádze sú nevýhodné; preskúmal sa preto sondážou ďalší profil.

Profil 1 má v dne údolia šírku 350 m, v korune hrádze 433 m. V tomto profile bolo vyhĺbených celkom 10 sond do hĺbky 36—112 m. Skalný podklad tvoria opäť vulkanické horniny. Obidva svahy budujú masívne a čiastočne pórovité, svetlošedé a svetloružové andezity a brekciovité andezity. V pravej polovici údolnej nivy asi po prúdnicu Hrona (150 m od pravého svahu) tvorí skalný podklad do

◀

1 — pyroxenické andezity; 2 — andezitové aglomeratické a popolové tufy; 3 — pestré popolové tufy propylitizované; 4 — balvanovité a aglomeratické tufy (1—4 tortón); 5 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 6 — hlinito-kamenité sutiny; 7 — spraše a sprašové hliny; 8 — piesčité hliny — delúvium; 9 — riečne štrkovo-piesčité náplavy — alúvium; 10 — navážka; 11 — náplavové kužele; 12 — výmoly a rokliny; 13 — terénne hrany.

hĺbky 18—25 m pod povrchom poloha hydrotermálne rozložených zelených, červených a tmavých tufov a tufových aglomerátov. Pod nimi vystupuje do hĺbky 57 m lávový prúd tmavého lavicovitého pyroxenicko-amfibolického andezitu a pod ňou opäť rozložené červené a tmavé tufy a tufové aglomeráty.

Skalný podklad v ľavej polovici údolnej nivy tvoria do nezistenej hĺbky rozložené aglomeratické tufy s polohami tektonických ílov. Asi v hĺbke 62 m sa striedajú s propylitizovanými horninami i polohy zdravých andezitov.

Zo zisteného priebehu vrstiev v dne údolia a zo stavu vrtných jadier a z výronu vody v sonde 5 vidno, že ľavou polovicou údolia, asi v šírke 100—150 m pokračuje poruchové pásmo. Výplň poruchového pásma tvoria uvedené hydrotermálne rozložené andezitické horniny.

Skalný podklad v dne údolia zakrývajú riečne náplavy o hrúbke 8—11 m, na pravom svahu hlinitokamenisté sutiny a terasové štrky o hrúbke 4—9 m, na ľavom svahu sutiny o hrúbke 3 m.

V tomto profile možno počítať so stavbou zemnej hrádze, avšak bude potrebné preskúmať laboratórne fyzikálno-technické vlastnosti rozložených tufov a aglomerátov, ktoré by prišli do úvahy ako základová pôda. Z hľadiska únosnosti podkladu nemožno na tomto mieste projektovať betónovú gravitačnú hrádzu. Podklad údolia by nerovnomerne zosadal. Dovolené namáhanie pre andezity je 15—30 kg/cm^2, pre rozložené aglomeratické tufy 4—8 kg/cm^2, pre riečne štrky 3 kg/cm^2.

P r o f i l II. Pretože ani profil I nie je vhodný, hlavne pre veľkú hĺbku (18—20 m) vhodného skalného podkladu pod betónovými funkčnými blokmi, boli skúmané i ďalšie profily. V profile II v dne širokom 340 m a v korune 455 m sa vyhĺbili 2 sondy. Sonda 1/III M na ľavom svahu zastihla do hĺbky 10 m hlinitokamenisté sutiny a pod nimi do hĺbky 36 m zvetrané limonitizované a veľmi porušené andezitové aglomeratické tufy. Skalný podklad z pevných neporušených andezitových aglomeratických tufov sa nachádzal od 36 m až do dna sondy. Sonda 4/III M v dne údolia zastihla pod alúviom propylitizované andezitové horniny. Sonda 1 dokazuje, že celý ľavý svah v tomto profile je silne porušený (starý zosun po tektonicky porušenej ploche alebo staré skalné zrútenie) a zdravý podklad je veľmi hlboko. Ako naznačuje morfológia terénu, týmto svahom pokračuje tiež poruchové pásmo zo systému porúch od žarnovickej kotliny smerom na Záhorčie a ďalej na JZ. Preto sa od ďalšieho sondážneho výskumu v tomto profile upustilo.

P r o f i l III nachádza sa po toku najnižšie — 123,91 rieč. km, kde sa už údolie začína rozširovať; v dne údolia je široký 380 m, v korune hrádze 524 m. Morfologicky ide teda o menej výhodný profil v porovnaní s predošlými. Pravý svah stúpa mierne, až za korunou hrádze začína stúpať strmo. Ľavý svah je hneď z údolnej nivy strmý. Skalný podklad, ako sa zistilo sondážou (10 sond o hĺbke 30—70 m), je obdobný ako v predošlých profiloch. Svahy budujú masívne hrubozrnné i drobnozrnné, čiastočne pórovité svetlošedé a ružové andezity a brekciovité andezity (pozri geologický profil III, príl. 7).

Dno údolia buduje lávový prúd tmavého lavicovitého pyroxenického andezitu, čiastočne zakrytého polohou zelených a červených hydrotermálne rozložených popolových tufov a aglomeratických tufov. Povrch lávového prúdu z pevných zdravých andezitov v dne údolia je v hĺbke od 7 m do 24 m. Hrúbka tufov je max. 15 m, hrúbka lávového andezitového prúdu 33—50m.

Ľavou polovicou dna údolia pokračuje poruchové pásmo zistené aj v predošlých profiloch; šírka tohto pásma je 30—40 m. Výplň poruchy tvoria silne propylitizované andezitické horniny. V okolí poruchy sú smerom k ľavému svahu silne podrvené i andezity. Skalný podklad v dne údolia zakrývajú riečne náplavy o hrúbke 4—9 m, na ľavom svahu hlinitokamenisté sutiny o hrúbke 3 m a na pravom svahu až 18 m mocná vrstva sprašových a svahových hlín.

V tomto profile možno počítať so stavbou zemnej hrádze. Pre funkčné betónové bloky a hydrocentrálu sa nachádza výborný podklad medzi štátnou hradskou a železnicou v hĺbke od 7—12 m. Po odstránení pokryvných útvarov a propylitizovaných tufov sa zastihne podklad z tvrdých pyroxenických andezitov (dovolené namáhanie z profilu I platí aj pre skalný podklad v tomto profile). Pre sypanú hrádzu sa nájde únosný podklad v hĺbke 1—3 m pod dnešným povrchom na riečnych štrkoch a pieskoch. Vhodné vlastnosti tohto profilu v porovnaní s predchádzajúcimi zhoršuje geologické zloženie pravého svahu. Sonda 9 AM zastihla tam až 18 m mocnú polohu sprašových hlín, ktoré tvoria z hľadiska únosnosti nežiadúci podklad. Sypaná hrádza sa môže založiť i na povrchu sprašových hlín. Ich fyzikálno-technické vlastnosti však treba preskúšať v laboratóriu.

Možnosť filtrácie popod základy a okolo krídiel priehrady

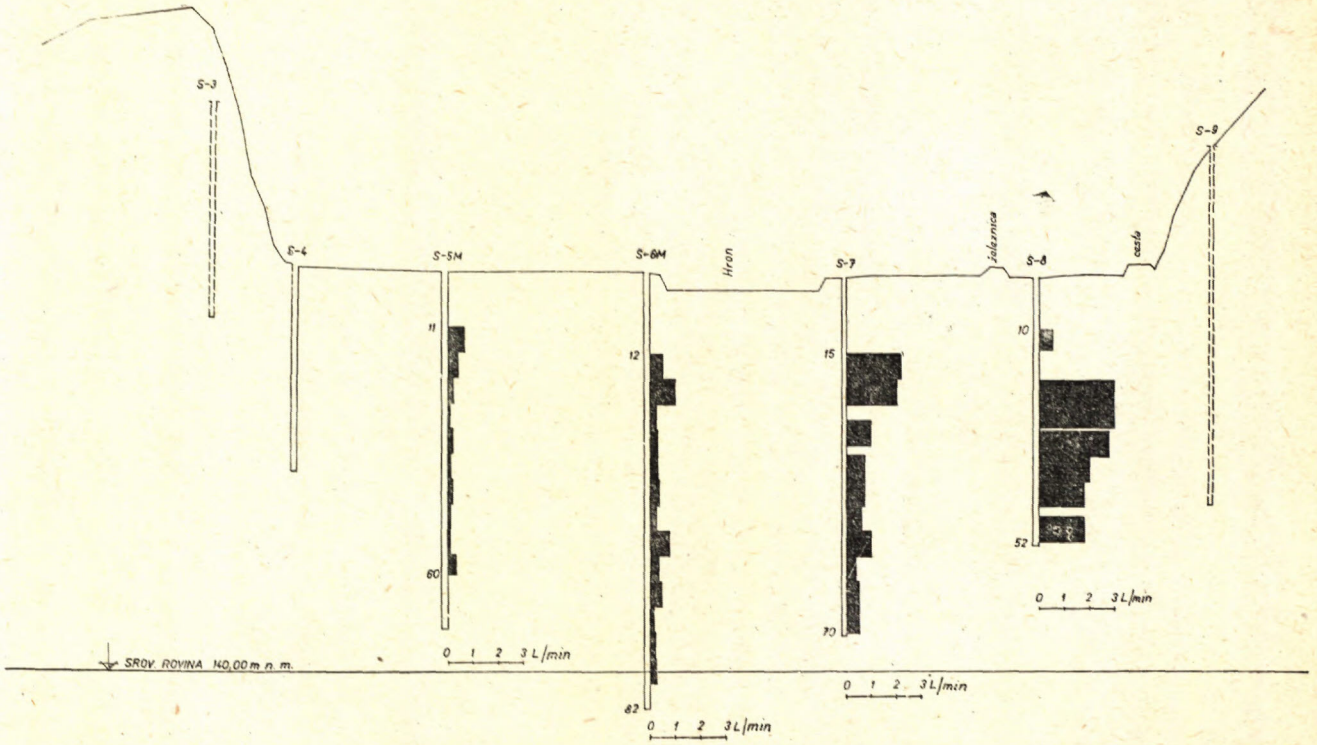
V profile I sa robili v sondách vodné tlakové skúšky. Výsledky zo sond 7 a 8: od 10—15 m hĺbky do 30 m sa špecifická strata vody na 1 bm pri tlaku 3—5 atm. pohybovala od 0,55 do 4,1 lit./min.; od 30 m do dna sond 0,44—2,8 l/min. V sondách 6M a 5M (súpravami ZZ Brno) špecifická strata vody bola od hĺbky 12 m až do dna sond na 1 bm pri tlaku 6 atm. 1,06—0,04 l/min.

Stredná časť poruchového pásma, ako ukázali tlakové vodné skúšky, je vďaka plasticite hydrotermálne premenených hornín vodotesná (podľa vyhodnotenia vodných skúšok v profile I). V okrajovej časti porušeného pásma sú však horniny veľmi priepustné, a preto bude treba v nich tesniacu clonu predĺžiť asi do 60 m hĺbky.

V profile III sa robili vodné tlakové skúšky v každej sonde. Nepriaznivé výsledky ukázali sondy 0—AM, 1—AM a 3—AM, prechádzajúce cez ružové brekciovité andezity, ktoré sú tektonicky porušené. Toto porušenie sa prejavuje zvlášť v blízkosti poruchového pásma .Pretože sú horniny porušené, nedali sa dobre upínať tesniace manžety, takže v sonde 0—AM sa mohli utesňovať úseky len od hĺbky 29 m a v sonde 1 sa muselo od vodných skúšok upustiť. Voda unikala v týchto vrtoch vo veľkom množstve a pri nízkom tlaku. Tlakové vodné skúšky sa teda v normálnom rozsahu (pri 2,4 a 6 atm.) vykonali len v sonde 0—AM od 29—60 m a v sonde 3—AM od 9—30 m. Špecifická strata vody v sonde 0—AM sa pohybovala od 0,60—2,70 l/min. na 1 bm pri tlaku 6 atm., v sonde 3—AM od 1,92 l/min. do 4,60 l/min. (podľa vyhodnotenia vodných tlakových skúšok profilu III).

Sondy 2—AM — 8—AM priniesli dobré výsledky. Nepriepustný podklad začína v hĺbke 8—17 m. Od 17 m hlbšie sa vo všetkých sondách pohybovala špecifická strata vody od 0,03 do 2,5 /min. na 1 bm pri tlaku 6 atm. Strata 2,5 l/min. je ojedinelá (v úseku pri dne sondy 8—AM).

Profily priepustnosti Žarnovica I



Vyhodnotenie vodných tlakových skúšok v profile Žarnovica I (čas 20 min.; tlak 6 atm.; etaže 5 m; špecif. strata vody v l/min/1 bm.

V sonde 9—AM sa vodné tlakové skúšky vyhotovili v úseku od 27 do 40 m. Strata vody bola minimálna. Bližšie k povrchu sa skúšky nerobili pre mocnú hrúbku spraševých hlín a polohu mäkkých propylitizovaných aglomeratických tufov.

Z uvedených skúšok vidno, že podklad je väčšinou nepriepustný a tesniť bude treba podpovrchové partie do hĺbky 30 m. Samotná výplň poruchového pásma, ako potvrdili tlakové vodné skúšky, i v tomto profile je vodotesná. Výnimku tvorí podrvené pásmo andezitov v blízkosti propylitizovanej zóny, ktoré je priepustné.

V predĺžení ľavého krídla pod dedinou Záhorčie treba bližšie preskúmať zloženie spraševých hlín, pliocénnych štrkov a zistiť priebeh skalného podkladu z andezitových aglomeratických tufov, lebo voda tu môže presakovať do bočného údolia.

Porovnávajúc všetky štyri profily tohto rajónu, je z inžiniersko-geologického hľadiska profil III najvýhodnejší. Jeho veľkou výhodou je blízkosť skalného podkladu zo zdravých andezitov pod funkčnými betónovými blokmi a hydrocentrálou (7—12 m) a malá šírka propylitizovaného pásma (30—40 m). Jeho nevýhody oproti ostatným profilom sú veľká šírka (380—524 m) a hrúbka spraší. V ostatných profiloch morfologicky výhodnejších je však spoľahlivý skalný podklad pre betónové časti hlboko a poruchové pásmo je široké. Aj keď sa výplň poruchy ukázala vodotesná, z inžinierskogeologického hľadiska znamená porucha vždy skrytý problém, ktorý by mohol znamenať nepríjemné a nečakané komplikácie počas stavby priehrady i po jej dokončení. Keď morfológia terénu obmedzuje voľbu takéhoto profilu, treba vybrať profil, kde je poruchové pásmo čo najužšie.

Pod žarnovickou priehradou sa projektuje malá vyrovnávacia nádrž, ktorej podklad sa tiež preskúmal sondážou (8 sond 15—40 m hlbokých). Skalný podklad pod aluviálnymi náplavami (3—8 m) a terasovými štrkmi (8 m) tvoria zdravé tmavozelené pyroxenické andezity. Na tomto podklade po odstránení pokryvných útvarov sa v hĺbke 4—9 m môže výhodne založiť betónová gravitačná hrádza.

Ďalšie profily sa nachádzajú na ohybe údolia Hrona pri Voznici, Rudne a pri Tekovskej Breznici.

Priehradné miesto Voznica

Orientačnou sondážou sa preskúmali dva profily umiestnené v rozpätí 80 m vedľa seba. Podklad v profile I tvoria na ľavom svahu a ľavej časti údolia svetlé ryolitové tufy, pravú časť a pravý svah budujú andezity. Podklad v profile II v celom údolí Hrona tvoria zdravé tmavé pyroxenické andezity. V dne údolia sú zakryté 6—8 m mocnými riečnymi náplavami, na svahoch 3 m mocnou vrstvou hlinitokamenistej sutiny. Profil II je výhodný pre budovanie betónovej gravitačnej hrádze, ktorú možno založiť v 3—8 m hĺbke pod dnešným povrchom. Vodné tlakové skúšky sa tu nerobili. Keďže však ide o andezity, podklad bude vodotesný.

Priehradné miesto Rudno

V profile, ktorý je v dne údolia široký ca 530 m, boli hĺbené 4 sondy o hĺbke 40 m. Prvé tri — sonda 1, 2, 3 zastihli v hĺbke 10—12 m skalný podklad zo zele-

ných a šedých lavicovitých pyroxenických andezitov. Sonda 4 zastihla v hĺbke 15 m skalný podklad z aglomeratických tufov. Pod povrchom je zdravý skalný podklad zakrytý 2—3 m mocnou vrstvou preplavenej piesčitej hliny a 5—8 m mocnou vrstvou štrkovopiesčitých náplavov. Samotný podklad ako zistili sondy 1—4 je z povrchu zvetraný max. do hĺbky 6 m. V tomto profile možno počítať so stavbou betónovej gravitačnej hrádze, pretože pod pokryvnými útvarmi je vhodný skalný podklad. Vhodný a nezosadajúci podklad poskytujú andezity (dovolené namáhanie 10—15 kg/cm^2) a andezitové aglomeratické tufy (8 kg/cm^2). Nerovnomerne by mohla hrádza zosadať blízko tektonického styku andezitov s andezitovými aglomeratickými tufmi. Toto sa dá vyriešiť vhodným členením. Presný priebeh styku týchto dvoch hornín treba zistiť ďalšou sondážou. Ďalej možno uvažovať o zemnej sypanej hrádzi na alúviu 2 m pod dnešným povrchom.

V profile sa robili vo všetkých sondách vodné tlakové skúšky, ktoré svedčia o tektonickom porušení, a teda aj o veľkej priepustnosti skalného podkladu. Špecifické straty vody pri tlaku 6 atm. sa pohybovali od 20 m hlbšie, priemerne 3 l/min. na 1 bm, v sonde 2 až 16 l/min. Táto sonda zastihla pravdepodobne poruchu. Aj keď je podklad veľmi priepustný, treba mať na zreteli, že ide o tvrdé kremičité horniny, v ktorých sa dajú pukliny výborne tesniť cementovými injekciami. Únik vody zo zátopného územia do bočného údolia nehrozí.

Priehradné miesto Tekovská Breznica

Profil sa nachádza asi 500 m proti toku Hrona od SZ okraja Tekovskej Breznice; v dne údolia je široký ca 500 m. Skalný podklad v strede dna údolia (asi 8—12 m hlboko; sonda 2 a 3) tvoria ružové brekciovité andezity, na okrajoch aglomeratické tufy a v sonde 1 i popolové tufy. Z povrchu ho zakrývajú preplavené hliny o hrúbke 0—2 m, ďalej riečne štrky a piesky o hrúbke 5—10 m. V sonde 1 bola zistená pod štrkami bahnitá poloha (rašelinisko). Na svahoch sú svahové sutiny o hrúbke 3—7 m.

Na tomto podklade možno stavať len zemnú hrádzu, lebo skalný podklad je petrograficky nerovnorodý a tektonicky porušený. Teleso zemnej hrádze sa môže nasypať na povrchu alúvia 0—2 m pod dnešným povrchom. Riečne štrky a piesky poskytujú dostatočne únosný podklad (dov. namáhanie 3 kg/cm^2). Rozsah rašelinovej bahnitej polohy v okolí sondy 1 treba sondážou presne vymedziť.

Podľa vodných tlakových skúšok veľkú priepustnosť ukázali sondy 2 a 4. Vyskytli sa v nich partie, kde voda unikala vo veľkom množstve, takže tlak nebolo možné zvýšiť nad 2 atm. Veľké straty zapríčinili podrvené pásma pod povrchom s otvorenými puklinami. Lepšie pomery zastihli sondy 1 a 3, hoci aj v nich sú úseky, kde voda unikala vo veľkom množstve. Napriek nepriaznivým výsledkom vodných skúšok v tekovsko-breznickom profile kremičité horniny sa dajú dobre spevňovať a utesňovať cementovými injekciami.

Hate možno budovať v ktoromkoľvek profile v celom rajóne. Aj pre derivačné

kanály poskytnú stabilný podklad obidva svahy i údolná niva. Odpadové kanály možno zahĺbiť v údolnej nive od 5—10 m hĺbky.

Podrajón VIII B

začína na východnom okraji Tekovskej Breznice a končí za ohybom Hrona JZ od Orovnického salaša. Je to morfologicky malá kotlina vymodelovaná v mäkkých tufoch a tufitoch. Obidva svahy tohto rozšíreného údolia sa mierne dvíhajú z údolnej nivy asi do vzdialenosti 1 km, potom začnú strmo stúpať.

Skalný podklad rajónu tvoria aglomeratické tufy a zlepencové až ílové tufity. Okraje kotliny v nadloží uvedených vulkanických sedimentov budujú príkrovy andezitov. Vulkanické sedimenty sú poloskalné, niekedy aj kypré horniny. Pri zaťažení prakticky nezosadajú, dovolené namáhanie 4—8 kg/cm^2. Celé súvrstvie je čiastočne priepustné; voda uniká cez samotné horniny alebo cez pukliny a trhliny. Andezity na okraji kotliny neprichádzajú do úvahy ako základová pôda pre vodné diela.

Pokryvné útvary sú v tomto podrajóne mohutne vyvinuté; aluviálne štrky a piesky pokrývajú dno údolia v hĺbke 6—10 m. Na ľavom svahu v okolí Tekovskej Breznice štrková terasa siaha ca 800 m nad úroveň údolnej nivy. Obidva svahy sú zakryté svahovými hlinami, ktoré vznikli vetraním tufov a tufitov.

Súvrstvie vulkanických sedimentov je uložené vodorovne alebo je krížove zvrstvené. Z fyzikálnogeologických procesov, ktoré tu dnes prebiehajú, sú dôležité hlboké erózne rýhy, vymodelované eróziou na mäkkých tufových a tufitických svahoch. Zosuny sa dosiaľ nevytvorili, ale výkopom zárezu sa môže stabilita svahov porušiť. Spodnou vodou sú nasýtené štrkové polohy aj v tufitoch, často s napätou hladinou, ako aj riečne náplavy.

Podrajón VIII B sa nehodí pre budovanie priehrad. Derivačné kanály možno viesť v údolnej nive alebo ich možno prisypať ku svahom.

Podrajón VIII C

začína na ohybe Hrona pri Orovnickom salaši a končí pri Psiaroch. Skalný podklad tvoria andezity a andezitové aglomeratické tufy (pravý svah údolia nad Beňadikom). Dno doliny pokrývajú štrky a piesky riečnych náplavov (6—10 m), pravý svah v okolí Beňadika zakrývajú hliny. Fyzikálnotechnické vlastnosti hornín sú obdobné ako v podrajóne VIII A.

V podrajóne VIII C možno budovať nádrže malej a strednej veľkosti. Geologicky najvýhodnejší profil je 1500 m SV od križovatky ciest v Beňadiku, II. profil medzi Beňadikom a Psiarmi.

Priehradné miesto Beňadik

Profil leží na SZ konci dediny Hron. Beňadik oproti bývalému lomu; v dne údolia je 650 m široký. Skalný podklad tvoria hlavne aglomeratické tufy. V okolí

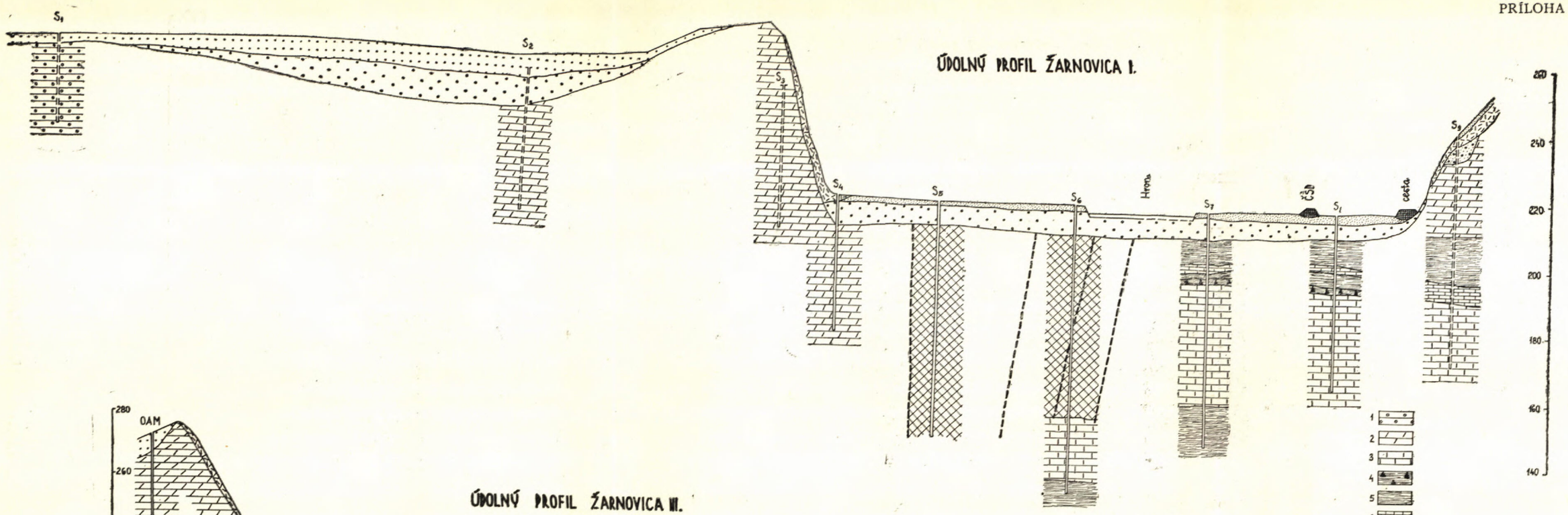
sondy 3 skalný podklad tvoria i andezitové popolové tufy. V hĺbke vystupujú i andezity, s ktorými sa stavebne nepríde priamo do styku. Skalný podklad je od povrchu zakrytý v dne údolia 1—3 m mocnou vrstvou preplavenej hliny a 4—7 m mocnou vrstvou riečnych pieskov. Na svahoch skalný podklad zakrýva kamenistá a hlinitokamenistá sutina. Na pravom svahu v predĺžení profilu sa nachádza skalné zrútenie, zapríčinené ťažbou vulkanických hornín v lome. Na uvedenom podklade možno počítať so stavbou zemnej, poprípade i betónovej hrádze. Zemná hrádza by sa mohla nasypať na pokryvné útvary 1—2 m hlboko pod dnešným povrchom. Betónová hrádza by sa musela založiť na zdravý podklad do hĺbky 5—10 m. Skalný podklad aglomeratických a popolových tufov je tektonicky málo porušený. Dovolené namáhanie pre andezitové aglomeratické tufy je 8 kg/cm^2, pre popolové tufy 6 kg/cm^2, pre riečne štrky 3 kg/cm^2. Pre uvedený podklad je však účelnejšia zemná hrádza s betónovými funkčnými blokmi a hydrocentrálou v pravej časti údolia medzi sondou 1 a 2.

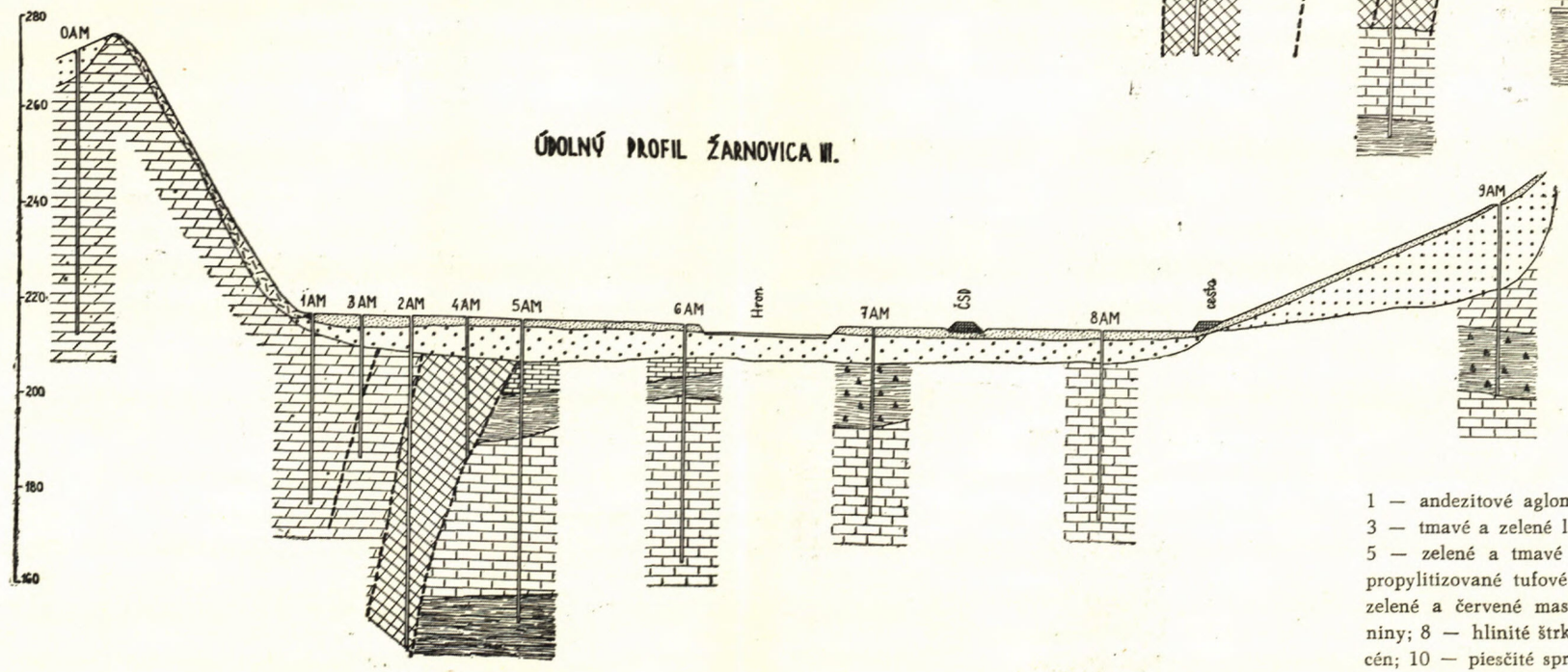
Polohy popolových tufov zachytili sondážne práce. Tufy sú dnes vyhľadávaným stavebným kameňom, hlavne na výrobu tufových tvárnic a dielcov pre pozemné stavby. Poloha tufu, ktorú zachytila sonda 3, je v hĺbke 6 m pod dnešným povrchom a je 11 m mocná. Keby sa z ekonomických príčin nepočítalo s uskutočnením stavby hrádze na tomto profile, mohli by sa overiť zásoby ložiska tufov, ktoré sa dajú ťažiť jamovým lomom. Poloha ložiska je však nepriaznivá, lebo leží pod úrovňou hladiny Hrona i hladiny spodných vôd, ktorými sú nadložné štrky nasýtené.

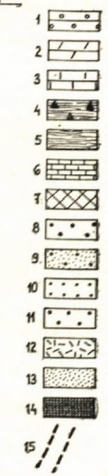
Skúšky vodotesnosti svedčia o nepriepustnosti skalného podkladu. Od 20 m hlbšie vo všetkých sondách špecifická strata vody len výnimočne prekročila hranicu 2 l/min. na 1 bm pri tlaku 6 atm. (dno sondy 2 a 3). Väčšinou sa pohybovala od 0,30 l/min. do 1,88 l/min. na 1 bm pri tlaku 6 atm. Tieto výsledky svedčia o nepatrnej porušenosti hornín v skalnom podklade a o plasticite popolových tufových partií v andezitových aglomeratických tufoch, v ktorých nie sú otvorené pukliny.

Priehradné mesto Psiare

Presondovaný profil sa nachádza severne od dediny Psiare, ca 100 m od križovatky železnice so štátnou cestou; v dne údolia je široký 540 m. Skalný podklad v pravej polovici po sondu 3 tvoria hnedočervené a šedé pyroxenické andezity a v ľavej polovici andezitové popolové tufy (sonda 2) a andezitové aglomeratické tufy (sonda 1). Skalný podklad od povrchu zakrývajú 3—10 m mocné aluviálne náplavy, z čoho sú preplavené piesčité hliny 1—2 m, štrkovo-piesčité náplavy 2—8 m mocné. Pravý svah je strmý, skalný skoro kolmý, ľavý je plytší, kde skalný podklad zakrýva ca 3 m mocná vrstva hlinitokamenistých sutín. Na tomto mieste možno odporúčať zemnú alebo betónovú hrádzu. Betónové funkčné bloky a hydrocentrála by sa mohli zbudovať v pravej časti údolia v miestach medzi štátnou cestou a ľavým okrajom rieky Hrona, kde je pre betónové bloky únosný skalný pod-

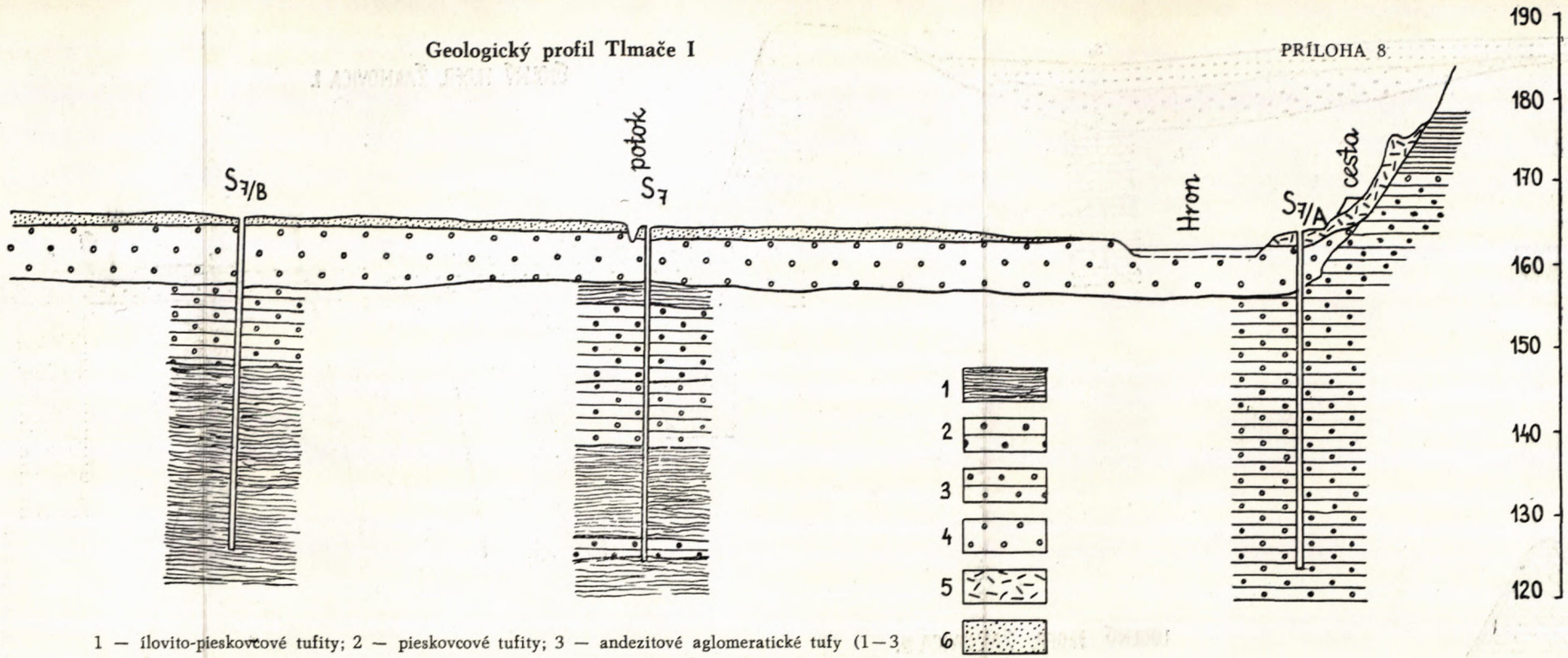






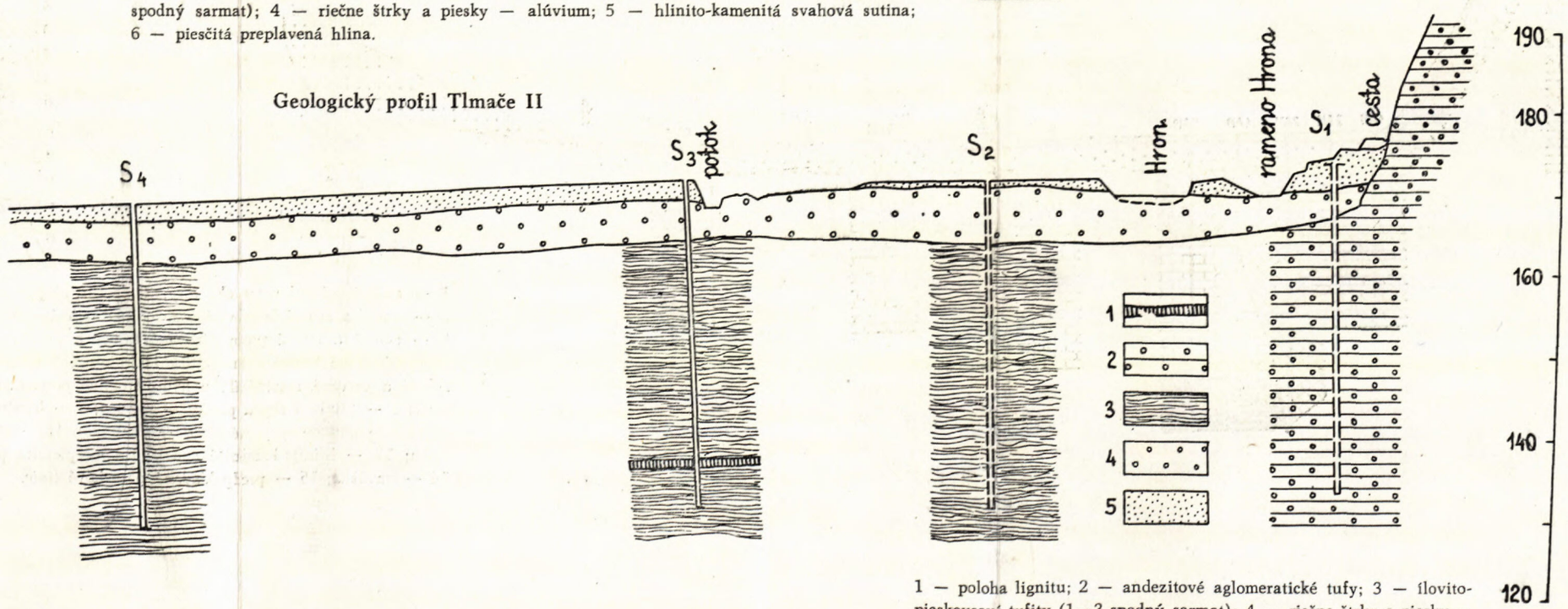
1 — andezitové aglomeratické tufy; 2 — ružové pyroxenické brekciovité andezity; 3 — tmavé a zelené lavicovité pyroxenické andezity; 4 — lapilové a popolové tufy; 5 — zelené a tmavé propylitizované tufové a andezitické horniny; 6 — červené propylitizované tufové a andezitické horniny (1—6 tortón); 7 — výplň poruchy: zelené a červené mastné íly a hydrotermálne premenené andezitové a tufové horniny; 8 — hlinité štrky a piesky — pliocén; 9 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 10 — piesčité sprašové hliny — delúvium; 11 — riečne štrky a piesky — alúvium; 12 — hlinito-kamenité sutiny; 13 — piesčitá preplavená a svahová hlina; 14 — navážka; 15 — predpokladané poruchové línie.

Geologický profil Tlmače I



1 — ílovito-pieskovcové tufity; 2 — pieskovcové tufity; 3 — andezitové aglomeratické tufy (1—3 spodný sarmat); 4 — riečne štrky a piesky — alúvium; 5 — hlinito-kamenitá svahová sutina; 6 — piesčitá preplavená hlina.

Geologický profil Tlmače II



1 — poloha lignitu; 2 — andezitové aglomeratické tufy; 3 — ílovito-pieskovcové tufity (1—3 spodný sarmat); 4 — riečne štrky a piesky — alúvium; 5 — preplavená piesčitá hlina.

klad z pyroxenických andezitov v hĺbke 5—6 m. Dovolené namáhanie pre pyroxenické andezity je 15—30 kg/cm², pre riečne štrky a piesky 3 kg/cm². Ďalej by sa mohlo uvažovať aj o betónovej gravitačnej hrádzi, pre ktorú by v pravej polovici poskytli únosný podklad andezity (od pravého svahu po sondu 3), v ľavej polovici popolové tufy a aglomeratické tufy. Dovolené namáhanie pre andezity je 15—30 kg/cm², pre aglomeratické tufy 8 kg/cm², pre popolové tufy 6 kg/cm². Ide teda o dosť nerovnorodý podklad, ktorý by mohol nerovnomerne zosadať. Tieto rozdiely, keďže nejde o veľké zosadanie, by sa dali riešiť vhodným členením medzi jednotlivými blokmi. Skalný podklad je 5—10 m hlboko.

Skúšky vodotesnosti ukázali dosť rôzne výsledky. V sonde 1 sa nedali pre rozpukanosť horniny upevniť manžety, a preto voda unikala v jednotlivých etážach poza ne. Sondy 2 a 4 poukazujú na vodotesnosť skalného podkladu; špecifická strata vody v týchto sondách od 13 m pod povrchom až do dna sond sa pohybovala pri tlaku 6 atm. na 1 bm priemerne od 0,16—1,90 l/min. Výsledky vodných skúšok v týchto dvoch sondách svedčia o tom, že skalný podklad je tektonicky neporušený. V sonde 3 sa zistili až do hĺbky 27 m porušené horniny, lebo voda unikala pri tlaku 2 atm. vo veľkom množstve (špec. strata 4,80 l/min.) a vyššieho tlaku sa nedosiahlo. Kompletné vodné skúšky sa urobili iba v posledných dvoch etážach od 27—37 m, špecifická strata vody sa pohybovala pri tlaku 6 atm. na 1 bm 2,20—3,20 l/min.

Z výsledkov vodných tlakových skúšok vidno, že údolie je porušené zlomami, v okolí ktorých voda uniká vo väčšom množstve. Keďže ide o kremičité horniny, možno ich tesniť injektážou.

Odrazové hate možno budovať v celom podrajóne, hlavne tam, kde sa sondážou zistí menšia hrúbka alúvia. Pre derivačné kanály sa hodí lepšie ľavý svah. Sklon svahu je síce strmý, ale podklad pre kanál je stabilný. Pravý svah je veľmi členený a pokryvné útvary pri hĺbení zárezu môžu prísť do pohybu.

Podrajón VIII D

Litologickým a fyzikálnotechnickým charakterom hornín sa podrajón VIII D podobá podrajónu VIII B; siaha od Psiarov ku Tlmačom. Je to nesymetrické údolie so strmým ľavým a plochým pravým svahom. Údolná niva je pri Kozárovciach široká ca 2000 m, pri Psiaroch a pri Tlmačoch iba 500 m.

Skalný podklad podrajónu tvoria väčšinou kypré a poloskalné horniny, tufy a tufity, menej andezitové aglomeratické tufy a andezity, ktoré vystupujú len na ľavom strmom svahu. Dno doliny vypĺňa 7—15 m mocné alúvium; ľavý svah na úpätí pokrývajú svahové sutiny a pravý svah mocná pokrývka hlín.

Podrajón VIII D sa nehodí pre budovanie veľkých priehrad. V celom úseku možno však uvažovať o nízkych hatiach. Derivačné kanály treba nasypať na úpätí svahu, alebo ich viesť v údolnej nive.

Deviaty rajón

Posledný rajón zaberá širokú nesymetricky vyvinutú dolinu dolného Hrona od Tlmačov po Štúrovo. Východné svahy doliny tvorí pahorkatina dvíhajúca sa zo širokej údolnej nivy. Západné svahy doliny sa mierne dvíhajú zo širokej terasy, ktorá vypĺňa západnú časť kotliny od Tlmačov po údolie Parížskeho kanálu. Južne od údolia kanála tvorí pravé svahy Hrona pahorkatina Belanských kopcov. Údolná niva sa tiahne východnou časťou doliny. Hneď pri Tlmačoch v profile Tlmače—Čajkov je široká 5 km, smerom na juh v profile Kalná—Levice až 6 km. Ďalej na juh sa pozvoľne zužuje a pri Kamenici má šírku len 1 km. Smerom ku Štúrovu sa znovu rozširuje (profil pri Štúrove 4 km). Kóta údolnej nivy na začiatku je 173, na konci 110. Západná časť doliny je voči dnešnej údolnej nive mierne vyvýšená. Je to rozsiahla terasa na povrchu zakrytá sprašami, naviatymi pieskami a preplavenými sprašovými hlinami. Terasa začína na pravej strane doliny pri Tlmačoch a na juhu končí údolím Parížskeho kanála. Najširšia je v profile Vozokany—Želiezovce (11 km); južne od údolia Parížskeho kanála sa dolina Hrona náhle zužuje, lebo na pravej strane priamo z údolnej nivy sa dvíha pahorkatina Belanských kopcov. Južne od tejto pahorkatiny až k Dunaju je na pravej strane údolia Hrona znovu vyzdvihnutá terasa zakrytá sprašou. Celý rajón IX bol ešte v dobe panónu zaliaty morom. Erózia a svahová modelácia začala tu pôsobiť až od konca panónu po ústupe mora. Celý rajón budujú sypké a ojedinelé poloskalné horniny, a preto sa tu vytvoril nízky pahorkatinový reliéf. Hron v rajóne IX premiestňoval svoje koryto zo západu na východ a intenzívne akumuloval. Dnes meandruje vo vlastných náplavoch vo východnej časti doliny, kde si vytvoril údolnú nivu. Javí však zase tendenciu premiestňovať svoje koryto na západ, lebo podmýva v celom rajóne pravý breh, budovaný z terasových štrkov.

Terasu zakrývala súvislá tabuľa spraší a sprašových hlín, ktoré sem boli naviate a preplavené po jej vzniku. Dnes je sprašová pokrývka poprerezávaná hlboko zaklesnutými bočnými údolíčkami. Pod pokryvnými útvarmi vystupuje podklad tvorený horninami tortónu, sarmatu a panónu. Na povrch vychádza v ojedinelých odkryvoch vo svahoch na okraji doliny a bol navŕtaný i sondážnymi prácami.

T o r t ó n. Na základe odkryvov dá sa usúdiť, že od Tlmačov po čiaru Pusta Sándor—Halma (západne od Nového Tekova) — Mýtne Ludany budujú podklad údolia svahov suchozemské a sladkovodno-vulkanické sedimenty tortónu. Sú to andezitové aglomeratické tufy a tufity, zlepencové a pieskovcové tufity. Tortónske horniny obdobného vývoja budujú svahy údolia Hrona a pravdepodobne aj podložie alúvia neďaleko vyústenia doliny do Dunajskej nížiny. Vulkanické a sladkovodno-vulkanické sedimenty tortónu sú poloskalné, v degradovanom stave pri povrchu kypré, netmelené horniny. Tmel hornín je popolový alebo piesčitý, ľahko vetrá, takže pôvodne tmelené horniny pri povrchu sa menia na piesok a štrk. Jednotlivé fácie sa rýchle striedajú, takže celé súvrstvie tvorí nerovnorodý celok.

Všetky spomínané horniny vodu prepúšťajú, alebo sú čiastočne nepriepustné. Dajú sa utesňovať ílovými injekciami. Voda presiaka cez samotné horniny i cez pukliny a trhliny. Pri zaťažení tufy a tufity málo zosadajú; aglomeratické a zlepencové tufity prakticky nezosadajú; dovolené namáhanie 5—8 kg/cm^2.

Morské sedimenty tortónu, ako íly, slienité íly, piesky a štrky budujú ľavé brehy Hrona a pravdepodobne aj časť dna doliny v úseku medzi Malým Pesekom a Šalovom, ďalej na ľavom brehu Hrona v okolí Pusty Tata. Predstavujú litologicky veľmi pestré súvrstvia. Na jednej strane prevládajú íly a slienité íly s polohami pieskov a štrkov, inde zas piesky a štrky s polohami ílov. Fyzikálnotechnické vlastnosti ílov, pieskov a štrkov sú pritom veľmi odlišné. Íly a slienité íly sú kypré, plastické a vodu nepriepustné horniny. Pri zaťažení veľmi zosadajú. Proces zosadania prebieha pomaly; namáhanie závisí od konzistencie. Piesky sú kypré, neplastické, vodu priepustné horniny. Pri zaťažení veľmi zosadajú, pričom proces zosadania prebieha veľmi rýchlo; dovolené namáhanie v suchých pieskoch je 2—3 kg/cm^2, ale polohy tortónskych pieskov sú často nasiaknuté spodnou vodou. Štrky sú kypré, vodu priepustné horniny. Pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie 4—8 kg/cm^2.

Polohy pieskov a štrkov v údoliach, ale v nízko položených miestach v podloží ílov obsahujú artézsku vodu s napätou hladinou. Pri hĺbení zárezov u ílov a pieskov pri styku s vodou môže prísť k zosunom.

S a r m a t. Tufy a tufity, piesky, sliene a vápnité piesky budujú svahy Hrona pri Tlmačoch, medzi Mýtnymi Ludanmi a Malým Pesekom a medzi Malou a Veľkou Kamenicou. Kam až siahajú tieto sedimenty v dne doliny, dosiaľ nebolo zistené. Aj podklad pravého svahu, južne od údolia Parížskeho kanála tvoria sedimenty sarmatu. Fyzikálnotechnické vlastnosti sarmatských tufov a tufitov sú podobné tortónskym tufom a tufitom. Súvrstvie morských sedimentov je nerovnorodé; striedajú sa tu sliene s polohami pieskov. Sliene sú kypré, plastické a nepriepustné horniny, ktoré pri zaťažení pomaly zosadajú; dovolené namáhanie 0,4—2 kg/cm^2. Piesky majú podobné vlastnosti ako tortónske piesky, a keď sa nachádzajú v podloží slieňov, obsahujú spodnú vodu často s napätou hladinou. Vápnité pieskovce sú lavicovité skalné horniny, ale vápnitý tmel býva rozrušený vodou a pieskovce sa menia na degradované poloskalné rozpadavé pieskovce. Vápnité pieskovce sú čiastočne priepustné horniny, pričom voda uniká po vrstevných škárach a puklinách. Pri zaťažení nezosadajú; dovolené namáhanie je 5—15 kg/cm^2. Dinasové kremence tvoria zatiaľ jeden známy výskyt pri Ďurade. Sú to pevné skalné horniny; používajú sa na výrobu dinasových tehál.

P a n ó n. Podložie rozsiahlej terasy a pravé svahy doliny Hrona od Ďuradu po Libád tvoria íly, piesčité íly a kremité piesky panónu. Morské súvrstvie panónu je oproti tortónskym a sarmatským sedimentom jednotvárnejší komplex. Horizontálne i vertikálne sa tu strieda monotónne súvrstvie ílov a pieskov, ktorých polohy sú často premiešané na piesčité íly a ílovité piesky. Panónske íly a kremité piesky

majú podobné fyzikálno-technické vlastnosti ako íly a piesky tortónu a sarmatu. Piesčité polohy v podloží ílov obsahujú artézsku vodu.

Veľký význam pre realizáciu vodných stavieb v rajóne IX majú mohutne vyvinuté pokryvné útvary. Pravú časť dna širokého údolia od Tlmačov po Parížsky kanál a od Kaptalan Pusty po Dunaj zakrývajú terasové štrky (5—30 m hrubé). Materiál štrkovej terasy je prevažne z kremencov, kremeňa, andezitov, žuly, kryštalických bridlíc a vápencov. V štrkoch sa nájdu i polohy pieskov, hliny a niekedy i pochovaných rašelinísk. Túto rozsiahlu terasu naplavil Hron, ktorý pôvodne tiekol pravou časťou doliny. Ako v dnešnej údolnej nive, tak aj v štrkovej terase intenzívne meandroval a vytvoril množstvo obtočníkov a slepých ramien vyplnených humusom a bahnom.

Na povrchu je celá terasa zakrytá sprašami a sprašovými hlinami (3—30 m mocné). Spraše boli naviate hlavne na pravých svahoch doliny Hrona a odtiaľ preplavené vo forme sprašových hlín po celej terase. Ľavou časťou širokého údolia sa tiahne údolná niva tvorená riečnymi náplavmi. Sú to štrky s polohami pieskov a preplavených hlín. Hrúbka alúvia kolíše od 7—20 m. Na povrchu alúvia je vyvinutá ca ½ m mocná humózna piesčitá hlina. Ľavé svahy údolia pokrýva mocná vrstva svahových hlín, ktoré vznikli zvetraním podložia.

Terasové a aluviálne štrky sú kypré, vodu priepustné horniny. Dovolené namáhanie sa pohybuje od 2,5—6 kg/cm^2. Pri prieskume základov treba dbať na piesková, hlinité a hlavne rašeliniste polohy a vložky, ktoré sa vyskytujú i v terasových a v aluviálnych štrkoch a zapríčiňujú nerovnomerné zosadanie a deformácie.

Spraše, sprašové a svahové hliny sú kypré, plastické a vodu nepriepustné horniny. Pri styku s vodou rozbriedavajú. Pri zaťažení veľmi zosadajú; dovolené namáhanie ca 1 kg/cm^2. Prirodzený sklon spraše a sprašových hlín je kolmý, zárezy však možno hĺbiť len plytké. Veľká hrúbka spraší, sprašových a svahových hlín sa môže v tomto rajóne využiť ako tesniaca clona pre malé nádrže projektované v bočných údolíčkach na priepustnom podloží.

K štvrtohorným útvarom patria i výskyty travertínov v okolí Levíc, na kopci Silhoš, ktoré sa viažu na tektonické poruchy. V okolí Silhoša je mnoho travertínových lomov, kde sa hornina ťaží ako dekoračný kameň. Ako podklad pre vodné diela travertín neprichádza do úvahy.

Tektonika územia. Sedimenty tortónu, sarmatu a panónu sú uložené v miernych vrásach o obrovskom polomere zakrivenia, takže sklony jednotlivých vrstiev sú vodorovné alebo mierne uklonené.

Vrstvy tvoria sústavy antiklinál a synklinál, smerujúcich od JZ na SV so sklonom SZ a JV. Okrem vrás sú sedimenty postihnuté zlomovou tektonikou. Smery hlavných zlomov sú JV—SZ. Pozdĺž zlomov sú jednotlivé kryhy vyzdvihnuté alebo poklesnuté. Pokryvné útvary ležia na svojom podloží úplne vodorovne.

Hydrogeologické pomery. Režim spodných vôd v rajóne IX je pestrý. V prvom rade sú tu minerálne pramene, ktoré vystupujú k povrchu po zlo-

mových líniách v oblasti medzi Levicami, Santovom a Libádom. Ďalej sú tu artézske vody zásluhou striedania sa nepriepustných ílov a slieňov s polohami priepustných pieskov a štrkov tortónskeho i panónskeho veku. Do priepustných polôh vsiaka povrchová voda a hlavne voda z riečnych náplavov a terás. Konečne tretí druh podzemnej vody, najviac rozšírený, je voda, ktorou sú nasýtené štrky a piesky riečnych náplavov a rozsiahlej terasy. Hladina spodnej vody v údolnej nive je ca 1—2 m pod povrchom, v terase pod sprašovou prikrývkou 5—15 m.

Rajón IX sa nehodí pre budovanie priehrad. Stavba hatí vo vlastnom koryte by bola veľmi nákladná, lebo v podloží celého koryta rieky ležia priepustné a vodou nasýtené štrky, mocné 7—20 m, ktoré sa prakticky nedajú utesniť. O stavbe hate by sa mohlo uvažovať len v prípade, keby sa sondážou zistila čo najmenšia hrúbka alúvia a pod ním nepriepustný podklad z ílov, slieňov alebo čiastočne priepustných tufov a tufitov. Vodu Hrona však možno využiť derivačnými kanálmi, vedenými po terase na úpätí západných svahov doliny. Odrazovú nádrž je najvýhodnejšie budovať pri Tlmačoch.

Priehradné miesto Tlmače

Orientačnou sondážou sa preskúmali 2 profily pre projektovanú odrazovú hať. Profil I sa nachádza nad obcou Tlmače, profil II pod obcou. Vyhĺbilo sa tu celkom 9 sond v 2 priečnych a jednom pozdĺžnom profile pod bočnou hrádzou. Skalný podklad strmého pravého svahu budujú andezitové aglomeratické tufy, dno údolia hlavne pieskovcové a ílovité tufity sarmatu s polohami aglomeratických tufov (pozri profily Tlmače I, II). Pravou stranou údolia prebieha zlomová línia, takže styk hornín je tektonický. Podklad zakrývajú riečne náplavy, zložené zo štrku a preplavených hlín o hrúbke 7—9,50 m.

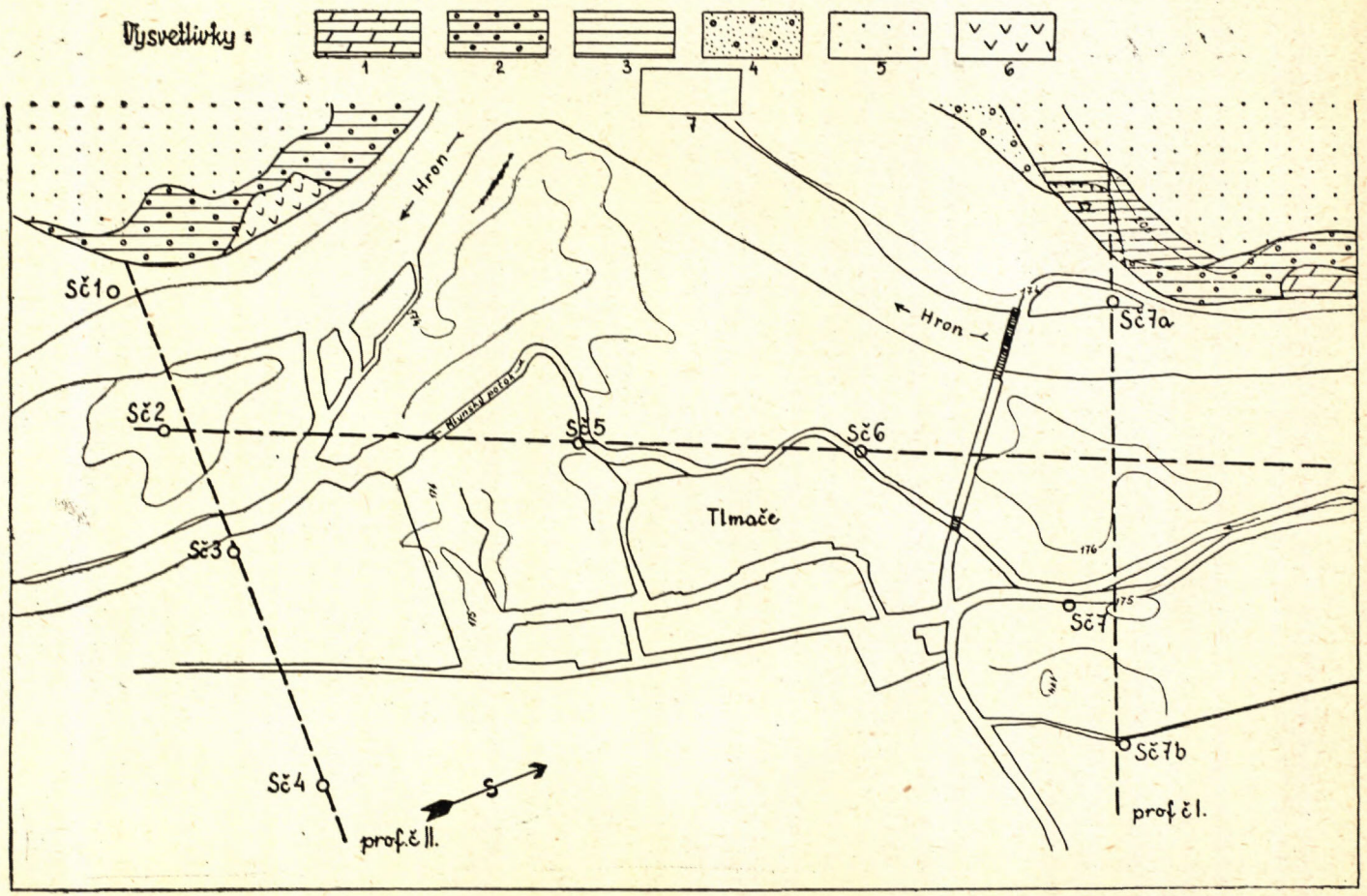
Pre budovanie hate je profil II výhodnejší, lebo horniny sú tu menej porušené a v dne údolia rovnorodé. Blízko pravého svahu sa tiahne zlom medzi piesčitými tufitmi a aglomeratickými tufmi, priebeh ktorého treba presne zistiť ďalšou sondážou. Dovolené namáhanie andezitových aglomeratických tufov je 5—8 kg/cm^2, pieskovcových a ílovitých tufitov 3—5 kg/cm^2, riečnych štrkov 3 kg/cm^2.

Podľa vodných a tlakových skúšok sú tufity nepriepustné. Špecifická strata vody na 1 bm pri tlaku 6 atm. bola 0,1—0,3 l/min. Vodotesnosť hornín začala od 11—14 m pod dnešným povrchom. Špecifické straty vody andezitových aglomeratických tufov boli väčšie. Od hĺbky 15 m asi 0,5—1,5 l/min.

Derivačný kanál Tlmače—Diva

Z vodnej nádrže projektovanej pri Tlmačoch sa majú vody Hrona viesť kanálom po východnom úpätí hronskej tabule až ku Dive. Voda z hydrocentrály pri Dive sa má znovu zachytiť v nádrži pri Dive a viesť kanálom až južne od Kamenína, kde má byť budovaný posledný stupeň s hydrocentrálou. Kanál má slúžiť zavlažo-

Geologická situácia Tlmače I, II



vacím účelom a súčasne má byť vodná energia využitá v niekoľkých hydrocentrálach. Okrem toho sa projektujú na tomto kanále aj menšie nádrže pri Brútoch a Mačkášoch.

Geologické pomery pod trasou kanála. V trase kanála sa vyhĺbilo celkom 108 vrtov, z toho 9 strojných, vyhĺbených v profile nádrže Diva a v pokračovaní kanála od Divy ku Kamennému mostu a 99 ručných sond v trase kanála na vzdialenosť ca 1 km a v priečnych profiloch správidla po každých 4—5 km trasy.

I. úsek siaha v severnej časti trasy kanála od sondy 1 po sondu 10, čiže od Tlmáč po Dolný Ďúraď. Hlboký podklad budujú horniny tortónu-sarmatu. Hranica medzi obidvoma útvarmi nie je presne zistená preto, že sondy sú umiestnené vo veľkých vzdialenostiach a väčšina z nich nezastihla neogénny podklad. V sonde 5 a 9 vystupuje podklad z andezitových aglomeratických tufov v hĺbke 18—20 m. V sonde 3 sa dosiahol v hĺbke 28 m plastický íl a v sonde 10 v hĺbke 26 m pieskovcový tufit. Ostatné vrty končili v riečnych štrkoch.

Na základe zistených údajov hlboký podklad trasy kanála od Tlmačov po Dolný Ďúrad budujú tortón-sarmatské andezitové aglomeratické a popolové tufy, pieskovcové a ílovité tufity. V tomto úseku hlboký podklad zakrývajú od povrchu piesčité a sprašové, väčšinou preplavené hliny o hrúbke 5—14 m. Pod nimi ležia na neogénnom podklade štrky terasy Hrona o hrúbke 7—30 m. Celková hrúbka pokryvných útvarov sa teda pohybuje od 16—33 m.

Druhý úsek trasy kanála siaha od sondy 11 po sondu 48, čiže od Dolného Ďúradu po odpadový kanál z hydrocentrály Diva. Hlboký podklad tohto úseku tvorí monotónne súvrstvie ílov, piesčitých ílov, slienitých ílov a kremitých pieskov panónu. Tento podklad zachytili až na malé výnimky všetky sondy. Z povrchu je zakrytý mohutnými vrstvami spraše, sprašových hlín a štrkov hronskej terasy. Hrúbka spraší overená sondami sa pohybuje od 10—25 m, hrúbka štrkov riečnej terasy od 1—10 m. Celková hrúbka pokryvných útvarov kolíše od 5 do 26 m.

Pôvodne súvislá štrková a sprašová prikrývka hronskej terasy je dnes poprerezávaná bočnými údoliami na oddelené tabule. Všetky údolíčka majú smer SZ—JV a sledujúc zlomové línie, zarezávajú sa cez spraše do štrkov terasy alebo až do panónskeho podkladu. Pritom si vytvorili vlastnú údolnú nivu vyplnenú aluviálnymi náplavmi z preplavených sprašových hlín a štrkov hronskej terasy.

Tretí úsek zahrňuje priehradný profil projektovanej nádrže až po vyústenie kanála do Hrona. Hlboký podklad, ktorý zachytili sondy 49—57, tvoria opäť horniny tortónu a sarmatu. Sarmat v priehradnom profile Diva tvorí mocné polohy hrubých i jemnozrnných pieskov, v trase kanála od Divy po vyústenie do Hrona tortón-sarmatské pieskovcové i ílovité tufity a andezitové aglomeratické

1 — pyroxenické andezity; 2 — andezitové aglomeratické tufy; 3 — popolové andezitové tufy (1—3 tortón-sarmat); 4 — hlinité štrky — terasy — pleistocén; 5 — sprašové hliny; 6 — skalné zrútenie; 7 — riečne štrky a piesky — alúvium.

tufy. Podklad zakrývajú sprašové hliny a aluviálne štrkovopiesčité náplavy o hrúbke 3—14 m.

Fyzikálnotechnické vlastnosti podkladu. Trasa kanála: bezprostredný podklad kanála po celej dĺžke tvoria na povrchu spraše, sprašové hliny a pod nimi terasové štrky. Len vo výnimočnom prípade sa môže pri hĺbení zárezu kanála naraziť na horniny neogénneho podkladu. Uvedené tri druhy hornín podkladu majú veľmi odlišné fyzikálnotechnické vlastnosti.

Neogénne horniny tortónu až panónu skytajú vhodný podklad pre kanál s výnimkou polôh jemnozrnných pieskov, ktoré sa pri styku s vodou pri porušení zárezom stávajú tečúcimi. Je však skoro vylúčené, žeby sa pri stavbe kanála na takéto piesky narazilo. Ostatné horniny neogénu poskytnú vhodný podklad, no pri stavbe sa narazí na ne celkom výnimočne a v krátkych úsekoch.

Terasové štrky sú stabilné a únosné, ale priepustné. Pri hĺbení zárezov kanálov sa na ne narazí častejšie, avšak nie na dlhých úsekoch. Terasové štrky, ako zistili sondy, sú nasýtené spodnou vodou, nie však dokonale, lebo ich báza leží často vyššie ako sú najnižšie položené miesta terénu a spodná voda z nich vyteká do bočných údolíčok. Aby sa zabránilo úniku vody z kanála hĺbeného do štrkov, treba celé dno kanála dokonale tesniť betónovými dlaždicami alebo iným materiálom. Nájdu sa však aj úseky, kde sa narazí na dokonale zvodnené štrky, kde tesnenie kanála prípadne nebude potrebné.

Spraše a sprašové hliny. Prevažná časť kanála bude hĺbená alebo nasypaná na spraši a sprašových hlinách. Spraše sú horniny obsahujúce vysoké percento uhličitanu vápenatého, ktorý býva spodnou vodou vyluhovaný, čím sa spraš stáva pórovitou alebo sa v nej vytvárajú celé dutiny. Takto dochádza k sufózii spraše. Tento nepriaznivý jav zapríčiňuje vznik deformácií pod objektami budovanými na spraši. Voda, ktorá bude z kanála presiakať, spôsobí v jeho okolí množstvo deformácií. Tomu by sa dalo zabrániť dokonalým betónovým tesnením, čo je však hospodársky neúnosné. Kanál v spraši sa však môže vybudovať tak, že sa do nich jednoducho zahĺbi alebo nasype. Sklony zárezov a násypov musia byť veľmi plytké a pokryté porastom. Obloženie dna kanála nemusí byť žiadne. V takom prípade však treba počítať s veľkou stratou vody a s deformáciami svahov.

Otázku spraší ako podkladu pre kanál treba ďalej študovať, najmä pokusmi so zhutňovaním spraší (porušenie štruktúry a zhutňovanie spraší pomocou detonácií alebo povrchového zhutňovania) a laboratórnym pôdnomechanickým výskumom. Svahy kanálov zo spraše, pokiaľ nie sú v styku s vodou, budú stabilné.

Priehradné profily Brúty, Mačkáše a Diva

Hlboký podklad prvých dvoch nádrží tvoria panónske íly, slienité íly, piesčité íly a kremité piesky zakryté vrstvou terasového štrku a mohutnou vrstvou spraše. V priehradnom mieste Brúty si údolíčko vyhĺbilo dno na povrchu terasových štrkov, ktoré tu tvoria 10 m hrubú polohu. Svahy údolia budujú spraše. Priehrad-

ný múr sa teda môže nasypať na únosných štrkoch v dne údolia. K vôli vodotesnosti nádrže, pretože štrky sú priepustné, bude treba celé dno nádrže pokryť zhustenou 1—2 m mocnou vrstvou tesniacej clony zo sprašových hlín. Podobné pomery sú aj v priehradnom profile nádrže Mačkáše, kde sa však údolie zahĺbilo cez spraše a štrky až do panónskeho podkladu, ktorý v tomto mieste tvoria hlavne kremité jemnozrnné piesky. Podklad nádrže v profile i v zátopnej oblasti zakrývajú preplavené štrky a hliny alúvia bočného údolia. Tento rôznorodý komplex hornín určite neposkytne veľmi vhodný podklad pre budovanie zemnej hrádze. Bolo by vhodné hľadať sondážou v tomto údolíčku ešte iné profily, v ktorých by sa zastihli lepšie pomery, najmä aby v podklade pod štrkmi vystupovali panónske íly. Konečne i v tomto profile možno nasypať zemnú hrádzu, avšak treba celé dno i svahy v priehradnom profile i v zátopnej oblasti utesniť 1—2 m mocnou zhustenou vrstvou sprašových hlín. Podklad profilu Diva tvoria výlučne jemnozrnné a hrubozrnné piesky sarmatu, ktoré, ako zistili sondy, sú zvodnené. Na tomto mieste nemožno počítať so stavbou nádrže.

STAVEBNÉ HMOTY

Materiál do betónu poskytnú predovšetkým štrky a piesky riečnych náplavov Hrona. Čo sa týka zásob a kvality štrkov, územie Hrona treba rozdeliť na dva úseky. Prvý úsek od Pohorelskej Maše po Tlmače, druhý od Tlmačov po Štúrovo. V prvom je zásoba štrkov a pieskov obmedzená a možno tu počítať len s menšími ložiskami miestneho významu; v druhom úseku je zásoba štrkov a pieskov prakticky neobmedzená a možno tu otvárať veľké a mechanizované ložiská pre vodné stavby.

I. úsek: od Pohorelskej Maše po Banskú Bystricu sú riečne náplavy zložené zo štrkov a pieskov, v ktorých prevláda materiál kremencový, žulový a vápencovo-dolomitický. Od Banskej Bystrice po Levice prevláda andezitový materiál a kremence, žuly, ruly a vápence. Štrky a piesky sú však od povrchu väčšinou zakryté 1—2 mocnou vrstvou preplavenej hliny, ktorú treba pri otváraní ložísk odstrániť ako nepotrebnú skrývku. Štrky možno ťažiť hlavne v blízkosti terajšieho riečišťa najmä tam, kde sa údolie Hrona rozširuje, napr. v breznianskej, zvolenskej, budčianskej, žiarskej a tekovskej kotline. Štrky a piesky sú však často znečistené hlinitými prímesami, a preto ich treba pred použitím triediť a prať.

Ďalším zdrojom sú terasové a pliocénne štrky na svahoch Hrona najmä medzi Pohorelskou Mašou a Bacúchom, južne od Brezna medzi Lučatínom a Banskou Bystricou, na pravom svahu zvolenskej panvy a žiarskej kotliny. Zásoby týchto štrkov sú veľké; štrky sú však nekvalitné, materiál je veľmi často zvetraný a silne znečistený ílovitými prímesami.

II. úsek: na dolnom Hrone od Tlmačov po Štúrovo možno zriadiť na viacerých miestach mechanizovanú ťažbu vo veľkom v štrkoch a pieskoch, ktoré vypl-

Fyzikálno-technické vlastnosti andezitov

Lokalita	špec. váha v g/cm³	obj. váha v g/cm³	vlhkosť v %	nasiakavosť v %		Pevnosť v tlaku v kg/cm²		
				váhová	objemová	po vysušení	po nasiaknutí	po zmrazení
1. Vigľaš Lom Podrohy	2,77	2,63	1,68	1,94	—	2.271	—	—
2. H. Dúbrava I.	2,72—2,69	2,57—2,65	—	0,41—4,14	1,06—9,91	358—450	—	—
3. H. Dúbrava II.	2,75	2,57—2,62	—	0,86—1,82	2,25—4,70	1.370	—	—
4. Kremnica Lom. Šibenič. vrch	2,77	2,65	1,82	1,70	—	1.520	—	—
5. Žiar n/Hr. Lom Kľak	2,72	2,65	0,98	1,34	—	2.150	—	—
6. Ladomer	2,67	2,66	—	0,08—0,14	0,21—0,37	1.082—1.545	1.031—1.399	1.200—1.386
7. Vyhne Lom Sokol	—	2,60	—	0,59	1,53	3.038	2.603	2.250
8. Žarnovica Kalvária	2,84	2,74	1,08	1,02	—	2.236	—	—
9. Tlmače Lom Kusá Hora		2,59 2,61	— —	0,52 0,53	1,50 1,42	1.189 1.254	— —	— —
10. Malé Kozmálovce	2,71	2,59	1,26	1,49	—	1.940	—	—
11. Kozárovce	2,71	2,60	1,94	1,98	—	1.455	—	—
12. Jalakšová	—	2,53	—	0,72	1,82	2.386	1.702	—
13. Hurša	—	2,59	—	1,19	2,96	1.873	1.766	—
14. Veľké Krškany	—	2,68	—	—		2.733	1.786	—

z niektorých lomov v oblasti stredného Hrona

obrus cm^3/cm^2	otlk v % Los. Angeles + pevnosť v melnení	pórovitosť v %	mrazuvzdornosť strata na váhe v %	Andezit sa hodí na
0,18	+158	—	—	štetový, makadam, lomový, drvený piesok, štrk, granulovaná drvina
17,9—29,9	17,9—43	1,84—11,15	0,02—0,20	štetový a lomový kameň
0,099	18,2—25,3 %	4,72—6,54	0,12—0,31	štetový, makadam, lomový, štrk, dlaž. kocky
0,11	+146	—	—	štetový, lomový, múčka, štrk, drvený piesok, granulovaná drvina, dlažob. kocky, obrubníky
0,12	+108	—	—	štetový, lomový, kamenná múčka, drvený piesok, štrk, granul, drvina, dlažobné kocky, obrubníky
—	22,4—24,8 %	0,37—1,11	0,06—0,24	drvený štrk, makadam, granulovaná drvina, drvený piesok
0,30	—	—	—	štetový, lomový, drvený štrk, makadam, granul. drvina, dlaž. kocky, obrubníky, kopáky, kvádre
0,11	+116	—	—	štetový, lomový, drvený štrk, kamenná múčka, drvený piesok, granul. drvina, dlaž. kocky, obrubníky
— —	24,4 % 23,3 %	— —	0,57 0,28	lomový, drv. štrk, piesok, kamenná múčka, makadam, dlažobné kocky, granul. drvina
0,13	+112	—	—	štetový, lomový, makadam, drvený štrk, piesok, kamenná múčka, dlaž. kocky, obrubníky
0,10	+130	—	—	štetový, lomový, makadam, drvený štrk, piesok, kamen. múčka, granulov. drvina
—	—	—	--	štetový, lomový, makadam, drvený štrk, piesok, kamenná múčka, gran. drvina
—	—	—	—	štetový, makadam, drvený štrk, piesok, kamen. múčka, granul. drvina
—	—	—	—	štetový, lomový, makadam, drvený štrk, piesok, kamen. múčka, gran. drvina

ňajú širokú údolnú nivu i pravostrannú terasu Hrona. Dosiaľ bol vykonaný geologický prieskum štrkoviska Veľké Kozmálovce. Ťažobná jama otvorená r. 1940 leží asi 300 m severne od železničnej stanice Veľké Kozmálovce. Ložisko má zásobovať oblasti Banskej Bystrice, Zvolena a Levíc. Podľa technologických skúšok sa štrk hodí na všetky pozemné stavby; pre vodné stavby ho treba triediť a prať. Podobné ložiská možno overiť prieskumom aj medzi Tlmačmi a Štúrovom.

Okrem štrkov možno použiť do betónu i kamenné drte, zvlášť v strednej časti Hrona, od Zvolena po Tlmače. Kamenné drte sa v tejto oblasti môžu zhotovovať z andezitov a čadičov, ktoré sú otvorené mnohými lomami. K tomuto účelu možno založiť i nové lomy všade tam, kde tieto horniny vychádzajú na povrch blízko komunikácií. Dnes sa kamenné drte zhotovujú v mnohých lomoch a používajú hlavne na cesty a pre železničné násypy. Kameňolomy s inštalovanými drtičkami sa nachádzajú väčšinou v údolí Hrona, blízko komunikácií; sú to napr. veľkolomy Hronská Dúbrava, Šášovské Podhradie, Vyhne, Žarnovica, Brehy, Kusá Hora, Malé Kozmálovce, Kozárovce atď. V týchto lomoch sa ťažia andezity a spracovávajú na granulované drte, štrky a makadam. Andezity sú výbornej kvality a hodili by sa ako drte do vysokokvalitných betónov.

Keď vezmeme do úvahy všetky možnosti získania materiálu do betónu, treba povedať, že v hornom toku Hrona až po Banskú Bystricu je ho nedostatok a treba počítať s dovážaním štrkov alebo kamenných drtí z dolného toku. V strednom toku od Zvolena po Tlmače je vhodné a hospodárne použiť do betónu andezitové kamenné drte, v dolnom toku od Tlmačov po Štúrovo sú zásoby prírodného kvalitného štrku prakticky neobmedzené. Táto oblasť môže slúžiť ako zásobárňa štrkov pre ostatné úseky Hrona.

L o m o v ý k a m e ň pre rôzne účely (regulačný, štetový a pod.) poskytnú kremité pararuly, amfibolity, žuly, kremence, melafýry, gutensteinské a reiflingské vápence v údolí Hrona od Pohorelskej Maše po Banskú Bystricu, všade tam, kde vychodia na povrch. V strednej časti od Zvolena po Tlmače na tento účel možno použiť ryolity, andezity a čadiče. Pre podradnejšie účely, napr. pre výplň možno použiť i biotitické a dvojsľudné pararuly, migmatity, diaftority, ortoruly, dolomity, sliene, zlepence a pieskovce, andezitové a ryolitové aglomeráty, tufy a travertín.

S t a v e b n é k a m e n e výbornej kvality sa môžu ťažiť a opracovávať na kvádre, kopáky, obkladové platne a iné formy z ryolitových a andezitových lomov stredného úseku Hrona. Pre tie časti priehrad, ktoré prídu do styku s vodou, sa najlepšie hodia andezity a čadiče. Dosiaľ sa zhotovujú pravidelné formy kameňa v andezitových lomoch Breziny (južne od Zvolena), Vyhne a v Malých Kozmálovciach. Vo všetkých troch lomoch sa zhotovujú mostné a tunelové kvádre, kopáky, obrubníky, obkladové platne a kvádre a medzníky. Najviac sa však zhotovujú dlažobné kocky. Výsledky fyzikálnotechnických skúšok sú obsiahnuté v priloženej tabuľke.

