

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 15

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1959

1B19/61



577/1959

OBSAH

1. MaheI M.: Stratigrafické problémy obalovej série Malých Karpát	5
2. Bystrický J.: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu	19
3. Kantor J.: Príspevok k poznaniu veku niektorých žúl a pegmatitov žluticko-tepel- ského kryštalinika A/K ⁴⁰ metódou	27
4. Kubíny D.: Poznámky o tektonickom postavení a veku „hrončockej“ žulovej intrúzie	33
5. Čillík I. — Sobolič P. — Žákovský R.: Niekoľko poznámok k tektonike pe- zinskoperneckého kryštalinika	43
6. Krach W. — Kuciński T.: Neogén južného Poľska a prilahlých území	65
7. Janáček J.: K otázke stáří a vzniku pozdišovské štěrkové formace v Potiské nížině na východním Slovensku	79
8. Janáček J.: Poznámky k hydrogeologii hlubinných vod našich mladých pánví	91
9. Janák J.: Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose přírodních vod v sedi- mentárních oblastech	107
10. Špička V.: Příspěvek k problému stanovení hranice torton—helvet v čs. části Ví- deňské pánve	139
11. Ivan L.: Zpráva o geologickom mapovaní terciéru východne od rieky Slanej	145
12. Ďurkovič T.: Výskyt problematika „Zoophycus“ v menilitových vrstvách	151
13. Jarkovský J. — Číčel B.: Jarozit z Banskej Belej	155
14. Borza K. — Martiny E. — Pospíšil A.: Zpráva o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria	169
15. Ončáková P.: Vulkanické sklá a ich použitie v stavebníctve	175

INHALT

1. MaheI M.: Stratigraphische Probleme der Hüllenserie in den Kleinen Karpaten	5
2. Bystrický J.: Beitrag zur Stratigraphie des Gebirges Slovenský kras	19
3. Kantor J.: Beitrag zur Kenntnis des Alters einiger Granite und Pegmatite des Žlutice—TepIáer Kristallinikums in NW Böhmen auf Grund der A/K ⁴⁰ -Methode	27
4. Kubíny D.: Anmerkungen über die tektonische Stellung und Alter der Granit-Intrusion im Gebiete „Hrončok“	33
5. Čillík I. — Sobolič P. — Žákovský R.: Einige Bemerkungen zur Tektonik des Kristallinikums bei Pezinok—Pernek	43
6. Krach W. — Kuciński T.: Neogen Südpolens und der anliegenden Gebiete	65
7. Janáček J.: Zur Frage des Alters der Pozdišovcer Schotterformation in der Theistiefebene der Ostslowakei	79
8. Janáček J.: Anmerkungen zur Hydrogeologie der Tiefwasser unserer jungen Becken	91
9. Janák J.: Aufgabe des Ionungleichgewichtes bei Bildung und Metamorphose von Naturwässern in den Sedimentationsgebieten	107
10. Špička V.: Beitrag zur Festlegung der Torton—Helvetgrenze in dem Tschechoslowakischen Teil des Wiener Beckens	139
11. Ivan L.: Bericht über die geologische Kartierung des Tertiärs östlich vom Flusse Slaná	145
12. Ďurkovič T.: Das Vorkommen von Zoophycus-Problematikum in den meniliten Schichten	151
13. Jarkovský J. — Čičel B.: Jarosit aus Banská Belá	155
14. Borza K. — Martíny E. — Pospíšil A.: Bericht über die Untersuchung der Roterde aus dem Gebirge Brezovské pohorie	169
15. Ončáková P.: Vulkanisches Glas und seine Verwendung in der Bauindustrie	175

MICHAL MAHEL

STRATIGRAFICKÉ PROBLÉMY OBALOVEJ SÉRIE MALÝCH KARPÁT

(*Nemecké resumé*)

Malé Karpaty predstavujú najzápadnejšie jadrové pohorie Centrálnych západných Karpát, rozložené v susedstve Východných Álp. Ich obalová séria hrá teda dôležitú úlohu pri riešení vzťahu oboch pásmových pohorí, ale i pri riešení otázky genézy samotného centrálného pásma. Stratigrafia tejto série je zatiaľ pomerne málo rozpracovaná. Beck a Vettters (1904), ktorí ju prví odčlenili od subtatranských sérií, rozlíšili v nej v podstate len tri členy: Permské bazálne súvrstvie kremencov, pieskocov a arkóz; liasový ballensteinský vápenec s krinoidovými vápencami a pieskocami, a napokon toarské — mariatské bridlice s vložkami vápencov. U posledných pripúšťajú i mladší, doggerský vek.

Neskoršie Koutek a Zoubek (1936) rozširujú stratigrafickú škálu tejto série o ďalšie členy. V nadloží súvrstvia kremencov a arkóz, ktorým pripisujú už spodnotriasový vek, odlišili verfénske vrstvy. Súvrstvie pajštúnskych vápencov (= Ballensteinkalk) členia na strednotriasové vápence a dolomity, liasové vápencové brekcie, tmavé vápence, piesčité a bridličnaté vápence. V nadloží mariatských bridlíc nachádzajú ako nové členy: svetlé celistvé a radiolariové vápence, asi vrchnojurské a pravdepodobne neokomské sliene a slienité vápence.

Andrusov (1946) prijíma v zásade stratografiu Koutkovu a Zoubkovu. V súvrství borinských vápencov (pajštúnskych* = Ballensteinkalk) vedľa strednotriasových vápencov a dolomitov a spodnoliasových dolomiticko-vápencových brekcií odlišuje ešte i grestenské vrstvy.

Mahel (1953) poukazuje na základe štúdií v južnej časti pohoria na neopodstatnenosť začleňovania borinských vápencov do stredného triasu a prináša ďalšie nálezy belemnitov v tomto súvrství, svedčiace o správnosti staršieho Beckovho a Vetttersovho názoru o ich liasovej príslušnosti. Vápencové brekcie

* Zmeny názvu vápencov sú v dôsledku zmeny názvu dediny Borinka.

nie sú podľa neho osobitným stratigrafickým členom, ale predstavujú okrajovú príbrežnú faciú. Množstvo valúnov kryštalinika v brekciách, charakter borinských vápencov a „vklíňovanie“ vápencov do kryštalinika miestami v okrajovej časti ich rozšírenia svedčia o transgresívnom charaktere liasu, na niektorých miestach priamo na kryštaliniku i o silnej členitosti podkladu. Kremenec a pieskovce rozložené uprostred súvrstvia vápencov považuje M a h e l za liasové a vyzdvihuje veľkú faciálnu pestrosť tohto súvrstvia i nepravidelné rozloženie jednotlivých hornín. V nadloží mariatských bridlíc toarského veku uvádza rohovcové vápence a nad nimi tenkolavicovité vápence s hluzami rohovcov, ktoré na základe analógie s obalovou sériou Inovca a manínskou sériou považuje za neokom.

C a m b e l (1954) sa zaoberal najmä postavením a petrografickou povahou kremencov a zhodne so staršími názormi poukazuje na prítomnosť liasových kremencov, ktoré sa však nápadne líšia od spodnotriasových prítomnosťou vápnitého tmelu.

P o l á k (1957) podáva petrografickú charakteristiku mariatských bridlíc na základe detailných štúdií v okolí Borinky. Manganorudné zrudnenie v tomto súvrství považuje za syngenetické, viazané na lavice a pretiahnuté šošovky.

Napriek prínosu spomenutých prác zostávali v stratigrafii obalovej série Malých Karpát mnohé problémy nevyriešené. Väčšina z nich ani nemohla byť vyriešená, lebo vlastne okrem práce B e c k a a V e t t e r s a týkali sa všetky ostatné len malej, južnej časti pohoria, kým podstatnú časť pohoria od dôb B e c k a a V e t t e r s a nikto neštudoval. Hlavné problémy, ktoré nastolili práce z posledných rokov sú: 1. dvojaký typ kremencov, ich stratigrafické postavenie a možnosti odlíšenia, 2. postavenie borinských vápencov, 3. postavenie mariatských bridlíc, 4. stratigrafia poliasových členov.

V roku 1957 vykonal som so svojimi spolupracovníkmi štúdiá obalovej série v súvislosti s vyhotovovaním mapy územia Malých Karpát, úsek Pernek—Smolenice, v merítku 1 : 50.000 a 1 : 25.000 a doplňujúce orientačné štúdiá v južnej časti pohoria. Na základe týchto štúdií, doplnených sedimentárne petrografickým štúdiom A. S a l o n t a y o v e j podarilo sa mi získať celý rad nových poznatkov, ktoré umožňujú riešiť, prípadne aspoň čiastočne objasniť niektoré problémy.

Otázka kremencov

Už od dôb B e c k a a V e t t e r s a sú nám známe kremence, kremité pieskovce, arkózy a kremité zlepenice ako bazálny člen obalovej série. Okrem nich sa uvádzajú uprostred borinských vápencov pieskovce, niekde viac, inde menej vápnité (analogické pizanským pieskovcom z Vysokých Tatier). M a h e l (1953) poukázal na značný rozsah týchto hornín a na ich prechod do kremencov, pripomínajúcich vzhľadom spodnotriasové. Podľa náhleho prechodu oboch typov hornín do borinských vápencov usúdil, že pieskovce i kremence uprostred masy borin-

ských vápencov predstavujú všade normálne stratigrafické polohy a sú teda liasové. Prítomnosť pieskocov a kremencových hornín uprostred borinských vápencov zdôvodňuje i C a m b e l (1954); na základe petrografického rozboru dochádza k záveru, že kremence s kremíťm tmelom sú spodnotriasové, kremence a pieskovce s vápnitým tmelom liasové. Moje orientačné štúdiá z posledných čias svedčia o pravdepodobnosti C a m b e l o v h o názoru. Treba však ešte dodať, že liasové pieskovce majú časté vložky tmavých slieňov, čím sa podstatne líšia od spodnotriasových.

Niet teda pochybnosti o tom, že kremence (v spodnejších polohách často arkózovité), ktoré ležia priamo na kryštaliniku a vytvárajú bázu obalovej série, sú spodnotriasové. Také sú i kremence doprevádzajúce antiklinálny pruh kryštalinika, vynorený tektonicky uprostred liasového súvrstvia západne od Borinského potoka. Problematickejši je však výskyt kremencov obyčajne šošovkovitých, doprevádzaných západne od doliny Propadlé liasovými pieskocami. Ich petrografický charakter nasvedčuje tomu, že ide predsa o člena spodnotriasového, azda práve o pokračovanie spomínaného antiklinálneho pruhu kryštalinika. Tieto kremence poskytli pravdepodobne i materiál rozsiahlym až niekoľko m³ veľkým balvanom bazálneho tortónu, transportovaným na malú vzdialenosť.

Pieskovce liasu sú však obmedzené len na južnú časť Malých Karpát spolu s borinskými vápencami. Severnejšie od Perneku sme ich nenašli.

Postavenie borinských (= pajštúnskych) vápencov

Vývinom tmavošedých i šedých vápencov s polohami brekciovitých vápencov, slieňov, dolomitov a vápnitých pieskocov nemajú borinské vápence obdobu v Západných Karpatoch. Sú teda špecifickým členom obalovej série Malých Karpát. Beck a Vettters potvrdili podľa nálezu skamenelín, hlavne belemnítov a brachyopódov, ich liasový vek už predtým vyslovený Š t ú r o m (1860). Československí geológovia (K o u t e k — Z o u b e k 1936, A n d r u s o v 1946) opierali sa pri stratigrafickom začleňovaní o analógiu s mezozoickými sériami iných jadrových pohorí. Na základe výskytu dolomitov uprostred súvrstvia borinských vápencov, neznámych v členoch mladších ako vrchný trias, začlenili podstatnú časť súvrstvia k strednému triasu. Vychádzali pritom i z poznatkov, že stredný trias je všade v obalových sériách vyvinutý a považovali jeho neprítomnosť, ako to tvrdili B e c k a V e t t e r s, za nepravdepodobnú. Belemnity sú podľa nich prítomné v brekciovitých vápencoch liasu, slienité súvrstvia a pieskovce sú zas súčasťou vyššieho člena, grestenských vrstiev.

Naše štúdiá však jednoznačne potvrdzujú príslušnosť uvedených hornín k jednotnému stratigrafickému komplexu. Ďalšie nálezy belemnítov v stupavskom lome, v skalných odkryvoch asi 100 m západne od skaly Borinského hradu v celistvých vápencoch s polohami dolomitov i brekciovitých vápencov, až vápencových brekcií,

potvrdzujú názor o liasovom veku súvrstvia. Belemnity z posledne uvedenej lokality boli určené G. K r y m h o l c o m z Leningradu ako: *Passaloteuthis* sp. a *Mesoteuthis* sp. Prvý rod má stratigrafické rozpätie pliensbach až toark, druhý dommer až aalen.

Tzv. grestenské vrstvy, t. j. súvrstvie slieňov, slienitých vápencov a slienitých bridlíc s polohami celistvých tmavosivých krinoidových piesčitých vápencov i vápnitých pieskocov, líšia sa svojim charakterom od fácie opisanej v krížňanskej sérii pod týmto názvom, a to najmä väčším podielom slieňov a slienitých vápencov. Celkom iná je fácia grestenských vrstiev Východných Álp. Toto súvrstvie vystupuje v južnej časti pohoria, prevažne vo vyšších polohách komplexu borinských vápencov, teda v podloží mariatalských bridlíc. Miestami sa nájde v šošovkách, inde v hrubších masách i uprostred spodnejších vápencových komplexov.

Fácia borinských vápencov smerom na sever sa mení. Masívne vápence nahrádzajú tmavošedé lavicovité až doskovité vápence, často s hluzami tmavých rohocov; miestami majú tenšie, inde hrubšie polohy slienitých bridlíc a tmavošedých slieňov. I krinoidové vápence vystupujú v tenších lavičkách, prípadne v doskách. Brekciovité vápence i pieskocce chýbajú. Možno preto povedať, že vývin liasového súvrstvia v strednej časti Malých Karpát severne od Kuchyne nie je litorálny, ale otvoreného mora.

Názor K o u t k a a Z o u b k a i A n d r u s o v a o nepravdepodobnosti neprítomnosti stredného triasu bol správny, lenže tento člen nezastupujú borinské vápence s nepravidelnými polohami tmavých dolomitov, ale súvrstvie svetlošedých dolomitov zistených v strednej časti pohoria v podloží opísaného liasového súvrstvia.

Postavenie mariatalských bridlíc

Petrografický charakter mariatalských bridlíc je už dávno známy. Tmavosivé až čierne bridlice majú vložky jemnozrnných čiernych vápencov i hrubozrnných krinoidových vápencov, čiastočne piesčitých. Známy je i toársky vek tohoto súvrstvia, určený na základe pomerne bohatých nálezov z jedinej lokality pri Marianke (S c h a f f e r 1899). Je však tiež známe, že i uprostred súvrstvia borinských vápencov sú polohy bridlíc a slieňov svojim charakterom podobné mariatalským bridliciam. Je teda na mieste otázka, či mariatalské bridlice predstavujú súvislý stratigrafický horizont, alebo či ide len o liasovú subfáciu. Posledný názor zastáva P o l á k (1957) na základe detailných štúdií v okolí Borinky.

Doterajšie naše poznatky a najmä nedostatok rozsiahlejších sedimentárno-petrografických štúdií i skamenelín neumožňujú nám v tom smere zaujať jednoznačné stanovisko. Podľa terénneho výskumu prikláňam sa skôr k názoru o stratigrafickej pozícii mariatalských bridlíc. Na rozdiel od bridličnatých súvrství rozložených uprostred borinských vápencov majú mariatalské bridlice vcelku menší podiel CaCO_3 , jemnejšiu štiepatelnosť s lupienkovitým rozpadom a výraznejší perleťový

lesk. I podiel vápencových polôh je v nich menší. To pravda neznamená, že azda na niektorých miestach nemôžu byť petrograficky zhodné s bridličnatými polohami borinských vápencov.

Pri geologickom mapovaní sme vymedzili pruh mariatských bridlíc pozdĺž celého pohoria Malých Karpát a práve to ma vedie k názoru o ich stratigrafickej stálosti. Pravda, najspolahlivejšie dôkazy, a to ďalšie lokality skamenelín, chýbajú.

Stratigrafia predstrednojurských členov obalovej série

Po riešení uvedených problémov možno doplniť stratigrafiu starších členov obalovej série Malých Karpát. Najspodnejším členom sú spodnotriasové kremence s polohami arkózovitých kremencov až arkóz. V ich nadloží je miestami tenšia poloha kremítých bridlíc, ktorá sa morfológicky prejavuje depresívnym pruhom, rozloženým medzi kremencami a mladšími súvrstviami obalovej série. Takýto pruh, morfológicky zvlášť výrazný možno pozorovať severozápadne od Doľan na svahoch Kločiny a Zrkadliska. Na pravej päte Doľanskej (ompitálskej) doliny v umelých odkryvoch, robených pri zachytávaní prameňov, zistili sa červené ílovité bridličky s polohami žltohnedých buňkovitých vápencov. Červené, zelenosivé a tmavosivé bridlice vystupujú v hlbokých zárezoch lesnej cesty pri západnej päte Zrkadliska. Toto súvrstvie predstavuje verfénske vrstvy známe doteraz z južných častí Malých Karpát (Koutek — Zoubek 1936, Cambel 1954).

Celkom novým je zistenie stredného triasu vo vývine dolomitov. Stredný trias síce bol opísaný z obalovej série (Koutek — Zoubek 1936, Andrusov 1949, Cambel 1954), zaradovali sa však k nemu komplexy vápencov s polohami dolomitov, patriacich bezpečne k liasu. V podloží liasových súvrství v severnejšej časti kryštallického jadra Malých Karpát našli sa hrubšie polohy dolomitov, a to na severnom svahu Klokočiny (južne od Rybárne) a pri Horných Orešanoch. Ide v podstate o sivé až bielosivé horniny s typickým dolomitickým rozpadom. Len miestami majú tmavšie sfarbenie. Nájdu sa aj polohy hrubo lavičovitité i sivé hrubozrnné kryštallické dolomity. V súvislom 90 m dlhom odkryve na južnej strane hradskej na SV od Horných Orešian možno pozorovať lavičovitité dolomity o mocnosti lavíc 15—60 cm, detailne zvrásnené v kľukaté vrásky so sklonom osných rovín 45—50° na SZ. Svojím charakterom sa opisované dolomity ničím nelíšia od triasových dolomitov subatranských jednotiek. Ich poloha v nadloží spodného triasu a v podloží liasového súvrstvia určuje síce zhruba ich stratigrafickú príslušnosť, nie je však jasné, či ide o stredný alebo vrchný trias. Treba ešte poznamenať, že dolomity sú oveľa svetlejšie ako vložky dolomitov, ktoré vystupujú uprostred liasových borinských vápencov.

Spodný a stredný lias je vyvinutý v dvoch fáciach. V južnejšej fáci majú v spodnejších polohách prevahu tmavosivé a sivé masívne vápence s nepravidelnými polohami tmavosivých dolomitov, brekciovitých vápencov a polymikt-

ných zlepcov a brekcií. Posledné typy hornín sú častejšie v okrajovej časti pri styku s kryštalinikom. Charakteristickým členom opisovaného vývinu sú i vápnite pieskovce až kremence. Tmavosivé slienité vápence a bridlice tvoria len nepravidelné vložky. Avšak vo vrchnej časti opisovaného súvrstvia vytvárajú práve tieto horniny podstatnú masu súvrstvia a celistvé i krinoidové vápence i pieskovce tvoria uprostred nich len podradnejšie polohy. Tento vrchný oddiel bol predtým opísaný ako grestenské vrstvy. Južná fácia liasu je vyvinutá v južnej časti pohoria až ku Kuchyni. Severnejšie je však druhá fácia s nedostatkom masívnych vápencov borinského typu i brekciovitých vápencov, kremencov a pieskovcov. Základnou horninou sú tmavošedé doskovité vápence s častými hľuzami tmavých rohovcov. Vápence majú obyčajne svetlosivý povrch a vykazujú zvrstvenú textúru. Rohovce uprostred nich vytvárajú miestami lavičky až 2 cm hrubé. Na niektorých miestach, najmä v sprievode slieňovcov vystupujú i polohy doskovitých krinoidových vápencov. Slieňovce i slienité vápence sú uprostred tohto súvrstvia veľmi časté a tvoria i desiatky metrov hrubé polohy; majú často bridličnatú a lupienkovitú odlučnosť. Veľký podiel slieňovcov a slienitých vápencov a doskovitosť (len zriedka sú lavicovité) zapríčiňuje miernejší morfológický ráz terénu ako u fácie borinskej. Skalné odkryvy sú ojedinelé a zriedkavo sa vyskytujú i menšie (skalné) výstupky. Mikroskopicky majú vápence mikrokryštalickú štruktúru často s grafitickou prímiesou. Mikrokryštalickú hmotu rohovcov tvorí karbonát a chalcedón. Kremitá hmota vytvára hľuzy v hmote karbonatickej. Krinoidové vápence majú mikroskopicky organogénnu štruktúru s prevahou článkov echinodermatov. Z klastík je prítomný kremeň, ako autigénne minerály kremeň a pyrit; sekundárny je limonit. Žilky vyplňuje hydrotermálny kremeň a turmalín.

Najvyšším členom liasu sú mariatské bridlice, ktoré majú po celej dĺžke pohoria rovnaký petrografický charakter s charakteristickým jemne lupienkovitým rozpadom bridličiek. Uprostred bridlíc a slieňovcov nájdú sa tmavošedé celistvé vápence i hrubozrné vápence v doskách 3—15 cm hrubých. Súvislý pruh tohto súvrstvia v severnej časti pohoria oddeľuje liasové súvrstvie od nadložného doggeru.

Pri lokalite Solírov západne od Doľan vystupujú v podloží i v nadloží mariatských bridlíc lavice zlepcov. Ich valúny majú subangulárny i angulárny tvar, sú pomerne dobre opracované a stmelené vápencom. Valúny obsahujú tmavosivé rohovce a liasové vápence, zriedkavejšie i kremence a báziká. Valúny sú rôznej veľkosti, od veľkosti hrachu po detskú päť.

Mladšie členy obalovej série

Mladšie členy ako mariatské bridlice uvádzali už Koutek a Zoubek, ktorí za také považujú súvrstvie svetlošedých celistvých vápencov, v spodných polohách masívnych, vo vrchnejších vrstevnatých až bridličnatých so šošovkami

rohovcov. Ďalším mladším členom je súvrstvie slieňov perletovej farby a bridličnatých vápencov. O prvom súdili, že ide o vrchnú juru, o druhom zase neokom. M a h e I považuje rohovcové vápence za vrchnojurské a svetlošedé tenkolavicovité vápence s hluzami a polohami rohovcov za neokomské.

Južná časť pohoria, pravda, neposkytovala vhodný terén pre štúdium mladších útvarov. Všetky mladšie členy vystupujú totiž až severne od Kuchyne, kde bolo možné stanoviť presnejšie stratigrafiu poliasových členov. Už kartograficky bolo možné vyčleniť dogger — spodnomalmské tmavošedé vápence a rohovce, svetlošedé vrchnomalmské vápence, masívne krinoidové aptské a slienito-pieskovcové albcenomanské súvrstvie.

Dogger-spodný malm. V nadloží mariatských bridlíc vystupujú doskovité sivé až tmavosivé vápence so svetlou patinou. Sú celistvé i drobnozrnné, najčastejšie ich prestupujú hluzy tmavých rohovcov. Podiel rohovcov smerom do nadložia sa nápadne zväčšuje, takže vo vrchných častiach súvrstvia vytvárajú i súvislejšie polohy. Vápence sú obyčajne doskovité, o hrúbke najčastejšie 10—12 cm a sú prestúpené kalcitovými žilkami.

Petrograficky sa vcelku zhodujú s liasovým súvrstvom severného vývinu. Len viac-menej súvislá poloha mariatských bridlíc umožnila kartografické vymedzenie oboch súvrství. Miestami sú uprostred vápencov polohy bridličnatých slieňovcov, prípadne slienitých i krinoidových vápencov. Hrubsie polohy sivých krinoidových vápencov sú na severovýchodnom svahu Rybníkářky. V odkryve 8 m dlhom a 130 cm vysokom sú stredno až hrubozrnné vápence s kalcitickými žilkami a s nepravidelnou kusovitou odlučnosťou. Našli sa v nich lamelibranchiáty, ktoré K o c h a n o v á určila ako:

Chlamys cf. *ambigua* M ü n s t.

Arcomya sp?

Na severnej päte Holého vrchu pri poľnej ceste pod lesom našli M. P e r ž e l a V. V i s k u p balvan s množstvom lamelibranchiátov, z ktorých sa podarilo M. K o c h a n o v e j určiť:

Modiola gregaria G o l d f.

Pinna cf. *opalina* Q u e n s t.

Oxytoma cf. *inaequivalvis* S o w.

Oxytoma münsteri (G o l d f.)

Lima cf. *lycetti* L a u b e

Lima (Plagiostoma) anonii M e r i a n

Placunopsis cf. *oblonga* L a u b e

Ostrea sp.

Gryphea cf. *sublobata* B e s h.

Tancredia cf. *dionvillensis* T e r q.

Tancredia cf. *donaciformis* A g.

Astarte cf. modiolaris Lamarck

Pleuromya aff. alduinii Brong.

Pleuromya cf. decurtata Goldf.

Pleuromya sp.

Pholadomya murchisoni Sow.

Tharcia sp. Nr. 1 Schmidtlill

Vo vrchnejších častiach opisovaného súvrstvia prevládajú zväčša doskovité, sivé až tmavosivé rohovce a rohovcové vápence. Smerom do nadložia stávajú sa rohovcové vápence svetlejšie, miestami hnedosivé i žltkasté. Obsahujú hojné radiolarity; nájdu sa i kusy s červenkastým nádychom, najmä na južnom svahu Poraja a v oblasti Kuchyne. Vrchné polohy vápencov predstavujú pravdepodobne spodný malm.

Vrchný malm — titón

Vývin vrchného malmu — titónu je v Malých Karpatoch podobný ako v obalových sériach. Sú to doskovité vápence, len miestami slabo slienité, o hrúbke dosiek 5—10 cm. Vápence majú výraznú bielu patinu a sú prestúpené miestami viac, inde menej hluzami tmavosivých až čiernych, niekde sivohnedých rohovcov s kalcitovými žilkami. Výbrusový materiál z niekoľkých miest, a to z najvrchnejších polôh, vykazuje kalpionelovo-globochetovú mikrofáciu s *Calpionella alpina* Lorenz. Titónske vápence majú hrúbku 10—50 m a morfológicky vytvárajú výrazný pruh.

Pri Sklenej Huti v podloží opísaných titónskych vápencov sú 4—6 m hrubé sivé slienité doskovité vápence bez rohovcov s globochetami a lombardiami. Obdobnú mikrofáciu, poukazujúcu na kimeridž (Mišík 1958), konštatuje A. Salontayová i v masívnych sivých až bielosivých vápencoch rozložených v podloží titónu a v nadloží tmavých rohovcových vápencov južne od Vyskej.

Apt. V nadloží titónskych vápencov v strednej časti Malých Karpát vystupujú masívne vápence, miestami s doskovitými polohami. Sú sivé, vo vrchných polohách tmavosivé. V spodných polohách sú vápence jemnozrné až celistvé s bielou patinou, s polohami hrubozrnnejšími, pripomínajúcimi titónske vápence. Na povrchu však majú stopy po organizmoch. Na niektorých miestach sú tieto vápence brekciovité, prípadne pseudohluznaté, len ojedinele majú doštičky krinoidov. Podstatnú masu súvrstvia tvoria hrubozrné vápence, často tmavosivé s hojnosťou tmavých rohovcov. Detritickým charakterom a značným podielom krinoidov pripomínajú tieto vápence lias. Rohovce tvoria hniezda, prípadne nepravidelné polohy. Vo vápencoch je často klastická prímies tvorená z úlomkov slienitých vápencov a z bieleho kremeňa. Zvetrávaním kremeňa vznikajú na povrchu ostrohranné hrbolce. Takejto klastickej prímiesi je niekde viac, inde menej. Mikroskopické štúdiá A. Salontayovej ukazujú, že ide o vápence gravelovej mikrokryštalickej klastickej štruktúry s článkami echinodermát a úlomkami ma-

choviek a solenopór. (Prítomné sú i klastické a autigénne zrná kremeňa.) Hľuzy rohovcov vykazujú prítomnosť radiolárií a húb. Výskyt orbitolín poukazuje na aptský vek vápencov. Z makrofauny sa našli drobné belemnity a exogýry, zatiaľ neurčené. Dôležitým poznatkom A. S a l o n t a y o v e j je zistenie väčších úlomkov vápencov obsahujúcich globochety a titónske kalpionely. To potvrdzuje existenciu hiátu medzi usadením aptských a podložitých titónskych vápencov, i keď ich styk budí na niektorých miestach dojem zdanlivého prechodu.

Alb-cenoman

Najvrchnejším členom obalovej série Malých Karpát je súvrstvie ílovcov s polohami pieskovcov a piesčitých vápencov. Podstatnú časť súvrstvia tvoria vápnité ílovce sivozelenkastej farby s tenkodoštičkovitým až lupienkovitým rozpadom. Zvetrávajú do sivohneda. Uprostred nich sú polohy piesčitého vápenca a šedomodrých vápnitých pieskovcov zvetrávajúcich do hrdzavošeda. Hrúbka lavíc vápencov i pieskovcov je 2—15 cm. Na východnom svahu dolinky medzi vrchami Sovina a Krč, juhozápadne od kóty 408, vystupujú uprostred ílovcov sivomodré piesčité vápence a vložky zlepcov. Valúny zlepcov dosahujú veľkosť hrachu až ľudskej päste. Sú subangulárne, až zaoblené. Materiál valúnov tvoria tmavosivé i svetlosivé celistvé vápence, vápence s hnedastým nádychom, tmavosivé až čierne rohovce s kalcitovými žilkami, kremence, bazikum a chloritické bridlice.

V južnej časti Malých Karpát majú najmladšie členy obalovej série odlišnejší vývin. Predovšetkým nebola tu konštatovaná osobitná poloha aptských vápencov. Zato uprostred súvrstvia vápnitých ílovcov sú slieňovce a tmavošedé, čiastočne slienité vápence. Vápence sa prejavujú i morfológicky a vytvárajú súvislejšie pruhy. Sú šedé, prestúpené tmavými rohovcami. Rozmiestnené sú hlavne v spodnej časti súvrstvia, vo vrchnej časti uprostred ílovcov sú polohy tmavošedých vápnitých pieskovcov. Zvlášť hrubé súvrstvie alb-cenomanu je vyvinuté východne od Vysokej. I tu uprostred bridličnato-pieskovcového vývinu sú polohy masívnych bielosivých vápencov, tvoriacich výrazné skaliská. Vápence sú poprerastané hrubými kalcitovými žilkami a uprostred nich sú i polohy doskovitých i zbridličnatejších, čiastočne slienitých vápencov. V niektorých polohách sú viac, inde menej poprerastané tmavými rohovcami nepravidelne rozloženými. Mikroskopickým štúdiom sa však nepodarilo zistiť nijakú významnú mikrofaunu.

Pozoruhodné sú výsledky mikropaleontologických štúdií ílovcov opisovaného súvrstvia. Vzorky z oblasti Kuchyňa, a to zo spodných polôh vykazujú podľa J. S a l a j a prítomnosť *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i); vo vrchných polohách súvrstvia sa našli *Rotalipora* cf. *appenninica* (R e n z) a *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i); vzorky od Sklenej huty vykazujú *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i) a *Glomospira* sp.; od Solírova zo spodných polôh *Thalma-*

ninella ticinensis (Gandolfi); z vrchných polôh *Rotalipora* cf. *appenninica* (Renz) *Anomalina complanata* Reuss.

Mikrofauna ukazuje, že spodná časť súvrstvia zodpovedá vrchnému albu, vrchná spodnému cenomanu.

Ako vidieť vyказuje obalová séria Malých Karpát v období spodnej kriedy dva veľké stratigrafické hiáty, a to medzi titónom a aptom a medzi aptom a vrchným albom. Zdá sa, že tu nejde o zjav špecifický pre Malé Karpaty, lebo takéto dva hiáty sme zistili s A. Salontayovou i v manínskej sérii pri Trenčianskej Teplej.

V obalových sériách Inovca, Suchého a Malej Magury je len jeden hiát, ale väčší, medzi titónom a vrchným albom. Apt totiž v týchto sériách nie je vyvinutý.

*

Stratigrafické štúdiá iste prinesú v budúcnosti veľa doplňujúcich poznatkov, avšak už z terajších poznatkov o stratigrafii obalovej série Malých Karpát možno posúdiť jej vzťah k ostatným obalovým sériám Záp. Karpát i k obalovej sérii centrálného pásma blízkych Východných Álp, k tzv. sérii Semeringu.

Pri porovnávaní jednotlivých členov obalovej série Malých Karpát s ostatnými tatrídnyimi sériami zisťujeme, že väčšina jej členov má vývin osobitný, inde neznámy. Platí to najmä o triase, liase a čiastočne i o doggere a spodnom malme. Stredný a vrchný trias vyznačuje sa nedostatkom vápencov a rudimentárnym vývinom týchto členov. Dolomity, azda strednotriasové, sú pre tatrídnu sériu neobvykle svetlé. Zvlášť špecifický je vývin liasu borinských vápencov i mariatských bridlic. Severnému malokarpatskému vývinu liasu sa podobá jeho vývin v obalovej sérii Inovca. Dogger-spodný malm je osobitný len do určitej miery. Jeho základné horniny, a to tmavé rohovce a tmavošedé vápence sa vyskytujú často i v obalovej sérii Inovca i Suchého a Malej Magury. Vývin kimeridž-titónskeho súvrstvia je v obalových sériách rozšírený. Je to člen charakteristický pre väčšinu tatrídnych sérií (Mahl 1957). Apt má vývin osobitný, odlišný hlavne značným podielom krinoidov a klastík. Najvyšší člen, súvrstvie ílovcov s polohami piesčitých vápencov a vápnných pieskovcov je zaujímavý tým, že zastupuje nielen alb, a to vrchný, ale aj spodný cenoman. Je to poznatok nový pre obalové série, nie však osobitný pre Malé Karpaty. Stretli sme sa s ním vďaka mikropaleontologickým štúdiám V. Kantorovej a J. Salaja už pri manínskej sérii pri Dobrej a pri Belušských Slatinách, ale i v obalovej sérii Inovca.

Obalová séria Malých Karpát nie je v žiadnom prípade blízka sérii vysokotatranskej; ani faciálne ani tektonicky nie je súčiastkou vysokotatranského pásma, či príkrovu. Doplňujúce štúdiá v manínskej sérii z posledných rokov vyčleňujú i túto sériu z tohto pásma, a tak názor o existencii vysokotatranského pásma, či príkrovu je prekonaný. Faciálne najbližšia obalovej sérii Malých Karpát je bezpochyby obalová séria susedného jadra, obalová séria Inovca. Každá z nich má,

pravda, prítom osobitosti, ktorými sa vyznačuje každá séria jadrových horstiev (M a h e l 1947).

Nemožno však vôbec hovoriť o dajakých blízkych vzťahoch, tým menej o pokračovaní obalovej série Malých Karpát vo Východných Alpách, keďže najtypickejšie členy obalovej série Malých Karpát, a to borinský vápenec i mariatalské bridlice, ale ani členy vyššie neboli z Východných Álp vôbec opísané.

*Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1.] Andrusov D., 1942: Geologia Slovenska, 1946: Pajštúnsky príkrov na severnom svahu Malých Karpát. Věstník St. Geol. ust. XXI. Praha. — [2.] Beck H. — Vettters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Eine stratigraphischtektonische Studie. Beiträge zur Paleontol. u. Geol. Österreich-Ungarn u. Orients XVI, 1—2. Wien—Leipzig 1. — [3.] Cambel B., 1954: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [4.] Cornelius P. H., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft 92, 4, 5. Wien. — [5.] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75.000 list Bratislava 4758. Knihovna St. geol. ust. 18. Praha. — [6.] Mahel M., 1950: Obalová séria Inovca. Geologický sborník I, 1. Bratislava. — [7.] 1953: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geologický sborník III. Bratislava. — [8.] 1957: Jadrové pohorie, špecifický znak Západných Karpát. Geologický sborník VIII, 2. Bratislava. — [9.] Mišík M., 1957: Zpráva o sedimentárne-petrografickom výskume mezozoika jaderných pohorí. I. Rukopis. Geofond. Bratislava. — [10.] Polák St., 1957: Manganové rudy Malých Karpát. Geologické práce 47. Bratislava. — [11.] Schaffer X., 1899: Fauna der Dachschiefer von Mariatal. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XLIX. Wien. — [12.] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, XI., Wien. — [13.] Vettters H., 1904: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt, Wien.

MICHAL MAHEL

STRATIGRAPHISCHE PROBLEME IN DER HÜLLENSERIE DER KLEINEN KARPATEN

Trotz zahlreichen Arbeiten über das kleinkarpatische Mesozoikum (Štúr 1860; Schaffer 1899; Beck — Vettters 1904; Koutek — Zoubek 1936; Andrusov 1946; Mahel 1953; Cambel 1954; Polák 1956) blieben in der Stratigraphie der Hüllenserie viele unklare Grundprobleme offen. Als solche muss man die stratigraphische Stellung der Quarzite und Sandsteine, der sog. Borinka-Kalke, der Mariatäler Schiefer und hauptsächlich die Stratigraphie der nachliassischen Glieder betrachten. Neue Untersuchungen bringen zahlreiche Tatsachen, die zur Lösung der angeführten Probleme beitragen.

Stellung der Quarzite und Sandsteine. Schon seit Beck — Vettters Zeiten sind die quarzigen Sandsteine, Arkosen und quarzigen Konglomerate als basale Schichtengruppe der Hüllenserie bekannt. Neben ihnen werden die stellenweise mehr, anderswo weniger kalkigen Sandsteine

inmitten der liassischen Borinka-Kalke angeführt. Soweit die erste Schichtengruppe unmittelbar auf dem Kristallinikum liegt, besitzt sie eine klare stratigraphische Position und entspricht im Sinne der bisherigen Erkenntnisse der Untertrias. Sandsteine, meist mit einem kalkigen Bindemittel, treten inmitten der Borinka-Kalke auf. Sie sind ein Glied der Lias-Schichten. Strittig ist bloss die Position der Quarzite, die gedehnte Linsen, bzw. nichtzusammenhängende Streifen inmitten der Borinka-Kalke bilden. Ihr petrographischer, mit den triadischen Quarziten übereinstimmender Charakter führt zur Ansicht, dass es sich um ein untertriadisches Glied handelt. Ihre Position ist offenbar tektonisch.

Stratigraphische Stellung der Borinka-Kalke: (Pajstún-Kalke = Ballensteinkalk). Die durch dunkelgraue und graue Kalke mit Lagen brekziöser Kalke, Mergel, Dolomite und kalkiger Sandsteine repräsentierte Fazies der Borinka-Kalke hat keine Analogie in den Westkarpaten. Die Belemniten- und Brachiopodenfunde führten Beck — Vettters zur Anschauung über das Lias-Alter dieser Schichtengruppe. Die Anwesenheit von Dolomiten inmitten der Kalke, das Fehlen der typischen mittel- und obertriadischen Glieder der kleinkarpatischen Hüllenserie und der den triadischen Kalken anderer Serien der Westkarpaten nahestehende petrographische Charakter der massiven Kalke, führten die tschechoslowakischen Geologen dazu, einen Teil der Schichtengruppe der Borinka-Kalke, u. zw. die massiven Kalke mit Dolomitlagen als triadisch zu betrachten (Kouček — Zoubek, Andrusov, Cambel). Neue Belemnitenfunde an einigen Stellen in den massiven Kalken mit den Dolomitlagen bestätigen jedoch die Richtigkeit der früheren Anschauung (Beck — Vettters, Mahel) über das Lias-Alter der beschriebenen Schichtengruppe. Das Studium zahlreicher Profile im Terrain und der Bohrprofile beweist klar die Zusammengehörigkeit einzelner Glieder, also auch der massiven Kalke und Dolomite der Borinka-Fazies. Die Mitteltrias besitzt eine andere Entwicklung. Sie wird durch die von den Dolomitlagen inmitten der Borinka-Kalke auffallend unterschiedlichen grauen Dolomite repräsentiert. Die Kalkbrekzien in der Borinka-Fazies sind zweierlei: in der Küstennähe entstandene Brekzien mit häufigem, älterem, fremdartigem Material und endostratische Brekzien, die inmitten der massiven Kalke unregelmässig verteilt sind.

Die Borinka-Fazies ist nur im südlichen Teil der Kleinen Karpaten entwickelt. Der Oberlias ist oft in der Form von Mergeln, mergeligen Kalken und Schiefen mit Lagen dunkelgrauer Crinoidenkalke, sandiger Kalke und kalkiger Sandsteine entwickelt. Die Borinka-Kalke, d. h. die massiven Kalke und brekziöse Kalke kommen selten in dünnen Lagen vor. Diese Schichtengruppe kann man jedoch weder in den Westkarpaten, noch weniger in den Ostalpen mit den Grestener Schichten identifizieren (Andrusov 1946).

Im mittleren Teil der Kleinen Karpaten, nördlich von der Gemeinde Kuchyňa besitzt der Lias eine ganz andere Entwicklung. Das wesentliche Gestein sind dunkelgraue, bankige bis plattige, oft Knollen dunkler Hornsteine enthaltende Kalke. Sie besitzen häufige Lagen dunkelgrauer, mergeliger Schiefer und Mergel, stellenweise auch Crinoidenkalklagen. Man kann sagen, dass nördlich von Kuchyňa die Lias-Schichtengruppe eine Entwicklung des offenen Meeres besitzt, während in den südlichen Teilen des Gebirges die untereren Lias-Abteilungen eine litorale Entwicklung besitzen. Die Nähe der Küste äussert sich teilweise noch in den höheren Abteilungen durch die Anwesenheit der Sandkomponente.

Stellung der Mariatäler Schiefer: Der fazielle Charakter, sowie das Toars-Alter der Mariatäler Schiefer ist schon lange bekannt (Schaffer). Die Lagen dunkelgrauer, mergeliger Schiefer inmitten der Borinka-Kalke erregen keinen Zweifel, ob man von den Mariatäler Schiefen als von einem stratigraphischen Horizont sprechen kann. Die neuen Untersuchungen zeigen jedoch eine gleiche Entwicklung dieser Schichtengruppe entlang der ganzen Kleinen Karpaten. Auch trotz bestimmten petrographischen Ähnlichkeiten weist die Schichtengruppe doch Unterschiedlichkeiten von den Einlagen mergeliger Schiefer inmitten der untereren Lias-Schichten aus. Als solche muss man den blättchenförmigen Zerfall und den Perlmutterglanz der Schiefer betrachten.