R y o l i t y sa môžu použiť len na obklady tých častí priehrad, ktoré neprídu

do styku s vodou. Sú to kamene, ktoré majú pekný dekoračný vzhľad a dosiaľ sa používali na obkladanie niektorých našich elektráreňských objektov (Dobšiná). Pravidelné formy sa zhotovujú z ryolitov v lomoch Stará Kremnička, pri Hliníku a Novej Bani (Háj a Štamproch). Sú to mostné a tunelové kvádre, kopáky, obrubníky, medzníky, soklové murivo, pomníky, kilometrovníky a iné. Priemerné fyzikálnotechnické vlastnosti ryolitov (vzorky vyskúšané z lokality Hliník):

tvrdosť	6— 7°	váhová nasiaklivosť	7,6 %
špecifická váha	2,4 kg/cm³	objemová nasiaklivosť	14,7 %
objemová váha	1,93 kg/cm³	pevnosť tlaku za sucha	623 kg/cm²
pórovitosť	19,6 %	pevnosť tlaku po nasiak.	
hutnosť	80,4 %	vodou	597 kg/cm²

Travertíny na kopci Šilhoš pri Leviciach sa hodia na obkladové platne pre vnútorné obloženie energetických objektov. Majú pekný dekoračný vzhľad.

Konštrukčný materiál pre sypané hrádze. V hornom a strednom úseku možno použiť na tento účel štrky a piesky alúvií, terás a hlavne hronskej štrkovej formácie, prípadne i podrvené a zvetrané dolomity, paleogénne zlepence a pieskovce. V dolnom toku poskytnú konštrukčný materiál štrky a piesky tortónu, sarmatu a panónu, ktoré sa tu vyskytujú vo veľkých množstvách.

Tesniaci materiál pre sypané hrádze sa nachádza vo veľkom množstve na dolnom Hrone. Sú to tortónske a panónske íly, piesčité a slienité íly a štvrtohorné sprašové a preplavené hliny. Na dolnom Hrone je tohto materiálu neobmedzené množstvo. V strednom a hornom toku je tesniaceho materiálu nedostatok. V menšom množstve sa nájde v žiarskej, zvolenskej, breznianskej a iných menších kotlinách, kde sú neogénne íly, sprašové hliny a značné hrúbky svahových hlín.

LITERATÚRA

[1] Andrian F. F., 1866: Das südwestliche Ende des Schemnitz-Kremnitzer Trachytstockes. JGRA, Wien. — [2] Andrusov D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie sz Karpát. Sbor. GDČ, Praha. — [3] Andrusov D., 1931: O stratigrafickém rozdělení spodné křídy spodného subtatranského příkrovu na středním Slovensku. Věst. SGÚ roč. VII. Praha. — [4] Andrusov D., 1932: Nástin geologické stavby západních Karpát na středním Slovensku. Práce geologicko-paleontologického ústavu KU v Praze. — [5] Andrusov D., 1933: O vztahu východních Karpát ke Karpatům západním. Otisk z Věst. SGU roč. IX. č. 2. Praha. — [6] Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpatica Praha. — [7] Andrusov D., 1938: Dnešné pojetí geologické stavby západních Karpat. Rozpravy věd. spol. bádatelské při ruské svobodné universitě, Praha. — [8] Andrusov D., 1942: Zpráva o geologickom výskume okolia Sliačskych kúpeľov. Bratislava. — [9] Andrusov D., 1942: Geologické posúdenie andezitového lomu pri Dúbrave. Bratislava. — [10] Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. SV. Bratislava. — [11] Andrusov D., 1949: Zpráva o geologickom výskume okolia Zvolena a Banskej Bystrice, cieľom založenia vápenky. Bratislava. — [12] Andrusov D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. sbor. SAV V. 1—4, Bratislava. — [13] Andrusov D., 1958:

Geológia československých Karpat I. SAV, Bratislava. — [14] Andrusov D. — Koutek — Zoubek V., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v jižní severozápadní části nízkotatranského krystalického jadra; posudok, Bratislava. — [15] Betechtin A. G., 1951: Kurz mineralogii. Moskva. — [16] Belyj L. D., Nejšadt L. I., Konjarova L. P.: Inženerno-geologičeskije issledovanija pri projektirovanii i stroiteľstve gidroenergetičeskich sooruženij, Moskva—Leningrad, 1953. — [17] Beudant F. S., 1822: Voyage mineralogique et geologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris. — [18] Bockh H., 1901: Vorläufiger Bericht über das Alterverhältniss der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. FK, Budapest. — [19] Buroš J., 1956: Inžiniersko-geologické podmienky priehrady Žarnovica. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [20] Cambel B., 1950: Zpráva o výskume kyslých eruptív v oblasti Hliníka. Bratislava. — [21] Čajková M., 1958: Olivínové horniny z Ostrej Lúky. Geol. sborník SAV IX, 2. Bratislava. — [22] Čechovič V., 1944: Zpráva o prieskume uhľonosného terénu medzi Zvolenom a Banskou Bystricou. Archív posudkov Handlová. — [23] Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. Geol. sborník SAV I 2—4, Bratislava. — [24] Dovolil M. — Jaroš J., 1957: Geologické poměry území mezi Riečkou, Podlavicemi a Svatým Jakubem. Geol. práce, Zprávy 11; Bratislava. — [25] Fiala F. R., 1933: O současném stavu geologického výzkumu Slovenského Středohoří Práce Št. ban. músea D. Štúra v Ban. Štiavnici; zvlášt. otisk zo Sborníka II. sjazdu čsl. geografov v Bratislave. — [26] Fiala F. R., 1956: Hlavní formy rozpadu sopečných hornín Slovenského Středohoří (zvl. otisk z čas. Věda přírodní, roč. 17., 6—8). — [27] Fiala F. R., 1957: Pyroxenický andezit s Ficbergu u Krupiny. Sbor. ŠBM B. Štiavnica. — [28] Fiala F. R., 1938: Nefelinický bazanitoid od Podrečian. Sbor. ŠBM B. Štiavnica. — [29] Forgáč J., 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49 Bratislava. — [30] Gessell A., 1897: Die geologischen Verhältnisse des Kremnitzer Bergbaugebietes vom montangeologischen Standpunkte. MJKUA, Budapest. — [31] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slov. vlastiveda, Bratislava. — [32] Hromádka J., 1935: Riečne terasy horného a stredného Hrona. Sborník III. sjazdu čsl. geografov v Plzni. — [33] Inženerno-geologičeskije issledovanija dľa gidroenergetičeskogo stroiteľstva, pod red. I. V. Popova, Moskva, 1950. — [34] Inženerno-geologičeskaja sjomka pri gidroenergetičeskom stroiteľstve, inštrukcia, Moskva—Leningrad, 1947. — [35] Ivan Ľ., 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. práce, sošit 32, Bratislava. — [36] Ivan Ľ., 1955: Zpráva o geologickom výskume v sev. oblasti Podunajskej nížiny. Geologické práce 4, Bratislava. — [37] Karolus K., 1954: Petrografický popis niektorých pyroklastík Štiavnického pohoria. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [38] Karolus K., 1958: Príspevok k makrotexturálnym znakom intruzív a efuzív. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [39] Karolusová E., 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [40] Kettner R., 1928: Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svätokrížské. RCA, Praha. — [41] Kettner R., 1927: Poznámka ke příspěvku nízkotatranskému Věst. SGU, III, Praha. — [42] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavádních geologických výzkumech v Nízkych Tatrách. Rozpravy České akademie věd, Praha. — [43] Kettner R. — Koutek: O postavení Štúrovských lunzských pískovců a reingrabenských břidlic a tzv. šípkovských slínů v Nízkych Tatrách. Rozpravy České akademie věd, Praha. — [44] Kmeťová D., 1958: Inžiniersko-geologické podmienky výstavby vodného diela pri Brezne na Hrone. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [45] Kodera — Krist, 1956: Geologicko-petrografické pomery územia južne od Zvolena a Vígľašu. Geol. práce, Zprávy 9; Bratislava. — [46] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. Geologické práce, Zprávy 1; Bratislava. — [47] Losert J., — Náprstek V., 1957: Výsledky geologického mapování mězi Badínem, Tajovem a B. Bystricí. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [48] Lukáč R., 1957: Petrografické a geologické problémy druhej vulkanickej periody andezitov západne od H. Breznice. Geol. sbor. SAV, VIII; 1 Bra-

tislava. — [49] Kuthan M., 1958: Problémy mladotreťohorného vulkanizmu Slov. Karpát. Geol. práce, Zošit 49; Bratislava. — [50] Lukniš M., 1954: Všeobecná geomorfológia; I. časť. Vysokoškol. učeb. texty UK, Bratislava. — [51] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geol. stavbu. Práce ŠGÚ, Zošit 27; Bratislava. — [52] Malejev E. F., 1958: Hlavné zásady klasifikácie pyroklastických hornín. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [53] Matula M., 1956: Prehľad úloh inž. geol. prieskumu pri hydroenergetickej výstavbe. Geol. práce, Zošit 44; Bratislava. — [54] Matula M., 1957: Inžiniersko-geologické podmienky vybudovania vodného diela pri Hronskej Breznici. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [55] Melioris L., 1958: Inžiniersko-geologické podmienky výstavby vodného diela pri Bacúchu na Hrone. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [56] Michalíková A., 1958: Sledovanie vývoja základnej hmoty u niektorých neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49; Bratislava. — [57] Náprstek V., 1958: Výsledky geologického mapování mezi Slovenskou Lupčou a Poniky. Geol. práce, Zprávy 14; Bratislava. — [58] Nemčok A., 1955: Vodotesnosť niektorých hornín v základoch projektovaných priehrad na Slovensku. Geol. práce 4. Bratislava. — [59] Nemčok A., 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj doliny Hrona. Geol. sborník roč. VIII. č. 2. Bratislava. — [60] Nemčok A., 1958: Inžiniersko-geologické poznatky z výskumov pre vodné diela na Hrone. Sb. Inžiniersko-geol. výskumu (Materiály z I. konferencie IG v r. 1957 v Starom Smokovci), ÚSG Žilina 1958. — [61] Nemčok J., 1956: Inžiniersko-geologický výskum pre vodné dielo Ladomer. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [62] Orvan J., 1956: Inžiniersko-geologický výskum pre vodné dielo Zvolen. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [63] Pettko J., 1847: Geognostische Skizze der Gegend von Kremnitz. NA Wien. — [64] Popov I. V.: Inženernaja geologija, Moskva 1951. — [65] Popov I. V.: Metodika sostavlenija inženerno-geologičeskich kart, Moskva 1950. — [65] Pospišil P., 1958: Inžiniersko-geologické podmienky vyrovnávacej nádrže Žarnovica. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [67] Roth Zd., 1939: Několik poznámek k stratigrafickému rozdělení triasu chočské série v okolí Lopeje a Podbrezové na Slovensku. Příroda r. XXX, Brno. — [68] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska, list Kamendín Parkan. Práce ŠGÚ XXIII, Bratislava. — [69] Slivovský M., 1958: Inžiniersko-geologické podmienky výstavby vodnej nádrže Tlmače. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [70] Staššová G., 1958: Inžiniersko-geologické podmienky výstavby vodného diela Psiare a Beňadik na Hrone. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [71] Szabo, 1878: Petrografische Studien in der Umgebung von Schemnitz. FK, Budapest. — [72] Šalát J., 1949: Predbežná zpráva o mapovaní (Nová Baňa, Žarnovica, Malá Lehota), Bratislava. — [73] Šajgalík J., 1954: Geologické pomery povodia Horného Hrona medzi Bujakovom a Závadkou. Geol. práce GÚDŠ, Zprávy 2; Bratislava. — [74] Šarík I., 1956: Inžiniersko-geologické pomery priehrady Jalná. Archív posudkov FGGV Bratislava. — [75] Šťastný, 1927: Stúdie o takzvaných melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. třídy České akademie, Praha. — [76] Šťastný, 1928: Příspěvek k poznání geologie pravého břehu řeky Hrona na Slovensku. Věst. SGU IV; Praha. — [77] Šťastný, 1953: Príspevok k paralelizácii východoalpských a karpatských príkrovov a k otázke ich koreňov. Odtlačok zo Sborníka Muzeálnej slovenskej spol., XXVII—XXVIII; Turč. Sv. Martin. — [78] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrb. d. geol. Reichsanst, Wien. — [79] Schwartz J., 1951: Výskum bazaltických hornín v oblasti Sv. Kríža n/Hr. a Bartošovej Lehôtky. Dizertačná práca. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [80] Tužinský A., 1958: Podrobný inžiniersko-geologický prieskum so zameraním na vodné diela: Voznica—Rudno—Brehy. Archív posudkov FGGV, Bratislava. — [81] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Sitzungber. der K. Akad. Wissenschaften CKVI, Wien. — [82] Záruba Q. — Mencl V., 1956: Inženýrska geologie. Učebnica. Praha. — [83] Zorkovský B., 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka" severne od obce Šálková. Geol. práce, Zprávy 13; Bratislava. — [84] Zoubek V., 1928: Geologické studie

z pohoří Veporu na Slovensku. SGÚ, r. IV; Praha. — [85] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zón sousedních jižně Podbrezové. Věst. SGU, r. VI; Praha. — [86] Zoubek V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna n/Hronom. Věst. SGU, R. VII. Praha. — [87] Zoubek V., 1931: Navětrávaní balvanů dumbierske žuly a jeho příčiny. Věst. SGU, r. VII; Praha. — [88] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům zřídel. Věst. SGU, r. VI; Praha. — [89] Zoubek V., 1948: Poznámky ke geologii krystalinika Českého masívu. Sbor. SGU, sv. XV; Praha. — [90] Zoubek V., 1951: Předběžná zpráva o výzkumu východné časti nízkotatranského jaderného pohoří. Věst. UUG, r. XXVIII; Praha. — [91] Zoubek V., 1950: Zpráva o geologickém výzkumě jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystricou a Jesenskou dolinou. Věst. ÚÚG, r. XXVI; Praha. — [92] Zoubek V. — Gorek A., 1951: Předbežná zpráva o výzkumu mesozoika v okolí Heľpy. Věst. ÚÚG, r. XXVIII; Praha.

ARNOLD NEMČOK

INGENIEURGEOLOGISCHE BEDINGUNGEN FÜR DIE WASSERBAUTEN AUF DEM HRON-FLUSS

Im Jahre 1954 wurde eine Studie über die ingenieurgeologischen Bedingungen für die Wasserbauten auf dem Hron-Fluss ausgearbeitet. Gerade zu dieser Zeit hat man auf den Entwürfen auf die Ausnützung des Hron-Flusses gearbeitet. Die Aufteilung des Hron-Flusses auf die Ausnützungsstuffen und das Projekt der hydrotechnischen Hauptobjekte wurden durch viele Faktoren beeinflusst (Niederschläge, die durchfliessende Wassermenge, das Gefälle des Flusses, der Aufbau der Städte, Ortschaften und Fabriksanlagen, Schwierigkeiten bei der Umstellung der Kommunikationen usw.) und zwischen ihnen sind, als Hauptfaktor, auch ingenieurgeologischen Bedingungen.

Um den wasserwirtschaftlichen Plan des gesamten Hron-Flusses ökonomisch zusammenstellen zu können, war es notwendig, dass den Projektanten die geologischen Unterlagen des gesamten Gebietes, in dem sie die Objekte projektieren sollten, vorhanden sind. Zu diesem Zweck wurde für den Hron-Fluss eine Karte der ingenieurgeologischen Rayonierung verfertigt. In dieser Karte ist der Ursprung und das Alter der Gesteine, und ihre ingenieur-geologische Klassifikation nach ihren petrographischen und physikalisch-technischen Eigenschaften und die stratigraphisch-technische Verteilung der Gesteine bezeichnet. Aus der Karte kann man also die Stratigraphie und Tektonik des gesamten Gebietes lesen und sich auch ein Bild über die physikalisch-technischen Eigenschaften der Felsenunterlagen und der überdeckenden Gebilde machen.

In der Karte sind 9 ingenieurgeologische Rayons begrenzt, in welchen für den Aufbau von Wasserbauten beiläufig gleiche ingenieurgeologische Bedingungen sind. Der Leitfaktor bei der Begrenzung der einzelnen Rayons ist der geomorphologische Charakter des Tales, wie z. B. die Breite, Form und der Charakter der Talhänge, die Terrassen usw. und der tektonische Bau des Gebietes, die im entscheidenden Masse die Möglichkeiten der vorteilhaften Lokalisation der Talsperren, der Führung der Trasse der Kanäle und anderer hydrotechnischen Objekte bestimmen.

Der I. Rayon ist ein breites, unsymmetrisch entwickeltes Tal — ein längliches, in der O—W Richtung verlaufendes, im südlichen Teil noch durch das Hron-Flussbett vertieftes Becken; der II. Rayon ist ein schmales, symmetrisch entwickeltes Tal mit steilen, bewaldeten Hängen; der III. Rayon ist das breite Breznoer Becken; der IV. Rayon ist ein unsymmetrisch entwickeltes Tal mit einem Karst-Charakter; der V. Rayon ist das Zvolener und Budčaer Becken; der VI. Rayon ist ein symmetrisch entwickeltes, verhältnismässig schmales Tal mit steilen Hängen; der

VII. Rayon ist das Žiarer Becken mit dem steilen linken und flachen, stufenförmigen rechten Hang; der VIII. Rayon ist ein vorherrschend symmetrisch entwickeltes Tal mit einer breiten Talaue und steilen, bewaldeten Hängen; der IX. Rayon nimmt das breite, unsymmetrisch entwickelte Tal des unteren Hron-Flusses ein. (Die genaue Begrenzung der Rayons ist in der Karte angeführt.)

Ein weiterer, über den Charakter der beschriebenen Teile des Tales entscheidender Faktor ist die lithologische Zusammensetzung der Felsenunterlagen und ihre physikalisch-technische Eigenschaften. Auf Grund dessen habe ich in den komplizierten Gebieten, wie z. B. im IV. Rayon, noch Unterrayons begrenzt.

Im jeden begrenzten Abschnitt sind die Überdeckungsgebilde, ihr Charakter und Mächtigkeit ausführlich beschrieben. Zum Beispiel im I. Rayon handelt es sich hauptsächlich um den Gehängeschutt und die Schwemmkegel, im V., VII. und IX. Rayon sind es meistenteils der Löss und die Lösslehme und mächtige Lagen der Terrassen- und Alluvialschotter und -sande. Ausser diesen, für die angeführten Abschnitte charakteristischen Überdeckungsgebilden, befinden sich im jeden Abschnitt verschiedene Arten von Verwitterungsprodukten, Schwemmkegeln, Flussanschwemmungen, Schuttkegeln usw.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist der tektonische Bau einzelner Rayons, der mit dem morphologischen Charakter des Tales eng zusammenhängt. Im jeden Rayon sind die tektonischen Verhältnisse ausführlich auseinandergesetzt.

Es ist bekannt, dass sich die Täler meistenteils in der Richtung vertiefen, wo ihnen die Gesteine einen kleineren Widerstand leisten, d. h. in der Streichrichtung der Störungen und Brüche der Syn- und Antiklinalen, in der Richtung der Schieferung der Gesteine usw. So passt sich der Hron-Fluss auf einem langen Abschnitt von Pohorelá bis Brezno der Streichrichtung der Kraklov-Zone und der Streichrichtung der in dem subtatrischen Mesozoikum im Abschnitt von Lopej bis Banská Bystrica erbauten Synklinale an. In der Kraklov-Zone stimmt die Streichrichtung der Schieferigkeit der Gesteine und die Streichrichtung der Hauptstörungen, sowie der Verlauf der gesamten Zone mit der WSW Richtung des Hron-Tales annähernd überein. In dem Abschnitt von Lopej bis Banská Bystrica, der durch das subtatrische Mesozoikum gebaut ist, vertiefte der Hron ein canonartiges Tal in der WSW Richtung gerade in dem Kern der Synklinale. Die Streichrichtung des Tales stimmt im wesentlichen mit der Streichrichtung der Achse der Synklinale überein.

Zwischen den angeführten zwei tektonischen Einheiten befindet sich die antiklinale Zone von Ľubietová, die der Hron quer durchschneiden musste. In diesem Abschnitt von der Wirtschaftlichen Schule Banisko bei Brezno bis Lopej bildet der Hron-Fluss ein tiefes, zickzackförmiges Tal westlicher bis nordwestlicher Richtung. In dieser Richtung ist die Entfernung über das Antiklinorium von Ľubietová die kürzeste. Beim Modellieren und bei der Vertiefung des Tales passte sich der Hron den Querbrüchen und Störungen an, in deren Umgebung die Gesteine am meisten gestört, also gegen dem erodierenden Fluss am wenigsten widerstandsfähig sind.

Von den Quellen bis Banská Bystrica wurden also die Richtungen einzelner Abschnitte des Hron-Tales durch tektonische Strukturen beeinflusst, die hauptsächlich während der laramischen bis savischen Phase der alpidischen Faltung entstanden sind. Die angeführten Strukturen beeinflussten die Talbildung bloss indirekt, da in der Zeit, wo sie entstanden sind, der Hron-Fluss noch nicht existierte.

Im weiteren Abschnitt von Banská Bystrica bis Tlmače wurde die Talbildung des Hron-Flusses durch die Formen der vulkanischen Gebirge und durch die miozäne Bruchtektonik bedingt. Der Hron-Fluss formierte sein Tal über die Senkungsbecken und über die durch die Brüche gestörten Abschnitte zwischen ihnen. So passte sich das Hron-Tal der Richtung des einstigen Seebeckens von Zvolen an, sich annähernd in seiner Mitte bildend, und deshalb fliesst der Hron-Fluss nach einer scharfen Biegung bei Banská Bystrica bis Zvolen in der N—S Richtung. Die Änderung der Richtung des Tales schon bei Banská Bystrica, wohin die vulkanisch-limnischen

Sedimente noch nicht reichen, bedingten die gegen Ende des Oligozäns entstandenen Querbrüche nordsüdlicher Richtung.

Von Zvolen bis Žiar wendet sich das Tal wiederum nach Westen bis WNW und dringt durch das schmale, in den Decken der vulkanischen Gesteine modellierte Tal. Diese Richtung des Tales bedingten die in der südlichen Umgebung von Zvolen und westlich von Jalná festgestellten Brüche ostwestlicher Richtung. Von Žiar bis Bukovina fliesst der Hron am südlichen Rand des Žiarer Beckens, das — ähnlich wie das Zvolener Becken — im Torton durch die Senkungen längs der Brüche entstand. Bei Bukovina biegt sich das Tal wiederum scharf in die NS Richtung, die es bis zu Žarnovica einhält. Es unterliegt keinem Zweifel, dass sich das Hron-Tal in diesem Abschnitt längs des Systems der Brüche NS Richtung modellierte, die das Žiarer Becken vom Westen säumen und hier ausserhalb des Beckens im Hron-Tal fortsetzen. Auf die Brüche weist einerseits die Morphologie des Reliefs im Žiar-Becken, anderseits die Zonen von stark propylitisierten Gesteinen. weiter die Mineralquellen in der Umgebung von Bukovina und Revištské Podzámčie hin und endlich wurden sie auch durch die Sondierungsarbeiten bei Žarnovica festgestellt. In drei Profilen, die da untersucht wurden, bewegt sich die Breite der Störungszone in dem Talgrung zwischen 50—150 m.

Von Žarnovica bis Tlmače besitzt das Tal eine SW Richtung und verfolgt die Bruchlinien, die im Profil bei Rudno, Tekovská Breznica, Psiare und bei Tlmače durch die Bohrungen verlässlich festgestellt wurden. Die Bruchlinien bedingten auch eine interessante Erscheinung der Epigenese zwischen Kozárovce und Tlmače, wo der Hron den südwestlichen Ausläufer des Gebirges Štiavnické pohorie abgeschnitten hat.

Im unteren Flusslauf von Tlmače bis Štúrovo formierte der Hron sein Tal erst nach dem Rückzug des pannonischen Meeres.

Die jüngsten tektonischen Bewegungen, die sich als eine Belebung der älteren Bruchlinien, oder als eine Aufwölbung einzelner Abschnitte in dem Querprofil des Hrons erwiesen haben, kann man im ganzen Tal beobachten. Die Anzeiger dieser Bewegungen sind: die pleistozäne Schotterformation, ihre Lage gegen die heutige Talaue des Hrons, zahlreiche Erscheinungen der Epigenese, die Verlegung des Flussbettes und morphologische Formen des Tales.

Nach der Verteilung der Schotterformation des Hron-Flusses sieht man, dass sich in dem Urtal des Hron-Flusses am Ende der vulkanischen Tätigkeit ein System der Durchflussen bildete, zwischen denen der Hron als ein breiter Strom floss. Das so geordnete System der Durchflussseen hat während des Pliozäns im Urtal des Hron-Flusses schotterig-sandige Sedimente abgelagert. Gegen Ende des Pliozäns wurde das ganze Hron-Gebiet gehoben, das System der Durchflusseen ist erloschen und im ganzen Tal hat die fluviatile Erosion ihre Wirkung angefangen. Heute sind die Höheunterschiede der Basis der pliozänen Schotter gegen die Talaue sehr auffallend (siehe das Schema) und man kann voraussetzen, dass nach der Hebung des Gebietes im ganzen Längsprofil des Hron-Flusses zu Ende des Pliozäns es während des Pleistozäns zur Aufwölbung einzelner Abschnitte gegen die einstigen Becken und zur Belebung der Tätigkeit längs der Brüche kam. Die einstigen Becken haben sich während des Pleistozäns überhaupt nicht, oder relativ weniger gehoben, als die Abschnitte zwischen ihnen. So wurde der ganze zweite, vierte, sechste und achte Rayon gehoben. Die Relikte der Schotterformation befinden sich im II. und IV. Rayon 70—80 m, im VI. Rayon 140—150 m, im VIII. Rayon 160—200 m über del Talaue. Im I. Rayon befindet sich die Basis der pliozänen Schotter in der Höhe des Tales, gleichfalls im III. und V. Rayon. Im VII. Rayon befindet sie sich 40—70 m über der Talaue.

Von den pleistozänen Hebungen zeugen weiter die epigenetischen Abschnitte des Hron- und Rohožná-Tales im Abschnitt zwischen Bujakovo und Brezno, des Slatinka-Tales zwischen Zvolenská Slatina und Môťová und die Epigenese des Hron-Flusses bei der SW Beendigung des Gebirges Kremnicko-Štiavnické rudohorie.

Im IX. Rayon von Tlmače bis Štúrovo zeugt von den pleistozänen und jüngeren Bewegungen

die Verlegung des Flussbettes. Der Hron-Fluss wanderte während des Pleistozäns vom W gegen O, im westlichen Teil des breiten Tales eine ausgedehnte Terrasse zurücklassend. Im Holozän bildete er eine mit schotterigsandigen Sedimenten gefüllte Talaue im östlichen Teil des Tales und erodierte intensiv in die Hänge der Ipeľ-Tafel. Heutzutage zeigt er wiederum eine verkehrte Tendenz, da er im ganzen Abschnitt von Tlmače bis zu Kamenín im westlichen Teil der Talaue fliesst und intensiv die Ufer eigener pleistozäner Terrasse erodiert. Nach den angeführten Tatsachen kann man urteilen, dass sich während des Pleistozäns der westliche Teil des breiten Hron-Tales gehoben hat. Heute, da der Hron sein Bett in den westlichen Teil der Talaue verlegte und eigene Terrasse erodiert, kann man urteilen, dass sich der östliche Teil des Hron-Tales hebt. Da der Hron in der NS Richtung fliesst, kann man diese verkehrte Bewegung auch durch den Einfluss der koryolisierten Kräfte auf Grund des Gesetzes Ber's erklären. Auf dem kurzen Abschnitt von Kamenín bis zur Mündung in die Donau verlegte der Hron sein Bett in verkehrte Richtung, was jedoch ausser den tektonischen Bewegungen die Donau verursachte, die durch die Aggradation der Schotter die Mündung des Hrons nach Osten schob.

Grosse Aufmerksamkeit habe ich bei der Charakteristik einzelner Rayons und Unterrayons den hydrogeologischen Verhältnissen gewidmet. Als Illustration führe ich das Regime der Grundwässer im V. Rayon an. Vom ingenieurgeologischen Standpunkt sind die Mineral- und Thermalwässer, die in den Bruchlinien, mit welchen dieser Rayon sehr betroffen ist, strömen, von grösster Bedeutung. Die Wässer sind agressiv. Ein Teil von ihnen tritt in der Form der Quellen bei Badín, Sliač, Borová hora, Zvolen, Kováčová direkt zutage und ein Teil tränkt die alluvialen und Terassenschotter. In den tortonischen, limnisch-vulkanischen Schichten befindet sich das Grundwasser in den Schottern, Konglomeraten und psephitischen Tuffiten, u. zw. manchmal, wenn diese Schichten mit den undurchlässigen Tonschichten wechsellagern, auch in mehreren Horizonten übereinander. Da es sich um ein Becken handelt, besitzt das Grundwasser oft den gespannten Wasserspiegel des artesischen Wassers. Ein weiteres Reservoir sind die pliozänen Schotter, auf deren Basis, wenn sie ein undurchlässiges Liegende besitzen, sich das Wasser sammelt und auf den Hängen zutage tritt. Die Schotter der Flussanschwemmungen sind mit dem Grundwasser, dessen Wasserspiegel sich 1—3 m unter der Oberfläche befindet, vollkommen gesättigt; in der Terrasse zwischen Badín und Kováčová ist der Grundwasserspiegel 6—10 m, in der Terrasse von Zvolen cca 6 m unter der Erdoberfläche.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

JÁN TURAN

O ZRUDNENÍ NA TRANGOŠKE A O NIEKTORÝCH VÝSKYTOCH V ÚDOLÍ BYSTREJ A MLYNEJ NA JUŽNOM SVAHU NÍZKYCH TATIER

V predloženej práci sú bližšie rozobrané geologicko-petrografické pomery na Trangoške. Ťažisko práce spočíva predovšetkým v detailnejšom zhodnotení charakteru zrudnenia na Trangoške, v určení mineralizácie, paragenézy a sukcesívnych pomerov na ložisku. Ďalšie výskyty zrudnenia v doline Bystrá a Mlyná sú spracované iba prehľadne kvôli porovnaniu so zrudnením na Trangoške. Záverom sa paralelizujú jednotlivé typy zrudnenia, sú čiastočne ekonomicky vyhodnotené a diskutuje sa o ich veku.

Hoci na území južného svahu Nízkych Tatier sa v minulosti vykonávali pomerne rozsiahle banské práce, literárne bola táto oblasť spracovaná veľmi málo. Rozsiahlejšie práce o študovanom území nachádzame až v súčasnom období. Najdôležitejšie sú práce V. Zoubka (1937, 1951, 1953), ktoré majú zásadný význam pri hodnotení geologicko-petrografických a ložiskových pomerov nielen v danej oblasti, ale majú aj ráz regionálny. V. Zoubek (1937) prvý poukázal na základe zrudnenia mezozoických sérií na Trangoške, na existenciu mladšieho zrudnenia ako spodný a stredný trias, čo má rozhodujúci vplyv na hodnotenie veku zrudnenia v Západných Karpatoch. Veľký význam najmä pre hodnotenie ložiskových pomerov južnej a severozápadnej časti nízkotatranského kryštalického jadra má správa kolektívu českých a slovenských geológov pod vedením Andrusova — Koutka — Zoubka (1951), v ktorej nachádzame okrem inventarizácie takmer všetkých ložísk a výskytov i ich čiastočné vyhodnotenie po mineralogickej a geochemickej stránke a prospekčného zamerania.

V posledných rokoch oblasť Trangošky a širšieho okolia stala sa stredobodom pozornosti najmä GP Turčianske Teplice, ktorý tu vykonával v rokoch 1957—1958 geologický prieskum. Výsledky týchto prác nachádzame v nepublikovaných správach I. Čillíka (1957) a I. Kravjanského (1957) i v publikovaných prácach D. Kubínyho (1956, 1958, 1960) a I. Kravjanského

(1959). Ako ukázali výsledky geologického prieskumu, zrudnenie na Trangoške i v Krupovej doline je bez praktického významu, zato však z teoretického hľadiska poskytuje cenné poznatky, ktoré majú podstatný význam pri riešení metalogenézy, a najmä veku zrudnenia v jadrových pohoriach Západných Karpát. J. Hak — J. Losert (1959) vyhodnotili detailne ložisko na Trangoške najmä po stránke geochemickej. Autor tejto práce študoval od roku 1957 barytové zrudnenie v Nízkych Tatrách a v priľahlých oblastiach a dielčie výsledky sú uvedené v zprávach z roku 1959.

Krátke zhrnutie poznatkov o ložiskových a parageneticky pomeroch v Nízkych Tatrách

Mineralogické a parageneticke pomery jednotlivých ložísk v Nízkych Tatrách, až na niektoré výnimky, nie sú dostatočne spracované. V poslednom období je snaha tento nedostatok odstrániť, avšak zatiaľ nie je jednotnosť ani vo vyčlenení jednotlivých typov zrudnenia v Nízkych Tatrách.

J. Koutek (1951) rozlišuje v Nízkych Tatrách štyri hlavné formácie zrudnenia:

1. karbonátová formácia železných rúd (žily siderit-ankeritové s prímesou barytu, chalkopyritu a tetraedritu);
2. kremitá formácia rúd antimono-zlatnatých;
3. žily kremenno-olovenej formácie;
4. kyzová zlatonosná formácia.

J. Koutek uvádza, že tieto rudné formácie sú výskytom a pravdepodobne i geneticky úzko späté, lebo často vystupujú na jednej žile dve i viac rudných formácií. S uvedeným delením hlavných typov zrudnenia v Nízkych Tatrách stotožňuje sa i J. Hak (1958) a naviac vyčleňuje ešte ako samostatné typy zrudnenia barytové výskyty so sporadickým sulfidickým zrudnením, kremenno-arzenopyritové žily, kremenno-hematitové žily a kremenné žily bez zrudnenia.

I. Kravjanský (1959) vyčleňuje na ložiskách Nízkych Tatier dve hlavné mineralizačné epochy:

a) staropaleozoickú, ku ktorej radí dva typy zrudnenia (siderit-kremenný a kremenno-pyritovo-arzenopyritový typ);

b) mezozoickú epochu so štyrmi typmi zrudnenia: 1. antimonitový typ s kremeňom; 2. medno-polymetalický typ s uhličitanmi; 3. galenitový typ s barytom a kremeňom; 4. barytovo-polymetalický typ.

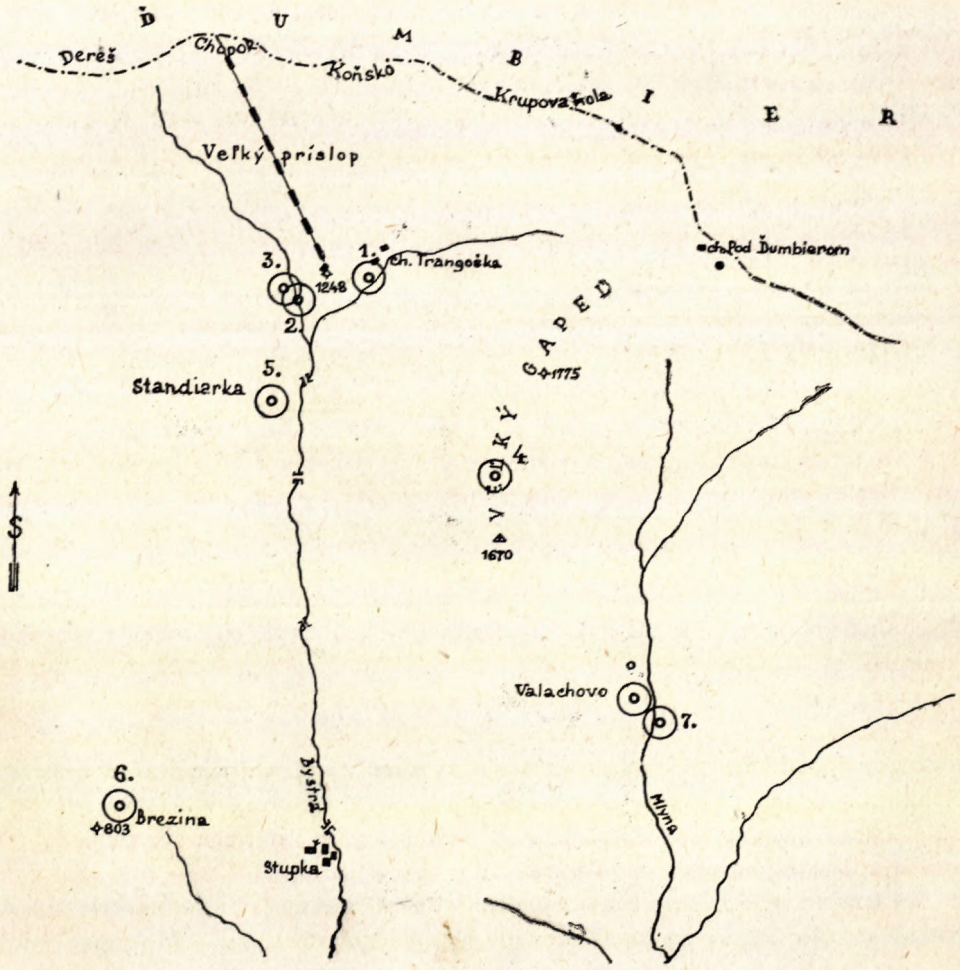
V prehľade som spomenul hlavné názory na delenie jednotlivých typov zrudnenia v nízkotatranskej oblasti; z toho je zrejmé, že zatiaľ panuje vo vyčlenení jednotlivých typov zrudnenia na nízkotatranských ložiskách nejednotnosť, čo je ovplyvnené predovšetkým nedostatočným spracovaním uvedeného problému. Vcelku však možno povedať, že zrudnenie v Nízkych Tatrách má pulzačný charakter, prebiehalo v niekoľkých periódach mineralizácie, medzi ktorými nie je pravdepodobne väčší časový odstup a patria teda jednému tektono-magmatickému cyklu.

Geologické pomery v okolí ložiska Trangoška

Zrudnenie na Trangoške sa nachádza na južnom svahu Nízkych Tatier v hornom toku údolia potoka Bystrá, 200 metrov JZ od chaty Trangoška (obr. 1).

Na geologickej stavbe bližšieho okolia Trangošky sa zúčastňujú dve základné geologicko-tektonické jednotky: kryštalinikum ďumbierskej zóny a mezozoikum obalovej série.

K r y š t a l i n i k u m v danej oblasti je budované kryštalickými bridlicami vo vývoji migmatitov arteritického typu, ktoré niekde prechádzajú do „okatých žulorúl" až ortorúl. Celý tento komplex hornín je najmä na styku s južným krídlom



O b r. 1. Orientačná mapka študovaných výskytov zrudnenia na južnom svahu Nízkych Tatier.

mezozoika trangošskej synklinály doprevádzaný rojom aplit-pegmatitových žíl. Smer žíl je poväčšine zhodný s bridličnatosťou, resp. s vrstevnatosťou superkrustálnej série, a len ojedinele žily prerážajú disharmonicky kryštalické bridlice.

Tieto aplit-pegmatitové žily predstavujú podľa V. Zoubka (1951) časove záverečnú granitizačnú fázu, ktorá bezprostredne súvisí so syntektonickou granitizáciou kryštalických bridlíc. Látkove sú tieto aplit-pegmatitové žily v podstate zhodné s aplitickými roztokmi, ktoré bezprostredne predtým vo vlastnej „enorogénnej" periódе granitizácie vytvárali migmatity až „žuloruly".

V oblasti „žulorulových" fácií D, E (viď. V. Zoubek 1951) vystupuje tiež zvláštny typ kyslých žúl „typu Králičky", s ktorou geneticky súvisí migmatizácia podložného kryštalinika. Táto žula je dvojživcová, dvojsľudná, často pegmatitická alebo aplitická so symplektitickými štruktúrami muskovitu s kremeňom. Typická pre žulu „typu Králičky" je i prítomnosť silimanitu, na základe čoho možno uvažovať o anatektickom pôvode tejto žuly.

Mezozoikum obalovej série tvorí na Trangoške synklinálne pásmo zavrásnené do podložného kryštalinika (V. Zoubek 1937), zastúpené iba redukovaným triasom a liasom. Bližšie som sa štúdiom mezozoika nezaoberal (podrobnosti pozri V. Zoubek 1937).

Petrografia okolitých hornín

Detailnejšie som študoval iba žulu „typu Králičky", aplit-pegmatitové žily a ich kontakt so spodnotriasovými kremencami.

Žula „typu Králičky" vystupuje v bezprostrednom okolí ložiska. Ako vyplýva z petrografického štúdia tohto kyslého granitu, pod pojmom žula „typu Králičky" rozumieme súbor hornín variabilného petrografického zloženia s variabilnými štruktúrami a textúrami. Makroskopicky je to svetlá muskovitická hornina stredne až hrubozrnná, ktorá na niektorých miestach má charakter kyslého granitu, pegmatitoidného granitu až pegmatitu. Prechody od jedného typu k druhému sú raz viac, inokedy menej rýchle. Najmä v pegmatitovom type pozorovať veľké zrná kremeňa, muskovitu a K-živca. Na halde pred štôlňou som našiel v hrubokryštalickom pegmatite niekoľko veľkých kryštálov čierneho turmalínu — skorylu, až 3—4 cm veľkých. Turmalín je intenzívne kataklazovaný, takže sa rozpadá na drobné, nepravidelné úlomky. Mikroskopicky žula „typu Králičky" má všesmernú štruktúru. Skladá sa predovšetkým z kremeňa, živcov a muskovitu. Ako akcesórie sú prítomné najmä apatit a zirkón. Ako produkty premeny treba spomenúť najmä sericit, rutil-sagenit, pyrit, albit a kremeň.

Kremeň je po živcoch najhojnejším minerálom; má silne undulózne zhášanie a často je intenzívne kataklazovaný. V tých miestach, kde aplit-pegmatitové žily sa nachádzajú na styku so spodnotriasovými kremencami, kremeň obsahuje zarastené šupinky sericitu a ihličkovité minerály, ktoré pravdepodobne patria sili-

manitu (tab. VIII, obr. 2). Pre drobnosť ich výskytu nebolo ich možno dostatočne presne identifikovať.

Živce sú najhojnejším horninotvorným minerálom. Prítomné sú plagioklasy i K—živce. Plagioklasy vykazujú polysyntetické lamelovanie podľa albitového zákona, zriedka zrastajú podľa karlovarského zákona. Bežné sú aj prípady kombinácie oboch zákonov. Podľa indexu lomu, ktorý bol nameraný immerznou metódou, možno ich zaradiť k albitu až albit-oligoklasu ($\gamma = 1{,}5410$, $\alpha = 1{,}5327$, dvojlom = 0,0083). Na niektorých miestach boli zistené i bázickejšie plagioklasy, ktoré na základe merania na Fedorovom stolíku obsahujú 30—35 % An a patria bázickému oligoklasu až kyslému andezínu. Plagioklasy najmä v blízkosti zrudnenia sú najčastejšie úplne zmenené na zmes sekundárnych minerálov, z ktorých prevláda sericit; kaolín je veľmi zriedkavý.

K-živce v mnohých prípadoch prevládajú nad plagioklasmi; zastúpené sú mikroklínom i ortoklasom. Mikroklín zriedkavo vytvára idiomorfné kryštály, najčastejšie sú to však iba nepravidelne obmedzené jedince. Identifikácia mikroklínu je jednoznačná vtedy, keď je pozorovateľná u neho mriežková štruktúra (zrastanie podľa albitového a periklinového zákona). V niektorých prípadoch však táto chýba a vtedy ho možno odlíšiť od podobného ortoklasu iba na Fedorovom stolíku. Fedorovou metódou boli stanovené u mikroklínu tieto hodnoty: 2 V— sa pohybuje najčastejšie okolo 80°; charakter minerálu je vždy negatívny. Rovina optických osí vzhľadom k štiepateľnosti podľa 001 zviera najčastejšie uhol od 5—11°. Štiepateľnosť podľa 010 je menej zreteľná, ale pre rozlíšenie mikroklínu od ortoklasu veľmi významná. (Ortoklas zháša podľa 010 rovnobežne, mikroklín má šikmé zhášanie 14—18°). K-živce sú v mnohých prípadoch dokonale pertitizované. Časté sú aj prípady metasomatického zatláčania K-živcov i plagioklasov albitom. Albitizácia postihla najčastejšie okraje živcov, ale bežné sú i prípady albitizácie pozdĺž štiepnych puklín (tab. VIII, obr. 1).

K-živce v porovnaní s plagioklasmi sú sericitizované iba nepatrne, alebo nie sú sericitizované vôbec. V mnohých prípadoch však badať na nich dynamometamorfné účinky, ktoré spôsobili, že K-živce silne undulózne zhášajú.

Na Trangoške v žule „typu Králičky" sa nachádza iba svetlá sľuda — muskovit. Zriedkavo v nej nachádzame i relikty po biotite, ktoré sú najčastejšie úplne premenené na muskovit s vylúčeninami oxydov železa a drobných ihličiek rutilu. Pomerne hojne sú vyvinuté v tejto žule symplektitické štruktúry vzájomného prerastania kremeňa a muskovitu (tab. VIII, obr. 3). Ich vznik súvisí asi s metasomatickými účinkami v nadkritickej fáze kryštalizácie granitu.

Z akcesórií prevláda apatit nad zirkónom. Bežným, najmä v pegmatitových odrodách je i turmalín, ktorý sa vyskytuje najčastejšie v podobe veľkých kryštálov (1—4 cm). Turmalín býva v mikroskope intenzívne popukaný a jednotlivé pukliny sú najčastejšie vyhojené sericitom a kremeňom. Opticky sa inak ničím nelíši od turmalínu-skorylu, opisovaného v literatúre.

Chemická analýza žuly „typu Králičky"
(Vzorka odobratá v záreze cesty pod chatou Trangoška)

váhové %		molek. kvoc.	prepočet podľa Zavarického	
SiO_2	74,94	12 490	A	931
TiO_2	stopy	—	C	73
Al_2O_3	14,48	1420	B	662
Fe_2O_3	1,58	99	S	12 490
FeO	0,11	15	N	14 156
MnO	0,07	10	a	6,57
CaO	0,41	73	c	0,51
MgO	0,78	195	b	4,67
Na_2O	3,20	516	s	88,23
K_2O	3,90	415	Q	88,89
strata do 110°	0,09		$\frac{a}{c}$	12,75
strata do 900°	1,40		a′	51,81
			m′	29,45
P_2O_5	0,10	7	f′	18,74
	100,97		n	27,71
			t	—
			φ	14,75

Aplit-pegmatitové žily

Sú vyvinuté v bližšom i širšom okolí Trangošky, majú variabilnú dĺžku i mocnosť, ktorá sa pohybuje od niekoľkých cm až do 2 až do 4 m; len zriedkakedy sú mocnejšie. Dĺžka mocnejších aplit-pegmatitových žíl nepresahuje 30—40 m.

Petrograficky i mineralogicky sú obdobou žuly „typu Králičky". Líšia sa najčastejšie iba štruktúrou. Veľmi typická je pre aplit-pegmatitové žily prítomnosť šedého mikroklínu, ktorý je popri kremeni ich najhojnejším minerálom Našiel sa v nich aj turmalín (tab. VII, obr. 1). Opisované aplit-pegmatitové žily pôsobia metasomaticky na migmatity, v ktorých sa nachádzajú, čo sa prejavuje na kontakte najčastejšie vybielením biotitu a tvorbou pyritu, prípadne apatitu Sú mladšie ako migmatity, ktoré prerážajú a metasomaticky zatláčajú vo forme ložných alebo pravých žíl; pre ich zaradenie k niektorým iným orogénnym fázam intruzívnej činnosti ako k vysokoorogénnej fáze nemáme v študovanom území dostatok kritérií.

D. Kubíny (1960) udáva, že aplit-pegmatitové žily, vyvinuté na styku spodnotriasových kremencov a podložnej superkrustálnej série v okolí Trangošky miestami prenikajú i do spodnotriasových kremencov. Podľa Kubínyho aplit-pegmatitové žily patria najskôr kriedovému plutonizmu, ktorý uvádza z veporíd (žula typu Hrončok) a ktorému asi patrí i zrudnenie v trangošskej oblasti.

Mne sa naproti tomu v študovanom území nikde nepodarilo zistiť, žeby aplit-pegmatitové žily prenikali do spodnotriasových kremencov. Skôr tu ide o skutočnosť, že vplyvom dynamometamorfózy na kontaktnej ploche vyvinuli sa tektonické brekcie, ktoré boli dodatočne cementované, takže makroskopicky budia dojem, že ide o „nastrieknutie" spodnotriasových kremencov aplit-pegmatitovou hmotou (tab. VII, obr. 2).

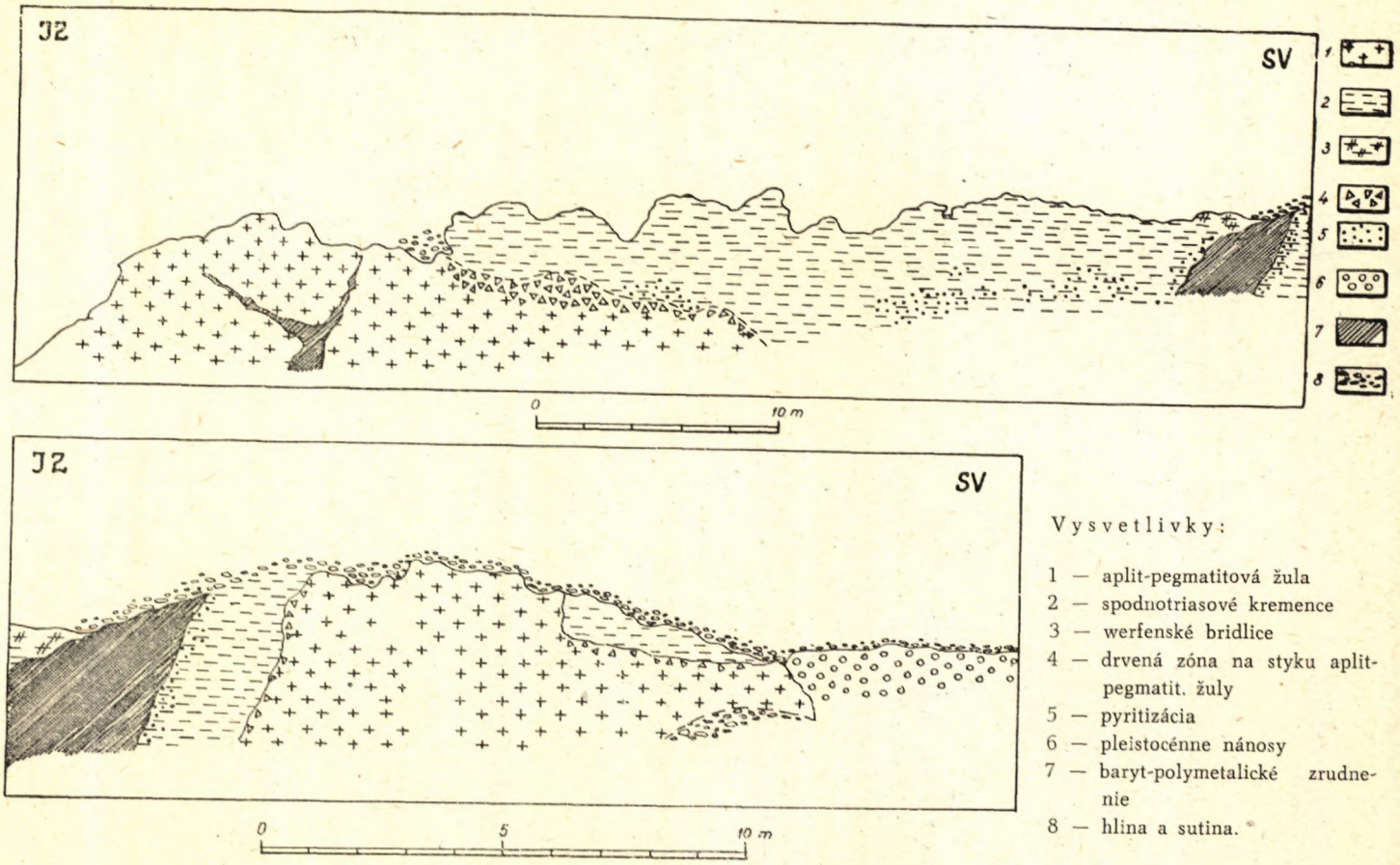
Podobný názor ako Kubíny (1960) zastával v roku 1958 i autor, avšak po dôkladnom makro- i mikroskopickom vyhodnotení týchto hornín jednoznačne dospievame k záveru, že ide o tektonity, ktoré sa vyvinuli v zóne drvenia na styku aplit-pegmatitových žíl a spodnotriasových kremencov. Posledné výsledky geochronologického merania metódou A/K^{40} ukázali, že žula typu „Králičky" z Trangošky je hercýnskeho veku (Kantor 1959).

Zóna drvenia

Na styku spodnotriasových kremencov s aplit-pegmatitovými žilami, prípadne so žulou typu „Králičky" je vyvinutá po celej dĺžke južného krídla trangošskej synklinály zóna drvenia. Ak sa spodnotriasové kremence stýkajú s migmatitmi, zóna drvenia nie je vyvinutá. Dá sa to vysvetliť rôznymi mechanickými vlastnosťami granitoidných hornín a migmatitovej série. Pekný príklad zóny drvenia vyvinutej na styku spodnotriasových kremencov a žuly „typu Králičky" nachádzame v zárezе cesty pod chatou Trangoška. Zóna drvenia tu dosahuje až 1—2 m, na iných miestach má spravidla menšiu mocnosť.

Účinky dynamometamorfózy sa vždy prejavili intenzívnejšie na podložných granitoidných horninách než u nadložných spodnotriasových kremencov. Vidieť to najmä v miestach s najintenzívnejším drvením, kde granitoidné horniny sa rozpadajú na zmes úlomkov jednotlivých minerálov, takže makroskopicky sa zdá, že ide o arkózu. Nadložné triasové kremence na kontakte odolávajú lepšie dynamometamorfným účinkom a chovali sa do určitej miery odlišne. Na kontakte strácajú na vzdialenosť 1—2 m vrstevnatosť a sú vyvinuté spravidla v jemnejšej fácii než ďalej od kontaktu. Vytvárajú na rozdiel od podložných granitoidov najčastejšie makrobrekcie, ktoré majú rozmery od niekoľkých cm až do 1 m a sú zahnetené do mylonitu granitoidných hornín.

V dôsledku dynamometamorfných účinkov v mylonitových zónach, prechádzajúcich stykom spodnotriasových kremencov a granitoidných hornín, obidva typy hornín dostávajú podobný vonkajší vzhľad, takže nie je vždy ľahké určiť hranicu medzi podložnými granitoidnými horninami a nadložnými spodnotriasovými



Vysvetlivky:

1 — aplit-pegmatitová žula
2 — spodnotriasové kremence
3 — werfenské bridlice
4 — drvená zóna na styku aplit-pegmatit. žuly
5 — pyritizácia
6 — pleistocénne nánosy
7 — baryt-polymetalické zrudnenie
8 — hlina a sutina.

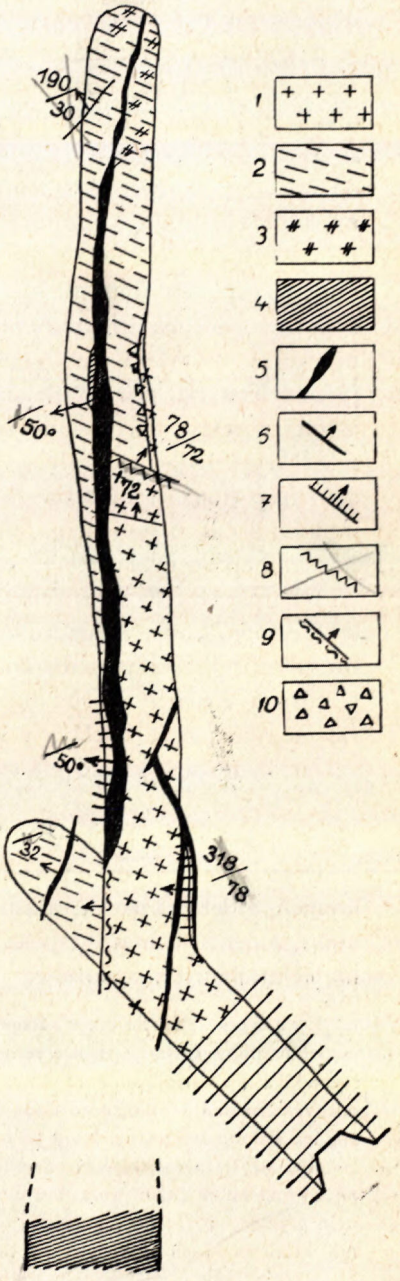
Obr. 2. Defilé v záreze cesty pod chatou Trangoška.

kremencami. V mnohých prípadoch zóny drvenia stávajú sa miestom prenikania hydrotermálnych roztokov, takže často na kontaktoch oboch typov hornín nachádzame slabé zrudnenie.

Mikroskopické štúdium tektonitov vyvinutých v zóne drvenia tiež potvrdilo, že ide o horniny s typickou klastickou štruktúrou (tab. VIII, obr. 4). Mikroskopicky bola zistená v zóne drvenia zmes klastík, ktoré mineralogicky odpovedajú podložným i nadložným horninám. Priestorové rozloženie jednotlivých minerálov a úlomkov hornín v zóne drvenia je veľmi nepravidelné. Vcelku však v spodnej polohe prevládajú klastiká zložené z aplit-pegmatitového materiálu, pričom sa tu nachádzajú v nepatrnej miere i klastiká spodnotriasových kremencov. Ďalej od podložia aplit-pegmatitové klastiká ubúdajú a prevahu nadobúdajú drvené spodnotriasové kremence, ktoré smerom do nadložia prechádzajú postupne do normálnych lavicových spodnotriasových kremencov.

Geológia vlastného ložiska

Hlavná žila na Trangoške je vyvinutá v podstate na styku spodnotriasových kremencov a werfenských bridlíc s kyslými aplit-pegmatitovými žulami (obr. 2). Značná časť žily je však vyvinutá i v spodnotriasových kremencoch a vo werfenských bridliciach. Žila má smer 335°, teda približne SZ—JV so sklonom k juhu 50°. JV časť žily (žilná zóna), ktorá vychádza na povrch v zárezе cesty (obr. 2), má sklon trocha strmší (okolo 70°). V tých miestach žila dosahuje najväčšiu mocnosť, až okolo troch metrov. Pomerne veľká mocnosť žily bola zrejme hlavnou prí



Obr. 3. Geologická situácia v štôlni na Trangoške. 1 — aplit.-pegmatitová žula; 2 — spodnotriasové kremence, 3 — werfenské bridlice, 4 — baryt-polymetalické zrudnenie, 5 — siderit-Cu zrudnenie, 6 — dislokácia, 7 — hladák, 8 — nesústredený prítok vody, 9 — porucha s tektonickým ílom, 10 — zóna drvenia.

činou toho, že GP, Turčianske Teplice otvoril žilu roku 1958 prieskmnou štôlňou. V prieskumnej štôlni, ktorá nafárala žilu z boku, mocná baryt-polymetalická žila, ktorá je vyvinutá v záreze cesty, v priebehu desiatich metrov úplne vyklínila, takže prieskumná štôlňa ju vôbec nezachytila; zachytila iba smerné dislokácie a niekoľko tenkých kremeň-sideritových žiliek. Hlavná dislokácia, ktorá je na začiatku vyplnená tektonickým ílom, postupne prechádza do kremeň-sideritovej žily s tetraedritom a barytom. Mocnosť tejto žily sa v priemere pohybuje okolo 20—30 cm, len výnimočne 50 cm. Žila spočiatku sleduje styk spodnotriasových kremencov s kyslou aplit-pegmatitovou žulou, postupne však prechádza do spodnotriasových kremencov a nakoniec do werfenských bridlíc, kde veľmi nápadne vykliňuje, až zaniká. (Príklad nevhodnosti werfenských bridlíc pre tvorbu väčších puklín a teda i žíl).

Na vyššie opísanej hlavnej žile sú vyvinuté dve odlišné periódy mineralizácie, oddelené od seba intermineralizačnou tektonikou (termín *mineralizačná perióda* užívam v zmysle Koděrovej klasifikácie 1956). Mladšia perióda mineralizácie je oddelená od staršej nielen časove, ale do určitej miery i priestorove. Kým v záreze cesty, teda v miestach, kde žila vychádza na povrch, je vyvinutá iba mladšia perióda mineralizácie, v prieskumnej štôlni je prakticky vyvinutá iba staršia perióda a mladšia sa uplatňuje iba nepatrne. Takéto rozloženie oboch mineralizačných periód na žile je primárneho pôvodu, lebo porudnú tektoniku na ložisku nepozorovať.

Obe periódy sa do značnej miery líšia vývojom štruktúr a textúr na žile. Staršia perióda (siderit-Cu zrudnenie) je charakterizovaná vývojom páskových textúr, kým mladšia perióda (baryt-polymetalické zrudnenie) má typickú masívnu textúru s vtrúsenými rudami sulfidov a sulfosolí. Ďalšia odlišnosť oboch mineralizačných periód spočíva v tom, že mladšia perióda má výlučne šošovkový charakter, kým staršia má oveľa stálejší priebeh v smere a v sklone.

Mineralógia ložiska

Detailným mikroskopickým štúdiom boli na ložisku zistené tieto minerály: kremeň, siderit, ankerit, albit, baryt, pyrit, sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit, bournonit, galenit, hematit (spekularit). Zo sekundárnych minerálov limonit, goethit, malachit, azurit a kovelín.

K r e m e ň. Hlavná masa kremeňa sa vylúčila v prvej perióde mineralizácie, kde kremeň patrí medzi najhojnejšie a najstaršie minerály žiloviny. Je často tektonicky intenzívne drvený, takže sa rozpadáva na ostrohranné úlomky. Mikroskopicky predstavuje hrubozrnný agregát, pričom jednotlivé zrná majú intenzívne undulózne zhášanie. V idiomorfnom vývine sa nachádza v tenkých žilkách šedomodrej farby, ktoré prenikajú okolnými horninami. Pod mikroskopom má tento kremeň zreteľné kryštalografické obmedzenie patriace trigonálne trapezoedrickému oddeleniu. Jednotlivé zrná kremeňa sa často prerastajú a sú intenzívne pigmentované, pravdepodobne jemným hematitovým pigmentom. Tento pigment je usporiadaný pravidelne podľa kryštalografických plôch narastania, ktoré sa mnohokrát opakujú, takže kremenné jedince majú zonálnu stavbu. Kremeň v týchto

tenkých žilkách, ktoré zriedkavo dosahujú mocnosť 1—2 cm, býva najčastejšie doprevádzaný barytom.

Albit identifikoval prvý raz na ložisku J. Hak (1959) najmä na základe kvantitatívnej spektrálnej analýzy. Albit nie je zriedkavým minerálom na ložisku, ale pri bežnom štúdiu sa ľahko prehliadne. V paragenéze vystupuje najčastejšie spolu s kremeňom, sideritom a barytom. Jeho postavenie v sukcesii nie je celkom jednoznačné, najmä vo vzťahu ku kremeňu, sideritu a ankeritu. Baryt ho zreteľne metasomaticky zatláča. Albit má najčastejšie idiomorfný vývin, zriedkavo nachádzame vývin allotriomorfný. Je úplne čerstvý bez akýchkoľvek premien. Fedorovskou metódou boli stanovené u albitu tieto hodnoty: rovina optických osí je odklonená od štiepateľnosti podľa 001 o 24—25°, zhášanie v zóne 100 vzhľadom na štiepateľnosť podľa 010 je 18°. Albit najčastejšie zrastá podľa albitového zákona, pričom má polysyntetické lamelovanie; bežné je i zrastanie podľa karlovarského zákona. Hodnota $2V = 76—80°$, pričom charakter minerálu je vždy pozitívny. Obsah anortitovej zložky sa pohybuje najčastejšie od 3—5 %. Index lomu je vždy menší než hodnota indexu kanadského balzamu. Immerznou metódou boli stanovené tieto hodnoty: $\gamma = 1{,}538$, $\alpha = 1{,}528$ ($\pm 0{,}002$); dvojlom = 0,010. Albit na trangošskom ložisku je normálnou súčasťou staršej mineralizačnej periódy. Treba preto súhlasiť s Hakom, že ide o albit hydrotermálneho pôvodu (rozhodne nejde o albit klastického pôvodu) (tab. VIII, obr. 5).

Siderit je bežným minerálom na ložisku. V niektorých prípadoch tvorí podstatnú súčasť výplne žily. Najčastejšie sa vyskytuje v asociácii s kremeňom a ankeritom. S kremeňom sa často intímne prerastá, inokedy tvorí strednú časť výplne kremeň-sideritových žiliek. Siderit je najčastejšie hrubozrnný, s pekne vyvinutou stavbou klencových minerálov. Najmä pod mikroskopom možno dobre pozorovať zatláčanie sideritu mladším tetraedritom a najmä hrubokryštalickým barytom.

Ankerit je veľmi zriedkavý; má svetlejšiu farbu ako siderit a tvorí podobne ako siderit klence alebo jemnozrnnejšie masy. V asociácii najčastejšie vystupuje so sideritom, prípadne s kremeňom. Pre pomerne zriedkavý výskyt jeho sukcesiu je dosť ťažko určiť. Vylúčil sa až po siderite. Tetraedrit ako jeden z najmladších minerálov staršej periódy ho zreteľne zatláča.

Tetraedrit je na ložisku vo dvoch generáciách. Tetraedrit staršej generácie vyskytuje sa v asociácii minerálov staršej periódy. Tetraedrit mladšej generácie vyskytuje sa na ložisku v mladšej perióde, kde spolu s galenitom a bournonitom vytvára typické grafické štruktúry (tab. X, obr. 2). Celkove sa tetraedrit vyskytuje hojne na ložisku; najmä v staršej perióde vytvára na niektorých miestach samostatné zóny, ktoré dosahujú mocnosť až 10—15 cm. Tetraedrit tejto mineralizačnej periódy je najmladším hypogénnym minerálom, čo vidieť čiastočne i makroskopickým pozorovaním z jeho vystupovania v žilovine. (Obyčajne tvorí výplň stredných častí na žile). Najmä však mikroskopicky možno jednoznačne rozhodnúť, že ide o najmladší minerál, lebo ostatné minerály staršej periódy zreteľne zatláča. Opísaný kusový tetraedrit neobsahuje väčšie heterogénne prímesi okrem chalkopyritu, ktorý v ňom vytvára vlásočnicové žilky. V oxydačnej zóne je tetraedrit nestálym minerálom, prechádza do sekundárnych minerálov — malachitu a azuritu.

Tetraedrit mladšej periódy je tiež najhojnejším rudným minerálom; vyskytuje sa v asociácii najmä s bournonitom a galenitom, s ktorým vytvára grafické štruktúry.

Baryt vystupuje na ložisku tiež vo dvoch generáciách, ktoré sa líšia charakterom kryštalizácie i vystupovaním v odlišných paragenetických asociáciách. Staršiu generáciu tvorí obyčajne hrubokryštalický baryt zo staršej mineralizačnej periódy. Mladšia generácia barytu vystupuje v asociácii minerálov baryt-polymetalického zrudnenia. Staršia generácia vystupuje na ložisku len podradne; vyskytuje sa iba v štôlni, kde najčastejšie v podobe hrubokryštalických agregátov zatláča siderit a kremeň. Samotný baryt býva zatláčaný tetraedritom.

Ďaleko väčšia koncentrácia barytu nastala na začiatku mladšej periódy. Východ barytovej žily v zárezе cesty pod chatou Trangoška má mocnosť až tri metre. Žilnú zónu, okrem závalkov okoli-

tých hornín tvorí skoro výlučne jemnozrnný baryt s vtrúseninami sírnikov a sulfosolí, ktoré sú nepravidelné, najčastejšie v podobe nepravidelných šmúh alebo impregnácie. V tých miestach, kde jemnozrnný baryt neobsahuje impregnácie sírnikov a sulfosolí, má cukrovitý vzhľad.

Štúdium jemnozrnného barytu pod polarizačným mikroskopom ukázalo, že ide o jemnozrnný agregát, ktorý má panalotriomorfnú štruktúru. Zrnká barytu radove najčastejšie 0,01—0,1 mm sú dokonale štiepateľné podľa 110 a 001. Dvojlom je podobný ako u kremeňa, takže pri menšej pozornosti možno sa v identifikácii barytu ľahko zmýliť. Dokonalá štiepateľnosť barytu a podstatne vyšší index lomu (zreteľný pri utiahnutej clone) vylučuje akúkoľvek možnosť ich zámeny.

P y r i t je dosť hojným minerálom na ložisku. Hlavná masa pyritu sa vylúčila ešte pred staršou mineralizačnou periódou, na čo možno usudzovať z toho, že najmä okolité horniny, zvlášť nadložné triasové kremence a werfenské bridlice sú ním veľmi intenzívne impregnované. Na žile patrí pyrit medzi najstaršie minerály staršej i mladšej periódy. Najmä v staršej perióde mineralizácie sú vyvinuté idiomorfné jedince až pol centimetra veľké, patriace rombickému dodekaedru.

S f a l e r i t je najzriedkavejším hypogénnym minerálom na ložisku. Pozorovať ho iba mikroskopicky v podobe nepravidelne obmedzených zŕn. Je viazaný výlučne na mladšiu periódu mineralizácie, najčastejšie v asociácii s galenitom, tetraetritom a bournonitom v jemnozrnnom baryte. V staršej perióde sfalerit nie je prítomný, v mladšej patrí spolu s pyritom medzi najstaršie minerály, a býva intenzívne metasomaticky zatláčaný mladšími sírnikmi a sulfosoľami (tab. X, obr. 1).

C h a l k o p y r i t je tiež veľmi zriedkavý a vystupuje vo dvoch generáciách. V staršej mineralizačnej perióde vystupuje len spolu s kusovým tetraedritom, v ktorom vytvára veľmi tenučké žilky, tetraedrit metasomaticky zatláčajúce. V mladšej perióde je o niečo hojnejší; tvorí nepravidelné zhluky, najčastejšie spolu so sfaleritom a tetraedritom, ktoré čiastočne metasomaticky zatláča. Jeho sukcesívne vzťahy ku galenitu a bournonitu nie sú jednoznačné.

B o u r n o n i t sa vyskytuje výlučne v asociácii s galenitom a tetraedritom v mladšej perióde. Odrazivosť bournonitu je veľmi podobná galenitu. V immerzii jeho odrazivosť oproti galenitu trochu klesá; dostáva olivový nádych, takže sa oba minerály dajú dobre odlíšiť. Okrem toho hlavným rozpoznávacím znakom oboch minerálov je slabo zistiteľný dvojodraz a anizotrópia bournonitu. V nábruse dakedy pozorovať parketové lamelovanie, ktoré je pre bournonit veľmi typické. Tvorí kryštalizačnú zmes s galenitom a tetraedritom, s ktorými vytvára typické grafické štruktúry. Röntgenograficky ho určil na ložisku J. H a k (1959).

G a l e n i t je po tetraedrite najhojnejším rudným minerálom. Vyskytuje sa tiež výlučne v mladšej perióde v asociácii s bournonitom a tetraedritom. Kvantitatívne zastúpenie galenitu je do istej miery závislé na jemnozrnnom baryte; kde baryt vytvára mocné polohy, tam kvantitatívne prevláda galenit nad tetraedritom a naopak, kde jemnozrnný baryt je zastúpený v menšom množstve, tam jasne prevláda tetraedrit nad galenitom. Galenit je jeden z najmladších minerálov na ložisku; čiastočne zatláča starší tetraedrit, ale väčšinou vytvára spolu s tetraedritom a bournonitom grafické štruktúry (tab. X, obr. 2).

S p e k u l a r i t vyskytuje sa na ložisku iba ojedinele v asociácii s kremeňom bez bližšieho genetického vzťahu k niektorej z oboch periód mineralizácie. Nájdený bol na niekoľkých miestach v podloží hlavnej barytovej žily; vystupuje na ložisku v podobe rôzne deformovaných šupiniek, ktoré prenikajú kremeňom, alebo vytvárajú v dutinách silne tektonicky namáhaných spodnotriasových kremencoch samostatné agregáty. Jeho vznik možno pripisovať tektonometamorfným procesom (V. Z o u b e k 1937).

Zo s e k u n d á r n y c h m i n e r á l o v v prvom rade treba spomenúť l i m o n i t, ktorý je zastúpený v najväčšom množstve. Vznikol uvoľnením železa za exogénnych podmienok zo sideritu, ankeritu, pyritu a iných minerálov, obsa-

hujúcich železo. Limonit sa vyskytuje nielen v oxydačnej zóne na žile, ale i v okolitých horninách, kde tvorí nátekové tvary na puklinách. Tu vznikol uvoľnením železa z biotitu, najmä však z pyritu, ktorý intenzívne impregnuje najmä nadložné triasové kremence. Okrem limonitu bol na ložisku identifikovaný mineragrafickým štúdiom i goethit, ktorý má vysoký dvojodraz a veľmi vysokú anizotrópiu. V porovnaní s limonitom je však zastúpený len podradne.

Dosť často sa na ložisku stretávame i s oxydmi medi, najmä s malachitom a azuritom, ktoré sú viazané predovšetkým na tetraedrit, najhojnejší to rudný minerál na ložisku. Chalkopyrit podlieha oxydačným procesom pomalšie než tetraedrit a keďže je na ložisku vyvinutý iba nepatrne, jeho oxydačné produkty sú prakticky bezvýznamné. Len ojedinele sa našiel na ložisku i kovelín, ktorý vytvára na tetraedrite povlaky, prípadne tvorí v ňom tenké žilky.

Paragenetické pomery na ložisku

Tvorbe vlastnej žilnej výplne predchádzala na ložisku intenzívna pyritizácia, sericitizácia a čiastočne i prekremenenie okolitých hornín hydrotermálnymi roztokmi, ktoré boli spočiatku dosť chudobné na rudonosné komponenty. Postupne hybridizované roztoky s prínosom hydrotermálneho kremeňa podmienili v počiatočných štádiách tvorby žilnej výplne vznik kremeňa, pyritu a albitu. V záverečnej fáze tvorby kremeňa začal sa vylučovať albit, ktorého príslušnosť k staršej fáze zrudnenia je celkom zreteľná. Čiastočným poklesom teploty a obohatením hydrotermálnych roztokov o karbonátovú zložku začali sa z roztokov postupne vylučovať karbonáty, a to hrubokryštalický siderit, a nepatrne i ankerit. Karbonáty v sukcesii vždy nasledujú po kremeni a v mnohých prípadoch ho intenzívne zatláčajú. Staršiu periódu mineralizácie uzatvára baryt (najčastejšie hrubokryštalický), kusový tetraedrit a veľmi zriedkavý chalkopyrit. Najhojnejší je kusový tetraedrit, ktorý tvorí najčastejšie nepravidelné zhluky v kremeni a v siderite, alebo v prípade páskových textúr i samostatné zóny. Kusový tetraedrit v staršej perióde nikdy nevytvára grafické štruktúry ako napr. tetraedrit druhej generácie v mladšej mineralizačnej perióde.

Po ukončení staršej mineralizačnej periódy badať na ložisku prejavy intermineralizačnej tektoniky, ktorá sa prejavila otváraním nových puklín i drvením žilnej výplne staršej periódy. Po určitom časovom odstupe nastal prínos novej dávky hydrotermálnych roztokov, z ktorých sa v prvom období začal vylučovať jemnozrnný baryt, doprevádzaný sírnikmi a sulfosoľami. Vylučovanie jednotlivých minerálov z hydrotermálnych roztokov v mladšej perióde dialo sa pomerne rýchlo najmä v záverečnej fáze, čoho dôkazom sú grafické štruktúry, poukazujúce na súčasnú kryštalizáciu galenitu, tetraedritu a bournonitu.

Styk oboch mineralizačných období je pozorovateľný iba na veľmi obmedzenej ploche, preto určenie ich vzájomného vzťahu je dosť ťažké. Napriek tomu našli sa

úlomky staršej periódy zatláčané mladšou periódou, čo jednoznačne potvrdzuje oddelenie oboch fáz zrudnenia.

Iné stanovisko na vývin parageneticko-geochemických pomerov na ložisku Trangošky zastáva J. Hak (1959), ktorý tu rozlišuje tiež dve samostatné, úplne odlišné paragenetické štádiá: štádium žilovinových minerálov a štádium sulfidické. Podľa J. Haka vývin zrudnenia na ložisku prebiehal plynule, bez tektonického prerušenia medzi obidvoma paragenetickými štádiami, na základe čoho považuje zrudnenie na Trangoške za prechodný typ medzi sideritovým a polymetalickým zrudnením.

Podľa J. Haka (1959) sideritové žily v Nízkych Tatrách vyznačujú sa stálymi paragenetickými a sukcesívnymi pomermi, čo plne súhlasí so štúdiom sideritového zrudnenia na južnom svahu Nízkych Tatier, kde typickým prvkom pre sideritové žily je meď. V bližšom i širšom okolí Trangošky nikde nenachádzame sideritové žily bez medi, ktorá je zastúpená vo forme chalkopyritu alebo tetraedritu (Kumštová dolina, Králička, Mlyná dolina, Standiarka atď.). V sukcesii minerály medi na sideritových žilách patria medzi najmladšie a spravidla sa vždy vylučujú až po kremeni, karbonátoch a baryte. Na niektorých sideritových ložiskách minerály medi môžu byť prítomné i vo viacerých generáciách, ale v podstate nenarušujú vyššie uvedenú schému sukcesie.

Siderit-Cu zrudnenie na Trangoške nie je výnimkou v porovnaní s ostatnými výskytmi podobného charakteru, pokiaľ ide o paragenetické i sukcesívne pomery. I z toho dôvodu nie je možné vytrhnúť kusový tetraedrit z asociácie kremeň-siderit-baryt a zaradiť ho medzi mladšiu periódu mineralizácie. Ani asociáciu tetraedritu s kremeňom a sideritom na jednej strane, a so sfaleritom, ale najmä s galenitom a bournonitom (grafické štruktúry) na druhej strane si nemožno vysvetliť iba účinkom topominerálnych vplyvov. Podľa J. Haka (1959) kvalitatívne rovnaké roztoky s obsahom zložiek tetraedritu podmienili pri prenikaní cez kremeň-sideritovú žilovinu s hrubokryštalickým barytom vznik kusového tetraedritu a v prípade prenikania tých istých roztokov cez jemnozrnný baryt vznik odmiešaním tetraedritu, galenitu a bournonitu. Napokon brekcie staršej mineralizačnej periódy (kremeň-siderit, kusový tetraedrit) v jemnozrnnom baryte so sulfidmi a so sulfosoľami sú presvedčivým dôkazom toho, že intermineralizačná tektonika sa na ložisku uplatnila (tab. VII, obr. 1). Preto nie je potrebné trangošské ložisko považovať za prechodný typ medzi sideritovým a polymetalickým zrudnením, ale za ložisko, v ktorom sa uplatnili dve periódy mineralizácie, reprezentujúce na ložisku siderit-Cu zrudnenie a baryt-polymetalické zrudnenie.

Mineralizácia v bližšom i širšom okolí Trangošky

V rámci štúdia mineralizácie na Trangoške orientačne som študoval i niektoré výskyty zrudnenia v doline Bystrá, Krupová a Mlyná, predovšetkým výskyty: Krupová I, Krupová II, Standiarka, Stupka, Mlyná a Valachovo. Opis niekto-

rých z uvedených výskytov nachádzame najmä v prácach V. Zoubka (1937). Podrobnú inventarizáciu väčšiny výskytov nachádzame v nepublikovanej zprávе kolektívu českých a slovenských geológov, vedených Andrusovom — Zoubkom — Koutkom (1951); táto práca sa nezaoberá podrobnejšie parageneticko-mineralogickými pomermi jednotlivých výskytov, a preto v ďalšom sa v krátkosti dotknem uvedených problémov.

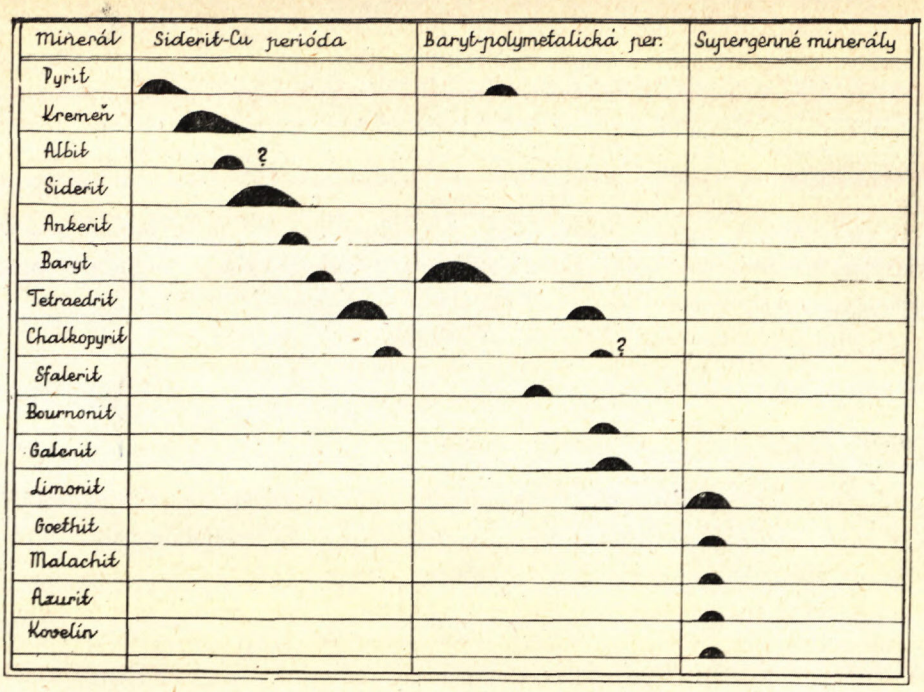
Krupová I sa nachádza v Krupovej doline, asi 300 m od sútoku potokov Bystrá a Krupová. R. 1957 GP, Turčianske Teplice vykonával tu geologický prieskum, ktorým sa zistilo, že ložisko, podobne ako na Trangoške, je negatívne. Siderit-ankeritová žila približne Z—V smeru sleduje bridličnatosť migmatitov neďaleko od styku so spodnotriasovými kremencami. V prieskumnej štôlni môžeme pozorovať, že zrudnenie je najintenzívnejšie na styku migmatitov a aplit-pegmatitových žíl.

Charakter zrudnenia v Krupovej doline je obdobný ako na Trangoške; líši sa iba v detailoch, najčastejšie v pomere kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých minerálov na oboch lokalitách. V Krupovej boli zistené, podobne ako na Trangoške, dve periódy mineralizácie.

Staršia perióda je zastúpená bohatšie než mladšia. Prejavy interminerálizačnej tektoniky medzi oboma periódami na ložisku Krupová sú zreteľnejšie než na Trangoške. Brekcie rúd staršej periódy dosahujú i niekoľko cm rozmerov a sú zatlačené mladšou periódou (tab. IX, obr. 2). Staršia perióda nie je vyvinutá tak kompletne ako na Trangoške. Chýba tu hrubokryštalický siderit, hrubokryštalický baryt a nebol zistený ani albit. Hrubokryštalický siderit je zastúpený na ložisku jemnozrnným sideritom; v hojnej miere je prítomný i ankerit. Tetraedrit netvorí samostatné zóny, ale najčastejšie sa nachádza v podobe drobných vtrúsenín v siderite a v ankerite, ktoré vždy zreteľne zatláča. Postupnosť vylučovania jednotlivých minerálov v staršej perióde (ktorá odpovedá siderit-Cu zrudneniu) je pravdepodobne takáto: pyrit, kremeň, siderit, ankerit, tetraedrit a chalkopyrit.

Mladšia perióda (baryt-polymetalické zrudnenie) je vyvinutá na ložisku len rudimentárne. Najčastejšie tvorí tmel brekciám staršieho siderit-Cu zrudnenia. Baryt makroskopicky možno pozorovať iba ojedinele, v podobe jemnozrnného agregátu silne impregnovaného sulfidmi a sulfosoľami. V mikroskope barytové zrná majú allotriomorfný vývin a zatláčajú ich zreteľne mladšie sírniky a sulfosoli. Po baryte nasleduje veľmi zriedkavý sfalerit s chalkopyritom a sukcesiu uzatvára, podobne ako na Trangoške, tetraedrit, galenit a bournonit, ktoré vytvárajú kryštalizačnú zmes za tvorby grafických štruktúr.

Mylonitová zóna, ktorá doprevádza styk južného krídla trangošskej synklinály s kryštalinikom, je na viacerých miestach zrudnená. Podobne ako na Trangoške a Krupovej, ani toto zrudnenie nemá praktický význam. Sú to iba nepatrné výskyty rozsahom a mocnosťou veľmi obmedzené, ktoré prakticky vždy doprevá-



Tab. 1. Schema mineralizačnej sukcesie na Trangoške.

dzajú aplit-pegmatitové žily. Svojím charakterom tieto drobné rudné výskyty sú obdobou zrudnenia na Trangoške a v Krupovej.

Krupová II. V. Zoubek (1937) opísal v Krupovej doline nepatrné Cu zrudnenie v strednotriasových dolomitoch, ktoré má význam jedine z teoretického hľadiska.

Ladinské dolomity, ktoré sú tektonicky silne namáhané, sú preniknuté tenkými, iba niekoľko mm mocnými karbonátovými žilkami, obsahujúcimi vtrúseniny pyritu a tetraedritu. Tetraedrit tvorí v karbonátových žilkách nepravidelné impregnácie, ktoré zriedkavo dosahujú 1 cm. Mikroskopickým štúdiom sa zistili v tetraedrite i drobné zrniečka sfaleritu. Tetraedritové zrná najčastejšie na obvode alebo pozdĺž nepravidelných puklinieк sú dosť intenzívne oxydované a menia sa na malachit a limonit. Tetraedrit je najmladším hypogénnym minerálom, lebo zatláča kremeň s karbonátmi i pyrit a sfalerit (tab. X, obr. 3.).

Karbonátové žilky predstavujú jemnozrnný agregát bielej farby, ktorý na základe chemickej analýzy možno radiť k dolomitu, s veľmi malým obsahom železa, čo plne odpovedá V. Zoubkovmu údaju z roku 1937.

Obdobou zrudnenia Krupová II je i zrudnenie v strednotriasových dolomitoch pod Veľkým Gápľom. Tesne pod kótou 1695 sa nachádza útržok mezozoika zavrásneného v kryštaliniku; tento útržok, ktorý má synklinálnu stavbu,

morfologicky vytvára sedlo a je budovaný spodnotriasovými kremencami až zlepencami s polohami werfenských bridlíc. Stredná časť malej synklinály je vyplnená karbonátovými horninami, vápencami a dolomitmi, ktoré patria strednému triasu. Dolomity, podobne ako v Krupovej doline, sú preniknuté tenkými, kremeň-karbonátovými žilkami s vtrúseninami tetraedritu, ktorý je silne zatláčaný malachitom. Karbonátové žilky o mocnosti 1—2 cm majú hrubší vývoj zrna a sú viac prerastené kremeňom, čím sa do určitej miery líšia od karbonátových žiliek v Krupovej doline. Chemické analýzy karbonátov zo žiliek v triasových dolomitoch poskytli približne rovnaké výsledky z Krupovej i spod Veľkého Gápľa a patria dolomitu.

Chemizmus karbonátových žiliek

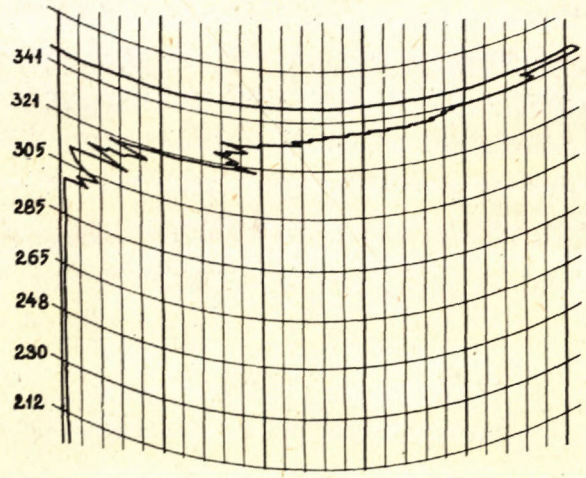
Analyzy vyhotovila inž. K. Vnuková

Komponent	Krupová	V. Gápeľ	Komponent %	Krupová	V. Gápeľ
Nerozp. zb.	13,81	9,98	—	—	—
CaO	24,80	26,75	$CaCO_3$	44,22	47,22
MgO	20,02	18,22	$MgCO_3$	41,22	37,48
FeO	0,45	1,80	$FeCO_3$	0,72	2,89
MnO	0,05	0,31	$MnCO_3$	0,08	0,50
CO_2	40,70	42,11	suma	100,03	99,17

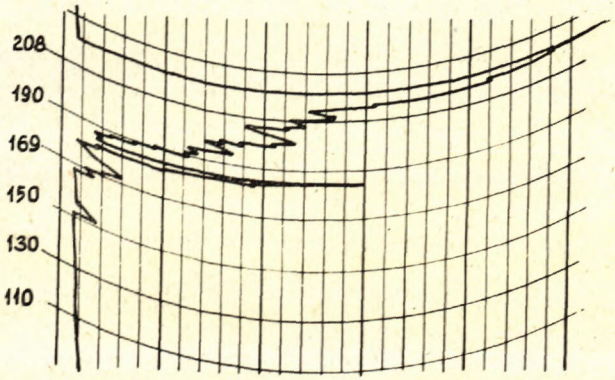
Ložisko Standiarka sa nachádza na záp. svahu Bystrej doliny, ca 1,5 km na JZ od chaty Trangoška. V kryštaliniku, tvorenom najmä migmatitmi, ortorulami a pegmatitovými žilami, nachádza sa niekoľko sideritových žíl, ktoré majú smer približne východ—západ a sklon ca 50° k juhu. Mocnosť sideritových žíl sa pohybuje v priemere okolo 1 m, v niektorých prípadoch i viac. Staršie siderit-Cu zrudnenie opisuje Zoubek (1937) a niektoré údaje o ložisku nachádzame v správe kolektívu geológov z roku 1951. Toto zrudnenie je obdobou sideritového zrudnenia na iných miestach v Nízkych Tatrách. Okrem staršieho siderit-Cu zrudnenia podarilo sa mi na ložisku zistiť i mladšie baryt-polymetalické zrudnenie, zastúpené v porovnaní so siderit-Cu zrudnením veľmi nepatrne. Prejavy intermineralizačnej tektoniky sú na ložisku zreteľnejšie než na Trangoške. Brekcie staršieho siderit-Cu zrudnenia sú tmelené jemnozrnným barytom, v ktorom možno i makroskopicky pozorovať vtrúseniny a nepravidelné šmuhy mladších sulfidov. Zrudnenie mladšími sírnikmi a sulfosoľami je vyvinuté v jemnozrnnom, zriedkavejšie i hrubozrnnom baryte. V jemnozrnnom baryte identifikácia jednotlivých minerálov je možná iba mikroskopicky. V hrubozrnnom baryte tvoria mladšie sírniky a sulfosoli veľmi tenké žilky, v ktorých i makroskopicky možno zistiť svetložltý sfalerit a tetraedrit. Mikroskopicky možno zistiť okrem sfaleritu a tetraedritu

i galenit a bournit. Sukcesívne vzťahy v mladšej perióde mineralizácie sú v podstate zhodné s baryt-polymetalickým zrudnením opísaným z Trangošky a Krupovej.

Kvôli overeniu predpokladaných odlišných PT podmienok pri vzniku barytu, ktorý vystupuje v asociácii so siderit-Cu zrudnením na jednej strane, a barytu, ktorý vystupuje v asociácii s baryt-polymetalickým zrudnením na strane druhej, geochemické laboratórium GÚDŠ pod vedením J. Kantora vyhotovilo niekoľko dekrepigramov z lokality Trangoška a Standiarka. Výsledky ukázali, že baryt v paragenéze so sideritovým zrudnením dekrepituje za podstatne vyšších teplôt ako baryt viazaný s baryt-polymetalickým zrudnením. Baryty siderit-Cu zrudnenia dekrepitovali nad 300° (obyčajne 320—330°), kdežto baryty baryt-



Obr. 4. Dekrepigram hrubokryštalického barytu na Trangoške.



Obr. 5. Dekrepigram hrubokryštalického barytu zo Standiarky.

polymetalického zrudnenia dekrepitovali už pri 180—190°. Výsledky dekrepitácie barytu z Trangošky, ktoré udáva J. Hak (1959), sú v podstate zhodné s týmito výsledkami.

Z uvedeného vyplýva, že baryty v asociácii so sideritovým zrudnením vznikali za odlišných PT podmienok ako baryty v baryt-polymetalickom zrudnení.

Stupka — Tále. Na úpätí kryštalického jadra dumbierskej zóny medzi dolinou Bystrou a Vajskovou je vyvinuté mohutné mylonitové pásmo, v ktorom sa na niektorých miestach nachádzajú útržky mezozoických hornín. Na styku mylonitizovaného kryštalinika a mezozoika, ca 2—3 km západne od horárne Stupka sa nachádza olovené zrudnenie, ktoré je na dvoch miestach sledované štôlňami. V zpráve kolektívu geológov z roku 1951 sa uvádza z tohto miesta len limonitové zrudnenie, viazané na mocnú mylonitovú zónu, čo už roku 1937 zistil V. Zoubek. V posledných rokoch štôlne boli vzmáhané, takže zrudnenie je lepšie prístupné pozorovaniu.

Charakter zrudnenia na tejto lokalite je odlišný od baryt-polymetalického zrudnenia opísaného z Trangošky a iných miest. Neobsahuje baryt, ktorý je veľmi charakteristickým, na mnohých miestach podstatným minerálom baryt-polymetalického zrudnenia. Na ložisku nebol zistený ani sfalerit a bournonit. Makro- i mikroskopickým štúdiom boli zistené: kremeň, pyrit, tetraedrit, chalkopyrit, galenit a markazit. Kremeň tvorí podstatnú, možno povedať skoro výlučnú výplň žiloviny. Spolu s pyritom patrí medzi najstaršie minerály na ložisku. Obidva minerály sú zreteľne zatláčané mladšími sírnikmi. Hlavným rudným minerálom na ložisku je galenit, ktorý tvorí nepravidelné zhluky, zriedkavejšie žilky v kremeni, prípadne v okolitých, tektonicky a hydrotermálne často zmenených horninách. V galenite len ojedinele sa zistili drobné zrniečka tetraedritu. Spolu s tetraedritom vystupuje i chalkopyrit, ktorý je zastúpený len nepatrne. Najmladším minerálom na ložisku je pomerne hojne zastúpený markazit, ktorý zreteľne zatláča galenit i ostatné staršie minerály. Mikroskopická identifikácia markazitu je celkom spoľahlivá (tab. X, obr. 4).

Zo sekundárnych minerálov zmienku si zaslúži najmä limonit, hojne prítomný nielen na samotných žilách, ale i v celom mylonitovom pásme. Ložisko je bez väčšieho praktického významu, najmä pre malý rozsah a zlú kvalitu rúd a pre silné zavodnenie mylonitovej zóny. Zo zrudnenia na Táloch možno však robiť teoretické závery, pretože zrudnenie je vyvinuté v mylonitovej zóne, ktorá vznikla za alpínskych horotvorných pochodov, takže mu možno pripisovať neoídny vek.

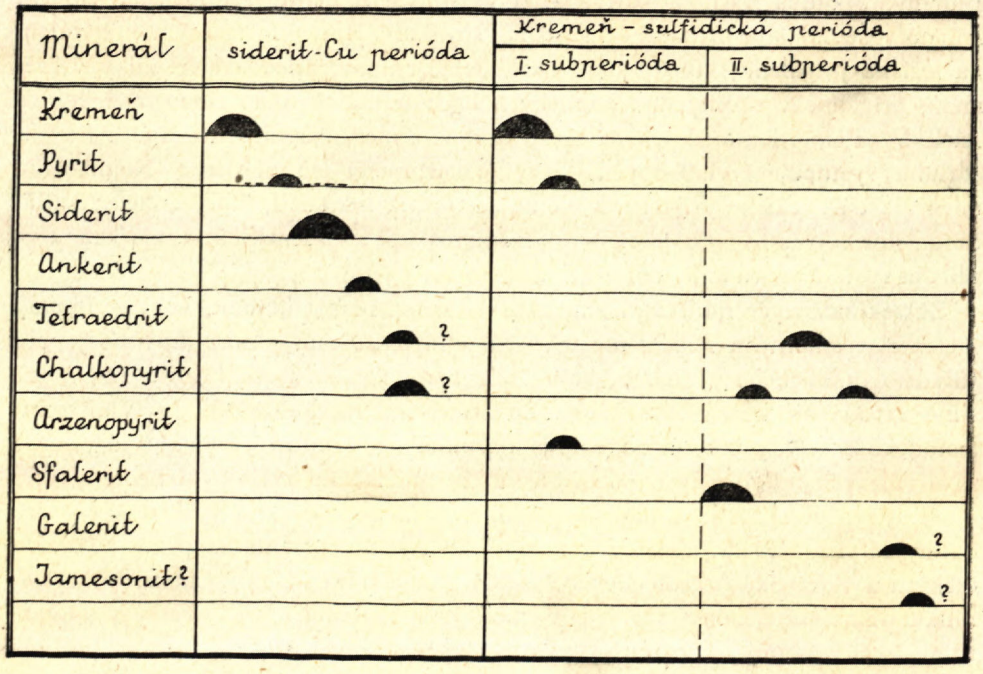
Mlyná dolina. Študované zrudnenie sa nachádza na východnom svahu doliny Mlyná, 200 m južne od kóty 808. Výskyt sa spomína v zpráve kolektívu českých a slovenských geológov pod číslom 43. Zrudnenie sa nachádza v kryštaliniku dumbierskej zóny, ktoré je v danej oblasti tvorené predovšetkým migmatitmi a žulorulami, v ktorých vystupujú pegmatitové žily. Z lokality Mlyná v citovanej práci nachádzame zmienku o kremeni s antimonitom, o galenite, tetra-

edrite a pyrite. Štúdiom haldového materiálu som zistil bohatú minerálnu asociáciu, ktorá patrí dvom mineralizačným periódam: 1. staršia perióda, reprezentovaná siderit-Cu zrudnením; 2. mladšia perióda — kremeň-sulfidická.

Staršia perióda má všetky paragenetické a sukcesívne znaky, odpovedajúce typickej siderit-Cu perióde opísanej z Trangošky a z iných miest južného svahu Nízkych Tatier.

Najstaršími minerálmi siderit-Cu periódy v Mlynej doline sú kremeň a pyrit. Mladšie sú karbonáty, zastúpené sideritom a ankeritom. Siderit je hojnejší než ankerit a je spravidla starší. Najmladšími minerálmi siderit-Cu periódy sú tetraedrit a chalkopyrit, ktorý je zastúpený hojnejšie než tetraedrit. Oba minerály zreteľne zatláčajú všetky staršie minerály tejto periódy; zvlášť intenzívne zatláča chalkopyrit siderit a pyrit.

Po vylúčení staršej periódy a po čiastočnom tektonickom oddelení nastal prínos hydrotermálnych roztokov, ktoré podmienili vznik mladšej mineralizačnej periódy — kremeň-sulfidickej; túto periódu tvoria minerály: kremeň, pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, chalkopyrit II, galenit a jamesonit (?). V rámci kremeň-sulfidickej periódy možno na základe mikroskopického pozorovania vyčleniť dve subperiódy, niekedy priestorove od seba oddelené, takže na niektorých miestach nachádzame prvú, na iných iba druhú subperiódu. Zreteľné tektonické pohyby medzi oboma subperiódami nepozorovať.



Tab. 2. Schema mineralizačnej sukcesie v Mlynej doline.

Prvú subperiódu tvoria kremeň, pyrit a arzenopyrit. Minerály tejto subperiódy sú bezpečne najstaršie a zatláčajú ich intenzívne minerály mladšej subperiódy.

Druhá subperióda začína vylučovaním sfaleritu, ktorý je tu pomerne hojný. Chalkopyrit v sfalerite vznikol odmiešaním v pevnom stave, pričom sa vytvára typická emulzívna štruktúra. V niektorých prípadoch tvorí chalkopyrit druhej generácie i úzke lemy okolo sfaleritových zŕn (tab. X, obr. 5). V sukcesii nasleduje tetraedrit, čiastočne zatláčaný chalkopyritom II a najmladšími minerálmi druhej subperiódy — galenitom a jamesonitom (?). Určiť vzájomný vzťah medzi galenitom a jamesonitom (?) je dosť ťažké, pretože intervaly ich vylučovania sa čiastočne prekrývajú.

V a l a c h o v o. Asi 500 m SZ od ložiska v Mlynej doline, v údolí potoka Valachovo sa nachádza niekoľko kutacích prác a zavalených štôlní. V zpráve kolektívu českých a slovenských geológov z roku 1951 sa z tejto lokality uvádzajú minerály: kremeň s antimonitom, pyrit a arzenopyrit.

Zrudnenie vo Valachove má niektoré spoločné znaky so zrudnením v Mlynej doline; vo Valachove bolo však zistené v mikroskopickej forme zlato a sulfosoľ Ag, nebola tu však zistená siderit-Cu perióda. Podobne ako v Mlynej i vo Valachove možno v kremeň-sulfidickej perióde vyčleniť dve subperiódy, pretože minerály prvej subperiódy sú čiastočne drvené a zreteľne zatláčané minerálmi mladšej subperiódy. Na základe mikroskopického štúdia i röntgenových analýz sa zistili na lokalite Valachovo tieto minerály: kremeň, albit, ankerit, pyrit, arzenopyrit, ktoré patria prvej subperióde a ďalej sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, pyrit II, chalkopyrit II, sulfosoľ Ag, elektrum, bournonit, bertierit, jamesonit, boulangerit a pyrit III, patriace druhej subperióde.

V kremeň-sulfidickej perióde sa najprv vylučoval kremeň mliečnobielej farby, ktorý je najhojnejším minerálom na ložisku. V haldovom materiáli ho nachádzame v podobe veľkých blokov, v ktorých sú nepravidelne, najčastejšie vo forme zhlukov a drobných žiliek prítomné ostatné spomenuté minerály.

V záverečnom štádiu tvorby kremennej žiloviny vylučoval sa albit. Nachádzame ho v kremeni v podobe malých hniezd v asociácii s ankeritom, pyritom a arzenopyritom. Albit tvorí najčastejšie idiomorfné, tabuľkovité kryštály, niekedy až niekoľko mm veľké. V mikroskope ho možno jednoznačne identifikovať na základe polysyntetického lamelovania a nižšieho indexu lomu ako má kanadský balzam a kremeň. Okrem tlakových účinkov nebadať na ňom zreteľnejšie stopy premien. Často je pigmentovaný oxydmi železa.

Veľmi zriedkavým minerálom na tejto lokalite je ankerit; našiel sa iba ojedinele v podobe idiomorfných jedincov i nepravidelne obmedzených zŕn spolu s albitom. Ankerit je rozhodne mladší ako albit, ktorý metasomaticky zatláča; jeho postavenie voči pyritu a arzenopyritu nie je však celkom jednoznačné, a preto ho neuvádzame v schéme sukcesie.

Minerálnu asociáciu I. subperiódy uzatvára pyrit s arzenopyritom, ktoré tvoria

v kremeni nepravidelné vtrúseniny, prípadne drobné žilky, zriedkakedy mocnejšie ako 1 cm. Arzenopyrit je spravidla hojnejší ako pyrit. Kryštály arzenopyritu majú idiomorfný vývin, na prieryze možno dosť často pozorovať kosoštvorcové formy. Ak sa pyrit a arzenopyrit vyskytuje spolu s minerálmi II. subperiódy, oba sú intenzívne metasomaticky zatláčané týmito minerálmi.

Po vylúčení minerálov I. subperiódy nastal nový prínos hydrotermálnych roztokov, z ktorých vykryštalizovali mladšie sírniky a sulfosoli. Bezpečne najstarší z nich je sfalerit, ktorý mladšie minerály II. subperiódy zreteľne metasomaticky zatláčajú. Sfalerit má najčastejšie emulziovú štruktúru, ktorá je výsledkom jeho zrastania s chalkopyritom. V sukcesii po sfalerite nasleduje tetraedrit, na okraji zŕn často lemovaný pyritom II a chalkopyritom II, čím ruda dostáva krúžkovú textúru. Inokedy oba minerály prenikajú tetraedritom v podobe tenkých žiliek, čo nasvedčuje tomu, že pyrit II a chalkopyrit II sa vylučovali až po tetraedrite. Najčastejšie spolu s chalkopyritom II vystupuje elektrum a sulfosoľ Ag, tvoriace v chalkopyrite II nepravidelne obmedzené zrná (tab. X, obr. 6). Veľkosť jednotlivých zŕn elektra sa obyčajne pohybuje v rozmedzí stotín mm (0,01 až 0,07 mm), takže ich možno pozorovať i pri bežnom zväčšení. Identifikácia elektra je často usnadnená jeho spoločným vystupovaním s chalkopyritom, od ktorého sa výrazne líši oveľa vyššou odrazivosťou a najmä zlatožltou farbou. Leptacie skúšky z niekoľkých zŕn ukázali, že nejde o rýdze zlato, ale o elektrum (s KCN tmavne a zreteľne vystúpia brúsne rýhy, s $HgCl_2$ — hnedne až černie; ostatné diagnostické činidlá nepôsobia); mikrochemické skúšky s lúčavkou kráľovskou a $SnCl_2$ tiež potvrdili prítomnosť Au.

Sulfosoľ Ag je tiež veľmi zriedkavá; oproti elektru tvorí väčšie, nepravidelne obmedzené zrná, niekoľko desatín mm veľké. Vyznačuje sa nižšou odrazivosťou ako galenit, má modrý farebný odtieň, je mäkká, pomerne silne anizotrópna s karmínovo-červenými vnútornými reflexami (pozitívne leptanie s KCN, KOH a $HgCl_2$). Dvojodraz v imerznom oleji je dosť zreteľný. Podľa týchto znakov ide pravdepodobne o polybazit (?). Au a Ag vystupujú najčastejšie iba s chalkopyritom II; ojedinelé zrniečka elektra sa našli i v tetraedrite a sfalerite. V mikroskopickej forme som nepozoroval elektrum v asociácii s inými minerálmi. Je pravdepodobné, že Au — Ag minerály sa vylúčili ešte pred tvorbou sulfosolí Pb, galenitu, bournonitu a bertieritu, ktoré tvoria záverečné štádium zrudnenia na ložisku. Nedostatok dôkazov nedovoľuje nám minerály Au—Ag dostatočne presne zaradiť do celkovej schémy sukcesie, preto ich v tabuľke neuvádzam.

Mineralizáciu na lokalite Valachovo uzatvárajú galenit, sulfosoli Pb a bertierit, ktoré patria medzi najhojnejšie rudné minerály na ložisku. Vylučovali sa z hydrotermálnych roztokov pomerne rýchle, takže ich časové intervaly vylučovania sa čiastočne prekrývajú.

Spolu s galenitom sa vylučoval bournonit a jamesonit, ktoré ho čiastočne zatláčajú, prípadne kryštalizovali s ním súčasne a tvoria tak grafické štruktúry.

Bournonit bol identifikovaný mikroskopickým štúdiom a diagnostickým leptaním. Mikroskopicky má bournonit o niečo nižšiu odrazivosť ako galenit a modrozelený farebný odtieň, ktorý sa stáva v imerzii nápadnejším. Má typické parketové lamelovanie vo dvoch na seba kolmých smeroch, čo je veľmi charakteristickým znakom pre bournonit. V porovnaní s ostatnými sulfosoľami bournonit je podstatne menej anizotrópny a dvojodraz i v imerzii má nevýrazný. Bournonit z lokality Valachovo slabo leptá okrem HNO_3 i KOH.

Jamesonit je zriedkavejší ako galenit a bournonit; je veľmi anizotrópny a má jasný dvojodraz. Odrazivosť je temer zhodná s galenitom. V imerzii v porovnaní s galenitom má jamesonit slabo svetlozelený odtieň. Intenzívne leptá s HNO_3, slabšie s KOH, prípadne s HCl.

Najmladšie a najhojnejšie rudné minerály vo Valachove sú bertierit a boulangerit; (Antimonit, ktorý sa uvádza v zprávе kolektívu geológov z roku 1951, nebol na lokalite zistený; ide pravdepodobne o zámenu za bertierit, prípadne boulangerit.) zriedkavo vystupujú na ložisku spoločne, častejšie samostatne. Bertierit tvorí v kremeni žilky 1—2 cm mocné, prípadne nepravidelné zhluky a hniezda. V mikroskope sa javí ako zrnitý agregát, je silne anizotrópny a má zreteľný dvojodraz. Odrazivosť má podobnú ako galenit. Porovnaním s galenitom má bertierit slabo znateľný ružový odtieň, ktorý sa v imerzii stáva výraznejším. Bertierit pozitívne leptá s HNO_3 a KOH, alebo i s $HgCl_2$ a HCl. Podobne ako boulangerit bol identifikovaný i röntgenograficky.

Boulangerit tvorí v kremeni nepravidelné zhluky, ktoré sú niekedy rozmiestené nezávisle od starších minerálov kremeň-sulfidickej periódy. Ihličkovité minerály boulangeritu sa často prerastajú, takže vytvárajú nepravidelnú spleť. V mikroskope má boulangerit idiomorfné obmedzenie, zriedkavejšie tvorí nepravidelné zrná. Je silne anizotrópny a v imerzii možno pozorovať i dvojodraz. Odrazivosť má veľmi podobnú galenitu, v imerznom oleji má trochu šedší odtieň. Pozitívne leptanie sa prejaví iba s HNO_3, po 30—40 sek. naraz intenzívne matnie a černá. V sukcesii kremeň-sulfidickej periódy treba ho zaradiť k posledným minerálom, pretože zreteľne preniká a čiastočne zatláča staršie minerály kremeň-sulfidickej periódy. Ako celkom posledný v nepatrnom množstve sa vylučoval pyrit III, ktorý tvorí tenké žilôčky v boulangerite.

*

Všeobecne je známe, že zlato na hydrotermálnych ložiskách v Nízkych Tatrách vystupuje najčastejšie v spojitosti s antimonitovým, len zriedkavejšie so sideritovým zrudnením. Zatiaľ nie sú známe výskyty mikroskopicky zistiteľného zlata v asociácii s polymetalickým a s baryt-polymetalickým zrudnením. Vo Valachove sa sideritové a antimonitové rudy nevyskytujú. Zlato je tu viazané na kremeň-sulfidickú periódu, ktorá na základe zistenej minerálnej asociácie najlepšie odpovedá antimonitovému, prípadne polymetalickému zrudneniu. Genetic-

Röntgenometrická identifikácia bertieritu z lokality Valachovo

č. 1.	Valachovo Betierit		ASTM II—2089 ≡ H—16 ≡ M—221		
	d_m	I/I_o	d_{tab}	I_{tab}	Δd
1	4,29	5	4,30	6	0,01
2	3,63	8	3,62	9	0,01
3	3,38	5	3,35	6	0,03
4	3,17	8	3,15	9	0,02
5	2,99	5	3,01	6	0,02
6	2,84	9	2,83	9	0,01
7	2,60	10	2,60	10	0,00
8	2,51	4	2,51	6	0,00
9	2,24	4	2,23	4	0,01
10	2,157	6	2,155	6	0,002
11	2,037	6	2,035	6	0,002
12	1,997	5	1,99	7	0,007
13	1,910	5	1,90	6	0,010
14	1,869	7	1,870	8	0,001
15	1,792	5	1,785	6	0,007
16	1,759	6	1,760	6	0,001
17	1,695	4	1,690	4	0,005
18	1,659	4	1,660	4	0,001
19			1,630	2	
20	1,596	6	1,585	6	0,011
21	1,502	2	1,495	2	0,007
22	1,416	4	1,415	4	0,001
23	1,368	5	1,365	4	0,003
24	1,342	3	1,335	2	0,007
25			1,318	2	
			1,255	2	
			1,079	6	
			1,059	6	
			1,045	4	

Antikatóda Cu; vyhodnotila E. Šamajová.

	d_m	I_o	d_{tab}	I_{tab}	d	Poznámka
1	4,15	3				
2			3,74	4		
3	3,77	6	3,70	9		
4	3,35	8			0,07	3,35 kremeň
5			3,21	2		
6	3,07		3,00	6	0,07	
7	2,82	10	2,80	10	0,02	
8	2,69	8	2,69	7	0,00	
9	2,55	3	2,58	4	0,03	
10	2,33	4	2,34	7	0,01	
11	2,24	6	2,23	7	0,01	
12	2,12	5	2,14	7	0,02	
13	2,02	8	2,02	8	0,00	
14			1,055	4		
15	1,909	6	1,917	7	0,008	
16	1,892	3				1,97 kremeň
17	1,811	5	1,820	4	0,009	
18	1,764	5	1,764	7	0,00	
19	1,647		1,661	2	0,014	
20	1,589	3	1,585	2	0,004	
21	1,525	3	1,526	2	0,001	
22	1,435	4	1,433	4	0,002	
23	1,394	8	1,405	9	0,011	
24			1,380	4		
25			1,330	4		

Snímku vyhotovila E. Šamajová. Použitá bola asymetrická poloha podľa Straumanissa. Clona 1 mm, antikatóda: Cu.

ky patrí pravdepodobne antimonitovému zrudneniu, hoci hlavný predstaviteľ tohto zrudnenia — antimonit — nebol na ložisku zistený. Možno to vysvetliť špecifickými fyzikálno-chemickými podmienkami, ktoré panovali počas zrudnenia na ložisku. Malá koncentrácia Sb a zvýšená koncentrácia Pb, Cu, Fe spôsobila, že v hojnej miere sa na ložisku uplatnili sulfosoli na úkor antimonitu.

Záver

Na južnom svahu Nízkych Tatier poznáme celý rad drobných rudných výskytov, poväčšine v kryštaliniku; na niektorých miestach však zasahujú i do mezozoika. O niektorých z týchto výskytov v doline Bystrá a Mlyná podávam mineralogicko-parageneticke štúdia, z ktorých možno urobiť nasledujúci záver:

Celkove boli rozlíšené na opisovaných výskytoch tri periódy mineralizácie: 1. siderit-Cu perióda; 2 kremeň-sulfidická perióda; 3. baryt-polymetalická perióda.

Siderit-Cu perióda je v študovanom území najrozšírnejšia a reprezentuje sideritový typ zrudnenia, ktorý je jedným zo základných typov v rámci celkovej metalogenézy Nízkych Tatier. Na študovaných výskytoch vyznačuje sa stálymi parageneticky mi a sukcesívnymi pomermi.

Kremeň-sulfidická perióda. Študovaný materiál neposkytol dostatok dôkazov pre zaradenie tejto periódy k niektorému zo známych typov zrudnenia v Nízkych Tatrách. Geneticky patrí pravdepodobne k antimonitovému zrudneniu, hoci hlavný reprezentant tohto zrudnenia — antimonit — nebol v nej zistený. Kremeň-sulfidická perióda na študovaných výskytoch vystupuje buď samostatne, alebo spolu so sideritovým zrudnením. Minerálna asociácia tejto periódy je pestrá a parageneticke a sukcesívne vzťahy menej stabilné ako u siderit-Cu alebo baryt-polymetalickej periódy. Na lokalite Valachovo vystupuje v paragenéze s kremeň-sulfidickou periódou elektrum a pravdepodobne i sulfosoľ Ag.

Baryt-polymetalická perióda zaujíma v rámci celkovej metalogenézy Nízkych Tatier a priľahlých oblastí samostatné postavenie. Vystupuje so sideritovým zrudnením (Trangoška, Krupová, Standiarka), i na polymetalických žilách (pobarytové zrudnenie v Jasení, viď I. Kravjanský 1959), alebo tvorí samostatné žily (Nižná Matejková). Baryt-polymetalická perióda predstavuje jeden z najmladších typov zrudnenia v Nízkych Tatrách; nie je však zatiaľ stanovený jej vekový vzťah k antimonitovému zrudneniu.

Z ekonomického hľadiska baryt-polymetalické zrudnenie je málo nádejné. Tvorí ho predovšetkým baryt, v ktorom sírniky a sulfosoli tvoria iba nepatrné vtrúseniny a len zriedkavejšie i väčšie koncentrácie.

Z uvedených periód sa na trangošskom ložisku uplatňuje siderit-Cu a baryt-polymetalická perióda, obidve s charakteristickou minerálnou asociáciou, na základe ktorej ich možno priradiť buď k sideritovému alebo baryt-polymetalickému

zrudneniu. Z toho vyplýva, že zrudnenie na Trangoške nemožno hodnotiť ako prechodný typ medzi sideritovým a polymetalickým zrudnením (J. Hak, 1959).

O neoídnom veku zrudnenia na Trangoške niet žiadnych pochýb. Sideritové zrudnenie v rámci celkovej metalogenézy Nízkych Tatier sa hodnotí ako jeden z najstarších typov zrudnenia. Z toho dôvodu treba zvlášť zdôrazniť, že nielen mladšie baryt-polymetalické, ale i staršie siderit-Cu zrudnenie je vyvinuté v sedimentoch spodného triasu. To by nasvedčovalo tomu, že v Nízkych Tatrách je zastúpená iba jedna etapa hydrotermálnej činnosti, ktorá je alpínskeho veku. Potvrdzujú to i ďalšie nálezy zrudnenia v dolomitoch stredného triasu v Krupovej doline a pod Veľkým Gápľom. Aj galenitové zrudnenie na Stupke, ktoré je vyvinuté v mohutnej mylonitovej zóne na styku kryštalinika s mezozoikom, je rozhodne potriasového veku.

Zatiaľ však v Nízkych Tatrách nemožno jednoznačne vylúčiť ani starší vek zrudnenia — hercýnsky, keďže zatiaľ nemáme dostatok dôkazov o tom, či staršie sideritové (I. Kravjanský 1959) i antimonitové zrudnenie je neoídneho veku.

Katedra nerastných surovín
Prírodovedeckej fakulty UK
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát. Zv. I. Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. Zv. II. Bratislava. — [3] Andrusov D. — Koutek J. — Zoubek V. a kol., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výskumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského krystalinického jádra v roce 1950. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [4] Buldokov V. U., 1959: Osobennosti metasomatičeskich granitov masiva Majtas. Geologija i razvedka, 6. — [5] Cambel B., 1959: Metalogenetické problémy Centrálnych západných Karpát, najmä tatroveporid. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Nr. 2. Bratislava. — [6] Čillík I., 1957: Zpráva o prospekcii na ložisku Trangoška. Archív GP, Banská Bystrica. — [7] Ginzburg A. I. — Gorževskij D. I., 1957: K voprosu o vzaimosvjazi redkometalnych pegmatitov i nekotorych typov rudnych žil. Izv. AN SSSR, ser. geol. No. 6. — [8] Hak J., 1959: Příspěvek k mineralogii a geochémii antimonových ložisek jižního svahu Nízkych Tater. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Nr. 2. Bratislava. — [9] Hak J., 1959: Metalizace Nízkych Tater. Mineralogicko-geochemický výzkum křemenných a barytových žil. Závěrečná zpráva. Archív ÚNS, Kutná hora. — [10] Hašler O., 1956: Výskyt bournonitu na ložisku Magurka v Nízkych Tatrách. Čas. pro min. a geol., roč. I, č. 4. — [11] Hynie O., 1923: Montanisticko-geologické poměry rudního obvodu starohorsko-španiedolinského na Slovensku. Sbor. SGÚ, sv. III. — [12] Ilavský J. — Čillík I., 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geol. práce, Zošit, 55, Bratislava. — [13] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavádních geologických výzkumech v Nízkych Tatrách. Rozpr. II. tř. Čes. Akad., roč. XXXVI, č. 4, Praha. — [14] Kettner R., 1927: Poznámka k příkrovu nízkotatranskému. Věst. SGÚ, roč. III, Praha. — [15] Klein R., 1942: Das Antimon-Gold Vorkommen von Medzibrod nad Hronom in der Slowakei. Berg.-u. Hüttenm. Mh., Bd. 90, Hf. 3. — [16] Klein

R., 1943: Die Eisenspatgänge am Südhang des Djumbier-Gebirges der Niederen Tatra. Berg.-u. Hüttenm. Mh., Bd. 91. — [17] Koutek J., 1930: Geologické štúdie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. SGÚ, sv. IX; Praha. — [18] Koutek J., 1947: Předběžné výsledky štúdia rudních ložisek revíru Staré Hory—Špania dolina. Věstník ÚÚG, roč. XXII; Praha. — [19] Koutek J. — Pouba Z., 1957: Přehled geologických poměrů rudního ložiska Magurka v Nízkych Tatrách. Sbor. k osemdesátinám F. Slavíka, Praha. — [20] Kravjanský I., 1957: Záverečná zpráva o prospekcii na úseku Nižná Matejková—Ba. Geofond GÚDŠ; Bratislava. — [21] Kravjanský I., 1959: Príspevok k metalogenéze západnej časti Nízkych Tatier. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Nr. 2; Bratislava. — [22] Kántor J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. práce, Zošit 55; Bratislava. — [23] Kubíny D., 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti dumbierského masívu. Geol. práce, Zprávy 9; Bratislava. — [24] Kubíny D., 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. Geol. práce, Zprávy 14; Bratislava. — [25] Kubíny D., 1960: Príspevok ku geológii okolia Trangošky. Geol. práce, Zprávy 17; Bratislava. — [26] Pouba Z., 1951: Oloveno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránske plošiny (střední Slovensko). Rozpr., II. tř., České Akad., roč. LXI; Praha. — [27] Pouba Z., 1953: Několik nových nálezů rud z mesozoických sérií u Šumiace a Švermova. Sbor. ÚÚG, sv. XX., odd. geol.; Praha. — [28] Pouba Z. — Vejnar Z., 1955: Polymetalické rudní žíly u Jasenie v Nízkých Tatrách. Sbor. ÚÚG, sv. XXII. odd. geol.; Praha. — [29] Turan J., 1958: Zpráva o činnosti výzkumu za rok 1958: Barytové zrudnenie Slovenska. Geofond GUDŠ, Bratislava. — [30] Turan J., 1959: O neoídnom veku barytového zrudnenia v doline Nižná Matejková pri Ružomberku. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Nr. 2; Bratislava. — [31] Zalaškova N. E., 1957: Etapy albitizacii v granitnych pegmatitach na primere odnogo iz pegmatitovych polej Altaja. Trudy In. mineralogii, geochimii i kristalochimii redkich elementov. AN SSSR, vyp. 1. — [32] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpát. Věst. SGÚ, roč. XII. č. 6; Praha. — [33] Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku dumbierské zóny Věst. SGÚ, roč. XIII; Praha. — [34] Zoubek V., 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ÚÚG, roč. XXVI; Praha. — [35] Zoubek V., 1953: Předběžná zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří Věst. ÚÚG, roč. XXVIII; Praha. — [36] Zoubek V. — Rus V., 1951: Zpráva o zpracování výzkumného problému „Železné rudy v okolí Vyšnej Boce". Archív ÚÚG, Praha. — [37] Zoubek V. — Kubíny D., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. práce, Zprávy 9; Bratislava.

VYSVETLIVKY K TABUĽKÁM

Tab. VII.

Obr. 1. Pegmatitová žilka s turmalínom prerážajúca migmatity. Trangoška. Zmenšené ½ krát.
Obr. 2. Zóna drvenia na styku aplit-pegmatitovej žuly a spodnotriasových kremencov. Trangoška.

Tab. VIII.

Obr. 1. Pertitizovaný ortoklas, ktorý zrastá podľa karlovarského zákona je zatláčaný albitom pozdĺž štiepateľnosti. Aplit-pegmatitová žula. Trangoška. Zväčšené 30 ×, nikoly +, výbrus.
Obr. 2. Undulózny kremeň s ihličkami silimanitu? a šupinkami sericitu. Aplit-pegmatitová žula. Trangoška. Zväčšené 95 ×, nikoly + výbrus.
Obr. 3. Symplektitické prerastanie kremeňa a muskovitu. Trangoška. Aplit-pegmatitová žula. Zväčšené 30 ×, nikoly +, výbrus.

Obr. 4. Typická klastická štruktúra tektonitov vyvinutých v zóne drvenia na styku aplit-pegmatitovej žuly, so spodnotriasovými kremencami. Trangoška. Zväčšené 11 ×, nikoly +, výbrus.
Obr. 5. Idiomorfné kryštaly albitu, zrastané podľa karlovarského zákona, čiastočne zatláčané barytom, v žilovine siderit-Cu periódy. Trangoška, štôlňa č. 1. Zväčšené 30 ×, nikoly +, výbrus.
Obr. 6. Siderit-Cu perióda. Kusový tetraedrit (svetlý), zatláča pyrit, kremeň (tmavý) a siderit (sivý). Trangoška, štôlňa č. 1. Zväčšené 16 ×, nábrus.

Tab. IX.

Obr. 1. Kremeň-siderit-tetraedritová žilka (siderit-Cu perióda), prerážajúca spodnotriasové kremence. Trangoška, štôlňa č. 1. Zmenšené ½ ×.
Obr. 2. Brekciovitá textúra. Úlomok ankeritu s tetraedritom zatláčaný mladšou baryt-polymetalickou periódou. Krupová I, štôlňa.

Tab. X

Obr. 1. Baryt-polymetalická perióda. Sfalerit (tmavý) zatláčaný galenitom (svetlý). Trangoška východ žily v záreze cesty. Zväčšené 110× v imerzii, nábrus.
Obr. 2. Baryt-polymetalická perióda. Grafická štruktúra — vzájomné prerastanie galenitu (svetlý), bournonitu (nepatrne tmavší) a tetraedritu (sivý). Trangoška východ žily v záreze cesty. Zväčšené 110 × v imerzii, nábrus.
Obr. 3. Tetraedrit (svetlý), so žilkami malachitu a limonitu zatláča kremeň (vystupujúci reliéf), dolomit a pyrit. Krupová II. — zrudnenie v strednotriasových dolomitoch. Zväčšené 30 ×, nábrus.
Obr. 4. Markazit (biely) zatláča galenit (sivý) a kremeň (čierny). Stupka-štôlňa. Zväčšené 95 ×, nábrus.
Obr. 5. Kremeň-sulfidická perióda. Najstarší sfalerit (tmavý), lemovaný chalkopyritom (svetlý), tetraedrit (sivý), zatláčaný galenitom a jamesotinom? (svetlosivý). Mlyná dolina. Zväčšené 95 ×, nábrus.
Obr. 6. Kremeň-sulfidická perióda. Elektrum (svetlé), s chalkopyritom (sivý). Valachovo. Zväčšené 160 ×, nábrus.

JÁN TURAN

VERERZUNG AM BERGE TRANGOŠKA UND EINIGE ERZVORKOMMEN IM TAL BYSTRÁ UND MLYNÁ AM SÜDHANG DER NIEDEREN TATRA

In der vorliegenden Arbeit werden geologisch-petrographische Verhältnisse am Berge Trangoška behandelt, besonders Charakter der Vererzung, Bestimmung der Mineralisation, Paragenese wie auch sukzessive Beziehungen in der Lagerstätte. Weitere anliegende Erzvorkommen werden nur allgemein studiert um einen Vergleich mit der Vererzung von Trangoška herbeiführen zu können.

Vom Südhang der Niederen Tatra sind viele Erzvorkommen, meistens im Kristallin bekannt; hie und da erreichen sie auch mesozoische Gebilde. Auf Grund der mineralogisch-paragenetischen Studien gelangen wir zu folgenden Schlussfolgerungen:

Im allgemeinen wurden in studierten Erzvorkommen drei Mineralisationsperioden festgestellt; es sind dies

a) die Siderit-Cu — Periode;
b) die Quarz-sulphidische Periode;
c) Schwerspat-polymetallische Periode.

Die Siderit-Cu — Periode ist im studierten Gebiet am meisten vertreten und stellt eigentlich einen der grundsätzlichen Typen im Rahmen der allgemeinen Metallogenese der

Niederen Tatra vor. Im studierten Vorkommen zeichnet sich diese Periode durch beständige paragenetische und sukzessive Beziehungen aus.

Die Quarz-sulphidische Periode. Auf Grund des studierten Materials war es uns nicht möglich genügendes Beweismaterial zu sammeln, um die Einreihung dieser Periode zum einen der bekannten Vererzungstypen der Niederen Tatra durchführen zu können. Genetisch gehört sie wahrscheinlich der Antimonit-Vererzung an, obwohl Hauptvertreter dieser Vererzung — Antimonit nirgends darin festgestellt war. Die Quarz-sulphidische Periode tritt in studierten Gebieten entweder selbständig, oder zusammen mit der Sideritvererzung auf. Die Mineralassoziation dieser Periode ist bunt, während die Sukzessionsbeziehungen weniger beständig erscheinen als bei der Cu- oder Schwerspat-polymetalischen Periode. Auf der Lokalität Valachovo kommt in der Paragenese mit der Quarz-sulphidischen Periode Elektrum und wahrscheinlich auch Ag-Sulfosalz vor.

Die Schwerspat-Polymetallische Periode nimmt im Rahmen der allgemeinen Metallogenese der Niederen Tatra und anliegenden Gebiete eine eigenartige Stellung ein. Sie tritt mit der Siderit-Vererzung (Trangoška, Krupová, Standiarka) und auch in polymetallischen Gängen (die Nachschwerspat-Vererzung in Jasenie; I. Kravjanský 1959) zusammen oder bildet selbständige Gänge (Nižná Matejková). Diese Periode stellt einen der jüngsten Vererzungtypen der Niederen Tatra vor; ihre Altersbeziehung zur Antimonit-Vererzung konnte allerdings vorläufig nicht festgestellt werden.

Von den erwähnten drei Perioden kommen in der Trangoška-Lagerstätte die Siderit Cu — und die Schwespat-polymetallische Periode zur Geltung, beide mit einer eigenartigen charakteristischen Mineralassoziation, auf Grund welcher die Zugehörigkeit zur einen oder anderen Periode festgestellt werden kann. Daraus folgt, dass die Vererzung am Berge Trangoška nicht als ein Uebergangstyp zwischen der Siderit- und der polymetallischen Vererzung bewertet werden kann (J. Hak 1959).

Das neoide Alter der Vererzung am Berge Trangoška steht ohne jede Zweifel; die Siderit-Vererzung im Rahmen der allgemeinen Metallogenese der Niederen Tatra wird als einer der ältesten Typen der Vererzung angesehen. Aus diesem Grunde muss man besonders stark betonen, dass nicht nur die jüngere Schwerspat-polymetallische, sondern auch die ältere Siderit-Cu — Vererzung in den untertriassischen Sedimenten vertreten ist. Diese Tatsache dürfte dafür sprechen, dass in der Niederen Tatra nur eine Etappe der hydrothermale Tätigkeit, und zwar die des alpiniden Alters vertreten ist. Dies wird auch durch weitere Vererzungsvorkommen in den mitteltriassischen Dolomiten im Tale Krupová Dolina und unter dem Berge Veľký Gápeľ bestätigt. Die Galenit-Vererzung am Stupka, die in einer mächtigen Mylonit-Zone am Kontakte des Kristallins mit dem Mesozoikum auftritt, ist auch eindeutig nachtriassischen Alters.

Vorläufig kann aber in der Niederen Tatra auch die ältere — die herzynische — Vererzung nicht ausgeschlossen werden, da uns derzeit keine befriedigende Beweise darüber zur Verfügung stehen, ob die ältere Siderit- (I. Kravjanský 1959), aber auch Antimonit-Vererzung eindeutig neoiden Alters ist.

Naturwissenschaftliche Fakultät
der Komenský Universität,
Bratislava

PAVOL GRECULA

GEOLOGICKÉ POMERY OKOLIA POHRONSKÉHO BUKOVCA

D. Štúr (1868) odlíšil prvý v terajšej krížňanskej sérii „Fleckenmergel" neokomu. Neskoršie práce Šťastného (1928) a Kettnera (1931) neprinášajú v stratigrafii v podstate nič nového; zaujímavé je Andrusovovo (1954) stanovenie albu? v oblasti Čierneho dielu v okrajovej časti mezozoika. Až práce Maheľa (1956 a) a moje štúdiá v letných mesiacoch roku 1958 ukázali, že geologické pomery sú zložitejšie v stratigrafii i v tektonike krížňanskej série, než sa dovtedy predpokladalo.

Stratigrafia

Krížňanská séria

Najspodnejším stratigrafickým členom krížňanskej série sú triasové dolomity sivej až tmavosivej farby s ostrohranným rozpadom. Ich podložie nebolo zistené a v nadloží je keuper, a preto ich nemožno presnejšie stratigraficky zaradiť. Vyskytujú sa iba v útržkoch na báze krížňanskej série.

Keuper. V nadloží dolomitov alebo priamo na kryštaliniku leží súvrstvie pestrých bridlíc, ktoré majú charakter často ílovitých bridlíc až slieňovcov; obsahujú nepatrnú piesčitú prímes. Rozpadávajú sa črepinovite, trieštičkovite a lístkovite. Obsahujú vložky sivých i červenkastých jemnozrnných pieskovcov, ktoré nikde netvoria hrubšie polohy. V Sopotnickej doline sa nájdu i biele kremence, častejšie vložky špinavošedých dolomitov (kóta 815,5 m).

Súvrstvie keupra, ktorého väčšia mocnosť je spôsobená tektonickým nadúrením, vyskytuje sa v doline Močiar; v Sopotnickej doline a na západnom svahu Ráztockých lazov keuper tvorí tenké a krátke šošovky.

Rét je tu vo vývine tmavých celistvých, krinoidových a lumachelových vápencov, bridlice takmer úplne chýbajú.

Mikroskopicky tmavé jemnozrnné vápence sú oolitické. Tvar oolitov je závislý od kryštalizačného centra, najčastejšie článkov krinoidov, gastropódov, foraminifer a úlomkov rôznych schránok a vápenca. Rétické vápence často majú charakter piesčitých vápencov. Lumachelové vápence sú zo schránok brachiopódov, lamelibranchiátov, zriedkavejšie i gastropódov, článkov krinoidov, ostňov ježoviek a ojedinele z radiolárií.

Na západnom svahu hrebeňa s kótou 815,5 v tmavých oolitických vápencoch boli nájdené *Cardita* cf. *austriaca* (H a u e r) a *Nucula* sp.; na SZ svahu hrebeňa s kótou 951 *Thecosmilia clathrata* E m m r.

L i a s sa vyznačuje najväčšou variabilitou fácií vo vertikálnom i v laterálnom smere. Najpestrejší vývin liasu je v skupine Ráztockých lazov a severne od kopca Kochula; menej pestrý vývin je v Sopotnickej doline a v doline Močiar.

Grestenské vrstvy zastupujú spodný lias a pozvoľna sa vyvíjajú z podložného rétu. Ide o súvrstvie ílovitých a slabo slienitých bridlíc sivozelenej až tmavosivej farby. Miestami sú v nich sivé, slabo vápnité pieskovce, ktoré zvetrávaním nadobúdajú hrdzavú farbu. Vo vyšších polohách vystupujú i tmavé, slabo krinoidové vápence, ktoré pozvoľna prechádzajú do vápencov stredného liasu. Miestami je spodný lias v podobe čiernych mikrozrnitých žilkovaných vápencov. V grestenskom súvrství prevláda bridličnatý vývin.

Grestenské vrstvy ležia na západnom svahu Ráztockých lazov, kde sa laterálne vykliňujú. Tam, kde nie sú vyvinuté, spodný lias zastupujú čierne mikrozrnité vápence, popretkávané tenkými žilkami druhotného kalcitu, ktoré sa vyskytujú medzi rétom a rohovcovými vápencami.

Stredný lias tvoria tmavé vápence s hľuzami šedých a tmavošedých rohovcov; hľuzy rohovcov sú v spodnejších častiach súvrstvia zriedkavejšie. Smerom do nadložia sa vápence menia na svetlejšie, rohovce miznú a objavujú sa iba nevýrazné škvrny. Vyššie sú vápence sivé až sivožlté, škvrnité, prevažne hrubolavicovité (hrúbka lavíc 15—30 cm). Škvrnité vápence sú celistvé, slabo slienité až slienité a majú lastúrnatý lom. Ojedinele sa v nich nájdu hľuzy šedých rohovcov.

Na faunu sú chudobné; pomerne najčastejšie sa vyskytujú belemnity, avšak zle zachované. Na východnom svahu doliny Močiar sa našli v sutine dva odtlačky amonita *Echioceras sp.*

Z mikroorganizmov sú časté kalcifikované ihlice húb a rádiolárie, ojedinele aj neurčiteľné zvyšky foraminifer, články echinodermát a *Globochaete alpina* L o m b a r d.

Na západnom svahu Ráztockých lazov v nadloží škvrnitých vápencov je slabá poloha šedých vápencov s rohovcami; tu dosahuje vývin stredného liasu mocnosť až 75 m. V Sopotnickej doline a v doline potoka Močiar sú vápence s rohovcami len ojedinelé, najčastejšie chýbajú.

Vrchný lias je zastúpený v podstate v hierlackom vývine, len zriedkavo vo vývine adnetských hľuznatých vápencov; toto súvrstvie netvorí mocnejšiu polohu

a má šošovkovitý charakter. Napriek tomu je súvrstvie vrchného liasu veľmi pestré a faciálne zmeny možno pozorovať už v decimetrových intervaloch.

Profil k štúdiu vrchného liasu je odkrytý oknom jurských hornín v Ráztockej doline. V najspodnejšej časti odkryvu sú šedé vápence s rohovcami, patriace ešte strednému liasu. Nad nimi sú sivé slienitopiesčité vápence, ktoré pri navlhčení majú žltkastý odtieň. Vyššie sa objavujú červené bodky, až vápence postupne prechádzajú do ružových a červených krinoidových vápencov. V spodnejších polohách je 15—20 cm poloha hrubozrnného silicit-jaspisu svetlosivej farby. Medzi červenými krinoidovými vápencami je slabá poloha červených, čiastočne hľuznatých a bridličnatých vápencov, vyskytujúcich sa v malom množstve aj v Sopotnickej doline.

Krinoidové vápence sú slabo slienité, lavicovité, poprerážané žilkami bieleho druhotného kalcitu, s lomom nerovným a zrnitým.

Fauna vápencov vrchného liasu je chudobná. Časté sú belemnity, ktoré v okne Ráztockej doliny tvoria belemnitový horizont. Na JV chrbáte kóty 815,5 (Sopotnická dolina) v červených celistvých vápencoch sa našli zvyšky amonitov: *Phylloceras* sp., *Hildoceras* sp., *Ammonites* sp.

Z mikroorganizmov sú časté články krinoidov, foraminifery (*Nodosaria* sp., *Robulus* sp., *Textularia* sp., *Lenticulina varians* Bornemann a iné), ďalej ostne ježoviek, kalcifikované radiolárie, ihlice húb, patriace ku skupine tetraxonných spongií a hexaktinelidám, gastropódy, vlákna rias, *Globochaete alpina* Lombard, *Calcisphaera* sp.; zriedkavo sa vyskytujú aj machovky, ostrakódy a iné problematické prierezy. Bohaté spoločenstvo mikroorganizmov poukazuje na vrchný lias.

Vývin liasu je v jednotlivých oblastiach rôzny; neprítomnosť určitých jeho členov, napr. grestenských vrstiev a rohovcových vápencov v Sopotnickej doline a v doline Močiar, červených krinoidových vápencov v doline Močiar, si možno vysvetliť najlepšie ako vplyv tektonický, pretože na takom malom území ťažko predpokladať, žeby rozdiely vo vývine liasu boli primárne, hoci niekde ani táto možnosť nie je vylúčená (napr. grestenské vrstvy).

Súvrstvie doger u — spodného malmu má typický vývin krížňanskej série. Prechod vrchného liasu je viditeľný v Ráztockej doline, kde červené krinoidové vápence prechádzajú postupne do žltošedých a šedých vápencov (pričom články krinoidov tiež postupne miznú), až do celistvých kremitých radiolariových, tenko lavicovitých až doskovitých vápencov s polohami tvrdších radiolaritov. Vyššie sú potom červené, ružové, zelené a zelenosivé kremité radiolariové vápence a radiolarity spodného malmu, s typickým ostrohranným rozpadom.

Kimeridž. Nad spodným malmom v Ráztockej doline vystupuje 3 až 5 m mocná poloha slabo kremitých slienitých vápencov sivej až zelenosivej farby s typickou „lombardiovou" mikrofáciou. Lombardie zistené vo výbruse sú rôznych tvarov, ako „V", „Y" a iných rozvetvených foriem. Niektoré sú zhodné s vyobra-

zeniami *Saccocoma* sp. Agassiz (Verniory 1956), iné prierezy patria forme *Lombardia arachnoidea incertae sedis* (Bronniman 1955). V spoločenstve s lombardiami sú radiolárie, ihlice húb a ojedinele sa nájde i *Globochaete alpina* Lombard, *Calcisphaera* a články echinodermát.

Súvrstvie titón-beriasu a neokomu je v krížňanskej sérii v opisovanom území, hlavne v jeho východnej časti najmohutnejšie vyvinuté. Titón-berias je vyvinutý v podobe hrubolavicovitých, slabo slienitých šedých i žltkastošedých vápencov s hladkým lastúrnatým lomom a s bielymi kalcitovými žilkami.

V najnižších polohách je častá *Calpionella alpina* Lorenz, menej *Calpionella elliptica* Cadisch. Vyššie polohy obsahujú *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu et Filipscu) a južne od kóty 773 sa našla aj *Stenosemellopsis hispanica* (Colom), ojedinele *Calpionella alpina* Lorenz. Popri kalpionelách sú početne rovnako zastúpené radiolárie, menej ihlice húb, články echinodermát *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera molucana* Wanner a v najvyšších polohách i *Nannoconus*.

Neokom zastupujú bridličnaté, šedé až tmavošedé, slienité až silne slienité vápence, poprerážané žilkami a šošovkami svetlého hrubokryštalického kalcitu. Vápence sú zriedkavo nevýrazne škvrnité, často obsahujú pyritové konkrécie trubičkovitého tvaru.

Súvrstvie neokomu predstavuje najvyšší horizont druhohôr v krížňanskej jednotke opisovaného územia. Jeho vrchná stratigrafická hranica nie je známa. Alb?, ktorý Andrusov (1954) opísal z oblasti Čierneho dielu, predstavuje sivozelené vápnité, sľudnaté pieskovce, šedé a zelenkavé slienité bridlice a zriedkavejšie piesčité vápence. Obsahuje však typickú werfenskú faunu (pozri lokalitu vo werfene chočského príkrovu — SZ svah Čierneho dielu). Podobné rozmery sú aj v šošovke albu na SV svahu Čierneho dielu, ktorá je podobná prv opísanej, ale tu chýbajú vápenaté pieskovce. Sú v nich však červenkavé pieskovce. Fauna sa tu nenašla.

Z toho vidno, že obidva výskyty albu? treba považovať za nepochybný werfen, ktorý sa tiahne v pruhu z južnej strany Čierneho dielu cez západné svahy až k severovýchodu.

Metamorfovaná séria

V nadloží normálnej krížňanskej série vystupuje metamorfované súvrstvie. V Sopotnickej doline nad nemetamorfovaným neokomom sú sivé a žltosivé rauwaky a tmavošedé vápence, husto a nepravidelne popretkávané žilkami bieleho kalcitu. Poloha šedých, jemne bridličnatých slienitých vápencov predstavuje najskôr škvrnité liasové sliene. V doline Močiar vystupujú šošovky ružových krinoidových mramorovitých vápencov, v ktorých spoločenstvo mikroorganizmov je veľmi podobné vrchnému liasu nemetamorfovanej krížňanskej série.

Vyššie sú bieloružové a žltkasté, bridličnaté a doskovité kremité vápence a fia-

lové, fialovočervené, sivozelené a svetlosivé kremité radiolárioové vápence, zastupujúce doger — malm. Horniny sú silne mikrozvrásnené. Nadložné vápence neokomu sú veľmi zbridličnatené až rozdrvené.

Horniny metamorfovanej série obsahujú drobné, zriedkavejšie 1 až 2 mm veľké šupinky sericitu.

Chočská séria

V chočskej sérii, stratigrafia ktorej nebola podrobne študovaná, treba pripomenúť vápencovo-dolomitický vývin stredného triasu, predovšetkým v oblasti severne od Ráztoky, kde jeho členenie je veľmi obťažné. Vo svetlých vápencoch s rohovcami v strednom triase (lom severne od Ráztoky) sa našla *Globocheate* sp.

Pri štúdiu tejto série som našiel nové výskyty fauny. Vo werfene SZ od Ráztoky (Šťastný 1928; Andrusov 1937; Maheľ 1956) som našiel okrem opísaných druhov ešte *Tirolites* cf. *quenstedti* Mojs. a *Dinarites* sp.

Nové nálezy fauny sú východne od Pohronského Bukovca, kde vo svetlosivých vápencoch bol nájdený *Pecten* cf. *alberti* (Goldf.)

Z južných svahov Čierneho dielu z detritického oddielu werfenu pochádza: *Anoplophora fassaensis brevis* Bittn., *Anoplophora fassaensis* Wissm. *Claraia* sp.

Na západnom svahu Čierneho dielu pochádza fauna zo sivozelených vápenatých pieskovcov: *Anoplophora fassaensis* Wissm., *Myophoria laevigata* Alberti.

Na SZ svahu Čierneho dielu fauna sa našla vo vrchnom slienito-bridličnatom oddieli werfenu: *Anoplophora fassaensis* Wissm., *Anoplophora fassaensis brevis* Bittn., *Gervilleia* sp., *Myophoria laevigata* Alberti, *Natiria costata* Münst., *Pecten* sp., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites* sp.

V lunzských vrstvách severne od Ondreja som našiel *Posidonia* sp. a pri obci Ráztoka spolu s Pulcom sme našli: *Halobia rugosa* Mojs., *Cucullaea impressa* Münst., *Posidonia vengensis* Wissm.

Na subtatranských komplexoch ležia v rôznom plošnom rozšírení mladšie útvary. V oblasti Čierneho dielu sme našli kusy zlepencov so zaobleným materiálom dolomitov a vápencov s tmelom karbonatickým. Veľkosť valúnov je od 2 do niekoľkých cm. Zlepence patria paleogénu alebo vrchnej kriede.

V južných oblastiach opisovaného územia sa vyskytujú mladšie neogénne štrky.

Tektonika krížňanského príkrovu

Krížňanský príkrov zaberá najväčšiu časť opisovaného územia, hlavne horniny titón-neokomu; jeho útvary ležia priamo na horninách ďumbierskeho kryštalinika (Štúr 1868).

Najnižším členom, ktorý je na styku s kryštalinikom, sú triasové dolomity.

Často sa s kryštalinikom stýkajú i vyššie členy (spodnotriasové horniny tu nevystupujú), keuper alebo titón-neokom.

Krížňanský príkrov sa tu vyznačuje komplikovanou stavbou hlavne v Sopotnickej doline, kde je zošupinatený. Sklon hornín krížňanskej série je mierny, prevažne medzi 20—30° k JV; najlepšie je viditeľný v skupine Ráztockých lazov, kde krížňanský príkrov má charakter antiklinálnej stavby. Antiklinála sa ponára k JV pod 20° uhlom. Vo východnej časti územia ju narezáva Ráztocký potok. Tu sa prejavuje vystupovaním jurských hornín v titón-neokomskom súvrství. Rozmery okna sú podstatne menšie ako v západnej časti antiklinály a zdá sa, že smerom k JV antiklinála vyznieva. Osová rovina antiklinály je kolmá alebo mierne naklonená k juhu. Severné krídlo antiklinály je dlhšie ako južné (pomer asi 1:3) a len mierne sa dvíha k vrcholu antiklinály, kdežto južné krídlo má strmší sklon. Sklon vrstiev severného krídla je 10—30° k SV, v južnom krídle ho nebolo možné zistiť. Jadro antiklinály tvoria triasové dolomity, ktoré len ojedinele vystupujú nad kryštalinikom. Vrchol antiklinály tvoria horniny titón-neokomu.

Horniny antiklinály sú prestúpené malými smernými poruchami, pozdĺž ktorých došlo k slabým vertikálnym pohybom (v okne Ráztockej doliny o 1 až 4 m).

Osová rovina antiklinály má skoro kolmý priebeh oproti okrajovej zóne kryštalinika, ale pruhy hornín severného krídla prebiehajú súbežne s jeho okrajom.

V západnom ukončení antiklinály sa pomery komplikujú. V podloží škvrnitého liasu sú červené krinoidové vápence vrchného liasu, radioláriové vápence dogeru — spodného malmu a súvrstvie titón-neokomu, ktorý tvorí jadro synklinály.

Zložitú stavbu krížňanského príkrovu pozorujeme v Sopotnickej doline, pri kóte 815,5 a ďalej na juhu, kde sa vyznačuje šupinovitou stavbou, dobre viditeľnou na SV svahu kóty 815,5. Spodnejšie šupiny sú malé; dve vrchné sú väčšie.

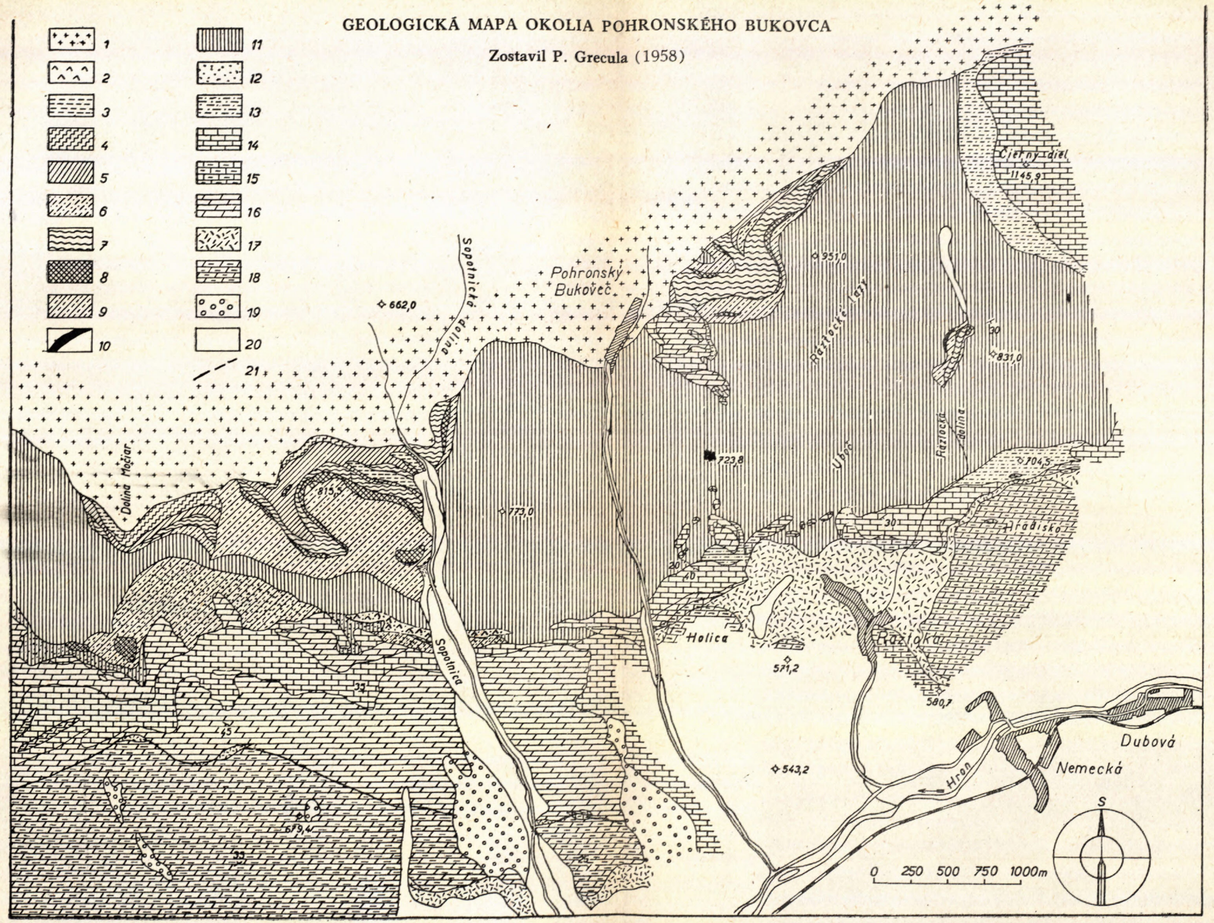
V prvej, spodnej šupine vyvinutej iba na malom úseku severne od horárne je iba nepatrne zastúpený keuper a rét.

Druhá šupina, vyššia až 70—80 m mocná má už úplnejší stratigrafický sled: triasové dolomity, malé šošovky keupra, ďalej je tu zastúpený rét a škvrnité vápence. Šupina pod vrcholom kopca končí. Malý výskyt keupra v súvrství rétu na JZ svahu kopca (kóta 815,5) poukazuje na jej pokračovanie k západu. V záreze hlavnej cesty — severne od horárne rétické vápence spodnej šupiny, ktoré sú v spodnej časti zárezu hrubolavicovité, smerom do nadložia prechádzajú do úplne rozdrvených vápencov s malými kusmi ešte zachovaných nerozdrvených vápencov. V tomto pásme drvených vápencov pozorujeme aj miernejšie zvrásnenie. Nadložie je zasutené; nájdu sa v ňom kusy brekciovitých dolomitov, čo tiež poukazuje na tektonický styk vápencov rétu a dolomitov, doprevádzaný v dôsledku nasunutia vyššej šupiny kataklázou podložných a nadložných hornín.

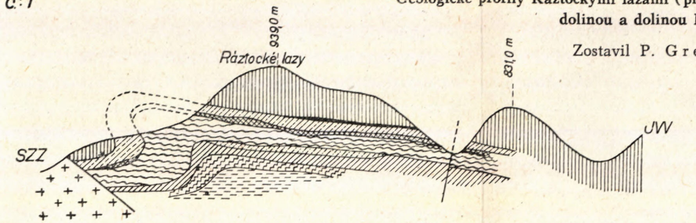
Tretia šupina, mohutne vyvinutá, siaha zo Sopotnickej doliny až na západný svah doliny Močiar; západne od kóty 773 je porušená zlomom, pozdĺž ktorého jej západné pokračovanie bolo vyzdvihnuté. Stratigrafický vývin je úplnejší a začína

GEOLOGICKÁ MAPA OKOLIA POHRONSKÉHO BUKOVCA

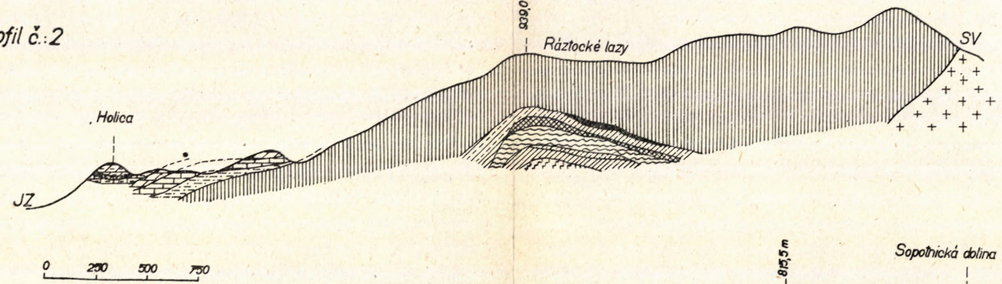
Zostavil P. Grecula (1958)



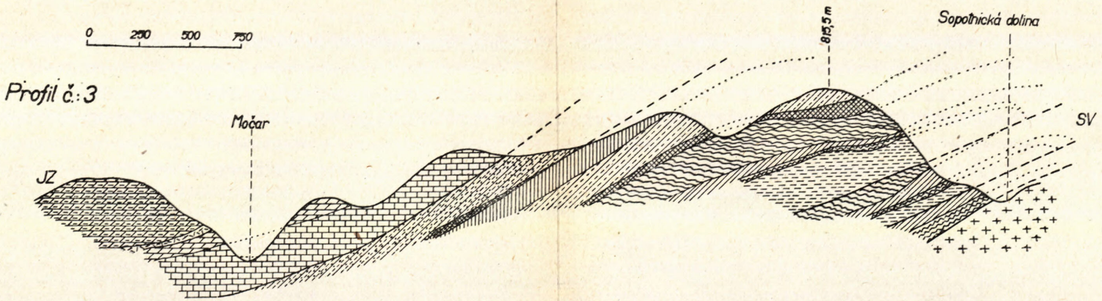
Profil č. 1



Profil č. 2



Profil č. 3



Geologické profily Ráztockými lazami (profil 1—2) a územím medzi Sopotnickou dolinou a dolinou Močiar (profil 3).

Zostavil P. Grecula (1958)

Vysvetlivky k mape i profilom:

1 — kryštalinikum; *krížňanská séria:* 2 — gutensteinské vápence; 3 — **dolomity; 4. keuper;** 5 — rét; 6 — grestenské vrstvy; 7 — škvrnité slienité vápence; 8 — krinoidové adnetské vápence — vrchný lias; 9 — radiolariové vápence; 10 — kimeridž; 11 — titón-neokom; 12 — metamorfovaná šupina krížňanskej série; *chočský príkrov:* 13 — werfen; 14 — **gutensteinské vápence;** 15 — reiflingské vápence; 16 — chočský (strednotriasový) dolomit; 17 — lunzské vrstvy; 18 — vrchnotriasový dolomit; 19 — štrkové útvary; 20 — kvartér; 21 — nasunové línie.

triasovými dolomitmi, ktoré v spodnejších častiach obsahujú brekciovité polohy (odkryv SV od kóty 815,5). Pre túto šupinu je charakteristický mocnejší vývin dogeru a spodného malmu, a oproti iným oblastiam i slabý vývin titón-neokomu, ktorý bol zrejme redukovaný následkom nasunutia ďalšej šupiny. Mocnosť šupiny v Sopotnickej doline je asi 300 m, v doline Močiar iba 100—150 m. Uloženie hornín má úklon 20—30° k juhu. Súvrstvie je mierne zvrásnené, a preto aj smer a sklon vrstiev je premenlivý.