Stratigraphie der nachliassischen Glieder der Hüllenserie. Bisher wurde die Stratigraphie dieser Glieder eigentlich nicht verarbeitet. Durch neue Untersuchungen ist es gelungen kartographisch abzutrennen: dunkelgraue Kalke und Hornsteine des Doggers-unteren Malms, lichtgraue Kalke des oberen Malms, massive Crinoidenkalke des Apts und eine mergelig-sandsteinige Alb-Cenoman-Schichtengruppe.

Der Dogger wird durch kompakte und feinkörnige, dunkelgraue Knollen dunkler Hornsteine enthaltende Plattenkalke repräsentiert. Auf dem nördlichen Fuss des Berges Holý vrch fand man in ihnen eine zahlreiche Lamellibranchiatenfauna, die ihr Bajocien-Bath-Alter beweist. Die Faunenliste wird im slowakischen Text, Seite 11, 12 angeführt. In den höheren Lagen der Schichtengruppe gesellen sich dunkelgraue Hornsteine und Hornsteinkalke zu, die in der Richtung ins Hangende lichter, bis gelblich und rötlich werden. Diese oberen Lagen repräsentieren wahrscheinlich den unteren Malm. Den oberen Malm repräsentieren graue, mergelige, massive, sowie plattige Kalke. Ins Hangende übergehen sie in schwach mergelige, Knollen dunkelgrauer bis schwarzer Hornsteine enthaltende Plattenkalke mit einer ausgeprägt weissen Patina. Die unteren Schichten enthalten eine Lombardien-Globocheten-Mikrofazies und entsprechen dem Kimmeridge. Die höheren, hornsteinhaltigen Plattenkalke enthalten eine reiche Calpionellen-Globocheten-Mikrofazies und repräsentieren den Tithon.

Das Apt weist eine in den Westkarpaten ungewohnte Entwicklung aus. Es sind grösstenteils massive, graue und dunkelgraue Kalke, die in den unteren Lagen feinkörnig bis kompakt, oft brekziös, in der wesentlichen Masse grobkörnig, crinoidenhaltig sind und häufige dunkle Hornsteine enthalten. Sie enthalten eine häufige klastische Quarzbeimenge und Bruchstücke mergeliger Tithonkalke. Auf ihr Apt-Alter weist die Anwesenheit von Orbitolinen hin.

Das höchste Glied der kleinkarpatischen Hüllenserie ist die Schichtengruppe graugrüner, kalkiger Tonschiefer mit Sandsteinlagen und sandigen Kalklagen. Man findet auch Konglomerate mit Rollsteinen aus dem Kristallinikum, den untertriadischen Quarziten und aus jüngeren Schichten der Hüllenserie. Die Mikrofauna* beweist, dass der untere Teil der Schichtengruppe dem oberen Alb [*Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi)], der obere Teil dem Cenoman [*Rotalipora* cf. *apenninica* (Renz), *Anomalina complanata* (Reuss)] entspricht.

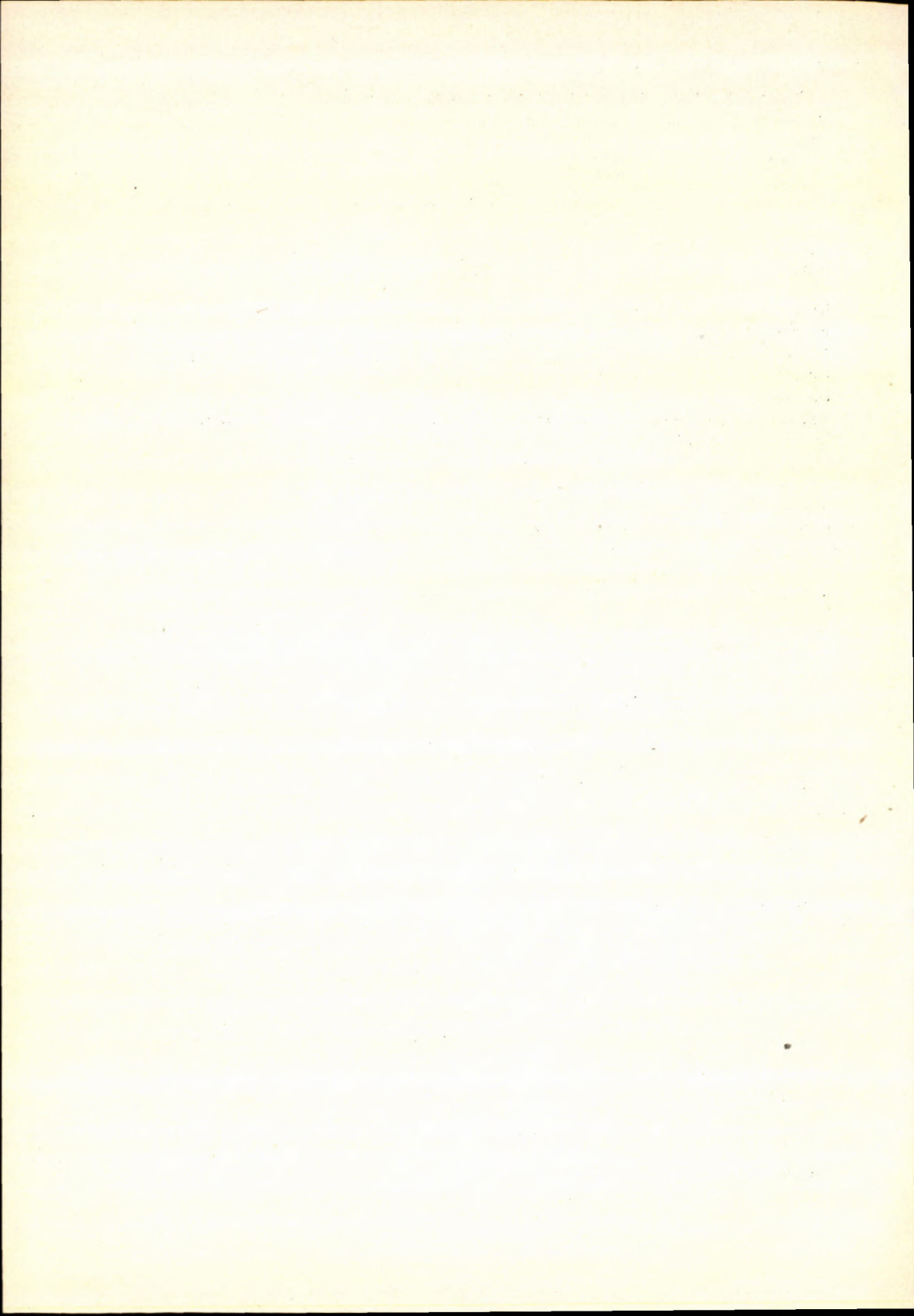
Die Hüllenserie der Kleinen Karpaten weist im Zeitabschnitt der Unterkreide zwei grosse stratigraphische Hiaten aus, u. zw. zwischen dem Tithon-Apt und den zweiten zwischen dem Apt und dem oberen Alb.

Im ganzen kann man die Hüllenserie der Kleinen Karpaten mit keiner Serie in den Westkarpaten vergleichen. Sie besitzt eine ganze Reihe von Gliedern mit einer separaten, in anderen Serien unbekanntem Entwicklung, u. zw. weder in den Westkarpaten, noch in den Ostalpen.

Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

* nach Bestimmung von J. Salaj.



JÁN BYSTRICKÝ

PRÍSPEVOK K STRATIGRAFII SLOVENSKEHO KRASU

(O veku „meliatskej série“)

(*Nemecké resumé*)

Názov „meliatska séria“ zaviedla Čekalová (1954, s. 49) pre súvrstvie pestrých radiolaritov a tmavých bridlíc, ktoré vystupuje na ľavom brehu rieky Muráň severne od obce Meliata, aby ním zdôraznila osobitný vývin spodného triasu, presnejšie vrchného seisu Slovenského krasu.

V oblasti Držkoviec zisťuje vystupovanie tohto súvrstvia Maheľ (1954) a Bystrický (1954), pričom obaja zahrňujú k nemu aj svetlé až biele hrubokryštalické vápence, ktoré sa čo do vývinu a pozície zhodujú s bielymi hrubokryštalickými vápencami, vystupujúcimi pri Meliati v podloží „meliatskej série“ v zmysle Čekalovej (1954). Týmto sa pojem „meliatska séria“ rozšíril aj na vápence, ktoré sa na lokalite od Meliaty uvádzanej Čekalovou pokladali za karbónske (Čekalová 1954, Homola 1951).

Rozšírenie, vrstevný sled a stratigrafický rozsah celej série nie je doteraz dostatočne známy. Meliatska séria totiž zaujíma priestory miernej pahorkatiny, pokrytej pliocénnymi štrkami a svahovými hlinami, takže na povrch vystupuje prevažne len v malých a izolovaných odkryvoch, čo jej štúdium značne sťažuje. Preto sme počas geologického mapovania použili niekoľko povrchových vrto, ktoré nám jej vrstevný sled, doteraz známy z prirodzených odkryvov doplnili a pomohli aj pri stanovení jej veku.

Stratigrafické hodnotenie celej série, resp. jej niektorých členov bolo doposiaľ veľmi rozličné. Tak napr. biele, hrubokryštalické vápence od Meliaty a z údolia Slanej severne od Čoltova sa pokladali za strednotriasové ako equivalent wettersteinských vápencov (Balogh 1953, geolog. mapa). Homola (1951) na proti tomu začleňuje vápence severne od Čoltova k strednému triasu, ale tie isté vápence od Meliaty ku karbónu. Karbónskeho veku hrubokryštalických vápencov od Meliaty, ako som spomenul, pridržiava sa aj Čekalová (1954). Bystrický

trický (1954) ich pokladá za seiské, Mahel (1954) vidí v nich equivalenta šedých doskovitých vápencov kampilu.

Tmavé bridlice, vystupujúce na ľavom brehu Slanej severne od Čoltova, pokladá Homola (1951) za kampilské, ale od Meliaty za vrchnoseiské. S Homolovým názorom na vek tmavých bridlíc od Meliaty zhoduje sa Čekalová (1954), avšak tmavé bridlice pri Strelniciach (Lévarť) pokladá — (vzhľadom na to, že vystupujú v podloží pestrého detritického súvrstvia kladeného poväčšine k seisu) — za karbónske. V otázke veku pestrých radiolaritov boli názory už jednotnejšie; Homola (1951) a Čekalová (1954) pokladajú ich za vrchnoseiské, Mahel (1954) zas, podobne ako ostatné členy meliatskej série, za kampilské. Keď Balogh (Balogh 1950, Balogh — Pantó 1953) zistil v Rudabánskom pohorí a v Bükku osobitný vývin ladinu, takzv. *rudabanský* (rohovcové vápence, radiolarity a tmavé bridlice), niektorí autori (Andrusov 1956, Andrusov — Kováčik 1955, Kantor 1955, Pantó 1956) prikláňali sa k názoru o príslušnosti meliatskej série k ladinu, pokladajúc ju za reprezentanta rudabanského vývinu ladinu v Slovenskom krase. Naposledy Mášková (1957) predpokladá vrchnopermský vek spodnejších členov meliatskej série.

Otázka veku meliatskej série stala sa veľmi dôležitou, pretože vystupovanie ladinu v podloží pestrého súvrstvia werfenu (Držkovce, Strelnice, Hucín, Meliata) by poukazovalo na oveľa komplikovanejšiu stavbu územia a musela by sa pripustiť existencia rozsiahlych horizontálnych presunov príkrovového charakteru. Hoci vrstevný sled meliatskej série nie je doposiaľ do detailov známy — týka sa to hlavne jej bazálnych členov — na základe doterajších dát možno v nej odlíšiť pomocou petrografickej fácie celkom tri oddiely:

- a) *svetlé, biele hrubokryštalické vápence;*
- b) *pestré radiolarity;*
- c) *tmavé až čierne bridlice.*

a) *Biele hrubokryštalické vápence*

Vápence meliatskej série sú prevažne biele, hrubokryštalické, masívne a len miestami (Meliata) aj hrubolavicovité. Svojím vzhľadom do značnej miery pripomínajú vápence karbónu Spišsko-gemerského rudohoria. Len pri Držkovciach (východne od obce) vyskytujú sa aj vápence menej kryštalické, podobné svetlým vápencom stredného triasu. Často sa v nich vyskytujú závalky, vložky alebo aj silnejšie polohy červených, niekedy hematitom obohatených bridlíc alebo radiolaritov (Držkovce, Meliata), čo poukazuje na ich spätosť s vyššie ležiacim súvrstvím pestrých radiolaritov. Skameneliny neobsahujú.

Takéto vápence vystupujú na povrch na všetkých doposiaľ známych výskytoch meliatskej série s výnimkou Strelníc (Lévarť). Najviac sú rozšírené pri Držkovciach, kde vystupujú na oboch brehoch rieky Turiec (Bystrický 1954, Mahel 1954). V oblasti JV od Hucína vyskytujú sa v údolí Csakány (Bystric-

k ý 1957) a pri Meliate budujú celú oblasť kóty 273 a južne od obce tiahnu sa do údolia Ivona. Severne od Čoltova vystupujú vo forme menšej kryhy na ľavom brehu Slanej, južnejšie od Bohúňova (Lekene).

Pozícia svetlých vápencov v rámci meliatskej série nie je nateraz celkom jasná. Pri Meliate, zdá sa, sú najspodnejšou časťou (ich podložie nie je zatiaľ známe), v oblasti Čoltova, Hucína a Držkoviec vystupujú ako veľké šošovky v súvrství tmavých bridlíc a radiolaritov.

b) *Pestré radiolarity*

Radiolarity meliatskej série sú červené, ružové, zelenkasté, žltkasté, vzácnejšie aj čierne. Sú dobre zvrstvené, doskovité a rozpadavé na drobné ostrohranné úlomky a preto sa dajú pomerne ľahko zistiť aj v hlinitej pokrývke. V oblasti Držkoviec obsahuje súvrstvie radiolaritov polohy tmavočervených, červenohnedých hematitom obohatených pelitických bridlíc, vytvárajúcich ložisko sedimentárno-efuzívneho pôvodu (M a h e l 1954, K a n t o r — M a h e l 1954), ktoré dalo v minulosti podnet ku kutacím prácam.

Pekné odkryvy nachádzajú sa pri Držkovciach na ľavom brehu rieky Turiec (stará štôľňa) a v malom kameňolome pri ceste vedúcej po SZ svahu k. 296. V poslednom prípade ide takmer výlučne o tenkodoskovité, zelené radiolarity so slabšou (ca 1 m mocnou) polohou radiolaritov červených. Menšie odkryvy sú v údolí Drena a východne od Držkoviec (hlavne v záreze hradskej severne od obce). Pri Meliate vystupujú jednak na lokalite uvádzanej Č e k a l o v o u (1954), jednak južne od obce na Guba t. Tu budujú rássochu prebiehajúcu z k. 321 na východ a pokračujú, striedajúc sa už s pestrými sludnatými bridlicami werfénu, na ľavý breh Muráňa do oblasti Kerek domb. Pozoruhodný je ich výskyt na Hámor hegyi a na vrchole nepomenovaného kopca ležiaceho severovýchodnejšie. V oboch prípadoch sú v tektonickom styku so svetlými, stredotriasovými, v druhom prípade aj s gutensteinskými, vápencami na mohutných dislokáciách smeru SSV—JJZ.

Pozícia pestrých radiolaritov nie je stabilná; preto nemôžeme im pripisovať význam „horizontu“ v zmysle H o m o l u (1951). Pri Meliate i pri Držkovciach vystupujú na hranici medzi svetlými vápencami a tmavými bridlicami; časté sú aj v súvrství zelených a červených sludnatých bridlíc werfénu. Pri Čoltove vystupujú dokonca v súvrství tmavých bridlíc; sú intenzívne zvrásnené a prestúpené diabázovými horninami (K a n t o r 1955).

Zo skamenelín vyskytujú sa len početné radiolárie, zriedkavejšie ihlice húb, ktoré ovšem neumožňujú bližšie stratigrafické začlenenie.

c) *Tmavé bridlice*

Sú popri bielych, kryštálických vápencoch najmohutnejším súvrstvím meliatskej série. Ich vystupovanie v spodnom triase Slovenského krasu bolo až donedávna

úplne neznáme. Preto nie div, že sa im pripisoval rozličný vek (kampil, karbón, ladin). Až prvé vrty na hematitové sedimentárno-efuzívne ložisko v Šankovciach ukázali, že tmavé bridlice, dosť zhodné s niektorými bridlicami karbónu Spišsko-gemerského rudohoria, môžu sa vyskytovať aj v typickom súvrství zelených a červených ílovitých bridlíc werfenu, vytvárajúc s pestrými bridlicami prelínajúce sa polohy. Podobne je tomu aj pri Držkovciach, kde sa vo vrte DM-1 (Kantor — Mahel 1954) striedajú tmavé až čierne bridlice s polohami červenohnedých a zelenkastých bridlíc, zhodných s bridlicami, ktoré vystupujú na povrch v údolí Dreno, kde som v nich blízko k. 272 našiel jeden exemplár *Pseudomonotis clarai* Emmr. V súvrství tmavých bridlíc sa často vyskytujú polohy tmavých vápencov, tmavých piesčitých vápencov so zvyškami článkov krinoidov alebo tmavých až čiernych, silne bituminóznych vápencov. Pri Strelniciach (Lévart) vyskytujú sa aj polohy silne prestúpené pyritom.

Tmavé bridlice budujú vo väčšine prípadov najvyššiu časť meliatskej série, pričom prechádzajú vertikálne i laterálne do pestrého súvrstvia. Laterálne prelínanie sa tmavých bridlíc s pestrými, obsahujúcimi *Pseudomonotis clarai* Emmr., umožňuje nám ich začlenenie do spodného triasu. Vystupovanie tmavých bridlíc v podloží hrubokryštalických vápencov (Hucín vrt HB-1) alebo v podloží pestrých radiolaritov (Čoltovo, vrt ČB-2) môže byť spôsobené tektonikou.

Na tmavé bridlice meliatskej série viaže sa výskyt sádrovcovo-anhydritových ložísk, zistených nateraz pri Čoltove (vrt ČB-2) a najnovšie Fusanom (podľa ústneho oznámenia) aj v tmavých bridliciach pri Strelniciach (Lévart), pokladaných predtým za karbónske.

Meliatsku sériu možno teda na základe uvedeného pričleniť k spodnému triasu a paralelizovať so súvrstvím ílovitých čiernych bridlíc, pieskovcov a vápencov spodného seisu Rudabanského pohoria (Pantó 1956 s. 502) a so „sádrovcovým súvrstvím“ od Perkupy (Mészáros 1954) s tým rozdielom, že ani v Rudabanskom pohorí, ani v Perkupe nie sú známe z podložia tmavých bridlíc pestré radiolarity a biele hrubokryštalické vápence.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1.] Andrusov D., 1956: Stav výskumu slovenských rudohôr. Geol. sbor., VII., Bratislava. — [2.] Andrusov D. — Kováčik J., 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. Časť II. Hlavonožce triasu Slovenska... atď. Geol. sbor., VI., Bratislava. — [3.] Balogh K., 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 80., Budapest. — [4.] — 1953: Geologische Studien in der Umgebung von Plešivec, ferner zwischen Bódvaszilás und Josváfő. Földt. Int. Évi. Jel. 1943-ról, Budapest. — [5.] Balogh K. — Pantó G., 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG., XX, Praha. —

[6.] Bystrický J., 1954: Geologické pomery v oblasti južne od Jelšavy, Geol. sbor., V., Bratislava. — [7.] — 1957: Stratigrafia Slovenského krasu. Geol. práce, soš. 46, Bratislava. — [8.] Čekalová V., 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 1., Bratislava. — [9.] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XVII, Praha. — [10.] Kantor J., 1955: Diabázy Juhoslovenského mesozoika. Geol. práce, zoš. 41, Bratislava. — [11.] Kantor J. — Maheľ M., 1954: Záverečná zpráva o výskume Držkoviec. Rukopis, Geofond Bratislava. — [12.] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spiš.-gem. rudohoria — poznámky k územiu JV od Železníka. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [13.] Máška M., 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spiško-gemerského Rudohoří (I. Perm). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, ÚÚG, Praha. — [14.] Mészáros M., 1954: Compte rendu préliminaire sur la recherche du gyps à Perkupa. Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról, I. Budapest. — [15.] Pantó G., 1956: Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. Annales de l'Inst. géol. de Hongrie, Vol. XLIV, fasc. 2. Budapest.

JÁN BYSTRICKÝ

BEITRAG ZUR STRATIGRAPHIE DES GEBIRGES SLOVENSKÝ KRAS (Über das Alter der „Meliata-Serie“)

Die Benennung „Meliata-Serie“ führte Čekalová (1954, S. 49) für die Schichtengruppe bunter Radiolarite und dunkler Schiefer ein, die auf dem linken Ufer des Muráň-Flusses, nördlich von der Gemeinde Meliata auftreten, um so die separate Entwicklung der Untertrias, genauer des oberen Seis des Gebirges Slovenský kras zu betonen. Im Gebiete der Gemeinde Držkovce, wo die angeführte Schichtengruppe Maheľ (1954) und der Autor (Bystrický 1954) feststellten, werden zu ihr auch die lichten, grobkristallinen Kalke, die mit den bei Meliata im Liegenden der „Meliata-Serie“ im Sinne Čekalová (1954) auftretenden Kalken übereinstimmend sind, gezählt. Dadurch hat sich der Begriff „Meliata-Serie“ auch auf die Kalke, die auf der von Čekalová (1954) angeführten Lokalität als karbonische betrachtet wurden (Čekalová 1954, Homola 1951), erweitert.

Die Ausbreitung und Schichtenfolge, sowie die stratigraphische Ausdehnung der ganzen Serie ist bisher ungenügend bekannt. Da die Meliata-Serie die Räume eines mässigen, mit pliozänen Schottern und Gehängelehm bedeckten Hügellandes einnimmt und nur in kleinen, oft weit voneinander vorkommenden, isolierten Aufschlüssen auf die Erdoberfläche emporsteigt, hat man bei der geologischen Kartierung einige Bohrungen gemacht, die in bedeutendem Masse ihre, aus den natürlichen Aufschlüssen bekannte Schichtenfolge ergänzten und auch bei der Feststellung ihres Alters geholfen haben.

Die stratigraphische Eingliederung der Meliata-Serie, resp. ihrer gewissen Glieder war sehr unterschiedlich. Dieselben, auf verschiedenen Lokalitäten auftretenden Schichtengruppen wurden oft sehr unterschiedlich eingegliedert. So betrachtete man die lichten, grobkristallinen Kalke bei Meliata als karbonische (Homola 1951, Čekalová 1954), oder als mitteltriadische (Balogh 1953 — geol. Karte), dieselben Kalke bei der Gemeinde Čoltová als mitteltriadische (Homola 1951) und bei der Gemeinde Držkovce sieht Maheľ (1954) in ihnen ein Äquivalent der dunkelgrauen Plattenkalke des Campills. Ähnlich ist es auch mit den dunklen Schiefen, die man auf einer Lokalität zur Untertrias (Seis-Campill), anderswo wiederum zum Karbon (Strelnice—Levart) zählte. Als Balogh (Balogh 1950, Balogh—Pantó 1953) in den Gebirgen Rudabánya und Bükk (Ungarn) eine separate, sog. „Rudabánya-Entwicklung“ des

Ladins feststellte, haben manche Autoren (Andrusov 1956, Andrusov — Kováčik 1955, Kantor 1955, Pantó 1956) in der Meliata-Serie einen Repräsentanten der Rudabánya-Entwicklung im Slovenský kras gesehen. Zuletzt setzt Máška (1957) ein oberpermisches Alter der unteren Glieder der Meliata-Serie voraus.

Die Frage des Alters der Meliata-Serie ist so sehr wichtig geworden, weil das Auftreten des Ladins im Liegenden der bunten Schiefer und der Sandsteine des Seis-Untercampills (Držkovce, Strelnice, Hucín, Meliata) auf einen komplizierteren tektonischen Bau hinweisen könnte und man müsste die Existenz ausgedehnter, horizontaler Deckenüberschiebungen zulassen.

Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse kann man in der Meliata-Serie drei Schichtengruppen unterscheiden:

- a) *weisse, grobkristalline Kalke,*
- b) *bunte Radiolarite,*
- c) *dunkle bis schwarze Schiefer.*

a) *Weisse, grobkristalline Kalke*

Sie sind massiv und nur stellenweise (Meliata) grobbankig. Ihrem Aussehen nach erinnern sie im bedeutenden Mass an die karbonischen Kalke des Erzgebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Oft kommen in ihnen Einlagen, Butzen, oder auch mächtigere Lagen roter, manchmal an Hämatit bedeutend angereicherter Schiefer, oder Radiolarite vor, was auf ihren engen Zusammenhang mit den höher liegenden Schichten bunter Radiolarite hinweist.

Die Position der angeführten Kalke im Rahmen der Meliata-Serie ist bisher nicht völlig klar. Es scheint, dass sie bei Meliata den untersten Teil bilden (ihr Liegendes ist bisher unbekannt), im Gebiete Čoltovo, Hucín und bei Držkovce treten sie als grosse Linsen in den Schichten dunkler Schiefer und Radiolarite auf. Sie enthalten keine Versteinerungen.

b) *Bunte Radiolarite*

Die Radiolarite der Meliata-Serie sind rot, rosensfarbig, grünlich, gelblich und seltener auch schwarz. Sie sind gut geschichtet, plattig und wegen ihres scharfkantigen Zerfalls auch in den mächtigeren Gehängelehnen leicht feststellbar. Im Gebiete der Gemeinde Držkovce enthalten die Radiolaritenschichten Lagen dunkelroter, rotbrauner, hämatitreicher, pelitischer Schiefer, die eine Lagerstätte sedimentär-effusiven Ursprungs bilden (MaheI 1954, Kantor — MaheI 1954), welche in der Vergangenheit Anlass zu Schürfarbeiten geboten hat.

Bemerkenswert ist ihr Vorkommen im Gipfelteil des Berges Hámorhegy (nördl. von Meliata) und auf dem sich nordöstlicher befindenden Berg. In beiden Fällen sind sie im tektonischen Kontakt mit den mitteltriadischen lichten Kalken, im letzten Fall auch mit dem Gutzstein Kalk längs mächtiger NNO—SSW streichender Dislokationen.

Die Position der Radiolarite in der Untertrias des Gebirges Slovenský kras ist unstabil, deshalb kann man ihnen die Bedeutung eines Leithorizontes Homola's (1954) nicht zuschreiben. Bei Meliata und Držkovce ist ihr Vorkommen an die Grenze zwischen den lichten, grobkristallinen Kalken und den dunklen Schiefen der Meliata-Serie gebunden; sie kommen jedoch auch in den im Hangenden der Meliata-Serie auftretenden Schichten bunter Schiefer und Sandsteine oft vor, ja — wie man im Gebiete östlich von Meliata sieht — bunte Radiolarite der Guba t. bildenden Meliata-Serie übergehen gegen Osten lateral in bunte, glimmerige Schiefer und Sandsteine des Seis-unt. Campills. Bei Čoltovo treten sie sogar in den Schichten dunkler Schiefer auf. Da sind sie intensiv gefaltet und von Körpern der Diabasgesteine durchdrungen (Kantor 1955).

Von den Versteinerungen kommen zahlreiche Radiolarien und seltener Spongiennadeln vor, die allerdings eine nähere Eingliederung nicht ermöglichen.

c) Dunkle Schiefer

Sie sind neben den grobkristallinen Kalken die mächtigste Schichtengruppe der Meliata-Serie. Ihr Auftreten in der Untertrias des Slovenský kras war bis unlängst vollkommen unbekannt. Es ist deshalb kein Wunder, dass man ihnen verschiedenes Alter zugeschrieben hat (Campill, Karbon, Ladin in der Rudabánya-Entwicklung). Die Bohrungen in der Gemeinde Šankovce und bei Držkovce haben jedoch verlässlich gezeigt, dass die dunklen Schiefer der Untertrias zugehören, da sie in den Schichten bunter Schiefer dünne oder auch mächtigere Lagen bilden. In der Bohrung DM-1 bei Držkovce wechsellagern die schwarzen Schiefer mit rotbraunen und grünen Schiefen, die mit den im Tal Dreno auf die Erdoberfläche emporsteigenden Schiefen vollkommen übereinstimmend sind. Dort fand ich in ihnen nahe der Kote 272 *Pseudomonotis clarai* E m m r.

In der Schichtengruppe dunkler Schiefer kommen häufig Lagen dunkler Kalke, dunkler, sandiger Kalke mit Crinoidenresten, oder dunkler bis schwarzer, stark bituminöser Kalke vor. Bei Strelnice (Lévart) kommen mit feinen Pyritkriställchen stark imprägnierte Lagen vor.

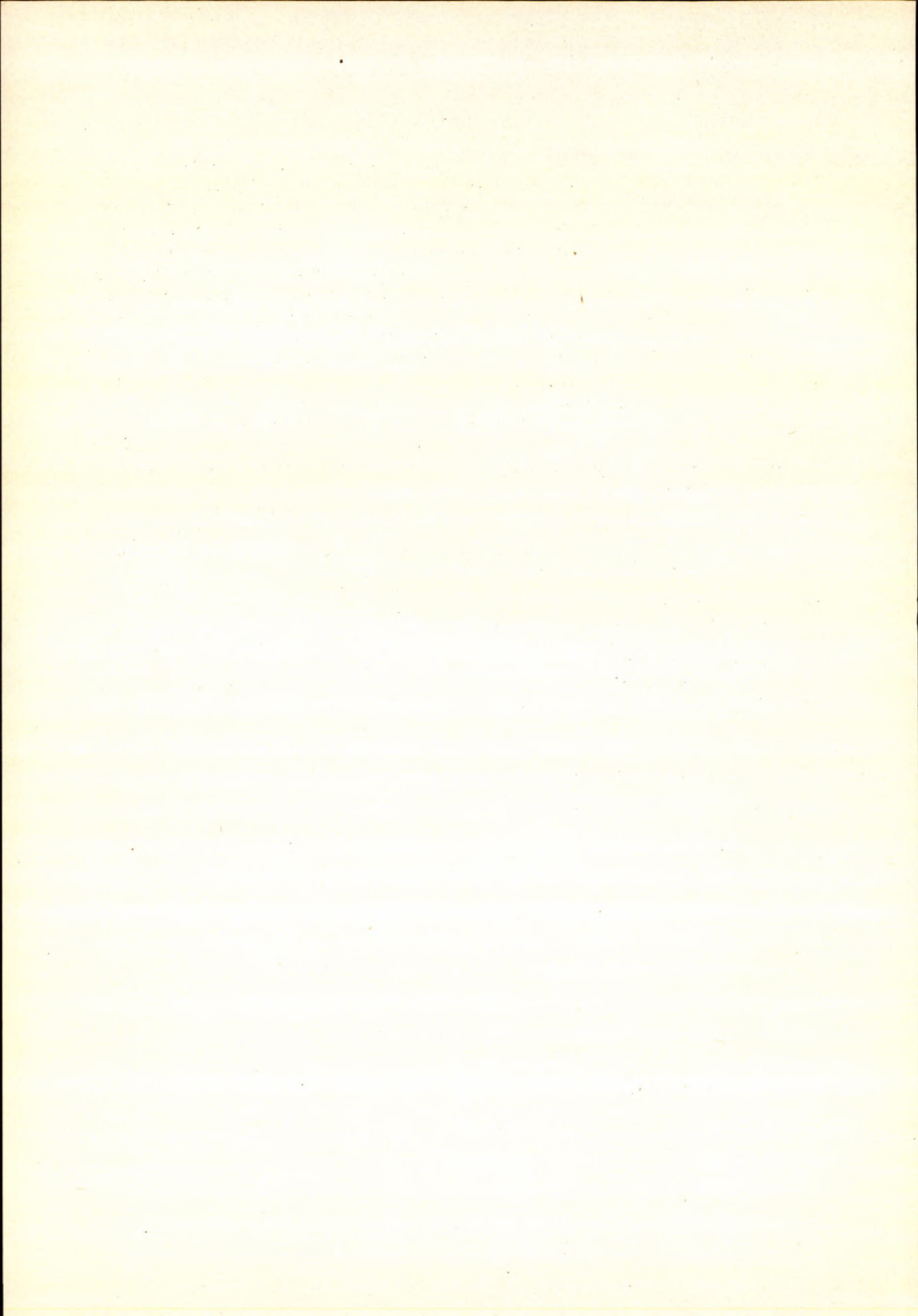
Die dunklen Schiefer bilden in den meisten Fällen den höchsten Teil der Meliata-Serie, wobei sie wie vertikal, so auch lateral in bunte Schichten übergehen. Der laterale Übergang von dunklen Schiefen in die bunten, *Pseudomonotis clarai* E m m r. enthaltenden Schiefer ermöglicht ihre Eingliederung in die Untertrias.

An die obenerwähnten dunklen Schiefer der Meliata-Serie bindet sich das Vorkommen der bisher bei Čoltovo (Bohrung ČB-2) und zuletzt durch F u s a n (laut mündlicher Mitteilung) auch in den dunklen, früher als Karbon betrachteten Schiefen bei Strelnice (Lévart) festgestellten Gips-Anhydrit-Lagerstätten.

Auf Grund des Vorerwähnten kann man also die Meliata-Serie in die Untertrias eingliedern und mit den Schichten der „tonigen, schwarzen Schiefer, Sandsteine und Kalke“ des unteren Seis des Rudabánya Gebirges (beschrieben von P a n t ó — 1956) und mit den von Perkupa durch M é s z á r o s (1954) angeführten „Gipsschichten“ parallelisieren. Jedoch weder im Rudabánya Gebirge, noch in Perkupa sind aus dem Liegenden der dunklen Schiefer bunte Radiolarite und weisse, grobkristalline Kalke bekannt.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. N á v a r a



JÁN KANTOR

PRÍSPEVOK K POZNANIU VEKU NIEKTORÝCH ŽÚL A PEGMATITOV
ŽLUTICKO-TEPELSKÉHO KRYŠTALINIKA
ARGÓN-KÁLIOVOU METÓDOU

(*Nemecké resumé*)

Krušnohorské kryštalínikum je od nemetamorfovaných hornín Barrandienu oddelené metamorfovanou oblasťou žlutickou, tiahnuou sa od Žlutíc Tepelskou vysočinou k juhozápadu, smerom k Planej.

Pozoruhodným zjavom, zisteným už Hochstetterom (1856) a detailnejšie študovaným Kettnerom (1913), je pozvoľný prechod od málo metamorfovaných hornín proterozoika Barrandienu cez fylity, svory až po ruly žluticko-tepelského kryštalínika. Intenzita metamorfózy sa zvyšuje teda od Barrandienu k severozápadu, t. j. v podstate k podložiu metamorfovaného proterozoika.

Názor na pozvoľný metamorfny prechod bol potvrdený i neskoršími výskumami, najmä Bienom (1930) a Zoubkom (1948, 1951). Kodym (1946) sa naproti tomu domnieva, že pozvoľná hranica s fylitmi a svormi je dôsledkom tektonického a metamorfného zblíženia medzi nepremenými proterozoickými sedimentami a metamorfovanou rulovou sériou. Práce Zoubkove (l. c.), opierajúce sa o detailný terénny výskum, však odporujú takejto koncepcii a plne potvrdzujú existenciu neprerušeného, plynulého prechodu, ktorého najhlbšie štádium metamorfózy reprezentujú ruly s autochtónnymi (anatektickými) granitoidmi.

Za takéto, metazomatickou impregnáciou okolitých pararúl „in situ“ vzniklý autochtónny granit považuje žulorulu tepelskú. Je to silne usmernená okatá hornina s veľkými vyrastlicami mikroklinu, so zelenavým biotitom, titanitom, kremekom, oligoklasom, apatitom a zirkónom. Biotit a oligoklas prevládajú. Ruly plášťa sú v jej okolí intenzívne migmatitizované.

V svorových rulách a svoroch leží veľmi pretiahnuté teleso prevažne usmernenej žuly sledujúcej hanovskú intruzívnu jazvu (Kratochvíl — Zoubek, 1951). Vyznačuje sa diferencovanosťou od bázickejších na biotit bohatších po apliticko-pegmatitické typy s hojným muskovitom. Podobne i zo živcov prevládajú niekedy plagioklasy, inokedy mikroklin.

Význačným rysom granitoidov hanovskej jazvy je, že sú na ne viazané početné

pegmatity, a to najmä v oblasti Kříženeč, Hostičkov a Nezdice (K r a t o c h v í l -- V a c h t l — Z o u b e k, 1951). Na ich mineralogickom zložení sa zúčastňujú: kremeň, ortoklas, menej mikroklin, muskovit, ďalej biotit, apatit a lokálne pyrit. V minulosti sa časť pegmatitov ťažila kvôli živcom a muskovitu.

V granitoch hanovskej jazvy sú pegmatitové žilky a hniezda tiež hojné. Ich prechod do žuly býva spravidla rozplývavý, pozvoľný, na rozdiel od pegmatitov pretínajúcich ruly, kde je prechod vždy ostrý.

Podobne ako u granitoidov hanovskej jazvy môžeme aj u pegmatitov na ne viazaných pozorovať účinky niekdajšieho tlakového postihnutia, čo K r a t o c h v í l — V a c h t l — Z o u b e k (1951) vysvetľujú ich tuhnutím ešte pred ukončením orogénnych tlakov.

Ďalej k juhovýchodu (smerom k Barrandienu) sa rozprestiera lestkovský masív, ktorý intrudoval do fylitických hornín. Zo všetkých uvedených syntektonických granitoidných intruzív je najmenej usmernený. Je to biotitický granodiorit, líšiaci sa od spomenutých typov hĺbnejších tiež výraznejšou zonárnosťou plagioklasov.

Výskumy Z o u b k a (K r a t o c h v í l — V a c h t l — Z o u b e k, 1951, Z o u b e k, 1948) objasnili teda úzky vzťah jestvujúci na Tepelskej vysočine medzi intenzitou (hĺbkou) metamorfózy kryštálických bridlíc a charakterom v nich sa nachodiacich telies vysokoorogénnych granitoidných hornín. Rovnako plne potvrdili pozorovania starších autorov o pozvoľnom prechode nemetamorfovaného proterozoika z Barrandienu do katazonálnych rúl žluticko-tepelského kryštalinika, ktoré sa pokladá za výsledok jedného metamorfného procesu.

Názory na dobu metamorfózy a intrúziu granitoidných hornín nie sú jednotné.

Z o u b e k uvádza, že k intrúzii žulorúl a pegmatitov a vzniku autochtónnych granitov spolu s regionálnou premenou celého žluticko-tepelského kryštalinika došlo za bretonskej fázy variského vrásnenia (Z o u b e k 1948, 1951). Pritom vznik rulovej zóny treba ponímať ako výsledok „periplutonického“, dialkového pôsobenia magmatických spúst z hĺbky.

V prehľadnom článku o geológii kryštalinika Českého masívu z r. 1948 Z o u b e k uvádza, že niet žiadnych dôkazov o existencii kryštalinika staršieho ako variského a kaledonského.

O. K o d y m (1953) naproti tomu vo svojich prednáškach o barrandiensko-železnohorskej zóne pripúšťa možnosť existencie starého algonkického i predalgonkického kryštalinika v Českom masíve.

V svojej najnovšej práci pojednávajúcej o kryštaliniku západných Čiech sa Z o u b e k (1958) opäť dotýka problému žluticko-tepelského kryštalinika. Uvádza, že môžeme považovať za preukázaný assyntský vek hlavného vrásnenia, metamorfózy a primorogénnych granitov. Dôkazy pre tento názor — ako sa zdá — neposkytol ani tak priamo terénny výskum žluticko-tepelskej metamorfnej oblasti, ako výskumy vzdialenejších oblastí robené po drobno-tektonickej stránke Máškom a štúdie severovltavského algonkia robené Dudkom a Fediukom.

Z príležitosti Sjazdu Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, konaného v máji 1958 v Západných Čechách, uskutočnila sa jedna z exkurzií (A/1) tiež do kryštalinika Tepelskej vysočiny. Pritom boli prehliadnuté rôzne typy katametamorfovaných kryštálických bridlíc i lokality primorogénnych granitoidov a geneticky i priestorove s nimi spätých pegmatitov v okolí Kříženca.

Pri návšteve granitoidov uvedenej oblasti sa návštevníci exkurzie opäť stretli s dvoma názormi na dobu ich intrúzie. Z o u b e k (1958) zastával ich assyntský vek, ako už bolo uvedené, kým W a t z n a u e r v diskusii hovoril o nich ako o produkte variského orogénu. Pre nedostatok času ani na vlastnom zasadaní sjazd-^o du nemal možnosť W a t z n a u e r podať podrobnejšie dôvody pre ním obhajovaný názor.

Láskavosťou niektorých účastníkov exkurzie získal som materiál z tepelských žúl a pegmatitov.

V tomto článku predkladám výsledky štúdia týchto vzoriek argón-káliovou metódou, aby boli k dispozícii nové, od doterajších výskumov celkom neodvislé údaje o dobe vzniku tunajších granitov a pegmatitov.

P e g m a t i t o d K r í ž e n c a

Kříženec leží severovýchodne od Planej a ca 5 km juhozápadne od ukončenia pretiahleho granitoidného telesa hanovskej jazvy, v jeho smernom pokračovaní. Je to oblasť s maximálnou koncentráciou pegmatitov, ktoré boli predmetom exploatacie ako pre hrubokryštálické až 1 dm veľké živce, tak i pre veľkolupenitý muskovit.

Draselný živec z tejto lokality vykázal:

$K = 9,495 \%$ t. j. izotóp K^{40} je v ňom zastúpený

$K^{40} = 1,139 \times 10^{-5} \text{ g/g.}$

Zo vzorky bol uvoľnený argón a to v množstve

$A = 9,21 \times 10^{-5} \text{ cc/g.}$

Je teda $\frac{A}{K^{40}} = 8,08$ čo odpovedá absolútnemu veku

$$t = 226 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Muskovit z toho istého pegmatitu obsahuje:

$K = 7,553 \%$, čiže $K^{40} = 0,906 \times 10^{-5} \text{ g/g.}$

$A = 8,345 \times 10^{-5} \text{ cc/g,}$

z čoho plynie pri $\lambda_K = 6,02 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$ a $\lambda_\beta = 4,9 \times 10^{-10} \text{ r.}^{-1}$

$$t = 254 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Znížený absolútny vek, ktorým sa vyznačuje živec z toho istého pegmatitu je dôsledkom difúzie argónu zo vzorky, javu všeobecne pozorovaného zvlášť u pertitizovaných draselných živcov.