Štvrtá šupina je vyvinutá medzi Sopotnickou dolinou a dolinou Močiar (mocnejšie iba v doline Močiar); je charakterizovaná dynamometamorfózou hornín a detailným zvrásnením. Iba v tejto šupine vystupujú strednotriasové vápence, v spodnejších polohách doprevádzané mocnejším vývinom rauwakov. Je pochopiteľné, že metamorfóza nemohla byť spôsobená iba tlakom nadložných más chočského príkrovu, lebo jeho spodná časť nie je metamorfovaná. Spodnejšia šupina, bližšia ku kryštaliniku nemá známky metamorfózy.

Vznik regionálne dynamometamorfovaných hornín si môžeme vysvetliť rôzne. Je pravdepodobné, že metamorfované horniny nevznikli na terajšom mieste výskytu, ale že k metamorfóze došlo v podmienkach, keď pôsobil orientovaný tlak, teda v čase, keď sa azda prejavili aj účinky podložného kryštalinika. Potom by metamorfované horniny mohli poukazovať na vzťah k vzniku vrás v kryštaliniku.

Styk mezozoika s ďumbierskym kryštalinikom sa rôzne interpretuje. V študovanom území pruhy druhohôr prebiehajú vo väčšine prípadov súbežne s okrajom kryštalinika (Močiar, Sopotnická dolina). Šikmé odrezanie mezozoických pruhov pozorujeme iba v malej synklinále na západnom svahu Ráztockých lazov, hoci severné krídlo antiklinály prebieha súbežne s okrajom kryštalinika.

Tektonika chočského príkrovu

Plocha tektonického styku chočského príkrovu je na rôznych miestach rôzne uklonená. Zreteľne násunový charakter má chočský príkrov na Čiernom dieli, kde plocha styku je len mierne uklonená k JV (10—20°). Na severnom svahu sa styká s kryštalinikom a na SV svahu s neokomom. Násunový charakter má chočský príkrov aj v doline Močiar (úklon styku okolo 35°) a SZ od Ráztoky s plochou styku 30° uklonenou k juhu. V oblasti SZ od Ráztoky je na neokome väčšie množstvo tektonických trosiek, ktoré sa zachovali ako zvyšky po bývalej súvislej pokrývke chočskej série; tvoria ich vápence stredného triasu. Viac rozšírená je tektonická troska chočského príkrovu na východnom svahu Bukoveckej doliny — východne od obce P. Bukovec, tvorená werfenom, strednotriasovými vápencami a dolomitmi.

Na niektorých úsekoch však plocha styku je príkrejšia (50—60°; severne od Ráztoky v lome, kde styk prebieha strmo do svahu a pruh strednotriasových vrstiev je veľmi intenzívne tektonicky porušený zlomami). Úklony vrstiev sú rôzne;

väčšinou 30—45°, niekedy až 50°, kým úklon vrstiev podložnej krížňanskej série je miernejší.

Celkove chočský príkrov má synklinálne uloženie miestami veľmi zreteľné. Osová rovina synklinály prebieha zhruba smerom V—Z. V západnej a strednej časti územia synklinálnu stavbu naznačujú dva pruhy lunzských vrstiev. Jadro synklinály tvoria vrchnotriasové dolomity, ktoré smerom k východu miznú a objavujú sa až vo východnej časti územia vo forme denudačných zvyškov (kopce Holica, Hradisko). Z toho je zrejmé, že v oblasti severne od Ondreja dochádza k transverzálnej osovej elevácii.

Po oboch stranách doliny Močiar chočský príkrov má zložitejšiu stavbu. V podloží synklinály vystupuje bazálna šupina na neokome. Na spodu sú to šošovky šedých i tmavých vápencov bez rohovcov a JV od Kochuli reiflingské vápence. Potom nasledujú dolomity, nad ktorými začína synklinála hrubou polohou rauwakov a gutensteinských vápencov. Rauwaky sa nachádzajú aj v podložnej šupine v dolomitoch, ktorá končí východne od doliny Močiar.

Popaleogénnu tektoniku doprevádzal vznik dislokácií, ktoré majú charakter priečnych zlomových porúch smeru S—J. Na týchto poruchách sú založené hlavné doliny. Výrazná zlomová porucha prebieha Sopotnickou dolinou, pozdĺž ktorej obe strany doliny boli oproti sebe vertikálne posunuté. Poukazuje to na vývin jurských členov na západnej strane doliny; na východnej strane nasleduje hneď vývin neokomu. Úklon poruchy je k západu. Podobného charakteru je aj Bukovecká dolina, kde je porucha sklonená k východu.

Územie medzi Sopotnickou a Bukoveckou dolinou je teda obmedzené dvoma poruchami opačného smeru a počas popaleogénnej tektoniky pokleslo.

Výrazná porucha je aj západne od kóty 773, ktorá oddeľuje horniny dogeru — spodného malmu od triasových a jurských hornín prechádzajúcich zo západu. Zlom je zvýraznený aj prameňom.

Geologický prieskum, n. p
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpatica Praha. — [2] Andrusov D., 1937: Sur quelques fossiles triasique des Carpates occidentales. Věstník K. č. spol., Praha. — [3] Andrusov D., 1954: Zpráva o mapovaní druhohôr pri okraji kryštalinika na južnom úpätí N. Tatier v r. 1950. — [4] Bronnimann P., 1955: Mikrofossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Mikropaleontology, vol. 1, no 1. — [5] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výskumech v Nízkych Tatrách. Rozpravy II. tř. r. 34, Praha. — [6] Kettner R. — Šťastný V., 1931: Coup doel sur la geologie du versant sud de la Basse Tatra. Guide. Knihovna SGÚ, Praha. — [7] Maheľ M., 1956: Nové nálezy skamenelín vo werfénskych vrstvách na južnom svahu Nízkych Tatier. Geol. práce, Zprávy 8. — [8] Maheľ M., 1956a: Predbežná zpráva o výskume mezozoika Nízkych Tatier. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Matějka A., 1958: Výskyt

bauxitických hornín od Drienovce na jižním Slovensku. Věstník ÚÚG r. 33, Praha. — [10] Mišík M., 1959: „Lombardiová" mikrofácia — vodčí horizont v malme v Západných Karpatoch. Geol. sborník SAV, r. X, č. 1—2. — [11] Šťastný V., 1928: Příspěvek k poznání pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věstník SGÚ IV. Praha. — [12] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Wag-und Gran-Thale. Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. Bd. 18. — [13] Verniory R., 1956: La creation du genre Lombardia Bronnimann estelle justifiée. Archives des scienses, vol. 1, Geneve.

PAVOL GRECULA

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON POHRONSKÝ BUKOVEC

Die Krížná-Serie der Umgebung von Pohronský Bukovec beginnt mit triassischen Dolomiten, im deren Hangenden sich Keuper und Rhaet befindet. Die bunteste und interessanteste Entwicklung von allen Formationen ist im Lias (Raztocke lazy), und zwar in der Fazies der Grestener Schichten, Fleckenmergel, der Hierlatz- und seltener Adnethkalke mit Fauna. Im Profil des Fensters im Raztoka-Tal über dem bunten Radiolarienkalk aus Dogger und unteren Malm sind Mergelkalke des Kimeridge mit typischer „Lombardien"-Mikrofazies entwickelt. Die Krížná-Serie endet mit einer mächtigen Schichtenfolge von hellen Mergelkalken des Tithon-Berias mit Kalpionellen-Mikrofazies und grauen Neokommergeln.

Die Schichtfolge, die Andrusov (1954) aus dem Gebiet von Čierny diel als Alb bezeichnete, wurde durch häufige Fossilien als Werfen bestimmt.

Im erwähnten Gebiet enthält die Krížná-Serie ausser normalen auch metamorphe Schichtkomplexe, die sich durch Inhalt von Serizit-schuppen und Marmorkalken auszeichnen. Die metamorphe Serie ist im Sopotnicka-Tal und im Močiar-Tal entwickelt. Sie beginnt mit gelbgrauen Rauwacken, über denen sich dunkle Kalke befinden; weiter folgen Mergel, die zunächst den Fleckenmergeln entsprechen. Die höheren Glieder der metamorphen Serie sind marmorähnliche rosa Krinoidenkalke, Radiolarienkalke des Dogger-Malm und Neokommergel.

In der Choč-Serie wurden neue Funde der Werfener Fauna NW von Raztoka, im Gebiet von Čierny diel und östlich von Pohronský Bukovec festgestellt.

Die Tektonik der Krížná-Serie zeichnet sich durch komplizierten Bau aus. Im Gebiet von Raztocké lazy ist ein Antiklinalbau, während im Sopotnicka-Tal ein Schuppenbau (vier Schuppen) entwickelt. Nur die oberste Schuppe ist dynamometamorph.

Die Dynamometamorphose entstand wahrscheinlich an der Stelle der Ablagerung dieser Serie in folge der Wirkungen des liegenden Krystallins.

Die Chočdecke hat stellenweise (Čierny diel, NW von Raztoky) einen flächenartigen Aufschiebungscharakter, während an anderen Stellen ist die Kontaktfläche steiler.

J. NEMČOK—T. KORÁB—T. ĎURKOVIČ

VÝSKYT JASELSKÝCH LUPKOV V MAGURSKOM FLYŠI

(Anglické resumé)

Úvod

Vo flyšových Karpatoch jaselské lupky prvý raz opísal V. Uhlig (1883) ako jemné vápnité ílovce, v ktorých sa výrazne striedajú niekoľko mm mocné polohy (laminy) rôzneho zloženia. Ďalšie zmienky o nich nachádzame v prácach viacerých autorov (pozri prehľad literatúry St. Jucha 1957, 1958; St. Jucha — J. Kotlarczyk 1959). V poslednej dobe jaselské lupky podrobne študujú hlavne poľskí autori: St. Jucha (1957, 1958); St. Jucha — J. Kotlarczyk (1959); L. Koszarski — K. Zytko (1959). Z Ukrajinskej SSR spomína výskyt podobných vrstiev V. O. Šakin (1958). Spomínaní autori rozoberajú hlavne stratigrafickú pozíciu jaselských lupkov v krosnenských a menilitových vrstvách flyšových Karpát.

Geologické postavenie jaselských lupkov

Pri mapovacích prácach našli sme horniny označované ako jaselské lupky v maľcovských vrstvách magurského flyša na východnom Slovensku. Ich vyčerpávajúce stratigrafické zhodnotenie bude náplňou ďalších prác. V tomto príspevku sa zameriame na ich výskyt a litologicko-petrografické zloženie.

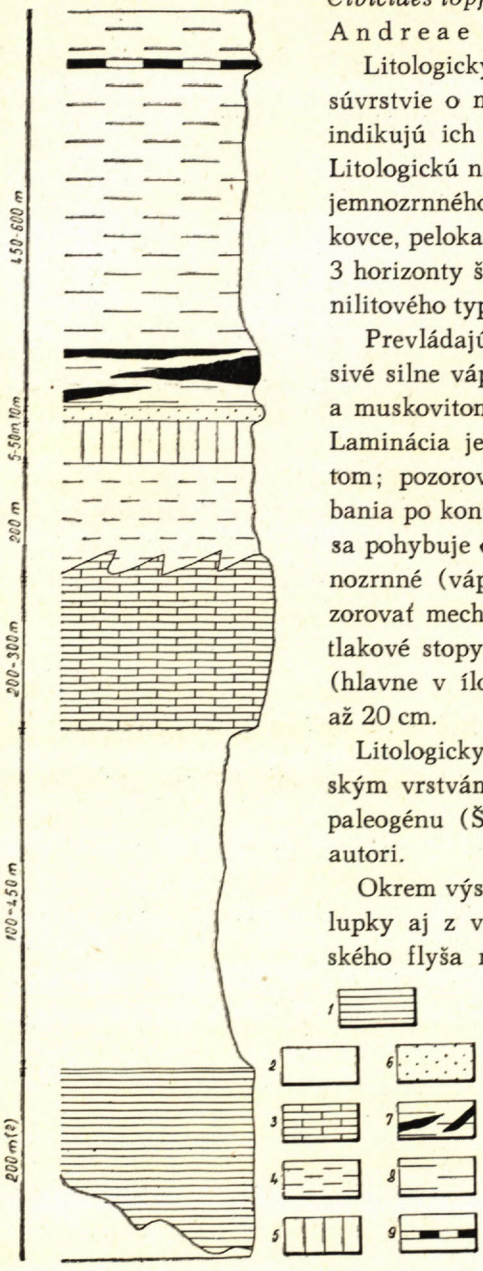
Pri terénnych prácach sme vyčlenili v magurskom flyši od podložia k nadloží nasledujúce litologicko-stratigrafické celky (obr. 1): 1. flyšové súvrstvie vrchnej kriedy — spod. oddielu paleogénu; 2. belovežské vrstvy; 3. pieskovce Makovice; 4. zlínske vrstvy; 5. pestré červené a zelené ílovce (stredný eocén); 6. maľcovské vrstvy s vložkami ílovcov menilitového typu v spodnej časti.

Výskyt jaselských lupkov je nám zatiaľ známy len z magurského a beňatinského flyša (názov *beňatinský flyš* zaviedol B. Lešťko, 1960 ako synonymum pre priútesový flyš).

Maľcovské vrstvy sú najmladším stratigrafickým členom magurského flyša na východnom Slovensku a stratigraficky odpovedajú vrchnému eocénu s faunou:

Globigerina apertura Cush., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinoides mexicanus* Cush., *Globorotalia (Turborotalia) rotundimarginata* Subb. a iné.

V nadloží preukázateľnej vrchnoeocénnej mikrofauny sa začínajú v týchto vrstvách objavovať spodnooligocénne prvky, napr. *Reusella lyramensis* Cush. — *Cibicides lopjanicus* Mjatljuk, *Gümbelina gracilina* Andreae (určil O. Samuel 1960).



Litologicky maľcovské vrstvy predstavujú flyšové súvrstvie o mocnosti 450—600 m. Ich úložné pomery indikujú ich synklinálny charakter v magurskej zóne. Litologickú náplň týchto vrstiev tvoria horniny prevažne jemnozrnného charakteru: vápnité ílovce, siltovce, pieskovce, pelokarbonáty. V spodnej časti sa vyskytujú max. 3 horizonty šedohnedých ílovcov (slabo vápnitých) menilitového typu.

Prevládajúcou zložkou maľcovských vrstiev sú svetlosivé silne vápnité ílovce, miestami s piesčitou prímesou a muskovitom. Siltovce sú vápnité, zväčša laminované. Laminácia je zvýraznená rastlinnou drťou a muskovitom; pozorovať deformáciu lamín od mierneho sprehýbania po konvolútnu lamináciu. Mocnosť siltových lavíc sa pohybuje od 2 do 30 cm. Pieskovce sú prevažne jemnozrnné (vápnité), laminované. Na spodnej strane pozorovať mechanoglyfy (prúdové a úderové stopy, rýhy, tlakové stopy). Sporadicky sa vyskytujú pelokarbonáty (hlavne v ílovcoch menilitového typu) o mocnosti 10 až 20 cm.

Litologicky sú maľcovské vrstvy podobné krosnenským vrstvám a vrchným členom centrálnokarpatského paleogénu (Šarišská Hora), na čo už poukázali viacerí autori.

Okrem výskytov v magurskom flyši sú známe jaselské lupky aj z vrchnej časti menilitových vrstiev beňatinského flyša na vých. Slovensku (B. Leško, 1960).

Obr. 1. Schematický profil magurským flyšom na východ od Bardejova.

1 — vrchná kriedа — paleocén; 2 — belovežské vrstvy; 3 — pieskovce Makovice; 4 — zlínské vrstvy; 5 — pestré, zelené a červené ílovce; 6 — numulitové pieskovce; 7 — vložky ílovcov menilitového typu; 8 — maľcovské vrstvy; 9 — jaselské lupky.

V maľcovských vrstvách zistili sme jaselské lupky maximálne v troch horizontoch (Janovce, Dlhá Lúka). Jednotlivé horizonty sú max. 10 cm mocné a ležia nad ílovcami menilitového typu (obr. 2, 3). Schematické znázornenie ich výskytov v maľcovských vrstvách magurského flyša ukazuje obr. 4, ich postavenie na jednotlivých lokalitách obr. 2, 3.

Litologický a petrografický charakter jaselských lupkov

Makroskopický opis. Typickým znakom jaselských lupkov je výrazná laminácia, ktorá sa prejavuje v striedaní tmavších a svetlejších prúžkov rôzneho látkového zloženia. Jednotlivé laminy nepresahujú hrúbku 1 cm. Tmavšie prúžky sú tvorené klastickým (ílovo-siltovým) materiálom, svetlejšie karbonátom. Priebeh lamín je nerovný, pozorovať sprehýbanie, niekedy aj roztrhnutie lamín. Sprehýbanie a čiastočná deformácia lamín pripomína v niektorých prípadoch morfologický tvar konvolútnej laminácie; jej typický vývoj, ako ho poznáme z jemných klastík vo flyši, sa v predmetných vrstvách nenašiel.

Mikroskopický opis. Pod mikroskopom názornejšie vidieť detaily jednotlivých lamín (obr. 5), ktoré majú na spodnej a vrchnej strane nerovný priebeh. Styk lamín odlišného látkového zloženia býva ostrý alebo pozvoľný. Styčné plochy bývajú niekedy oddelené len výraznou pigmentáciou a odtieňom do hneda. Často pozorovať vykliňovanie lamín. Vo vápnitej hmote sa ojedinele nájdu úlomky ostrohranného kremeňa (0,05 mm), alebo karbonátových lamín utopených v ílovo-siltovej hmote, pričom priebeh týchto úlomkov je zhodný s celkovým usporiadaním lamín. Vo vápnitých laminách sa nájdu aj vtisky ílovo-siltových lamín v tvare pretiahnutých protuberancií.

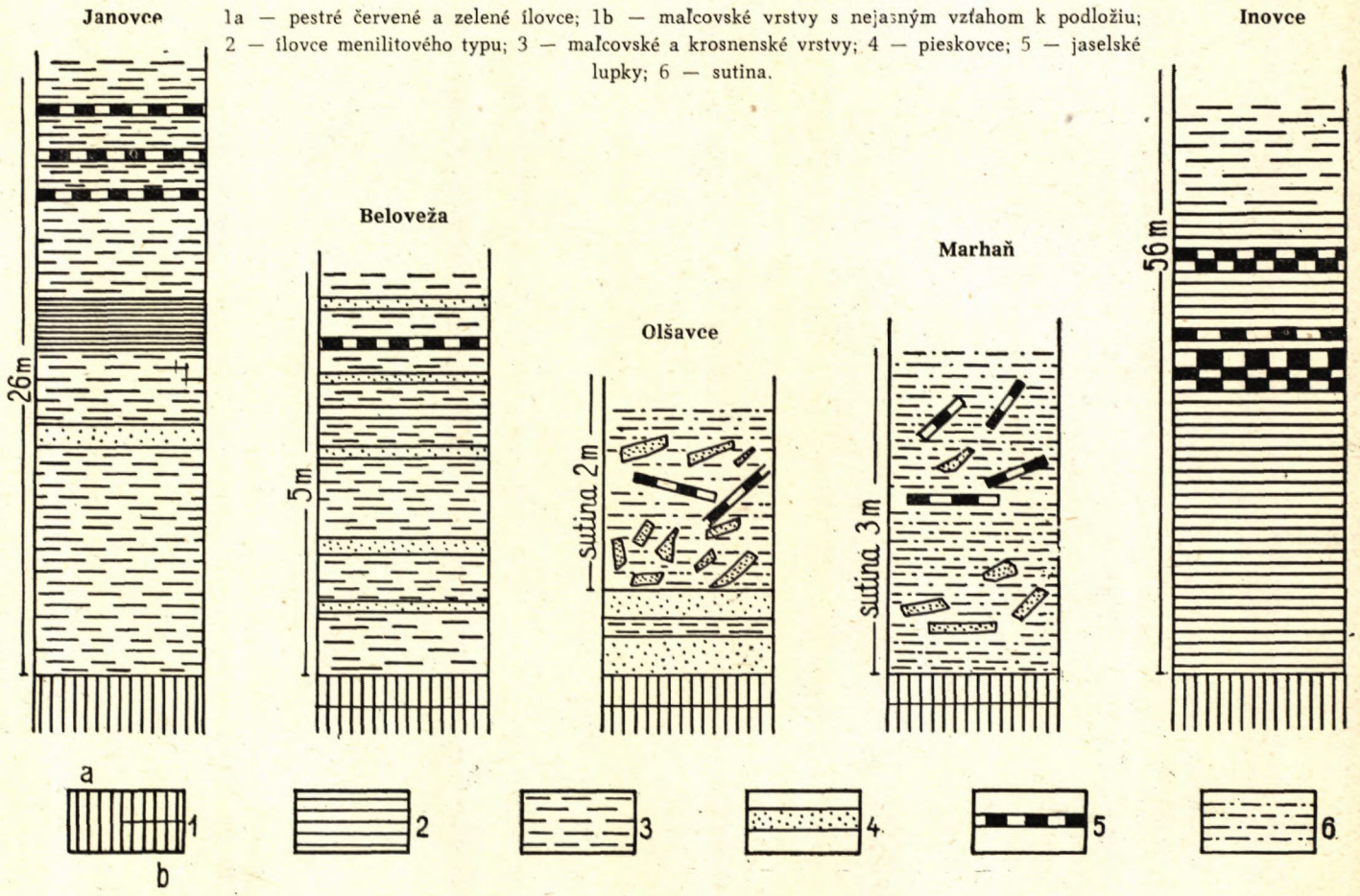
Ílovo-siltovú zložku tvorí ílovitý materiál, v ktorom sú klastické zrná kremeňa menšie ako 0,01 mm. Kremeň je neopracovaný, hranatého tvaru. Nájde sa aj muskovit, orientovaný v smere laminácie, zriedkavejšie aj priečne na priebeh laminácie. Jemná pigmentácia (pyrit) je nepravidelne rozmiestnená v hornine. Karbonátová zložka, laminy tvorené karbonátovým materiálom sú v kryptokryštalickom vývoji zložky $CaCo_3$; pozorovať v ňom šmuhy tvorené hydroxydom Fe, ojedinele i závalky ílovo-siltovej zložky. Kremeň je sporadický.

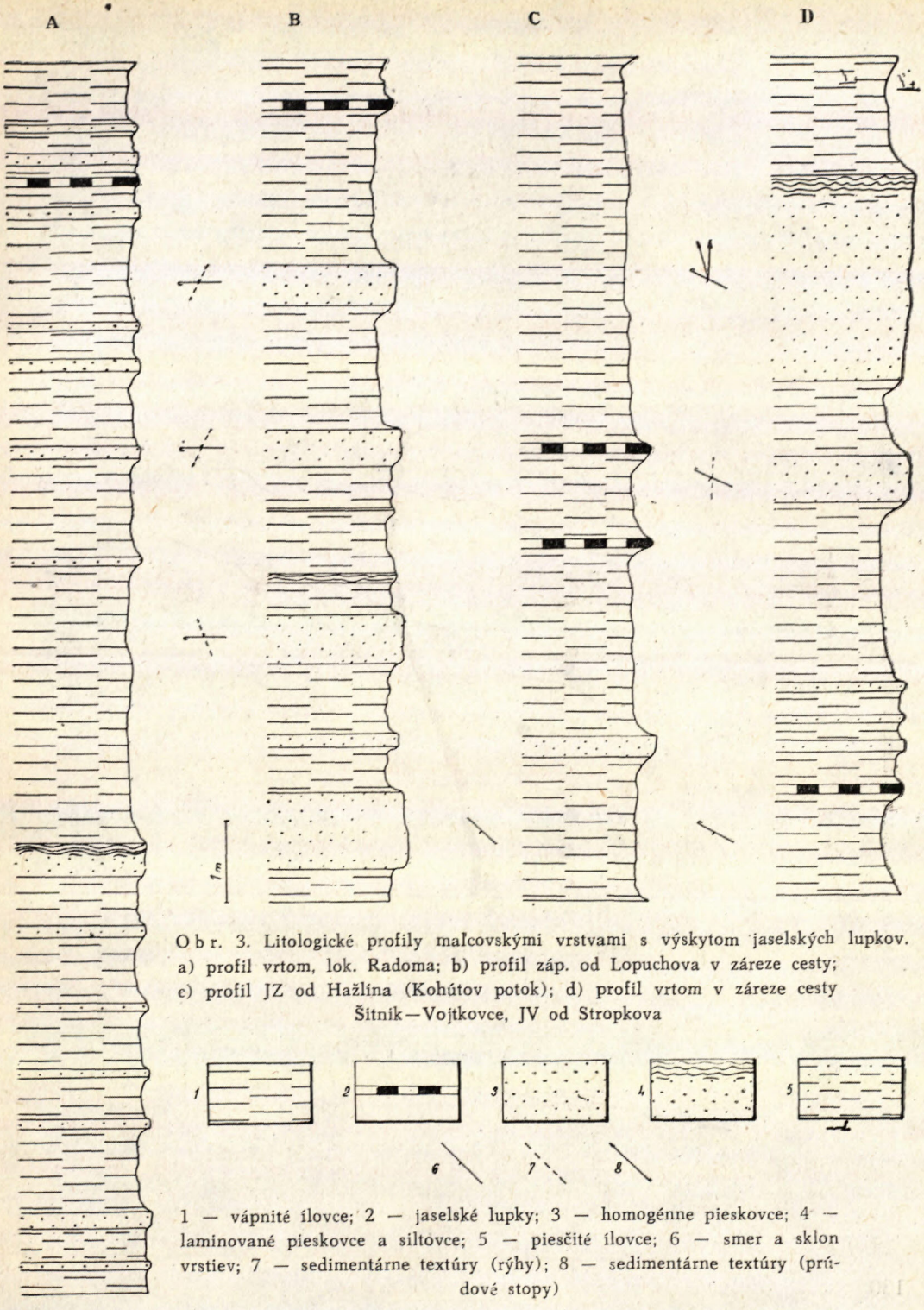
Ťažké minerály

Na spresnenie petrografického zloženia použili sme práškové preparáty zhotovené mechanickým rozdrvením horniny a separáciou v bromoforme. Celkove je asociácia minerálov veľmi pestrá, ovšem kvantitatívne zastúpenie jednotlivých minerálov je malé. Vo väčšom množstve sa našli fosfátové minerály (bližšie neurčené), ktoré v niektorých prípadoch tvoria až 90 % celej asociácie v preparáte. Vo frakcii 0,25 mm sme zistili tieto minerály: zirkón má charakteristickú slaboružovú farbu, vývoj idiomorfný (vyššia a nižšia pyramída); apatit má sĺpikovitý habitus, je čiry, bez uzatvorenín; hyperstén tvorí stĺpikovité.

Obr. 2. Schématické profily z lokalít s výskytom jaselských lupkov

1a — pestré červené a zelené ílovce; 1b — maľcovské vrstvy s nejasným vzťahom k podložiu; 2 — ílovce menilitového typu; 3 — maľcovské a krosnenské vrstvy; 4 — pieskovce; 5 — jaselské lupky; 6 — sutina.

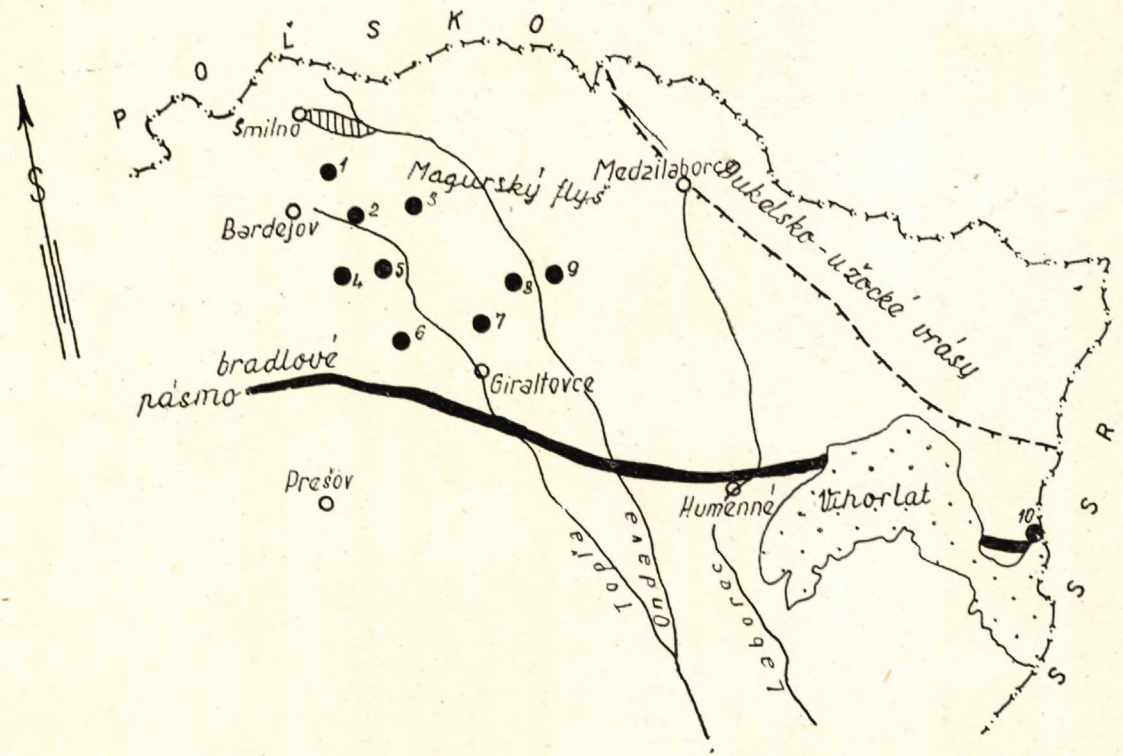




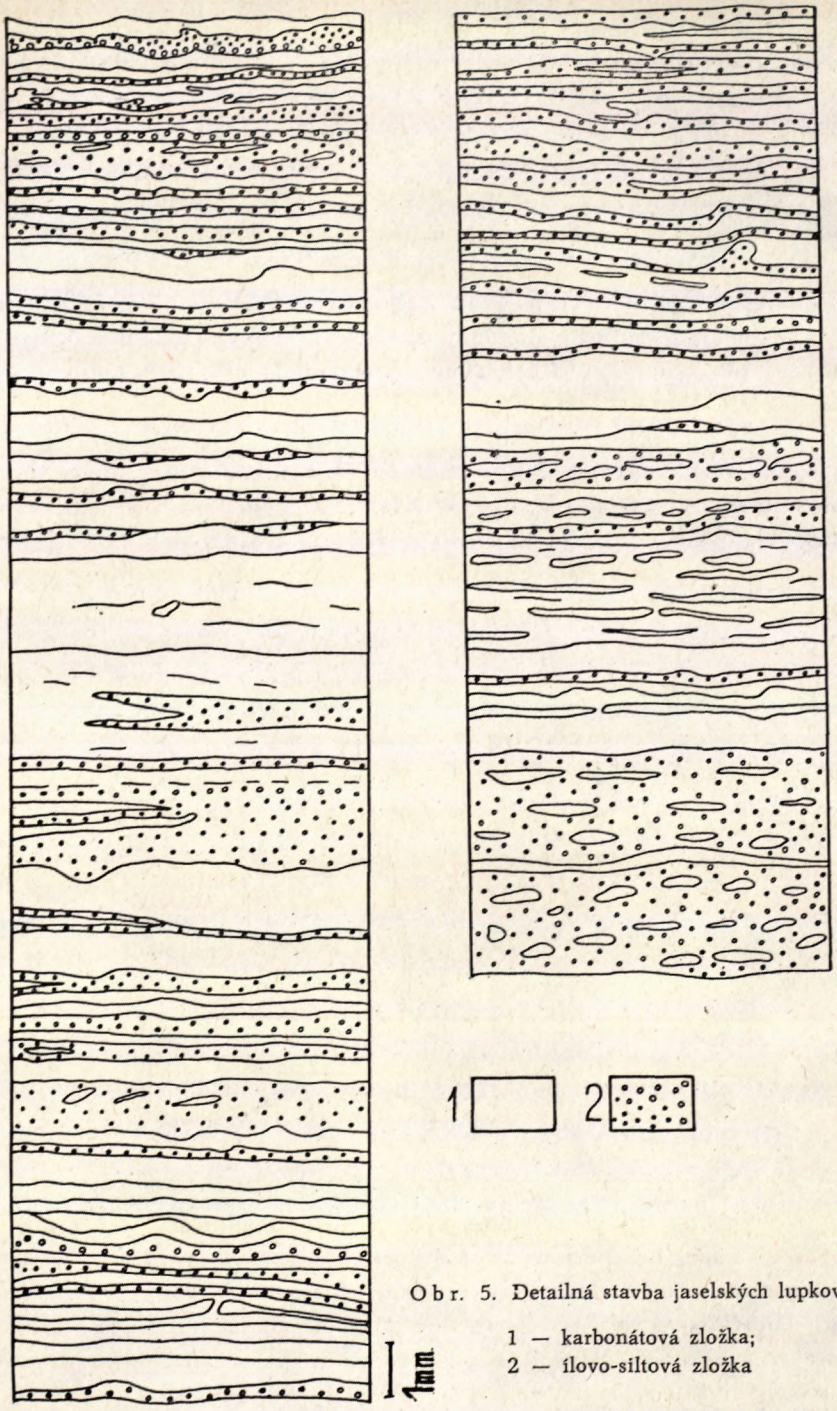
Obr. 3. Litologické profily malcovskými vrstvami s výskytom jaselských lupkov. a) profil vrtom, lok. Radoma; b) profil záp. od Lopuchova v zárezе cesty; c) profil JZ od Hažlína (Kohútov potok); d) profil vrtom v zárezе cesty Šitnik—Vojtkovce, JV od Stropkova

1 — vápnité ílovce; 2 — jaselské lupky; 3 — homogénne pieskovce; 4 — laminované pieskovce a siltovce; 5 — piesčité ílovce; 6 — smer a sklon vrstiev; 7 — sedimentárne textúry (rýhy); 8 — sedimentárne textúry (prúdové stopy)

Obr. 4. Schématický náčrt lokalít jaselských lupkov v magurskom flyši



1 — Dlhá Lúka; 2 — Beloveža; 3 — Hažlín; 4 — Janovce; 5 — Oľšavce; 6 — Lopuchov; 7 — Marhaň; 8 — Radoma; 9 — Šitník; 10 — Inovce.

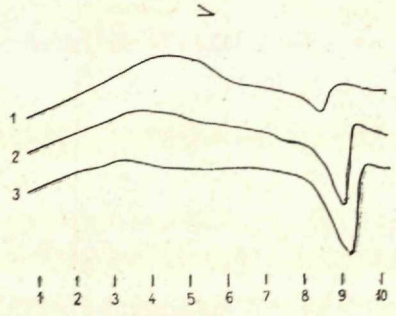


Obr. 5. Detailná stavba jaselských lupkov.

1 — karbonátová zložka;
2 — ílovo-siltová zložka

mierne pretiahnuté jedince s charakteristickým pleochroizmom α — zelená, γ — hnedožltá; pozorovať stopy po intrastratálnom rozpúšťaní v podobe vyhlodaných hrotov („kohútie hrebienky"). Turmalín sa vyskytuje v podobe pretiahnutých stĺpikovitých minerálov s charakteristickým rýhovaním. Pleochroizmus ε — fialovohnedá, ω — zelenkasto-čierna; anatas býva idiomorfne obmedzený, sfarbený do zelenkavomodra; vyskytuje sa v podobe tetragonálnym bipyramíd s charakteristickým rýhovaním; granát býva nepravidelne obmedzený, bezfarebný, ojedinele ružový.

Fosfátové minerály: ich habitus býva rôzny, tabuľkovitý, tyčinkovitý, nepravidelný; ojedinele sa nájdu kruhové prierezy. Základným materiálom pre vznik týchto minerálov boli pravdepodobne šupiny rýb, vyskytujúce sa v okolných horninách. Miestami pozorovať relikty týchto šupín v mineráloch. Distén býva priehľadný až priesvitný s nízkym dvojlomom, obyčajne stĺpikovitého habitu. Silimanit je bezfarebný, v hrubších frakciách má slabší pleochroizmus; habitus tyčinkovitý s typickou štiepateľnosťou. Magnetit sa nájde v podobe idiomorfných oktaédrov a má hrdzový povlak od hydroxydov Fe; pyrit sa vyskytuje v podobe konkrécií nepravidelného tvaru; vykryštalizované jedince bývajú ojedinelé.



Obr. 6. Krivky DTA z jaselských lupkov

Diferenciálnu termickú analýzu vyhotovil O. Koráb (SVŠT) metódou rýchlej termickej analýzy (1000 °C 10'). Krivky DTA sú na obr. 6. Na krivke 1 pozorovať exotermné výchylky pri 400—500 °C, ktoré indikujú rozklad markasitu a pyritu. Endotermná výchylka pri 860 °C indikuje kalcit.

Krivka 2: exotermné výchylky pri 350—480 °C (markasit, pyrit); endotermná výchylka pri 780° indikuje rozklad magnezitu (?).

Krivka 3: exotermná výchylka medzi 300—400 °C indikuje prítomnosť organickej prímesi; endotermná výchylka pri 920 °C indikuje kalcit.

Záver

Na viacerých miestach v maľcovských vrstvách magurského flyša sme zistili horniny s výraznou laminációu, ktorá sa prejavuje v striedaní dvoch základných zložiek: karbonátovej a ílovo-siltovej. Horniny takéhoto typu sa v karpatskom flyši označujú všeobecne ako jaselské lupky. Keďže tento termín je v karpatskej literatúre (hlavne poľskej) vžitý, nepovažujeme za nutné pomenovať tieto vrstvy z magurského flyša novým názvom.

Chemické analýzy

Jaselské lupky na študovaných lokalitách majú podľa chemických analýz, ktoré vyhotovil M. Služanič, toto zloženie:

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	14,10	9,40	25,85	7,71	42,11	61,90	21,17
R_2O_3	5,34	5,32	2,64	4,94	4,41	4,14	4,51
CaO	41,40	44,30	34,35	48,70	23,0	10,95	39,40
MgO	1,01	0,83	0,19	0,94	1,63	1,12	0,98

1 — stredná poloha; 2 — vrchná poloha; 3 — Beloveža; 4 — spodná poloha z lokality Janovce; 5 — Inovce, podložný pieskovec; 6 — Oľšavce podložný pieskovec; 7 — Marhaň.

Dlhá Lúka

	spodná poloha	vrchná poloha
SiO_2	17,52	1,72
Al_2O_3	1,63	1,47
Fe_2O_3	0,39	0,73
FeO	0,43	0,78
TiO_2	0,14	0,07
MnO	0,04	0,07
P_2O_5	0,21	0,09
CaO	43,86	51,03
MgO	0,43	0,83
K_2O	0,35	0,30
Na_2O	0,20	0,20
strata žíhaním	34,49	41,98
strata sušením	0,23	0,17
	99,92	99,44

Obmedzený výskyt predmetných vrstiev a ich nejasné stratigrafické postavenie neumožňujú nám zatiaľ vytvoriť si obraz o spôsobe ich sedimentácie a o ich genéze vo flyši východného Slovenska. Jaselské lupky vystupujú nad ílovcami menilitového typu, avšak ich rozmiestenie nie je jasné. Predpokladáme, že po vyriešení ich stratigrafických pomerov v magurskom flyši budú sa môcť použiť ako korelačný horizont.

Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Jucha St., 1957: Lupky jaselskie w Karpatach fliszowych. Przegl. Geol., z. 11; Warszawa. — [2] Jucha St., 1958: Contributions on Jaslo Shaly Limestones in the Polish Karpathians. Bull. Ac. Pol. Sci., CL III, No 11; Warszawa. — [3] Jucha St., — Kotlarczyk J., 1959: Proba ustalenia nowych poziomow korelacyjnych w warstwach krosnienskich Karpat Polskich. Acta Geol. Pol., vol. IX; Warszawa. — [4] Koszarski L. — Zytko K., 1959: Uwagi o rozwoju i pozycji stratigraficznej lupkow jasielskich w serii menilitovo-krosnienskich Karpat Srodkowych. Kwartal. Geol. t. 3, No. 4; Warszawa. — [5] Książkiewicz M. — Leško B., 1959: On the Relation Between the Krosno- and Magura-Flysch. Bull. Ac. Pol. Sci. vol. VII. No. 10, Warszawa. — [6] Leško B., 1960: Vysvetlivky prehľadnej geologickej mapy ČSR 1:200.000 list Snina. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Slaczka A., 1959: Stratigrafia faldow dukielskich okolic Komanczy—Wisloka Wielkiego. Kwartal. Geol. t. 3. No 3; Warszawa. — [8] Slaczka A., 1959: Nowe dane o rozwoju warstw krosnienskich w synkline Bobowej oraz na poludnie od Tarnawy Wielopola. Kwartal. Geol. t. 3., No 3; Warszawa. — [9] Świdziński H., 1948: Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. Biul. Serv. Geol. Pol. 37; Warszawa. — [10] Šakin V. O., 1958: Gorizont smugastich vapniakiv i jigo značenia dlja zistavlennja olicenovich vikladiv Schodnich Karpat. Dopovidi AN USSR No, 4; Kiiv. — [11] Uhlig V., 1883: Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. J. Geol. Reichsanst., Bd. 33; Wien.

J. NEMČOK—T. ĎURKOVIČ—T. KORÁB

ON THE OCCURENCES OF JASLO SHALES IN THE MAGURA FLYSCH

On more localities in East Slovakian flysch (Magura unit) in Malcov beds were identificated occurrences of Jaslo shales. Locality Inovce is the only known occurrence of Jaslo shales from Klippen Belt Flysch. Jaslo shales occurres in Menilite and Malcov beds of Magura flysch. Both are stratigraphically in the interval from Upper Eocene to ? Lower Oligocene. Jaslo shales are known from these localities: Janovce, Beloveža, Olšavce, Marhaň, Inovce, Dlhá Lúka, Hažlin, Lopuchov, Šitnik, Radoma. (Schematic sections see fig. 2, 3.)

Typical lithological feature of Jaslo shales is the alternation of the darkest and lightest laminae with diferent mineralogical and chemical composition. Maximum thickness of laminae is 1 cm. The darkest laminae are composed from clayei-silty material. Lighter one from carbonate identificated by DTA as calcite (fig. 6.). From accessorical minerals are present: zircon, apatite, hypersthene, tourmaline, anatase, garnets, phosphatic minerals, disthen, sillimanite, magnetite, pyrrhite.

Number of Jaslo shales occurrences and their unfixed stratigraphical positions do not give possibility to say something about sedimenthological conditions and formations of these rocks. After getting to clear stratigraphical determination of Jaslo shales it will be possible to use them as characteristic correlative horizons.

Geological Institute Dionýz Štúr,
Bratislava

Explanations to figures

Fig. 1. Schematic cross-sections of Magura Flysch east at Bardejov. 1 — upper cretaceous — paleocene; 2 — Beloveža beds; 3 — Makovica sandstone; 4 — Zlin beds; 5 — Variegated red and green shales; 6 — Numulitic sandstone; 7 — Menilite shales; 4 — Malcov beds; — Jaslo shales.

Fig. 2. Schematic cross-sections of the occurrences of Jaslo shales. 1a — Variegated red and green shales; 1b — Malcov beds with unclear relations to footwall; 2 — Menilite shales; 3 — Malcov and Krosno beds; 4 — Sandstones; 5 — Jaslo shales; 6 — scree.

Fig. 3. Lithological profiles of Malcov beds and Jaslo shales. 1 — calcareous shales; 2 — Jaslo shales; 3 — homogenous sandstone; 4 — laminated siltstones and sandstones; 5 — sandy-clays; 6 — strike and dip of beds; 7 — sedimentary structures (drag marks); 8 — sedimentary structures (flute casts). Localities: a) Radoma; b) Lopuchov; c) Hažlín; d) SE at Stropkov.

Fig. 4. Schematic sketch of Jaslo shales localities in Magura Flysch in East Slovakia. 1 — Dlhá Lúka; 2 — Beloveža; 3 — Hažlín; 4 — Janovce; 5 — Oľšavce; 6 — Lopuchov; 7 — Marhaň; 8 — Radoma; 9 — Šitnik; 10 — Inovce.

Fig. 5. Detail structure of Jaslo shales. 1 — carbonatic laminae; 2 — clayei-silty laminae.

Fig. 6. DTA curvec of Jaslo shales.

Explanations to tab. VI

Fig. 1. Detail structure of Jaslo shales. Loc. Janovce. Fig. 2. General wiew of the structure of Jaslo shales. Loc. Janovce. Fig. 3. Alternation of carbonatic and clayei-silty componets in Jaslo shales. Loc. Inovce.

TIBOR ĎURKOVIČ—TOMÁŠ KORÁB

PODMORSKÝ FOSÍLNY ZOSUV JUŽNE OD LOPUCHOVA
(Magurský flyš východného Slovenska)

(Anglické resumé)

Pri podrobnom litologickom štúdiu zistili sme vo flyši východného Slovenska zosuvné teleso na rozhraní zlínskych a malcovských vrstiev. Keďže v súčasnej dobe jestvujú rozpory v interpretácii malcovských vrstiev (synklinálne uloženie v nadloží magurského flyša — M. Książkiewicz — B. Lešťko 1959; vystupovanie malcovských vrstiev ako tektonických okien z podložia magurského flyša — A. Matějka 1960) okrem stratigraficko-tektonických kritérií treba brať do úvahy aj fakty sedimentologického rázu. Výskyt zosuvného telesa na rozhraní oboch súvrství (zlínskych a malcovských vrstiev) a možnosť výskytu zosuvných telies v širšom areáli v rovnakej stratigrafickej pozícii môže čiastočne prispieť k riešeniu tejto problematiky.

*

Lokalita: lom 1 km južne od Lopuchova, pri ceste Lopuchov—Podhorany.

Litologický profil a postavenie zosuvného telesa

Zlínske vrstvy sú tvorené pieskovcami a ílovcami v rytmickom striedaní. Pieskovce sú 20—40 cm mocné, jemnozrnné, vápnité, prevažne homogénne. Zložením odpovedajú drobovým pieskovcom a drobám (klasifikácia J. Petránka 1959). Ílovce sú šedomodré s lastúrnatým lomom, obyčajne vápnité. Zo sedimentárnych textúr prevládajú prúdové a úderové stopy indikujúce prínos materiálu od juhu a juhozápadu. V ílovcoch sa nájdu kalcitové žily 2—3 cm mocné, nepravidelne usporiadané. V nadloží zlínskych vrstiev vystupujú dve zosuvné telesá, oddelené od seba hrubou lavicou pieskovca a sporadicky prítomnými ílovcami. V nadloží zosuvných telies vystupujú malcovské vrstvy s vložkami ílovcov menilitového typu. V malcovských vrstvách prevládajú ílovce svetlosivej farby, silne vápnité, striedajúce sa s vápnitými pieskovcami a siltovcami 20—60 cm mocnými, homogénnymi, niekedy s výraznou laminációu. Ílovce menilitového typu sú tmavo-

hnedé, slabo vápnité, nepravidelného rozpadu. V profile pozorovať dve polohy pelokarbonátov (20—30 cm mocné) svetlosivej farby, s lastúrnatým lomom. Zo sedimentárnych textúr na spodnej strane pieskovcov a siltovcov sa nájdu prúdové stopy a rýhy 335—340° SZ.

Opis zosuvného telesa

Spodnejšie zosuvné teleso asi 1 m mocné leží v obklopení ílovcov, pričom vrstevné plochy nie sú deformované zosuvným telesom a zachovávajú si rovnobežný priebeh (obr. 1, profil). V nadloží vystupuje hlavné zosuvné teleso 10 až 12 m mocné, tvorené blokmi a útržkami (0,5—3 m mocnými) nepravidelného tvaru. Bloky sú zaoblené, opracované, bez pôvodných interných sedimentárnych textúr, pričom pozorovať zaviňovanie vo vnútri jednotlivých blokov. Obklopené sú v zosuve ílovitým a čiastočne piesčitým materiálom. Možno tu odlíšiť ílovce zlínskeho a malcovského typu, ojedinele aj piesčité ílovce v zosuve nepravidelne rozmiestené. Pri hlavnom zosuvnom telese vidno jeho spodné obmedzenie. Hornú hranicu zosuvu sme nemohli v teréne zistiť. Malcovské vrstvy v tesnom nadloží zosuvného telesa majú rovnaký priebeh (smer vrstiev) ako podložné zlínske vrstvy.

Obe zosuvné telesá sú tvorené zhodným materiálom — hrubozrnnými organogénno-detritickými vápencami (kalkarenity; A. V. Carozzi 1960), ktoré miestami prechádzajú do mikrokonglomerátov. Md. zrnitosti obyčajne 0,4—1 mm; tmel karbonátový, výplňový, zriedka bazálny. Hlavnou zložkou sú úlomky hornín, tvorené hlavne dobre zaoblenými mikrozrnitými vápencami a organické zvyšky (*Discocyclina, Numulites, Solenopora,* úlomky machoviek, foraminifery, ojedinele vyplnené glaukonitom). Sporadicky je prítomný kremeň, úlomky rohovcov, ojedinele siltovec.

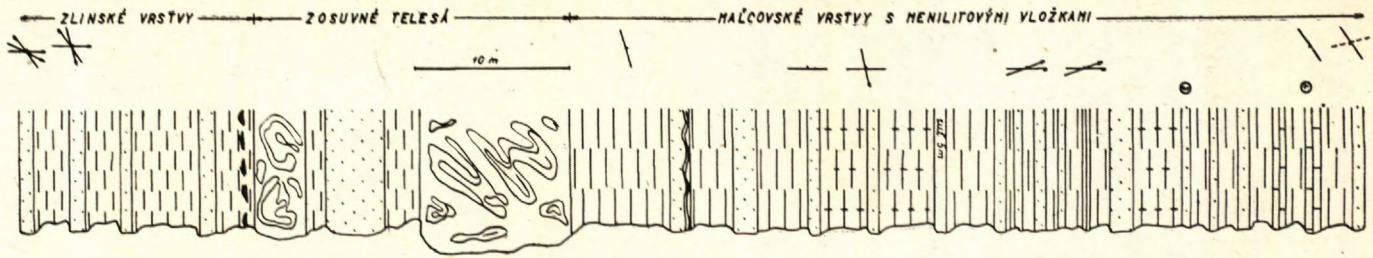
Planimetrické analýzy

	vz. 1	vz. 2
kremeň	1,9 %	5,7 %
tmel	22,1 %	34,2 %
úlomky hornín	40,0 %	35,4 %
organické zvyšky	35,5 %	24,9 %

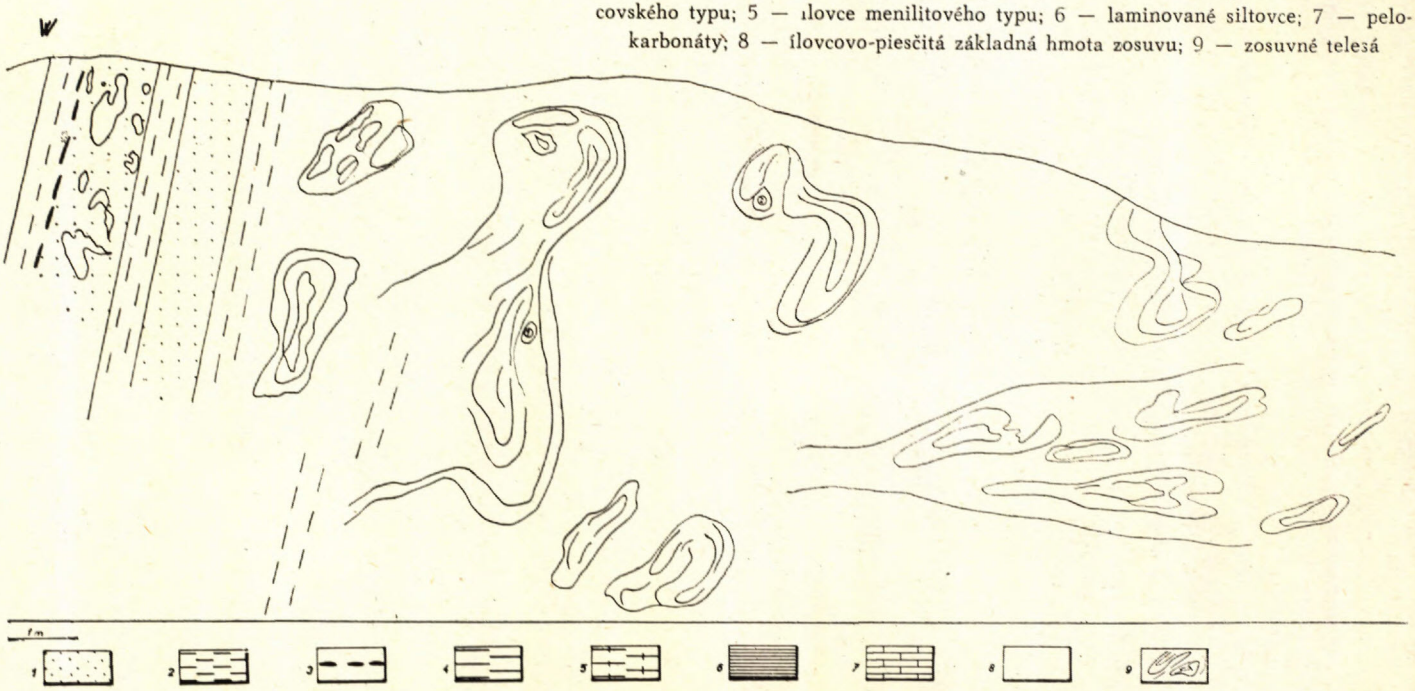
Záver

Zosuvné teleso na rozhraní zlínskych a malcovských vrstiev obsahuje autochtónny materiál, ktorý tvorí základnú hmotu zosuvu (ílovce zlínskeho a malcovského typu, piesčité ílovce, slabostmelené pieskovce) a materiál alochtónny, predstavujúci bloky v zosuvnom telese a tvorený organogénno-detritickými vápencami.

Zaviňovanie a sprehýbanie vo vnútri jednotlivých blokov svedčí o premiestňovaní a deformácii týchto telies v poloplastickom štádiu. Podľa analógie zo severnejších častí magurského flyša na východnom Slovensku, napr. synklinála



Obr. 1. Podmorský fosílny zosuv južne od Lopúchova. 1 — homogenné pieskovce a siltovce; 2 — slabovápnité ílovce šedej farby; 3 — kalcitové žily; 4 — ílovce maťcovského typu; 5 — ılovce menilitového typu; 6 — laminované siltovce; 7 — pelokarbonáty; 8 — ílovcovo-piesčitá základná hmota zosuvu; 9 — zosuvné telesá



Brezovky (J. Nemčok 1960) je báza malcovských vrstiev najpravdepodobnejšie vrchnoeocénneho veku. Predpokladáme, že aj opisované zosuvné teleso je ekvivalentného veku. Zdroj organogénno-detritických vápencov až zlepencov, tvoriacich bloky v zosuve, treba hľadať v južnej časti flyšového pásma, najpravdepodobnejšie v beňatinskom flyši [termín zaviedol B. Leško (1960) ako synonymum „priútesového flyša" starších autorov]. Tento názor potvrdzujú aj orientované sedimentárne textúry, ktoré v širšej oblasti indikujú prínos materiálu od juhu, až juhovýchodu.

Výskyt zosuvného telesa na rozhraní zlínskych a malcovských vrstiev, obsahujúci zložky oboch súvrstiev, hovorí skôr za postupnú prechodnú sedimentáciu zo zlínskych do malcovských vrstiev.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Carozzi A. V., 1960: Microscopic sedimentary petrography. New York. — [2] Buday T. — Kodym O. — Maheľ M. — Máška M. — Matějka A. — Svoboda J. — Zoubek V., 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. ČSAV, Praha. — [3] Książkiewicz M., 1958: Osuwiska podmorskie we fliszu Karpackim. Rocz. Pol. Tow. Geol., t. XXVIII, z. 2, Krakow. [4] Książkiewicz M. — Leško B., 1959: On the Relation Between the Krosno and Magura Flysch. Bull. Ac. Pol. Sc., vol. VII, No. 10, Warszawa. — [5] Leško B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. sbor., r. XI, Bratislava. — [6] Marschalko R. — Volfová J., 1960: Podmorský zosuv a jeho makrofauna v paleogéne centrálnych Karpát (Šarišská hornatina JZ od Víťaza). Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [7] Marschalko R. — Radomski A., 1960: Preliminary results of investigations of current direction in the flysch basin of the Central Carpathians. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. XXX, z. 3, Kraków. — [8] Nemčok J., 1960: Zpráva k zostaveniu geologickej mapy flyšového pásma na liste Košice za rok 1960. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Petránek J., 1959: Klasifikace pískovců. Čas. pro min. a geol. č. 3, Praha.

T. ĎURKOVIČ—T. KORÁB

SUBMARINE FOSSIL SLIDE IN THE SOUTH OF LOPUCHOV

(The Magura Flysch of Eastern Slovakia)

The fossil submarine slide is situated in a quarry, south of Lopuchov, along the road Lopuchov—Podhorany. The slide body lies on the boundary-line between the Zlín — and Malcov-beds. It contains autochtonous material, which forms the basic material of the slide (claystones of the Zlín and Malcov type, sandy claystones, slightly puttied sandstones), and allochtonous material, consisting of organogenous-detritic limestones to microconglomerates, which forms blocks in the slide body. The folding and lapping of the material inside single blocks indicate transfer and deformation of the bodies in semi-plastic state. According to the analogy from northern parts of the Magura flysch in the eastern Slovakia — e. g. the Brezovka syncline (Nemčok, J. 1960) —, the base of the Malcov-beds belongs most probably to the Upper Eocene, as far as its age is concerned. We suggest, that the slide body has the equivalent age. The source of

organogenous-detritic limestones to conglomerates, forming blocks in the slide-, is to be sought in southern part of the flysch zone, most probably in the Beňatina flysch. This opinion is justified by oriented sedimentary structures, which in a wider area indicate the transport af material from the south, even from the southeast. The occurrence of the slide body on the boundary-line between the Zlín- and Malcov-beds, containing complements of the two beds, indicates rather a gradual intermediate sedimentation of the Zlín-beds into the Malcov ones, than the interpretation of the Malcov-beds with menilite insertions as tectonic inliers in the Magura flysch.

Geological Institute of D. Štúr,
Bratislava

V. P. KOSTJUK

STRUČNÝ NÁČRT MAGMATIZMU VÝCHODNÝCH KARPÁT NA ÚZEMÍ SSSR

(Ruské resumé)

Mezozoický magmatizmus v oblasti Vnútorných Karpát je charakteristický dvoma zvláštnosťami: 1. prevládaním efuzív nad intruzívami (posledné hrajú v ňom len veľmi podradnú úlohu) a 2. zložením magmy malo najmä v prvej perióde eruptívnej činnosti výrazne bázický charakter.

Z hľadiska petrochemického a tektonického to znamená, že na začiatku novej éry, novej etapy vo vývoji zemskej kôry vznikajú i nové magmatické ohniská, u ktorých ešte nenastala zreteľná diferenciácia magmy. Preto prvé efúzie magmy (často vo forme medzivrstevných intruzív) mali veľmi bázický charakter a treba ich považovať za prejav iniciálneho vulkanizmu nového alpského cyklu.

Mezozoický vulkanizmus má mnoho spoločných rysov nielen v karpatsko-balkánskej oblasti, ale i v celom euroázijskom treťohornom vrásovom pásme.

Regionálny charakter erupcií mezozoickej ofiolitovej formácie a jej postavenie v celkovej schéme časového vývoja vulkanizmu a v ich závislosti na tektonickom režime vyzdvihuje i tak významný petrológ ako T. Bart (1956).

Mezozoické eruptíva sú na území sovietskych Karpát značne rozšírené v Rachovskom masíve. Najkompletnejší ich výskum v posledných rokoch vykonali L. G. Tkačuk a iní (1955, 1957). Sopečná činnosť v tomto rajóne sa prejavila erupciami prevažne bázických láv a v menšej miere láv ultrabázických, pričom trvala dlhšiu dobu. Podľa záveru L. G. Tkačuka a iných (1957) „diabázy rôznej vekovej príslušnosti charakterizujú celkom určitú a dostatočne dlhú trvajúcu etapu vulkanizmu, v ktorej môžeme rozlišovať vrchnojurskú, spodnokriedovú a vrchnokriedovú fázu". A ďalej „. . . okrem efuzívnej fácie jestvujú bezpochyby hypoabysálne intrúzie . . . zastúpené hlavne diabázmi, diabázovými porfyritmi a ich tufmi". Popis vrchnojurských gabrodiabázov, diabázov a spilitov Rachovského masívu podáva tiež L. N. Kudrina a i. (1954).

Séria ofiolitov analogická ofiolitom Rachovského masívu sa tiahne SZ od tohto

masívu pozdĺž hlavného antiklinória Karpát. Z tektonického hľadiska tieto útvary patria do tzv. Marmarošskej zóny (O. S. Vjalov, 1953), ku ktorej patrí i rachovský kryštalický masív.

Odkryvy bázických a ultrabázických eruptívnych hornín sú známe v rajóne medzi riekami Lužanka a Riki. Priestorove sú vždy viazané na zónu exotických útesov (severnú a južnú). Tvary týchto efuzívnych subvulkanických telies sú veľmi rozmanité. Najväčšie sú vyvinuté buď vo forme medzivrstevných polôh (súdiac podľa ich termálneho účinku na okolné flyšové horniny), alebo lávových prúdov pri subakválnych erupciách; posledné sú obvykle reprezentované spilitmi, melafýrmi, mandľovcami atď. Okrem toho často stretávame dajky diabázov a najmä ultrabázických hornín. Jednotlivé telesá diabázov, diabázových porfyritov a gabrodiabázov dosahujú značnú mocnosť. Tak napr. L. G. Tkačuk a iní (1957) udávajú, že v niektorých geologických profiloch hrúbka týchto hornín na rozhraní vrchnej jury a spodnej kriedy dosahuje 200—250 m. Ešte mocnejšie diabázy (do 300 m) sme zistili v toku rieky Veľká Ugolka, avšak v doline Malej Ugoľky ich hrúbka už nepresahuje 100 m. Vo smere, ktorý všeobecne súhlasí s karpatským, môžeme sledovať tieto telesá v dĺžke niekoľkých kilometrov.

Podľa L. G. Tkačuka (1957) serpentinity Rachovského masívu vytvárajú ložné žily (30—40 cm) v silne stlačených argilitoch sojmulskej série (alb-cenoman). Vo vrchnom úseku Veľkej Ugolky serpentinizované lerzolity sa vyskytujú vo forme dvoch masívov. Ich zloženie opísal V. S. Sobolev a iní (1947) a V. A. Kaljužny (1950); väčší má dĺžku 130—150 m, šírku 35—40 m. Podobne ako diabázy patria i tieto k severnej zóne útesov, len s tým rozdielom, že diabázy ležia na sever od útesov, kým lerzolity sú vyvinuté pri ich južnom okraji. Vzťah lerzolitov Veľkej Ugolky k okolným horninám nie je celkom jasný. Avšak v doline Malej Ugolky lerzolity majú dosť výrazný tvar dajkov s viditeľnou dĺžkou do 100 m a šírkou do 20—25 m. Okolné horniny v oboch prípadoch tvoria piesčito-ílovité flyšové sedimenty, ktoré podľa fauny patria k vrchnej časti spodnej kriedy (alb).

Vidíme, že názory geológov o spodnej hranici ultrabázických hornín Marmarošskej zóny sa zhodujú.

Čo sa týka veku hornín diabázovej série a spilitov, je zrejmé, že k tejto otázke treba pristupovať diferencovane. Podľa našej mienky vulkanity, ktoré patria k južnej zóne útesov (Drahovo—Novoselici), sú rovnako staré ako vápence útesov, príp. i staršie. Tak na rozvodí riek Vulchovčika a Lužanky na kontakte diabázov s vrchnojurskými vápencami neboli pozorované ani injekcie ani termálne účinky diabázov. Ba čo viac, v jednom z vápencových horizontov s brekciovitou textúrou boli zistené početné, raz drobné (1—2 cm^2), inokedy dosť veľké (10×5 cm) zreteľne oválané úlomky diabázov, čo dokazuje, že sú staršie ako vápence. Diabázy a spility severnej útesovej zóny sú pravdepodobne o niečo mladšie ako vápence a ich erupcie treba zaradiť k spodnej kriede.

Do tejto schémy nezapadá celkom geologické postavenie diabázov (zriedkavejšie spilitov), celý rad pomerne drobných odkryvov na pravom brehu rieky Riki v okolí obce Gorinčevo. Ich popis nachádzame u B. V. Merliča a iných (1957). Tieto horniny sú vyvinuté vo forme dajkov vo flyšových sedimentoch, ktoré podľa fauny nájdenej J. O. Kulčickým a inými (1957) patria eocénu. Z toho vyplýva, že diabázy sú mladšie, a patria buď vrchnému eocénu, alebo oligocénu. Ich erupcie sa neviažu na mezozoickú etapu magmatizmu geosynklinálneho charakteru, ale na mladšie tektonické procesy alpského vrásnenia.

V Čivčinskom masíve svojím charakterom analogickom Rachovskému, pozorujeme tiež intenzívnu mezozoickú vulkanickú činnosť. J. D. Hofstein (1954) dáva výlevy diabázových láv počas kelovej-oxforda do súvislosti so značným prehlbovaním rajóna, ktoré započalo v keloveji. Neskôr, po určitom oslabení v kimeridži vulkanizmus opäť oživol s ešte väčšou intenzitou v titóne a na začiatku valanžienu, t. j. na rozhraní jury a kriedy.

Túto etapu vulkanizmu v sovietskej časti Karpát nemožno oddeľovať od celkovej sopečnej činnosti, ktorá zachvátila v mezozoiku celú oblasť vnútorných Karpát a prejavila sa aj v Balkánskom pohorí a v dinaridách.

Vo vnútrokarpatskej oblasti dosiahla magmatická činnosť najväčšieho rozsahu v južných, tzv. meridionálnych Karpatoch, v rajóne Peršani a najmä v masíve Apuseni. V rumunskej časti rozoznávame v mezozoiku dve najsilnejšie periódy eruptívnej činnosti: staršiu triasovú (hlavne v rajóne Peršani a čiastočne v JZ časti rajóna Apuseni) a mladšiu, najsilnejšiu asi v strednej časti kriedy. Z rumunského Maramuresa, hraničiaceho pozdĺž rieky Tisy s našou marmarošskou zónou D. Patrulius a iní (1958) opísali ofiolity.

Analýza rumunskej literatúry umožňuje nám utvoriť si dosť jasný obraz o magmatizme v rozmedzí mezozoikum — spodný paleogén. Erupcie ofiolitov, ktoré začali v rajóne Peršani a masíve Apuseni v triase, pokračovali v jure a spodnej kriede v Apuseni a v meridionálnych Karpatoch, kde nadobudli charakter masových výlevov, alebo intrúzií subvulkanickej fácie. Najrozsiahlejšie erupcie prejavujúce sa obrovským plošným rozšírením na povrchu sú známe v rajóne pohoria Metalici. Najpodrobnejší popis ofiolitov nachádzame u S. Szentpéteriho (1934), T. Ghitulescu a i. (1941), v súbornej práci Oncescu (1957) a iných.

Vo vrchnej kriede začínajú prevládať erupcie dosť kyslej magmy. Kompletný geologicko-petrografický opis týchto hornín, označovaných ako *banatity*, spracoval A. Codarcea (1930). Je to rozsiahla skupina hornín, zahrňujúca všetky variacie od granogabra, cez diority a granodiority až po žuly. Okrem toho sa tu vyskytujú aj ich efuzívne analógy. Banatity vytvárajú prevažne masívne, typické intruzívne telesá; nie sú zriedkavé ani žilné formy.

A. Codarcea zaraďuje horniny banatitovej skupiny do vrchnej kriedy, avšak podľa mienky iných autorov, napr. N. Oncescu, patria k paleogénu

(lebo na kontaktoch s vrchnokriedovými uloženinami sa zreteľne prejavuje ich termálny účinok).

Mezozoické eruptívne horniny ofiolitovej formácie sú veľmi rozšírené v Západných Karptoch. Ich podrobný opis nájdeme u J. Kamenického (1953, 1955, 1957 a iné), J. Kantora (1955), D. Andrusova (1953), B. Zorkovského (1950) a iných. Tieto práce nám umožňujú utvoriť si predstavu o spoločnom charaktere magmatizmu Východných a Západných Karpát. V tomto smere sú veľmi zaujímavé uzávery J. Kamenického (1956), ktorý hovorí: „Mladším magmatogénnym cyklom (v porovnaní s paleozoickým — pozn. autora) bol alpsko-karpatský, ktorý sa prejavil počiatočným vulkanizmom v triase (diabázy, diabázové porfyrity, serpentiny a iné horniny) a synorogénnym magmatizmom, ktorého výsledkom bol vznik gemeridných žúl." Gemeridné žuly podľa posledných výskumov J. Kamenického a iných (1955) majú blízky vzťah k alpským tektonickým štruktúram, a preto (i na základe radu iných dôvodov) ich vznik nespadá do konca permu, ako sa predpokladalo skôr, ale do potriasovej, avšak predeocénnej periódy magmatizmu.

Pritom zdá sa, že jura bola periódou prestávky eruptívnej činnosti na území Československa, lebo nikde nenachádzame o nej zmienky z tejto oblasti.

V oblasti maďarských ostrovných masívov vulkanizmus mezozoickej etapy sa prejavil v oveľa menšej miere, hoci v hlavných rysoch je skoro analogický s vulkanizmom Západných Karpát. Východy mezozoických vulkanitov na povrch sú tu akoby sústredené na predĺžení karpatských štruktúr: — v rajóne masívu Bükk a v susedných severných rajónoch. Inou oblasťou, kde sú vyvinuté ofiolitové útvary, je masív Mecsek, ktorý z tektonického hľadiska by bolo správnejšie zaradiť nie ku karpatskému, ale k dinárskemu vrásovému systému. O správnosti tohto názoru svedčí nielen teritoriálna blízkosť k dinaridám, ale i skutočnosť, že podľa Mauritza (1913), E. Noszkyho (1953), L. Kovácsa (1954) a iných mezozoické magmatické útvary v masíve Mecsek sa odlišujú svojím chemizmom. Magma sa tu vyznačuje výrazne alkalickým charakterom, ktorý sa prejavil výlevmi trachydoleritov a fonolitov, trachyandezitov a dokonca i trachybazaltov. Všetci výskumníci sa zhodujú na spodnokriedovom veku týchto útvarov a spresňujú ho (L. Kovács) do hoterivu. Ďalším prejavom tohto magmatizma sú asi vrchnopliocénne erupcie alkalických čadičov v pohorí Bakony.

Magmatické horniny ofiolitovej formácie, zastúpené v hornomaďarských ostrovných pohoriach prevažne diabázmi, kvarcporfýrmi a ich tufmi, podľa výskumov K. Balogha (1954), E. Lengyela (1957), I. Mezösiho (1950), G. Pántó (1951), Z. Schrétera (1945) a iných, sú v masíve Bükk vyvinuté v dvoch obzoroch, z ktorých jeden leží v strednej a druhý vo vrchnej časti stredného triasu. Niektorí autori sú názoru, že diabázy v niektorých prípadoch, najmä v oblasti susediacej s južným Slovenskom sú vrchnojurského — spodnokriedového veku.

Už i z tohto veľmi stručného prehľadu o magmatizme mezozoika, (paleozoika sa tu zatiaľ vôbec nedotýkame) vidíme všeobecnú tendenciu časovej premeny v zložení magmy, a to jej bázických členov na kyslé. Táto zákonitosť sa prejavuje skoro v celom oblúku vnútorných Karpát. Je pravda, že na jednotlivých úsekoch je táto dlhá reťaz prerušená, najpravdepodobnejšie však preto, že niektoré magmatické útvary sú neprístupné nášmu pozorovaniu. Platí to napr. o našom území, kde sa doteraz nezistili kyslé diferenciáty, analogické banatitom Rumunska; nie je však vylúčené, že sú tu vyvinuté pod erozívnou bázou vrásovej sústavy.

V karpatskej oblasti, rovnako ako v celom alpskom systéme, vrchný paleogén bol obdobím najväčších tektonických procesov — intenzívnych horotvorných pochodov. Napätá tektonická situácia mala za následok, že na styku JZ okraja karpatskej geosynklinály s pevným panónskym masívom vznikol hlboký zlom; ten sa stal cestou, resp. prívodným kanálom, cez ktorý od jeho vzniku až po vrchný pliocén pri každom obnovení tektonických pohybov, prúdila na povrch magma. Tým začala vo vývoji vnútrokarpatského vulkanizmu nová etapa, ktorá sa svojím charakterom ostro odlišuje od mezozoickej periódy.

Prvé znaky treťohorného vulkanizmu sa objavili vo vrchnej polovine stredného eocénu. O intenzite eruptívnej činnosti a o jej plošnom rozšírení je veľmi ťažko usudzovať, najmä ak uvážime, že geosynklinála sa už pretvárala vo vrásovú sústavu a vulkanogénne, najmä tufogénne produkty za takýchto sedimentačných podmienok boli vystavené intenzívnej erózii.

Podľa našich vedomostí vulkanizmus tejto etapy započal erupciami magmy andezitového zloženia. Sopečné centrá boli sústredené hlavne v rajóne neskôr vzniklých vulkanických ostrovov Maďarska. E. Szöts (1956) napr. udáva, že v rajóne masívu Bakony v lutéte nad numulitovými vápencami sú uložené sliene s faunou numulitov a ortofragmín. Sliene obsahujú i polohy andezitových tufov. Autor ďalej uvádza, že uloženiny bartonienu v pohorí Cserhát a Matra, v južnej časti masívu Bükk a v Rudabánskych vrchoch, zastúpené numulitolitotamniovými vápencami, niekedy obsahujú mocné polohy andezitového tufu, čo je prejavom intenzívnej sopečnej činnosti. Autor sa domnieva, že eruptívne centrá boli pri jazere Velence, vrch Lahóca (Matra) a snáď i masív Börzsöny. G. Kisvársányi a iní (1954) tiež udáva, že v západnej časti masívu Börzsöny prebiehali v paleogéne erupcie intermediálnej magmy, za ktorých sa utvorili lokality biotit-amfibolických dacitov, prúdy a žily biotit-amfibolických andezitov a tufov analogického zloženia.

O väčšej aktivite andezitového vulkanizmu v spomínaných rajónoch (Bükk, Börzsöny) na báze rupelu svedčia tufy uprostred kiscellských ílov. E. Vadász (1953) zaraďuje polohy andezitových tufov pod a ryolitové tufy nad tieto íly. V. Székyné-Fux (1957) na základe vrtných vzoriek z oblasti medzi Dunajom a Balatonom a JZ od neho uvádza, že v jednom prípade v hĺbke asi 1480 m a v druhom až 1800 m boli zistené vrchnoeocénne amfibolické andezity. Tú istú

pozíciu majú andezity analogického zloženia zistené vrtom pri jazere Velence. Autorka predpokladá, že tieto sú produktom eruptívnych centier masívu Börzsöny. Z. Schréter (1942) v opise profilu od Bükkszégu udáva, že v kiscellských íloch a v podložných slienitých íloch sú početné mocnejšie alebo slabšie preplástky andezitových tufov. Aj vo vrchnej časti týchto ílov sú preplástky dacitových alebo andezit-dacitových tufov značnej mocnosti; celý rad takýchto odkryvov zistil autor. E. Lengyel (1953) považuje erupcie zastúpené čiastočne andezitovými tufmi a hlavne biotitickými a pyroxén-amfibolickými andezitmi v oblasti Dunazug za vrchno-oligocénne.

Oveľa skromnejšie údaje o erupciách magmy intermediálneho zloženia máme z oblasti Západných Karpát. Z územia Československa chýbajú nám spoľahlivejšie dáta o nich. Na Zakarpatsku do tejto etapy, zdá sa, treba zaradiť vyššie spomínané spility a čiastočne diabázy vo flyšových uloženinách eocénu na pravom brehu rieky Riki. Treba ich považovať spolu s eocénnymi andezitovými pyroklastikami maďarských ostrovov za produkty novovzniklej fázy vulkanizmu, vyvolaného tektonickými pohybmi alpskej etapy karpatského vrásnenia.

Z okrajov sedmohradského masívu v transylvánskej panve uvádza A. Koch (1900) starotreťohorné erupcie. V uloženinách stredného oligocénu sa objavujú tzv. kvarctrachity. Podľa geologickej situácie — nakoľko tak možno súdiť z ich opisu — tieto horniny premieňajú sa na intruzívne telesá. Správnosť tohto názoru môže potvrdiť, ako sa to uvádza, neprítomnosť tufov. V takom prípade by sa mohlo uvažovať i o mladšom veku týchto hornín, keby tu nebolo jednej skutočnosti zdôraznenej autorom, ktorý hovorí, že: „pomerne dobre opracované úlomky týchto hornín o veľkosti 5—10 cm sa veľmi často vyskytujú v strednom oligocéne; v spodnom oligocéne ani v eocéne neboli zistené a tu chýbajú akékoľvek stopy eruptívnej činnosti".

V oblasti vnútorných Karpát máme takto v rade prípadov spoľahlivo zistené stopy vrchnopaleogénneho vulkanizmu, ktorý sa prejavil — čo treba zvlášť zdôrazniť — erupciami magmy stredného a zriedkavejšie bázického zloženia.

Zaujímavé úvahy o charaktere karpatského vulkanizmu a o procese diferenciácie magmy a migrácie sopečných centier nájdeme v práci M. Kuthana (1948), ktorý prichádza k uzáveru, že z petrochemického hľadiska badať všeobecnú tendenciu postupného oneskorovania erupcií magmy rovnakého zloženia v každej z troch ním vyčlenených fáz pri premiestňovaní eruptívnych centier od západu k východu. Na našom území za začiatok prvej fázy považuje M. Kuthan erupcie bázických hornín porfyritového typu a olivinických diabázov počas vrchnej kriedy a za jej pokračovanie erupcie kyslých hornín typu ryolitov, ryodacitov a ich tufov počas oligocénu až spodného miocénu.

Štúdium vulkanizmu v SSSR potvrdilo všeobecnú zákonitosť vo vývoji petrochemizmu magmy i vulkanických fáz vyčlenených M. Kuthanom. Na doplnenie jeho schémy vyčlenili sme (V. S. Sobolev, V. P. Kostjuk a iní 1955)

ešte ďalšiu, najmladšiu, štvrtú fázu; niektoré zmeny sme urobili i pri spresnení hraníc medzi jednotlivými fázami. Zásadné nesúhlasíme so zaradením mezozoických eruptív do prvej fázy.

Porovnanie jednotlivých etáp vulkanizmu podľa vekového zaradenia a zloženia magmy nabáda nás viazať začiatok prvej eruptívnej fázy, vyvolanej alpským vrásnením v Karpatoch na spomínané vrchnopaleogénne andezity a diabázy. Nevidíme žiadne dôvody pre posúvanie tohto začiatku do mezozoika, kde sa uplatnil celkom osobitný, špecifický vulkanizmus tzv. ofiolitovej formácie, viazaný na začiatočné etapy geosynklinálneho vývoja oblasti.