Lestkovská žula

Študovaná vzorka pochádza z lokalita č. 7 spomenutej exkurzie A/1 t. j. zo severovýchodnej časti lestkovského intruzívneho telesa od hradskej asi uprostred medzi Lestkovom a Domaslavom.

Z granitu bol vyseparovaný biotitový koncentrát, ktorý bol skúmaný na obsah argónu a draslíka.

Výsledky:

$$\begin{aligned} K &= 5,104 \% \\ K^{40} &= 0,613 \times 10^{-5} \text{ g/g} \\ A &= 5,570 \times 10^{-5} \text{ cc/g} \end{aligned} \quad \frac{A}{K^{40}} = 9,08$$

Absolutný vek

$$t = 250 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Argón získaný z oboch vzoriek sme nemohli pre chýbanie hmotného spektrografu analyzovať na prímesty izotópov charakterizujúcich vzdušný argón, ktoré mohli vniknúť do vysokovakuového systému najmä vzhľadom na horšiu kvalitu k dispozícii stojaceho kremenného skla, i pre nedostatočné tesnenie, ktoré vysokovakuové aparatúry vždy vo väčšej alebo menšej miere vykazujú. Ak vezmeme do úvahy ešte určitú chybu, ktorou je zafážené vlastné stanovenie obsahu draslíka vo vzorke, vyplýva, že skutočné absolútne veku, aké by sa získali aplikáciou viacerých izotopicky kontrolovaných geochronologických metód by mohli vykazovať určité odchýlky od hodnôt nami obdržaných.

Domnievam sa, že za najreálnejší limit takejto odchýlky možno považovať $\pm 5 \%$, v zvlášť nepriaznivých podmienkach do ca $\pm 10 \%$. Metodikou slepých skúšok by bolo možné overiť do určitej miery tieto predpoklady. Je to však problém metodicky vymykajúci sa z rámca tejto stručnej zprávy, zvlášť s ohľadom na to, že ide o otázku assyntského alebo variského veku vzniku granitoidov, teda o veľké časové rozpätie.

Z výskumu vzoriek argón-káliovou metódou vyplýva, že pegmatity od Kříženca a teda i s nimi geneticky späté granitoidy hanovskej jazvy majú podobne ako intrúzia lestkovského granitu pomerne úzke vzťahy, čo plne potvrdzuje názory publikované Zoubkom (l. c.).

Doba intrúzie týchto granitoidov spadá však podľa výsledkov našich geochronologických meraní A/K⁴⁰ metódou do variského orogénu.

20. VI. 1958.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA – SCHRIFTTUM

[1.] Bien A., 1930 Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der mittleren Schnella. Lotos 78. — [2.] Hochstetter F., 1856: Allgemeiner Bericht über die geologische Aufnahme der I. Sektion d. k.k. geol. Reichs-Anstalt in Böhmen im Sommer 1855. Jahrb. Geol. R. A. VII.,

Wien. — [3.] Kettner R., 1913: O poměru svorů k fylitům a rulám na Žluticku. Rozpravy Č. A. tř. II., roč. XXII. č. 43., Praha. — [4.] Kodým O., 1953: Geologie Českého masívu I. Úvod a zóna barrandiensko-železnohorská. Učební texty Vysokých škol. Praha. — [5.] Kratochvíl F. — Vachtl J. — Zoubek V., 1951: Geologické poměry kříženecko-nezdického pegmatitového pásma tepelské vysočiny. Sborník ÚÚG XVIII. Praha. — [6.] Zoubek V., 1958: Poznámky ke geologii krystalinika českého masívu. Sborník StGÚ XV. Praha. — [7.] Zoubek V., 1958: Krystalinikum Západních Čech. Časopis pro min. a geol. roč. III. č. 2., Praha.

JAN KANTOR

BEITRAG ZU KENNTNIS DES ALTERS EINIGER GRANITE UND PEGMATITE DES ŽLUTICE-TEPLAER KRISTALLINIKUMS IN NW BÖHMEN AUF GRUND DER A/K⁴⁰-METHODE

Das Kristallinikum des Erzgebirges ist von den unmetamorphierten Gesteinen des Barrandiens durch das metamorphierte Gebiet des Tepláer Hügellandes (Teplá—Žlutice-Zone) abgetrennt.

Seit Hochstetter (1856) stellten Kettner (1913), Bien (1930) und Zoubek (1948, 1951) einen allmählichen Übergang zwischen dem unmetamorphisierten Proterozoikum des Barrandiens und den Gneisen des Tepláer Hügellandes fest. Kodým (1946) ist dagegen geneigt in der Grenze gegen das Barrandien das Ergebnis einer tektonischen und metamorphischen Annäherung zu sehen.

Die neuesten detaillierten Arbeiten Zoubek's (l. c.) bestätigen jedoch den allmählichen Übergang der Phyllite, Glimmerschiefer in Gneise und autochtone durch metasomatische Granitisation „in situ“ gebildete hochorogene Granite.

So ein autochtones Gestein stellt der Granit-Gneis in der Umgebung der Stadt Teplá dar, welcher durch eine Migmatitisationshülle mit den umliegenden Gneisen verknüpft ist.

Höher, zwischen Glimmerschiefer und Gneise ist der Granitkörper der Hanover intrusiven Furche emporgedrungen, der auf der Oberfläche in der Form eines cca 16 km langen und 1 km breiten Streifens entblöst ist. Räumlich und genetisch eng mit diesem Granit verbunden stehen zahlreiche Pegmatitgänge, die neuestens durch Kratochvíl und Vachtl (Kratochvíl—Vachtl—Zoubek, 1951) bearbeitet wurden. Sie treten teilweise nester- und gangförmig mit allmählichen Übergängen in den Graniten, teilweise in scharf begrenzten Gängen und Linsen in den Gneisen auf.

Am häufigsten kommen sie bei Kříženeč, NE von der Stadt Planá vor und wurden hier, stellenweise auch anderswo wegen ihres Feldspat- und Muskovitgehaltes abgebaut.

Ein weiterer Granitkörper breitet sich bei der Gemeinde Lestkov aus. Er ist bis in die Phyllite emporgedrungen. Im Gegensatz zu den vorerwähnten ist er wenig gepresst und weist alle typischen Merkmale eines intrusiven Granites auf. Die petrographische Charakteristik und weiter detaillierte Angaben sind hauptsächlich den zitierten Arbeiten Zoubek's zu entnehmen.

Zoubek (1948, 1951, 1958) weist auf den engsten Zusammenhang zwischen der Metamorphose und dem Charakter der zugehörigen Granitoide hin, die er als Resultat eines und desselben metamorphosierenden Prozesses betrachtet. In seinen Arbeiten aus den Jahren 1948, 1951 schreibt er, dass sich die Intrusion der Granitoide (Granitgneise) und Pegmatite zusammen mit der Metamorphose des Žlutice—Tepláer Kristallinikums während der bretonischen Faltungsphase des varistischen Orogens vollzog. Ähnlich stehen Beweise (Zoubek 1948) über die Existenz eines Kristallinikums in der Böhmisches Masse aus, das älter als varistisch bzw. kaledonisch wäre.

Kodým (1953) ist dagegen geneigt, die Existenz eines voralgonkischen und algonkischen Kristallinikums in der Böhmisches Masse vorauszusetzen.

In seiner neuesten Arbeit über Westböhmisches kristalline Gebiete beschäftigt sich Zoubek (1958) wiederum auch mit gewissen geologischen Problemen des Tepláer Hügellandes und schreibt, dass man das assynthische Alter der Hauptfaltung, der Metamorphose und der primogenen Granite als bewiesen betrachten muss.

Im Mai 1958 wurde eine mit Exkursionen verbundene Tagung der Tschechoslowakischen Gesellschaft für Mineralogie und Geologie in Karlové Vary gehalten.

Die Exkursion A/1 hatte zum Ziel das Gebiet des Žlutice—Tepláer Kristallinikums, wo verschiedene kristalline Schiefer und die Lokalitäten der hochorogenen Granite besichtigt wurden.

Erneut wurde hier im Gegensatz zu Zoubek's Ansichten über assynthisches Alter der Granitoide und Pegmatite in einer Diskussion durch O. Watznauer ihr varistisches Alter hervorgehoben.

Leider wurde es wegen Mangel an Zeit nicht einmal während der Haupttagung O. Watznauer möglich, sich näher über die Gründe gewisser seiner, von den vorgetragenen Meinungen abweichenden Ansichten zu äussern.

In unserem Laboratorium wurden daher zwei Proben einer Untersuchung nach der A/K⁴⁰-Methode unterworfen: ein Pegmatit von Křiženec und ein Granit des Lestkover Massivs (Lokalität 7 der Exkursion A/1) von der Strasse zwischen Lestkov und Domaslav.

Die Resultate sind wie folgt:

1. Pegmatit von Křiženec (Feldspat)

$$K = 9,495 \%$$

$$K^{40} = 1,139 \times 10^{-5} \text{ g/g}$$

$$A = 9,21 \times 10^{-5} \text{ cc/g.}$$

Verhältnis Argon: Kalium = 8,08 woraus sich ein Alter von

$$t = 226 \times 10^6 \text{ Jahren ergibt.}$$

1a. Pegmatit von Křiženec (Muskovit)

$$K = 7,553 \%$$

$$K^{40} = 0,906 \times 10^{-5} \text{ g/g}$$

$$A = 8,345 \times 10^{-5} \text{ cc/g}$$

$$t = 254 \text{ Millionen Jahre.}$$

Der Unterschied gegenüber dem Feldspat aus demselben Pegmatit ist auf Diffusion von Argon aus dem Feldspat zurückzuführen.

2. Lestkover Granit (Biotitkonzentrat)

$$K = 5,104 \%$$

$$K^{40} = 0,613 \times 10^{-5} \text{ g/g}$$

$$A = 5,570 \times 10^{-5} \text{ cc/g.}$$

Das absolute Alter

$$t = 250 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

Argon wurde nicht auf Gehalte für atmosphärischen Argon typischer Isotope kontrolliert. Der damit eingeführte Fehler gegenüber dem realen absoluten Alter soll sich unserer Meinung nach gegen $\pm 5 \%$ bewegen und 10% nur in den schwierigsten Fällen überschreiten.

Nach der A/K⁴⁰-Methode ergibt sich für die Pegmatite von Křiženec und die mit ihnen verknüpften Granitoide der Hanover Furche, so wie auch für den Lestkover Granit der Žlutice—Tepláer Kristallinikums ein Alter, das sie in die varistische Orogenese einzureihen ermöglicht.

20. VI. 1958.

Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava

DUŠAN KUBÍNY

POZNÁMKY O TEKTONICKOM POSTAVENÍ A VEKU
„HRONČOCKEJ“ ŽULOVEJ INTRÚZIE

(1 mapa, nemecké resumé)

Teleso hrončockej žuly vystupuje na význačnej tektonickej línii veporidnej, na ktorej vznikol vo fázach karpatského orogénu násun zóny Kráľovej hole na zónu kraklovskú. Priebeh intruzívneho telesa: na západe prikrývajú vulkanity Bruzeňského grúňa (1271,3) na top. liste 4563/1. Intruzívne teleso od tejto erozívnej hranice prechádza výrazným ohybom Kamenistej doliny na V od Hrončoka a smeruje ďalej na SV do hornej časti Veľkej doliny západne od Čierneho Blha, kde končí. Juhozápadná časť intruzívneho telesa v okolí Hrončoka bola zmapovaná V. Zoubkom (1928), severovýchodná časť autorom tohto príspevku (1953–1956).

Bibliografické poznámky. V posledných rokoch sú jadrové pohoria predmetom intenzívneho výskumu a už aj doterajšie práce vyriešili mnoho nových problémov. Najmä v názoroch na intruzívny mechanizmus v Západných Karpatoch dosiahol sa veľký pokrok.

Hrončockému intruzívnemu telesu venoval v minulosti pozornosť V. Zoubek (1928), ktorý označil horninu ako stlačenú žulu (ortorulu). R. 1936 opisuje V. Zoubek toto intruzívne teleso a horninu označuje ako žulu typu „Hrončok“; podáva jej mikroskopickú charakteristiku a prirovnáva ju podobne ako iné muránske žuly ku Koutkovmu typu „prašivskému“. V. Zoubek konštatuje, že kontinuálne kolísanie žúl acidnejších a bázickejších sa prejavuje v jadrových pohoriach i vo vnútornom tektonickom pásme Západných Karpát.

V mapovacej zpráve z r. 1953 (archív GÚDŠ) uvádzam, že hrončocká žulová intrúzia použila karpatskú tektonickú línii a preto ju treba považovať za mladú neoídnu intrúziu. Tento názor zastávam aj v článku z r. 1954, kde hovorím, že žuly typu „Hrončok“ intrudovali neskoršie ako granodiority typu Sihla a Polhora, najskôr v čase karpatského horotvorného diania.

I. Nápadná je predovšetkým petrografická a chemická podobnosť hrončockých žúl s niektorými typmi gemeridných žúl, napr. od Hnilca. Táto podobnosť je zjavná už aj makroskopicky [podľa porovnania vzoriek z tejto lokality s L. Kamenickým (1954)]. Napriek tomu, že temer celé intruzívne teleso je silne stlačené a postihnuté dislokačnou metamorfózou, zachovali sa na niektorých miestach masívnejšie typy týchto žúl, napr. v údolí Kamenistého potoka. Ide o žulu biotitickú stredného zrna, ktorá prechádza až do porfýrického vývinu s podradným zastúpením muskovitu. Porfýrické výrastlice sú biele ortoklasy, najčastejšie o veľkosti do 1 cm, ojedinele až 3 cm. Makroskopicky sú často viditeľné karlovarské zrasty výrastlíc. Zreteľné usmernenie horniny je zjavné aj u dislokačne nezbridličnatených typov so zachovanými pôvodnými minerálmi. Toto jednosmerné usmernenie je viditeľné hlavne na biotitoch a čiastočne aj na živcových výrastliciach. Usmernenie minerálov a zbridličnatenie zhoduje sa s pozdĺžnym smerom intrúzie SV—JZ.

Mikroskopicky majú prevahu ortoklasy, ktoré vykryštalizovali v dvoch kryštalizačných periódach. Prvá generácia ortoklasov je v základnej granitickej hmote. Sú to mikrokliny a ortoklasy. V II. kryštalizačnej perióde vykryštalizovali porfýrické výrastlice ortoklasov, ktoré najčastejšie vystupujú ako pertity a mikropertity s karlovarským zrastom. Živcové ortoklasové výrastlice uzatvárajú kremeň oválnych tvarov a plagioklasy, častejšie postihnuté sericitizáciou, zriedkavejšie muskovitizáciou. Ortoklasmi II. kryštalizačnej periódy bývajú často uzavreté aj šupiny biotitu a ojedinele i muskovitu. Ortoklasové výrastlice majú nepravidelný kryštalizačný tvar; len v ojedinelých prípadoch možno pozorovať náznak hypidiomorfného vývinu. Plagioklasy sú zastúpené albitoligoklasmi s albitickým zrastom, s kombinovaným albito-karlovarským zrastom, len ojedinele majú periklinický zrast, alebo sú bez zrastov. Ojedinele majú hypidiomorfný vývin. Veľkosť plagioklasov je variabilná; niekedy dosahujú veľkosť až 7 mm. Biotit je v základnej hmote prítomný v podobe nepravidelných šupín a porfýrických výrastlíc. V porfýrickom vývoji uzaviera niekedy muskovit a má bohatší obsah zirkonu. Biotit má silné pleochroické farby, podľa α žltohnedú, podľa β tmavohnedú. Biotit základnej hmoty je viac náchylný k druhotným premenám — k epidotizácii a chloritizácii. Porfýrický biotit je niekedy vyvinutý v pseudohehexagonálnom tvare, niekedy sa na ňom prejavujú účinky kataklázy bez sprievodných sekundárnych premien. Muskovit je iba podradne zastúpený. Býva uzavretý v biotite a v porfýrických výrastliciach ortoklasov. Kremeň vystupuje v základnej hmote a v zraсте s plagioklasmi. Z akcesorických súčiastok je vzácný granát a zirkón. Rutíl je prítomný len v biotitových výrastliciach.

Sekundárne premeny minerálov dislokačne zmenených granitov

Pre dislokačne stredne postihnutý granitický typ sú charakteristické zmeny minerálov. Dislokačné zbridličnatenie u tohto typu vychádza najmä z blízkosti biotitových šupín v smere ich priebehu, kde nastalo intenzívne drvenie. Biotit podlieha epidotizácii, chloritizácii, muskovitizácii alebo až „baueritizácii“. Kremeň bol intenzívne drvený, rozdrobený na sieť drobných jedincov mozaikového, dlaždičkovitého vzhľadu. Plagioklasy boli intenzívnejšie sericitizované a ojedinele

i muskovitizované. Puklinky, ktoré vznikli následkom dislokačného zbridičnenia, sú zahojené sekundárnym kalcitom. Draselné živce odolávajú sekundárnym zmenám. Sú intenzívnejšie kaolinizované, len vzácné sericitizované a bývajú prešúpené drobnými puklinkami. Na tomto stupni dislokačnej premeny je pozorovateľná silná albitizácia ortoklasov.

Na ďalšom stupni dislokačného zbridičnenia dostáva granit bridličnatý vzhľad s jasne viditeľnou lineáciou. Ortoklasy sú intenzívne drvené a po puklinách zahojené sericitom alebo kremeňom. Plagioklasy sú silne alebo úplne sericitizované, najmä na okrajoch, ale aj celé. Biotit je zväčša celkom vybielený až bauertizovaný. Na tomto type dislokačnej premeny možno mikroskopom pozorovať určitú zonálnosť usporiadania sekundárných minerálov.

Kontaktné zjavy

Výrazné kontaktné vplyvy tohoto intruzívneho telesa chýbajú, čo je zapríčinené petrografickým charakterom okolitého prostredia a spôsobom tuhnutia magmy. Nie menej dôležitým faktorom boli aj mladšie tektonometamorfné pochody, ktoré dislokačnou metamorfózou zotrelí prípadný väčší kontaktný účinok.

Kontaktné rohovcové ruly vyskytujú sa na JV v styku s okolitým kryštalinikom. Je to pás dlhý asi 1,5 km a široký asi 100 m na JV svahoch hrebeňa SV od Zákľuk.

Sú to jemnozrnité, kompaktné šedobiele kryštalické bridlice s ojedinelými imbibičnými živcami a kremennými žilkami. Základné súčiastky sú: kremeň, ortoklas, mikroklín, plagioklas a biotit. Akcesoricky vystupuje granát a vzácné i apatit. Sekundárne zmeny sú podobné ako u granitov. Veľkosť zrn sa pohybuje medzi 0,3 až 0,7 mm, ojedinele až 1,5 mm. Ortoklasy a mikroklíny sú často zatlačované červičkovitým kremeňom; najmä väčšie zrná bývajú niekedy skoro úplne zatlačené kremeňom. Imbibičné výrastlice sú mikroklíny. Uzatvárajú biotit, plagioklas a kremeň. Plagioklasy sú vo všeobecnosti bázičnejšie ako u granitov a sú zastúpené oligoklasmi až oligoklasandezínmi. Granáty sú mikroskopických veľkostí a v hornine sú zastúpené nepravidelne.

Chemické zloženie granitov

Tabuľka silikátových analýz hrončockých a gemeridných žúl.

Váh. %

Č.	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
1.	71,48	0,36	0,07	12,79	0,16	2,33	1,85	0,036	2,19	4,28	3,76
2.	72,00	0,21	0,06	10,51	1,41	1,55	2,75	0,063	1,72	4,12	4,48
4.	75,63	0,20	0,01	12,08	2,12	1,50	0,48	0,02	1,12	3,32	3,16
5.	72,00	0,02	0,21	14,62	0,52	0,72	0,27	0,02	1,17	5,17	4,26

Niggliho hodnoty

	si	al	fm	c	alk	k	mg	(c/fm)
1.	340,31	35,6	22,7	11,1	30,48	0,42	0,57	0,44
2.	335,33	28,53	29,63	8,31	33,51	0,35	0,76	0,28
4.	389,4	47,4	12,1	2,3	38,2	0,35	0,62	0,19
5.	367,5	48,3	9,9	7,04	34,7	0,52	0,55	0,71

1. Porfýrovitý biotitický granit — Kamenistý potok.
2. Biotitický granit slabo stlačený — Veľká dolina
3. Biotitický granit slabo stlačený — Veľká dolina
4. Granit od Hummela severne od V. Medzeva
5. Porfýrická turmalinická žula — Betliar

	Základné elementy od 100 % do 1 %	Prímesné elementy od 1 % do 0,01 %	Stopové elementy od 0,01 % — nižšie
1.	Si, Al, Fe, Na, Ca, K	Mg, Ti, Ga, Li, Ba, Sr, Mn	Pb, V, Cu, Sn, Ag, Yb, Cr, Sn, Ag, Zr, Co, Ni
2.	Si, Na, Fe, Al, Ca, K	Ga, Cu, Ti, Ba, Sr, Mn, Mg	Pb, Sn, Li, Ni, Cr, Bi, V, Ag, Yb, Co, Sc
3.	Si, Al, K, Na	Ca, Ti, Fe, Mg, Ba, Cu, Mn	Zr, Ga, Sr
4.	Si, Al, Fe, Ca, Na, K	Mg, Mn, Ba, Sr, Ti	Cu, Sn, Zr, Li, Sc, Pb, Cr
5.	Si, Al, Fe, Ca, Na, K	Mg, Mn, Ba, Sr, Ti	Cu, Sn, Zr, Li, Cr, Sc, Pb, V

Analyzované vzorky hrončockých granitov patria podľa Niggliho hodnôt k draselnému radu, leukosyenit do granitickej skupiny a k rapakiwitickému typu magmy. Odchylné sú hodnoty fm, čo súvisí s prevahou monosledných granitov (zastúpený len biotit).

V porovnaní s niektorými gemeridnými granitmi, sú hrončocké granity o niečo bázickejšie a majú vyrovnanejší petrochemický charakter. Súvisí to s hlbinným intruzívnym vývojom tuhnutia granitickej magmy.

Konsanguinita gemeridných granitov a granitov hrončockého intruzívneho telesa je aj podľa výsledkov spektrálnych analýz veľmi pravdepodobná.

II. Je zrejmé, že hrončocká intrúzia použila význačnú tektonickú líniu nasunutia zóny Kráľovej hole na zónu krakovskú. Žulová intrúzia sa neviaže len na kryštalické bridlice tej istej metamorfnej fácie (karpatského dislokačného metamorfizmu), ale preráža aj dislokačne rozlične metamorfované pruhy kryštalických bridlíc, najmä diafority a fylonyty biotitických pararúl a migmatitov. Tu treba zdôrazniť skutočnosť, že vývoj rozličných dislokačne metamorfovaných facií nespadá do jedného dislokačne pohybového obdobia. Vo veporidách sú rozličné spätne metamorfované fácie pôvodne katametamorfného kryštalínika — diafority. S V. Zoubkom možno pokladať diaforézu za výsledok dislokačného metamorfizmu karpatského a kartograficky rozlíšiť vo veporidách 3 stupne postupnej diaforézy kryštalických bridlíc a migmatitov:

- a) bridlice s katametamorfným vývinom,
- b) bridlice so slabo spätne metamorfným vývinom,
- c) bridlice so silne spätne metamorfným vývinom.

Dislokačný metamorfizmus variských granodioritov vo veporidách má podobné stupne intenzity dislokačnej metamorfózy, počínajúc zbridličnatými typmi a končiac fylonitmi.

H. Stille (1953) tvrdí, že spišské granity patria najpravdepodobnejšie do obdobia laramickej fázy vrásnenia. Tento rámcový odhad veku gemeridných granitov platí podľa môjho názoru aj pre hrončockú intrúziu. Tu však možno na základe metamorfných facií okolitého kryštalinika i samotných žúl určiť relatívne presnejšie dobu intrúzie. Ak intrúzia žúl vnikla do dislokačne rozlične postihnutých kryštalických bridlíc a po existujúcej význačnej tektonickej línii karpatskej, musí byť mladšia ako hlavná fáza sekundárneho dislokačného zbridličnatenia, i ako vznik význačnej tektonickej línie (línie nasunutia zóny Kráľovej hole na zónu krakovskú), ale staršia ako skončenie dislokačných pohybov, ktoré intenzívne zbridličnateľa, alebo až fylonitizovali žulové teleso hlavne na okrajoch.

Zbridličnatenie tohoto intruzívneho telesa je dôsledkom prostredia s intenzívnou tektonickou aktivitou, aká existovala v koreňových zónach pri zvrásňovaní sub-tatranských príkrovov.

Ťažšie možno určiť začiatok pohybovej aktivity veporidného kryštalinika v rámci alpsko-karpatského horotvorného diania. Ak predpokladáme, že zmena sedimentácie v druhohorách mala vzťah k pohybom ich podložia, potom možno hovoriť o obdobiach kludu a obdobiach pohybovej aktivity, teda o obdobiach, kedy jestvovala nekludná geosynklinálna sedimentácia, alebo keď bol povrch vynorený nad hladinu geosynklinálneho mora [poznámky o geosynklinálnej sedimentácii v zmysle Andrusova (1936, 1938)]. Podľa toho bolo podložie druhohôr v pohybovej aktivite už počas druhohôr, a to vo fázach vrásnenia, teda od povarskej regenerácie (Stille), cez kimerské a austrické fázy vrásnenia, až po subhercýnsku a laramickú fázu vrásnenia.

Intenzívne tektonické pohyby dislokačného charakteru možno zaradiť pravdepodobne už do obdobia skončenia sub-tatranskej sedimentácie, teda do mladšej austrickej fázy, ale hlavne do subhercýnskej fázy vrásnenia a trvali cez celú laramickú fázu vrásnenia. Ich skončenie je opäť problematické, pretože aj neskoršie sa mohli uplatňovať regeneračné dislokačné pohyby, ktoré mali vo veporidách len pomerne nepatrný význam.

III. Hrončocká intrúzia predstavuje intrúziu syntektonicky serorogénnu. Minerálne súčiastky sú často usmernené, čím dostáva žula charakter ortoruly. Intrúzia vnikla a utuhla ešte počas nedokončených usmernených tlakov. Žula po utuhnutí podľahla hlavne na okrajoch intenzívnej dislokačnej premene, miestami vznikli až chloriticko-sericitické bridlice, čiže fylonity, hlavne v pásme južného okraja intrúzie, kde sa dislokačné pohyby a tlaky prejavili najintenzívnejšie.

Drobné štruktúry, ako neobridličnatosť, mikrovrásky a systémy puklín majú lokálne odchylné hodnoty ako hlavné tektonické línie, v danom prípade hlavne línie nasunutia zóny Kráľovej hole na zónu krakovskú. Plochy neobridličnatosti fylonitov, pararúl alebo migmatitov, v ktorých sa nachádza aj severovýchodná časť intrúzie, majú smer $70-80^\circ$ SV poväčšine s príkrym sklonom k juhu. Usmernenie a neozbridličnatenie granitov má hodnoty zhodné s priebehom tektonickej línie, po ktorej vnikala intrúzia. Prirodzene, najintenzívnejšie boli dislokačnou metamorfózou postihnuté okrajové pásma. Masívnejší vzhľad žúl možno nájsť len v juhozápadnej časti, v úseku ohybu Kamenistého potoka, južne od kóty 871. Usmernenie horninových komponentov je aj tu dobre viditeľné.

V žulovom telese možno pozorovať viac systémov puklín (hlavne tri systémy), no pre nedostatok dobrých odkryvov nemožno podať ich celkovú charakteristiku. Podľa niektorých meraní, ktoré som robil v SV časti intruzívneho telesa má prvý systém charakter pozdĺžnych puklín smer SV až SSV s príkrym sklonom nejednotného smeru. Ďalší systém puklín, ako sa zdá, relatívne mladší, sú pukliny SZ až SSZ tiež s príkrym sklonom nejednotného smeru a najmladšie sú pukliny smeru S—J s príkrym sklonom nejednotného smeru. Posledné sú doprevádzané mylonitmi.

IV. Ďalším dôkazom mladšieho veku hrončockej intrúzie oproti variskému plutonu veporidných granodioritov je skutočnosť, že hrončocké intruzívne teleso intruduje čiastočne do migmatitov, ktoré sa viažu na veporidný granodioritový pluton.

V článku z r. 1954 konštatujem, že v zóne Kráľovej hole smerom na SZ možno pozorovať v migmatitoch postupné ubúdanie ortokomponentov. Tieto granitizačné stupne možno veľmi dobre pozorovať aj v mnohých odkryvoch doliny Kamenistého potoka od Sihly až po okraj hrončockej intrúzie. Ak by boli žuly hrončockej intrúzie variské, mali by spôsobovať rozsiahlejšiu granitizáciu plášťa, čo však u hrončockej intrúzie nemožno pozorovať.

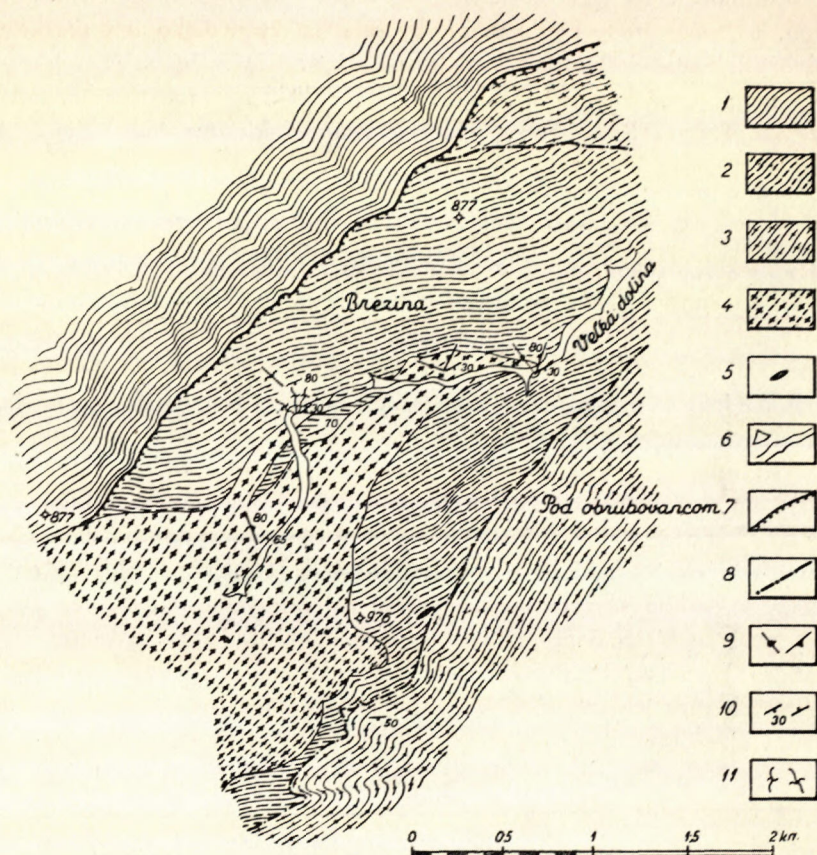
Vzťah karpatskej tektoniky k intruzívnemu mechanizmu

Je prirodzené, že horotvorné pochody dávajú popud ku vníkaníu magmatu do vyšších častí zemskej kôry v podobe intrúzií, alebo na povrch zemský v podobe efúzií. Až donedávna viedol sa spor, či gemeridné žuly sú karpatské alebo variské. Dnes je už tento problém vyriešený jednoznačne [Kordíuk 1941, Schö-nenberg 1947, Ončáková 1955, Kamenický J. — Kamenický L. 1955, (kálium-argonová skúška Kantor 1957)]. Gemeridné žuly sú hypoabysálne žulové intrúzie, ktoré použili pri svojej intrúzii význačný karpatský smer gemeridnej geantiklinály. Takéto intrúzie sú známe aj z iných alpiských typov pohorí.

Vo veporidách možno takéto intrúzie predpokladať rovnako oprávnene. V Zprá-

GEOLOGICKÁ MAPKA SEVEROVÝCHODNEJ ČASTI HRONČOCKEJ GRANITOVEJ INTRÚZIE

Zostavil: D. KUBÍNY



1. Fylonity pararúl a migmatitov s prevládajúcim parakomponentom krakovského kryštaliníka. —
2. Fylonity pararúl a migmatitov s prevládajúcim parakomponentom kráľovohoľského kryštaliníka. —
3. Diafaktorizované migmatity a migmatity chočského kryštaliníka. —
4. Usmernený a neoídny zbrídlíčený granit hrončockej intrúzie. —
5. Kremenná šošovka. —
6. Alúvium. —
7. Tektonická línia I. radu. —
8. Tektonická línia II. radu. —
9. Pukliny. —
10. Neobridličnatosť. —
11. Menlivé smery a sklony puklín.

vach 1954 uvádzam toto: „Ak predpokladáme redukciu a pohlcovanie celých komplexov hornín, ba i podzón (čo je dokázané), zákonite musíme predpokladať aj ich pretavovanie v hĺbkach. Ďalej je prirodzené, že so vznikom mohutných porúch v kôre zemskej mohol byť daný i popud k vulkanickej činnosti a k pochodom diferenciačným.“

Význačná tektonická línia nasunutia zóny Královej hole na zónu kraklovskú, bola vhodnou vystupovou cestou hrončockej žulovej intrúzie. Niektoré poznatky a zistené fakty oprávňujú ma nadhodiť problém, či podobné intrúzie nepoužili ako výstupové cesty i iné význačné tektonické línie, resp. oblasti s hĺbkovou tektonikou. Za tohto predpokladu mohlo by sa nájsť východisko aj v otázke viazanosti niektorých rudných ložísk na materskú magmu. Išlo by samozrejme o ložiská, ktoré majú jasné znaky karpatského veku, ako napr. niektoré ložiská v oblasti Nízkych Tatier (Staré Hory, Konský grúň, Ludarova hoľa, Boca, Trangoška a iné).

Vzťah zrudnenia vo veporidách ku karpatským intrúziám

Už niekoľko rokov prevláda názor, že väčšia časť rudných ložísk na Slovensku je karpatského veku. Pre tento názor hovoria mnohé dôkazy, ale hlavne karpatské smery tektonických línií a puklín, zrudnenie v zavrásnenom mezozoiku a iné. S pravdepodobnosťou, ba takmer s istotou možno tvrdiť, že niektoré spišsko-gemerské ložiská viažu sa na gemeridné granity. (Tento názor vyslovilo v minulosti už viac autorov).

V severnejších tektonických jednotkách je takéto štúdium veľmi sťažené nedostatkom priamych súvislostí rudných ložísk s mladými intrúziami, ktoré zatiaľ môžeme len predpokladať. Len hrončocká intrúzia by mohla byť takým spájadlom. V iných jadrových pohoriach, resp. rudných oblastiach pomohli by len nepriame dôkazy zo štúdia sukcesie a paragenézy jednotlivých rudných výskytov a stopových prvkov. V každom prípade bude treba brať do úvahy možnosť existencie mladých karpatských hĺbkových intrúzií ako materských rudonosných magiem niektorých rudných ložísk.

Záver

Novšie pozorovania z r. 1956 utvrdili ma v názore z r. 1954 v otázke veku granitov hrončockej intrúzie.

Na základe týchto pozorovaní usudzujem, že

1. intrúzia použila ako výstupovú cestu tektonickú líniu nasunutia zóny Královej hole na zónu kraklovskú;

2. k intrúzii došlo po vzniku rozličných spätne metamorfných fácií veporidného kryštalinika a pred ukončením dislokačných pohybov, ktorých vplyv sa odrazil na zbridličnatení, miestami až sfylonitizovaní žúl, hlavne na okrajoch intrúzie;

3. na hrončockú intrúziu môže sa viazať aj zrudnenie v jej širšom okolí (Lubietová, Vepor, Osrblie, Čierny Blh a iné).

Je veľmi pravdepodobné, že na význačných tektonických líniách Centrálnych Karpát v nevelkých hĺbkach možno aj inde predpokladať takéto intrúzie.

Ako vyplýva z uvedeného, nemožno považovať hrončocké žuly za leukokratnejší diferenciat veporidných granodioritov (Zoubek 1936), ale za samostatnú intrúziu, ktorá môže mať spoločný magmatický krb s gemeridnými žulami vo väčších hĺbkach. K intrúzii došlo po väčšom časovom odstupe po variskom intruzívnom cykle v podobe syntektonickej — serorogénnej až vysoko orogénnej intrúzie karpatskej.

30. IV. 1958.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1.] Andrusov D., 1930: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. Sborník St. geol. úst. IX, Praha. — [2.] Andrusov D., 1956: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpatia I. Praha. — [3.] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha. — [4.] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce 41, Bratislava. — [5.] Kordiuk B., 1941: Junge granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. Zentralblatt f. Miner., Geol. und Paleont. Stuttgart. — [6.] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geologii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [7.] Kubíny D., 1958: Poznámky o geologii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. Geol. práce, Zprávy 12. Bratislava. — [8.] Ončáková P., 1955: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce 39. Bratislava. — [9.] Schönnenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen) (Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 99. Stuttgart. — [10.] Stille H., 1953: Der Geotektonische Werdegang der Karpathen. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 8. — [11.] Zoubek V., 1928: Geologické studie z pohorí Veporu na Slovensku. Věst. stát. geol. úst. čs. rep. IV. č. 4—5. Praha. — [12.] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník St. geol. úst. ČSR. Praha.

DUŠAN KUBÍNY

ANMERKUNGEN ÜBER DIE TEKTONISCHE STELLUNG UND ALTER DER GRANIT-INTRUSION IM GEBIETE „HRONČOK“

Neuere im Jahre 1956 durchgeführte Beobachtungen bekräftigten meine Meinung aus dem Jahre 1954 bezüglich des Alters der Granite der Intrusion im Gebiete Hrončok.

Auf Grunde dieser Beobachtungen bin ich der Meinung, dass

1. die Intrusion als Anstiegsweg zur Verschiebung die tektonische Linie von der Zone Králová hoľa an die Zone Kraklov benützte;
2. zur Intrusion kam es nach der Entstehung verschiedener rückmetamorpheren Facies des veporoiden Kristallinikums und vor Beendung der Dislokationsbewegungen, deren Einfluss sich an der Verschieferung, an einigen Stellen sogar an der Phylonitisierung der Granite, besonders am Rande der Intrusion, zeigte;

3. an die Intrusion im Gebiete Hrončok bindet sich auch die Erzbildung in seiner breiteren Umgebung (Lubietová, Vepor, Osrbliu, Čierny Balog u. a.).

Es ist wahrscheinlich, dass man an den hervortretenden tektonischen Linien der Zentralkarpathen auch anderswo in den nicht grossen Tiefen solche Intrusionen voraussetzen kann.

Wie es aus dem oben Angeführten herausgeht, kann man die Granite im Gebiete Hrončok nicht als leukokratero Diferentiationen der veporiden Granodiorite (Zoubek 1936) betrachten, sondern als eine selbstständige Intrusion, die einen gemeinsamen magmatischen Herb mit den gemeriden Graniten in grösseren Tiefen habe könnte. Zur Intrusion kam es nach einem grösseren Abstand nach dem variscischen intrusiven Zyklus in Form einer syntektonischen serogenen Karpatischen Intrusion.

Bratislava, 30. IV. 1958.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

IVAN ČILLÍK—PAVOL SOBOLIČ—RUDOLF ŽAKOVSKÝ

NIEKOLKO POZNÁMOK K TEKTONIKE PEZINSKOPERNECKÉHO KRYŠTALINIKA

(*Nemecké resumé, 2 mapy, 17 profilov*)

I. Úvod

Rozsiahle prieskumné práce orientované na pyritové zrudnenie v Malých Karpatoch priniesli okrem odkrytia zásob pyritovej rudy i niektoré fakty dôležité pre posúdenie tektonickej stavby pezinskoperneckého kryštalinika. Popri prieskume pyritových rúd skúmala sa i ekonomická hodnota zrudnenia farebných kovov. Treba tu vyzdvihnúť zásadný význam prepracovania názoru na genézu pyritového zrudnenia P o l á k o m (1956) oproti koncepciám starších autorov.

II. Stručný prehľad doterajších názorov na stavbu pezinskoperneckého kryštalinika

Ložiská pyritu, farebných kovov i zlata a zaujímavá geologická stavba pezinskoperneckého kryštalinika boli od dávna predmetom geologického štúdia. Názory na stavbu pezinskoperneckého kryštalinika môžeme rozdeliť do troch období. Prvé obdobie (od konca minulého storočia do roku 1952) sa vyznačuje neujasnenými názormi na petrografiú, genézu a tektoniku Malých Karpát. V druhej etape, do roku 1957, sa riešili zásadné otázky petrografie a vzniku hornín, petrogenézy i základnej stavby (C a m b e l 1952, 1954, 1956, C a m b e l — K u p č o 1953, P o l á k 1956) a od tej doby sa datujú prvé pokusy riešiť detailnejšie tektonickú stavbu pezinskoperneckého kryštalinika (C a m b e l — práca v tlači).

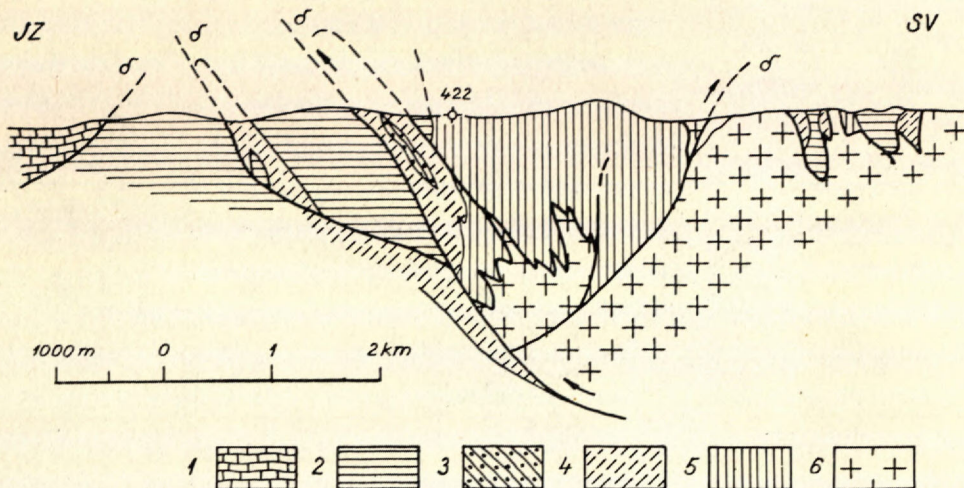
V prvom období mali najväčší význam práce Beckove a V e t t e r s o v e (1904). Podľa nich je kryštalinikum Malých Karpát budované žulou, dioritom a kryštalickými bridlicami, zastúpenými kremitými fylitmi s početnými intrúziami porfýrov. Porfýroidy spomínajú aj F a r k a s (1917), P a p p (1919), K o u t e k — Z o u b e k (1936), P a u k (1937) a celý rad iných. Genetické pomery pyritových a antimonových ložísk dáva L a c h m a n n (1915) do úzkej súvislosti s intrúziou porfýrov. K r u s c h (1916) už považuje tieto ložiská za

dozvuky intrúzie granitov, ktoré R i c h a r z (1908) považuje za poliasové. Antimonit pokladajú všeobecne za starší minerál ako pyrit. Tieto názory prevládali až do roku 1950. Zaujímavý je i vari najstarší, A n d r i a n o v (1864) popis geológie ložiska pyritu a antimonitu v Cajlanskej doline, podľa ktorého leží toto ložisko v ílovitých bridliciach bohatých na živec a je intenzívne zvrásnené; v jeho blízkosti sú grafitické bridlice.