Andezitové erupcie prvej fázy boli pomerne skoro vystriedané kyslou magmou, stopy ktorej nachádzame oveľa častejšie v tých istých vrchnopaleogénnych uloženinách Karpát. Podľa množstva a veľkého rozšírenia pyroklastických hornín predpokladáme veľmi intenzívne výbuchy, s ktorými, i to len vzdialene, môžeme porovnávať súčasné erupcie typu Katmaji. Značná časť produktov takýchto výbuchov bola transportovaná vo vzduchu na vzdialenosť 150—300 km. Príkladom toho sú oligocénne plagiryolitové tufy v menilitovej sérii sovietskeho predpolia Karpát, preskúmané O. S. Vialovom a inými (1951). Tufy analogického zloženia v oligocéne krosnenskej zóny z južného okolia obce Žabie nedávno opísal V. I. Vulčin a iní (1958).

Dva horizonty tufogénnych hornín boli v Zakarpatsku zistené vrtom v bajlovskom súvrství, ktoré podľa K. J. Gurjeviča (1956) patrí oligocénu. Vrchnopaleogénne tufy boli v posledných rokoch zistené na celom rade lokalít na severných svahoch Západných Karpát v Poľsku (M. Książkiewicz a i., 1954; A. Tokarski, 1957; W. Parachoniak, 1957).

Erupcie kyslých produktov prvej fázy vulkanizmu nadobúdajú veľkého rozsahu v spodnom miocéne, čo sa prejavilo uložením tufových horizontov, dosahujúcich niekedy značnú mocnosť. Takéto tufy sú známe nielen v oblasti vnútorných Karpát, ale i v celom pásme predkarpatskej čelnej priehlbiny od Rumunska do Poľska a v JZ cípe ruskej platformy až po zemepisnú šírku mesta Ľvova. Keď uvažujeme, že vo všetkých spomínaných rajónoch stopy eruptívnej činnosti sa vyznačujú obdivuhodnou zákonitosťou v zvislom reze, nemôžeme ich časove neviazať na určité etapy vulkanizmu, opierajúc sa pritom o najcharakteristickejšie všade zistené horizonty tufov uložených vo vodnom bazéne, ktoré nadobudli ráz typických syngenetických sedimentov s okolnými horninami.

Solídnu predstavu o rozsahu miocénneho vulkanizmu dáva oporný vrt Danilovo — I, ktorý v hĺbke od 1200—1920 m prerazil komplex skoro výhradne tufov a tufitov s niekoľkými (5—15 m) preplástkami argilitov, aleurolitov a pieskovcov; tento komplex vyčlenil K. J. Gurjevič do osobitnej tzv. *danilovskej série*. Žiaľ, o geologickej pozícii týchto tufov môžeme zatiaľ súdiť len podľa jedného vrtu, avšak mierny sklon ich uložení (5—10°, niekedy 15—20°) pri stanovenej mocnosti dovoľuje predpokladať ich značné plošné rozšírenie.

V. I. Slavin a iní (1953) porovnávajú danilovské tufy s tufmi pri meste Klobuk a na základe nájdenej v nich flóry zaraďujú túto sériu (pomenovanú klobukskou) do spodného miocénu, podobne ako O. S. Vjalov (1956), ktorý udáva, že nad tufmi, ale tiež ešte v spodnom miocéne leží komplex tereblinskej série. K. J. Gurjevič (1956) na základe uzáverov N. V. Dabagjana a iných (1956), ktorí určovali mikrofaunu danilovskej série, zaraďuje ju do vrchného burdigalu (s otáznikom). Avšak autori, na ktorých sa odvoláva K. J. Gurjevič, rátajú tieto tufy k burdigal-helvétu. I. B. Plešakov v svojich neuverejnených prácach o stratigrafii miocénu Zakarpatska tie isté série radí k spodnému helvétu. Ako vidno v tejto otázke nemajú autori jednotného názoru.

My sa nebudeme podrobne zapodievať otázkou existencie akvitánskych uložení a tufov v okrajových častiach panónskej a transylvánskej panvy, ale poznamenávame, že už v burdigalských sedimentoch pohorí Cserhát, Mátra, Bükk a rieky Sajó (Slaná) zaznamenáva E. Vadász (1953) horizont tzv. „spodných ryolitových tufov", ktoré uvádza vo svojej stratigrafickej schéme I. Csepreghy-Meznerics (1956), a z oblasti Cserháta, Mátry a borsodskej panvy ich spomína E. Szöts (1956), pričom burdigalský vek okolných hornín je tu dokázaný faunou veľkých pekténov. Z. Schréter (1934, 1942), ktorý študoval geológiu oblastí susediacich so SZ časťou maďarských ostrovných pohorí v burdigalských uloženinách, dokázaných faunou, zaznamenáva všade horizont spodných plagiryolitových tufov, až 50 m mocný. Autor predpokladá, že sa tu uskutočnili 2, príp. viac erupcií popola. Tie isté tufy spomína i F. Horusitzky (1942) v oblasti pohoria Cserhát a I. Mezösi (1953) v pohorí Mátra.

J. Seneš (1956) opisuje vo vrchnej časti burdigalu južného Slovenska preplástky ryolitových tufov a tufitov. V burdigal-helvétskych uloženinách východného Slovenska blízko Fintíc a Kapušian sú polohy montmorilonitov. M. Kuthan (1948) zaraďuje k burdigalu dokonca i výlevy ryolitov v tejto oblasti. Avšak fauna v pieskovcoch s montmorilonitovými ílmi je zle zachovaná, nedovoľuje s istotou posúdiť ich vek. V. Čechovič (1950) porovnáva tieto horniny s ryolitovými tufmi Solotvinskej depresie a obidve radí k helvétu.

O spodnomiocénnej eruptívnej činnosti v transylvánskej panve v masíve Apuseni nachádzame len málo údajov. Jedine M. Ilie (1938) hovorí o nepochybne akvitánskom veku ryolitov v okolí Zlatna. J. Szádeczky (1917) je už opatrnejší a uvádza, že ním vyčlenená prvá fáza erupcií v Sedmohradsku prebiehala asi koncom spodného miocénu. A. Koch (1900) však zdôrazňuje, že nikde v Sedmohradsku nenašiel stopy eruptívnej činnosti v spodnom miocéne, a že táto v tom čase ešte ani nemohla započať. I. Anatasiu (1953), autor prehľadu neovulkanizmu Rumunska, tiež nespomína erupcie v spodnom miocéne.

Vyriešiť jednoznačne otázku veku tufov danilovskej série je oveľa ťažšie. Nemožno si predstaviť, žeby neobyčajne intenzívny a zrejme dlho trvajúci vulkanizmus, pri ktorom sa nahromadili uloženiny skoro výhradne pyroklastického

materiálu až 700 m mocné, nebol zistený na rozsiahlejšom areáli vnútorných a vonkajších Karpát. V spojitosti s tým treba poznamenať, že už v helvéte a vo vyšších polohách miocénu sovietskeho Predkarpatska miestami možno dobre sledovať horizonty tufov rôznej hrúbky (od 3—5 m do 25 m). Prekvapuje pritom skutočnosť, že napr. spodnomiocénna vorotyščenská séria neobsahuje tufy, ktoré by sa dali paralelizovať s danilovskými. V stebnickej sérii helvétu, v nadloží vorotyščenskej série už bol zistený 25 m mocný horizont kyslých tufov, ktoré prvý raz opísal M. Kamienski (1936) pri obci Krasnyj u Nadvornej. Rovnaké tufy o mocnosti 10 i viac metrov sa vyskytujú v dobromilskej oblasti Predkarpatska.

V transylvánskej panve je známy horizont (70—80 do 150 m) dežských tufov*, vyvinutý na rozsiahlej ploche v značnej hrúbke. Pretože tufy častejšie ležia na korodských a hidalmašských vrstvách**, patriacich k burdigalu, rátajú sa dežské tufy k helvétu. Pritom však napr. I. Voitesti (1936) a R. Ciokardel (1952, 1953) dávajú ich na rozhranie burdigalu a helvétu. J. Szádeczky (1917) dáva začiatočnú fázu vulkanizmu na koniec spodného miocénu, t. j. tiež na rozhranie burdigalu a helvétu a podľa I. Anatasiu (1953) dežské tufy ležia na báze helvétu. Ako ich možný ekvivalent autor spomína dacity Baia-de-Aries, ryodacity Rosia Montana a zvlášť dacity oblasti Rodny[1]. Skoro vo všetkých rajónoch SV vetvy ostrovných pohorí Maďarska spomínaní autori vyčleňujú horizont „stredného ryolitového tufu", rátaný k helvétu. Iba Schréter (1934, 1942) je názoru, že v Bükkszéku a Borsode v tom čase bola sopečná činnosť prerušená a po spodnomiocénnej etape sa obnovila až v tortóne.

Čo sa týka východného Slovenska, tu ako uvádza V. Čechovič (1950, 1953) „prvé výlevy ryolitov a horizonty ryodacitových tufov ležia približne na rozhraní burdigalu a helvétu, prevažne však v helvétskych sedimentoch". Autor sa pritom vyslovuje za úplnú analógiu spomínanej oblasti so zakarpatskou panvou (dežské tufy). V solotvinskom súvrství na Zakarpatsku, ktoré mnohí zaraďujú do vrchnej časti helvétu, sú ešte asi tri horizonty kyslých tufov najmenej 80 m hrubé, ktoré sú možno analógmi „stredného ryolitového tufu" Maďarska.

Na základe konfrontácie prejavov eruptívnej činnosti vo vnútorných Karpatoch považujeme za správnejší názor, že vulkanizmus, vytvoriviší danilovské a dežské tufy ako aj tufy ostrovných pohorí Maďarska, i keď možno započal už vo vrchnej polovine burdigalu, prebiehal hlavne v helvéte. Iba mohutné erupcie, za ktorých vznikli nakopeniny pyroklastík viac stometrov mocné, mohli byť zdrojom popolových produktov prenášaných na vzdialenosť 120—150 i viac km, v dôsled-

---

* tufy z rajóna Dej v Rumunsku, pozn. prekl.

** vrstvy z okolia bývalej maďarskej obce Hidalmás, teraz rumunská obec Hida, pozn. prekl.

[1] Poznamenávame, že na vekovú príslušnosť dežských tufov sú aj iné názory. Tak N. Oncescu (1957) ich kladie na bázu spodného tortónu; M. Ilie (1954) a iní paralelizujú tufy južnej časti transilvánskej panvy (doliny Oltula) s dežskými tufmi a dávajú obidva k spodnému tortónu.

ku čoho v Zakarpatsku a možno i vo vnútorných Karpatoch sa utvorili tiež horizonty tufov dosahujúce aj desiatky metrov mocnosti. Uloženie týchto tufov v sedimentoch, dostatočne presne faunisticky charakterizovaných, ako napr. v stolbninskom súvrství, nám dovoľuje považovať tufy danilovskej série za helvétske. Kyslými erupciami v helvéte sa skončila záverečná etapa prvej vulkanickej fázy. Na potvrdenie toho môže slúžiť ten fakt, že v alpskom vrásovom systéme na rozhraní helvétu a tortónu sa uskutočnili tektonické pohyby značného dosahu, charakterizované vznikom ani nie tak vrásových, ako hlavne zlomových štruktúr.

Vývoj predhorných čelných priehlbín, najmä sovietskej časti Karpát v súčasnej dobe dobre objasnil O. S. Vjalov (1956), podľa ktorého počnúc spodným tortónom, t. j. „od chusteckého veku začína nová, veľmi dôležitá etapa vo vývoji zakarpatskej depresie". Vznik nových zlomov subkarpatského smeru v základoch vrásovej sústavy mal za následok, že počnúc spodným tortónom sa značne rozšíril areál predhorných čelných priehlbín.

Je pravdepodobné, že vznik nových alebo obnovenie starých zlomov sa prejavil v tom alebo inom rozsahu i v ostatnej časti vnútorných Karpát a že mal zrejme i hlbšie následky. Je logické pripustiť, že v priamej súvislosti so zintenzívnením tektonických pohybov bol i magmatizmus, vznik a zmenu charakteru ktorého nemožno si vysvetľovať náhodnými príčinami.

Vo vulkanických ohniskách spodného miocénu prebiehala ďalekosiahla diferenciácia magmy. Pomerne kľudná tektonická situácia tohto časového úseku prispievala k ich postupnému zániku. Avšak v spodnom tortóne v priamej súvislosti so zosilnením pohybov oživuje i vulkanizmus; vo vnútorných Karpatoch vzniká nová fáza vulkanizmu, ktorá sa prejavila erupciami andezitov v okrajových častiach panónskej a transylvánskej panvy. Tak v profile Berehovskou pahorkatinou bol vrtmi otvorený komplex, pozostávajúci z andezitových prúdov 10—80 m hrubých, striedajúcich sa s troma horizontami pyroklastík o hrúbke od 15—17 do 40 m, analogického zloženia s andezitmi. Je to dôkazom toho, že tu je vyvinutý typický stratovulkanický kužeľ, nie však intruzívneho alebo kopového pôvodu. V západnej časti sú andezity bezprostredne pokryté argilitmi spodného sedimentárneho komplexu, ktorý I. V. Venglinskij (1956) radí k spodnej časti tortónu. Zdá sa, že v čase vzniku argilitov v spodnotortónskej panve sa tu už dvíhal andezitový vulkán, vznik ktorého podľa našej mienky treba zaradiť na začiatok tortónu. Nad spodným sedimentačným spodnotortónskym komplexom leží spodný horizont liparitových tufov max. 360 m mocných. G. N. Grišk e v i č (1956) ich radí k spodnej časti vrchného tortónu. A konečne, vrchný horizont kyslých tufov okolo 100 m mocný patrí k spodnej časti spodného sarmatu (abrové vrstvy podľa G. N. Grišk e v i č a).

Keď sa pozrieme do štátov susediacich so Zakarpatskom, vidíme, že i tam zástupcovia hornín andezitového radu sú na niektorých miestach obvyklými členmi horia Mecsek, pravda bez bližšieho udania, lávy amfibolických andezitov.

mi tortónskych sedimentov. E. Vadász (1953) zaznamenáva v tortóne po- E. Lengyel (1953) zaraďuje do nerozčleneného spodného miocénu v meandre Dunaja (masív Dunazug) erupcie amfibolických, pyroxenamfibolických a pyroxenických andezitov a ich tufov. V inej práci (1956) zaraďuje andezitové erupcie v susednom masíve Börzsöny do stredného a vrchného helvétu a v oblasti Dunazug podobné horniny i k spodnému miocénu. Keď uvážime, že tieto andezity podľa E. Lengyela vytvárajú v pohorí Börzsöny lakolity a že nikto iný z týchto oblastí andezity neuvádza staršie ako tortónske, treba prijať uzávery autora s rezervou a pripustiť, že môžu byť i o niečo mladšie.

Je pravdepodobné, že tie isté pyroxenické, amfibolické, biotitické andezity s ich tufmi a granatické biotit-amfibolické andezity už skôr opísal A. Liffa a iní (1937), podľa ktorých tieto horniny patria tortónu, a to jeho najspodnejšej časti, lebo ležia bezprostredne na helvétskych zlepencoch. Andezity, ich tufy a vulkanické aglomeráty v tých istých pridunajských ostrovných masívoch spomína i E. Vadász (1953). Je charakteristické, že erupcie kyslej magmy tu hrali zreteľne podradnú úlohu. Na vekovú príslušnosť andezitových erupcií v pohorí Cserhát sú rôzne názory. A. Vendl (1932), ktorý spracoval podrobný petrografický opis andezitov, radí ich k helvétu, F. Horusitzky (1942) a E. Vadász (1953) k tortónu. I. Mezösi (1953) spomína zo susednej Mátry len andezitové tufy, aglomeráty a prúdy pyroxenických andezitov. V stratigrafickom profile tortónu tejto oblasti kladie autor na jeho bázu „stredný ryolitový tuf", ktorý, ako sme videli, podľa názoru iných patrí ešte helvétu.

Tortónsky vulkanizmus bol na území Československa veľmi intenzívny a rôznorodý. Podľa V. Čechoviča a J. Seneša (1950) „spodná hranica tortónskych uložení je dostatočne jasná, lebo približne na rozhraní medzi tortónom a helvétom sa odohrali tektonické pohyby ... Súčasne s horotvornými pohybmi začína intenzívna sopečná činnosť a eruptívne horniny, prevažne andezity, poskytujú detritový materiál pre spodno a vrchnotortónske sedimenty".

Tortónske andezity a iné magmatické diferenciáty strednej bazicity sú hlavnými produktami, budujúcimi masívy slovenského stredohoria. Vyššie ležiace horizonty sú tu zastúpené kyslými lávami. O andezitových vulkanitoch, zastúpených tufitmi, aglomerátmi a prúdmi pyroxenických andezitov značnej mocnosti v spodnej časti tortónu na východnom Slovensku hovorí J. Švagrovský (1953); v iných svojich prácach (1954) k spodnému tortónu radí ryolity neskoršej fázy a erupcie andezitov dáva do vrchného tortónu. Chýbajúce vzťahy k sedimentárnym horninám a hlavne ich faunistická sterilnosť často veľmi sťažuje, ako hovorí Seneš (1953), stratifikáciu vulkanických hornín v tejto časti územia ČSSR. Pritom však všeobecná tendencia premeny bázických členov magmy na začiatku novej fázy na kyslé sa zachováva i tu, najmä v Kremnicko-štiavnickom masíve.

O transilvánskej panve a oblasti Apuseni najúplnejší obraz tortónskej eruptívnej činnosti podáva I. Atanasiu (1953), ktorý kladie na bázu tortónu

tzv. staré andezity Rosia a andezitové zlepence panvy Zlatna. Vyššie ležia tortónske dacity Drainy a séria kyslých tufov dacitového a ryolitového charakteru.

V súbornej práci N. Oncescu (1957) na bázu vrchného tortónu dáva kyslý tuf Gadareni a do jeho vrchnej časti tufy Chiris. Približne rovnakú predstavu o stratifikácii najhlavnejších tufogénnych horizontov podáva M. Ilie (1938, 1953), G. Gheorghiu (1954), T. Chitulescu a iní (1942). Podľa terajších poznatkov je vulkanizmus Baia-Mare vo všeobecnosti obdobný ako vulkanizmus Berehovskej pahorkatiny. To nás nabáda uvažovať o možnosti zasahovania hrasťovej elevácie vrásovej sústavy z Panónie, ktorú možno sledovať od Zemplínskeho ostrova cez Berehovskú pahorkatinu a ďalej do Baia-Mare. (Túto zónu nazýva S. I. Subbotin (1955) čopsko-výškovskou zónou elevácie.) Tento vzájomný vzťah potvrdzuje tiež identický charakter procesu zrudnenia.

Vráťme sa však ešte k nášmu územiu. Nad tufmi solotvinskej série nasleduje už dávnejšie známy horizont „novoselických dacitových tufov" s maximálnou mocnosťou 200 m. Na povrch vychádza tento horizont v dvoch pásoch: pozdĺž zóny soľno-diapyrových štruktúr centrálnej časti solotvinskej depresie a pozdĺž styku miocénnych uložení depresií s kriedovopaleogénnym flyšom Karpát. Svojho času o nich písali V. Čechovič (1939), F. Szentes (1945) a iní, ktorí ich považovali za najstaršie útvary depresie a rátali k helvétu. I. P. Plešakov (1948) zaraďuje tieto tufy do vrchného helvétu; O. S. Vjalov (1956) je tej mienky, že mikrofauna chusteckej série, na báze ktorej je vyvinutý tufový horizont „svedčí skôr ... o spodnotortónskom veku vrstiev", kam ju zaraďuje vo svojej poslednej stratigrafickej schéme. Aj N. V. Dabagjan a iní (1955) považujú chusteckú sériu za tortónsku. S týmto názorom sa stotožňujú i ďalší výskumníci mocénu Zakarpatska i my. Keď uvažujeme o názore I. B. Plešakova, museli by sme pripustiť, že tortón po stránke magmatickej činnosti bol prakticky sterilný. Pritom však tufy tohto obdobia sú bohato zastúpené nielen v štátoch susediacich so Zakarpatskom, ale čo je zvlášť dôležité, v predkarpatskej čelnej priehlbine a na JZ okraji ruskej platformy. Sú vyvinuté v pásme približne od Černovíc na JV až k Tarnovu (V. Parachoniak, 1954) v Poľsku. O vekovej príslušnosti tufov v Predkarpatsku niet pochybností. Ich mocnosť tu často dosahuje 5—6 m a zdrojom popolových produktov mohli byť zakarpatské sopky. V posledných rokoch bol v oblasti zakarpatskej čelnej priehlbiny zistený vrtmi rad doposiaľ neznámych horizontov kyslých tufov, patriacich k vrchnému tortónu; ich mocnosť sa pohybuje od 25 do 100 i viac metrov. Preto sa prikláňame k názoru, že len mohutné výbuchy vo vnútorných Karpatoch, ktoré umožnili akumuláciu komplexu novoselických tufov i spodných tufov Berehovskej pahorkatiny mohli byť príčinou vzniku tufových útvarov v baranovských a chodenických spodnotortónskych vrstvách Predkarpatska. Vrchnotortónskym tufom Zakarpatska, tufom rajónu Gadareni a Ghiris v Transylvánsku môžu odpovedať horizonty tufov toho istého veku na Predkarpatsku. Zmieňujú sa o nich D. V. Guržij a i.

(1951), M. B. Ripun (1955), L. G. Ткачук a i. (1956) a v skoršej súbornej práci aj M. Kamienski (1936).

Produkty spodnosarmatskej sopečnej činnosti sa zachovali v Zakarpatsku na mnohých miestach, najmä vo výškovskom rajóne, kde poznáme dva horizonty kyslých tufov o celkovej hrúbke okolo 100 metrov. Analogické tufy sa zistili vrtmi vo východnej časti mukačovskej depresie. Jednotlivé horizonty tufov dosahujú obvykle 3—6 m, max. 25 m, pričom poznáme šesť takýchto horizontov. Najsilnejší spodnosarmatský vulkanizmus pozorujeme v Berehovskej pahorkatine a na SZ od nej v oblasti Kosino—Zapsoň. Výbuchy a extrúzie liparitov podľa názoru geofyzikov sa uskutočňovali pozdĺž význačných lineárnych zlomov, založených v kryštalických základoch.

K sarmatu treba podľa nášho názoru radiť i erupcie liparitdacitov a ich tufov v SZ časti Vihorlat-gutinského vulkanického pásma, ktoré sa vyznačuje zvláštnym chemizmom. Úvahy o ich vekovej príslušnosti na základe analógie s podobnými horninami východného Slovenska, kde ich zaradenie je dostatočne presné, nájdeme u V. P. Kostjuka a i. (1958).

K spodnému sarmatu v transylvánskej panve a Sedmohradskom pohorí patrí podľa N. Oncescu (1957) tuf rajóna Urca a starý horizont dacitového tufu rajóna Bazna, zistený mnohými pracovníkmi. I. Anatasiu radí k spodnému sarmatu i andezitové tufy s amfibolom v rajóne Blaj. Považujeme za potrebné poznamenať, že erupcie andezitového alebo bázickejšieho zloženia tohto časového úseku na Zakarpatsku nie sú bezpečne zistené a ťažko si utvoriť úsudok o nich, hoci na základe všeobecných úvah o časovom vývoji vulkanizmu tieto andezity by mohli patriť vrchnému sarmatu (u nás sa už rátajú k panónu). Spodnosarmatské ryolitové tufy a ryolity v svojich prácach opisujú mnohí slovenskí pracovníci, avšak podľa nich si nemožno utvoriť dosť presnú predstavu o jednotlivých etapách vulkanizmu tohto časového úseku. Jasnejší obraz dostávame po rozčlenení Kremnicko-štiavnického pohoria, kde na základe fauny sú bezpečne stanovené spodnosarmatské ryolitové erupcie. V ostrovných pohoriach Maďarska, okrem masívu Mecsek a Bakony, sú tiež všade vyvinuté sarmatské ryolity a ich tufy. Najúplnejšie údaje o nich nájdeme v monografii E. Vadásza (1953).

Niekoľko dosť stálych horizontov liparitových tufov (1—4 m hrubé) sa dajú sledovať vo vonkajšej zóne predkarpatskej čelnej priehlbiny a na susednej platforme. Tu, ako i v Zakarpatsku sú vyvinuté v oboch (v spodnej a vrchnej) častiach spodného sarmatu a chemizmom i vekom sú celkom identické.

Vo vrchnej časti miocénu vo vnútorných Karpatoch sa dá pozorovať prestávka v sopečnej činnosti ako dôsledok všeobecnej tektonickej situácie tohto obdobia. Bola to perióda ukončenia druhej fázy magmatizmu, ktorá rovnako ako pri prvej fáze v spodnom tortóne započala erupciami andezitového materiálu.

Veľmi intenzívna tektonická činnosť na rozhraní miocénu a pliocénu otvára novú epizódu i vo vývoji magmatických ohnísk. Čiastočné obnovenie starého, ale

hlavne vznik nového hĺbkového regionálneho zlomu v zóne styku miocénnej panvy s karpatským flyšom viedli k zvlášť intenzívnym erupciám prevažne andezitovej, občas i čadičovej magmy. V tom čase sa utvorili základné formy reťaze mladých vulkanických pohorí, počnúc Prešovsko-tokajským a Vihorlat-gutinským pohorím až k masívom Harghita a Calimani v Rumunsku. Mladé zlomy sa dajú dobre kontrolovať podľa tvaru a rozmiestnenia vulkanických masívov, a dokonca i podľa nepatrných zmien ich obrysov. Produkty bázickej magmy sa spravidla akumulujú blízko eruptívnych centier a na väčšie vzdialenosti od nich sa už nevyskytujú. Masový charakter erupcií, podmieňujúci vznik stratovulkánov a skoro úplná neprítomnosť striedania vulkanitov so sedimentmi, ktoré sú okrem toho chudobné na fosílie, značne sťažuje stratifikáciu eruptívnych hornín. Prejavuje sa to najmä pri určovaní veku jednotlivých vulkanických horizontov, i celých sérií. Napriek tomu nám je už teraz dosť jasná postupnosť jednotlivých etáp mladého panónskeho vulkanizmu a všeobecná zákonitosť zmien v zložení magmy.

Naše názory na stratigrafické členenie vulkanitov Vihorlat-gutinskej reťaze sú uvedené v práci V. S. Soboleva, V. P. Kostjuka a i. (1954, 1955), V. S. Soboleva (1957). Predpokladáme, že najbázickejšia magma (čadiče, andezitbazalty a pyroxenické andezity), ktorá eruptovala zo slabo diferencovaných ohnísk, gravituje k spodnej časti stratigrafického stĺpca; v tomto smere v oblasti celej vulkanickej reťaze nie sú žiadne výnimky. Búrlivý charakter vulkanizmu na začiatku novej, tretej fázy sa prejavil tým, že v základoch reťaze sa utvoril mocný (do 100 m, často i 200 metrov) komplex pyroklastických hornín — tufov a tufitov bázického zloženia, na ktorom ležia všetky vyššie efuzíva. Výlevy čadičových láv mali ako sa zdá lokálny význam; nie je však vylúčené, že ich časť je skrytá pod vyššie ležiacimi horninami a neprístupná pozorovaniu. Po čadičoch nasledovali výlevy andezitbazaltov a pyroxenických andezitov, ktoré majú prevahu nad ostatnými horninami. Celková hrúbka lávových prúdov týchto hornín, striedajúcich sa lokálne s tufmi, dosahuje viac sto metrov. Niektoré predpokladané sopečné útvary (Borlio-Dil, Malý Sinjak) sú budované skoro výhradne andezitbazaltmi a dvojpyroxenickými andezitmi.

Tu treba zdôrazniť jeden dôležitý moment. Popri spomenutých horninách, budujúcich hrebeň rozvodia, jestvuje svojrázna skupina andezitbazaltov, geologicky gravitujúcich k periférii JZ časti reťaze. Tak v kameňolome Radvanka, pri obci Kolčino, Konoplivke, na dvoch miestach pri obci Selce sa objavujú andezitbazalty s dobrou stĺpovitou odlučnosťou, ktoré skytajú efektný obraz bizárne ohnutých stĺpov na spôsob vejárov, snopov, kužeľov a pod. Líšia sa od svojich analógov bázickým zložením v tej časti hrebeňa, ktorý vytvára rozvodie, a podľa štruktúry sa vyznačujú výraznou mikrodoleritovou textúrou. Všetkými týmito znakmi sú do istej miery spolu späté, ale odlišujú sa od ostatných hornín, takže ich viažeme na súčasnú, najvčasnejšiu eruptívnu etapu. Zrejme nie náhodne sú umiestené približne na tej istej čiare spodné, tzv. stanovské čadiče s krásnou stĺpovitou od-

lučnosťou a spodné andezitbazalty menšieho hrebeňa Gata, neprítomné v iných oblastiach vulkanickej reťaze.

Stĺpcovité andezitbazalty odzrkadľujú postupné časové premiestňovanie zlomových čiar, teda aj vulkanických prívodných kanálov v smere od JZ k SV. Najmladšie vulkanické útvary ležia už všade v blízkosti karpatského flyša.

Stratigraficky nad efuzívami andezitového radu leží skupina hornín andezit-dacitov podradného významu. Medzi nimi sú pozoruhodné len odrody blízke dacitom, obsahujúce menšie množstvo olivína. Tento minerál na rozdiel od olivínov v čadičoch sa vyznačuje vysokým obsahom železitého komponenta (olivín hortonolitového typu). Andezitdacitom sú blízke typické dacity s obvyklým zeleným amfibolom alebo biotitom (oveľa zriedkavejšie s hyperstenom). Spravidla vytvárajú kopulovité útvary alebo mohutne prerážajúce dajky. Dacity sú vyvinuté väčšinou pozdĺž JZ svahu vulkanickej reťaze, kde tvoria rad kôp v okolí obce Sredne, na juh od Mukačeva a na JV od Vinohradova. Pritom však sa dosť často vyskytujú i v oblasti vlastnej vulkanickej reťaze, napr. na pravom brehu rieky Uh, pri obci Viznicy, na juh od Chustu a inde. Postavenie dacitov v stratigrafickom profile sa určuje podľa vzťahov buď k panónskej uhľonosnej sedimentárnej sérii alebo k iným vulkanickým horninám.

Pozícia mladých liparitov nie je ani zďaleka tak presne určená ako väčšiny efuzív. V oblasti ich najväčšieho rozšírenia — na hrebeni Veliký Šolles — chýbajú nám bezprostredné vzťahy k horninám, pozícia ktorých v stratigrafickom reze je viac alebo menej presne určená. Bezpečným je len to, že vekove nemajú nič spoločného so spodnými (berehovskými) liparitmi a že sú mladšie ako dacity, lebo ich prerážajú dajky liparitov. Presnejšie dáta máme z východných svahov vrchu Makovica v údolí rieky Viznicy. Tu sú vyvinuté dva menšie osobitné liparitové masívy. V jednom z nich pri obci Ilkovce sa prvý raz zistilo uloženie čadičov najmladšej bužorskej fázy na liparitových tufoch. Na základe petrografickej analógie a radu iných geologických úvah považujeme liparity z oblasti Ilkovce—Gerovce a Veľkého Šollesa za identické a zaraďujeme ich do vrchnej časti tretej, tzv. gutinskej fázy. Erupciami tejto fázy bola v základných rysoch utvorená Vihorlat-gutinská vulkanická reťaz.

Nad liparity kladieme zo stratigrafického hľadiska veľmi dôležitý a svojou štruktúrou svojrázny horizont hruboporfyrických andezitov, obsahujúci výrastlice plagioklasov (1 až 1,5 cm veľké). Ich výskyty na našom území sú známe len na dvoch miestach (iršavský a perečenský rajón) a sú vyvinuté aj v južnom výbežku masíva Apuseni pri meste Deva (Rumunsko), odkiaľ ich opísal A. Koch (1900). Petrografickú charakteristiku týchto hornín podáva V. S. Sobolev, V. P. Kostjuk a i. (1955) a ich vzájomné geologické vzťahy k iným efuzívam, napr. k čadičom V. S. Sobolev, V. P. Kostjuk a i. (1954). Na tomto mieste poznamenávame, že hruboporfyrické andezity ležia na stratigraficky rozličných členoch niže položeného vulkanogénneho komplexu (dvojpyroxenic-

kých andezitoch, andezitbazaltoch a ich tufoch). Jednotlivé prúdy alebo relikty ich láv nachádzame 10—15 km od vrchu Bužora, na JZ svahoch ktorého sa uskutočnili erupcie týchto hornín. Pôvodne tieto horniny pravdepodobne tvorili pomerne rozsiahly príkrov (ca 100 km^2), hrúbka ktorého na začiatku dosahuje orientačne 50—70 i viac metrov, na jeho periférii klesá na 10—12 m. Hruboporfyrické andezity v doline rieky Sinianky sú bezprostredne pokryté rovnako svojráznym komplexom čadičov nasledujúcej, štvrtej (bužorskej) fázy vulkanizmu. V spodnej časti majú čadiče tiež hruboporfyrickú štruktúru, pričom obsahujú aj veľké fenokryštály, nie však plagioklasy, ale monoklinické pyroxény s nízkym obsahom železa. Podľa týchto dvoch znakov: charakteristická štruktúra hornín a nesúhlasné uloženie hruboporfyrických andezitov na podložných horninách predpokladáme, že v čase erupcií týchto hornín sa uskutočnila v magmatickom ohnisku ďalekosiahla kryštalizačná diferenciácia, v dôsledku ktorej sa oddelila ľahko taviteľná zložka (SiO_2 — 57 %) vo vrchnej časti nádrže od ťažkotaviteľnej a ťažkej (SiO_2 — 49,6 %) v jej spodnej časti. Stav kľudu v magmatickom ohnisku počas dlhej periódy umožnil vývin veľkých kryštálov plagioklasov a monoklinických pyroxénov, ktoré sa neskôr od seba oddelili v dôsledku gravitačnej diferenciácie. Na povrchu v tom čase prebiehala intenzívna erózia lávovo-pyroklastického komplexu vulkanickej reťaze.

Nové tektonické pohyby vo vrchnom pliocéne nemohli ostať bez vplyvu na obnovenie vulkanizmu. Efuzívny materiál pritom zrejme čiastočne poskytovali staré reliktné (ako v prípade bužorskej sopky), ale hlavne znovuotvorené hlbšie ležiace magmatické ohniská. Tento predpoklad potvrdzuje i skutočnosť, že skoro v celej zóne vnútorných Karpát táto perióda je charakterizovaná erupciami čadičov, a zriedkavejšie zložením im blízkych andezitbazaltov. Druhou zvláštnosťou je svojráznosť chemizmu bázickej magmy, ktorá nebola skôr pozorovaná.

Druhá skupina výskytov mladých čadičov leží v oblasti Salgótarjánu a jej pokračovanie na severe tvoria čadiče južného Slovenska (oblasť Fiľakova) a Kremnicko-štiavnického pohoria. Preto je vhodnejšie tieto oblasti analyzovať spoločne. Ešte i tu sa prejavuje alkalická tendencia magmy. Nefelinbazaltoidy, presnejšie ich tufy salgótarjánskej oblasti detailne opísal T. Poljak (1956).

Čadiče lučenecko-fiľakovskej oblasti sú uložené obvykle na oligocénnych pieskovcoch, niekedy dokonca na paleozoických žulách, ako to uvádza Fr. Fiala (1939) z okolia Podrečan. Celá táto skupina hornín má nápadne alkalický charakter, čo dokazujú chemické analýzy a prítomnosť nefelínu (častejšie v základnej hmote), na základe čoho označujú tieto horniny ako nefelinický bazanit. Významné miesto zaujímajú mladé čadiče v štiavnickom masíve, opísané F. Fialom (1939, 1952), ktorý hovorí, že i tu „čadiče majú nápadne alkalický charakter, čím sa zaraďujú vo svojej značnej časti k bazanitoidom (t. j. nefelitoídnym bazanitom)". Inde Fiala (1957) uvádza, že v kremnickom masíve posledným členom vulkanického radu sú andezitové čadiče, tiež asi pliocénneho veku.

Avšak vo východnej časti Karpát rovnako staré čadiče majú normálne zloženie, ak neberieme do úvahy ich vyššie spomenutú vlastnosť, nízky pomer zložky FeO:MgO v tmavých mineráloch v porovnaní s čadičmi v spodnej časti rezu. Tak v olivíne a monoklinickom pyroxéne mladých čadičov je tento pomer 27 a 12—15 molekulárnych % oproti 44 a 38—45 molekulárnych % u spodných čadičov (V. S. Sobolev, V. P. Kostjuk a iní 1955).

V sedmohradských masívoch sú známe čadiče tzv. Detunatele typu. V svojej stratigrafickej schéme A. Koch (1900) ich radí k levantu. Tie isté útvary majú na zreteli M. Bleanu a iní (1957), keď hovoria, že „posledné výlevy alpskej orogenézy sú reprezentované čadičovými prúdmi Detunatele a doliny Mures", a rovnako T. Chitulescu a iní (1941), ktorí kladú do najvyššej časti pliocénnych eruptív čadiče Detunatele a Bretia v pohorí Metalici. St. Mateescu (1936) opísal ojedinelú čadičovú sopku s dobre vyvinutým kráterom v SZ časti provincie Banát. Okrem čadičových láv sú tu i ich pyroklastické analógy: tufy, vulkanické bomby a lapily. Produkty sopky ležia nad pliocénom.

Môžeme teda konštatovať, že v oblasti vnútorných Karpát sopečná činnosť sa všade končí erupciami len čadičových, výnimočne aj andezitbazaltových láv a im príslušných pyroklastík. Mladšie magmatogénne útvary nie sú nikde známe.

Uzatvárajúc krátky prehľad eruptívnej činnosti v sovietskych Karpatoch s prihliadnutím na celú vnútrokarpatskú oblasť, treba poznamenať, že sme sa pritom vôbec nedotkli paleozoického magmatizmu, hoci je známe, že aj tento sa tu uplatnil; v prehľade je vynechaná aj magmatická činnosť SV (vonkajšej) časti Karpát, viazaná na vrásovú sústavu Dobrudže a Kelec-Sandomierza. Do prehľadu sme zahrnuli južnú časť reťaze ostrovných vrchov Maďarska, hoci tieto už nepatria do systému vlastnej karpatskej vrásovej oblasti. Avšak tieto ostrovné vrchy na okraji panónskeho masívu, majú z tektonicko-magmatického hľadiska všetky znaky genetickej príbuznosti s ostatnými Karpatmi a musia sa posudzovať spoločne.

Ako jednu z najhlavnejších petrochemických zvláštností vnútorných Karpát treba spomenúť určitú tendenciu tzv. „homodromnej" (A. N. Zavarickij 1944) diferenciácie magmy, t. j. premeny bázických členov na kyslé v určitých etapách vývoja chemizmu. Túto zákonitosť možno sledovať v širokom časovom rozpätí od spodného mezozoika do vrchného pliocénu.

Tri fázy vulkanizmu, vyčlenené M. Kuthanom (1948) sa vo všeobecných rysoch zhodujú s našimi predstavami. Spolu s V. S. Sobolevom sme však vyčlenili ešte jednu, najmladšiu fázu a upresnili priebeh hraníc ostatných fáz* na základe pozorovania geologicko-petrografického charakteru a analýzy tektonických podmienok v rôznych etapách vývoja vrásovej sústavy.

Magmatizmus mezozoika a spodnej časti treťohôr považujeme v súhlase s Van

---

* Poznamenávame, že hranice troch fáz, určené I. Szádeczkým (1917) pre Sedmohradsko, vo všeobecných rysoch (okrem štvrtej) sa shodujú s príslušnými fázami v Zakarpatsku.

Bümmelom (1956) za proces, ktorý doprevádzal začiatočnú periódu formovania geosynklinály. Prejavil sa v Karpatoch i v celom alpskom vrásovom systéme erupciami ofiolitov. Po tejto stránke mezozoický magmatizmus sa zreteľne líši od vulkanizmu vlastnej horotvornej etapy. Každý z nich má vlastné špecifické rysy a samozrejme treba ich posudzovať osobitne. Začiatok prvej fázy treťohorného vulkanizmu viažeme preto na začiatok formovania vrásových Karpát, t. j. na vrchný paleogén. V každej z vyčlenených fáz spočiatku prebiehala erupcia bázickej magmy a v záverečných etapách erupcie alebo extrúzie kyslej magmy. Ich časová postupnosť je nasledujúca:

I. fáza: *začiatok alpského vrásnenia:* Andezity ostrovných maďarských vrchov a diabázy Zakarpatska vo vrchnom paleogéne — kyslé tufy v oligocéne (rieka Čečva) a v burdigale až helvéte (danilovská a solotvinská séria);

II. fáza: *disjunktívne tektonické pochody na rozhraní helvétu a tortónu*: Spodnotortónske andezity (Berehovská pahorkatina) — tortónske kyslé tufy v zakarpatskej a predkarpatskej čelnej priehlbine, spodnosarmatské liparity a liparitové tufy v tých istých rajónoch, včetne Berehovskej pahorkatiny;

III. fáza: *vrásnenie na rozhraní miocénu a pliocénu*: Formovanie Vihorlat-gutinskej vulkanickej reťaze (gutinská séria s čadičmi na báze a liparitmi vo vrchnej časti stratigrafického profilu).

IV. fáza: *vrásnenie vo vrchnom pliocéne*: Erupcie čadičov (normálnych) vo východných a (alkalických) v západných Karpatoch. Posledná fáza nebola ukončená, lebo vulkanická činnosť vo vnútorných Karpatoch celkom zanikla.

Pri stanovení hraníc jednotlivých fáz treba mať na zreteli, že v každej z nich podľa názoru M. Kuthana mohol prebiehať časový a priestorový presun jednotlivých eruptívnych centier. To znamená, že erupcie magmy rovnakého zloženia nemuseli prebiehať všade súčasne v celej oblasti. Tak napr. tortón-spodnosarmatský vulkanizmus, ktorý produkoval andezitové lávy, bol veľmi intenzívny v západnej časti Karpát a v ostrovných masívoch Maďarska, ale oveľa slabší v Zakarpatsku. Opačne to bolo v panón-pliocénnej fáze, ktorá je charakterizovaná masovými erupciami hlavne v západných Karpatoch. Treba poznamenať, že pri pokuse presného zatriedenia každého z početných preplastkov kyslých tufov v miocénnych uloženinách alebo každého lávového prúdu v celej oblasti narazíme na veľké prekážky a často nájdeme skôr výnimky než potvrdenie tohto výkladu. Avšak štúdium stratigraficky najvýznamnejších a najspoľahlivejších vulkanogénnych komplexov, popri presnom určovaní a porovnaní ich zloženia, môže prispieť k objasneniu ďalších podrobností o celkovom obraze vulkanizmu skúmanej oblasti.

Akadémia vied Ukrajinskej SSR, Kijev

ЛИТЕРАТУРА

[1] Барт Т. (1956) — Теоретическая петрология. И. Л. Москва. [2] Бобровник Д. П. (1957) — Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сборн. Львов. геол. общ. № 4. [3] Бобровник Д. П. (1957) — Вулканічні туфи із свердловини північної частини околиці с. Ходорова, Дрогобицької області. Геолог. журн. т. 17, вып. 4. [4] Ван Беммелен (1956) — Горообразование. Изд. И. Л. Москва. [5] Венглинский И. В. (1956) — О микрофауне среднемиоценовых отложений Береговского района Закарпатской области. Геол. сборн. Львов. реол. общ. № 2—3. [6] Вялов О. С., Ладыженский Н. Р., Ткачук Л. Г. (1954) — Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. ДАН СССР, том 79, № 1. [7] Вялов О. С. (1953) — Общее структурное подразделение Западных областей УССР. Изв. АН СССР, сер, геолог. № 5. [8] Вялов О. С. (1956) — К стратиграфии миоцена Закарпатья. Геолог. сборн. Львов. геол. общ. № 2—3. [9] Вульчин Е. І., Кульчицький Я. О. (1958) — Нові знахідки туфів у крейдяних і третинних відкладах Східних Карпат. ДАН УРСР. № 4. [10] Гофштейн И. Д. (1954) — К стратиграфии мезозоя Чивчинских и Северобуковинских Карпат. Геолог. сборн. Львов. геол. общ. № 1. [11] Гришкевич Г. Н. (1956) — Сарматские отложения Закарпатской области УССР. Геол. сборн. Львов. геол. общества № 2—3. [12] Гуревич К. Я. (1956) — К вопросу о стратиграфии третичных осадков Солотвинской впадины. Геол. сборн. Львов. геол. общ. № 2—3. [13] Гуржій Д. В., Рипун М. Б. (1951) — Міоценові вулканічні туфи Чернівецької і Станіславської областей. Геологічний журн. АН УРСР, том XI, вип. 3. [14] Дабагян Н. В., Мятлюк Е. В., Пишванова Л. С. (1956) — Новые данные по стратиграфии третичных отложений Закарпатья на основании изучения фауны фораменифер. Геолог. сборн. Львов. геол. общ. № 2—3. [15] Заварицкий А. Н. (1944) — Введение в петрохимию изверженных горных пород. АН СССР. [16] Калюжный В. А. (1950) — К минералогии основных эффузивов Тячевского района. Минералог. сборник. Львов. геол. общ. № 4. [17] Костюк В. П., Сасин Г. Г. (1958) — Новые данные о возрасте гранатовых липаритодацитов Советского Закарпатья. ДАН СССР, том 118, № 2. [18] Коробков И. А., Плешаков И. Б. (1948) — Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР. ДАН СССР, том 42, № 3. [19] Кох Ш. (1956) — Минералы базальтов Венгрии. Минералог. сборник Львов. геол. общ. № 10. [20] Ксионжкевич М., Визер Т. (1954) — Местонахождения туффитов в Кросненских пластах Карпатского флиша. [21] Кудрин Л. Н., Калюжный В. А. (1954) — О габбровых породах Раховского массива. ДАН СССР, том 94, № 6. [22] Кульчицкий Я. О., Петрашкевич М. И., Хлопонин К. Л. (1957) — К стратиграфии эоцена утесовой зоны Восточных Карпат. ДАН СССР, том 115, № 2. [23] Мерлич Б. В., Спитковская С. М. (1957) — Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах. Геолог. сборн. Львов. геол. общ. № 4. [24] Патрулиус Д., Моташ И., Бляху М. (1958) — Геологическое строение Румынского Марамуреша. МГК. Карпато-Балканская ассоциация. Изд. АН УССР, Киев. [25] Рипун М. Б. (1955) — К минералогии тортонских туфов юго-восточной части Предкарпатья. Вопросы минералог. осадочн. образов. ЛГУ, кн. 2. [26] Славин В. И., Филимонова Н. С. (1953) — Нижнемиоценовые и гельветские отложения Советского Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., серия геолог., вып. 3. [27] Соболев В. С., Белякова С. М. (1947) — Об ультраосновной породе в Закарпатской области УССР. Тр. Львов. геол. общ. серия петрограф., вып. 1. [28] Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н. (1954) — К минералогии базальтов Закарпатской области. Минерал. сборн. Львов. геол. общ. № 8. [29] Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М.,

Фишкин М. Ю. (1955) — Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, Киев. [30] Субботин С. И. (1955) — Глубинное строение Советских Карпат. Изд. АН УССР, Киев. [31] Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Кривин А. Л. (1955) — Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива (Карпаты). ДАН СССР, том 104, № 6. [32] Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Рипун М. Б. (1956) — Литология миоценовых отложений Черновицкой и юго-восточной части Станиславской области. Изд. АН УССР, Киев. [33] Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. (1957) — Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд. АН УССР, Киев.

[34] Andrusov D. (1953): O veku augititických hornín západných Karpát. Geolog. Sborn. Slov. Akad. vied, r. IV, č. 3—4. — [35] Atanasiu J. (1953): Cineritele din neogemul Românese şi vârsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare. Anuar. Comitet. Geolog., vol. 25. Bucureşti. [36] Balogh K. (1954): Répáshuta környékének földtani vizsgálata. A Magyar állami földt. intézet Évi jelentése az 1952. — [37] Bleahu M., Dimitrescu K. (1957): Stratigrafia si tectonica muntilor Apuseni Anal. Romino-Soviet. Geolog.-Geogr. Acad. RPR, N 2. — [38] Čechovič V. (1939): Otázka postavenia dacitových tufov marmarošskej panvy na Podkarpatskej Rusi. Sborník Štát. bán. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica. — [39] Čechovič V. (1950): O geologickom vývine Podkarpatského miocénu na Slovensku. Geolog. sborn. SAV, roč. I, č. 2—3—4. — [40] Čechovič V., Seneš J. (1950): Tortón okolia Modrého Kameňa. Geolog. sborník SAV, roč. I, č. 2—3—4. — [41] Čechovič V. (1953): Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. Geolog. sborn. SAV, roč. č. 3—4. — [42] Ciocârdel R. (1952): Contribuţiuni a cunoaşterea geologiei regiunii Bistriţa — Reghin. Dări de Seamă ale Sedintelor. Instit. Geolog. vol. 36, (1948—1949). — [43] Ciocârdel R. (1953): Geologia regiunii Bistrita — Reghin. Dari de Seama ale Sedintelor, vol. 37 (1949—1950). — [44] Codarcea A. (1930): Studiul geologie şi petrografie al regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montana (Judeţul Caraş, Banat). Anuarul Instit. Geol. al Românei, vol. 15. — [45] Csepreghy — Meznerics I. (1956): Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. Acta Geologica Acad. Scientiar. Hungaricae. T. IV, Fasc. 2. — [46] Fiala Fr. (1939): Nefelinický bazanitoid od Podrečian (sz. Lučenca). Sborník Štát. bán. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica. — [47] Fiala Fr. (1939): Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici. Sborník Štát. bán. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica. — [48] Fiala Fr. (1952): Alkalické čediče (basamtoidy) od Tekovské Breznice a Brehu u Nové Baně na Slovensku. Sborn. Národního musea v Praze, vol. VIII, N 5. — [49] Fiala Fr. (1957): Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sborn. Ústředn. Ústavu Geolog. ČSAV, t. XXIII, N 2. Praha. — [50] Fusán O., Kamenický J., Kuthan M. (1953): Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník SAV, roč. IV, č. 1—2. — [51] Gheorghiu C. (1954): Studiul geologie al văii Mureşului intre Deva şi Dobra. Anuarul Comitet. Geolog., vol. 27. Bucureşti. — [52] Ghitulescu T. P., Socolescu M. (1941): Etude geologicue et minièra des Monts Metallifères. Anuarul Instit. Geolog. al României, vol. XXI. — [53] Horusitzky F. (1942): Geologische Studien aus dem Südlichen Cserhat. Jahresberichte d. k. k. Ungar. Geolog. Anstalt über die Jahre 1936—1938. B. II, Budapest. — [54] Ilie M. (1938): Les èruptions volcaniques néogènes de la region de Zlatna. Comptes Rendus des Séances, Instit. Geolog. de Roumanie T. XXII (1933—1934), 1938. — [55] Ilie M. (1953): Structura geologică a depresiunii Abrud. Anuarul Comitet. Geolog., vol. 25, Bucureşti. — [56] Ilie M. (1954): Structura geologică a Munţilor Perşani (II. Difeleul Oltului). Anuarul Comitet. Geologic. vol. 27. — [57] Jugovic L., Csánk E. (1956): A Tapolcai Haláphegy bazaltjának fekvő-es fedőhomokjai. Évi jelentése az 1954. évről. — [58] Jugovics L. (1954): A déli Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. Évi jelentése az 1953. N I. — [59] Kamenický J.

(1953): Príspevok k poznaniu hematitových ložísk okolia Veľkého Folkmara. Geolog. Sborník SAV, roč. IV, č. 1—2. — [60] Kamenický J. (1955): Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. práce, Zošit 41. Bratislava. — [61] Kamenický J. (1956): Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. sborník SAV, roč. VII, č. 1—2. — [62] Kamenický J. (1957): Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. práce, Zošit 45, Bratislava. — [63] Kamiénski M. (1936): O tufach wulkanicznych przedgórza Karpat. Archiwum Mineralog. Towarzystwa Naukow. Warszawskiego, T. XII, Warszawa. — [64] Kantor J. (1955): Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geolog. práce, Zošit 41, Bratislava. — [65] Kisvarsányi G., Herrmann M. (1954): A nagybőrzőnyi érckutatás kőzettani vizsgálata. Évi jelentése az 1953, N I. — [66] Koch A. (1900): Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II Neogene Abteilung. Budapest. — [67] Kovács L. (1954): A Vasas Hosszuhetény és Pecsvárad kőzti terület földtani leirása. Évi jelentése az 1953, N I. — [68] Kuthan M. (1958): Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Práce Štát. geolog. ústavu, Sošit 17. — [69] Lengyel E. (1953): A. Dunazughegység andezitterületének felépitése. Évi jelentése az 1951 évről. Budapest. — [70] Lengyel E. (1956): A Bőrzsöny-hegység Nógrád-Szokolya kőrnyéké területének ujrafelvétele. Évi jelentése az 1954. — [71] Lengyel E. (1957): A Szarvaskő kőrnyéki titán-vanádium vasérckutatás ujabb eredményei. A Magyar állami földtani intézet Evkőnyve, XLIV, kőtet, 2 füzet. — [72]) Liffa A., Vigh G. (1937): Beiträge zur Montangeologie des Bőrzsöny-Gebirges. Jahresberichte der Kgl. Ungarn Geol. Anst. über die Jahre 1929—1932. — [73] Mauritz B. (1913): Die Eruptivgesteine des Mecsek-Gebirges. Mitteil. Jahrb. Kgl. Ungar. Geol. Anstalt, vol. 21. — [74] Mateescu S. (1936): Vulkanismul cuaternar din partea de Nord-West Banatului. Revista Muzeului Geol.-Mineral. al Universit. den Cluj, vol. VI, N 1—2. — [7] Mezősi J. (1950): A Borsodi Bükkhegység kőzettartományi helyzete. Acta Mineralogica, Petrographica, Tomus IV, Szeged. — [76] Mezősi J. (1953): Kokes és Galiatető kőrnyéken végzett földtani térképezés. Évi jelentése az 1950. évről. — [77] Noszky J. (1953): A Mecsekhegység Ek — I földtani vazlata. Évi jelentése az 1950. évről. — [78] Oncescu N. (1957): Geologia Republicii Populare Romine. Bucureşti. — [79] Pantó G. (1951): Az eruptivumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszte között. Földtani Közlöny, 81 kötet, 4—6 füzet. — [80] Parachoniak W. (1957): Petrografia tufitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich. Acta geologica Polonica, vol. VII. N 2. Warszawa. — [81] Parachoniak W. (1954): Tortonska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. Acta geolog. Polonica, vol. IV. — [82] Pojják T. (1956): A Medvés-fennsík bazalttufája. Földtani Közlöny, 86 kötet, 4 füzet. — [83] Schréter Z. (1934): Beiträge zur Geologie des Borsod-Heveser Bükk-Gebirges und des neogenen Hügellandes seiner Umgebung. Jahresber. d. k. Ungarisch. Anst. für 1917—1924. — [84] Schréter Z. (1942): Die geologischen und tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Bükkszég. Jahresber. d. k. Ungarisch. Geolog. Anst. 1936—1938, B. II. — [85] Schréter Z. (1945): Geologische Aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekezseny, ferner im Gebiete von Putnok. Relat. Annuae Instit. Regii Geolog. Hungar., de Anno 1941—1942, vol. I, Budapest. — [86] Seneš J. (1953): Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. Geolog. sborník. SAV, roč. IV, č. 3—4. [87] Seneš J. (1956): Nové názory na stratigrafiu a paleogeografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. Geolog. sborn. SAV, roč. VII, č. 3—4. — [88] Sobolev V. (1957): Třetihorní vulkanismus Zakarpatské oblasti USSR. Věstnik ÚÚG., roč. XXXII. — [89] Švagrovský J. (1953): Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geolog. sborn. SAV, roč. IV, č. 1—2. — [90] Švagrovský J. (1954): Geologické pomery východného úpätia Prešovsko-Tokajských hôr medzi obcami Kalša a Michaľany, Geolog. sborník. SAV, roč. V, č. 1—4. — [91] Szádeczky J. (1917): Tuffstudien in Siebenbürgen. III. Die Tuffe des

Gebietes zwischen Kolozsvár, Kolozs und Visa. Muzeum Füzetek, Mitteil. aus der Min.-Geolog. Sammlung des Siebenbürg. Nation. Muz. B. IV, N 1. — [92] Szentpétery S. (1934): Paläo-Mesoeruptivgesteine aus Siebenbürgen. Jahresber. der Kön. Ungar. Geol. Anst. für 1917—1924. — [93] Székyné-Fux V. (1957): Adatok a Dunántúli Medence harmadkori vulkános-ságához. Földtani Közlöny, 87 kötet, 1 füzet. — [94] Szentes F. (1945): Bericht über den Stand der Geologischen Aufnahmen in Maramaros, während der Jahre 1939—1942. Relationes Annuale Inst. Regii Geol. Hungar. de Anno 1941—1942. Vol. I, Budapest. — [95] Szőts E. (1956[1]): L'éocéne (paléogène) de la Hongrie. Étude stratigraphique et paléogéographique. Geologica Hungarica. Fasciculi Inst. geolog. Hungar., tom. 9, Budapest. — [96] Szőts E. (1956[2]): Les problémes de la limite le paléogène et des étages chattien et aquitanen. Acta Geolog. Acad. scient. Hungar., tom IV, fasc. 2. Budapest. — [97] Tokarski A. (1957): Tufity w przekrojach Karpat Jasiełskich. Acta geologica Polonica, vol. VII, N 2. Warszawa. — [98] Vadász E. (1953): Magyarország földtana. Akadémiai kiadó. Budapest. — [99] Varrok K. (1953): A Ny-dunántúli terraszhomokok és bazaltok kőzettani vizsgálata. Évi jelentése az 1950. Budapest. — [100] Vende A. (1932): Über die Piroxenandesite des Cserhátgebirges (Ungarn). Mineralog. und Petrogr. Mitteil., B. 42, Leipzig. — [101] Voiteşti J. (1936): Evoluţia geologico-paleogeografică a pămantului Romanesc. Rev. Muz. Geolog.-Mineral. Univers. Cluj. vol. V, N 2. — [102] Zorkovský B. (1950): Bázické eruptíva v mezozoiku na strednom Považí. Geolog. sborn. SAV. Roč. I, č. 2—3—4.

В. П. КОСТЮК

КРАТКИЙ ОЧЕРК МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Мезозойский магматизм, проявившийся в Советской части Восточных Карпат, является одним из звеньев в той общей цепи событий, которые характеризовали геосинклинальный период жизни и развития Альпийской складчатой системы. Ему сопутствовали извержения магм преимущественно основного ряда, давшие породы офиолитовой формации. Последние имеют относительно широкое развитие в пределах Мармарошской зоны. Представлены офиолиты здесь массивными и миндалекаменными диабазами, спилитами и серпентинизированными лерцолитами. Извержения их происходили в широком диапазоне времени. Так, среди верхнеюрских известняков южной утесовой полосы встречаются окатанные или угловатые обломки диабазов, что может свидетельствовать даже о более древнем, чем верхняя юра, их возрасте. Диабазы и спилиты, приуроченные к северной полосе утесов и образующие внутриформационные залежи мощностью от 100 до 300 м., вероятно, несколько моложе отмеченных и их приходиться связывать с нижним мелом. Формы залегания ультраосновных пород не всегда ясны. Иногда они появляются в виде крупных глыб размерами 150×35 м., но чаще это дайки примерно таких же размеров, прорывающие флишевые породы альбского возраста. Соответствующие по составу и возрасту

офиолиты имеются в Румынии (Меридиональные Карпаты и Апушени), в Западных Карпатах и некоторых островных горах Венгрии (Бюкк, Мечек).

В верхней половине мела начинают преобладать извержения достаточно кислых магм, давших обширную группу так называемых банатитов, развитых в Румынии. Вполне вероятно, что на территории Чехословакии офиолиты также сменяются интрузиями кислых пород типа гемеридных гранитов, которые по последним ранным Я. Каменицкого и др. (1955) относятся к послетриасовому, но доэоценовому етапу магматизма. На территории Закарпатья аналоги банатитов пока не известны.

Верхне-палеогеновое время для карпасткого региона ознаменовалось интенсивным горообразованием и возникновением глубинного разлома на стыке между воздымающимся горным сооружением и жестким Паннонским массивом. Первые признаки третичного вулканизма здесь появились в верхней половине среднего эоцена. На нашей территории к этому этапу, повидимому, относятся извержения диабазов (реже спилитов) в бассейне р. Рики, дайки которых секут средне-эоценовые отложения. Следовательно, диабазы соответствуют либо верхам эоцена, либо олигоцену. В островных горах Венгрии среди лютетских мергелей содержатся пачки андезитовых туфов, роль которых еще более возрастает в бартоне. Жилы биотитамфиболовых андезитов и лакколиты дацитов также относятся к верхнему палеогену. Еще большая активность андезитового вулканизма для районов Бюкк и Бёржёни отмечается в основании руппельского яруса. На смену андезитам здесь пришли извержения кислых магм, давших андезито-дацитовые и дацитовые туфы достаточной мощности. На нашей территории к этому этапу относятся олигоценовые туфы Предкарпатья (Чевчинские). Верхнепалеогеновый вулканизм, но меньших масштабов, отмечается и в Румынии.

Продолженем этой первой фазы вулканизма, связанного с Альпийской складчатостью, являются чрезвычайно крупные, массированные эксплозии кислых пирокластов типа плагиориолитовых туфов даниловской свиты, имеющей мощность до 700 м. и вышележащих туфов солотвинской свиты. Возраст первых не совсем установлен. Учитывая то, что аналоги им находятся в соседних с Закарпатьем странах (нижние риолитовые туфы Венгрии, туфы у Финтиц и Капушан, туфы Деж в Трансильвании) и, что в особенности важно, относительно мощные — до 25 м. — горизонты туфов в стебникской свите Предкарпатья, мы склонны начало извержений туфов даниловской свиты относить к верхам бурдигала, а наиболее интенсивный период эксплозий — к гельвету, где и была завершена первая фаза.

На границе гельвета и тортона вновь возникла напряженная тектоническая обстановка. В прямой связи с этим стоит смена характера вулканизма, фиксируемая извержениями андезитов новой, второй фазы. К этому

времени относятся нижнетортонские андезиты крупного вулкана, установленного в Береговском холмогорье. Аналогами их являются тортонские андезиты островных гор Венгрии, Кремницко-Штиявницкого массива, районов Бая-Маре и Апушени. В верхней половине тортона на смену андезитам приходят извержения кислых магм, давшие солидные по мощности (до 150—200 м) горизонты дацитовых и плагиориолитовых туфов в Закарпатском прогибе. Несомненных аналогов им находим в соседних странах и в Предкарпатье, в том числе и на юго-западной оконечности Русской платформы. Извержения риолитовых туфов и риолитов продолжались до нижнего сармата включительно.

Третья фаза намечается в панноне. Она началась также извержениями андезитов и закончилась примерно перед верхним плиоценом экструзиями риолитов. Обострение тектонических напряжений в верхнем плиоцене привело к обновлению вулканизма, носившего несколько специфический характер. Эта четвертая фаза проявилась излияниями базальтов, которые в западной части Карпат имеют явно выраженный уклон, а в восточной — отличаются чрезвычайно магнезиальным составом темноцветных минералов. Последняя фаза оказалась незавершенной. В паннон-плиоценовый период была в основном сформирована цепь молодых вулканических хребтов от Токай-Прешовского нагорья и Вигорлата до Калимани и Хартитта.

Начиная с нижнего мезозоя до плиоцена включительно достаточно хорошо выдерживается общая петрохимическая особенность магм — тенденция к изменению их состава в направлении от основных к кислым в определенные отрезки времени, обусловленные тектонической жизнью региона.

ALADÁR VIDACS

ÄHNLICHKEITEN DER ERZGÄNGE VON GYÖNGYÖSOROSZI UND BANSKÁ ŠTIAVNICA (SCHEMNITZ)

Nach der Abschliessung des offiziellen Programs des von der Tschechoslowakischen Geologischen Gesellschaft vom 8. bis 11. September 1956 in Košice veranstalteten Kongresses, habe ich die Gelegenheit gesucht einige Tage in Banská Štiavnica und Hodruša verbringen zu können. Damit setzte ich mir das Ziel, die am Ort und Stelle gesammelten erzlagerstättenkundlichen und montangeologischen Beobachtungen mit den Verhältnissen der schon früher untersuchten Vererzung von Gyöngyösoroszi zu vergleichen und die Beobachtungen bei unseren, in Gyöngyösoroszi (Mátra-Geb.) im Gange befindlichen erzgeologischen Forschungen zu verwerten.

Der Vergleich der zwei hydrothermalen Erzgebiete ist kein neuer Gedanke. Als Beispiel dafür möchte ich nur folgendes erwähnen. Als die Urikány-Zsilvölgyer AG nach den schon mehr als anderthalb Jahrhunderten, mit längeren Unterbrechungen getriebenen, kleineren oberflächennahen Grubenbauarbeiten die systematische Forschung der Erzgänge von Gyöngyösoroszi mit grösseren Investitonsmittel angefangen hat (1927) ersuchte sie mit Fortschreiten der Ausrichtungsarbeiten den damals allgemein anerkannten Kölner Bergingenieur — Dr. Friedrich E s s e r — zur Begutachtung: ob die Fortzetzung der im Zuge befindlichen Arbeiten rentabil wäre. Dr. Esser bewanderte im J. 1928 das damals bekannte Erzgebiet, besichtigte die Aufschlüsse und fuhr sofort nach Banská Štiavnica weiter. Er hatte die Absicht Erfahrungen über die Abbautiefen der Gruben, die gestellten Anforderungen und die durchschnittliche Zusammensetzung der Erze zu sammeln. Sein Referat übersandte er später aus Köln. In seinem Gutachten wirft dr. Esser, unter anderen, die Wahrscheinlichkeit eines strukturellen Zusammenhanges der in der Umgebung von Gyöngyösoroszi erscheinenden erzführenden Gänge mit den, im Gebiete von Banská Štiavnica und Kremnica, jasogar in Siebenbürgen auftretenden, ähnlichen hydrothermalen Gängen auf. Er stellt fest, dass die Quarzgänge von „Oroszi-bánya" (Gyöngyösoroszi) mit ihren

Streichen fast ganzgenau mit den Štiavnicaer Gängen übereinstimmen. Seiner Meinung nach, stehen Oroszi-bánya und Banská Štiavnica, hinsichtlich ihres geologischen Aufbaus, obwohl sie 100 km voneinander entfernt sind, vermutlich im Zusammenhang. Er nimmt deshalb an, dass die Vererzung in Gyöngyösoroszi in der noch fast unbekannten Tiefe, gleichartig wie in Štiavnica ist, wo die Bergarbeiten im Sigismund- und Franz- Schacht in einer Tiefe von 450 m geführt wurden.

Bekanntlich stellen das Mátra-Gebirge, wie auch das Kremnicko-Štiavnické Rudohorie, ein Glied desjenigen neogenen vulkanischen Kranzes dar, der den Karpatenbogen von Süden her umrandet. Das Gestein beider Gebiete wird überwiegend durch Pyroxenandesit und dessen Tuff-variationen, hauptsächlich dessen agglomeratischen Tuffe und einige jüngere Rhyolitdurchbrüche von kleinerem Ausmass vertreten. Im Štiavnicaer Gebiet wird der petrografische Aufbau durch dazukommende kleinere Mengen von Dazit, Basalt, jasogar von jungpaläozoischen kristallinen Schiefern und triassischen Schichten noch variiert. In diesen Gesteinen bildeten sich, in beiden Gebieten, diejenige subvulkanischen, hydrothermalen Erzgänge, die für die junge karpatische Erzprovinz kennzeichnend sind und deren wichtigstes Begleitsmineral der Quarz ist. Von den Gangtypen dieser, hinsichtlich ihrer erzmineralischen Zusammensetzung so abwechslungsreichen Erzprovinz, ähneln sich die Gyöngyösoroszier und Štiavnicaer Gänge darin, dass beide der Lagerstättengruppe der weniges Edelmetall-führenden blei- zink- kupfererzigen hydrothermalen Gänge angehören.

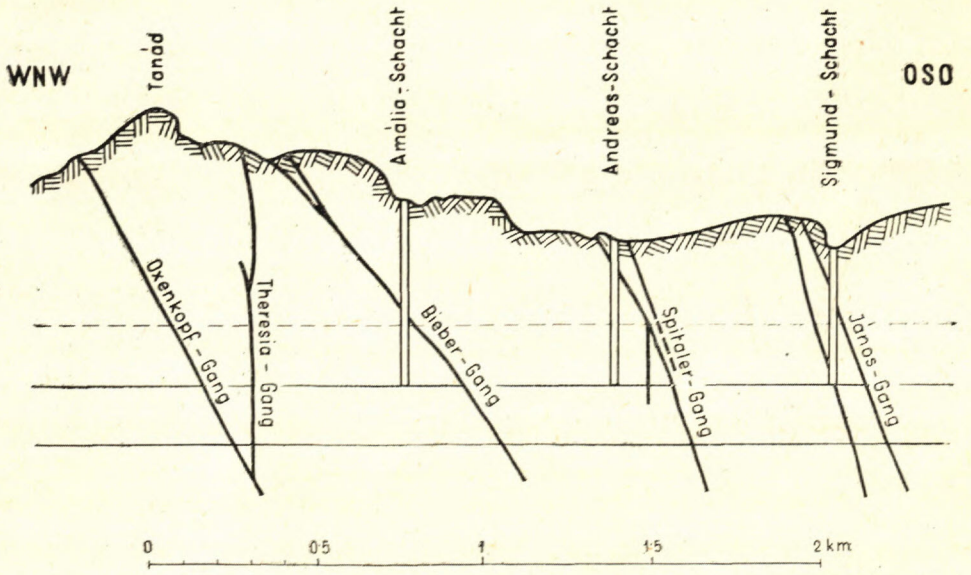


Abb. 1. Profil des zentralen Teiles der B. Štiavnica-er Gänge (Richtung 110°—290°, nach dem Profile von Tirts).

Die Štiavnicaer Gänge sind in einer mehr oder weniger einheitlichen, 14 km langen und 5 km breiten Erzzone anzutreffen, die sich in Richtung NO—SW erstreckt, und im Allgemeinen, mit den tektonischen Hauptrichtungen des Slowakischen Mittelgebirges übereintrifft. Das Streichen der Gänge selbst ist allgemein NNW-SSO. Der durch die gegenwärtigen Grubenbauarbeiten in Anspruch genommene zentrale Teil der Erzgänge von Gyöngyösoroszi kann dagegen in einer 2.5 km langen und 1.1 km breiten Zone zusammengefasst werden, die also, im Ganzen genommen, nur das Fünftel vom Štiavnicaer Gebiet ist. Sie erstreckt sich in Richtung NNW—SSO; der Ablauf der Gänge ist dominierend in annähernden Richtung N—S. Das zentrale Gangsystem von Gyöngyösoroszi scheint, gegenüber dem Štiavnicaer, mit 45° dem Uhrzeigersinne entgegengesetzt verdreht zu sein.

Man kann erstaunliche Ähnlichkeiten zwischen der Anordnung der Gyöngyösoroszier und Štiavnicaer Gänge beobachten, wenn man die Profile des zentralen Teiles beider Gebiete nebeneinanderstellt (siehe Abb. 1—2). Die auf dem durchschnittlichen Streichen der Gangzüge senkrecht konstruierten Profile zeigen, dass man hier mit fast gleichen Neigungsverhältnissen und ähnlichen Entfernungsproportionalitäten zwischen den Gängen zu tun hat. Auf unseren Profilen entspricht der Péter-Pál-Gang von Gyöngyösoroszi dem Oxenkopf-Gang von Štiavnica, der Arany-Péter-Gang dem Theresia-Gang, der Aranybányabérc-Gang dem Bieber-

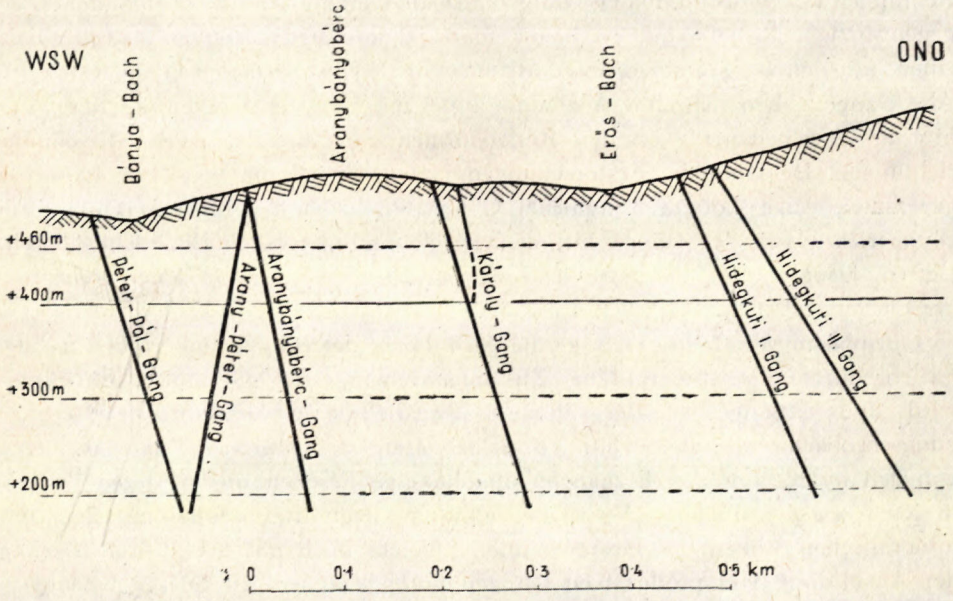


Abb. 2. Idealprofil des zentralen Teiles der Gänge von Gyöngyösoroszi auf Grund der durchschnittlichen Gangeinfälle des Grundstollenhorizontes. (Richtung 70°—250°, entlang der Spurlinie der Richtungsstolle Szákacsurgó.)

Gang, Károly dem Spitaler und der Doppelgang Hidegkut dem Doppelgang Johannes. Das Profil der Ganggruppe von Gyöngyösoroszi scheint eine 2½-mal verkleinerte Variation der Štiavnicaer zu sein; diese Proportionalität tritt annähernd auch in der Mächtigkeit der Gänge auf. Wenn man annimmt, dass beide Bergbauorte eine gleiche oberflächliche Denudation erlitten haben und man beachtet, dass in Štiavnica die Grubenarbeiten, in der untersten Zone der Abbau-würdigkeit, in einer ungefähr 600 m-igen Tiefe durchgeführt werden, so sind mit Hilfe der obenerwähnten Verkleinerungsproportion einige wegweisende Folgerungen zu ziehen, und zwar: man hat in Gyöngyösoroszi von dem 200 m-igen Tiefbauhorizont (unter dem Grundstollenhorizont der Grube) weiter hinab mit einer allmählichen Verarmung der Gänge zu rechnen und in grösseren Tiefen auf einen rentabilen Abbau viele Hoffnungen nicht zu setzen. Gleichzeitig muss aber zugefügt werden, dass solcheine leichtfertige Folgerung noch weitaus keine sachliche Grundlage zu einer Entscheidung des Schicksals der Grubenarbeiten bietet.

In den ersten Zeiten der in den letzten Jahren im Westmátra-Gebirge angefangenen systematischen und eingehenden Gangforschungen schien uns das gegenseitige Verhältnis der oberflächlichen Denudationsformen und des Streichens der Gänge sehr sonderbar. Da der wichtigste Mineral-Bestandteil der Gänge der Quarz ist, schien es ganz selbstverständlich, die Gänge vor allem der Bergkammlinien entlang zu suchen. Bald erwies es sich aber in der Praktik, dass die Streichungsrichtungen der hydrothermalen Gänge ganz unabhängig von den Bergkämmen des gegenwärtigen Reliefs sind; vielmehr, mann konnte fast in keinem einzigen Falle einen, mit den Bergkämmen übereinstimmenden hydrothermalen Gang feststellen. Alle Gänge ziehen sich ohne Ausnahme unter den jüngsten Decken der Berghänge hin, in verschiedenen, von den Reliefsformen ganz unabhängigen Streichungsrichtungen. Dem, an die Erzforschungen in der Umgebung von Gyöngyösoroszi gewohnten Auge, bot im Štiavnicaer Gebiet ein bekanntes Bild, dass die Streichungsrichtungen der Gänge mit den Bergkammlinien ebenfalls nicht übereintreffen, jasogar, dass der Rosalia-Gang bei Hodruša, eben in einer Vertiefung der Oberfläche läuft.

Obwohl im Westmátra-Gebirge die Ausbildung der Bergkämme, in den meisten Fällen, durch die mineralische Zusammensetzung des Gesteins determiniert wird und entlang der Bergkämme tatsächlich eine konzentrierte Verquarzung beobachtet werden kann, muss es festgestellt werden, dass das eine, von den hydrothermalen Erzgängen unabhängige Erscheinung ist deren Ursache in jener r e g i o n a l e n V e r k i e s e l u n g liegt, die parallel mit dem tonmineralischen Abbau des Gesteins und vielleicht auch mit der Propilitisierung, der Ausbildung von produktiven Gängen vorangegangen ist. Dieser Verlauf ist auch Folge hydrothermaler Wirkung, an deren Ergebnissen die Autometamorphose nur wenig mitwirkte. Für ihre Erscheinungsform ist das Orientationssystem kennzeichnend. Die Regionen der Verkieselung und des chemischen

Gesteinsabbaus erstrecken sich im Westmátra-Gebirge hauptsächlich in NNO—SSW-licher Richtung. Die Gänge erscheinen innerhalb dieser regionen, aber mit von denen abweichenden Striechen. Das Sonderbare besteht darin, dass das allgemeine Streichen der Štiavnicaer und Hodrušaer Gänge mit der vorherrschenden Richtung der regionalen, erzlosen hydrothermalen Wirkungen des Westmátra-Gebirges übereintrifft. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Štiavnicaer und Hodrušaer Erzgänge mit den kieseligen-kaolinischen Gesteinsumwandlungen der Gegend von Gyöngyösoroszi gleichaltrig sind; aus diesem ergibt sich, dass die erz- und quarzführenden hydrothermalen Gänge von Gyöngyösoroszi etwa jünger als die von Štiavnica—Hodruša sind, denn auf Grund der in der Erzgrube von Gyöngyösoroszi erzielten lagerstättenkundlichen Erfahrungen, sind die obenerwähnten regionalen Gesteinsumwandlungen älter, als die produktiven hydrothermalen Gänge. Natürlich steht die entlang der Gänge stattgefundene Gesteinsmetasomatose mit der Ausbildung der Gänge in enger Verbindung, so dass sie an beiden Stellen mit den Gängen gleichalt ist.