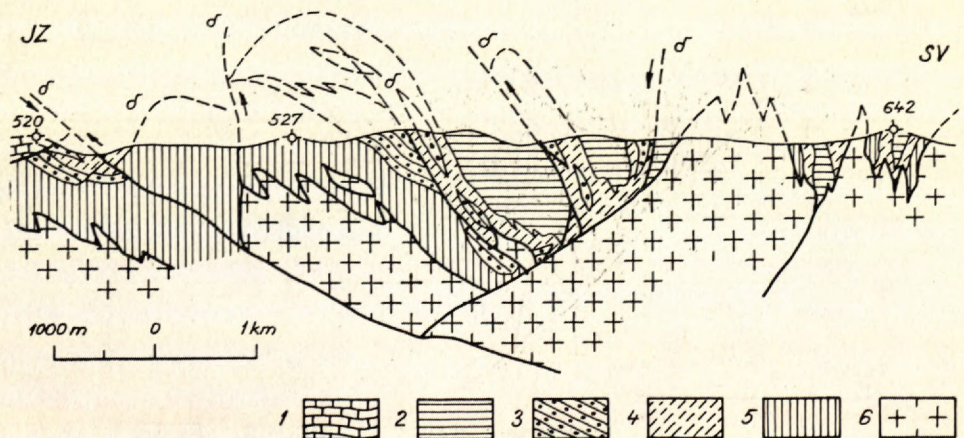
V rokoch 1950—1958 C a m b e l (1950, 1952, 1958) dokázal, že v pezinskoperneckom kryštaliniku neexistujú porfyroidy, ale že ide o škvrnité amfibolity alebo tektonicky, prípadne hydrotermálne zmenené granitoidné horniny. P o l á k (1956) a za ním C a m b e l (1956) prichádzajú s názorom, že pyritové zrudnenie je syngenetické, submarinne-exhalačné a že vzniklo spolu s ostatnými horninami pezinskoperneckého kryštalinika v súvrství aktinolitických bridlíc, doprevádzaných grafitickými bridlicami a telesami amfibolitov. Antimonové zrudnenie je oveľa mladšie a podľa C a m b e l a (1953, 1956) naväzuje na dozvuky karbónskej intrúzie granitoidov bratislavského a modranského plutonu, ktoré sú spojené v hĺbke v jediné teleso. V doteraz nezverejnenej práci predpokladá C a m b e l (1958) intenzívne zvrásnenie pezinskoperneckého kryštalinika pred a počas intrúzie karbónskeho plutonu a poklesy vysvetľuje ako výsledok alpského vrásnenia. V samotnom vývoji hornín pezinskoperneckého kryštalinika C a m b e l (1956) uvažuje najmä o dvoch obdobiach zintenzívnenej vulkanickej činnosti, ktorá je spojená i s exhalačnými pochodmi a tak sa produkuje viac stratigraficky samostatných rudných (pyritových) polôh. Počiatok vulkanickej činnosti kladie na perifériu a jej prudký opätovný rozmach do stredu geosynklinály paleozoika pezinskoperneckého kryštalinika. Prierez metamorfovaných hornín kryštalinika na tomto území začínajú i ukončujú detritické sedimenty.

III. Výsledky geologického mapovania povrchu

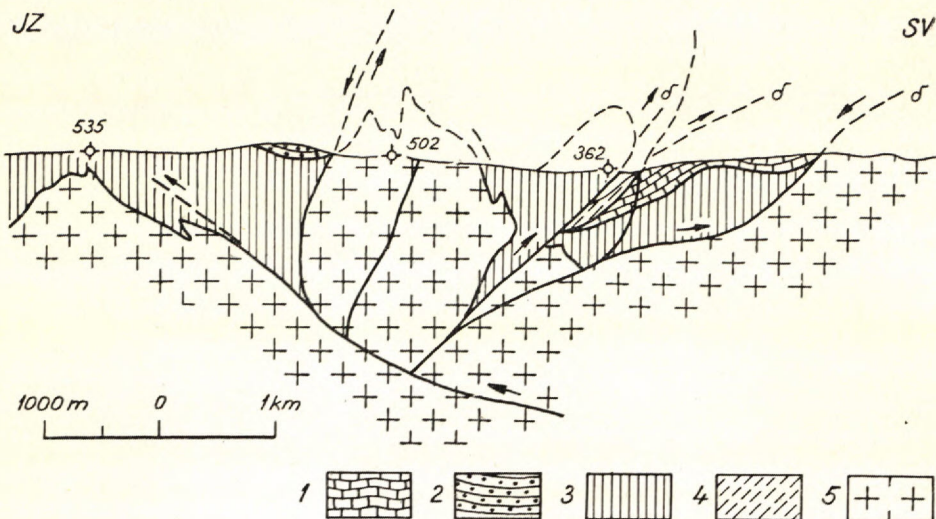
Geologické mapovanie pezinskoperneckého kryštalinika sa robilo v pomerne podrobnom merítke na povrchových mapách ($M = 1 : 1000$ a $1 : 5000$), a to prakticky v petrograficky a tektonicky najkomplikovanejších partiách a bolo spojené s rozsiahlymi prieskumnými prácami vrtnými i bankskými. Toto umožňuje nám spresniť doterajšie geologické mapy (príl. 1) a sumarizovať výsledky merania štruktúr, či už v prieskumných prácach, či na povrchu, interpretovať ich do určitých štruktúrnych línií zakreslených na priloženej mape (príl. 1). Postup interpretovania nie je štatistického charakteru, ale syntézou dielčích dát i s prihliadnutím k výsledkom príslušných prieskumných prác. Interpretované štruktúry umožňujú urobiť si predstavu o zvrásnení pezinskoperneckého kryštalinika, ako to znázorňujú priečne rezy (obr. 1—4). Styk mezozoika s kryštalinikom sa pri prieskumných prácach overoval len náhodne. Trojuholník pezinskoperneckého kryštalinika, z juhu a východu uzavretý masívmi granitoidných hornín a zo



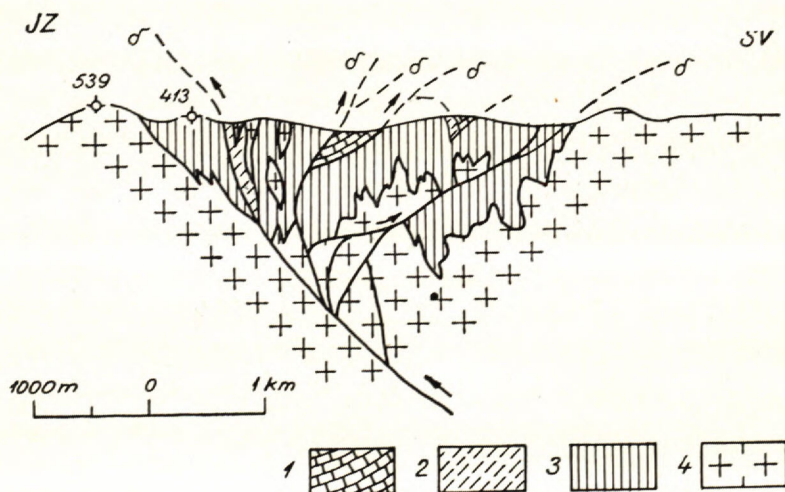
O b r. 1. Priečný rez A — A'. 1 — mezozoikum a terciér v celku, 2 — nadožné efuzíva (amfibolity), 3 — podložné efuzíva, 4 — aktinolitické bridlice, 5 — fylity a ruly, 6 — granitoidy.



O b r. 2. Priečný rez B — B'. 1 — mezozoikum a terciér v celku, 2 — nadožné efuzíva (amfibolity), 3 — podložné efuzíva (amfibolity), 4 — aktinolitické bridlice, 5 — fylity a ruly, 6 — granitoidy.



Obr. 3. Priečný rez C — C'. 1 — mezozoikum a terciár v celku, 2 — podložné efuzíva (amfibolity), 3 — fylity a ruly, 4 — aktinolitické bridlice, 5 — granitoidy.



Obr. 4. Priečný rez D — D'. 1 — mezozoikum a terciár v celku, 2 — aktinolitické bridlice, 3 — fylity a ruly, 4 granitoidy.

severu prikrýtý mezozoikom sérií Malých Karpát, má zaujímavú vejárovitú stavbu striedajúcich sa pruhov jednotlivých hornín kryštalinika. V juhovýchodnej časti tohoto trojuholníka možno konštatovať aj roj väčších i menších telies *granitoidných hornín*. Za samostatného člena pezenskoperneckého kryštalinika možno považovať *biotitické fylity, svory až ruly*. Sú to detritické sedimenty paleozoického mora, pôvodne piesčito ílovitého charakteru s prevahou ílovitých zložiek. Tieto horniny sa vyskytujú obyčajne v okolí eróziou odkrytých granitoidov a tvoria okraj pezenskoperneckého kryštalinika v jeho juhozápadnej a severovýchodnej časti. Výskyt vyššie metamorfovaných členov týchto hornín je viazaný na tesný styk s granitoidmi, v blízkosti ktorých je komplex rúl prestúpený hustou sústavou približne ložných žíl granodioritu (severne od kóty 539 — bratislavský masív). Okrem detritických sedimentov sa vyskytujú i horniny zmiešaného typu, kde nad detritickou zložkou má absolútnu prevahu vulkanický materiál. Komplex *vulkanicko-detritických hornín* začína na báze amfibolitmi, v nadloží ktorých možno ešte miestami konštatovať ojedinelé polohy vyložene detritických sedimentov (Turecký vrch). Ďalej sa striedajú horniny *detriticko-organogénneho pôvodu* — terajšie grafitické bridlice a fylity — s horninami detriticko-pyroklastického zloženia, ktoré majú ráz tufitov a nazývajú sa aktinolitické bridlice. V tomto súvrství sú známe pomerne zriedkavé šošovkovité telesá *amfibolitov*. Toto súvrstvie nazývame tiež produktívnym, pretože je nositeľom sedimentárne-exhalačného *pyritového zrudnenia* (P o l á k). V nadloží súvrstvia je vyvinutý mohutný komplex *amfibolitov*, ktoré svojou mocnosťou a rozsahom presahujú význam amfibolitov na podloží a v strede detritickovulkanického súvrstvia. Popri amfibolitoch bežného zrnitého a masívneho typu (jemnozrné amfibolity), väčšinou hrubolavicovitej textúry, sa ojedinele vyskytujú polohy *škvritých amfibolitov*. Ďalšou anomalitou vulkanicko-detritického komplexu sú *kremité fylity*, známe zo severnej časti kryštalinika, z oblasti Rybníček—Kuchyňa. Ich podstatu tvorí prakticky iba kremeň s ojedinelými lupienkami biotitu a ihličkami aktinolitu a ich mineralogické zloženie dopĺňa i primárny pyrit. Väčšina hornín vulkanicko-detritického komplexu vytvára centrálnu časť pezenskoperneckého kryštalinika; najmä pruhy podložných amfibolitov a produktívnej zóny vytvárajú pásy vejarovite usporiadané smerom SZ—JV tak, že ich konvergenciu možno očakávať na JV časti terénu. Nadložné amfibolity vyplňujú väčšinou priestory medzi pásmi produktívnej zóny v strednej časti kryštalinika a len na západnom okraji sú kolmo ohraničené vyššie uvádzaným vejárovitým priebehom produktívnych zón.

Postavenie produktívnej zóny je miestami zaujímavé. Na Tureckom vrchu priamo v nadloží produktívnej zóny sa vyskytujú biotitické fylity a ruly. Na severnom ramene produktívnej zóny je však sled hornín obdobný ako inde, a to: biotitické fylity — produktívna zóna — nadložné amfibolity. Podobná situácia je i smerom na sever od kóty 576. Aj tu sú to ruly, potom podložné amfibolity a produktívna zóna. Sledovanie štruktúr a prieskumné práce (vrty) objasňujú tieto

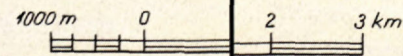
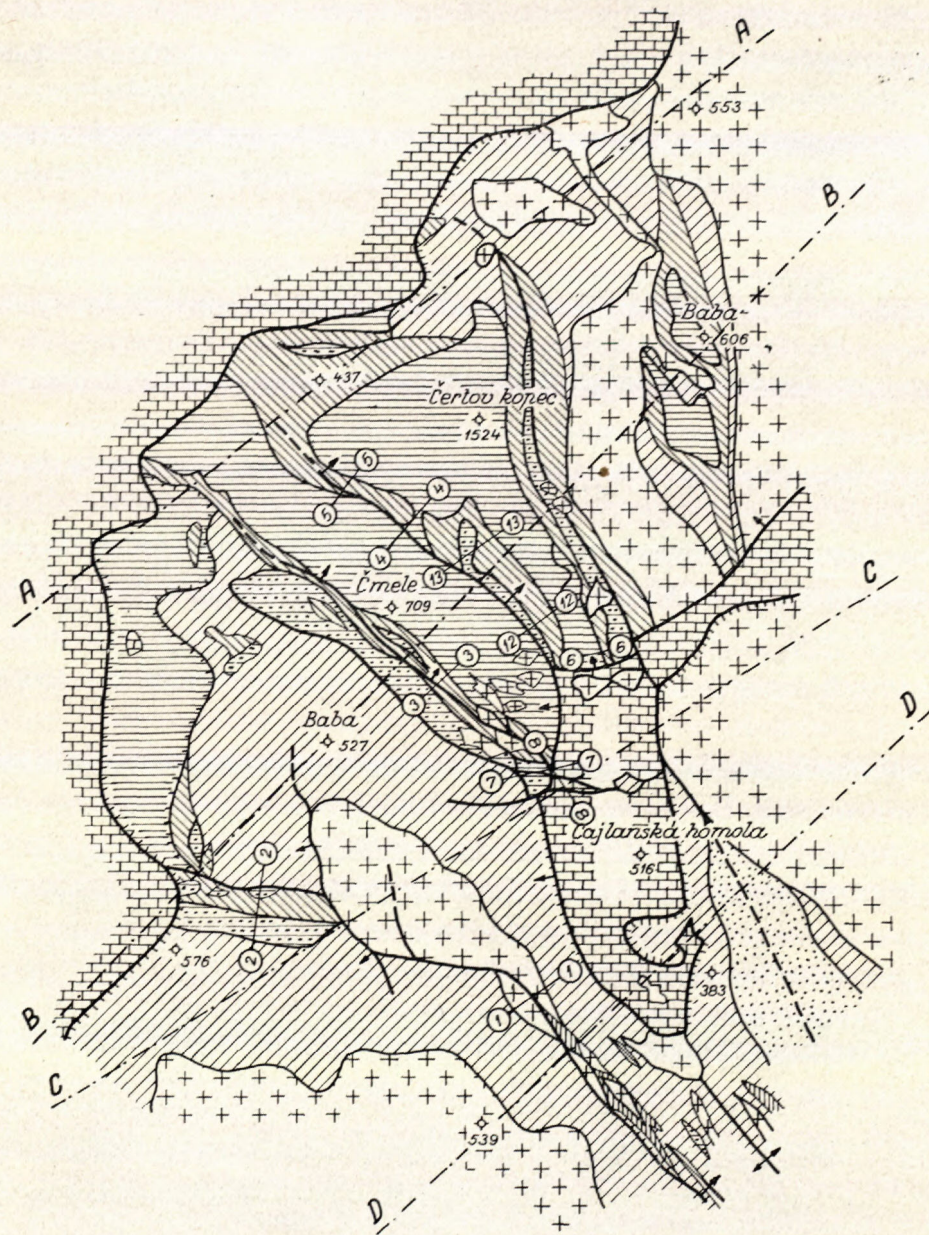
nezrovnalosti. Styk produktívnej zóny v smere S—J a Z—V je mimoriadne komplikovaný vo smere a sklone foliácie hornín. *Východozápadné rameno* produktívnej zóny má podľa prieskumných vrtov smerom do hĺbky sústavne menší sklon a podľa výnosu jadra z vrtov a dokumentácie štólne Rudolf ide iba o *tektonickú brekciu*. Najmä nadložné partie produktívnej zóny sú prakticky mylonitom. Preto dochádzame k názoru, že *styk produktívnej zóny v smere V—Z na Tureckom vrchu a biotitických fylitov a rúl v okolí kóty 648 je tektonický* a že *fylity a ruly boli presunuté cez produktívnu zónu*. Nadložné amfibolity v okolí Gašparovej a ďalej na severe majú odlišný priebeh štruktúr ako severné rameno produktívnej zóny Tureckého vrchu a partie biotitických fylitov. To svedčí o tektonickom styku nadložných fylitov s ostatnými horninami tejto oblasti. Zaujímavé postavenie má i *ostrov produktívneho súvrstvia a amfibolitov (nadložných?) severozápadne od vrchu Baba*. Už medzi produktívnym súvrstvom a amfibolitmi javí sa na tomto ostrovčeku jasná disharmónia štruktúr, ba i samotný ostrov je zrejme *tektonicky obmedzený oproti okolitým biotitickým fylitom a svorom*. Rámcové tektonické pomery produktívnych pásov medzi kótami Baba—Čmele—Čertov kopec—Skalná dobre ilustrujú priložené detaily z prieskumných prác, ktoré doplňujeme týmto komentárom:

1. Čelba je z konca slednej chodby Kolárskej štólne, v juhovýchodnom pokračovaní pezinskoperneckého kryštalinika. Ide o detail z klínu silne drvených kryštalických bridlíc, zaseknutého medzi granodioritové teleso. Poruchové pásmo je nositeľom sírnikového zrudnenia, v ktorom dominuje antimónit. Vo vlastnom poruchovom pásme však najčastejšie prevládajú drvené grafitické bridlice (profil 1).

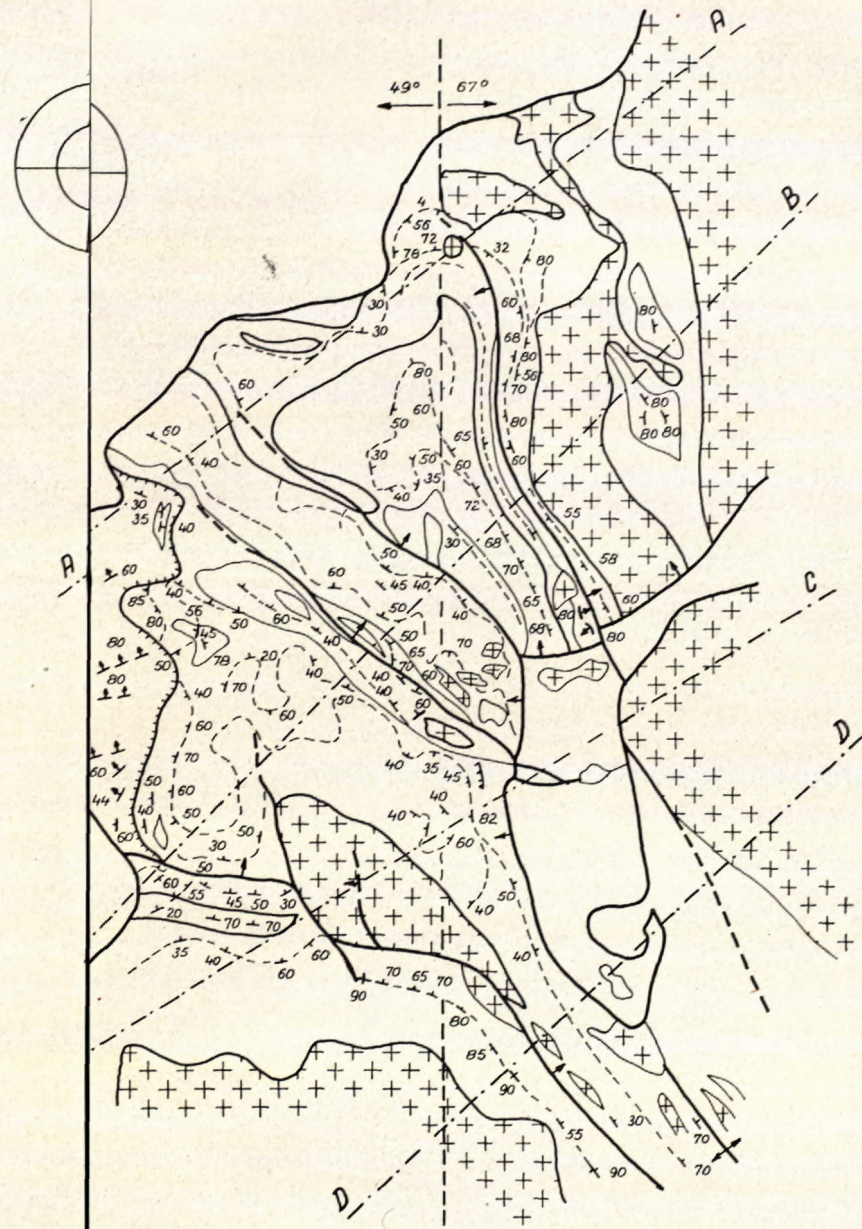
2. Turecký vrch. Profil podáva za pomoci vŕtaných sond a vrtov čiastočnú geologickú situáciu juhozápadnej časti kryštalinika. Najhlbším vrtom boli zistené biotitické fylity a ruly, tvoriace vložku na rozhraní medzi spodnými amfibolitmi a aktinolitickými bridlicami. Samotná produktívna zóna aktinolitických bridlíc obsahuje väčšiu rozvetvujúcu sa pretiahnutú šošovku hnetených a drvených grafitických bridlíc. V nadloží grafitickej polohy nachádza sa hlavná rudná poloha, oddelená iba niekoľko metrov mocným súvrstvom aktinolitických bridlíc, túto polohu tvorí kremitografitová pyritová ruda, ktorej mocnosť sa smerom do hĺbky znižuje. Najhlbším vrtom sa zistila iba pyritová ruda grafitického typu, zrejme vyvalcovaná v grafitických bridliciach. V nadloží sa striedajú polohy grafitických a aktinolitických bridlíc, až do tektonického styku so strednými jemnozrnnými amfibolitmi. Profil názorne ukazuje znižovanie veľkosti sklonu produktívneho súvrstvia smerom do hĺbky.

3. Augustín. Profil charakterizuje produktívnu zónu ložiska Augustín, ktoré je typické svojou mimoriadne komplikovanou morfológiou rudných telies. Ďalej je tu patrný zaujímavý tektonický styk granodioritu s kryštalickými bridlicami. Pri všetkých prieskumných prácach bola konštatovaná silná mylonitizácia

Schématická geologická mapa a interpretovaná pa štruktúry pezinskoperneckého kryštalinika

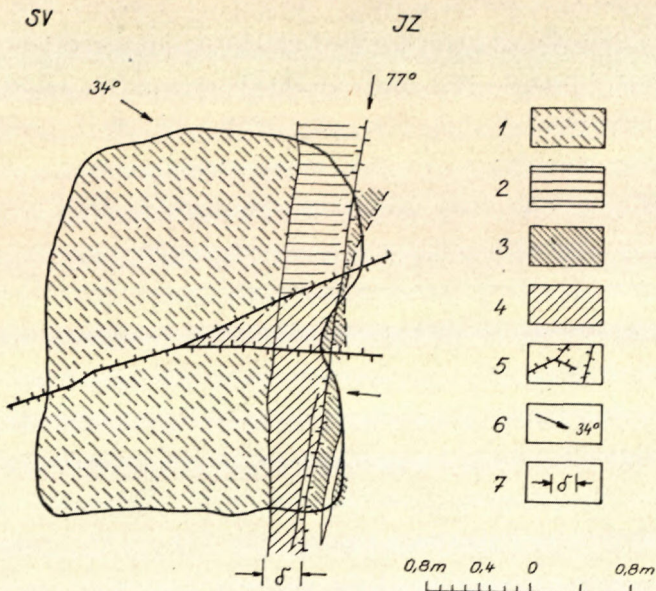


- 1 – kvartér; 2 – mezozoikum a terciér v celku, 3 – granitoidy, 4 – nadložné efuzíva (amfibolity), 5 – metamorfované tufity (aktinolitické bridlice), 6 – podložné efuzíva (amfibolity), 7 – výskyt blastomylonitizovaných untruzív (škvrnité amfibolity), 8 – ílovito-kremité pelity a psamity (fylity a ruly),

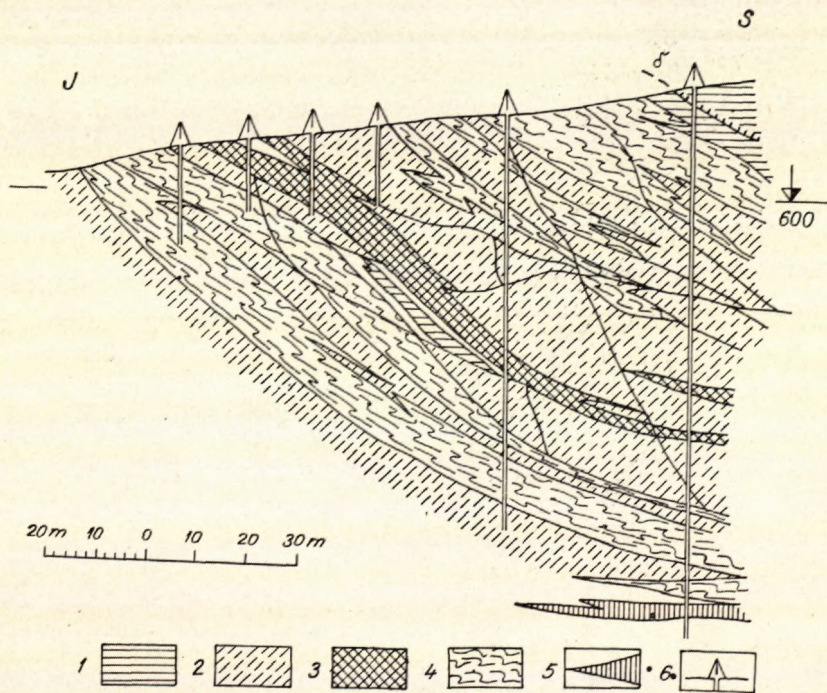


- | | |
|----|--|
| 1 | |
| 2 | |
| 3 | |
| 4 | |
| 5 | |
| 6 | |
| 7 | |
| 8 | |
| 9 | |
| 10 | |
| 11 | |
| 12 | |
| 13 | |
| 14 | |
| 15 | |

- 9 – tektonický styk, 10 – význačné poruchy, 11 – integrované štruktúry v metamorfovaných efuzívach, 12 – integrované štruktúry v ílovito-kremitých pelitoch a psamitoch, 13 – názorné priečne rezy, 14 – detailné priečne rezy, 15 – hranica diferencií priemerných sklonov hornín.



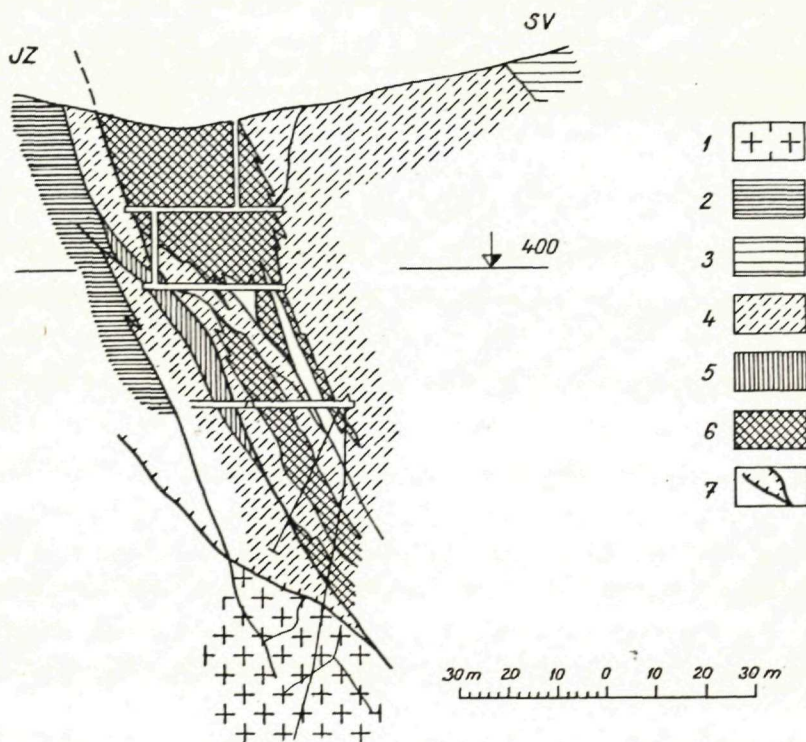
Profil 1. Kolárova štola. 1 — aktinolitické bridlice, 2 — grafitické bridlice, 3 — hnetené grafitické bridlice, 4 — silne hnetené grafitické bridlice, 5 — dislokácia, 6 — sklon štruktúr, 7 — dislokačné pásmo s náletmi Sb_2S_3 (hnetené grafitické bridlice).



Profil 2. Turecký vrch. 1 — stredné amfibolity, 2 — aktinolitické bridlice, 3 — pyritová ruda, 4 — hnetené grafitické bridlice, 5 — vložky paralál a fylitov, 6 — hĺbinné vrty.

granodioritu. Pre ilustráciu uvádzame prehľad percentuálneho výnosu jadra z vrtov, ktoré prechádzali v tejto oblasti cez partie granitoidných hornín:

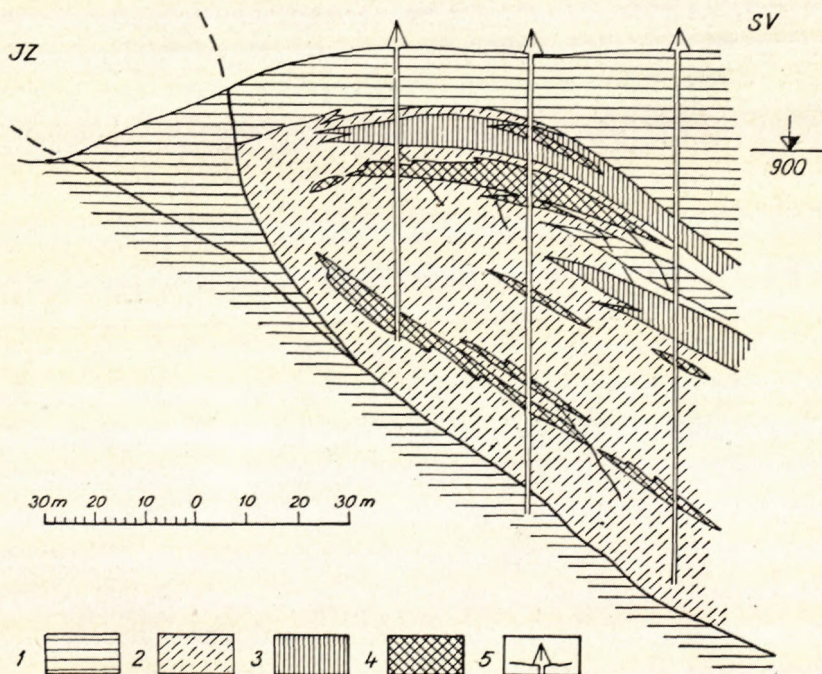
Vrt číslo	Navítrané v rozmedzí	Výnos v %	P o z n á m k a
PZ-21/a	48,0— 62,0	10	V podl. 4 m mocná poloha žrt. graf. bridl.
PZ-26	19,0— 29,5	13	Pukliny vyplnené kryšt. mladšieho pyritu
PZ-50	0,0— 52,0	46	—
PZ-51	21,0— 90,4	36	Silne drvené a vyhojené mladším pyritom
PZ-53	39,0— 49,0	20	Silne mylonitizované
PZ-55	63,0— 87,0	63	—
PZ-56	2,0— 13,6	21	Silne drvené
PZ-57	3,0— 64,5	20	Silne mylonitizované
PZ-58	2,0— 45,0	17	—
PZ-60	6,0— 41,0	37	—
AP-6	103,0—111,0	2,5	Mylonit
AP-8	75,0—150,0	6,9	—



Profil 3. Augustín. 1 — granitoidy, 2 — podložné amfibolity, 3 — nadložné amfibolity, 4 — aktinolitické bridlice, 5 — grafitické bridlice, 6 — pyritová ruda, 7 — dislokácia.

V oboch podzemných vrtoch na predmetnom profile je výnos vrtného jadra taký malý, že tu právom môžeme predpokladať poruchové pásmo, ktoré smerom na povrch prechádza cez grafitické bridlice a ďalej využíva rozhranie rudného telesa a kryštalických bridlíc ako mechanicky odlišných elementov. Tieto partie poruchového pásma v aktinolitických bridliciach sú značne chloritizované a prestúpené žilkami kremeňa v polohách grafitických bridlíc. Táto tektonická línia má veľký význam a značne formuje úložné pomery produktívnej zóny ložiska Augustín. Jej priebeh možno konštatovať prakticky na všetkých prieskumných úsekoch a na nej i tektonicky vyznieva ložisko Augustín v oblasti Čmele, ktoré je silne rozrušené v oblasti Misarského Ostrovca.

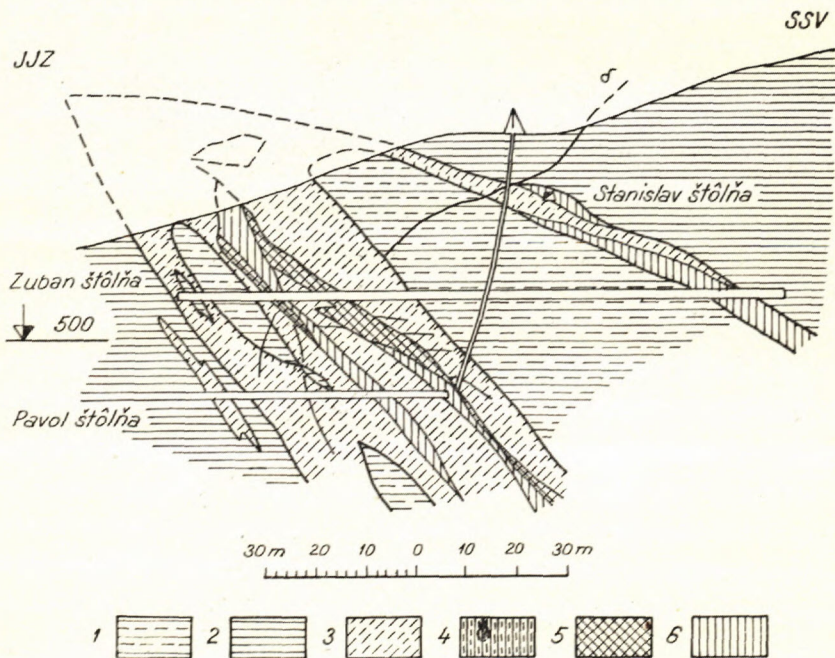
4. Čertov kopec. Profil je vedený v miestach, kde sa v pezinskoperneckom kryštaliniku zásadne mení smer a sklon, vrstvenatosť a foliácia. Profil predstavuje vrásu, kombinovanú s dislokáciami prešmykového charakteru. Je doložený geologickým mapovaním a prieskumnými prácami. V blízkom okolí profilu na JV a SZ produktívnu zónu uzavierajú nadložné amfibolity, ako to vidíme na profile. Inde je už tento uzáver pokrytý. Produktívnu zónu tvorí na spodnom ramene vrása silne segmentovaná rudnou polohou v aktinolitických bridliciach, na hornom



Profil 4. Čertov kopec. 1 — nadložné amfibolity, 2 — aktinolitické bridlice, 3 — grafitické bridlice, 4 — pyritová ruda, 5 — hĺbinné vrty.

ramene vrásky, tektonicky neredukované grafické bridlice a nepatrne väčšia segmentovaná rudná poloha. V hornej časti vrásky sú ďalej tektonické zvyšky polôh amfibolitov (pravdepodobne podložných). Celé produktívne pásmo sa vyznačuje mimoriadnou chloritizáciou a na spodnom ramene vrásky sa vyskytuje i pyritín. Na základe týchto faktov predpokladáme, že k presunu produktívnej zóny došlo cez nadložné amfibolity, pričom krehkosť amfibolitov podmienila vznik zlomov a relatívne plastické bridlice produktívneho pásma majú početné flexúry a vrásky. Rudné polohy a amfibolity ako mechanicky odlišné elementy boli v produktívnej zóne intenzívne segmentované a tektonicky roztrhané.

5. Jahodisko. Tento profil je ďalším pokračovaním produktívnej zóny severozápadným smerom v oblasti Čertového kopca a prakticky len potvrdzuje opis profilu č. 4. Tu je ešte viac zvýraznená mechanická diferenciácia medzi telesami amfibolitov a bridlíc. Ďalšou zaujímavosťou je výskyt a zrudnenie sírníkov s prevahou antimonitu a bertieritu. Toto zrudnenie je viazané na poruchy kompaktnej pyritovej rudy, alebo na poruchové pásma, hlavne amfibolitov. Vložky bridlíc v amfibolitoch sú detailne prehnetené. Profil zároveň ukazuje redukciu horného ramena vrásky, ktorá je výraznejším prejavom vyvalcovania v dôsledku rozsiahlejšieho presunu nadložných amfibolitov na tomto ramene. Dá sa predpo-

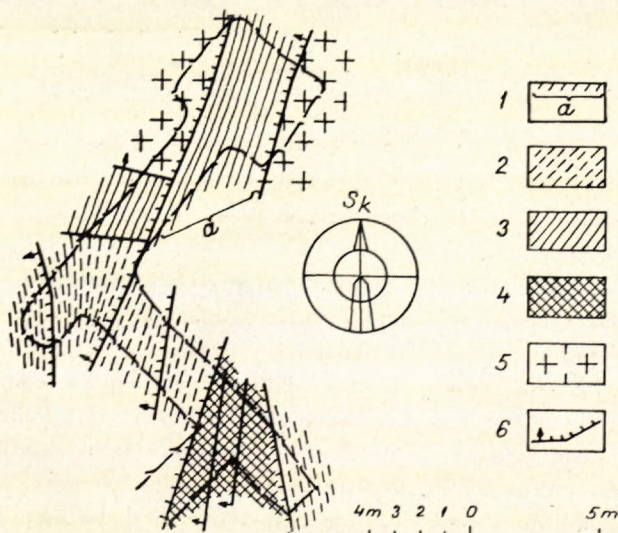


Profil 5. Jahodisko. 1 — podložné amfibolity, 2 — nadložné amfibolity, 3 — aktinolitické bridlice, 4 — grafické bridlice, 5 — pyritová ruda, príp. antimonit, 6 — hnetené grafické bridlice.

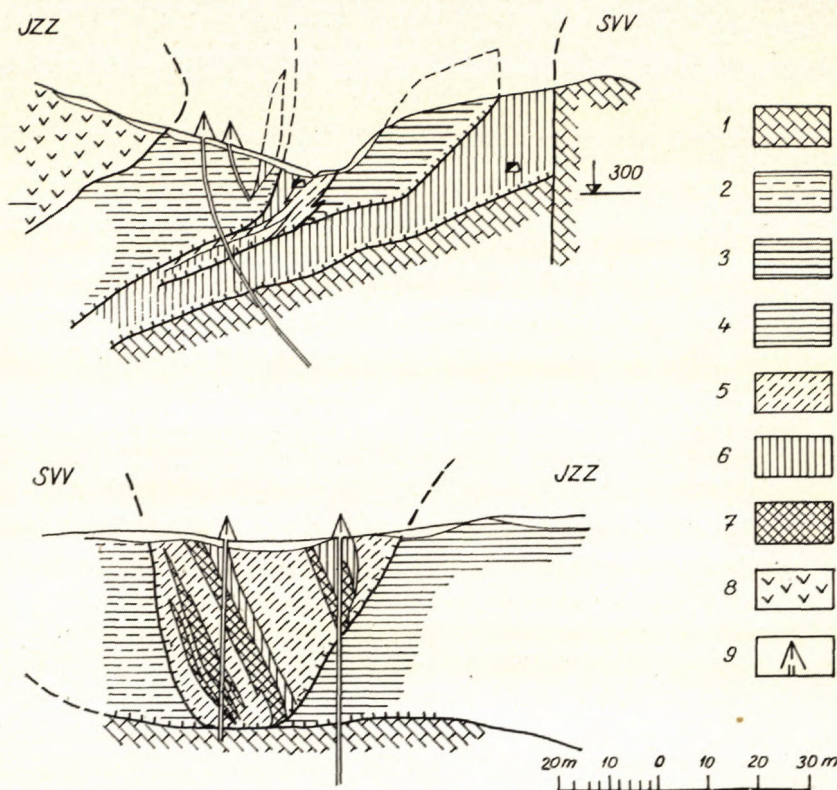
kladať, že produktívna zóna spodnej časti ramena vrásky bola pred redukciou čiastočne uchránená v dôsledku určitej stability podložných amfibolitov spodného ramena vrásky. Počas prieskumných prác na tomto revíre bola konštatovaná detailná tektonika zlomového charakteru s malými amplitúdami posunu, predovšetkým v polohách pyritovej rudy i na samotnom antimonitovom zrudnení. Je zrejme, že medzi týmito zlomami môžu byť zastúpené prvky, súvisiace s vrásnením celého komplexu i prvky, ktoré sú mladšími zložkami celého vrásnenia. Staršie zlomy sú výsledkom vybitia napätí kompaktných lavíc pyritovej rudy alebo amfibolitov, ktoré majú porovnateľne menšiu plasticitu pri vrásnení ako bridlice. Pre správne zaradenie zlomov do tej alebo onej skupiny je smerodátne antimonitové zrudnenie, spojené s karbonátmi a kremeňom.

6—7. Profily štôlny Michal a Rybníčka. Tieto profily veľmi dobre charakterizujú styk mezozoika a kryštalinika v oblasti Cajlanskej homoly. Profily hovoria o tom, že pri alpskom vrásnení došlo zrejme k značným presunom kryštalinika na mezozoikum.

Značne zvrásnené a rozrušené južné krídlo produktívnej zóny na profile Rybníček, zaseknuté medzi nadložné a podložné amfibolity s prejavom význačnej diskordancie pri vrásnení, je presunuté na pomerne plocho uloženú dislokáciu cez vápence mezozoika. Presunové pásmo je charakterizované niekoľko metrov mocnou tektonickou brekciou. Rudné polohy sú rozptýlené skoro po celej produktívnej zóne a sú značne chloritizované. Sklon produktívnych polôh je opačný ako obvykle (smer JJZ) a je známy z tejto produktívnej zóny i ďalej na severe. Na tomto



Profil 6. Rýhová — dynamitový sklad. 1 — mladšie hydroterm. prejavy v grafitických bridliciach — žilky a hniezda karbonátov, nálety Sb_2S_3 , 2 — aktinolitické bridlice, 3 — grafitické bridlice, 4 — pyrotín, 5 — granitoidy, 6 — dislokácia.



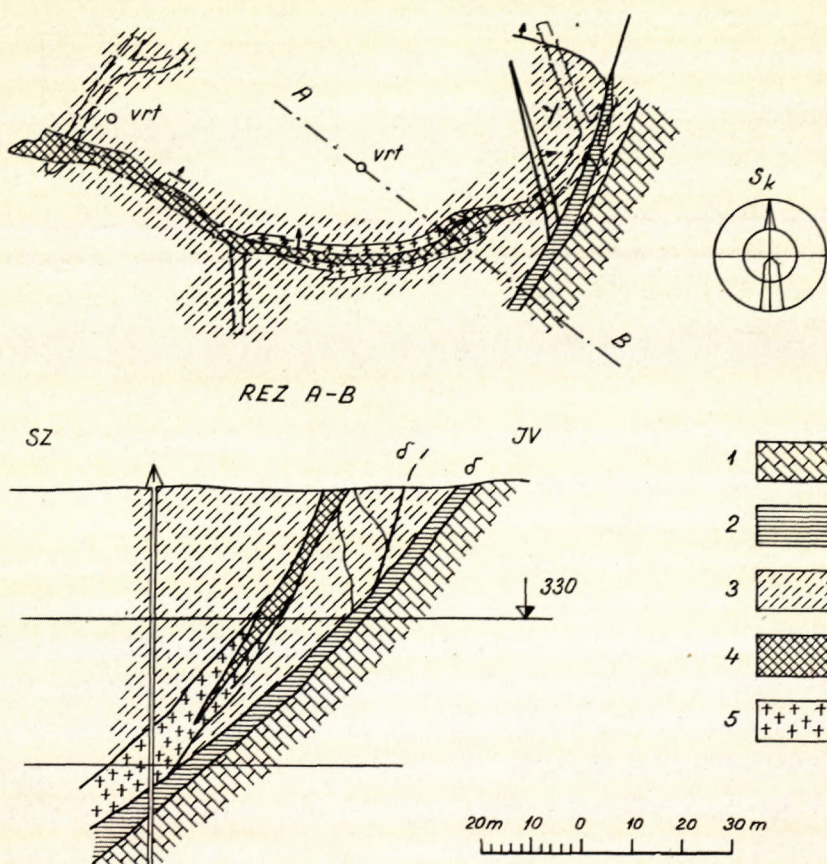
Profil 7. Štôlna Michal — Rybníček. 1 — mezozoikum a terciér v celku, 2 — podložné amfibolity, 3 — stredné amfibolity, 4 — nadložné amfibolity, 5 — aktinolitické bridlice, 6 — grafitické fylity, 7 — grafit. bridlice, príp. pyritová ruda, 8 — biotitické fylity a ruly, 9 — vrt.

výskyte sa zistilo väčšie množstvo Cr granátu — uwarovitu, trávovo zelenej farby, ktorý vyplňuje dutinky kryštalických bridlíc. V severnom pokračovaní tejto zóny je známe antimonitové zrudnenie.

Na profile štôlne Michal možno konštatovať presun kryštalinika cez mezozoické vápence. Presunová línia je komplikovaná dislokácia poklesového charakteru. Tento pokles je pravdepodobne výsledkom vyrovnávania napätí medzi jednotlivými partiami kryštalinika po jeho intenzívnom zvrásnení. V komplexe produktívnej zóny možno konštatovať po spojení oboch ramien vrásky redukciu aktinolitických bridlíc pyritovej polohy a tektonickú rozvláčnosť telies amfibolitov. Amfibolity sa zachovali prakticky iba v jadre vrásky. Prieskumné práce na úseku medzi podložnými amfibolitmi a produktívnou zónou overili disharmóniu vo zvrásnení. Obdobná situácia je i medzi podložnými amfibolitmi a biotitickými fylitmi. Tento úsek prakticky reprezentuje skôr tektonické, než primárne vymiznutie ložiskového ťahu Augustín na prešmykových líniach pri styku s mezozoikom Cajlanskej ho-

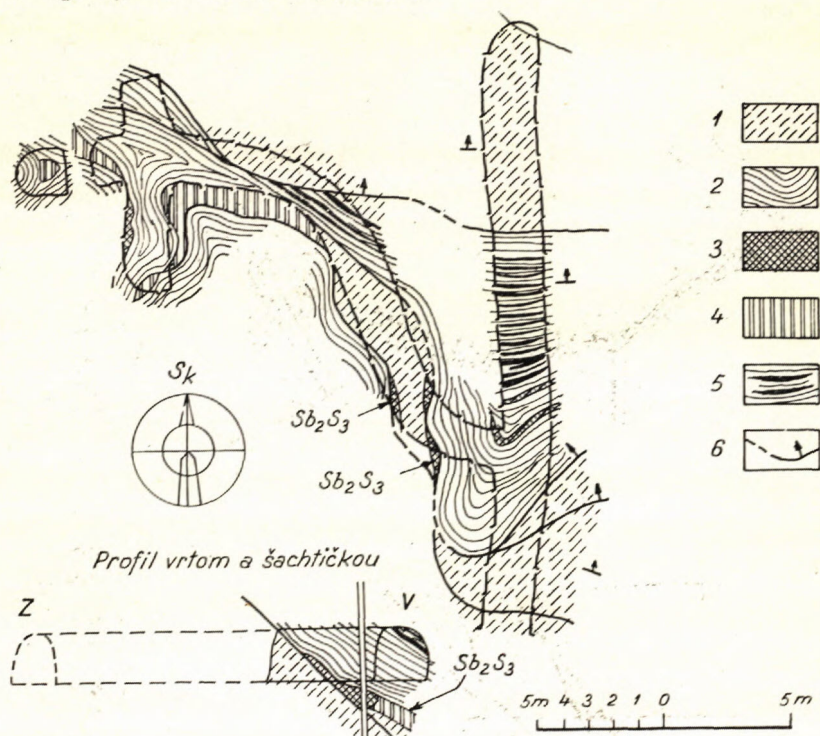
moly a zároveň i veľké stlačenie kryštalinika v juhovýchodnej časti predmetného terénu.

8. Rýhová. Na mapke i na profile vidno presunutie kryštalinika cez mezozoické vápence. Na tektonickej línii sú silne mylonitizované grafitické bridlice, ktoré slúžili ako tektonické mazadlo. Aktinolitické bridlice v nadloží poruchy sú detailne zvrásnené a silne chloritizované. Silne drvená žulová apofýza, prímkyňajúca sa svojou spodnou časťou k poruche, uzatvára menšie ložisko kremitografitovej pyritovej rudy. Ložisko je smerom na východ tektonicky prerušené. Ide pravdepodobne o prešmyk či posun s väčšou amplitúdou, pretože jeho pokračovanie sa za zlomom na prekope k tomu účelu razenom, nikde nezistilo.



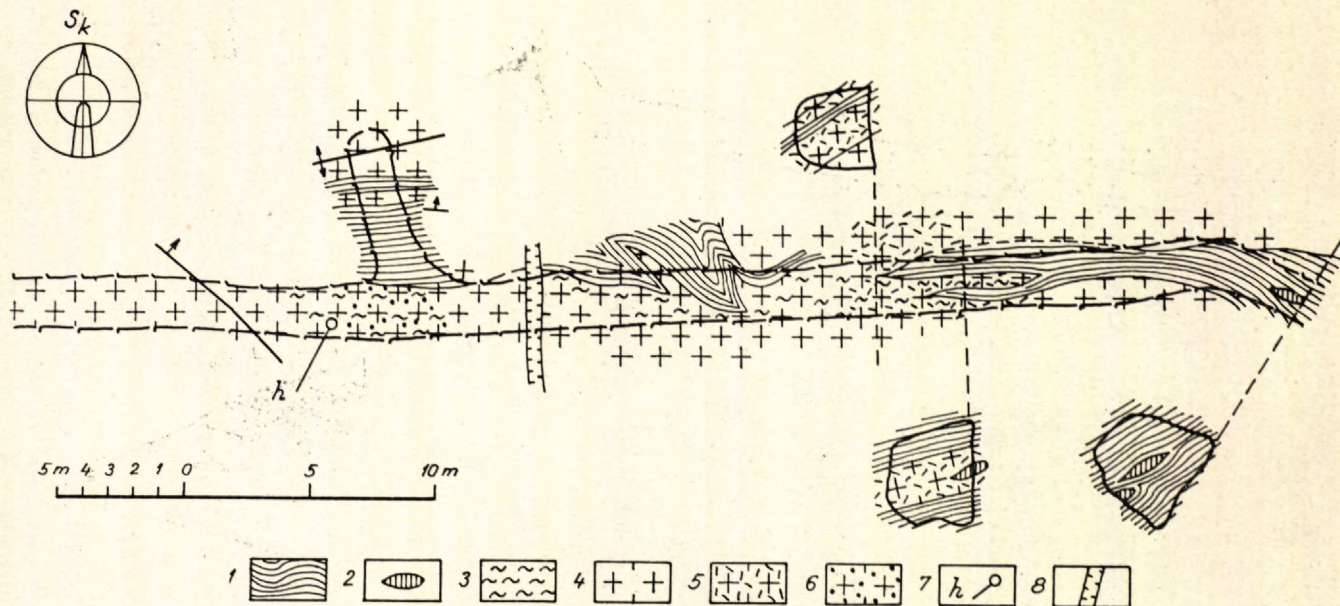
Profil 8. Rýhová. 1 — mezozoikum, 2 — hnetené grafitické bridlice, 3 — aktinolitické bridlice, 4 — pyritová ruda, 5 — granitoidy.

9. Štôľňa Stanislav. Predložená situácia a detail úložných pomerov zrudnenia Sb ukazuje na veľmi zložitú tektonickú stavbu. Hnetené a detailne zvrásnené grafitické bridlice tvoria silne porušenú zónu v hydrotermálne postihnutých aktinolitických bridliciach značne chloritizovaných. Početné šošovky kremeňa v grafitických bridliciach sú na dislokačných líniach poohýbané a rozrušené. Zrudnenie Sb je vyvinuté v podobe náletov a šošoviek umiestnených na miestach styku grafitických a aktinolitických bridlíc. Tieto šošovky antimonitu môžu byť, ako bolo konštatované na štôľňach Pavol a Zubau, ojedinele segmentované mladšími poruchami. Plastickú deformáciu grafitických a aktinolitických bridlíc doplňuje deformácia disjunktívna.



Profil 9. Pernek — detail štôľne Stanislav. 1 — aktinolitické bridlice, 2 — grafitické bridlice, 3 — pyritová ruda, príp. antimonit, 4 — kremeň, 5 — lavice pyritovej rudy, 6 — dislokácia.

10. Nádej. Dokumentácia časti štôľne ukazuje situáciu na západnom klíne úseku Nádej ložiska Augustín. Po zbridličnatení kryštalických bridlíc, ktoré je totožné s primárnou vrstevnatosťou, došlo k intrúziám variských granodioritov, ktoré tvoria početné ložné apofýzy, ichory až injekcie. Granodiority i okolité horniny postihla intenzívna tektonická premena, ktorá sa prejavila silným zvrásnením hornín, pričom tu došlo k čiastočnému zvrásneniu granodioritov, porušených



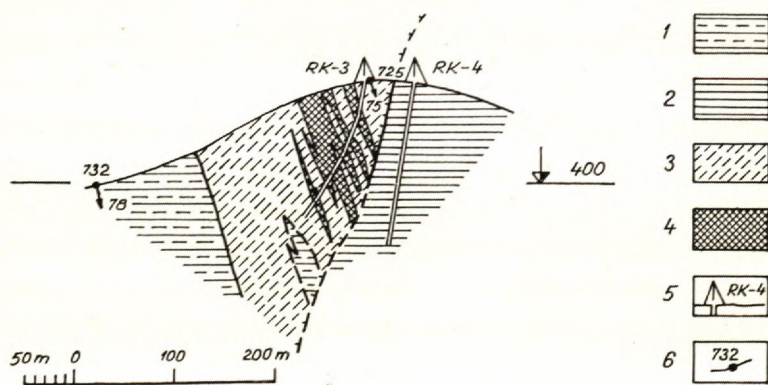
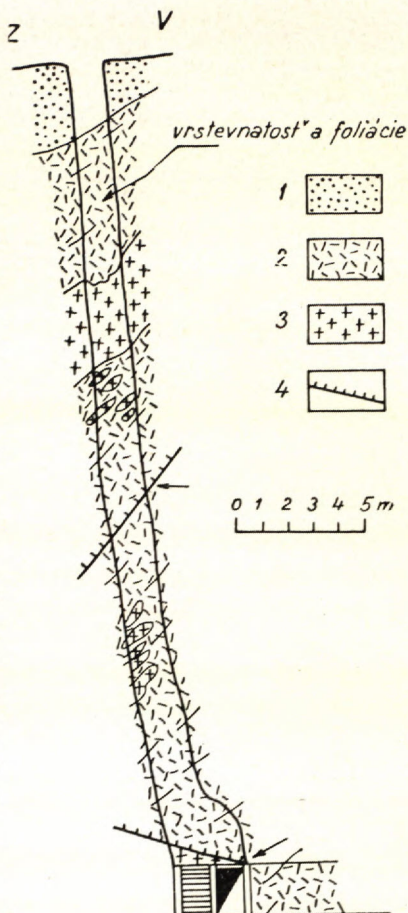
Profil 10.1 – grafitické bridlice, 2 – xenolit grafitických bridlíc v granitoidoch, resp. šošovky granitoidov v grafitických bridliciach, 3 – milonitizácia, 4 – granitoidy, 5 – silne porušené granitoidy, 6 – sericitizovaná žula, 7 – hyalit na puklinkách, 8 – dislokácia.

ešte mnohými dislokáciami. Granodioritové apofýzy vnikajú do okolitých hornín bez ohľadu na ich petrografický charakter, pričom na kontakte došlo k určitému zatláčovaniu a pohlcovaniu okolitých hornín.

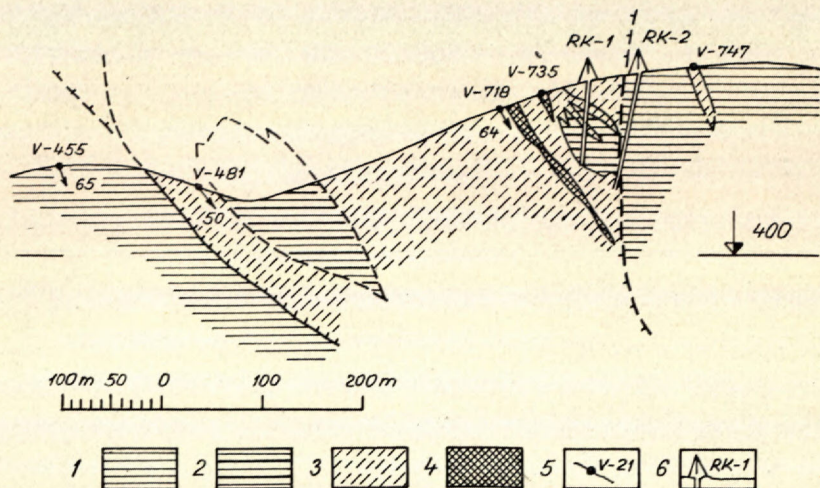
11. Prekop pod štôľňou Augustín — komín. Vnikanie granodioritu do amfibolických hornín veľmi dobre ilustruje komín na Rýhovej štôľni. Granodiorit tu vniká na miestach zbridličnatenia do amfibolitov. Okraje granodioritu sú proti amfibolitom nepravidelné, laločnaté, pravdepodobne dôsledkom anatexie medzi intruzívnou zložkou a amfibolitmi.

12. a 13. Rybníček. Priečne rezy, zistené počas vrtných prác a povrchového geologického mapovania, dokumentujú intenzívne stlačenie produktívneho súvrstvia medzi masou nadložných amfibolitov. Toto stlačenie je doplnené význačnými tektonickými líniami na rozhraní nadložných amfibolitov a produktívneho súvrstvia. Z rezov je zrejma disharmónia vrásnenia a useknutie polôh pyritových rúd.

Profil 11. Rýhová — komín. 1 — kvartér, 2 amfibolity, 3 — granitoidy, 4 — dislokácia.



Profil 12. Rybníček — priečný rez 12-12. 1 — podložné amfibolity, 2 — nadložné amfibolity, 3 — aktinolitické bridlice, 4 — pyritová ruda, 5 — povrchový vrt, 6 — odkryv.



Profil 13. Rybníček — priečný rez 13—13. 1 — nadložné amfibolity, 2 — stredné amfibolity, 3 — aktinolitické bridlice, 4 — pyritová ruda, 5 — umelý odkryv, 6 — povrchový odkryv.

V. Interpretácia geologickej stavby

Z doloženého dokumentačného materiálu možno zaujať stanovisko k niektorým problémom geologickej stavby pezinskoperneckého kryštalinika, a to k

1. otázke superpozície jednotlivých súvrství kryštalinika a ich horninovej náplne;
2. priebehu a metamorfóze sedimentov;
3. intrúzii granitoidov
4. a k zaradeniu metalizácie sírnikov Sb do celého vývoja pezinskoperneckého kryštalinika.

1. Superpozícia súvrství a ich náplň

Stratigrafické postavenie pezinskoperneckého kryštalinika nie je vyriešené. Analógia litologického zloženia s kryštalinikom tatríd a gemeríd poukazuje na jeho predkarbónsky vek (diabázová séria gemeríd, pararuly tatríd).

a) Podľa umiestnenia *detritických hornín* pezinskoperneckého kryštalinika, premenených na biotitické fylity až ruly v okolí granitoidov — ktoré zrejme predstavujú partie priestorove najnižšie — a na okraji pezinskoperneckého kryštalinika, možno tento komplex hornín považovať za jeho najstaršie sedimenty. Monotónne a odlišné litologické zloženie a — prakticky až na nepatrné výnimky — prudký skok v zmene charakteru sedimentov v celom prieze kryštalinika, vytvárajú týmto horninám samostatné postavenie.

b) *Detriticko-efúziívne súvrstvie* je mladším členom kryštalinika, pričom jeho spodné partie sú odkryté iba v ojedinelých pruhoch. Vlastné súvrstvie začína menej rozšírenými rozptýlenými explóziami a efúziami, ktorých metaprodukt na-

zývame „podložnými“ amfibolitmi. Stredná časť tejto série má komplikované zloženie. Sú to kombinované detriticko-organogénne, detriticko-vulkanické a vulkanické horniny. Vulkanizmus je explozívny a spojený s rozsiahlou exhalácnou činnosťou. Produktom efuzívnej činnosti (intruzívnej ?) sú *stredné amfibolity*. S exhaláciou síry je spojené vyzrážanie železa vo vhodnom zásaditom prostredí (prítomnosť grafitických bridlíc) vo forme pyritu a jeho sedimentácia vo vodnom bazéne (P o l á k 1956). Charakter rozsiahlych lávových pokryvov majú vulkany v nadložnej časti tejto série, nami nazvané *nadložné amfibolity*. *Nadložné amfibolity* (ak neberieme do úvahy intruzívne horniny) sú *stratigraficky najmladším doteraz konštatovaným členom* pezinskoperneckého kryštalinika. Vznik *škvrnitých amfibolitov* je veľmi nejasný; môžu byť produktami metamorfózy hypoabysálnych bázik (C a m b e l 1952). Niektoré skutočnosti, ako neurčiteľné hranice s okolitým zrnitým amfibolitom (Pernek — štôlna Pavol) a výskyt nadložných amfibolitov obyčajne v strednej časti komplexu, nevyklúčujú možnosť považovať ich za *centrá efudovaného vulkanického telesa*, v ktorých boli vhodné termodynamické podmienky pre kryštalizáciu jednotlivých minerálov. Celý komplex amfibolitov je prevažne metaproduktom efuzív; iba niektoré partie tenkolavcovitej až bridličnatej textúry nevyklúčujú existenciu metamorfovaných pyroklastík (Lom pri Perneku, prekop na štôlni Augustín u pol. b. 58).

2. Metamorfóza sedimentov

Dôležitým zjavom v rámci celého kryštalinika je *konkordantnosť vrstevnatosti a foliácie (bridličnatosti)*. Len ojedinele boli zistené odklony od tohto typického znaku metamorfózy pezinskoperneckého kryštalinika. To svedčí o tom, že sedimenty pezinskoperneckého kryštalinika boli *v predmetamorfnom štádiu len nepatrne zvrásnené*. Celkove stupeň metamorfózy odpovedá epizonálnym podmienkam. Existencia *svorov* a *rúl* detritickej série, ako už bolo vyššie povedané, je priestorove viazaná na perifériu granitoidných masívov a preto ich považujeme za produkt *hlbinnej kontaktnej metamorfózy* (C a m b e l, V a l a c h 1956).

3. Intrúzia granitoidov

Intruzívne teleso granitoidov i k nemu patriace apofýzy a injekcie sú obmedzené na juhovýchodnú polovicu pezinskoperneckého kryštalinika. Severozápadná polovica nemá žiadne intruzíva podobného charakteru; podľa umiestnenia intruzívnych telies možno usúdiť, že sa v dobe intrúzie ako významný tektonický smer uplatňoval smer severovýchodný. Tento smer bol zrejme zhodný so smerom miernej synklinály alebo antiklinály kryštalinika v dobe intrúzie granitoidných hornín a je prakticky kolmý na terajšie štruktúrne línie kryštalinika. Obdobný smer ako hlavné intruzívne teleso zaujímajú i ojedinelé intrúzie východne od kót Baba a Čmele, ktoré prerážajú horniny detriticko-vulkanickej série. Prieskumné práce dokázali prenikanie injekcií a drobných apofýz i po plochách foliácie a puklinách.

Laločnaté obmedzenie najmä menších apofýz hovorí o miešanom charaktere intruzív, kde sa na stavbe jednotlivých telies účastní i materiál okolitého prostredia. Intrúzia granitoidov prebiehala asi takto: po metamorfóze sedimentov pezinskoperneckého kryštalinika a ich miernom zvrásnení v smere os štruktúrnych elementov (JZ—SV) bolo postihnuté v juhovýchodnej časti ponorené kryštalinikum intrúziou granitoidov, ktoré boli na sprievodných tektonických líniach doprevádzané apofýzami a injekciami vo smere vrstevnatosti. Samotnú intrúziu dodatočne doprevádzala celá plejáda žíl výsledných produktov diferenciacie magmy.

4. Vrásnenie a konečný stav tektonickej stavby pezinskoperneckého kryštalinika

Celý dokumentačný materiál potvrdzuje *intenzívne tektonické pochody po intrúzií granitoidov*, počas ktorých sa zvrásnilo pezinskopernecké kryštalinikum vo forme charakteristickej vejárovitej stavby synklinál a antiklinál, kombinovaných najmä s prešmykmi. Našu predstavu o rozložení predovšetkým význačných disjunktívnych tektonických prvkov ilustruje priložená geologická a štruktúrna mapa (obr. 1 a 2), na ktorej si zasluhuje pozornosť najmä *vzájomná závislosť štruktúrnych disjunktívnych prvkov (prešmykov, pásiem hnetenia a pod.) v samotnom kryštaliniku* i pri tektonickom obmedzení *mezozoika Cajlanskej homoly*. Tieto dislokácie zrejme na seba navádzujú a sú súčasťou celej tektonickej stavby, vzniklej v jednej tektonickej etape *po mezozoiku*. Celková vergencia vrás na JZ umožňuje predpokladať orientovaný tlak od SV a nasunutie modranského žulového masívu na masív bratislavský. Vzhľadom na to, že masív granitoidov bol orientovaný približne v tomto smere, vytvoril sa typický trojuholník kryštalinika s enormným stlačením juhovýchodnej časti a s rozptylom prvkov tohoto stlačenia najmä v pruhoch *produktívneho súvrstvia* smerom na SZ. Pri tomto stlačení došlo zrejme k detailnému zvrásneniu fylitov, svorov, grafitických bridlíc atď., k *presunu kryštalinika na mezozoikum* v okolí Cajlanskej homoly a k rozbitiu prechodného mostu granitoidov medzi modranským a bratislavským masívom. Jednotlivé apofýzy boli postihnuté mylonitizáciou a odtrhnuté od materského telesa. Najmä *v juhovýchodnej časti boli pohltené, usmernené alebo redukované* celé súvrstvia a detailne izoklinálne zvrásnené. V severozápadnej časti, ako to dokumentujú priložené profily, má kryštalinikum viacenej kryhovú stavbu len s náznakmi izoklinálneho uloženia. Už štatistický rozbor zistených dát sklonu vrstiev udáva pre partie západné a východné rozdielne hodnoty o 18°. I tento výsledok je značne skreslený rôznorodosťou mechanických a fyzikálnych vlastností hornín kryštalinika.

Pri samotnom vrásnení sa významne uplatňovali rozdielne fyzikálne a chemické vlastnosti hornín. Podľa nich môžeme horniny pezinskoperneckého kryštalinika rozdeliť do týchto skupín:

1. *húževnaté, málo pružné horniny*: amfibolity, granitoidy, kremence mezozoika;

2. *húževnaté, pružné horniny*: aktinolitické bridlice, mezozoikum vo vývoji vápencov, ruly, kremité fylity;
3. *pružné, slabo tváriteľné horniny*: fylity, svory, slienité vápence a sliene mezozoika;
4. *plastické horniny*: grafitické bridlice a fylity.

Zvrásnenie amfibolitov, granitoidov a kremencov bez kombinácie so zlomom je ojedinelým zjavom. Tieto horniny tvoria v celej stavbe bloky, prípadne šošovkovité, sekundárne formované útržky medzi horninami plastických vlastností. Kremence vytvárajú zaujímavý val vo východnej časti, orientovaný kolmo na zložky predpokladaného tektonického tlaku. V aktinolitických bridliciach, vápencoch, rulách, kremitých fylitoch a svoroch možno v celom mezozoiku pozorovať výrazné uplatnenie vrásovej stavby, zvlášť markantnej vo fylitoch juhozápadnej časti kryštalinika. U grafitických bridlíc a fylitov sú časté zjavy diapirizmu, hnetenia, vybíjania napätia produktívneho súvrstvia, sekundárnej foliácie (dislokačne metamorfnej) a redukcie. Sú výborným tektonickým mazadlom a preto sa v nich poruchy exponujú. Tieto ich vlastnosti boli príčinou výrazných prejavov *disharmónie pri vrásnení* na rozhraní medzi granitoidmi, amfibolitmi a inými členmi kryštalinika, medzi mezozoikom a kryštalinikom, i diferenciálnych pohybov šošoviek granitoidov a amfibolitov v produktívnom súvrství. Ďalej podmienili zaujímavú tektonickú stavbu kryštalinika v samotnom produktívnom pásme a v jeho blízkom podloží i nadloží. *Produktívne pásmo* bolo doslova *vtačené* medzi kryhy nadložných amfibolitov a jeho vrásovú stavbu museli v zrelom štádiu pôsobenia zložiek stressu dopĺňovať prešmyky, aby sa vyrovnalo napätie už v samotnom pestrom produktívnom pásme. Väčšina týchto prešmykov zdanlivo smerne i úklonne vyznieva, len čo narazí na grafitické bridlice, alebo aktinolitické fylity s menším zastúpením vulkanickej zložky, kde sa prejavuje len v hnetení a nemožno ju tak sledovať. Tieto zjavy sú mimoriadne intenzívne v juhovýchodnej časti peziňskoperneckého kryštalinika, kde vlastné produktívne pásmo, amfibolity a telesá granitoidov boli tak silne zvrásnené, že predstavujú len zbytky v detritickej sérii, kde boli buď pohltené, alebo podľahli erózii, ako to zvyrazňujú priložené priečne rezy (obr. 1—4). Po vyvrásnení kryštalinika, zrejme v čase *vyrovnávania napätia* v epoche karpatského orogénu, vznikali ešte *zlomy poklesového rázu*, ktoré sme konštatovali severne od Cajlanskej homoly a pri štôlni Michal.

Vývoj peziňskoperneckého kryštalinika možno rozdeliť na tieto základné etapy:

- a) sedimentácia a efúzia bázických vyvrelín v geotektonickom cykle variscíd (paralelne s fylito-diabázovou sériou gemeríd ?);
- b) mierne vrásnenie po epimetamorfóze týchto hornín v dôsledku inverzie vývoja varískej synklinály;
- c) intrúzia granitoidov, spojená s hlbinnou kontaktnou metamorfózou (ruly, svory), ako záverečné štádium varískeho geotektonického cyklu;
- d) ďalšia sedimentácia mezozoika v geotektonickom cykle alpiníd;

e) intenzívne vrásnenie a jeho dozvuky pri vyrovnávaní napätia komplexu kryštalinika, kedy sa vytvorila typická vejarovitá stavba vrás a prešmykov, doplnených v záverečnom štádiu aplského vrásnenia poklesmi.

5. Zaradenie metalizácie sírníkov Sb do celého vývoja pezinskoperneckého kryštalinika

Pri zaradení sírnikového zrudnenia Sb do geologického vývoja pezinskoperneckého kryštalinika možno sa opierať o tieto skutočnosti:

a) zrudnenie sírníkmi Sb je viazané na *dislokačné línie* a ich blízke okolie, ktoré sú produktom dozvukov intenzívneho vrásnenia pezinskoperneckého kryštalinika (ložisko Augustín—Čmele, ložisko Sb v Cajle, Perneku a v Kuchyni, ložisko Pb pri Perneku a pod Babou), teda vrásnenia alpiníd;

b) žily a žilky sírníkov Sb sú prestúpené dislokáciami poklesového charakteru;

c) v štólňi Karol na Misárskom Ostrovcovi sa našli drúzovité výplne otvorených dutín, kde sírniky Sb formované do kryštálových agregátov podliehali deformácii už pri nepatrnom dotyku prsta a zrejme nemohli prekonať ani sebamenské tektonické pohyby.

Vzhľadom na tieto vážne faktory možno považovať zrudnenie sírníkmi Sb za neoidné a zaradiť tieto mineralizačné procesy na koniec alpidného vrásnenia. Drobnú, ojedinelú porudnú tektoniku treba spájať s vyrovnávaním napätí v samotnom kryštaliniku, prípadne s tektonickými pohybmi (radiálnymi), zistenými v tejto časti Karpát v paleogéne a neogéne.

Záver

Pezinskopernecké kryštalinikum tvorí charakteristický trojuholník paleozoických sedimentov predkarbónskeho veku, ktoré začínajú detritickým súvrstvom a končia súvrstvom miešaného charakteru — detriticko-vulkanickým. Metamorfóza sedimentov je epizonálnej intenzity a pred metamorfózou nedošlo prakticky k zvrásneniu sedimentov. Metamorfované sedimenty boli mierne zvrásnené a intrudovala do nich magma intermediárneho charakteru. V epoche karpatského (alpského), geotektonického cyklu bol po sedimentácii mezozoika tento úsek intenzívne zvrásnený, čiastočne nasunutý na mezozoikum a vytvorila sa typická vejarovitá stavba, identifikovaná podľa pruhov produktívneho súvrstvia s pyritom. Do záverečnej etapy alpského vrásnenia spadá metalizácia sírníkmi Sb. Žily týchto sírníkov postihla ešte tektonika poklesového typu.

*Západoslovenský rudný prieskum, n. p.,
Banská Bystrica*

LITERATÚRA

[1.] Andrian F.—Paul C. M.: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und angrenzenden Landgebiete in nordwestlichen Ungarn. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XIV.

Wien 1864. — [2.] Beck H. — Vettors H.: Zur Geologie der Kleinen Karpathen, Beiträge zur Paläontologie und Geologie. Oest. Ung. u. d. Orientes XVI. Wien—Leipzig 1904. — [3.] Cambel B.: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geol. práce 29. Bratislava 1952. — [4.] Cambel B.: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. Geol. sbor. I. Bratislava 1950. — [5.] Cambel B.: Predbežná zpráva o výskume kryštalinika Malých Karpát. Geol. práce, zprávy I. 1954. — [6.] Cambel B.: Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch. Geol. práce, zprávy 9. Bratislava 1956. — [7.] Cambel B.: Príspevok ku geologii pezinskoperneckého kryštalinika. V tlači — 1958. — [8.] Cambel B. — Kupčo G.: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. Geol. sbor. III. Bratislava 1953. — [9.] Cambel B. — Valach J.: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geologia, petrografia a petrochemia. Geol. práce 42. Bratislava 1956. — [10.] Farkas J.: A kénkovand ismertetése. Uveřejnené v Banyaszati és kohászati lapok v číslech 16—22 v r. 1917. — [11.] Lachmann R.: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. Ztschr. prakt. Geol. 23. Berlín 1915. — [12.] Pauk F.: O rudných nerastoch Malých Karpát. Sbor. Št. ban. múzea v B. Štiavnici — I — 1937. — [13.] Papp V. K.: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I. Budapest — 1919. — [14.] Polák St.: Niekoľko poznámok k otázke vzájomného vzťahu medzi pyritom a pyrhotinom v malokarpatských kyzových zrudneniach. Geol. práce, zprávy 6. Bratislava 1956. — [15.] Polák St.: Relikty intrastratifikáčnych korugácií v metamorfovaných pezinských pyritových zrudneniach. Geol. práce, zprávy 8. Bratislava 1956. — [16.] Krusch P.: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies und Antimonerzlagertstätten der Kleinen Karpathen. Ztschr. f. prak. geol. 24. Berlín 1916. — [17.] Polák St.: Manganové rudy Malých Karpát. Geol. práce, zošit 47. Bratislava 1957. — [18.] Richarz P.: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Mitt. d. geol. Ges. I. Wien 1908. — [19.] Toborffy Z.: Vorläufiger Bericht über meine petrographischen Beobachtungen in den Kleinen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Budapest 1916, 1918. — [20.] Zoubek V.: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. Věst. SGÚ XII. 1936. — [21.] Zoubek V. — Koutek J.: Zpráva o geologických stúdiích a mapování v okolí Bratislavy. Věstník SGÚ XII. Praha 1936.

I. ČILLIK — P. SOBOLÍČ — R. ŽÁKOVSKÝ

EINIGE BEMERKUNG ZUR TEKTONIK DES KRISTALLINIKUMS BEI PEZINOK—PERNEK

Das Kristallinikum bildet bei Pezinok—Pernek einen charakteristischen Dreieck vorkarbonischer Sedimente, die mit detritischen Schichten beginnen und mit gemischten, detritisch-vulkanischen Schichten enden. Die Metamorphose der Sedimente ist epizonaler Intensität und vor der Metamorphose kam es praktisch zu keiner Faltung der Sedimente. Die metamorphierten Sedimente wurden mässig gefaltet und es intrudierte in sie ein Magma intermediären Charakters. Während des karpatischen (alpidischen) geotektonischen Zyklus nach der Sedimentation des Mesozoikums wurde dieser Abschnitt intensiv gefaltet, teilweise auf das Mesozoikum aufgeschoben und es bildete sich ein typischer Fächerbau, der nach den Streifen produktiver, pyrithaltiger Schichten identifiziert wurde.

In die Schlussetape der alpidischen Faltung fällt die Metallisation von Sb-Sulfiden. Die Gänge dieser Sulfide wurden noch durch eine Senkungstektonik betroffen.

*Geologische Forschung,
Banská Bystrica*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návára

W. KRACH—T. KUCIŃSKI

NEOGÉN JUŽNÉHO POLSKA A PRILAHLYCH ÚZEMÍ

(2 mapy, nemecké resumé)

Úvod

Priložené mapy podávajú prehľad najväčších morských záplav z niektorých časových úsekov. Svoje poznatky sme čerpali z literatúry, z vlastných pozorovaní a z výsledkov vrtných a iných prác. Paleogeografia úzko súvisí so stratigrafickým delením. Stratigrafická tabuľka je výsledkom pokusov o rozdelenie poľského tortónu s prihliadnutím na územie západnej Ukrajiny a Moravy. Podľa posledných názorov hranica spodného a vrchného tortónu leží na sádrovcoch, poprípade na litotamniách (tab. 1). Paleogeografické mapy sme zhotovili na základe W. Friedbergovho, J. Nowakovho a W. Krachovho (1933, 1938, 1958) rozdelenia miocénu. V rozčlenení tortónu prijímame delenie na *spodný (opol)*, *stredný (grabov)* a *vrchný (buglov) podstupeň*. Posledný podstupeň zaraďujú sovietski geológovia do sarmatu (K u d r i n 1957).

Najväčšia miocénna morská záplava bola v tortóne; zaberala územie karpatského predhoria a čiastočne siahala na juh od hranice dnešného nasunutia Karpát. V tejto oblasti môžeme podľa N o w a k a (1938, 1947) rozlíšiť pásмо pobrežné a pásмо panvové (hlbinné). Pobrežné okrajové usadeniny obsahujú rôznorodé fácie, ako plytkovodné íly, slieňe, vápence, piesky a štrky; usadeniny panvové majú ílovito-piesčité charakter. Oblasť záplavy môžeme ďalej rozdeliť na: 1. *časť predkarpatskú* (panvovú) so západným (Sliezsko, kraj Krakova), stredným (kraj Rzeszowa) a východným (západná Ukrajina) úsekom, 2. *časť karpatskú* (južnú) s autochtónom a paraautochtónom v nadloží, 3. *časť severnú* so západným (sliezskym), stredným (švietokrzyžským a lubelským) a východným (podolsko-volyňským) úsekom.

Spodný miocén východného a západného úseku

V spodnom miocéne viaže sa morská záplava na východné (západná Ukrajina) a západné územie (severná Morava). Poľsko bolo v tom čase pevninou. Vývoj

prikarpatskej panvy vo východnom úseku je späťý so savskou fázou vrásnenia (Stille 1951). Spodný miocén sa začína transgresívnou sériou záhorských vrstiev, a to slobodskými, truskaveckými a dobromilskými zlepenkami. Tieto rozdeľujú staršiu solnú formáciu, ktorej spodná časť (spodná séria vorotyščenská) sa podľa novších výskumov (Subbotina, Pišvanova 1951) viaže na podložnú kosmačskú sériu karpatského flyša. Zloženie exotického zlepencového materiálu a štúdium sedimentačných pomerov ukazuje na existenciu paleozoického prahu na severovýchode. Čiastočná prítomnosť karpatského materiálu svedčí o denudácii vynorujúcich sa Karpát na juhozápade. Vekove tvoria záhorské série podľa analógie s podobnými útvarmi v Rumunsku (Preda 1927) hranicu medzi burdigalom a helvétom.

V Jaklovci pri Ostrave (ČSR) sú známe piesky a zlepence s faunou, ktorú Gans (1936) opísal ako burdigalskú a jej vek najnovšie potvrdil Čtyrský (1958). Podľa Vašíčka (1946) v oblasti Ostravy nie sú vyvinuté útvary staršie ako tortón.

Helvét východného úseku

Zvyšujúca sa koncentrácia solí v panve, ktorá sa rozpadla na jednotlivé lagúny, spôsobovala vyznievanie sadrovcov alebo kamennej a potašovej soli (Lacko, Stebník, Dolina), pričom v juhovýchodnej časti vzniklo silné vysladzovanie a polokontinentálna sedimentácia vo forme pieskovcov, striedajúcich sa s ílmi so stopami po dažďových kvapkách a zvieratách a s čerinami (dobrotovské vrstvy). Celú sériu pieskovcov a ílov nazýva Vjalov (1951) vrchnou vorotyščenskou sériou. Na podolskej platforme v okolí Bučača vo vysladzujúcej sa zátokke usadili sa brakické piesky s *Rzehakia dubiosa*. Neskoršie sa zátoka zmenila na jazero so sladkovodnými organizmami. Na okolí Dnestra a Zlatej Lipy sa objavili tiež stopy kontinentálnych útvarov.

Helvét západného úseku

Z poľského horného Sliezska niet dôkazov o prítomnosti starších usadenín ako helvétskych. Oligocénny vek súvrstvia z vrtovej pri Zawade (Michael 1913) nie je istý. Možno, že tu ide o zvyšky usadenín odtrhnutej zátoky helvétskeho mora. Helvétske, resp. helvétsko-tortónske more zalievalo pestro modelovaný reliéf karbónu. Vo zvyškoch ílovitých usadenín, zničených tortónskou transgresiou, napr. v Dziedziciach, Brzeszczach a Mszane (W. Krach 1939) vystupuje helvétska fauna, naväzujúca na analogickú faunu a súvrstvie v okolí Ostravy. Pretože tieto íly podľa poľských geológov obsahujú tortónsku mikrofaunu, môžeme pripustiť, že táto je resedimentovaná. Helvéto-tortónskeho veku môžu byť aj debowicke zlepence, ílovité zlepence a íly s *Balantium fallauxi* z okolia Andrychowa.

Na severe v rozľahlých jazerách sa najprv usadzovali piesky a štrky, neskoršie bahná so slojmi hnedého uhľia, napokon opäť piesky s piesčitým ílom (oblasť na východ od Korytnice a okolie Sandomierza). Hnedé uhlie považuje sa podľa svojej pozície pod tortónskymi korytnickými ílmi za helvétske.

Tortón

Vývoj tortónu je veľmi rozmanitý, hlavne v periférnej časti. Spodnotortónske usadeniny dosahujú značnú mocnosť v juhozápadnej a v juhovýchodnej oblasti; v ústrednej časti sú zas pomerne málo vyvinuté a miestami celkom chýbajú.

V západnej časti panvy možno rozlíšiť sériu ílovitú, vyššie piesčitú, prechádzajúcu do ílov. Vrchný ílovitý horizont obsahuje na báze ložiská kamennej soli, v nadloží sadrovce.

V strednej oblasti sa vyvinuli podsadrovcové íly, prechádzajúce k severovýchodu do tzv. „baranowských pieskov“. V nadloží vystupujú anhydrity a v okrajovej časti sadrovce.

V juhovýchodnej oblasti sa vyvinula séria červených a zelených ílov značnej mocnosti s polohami solonosnej formácie a s ložiskami potašovej soli.

Naproti tomu strednotortónske usadeniny sú v Sliezske čo do mocnosti v pomere k ústrednej a juhovýchodnej oblasti oveľa menšie. Toto akiste súvisí s intenzívnymi poklesovými pohybmi.