Die Gänge von Štiavnica haben sich in einem älteren Pyroxenandesit ausgebildet und durchdringen nur stellenweise andere Gesteine, wie z. B. Diorit, Granodiorit und Dazit. Der Pyroxenandesit ist propilitisiert, Feldspateinsprenglinge haben sich serizitisiert, kaolinisiert, und die melanokratischen Bestandteile wurden durch eine Chloritisierung angegriffen. In ihren Spalten bildete sich Epidot. Die sich stark veränderten Gesteinsteile haben sich reichlich pyritisiert. Alle diese petrographischen Erscheinungen sind auch in den Nebengesteinen der Gyöngyösoroszier Gänge anzutreffen, sie stimmen mit denen überein. Der Unterschied besteht nur darin, dass in Gyöngyösoroszi ausser dem Pyroxenandesit und dessen Tuffen kein anderes Nebengestein vorhanden ist. In der Umgebung von Banská Štiavnica tritt der Andesit in Form von massigem Lavaandesit auf, stratovulkanische Erscheinungen können nur am Rande des erzigen Gebietes, in einem jüngeren Andesit festgestellt werden. Die für das Westmátra-Gebirge so charakteristischen agglomeratischen Andesittuffe werden ganz in den Hintergrund gedrängt und können als Gangnebengestein ganz ausser Acht gelassen werden. Die Gänge von Štiavnica gelangen im NO-en in Andesittuff und zerstreuen sich hier genau so und tragen denselben Impregnationscharakter wie in den andesittuffischen Gesteinszonen von Gyöngyösoroszi. In den Andesittuff gelangend, verlieren die Nutzgänge des Lavaandesits ihre Abbauwürdigkeit. Diese Erscheinung kann auch in den biotitführenden Amphibolandesittuffen der Umgebung von Gemeinde Banská Belá beobachtet werden, also eigentlich in der nordöstlichen Fortzetsung des Štiavnicaer Erzgebietes.

Wenn man annimmt, dass die Eruption des massigen, die Gänge von Štiavnica und Gyöngyösoroszi in sich einschlissenden Lavaandesits im Grossen und Ganzen in gleicher Zeit stattgefunden hat, so kann man das Nebengestein der Štiavnicaer Gänge mit dem sogenannten „einschlüssigen" Andesit verschiedenartigen petro-

graphischen Aufbaus der Umgebung von Gyöngyösoroszi parallelisieren. Letzteres kann auf Grund von petrographischen Vergleichungen wohl auch durchgeführt werden. Man kann aber einen Vergleich auch im späteren Verlauf der Eruptionen anstellen. Laut Feststellungen und mündlichen, an Ort und Stelle gegebenen Aufklärungen von Miroslav K o d ě r a, sind im Gebiet von Štiavnica zwei Andesiteruptionszyklen absonderbar. Der jüngere Zyklus bedeckt an der Oberfläche die Gänge; deshalb sind manche Gänge an der Oberfläche nicht zu beobachten. Die zwei verschiedenen Eruptionszyklen, und im Rahmen deren die erzbringende Gangbildung des älteren Andesits, wie auch die Erzlosigkeit des jüngeren, einheitlichen, frischen sogenannten „Mátraer" Andesits, wurde auch unserseits im Laufe der geologischen Aufnahme (1955—56) des Gebietes von Gyöngyösoroszi bestätigt. In unserem Bericht haben wir dargelegt, dass die Gänge des älteren, sogenannten „einschlüssigen" Andesits sozusagen unter die Massen des jüngeren, die grössere Erhebung des Gebirges bedeckenden „basaltischen" Andesits eindringen. In Štiavnica spielt nach unseren Eindrücken, der jüngere erzlose Andesit in der gebirgsbildenden Gesteinsmasse eine wesentlich geringere Rolle als im Mátra-Gebirge, wo dieser Andesit eben die Hauptmasse des Gesteins stellt.

Man kann im Streichen der Štiavnicaer und Hodrušaer Gänge einen genau so sich mild biegenden Ablauf beobachten als in Gyöngyösoroszi. Das Einfallen der Gänge ist fast ausschliesslich SO-lich mit Winkeln, die sich zwischen 70 und 90° bewegen. Die allgemeinen Neigungsverhältnisse der Gyöngyösoroszier Gänge sind mit diesen übereinstimmend, aber der 45° relativen Verdrehung ihres Streichen gemäss, ist ihre Fallrichtung überwiegend O-lich und der Mittelwert ihrer Neigungswinkel etwas flacher; 65—86°. Mam hat in Hodruša und Štiavnica in der Struktur des Gebirges, weiter nach Südosten schreitend, eine ganze Serie von treppenartigen Abbrechungen nachgewiesen. Ein ähnliches, treppenartig abgebrochenes Schollensystem haben auch wir in Göngyösoroszi festgestellt, jedoch aber der mit 45° verdrehten Lage entsprechend, sich in südlicher und südwestlicher Richtung hinziehend.

Die tektonischen Verhältnisse weisen auch weitere Ähnlichkeiten auf. So waren die tektonischen Bewegungen, die sich im Štiavnicaer und Hodrušaer Gebiet während der Vererzung abgespielt haben, in den nordwestlichen (Hodruša) Teilen stärker, in den südöstlichen (B. Štiavnica) schwächer gewesen. Es handelte sich um entlang der Gänge stattgefundenen Bewegungen, die das Material der Gangausfüllungen stark in Anspruch genommen haben. Eine Analogie bieten dafür in Gyöngyösoroszi die Erscheinungen des zur Zeit unter Erforschung stehenden Pelyhes-Bányabércer Gangkomplexes. Diese Gänge, die sich am nördlichen Rande der zentralen, erzführenden Region der Grube entlangziehen, weichen mit ihrem vollkommen zerbröckelten Erzmaterial, ihrem gestörten, brüchigen Nebengestein von den Gängen streifiger, oder streifig-brekzienartiger Struktur der Grube derart ab, dass ihre Ausbildung den für Gyöngyösoroszi gewöhnlichen typischen Gangcha-

rakter verloren hat, und sich oftmals eher in eine erzführende-brekzienartige Verwerfungsausfüllung umgewandelt hat. Die Tektonik nach der Vererzung erwies sich in Štiavnica und Gyöngyösoroszi gleichermassen als äusserst schwach: in den Gängen kann man keinerlei grössere Verschiebungen feststellen. In Štiavnica ist lediglich an einer einzigen Stelle, unter dem Kalvaria-Hügel, eine Verwerfung bekannt, welche den Gang zerreisst. In der Erzgrube von Gyöngyösoroszi ist auch nur eine einzige bedeutendere Verwerfung bekannt, die den Károly-Gang zerreisst und seine Flügel horizontal auf eine Weite von 16 m verschiebt. Die Ausfüllung der Gänge betreffend es ist bekannt, dass in Gyöngyösoroszi neben dem, die wichtigste Rolle spielenden Quarz, von den erzlosen Mineralen, in der Ausfüllung auch karbonatische Minerale (hauptsächlich Kalzit) teilnehmen. Der Kalzit erscheint in grösserer Menge in den mächtigeren, gut entwickelten Gängen; man kann jedoch nicht behaupten, dass irgendwelcher Gang rein quarzführend, desto weniger dass er ausschliesslich karbonatisch wäre. In Hodruša und Štiavnica haben die Gänge ebenfalls eine gemischte Ausfüllung: es gibt keine ausschliesslich karbonatische und besonders quarzige Gänge, obwohl man unzweideutig feststellen muss dass in Hodruša karbonatische Minerale relativ mehr als in Štiavnica vorkommen. Als weitere gemeinsamen Züge der Gänge von Gyöngyösoroszi und B. Štiavnica können noch erwähnt werden: die mehrmalige Aufspaltung, Erneuerung (Rejuvenation) der Gänge und die mit einer Impregnation verbundene Rekristallisation der zerbrochenen Gangmaterialien in bestimmten Perioden. Der pulsierende Charakter der Gangentwicklung ist in beiden Gebieten augenfällig, jedoch ist die Ritmizität in Gyöngyösoroszi dichter als in B. Štiavnica. Infolge dessen können wir, die für Gyöngyösoroszi so charakteristischen dichtstreifigen und auch ästhätisch so prunkvoll wirkenden Muster in der Struktur der Štiavnicaer Gänge nicht beobachten. Die Unbeständigkeit der mineralischen Zusammensetzung der Gangausfüllungen kann an beiden Bergbauorten gut wahrgenommen werden, die Skala dieser Veränderlichkeit ist aber in Štiavnica viel breiter als in Gyöngyösoroszi. Der Charakter der Paragenese an den verschiedenen Stellen eines Ganges hängt davon ab, welche Perioden, unter welchen Umständen und mit welcher Masse in der Ausfüllung der Spaltung teilgenommen hat.

Miroslav K o d ě r a, der an einem Hauptgange von B. Štiavnica, dem 5 km langen Theresia-Gange äusserst gründliche genetische Untersuchungen durchgeführt hat, bestimmte in den südlichen, tiefer abgebauten Teilen des Ganges 7, in den nördlichen, der Oberfläche näheren, 8 genetische Perioden. Bei der strukturellen Untersuchung der Gänge in Gyöngyösoroszi haben wir 7, beziehungsweise — wenn wir die erzlosen, der Ausbildung der eigentlichen Erzgänge vorangehenden Gesteinsgänge ausser Acht lassen — 6 solche Perioden abgesondert. Obgleich die Nutzerze — der Galenit, der Sphalerit und der Kupferkies — in Štiavnica in 4—5, in Gyöngyösoroszi in 3—4 verschiedenen Perioden erscheinen, kann man im wesentlichen an beiden Orten gleicherweise zwei erzreiche Perioden

feststellen, undzwar in B. Štiavnica ist das die 2-te und 4-te, in Gyöngyösoroszi die 3-te und 4-te Periode. Das gegenseitige Verhältnis der zwei, in praktischer Hinsicht wichtigen Sphaleritgenerationen — des dunkel- und hellgefärbten Sphalerits — ist in den zwei Bergbauorten umgekehrt. In Gyöngyösoroszi kommt der dunkelbraune-schwarze Sphalerit früher und in kleinerer Menge zum Vorschein; der hellbraune, die Hauptmasse des Erzes bildender Sphalerit, hat sich in der nächsten erzbringenden Periode ausgesondert. Dem folgte noch, in einer späteren Periode, aber in einer praktisch nicht bedeutenden Menge, eine ganz helle, honiggelbe Sphaleritvarietät. Demgegenüber besteht die Hauptmasse des Erzminerals in B. Štiavnica, z B. am südlichen Flügel des Theresia-Ganges aus honiggelbem Sphalerit, der sich schon früh, in der zweiten Periode (das heisst in der ersten produktiven Vererzungsperiode) ausgesondert hat. In dieser Periode hatte sich auch die erste Generation des Galenits gebildet. Nach den, am südlichen Teile des Theresia-Ganges gewonnenen Beobachtungen, ist der in der zweiten Vererzungsperiode (also in der vierten Gangperiode) auftretende Sphalerit dunkler gefärbt und — der vierten Periode in Gyöngyösoroszi ähnlich — hier erscheint die zweite Galenit-Generation, wie auch die Hauptmasse des Kupferkieses. Dieselben Erfahrungen können auch in den Gängen von B. Hodruša gemacht werden. Zwischen dem Kupferkies und dem Sphalerit kann man in Štiavnica und Gyöngyösoroszi gleichermassen einen Entmischungszustand der Mischkristalle feststellen. Eine weitere gemeinsame lagerstättenkundliche Eigentümlichkeit besteht darin, dass die karbonatische Periode an beiden Bergbauorten sich ohne abbauwürdige Vererzung entwickelte. Als paragenetischen Unterschied muss man noch erwähnen, dass in den Štiavnicaer Gängen Rhodonit und Dialogit, von den Erzen Stephanit, Pyrargirit und Proustit zu finden sind, wogegen ich über das Vorkommen des, in den Gängen von Gyöngyösoroszi anwesenden Wurtzits und Coelestins, im Laufe meines Aufenthaltes in B. Štiavnica garnichts gehört und solche Minerale tatsächlich nicht gesehen habe. Hämatit kommt in Gyöngyösoroszi nur in untergeordneter Menge vor und verfärbt den Quarz der vierten Periode nur in mikroskopischer Verteilung. In B. Štiavnica kommt der Hämatit in ähnlicher, aber viel reicherer Ausbildung, in grossen Mengen des dortigen eigenartigen quarzigen Gangbestandteiles vor. Diese Gangquarzvarietät ist örtlich als „Zinopel" bekannt.

In Štiavnica, vor allem aber in Hodruša, genau so wie in Gyöngyösoroszi, fehlen aus den Paragenesen ganz- und stellenweise einige Perioden. Es kommt aber vor, dass die fehlende Periode sich in einem Nebenbruch ausgebildet hat, welcher sich in dieser Periode öffnete.

Die Paragenese der Štiavnicaer Gänge — wie es schon erwähnt wurde — schwankt entlang des Streichens. Sehr auffallend ist diese Veränderlichkeit in B. Hodruša, wo die Gänge in horizontalem Schnitt linsenartig ausgebildet scheinen. Im Rosalia-Gang. z. B. gibt es 6 solche Linsen. Die Linsen setzen sich in vertikaler Richtung nach der Tiefe fort, so, dass im Gange sich tatsächlich erzführende Säule

ausgebildet haben. Die Vererzung ist an den Säulen oben und unten gleich aber die einzelnen erzigen Säulen weisen Unterschiede im Erzinhalt auf. So z. B. aus einer erzführenden Säule des Rosalia-Ganges (IV.) fehlt die Periode „Blei-Zink" dagegen ist aber der Kupferkies anwesend; in einer anderen sind Blei und Zink vorhanden und befinden sich im Gleichgewicht mit dem Kupferkies. Im Károly-Gang von Gyöngyösoroszi wurden durch die gegenwärtig — in dem 100 m, hauptsächlich aber im 200 m Tiefbauhorizont unter dem Unterstollenhorizont — geführten Forschungarbeiten solche Gangausbildungen aufgeschlossen, die an ähnliche säulenartige Ausbildung erinnern.

Dass der mineralische Aufbau des Ganges in den verschiedenen Nebengesteinen gleich ist, konnten wir besonders am Rosalia-Gang in Hodruša feststellen. Die Erzausfüllung trägt im Pyroxenandesit denselben Charakter wie im Granodiorit, es gibt also keinen Zusammenhang zwischen der Gangausfüllung und dem Nebengestein. Dieselben Erscheinungen beobachteten wir an den verschiedenen Andesittufff- und agglomeratischen Andesittufff-varietäten von Gyöngyösoroszi, in welchen die Gänge ablaufen.

Wir hatten den Eindruck, dass für die Erzveränderung der Tiefe nach, man in Štiavnica und Hodruša keine Regel aufstellen kann. Jedoch sind im Allgemeinen, drei Zonen absonderbar: die obere Gold- und Silberzone, die mittlere Bleizone und die untere Kupferzone.

Die Gold- und Silberzone ist in den Štiavnicaer Theresia-, Bieber-, Spitaler- und Grüner-Gängen vorhanden, in den Hodrušaer Gängen enthält diese Zone aber nur Silber. Aus einzigen Abschnitten des Štiavnicaer Spitaler-Ganges fehlt aber diese Zone: in NO-en, bei dem Michael-Schacht erscheint im Gange das Blei gleich an der Oberfläche. Im Bieber-Gang erstreckt sich die Gold- und Silberzone von der Oberfläche herunter bis zum Horizont des Hodrušaer Unterstollens durchschnittlich bis zur 200 m Tiefe; im Spitaler-Gang aber, an den Strecken, wo sie anwesend ist, dehnt sie sich in eine noch grössere Tiefe aus.

Die Bleizone wurde im Štiavnicaer Bieber-Gang bei dem Amalia-Schacht, in einer Tiefe von 200 m unter dem Hodrušaer Unterstollenhorizont aufgeschlossen. Diese Bleizone setzt sich bis unbekannten Tiefen fort: bei dem Sigismund-Schacht und bei dem Blindschacht Emil kommt das Blei auch noch in einer Tiefe von ungefähr 800 m vor. Innerhalb der Bleizone erhöht sich der Zinkinhalt der Tiefe zu.

Die Ausbreitung in der Tiefe der, durch den Kupferkies charakterisierten Kupferzone konnte auf Grund der bisher in Štiavnica geführten Grubenbauarbeiten noch nicht festgestellt werden.

In Gyöngyösoroszi haben die alten Grubenbauarbeiten in der Nähe der Oberfläche Gangteile mit grösserem Edelmetallinhalt angebrochen; die Erze der gegenwärtigen Grubenarbeiten der tieferen Horizonte enthalten weniger Edelmetall. Der mit 460 m ü. d. M. liegende Károly-Horizont ist an Blei relativ reicher, als der

am grössten Masse in Abbau genommene Unterstollenhorizont mit einer Meereshöhe von 400 m, für welchen das Übergewicht des Zinkes charakteristisch ist. Abwärts, der Tiefe nach, können wir in den Tiefbauhorizonten 300 und 200 m ü. d. M. die Verarmung an Blei, eine gewisse Verminderung des Zinkinhaltes und die relative Anreicherung an Kupfer in den bisherigen Abbauarbeiten feststellen. Der Tiefe zu, erhöht sich allmählich auch der Pyritinhalt. Wenn wir auf Grund eines Vergleiches der bisher keine Regelmässigkeit aufweisenden zahlenmässigen Angaben eine Folgerung ziehen wollen, kommen wir, im Ganzen genommen, mit dem schon früher gezogenen Vergleich zum selben Resultat, nämlich, dass die nutzbare Tiefenerstreckung der Gyöngyösoroszier Gänge, im Vergleich mit den Štiavnicaer, auch fünfmal kleiner ist. Das bedeutet, dass weitere Abbauarbeiten unter dem jetzigen 200 m Tiefbauhorizont der Erzgrube von Gyöngyösoroszi nur mit grosser Vorsicht und geringer Vertiefung geplant werden dürfen.

Wenn wir zu dem Gedanken zurückkehren, dass bei der Enstehung der Štiavnicaer Gangausfüllungen in der Umgebung von Gyöngyösoroszi sich erst nur die regionalen, hydrothermalen Prozesse des Nebengesteins abgespielt haben und ihnen nur die Spaltenausfüllung der Gänge folgte, so müssen wir die Schlussfolgerung ziehen: die Bedingungen zur Ausbildung der erzführenden Gänge von Gyöngyösoroszi wurden durch die allmähliche, am Ende des Miozäns statgefundene Versenkung der Ungarischen Tiefebene und im Zusammenhang mit dieser Versenkung durch die stufenartige, von N nach S vonstattgegangene Abbrechung des innenkarpatischen, jungen eruptiven Gebietes geschaffen. Die hydrothermalen Prozesse dehnten sich von dem Štiavnicko-Kremnické Rudohorie (Schemnitzer- Kremnitzer-Erzgebirge) mit verminderner Intensität, wellenartig, in der Richtung des Mátra-Gebirges aus. Hier, am südlichen Hange des Gebirges, haben sie in der Zone des schon vorhandenen, älteren, vulkanischen Kanalsystems, eine Gelegenheit gefunden in die Nähe der Oberfläche zu gelangen und sich in den späten hydrothermalen Erscheinungen niedrigen Temperaturzustandes zu enden. Die Beweise dieser Erscheinungen sind uns aus dem Gebiete des südlichen Fusses des Mátra-Gebirges bekannt (stellenweise mit Barit, Antimonit, Pyrit und Hämatit führendem buntem Jaspis, Opal, Chalzedon und Hydroquarzite). Die mit Hilfe der Paragenesen bestimmbare Temperatur vermindert sich bei der Stiavnicaer Ganggruppe von Süden nach Norden, demgegenüber weisen die bisherigen Angaben in Gyöngyösoroszi auf einen Temperaturrückgang, der von Norden nach Süden fortschreitet. Ausser der geographischen Lage und den tektonischen Verhältnissen, auf Grund des lagerstättlichen Vergleiches sehen wir etliche Angaben, dass wir zwischen den Vererzungen von B. Štiavnica und Gyöngyösoroszi, obwohl kein enger Zusammenhang vorhanden ist, doch eine auffallende Ähnlichkeit feststellen können. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Erklärung dieser Erscheinung in dem tatsächlichen Zusammenhang der Magma-Herde des Torton-Andesits in grossen Tiefen, zu suchen ist.

*

Letztens möchte ich auch hier den tschechoslovakischen Geologen-Kollegen meinem innigsten Dank Ausdruck geben, hauptsächlich dem Kollege M. Koděra und den führenden Persöhnlichkeiten des Banská Štiavnicaer Ústredný Banský Archivs, weiterhin den massgebenden Grubenbehörden, dass sie mir den Besuch der Gruben ermöglichten und die meinerseits gestellten Fragen und erbitteten Aufklärungen an Ort und Stelle mit grossem Entgegenkommen beantworteten. Ich hoffe, dass sich die gegenseitige, nützliche wissenschaftliche Zusammenarbeit in der Zukunft erweitert.

Staatliche Geologische Anstalt,
Budapest

LITERATUR

[1] Litschauer, L.: A magyar bányászati viszonyokat teljesen felölelő magyar bányaműveléstan. Selmecbánya, 1890—1891. — [2] Szabó, J.: Selmec környékének geológiai leirása. M. Tud. Akad. III. osztályának külön kiadványa, 1888. III. Bpest 1891. — [3] Cseh, L.: Dokumentationen. Ústredný banský archív, Banská Štiavnica. (Handschrifte) 1880—1906. — [4] Helke, A.: Die Gold-Silbererzgänge zu Schemnitz und Kremnitz in der Slovakei. Ber. Freiberg. geol. Gesell. 1935. — [5] Helke, A.: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens, etc. Archiv für Lagerstättenforschung. Berlin, 1938. — [6] Rozlozsnik, P.: Adatok a Gyöngyösoroszi-környéki érctelérek ismeretéhez. M. Kir. Földtani Intézet évi jelentése az 1936—38. évekről, vol. II. Budapest 1942. — [7] Koch—Mezősi—Grasselly: A Gyöngyösoroszi Zgyerka-altáró kőzetei és ásványai. Acta Min.-Petr., vol. III. Szeged, 1949. — [8] Hettler, J.: Předběžná správa o geologických poměrech střední části štiav.-hodrušského rudního obvodu. Věstník ÚÚG. 1952. — [9] Hettler, J.: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štiav.-hodrušského rudního obvodu. Věstnik ÚÚG. 1952. — [10] Pantó, G.: A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és ércképződés. M. Tud. Akad. Műszaki Tud. Oszt. Közl., vol. V. 3. Budapest. 1952. — [11] Pantó, G.: Bányaföldtani felvétel Gyöngyösoroszin. M. Áll. Földt. Int. évi jelentése az 1950. évről, p. 155. Budapest 1953. — [12] Koch, S.: Minerals from Gyöngyösoroszi. Acta Min.-Petr. vol. VII. Szeged, 1953—54. — [13] Lukáč, R.: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Sitna južne od Banskej Štiavnice. Geologické práce, Zprávy 4. p. 135. Bratislava. 1955. — [14] Koděra, M.: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. Geologické práce, Zošit 42. Bratislava 1956. — [15] Rozložník, L. — Šalát, J.: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských Rybníkov západne od Banskej Štiavnice. Geologické práce, Zprávy 7. p. 109. Bratislava 1956. — [16] Vidacs, A.: Structure and mineral association of the veins of Gyöngyösoroszi. Acta Min.-Petr. Tom. X. p. 77. Szeged, 1957.

ALADÁR VIDÁCS

PODOBNOSŤ RUDNÝCH ŽÍL V GYÖNGYÖSOROSZI A BANSKEJ ŠTIAVNICI

Po skončení oficiálneho programu sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, konaného v dňoch 8. až 11. septembra 1956, mal som možnosť na mieste si overiť ložiskové pomery v Banskej Štiavnici a Hodruši a potom porovnať ich so zrudnením na ložisku Gyöngyösoroszi (v pohorí Mátra).

Porovnávanie týchto dvoch hydrotermálnych rudných ložísk nie je vonkoncom novou myšlienkou. Napr. keď kolínsky banský inžinier dr. Friedrich Esser sa mal vyjadriť o rentabilite ložiska v Gyöngyösoroszi, po preskúmaní tamojšieho ložiska pobral sa aj do Banskej Štiavnice. Vo svojom dobrozdaní vyjadril názor o možnosti štrukturálneho súvisu gyöngyösoroszských rudných žíl s obdobnými hydrotermálnymi žilami v oblasti Banskej Štiavnice a Kremnice, ba dokonca i s rudnými žilami v Sedmohradsku. F. Esser je tej mienky, že hoci oroské bane sú od Banskej Štiavnice vzdialené asi 100 km, pokiaľ ide o geologickú stavbu obidvoch ložísk, možno medzi nimi zistiť vzájomnú súvislosť. Podľa jeho mienky zrudnenie v Gyöngyösoroszi (v doteraz neznámej hĺbke) je obdobné ako v Banskej Štiavnici, kde sa banské práce vykonávajú v šachte František a Sigismund v hĺbke asi 450 m.

Ako je všeobecne známe, predstavuje tak pohorie Mátra ako aj Kremnicko-štiavnické rudohorie určitý článok v reťazi neogénneho vulkanizmu, ohraničujúceho karpatský oblúk od juhu. V obidvoch oblastiach sú horniny zastúpené prevažne pyroxenickými andezitmi a ich tufovými odrodami, najmä však aglomeratickými tufmi a niektorými mladšími ryolitovými brekciami menších rozmerov. V týchto horninách vytvorili sa v obidvoch porovnávaných oblastiach subvulkanické hydrotermálne rudné žily, charakteristické pre mladú karpatskú rudnú oblasť, významným sprievodným minerálom ktorých býva kremeň.

Banskoštiavnické rudné žily nachádzajú sa vo všeobecne jednotnej, 14 km dlhej a 5 km širokej rudnej zóne, rozprestierajúcej sa v smere SV—JZ, ktorý sa tektonicky zhoduje s hlavnými smermi slovenského stredohoria. Usmernenie vlastných žíl má vo všeobecnosti smer SSZ—JJV. Naproti tomu časť rudných žíl v Gyöngyösoroszi, v ktorej sa uskutočňujú banské práce, obmedzuje sa na asi 2,5 km dlhý a 1,1 km široký priestor, teda v podstate len asi jednu pätinu štiavnickej rudnej oblasti. Priebeh zóny je v smere SSZ—JJV, u žíl prevažuje smer S—J.

Keď porovnávame profily centrálnych častí oboch oblastí, zisťujeme prekvapujúcu zhodu v usmernení gyöngyösoroských a štiavnických rudných žíl (pozri profil na obr. 1—2). Tak zisťujeme napr. skoro rovnaký sklon vrstiev a obdobné vzdialenosti medzi jednotlivými žilami. Na nami vyobrazených profiloch žila Péter-Pál v Gyöngyösoroszi odpovedá žile Oxenkopf v Banskej Štiavnici, žila Arány-Péter Terézia žile, žila Aránybányabécs žile Bíber, žila Károly a dvojžila Hidegkut dvojžile Ján. Vlastne celá skupina žíl v Gyöngyösoroszi predstavuje akúsi dva a pol razy menšiu obdobu štiavnickej skupiny; táto proporcionalita je zachovaná i pokiaľ ide o mocnosť žíl.

Keď vychádzame z toho, že obidve porovnávané ložiská podľahli rovnakej povrchovej denudácii a že v Banskej Štiavnici najhlbšia zóna, v ktorej prebiehajú banské práce, leží asi 600 m hlboko, na základe spomenutých proporcií dôjdeme k niektorým závažným záverom, a to:

a) v Gyöngyösoroszi je potrebné počínajúc hĺbkou 200 m počítať s postupným ubúdaním žíl,

b) vo väčších hĺbkach nemožno tu počítať s rentabilnou ťažbou. Prirodzene je nutné poznamenať, že tento predpoklad nemôže rozhodnúť o osude banských kutacích prác.

Na začiatku systematického výskumu žíl z posledných rokov v západnej časti pohoria Mátry zdal sa vzájomný pomer medzi povrchovým denudačným reliéfom a usmernením žíl veľmi zaujímavý, zvláštny. Vzhľadom na to, že najvýznamnejšou horninovou zložkou žíl je kremeň, zdalo sa akosi prirodzené hľadať rudné žily predovšetkým pozdĺž horských hrebeňov. Skoro sa však ukázalo, že smer hydrotermálnych žíl je úplne nezávislý od týchto hrebeňov povrchového reliéfu; ba naopak, skoro nikde nebola zistená zhoda medzi smerom žíl a horských hrebeňov, a to ani v Gyöngyösoroszi, ani v Banskej Štiavnici. Ba naopak, žila Rozália pri Hodruši je usmernená práve pozdĺž povrchovej priehlbiny.

Hoci v západnej časti pohoria Mátra vznik horských hrebeňov je vo väčšine prípadov determinovaný minerálnym zložením hornín a hoci pozdĺž týchto hrebeňov bolo skutočne pozorované koncentrované prekremenenie, nesúvisí tento zjav s hydrotermálnymi rudnými žilami. Jeho príčina spočíva skôr v regionálnom prekremenení, ktoré prebiehalo paralelne s propylitizáciou

a so vznikom produktívnych žíl, prípadne ešte predtým. Tento vývoj súvisí bezpochybne s hydrotermálnym pôsobením, na výsledky ktorého autometamorfóza len málo spolupôsobila. Pre jej prejavy je charakteristický systém orientovania. Oblasti prekremenenia a chemickej premeny hornín prebiehajú v západnej časti Mátry prevažne v SSV—JJZ smere. Rudné žily sa síce vyskytujú v týchto oblastiach, avšak s odlišným usmernením. Zaujímavé pritom je, že všeobecné usmernenie štiavnických a hodrušských žíl sa zhoduje s prevládajúcim smerom regionálnych nerudných hydrotermálnych procesov západnej časti pohoria Mátry. Nie je však vylúčené, že štiavnické a hodrušské rudné žily sú rovnakého veku ako kremito-kaolinické premeny hornín v okolí Gyöngyösoroszi; z toho by potom vyplývalo, že rudné a kremité hydrotermálne žily v Gyöngyösoroszi sú mladšie ako štiavnicko-hodrušské, lebo podľa poznatkov z tamojších baní sú horespomenuté regionálne premeny hornín staršie ako produktívne hydrotermálne žily. Prirodzene, metasomatóza hornín pozdĺž žíl úzko súvisí so vznikom týchto žíl, takže je na obidvoch miestach rovnako stará ako žily.

Banskoštiavnické žily vznikli v staršom pyroxenickom andezite a prenikajú len miestami iné horniny ako napr. diorit, granodiorit a dacit. Pyroxenický andezit je propylitizovaný, výrastlice živcov sericitizované, kaolinizované; melanokrátne komponenty boli postihnuté chloritizáciou. V ich puklinách vznikol epidot. Silne premenené horninové zložky boli intenzívne pyritizované. Všetky tieto petrografické zjavy možno pozorovať aj na vedľajších horninách gyöngyösoroských žíl. Rozdiel je iba v tom, že v Gyöngyösoroszi nenachádzame popri pyrogenickom andezite a jeho tufoch žiadne iné sprievodné horninové komponenty. V okolí Banskej Štiavnice vystupuje andezit vo forme masívneho lávového andezitu, kým stratovulkanické prejavy boli zistené len na okrajoch rudného obvodu. v mladšom andezite. Andezitové aglomeratické tufy, ktoré sú také charakteristické pre západnú časť pohoria Mátra, nehrajú tu významnejšiu rolu. Štiavnické žily prechádzajú smerom severovýchodným do andezitých tufov, rozplývajú sa tu a majú tu podobný impregnačný charakter ako v andezit-tufitickej zóne v Gyöngyösoroszi. Prechodom do andezitových tufov prestávajú byť žily lávového andezitu dobývateľné. Obdobný zjav možno pozorovať aj v amfibol-andezitových tufoch, obsahujúcich v okolí Banskej Belej, teda v SV pokračovaní štiavnického rudného obvodu, biotit.

V prípade, že akceptujeme názor, že erupcie masívneho andezitu, obklopujúceho žily lávového andezitu, prebiehali v Štiavnici i v Gyöngyösoroszi zhruba v rovnakom čase, potom môžeme paralelizovať vedľajšie horniny štiavnických žíl s takzvaným „uzavretým" andezitom rozličného petrografického zloženia z okolia Gyöngyösoroszi, čo možno ľahko dosiahnuť na základe petrografických porovnávaní. Takéto porovnania možno vykonať aj z neskoršieho vývoja erupcií. Podľa zistení a osobného oznámenia M. Koděru možno v oblasti Banskej Štiavnice odlíšiť dva eruptívne cykly andezitu. Mladší cyklus pokrýva povrch žíl, a preto mnohé žily nemožno na povrchu pozorovať. Rovnako aj v oblasti Gyöngyösoroszi podarilo sa nám počas geologického mapovania v rokoch 1955—56 zistiť dva rozličné eruptívne cykly a v rámci nich vznik rudných žíl v staršom andezite, ako aj nerudný charakter mladšieho, čerstvého tzv. „mátranského" andezitu. V našej zprávе uvádzame, že žily staršieho, tzv. „uzavretého" andezitu doslova prenikajú pod masy mladšieho, „bazaltického" andezitu, pokrývajúceho väčšie vyvýšeniny pohoria. Podľa nášho dojmu hrá mladší, nerudný andezit v horninotvorných masách v Štiavnici podstatne podradnejšiu rolu ako v pohorí Mátra, kde predstavuje vlastne hlavnú horninovú masu.

V smere štiavnických a hodrušských žíl môžeme pozorovať rovnaký mierne oblúkovitý priebeh ako v Gyöngyösoroszi. Sklon žíl je skoro výlučne v JV smere pod uhlom medzi 70 až 90°. Vo všeobecnosti súhlasný je aj sklon gyöngyösoroských žíl, avšak podľa 45° relatívneho stočenia ich priebehu, sú sklonené prevažne k východu, a uhol sklonu je o niečo menší — 65—86°. V Hodruši i Štiavnici boli v štruktúre pohoria zistené početné schodkovité prerušenia, aké sme zistili aj v Gyöngyösoroszi, ovšem (s prihliadnutím na 45° otočenie polohy) usmernené k juhu až juhozápadu.

Obdobné zhody zisťujeme aj v tektonických pomeroch porovnávaných oblastí. Tektonické pohyby, ktoré prebiehali počas zrudnenia, uplatnili sa v SZ časti, v Hodruši silnejšie ako v juhovýchodnej — štiavnickej časti. Tieto pohyby veľmi intenzívne postihli materiál žilnej výplne. Analogické pomery nachádzame aj v žilnom komplexe Pelyhes — Bányabérce, kde t. č. prebiehajú výskumy. Tieto žily, ležiace na severnom okraji centrálnej rudnej zóny, odlišujú sa svojím rozdrveným rudným materiálom, porušenou brekciovitou okolnou horninou natoľko od banských žíl s pruhovitou alebo pruhovito-brekciovitou štruktúrou, že úplne strácajú žilný charakter, charakteristický pri Gyöngyösoroszi, a zmenili sa často na skôr rudonosnú, brekciovitú zosunovú výplň. Po zrudnení sa uplatnila tektonika tak v Banskej Štiavnici ako aj v Gyöngyösoroszi len veľmi slabo; v žilách nepozorovať väčšie zosuny. V Štiavnici je známy zosun iba na jedinom mieste, Pod Kalváriou, kde je žila prerušená. Obdobne i v Gyöngyösoroszi je známy jediný významnejší presun, ktorý zapríčinil prerušenie žily Károly a horizontálne presunutie jej krídla asi o 16 m.

V Gyöngyösoroszi vyskytujú sa z nerudných minerálov okrem kremeňa aj karbonáty (hlavne kalcit, ktorý vystupuje hojnejšie v dobre vyvinutých žilách). Žiadna zo žíl však nie je zložená ani čisto z kremeňa ani čisto z karbonátov. Obdobne aj v Hodruši a Štiavnici majú žily miešanú výplň, i keď treba poznamenať, že v Hodruši sa relatívne hojnejšie vyskytujú karbonatické horniny než v Štiavnici. Ako ďalšie spoločné znaky môžeme spomenúť ešte: viacnásobné pukliny, rejuvenacia žíl a rekryštalizácia úlomkov žilnej výplne spojená s impregnáciou v určitých mineralizačných periódach. Pulzatívny charakter vývoja žíl je v oboch porovnávaných oblastiach zjavný, avšak rytmicita je v Gyöngyösoroszi hustejšia než v Štiavnici. V dôsledku toho nenachádzame v štruktúre štiavnických žíl husto pruhované a tiež esteticky pôsobivé vzorky, tak charakteristické pre Gyöngyösoroszi. Nestálosť minerálneho zloženia žilnej výplne na obidvoch ložiskách je obdobná, avšak škála premenlivosti je v Štiavnici oveľa širšia než v Gyöngyösoroszi. Charakter paragenézy na rozličných miestach tej istej žily závisí od toho, ktoré periódy, za akých podmienok a v akom rozsahu sa podieľajú na výplni puklín.

M. Koděra určil v južných, hlbšie položených častiach Terézia žily 7, v severných, k povrchu bližších častiach 8 genetických období. Pri štruktúrnych výskumoch žíl v Gyöngyösoroszi zistili sme 7, resp. — ak neprihliadame k nerudným žilám, predchádzajúcim vznik vlastných žíl —, 6 takýchto období. Hoci úžitkové rudy, ako galenit, sfalerit a chalkopyrit, vystupujú v Štiavnici v 4—5, v Gyöngyösoroszi v 3—4 rozličných periódach, v obidvoch porovnávaných oblastiach nachádzame rovnako iba dve hlavné rudné periódy; v Banskej Štiavnici je to druhá a štvrtá, v Gyöngyösoroszi zas tretia a štvrtá. Vzájomný vzťah dvoch prakticky významných generácií sfaleritu — tmavého a svetlého — je na oboch miestach opačný. Tak v Gyöngyösoroszi vyskytuje sa tmavohnedý až čierny sfalerit prvšie a v menšom množstve, kým svetlohnedý sfalerit, tvoriaci hlavnú rudnú masu, sa vylúčil až v najbližšej nasledujúcej rudonosnej perióde.

Po ňom vznikol v niektorej neskoršej perióde — avšak v nevýznamnom množstve — úplne svetlý, medovožltý sfalerit. Naproti tomu hlavná masa tohto rudného minerálu v Banskej Štiavnici, napr. na južnom krídle Terézia žily, je zastúpená medovožltým sfaleritom, ktorý sa vylúčil už skôr, v druhej perióde (t. j. v prvej produktívnej rudonosnej perióde). V tej istej perióde vznikol aj galenit (prvá generácia). Podľa pozorovaní z južnej časti Terézia žily je sfalerit druhej rudonosnej periódy (teda štvrtej žilnej periódy) tmavšie sfarbený a — podobne ako v štvrtej perióde v Gyöngyösoroszi — objavuje sa tu druhá generácia galenitu ako aj hlavná masa chalkopyritu. Obdobné pozorovania sa zistili aj na žilách v Hodruši. Ďalším spoločným znakom oboch oblastí je, že karbonátická perióda je vyvinutá na oboch miestach bez dobyvateľného zrudnenia. Ako paragenetickú odlišnosť však musíme spomenúť, že v štiavnických žilách vystupuje rodonit a dialogit, z rudných minerálov ešte stefanit, pyrargyrit a proustit, kým výskyt wurtsitu a coelestínu, ktoré nachádzame v žilách v Gyöngyösoroszi, som počas svojho pobytu v Banskej Štiavnici nezistil. V Gyöngyösoroszi sa vyskytuje hematit len v podradnom množstve

a sfarbuje kremeň štvrtej periódy len mikroskopicky. V Banskej Štiavnici nachádzame hematit obdobne, avšak hojnejšie zastúpený ako súčasť tamojšieho svojrázneho žilného kremeňa. Táto varieta žilného kremeňa sa miestne označuje ako c i n o p e ľ.

V Banskej Štiavnici, najmä však v Hodruši, práve tak ako aj v Gyöngyösoroszi niektoré periódy v paragenéze chýbajú celkom, alebo len miestami. Stáva sa však, že neprítomná perióda je vyvinutá v susednej pukline (zlome), ktorá vznikla v tejto perióde.

Paragenéza štiavnických žíl sa mení — ako už bolo spomenuté — pozdĺž sklonu. Veľmi nápadná je táto premenlivosť v Hodruši, kde sú žily v horizontálnom reze šošovkovito vyvinuté. Napr. v Rozália žile je 6 takýchto šošoviek, ktoré na seba naväzujú vertikálne, takže vytvorili v žile skutočné rudonosné stĺpy. Zrudnenie je v hornej i spodnej časti stĺpov rovnaké, avšak jednotlivé stĺpy vykazujú určité rozdiely, pokiaľ ide o obsah rudných minerálov. Tak napr. v jednom rudnom stĺpe Rozália žily (IV) je neprítomná perióda „Pb—Zn", zato ale je tu prítomný chalkopyrit. V inom stĺpe zas sú prítomné Pb i Zn v rovnakom množstve ako chalkopyrit. V žile Károly v Gyöngyösoroszi — 100 m, najmä však 200 m hlboko pod horizontom spodnej štôlne — boli počas výskumných prác zistené podobné žilné útvary. pripomínajúce obdobné stĺpové formy.

Mineralogické zloženie žíl v rozličných okolných horninách býva rovnaké, ako to bolo zistené najmä na Rozália žile v Hodruši. Rudná výplň má v pyroxenickom andezite rovnaký charakter ako v granodiorite; z toho teda vyplýva, že niet žiadneho vzťahu medzi žilnou výplňou a okolnou horninou. Obdobné zjavy pozorovali sme v rozličných varietách andezitových tufov a aglomeratických andezitových tufov v Gyöngyösoroszi, v ktorých prebiehajú žily.

Počas návštevy sme mali dojem, že pri rudných premenách smerom do hĺbky nemožno ani v Banskej Štiavnici ani v Hodruši pozorovať žiadnu pravidelnosť. Avšak vo všeobecnosti možno odlíšiť t r i z ó n y: hornú — *zónu zlata a striebra*; prostrednú — *zónu olova*, a spodnú — *zónu medi.*

Prvá zóna (zlato a striebro) je prítomná v štiavnických žilách Terézia, Bíber, Špitáler a Grüner, kým v hodrušských žilách obsahuje táto zóna iba striebro. Na niektorých úsekoch žily Špitáler však táto zóna nie je prítomná; na severovýchode pri šachte Michal vyskytuje sa olovo hneď na povrchu žily. V žile Bíber je rozšírená zóna zlato—striebro od povrchu až po horizont hodrušskej spodnej štôlne, asi do hĺbky 200 m. V Špitáler žile na úsekoch, kde je prítomná, siaha aj do väčších hĺbok.

Zóna olova bola zistená v žile Bíber pri šachte Amália, v hĺbke asi 200 m, pod horizontom hodrušskej spodnej štôlne. Táto zóna pokračuje ďalej až do nezistených hĺbok; pri šachte Sigismund a pri slepej šachte Emil vyskytuje sa olovo aj v hĺbke okolo 800 m. V tejto zóne zvyšuje sa obsah zinku smerom do hĺbky.

Rozšírenie *zóny medi,* pre ktorú je charakteristický chalkopyrit, smerom do hĺbky nebolo možné na základe doterajších kutacích prác určiť.

V Gyöngyösoroszi sa našli počas starých banských prác blízko pod povrchom žilné úseky s hojnejším obsahom drahých kovov. Rudy z terajších banských prác v hlbších horizontoch obsahujú len menšie množstvo drahých kovov. V horizonte asi 460 m n. m. žily Károly je obsah olova relatívne bohatší ako horizont spodnej štôlne (asi 400 m n. m.), pre ktorý je charakteristická prevaha zinku. Smerom do hĺbky, v horizontoch asi 300 a 200 m n. m. pozorujeme ubúdanie olova, a určité zmenšenie obsahu zinku pri súčasnom relatívnom zvýšení obsahu medi. Smerom do hĺbky sa zvyšuje aj obsah pyritu.

Vrátiac sa k myšlienke, že v čase vzniku štiavnických žilných výplní prebiehal v okolí Gyöngyösoroszi ešte iba regionálny hydrotermálny proces okolných hornín a až potom nasledovalo vyplňovanie žilných puklín, dochádzame k nasledujúcim záverom:

Podmienky pre vznik a vývoj rudonosných žíl v Gyöngyösoroszi sa vytvárali počas postupného poklesu Veľkej maďarskej nížiny, ktorý prebiehal koncom miocénu a vplyvom ktorého

nastalo postupné oddeľovanie vnútrokarpatskej mladej eruptívnej oblasti od severu k juhu. Hydrotermálne procesy sa šírili zo Štiavnicko-kremnického rudohoria s postupne sa zmenšujúcou intenzitou vlnovite smerom k pohoriu Mátra. Tu, na južných svahoch pohoria našli v zóne už jestvujúceho staršieho vulkanického prívodového systému vhodné podmienky pre prenikanie do blízkosti povrchu a skončili neskoršími hydrotermálnymi procesmi, prebiehajúcimi za znížených teplôt. Dôkazy o týchto prejavoch nachádzame na južnom úpätí pohoria Mátra (miestami s pestrým jaspisom, opálom, chalcedónom, hydrokvarcitom; baryt, antimonit, pyrit a hematit). Teplota, ktorú možno zistiť na základe sledovania paragenézy, zmenšovala sa v štiavnickej žilnej oblasti od juhu k severu; naproti tomu doterajšie naše zistenia z Gyöngyösoroszi poukazujú na pokles teploty postupujúci smerom od severu k juhu.

Okrem geografickej polohy a tektonických pomerov zisťujeme na základe porovnania ložiskových pomerov v Banskej Štiavnici a Gyöngyösoroszi medzi zrudnením týchto oblastí nápadnú zhodu, hoci obe oblasti nevykazujú žiadnu úzku súvislosť. Je veľmi pravdepodobné, že vysvetlenie tejto podobnosti treba hľadať v jestvujúcej súvislosti magmatických krbov tortónskych andezitov vo veľkých hĺbkach.

Vysvetlivky k vyobrazeniam

Obr. 1. Profil centrálnej časti banskoštiavnických žíl (Smer 110—290°; podľa profilu Tirtsa).
Obr. 2. Ideálny profil centrálnou časťou žíl v Gyöngyösoroszi na základe priemerného sklonu žíl horizontu spodnej štôlne. (Smer 70—250°, pozdĺž smernej šachty Szákacsurgó.)

JOZEF FORGÁČ

K PREMENÁM NEOVULKANITOV NA SLOVENSKU II.

(K otázke červených andezitov)

Úvod

Produkty mladotreťohorného vulkanizmu západných Karpát od doby ich vzniku (t. j. od vyliatia na povrch v žeravotekutom stave) dodnes boli vystavené pôsobeniu rozličných procesov, ktoré v nich vyvolali rad premien. V niektorých prípadoch geneticky odlišné procesy pri pôsobení v rôznom časovom období vyvolali premenu hornín, ktoré sú makroskopicky dosť podobné, kým pri petrografickom a petrochemickom pozorovaní zisťujeme u nich nápadne odlišné znaky.

Výsledkom týchto procesov je v určitých prípadoch zastretie pôvodného charakteru horniny a tým i jej geologickej pozície, kým v iných prípadoch sa zvýrazňujú niektoré prvky, ktoré môžu poukazovať na geologickú pozíciu horniny.

Niekoľko poznámok o premenách neovulkanitov Slovenska sme uverejnili r. 1958 (F o r g á č 1958). Táto práca je ďalším príspevkom k problematike premien neovulkanitov; zaoberá sa sčervenaním andezitov v synvulkanickom procese a pri povrchovom vetraní a poukazuje na odlišné znaky v priebehu premeny petrografického a chemického zloženia andezitu.

I. Synvulkanické premeny

a) *Premeny vyvolané účinkom prostredia na tuhnúce hmoty*

Pri vystupovaní žeravotekutej vulkanickej masy na zemský povrch začínajú pôsobiť nové fyzikálnochemické činitele na vulkanickú masu, charakteristické pre dané prostredie. Pôsobenie týchto činiteľov môže sa markantne prejaviť pri tuhnutí magmy.

Za objekt nášho pozorovania tohto zjavu sme zvolili andezitový lávový prúd z južnej časti pohoria Vihorlatu, odkrytý v kameňolome, (toho času opustenom) 700 m SZ od obce Klokoč.

Andezit je tmavej farby, lavicovitej odlučnosti (odlučnosť = laminácia). Smer

odlučnosti sa mení z miesta na miesto, čo je vyvolané nerovným reliéfom podložia v dobe tuhnutia lávy.

Tmavošedý andezit smerom k spodnej časti prúdu postupne nadobúda červenkastú až tehlovočervenú farbu. So zosilňovaním červeného sfarbenia, t. j. smerom k spodnej časti prúdu pozorovať pribúdanie drobných dutiniek (pór). Porfýrickú štruktúru si andezit zachováva. Sčervenanie lávového prúdu sa prejavilo v šírke 1,5 až 2 m od bázy prúdu.

Podložie lávového prúdu tvoria andezitové pyroklastiká červenkastej farby. Pyroklastikum má netriedený charakter, s fragmentom veľkosti päste až 1,5 m, tvaru ostrohranných úlomkov, miestami spečených. Väčšie fragmenty sú na povrchu rozpukané a sfarbené do tehlovočervena. Textúru majú porfýrickú ako andezit v najspodnejšej časti lávového prúdu. Smerom do stredu prechádzajú do šedohnedej, prípadne šedej farby. Fragment je tmelený drobným vulkanickým ma-

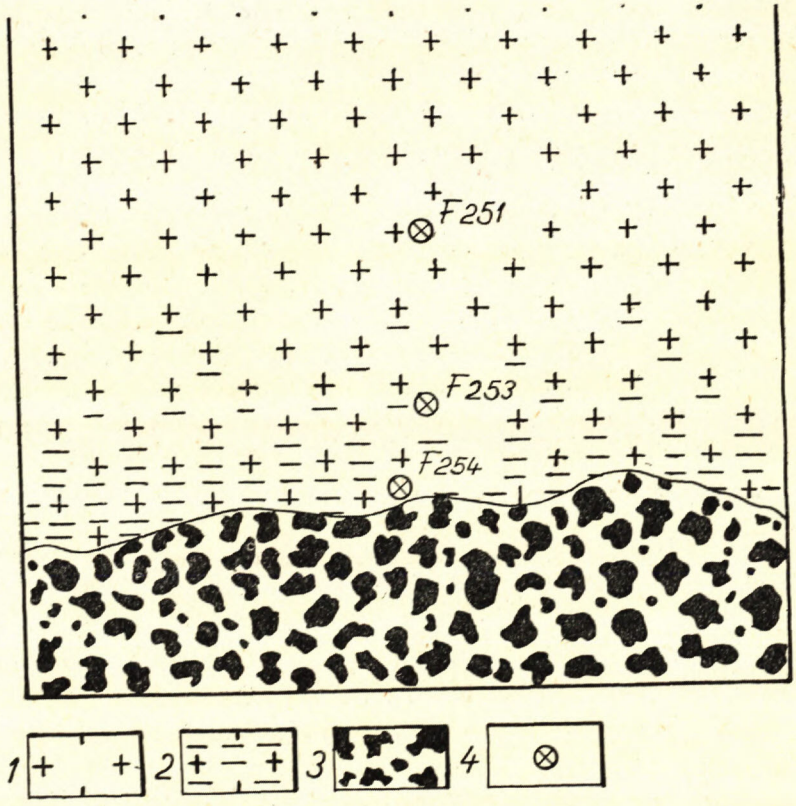


Schéma odberu vzoriek z kameňolomu severozápadne od obce Klokoč — časť lomovej steny. 1 — tmavošedý pyroxenický andezit. 2 — sčervenalý pyroxenický andezit v spodnej časti lávového prúdu. 3 — pyroklastiká pyroxenického andezitu. 4 — miesta odobrania vzoriek.

teriálom, sfarbeným do tehlovočervena, prípadne šedohneda. Najintenzívnejšie sfarbenie je bezprostredne na styku s andezitovým prúdom.

Z tejto lokality sme odobrali sériu vzoriek za účelom prešetrenia pôvodu sčervenania andezitového prúdu: vzorka F 251 z tmavošedého andezitu, 3—4 m od bázy prúdu; vzorka F 253 z prechodnej zóny sčervenania, 1 m od bázy prúdu a zo spodnej časti prúdu; vzorka F 254 (viď schému odberu vzoriek).

Petrografická charakteristika pyroxenického andezitu

V z o r k a F 251 — andezit tmavošedej farby, porfýrickej štruktúry. Porfýrické výrastlice sú tvorené plagioklasom, monoklinickým a rombickým pyroxénom.

Plagioklas je tabuľkovitého vývoja, veľkosti 0,15 × 0,10 až 1,24 × 0,96 mm. Niektoré jedince uzatvárajú znečisteniny strhnuté z magmatického roztoku pri raste. Znečisteniny sú rozmiestnené nepravidelne alebo naznačujú zonárne narastanie. Ďalej uzatvára zhluky magnetitu, pyroxén a apatit. Najčastejšie zrastá podľa albitového, menej podľa karlovarského zákona a iba ojedinele vystupuje vo forme zonárneho narastania. Bazicitou odpovedá labradoritu až kyslému bytownitu — An_{52} až An_{75}, $2V = -70(\times)$ až $-88(\times)$.

Monoklinické pyroxény sú zastúpené izomorfným radom augit — diopsid v krátkostĺpikovitom vývoji so slabým pleochroizmom. Veľkosť 0,14 × 0,11 až 0,80 × 0,36 mm; $c/\gamma = 38$ až 52, $2V = -50(\times)$ až $-60(\times)$, $+56(\times)$ až $+60(\times)$.

Rombický pyroxén — hyperstén z porfýrických výrastlíc je najmenej zastúpený vo vývoji krátkych stĺpikov so slabým pleochroizmom; veľkosť 0,10 × 0,09 až 0,50 × 0,35 mm; $c/\gamma = 0$, $2V = -56(\times)$ až $-62(\times)$. Pyroxény ojedinele uzatvárajú magnetit a apatit.

Základná hmota je pilotaxiticko-skrytokryštalického vývoja. Mykrolity majú silne pretiahnutý tvar; javia tendenciu obtekania porfýrických výrastlíc. Ich veľkosť sa pohybuje od 0,42 × 0,003, 0,021 × 0,015 až do 0,006 × 0,001 mm. Rudný pigment je roztrúsený v drobných zhlukoch (0,015 až 0,001 mm; najčastejšia veľkosť 0,003 mm, iba ojedinele 0,015 mm).

V z o r k a F 253 predstavuje andezit, v ktorom pôvodná tmavošedá farba postupne prechádza do červenkastej vo forme nepravidelných škvŕn; červenkavé a šedé škvrny v hornine sú v pomere 1 : 1.

Plagioklasy v tomto stupni premeny ostávajú nezmenené. U porfýrických výrastlíc pyroxénov sú na ich periférii a ojedinele po puklinách drobné zhluky hematitu, ktoré u niektorých jedincov vytvárajú lem o max. šírke 0,002 mm.

Väčšie odlišnosti oproti predošlej vzorke sa prejavujú v základnej hmote, ktorá má mikroliticko-skrytokryštalicko-vitrofýrický vývoj. Mikrolity sú zastúpené v podstatne menšom množstve ako u vzorky F 251; veľkosť mikrolitov 0,039 × × 0,003; 0,006 × 0,006 až 0,003 × 0,001 mm. Rudný pigment je rozosiaty

ako drobný prach, prevažne hodne pod 0,001 mm, kým u vzorky F 251 nad 0,001 mm veľký. Ojedinele vytvára magnetit tvary neúplných oktaedrov veľkosti 0,015 až 0,002 mm.

Rudný pigment rozosiaty vo forme nepravidelných škvŕn je tvorený hematitom (v prechádzajúcom svetle opakný, v dopadajúcom hnedý). Miesta s rozšíreným magnetitovým a hematitovým pigmentom majú rovnaký vývoj základnej hmoty. (Hematitový pigment máva o niečo väčšie rozmery ako magnetitový.)

V z o r k a F 254 predstavuje horninu tehlovočervenej farby s ojedinelými šedými škvrnami v základnej hmote (pôvodná farba základnej hmoty), ktorá má sklovitý ráz, textúru slabo pórovitú. Hornina si zachováva porfýrickú štruktúru.

U plagioklasov nepozorovať podstatnejšie zmeny, až na to, že rozptýlený rudný pigment strhnutý pri raste vo forme znečistením sa mení zväčša na hematit.

Väčšie zmeny pozorujeme u pyroxénov, ktoré sú viac oxydované, s väčšími obrubami hematitových zhlukov, priemernej šírky 0,05 až 0,10 mm. U menších jedincov zhluky hematitu vypĺňajú celé jedince pyroxénu. Základná hmota je mikrolitícko-vitrofýrického vývoja. Množstvo mikrolitov ako u vzorky F 253; veľkosť 0,039 × 0,003, 0,015 × 0,003 až 0,003 × 0,001 mm. Prevažná časť rudného pigmentu je roztrúsená vo forme prachu ako u vzorky F 253. Rudný pigment je tvorený hematitom, iba malá časť magnetitom, ktorý tvorí malé fliačky. V základnej hmote sú zhluky hematitu nakopené do oválnych alebo nepravidelných tvarov, hematitové zhluky (jednotlive) nadobúdajú väčších rozmerov (priemerne 0,003 mm; viď obr. 1).

Častejšie sa zhlukujú agregáty do oválnych lemov; ich stredná časť je svetlá, pri skrížených nikoloch opakná — sklo n = 1,55 (viď obr. 2). V iných prípadoch svetlé miesta uprostred hematitových lemov sú tvorené svetlou skrytokryštalickou hmotou. Nie zriedkavé sú i prípady, keď na vnútornej časti hematitového lemu je úzka zóna svetlého skla a stredná časť je prázdna (viď obr. 3); veľmi ojedinele z nej vybiehajú drobné stĺpiky svetlého minerálu s priamym zhášaním, patriace pravdepodobne tridimitu.

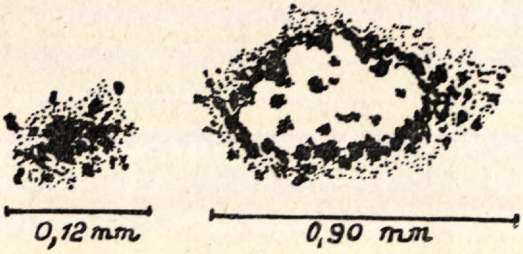
K vytvoreniu hematitových zhlukov došlo za pôsobenia plynných komponentov, pravdepodobne vodných pár, uvoľňujúcich sa z tuhnúcej magmy alebo prenikaním plynných komponentov z prehriateho podložia lávového prúdu smerom hore cez ešte poloteľkutú lávu. Sila plynných komponentov nebola taká veľká, žeby mohli preniknúť celým prúdom, preto ich účinky sa obmedzili iba na spodnú časť prúdu.

Najintenzívnejšia reakcia bola v miestach, kde sa komponenty nahromadili a vytvorili póry a plynové bublinky, t. j. na periférii pórov a bubliniek (vzhľadom na ich veľkosť). V bezprostrednom styku s plynmi bola magma odfarbená, pričom hematitový pigment sa vylúčil na vonkajšej strane odfarbeného lemu vo väčších zhlukoch ako v základnej hmote (viď obr. 4).

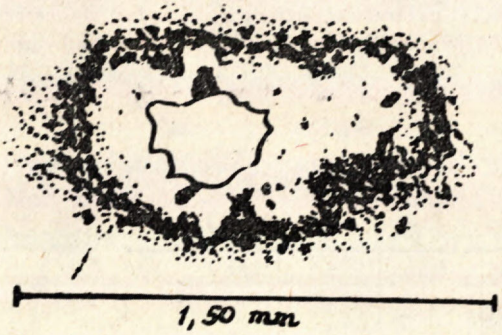
Podľa toho, ktoré časti bublinky rez výbrusu pretína, vidíme pod mikroskopom:

a) ak nám utína iba reakčnú zónu s nahromadením hematitu, vo výbruse pozorujeme iba nahromadenie hematitového agregátu — obr. 1;

b) ak pretína reakčnú zónu s odfarbenou zónou vnútornou vidíme vo výbruse lem hematitového agregátu v strede s odfarbenou časťou — obr. 2;



Obr. 1. Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 4.

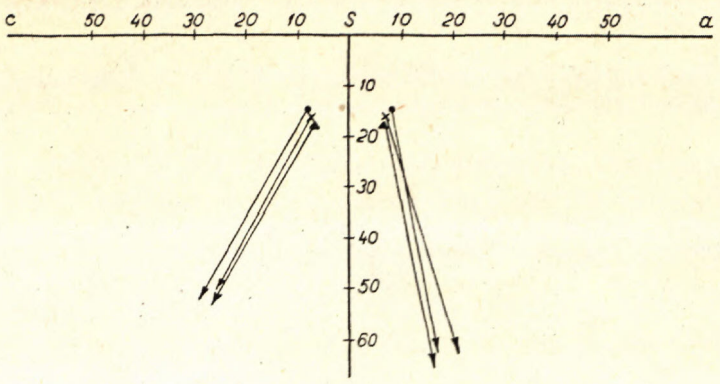
Obr. 1. Nakopenie hematitového agregátu v základnej hmote.
Obr. 2. Lem hematitového agregátu s odfarbenou základnou hmotou v strede.
Obr. 3. Lem hematitového agregátu na vnútornej strane so zónou odfarbenej základnej hmoty, v strede prázdny priestor po unikajúcich plynoch.
Obr. 4. Znázornenie plynovej bublinky s reakčnými zónami vo vertikálnom smere.

c) ak výbrus prerezáva strednú časť dutinky, pozorujeme agregát hematitového lemu na vnútornej strane s odfarbenou základnou hmotou, v strede s prázdnym priestorom — obr. 3.

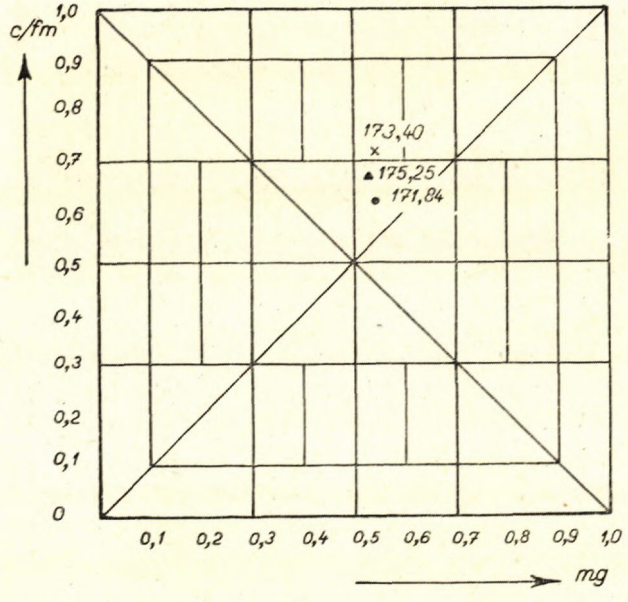
Kde pôsobenie plynov bolo slabšie, oxydácia magnetitového pigmentu na hematit sa diala na mieste a nedochádzalo k jeho zhlukovaniu.

Chemické zloženie pyroxenického andezitu

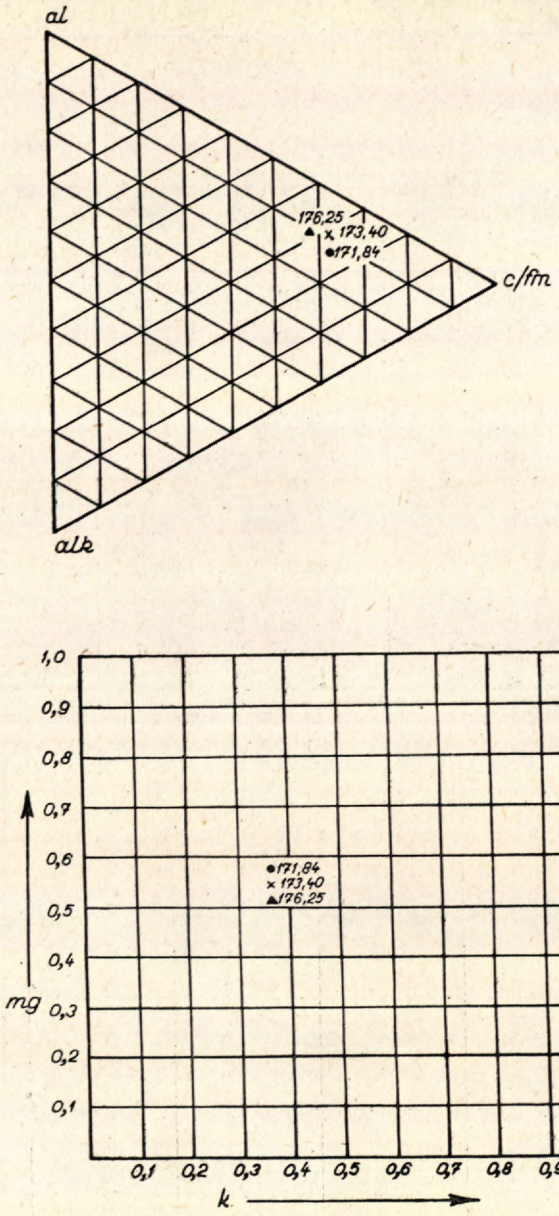
Chemické analýzy urobené H. Chudáčikovou (GÚDŠ) za účelom zistenia zmien v jednotlivých častiach efuzívneho telesa v súvislosti s kryštalizáciou a oxydáciou udávajú nám zloženie efuzívneho andezitu. Pre vyhodnotenie zmien boli prepočítané na systém Zavarického a Niggliho. Závislosť prepočítaných hodnôt je prenesená do grafov (pozri obr. 5, 6, 7).



Obr. 5. Vektorový diagram Zavarického. x — vzorka F 251 tmavošedý pyroxenický andezit, 3—4 m od bázy prúdu. ▲ — vzorka F 253 pyroxenický andezit z prechodnej zóny sčerveňania, 1 m od bázy prúdu. ● — vzorka F 254 pyroxenický andezit tehlovočervenej farby zo spodnej časti prúdu.



Obr. 6. mg-c/fm diagram Niggliho. x — vzorka F 251 tmavošedý pyroxenický andezit, 3—4 m od bázy prúdu. ▲ — vzorka F 253 pyroxenický andezit z prechodnej zóny sčerveňania, 1 m od bázy prúdu. ● — vzorka F 254 pyroxenický andezit tehlovočervenej farby zo spodnej časti prúdu.



Obr. 7. al-alk-c/fm diagram Niggliho a k-mg diagram Niggliho. x — vzorka F 251 tmavošedý pyroxenický andezit, 3—4 m od bázy prúdu. △ — vzorka F 253 pyroxenický andezit z prechodnej zóny sčerveňania, 1 m od bázy prúdu. ● — vzorka F 254 pyroxenický andezit tehlovočervenej farby zo spodnej časti prúdu.

Chemické analýzy a prepočítané hodnoty sú uvedené v tomto poradí: F 251 — tmavošedý pyrogenický andezit 3—4 m od bázy prúdu; F 253 — pyroxenický andezit z prechodnej zóny sčerveňania, 1 m od bázy prúdu; F 254 — pyroxenický andezit tehlovočervenej farby, slabo pórovitý zo spodnej časti prúdu.

	F 251	F 253	F 254
SiO_2	58,34 %	58,00 %	57,58 %
TiO_2	0,54 „	0,58 „	0,52 „
Al_2O_3	16,49 „	17,03 „	16,23 „
Fe_3O_3	1,24 „	2,49 „	4,09 „
FeO	5,53 „	4,23 „	3,16 „
MnO	0,10 „	0,10 „	0,11 „
MgO	4,38 „	4,10 „	4,67 „
CaO	8,10 „	7,30 „	7,45 „
Na_2O	2,10 „	2,32 „	2,10 „
K_2O	1,84 „	2,00 „	1,82 „
P_2O_5	0,04 „	0,06 „	0,04 „
Str. suš.	0,10 „	0,62 „	0,52 „
Str. žih.	1,11 „	0,88 „	1,61 „
Spolu:	99,89 %	99,71 %	99,90 %
Objem. váha	2,94	2,62	2,53

Zavarického hodnoty

	F 251	F 253	F 254
a	7,42	8,21	7,48
b	16,53	15,15	16,94
c	7,63	7,71	7,48
s	68,42	68,93	68,10
n	64,15	63,79	64,15
t	0,61	0,82	0,62
φ	5,93	14,95	21,67
f′	38,98	42,52	40,42
m′	46,19	47,66	48,75
c′	14,83	9,82	10,83
Q	14,37	13,73	13,76

Projekčné hodnoty Niggliho

	F 251	F 253	F 254		F 251	F 253	F 254
al	28,93	30,47	28,49	qz	35,52	33,93	33,84
fm	35,89	35,22	38,36	k	0,36	0,36	0,36
c	25,71	23,73	23,65	Q	133,39	153,56	131,33
alk	9,47	10,58	9,50	L	58,38	59,67	56,97
si	173,40	176,25	171,84	M	63,21	58,59	64,53
mg	0,54	0,53	0,55	π	0,51	0,48	0,50
c/fm	0,72	0,67	0,62	γ	0,15	0,10	0,11
al-alk	19,46	19,89	18,99	α	2,68	2,74	2,57
al-fm	6,96	4,75	9,87	μ	0,46	0,48	0,49

Tmavošedý andezit podľa Zavarického hodnôt patrí do triedy 3, skup. 10 (pozri obr. 5).

Podľa hodnôt Niggliho patrí k leukogabroidnému typu magmy s malým znížením hodnoty c (pozri obr. 6, 7).

Podľa chemizmu tmavošedý andezit sa nelíši veľmi od andezitu sčervenalého.

Kvalitatívne spektrálne analýzy (vyhotovil J. Cubínek GÚDŠ) zaznamenali tieto výsledky:

Vzorka F 251

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Na, K, Mg, Ca,	Mn, Ti, Ba, Sr,	Pb, Ga, V, Li, Sn, Yb, Zr, Co, Cr, Zn, Ni, Sc, Cu, Ag,

Vzorka F 253

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Ca, Mg,	Na, Ti, Mn, Ba, K, Sr,	Ga, V, Cu, Zr, Pb, Be?, Co, Cr, Sc, Ag, Yb, Zn, Ni,

Vzorka F 254

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Na, Mg, Ca,	K, Mn, Ti, Ba, Sr,	B, Ga, V, Pb, Ag, Yb, Li, Cu, Zn, Co, Sc, Zr, Cr,

Súhrn

Pri oxydácii lávového prúdu v synvulkanickom procese nenastali podstatnejšie zmeny ani po stránke chemickej (ako vyplýva z chemických analýz a pripojených grafov), ani po stránke mineralogickej, až na zmenu magnetitu na hematit, čo sa prejavilo v chemizme horniny zmenou $Fe^{\cdot\cdot}$ na $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ a zvýšením straty pri žíhaní. Iba v najspodnejších častiach prúdu badať malé zvýšenie obsahu železa, ktoré mohlo byť prinesené plynnými komponentmi z pretepleného, resp. prvotne prehriateho podložia a vylúčilo sa na periférii bubliniek a pórov. Pribúdanie pórovitosti sa prejavilo nepatrným znížením objemovej váhy.

Väčšie zmeny pozorujeme vo vývoji základnej hmoty a v tvorbe rudného pigmentu smerom k spodnej časti prúdu. Vývoj základnej hmoty sa pohybuje od mikrolitícko-skrytokryštalickej s drobnými zhlukmi magnetitového pigmentu, cez mikrolitícko-skrytokryštalicko-vitrofýrickú s rozprášk ovaným pigmentom magnetitu a hematitu až do mikrolitícko-vitrofýrickej s rozprášk ovaným hematitom a menej magnetitom a so zhlukmi hematitu na periférii bubliniek a pórov. Tieto zjavy sú vyvolané pôsobením tepla a plynov na spodnú časť prúdu v dobe vyliatia magmy a rýchlejším chladnutím magmy na periférii lávového prúdu v záverečnej fáze tuhnutia.

II. Povrchové vetranie

Po ukončení vulkanickej činnosti horniny sú vystavené povetrnostným vplyvom, ktoré sa prejavujú pôsobením javov fyzikálnych a chemických, uplatňujúcich sa v rôznych kombináciách a vyvolávajúcich širokú škálu premien v jednotlivých typoch hornín.

Zo širokého radu premien pre štúdium a porovnanie s premenami synvulkanickými sme zvolili za objekt pozorovania premenené andezity pri sútoku Bystrého potoka s potokom Barlok v JV časti pohoria Vihorlatu. Tu sa nachádza niekoľko pokusných kutačiek na limonity. Jedna z nich je prístupná po odhrnutí napadanej hliny pri ústí, 7—8 m dlhá a smeruje k juhu. V čelbe kutačky je poruchová zóna smeru NNE vyplnená zhlukmi limonitu.

V blízkosti poruchy je andezit tehlovočervený a postupne nadobúda šedú farbu. Z tejto lokality sme odobrali sériu vzoriek z limonitových zhlukov, červených i šedých andezitov. Mojou úlohou bolo podať charakteristiku premeny na poruche a v jej blízkosti so zreteľom na genézu sčerveňania andezitu po stránke petrografickej a petrochemickej (viď schému polohy kutačky a odberu vzoriek).

Petrografická charakteristika andezitu

Za základ pri sledovaní červeného sfarbenia horniny sme zvolili andezit šedej farby, ostrohranného rozpadu, porfýrickej štruktúry, s celistvou základnou hmotou (vzorka F 242).

Pri mikroskopickom pozorovaní andezit má porfýrickú štruktúru s trachytickoskrytokryštalickým vývojom základnej hmoty.

Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, rombický a monoklinický pyroxén.

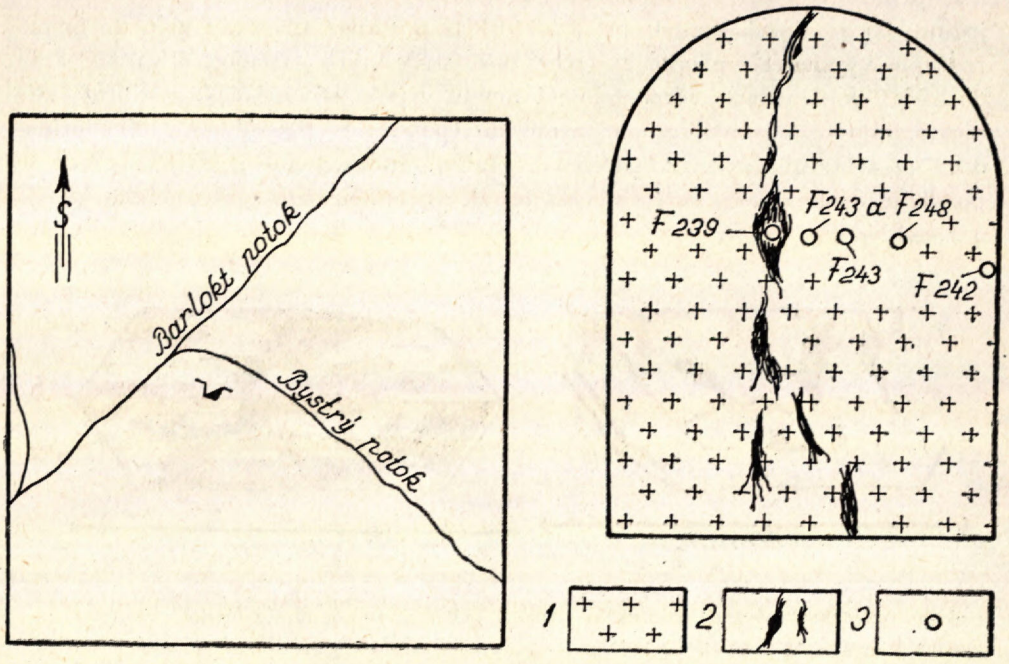


Schéma polohy kutačky a odberu vzoriek. Lokalita — kutačka pri vyústení Bystrého potoka. 1 — pyroxenický andezit; 2 — porucha v pyroxenickom andezite s výlučkami Fe oxydov; 3 — miesta odberu vzoriek.

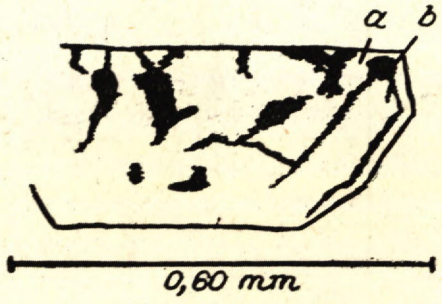
Plagioklas je tabuľkovitého vývoja, 1,24 × 0,72 až 0,24 × 0,12 mm veľký. Jedince vytvárajú najčastejšie zrasty podľa albitového, menej podľa karlovarského zákona. Bazicitou odpovedá andezín-labradoritu An_{51} až An_{65}, $2V = -78(\times)$ až $-88(\times)$. Po puklinách je sfarbený limonitom, ktorý preniká celou horninou.

Pyroxény sú zastúpené v podstatne menšom množstve ako plagioklas, v krátkostĺpikovitom vývoji a s nepravidelným obmedzením; veľkosť 0,72 × 0,60 až 0,15 × 0,10 mm. Z rombických pyroxénov je zastúpený hyperstén so slabým pleochroizmom, $c/\gamma = 0$, $2V = -57(\times)$ až $-72(\times)$. Iba ojedinele bol pozorovaný augit so slabým pleochroizmom, $c/\gamma = 44$, $2V = -56(\times)$.

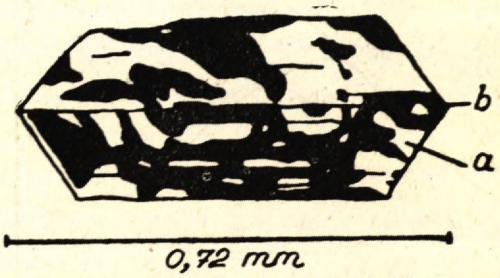
Základnú hmotu tvoria lišty plagioklasu veľkosti 0,075 × 0,015 až 0,015 × × 0,003 mm, roztrúsené v skrytokryštalickej hmote a drobné zhluky rudného pigmentu (0,023 až 0,001 mm i menšie). Rudný pigment je tvorený magnetitom a vylúčeninami Fe oxydov na puklinách.

V šedom andezite so stúpajúcou premenou plagioklasy strácajú lesk. V šedej

základnej hmote sa objavujú ojedinelé šedohnedasté škvrnky nepravidelného tvaru (vzorka F 248). Plagioklasy v tomto stupni premeny sú zatlačované svetlou geľovitou špinavonahnedlou hmotou, pri skrížených nikoloch izotrópnou. Rozmiestnenie produktov tejto premeny v plagioklase je nepravidelné. Často zasahuje jedince po puklinách (pozri obr. 8), ktoré sa postupne spájajú a geľovitá hmota postupne vypĺňa celý plagioklas (pozri obr. 9). V iných prípadoch k zatlačovaniu dochádza po lamelách, resp. geľovitá hmota vypĺňa stredné časti jedincov, kde plagioklas tvorí iba úzku zónu na obvode (pozri obr. 10). V niektorých prípadoch je svetlošpinavohnedo-nazelenalej farby. Index lomu geľovitej hmoty sa pohybuje medzi 1,542 až 1,597. Na jej zložení sa podieľa prevažne Si, Al, Ca a menej Na a K.



Obr. 8. Začiatočné štádium zatlačovania plagioklasu izotropnou geľovitou hmotou. a — plagioklas, b — izotropná gelovitá hmota.



Obr. 9. Pokročilé štádium zatlačovania plagioklasu izotropnou geľovitou hmotou. a — plagioklas, b — izotropná gelovitá hmota.

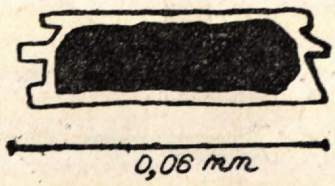
Pyroxény v tomto stupni premeny sú úplne čerstvé. Zmena farby základnej hmoty je vyvolaná premenou magnetitového pigmentu na hematit a limonit, ktorý je rozosiaty (v dopadajúcom svetle) vo forme ojedinelých nepravidelných škvŕn.