Vo vrchnom tortóne znižuje sa plošné rozšírenie panvy a na západe je spojenie prerušené.

Spodný tortón (opol) — podlitotamniový horizont

Spodnotortónska záplava je v pomere k helvétskej väčšia, pričom vznikli tu nové ostrovy alebo plytkiny. More sa v okolí Krakova zužovalo a znovu rozširovalo smerom na východ, vytvoriac niekoľko zátok. V strednej časti panvy oblievalo more rozľahlý ostrov, resp. plytkinu. Tento ostrov sa smerom juhovýchodným zužoval a tiahol úzkym pásom pozdĺž dnešnej okrajovej línie stebnického nasunutia.

Počiatkom spodného tortónu bola juhovýchodná časť prvotnej prikarpatskej panvy nepatrne posunutá na severovýchod. Súčasne klesla podolská platforma a bola zaliata plytkým morom a vytvorila sa tzv. podolská „kreza“.

V západnej časti na predhorí sliezkych Karpát prevláda vo vývoji ílovitá fácia s tenkými krivo lúpenatými pieskovecami a s bohatou bentonickou a planktonickou mikrofaunou (T. K u c i ň s k i, W. P o r e b s k a 1958); na severe prechádzajú tieto útvary do slienitých ílov s *Amussium denudatum*, miestami so zvyškami staršieho podložja (K r a c h 1958). Miestne vysladzovanie je zvýraznené vložkami hnedého uhľia (Libiaž, Lorenzdorf a i.). V dzialoszyckej zátoke na okolí

Ksiaża a Maloszowa (K r a c h 1947) vystupujú okrajove zvyšky usadenín tohto horizontu, vyvinuté vo forme pieskov a ílov s bohatou faunou mäkkýšov. V ďalšej zátokke na severovýchode, rozprestierajúcej sa na okolí Korytnice, tvoria tento horizont pleurotomové íly a sliene (K o w a l e w s k i 1930). Obidve zátoky boli oddelené pretiahnutým poloostrovom. Z niekoľkých miest sú známe podobné útvary pri okrajovej časti Karpát (Grudna Dolna). Opísaným pobrežným útvarom v spomenutých zátokách odpovedajú v južnom pásme spodné íly, ktoré sa našli pri vrtoch, (Gdów a i.).

V prikarpatskej východnej panve sa usadzovali stebnické vrstvy (T o l w i ń s k i 1927) vo forme pestrých vápnitých bridličnatých ílov s vložkami pieskovcov. Takzv. „červená formácia“ má brakický alebo limnický vývoj (H i l t e r m a n n 1944). Okrem toho vystupujú, hlavne vo vrchnej časti, čisto morské usadeniny, vyznačujúce sa zelenou farbou. V spodnej časti stebnickej série ležia zlepenca z valúnov exotických a flyšových hornín.

Pobrežné usadeniny východnej oblasti sú rôznorodé, a skladajú sa prevažne z piesčito-vápnitých, gaukonitických ílov (fácia baranovská) s *Amussium denu-datum* (K a r a k o w a 1952), čiastočne litotamniových vápencov a pod. Smerom na západ prechádzajú pobrežné fácie do hlbokovodných ílov, na severovýchod do pieskov.

Pri severovýchodných brehoch spodnotortónskeho mora na rozľahlých priestranstvách vytvorilo sa v uzavretých a vysladených morských zátokách hnedé uhlie (napr. Rava Ruska, Skwarzawa, Zloczów, Poczajów). Niektorí poľskí a sovietski geológovia považujú tieto útvary všeobecne za helvétske. V poslednom čase zaradil ich K u d r i n (1955) na základe makrofauny do spodného tortónu.

Litotamniový horizont

V litotamniovom horizonte sa obrysy panvy menili len málo. V predpolí stredných Karpát zostala naďalej plytčina alebo ostrov. Pomerne najväčšie rozšírenie a vývoj fácie pripadá na okraj Świetokrzyżských hôr, na Lubelsko a podolsko-volynskú platformu. Pravdepodobne jestvovala tu ešte pevnina, ktorá delila platformu od východnej prikarpatskej panvy.

V hornom a tešínskom Sliezsku, kde bolo pomerne hlboké more, vyvíjali sa litotamniové vrstvy len výnimočne v okolí Glubczyc, Biskupíc, Czechowíc a Gliwíc (F. R o e m e r 1870, W. K r a c h 1958).

V oblasti Krakova reprezentujú litotamniový horizont rífové ustricové sliene a heterostegínové piesky (Wielka Wieś, Miechów, Bienczyn v ílovej fáci). K tomuto horizontu patria tiež sladkovodné vápence s *Cepaea silvana* na okolí Krakova v Sliezsku (K r a c h 1947). Dobré vyvinuté litotamniové a litavské vápence s heterostegínovými pieskami vystupujú v okolí Miechówa (działoszycká zátoka) a na okraji Świetokrzyżských hôr, v zátokke soleckej (Pinczów) a polanieckej (Staszów, Korytnica).

Dobre vyvinutá fácia litotamniovo-detritických vápencov je v lubelskej oblasti. Tieto útvary považujú niektorí geológovia za stredný tortón (K o w a l e w s k i 1958) na základe pekténov (*Chlamys elegans*). Tieto útvary sa vkladajú medzi útesové vápence s *Haliotis volhynica*, ktoré vznikli pravdepodobne tiež vo vrchnom opole a v strednom tortóne. Na platforme Podolia a Volyne zastupujú litotamnióvu fáciu ešte pieskovce a sliene.

Pri južnom brehu vystupujú litotamnie len zriedkavo. Rzeszowskú zátoku lemuje rad dobrých odkryvov (Niechobrz, Olimpów a i.). V Dolnej Grudni je známa fácia bryozoových vápencov a v Brzozowej heterostegínové pieskovce. Na východe je známe takéto miesto iba pri Dobromile (Czaple). Tento horizont sa nedá oddeliť v hlbších partiách panvy, kde prebiehala sedimentácia ílov.

Pokiaľ ide o organický život, vyznačuje sa litotamniový horizont okrem hruboschránkovej fauny molúsk s *Chlamys latissima* aj ježovkami a inými formami, charakteristickými pre plytké a teplé vody.

Nadlitotamniový horizont

V čase sedimentácie tohto horizontu bola silná oscilácia mora na čiastočne erodovanom podloží. V jeho spodných častiach vystupujú slabo oválané horniny podložia, čo svedčí o náhlom prehĺbení. Sú to prevažne ílovito-slienité útvary s glaukonitom, často piesčité alebo výlučne piesky. Makrofauna sa odlišuje len málo od podlitotamniovej; vyskytuje sa tu hlavne *Chlamys koheni*, *Chlamys felsineum*, *Chlamys scissa*, *Amussium denudatum* a *Amussium cristatum*. V Sliezske okrem toho v starších vrstvách ešte pektény ako *Lima miocenica*, *Vaginella austriaca* a iné.

Treba poznamenať, že *Chlamys scissa*, ktorá sa v tomto horizonte vyskytuje dosť často, je v hornom Sliezske zvláštnosťou a viaže sa na východné oblasti. Tento horizont obsahuje na báze lagenidovú mikrofaunu, ktorá odpovedá pravdepodobne vrchnému lagenidovému pásnu viedenskej panvy (T. B u d a y — J. C i c h a 1956).

Na Krakovsku vystupuje tento horizont na okolí Krzeszowic, Wieliczky, v Bochni a v autochtone a v nasunutí vo forme takzv. chodenických vrstiev, ktoré tvoria íly s vložkami pieskovcov, s anhydritmi a soľou. Vo vrchnej časti vystupujú kremité sliene s tufmi. Do tohto horizontu treba zaradiť aj soľ pri Zore v hornom Sliezske. V okolí Krakova a Miechowa vystupuje hromadne v ílovitej fáci nadlitotamniového horizontu *Ostrea cochlear*. Od Tarnobrzegu a Sandomierza je známa fácia bielych pieskov s pekténmi (K o w a l e w s k i 1929), na Lubelsku fácia zelených ílov s bohatými hniezdami litotamnií a pekténmi *Chlamys scissa*, *Chlamys lilli* a *Chlamys wolfi*.

Vo východnej panve sa usadili pestré íly s kamennou a potašovou soľou stebnickej série, ktoré vo vrchnej časti prechádzajú do ílov balickej fácie s foraminiferami.

Na platforme Podolia a Volyne nie je tento horizont vždy vyvinutý. Najčastejšie je tu vo fácií glaukonitovo-piesčitej, ktorá je podobná mladším kaiserwaldským vrstvám stredného tortónu.

Ervíliový a sadrovcový horizont

Horotvorné pohyby v Karpatoch spôsobili prerušenie spojenia zálivu so Stredozemným morom. Vysušovaniu mora a strácaniu soľnej a sadrovcovej sedimentácie predchádzalo čiastočné vysladzovanie panvy. Blízko brehov sa objavovala brakická fauna s ervíliami. Ervíliová vrstva v Sliezske a na Krakovsku je málo vyvinutá (Opava, Czechowice pri Oliwiciach, krzeszowická priekopa); naproti tomu na okraji Świetokrzyżských hôr v zátok dźialoszyckej a soleckej nachádzame ju často. Jej stopy vystupujú pravdepodobne vo Wieliczke. Na okolí Sandomierza vystupuje vrstva s ervíliami nielen pod sadrovcami, ale niekde aj v strede pod-sadrovcových ílov (K o w a l e w s k i 1958), ba dokonca i uprostred sadrovcov. Preto je stratigrafická hodnota ervíliovej vrstvy veľmi otázna. Len dôkladné výskumy umožňujú odlišiť vlastnú ervíliovú vrstvu s *Ervilia pusilla*, *Modiola hoernesii*, *Cardium praeobsoletum*, vystupujúcich hromadne s *Chlamys lilli* a *Chlamys wolffi*, od podobných vrstiev ostatných, ktoré vystupujú vlastne už na spodu opola a na hranici grabova a buglova.

Nad nadlitolitamiovým horizontom so soľnou sériou resp. nad ervíliovou vrstvou vyvíja sa vlastný sadrovcový horizont, ktorý vystupuje na veľkej rozlohe často prerývane. Ako príklad vývoja sadrovcovej fácie môžeme uviesť profil v soleckej a dźialoszyckej panvičke. V spodnej časti vystupujú tu hrubokryštalické sadrovce, vyššie sa striedajú sadrovce drobnokryštalické s ílmi a nad nimi sú sadrovce hrubokryštalické, bridličnaté, stlačené a tenkovrstvovnaté.

Vývoj sadrovcového horizontu v hornom Sliezske pripomína nám vývoj sadrovca, ktorý sme už prv opísali (Czernica, Zawada, Pszów, Kietrz, Krywald a i.). Na Lubelsku sadrovcový horizont nevystupuje.

Na východe, v oblasti horného Dnestru dosahuje sadrovcová formácia značnú hrúbku a podobne ako na západe prechádza aj tu smerom juhozápadným do anhydritov, ba dokonca i do soľnej formácie (okolie Kosowa). Táto formácia pokračuje smerom juhozápadným, ako o tom svedčí výskyt sadrovcov vo vrchných častiach stebnických vrstiev pri Kalusze a Jordanówke pri Przemysli.

V južnej časti, v Karpátoch zachovala sa sadrovcová formácia vo väčších zvyškoch pri Wielkej Lopuszke (pri Przeworsku) a na okolí Rzeszowa. Smerom do stredu panvy zastupuje sadrovce anhydrit a pri severných brehoch celkom miznú, alebo ich zastupujú sliene so sírou (napr. Pszów, Swoszowice, Csarkowy, Posadza, Tarnobrzeg, Szydłów) alebo ratyňské pórovité vápence (SV od sadrovcovej východnej oblasti) ako produkt chemickej premeny sadrovcov.

Stredný tortón (grabov)

V súvislosti s pohybmi Karpát možno pozorovať oživenú eróziu. Objavujú sa štrkové a piesčité usadeniny, nanesené riekami z Karpát, ktoré smerom do stredu bazénu prechádzajú do ílovitých usadenín.

Na západe, v južnom pásme, na flyšových útvaroch i v spodnom tortóne vystupujú zlepenca a pieskovce a menej bahnité íly s faunou (Bachowice, Marcyporeba, Benczyn, Andrychów). Na okolí Wieliczky sa vyvinula piesčitá fácía bogucických vrstiev, laterálne prechádzajúca do ílovitej fácie „grabowieckej“ s bohatou faunou. V zátok Gdowa vystupujú hrubé piesčité zlepenca. Medzi Brzeszkom a Wojniczom možno pozorovať diskordantné uloženie grabova na opole. Grabowiecke more siaha svojimi zátokami až do Karpát, napr. v Niskowej pri Novom Sączu, kde na opolských íloch s hnedým uhlím ležia piesky s morskou faunou (Skoczylasówna 1932). Z okolia Tarnowa sú už dávno známe íly (Zglobice), piesky (Blonie) a piesčité zlepenca (Szczepanowice) s bohatou faunou (Friedberg 1907).

V oblasti predhoria východných Karpát sa vyvinula pobrežná fácía radycká, ktorá smerom severovýchodným prechádza do fácie hlbokovodnej krakovskej (pokuckej). Pri Kosowe vystupuje štrkovito-piesčitá fácía (pistyńská).

V severnom pásme západnej oblasti (Sliezsko) je grabov vyvinutý vo forme ílov. Na severe nachádzame tiež fáciu ílov s medzivrstvičkami pieskov (Gaszowice, W. Krach 1939) a íly s lignitmi (Gliwice Staré, W. Krach 1954) s bohatou faunou. Na okraji Świetokrzyžských hôr (okolie Sandomierza a Tarnobrzegu) v pobrežných íloch tohto horizontu vystupujú pektény. Na Lubelsku je grabov piesčitý alebo slabo vyvinutý. Na podolsko-volyňskej platforme smerom na juh vystupujú íly a kaiserwaldské sliene s pekténmi, na severovýchod piesčité usadeniny s litotamniami.

V smere osi bazénu ílovitý grabov krakovskej fácie strieda sa s piesčitými vrstvičkami.

Proti opolu je tento podstupeň charakterizovaný odlišným spoločenstvom pekténovej fauny. V nižšom kaiserwaldskom horizonte vystupujú hromadne pektény *Chlamys galiciana*, *Chlamys elini* a *Chlamys neumayri*. Vo vrchnom, viacej piesčitom bogucickom horizonte tieto pektény miznú a objavujú sa formy rebrovité — *Chlamys elegans*, *Pecten besseri* a *Chlamys lilli*, ktoré pripomínajú skôr fáciu opola. Tieto rôznorodé fauny zastúpené sú brakickými obyčajnými slimákmi (*Potamides schaueri*) a pod. Hneď nad sadrovcami vystupujú často spirialisové íly a nad nimi bohatá planktonická mikrofauna (globigerinová vrstva, Z. Kirchner 1956).

Vrchný tortón (buglov)

Pohyby v Karpatoch spôsobili rozdelenie panvy na dve časti, na zanikajúcu západnú, obmedzenú na okolie Gliwíc, a na východnú, ktorá zaberá na východ od Krakova priestor predchádzajúcej záplavy.

V Gliwiciach sú to íly so *Syndesmya* (W. K r a c h 1954) a vyššie vysladzujúce sa ílovité usadeniny s flórou. V Proszowiciach pri Krakove vyvinul sa buglov vo forme ílovitých štrkov. Južný breh panvy tiahne sa na východ do okolia Walek a Zdaru pri Tarnowe. Pri Zdare sa našla fauna moluskov vrchného tortónu (W. F r i e d b e r g 1938).

Okolo Mielca začína buglov piesčito-štrkovými usadeninami s vložkami ílov so štrkami; nad nimi sa strieda komplex pieskov s ílmi. V ich nadloží prevládajú bridličnaté íly krakovského typu s piesčito-ílovitými vrstvičkami. Podobný vývoj má buglov i na rozľahlých priestranstvách predhoria stredných Karpát (Pilzno, severne od Rzeszowa). Na okraji Švietokrzyžských hôr susedia na spodu s krakovským ílom vložky syndesmiových vápencov. Na Lubelsku patria pravdepodobne k buglovu opracované detritické piesky s tortónskou morskou faunou.

Vo východnej oblasti vystupuje buglov prevažne vo forme krakovských ílov, niekedy s makrofaunou (Stará Wies, pri Drohobyczi). Na okolí Daszawy nachádzame fáciu štrkov, pieskov i vyšších ílov. Na Pokucku prevláda fácia ílovitá (vrchné pokucké vrstvy).

Buglov bol oddelený na základe miešanej tortónsko-sarmatskej fauny, ktorá je typicky vyvinutá na Volyni. Vyznačuje sa neprítomnosťou pekténov. Podľa sovietskych geológov pričlenil K o w a l e w s k i tento podstupeň do sarmatu (K o w a l e w s k i 1957, 1958).

Sarmat

Na západe a na juhovýchode sa rozloha mora zmenšila; naproti tomu presunula sa záplava na severovýchod, na územie Volyne. Jeho zvyšky nachádzame na okolí Rejowca a Chelmu.

V Sliezsku vystupuje nad útvarmi grabova a pri Gliwiciach nad buglovom naširoko rozložená sladkovodná lignitová formácia, ktorá patrí pravdepodobne k buglovu, resp. k spodnému sarmatu (K r a c h 1954). Výskumom bohatej flóry, nájdennej hlavne v Gliwiciach a Sosnici (H. C z e c z o t t o w a 1951) sa doteraz nepodarilo definitívne určiť jej vek. Lignitová formácia spája sa na severe so suchozemskou trefohornou formáciou nižinného Poľska.

Na okraji Švietokrzyžských hôr, v polanieckej zátok je spodný sarmat vyvinutý vo dvoch fáciách. Na západe a pri severnom okraji je detritický, v podobe pieskov, pieskovec a zlepecov, východným smerom je vyvinutý vo fáci krakovských ílov.

Na okolí Sandomierza a na Lubelsku vyvinul sa sarmat v rozličných fáciách s prevahou pieskov a mušlových zlepcov. Veľký podiel na usadeninách má detritus z rozložených tortónskych usadenín. Okrem toho vystupuje tu ešte rífová fácia serpulovo-bryozoových vápencov na prahoch starého podložía. Nad spodno-sarmatskými pieskami v severnej časti Lubelska (okolie Rejcowa a Chelmu) vystupujú kremité pieskovce stredného sarmatu (K. K o w a l e w s k i 1924). Po dobné fácie sú známe z oblasti Volyne, kde vystupujú aj sladkovodné vápence, niekde i hnedé uhlie.

V strede panvy je spodný sarmat vyvinutý vo fácií krakovských ílov. V juho-východnom pásme pri Przemysli vystupuje piesčitá fácia (Chraplice). Pozdĺž hranice stebnického nasunutia vyznačili sovietski geológovia (S e r o v a 1955) na mapách úzky pás sarmatu, ktorý naväzuje na czernioweckú zátoku. Makro-fauna známa z tejto oblasti poukazuje tiež na buglov (J. C z a r n o c k i, K. K o w a l e w s k i 1932).

Záver

Prvé horotvorné pohyby v miocéne boli vo východných oblastiach, kde sa odkadlili vo vývoji zlepcových záhorských sérií. Stopy vulkanickej činnosti vidíme vo forme tufitov v truskawieckych zlepcoch (M. K a m i e ń s k i 1936). Debowiecke zlepenca na západe poukazujú na mladšie helvétsko-tortónske pohyby Karpát a na vytvorenie priehlbieniny, do ktorej sa vlialo spodnotortónske more od Moravskej brány.

Koncom spodného tortónu pozorujeme novú vulkanickú fázu v tufitoch, usadených v chodenických vrstvách, na východe vo vrstvách stebnických. Silné pohyby vrásnenia možno pozorovať medzi spodným a stredným tortónom. Rozmery karpatského nasunutia v západnom a strednom pásme sa odhadujú na 20 km.

Slabé vulkanické úkazy boli pozorované pod aj nad sadrovcovým horizontom v hornom Sliezsku, pri okraji Świetokrzyžských hôr na Podnestří. Slabé pohyby nasunutia možno pozorovať medzi grabovom a buglovom. Namiesto nich uplatnili sa tu pohyby, ktoré vyzdvihli podložie západných oblastí. Toto zapríčinilo rozbitie panvy, vysušenie západnej časti a prelievanie vôd smerom na východ.

Obnovenie vulkanickej činnosti pozorujeme na hranici medzi buglovom a sarmatom. V tom čase podľahlo silnému vrásneniu a nasunutiu stebnické pásmo. Nakoniec so zdvihnutím Karpát en bloc ustupuje sarmatské more z východných oblastí.

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1.] Buday T. a Cícha J.: Nové názory na stratigrafiu spodného a stredného miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. — Geol. práce, zošit 43, Bratislava 1956. — [2.] C z e c z o t - t o w a H.: Środkowo — miocénska flora Zalesiec koło Wiśniowca. Acta Geol. Pol., vol. II, nr. 3.

Warszawa 1951. — [3.] Czarnocki J., Kowalewski K.: Torton górný i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy. Pos. PIG. Nr. 32. 1932. — [4.] Čtyroký P.: Předběžná zpráva o revisním paleontologickém výzkumu na Jaklovci v Ostravě. (Preliminary report on the paleontological revision research at Jaklovce in Ostrava). — Věstník ÚÚG, roč. XXXIII — 1958 — č. 1: — [5.] Friedberg W.: Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, t. 40. 1907. — [6.] Przyczynki do znajomości miocenu Polski Cz. II. (Beiträge zur Kenntniss des Miocäns von Polen II. Teil 2.) Roczn. PTG, tom IX. Kraków 1933. — [7.] Makrofauna z wierceń wykonanych przez S. A. „Pionier“ na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937. (Makrofauna aus den durch die „Pionier“ A. G. in den Jahren 1936—1937 im Karpatischen Vorland durchgeführten Bohrungen). Roczn. PTG XIV (1938), Kraków 1938. — [8.] Ganss O.: Das Miocän des Jaklovec bei Mähr. Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miocens. Firgenwald 9. H. 4. Reichenberg 1936. — [9.] Hiltermann H.: Stratigraphie und Facies im Vorland der galizischen Karpaten. — Zeitschr. für prakt. Geol. 52, H. 7: 1944. — [10.] Kamieński M.: O tufach wulkanicznych Przedgórz Karp. — Sur les tufs volcaniques de l'avant — pays des Karpates. — Archiwum Mineralogiczne. (Arch. Miner. Soc. Sc. et Lett. Varsov.) XII. Warszawa 1936. — [11.] Kowalewski K.: O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. (Sur le tertiaire dans la partie Nord du plateau de Lublin). — Pos. Nauk. PIG nr. 8: 1924. — [12.] Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. Stratigraphie du Miocène des environs de Korytnica en comparaison avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de S-te Croix. — Spraw. PIG T. 6: 1930. — [13.] Stratygrafia ilów krakowieckich w Świnarach w stosunku do pozostałych obszarów miocenu pd. zbocza Gór Świętokrzyskich oraz ich analogie z utworami solonośnymi Wieliczki. (Sur le stratigraphie des argiles de Krakowiec a Świnariy, leur relation avec les autres niveaux du Miocene sur le versant sud du Massif de Ste Croix et leur comparaison avec le depots saliferes a Wieliczka). — Pos. Nauk. PIG 24: 1929. — [14.] Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce (I—II). Przegląd Geol. nr. 1—2: 1957. — [15.] Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Miocene stratigraphy of southern Poland with special attention paid to the southern margin of the Święty Krzyż Mountains. Kwartalnik Geol. tom 2 (1). Warszawa 1958. — [16.] Krach W.: Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim. Prace Geol. śląs. 7: 1939. — [17.] Miocen okolic Miechowa. Stratygrafia i paleontologia. Miocene of the neighbourhood of Miechów, stratigraphy and paleontology. — Biul. PIG 43, 1947. — [18.] Materiały do stratygrafii miocenu Górnego Śląska. Materials to the stratigraphy of the Upper Silesia Miocene. — Biul. IG 71, 1954. — [19.] Nowy profil i fauna miocenu z Gliwic Starych na Górnym Śląsku. New profile and miocene fauna from Gliwice Upper Silesia. — Biul. IG 71, 1954. — [20.] Krach W.: Stratygrafia miocenu górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim. Kwartalnik Geol., T. II Warszawa, 1958. — [21.] Kudrin L. N.: O vozrastie pieściano-uglinisto-uglistych otłożeńij na territorii jugo-zapadnoj okrainy Russkoj platformy. — Dokl. AN SSSR 1955 — tom. 101, nr. 3. Moskwa. — [22.] O sopostavlennii miocenowych otłożeńij Predkarpattja i centralnogo Predkawkazja. Dopowidi ta povidomlennije. Vyp. 7, část 3. Wydav. Lviv. Universitetu. Lvov, 1957. — [23.] Kirchner Zb.: Stratygrafia miocenu Przedgórz Karp. Środkowych na podstawie mikrofauny. Acta Geol. Pol., vol. VI, Warszawa 1956. — [24.] Szakowa W. P.: Stratigrafija i fauna płastinczato-żabiernych moljuskow srednie-miocenowych otłożeńij Opolja. — Trudy Mos. Razwied. Instituta, t. 27. Moskwa 1952. — [25.] Kuciński T. i Porębska W.: Utwory miocenijskie na Przedgórz Karp. Zachodnich i ich fauna otwornicowa (w druku). — [26.] Nowak J.: Dniestr a gipsy tortońskie. Das Dniestr Fluss und die tortonen Gipse. — Roczn. PTG XIV, Kraków, 1938. — [27.] Miocen północnej krawędzi Karp. The Miocene of the northern border of the Carpatians. — Roczn. PIG XVII za 1957 r. Kraków

1948. — [28.] Michael R.: Über die Altersfrage des Tertiars im Vorlande der Karpathen. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 65. 1913 r. — [29.] Preda O. M.: Geol. de la vallée du Teleajen. — Guide d. exc. Ass. pour l'avanc. de la géologie des Carpatés. 2-me reunion en Roumanie, 1927. — [30.] Roemer F.: Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. — [31.] Sierova M. J.: Stratigrafija i fauna foraminifer miocenových otloženij Predkarpatja. — Materialy po biostratigrafii zapadnych oblastej Ukrainsej SSR. Moskva 1955. — [32.] Skoczylasówna K.: Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. Beitrag zur Kenntniss der Miocänablagerungen in der Umgebung von Nowy Sącz. — Rocznik PTG t. VI (1929) Kraków 1930. — [33.] Stille H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte z. Geolog. Jahrb. — Geol. L. = A. der Bundesrep. Deutsch. Hannover 1953. — [34.] Subbotina N. N., Glyško W. W., Pišvanova L. S.: O vozrastie nižnej vorotyščenskej svity predkarpatskogo krajevogo Progiba. Dokl. AN. SSSR 1955. T. 104, nr. 4. — [35.] Tołwiński K.: Z geologii południowej strefy przedgórza polskich Karpat Wschodnich. (Géologie de la zone meridionale de l'avant. pays des Karpatés polonaises orientales). Spraw. PIG. IV. Warszawa 1927. — [36.] Vjalov O. S.: Schema dielenija miocena Predkarpatja. Dokl. AN SSSR, t. XXVIII, nr. 5. Moskva 1951. — [34.] Vašiček M.: Pleistocenní poruchy v miocenních sedimentech u Sudíc a u Muglina. Věstník Král. Čes. Spol. Nauk. Třída matemat. — přír. Roč. 1944. Praha 1946.

W. KRACH—T. KUCIŃSKI

DAS NEOGEN SÜDPOLENS UND DER ANLIEGENDEN GEBIETE

Die beigelegten Karten stellen Umrisse der maximalen Verbreitung der Meeresüberflutung der miozänen Paratethys, sowie den Ausmass der karpatischen Überschiebung vor. Die Zusammenstellung der paläogeographischen Karten stützt sich auf eine Gliederung des Torton, die von W. Friedberg (1953), J. Nowak (1938, 1947) und W. Krach (1958) angegeben war, und zwar in eine untere (Opolian), mittlere (Grabovian) und obere (Buhlovian) Unterstufe. In dem obengenannten Meeresarm kann man im allgemeinen nach Nowak eine Strandzone und eine Senkungszone unterscheiden; dazu kommen noch die karpatischen Strandhorizonte, die auf die Sedimente des Beckens überschoben wurden.

Das untere Miozän beginnt im südöstlichen Teil (laut Subbotina und Pišvanova, 1951) mit einer transgressiven Schichtenserie von Zagórze (Konglomerate von Sloboda Rungurska und Truskawiec). Auf Grund der Analogie ähnlicher Bildungen in Rumänien (Preda, 1927), wird das Alter dieser Serie an die Grenze zwischen Burdigal und Helvet gelegt. Im westlichen Teile des Beckens sind dagegen Sande und Konglomerate mit einer Fauna bekannt, dessen Alter O. Gans (1936) und P. Čtyroký (1958) als Burdigal bestimmten.

In einer engen, in südöstlicher Richtung verlängerten Zone entwickelte sich im Helvet (H. Hiltermann, 1944) die obere Worotyszczce Serie (O. Vjalov, 1951) mit Salzeinlagen (Lacko, Stebnik, Dolina); sie übergeht in südöstlicher Richtung in die Dobrotower Schichten. Auf dem Plateau von Podolien haben sich in der Umgebung von Buczacz brackische Sande mit *Rzehakia* abgelagert.

Die Gestalt des Beckens war im Südwesten vom karbonischen Relief bedingt. In den tonigen Ablagerungsresten, die durch eine tortonische Transgression zerstört wurden — z. B. in Dziedzice, Brzeszcze, Mszana (W. Krach, 1939) — tritt eine helvetische Fauna auf, die an eine analoge Fauna aus der Umgebung von Ostrau anknüpft. Auch die Konglomerate von Debówiec und Tone mit *Balanium fallauxi* aus der Umgebung von Andrychow könnten helvetischen Alters sein.

Am Südrand des Polnischen Mittelgebirges entwickelte sich nach K. Kowalewski (1958) eine Braunkohlenformation.

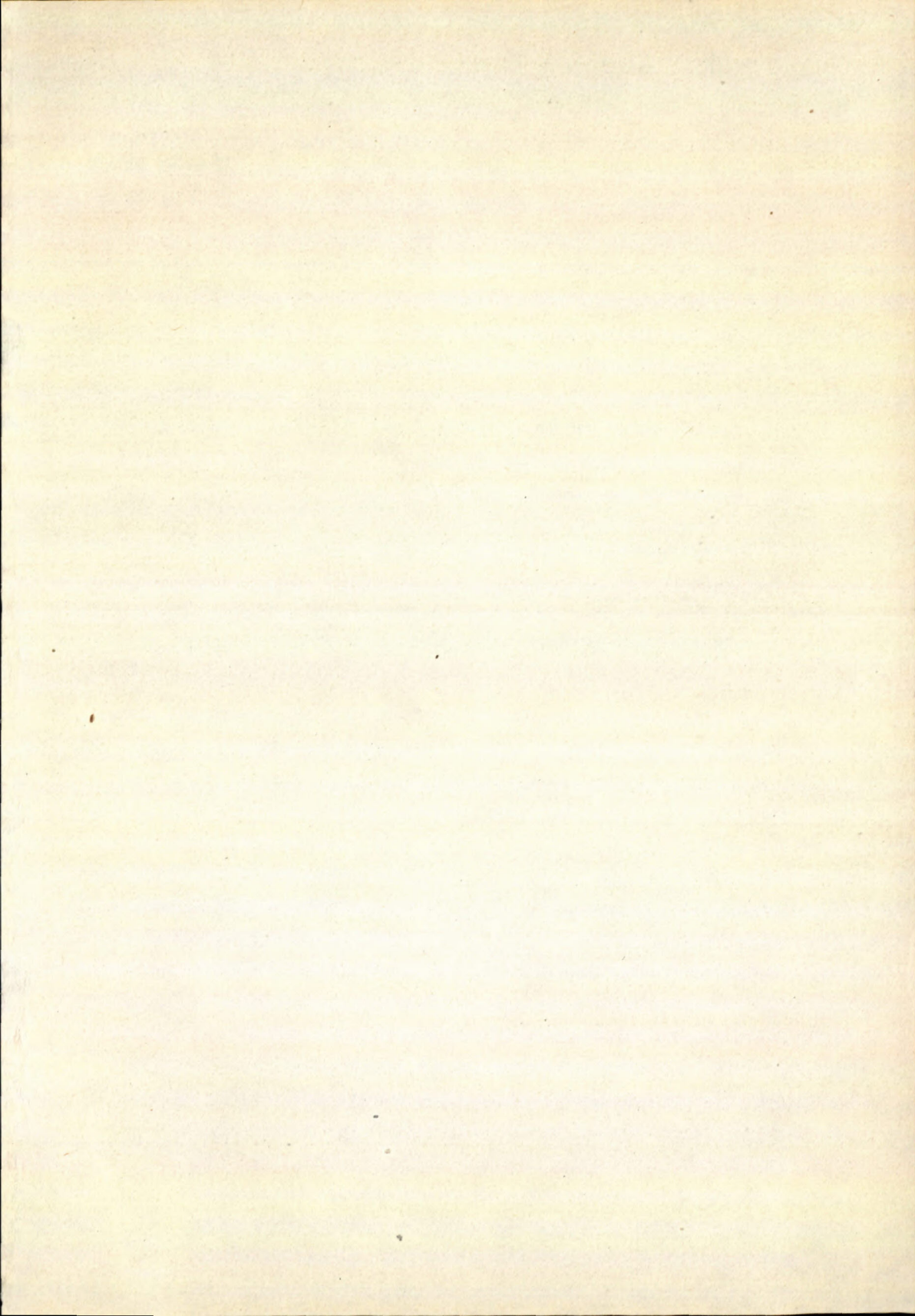
Zwischen den obenangeführten Becken entstand im unteren Torton eine Verbindung, wobei die Meeresablagerungen in den südwestlichen und südöstlichen Gebieten, nahe der heutigen nördlichen Grenze der karpatischen Überschiebung eine beträchtliche Mächtigkeit erreichten; demgegenüber sind die Sedimente im Zentralteil des Beckens zum grössten Teil nur sehr gering entwickelt, oder fehlen sie stellenweise überhaupt. Im Osten erreichten die bunten Stebniker Schichten eine beträchtliche Entwicklung. Im mittleren Teil enthalten sie eine Salzformation. Diese Tatsache war ein Grund dazu, dass sie in Stebniker Schichten *sensu stricto* und in Kaluszer Schichten (Cz. Kuźniar, 1939) eingeteilt wurden. Im Hangenden treten an einigen Stellen Gipse auf (Jordanówka bei Przemyśl). Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im Westen. In der Umgebung von Bochina—Gdów treten die Chodenicer Schichten *sensu lato* mit Steinsalzlagerungen auf; über diesen chemischen Sedimenten wurden die Chodenicer Schichten *sensu stricto* mit kieseligen Mergeln, Tuffiten und Gipsen im Hangenden abgelagert. Diese Gipse entsprechen wahrscheinlich den Gipsen aus dem Gebiet des Nida-Flusses und Podolien. Unter und auch über ihnen findet man zahlreiche Tuffiteinlagen. Es bestehen aber Bestrebungen, die chemischen Sedimente in einen geringen Horizont einzureichen (J. Nowak, 1947, und Zb. Kirchner, 1956).

Am Südrand des Polnischen Mittelgebirges und in Podolien sind die erwähnten Serien äquivalent mit den Lithothamnien — den sog. unter und ober Lithothamnien liegenden Schichten, wie auch mit den chemischen Sedimenten. In der karpatischen Strandzone treten stellenweise auch Lithothamnien und Gipse auf. Ein Zusammenhang der Liegendbildungen der nördlichen und südlichen Zone wird durch die Mikro- und Makrofauna aus Korytnica und Grudna Dolna begründet. Auf Grund des Studiums der Veränderlichkeit der Mikrofauna in den unteren Tönen der Bohrungsprofile (T. Kuciński, W. Porębska 1958) kommen wir zum Schlusse, dass sie für den unteren Lagenidenhorizont gehalten werden könnten; demgegenüber könnte der obere Horizont wahrscheinlich auf der Basis der „Baranower Schichten“ (K. Kowalewski) und ihnen äquivalenten Chodenicer Schichten *sensu stricto* auftreten. Am nordöstlichen Ufer des unterertonischen Meeres entstand im Liegenden der Tortonbildungen auf einem breiten Gebiet in den geschlossenen und ausgesüssteten Meeresbuchten die Braunkohle (z. B. Rawa Ruska, Skwarzsawa, Złoczów, Poczajów).

Die Ablagerungen des mittleren Torton sind im Norden weniger verbreitet als in dem unteren Torton. Ausserden weisen sie im schlesischen Gebiet eine beträchtlich geringere Mächtigkeit auf, als in den zentralen und nordöstlichen Teilen des Meeres. Entlang des Karpatenrandes bewahrten sich mächtige schottrig-sandige Sedimente (überwiegend deltaförmige), mehr nach Norden die Sande von Bogucice, die dann weiter in Tone von Grabowiec übergehen. In der nördlichen Zone ist Grabovian in der Fazies der tonigen Pectenschichten entwickelt.

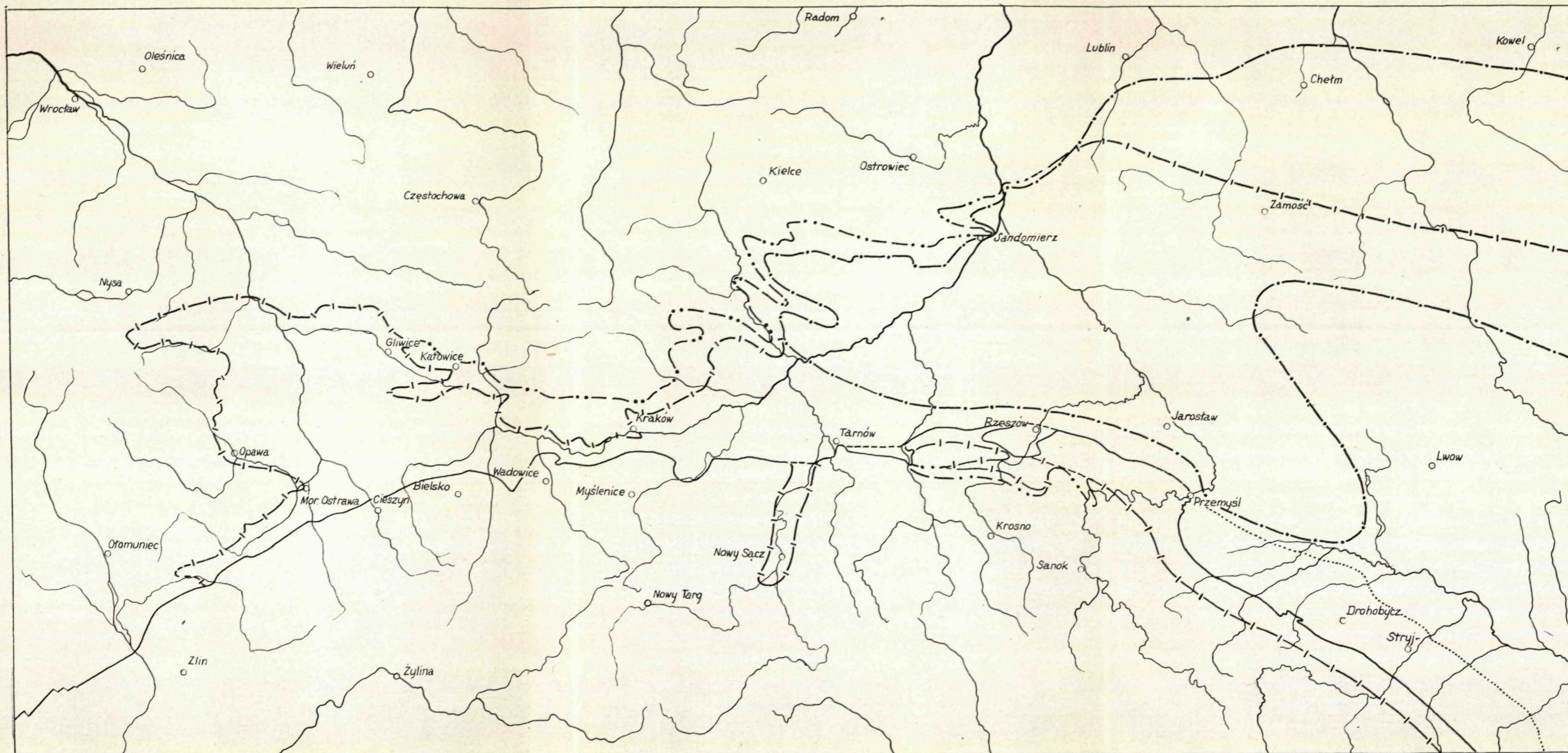
Die gebirgsbildende Bewegungen im Buhlovian die die Karpaten emporhoben, verursachten eine Verteilung des Beckens in zwei Gebiete — einen kleineren, auslöschenden, und einen grösseren östlichen Teil. Die Schichten im zentralen und im vorkarpatischen Teil des Gebietes erreichten eine beträchtliche Mächtigkeit. In unterem Teile sind sie in Form von Sanden mit Toneinlagen und als reine Tone entwickelt. In der nördlichen Zone entwickelten sich dünne tonige Schichten mit *Syndesmya*. Im Osten sind mit ihnen die oberen Pokucie- und die oberen Daszawa-Schichten, wie auch ein Teil der Krakowiec-Tone analog.

Im unteren Sarmat verringerte sich der Ausmass der überfluteten Schichten sowohl im Westen, wie auch im Südosten; dagegen verschob sich diese Überflutung in nördlicher Richtung nach Volynien. In dem Gebiet der Vortiefe sind die Sedimente in der Krakowiec-Fazies und am nördlichen Rande, wie auch in Volynien in den verschiedenartigen Seichtwasserfazies entstanden. Unter ihnen bemerkenswert ist die längs der Hügelzone von Roztocze verbreitete



Hranice morských záplav na predhorí severných Karpát (príl. I)

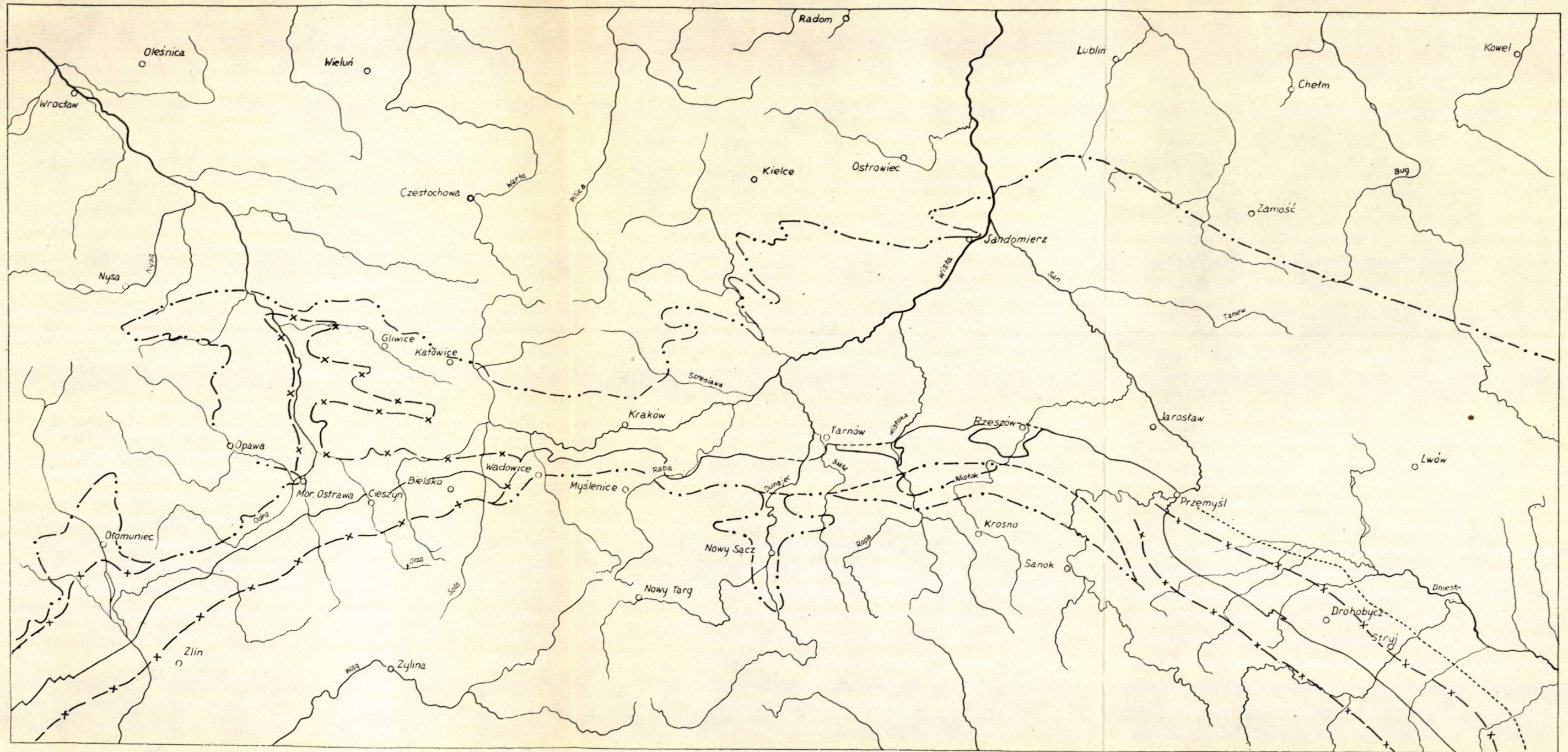
Grenze der Überschwemmungen am Rande der Nordkarpaten



Prevažne spodný sarmat	Stredný tortón	Okraj Karpát koncom buglova	Okraj Karpát koncom grabova	Dnešný okraj stebnickej jednotky
Überwiegend Untersarmat	Mitteltorton	Karpatenrand Ende Buhloviens	Karpatenrand Ende Grabovians	Derzeitiger Rand der Stebniker Einheit

Hranice morských záplav na predhorí severných Karpát (pril. II)

Grenze der Überschwemmungen am Rande der Nordkarpaten



Spodný tortón	Helvét - burdigal	Okraj Karpát koncom buglova	Okraj Karpát koncom opola	Dnešný okraj stebnickej jednotky
Untertorton	Helvet - Burdigal	Karpatenrand Ende Buhlovians	Karpatenrand Ende Opolians	Derzeitiger Rand der Stebniker Einheit

Fazies der Kalkenriffe mit Serpulen und Bryozoen. In südöstlicher Richtung, längs der Stebniker Überschiebung stellen sich die sovietrussischen Geologen einen engen Streifen des Sarmat vor, der sich mit der Bucht von Czerniowiec verbindet. Die aus diesem Gebiet bekannte Makrofauna verweist aber auf Buhlovian. In Schlesien breitet sich über dem marinen Buhlovian oder über den älteren Bildungen eine Lignitformation aus, die wahrscheinlich noch zum Buhlovian bzw. schon zum Untersarmat gehört.

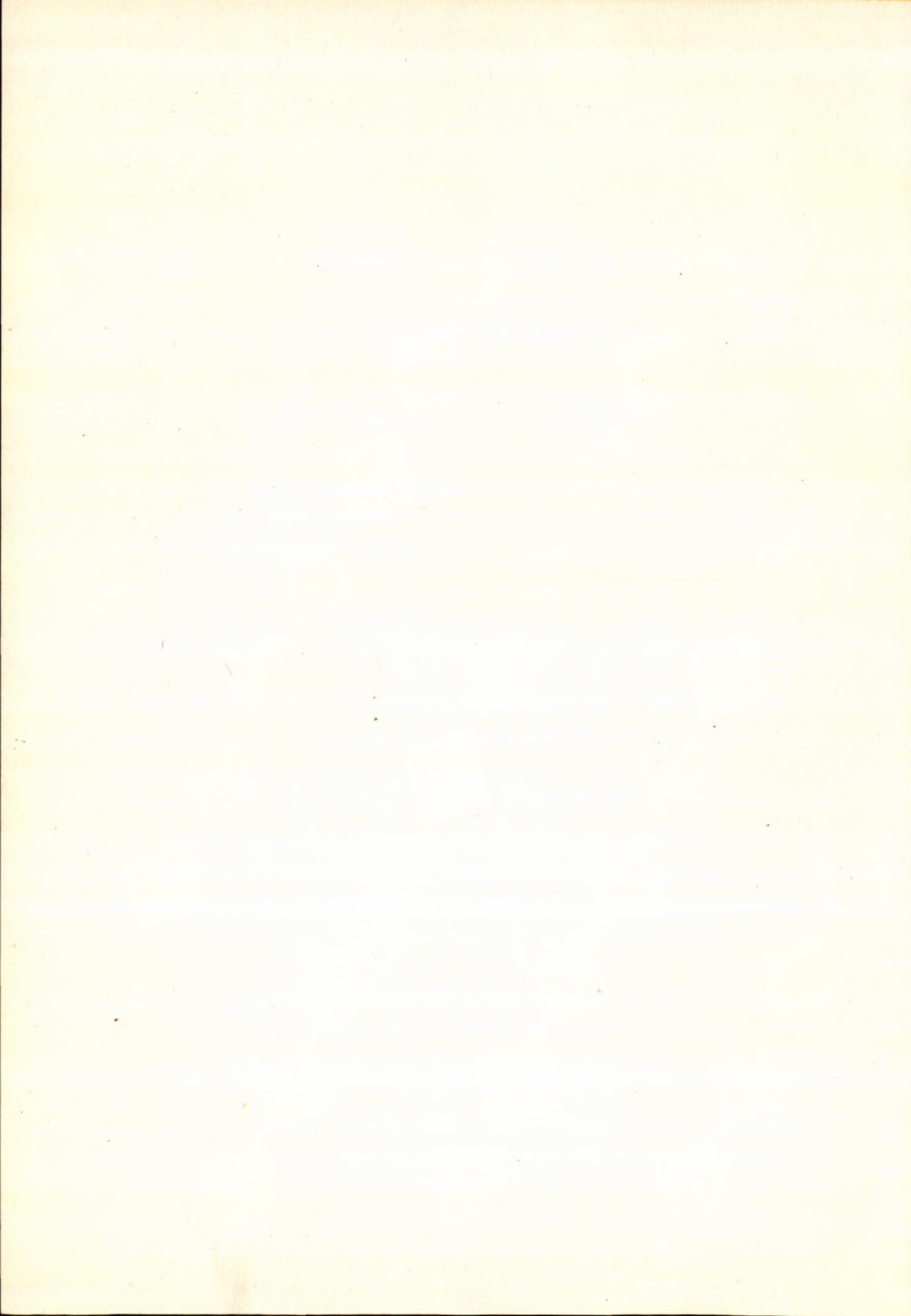
Die ersten gebirgsbildenden Bewegungen haben im Miozän auf dem östlichen Gebiet stattgefunden, wo sie sich in den Konglomeraten der Zagórze-Serie geltend gemacht haben. Spuren der vulkanischen Tätigkeit machen sich in Form von Tuffiten in den Konglomeraten von Truskawiec bemerkbar (M. K a m i e ń s k i, 1936). Die Konglomerate von Dębowiec im Westen verweisen auf die jüngeren helvetisch-tortonischen Bewegungen in den Karpaten. Die Entstehung der Vorlandsenke hat die Meeresüberflutung von Mähren nach Schlesien ermöglicht.

Am Ende des unteren Torton kommt eine neue vulkanische Phase in den Chodenicer Schichten und im Osten in den Stebniker Schichten zum Ausdruck. Starke Faltungsbewegungen machen sich an der Grenze zwischen dem unteren und mittleren Torton bemerkbar. Ausmass der karpatischen Überschiebung in der westlichen und mittleren Zone wird auf 20 km geschätzt.

Eine geringere vulkanische Tätigkeit ist unter und auch über dem Gipshorizont Oberschlesiens, am Rande des Polnischen Mittelgebirges und im Dniestertal zu beobachten. Kleinere Überschiebungsbewegungen kann man zwischen dem Grabovian und Buhlovian bemerken. Demgegenüber haben sich die Bewegungen stärker geltend gemacht, die die Basis des westlichen Teiles des Gebietes emporhoben; diese Bewegungen verursachten eine Aushebung des Beckens, seine Austrocknung im westlichen Teile und das Vergiessen des Wassers in östlicher Richtung.

Eine Belebung der vulkanischen Tätigkeit kann man an der Grenze zwischen Buhlovian und Sarmat beobachten. Zu jener Zeit unterlag die Stebniker Zone einem intensiven Faltungsprozess und einer Überschiebung. Schliesslich nach der Emporhebung „en bloc“ der Karpaten erlosch das sarmatische Meer in dem östlichen Gebiet.

Übersetzt von inž. M. R u m a n n.



JOSEF JANÁČEK

K OTÁZCE STÁŘÍ A VZNIKU POZDIŠOVSKÉ ŠTĚRKOVÉ FORMACE V POTISSKÉ NÍŽINĚ NA VÝCHODNÍM SLOVENSKU

(*Německé resume*)

Obsah práce

Úvodem je podán současný stav vědomostí o tomto problému, doplněný výčtem pracovníků, kteří se studiem pozdišovských štěrků zabývali.

Výsledky nejnovějšího systematického průzkumu v r. 1957, přinesly jasno v této otázce. Vrtními pracemi bylo bezpečně prokázáno, stáří, vysvětlen vznik a původ štěrků, dosud různě stratigraficky interpretovaných.

Nová zjištění jsou důležitá předně po stránce ryze výzkumné. Umožnila pevnou stratigrafickou lokaci nejmladší andesitové eruptivní fáse. Přispěla k vyjasnění nazírání na tektogenetický vývoj pánve v nejmladších údobích. Jsou však též významným přínosem pro výzkum aplikovaný.

Úvod a stručný přehled prací

Rozsáhlé a mocné pokryvy štěrků v severotisské nížině a v Košické kotlině, jejich uložení, vznik a pozoruhodné valounové složení, byly zvláště v poslední době předmětem studia řady výzkumných pracovníků. Výzkumu byla podrobena hlavně košická štěrková formace, neboť území Košické kotliny bylo do r. 1953 zkoumáno intenzivněji.

Štěrkové pokryvy jsou velmi rozšířenými sedimenty v Košické pánvi. Je odtud známa celá řada přirozených i umělých odkryvů (M. Mišík 1955). Známý odkryv štěrků na východním okraji Košic, při odbočení hlavní silnice na Sečovce popisuje M. Mišík (1955) a J. Seneš, J. Švagrovský (1957).

Zjistilo se, že v celém komplexu je možno rozlišiti typické polohy. Ve spodním obzoru převládají valouny dolomitických vápenců a dolomitu spolu s pegmatity. Ve svrchních polohách mají převahu valouny žilného křemene a triasových křemenců. Rovnoměrně jsou v souvrství zastoupeny metamorfity Spišsko-gemerského rudohoří.

Valounová analýza košického odkryvu ukázala toto složení, (M. Mišík 1955, J. Seneš, J. Švagrovský 1957):

Dolomity a dolomitické vápence	21 %
žula a pegmatit	20 %
žilný porfyr	18 %
triasový křemenec	11 %
rula, svor, fylit	9 %
droby, křemenec, lidit	5 %
břidlice (verucano)	4 %
arkosy	3 %
kaolinisovaný andesit	1 %

Na podkladě současných vědomostí můžeme košickou a pozdišovskou šterkovou formaci považovati za stratigraficky ekvivalentní. Valounové složení je však rozdílné. V košických štercích převládají valouny hornin Spišsko-gemerského Rudohoří, kdežto ve štercích pozdišovských mají převahu valouny flyšových sedimentů. Různé valounové složení šterků v obou oblastech dokumentuje netoliko různé oblasti původu šterků, nýbrž i to, že v době ukládání byla již košická oblast morfologicky samostatnou pánví.

Stejnému stáří nasvědčuje analogická geologická police šterků (Vl. Homola 1954). Šterky spočívají zřetelně diskordantně na různých stratigrafických členech neogénního souvrství. Východně Košic, přecházejí košické šterky Ruskovským sedlem, do východní části pánve ke Slančíku a k Novému Mestu. J. Švagrovský (1953) považuje tyto šterky za pliocenní a uvádí, že leží na andesitech a současně na pravém břehu Olšavy na sarmatských slínech. Poněvadž šterky neobsahují andesitových valounů, můžeme se přikloniti k názoru, že tu jde skutečně o šterky starší, než nejmladší andesitový střednopliocenní vulkanismus, patřící III. generaci pyroxen-andesitů. (J. Janáček 1958). Tyto nejmladší andesitové výlevy řadil J. Seneš (1954) do panonu. Podložní andesity by tedy příslušely předposlední andesitové erupci (II. generace pyroxen-amfibol andesitů). Podle těchto zjištění můžeme tyto šterky považovati za košické, resp. pozdišovské.

Názory na stáří bezandesitových šterkových formací východoslovenského neogénu byly různé. Později se však většinou shodovaly o pliocenním původu šterku, bez bližšího začlenění (D. Andrusov 1948, J. Švagrovský 1950, 1953, 1955, J. Seneš 1955, J. Gašparík 1954, M. Mišík 1955). Byly však i názory jiné. V rámci studia markasitového ložiska na basi šterkové formace košické u Tepličan dotýkají se V. Kantorová — J. Kantor (1955) otázky stáří tohoto souvrství a považují je za mladší než svrchnohelvetské. Naproti tomu J. Ilavský (1955) považuje nesprávně celý komplex slinitých jílu, šterků a písků za jeden nedělitelný celek svrchnohelvetského stáří, přesto, že ostrá diskordance šterkového souvrství byla mimo diskusi (V. Kan-

torová — J. Kantor). Na podkladě zjištění, že v povodí dolního toku Hornádu, jižně státních hranic, v Maďarsku, leží štěrková (košická ?) formace na nejvyšších vrstvách kongeriových, (t. j. ekvivalentu středního pannonu vnitroalpské pánve), pokládá V. Homola (1954) Košickou štěrkovou formaci za svrchnopliocenní. Tentýž názor má L. Reich (1952).

V r. 1956 popsal podrobně Košickou štěrkovou formaci J. Švagrovský a mluví o jejím pannonském (t. j. spodnopliocenním) stáří, zatím co F. Čech (1956), se vrací ke staršímu, širšímu pojetí pliocenního věku pozdišovských štěrků. V poslední době byla však přijata platnost pannonské, resp. posarmatské příslušnosti štěrkových formací v pánvi (J. Seněš — J. Švagrovský 1957). Stejně jako předchozí, upozorňují autoři na nepřítomnost anebo nedostatek (?) pyroxen-andesitových valounů. Proto je na př. v Podvihorlatské pánvi stratigrafická posice těchto štěrků autory interpretována tak, že štěrky se uložily na basi pannonu po efusi sarmatských, avšak před erupcí pannonských andesitů.

V nejnovější práci z r. 1957 upozorňuje B. Leško na důsledky vyplývající z dosud známých zjištění. Kloní se rovněž k názoru o pannonském stáří pozdišovských štěrků. Poněvadž štěrky andesitových valounů neobsahují, je jasné, že k vystoupení nejmladších andesitových láv došlo až po jejich uložení, tudíž v mladším pliocénu.

Novým důkazem tohoto správného pojetí jsou výsledky průzkumu z r. 1957, předložené v této práci.

Nový výzkum a jeho výsledky

Od počátku systematického stratigrafického a strukturního vrtního průzkumu v pánvi bylo jasné, že vyřešení otázky původu a stáří pozdišovské štěrkové formace je velmi důležitým úkolem nejen teoretickým, nýbrž i na poli aplikovaného průzkumu živic i uhlí. Mělo býti důležitým příspěvkem k poznání genese pánve, zvláště v jejím mladém údobí vývoje. Mělo však být též účinnou orientací a pomocí při strukturním průzkumu.

Abychom tuto závažnou otázku vyřešili, byl v jižní a jihozápadní oblasti od spojnice Trhoviště—Pozdišovce—Michalovce proveden sondážní vrtní průzkum v profilech do hl. 300—350 m. Profily byly orientovány ve směru S—J, k Malčicím. Prvořadým úkolem tohoto průzkumu byl orientační tektonický průzkum jižně trhovištské hrásti. Kromě toho však měl tři cíle výzkumné:

Prvým úkolem bylo prokázat bezpečně a spolehlivě stratigrafickou identitu pozdišovských štěrků a pestré serie svrchnopannonské. Náznaky této možnosti přinesl již orientační průzkum v r. 1957.

Stanovený úkol byl splněn s kladným výsledkem. Byl odvrtný souvislý profil sond, s nepřetržitým jádrem, jednoznačně korelovatelných, pravidelně až do podloží štěrkové formace, resp. pestré serie. Průzkumem bylo zjištěno, že štěrky, které jsou v oblasti Pozdišovců 60—110 m mocné, nabývají směrem k jihu na mocnosti

větší než 280 m a mírně se noří do pánve. Do štěrku, který směrem k jihu se stává drobnozrnnější, se současně vkládají vrstvy pestrých jílu, které znenáhla nabývají na mocnosti, až zcela převládají. Štěrka pak tvoří více méně mocné, vertikálně izolované vrstvy. Basální štěrka nebo písek je vyvinut téměř pravidelně.

Na podkladě tohoto zjištění můžeme pozdišovské štěrky, jako ekvivalent pestré série, považovati za svrchnopannonské, t. j. sedimenty nejmladšího, spodního pliocénu.

Svrchnopannonská pestrá série byla v oblasti východoslovenského neogénu definována jako nejmladší, 280–600 m i více mocný člen neogenního souvrství, spočívající diskordantně a transgresivně na starším neogenním podkladě. Lithologickým a petrografickým vývojem je nápadně shodná s pestrá serií a je prakticky bezfosilní (J. Janáček 1958).

Určitý nesouhlas při regionální stratigrafické korelaci svrchního pannonu se jevil v karpatských pánvích, dokud platilo staré stratigrafické dělení tohoto vrstevního celku. Ve vnitroalpské pánvi byl svrchní pannon do nedávna dělen na svrchní pestrá serií, na niž lokálně se uložila svrchní uhelná série, jako souvrství nejmladší. Do spodního oddílu svrchního pannonu byla řazena spodní uhelná série. Zhruba stejné dělení svrchního pannonu se přijímalo pro naše území Malé dunajské nížiny.

Poznáním transgresivní povahy pestré série, která má ve vnitroalpské pánvi regionální platnost (J. Janáček 1957), a zvážením dalších kritérií faunistických a paleogeografických jeví se dnes spodní uhelná série jako nejmladší souvrství ústupové sedimentace spodního pannonu, který podle nového stratigrafického dělení zastupuje celé kongeriové vrstvy (t. j. střední + spodní pannon ve starém pojetí) (T. Budaý, 1958). Na něm transgreduje pestrá bezfosilní série svrchnopannonská. Transgrese je velmi výrazná a sahá daleko přes okraje mladších pánví.

V tomto novém pojetí stratigrafie pannonu vymizí veškeré dosavadní nesrovnalosti regionální stratigrafické korelace ve všech karpatských pánvích.

V pestré serií u Trebišova byla nalezena svrchnopannonská ostrakodová mikrofauna a sladkovodní plži:

Candona sp. III. Pok,
Cyprideis pannonica (Méh),
opercula plžů

V nejvyšších pannonských sedimentech pestré série u Malčic byli nalezeni též zástupci svrchnopannonských ostrakodů:

Candona sp. III. Pok.,
Candona sp. II. Pok.,
Cypria abbreviata (Reuss), ojedinele a
opercula plžů

(*Cypria abbreviata* je hojná hlavně ve středním pannonu).

Podle uvedených faunistických dokladů, lithologického vývoje, stratigrafické police a paleogeografických znaků, můžeme zařaditi pestrá serií vcelku bezpečně do svrchního pannonu, t. j. nejvyššího spodního pliocenu a srovnati ji s pestrá serií vnitroalpské pánve a dunajské nížiny.

Pestrá serie je souvrstvím v severotiské nížině značně rozšířeným. Uložila se hlavně v hlubších jižních částech pánve. Z výsledků vrtního průzkumu ji známe z oblasti Trebišova, Malčic, Markovců, Královského Chlumce a Velkých Kapušan. V denudačních zbytcích se pravděpodobně zachovala i v Podvihorlatské pánvi. Největší její mocnost byla dosud zjištěna u Malčic a činí 280 m. Uvnitř pánve, ve směru k JV, je pestrá serie daleko mocnější.

V pestré serií jsou uvnitř pánve téměř výlučně zastoupeny jíly. Jsou intenzivně žlutohnědé a hnědožluté skvrnitě, někdy až zcela žlutohnědě vybarvené. Jejich prvotní základní zbarvení je světlezelenošedé, světlezelenavěšedé, světlešedé, řídké bělošedé. Písčítost je pravidelně slabá až velmi slabá. Velmi hojně jsou zastoupeny jíly zcela nepísčité, dokonale plastické. Kromě pestrých jílu jsou přítomny též polohy zelenošedých a světlezelenošedých jílu, zvláště při nadloží. Šedé jíly se uložily jen velmi řídké. Pravidelně téměř v profilu chybí. Proplástky a tenké vložky uhelného jílu byly zjištěny jen v profilech několika vrteb, a to jen zcela ojediněle.

Nepřítomnost uhelných jílu, příp. lignitů je jedním z kritérií jak rozlišiti svrchnopannonskou pestrá serií od pestrého vývoje šedých vrstev tufiticko-lignitické serie hlouběji v pánvi.*) Šedé vrstvy v pestrém vývoji jeví vždy alespoň reliktní uhelnou sedimentaci. Nejvýraznějším znakem a kriteriem příslušnosti sedimentů, je naprostá převaha jílu v pestré serií. Vápnité jíly, pestré či nepestré, obyčejně jemně písčité, jsou zastoupeny jen ve zcela podřadném až mizivém množství.

Přítomnost tufů ani tufitů nebyla v pestré serií zjištěna. Zato poměrně hojně, k severu velmi hojně až převládající, jsou polohy šterků. Objevují se v celém vrstevním profilu. Kromě toho je vyvinut pravidelně basální šterk nebo písek. Místy jej zastupuje silně písčité jílu nebo slinitý jílu.

*) Tufiticko-lignitická serie je 430—520 m mocné souvrství v podloží pestré serie svrchnopannonské. Je odděleno stratigrafickým hiátem v rozsahu spodního pannonu. Dělíme ji na spodní šedé vrstvy, mocné 170—200 m, střední pestré vrstvy o mocnosti 80—110 m a svrchní šedé vrstvy, jejichž mocnost je 180—210 m.

Spodní šedé vrstvy se uložily ve středním sarmatu. Jejich stáří bylo bezpečně prokázáno podle přítomného společenstva mikrofauny s *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), (J. Janáček 1958) (Pozn.: střední sarmat ve smyslu R. Grilla).

Střední pestré vrstvy jsou bez fauny. Svrchní šedé vrstvy klademe na podkladě posledních nálezů společenstva s *Nonion granosum* (d'Orb.) do svrchního sarmatu. Kromě toho jsou pro toto zařazení i kriteriá další (J. Janáček 1958).

Stratigrafickou hranici svrchní sarmat — střední sarmat klademe předběžně na basi středních pestrých vrstev.

Jak bylo již vpředu uvedeno, jsou štěrky v hlubších částech pánve málo mocné. Tvoří vrstvy o mocnosti 3–10 m. Jsou poměrně drobnozrné a obsahují dosti bohatou písčitou příměs. Směrem k severnímu okraji pánve stávají se hrubozrnější. Současně se zvětšuje mocnost a hojnost štěrkových poloh. Jsou 30–40 m mocné, takže pestré jíly tvoří méně významné mezivrstvy. Konečně u Pozdišovců přecházejí do pozdišovských štěrků.

Význačnou vlastností těchto štěrků je úplná absence valounů pyroxenických andesitů a andesitů vůbec. Štěrkové analýsy velkého počtu sond v jižní a jihovýchodní oblasti Pozdišovců, kterými byl problém faciální změny pestré serie sledován, ukázaly vcelku jednotné složení:

glaukonitický pískovec	52,9–66,8 %
vápno-písčité břidlice	13,2–16,9 %
tmavý rohovec	9,4–28,2 %
světlý rohovec	3,1– 5,1 %
žilný křemen	1,6– 5,4 %
kvarcit	0,3 % (v jediné sondě)
ryolit	0,9 % (v jediné sondě)

Valouny glaukonitického pískovce jsou většinou dobře až dokonale oválené. Řídce jsou též přítomny ve valounových úlomcích. Povrch valounů je jemně nerovný až drsný. Jsou zastoupeny v různých šedozelených a šedých barevných odstínech. Hnědavé a žlutavé zbarvení je druhotné. Velikost valounů je 5–25 mm v prům. Přesto, že jsou valouny dobře opracované, není možno usuzovati na jejich dlouhý transport, neboť pískovec není zvláště pevný. Původ valounů je flyšový.

Valounky břidlice jsou téhož původu. Břidlice je jemně písčité, vápnité, méně tvrdá než pískovec. Proto tvoří drobné, dobře zaoblené valounky rozměrů 3 až 9 mm, hladkého povrchu. Bary jsou šedé, světlešedé a zelenavěšedé. Není zdaleka transportovaná.

Valouny rohovce jsou 3–13 mm velké, dobře zaoblené, lesklého a hladkého povrchu. Jsou bělošedé až špinavěbílé, tmavohnědé, červenavěhnědé, lasturnatého lomu. Dokonalé opracování valounů tvrdého rohovce svědčí o dlouhém transportu. Původem jsou z karpatského mesozoika, pravděpodobně z jury.

Valouny křemene jsou 3–7 mm velké, dobře opracované, dokonale hladkého povrchu. Matečnou horninou valounů je žilný křemen, blíže neznámého stáří. Dokonalé zaoblení ukazuje na daleký transport.

Jediný nalezený valoun kvarcitu je šedavě bílý, dokonale oválený, hladkého povrchu. Má průměr asi 6 mm. Soudě podle jeho textury má původ z krystalinika, a to značně vzdáleného.

V jediné sondě byly nalezeny tři valouny silně zvětralého bělošedého ryolitu, původem z tortonských ryolitových erupcí. Na toto stáří ukazuje silná destrukce

eruptiva. Zcela totožné složení bylo zjištěno v přirozených odkryvech. Valouny jsou však hrubé.

Druhým výzkumným úkolem průzkumu bylo získati spolehlivá data o geologické posici pestré serie. Byl řešen současně s prvním úkolem, stejnými sondami. Bylo zjištěno, že pozdišovské štěrky leží diskordantně a transgresivně na různě starém neogenním podkladu (s výjimkou pestré serie). Poněvadž bylo prokázáno, že pozdišovské štěrky a pestrá serie jsou dvě lithologicky odlišné facie stejného stáří, je tím současně prokázán diskordantní a transgresivní styk svrchnopannonské pestré serie s podložím. Dalším důkazem toho jsou přítomné basální štěrky nebo písky, které byly systematicky převrtány.

Uvedeným závěrem je však na našem území současně definováno časové rozpětí stratigrafického hiátu od konce svrchního sarmatu do počátku svrchního pannonu.

Třetím úkolem průzkumných prací u Pozdišovců bylo získat informace o věku poslední nejmladší andesitové eruptivní fase (pyroxenické andesity III. generace). Z posledních studií vyplývá, že nejvyšší hřebeny Prešovsko-Slánských hor a Vihorlatu vznikly až v pannonu, po uložení košických a pozdišovských štěrků (J. Seneš 1954, J. Seneš, J. Švagrovský 1957). B. Leško (1957), klade již poslední andesitovou erupci do nejmladšího pliocénu. Všechny tyto závěry jsou opřeny o zjištění nepřítomnosti pyroxen-andesitových valounů v pozdišovských štěrcích.

Novým průzkumem byly získány další důkazy tohoto posledního, správného pojetí. Na žádné, z velkého množství zde odvrtných sond, nebyl až do hloubky 280 m nalezen ani jeden valoun pyroxenického andesitu, ani andesitu vůbec. Stejná zjištění byla učiněna na plošně rozsáhlých umělých odkryvech, nových velkých pozemních staveb. Přijímáme proto tento názor, t. j. že nejmladší andesitové erupce, které daly vznik hlavním hřebenům Prešovsko-Slánských hor a Vihorlatu jsou mladší, než košická a pozdišovská štěrková formace.

Naším příspěvkem k řešení problému je průkazné podložení nové stratigrafické lokace nejmladších erupcí pyroxenických andesitů. Je opřena o vyjasněnou stratigrafii nejmladších členů neogenní výplně pánve.

Poněvadž pestrá serie je svrchnopannonského věku a pozdišovské štěrky jsou jejím ekvivalentem, vyvěřely pyroxenické andesity III. eruptivní generace ve vyšším pliocénu, pravděpodobně ve středním. Toto pojetí je v dobré shodě s poměry na Zakarpatské Ukrajině, odkud jsou prokázány nejmladší andesitové erupce, ležící na spodnoplIOCenních kongeriových vrstvách (J. A. Korobkov 1951, O. S. Vjalov 1957).

Velmi zajímavou je otázka vzniku a ukládání štěrkových formací. Dosud byly vykládány, jako uložení velkých pannonských říčních toků, které ústily do pannonských jezer (B. Leško 1957 a j.). Tento výklad není však dostačující ani vystihující. Jeho slabou stránkou je nemožnost vysvětlení velkého

rozšíření štěrků v pánvi a jejich až 300 m velká mocnost. Dalším závažným nedostatkem je známá zkušenost, že při ústí velkých řek nedochází k ukládání hrubého materiálu, nýbrž materiálu jemného, t. j. bahna, nejvýše jemného písku. Unášecí síla zvolna tekoucí vody v ústí je malá. J. Seneš, J. Švagrovský (1957), považují tyto štěrky za říční sedimenty při okraji. Hlouběji v pánvi se uložily jako mělkovodní deltové jezerní uloženiny. Ani toto vysvětlení vzniku není vystihující.

Pozoruhodný výklad původu košických štěrků podává J. Švagrovský (1953). „S ohledem na to, že košické štěrky se skládají výlučně z velmi tvrdých hornin, je možno usuzovati, že to jsou reliktní štěrky, které během geologických dob tvořily několikrát slepence. Ty byly rozrušené a znovu přemístěné.“ Není vyloučeno, že v Košické kotlině mohly se tyto podmínky vzniku uplatnit.

Naše nová zjištění dávají odpověď i na otázku původu bezandesitových štěrků. Ukázali jsme již, že pozdišovské a košické štěrky jsou svrchnopannonského stáří. Z naší pánve i jiných karpatských pánví je známo, že svrchní pannon, t. j. pestrá serie, je výrazně, místy až silně transgresivní. Je tedy nutno na štěrkové formace košické a pozdišovské pohlížeti jako na produkt svrchnopannonské *transgrese*. Je ovšem nesporné, což bylo vrtním průzkumem též prokázáno, že ve vyšším profilu štěrky faciálně zastupují peltické sedimenty uvnitř pánve.

Vznik a původ štěrkových formací dobře osvětlíme rekonstrukcí vývojových změn pánve v mladších údobích. Po uložení sarmatu dochází k mimořádným paleogeografickým změnám ve vývoji pannonské pánve, které postihují její velkou část. Tato rozsáhlá pánev, která z největší části dosud byla souší, počíná na počátku spodního pannonu intenzivně poklesávat. Poklesné pohyby však zasahují do severního výběžku pánve jen jako mírné vertikální pohyby, takže území zůstává relativně vysoko. Spodnopannonská transgrese dosahuje proto jen okrajů našeho pánevního výběžku, který je v té době souší. Kromě Turňanské kotliny (?) není pobřežní čára spodnopannonské záplavy dosud známa. V JV směru byly popsány kongeriové vrstvy ze Zakarpatské Ukrajiny (J. A. Korobkov 1951, O. S. Vjalov 1957).

Vznik značného relativního výškového rozdílu mezi Velkou pannonskou pánví a našim územím, byl citelným zásahem do vodního režimu spodnopannonských říčních toků, které přitékaly do jezera od severu. Na severu došlo pravděpodobně současně k pozitivním vertikálním pohybům flyšového pásma, které stoupalo jako protiváha klesající pannonské pánve. Pokles spodní erodivní base, a snad i zvednutí svrchní erodivní base toků, se projevilo ihned obnovením velmi intenzivní erose, produkcí velkého množství štěrku a jeho ukládáním na středním a dolním toku.

Teprve počátkem svrchního pannonu, který je v karpatských pánvích v důsledku intenzivních poklesných pohybů dalekosáhle transgresivní, je též oblast severního výběžku pánve tektonicky postižena. Do klesajícího zálivu proniká sladko-

vodní svrchnopannonská záplava hluboko k severu, až do oblastí Rakovec, Lesné, Hrušov a do Podvihorlatské pánve. V košické kotlině dosáhlo jezero až oblasti SV Košic. Hlavním činitelem při této transgresi byly poklesné pohyby ker podle severojižních zlomů.

Postupující svrchnopannonská záplava resedimentovala říční štěrky uložené v době suchozemské periody spodnopannonské. Ve velkých mocnostech se tyto přemístěné štěrky navršily při okrajích pánve, kde představují pobřežní hrubozrnnou facii celého pelitického souvrství uvnitř pánve. Basální hrubozrnný štěrk nebo písek je vyvinut hluboko do pánve.

Přirozeně, že není při okraji pánve vyloučen ani lokální vliv toků řek. Z výše popsaných důvodů však lze jejich podíl při sedimentaci štěrkového souvrství spatřovati spíše v lokálně uložených čockách a vrstvách jílu při okraji, které sedimentovaly jako jemná bahna při ústí a v klidnějších údobích. Důležitou funkci při formování význačného štěrkového pásma severojižního směru mezi Ondavou a Laborcem mohly mít vodní proudy řek v deltách.

Není vyloučeno, že v oblasti Košické kotliny při svrchnopannonské resedimentaci štěrků byly dodavatelem valounového materiálu skutečně starší než spodnopannonské říční štěrky, jak se domnívá J. Švagrovský (1953). Podporou pro to by bylo zjištění diference valounového složení košických štěrků, což u pozdišovských štěrků nepozorujeme.

Podporou naší koncepce původu a vzniku košických a pozdišovských štěrků mohou být i obdobné poměry ve vnitroalpské pánvi vídeňské (T. Buday, I. Cicha 1956). Zde ve vyšším helvetu, na počátku III. pásma, dochází k náhlému rozšíření svrchnohelvetské transgrese a k ukládání mohutných hrubozrnných štěrků a slepenců jablonických, v severovýchodní zálivové části pánve u Jablonice. Jsou to rovněž transgresí přemístěné štěrky starších štěrkových kuželů, které se uložily ve II. pásmu. Uvnitř pánve odpovídají těmto štěrkům ekvivalentní sedimenty pelitické.

Teprve po uložení svrchnopannonských pozdišovských štěrků při okrajích a pestré serie uvnitř pánve, ožívá ve středním nebo svrchním pliocénu znovu a naposled andesitový vulkanismus. Jsou to nejmohutnější suchozemské erupce, které utvářely hlavní a nejvyšší hřebeny Prešovsko-Slánských hor a Vihorlatu. Vyvěřely pyroxenicko-amfibolické andesity III. andesitové generace. Tyto nejmladší lávy a vulkanické sedimenty, byly bohatým zdrojem valounového materiálu pleistocenních a kvarterních říčních štěrků.

Hodonín, 6. června 1958.

Čs. naftové doly n. p.

SEZNAM UŽITÉ LITERATURY

- [1.] Andrusov D., 1948: Soľné ložisko východného Slovenska. Almanach východ. Slovenska 1948—1949. Košice. — [2.] Buday T. — Cicha J., 1956: Nové názory na stratigrafii spodného a stredného miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geologické práce, Zoš. 43. Bratislava. — [2a.] T. Buday, 1958: Přebled vývoje neogénu západných Karpát (v tisku). — [13.] Čech F., 1956: Zpráva o geologických výzkumech v oblasti mezi Strážským a Bánovcemi n/Ond. Rukopisná zpráva. Archiv Geol. úst. D. Štúra, Bratislava. — [4.] Gašparik J., 1954: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hor. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [5.] 1954: Stratigrafické studium oblasti severně od Drahova. Geol. sborník V. Bratislava. — [6.] Homola V., 1954: Geologie východoslovenské neogenní pánve. Rukopisná zpráva. Archiv. Úst. pro naft. výzk. Brno. — [7.] Ilavský J., 1955: Markasitové ložisko v neogéne východného Slovenska pri Tepličanoch. Geol. práce, Geotechnika 9, Bratislava. — [8.] Janáček J., 1957: Předbežná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnitroalpské pánve vídeňské. Geol. práce, Zprávy 10. Bratislava. — [9.] 1958: Předbežná zpráva o nových výsledcích stratigrafického výzkumu ve východoslovenském neogénu. Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, 1958. — [10.] 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, 1958. — [11.] 1958: Nové ložisko soli na východním Slovensku. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava (v tisku). — [12.] 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problémům průzkumu živíc. Rukopisná zpráva. Archiv Čs. naft. dolů, archiv ÚÚG. — [13.] 1958: Studie o stratigrafii, tektonice a paleogeografii neogénu východního Slovenska (v tisku). — [14.] Kantorová V. — Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markasitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Geol. sborník VI. Bratislava. — [15.] Korobkov J. A., 1951: Molluski srednego miocena Marmorošskej vpadiny Zakarpatia. Trudy Vses. neft. nauč., isled. geol. razv. instituta. Leningrad—Moskva 1951. — [16.] Leško B., 1957: Geológia a geomorfológia území severne od Prešova. Geol. práce, Zoš. 47. Bratislava. — [17.] Mišík M., 1955: Štrkové súvrstvia košickej kotliny. Geolog. práce, Zprávy 3. Bratislava. — [18.] Reich L., 1952: Observations géologique dans la région des collines de Cserhát et dans le massif de Szendrő. Jahresber. d. ung. geol. Anst. über d. Jahr 1949. Budapest. — [19.] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. sborník V, Bratislava. — [20.] 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy 4. Bratislava. — [21.] 1955: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava. — [22.] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, zoš. 46. Bratislava. — [23.] Švagrovský J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach. Geol. sborník I. Bratislava. — [24.] 1953: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geol. sbor. VI. Bratislava. — [25.] 1954: Geologické pomery východného úpätia Prešovsko-tokajských hôr medzi obcami Kalša a Michalany. Geol. sbor. V. Bratislava. — [26.] 1955: Geologické pomery juhovýchodnej časti Košickej kotliny. Geol. práce, Zprávy 4. Bratislava. — [27.] 1955: Neogén širokého okolia Košíc. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. — [28.] Vjalov O. S., 1957: Neogenovyje otloženia zapadnych oblastej USSR (obščij obzor) Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava.

ZUR FRAGE DES ALTERS DER POZDIŠOVČER SCHOTTERFORMATION IN DER THEISTIEFEBENE IN DER OSTSLOWAKEI

Umfangreiche und mächtige Schotterablagerungen in der nördlichen Theistiefebene, wie auch im Kaschauer Talbecken, ihre Lagerung, Entstehung und bemerkenswerte Geröllzusammensetzung veranlassten besonders in der letzten Zeit eine Reihe von Forschern zum eingehenden Studium. Ansichten über das Alter der jüngsten Schotterformationen des ostslowakischen Neogens der sog. Kaschauer und Pozdišovcer Schotter waren verschieden. Später aber einigten sie sich meistens über den pliozänen Ursprung der Schotter, jedoch ohne nähere Eingliederung (D. Andrusov 1948, J. Švagrovský 1950, 1953, 1955, J. Seneš 1955, J. Gašparík 1954, M. Mišík 1955, u. a.). L. Reich (1952) und Vl. Homola (1954) halten diese Schotter für oberpliozäne.

Im Jahre 1956 spricht J. Švagrovský vom pannonischen Alter Pozdišovcer Schotterformation. Diese Ansicht wurde in letzter Zeit vorherrschend (J. Seneš, J. Švagrovský 1957). Neuestens setzt B. Leško (1957) voraus, dass die jüngste Andesitlava erst im jüngsten Pliozän an die Oberfläche emportrat, weil die pyroxenischen Andesitgerölle aus der jüngsten Eruptionsperiode in den Schottern fehlen. Einen neuen Beweis dieser Auffassung liefern die Resultate der letzten Forschungsarbeiten aus dem Jahre 1957, die zur Lösung der Frage des Alters, Ursprungs und der Entstehung der Pozdišovcer Schotter geführt haben.

Bei den systematisch durchgeführten Flachbohrungsuntersuchungen bei Pozdišovce in südlicher Richtung wurde festgestellt, dass Schotter, die bei Pozdišovce eine Mächtigkeit zwischen 60 und 100 m besitzen, nehmen in südlicher Richtung an Mächtigkeit zu, bis über 280 m, und fallen allmählich ins Beckeninnere ein. In dem Schotter, der in dieser Richtung immer feinkörniger wird, legen sich gleichzeitig bunte Tonschichten ein, die an Mächtigkeit zunehmen, bis sie ganz vorherrschend werden. Der basale Schotter oder Sand ist regelmässig entwickelt.