S intenzitou premeny hornina postupne nadobúda šedohnedú farbu, z ktorej sa vynímajú svetlé porfýrické výrastlice plagioklasu. V šedohnedej základnej hmote zachovávajú sa ešte zvyšky pôvodného sfarbenia, vo forme drobných škvŕn (vzorka F 243); hornina je pevná, súdržná ako u F 248. Plagioklasy sú iba o niečo viac zatlačované izotrópnou geľovitou hmotou ako u vzorky F 248. U niektorých jedincov geľovitá hmota presahuje ich pôvodné obmedzenie.

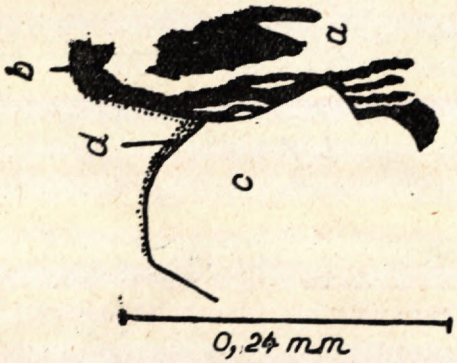
Pyroxény zostávajú čerstvé i v tých prípadoch, kde sa pyroxén stýka s premeneným plagioklasom. Na styku pyroxénu so základnou hmotou sú drobné vylúčeniny Fe oxydov; ich šírka obyčajne nepresahuje 0,001 mm. Na styku s premeneným plagioklasom vylúčeniny Fe oxydov nepozorovať (pozri obr. 11), čo svedčí o tom, že pôsobením geľovitej hmoty na pyroxén nedochádza k vylučovaniu Fe z pyroxénu, ale oxydy Fe na jeho periférii sa vylučujú zo základnej hmoty.

V základnej hmote pozorujeme väčšie zmeny najmä v zložení rudného pigmen-

tu, ktorý pozostáva z rozptýleného limonitu, dávajúceho hornine červenkastý nádych; rudný pigment netvorí zhluky. Magnetit pozorovať iba ojedinele v drobných zhlukoch. V porovnaní so vzorkou F 248 v základnej hmote sa tvorí viac nahromadenín geľovitej izotrópnej hmoty (priem. 0,06 mm veľké). V ich strede



Obr. 10. Izotropná geľovitá hmota vypĺňuje strednú časť plagioklasu.



Obr. 11. Styk premeneného plagioklasu s čerstvým pyroxénom. a — plagioklas, b — izotropná geľovitá hmota, c — pyroxén, d — výlučky limonitu.

sa objavujú prázdne miesta priemernej veľkosti 0,04 mm. Na vnútornej strane prázdnych miest ojedinele sa nachádzajú vylúčeniny Fe oxydov, pripomínajúce nitkovitý lem — pozri obr. 12.

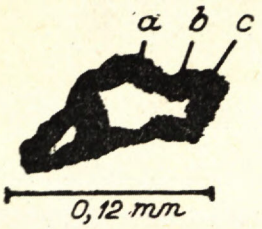
Tieto zjavy poukazujú, že horniny sa vyluhujú vo forme drobných pór, lemovaných geľovitou hmotou. Pri stupňovaní premeny hornina nadobúda hnedočervenkastú farbu (vzorka F 241) s vlastnosťami ako u vzorky F 243. Plagioklasy sú podobne premenené ako u F 243. Vo vnútri jedincov sa objavujú stopy po kolomorfných štruktúrach.

Na tomto stupni premeny bývajú pyroxény zatlačované kolomorfnou izotrópnou hmotou. Relikty pyroxénov vystupujú často uprostred kolomorfnej hmoty, pričom pozorujeme ich pôvodné obmedzenie (pozri obr. 13). V základnej hmote pozorovať väčšie nahromadeniny geľovitej hmoty s častými kolomorfnými štruktúrami. Ich priemerná veľkosť 0,40 × 0,30 mm.

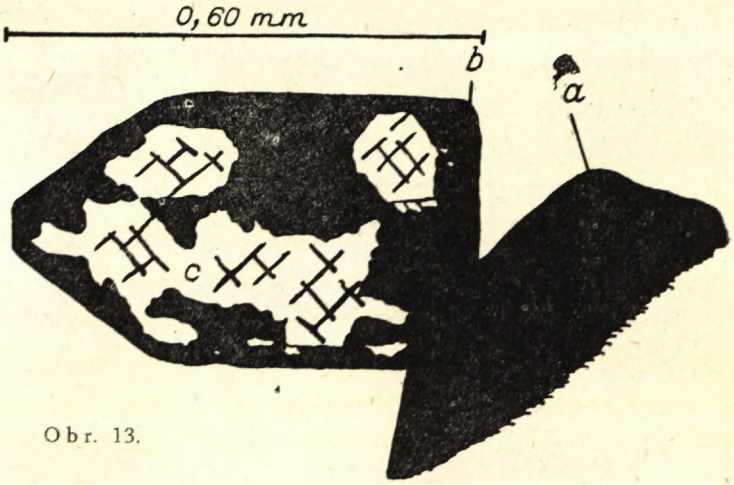
V geľovitej hmote začínajú sa objavovať nepravidelné puklinky, ktoré pravdepodobne súvisia so stratou vody a prechodom do kryštalického stavu, čo podmienilo vznik kolomorfných štruktúr. Rudný pigment ako u vzorky F 243.

Pri intenzívnejšej premene hornina nadobúda tehlovočervenú farbu, stáva sa menej súdržnou. Svetlé porfýrické výrastlice dostávajú svetlošedý ráz (vzorka F 243a). Pôvodné minerály (plagioklas, pyroxény) sú temer úplne zatlačené geľovitou hmotou. Zostávajú po nich iba ojedinele nerozložené relikty a obmedzenie. Zvyšuje sa i množstvo nakopenín geľovitej hmoty v základnej hmote, ako

aj kolomorfných štruktúr a rozpukanie geľovitej hmoty (pozri obr. 14). Index vysýchajúcej geľovitej hmoty n = 1,574 až 1,597. Na tomto stupni premeny dochádza i k odnosu geľovitej hmoty, čo sa prejavilo vznikom pórov vo výplni porfýrických výrastlíc a v zatlačovaní geľovitej hmoty uhličitanom, vo forme zhlukov a žiliek (pozri obr. 15). Pozorovať aj slabé zvýšenie obsahu rudného pigmentu.

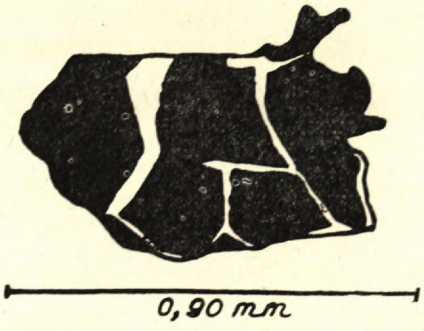


Obr. 12.

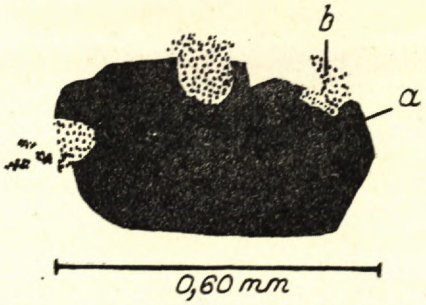


Obr. 13.

Obr. 12. Geľovitá hmota, v strednej časti s prázdnym priestorom, na vnútornej strane náznaky lemu po výlučkách Fe; a — izotropná geľovitá hmota, b — výlučky Fe, c — prázdny priestor.
Obr. 13. Zatlačovanie pyroxénu izotropnou gelovitou hmotou. a — pôvodný plagioklas vyplnený gelovitou hmotou, b — izotropná gelovitá hmota zatlačuje pyroxén, c — zvyšky čerstvého pyroxénu.

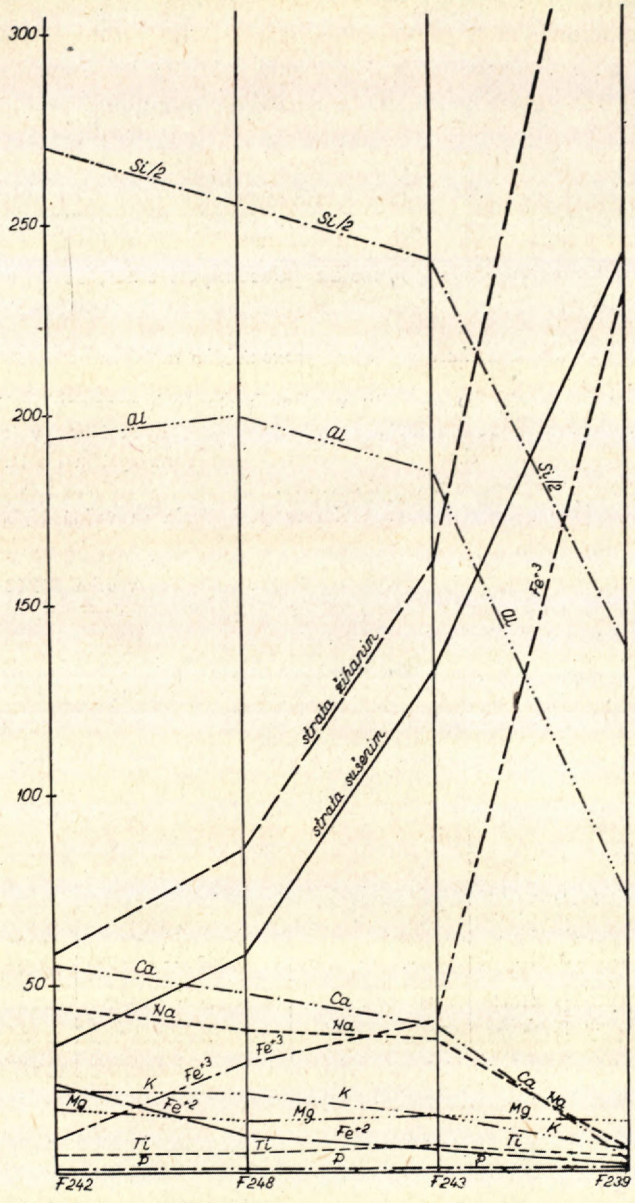


Obr. 14. Výplň porfýrickej výrastlice gelovitou hmotou a jej rozpukanie pri vysýchaní.



Obr. 15. Geľovitá hmota zatlačovaná karbonátom. a — geľovitá hmota, b — karbonát.

Výplň uvedenej poruchy (vzorka F 239) tvoria drobné úlomky podrveného andezitu silne preniknutého Fe oxydmi, tmavohnedej farby; je málo súdržná, drobí sa v prstoch. Pod mikroskopom pozorovať úlomky premeneného andezitu (ako v predošlom prípade), preniknutého Fe oxydmi intenzívnejšie ako u pred-



Obr. 16. Diagram podľa Barta, znázorňuje migráciu iónov pri hypergénnom procese v pyroxenickom andezite. Lokalita — pri vyústení Bystrého potoka vo Vihorlate. F 242 — šedý pyroxenický andezit. F 248 — šedý pyroxenický andezit so šedohnedými škvrnkami. F 243 — šedohnedý pyroxenický andezit. F 239 — vzorka z limonitizovanej poruchy v pyroxenickom andezite. Si/2 = polovičná hodnota hodnoty Si.

chádzajúcich vzoriek. V sfarbenej mase slabo pozorovať živce rozložené na geľovitú hmotu s kolomorfnými štruktúrami a sfarbené do hnedočervenkasta. V poruchovej výplni sú roztrúsené drobné ostrohranné úlomky kremeňa (priemerná veľkosť 0,04—0,06 mm, svetlá farba) s nepravidelnými puklinkami, $n\alpha = 1{,}54$ $n/\gamma = 1{,}55$. Podľa planinometrickej analýzy zaberá 3,12 % z celkového množstva horniny.

Podľa ostrohranného tvaru úlomkov kremeňa usudzujem, že nejde o vykryštalizovanie z geľovitej hmoty, ale je pravdepodobnejšie, že sa do poruchovej výplne dostal pri tektonickom pohybe zo starších podložných sérií, resp. z pyroklastického materiálu.

Chemická charakteristika pyroxenického andezitu

Chemické zloženie pyroxenického andezitu v rôznych stupňoch premeny podávajú chemické analýzy urobené V. Dvončom, GÚDŠ. Za účelom sledovania pohybu iónov v jednotlivých štádiách premeneného andezitu, boli chemické analýzy prepočítané na systém Barta. Závislosť prepočítaných hodnôt je prenesená do grafu (pozri obr. 16).

Pri prepočte chemických analýz strata sušením sa považovala za voľnú H_2O a strata žíhaním za OH.

a) Chemická analýza šedého pyroxenického andezitu, vzorka F 242

	Vah. %	Atómové množstvá	Atómové množstvá kyslíka	Množstvo elektropozitívnych iónov v štandardnej bunke
SiO_2	62,35	1037	2074	541
TiO_2	0,80	10	20	5
Al_2O_3	19,00	372	558	194
Fe_2O_3	1,32	16	24	9
FeO	3,31	46	46	24
MnO	0,02	—	—	—
MgO	1,30	32	32	17
CaO	5,95	105	105	55
Na_2O	2,60	84	42	44
K_2O	2,00	42	21	22
P_2O_5	0,19	2	5	1
Str. suš.	0,56	66	33	34
Str. žih.	0,97	112	112	58
Spolu:	100,37		3062	

Prevodový násobiteľ: 1600 : 3062 = 0,522

Vzorec horniny:

$K_{22}Na_{44}Ca_{55}Mg_{17}Fe_{24}^{\cdot\cdot}Fe_9^{\cdot\cdot\cdot}Al_{194}Ti_5P_1Si_{541}[(H_2O)_{34}(OH)_{58}O_{1527}]$.

b) Chemická analýza šedého pyroxenického andezitu so šedohnedými škvrnami, vzorka F 248·

	Váh. %	Atómové množstvá	Atómové množstvá kyslíka	Množstvo elektropozitívnych iónov v štandardnej bunke
SiO_2	60,30	1006	2012	513
TiO_2	0,80	10	20	5
Al_2O_3	20,02	392	588	200
Fe_2O_3	4,39	56	84	29
FeO	1,44	19	19	10
MnO	0,08	1	1	1
MgO	1,06	27	27	14
CaO	5,25	93	93	48
Na_2O	2,32	74	37	38
K_2O	1,96	42	21	21
P_2O_5	0,11	2	5	1
Str. suš.	1,06	112	56	57
Str. žih.	1,49	166	166	85
Spolu:	100,34		3129	

Prevodový násobiteľ: 1600 : 3129 = 0,511

Vzorec vzorky F 248:

$K_{21}Na_{38}Ca_{48}Mg_{14}Mn_1Fe_{10}^{\cdot\cdot}Fe_{29}^{\cdot\cdot\cdot}Al_{200}Ti_5P_1Si_{513}[(H_2O)_{57}(OH)_{85}O_{1483}]$.

Vzorec vzorky F 242:

$K_{22}Na_{44}Ca_{55}Mg_{17}Fe_{24}^{\cdot\cdot}Fe_9^{\cdot\cdot\cdot}Al_{194}Ti_5P_1Si_{541}[(H_2O)_{34}(OH)_{58}O_{1527}]$.

Odnos			Prínos			Ostáva štandardné	
K	—	1 ión	Mn	—	1 ión	Ti	—
Na	—	6 iónov	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	—	20 iónov	P	—
Ca	—	7 iónov	Al	—	6 iónov		
Mg	—	3 ióny	OH	—	24 iónov		
$Fe^{\cdot\cdot}$	—	14 iónov	H_2O	—	23 iónov		
Si	—	28 iónov					

c) Chemická analýza pyroxenického andezitu šedohnedej farby, vzorka F 243:

	Váh. %	Atómové množstvá	Atómové množstvá kyslíka	Množstvo elektropozitívnych iónov v štandardnej bunke
SiO_2	58,23	969	1938	482
TiO_2	1,25	15	30	7
Al_2O_3	18,96	372	558	185
Fe_2O_3	6,38	80	60	40
FeO	0,86	12	12	6
MnO	0,12	1	1	—
MgO	1,23	30	30	15
CaO	4,42	79	79	39
Na_2O	2,20	70	35	35
K_2O	1,40	30	15	15
P_2O_5	0,09	2	5	1
Str. suš.	2,38	266	133	132
Str. žih.	2,89	322	322	160
Spolu:	100.42		3218	

Prevodový násobiteľ 1600 : 3218 = 0,497

Vzorec vzorky F 243:

$K_{15}Na_{35}Ca_{39}Mg_{15}Fe_6^{''}Fe_{40}^{'''}Al_{185}Ti_7P_1Si_{482}[(H_2O)_{132}(OH)_{160}O_{1301}]$.

Vzorec vzorky F 248:

$K_{21}Na_{38}Ca_{48}Mg_{14}Mn_1Fe_{10}^{''}Fe_{29}^{'''}Al_{200}Ti_5P_1Si_{513}[(H_2O)_{57}(OH)_{85}O_{1483}]$.

Odnos			Prínos			Ostáva štandardné	
K	—	6 iónov	Mg	—	1 ión	P	—
Na	—	3 ióny	$Fe^{'''}$	—	11 iónov		
Ca	—	9 iónov	Ti	—	2 ióny		
Mn	—	1 ión	OH	—	75 iónov		
$Fe^{''}$	—	4 ióny	H_2O	—	75 iónov		
Al	—	15 iónov					
Si	—	31 iónov					

d) Chemická analýza z limonitizovanej poruchy pyroxenického andezitu, vzorka F 239:

	Váh. %	Atómové množstvá	Atómové množstvá kyslíka	Množstvo elektrónov štandardnej pozitívnych iónov bunke
SiO_2	36,22	603	1206	279
TiO_2	0,71	9	18	4
Al_2O_3	8,02	156	324	72
Fe_2O_3	39,80	500	750	231
FeO	0,29	4	4	2
MnO	0,22	3	3	1
MgO	1,07	27	27	13
CaO	0,42	7	7	3
Na_2O	0,44	12	6	6
K_2O	0,72	14	7	6
P_2O_5	0,07	2	5	1
Str. suš.	4,74	522	261	242
Str. žih.	7,54	832	832	385
Spolu:	100,26		3450	

Prevodový násobiteľ: 1600 : 3450 = 0,463

Vzorec vzorky F 239:

$K_6Na_6\ Ca_3Mg_{13}Mn_1Fe_2^{\cdot\cdot}Fe_{231}^{\cdot\cdot\cdot}Al_{72}Ti_4P_1Si_{279}[(H_2O)_{242}(OH)_{385}O_{1046}]$.

Vzorec vzorky F 243:

$K_{15}Na_{35}Ca_{39}Mg_{15}Fe_6^{\cdot\cdot}Fe_{40}^{\cdot\cdot\cdot}Al_{185}Ti_7P_1Si_{482}[(H_2O)_{132}(OH)_{160}O_{1301}]$.

Odnos		Prínos		Ostáva štandardné
K	— 9 iónov	Mn	— 1 ión	P —
Na	— 39 iónov	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	— 191 iónov	
Ca	— 36 iónov	OH	— 225 iónov	
Mg	— 2 ióny	H_2O	— 112 iónov	
$Fe^{\cdot\cdot}$	— 38 iónov			
Al	— 113 iónov			
Ti	— 3 ióny			
Si	— 203 iónov			

Kvalitatívne spektrálne analýzy (vyhotovil J. Cubínek, GÚDŠ):

Vzorka F 248

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Ca,	Na, K, Mg, Ti, Ba, Sr, Mn,	B, Ga, V, Pb, Ag, Yb, Cu, Zr, Sc, Co, Cr,

Vzorka F 243

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Mg, Na, Ca,	K, Ti, Ga, Ba, Sr,	B, Pb, V, Sn Yb, Zn, Li, Cu, Ag, Zn, Cr, Zr, Co,

Vzorka F 241

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Mg, Ca,	Na, K, Ti, Ba, Sr, Mn,	Ga, Cu, Pb, V, Li, Zr, Ag, Yb, Zn, Co, Sc,

Vzorka F 243a

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al, Ca,	Mg, Na, Ti, Ba, Sr, K, Mn,	B, Pb, Ga, Ze, Sn, Li, V, Cu, Ag, Yb Cr, Zn, Zr, Co,

Vzorka F 239

100—1 %	1—$^1/_{100}$ %	$^1/_{100}$—$^1/_{10000}$ %
Si, Fe, Al,	Mg, Ti, Na, Mn, Ca,	V, Zn, Zr, Ga, Cu, Sr, Ba, Ag, Cr,

Súhrn

Pri konfrontácii mineralogického a chemického zloženia vidíme určité zhody. V prvých štádiách premeny sú plagioklasy postupne nahrádzané izotrópnou kolomorfnou hmotou a v základnej hmote sa mení magnetitový rudný pigment na Fe oxydy. Pyroxény vystupujú v tomto stupni premeny ako čerstvé jedince. V chemizme horniny sa táto zmena prejavila postupným odnosom komponentov plagioklasu (Si, Ca, Na a K). Obsah Al na začiatku premeny sa o málo zvyšuje, neskôr však stále ubúda. Tomuto zjavu treba venovať v budúcnosti zvýšenú pozornosť. Zmena magnetitu na Fe oxydy sa prejavila zmenou $Fe^{\cdot\cdot}$ na $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ a čiastočným zvýšením $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ smerom k poruche.

Popri ubúdaní uvedených komponentov pozorovať postupný prínos H_2O a OH, viazané asi na vznikajúcu izotrópnu kolomorfnú hmotu a na Fe oxydy.

V intenzívnejších štádiách premeny, t. j. v tesnej blízkosti poruchy prvotné minerály bývajú intenzívnejšie nahradzované izotrópnou hmotou. Pozorovať i čiastočný odnos kolomorfnej hmoty, pribúdanie Fe oxydov a na poruche ich vylúčenie vo forme zhlukov. V chemizme horniny sa tento zjav prejavil intenzívnejším odnosom Si, Al, Ca, Na a K ako aj pomalým a plynulým ubúdaním $Fe^{\cdot\cdot}$ (pravdepodobne uvoľnením z rozkladajúcich sa pyroxénov). Intenzívne sa zvyšuje obsah $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$; H_2O a OH je pravdepodobne viazané na izotrópnu geľovitú hmotu a Fe oxydy. V podstate nepatrné výchylky v zastúpení zaznamenáva Mg, Ti a Mn, kým P ostáva štandardné v celom priebehu premeny. Spektrálne analýzy ukazujú, že v hornine v priebehu premeny nedošlo k podstatnejším zmenám ani u mikrokomponentov.

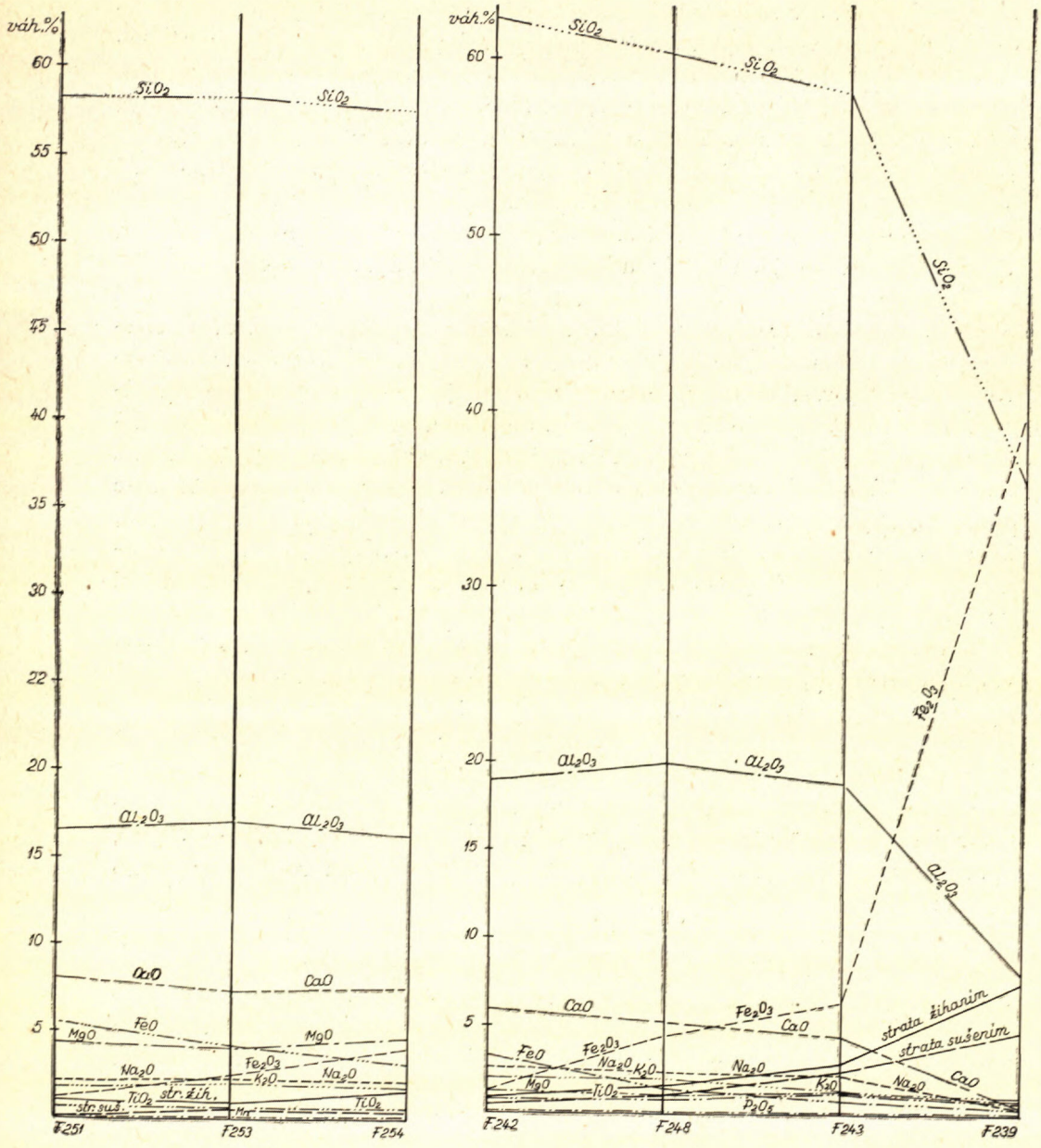
Z uvedeného vyplýva, že k červenaniu pyroxenického andezitu došlo pod vplyvom infiltračných roztokov presakujúcich z okolia smerom k poruche.

Záver

Záverom možno konštatovať, že pri pôsobení geneticky dvoch odlišných procesov došlo k červenaniu andezitov, ktoré sú si makroskopicky nápadne podobné, kým mineralogicky a chemicky sa od seba nápadne odlišujú v priebehu celého procesu premeny.

Z toho vyplýva, že pri terénnych prácach treba brať do úvahy genézu sčervenania andezitov; to nám môže slúžiť ako jeden z mnohých znakov pri určovaní časti (okraja) lávového prúdu a pri odlišovaní skutočného pyroklastického materiálu, vzniklého pri vulkanických explóziách, od rozloženého a sčervenaného andezitu, ktorý je v niektorých prípadoch podobný pyroklastickému materiálu. Pri posudzovaní fragmentov pyroklastického materiálu za pomoci oxydácie v synvulkanickom procese treba brať do úvahy, že určitá časť fragmentov v dobe explózie vznikla rozbitím už pevnej horniny a že u fragmentov, ktoré pri erupcii

Porovnanie chemizmu pyroxenického andezitu pri sčervenaní v geneticky dvoch odlišných procesoch



predstavovali žeravotekutú masu, nemuselo vždy dôjsť k ich sčervenaniu. Nie menší zreteľ treba brať i na pyroklastiká redeponované a druhotne premenené.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Broderick T. M., 1935: Differentiation in lavas of the Keweenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 46, 503. — [2] Butler— Burbank, 1929: The kopper of deposits of Michigan. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 144, 1. — [3] Četvernikov S. D., 1956: Rukovodstvo k petrochimičeskim peresčetam chimičeskich analizov gornych porod i opredeleniju ich chimičeskich tipov. Moskva. — [4] Favorskaja M. A., 1956: O nekotorych vtoričnych kyslich efuzivov južnogo primorja. AN SSSR 7. Moskva. — [5] Fiala Fr., 1936: Hlavní formy rozpadu sopečných hornín Slovenského Středohoří. Věda přírodní XVII. — [6] Forgáč J., 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49. Bratislava. — [7] Forgáč J., 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní na generálnych listoch Košice, Humenné, Cejkov a Kráľ. Chlumec za rok 1958. Archív GÚDŠ. — [8] Ginzburg I. I., Kac A. A., Korin I. Z., Popkov V. F., Saveljev I. I., Trubina K. N., 1946: Drevnaja kora vyvetrivanija na ultraosnovnych porodach Urala. Trudy Instituta geol. nauk., vyp. 80. Ser. ural. komp. expedicii AN. SSSR, Moskva. — [9] Hano V. — Seneš J., 1953: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní pohoria Popričný a východnej časti pohoria Vihorlat. Geol. sbor. IV. Bratislava. — [10] Hauser E. A., 1956: The colloid science of silica and silicanes. Clays and clays minerals. Washington. — [11] Heystek H., 1956: Vermiculite as membres in mixed-layer minerals. Clays and clays minerals. Washington. — [12] Isschiki N., 1953: Ao-ga-sima Volcano. Jap. Journ. Geol.-Geogr. Vol. XXVI N — 3—4. Tokyo. — [13] Iwao S., 1956: Hydrothermal Gypsum Deposits of the Wauibuchi Mine Japan. Jap. Journ. Vol. XXVII., N — 2—4. Tokyo. — [14] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej huty (predtým Kalinka). Geol. práce, Zprávy 5. Bratislava. — [15] Kuthan M., 1959: Relikty textúr pyroklastických hornín v propylitizovaných komplexoch. Geol. práce, Zošit 54. Bratislava. — [16] Naboko S. I., 1954: Gejzery Kamčatky. Trudy lab. vulk., vyp. 8. Moskva. — [17] Naboko S. I., 1959: Vulkaničeskie exgaljacii i produkty ich reakcij. Trudy lab. vulk., výp. 16. Moskva. — [18] Pijp G. I., 1956: Ključevskaja sopka i izverženija v 1944—1945 gg. i prošlom. Trudy lab. vulk., vyp. 11. Moskva. — [19] Powers Hovard A., 1929: The relation of chemical compozition to texture of groundmass in sillicas lavas. Journ. of geology. Chicago. — [20] Slávik J., 1956: Poznámky k vulkanickému a tektonickému vývoju vulkanického masívu Vihorlat. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [21] Slávik J., 1958: O možnostiach metalogenezy vo Vihorlate. Geol. sbor. IX. 1. Bratislava. — [22] Šalát J., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Pre-

a) Pyroxenický andezit sčervenalý v synvulkanickom procese — Kameňolom SZ od Klokoča. F 251 — tmavošedý pyroxenický andezit, 3—4 m od bázy prúdu; F 253 — pyroxenický andezit z prechodnej zóny sčervenania, 1 m od bázy prúdu; F 254 — pyroxenický andezit tehlovočervenej farby zo spodnej časti prúdu.

b) Pyroxenický andezit sčervenalý v procese povrchového vetrania; kutačka pri vyústení Bystrého potoka. F 242 — šedý pyroxenický andezit; F 248 — šedý pyroxenický andezit s šedohnedými škvrnkami; F 243 — šedohnedý pyroxenický andezit; F 239 — vzorka z limonitizovanej poruchy v pyroxenickom andezite.

šovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. Geol. sborník VI. 1—2. Bratislava. — [23] Taneda S., 1952: Petrographic Notes on the Volkanic from Sambe, Southwestern Japan. Jap. Journ. of Geol. and Geogr., Vol. XXI., Tokyo. — [24] Zavarickij A. N., 1955: Izverženny gornyje porody. Moskva.

JOZEF FORGAČ

STUDIUM DER VERÄNDERUNGEN DER NEOVULKANITEN IN DER SLOWAKEI

(Zur Frage der roten Andesite)

Verschiedene Prozesse haben bei den Produkten des jungtertiären Vulkanismus in Westkarpaten eine Reihe von Veränderungen hervorgerufen. In einigen Fällen hatten genetisch unterschiedliche Prozesse in verschiedenen Zeitabschnitten solche Veränderungen zu Folge, welche makroskopisch gewissermassen ähnlich sind, aber beim petrographischen und petrochemischen Studium auffallende Abweichungen aufweisen.

Man kann also sagen, dass bei einigen Prozessen der ursprüngliche Charakter der Gesteine, und somit auch ihre geologische Position verschleiert werden, während in anderen Fällen manche Elemente ausgeprägt werden und somit zur Lösung der geologischen Lage der Gesteine beitragen können.

Enige Beobachtungen über Veränderungen der Neovulkaniten in der Slowakei wurden bereits veröffentlicht (Forgáč 1958), und die vorliegende Arbeit übermittelt weitere Erkenntnisse auf diesem Gebiet; sie beschäftigt sich mit dem Rotwerden der Andesite im synvulkanischen Prozesse und bei der Verwitterung der Gesteine, wobei gleichzeitig auf abweichende Merkmale in der petrographischen und petrochemischen Zusammensetzung der Andesite hingewiesen wird, welche als Folge jener Prozesse und Veränderungen angesehen werden.

Synvulkanische Veränderungen hervorgerufen beim gleichzeitigen Einfluss des Milieu auf das erstarrende Magma

Während der Eruption der glühendflüssigen vulkanischen Masse auf die Erdoberfläche wird diese Masse dem Einfluss neuer physikalisch-chemischer Faktoren ausgesetzt, welche charakteristisch für das gegebene Milieu sind. Der Einfluss dieser Faktoren kann beim Erstarren des glühendflüssigen Magmas in markanter Weise zum Ausdruck kommen.

Zum Zwecke solcher Beobachtungen haben wir einen Lavastrom des pyroxenischen Andesits aus dem Südteil des Gebirges Vihorlat in der Ostslowakei ausgewählt, der in einem derzeit ausser Betrieb stehenden Steinbruch, cca 700 m NW von der Gemeinde Klokoč aufgeschlossen ist.

Andesit ist dunkel, mit bankiger Absonderung (Absonderung=Lamination). Die Richtung der Absonderung ändert sich von Stelle zur Stelle, was durch den unebenen Relief des Liegenden zur Zeit der Lavaerstarrung verursacht war.

Der dunkelgraue Andesit wird der Tiefe zu allmählich rötlicher bis ganz ziegelrot. Gleichzeitig mit dem Rotwerden der Andesite wird ein Zunehmen der winzigen Höhlen (Poren) beobachtet. Seine porphyrische Struktur hat sich der Andesit beibehalten. Das Rotwerden wird etwa 1,5 bis 2 m breit von der Lavastrombasis beobachtet.

Das Liegende des Lavastromes wird aus dem rötlichen Andesitpyroklastikum gebildet. Einzelne Fragmente sind faustgross auch bis 1,5 m gross. Grössere Fragmente sind auf der Oberfläche klüftig und ziegelrot gefärbt. Die Textur ist ähnlich wie beim Andesit in untesten Partien des Lavastromes. Fragmente sind durch winziges vulkanisches Material verkittet, das auch ziegelrot, event. graubraun gefärbt ist.

Von dieser Lokalität wurde eine Serie von Proben abgenommen um den Ursprung des

Rotwerdens des Andesitlavastromes untersuchen zu können: Probe F 251 aus dem dunkelgrauen Andesit, 3—4 m von der Basis des Lavastromes; Probe F 253 aus der Übergangszone des Rotwerdens — etwa 1 m von der Basis; Probe F 254 von der Basis des Lavastromes.

Auf Grund der geologischen Position und der petrographischen wie auch petrochemischen Analyse des Andesits schliessen wir, dass das Rotwerden des unteren Abschnittes des Andesitlavastromes nach dem Ausgiessen der Lava an die Oberfläche zur Zeit seiner Erstarrung statfand. Dabei sei zu erwähnen, dass während des synvulkanischen Oxydationsprozesses keine wesentlichen chemischen (chemische Analysen und grafische Abbildungen im slow. Text, S. 195—199) und auch mineralogischen Veränderungen (bis auf Umwandlung des Magnetit in Hämatit, was im Chemismus durch Umwandlung des $Fe^{"}$ in $Fe^{'''}$ zum Ausdruck kam) festgestellt wurden. Lediglich in den tiefsten Lagen des Lavastromes ist eine unwesentliche Fe-Gehaltserhöhung zu verzeichnen. Das Zunehmen der Poren hatte eine Verminderung des spezifischen Gewichtes zu Folge.

Grössere Veränderungen beobachten wir in der Entwicklung der Grundmasse und bei der Bildung des Erzpigmentes in Richtung zur Basis des Lavastromes. Die Grundmasse verzeichnet eine mikrolitisch-kriptokristallische (mikrokristallische) Entwicklung mit kleinen Anköppelungen des Magnetitpigmentes, aber auch eine mikrolitisch-kriptokristall-vitrophyrische Entwicklung mit zersterutem Hämatit (weniger mit Magnetit) und mit Anköppelungen des Hämatits an den Poren-(Blasen)Rändern. Diese Erscheinungen wurden durch die Wirkung der Temperatur und der Gasphase auf die unteren Teile des Lavastromes zur Zeit des Lavaausgusses und durch eine raschere Magmaabkühlung an der Periferie des Lavastromes beim Abschluss der Lavaerstarrung hervorgerufen.

Verwitterung an der Oberfläche

Nach der Beendigung der vulkanischen Tätigkeit werden die entstandenen Gesteine der Wirkung von Witterungsfaktoren ausgesetzt, die sich sowohl in physikalischer als auch chemischer Hinsicht in verschiedenen Kombinationen geltend machen und haben verschiedenste Veränderungen in einzelnen Gesteinstypen zu Folge.

Zwecks Verfolgung solcher Veränderungen haben wir metamorphierte Andesite aus dem Zusammenfluss zweier Bäche (Bystrý potok und Barlok) im SE Abschnitt des Gebirges Vihorlat gewählt. Es befinden sich da Schurfarbeiten an Limonit. Ein Aufschluss ist etwa 7—8 m lang, nach Süden gerichtet. In der Front befindet sich eine nach NNE gerichtete Störungszone, durch Limonitanköppelungen ausgefüllt.

In der Nähe der Störung hat der Andesit eine ziegelrote Farbe, die allmählich in eine graue Farbe übergeht. Aus dieser Lokalität wurde eine Serie von Proben genommen (von limonitisierten Anköppelungen, über rote bis zu den grauen Andesiten). Zu meiner Aufgabe gehörte die Charakterisierung der Veränderungen in der Störungszone mit Rücksicht auf die Genese des rotwerdenden Andesits in petrographischer und petrochemischer Hinsicht.

Aus petrographischen und petrochemischen Analysen geht hervor, dass in den ersten Stadien der Metamorphose werden Plagioklase sukezssiv durch eine isotrope kolomorphe Masse ersetzt und in der Grundmasse beobachtet man die Umwandlung des Magnetitpigments in Fe-Oxyde. In diesem Stadium der Metamorphose kommen Pyroxene als frische Individuen vor. Im Chemismus kommt diese Veränderung durch ständige Abnahme der Plagioklasekomponenten (Si, Ca, Na, K) zum Ausdruck. Die Komponente Al verzeichnet am Anfang der Veränderung eine kleine Abweichung, anfangs eine Bereicherung, später aber eine ständige Abnahme. Dieser Erscheinung muss in der Zukunft eine erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet werden. Die Umwandlung des Magnetit in Fe-Oxyde ist durch die Veränderung des $Fe^{"}$ in $Fe^{'''}$ und teilweise auch durch die Gehaltserhöhung des $Fe^{'''}$ in Richtung zur Störungszone offenbart.

Bei gleichzeitiger Abnahme der erwähnten Komponenten ist eine sukzessive Zunahme der

H_2O und OH zu verzeichnen, die wahrscheinlich an die neu entstandene isotrope kolomorphe Masse und an Fe- Oxyde gebunden sind.

In den höheren Stadien der Veränderung, d. h. in der nächsten Nähe der Störungszone werden die primären Minerale intensiver durch die isotrope Masse ersetzt. Dabei werden durch diese Masse auch Pyroxene ersetzt, während die kolomorphe Masse eine teilweise Abnahme und die Fe-Oxyde die Gehaltserhöhung verzeichnen (in der Störungszone Ausscheidung in Form von Anköppelungen).

Im Chemismus der Gesteine spiegelt sich diese Erscheinung durch intensivere Abtragung der Komponenten Si, Al, Ca, Na, K, durch langsame und flüssige Abnahme der $Fe^{\cdot\cdot}$ Komponente (wahrscheinlich durch Freiwerden aus den zersetzenden Pyroxenen). Eine sehr intensive Gehaltserhöhung beobachten wir beim $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, H_2O und OH, die wahrscheinlich an die isotrope Gelmasse und Fe-Oxyde gebunden ist. Unwesentliche Abweichungen haben wir bei der Vertretung von Mg, Ti und Mn festgestellt, während P-Gehalt während der ganzen Metamorphose beständig bleibt. Aus Spektralanalysen geht hervor, dass auch bei den Mikrokomponenten keine wesentlichen Veränderungen zustande kamen.

*

Aus dem obenangeführten geht also hervor, dass das Rotwerden des pyroxenischen Andesits durch den Einfluss der Infiltrationslösungen bedingt war, die aus der Umgebung in Richtung zur Störungszone eingedrungen waren.

Dabei müssen wir bemerken, dass es unter der Wirkung zweier genetisch verschiedener Prozesse zum Rotwerden der makroskopisch zwar auffallend ähnlichen, mineralogisch und chemisch aber sehr verschiedenen Andesite kam. Daraus folgt, dass man bei den Terrainarbeiten auch die Genesis der rotwerdenden Andesite berücksichtigen muss.

Eine richtige genetische Beurteilung des Rotwerdens von Andesiten kann als eines der mehreren Merkmale bei der Feststellung des Lavastromrandes benützt werden. Ausserden kann sie auch bei der Unterscheidung des echten pyroklastischen, während der vulkanischen Explosionen entstandenen Materials, vom zerlegten und rotgewordenen Andesit, der in manchen Fällen dem pyroklastischen Material ähnlich erscheint, verwendet werden. Bei der Beurteilung der Fragmente des pyroklastischen Materials unter Berüchsichtigung der Oxydation bei den synvulkanischen Prozessen muss man auch die Tatsache in Erwägung ziehen, dass ein gewisser Teil der Fragmente bei der Explosion durch Zerschlagung des bereits festen Gesteins entstand; ausserdem die Fragmente, die während der Eruption eine glühendflüssige Masse darstellten, mussten nicht in allen Fällen rot werden. Eine gleiche Aufmerksamkeit muss man auch den redeponierten und den sekundär metamorphierten Pyroklastiken widmen.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

IVAN KRYSTEK

NÁVRH KLASIFIKACE TUFŮ A TUFITŮ

V současné době se provádí na řadě pracovišť v ČSSR i v zahraničí intensivní výzkum třetihorních, hlavně neogenních sedimentů, při čemž se v mnohých případech pracovníci setkávají se sedimenty s větší nebo menší složkou vulkanogenního původu. Metodika výzkumu těchto sedimentů je téměř na každém pracovišti jiná a srovnání výsledků dosažených na různých pracovištích je téměř nemožné. Daleko od ideálního stavu je též současná klasifikace tufů a tufitů. Tímto problémem se sice i v nedávné době zabývala řada autorů, avšak v jejich pracech nalezneme klasifikační schemata zabírající obvykle příliš široký okruh pyroklastických hornin, než aby byly kapitoly o tufech a tufitech podrobněji propracovány. Domnívám se, že vhodně zvolená metodika výzkumu dává dostatečné výsledky k velmi přesné klasifikaci těchto sedimentů a to i z hledisek, která byla při většině dosavadních klasifikací opomíjena, ale která při výzkumu širších oblastí s desítkami horizontů těchto sedimentů musíme nutně brát v úvahu.

Nutnost vytvoření přesnější klasifikace ukázala se na našem pracovišti při výzkumu sedimentů Podunajské nížiny, kde se na jedné straně sektáváme s mocnými horizonty tufitů a tufů v její východní a jihovýchodní části v blízkosti vulkanických pohoří a na druhé straně s ojedinělými horizonty tufitů v západní části. Obtíže srovnávání jednotlivých horizontů ve vrtbách ležících i v poměrně nevelké vzdálenosti od sebe jsou tak velké, že bez podrobné a co nejpřesnější klasifikace nemůžeme dostat hodnověrné výsledky. K získání co nejširší srovnávací base ukázalo se nutné zpracovat materiál vrteb i mimo území vlastní Podunajské nížiny, pokud provrtaly souvrství tufy a tufity zvláště bohatá. Často však v těchto případech jde o sedimenty sladkovodní, takže jejich stratigrafická pozice je nejistá. Jediná schůdná cesta v současné době je porovnání s analogickými částmi profilů vrteb, o jejichž stratigrafické pozici není pochyb. I zde se bez přesné klasifikace hornin, vytvořené s ohledem na tyto úkoly, neobejdeme. Tatáž situace je při srovnávání tufitických horizontů na velké vzdálenosti, i když jejich stratigrafické postavení je známé.

Výzkum tufitů a tufů, který má nepochybný význam jak pro studium sedimentace v pánvích, tak ve vlastních vulkanických pohořích přinese výsledky jen

v tom případě, bude-li zpracováno velké množství materiálu. Možnosti jednotlivých pracovníků jsou vždy omezené a mohou přinést jen dílčí výsledky. Celkový obraz získáme však na základě těchto dílčích výsledků jen tehdy, sjednotí-li jednotliví pracovníci pracovní metodiku alespoň v těch základních bodech, které by umožnily podrobnou a spolehlivou klasifikaci. Předkládaný návrh klasifikace a připomínky k metodice vycházejí ze zkušeností získaných na našem pracovišti.

*

Nejúplnější přehled klasifikace pyroklastik podle různých autorů, doplněný vlastním návrhem, podala v poslední době E. Karolusová ve své práci Príspevok k problematike pyroklastík (1958). Autorka zde rozdělila pyroklastické horniny na tři větší skupiny podle povahy tmele. Druhá a třetí skupina má jako tmel popel, třetí případně i nevulkanický sediment. Druhá skupina, obsahující 100 % vulkanogenního materiálu, zahrnuje tufy, třetí s obsahem nevulkanického materiálu, tufity. Velmi správné se mi zdá rozdělení tufů a tufitů podle přítomnosti nebo nepřítomnosti nevulkanické příměsi, neboť se tím odstraní některé nejasnosti, kterým se nevyhneme při používání klasifikace Švecovovy, Ruchinovy nebo Kirkinské. Dalším přínosem návrhu E. Karolusové je rozdělení tufů a tufitů na podskupiny s materiálem allochtonním a autochtonním.

Jak vyplývá z tabulky, jsou jednotlivé typy tufů a tufitů označované např. jako tuf nebo tufit *brokový, lapillový, pískovcový* a pod., takovými horninami, v nichž je vulkanogenní materiál určité velikosti (např. 1—10 mm) stmelen vulkanickým popelem, případně nevulkanickým materiálem. Z tabulky ani z textu však není jasné, za jakého poměru jednotlivých složek horninám uvedené názvy přísluší a jak je třeba klasifikovat horniny smíšené, složené z několika složek. Právě tak není jasné z tabulky ani z textu, do jakého množství nevulkanického materiálu můžeme užít názvu tufit.

Pokud jsou tufy a tufity dostatečně rozdružitelné, dávají nám granulometrické analysy často velmi cenné a zajímavé výsledky. Není však možné spojit terminologii běžně používanou pro nevulkanické sedimenty s terminologií, jak ji např. uvádí E. Karolusová ve svém návrhu, poněvadž obojí jsou stanoveny pro jiné zrnitostní frakce a názvy jsou v obou případech vžité. Podle tabulky v uvedené práci se sice zdánlivě kryjí termíny popel — jíl, broky — písek atd., ve skutečnosti jsou zde však zásadní rozdíly. Nejlépe je to vidět u nejjemnější frakce. Autorka dává zrnitostní frakci 1—0,1 mm a menší názvy *popel* a *prach*, čemuž má odpovídat jíl ve spodní části tabulky. Běžně se však užívá názvu jíl pouze pro frakci 0,01 mm a do autorčiny frakce s horní hranicí 1 mm spadá tedy ještě silt — prach, zrnitostní frakce 0,01—0,1 mm a částečně i písek, pro nějž jsou stanoveny hranice 0,1—0,2 mm. Podobné těžkosti jsou i u další frakce. Vzhledem k tomu, že názvy vulkanonogické terminologie nelze sladit s názvy užívanými v sedimentární petrografii, domnívám se, že by bylo vhodné, termíny uvedené

v tabulce E. Karolusové pro autochtonní vulkanický materiál zachovat zásadně pro makroskopické popisy s tím, že se název tufů nebo tufitů bude řídit podle nejhojněji zastoupených komponent (viz příklad).

Při makroskopickém popisu tufů a tufitů s materiálem allochtonním je však třeba zachovat zásady běžné při popisu normálních sedimentárních hornin, to znamená používat některých dalších termínů kromě *jíl, písek* a *štěrk*, např. *jemně — hrubě písčitý* a podobně. V případě, že zpracováváme tufy nebo tufity také laboratorně, pak užijeme téže klasifikace jako pro normální sedimenty. Bez laboratorního zpracování se neobejdeme, cheme-li odlišit subakvální tufy od tufitů, poněvadž makroskopicky není možno poznat, má-li hornina nevulkanickou příměs. Množství nevulkanické příměsi můžeme zjistit buďto mikroskopickou kontrolou zrnitostních frakcí (pokud ovšem nepoužíváme hustoměrné metody), nebo přesněji analysami lehkých minerálů nejméně dvou obvykle nejhojnějších frakcí 0,05 (0,06) —0,25 mm a 0,25—0,50 mm (zde si všímám právě tak jako v dalším textu pouze jemnějších typů sedimentů, avšak i u hrubších je třeba si všímat i tmele). Analysy těžkých minerálů mohou tyto údaje doplnit, často je však množství těžkých minerálů zanedbatelně malé. Máme pak možnost rozlišit uvnitř tufitů (ve smyslu E. Karolusové) několik typů podle zastoupení nevulkanické složky, což nám usnadní některé úvahy obzvláště při studiu rozšíření určitých typů vulkanogenního materiálu v pánevních oblastech. Na rozdíl od některých autorů (např. Ruchina, Švecova) navrhuji následující rozdělení, které je bližší sedimentárně-petrografickému způsobu klasifikace a kromě toho je ho možno spojit s klasifikací provedenou na základě granulometrických, případně i kalcimetrických analys.

Obsah vulkanické složky			
< 10 %	10—30 %	30—50 %	50 < 100 %
slabě tufitický sediment	tufitický sediment	silně tufitický sediment	tufit

Příklad klasifikace: *silně tufitický siltolutitový arenit slabě slínitý.*

Další příklady: tuf — arenit,
tufit — arenito-siltový lutit silně slínitý.

Žádná z dosavadních klasifikací tufů a tufitů nevšímá si podrobněji mineralogického složení těchto sedimentů. Obvykle bývají tyto horniny rozdělovány pouze podle hrubě určených typů hornin, jimž přísluší, např. rhyolitový tufit, tuf pyroxenického andezitu a podobně. S tímto stavem zdaleka nevystačíme v případě, že máme srovnávat více tufitických horizontů zastižených několika vrtbami. Tato práce vyžaduje bezpodmínečně podrobnější dělení. Podle našich zkušeností je v tomto případě možno vycházet pouze z analys těžkých a lehkých minerálů, po-

něvadž studiem výbrusů, jak již jsem na to upozorňoval (1958), nemůžeme zjistit skutečný poměr jednotlivých vulkanogenních minerálů, na němž tato klasifikace musí být založena. Vulkanogenní minerály jsou v tufech a tufitech zastoupeny nejvíce ve frakci 0,05—0,25 mm, případně ve frakci 0,25—0,50 mm. Pod hranicí 0,05 (0,06) mm (spodní hranice zrna při dekantaci nebo plavení na mlynářském hedvábí) se prakticky minerály vulkanického původu vůbec nevyskytují a ve většině vzorků nejsou přítomny ani nad hranicí 0,50 mm. Tam, kde se přece jen vyskytnou, je vhodné je zahrnout do jedné frakce, kterou pak označíme > 0,25 mm.* Na základě analys těžkých a lehkých minerálů těchto dvou frakcí navrhuji následující klasifikaci tufů a tufitů a postup jejího provádění. Přesná klasifikace na základě mineralogického složení má význam ovšem jen v případě, že jde o materiál autochtonní. U allochtonního materiálu nemůžeme nikdy vyloučit smíšené asociace minerálů.

1. Provedeme analysy lehkých a těžkých minerálů frakcí 0,05 (0,06) až 0,25 mm a > 0,25 mm.

2. Přepočet na procenta provedeme následovně:

a) l e h k á f r a k c e: u tufů, pokud nebyly druhotně prokřemeněny nebo kalcifikovány, vypočítáváme % z celé lehké frakce. V druhém případě nezahrneme do počtu nově vzniklé minerály. U tufitů počítáme procenta pouze ze součástek vulkanogenního původu, při čemž všechny živce, pokud nelze bezpečně prokázat jejich původ, počítáme k vulkanogenní složce. Vyloučíme tedy nižší modifikaci křemene, kalcit, mikrofosilie a podobně.

b) t ě ž k á f r a k c e: Vypočítáváme procentuální poměr pouze tmavých minerálů vulkanického původu. Vyloučíme tedy z počtu i prokazatelně vulkanogenní minerály jako je apatit, zirkon a minerály rudní, které by nám v mnohých případech zkreslily skutečný poměr tmavých minerálů. Počítáme tedy pouze amfibol, pyroxeny (zvlášť podle druhů) a biotit. Výpočet procent uvádíme jen v tom případě, je-li počet těchto minerálů větší než 100 kusů v jedné frakci.

* Analysy těžkých a lehkých minerálů bývají pokládány za zdlouhavé a velmi pracné. Na našem pracovišti se osvědčila jako rychlá a dostatečně přesná zkrácená metoda: Po separaci nezaléváme minerály do kanadského balsámu. Určování provádíme tak, že na podložní sklíčko nasypeme minerály v množství 500—800 zrn (pokud jsou k dispozici — jinak všechna). Z množství asi 100—200 zrn vypočteme % rudních a slídových minerálů průsvitných TM jako celku. Pak zalejeme celé množství kapkou acetylentetrabromidu a spolu s minerály rozmažeme po sklíčku na plochu asi 1×3 cm. Přidáme acetylentetrabromid, aby pokrýval zrna a počítáme zrna pouze průsvitných těžkých minerálů bodovou metodou, to znamená vždy všechna zrna v zorném poli mikroskopu, kolem zvoleného typicky vyvinutého nebo jinak charakteristického minerálu. Počínáme si tak, aby zorná pole pokryla plochu s TM pokud možno rovnoměrně. Počítání provádíme jen potud, pokud nemáme dostatečný počet zrn ku kvantitativnímu hodnocení. Procento rud a slíd upravíme pak podle počtu spočítaných průsvitných TM, na základě počátečního výpočtu.

Analysu lehkých minerálů je možno podstatně zrychlit počítáním LM na kovové misce rozdělené na čtvercová pole, jaké užívají mikropaleontologové.

3. Podle počtu minerálů zhodnotíme frakce na bohaté, středně bohaté a chudé podle následujícího klíče:

bohatá	*středně bohatá*	*chudá*
více než 300 vulkanogenních minerálů v lehké frakci, tmavých minerálů v těžke frakci	100—300 minerálů z normální běžné navážky na separaci	méně než 100 minerálů

Toto rozdělení má pak vliv při vlastní klasifikaci. V prvním případě je přebytek, v druhém dostatek, ve třetím nedostatek minerálů ke kvantitatívnímu hodnocení.

Po těchto přípravných pracech je možno přistoupit k vlastní klasifikaci.

I. Tufy a tufity andesitů

Při klasifikaci andesitových tufů, tufitů a andesitů vycházíme z procentuálního zastoupení tmavých minerálů v těžkých frakcích a to tak, že minerály přítomné v množství nad 30 % dáváme do hlavního názvu, pod 30 % do vedlejšího a to vždy v pořadí podle zastoupení.

Příklad: analysou zjištěno: 50 % hypersthenu; 33 % amfibolu; 12 % augitu; 5 % biotitu. Klasifikace: *tuf (tufit) hypersthenicko-amfibolického andesitu s augitem a biotitem.* V případě zastoupení tří minerálů nad 30 % navrhují název např.: *tufit amfibol-hypersthen-augitického andesitu.*

Takto postupujeme, jestliže jsme zjistili shodu v kvantitatívních poměrech minerálů v obou analysovaných frakcích, anebo je-li jedna frakce chudá, i při neshodě. Neshoduje-li se poměr minerálů obou frakcí a jsou-li obě frakce středně bohaté nebo bohaté, upravujeme klasifikaci podle poměrů ve frakci 0,25 mm.

Příklad. Aanlysami zjištěno:

minerál:	% ve frakci 0,05—0,25 mm	% ve frakci < 0,25 mm
hypersthen	60	30
amfibol	30	60
augit	5	10
biotit	5	—
	100 %	100 %

Klasifikace: *tuf amfibolicko-hyperstenického andesitu s augitem a biotitem.*

Stejným způsobem postupujeme i u sedimentů s menším množstvím vulkanogenní příměsi, které jsme označili podle výše uvedeného hodnocení jako tufitické

sedimenty nebo slabě tufitické sedimenty, pokud ovšem mají alespoň jednu frakci bohatou nebo středně bohatou tmavými minerály vulkanogenního původu. Klasifikujeme tedy jen jejich vulkanogenní složku a tu označíme v každém případě jako tufit.

Pokud bychom chtěli z nějakého důvodu pro doplnění uvést klasifikaci takového andesitového tufu nebo tufitu, který nemá v žádné z obou frakcí dostatek minerálů ke kvantitativnímu hodnocení, pak je třeba tuto skutečnost zdůraznit otazníkem za klasifikací.

II. Tufy a tufity kyselých efusiv

Přesné klasifikační schema v tomto případě nelze určit. Značná část kyselého vulkanického materiálu je velmi snadno eolicky transportovatelná a během transportu nastává silná „mechanická diferenciace", působící značné změny ve složení materiálu transportovaného na větší vzdálenost. Ze snadné transportovatelnosti vyplývají na druhé straně některé skutečnosti, které působí naopak kladně při sledování rozšíření produktů kyselého vulkanismu. Tento materiál bývá rozšířen na daleko větších plochách a jeho horizonty bývají stálejší, nežli tomu bývá u produktů andesitového vulkanismu (viz rozšíření a mocnosti spodnotortonských rhyolitových tufitů ve vněkarpatské neogenní pánvi na Moravě a přilehlém území Rakouska a Polska). Tufy a tufity kyselých efusiv se vyznačují přítomností kyselého vulkanického skla, vyšší modifikace křemene, plagioklasu příslušné basicity, případně sanidinu v lehké frakci, menšího množství amfibolu a pyroxenu (případně i chybí) a obvykle většího množství čerstvého, často idiomorfního biotitu v těžké frakci. Při klasifikaci si všímáme poměru těchto součástek se zřetelem na možnosti „mechanické diferenciace" při transportu. Zde nám většinou jako kritérium dobře poslouží množství přítomného živce, který v materiálu „nediferenciovaném" bývá přítomen ve značném množství.

Indexy vulkanického skla, basicita živců a u tufů i chemická analysa mohou mít rozhodující vliv na klasifikaci. Srovnáváme-li horizonty kyselých tufů a tufitů z více lokalit, je vhodné všímat si též inklusí v biotitu a charakteru inklusí v β-křemeni. Inkluse v biotitu tvoří nejčastěji apatit nebo zirkon, obyčejně však jenom jeden z těchto minerálů ve větším množství, takže analysa těžkých minerálů jemnějších frakcí (inkluse z biotitu obvykle vypadávají) nebo studium biotitů samých rozřeší někdy snadno otázku identity kyselého materiálu dvou vzdálených lokalit.

Podobně je tomu u β-křemene, který bývá v některých případech plný inklusí a plynových bublin, jindy bývá prakticky zcela bez nich. Je-li přítomno ve vzorku kromě kyselého skla nebo β-křemene také větší množství amfibolu a pyroxenu, je třeba před zařazením k rhyodacitům nebo dacitům důkladně uvážit, nejde-li o materiál smíšený. Pomůže zde často (kromě zjištění basicity živců) prohlídka nejhrubších frakcí, kde můžeme pozorovat někdy původní agregáty vulkanického

materiálu, v nichž bývají tmavé minerály sdruženy se světlými, nebo pak studium výbrusů, průběh granulometrické křivky a podobně.

Klasifikaci materiálu vulkanogenního původu v tufech a tufitech je vhodné doplnit ještě z dalšího hlediska — podle charakteru agregátního složení pyroklastických částic. Tento způsob klasifikace se používá hlavně při studiu výbrusů ve spojení se strukturou, ale je ho možno provést i ze studia lehkých a těžkých minerálů: tuf — tufit *vitroklastický, krystaloklastický, lithoklastický, smíšený.*

Celkový způsob klasifikace tufů a tufitů vyplyne nejlépe z uvedeného příkladu:

Příklad klasifikace:

1. *Makroskopický popis:* Světlešedý slabě nazelenalý popelový tufit s hojnými broky andesitu.

Výsledky laboratorního výzkumu:

a) granulometrická analysa:

arenit (písek, psammit, frakce nad 0,1 mm)	88,2 %	0,1—0,01 mm)	6,1 %
silt (prach, aleurit, frakce		lutit (jíl, pelit, frakce < 0,01 mm)	5,7 %

b) kalci- a dolomimetrická analysa:

Kalcit	5,50 %,
dolomit	1,20 %

c) analysy lehkých minerálů:

Frakce 0,05—0,25 mm %		Frakce > 0,25 mm %	
úlomky sklovité zákl. hmoty	34	živec	64
živec	48	agregáty zákl. hmoty	30
křemen α	8	křemen α	4
kalcit	4	úlomky makrofosílií	1
glaukonit	3	glaukonit	1
mikrofosilie	3		
	100 %		100 %

d) analysy těžkých minerálů:

Frakce 0,05—0,25 mm %			Frakce > 0,25 mm %		
hypersthen	42	47,8	hypersthen	28	28,3
amfibol	29	32,9	amfibol	48	48,5
diopsidaugit	12	13,6	diopsidaugit	18	18,2
biotit	5	5,7	biotit	5	5,0
zirkon	2		granát	0,5	
apatit	5		disthen	0,5	
granát	4				
staurolit	0,5				
disthen	0,5				
epidot	+				
	100 %	100 %		100 %	100 %
magnetit	+		pyrit	+	
ilmenit	+				
pyrit	+				

Frakce bohatá vulkanickými těžkými minerály

Frakce středně bohatá vulkanickými těžkými minerály.

Klasifikace:

1. Na základě granulometrických analys a analys kalci- a dolomimetrických:
   tufit — arenit slabě slínitý (název lze upravit podle používané terminologie na pracovišti — jednotná terminologie v ČSSR není zatím vytvořena).
2. Mineralogická klasifikace:
   tufit amfibolicko-hypersthenického andesitu s diopsidaugitem a biotitem.
3. Klasifikace podle agregátního složení pyroklastických částic:
   krystaloklastický tufit (může nahradit uvedení typů struktury dle výbrusů).

Závěr

V předloženém návrhu chtěl jsem poukázat na některé nedostatky v klasifikaci tufů a tufitů a na nutnost zpřesnění klasifikace a sjednocení metodiky zpracovávání těchto sedimentů, což je nevyhnutelné, má-li prováděný výzkum přinést výsledky většího významu a širší platnosti. Návrh se snaží odstranit některé těžkosti, na které narážíme při výzkumu sedimentů Podunajské nížiny a přilehlých oblastí. Nezabýval jsem se zde otázkou srovnávání mineralogického složení tufů a tufitů s efusivy, ke kterým geneticky náležejí, i když je to rovněž otázka aktuální. V současné době se dá bohužel jen konstatovat, že takové srovnávání je zcela nemožné, poněvadž efusiva jsou zásadně studována jen ve výbrusech. Nepřesnost tohoto výzkumu je možno prokázat na desítkách příkladů, ovšem pokud bude metoda analysy těžkých minerálů pokládána za čistě sedimentárně-petrografickou, není možno očekávat v tomto směru podstatnějších změn.

V Brně dne 23. II. 1960.

Výzkumný ústav Čs. naftových dolů
v Brně

LITERATURA

[1] Kirkinskaja V. N.: Pyroklastické horniny. In: Spravočnoje rukovodstvo po petrografii osadočnych porod, Tom II, Leningrad 1958. Redakce Ruchin, Serdjučenko, Tatarskij, Kalinko, Rebgarten. — [2] Karolusová E.: Príspevok k problematike pyroklastík. Geologické práce, Zošit 49, Bratislava 1958. (Zde další literatura.)

PAULINA SNOPKOVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM NEOGÉNNYCH SEDIMENTOV Z OKOLIA ŠTÚROVA, NOVÝCH ZÁMKOV A POVAŽIA

Úvod

Roku 1958 som začala vykonávať palynologický výskum neogénnych sedimentov medzi dolným tokom rieky Hrona a Ipľa; súčasne som palynologicky spracovala niektoré lokality zo stredného Považia. Práca bola zameraná na to, aby sa mohli stanoviť predbežné peľové spektrá jednotlivých neogénnych stupňov (od akvitánu po panón) v týchto oblastiach. Palynologické vyhodnotenie som vyhotovila najmä z lokalít, ktoré boli už skôr geologicky spracované a faunisticky dokázané. Takýto postup práce bolo potrebné voliť preto, aby sa palynológia mohla použiť ako jedna z metód v takých prípadoch, kde je nedostatok iných organických zvyškov (vnútorné sladkovodné panvy).

Práca podáva predbežné peľové spektrá jednotlivých neogénnych stupňov a poukazuje na odlišnosť klimatických a ekologických pomerov, ktoré sa dali zrekonštruovať zo získaných rastlinných spoločenstiev. Výsledky našich prác porovnávame s palynologickými prácami z blízkych území.

Na tomto mieste ďakujem dr. Senešovi a dr. Budayovi za poskytnutie vzoriek a za oboznámenie s terénom, ako aj dr. B. Pacltovej za cenné pripomienky a prečítanie práce.

Popis lokalít palynologicky spracovaných

Geológiou územia, rozprestierajúceho sa medzi dolným tokom Hrona a Ipľa v Podunajskej nížine sa dlhšie roky zaoberal S e n e š (1949, 1957—59, 1960). Peľovú analýzu z tohto územia sme vyhotovili väčšinou z vrtných jadier, a to z vrtov Sš-8 (Kováčov, akvitán), Sš-1, 5, 7, 9 (Malá nad Hronom, Chľaba, Sálka — tortón) a Sš-11 (Kameniská Pusta — panón). Vrstvy burdigalu a helvétu v tomto území neboli geologicky zistené, kým na území Maďarska a na SV k Modrému Kameňu sú vyvinuté. S e n e š (1959) a ďalší autori uvádzajú, že

sedimenty burdigalu a helvetu sa zachovali v hĺbke v severnejších oblastiach skúmaného územia. Lokalizácia vrtov a odkryvov je na obr. 1.

Geológiou územia na strednom Považí sa zaoberali Buday (1955) a Buday — Cicha (1956). Z tohto územia boli palynologicky spracované povrchové vzorky z odkryvov lokalít Sverepec (lok. 27), Krajné (lok. 72), Podkylava (lok. 86) a Vaďovce (lok. 9), ktoré na základe zoopaleontológie priradili Buday—Cicha (1956) k spodnému burdigalu. Lokalizácia vrtov a odkryvov je uvedená na obr. 2, 3.

Petrografická charakteristika vzoriek a metodika práce

Materiál spracovaných vzoriek nebol rovnakej petrografickej povahy. Vzorky z akvitánskeho súvrstvia (vrt Sš-8 Kováčov) pochádzali väčšinou z jemne piesčitých slieňov s vložkami pieskov a rozpadavých pieskovcov, s preuhoľnatenými rastlinnými zvyškami, z tortónskeho súvrstvia (vrty Sš-1, 5, 7, 9) zo šedých veľmi jemných sľudnatých, silne piesčitých slieňov. Vzorky z panónu (vrt Sš-11) boli odobrané väčšinou zo zemitého lignitu. Odkryvové vzorky z Považia boli zložené zo žltopiesčitých slienitých ílov. Podľa petrografického zloženia hornín bola volená aj laboratórna metóda. Piesčito-ílovitý a ílovitý materiál bol spracovaný kyselinou fluorovodíkovou; na odstránenie anorganických súčastí sa použila jednak HF, jednak ťažká kvapalina $ZnCl_2$. Vzorky zo zemitého lignitu sme spracovali metódou peroxydu vodíka s použitím ťažkej kvapaliny $ZnCl_2$, pretože lignit obsahoval veľa anorganických prímesí.

Materiál vo vzorkách bol pomerne bohatý na sporomorfy, okrem odkryvových vzoriek zo súvrstvia helvetu (stredné Považie, lokality Šterusy a Lúka) a sarmatu (vrt Sš-6, Malá n/Hr.), ktoré dali veľmi neúplný obraz o rastlinných spoločenstvách, takže sa výsledky nemohli zatiaľ použiť pre celkovú charakteristiku ekologických a klimatických pomerov. Pri určovaní sme sporomorfy radili do prirodzeného, alebo umelého systému Thomson P. W. — Pflug a H. (1953). Na obr. 4, 5 sú priemerné percentuálne vyčíslenia spór a peľových zŕn, vyskytujúcich sa od najspodnejších vrstiev (akvitán, burdigal) po najvrchnejšie (tortón, panón). Pri palynologickom vyhodnocovaní, keďže ide o faciálne približne rovnaké sedimenty (morské sedimenty), sa berú do úvahy allochtónne rastlinné spoločenstvá. Jedine z panónskych sedimentov boli odobrané vzorky z lignitových, teda faciálne odlišných sedimentov, takže tu môžeme uvažovať hlavne o autochtónnom rastlinnom spoločenstve.

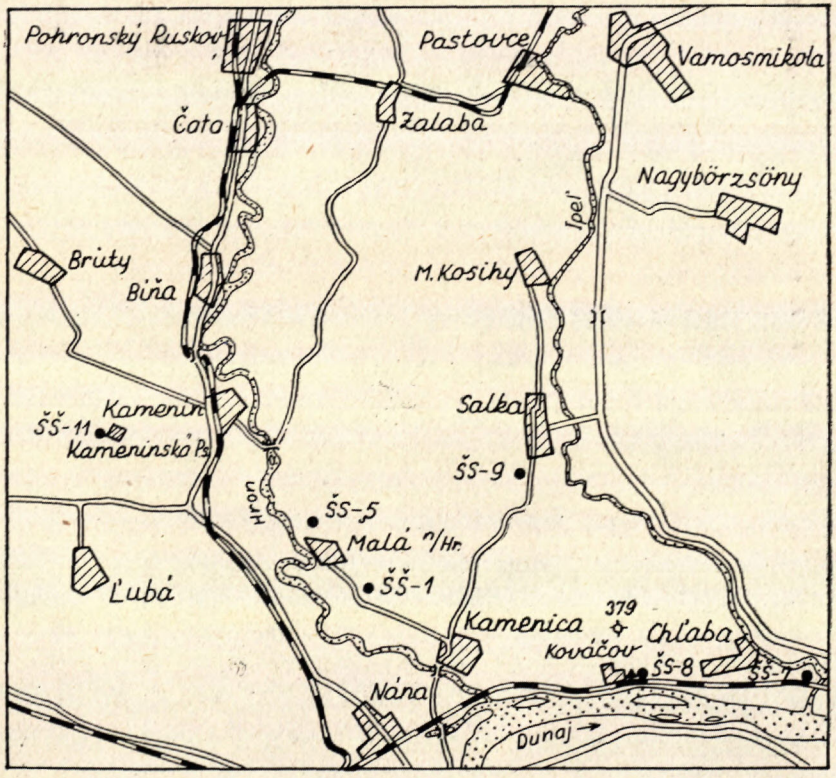
Vzorky sa vyhodnocovali kvalitatívne i kvantitatívne. Pri kvantitatívnom vyhodnotení peľových zŕn sa brali do úvahy nevýhody, ktoré vyplývajú z nerovnomernej produkcie peľových zŕn u jednotlivých rastlinných typov, z rôznej konzervačnej schopnosti a z nerovnakého transportu.

Palynologická charakteristika

Lokalita Kováčov, vrt Sš-8 — akvitán (S e n e š 1958)

Toto súvrstvie sa vyznačuje prevládaním peľových zŕn krytosemenných rastlín nad nahosemennými. Pomerne hojne sa vyskytujú aj spóry výtrusných rastlín. Z krytosemenných rastlín majú prevahu najmä tieto rody, čeľade a skupiny: *Engelhardtia, Carya, Alnus,* cf. *Castanea* (*Tricolporopollenites cingulum* R. P o t.), *Quercus* (*Tricolpopollenites asper* R. P o t. a *Tricolpopollenites henrici* R. P o t.), *Cupuliferae* (*Tricolpopollenites microhenrici* R. P o t.), *Myricaceae, Nyssaceae, Symplocaceae* a cf. *Sabal* (*Monocolpopollenites areolatus* R. P o t.). Ojedinelý výskyt bol pozorovaný u peľových zŕn čeľade *Lauraceae, Sapotaceae, Aquifoliaceae* (*Tricolporopollenites margaritatus* R. P o t.), rodu *Rhus* (*Tricolporopollenites pseudocingulum* R. P o t.), *Cyrilla* (*Tricolporopollenites megaexactus* R. P o t.), *Pterocarya, Betula, Carpinus* a *Tilia.*

Konifery zastupujú v peľovom spektre akvitánskeho súvrstvia borovice, reprezentované typmi *Pinus Diploxylon* a *Haploxylon.* Ďalej z konifer so vzdušnými



O b r. 1. Lokalizácia palynologicky vyhodnotených vrtov

vakmi je hojný cf. *Cedrus*, menej rody *Podocarpus* a cf. *Abies*. Z bezkrídlych peľových zŕn ihličnatých rastlín prevládajú *Taxodiaceae* (*Inaperturopollenites dubius* R. Pot.), *Taxodium* a cf. *Gingko*. Ojedinele sa vyskytujú peľové zrná *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*, *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*, rodu *Sciadopitys* a cf. *Glyptostrobus*.

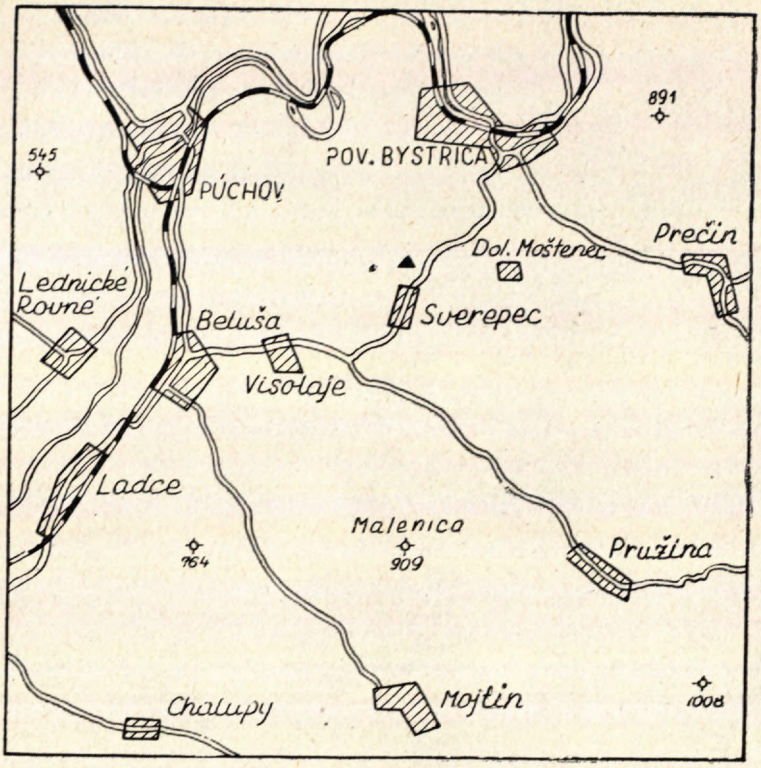
Výtrusné rastliny v tomto súvrství charakterizujú spóry rodu *Lygodium* a spóry, patriace umelej skupine *Cingulatisporites*, ktorých botanická príslušnosť zatiaľ nie je známa. Menej sa vyskytujú spóry z čeľade *Polypodiaceae* (*Laevigatisporites neddeni* R. Pot. a *Laevigetosporites hardti* R. Pot.), ďalej rod *Osmunda*, *Lycopodium*, *Concavisporites* sp. a *Divissisporites* sp.

Na základe uvedených rastlinných spoločenstiev predpokladáme, že v akvitáne rástli listnaté lesy s hojným výskytom ihličnatých, podmieneným skôr konfiguráciou terénu. Papraďorasty tvorili pravdepodobne podrast zmiešaných listnatých lesov. Počas sedimentácie týchto vrstiev bolo subtropické podnebie, na čo poukazuje pomerne hojný výskyt peľových zŕn subtropických rodov a čeľadí, ako: *Lygodium*, palma *Sabal*, *Engelhardtia*, *Lauraceae*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, *Podocarpus* a cf. *Ginkgo*. Pozoruhodný je v tomto súvrství ojedinelý výskyt starotretohorných trojuholníkovitých peľových zŕn, ktoré nemeckí autori Thomson a Pflug (1953) radia k umelej skupine *Extratriporopollenites* a Pflug (1953) ich nazval *Normapolles*. Z palynologicky spracovaných spodnomiocénnych súvrství sa neuvádzajú tieto staršie formy (Pacltová 1958; Doktorowicz—Hrebnická 1957; Thomson & Pflug 1953; Potonie 1951; Thiergart 1951; Planderová 1959 a iní). Nie je vylúčené, že spomínané peľové zrná sa dostali do skúmaných sedimentov preplavením zo starších vrstiev.

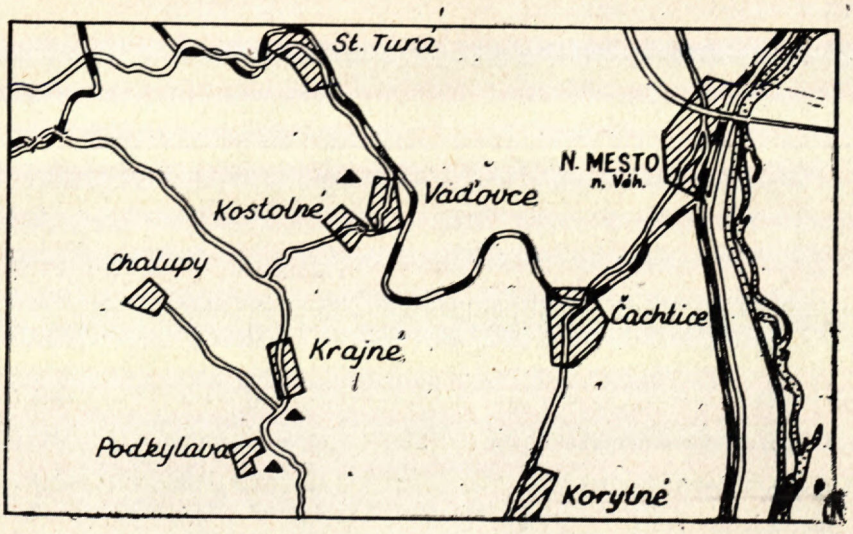
Lokalita Sverepec, Vadovce, Krajné a Podkylava — spodný burdigal
(Buday—Cicha 1956)

Zo vzoriek uvedených lokalít môžeme usudzovať na nasledujúci charakter rastlinných spoločenstiev: Podobne ako v akvitánskom súvrství i v peľovom spektre spodného burdigalu pozorujeme prevahu peľových zŕn krytosemenných rastlín nad nahosemennými. Krytosemenné rastliny sú reprezentované skoro tými istými zástupcami ako v akvitáne. Hojnejšie sú tu však zastúpené peľové zrná čeľade *Myricaceae*, *Sapotaceae*, rodov *Rhus* (*Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot.), *Fagus*, *Sciadopitys*, spór čeľade *Polypodiaceae*, rodov *Lycopodium* a *Triplanosporites*. V burdigalskom súvrství týchto lokalít sa nenašli zrná čeľade *Symplocaceae*, *Lauraceae* a zo spór *Cingulatisporites* sp.

Z porovnania peľových spektier akvitánu a spodného burdigalu vyplýva, že rastlinné spoločenstvá majú približne rovnaký charakter; prvky, ktoré by poukazovali na ochladenie, prakticky nenachádzame. Rozdiely v zastúpení rastlinných



Obr. 2. Lokalizácia odkryvu Sverepec



Obr. 3. Lokalizácia odkryvov z Považia

prvkov vyplynuli pravdepodobne z rozdielnych ekologických podmienok pri sedimentácii oboch skúmaných vrstiev. Ide teda aj v burdigale o zmiešané lesy s prevahou listnatých, ktoré sú obohatené, poprípade ochudobnené o prvky, ktoré sme vyššie spomenuli. Charakter rastlinných spoločenstiev poukazuje tiež na subtropickú, vlhkú klímu.

Lokality Malá nad Hronom, vrt Sš-1, 5, Chľaba, vrt Sš-7 a Sálka, vrt Sš-9 — tortón (Seneš 1958)

V peľových spektrách tortónskeho súvrstvia prevládajú peľové zrná ihličnatých rastlín nad krytosemennými na rozdiel od peľových spektier spodnomiocénnych (akvitán, burdigal). Z ihličnatých rastlín sú značne rozšírené peľové zrná so vzdušnými vakmi, najmä borovice, a to *Pinus* typ *Diploxylon* a *Haploxylon*, ďalej peľové zrná rodov *Abies* a *Tsuga* (*Tsuga canadensis* typ *Rudolph*, *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*), ktoré sa v spodnom miocéne objavili len ojedinele. Aj peľových zŕn vlhkomilných rodov a čeľadí (*Taxodiaceae*, *Alnus*) v porovnaní so spodnomiocénnymi peľovými spektrami pribúda. Z krytosemenných rastlín sú najviac rozšírené *Carya* sp., *Nyssaceae*, *Myricaceae*, *Alnus* sp., rôzne druhy rodu *Quercus*, *Fagus*, cf. *Castanea*. Percentuálne viac sa objavujú peľové zrná rodu *Juglans*. Oproti spodnomiocénnym peľovým spektrám v menšej miere sú zastúpené peľové zrná *Tricolpopollenites henrici* R. Pot., *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot. a rod *Engelhardtia*, podobne ako teplomilné rastlinné prvky (*Sapotaceae*, palma *Sabal*); nenašli sa peľové zrná z čeľade *Gingkoaceae*, *Symplocaceae* a *Lauraceae*. Z výtrusných rastlín sú najviac rozšírené spóry čeľade *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti* R. Pot. a *Laevigatisporites neddeni* R. Pot.). Spóry teplomilných papraďorastov sa vyskytujú len v nepatrnom množstve, a to *Lygodium*, spóry umelej skupiny *Cingulatisporites* a *Divissisporites*.

V tortóne peľové spektrá pokazujú nielen na ekologické zmeny, ale i na celkové mierne ochladenie klímy. Prejavilo sa to hlavne percentuálnym poklesom teplomilných rodov a čeľadí, v spodnom miocéne pomerne hodne rozšírených (čeľaď *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Lauraceae*, *Liquidambar*, palma *Sabal*, *Lygodium* a *Cingulatisporites* sp.) a pribúdaním rastlinných prvkov, typických pre miernu klímu (rody *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Ericaceae* a pod.). Z celkového charakteru rastlinných spoločenstiev i z menšieho zastúpenia teplomilných prvkov (v porovnaní s akvitánom a burdigalom) môžeme predpokladať, že podnebie bolo subtropické, no už s rastlinnými prvkami mierneho podnebia.

Lokalita Kameniská Pusta, vrt SŠ-11 — panón (Seneš 1958)

V tomto súvrství sú hojné peľové zrná ihličnatých rastlín. Prevládajú peľové zrná bez vzdušných vakov z čeľade *Taxodiaceae*, rod *Taxodium*, ďalej peľové zrná borovíc, najmä *Pinus* typ *Diploxylon*. Oproti spodnému miocénu badať pokles

peľových zŕn *Pinus* typ *Haploxylon* a prírastok *Pinus* typ *Diploxylon*. Hojne sú rozšírené typické pliocénne rody a druhy, ako *Abies, Picea, Cedrus, Tsuga canadensis* typ *Rudolph* a *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*. Listnaté dreviny sú reprezentované rodmi, ktoré teraz rastú v miernom pásme strednej Európy; sú to najmä rody *Alnus, Betula, Ulmus, Tilia, Carpinus, Quercus, Fagus*. Z nestromových rastlín pribúdajú v peľových spektrách panónu peľové zrná čeľade *Ericaceae, Graminae* a *Asteraceae*. Tricolpátne a tricolporátne peľové zrná sú zastúpené formami *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. (cf. *Castanea*), *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot. (cf. *Rhus*) a *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. *(Nyssaceae)*. Ubúdajú však niektoré rastlinné prvky, ktoré sa v tortóne ešte pomerne dosť hojne vyskytujú *(Aquifoliaceae, Engelhardtia, Liquidambar*, cf. *Podocarpus, Myricaceae)*. Úplne vymizli peľové zrná charakteristické pre spodný miocén, a to čeľade *Symplocaceae, Sapotaceae*, rodu *Lygodium* a *Cingulatisporites* sp. Výtrusné rastliny sú zastúpené najmä čeľaďou *Polypodiaceae* a rodom *Sphagnum*.

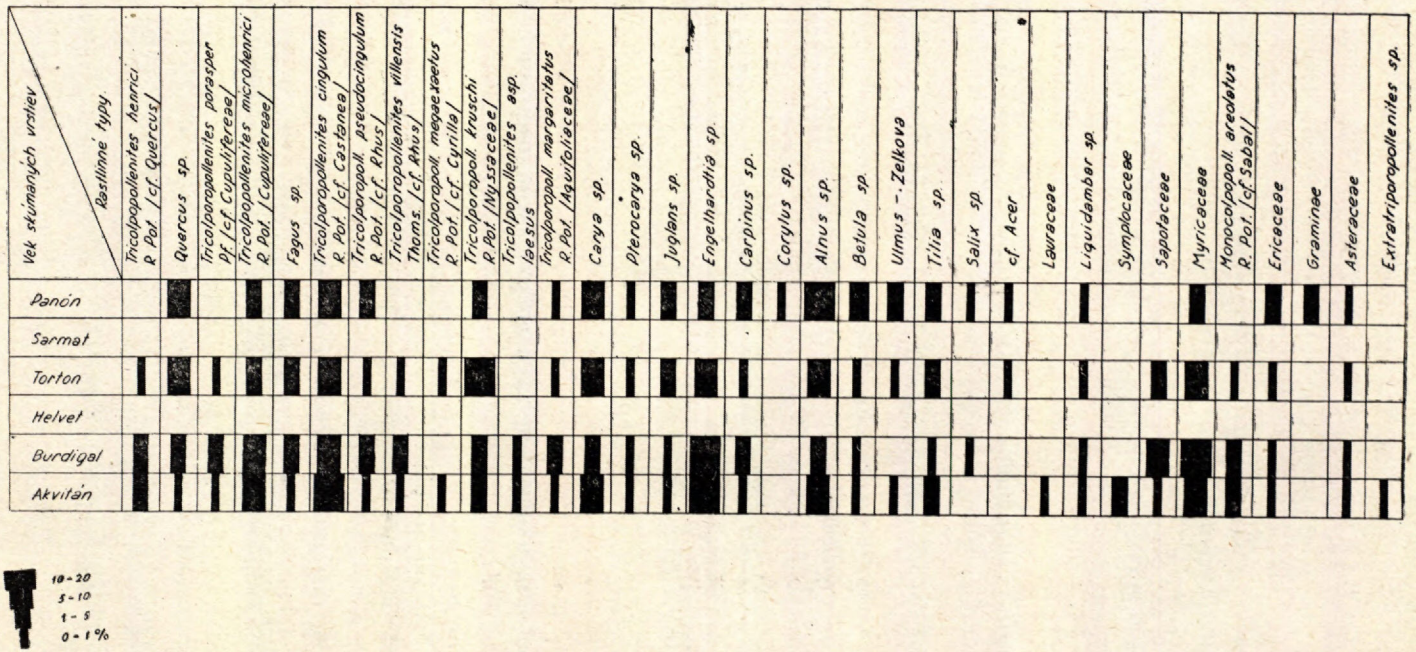
Z uvedených rastlinných spoločenstiev usudzujeme na ďalšie mierne ochladenie oproti tortónu. Prevládajú rastlinné prvky mierneho pásma *(Alnus, Betula, Corylus, Fagus, Pinus* typ *Diploxylon, Abies, Picea, Ericaceae, Graminae* a *Asteraceae)* s ojedinelým výskytom teplomilnejších prvkov (čeľ. *Aquifoliaceae, Engelhardtia* sp., *Liquidambar* sp., *Podocarpus* a pod.). Hojný výskyt peľových zŕn z čeľade *Taxodiaceae*, rodu *Taxodium, Alnus, Nyssaceae* boli hlavnou zložkou močaristých porastov a podmienili vznik lignitových vrstiev.

Výsledky palynologického vyhodnotenia

Pri sledovaní zastúpenia rastlinných spoločenstiev od starších vrstiev po najmladšie pozorujeme zmeny v kvantitatívnom i v kvalitatívnom zastúpení rastlinných prvkov; tieto zmeny vyplývajú z ekologických a klimatických podmienok. Tak v spodnom miocéne (akvitán, burdigal) vidíme značný výskyt peľových zŕn čeľade *Symplocaceae, Sapotaceae, Lauraceae*, rodov *Liquidambar*, palmy *Sabal*, cf. *Gingko, Podocarpus, Lygodium* a spóry skupiny *Cingulatisporites*. Rozšírenie týchto čeľadí a rodov uvádzajú nemeckí autori zo spodnomiocénnych uhoľných vrstiev Nemecka (Thiergart 1951; Potonie 1951; Thomson a Pflug 1953; Neuy — Stolz 1958 a iní). Smerom k mladším vrstvám (tortón) ubúdajú, ba celkom miznú tieto rastlinné prvky a pribúdajú rody a čeľade, ktoré sa v spodnomiocénnych peľových spektrách objavili len ojedinele: *Abies, Picea* a *Tsuga (Tsuga canadensis* typ *Rudolph)*. Listnaté dreviny sú zastúpené rodmi *Quercus, Fagus, Carya, Pterocarya, Ulmus, Betula* a *Alnus*, ktoré sú maximálne rozšírené v panóne. Tu z nich prevláda rod *Alnus, Betula, Carya* a objavujú sa *Corylus* a peľové zrná nestromových rastlín z čeľade *Graminae*, ktoré sa v spodnejších vrstvách vôbec nevyskytli. Rastlinné prvky v spodnejších

Obr. 4. **Porovnávacia tabuľka spór papraďorastov a peľových zŕn ihličnatých rastlín.**

Obr. 5. **Porovnávacia tabuľka peľových zŕn listnatých rastlín**



vrstvách pomerne hojne rozšírené, objavujú sa v panóne len ojedinele (*Aquifoliaceae, Liquidambar* sp., *Engelhardtia* sp., *Podocarpus* sp. a pod.). Úplne vymizli peľové zrná čeľade *Symplocaceae, Sapotaceae* a *Lauraceae.*

V akvitáne a burdigale je charakter rastlinných spoločenstiev zhruba rovnaký a poukazuje na subtropickú klímu. Mierne ochladenie môžeme pozorovať v tortóne, a to na základe ubúdania teplomilných prvkov a značného rozvoja ihličnatých rastlín. V panóne z charakteru rastlinných spoločenstiev, z vymiznutia peľových zŕn, rastúcich v subtropickom pásme (*Symplocaceae, Sapotaceae, Lauraceae, Lygodium* a pod.) a z ojedinelého výskytu rastlinných prvkov, ktoré sa ešte v tortóne pomerne hojne nachádzajú, môžeme usudzovať, že v panóne bola mierna klíma; podľa hojného zastúpenia vlhkomilných rastlín bola klíma značne vlhká.

Z hľadiska vlhkostných nárokov v peľových spektrách skúmaných súvrství sú rastliny s nárokmi na vlhký substrát vo všetkých spektrách značne rozšírené a podľa percentuálneho zastúpenia v panóne majú prevahu.

Porovnanie skúmaných peľových spektier so susednými oblasťami

Doteraz získané peľové spektrá z akvitánu, burdigalu, tortónu a panónu zo študovaných území sme porovnávali s peľovými spektrami iných území, najmä z južného Slovenska (P l a n d e r o v á 1958: Modrý Kameň), z okolia Handlovej (P a c l t o v á 1958) a s územiami susedných oblastí (Nemecko, Poľsko, Maďarsko).

Keď porovnávame spektrá zo študovaných lokalít s peľovými spektrami získanými z miocénnych sedimentov (akvitán, burdigal, helvét, tortón; P l a n d e r o v á 1959) z južného Slovenska (okolie Modrého Kameňa a Lučenca) môžeme konštatovať, že rastlinné spoločenstvá majú zhruba rovnaký charakter. V spodnom miocéne (akvitán, burdigal) oboch území prevládajú listnaté dreviny s hojným výskytom teplomilných prvkov. Nepatrné rozdiely sú iba v kvantitatívnom zastúpení rastlinných prvkov. V tortóne v oboch porovnaných peľových spektrách majú prevahu ihličnaté rastliny, najmä borovice *Pinus* typ *Diploxylon.* V tortóne skúmaného územia sa však zistili druhove početnejšie rastlinné spoločenstvá než v okolí Modrého Kameňa (tu chýbajú alebo sa len ojedinele vyskytujú peľové zrná rodov *Quercus, Fagus, Castanea, Abies* a *Tsuga*).

Aj rastlinné spoločenstvá určené P a c l t o v o u (1958) z okolia Handlovej sú obdobného charakteru ako v tortónskych súvrstviach skúmaných lokalít. Rozdiel vidíme v tom, že hlavnú zložku v rastlinných spoločenstvách okolia Handlovej tvoril taxodiový les, kým v peľových spektrách tortónu z okolia Štúrova prevládajú listnaté a ihličnaté lesy (*Juglans, Carya, Pterocarya, Pinus, Abies, Tsuga* a pod.). Tieto odlišnosti vyplývajú z rozdielnych faciálnych pomerov oboch lokalít. Ďalej v peľovom spektre z okolia Handlovej neboli zistené peľové zrná čeľade *Sapotaceae,* ani spóry rodu *Lygodium* a palmy *Sabal.* Na základe toho sa zdá, že rastlinné spoločenstvá tortónu z okolia Štúrova sú teplomilnejšieho charakteru.

Pacltová (1958) uvádza z treťohorných sedimentov juhočeskej panvy (dol Svätopluk u Mydlovar a Štyri Dvory pri Českých Budějoviciach) spodnomiocénne spoločenstvá, v ktorých prevládajú spóry rodu *Lygodium*, peľové zrná čeľade *Myricaceae* a *Sapotaceae*; tieto spoločenstvá sa zhodujú s rastlinnými spoločenstvami z akvitánu a burdigalu skúmaných sedimentov.

Podobne peľové spektrá z hnedouhoľných vrstiev Horných Miroslawic a z oblasti Babina v Dolnom Sliezsku (Doktorowicz — Hrebnická 1957) sa zhruba zhodujú so spodnomiocénnymi rastlinnými spoločenstvami nami študovaného územia. V oboch porovnávaných peľových spektrách sú značne rozšírené peľové zrná cf. *Castanea*, *Myricaceae* a *Betulaceae*, iba v spodnomiocénnych peľových spektrách z Dolného Sliezska sú menej zastúpené teplomilné rastlinné prvky (*Sapotaceae*, palma *Sabal*, *Lauraceae* a pod.). Z toho usudzujeme, že spodnomiocénne peľové spektrá na nami študovaných lokalitách sú teplomilnejšieho charakteru než spektrá, ktoré cituje Doktorowicz — Hrebnická z Horných Miroslawic a z oblasti Babina.

Weyland, Pflug, Pontic (1958) uvádzajú rastlinné spoločenstvá z rôznych lokalít juhoslovanského a gréckeho územia — z hnedouhoľných panví, a to z chat — akvitánu, stredného a vrchného miocénu a z pontu. Tieto peľové spektrá ukazujú, že rastlinné spoločenstvá spodno a vrchnomiocénne sa zhodujú. Teplomilnejším dojmom pôsobia rastlinné spoločenstvá z pliocénu (pont) juhoslovanských lokalít. Vyskytujú sa v nich ešte spóry rodu *Lygodium*, peľové zrná čeľade *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, ktoré v našich panónskych spektrách chýbajú.

Peľové spektrá uvádzané nemeckými autormi z dolnorýnskych hnedouhoľných vrstiev (Thiergart 1951, 1958; R. Potonie 1951; Thomson 1951; Thomson — Pflug 1953; Neuy — Stolz 1958 a iní) majú veľa spoločných znakov so spodnomiocénnymi spektrami nami skúmaných lokalít. Rozdiel je len v kvantitatívnom zastúpení spór a peľových zŕn. Tak Thiergart (1951) v peľovom spektre hnedouhoľných vrstiev Niederrheinu uvádza spóru rodu *Mohria*, ktorá v našich spodnomiocénnych spektrách chýba. Spóra tohto rodu je charakteristická pre starší terciér. Neuy — Stolz (1958) uvádzajú obdobné spodnomiocénne rastlinné spoločenstvá, aké sme zistili v akvitáne a burdigale na našich lokalitách, ale druhove bohatšie, doplnené aj makrozvyškami.

Berger (1955) na základe makrozvyškov určených z lokalít viedenskej panvy charakterizuje klimatické pomery v miocéne. Na základe porovnania s flórou iných oblastí (Nemecko, Čechy) dochádza k uzáveru, že v spodnom a strednom miocéne vládli v strednej Európe približne rovnaké pomery, charakterizované vlhkou, subtropickou klímou, v tortóne už o niečo chladnejšou. Podľa doterajších výsledkov, získaných z neogénnych sedimentov študovaného územia prichádzame k obdobným uzáverom ako Berger (1955).

Panónske peľové spektrá zo študovaného územia sa zhodujú s panónskymi spektrami okolia Nitry (najmä z uhoľnej série — Snopková 1960), s vrchno-

panónskymi spektrami spod Mátry — Maďarsko (Nagy 1958) a s pliocénnymi spektrami z Olštýna v Poľsku (Doktorowicz — Hrebnická 1957). Rozdiely sú len v kvantitatívnom zastúpení jednotlivých rastlinných rodov a čeľadí. Vcelku vo všetkých spomínaných spektrách prevládajú už spoločenstvá chladnomilnejšie než v miocéne.

Z krátkeho porovnania našich peľových spektier so spektrami susedných oblastí prichádzame k uzáveru, že v spodnom miocéne majú v rastlinných spoločenstvách prevahu teplomilné prvky, ktoré smerom k vyšším vrstvám ubúdajú a v pliocéne sa vyskytujú len ojedinele. Ďalej zistené rastlinné spoločenstvá majú zhruba od spodného po vrchný miocén veľmi podobný charakter. Len na základe málo rastlinných prvkov predpokladáme pozvoľné ochladenie klímy v priebehu miocénu; podľa údajov mnohých autorov, najmä nemeckých (Thomson P. W. — Pflug H. 1953; Potonie R. 1951; Thiergart F., 1951) a podľa našich doterajších výsledkov, sú to spóry rodu *Lygodium*, peľové zrná čeľade *Sapotaceae*, palmy *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot., *Lauraceae*, *Symplocaceae* a pod.

Záver

Podľa predbežných palynologických výskytov z jednotlivých skúmaných súvrstiev medzi dolným tokom Hrona a Ipľa v Podunajskej nížine (akvitán, tortón, panón) a z Považia (spodný burdigal) prichádzame k týmto uzáverom:

a) Rastlinné spoločenstvá zo súvrstvia akvitánu a burdigalu majú približne rovnaký charakter. V spektrách oboch súvrství hlavnú zložku tvoria listnaté dreviny; bolo zistené pomerne značné množstvo teplomilných rastlinných zástupcov ako sú: spóry rodu *Lygodium*, peľové zrná palmy *Sabal*, čeľade *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Lauraceae*, cf. *Gingko*, *Engelhardtia* a *Podocarpus*. Hojný výskyt týchto foriem svedčí o subtropickej klíme.

b) Peľové spektrá z tortónskych súvrství poukazujú (v porovnaní s akvitánom a burdigalom) na mierne ochladenie klímy. Svedčí o tom pokles, ba aj vymiznutie niektorých teplomilných rastlinných prvkov (rod *Lygodium*, palma *Sabal*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, *Lauraceae* a pod.) a značný percentuálny vzrast peľových zŕn ihličnatých rastlín (najmä z čeľade *Abietaceae*) a rastlín, typických pre miernu klímu (rody *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Ericaceae* a pod.). Na základe uvedených dát predpokladáme, že v tortóne bola klíma ešte subtropická, ale už s rastlinnými prvkami miernej klímy.

c) V panóne pozorujeme úplné vymiznutie peľových zŕn a spór, rastúcich v subtropickom pásme (*Lygodium*, cf. *Sabal*, *Sapotaceae*) a veľký rozvoj rastlinných rodov, ktoré dnes rastú v lesoch mierneho pásma a strednej Európy (rody *Abies*, *Picea*, borovice zo skupiny *Pinus Diploxylon*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Tilia*, *Fagus*, *Quercus* a pod.). Z týchto predbežných zistení môžeme konštatovať, že v panóne na skúmaných lokalitách bola mierna klíma.

[1] Berger W., 1955: Neue Ergebnisse zur Klima- und Vegetationsgeschichte des Europäischen Jungtertiärs. Bericht für das geobotanische Forschungsinstitut Rübel im Zürich für das Jahr 1954; Zürich. — [2] Bertsch K., 1942: Lehrbuch der Pollenanalyse. Stuttgart. — [3] Buday T., 1955: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava, Archív GÚDŠ. — [4] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodného a stredného miocénu Dolnomoravského úvalu a Považia. Geol. práce, Zoš. 43. Bratislava. — [5] Doktorowicz — Hrebnická J., 1954: Analýza pylkowa wegla brunatnego z okolic Žar na Dolnym Slasku. Z badań flor trzeciorzedowych. Tom 2. Warszawa, str. 87—136. — [16] Doktorowicz — Hrebnická, 1957: Wzorcowe spektra pylkowe pliocenskich osadow weglonosnych. Z badań flor trzeciorzedowych. Tom 2, Warszawa. — [7] Doktorowicz — Hrebnická, 1957: Wiek węgla brunatnego z terenu Babiny na Dolnym Slasku w svetle analizy pyłkowej. Z badań flor trzeciorzedowych. Tom 2, Warszawa. — [8] Doktorowicz — Hrebnická, 1957: Z badań mikrofloristicznych wegla brunatnego w Miroslawicach na Dolnym Slasku. Z badań flor trzeciorzedowych. Tom 2, Warszawa. — [9] Dyakowska J., 1959: Podrecznik palynologii-metody i problemy, Warszawa. — [10] Erdtman G., 1952: Pollen-Morphologie and Plant Taxonomie, Stockholm. — [11] Leschik G., 1951: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der Jungpliozänen Braunkohle von Buchenau. Paleontograph. 92, Abh. B, Stuttgart — [12] Kremp G., 1949: Pollenanalytische Untersuchung des miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. Paleontograph. 90, Abt. B, Stuttgart. — [13] Krištofovič A. N., 1957: Paleobotanika. Leningrad. — [14] Krutzsch W., 1954: Bemerkungen zur Benennung und Klassifikation fossiler (insbesondere tertiärer) Pollen und Sporen. Geologie, Band 3. Nr. 3, S. 258—311, Berlin. — [15] Krutzsch W., 1956: Zur Kenntnis und Bedeutung abnorm entwickelter fossiler Pollen und Sporen. Geologie, Band 5, Nr. 1, S. 30—41, Berlin. — [16] Krutzsch W., 1957: Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschr. für angewandte Geol., Band 3, Heft 11/12, Berlín. — [17] Macko St., 1957: Lower miocene Pollen Flora from the Valley of Klodnica near Gliwice (Upper Silesia), Wroclaw. — [18] Nagy E., 1958: A Mátraaljai felsöpannoniai kori barnaköszen palinológiai vizsgálata. A magyar Állami Földtani Intézet Evkönyve XLVII, Kötet 1, Füzet, Budapest. — [19] Neuy — Stolz G., 1958: Zur Flora der Niederrhein. Bucht während der Hauptflözbildung unter besonderer Berücksichtigung der Pollen und Pilzreste in den hellen Schichten. Fortschr. Geol. Rheind. u. Westf. 2, Krefeld. — [20] Němejc F., 1953: Vývoj rostlinstva v třetihorní době a jeho poměr k rastlinstvu dnešní doby. Čas. Nár. Musea 122, č. 1, Praha, str. 3—21. — [21] Němejc F., 1958: Zpráva o stratigrafickém hodnocení fosilních květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zpráva, Archív GÚDŠ, Bratislava — [22] Němejc F., 1958: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech v neogénu karpatském v roce 1958. Zpráva Archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Němejc F. — Pacltová B., 1955: Paleobotanický výzkum turčianské kotliny. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955, s. 146—148, Praha. — [24] Pacltová B., 1955: Palynologický výzkum slov. neogénu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1955, str. 160—161, Praha. — [25] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum křídových třetihorných a kvartérních hornín v jihočeských pánvich v roce 1956. Věstník ÚÚG, roč. 33, Praha. — [26] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum terciéru v oblasti Handlová na Slovensku. Čas. pro min. a geol., r. 3, Praha. — [27] Pacltová B., 1960: Rostlinné mikrofosílie (hlavně sporomorphy) z lignitových ložisek u Mydlovar v Českobudějovické pánve. Sborník ÚÚG, sv. 25. — [28] Pacltová B. — Žert B., 1958: Palynologický výzkum sedimentů Chebské pánve. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1957. — [29] Pflug H., 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. Paläonto-

graphica Bd. 95, S, 60—61, Stutgart. — [30] Pflug H., 1959: Sporenbilder aus Island und ihre stratigraphische Deutung. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie; Abhandlung Abh. 107. 2, S. 141—172, Stuttgart. — [31] Planderová E., 1958: Palynologické vyhodnotenie niektorých odkryvov a vrtov na liste Rimavská Sobota — Zvolen. Zpráva, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [32] Planderová E. — Snopková P., 1960: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica GP Zprávy 19. — [33] Planderová E., 1959: Palynologický výskum neogénu okolia Modrého Kameňa. Zpráva. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [34] Potonie R.. 1951: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica Band 91, Lief. 5—6, S. 131—151, Stuttgart. — [35] Potonie R. — Thomson P. W. — Thiergart F., 1951: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae (Pollen und Sporen). Geol. Jb. für das Jahr 1949, Hannover. — [36] Szafer W. — Kostyniuk M., 1952: Zarys paleobotaniki. Warszawa. — [37] Seneš J.. 1949: Geologické štúdia terciéru južného Slovenska. Práce Štát. geol. ústavu, Bratislava. — [38] Seneš J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geol. práce, Monografická séria 1, Bratislava. — [39] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratethydy. Geol. práce, Zoš. 55. Bratislava. — [40] Seneš J., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1 : 200 000. Zpráva. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [41] Sittler C.: Stratigraphie palynologique du miocene en France (rukopis). — [42] Thiergart F., 1947: Leitpollen der untermiozänen und oberoligozänen Braunkohle und ihre systematische Stellung. Z. d. deutsch. geol. Ges. 97, H. 1, S. 54—65. — [43] Thiergart F., 1951: Pollenfloren aus den tertiären Braunkohlen vom Niederrhein. Geol. Jb., Band 65, S. 81—106, Hannover. — [44] Thiergart F., 1958: Die Sporomorphen-Flora von Rott im Siebengebirge. Fortschr. Geol. Rheindl. und Westf. 2, S. 447—456, Krefeld. — [45] Thomson P. W., 1951: Grundsätzliches zur tertiären Pollen- und Sporenmikrostratigraphie auf Grund einer Untersuchung des Hauptflözes der rheinischen Braunkohle in Liblar, Neurath, Fortuna, und Brühl. Geol. Jb., Band 65, S. 113—125, Hannover. — [46] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontograph. Abt., B. 94, Stuttgart. — [47] Weyland H. — Pflug H. — Pontic N., 1958: Untersuchungen über die Sporen und Pollenflora einiger jugoslawischer und griechischer Braunkohlen. Palaentograph. Abt., B. 105, S. 75—79, Stuttgart. — [48] Zaklinskaja E. D., 1957: Stratigrafičeskoje značenie pyłcy golosemennych kajnozojskich otloženij Pavlodarskogo Priirtyšja i severnogo Priaralja. Moskva. — [49] Zaklinskaja E. D., 1958: Principy paleofloristiceskogo obosnovanija rozčlenenija kajnozojskich otloženij Kazachstana i prilegajuščich častej zapadno-sibirskoj nizmennosti. Izvestija Akad. nauk SSSR, sér. geol. 10, Moskva.

VYSVETLIVKY K TABUĽKÁM

Tab. XI

1 — *Laevigatosporites haardti* R. Pot. & Ven. (*Polypodiaceae*, lok. Kameninská Pusta, vrt SŠ-11, panon); 2 — *Osmunda* sp. (Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 3 — *Cingulatisporites* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 4 — *Lygodium* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 5 — *Triplanosporites sinuosus* Pflug. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 6 — *Gleicheniaceae* (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 7 — *Lygodium* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 8 — cf. *Lygodium* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 9 — cf. *Laevigatisporites pseudomaximus* (Pf. & Th.), (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán). Zväčš. 1000 ×.

Tab. XII

1 — *Divissisporites* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 2—3. *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. (*Taxodiaceae*, lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, torton); 4—6. *Taxodium* sp. (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 7 — *Pinus* typ *Diploxylon* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, torton); 8 — *Taxodiaceae* (lok. Chľaba, vrt SŠ-7, torton); 9—10. *Pinus* typ *Haploxylon* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton). Zväčš. 1000 ×.

Tab. XIII

1 — cf. *Larix* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 2 — *Picea* sp. (lok. Kameninská Pusta, vrt SŠ-11, panon). Zväčš. 1000 ×.

Tab. XIV

1 — *Pinus* typ *Diploxylon* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, torton); 2 — *Pinus* typ *Haploxylon* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 3 — *Cedrus* sp. (lok. Chľaba, vrt SŠ-7, torton); 4 — *Tsuga canadensis* typ Rudolph (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 5—6. *Quercus* sp. (lok. Malá nad Hronom vrt SŠ-5, torton); 7 — *Fagus* sp. (lok. Kameninská Pusta, vrt SŠ-11, panon). Zväčš. 1000 ×.

Tab. XV

1 — cf. *Fagus* (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 2 — *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot. (*Rhus*), (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, torton); 3 — *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (*Nyssaceae*, lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, tortón); 4 — *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. (cf. *Castanea*, lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 5 — cf. *Tricolporopollenites euphorii* R. Pot. (cf. *Araliaceae*, lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, tortón); 6 — cf. *Salicaceae*, (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 7 — cf. *Lauraceae* (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 8 — *Tricolporopollenites porasper* (Pf.), (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 9—10. *Carya* sp. (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-5, tortón); 11 — *Pterocarya* sp. (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón); 12—13. *Tilia* sp. (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón); 14 — *Engelhardtia* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 15 — *Alnus* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 16 — *Betula* sp. (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón). Zväčš. 1000 ×.

Tab. XVI

1—2. *Carpinus* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 3 — *Extratriporopollenites* sp. (lok. Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 4 — *Myricaceae* (lok. Kováčov, akvitán, vrt SŠ-8); 5—6 *Ulmus* — *Zelkova* (lok. Malá na Hronom, vrt SŠ-5, tortón); 7 — Neurčená sporomorfa, (lok. Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón); 8 — *Symplocaeceae* (Kováčov vrt SŠ-8, akvitán); 9 — cf. *Acer* (Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón); 10 — *Ericaceae* (Kameninská Pusta, vrt SŠ-11, panon); 11 — *Periporopollenites* sp. (Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón); 12 — *Periporopollenites multiporatus* (Pf. & Th.) — Malá nad Hronom, vrt SŠ-1, tortón; 13 — neurčená sporomorfa (Kamenin. Pusta, vrt SŠ-11, panón); 14—15. *Extratriporopollenites* sp. (Kováčov, vrt SŠ-8, akvitán); 16 — *Asteraceae* (Kameninská Pusta, vrt SŠ-11, panón).

PAULINA SNOPKOVÁ

PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER NEOGENEN ABLAGERUNGEN AUS DER UMGEBUNG VON ŠTÚROVO, NOVÉ ZÁMKY UN AUS DEM WAAGTAL IN DER SLOWAKEI

In der vorliegenden Arbeit werden einige Proben aus neogenen Ablagerungen des Gebietes zwischen den Flüssen Hron und Ipeľ in der Donautiefebene und im Waagtal palynologisch untersucht. Es handelt sich um Lokalitäten: Kováčov (Bohrung SŠ-8 — Aquitan), Malá nad Hronom (Bohrung SŠ-1, 5 — Torton), Sálka (Bohrung SŠ-9 — Torton), Chľaba (Bohrung SŠ-7 — Torton), Kameninská Pusta (Bohrung SŠ-11, Pannon), wie auch um Lokalitäten Sverepec, Vaďovce, Podkylava, Krajné im Waagtal (Unterburdigal). Es wurden Pollenspektren aus erwähnten Fundstellen festgestellt und auf Grund dieser auf die klimatischen und ökologischen Verhältnisse hingewiesen.

Durch Analysen der Pollenspektren konnte man feststellen, dass die Floraassoziationen aus dem Aquitan und Burdigal der untersuchten Fundstellen etwa vom gleichen Charakter sind. In beiden Schichtfolgen die Hauptkomponente wird durch Laubpflanzen vertreten mit Überlegenheit der wärmeliebenden Pflanzen, wie die Palme *Sabal, Sapotaceae, Symploceae, Lauraceae,* cf. *Ginkgo, Engelhardtia* und *Podocarpus.* Im Torton kann man auf eine mässige Abkühlung des Klima schliessen, und zwar auf Grund des Rückganges der wärmeliebenden Elemente und reicher Vertretung von Nadelpflanzen und anderen für gemässigtes Klima typischen Floren (*Betula, Alnus, Ericaceae, Picea, Abies* u. ä.). Daraus kann man schliessen, dass im Torton ein subtropisches Klima, allerdings mit Elementen der gemässigten Zone herrschte.

In den Pollenspektren aus pannonischen Schichten des studierten Gebietes haben wir völlige Abwesenheit der in der subtropischen Zone wachsenden Pflanzengattungen *(Lygodium, Sabal, Sapotaceae, Symplocaceae)* und eine reiche Entwicklung der für die gemässigte Zone typischen Pflanzenarten *(Abies, Picea, Pinus, Typus Diploxylon, Alnus, Betula, Carya, Fagus* u. ä.) feststellen können.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Erklärungen zu den Abbildungen

Taf. I

Abb. 1. — *Laevigatosporites hardti* R. Pot. — Ven. *(Polypodiaceae,* Kamenistá Pusta, Bohrung SŠ-11, Pannon); 2 — *Osmunda* sp. (Malá nad Hronom SŠ-5, Torton); 3 — *Cingulatisoprites* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 4 — *Lygodium* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 5 — *Triplanosporites sinuosus* Pflug (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 6 — *Gleicheniaceae* (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 7 — *Lygodium* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 8 — cf. *Lygodium* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 9 — cf. *Laevigatisporites pseudomaximus* (Pf. & Th.) — Kováčov, SŠ-8, Aquitan.

Taf. II

Abb. 1 — *Divissisporites* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 2—3. *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. *(Taxodiaceae,* Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 4—6. *Taxodium* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 7 — *Pinus* Typ *Diploxylon* (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 8 — *Taxodiaceae* (Chľaba, SŠ-7, Torton); 9—10. *Pinus* Typ *Haploxylon* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton).

Taf. III

Abb. 1 — cf. *Larix* (Malá nad Hronom, Bohrung SŠ-5, Torton); 2 — *Picea* sp. (Kameninská Pusta, SŠ-11, Pannon).

Taf. IV

Abb. 1 — *Pinus* Typ *Diploxylon* (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 2 — *Pinus* Typ *Haploxylon* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 3 — *Cedrus* sp. (Chľaba, SŠ-7, Torton); 4 — *Tsuga canadensis* Typ *Rudolph* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 5—6. *Quercus* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 7 — *Fagus* sp. (Kameninská Pusta, SŠ-11, Pannon).

Taf. V

Abb. 1 — cf. *Fagus* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 2 — *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot. *(Rhus)*, (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 3 — *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (*Nyssaceae*, Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 4 — *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. (cf. *Castanea*, Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 5 — cf. *Tricolporopollenites euphorii* R. Pot. (cf. *Araliaceae*, Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 6 — cf. *Salicaceae* (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 7 — cf. *Lauraceae* (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 8 — *Tricolporopollenites porasper* (Pf.), Kováčov, SŠ-8, Aquitan; 9—10. *Carya* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 11 — *Pterocarya* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 12—13. *Tilia* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 14 — *Engelhardtia* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 15 — *Alnus* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 16 — *Betula* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton).

Taf. VI

Abb. 1—2. *Carpinus* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 3 — *Extratriporopollenites* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 4 — *Myricaceae* (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 5—6. *Ulmus-Zelkova* (Malá nad Hronom, SŠ-5, Torton); 7 — Ein nicht bestimmter *Sporomorphus* (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 8 — *Symplocaceae* (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 9 — cf. *Acer* (Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton); 10 — *Ericaceae* (Kameninská Pusta SŠ-11, Pannon); 11 — *Periporopollenites* sp. (Malá nad Hronom, SŠ-1 Torton); 12 — *Periporopollenites multiporatus* (Pf. & Th.) — Malá nad Hronom, SŠ-1, Torton; 13 — Nicht bestimter *Sporomorphus* (Kamen. Pusta, SŠ-11, Pannon); 14—15. *Extratriporopollenites* sp. (Kováčov, SŠ-8, Aquitan); 16 — *Asteraceae* (Kameninská Pusta, SŠ-11, Pannon).

Alle Abbildungen 1000× vergrössert.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

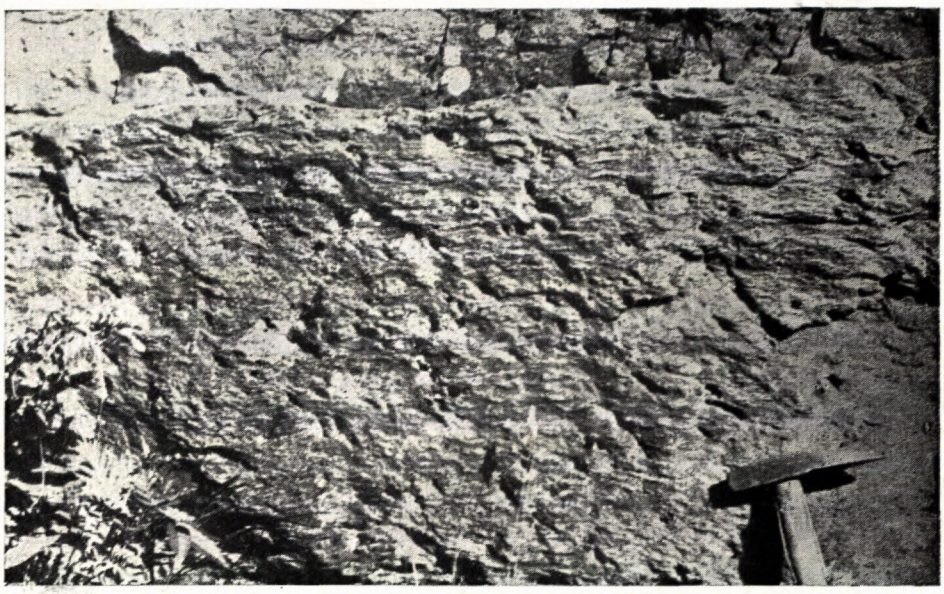
Zprávy 23

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave r. 1961
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. D. Sc. Michal M a h e ľ

301-3. Daň 5 %. SNR-OŠ-24227/60-VO. Náklad 800 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. AH 20,36, VH 20,78. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, zo sadzby garmond Kolektív. K-09*11179.

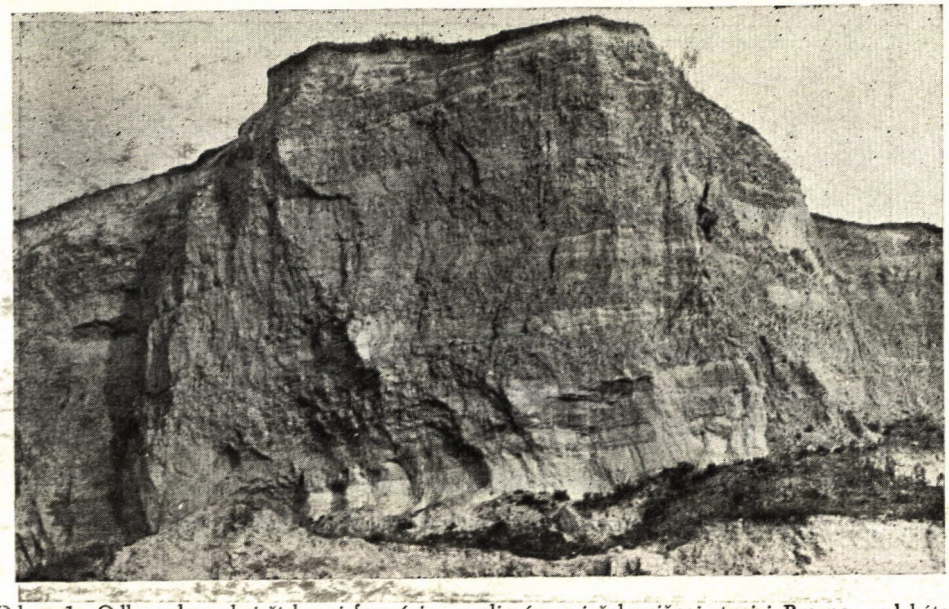
Cena brož. Kčs 24,50
56/III-3



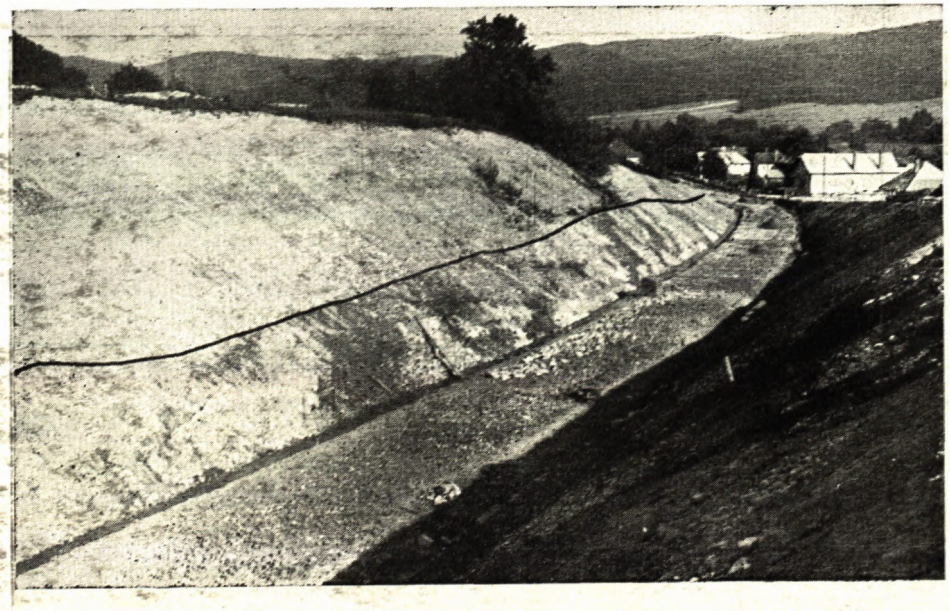
Obr. 1. Poloha pararúl s imbibičnými živcami. Živce na povrchu vyvetrávajú a zanechávajú na povrchu horniny jamky. Zárez železnice pri zastávke Bacúch. Foto A. Nemčok.



Obr. 2. Vrtné jadro z migmatitov v profile Osrblie. Tmavé pruhy paramateriál, svetlé pruhy ortomateriál. Vŕtané šrotom. Foto L. Osvald.



Obr. 1. Odkryv hronskej štrkovej formácie — pliocén, pri železničnej stanici Brezno, pod kótou Úplzlia. Foto A. Nemčok.



Obr. 2. Zárez železničnej prípojky v Šálkovej pri B. Bystrici. V zárezе vidno pestré bridlice a pieskovce werfenu, zakryté terasovými štrkmi. Na styku vyteká podzemná voda a navlhčuje werfen (tmavé pruhovanie). Foto Š. Búzek.



Obr. 1. Pieskový rozpad tektonicky podrveného chočského dolomitu pri Lučatíne. Foto Š. Búzek.



Obr. 2. Zlepencové tufity z tortónskeho súvrstvia tufitov vypĺňajúcich Zvolenskú panvu. Odkryv pri Ostrej Lúke. Foto A. Nemčok.



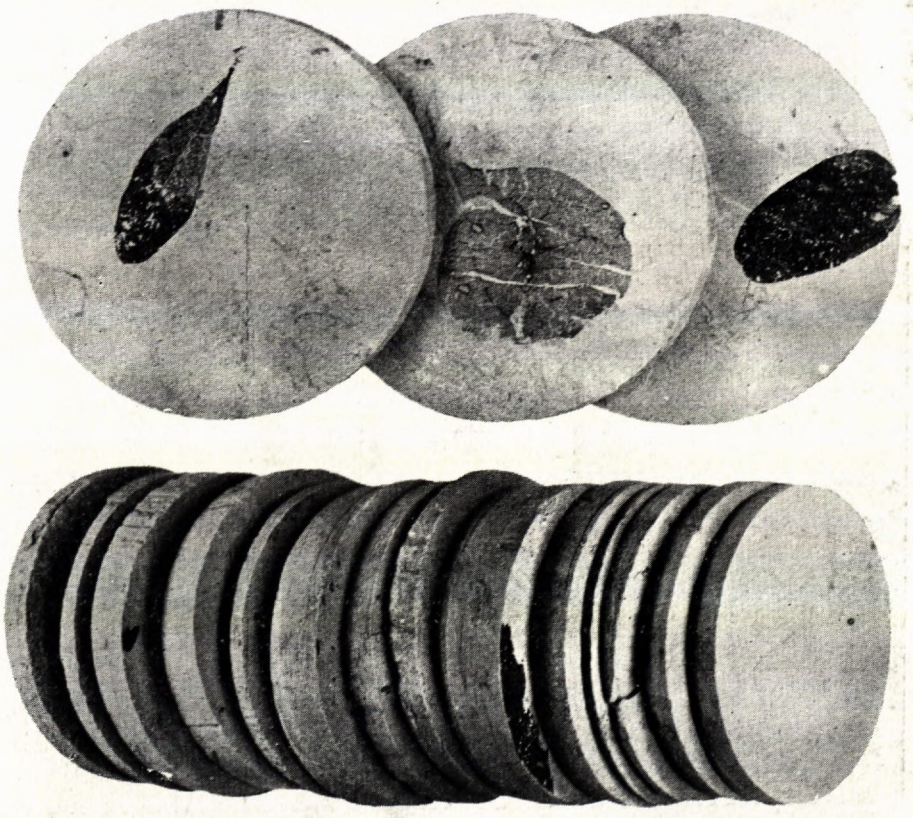
Obr. 1. Guľovitý rozpad brekciovitých andezitov v záreze štátnej cesty pri moste záp. od Hronskej Dúbravy. Foto A. Nemčok.



Obr. 2. Kontaktné pásmo. Hore bazaltoidné andezity, dole guľovité útvary sedimentovaného materiálu obaleného lávovým plášťom s rohovcami. Lom Ladomer (obr. má byť zvisle).



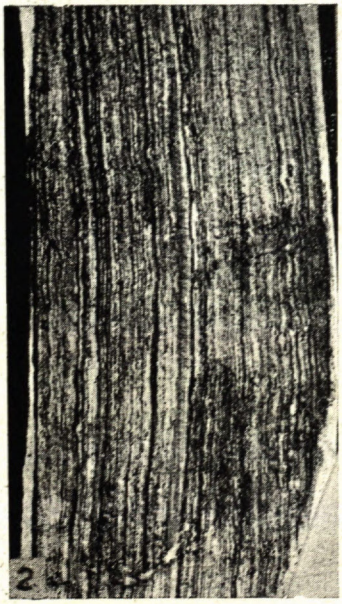
Obr. 1. Propylitizovaná mastná, andezitická hornina z výplne poruchového pásma v Žarnovickej úžine. Foto L. Oswald.

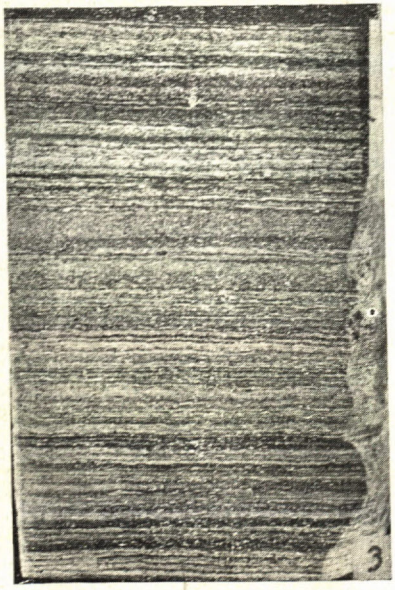


Obr. 2. Tabličkovitý rozpad pieskovcových a ílovitých tufitov z profilu Tlmače. Na odlučných plochách zuhoľnatené zbytky flóry sarmatu. Foto L. Oswald.

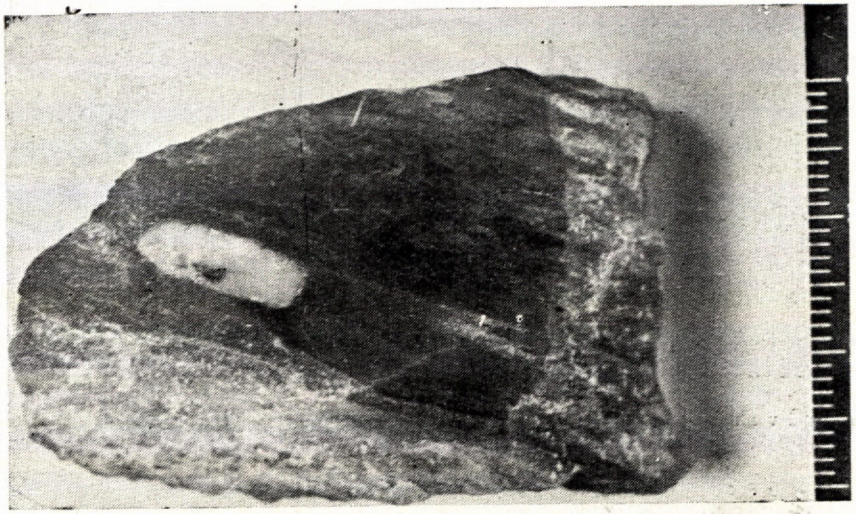


Obr. 1. Detailný prierez stavbou jaselských lupkov. Lok. Janovce





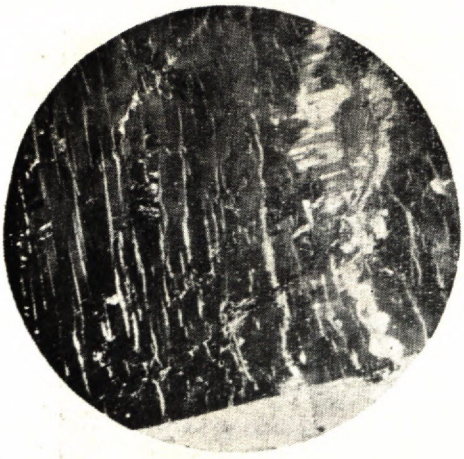
Obr. 2. Celkový pohľad na stavbu jaselských lupkov. Lok. Janovce
Obr. 3. Výrazné striedanie karbonátovej a íl-siltovej zložky. Jaselské lupky, lok. Inovce.



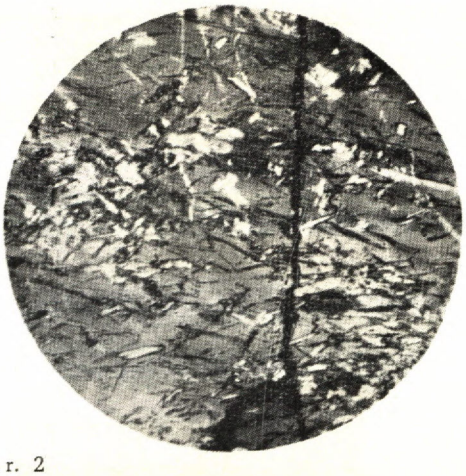
Obr. 1.



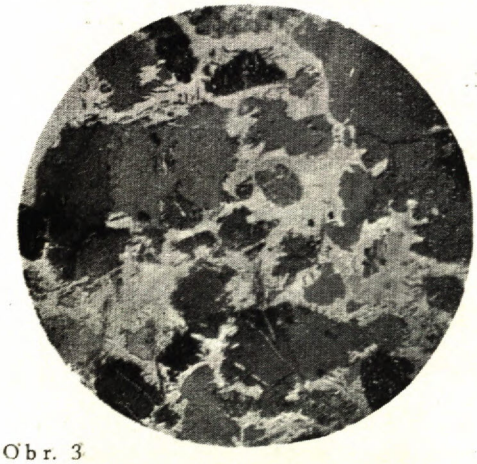
Obr. 2.



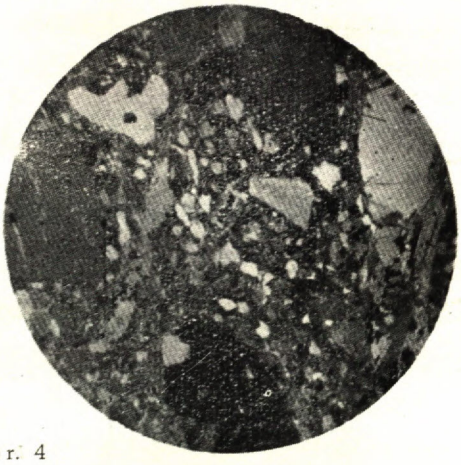
Obr. 1



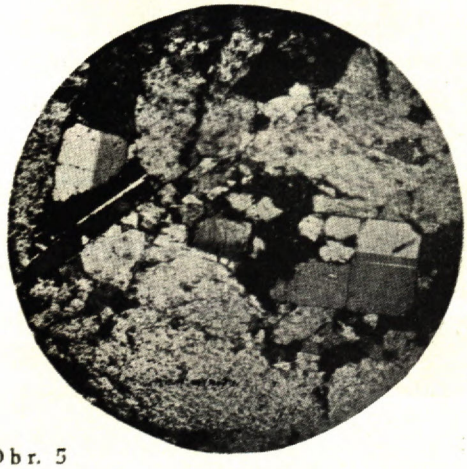
Obr. 2



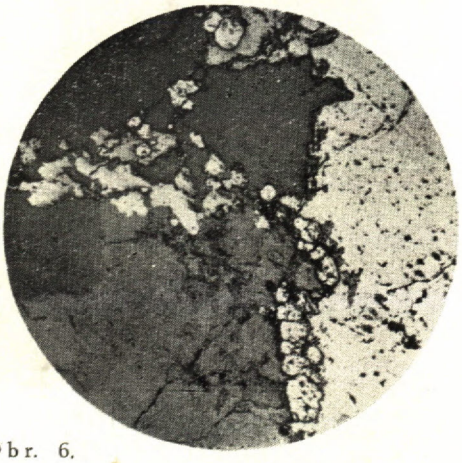
Obr. 3



Obr. 4



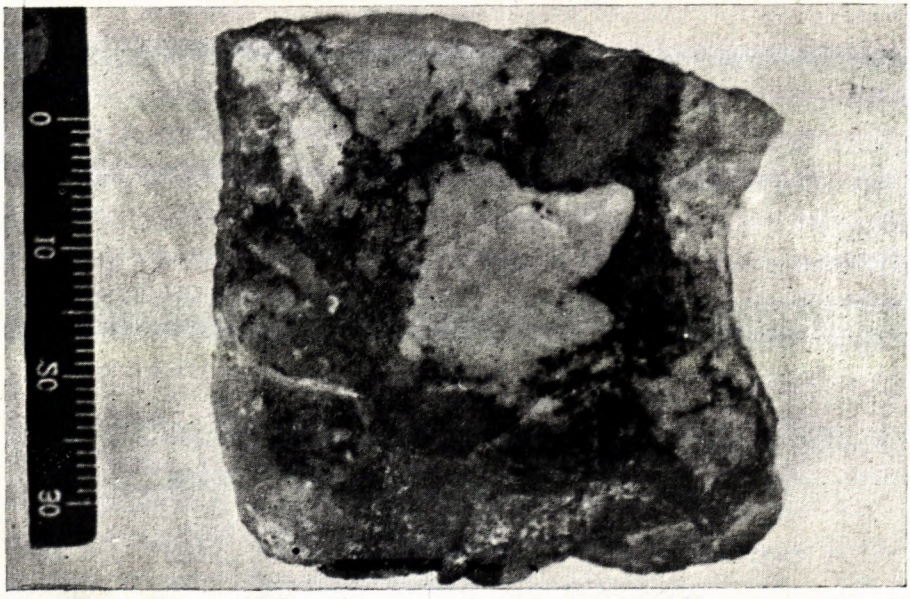
Obr. 5



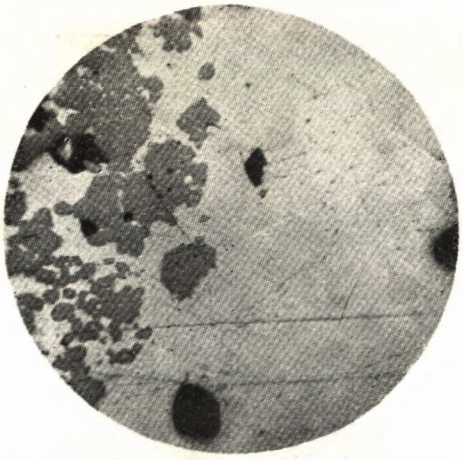
Obr. 6.



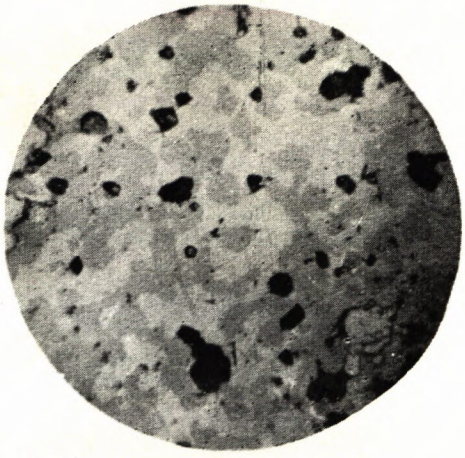
Obr. 1



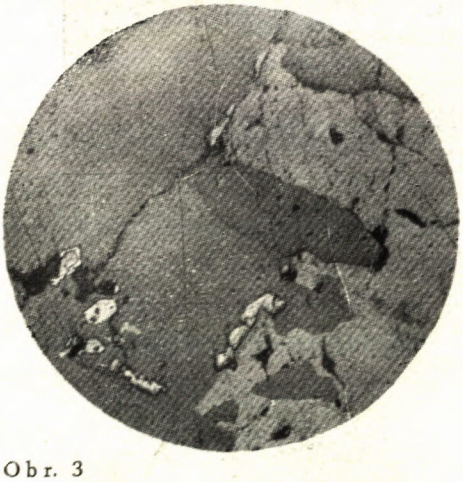
Obr. 2



Obr. 1



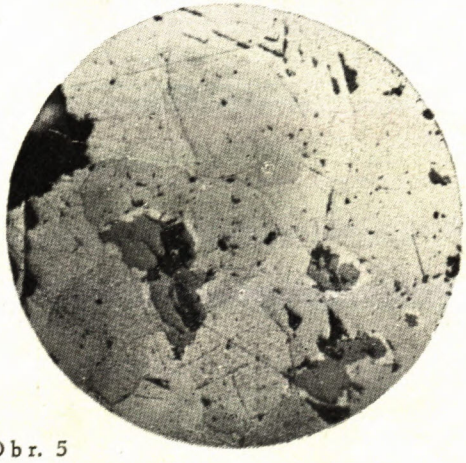
Obr. 2



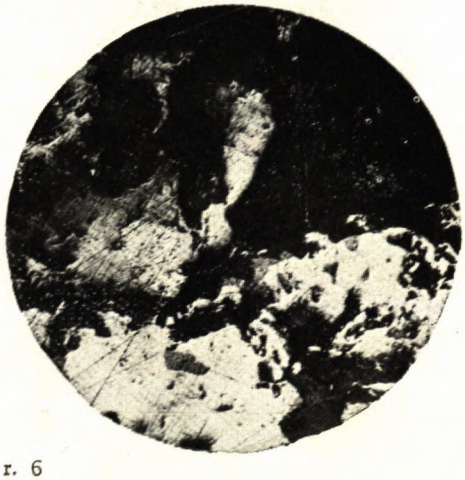
Obr. 3



Obr. 4

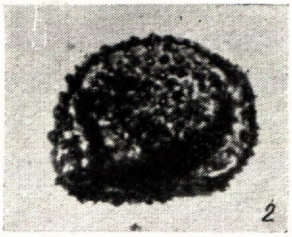


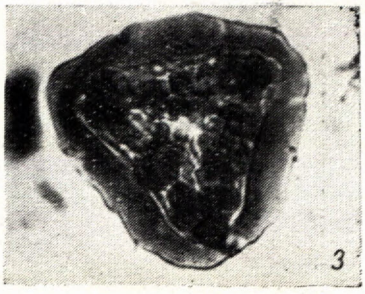
Obr. 5

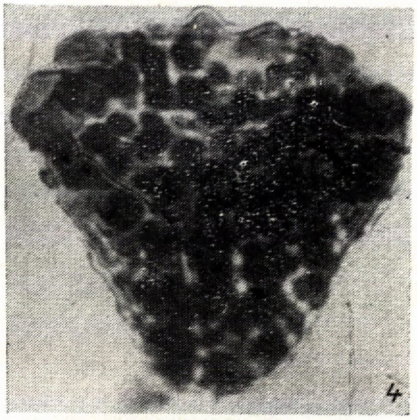


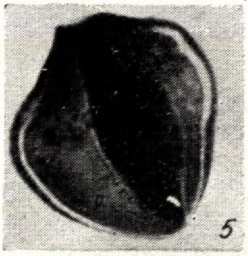
Obr. 6

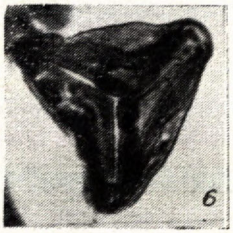

1

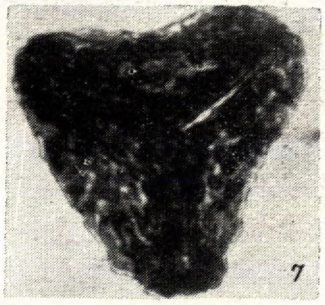

2

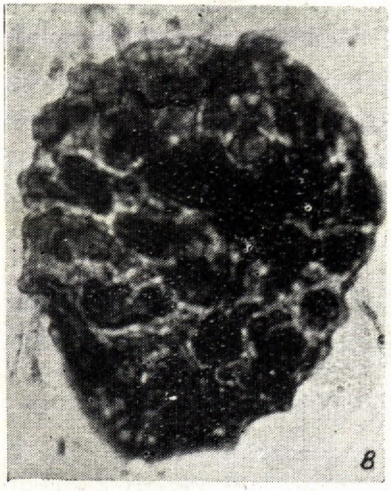

3

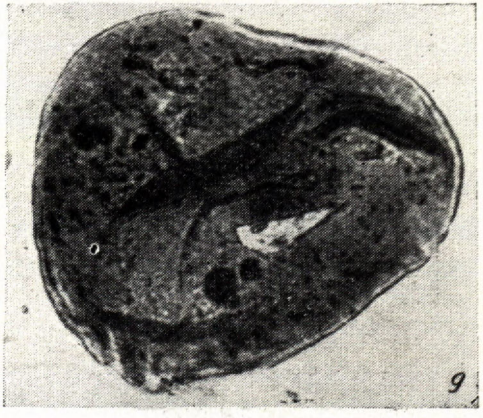

4


5

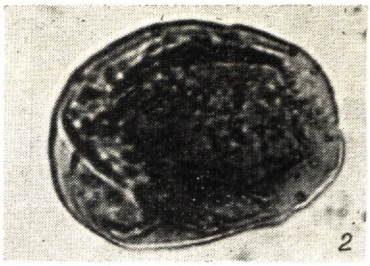

6

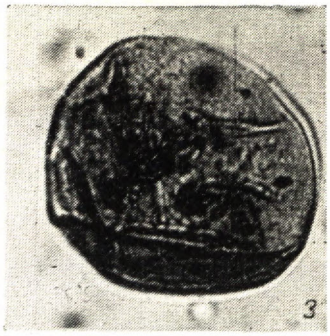

7

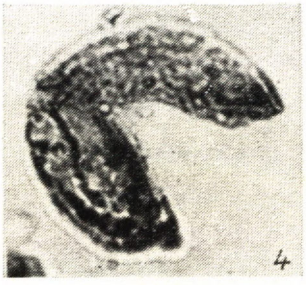

8

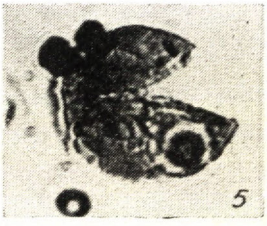

9


1

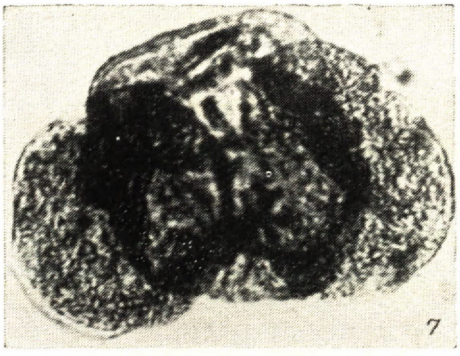

2

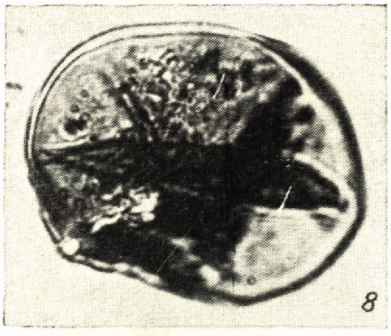

3

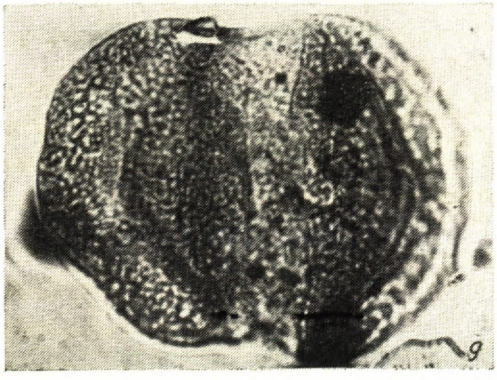

4

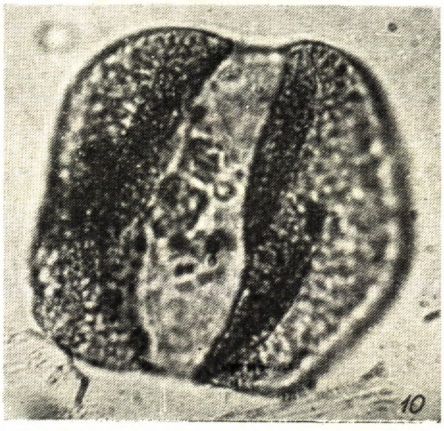

5


6

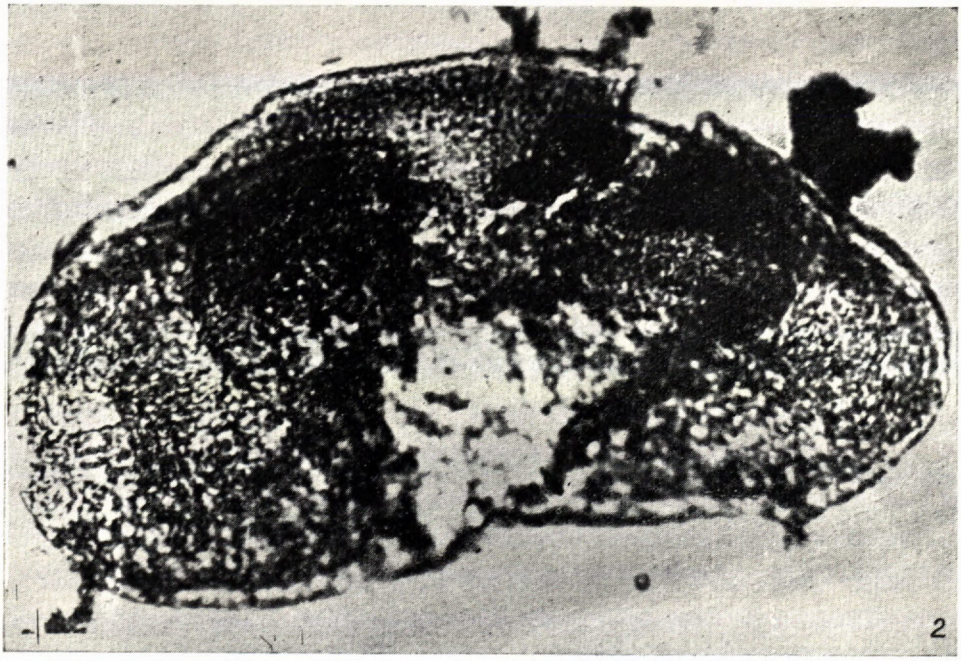

7

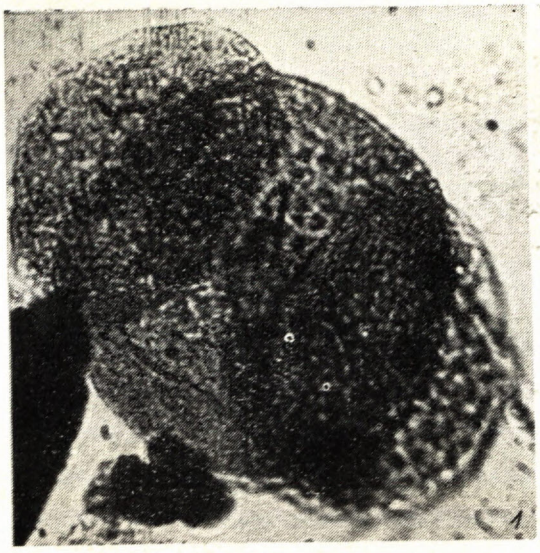

8

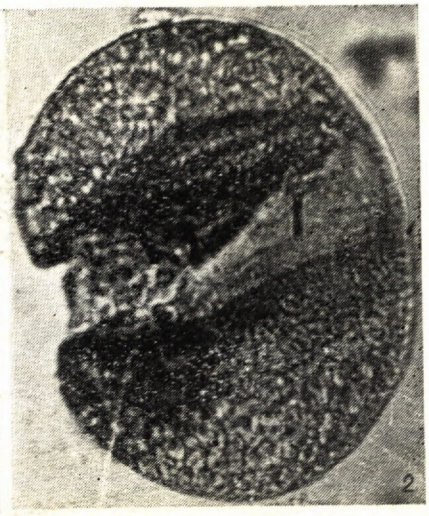

9

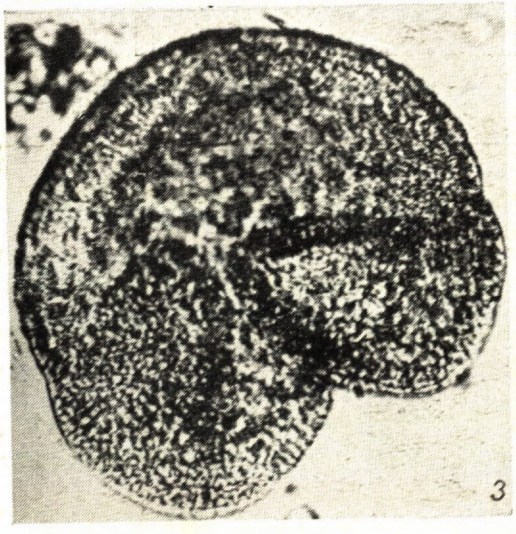

10

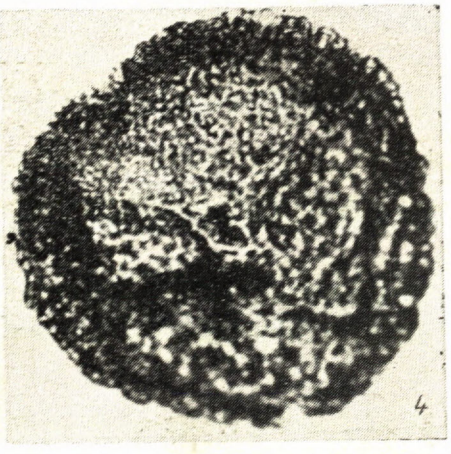

1


2

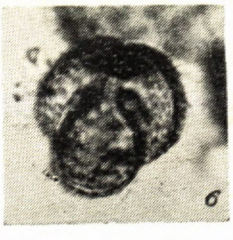

1

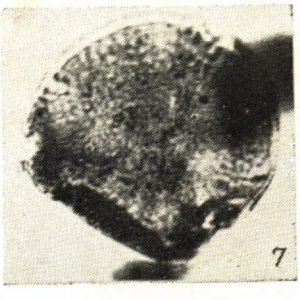

2


3

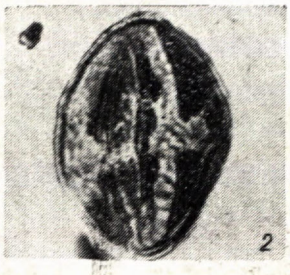

4

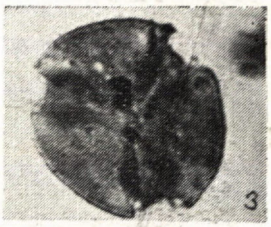

5


6


7

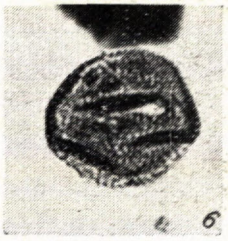

1

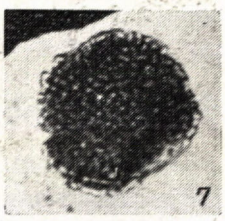

2

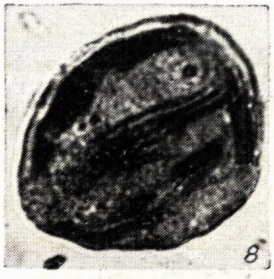

3

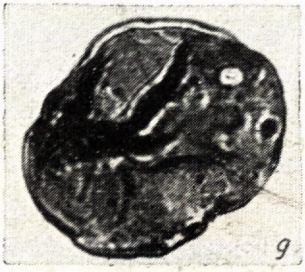

4

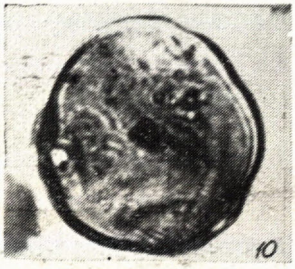

5

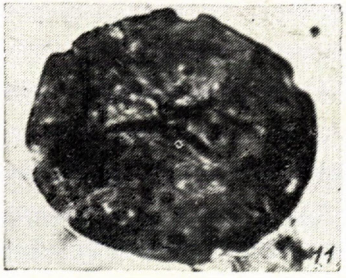

6

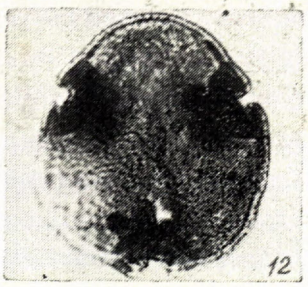

7

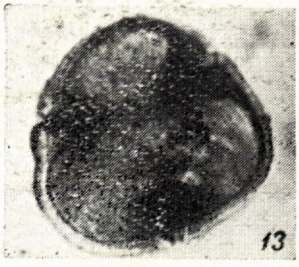

8


9


10


11


12

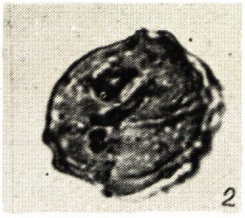

13


14


15

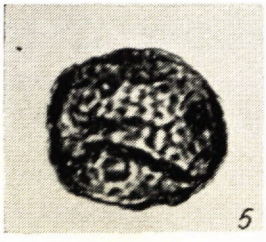

16

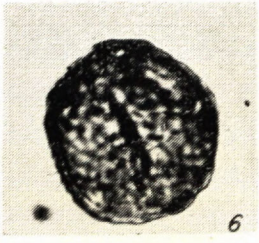

1


2


3


4


5


6

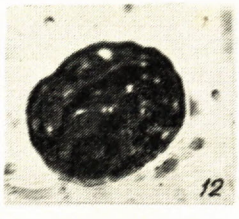

7

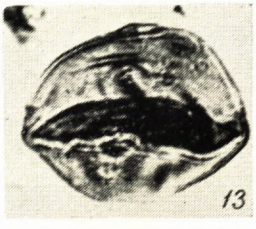

8

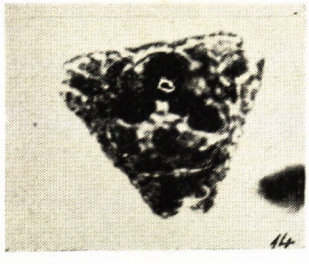

9

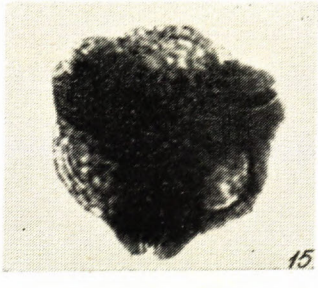

10

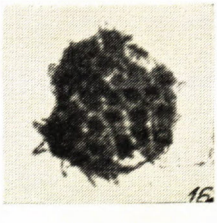

11


12


13


14


15


16