Auf Grund dieser Feststellung können wir die Pozdišovcer Schotter, als ein Äquivalent der bunten Serie, für oberpannonische Sedimente des jüngsten, unteren Pliozäns betrachten. Die stratigraphische Identität der Schotterformation und der bunten Serie, löst anderseits auch die geologische Lage der bunten Serie. Die Pozdišovcer Schotter liegen diskordant und transgressiv auf der neogenen Schichtenfolge verschiedenen Alters. Daraus ergibt sich, dass auch die oberpannonische bunte Serie auf ihrer Grundlage diskordant und transgressiv liegt. Weil das Liegende der bunten Serie obersarmatischen Alters ist, ist damit auf unserem Aufnahmegebiete der nördlichen Theisebene ein stratigraphischer Hiatus im unteren Pannon definiert.

Neue Untersuchungen liefern uns auch wertvolle Informationen über die letzte, jüngste Andesitphase (pyroxenische Andesite der III. Generation). An keiner der zahlreichen Bohrsonden wurde bis zur Tiefe von 280 m kein einziges Geröll von pyroxenischen Andesiten gefunden. Dies wurde mit Sicherheit durch Geröllanalyse einer ganzen Reihe von Sonden und auch aus neuen grossen künstlichen Aufschlüssen festgestellt. Deshalb kann die Ansicht angenommen werden, dass die jüngsten Andesiteruptionen der Prešov-Slaná-Gebirge und des Vihorlats jünger sind, als die Kaschauer und Pozdišovcer Schotterformationen. Da es zur Sedimentation der bunten Serie und der Schotter im oberen Pannon kam, d. h. im jüngsten Unterpliozän, entstanden die pyroxenischen Andesite der III. Generation im mittleren oder oberen Pliozän. Diese Auffassung ist in Übereinstimmung mit den Verhältnissen in der Karpathen-Ukraine, wo die jüngsten Andesite auf den Kongerenschichten lagern (J. A. Korobkov 1951, O. S. Vjalov 1957).

Sehr interessant erscheint die Frage der Entstehung und Ablagerung der Schotterformationen. Bis jetzt wurden sie als Sedimente aus Flussmündungen betrachtet, was weder richtig, noch zutreffend war. An den Flussmündungen ist nämlich die Transportkraft des Wassers sehr gering und deshalb wird da nur Schlamm, höchstens feiner Sand abgelagert.

Die erstangeführte Auffassung wird durch grosse Verbreitung des Schotters und durch seine Mächtigkeit bis zu 300 m geschwächt. Aus unseren Feststellungen und Schlussfolgerungen geht hervor, dass die Schotterformationen ein Produkt und Beweis der oberpannonischen Transgression anzusehen sind.

Nach der Beedigung des Sarmats kam es in der Entwicklung des pannonischen Beckens zu aussergewöhnlichen paläogeographischen Veränderungen, die dessen grossen Teil ergriffen haben. Der Beckengrund begann intensiv zu sinken, aber die Rückgangsbewegungen berührten unser Gebiet nicht; es blieb als Festland. Die unterpannonische Transgression reichte nur bis zum Turňa-Tal und bis zur Grenze der Karpathen-Ukraine.

Bildung einer beträchtlichen, relativ hohen Stoffendifferenz zwischen dem Grossen Pannonischen Becken und unserem Aufnahmegebiete, war auch ein fühlbares Eingreifen ins Wassersystem der unterpannonischen Flüsse. Im Norden kam es wahrscheinlich gleichzeitig zu einer positiven vertikalen Bewegung der Flyschzone, die sich als Gegengewicht zu dem herabsinkenden pannonischen Becken erhob. Die Senkung der unteren erosiven Basis beim gleichzeitigen Aufsteigen der oberen erosiven Basis der Flüsse hatte gleichzeitig eine intensive Erosion, Schotterproduktion und Akkumulation zum Ausdruck gebracht.

Erst am Anfang des oberen Pannons, das in den Karpathenbecken stark und weitreichend transgressiv war, wurde auch das Gebiet des nördlichen Ausläufers des pannonischen Beckens tektonisch ergriffen. Die oberpannonische Überschwemmung durchdrang weit nach Norden, bis ins Gebiet nord-westlich von Kaschau, Lesná und Hrušov und resedimentierte die Flussschotter, die zur Zeit der festländischen unterpannonischen Periode abgelagert wurden.

Nach der Ablagerung der oberpannonischen Schotter im Mittel- oder Ober-Pliozän lebte wieder und zum letzten Male der Andesitvulkanismus. Es waren dies die umfangreichsten festländischen Eruptionen der dunklen pyroxenischen Andesite, die die Hauptbergkämme der Prešov—Slaná-Gebirge und des Vihorlats bilden.

Übersetzt von inž. M. R u m a n n.

*Tschsl. Erdölbetriebe, VEB,
Hodonín*

JOSEF JANÁČEK

POZNÁMKY K HYDROGEOLOGII HLUBINNÝCH VOD NAŠICH MLADÝCH PÁNVÍ*)

Předloženo 30. dubna 1958

(*Německé resumé*)

Úvod

Teprve v posledních několika letech je u nás problematika hlubinných, zvláště živičných vod, chápána tak, jak si toho její důležitost zasluhuje. Její studium, s hlediska obecných i speciálních jevů geochemických, bylo postaveno na vědecký základ v r. 1952. Vypracováním klasifikace našich hlubinných vod, poznáním a stanovením obecných zákonitostí a pravidel jejich vzniku a metamorfosy (J. Janák, 1952, 1955), jakož i v poslední době, objasněním podstaty geochemických metamorfních procesů v sedimentech (M. Michalíček 1958), dosáhli jsme v tomto oboru žádoucí a nutné úrovně.

Přínos našich nových poznatků na tomto úseku je cenný. Upřesňuje, doplňuje a rozšiřuje podstatně nejen naše dosavadní poznatky teoretické, nýbrž přináší i cenné zisky v oblasti aplikované geologie a v neposlední řadě i v přidružené provozní vrtní technice.

Neméně důležitým úsekem problematiky hlubinných vod, až do nedávné doby neprávem značně opomíjeným, jsou vlastní otázky hydrologické. Týkají se hlavně původu hlubinných vod, původu jejich minerálního obsahu, režimů vod, jejich pohybu, jejich hlubinné situace, mechanických podmínek přeměny a j. Ne však na všechny tyto otázky můžeme dáti dnes uspokojivou odpověď. Takovou připomínkou končí ostatně většina odborných studií o tomto problému. V takovém světle přistupujeme i k našemu tématu.

Nejzajímavější a nejcennější poznatky jsme dosáhli v oblasti Dolnomoravské kotliny na Moravě a na Slovensku, a to díky široce rozvinutému hlubinnému vrtání na živice. Již méně úplná a neúplná zjištění máme z ostatních pánví karpatských.

*) Obsah přednášky v Čs. společnosti pro mineralogii a geologii v Praze a Bratislavě, v únoru a březnu 1958.

Príspevky, ktoré se tu predkládajú byly získány z největší části při průzkumu v nitroalpské pánve vídeňské. Zobrazují tedy většinou hydrogeologické poměry hlubinných vod této mladé pánve. Kromě toho jsou připojeny i důležitější poměry a vztahy obecnější povahy, pokud se našeho tematu dotýkají.

Hlubinné vody mladých karpatských pánví, jejich vznik a proměna

V mladých karpatských pánvích můžeme hlubinné vody rozčleniti na normální vody vrstevní (pravé spodní vody), které mohou býti sladké nebo mineralisované a vody živičné. Všechny přítomné vody mohou býti teoreticky fosilní nebo přeměněné. Fosilní vody mohly býti původem slané, brakické i sladké. Je však třeba zdůraznit, že nedotčené fosilní vody neexistují. I když taková voda je stagnující a tvoří dokonale izolovanou vodní nádrž, přece jen dochází během geologických dob k určitým změnám. Mluvíme-li tedy o vodě fosilní, je třeba míti na zřeteli, že tu jde pouze o její větší či menší podíl. Abstrahujeme-li všechny procesy a faktory, které mohou změnu ve složení vody způsobiti, zůstává zde ta skutečnost, že z nádrže fosilní vody unikají na př. elektrolyty isolační stěnou pelitu jako polopropustnou blanou. Hlubinná voda označená jako fosilní, nese tedy pouze základní rysy původní uzavřené vody, ale ani ta nebyla ušetřena metamorfosy. Její „fosilní charakter“ se spíše vztahuje na původní, neměnné, t. j. fosilní uložení, bez zřetelných i zastřených pohybových změn.

Přeměněné hlubinné vody, mohou se vyskytnouti jako běžné vody minerální. Hlavně sem však patří živičné vody ložiskové. Svůj minerální obsah odvozují z organické substance, která jako kapalná fáze migrovala do nádržných hornin, dala vzniknouti živici a byla podstatou mineralisace hlubinné vody. Mineralisace metamorfovaných vod a jejich chemické složení jsou určeny třemi hlavními faktory:

mineralisací a složením původní vody,
obsahem solí a iontů v okolí (v hornině) a
geologickou posicí zvodnělé vrstvy.

V současné době má hlavní úlohu první faktor, v geologické minulosti faktor druhý. Třetí faktor má význam v minulosti i přítomnosti. V minulosti je jim ovlivněn vznik, stav a druh difusní rovnováhy; v přítomnosti ovlivňuje více či méně zřetelný pohyb vody ve vrstvě, vyvolaný nejruznějšími zásahy.

Podle biologického působení rozlišujeme v pánvích vody sladké, s koncentrací minerálních roztoků do 1 ‰, brakické s koncentrací solí v rozmezí 1 ‰—3,5 ‰ a vody slané, s koncentrací roztoku solí od 3,5 ‰ výše.

Velmi důležitou je otázka možnosti geologické dokumentace charakteru sedimentačního vodního prostředí a původu, změn a uložení hlubinných vod. Tyto možnosti byly nalezeny. Jsou to předně kriteria všeobecně stratigrafická

a paleogeografická, dále kriteria, která dává srovnávací paleontologie a paleoekologie, kriteria hydrogeochemická a konečně studium geochemických procesů sedimentace.

Jestliže výsledkem šetření všech těchto disciplin bylo souhlasné tvrzení o původu sedimentu a jeho vody, pak byly závěry jednoznačné. Jestliže však v některé z nich se jevil nesouhlas, pak zde byly druhotné změny, které zastřely původní vznik a vývoj sedimentu a hlubinné vody.

Vznik hlubinné vody byl v prvním stadiu podmíněn jejím uzavřením při sedimentaci vrstvy. Ve vnitroalpské pánvi vídeňské, ve které velký až hlavní význam měla synsedimentární poklesová tektonika, došlo v druhém stadiu k poklesávání zvodnělé vrstvy do značných hloubek, často až několik tisíc metrů pod původní polohu, ve které se uložila. Při tom mohl nastati dvojí stav konečné tektonické polohy zvodnělé vrstvy:

Vrstva byla s hlediska geologického dokonale uzavřena, t. j. nalézala se v plošně různě velké, avšak vodotěsnými poklesnými dislokacemi úplně ohraničené vkleslé nebo pokleslé kře. Pod pojmem těsnosti poklesného zlomu rozumíme zlom o takové hloubce poklesu, že nastalo dostatečné přerušování souvislosti porézní vrstvy v pokleslé a na vysoké kře. Tím byla zvodnělá vrstva izolována. Při tomto prvním případě mohou existovati v pánvi dva odlišné stavy:

1. Vklslá nebo pokleslá kř se nalézala v centrální nejhlubší partii pánve. Pouze v tomto jediném případě a za předpokladu tektonického klidu během dalšího vývoje, mohla si hlubinná voda podržeti svůj původní charakter, t. j. mohlo dojít k její „fossilisaci“. Jedině centrální, hluboké a nejhlubší strukturní části pánve se vyznačují stagnantními vývojovými podmínkami. Je ovšem jasné, že toto nejsou jediné podmínky, aby si voda zachovala rysy původní fosilní vody. Velmi důležitým činitelem může tu býti chemické složení matečného sedimentu, jeho podloží i nadloží. Příkladem u nás mohou býti sádrovcové vody oblasti břevlavsko-lanžhotské.

2. Pokleslá vrstva byla sice dokonale uzavřena, avšak poloha pokleslé kř v pánvi je relativně vyšší. V tomto případě se nemohl prvotní stav a složení vody v žádném případě zachovati, neboť se zde uplatnil hydraulický pohybový faktor, působící zpomalené proudění vody ve špatně propustných sedimentech, ve směru do nižších strukturních poloh. Proběhly zde procesy metamorfosy vody v prostředí s nepatrnou hodnotou hydraulického faktoru.

Jestliže porézní zvodnělá vrstva nebyla s hlediska dokonale uzavřena, tu pak nezáleží na tom, zdali vrstva se nalézala v nejhlubší části pánve, kde jinak jsou podmínky stagnantní, nebo v partiích relativně vyšších. V každém případě zde nastala rychlá změna původního typu vody, za výdatné spoluúčinnosti zvýšeného hydraulického faktoru. Ten mohl být v konečném stadiu vystupňován do té míry, že nastala úplná výměna vody za vodu jiného typu.

Hlubinné vody mineralisované, t. j. přeměněné, reprezentují v pánvi nejhojněji zastoupenou složku hlubinných vod. Vycházejme z předpokladu existence prvotních vod různého druhu, proti čemuž není námitek. V geologické historii pánve jsou dobře známé a snadno prokazatelné, nejen mořské a brakické, ale i plošně rozsáhlé sedimentační cykly sladkovodní. Existují pak tyto jednodu ché původní soustavy vody a horniny:

slaná mořská voda — sedimenty ze slané vody,

brakická voda — sedimenty z brakické vody a

sladká voda — sedimenty ze sladké vody.

Metamorfní pochody, kterým byla voda i hornina vystavena, se počaly uplatňovat i hned po uložení vrstvy a izolaci její vody. Je to chemické působení vody na horninu a opačně, v prvotním stadiu klidu. V dalším vývoji se staly pak intenzivnější tou měrou, jakou se uplatnily příslušní činitelé metamorfosu podporující a ovlivňující. Jsou to v první řadě činitelé pohybové, a to hydraulický pohyb vody a pohyb vody působený vytlačáním kapaliny z horniny.

Hydraulický pohyb vody je přímo odvislý od hydraulického gradientu, t. j. poměru množství přitékající vody, jejího tlaku a dále permeability vrstvy. Uplatnění se prvního a druhého faktoru bylo v přímé souvislosti s tektonickými pohyby. Třetí faktor je závislý na litologickém složení vrstvy. Hydraulický pohyb vody je zde tedy hlavně podmíněn artézskou zákonitostí, t. j. vody se pohybují z vyšších poloh do nižších. Podle podmínek a stavu mohl nastati intenzivní pohyb vody v dobře propustné vrstvě, nebo pomalý pohyb vody ve vrstvě špatně propustné.

Pohyb vody, působený vytlačáním kapaliny z horniny gravitačním a tektonickým stláčením sedimentu je sice velmi pomalým, avšak v okamžiku, kdy nastalo jisté tektonické uvolnění, projevil se v plné intenzitě a mohl nabýti rozhodujícího vlivu při vytvoření se konečného stavu. Kromě tektonického uvolnění zde měla zajisté důležitou roli i ta skutečnost, že kromě vrstev vodou nasycených existují, resp. vznikají sedimenty vodou méně nasycené nebo i suché. Vznikají tím způsobem, že přítomná voda je spotřebována k výstavbě horniny při diagenesi. Do takových míst směřuje pak pronikání vody póry horniny.

Dalším faktorem je kapilární tlak vody. Způsobuje rovněž pohyb vody a metamorfosu vody podporuje. Je však omezen výlučně na sedimenty, které leží nad hladinou nasycenosti, kde působí vzlínavost.

Tlak vody působený energií rozpínajícího se plynu je zjev v pánvi velmi běžný. Pravidelně jde o plyn živičný, který je přítomen buď jako oddělená plynná fáze nad kapalinou, nebo je v kapalině pod tlakem rozpuštěn.

Konečně zde přichází v úvahu gravitační tlak, podmíněný specifickým rozdílem vah vody, nafty a plynu a tlak vody vyvolaný změnami diagenetickými.

Působením těchto činitelů došlo v pánvi k vytvoření již složitých soustav voda — hornina, které můžeme rozříditi takto:

Sediment ze slané vody — slaná voda, nikoli původní;

sediment ze slané vody — brakická voda;

sediment ze slané vody — sladká voda.

Sediment brakický — slaná voda,

sediment brakický — brakická voda, nikoli původní,

sediment brakický — sladká voda.

Sladkovodní sediment — slaná voda,

sladkovodní sediment — brakická voda,

sladkovodní sediment — sladká voda, nikoli původní.

V těchto soustavách dochází současně k vlastním metamorfním pochodům, při nichž nastává přeměna chemického složení vody i horniny. Každá z těchto soustav je charakterisována specifickým typem vody, vyjádřeným salinitou nebo alkalitou a určitým stupněm mineralisace.

Je snadno pochopitelné, že metamorfní procesy nejsou tu nikterak přesně od sebe diferencované, nýbrž probíhají spojitě, případně se prolínají. Proto se nikdy nesetkáváme s přesně definovanými konečnými stavy, jako ostatně všude v přírodě.

Chemické metamorfní pochody jsou ovlivněny druhem geologické formace, což znamená jinými slovy, chemickým složením horniny, dále chemickým složením vody, tektonikou oblasti, která podmiňuje pohyb vody, teplotou vody, množstvím stabilně přitékající vody a její průtokovou rychlostí.

Jak vyplývá z našeho přehledu, mohla metamorfosa vody proběhnouti dvěma směry, a to od vod málo mineralisovaných k silně mineralisovaným, při čemž iontovým dodavatelem je sediment nebo od silně mineralisovaných k vodám se slabou mineralisací. V tomto případě hornina obohacuje svůj minerální obsah na úkor vody. Uvedený poznatek je jedním ze základních principů hydrogeochemie hlubinných vod.

V prvním případě mohla voda druhotně nabýti charakteru až mořských vod. Krajním produktem takové přeměny je vznik solanek, t. j. vysoce koncentrovaných hlubinných vod z chemických sedimentů a slaných formací. Tohoto případu ve vnitroalpské pánvi vídeňské není. Jsou však známé z oblasti východoslovenského neogénu (J. Janáček 1958).

Poznáním uvedených pravidel hydrogeochemie vod lze se u většiny hlubinných vrstevních a minerálních vod dopátrati o původu, pohybu a přeměně přítomných minerálií. V praxi zvláště důležitým bývá rozhodnutí, zda minerální obsah hlubinné vody má původ z horniny a v jakém podílu, nebo zdali naopak způsobuje druhotné iontové obohacení horniny.

Uvedené faktory, které metamorfosu podporují nebo ovlivnily, mají do jisté míry evoluční charakter, a v současné době probíhají. Existovaly však též

v geologické historii změny, mající ráz r e v o l u č n í. Způsobily je různé činitele na př. rozsáhlé orogenetické pohyby, ale i epirogenetické fluktuace, zahrnující rozsáhlé oblasti zemské kůry, regionálně založená vulkanická činnost, prudké a dalekosáhlé změny klimatické a atmosferické a j. (J. J. Chebotarev, 1955).

Zvláštním případem hlubinných vod v pánvích jsou ložiskové vody živičné a vody živičného typu v souvrství vůbec. Jsou to vody definované původně jako „uzavřené vody při sedimentaci vrstvy“ nebo jako „pohřbené vody s vrstvami na původním místě“. Byly též nazývány „pohřbené solanky“.

Je možné, že malé množství takových fosilních ložiskových vod existuje, a to ve spojení s ložisky živice na původním, primárním místě svého vzniku. Druhou podmínkou takového výskytu je s t a g n u j í c í p r o s t ř e d í, tedy velké hloubky centrální pánve. V případě vnitroalpské pánve vídeňské by přicházely v úvahu hlavně vody flyšové. Ve východoslovenské oligocenní pánvi je jejich existence pravděpodobnější.

Jakmile však takové vody byly zkoumány, ukázalo se, že většina těchto „fosilních ložiskových vod“ je velmi podstatně zasažena četnými chemickými a fyzikálně-chemickými procesy jako je: absorpce, evaporace, ředění, výměna basí, hydratace, redukce a j., takže tyto vody vůbec nerepresentují přesně původní uložené vody.

Tak jako v jiných oblastech, i u nás se poznalo, že většinou všechna naše ložiska živice nejsou na svém původním místě. Zjistilo se, že vody stejného typu a velmi často vody stejného složení, jaké by měla mít voda fosilní, přicházejí spolu s živicí na d r u h o t n ě m l o ž i s k u. Vysvětlení pro původ takové vody je dnes dvojitě:

Přijetím výkladu, že nafta migrovala jako mikroskopické kapénky a jemné blanky ve své konečné formě, musíme nutně předpokládati s o u č a s n o u m i g r a c i ložiskové vody.

Za předpokladu, že nafta migrovala horninami v nehotovém stavu a k jejímu konečnému „vyzrání“ došlo až v nádržné hornině, je se třeba přikloniti k názoru, že minerální látky tu d r u h o t n ě p ř e š l y do vodního roztoku.

Minerální obsah ložiskové vody druhotného ložiska živice je tedy původem z odumřelých těl mořských živočichů. Za vhodných podmínek může se ložisková voda svým chemickým složením značně přiblížiti složení vody mořské. Může však míti mineralisaci i vyšší.

Pohyb vody v pánvích

Pohyb hlubinné vody je v pánvích způsobován několika faktory, které jak bylo v předu uvedeno, přímo podmiňují nebo ovlivňují též proměnu hlubinné vody.

Nejdůležitějším pohybovým činitelem je h y d r a u l i c k ý s p á d hlubin-

ných vod, který se řídí všeobecnou zákonitostí artézských vod. Předpokladem jeho vzniku jsou tektonické pohyby vrstvy. Platí bez výhrady u vrstev dobře propustných. Způsobuje pohyb pravých spodních vod z míst nejvýše položených do míst nejhlubších a odtud případně opět do míst výše položených, avšak polohou vždy nižších, než vykazují místa výchozí. Jeho efektivní hodnota v horninách méně propustných je z hydrologického hlediska bezvýznamnou.

Gravitační a tektonické stlačování sedimentů je velmi významným činitelem, který způsobuje vytlačení vody z vrstev a tím jejich pohyb. V tomto případě se voda pohybuje v různém směru, kde nastane prostorové uvolnění, vzestupný směr nevyjímá. Nejčastěji dochází k pohybu vody z hlubin pánve k okraji, t. j. z míst vyššího tlaku do místa tlaku nižšího. Je to tedy faktor působící opačně proti směru proudění vody artézské. Gravitační a tektonické tlaky na horninu, které jsou hybnou silou hlubinné vody, dosahují v hlubinách pánve velkých hodnot.

Pohyb působený gravitačním tlakem má dvě stadia. V první fázi došlo k vytlačení vody ze sedimentů jílovitých do písčitých. Bahno po své sedimentaci má porositu 40–90 %. Postupným poklesáváním je hornina překrývána stále mocnějším nadložím, stlačuje se, stoupá hustota a klesá porosita. Přítomná voda je vytlačována z pórů. Jsou-li přítomny uhlovodíky jsou vytlačeny rovněž. Tyto procesy vytlačování jsou v subsidenčních pánvích jedním z nejdůležitějších příčin migrace živců.

V druhé fázi se voda stěhuje v porézní vrstvě z centrálních částí k okrajům pánve. Stlačováním a zmenšováním porosity vytlačí se voda z písčitých vrstev. Děj probíhá zvláště tehdy, kdy písčitá vrstva poklesne do značné hloubky. Podporou tohoto efektu je zjev, že i zpevněný sediment ve velkých hloubkách, vlivem tlaku hmoty nadložních vrstev jeví vlastnosti plastických hmot.

Pohyb hlubinné vody působený tektonickými tlaky měl zde zcela obdobné dvě fáze: vytlačování vody z matečné horniny do vrstev porézních a vytlačování vody této vrstvy z partií centrálních do vyšších strukturních poloh.

Vznik tektonických tlaků na vrstvu ve vnitroalpské pánvi vídeňské i v jiných našich mladých subsidenčních pánvích je geneticky spjat se synsedimentárními poklesnými pohyby vrstev do značných hloubek. Tyto tektonické tlaky jsou největší v centrálních, nejhlubších krátech. Jejich vznik je podmíněn gravitačními, radiálními pohyby kerných bloků a celků.

V sedimentační pánvi s konstantním plošným vymezením a kernou poklesovou stavbou zapadá vrstva po svém uložení stále do větších hloubek. Děje se tak působením gravitačního radiálního tlaku. Poklesávání vrstev je spojitě podle poklesných dislokací synsedimentární povahy. Poněvadž prostor kry i pánve je omezen a vlastní prostor kry je do hloubky stále menší, dochází zde k tektonickému stlačování vrstvy. Vrstva je podrobena nejen radiálnímu tlaku nadložních vrstev, nýbrž i tektonickému stlačování bočnímu, sekundárně vyvolanému. Tyto

tlaky se projevují efektivně tak, že se vrstva počíná do hloubky stále více deformovati. Současně dochází k intenzivnímu stlačování materiálu, zmenšování porosity a zvětšování hustoty.

Jestliže takovýto stav nastane v nejhlubší centrální části pánve a zlomy jsou z geologického hlediska těsné, t. j. porézní vrstvy jsou dokonale izolovány, mohou nastati extrémní stavy horninových tlaků a anomální tlaky hlubinných vod.

Je vidět, že z hydrologického hlediska je gravitační a tektonické vytlačování vody z hornin velmi důležitým faktorem, protože způsobuje pohyb vody ve všech směrech.

Pohyb hlubinné vody v pánvích je též působen energií z většováním se objemu plynu. V mladých pánvích přichází v úvahu v produktivních terénech naftových a plynových. Předpokládá migraci a nahromadění plyných živců. Pohybová energie vody je v tomto případě přímo úměrná množství nahromaděného plynu. V oblasti hydrologické je tento činitel rovněž důležitým. Může působiti pohyb vody prakticky též ve všech směrech.

Výsledná gravitační síla z rozdílu specifických vah vody je rovněž hybnou silou hlubinných vod. Voda specificky těžší má snahu zaujmouti v souvrství polohu nejnižší, voda lehčí naopak polohu nejvyšší. Větší specifická váha vody je způsobena větším minerálním obsahem, menší rozpuštěnými plyny. Rozpuštěné plyny mohou býti hořlavé i nehořlavé. Jejich množství přímo ovlivňuje pohyb vody. V případě rozpuštěné pevné fáse působí gravitační síly směrem dolů, je-li rozpuštěna plyná fáse, působí hybná síla ve směru vzhůru. Z hlediska hydrologie hlubinných vod je uvedená hybná síla rovněž velmi významným prvkem, a to zvláště v druhém případě, t. j. při zlehčení vody rozpuštěným plynem.

Podle cementační poučky dochází při diagenetických změnách v sedimentu k postupnému vyplňování pórů horniny tmelem. Přítomná voda nebo její díl je tak vytlačována. Pohyb této vody je pomalý a teoreticky se může díti ve všech směrech. Při hydrologických hodnoceních je tento faktor zanedbatelný.

Rovněž bez praktického významu je vzlínavý pohyb vody, působený kapilárními silami, neboť je velmi omezen, a to jak prostorově, tak co do množství průtoku vody. Pod hranicí nasycenosti nebo zvodnění vrstvy se neuplatňuje.

Režimy hlubinných vod*)

jsou v úzkém vztahu s tlakem a pohybem voďy. Z nejdůležitějších faktorů, ovlivňujících energii hlubinné vody je třeba uvést hloubku zvodnělého obzoru, tlak

*) Pod pojmem režim hlubinné vody, rozumíme součinnost řady faktorů, jejíž výslednicí je dána energie kapaliny, udávaná v měrných jednotkách.

vody, obyčejně hydrostatický, tlak rozvrstveného nebo rozpuštěného plynu, porositu a propustnost horniny, pohyb vody, rychlost pohybu, teplotu, horninový tlak a j. V našich pánvích byly zjištěny u hlubinných vod režimy gravitační, hydrostatické a artézské. Dále jsou to režimy plynové, které mohou být způsobeny energií rozpínajícího se plynu v oddělené fázi nebo v kapalině rozpuštěného plynu pod tlakem. Samostatně stojí hlubinné vody, jejichž energie se odvozuje od horninových tlaků.

Naproti tomu diagenetické vytlačování vody z pórů horniny a síly kapilární jsou při vytváření režimů hlubinných vod prakticky zanedbatelné.

Režim gravitační je nejjednodušším, ale také v pánvích poměrně řídké zastoupený. Energie vody je odrazem váhy vodního sloupce ve zvodnělé vrstvě. Efektivně se projevuje přepadem vody v přírozených hlubokých údolích, které přetínají zvodnělou vrstvu, nebo v umělých hlubokých odkryvech, na př. důlních šachtách, nebo v hlubinných vrtech. Jsou to režimy vod terénů, s přírozeným nebo umělým narušením původního stavu, t. j. režimy degradované. Gravitační energie je vždy menší, než energie vodního obzoru v téže hloubce, jehož režim je hydrostatický.

Režim hydrostatický a artézský je nejběžnějším režimem hlubinných vod v našich pánvích. Hlavní složka energie zde odpovídá váze vodního sloupce od povrchu do hloubky vrstvy. Jestliže zvodnělá vrstva, byť i tektonicky narušená, má zjevnou souvislost s povrchem na okraji pánve, může voda vykazovat pozitivní artézský přetlak a přetok nad úroveň terénu. Je jen třeba, aby byly splněny podmínky poučky o spojitých nádobách.

Není-li zjevné spojitosti zvodnělé vrstvy s povrchem, existuje zde t. zv. skryté spojení. Režim takové hlubinné vody je sice podmíněn hydrostatickou zákonitostí, avšak spojitost s povrchem je teoreticky zprostředkována vodou mezi póry částic sedimentu. V tomto případě je tlak kapaliny nebo plynu roven přesné hodnotě hydrostatického tlaku v příslušné hloubce.

Plynové režimy jsou rovněž v mladých pánvích běžné. Jsou obyčejně v genetické souvislosti s akumulacemi kapalných nebo plyných živců. Jsou to však též běžné režimy minerálních vod doprovázených nehořlavými plyny různého původu. Jsou to vlastně režimy složené. Základní složka energie této vody je hydrostatického původu. Druhou složkou je energie rozpínajícího plynu, který je přítomen nad kapalinou v oddělené plyné fázi pod tlakem, nebo je pod tlakem v kapalině rozpuštěn. Plynové režimy mohou být též přetlakové, jsou-li splněny specifické podmínky vývoje a tektoniky písčité vrstvy.

Jak již bylo uvedeno v předu, přetlakový, neplynový tektonický režim hlubinné vody, může být v mladých pánvích způsoben horninovými tlaky. Týká se to hlavně v nitroalpské pánvi vídeňské, kde tyto případy se omezují na centrální hlubiny pánve, za předpokladu, že jsou splněny zvláštní tektonické

podmínky. I když jsou takové případy poměrně řídké, přece je musíme v pánvi předpokládati, neboť jak bude v dalším vysvětleno, neznáme žádného jiného vysvětlení pro abnormální tlaky hlubinných vod, jaké byly u nás zjištěny.

Některé příklady z vnitroalpské pánve vídeňské

Pro naše téma je tato pánev nejdůležitější, neboť je tu prozatím soustředěno a rozvinuto intenzivní vyhledávání živců a mladého pannonského uhlí. Tyto průzkumné práce přinesly bohatý materiál hydrologický.

Je to mladotřetihorní pánev uvnitř alpsko-karpatského horského systému. Její tektonický vývoj je udáván poklesnými dislokacemi, většinou s y n s e d i m e n t á r n í h o rázu karpatského, v menší míře i diagonálního směru. Subsidence neogenních serií trvá prakticky až do nejranějších vývojových stádií pánve.

V helvetu a tortonu, kdy v souvislosti s dozrívajícím alpským orogénem dochází hlavně při vnějším karpatském oblouku ještě k intenzivním tangenciálním tlakům a dalekosáhlým horizontálním tektonickým pohybům, můžeme i uvnitř horského pásma, ve vnitroalpské pánvi, předpokládati menší pohyby působené tlaky tangenciálními. Tyto pohyby mohly vzniknouti ve směru do nitra pánve, ale také ve směru k okraji. Není proto v těchto údobích vyloučena možnost určitého rozšíření prostoru a uvolnění zlomových ploch, a to hlavně při okrajích pánve. Centrální hluboké partie pánve jsou pravděpodobně těchto pohybů ušetřeny.

Takové uvolněné zlomové plochy byly tedy již jako netěsné založeny. P r v o t n í n e t ě s n o s t mohla být později zveličena opakovanými p o s t s e d i m e n t á r n í m i poklesnými pohyby v mladších údobích vývoje pánvi (J. J a n á č e k, 1955).

Od sarmatu až do pannonu jsou tektonické pohyby v pánvi omezeny na syn-genetické poklesy, při čemž rozsah subsidenční pánve je n e m ě n n ý. Neměnným sedimentačním prostorem v tomto případě rozumíme vnitřní, mimookrajovou část pánve, omezenou hlavními poklesnými dislokacemi. Mělké okrajové transgrese a regrese jsou přirozeně prostorově proměnné.

Vlivem těchto vývojových činitelů dochází ke vzniku zlomových dislokací, které jsou p r v o t n ě t ě s n ě v pannonu a sarmatu a mohou být těsné v tortonu a helvetu, zvláště v centrálních partiích pánve. V okrajových zonách, kde horizontální pohyby v nejspodnějším miocénu byly asi znatelnější, mohou být zlomy v tomto vrstevním úseku již prvotně netěsné.

Pod pojmem prvotní netěsnost rozumíme takový stav, kdy zlom není těsnícím elementem, třebaže by porušoval horniny neporézní. Následkem horizontálních pohybů sedimentů je dislokace „otevřenou“, takže je možné proudění vody po zlomové linii.

Je třeba však rozlišiti ještě d r u h o t n o u n e t ě s n o s t zlomů, která je způsobena tím, že porézní vrstvy v pokleslých krách a na vysokých krách, příp.

mezikráč, nejsou přerušeny, neboť výšky poklesu jednotlivých ker jsou menší než mocnost porézních, zvodnělých vrstev.

V obou případech dochází k volnému styku a proudění hlubinné vody o vyšším tlaku, t. j. obyčejné vody nejhlubšího obzoru, do obzorů vyšších. Voda obzoru vyššího je atakována, příp. zcela vyměněna. Nastává zde anomální stav, kdy mineralisace hlubinné vody neodpovídá hloubkové posici vody. Je přirozeno, že atakování vyšších obzorů vod touto cestou může nastati nejen ve směru zvyšování mineralisace, ale též ve směru vyslazování, a to jsou-li vody spodních obzorů původně sladké.

Může nastati i extrémní případ. To tehdy, když vody spodních obzorů, související prostřednictvím prvotně nebo druhotně netěsného zlomu s vyššími obzory, mají značný přetlak. Dochází zde k porušení těsnosti zlomu v krátkém úseku sarmat-pannon při povrchu a k průvalu hlubinné vody na povrch nebo pod aluvium. Tak vznikly přirozené prameny minerálních vod živického typu, např. minerální sírovodíkové vody smrdácké.

Další velmi závažnou a zajímavou otázkou ve vnitroalpské pánvi vídeňské je problém maximálních tlakových anomálií hlubinných vod. Takové vody byly zjištěny v oblasti Lanžhot — Rabensburg. Eruptivní průvaly vod nastaly na 4 sondách. Přetlaky slané vody byly tak silné, že v krátké době byla rozražena koloidní emulze výplachu a výplach vytlačen nebo vyhozen ze sondy. Dále došlo k destrukci stěny vrtu a k havarii, která měla za následek likvidaci sondy. Na poslední ze čtyř hlubinných sond v této oblasti byl zjištěn v helvetském úseku, v hl. 2450 m, při naplněné sondě tlak na mezikruží 192 Atm. Maximální naměřený tlak byl 261 Atm. Přičtème-li k tomu hydrostatický tlak vodního sloupce, t. j. 245 Atm., dojdeme k neobvykle vysoké hodnotě tlaku vody v obzoru, 437 Atm., resp. max. 506 Atm.

Tak vysoké přetlaky hlubinné vody nemohou býti původu artézského, tím méně hydrostatického nebo gravitačního. Teoretický výchoz vrstvy při okraji pánve může míti v nejpříznivějším případě relativní výšku o 100 m vyšší než místo vrtu, což odpovídá artézskému tlaku + 10 Atm. Předpoklad, že infiltrační oblast těchto vod je nutno hledati v porézních mesozoických horninách Karpat, neobstojí. Tyto horniny tvoří sice z části podloží pánve, avšak ve velkých výškách infiltrované vody by musely vytékati při úpatí Malých Karpat, kde jsou horniny odkryty.

Působení energie rozpínajícího se plynu je zde vyloučeno již z toho důvodu, že zde plyn není přítomen. Zbývá proto jedině vysvětlení, a to je horninový tlak na zvodnělou vrstvu. V souladu s předchozími výklady jsou tyto anomální tlaky omezeny na nejhlubší, centrální, nebo nejbližší přilehlé části pánve.

Je-li tento názor správný, zdá se býti logickým závěr, že po počátečním tlakovém a kapacitním maximu vodního výronu nastane rychlý pokles tlaku i vydatnosti. Taková pozorování byla skutečně na třech sondách učiněna. Nebylo je lze prověřiti na sondě poslední, a to s ohledem na maximální tlaky.

Praktické poznámky k některým pánvím

Značně rozvinuté průzkumné a těžební vrtání na živice ve vnitroalpské pánvi vídeňské přineslo nám dosud ze všech neogénních pánví nejbohatší materiál z oboru hydrologie a geochemie hlubinných vod. Na podkladě poznání obecných zákonitostí bylo zde možno stanovit určité závislosti a pravidla. Ty se týkají hlavně posouzení režimů hlubinných vod a stupně jejich metamorfosy.

Tyto úvahy nejsou důležité výlučně jen z hlediska hydrologie hlubinných vod. Srovnáním původního stavu se stavem dnešním docházíme k obecným závěrům, které se přímo dotýkají prospekce živic. Jak se poznalo, je při tomto postupu velmi důležité vážiti a hodnotiti tyto nejzávažnější stavy a faktory:

původ sedimentu;

jeho litologický vývoj laterální i vertikální;

tektonické narušení a charakter dislokací s hlediska genese a funkce;

druh podloží, jeho původ, litologický charakter, tektoniku podloží, povahu jeho styku s nadložím;

vzdálenost sedimentu od okraje pánve;

relativní polohu serie v pánevní výplni;

morfologii oblasti vlastní i širší;

stupeň přirozené destrukce (denudace, erose);

hydrografii a konečně i

stupeň a druh umělého narušení přirozeného stavu zásahem člověka.

Tak na př. můžeme dnes v Dolnomoravském úvalu vcelku bezpečně vyčleniti oblasti sladkých hlubinných vod artézských, zahrnující nejen úseky sladkovodních uloženin, nýbrž i sedimentů původně brakických i mořských, t. j. sedimenty sarmatské, tortonské, helvetské i burdigalské. Jsou to oblasti okrajových tektonických pásem, vyvinuté většinou v okrajové, porézní detritické facií, omezené dislokacemi netěsnými, většinou starého založení, vykazující opakované postsedimentární pohyby. Podloží takových oblastí je převážně krystalické nebo mesozoické. Od nadloží je dělí výrazná miocenní diskordance a hiát. Relativní poloha takových území je vysoká při okraji a klesá do nitra pánve. Morfologická tvářnost oblastí je výrazem intenzivní okrajové denudace a erose. Napříč výchozů těchto sedimentů pravidelně tekou hojné horské říčky a potoky, takže infiltrace do porézních vrstev je intenzivní a stálá.

Takto utvářené podmínky způsobují nebo podporují silné proudění sladké vody v porézní vrstvě a je-li původní voda brakická nebo slaná, úplně ji degradují. Jsou to oblasti se zjevným či otevřeným artézským režimem. Jsou to přirozeně oblasti s hlediska prospekce živic zcela nenadějně.

Takové rayony jsou omezeny hlavně na okrajovou oblast malokarpatskou, od Děvína až k Lakšárské Nové Vsi. U Lakšárské Nové Vsi se jako podloží počíná již uplatňovati flyš.

Od tohoto okrajového pásma dále do nitra pánve je pásmo hlubinných vod s artézským či hydrostatickým režimem, se skrytým spojením s povrchem. Mohl se vytvořit v sedimentech všech přítomných neogenních stupňů. Podmínkou takového stavu je přítomnost těsnících syngenetických zlomů a příznivá, t. j. nízká strukturální poloha, obvykle dále od okraje. Původ a charakter podloží při vytváření režimů hlubinných neogenních vod v tomto případě není rozhodující.

Pro posouzení vzniku, současného stavu a minerálního složení hlubinné vody a její genese je však zde rozhodujícím kritériem původ a vývoj sedimentu, druh, původ a dnešní stav podloží.

V téže posici, t. j. uvnitř pánve a ve stejných poměrech vznikly hlubinné vody s tlakovými režimy plynovými. Plynová fáze je tu reprezentována živичným plynem. Tlakový režim plynový může se vytvořit v pánvi opět v sedimentech různého původu, mořského, brakického i sladkovodního. Kromě podmínek uvedených v předchozím případě, je tu však většinou třeba neogenního nebo podložního souvrství, ve kterém mohla živice vzniknouti nebo se akumulovat, nebo vhodné tektoniky vrstvy. Z podloží pak migruje dále do nadložních serií a hromadí se v porézní vrstvě pod tlakem, nebo migruje ve vrstvě do vyšší polohy.

Při západním okraji pánve, kde je vyvinuto flyšové podloží, jsou oblasti s těmito režimy posunuty velmi blízko k okraji.

Anomální tlakové bezplynové režimy tektonické jsou omezeny na centrální místa pánve. Jak bylo uvedeno, vyžadují zvláštních podmínek tektonických.

Zaujímavé jsou též okrsky s vodami, s režimy gravitačními. Jsou to hlavně oblasti vnitropánevních strukturálních elevací s vysokou relativní polohou v pánvi. I když by byly všechny zbývající podmínky příznivé, nemohou tlaky hlubinné vody dosáhnouti ani hodnot tlaku hydrostatického, jestliže výška obzoru na strukturu je vyšší než teoretická napájecí oblast vrstvy.

Konečně sem patří i takové oblasti, jejichž původní poměry jsou silně porušeny přirozenou destrukcí (denudace, eroze) nebo narušeny činností člověka. Jsou na př. stará těžní naftová pole, kde hlubinné vrstvy jsou odvrtné v husté síti a rozhodujícím způsobem narušují původní režim hlubinné vody.

V Malé dunajské nížině, pokud je nám známo z výsledků vrtného průzkumu na živice a jímacích prací na vodu, převládají zvláště ve svrchním miocenu a v pliocenu hlubinné vody s režimem artézským a hydrostatickým, resp. gravitačním. Tlakové režimy plynové byly zde rovněž zjištěny, avšak dosud vždy byly v plyné fázi přítomny pouze plyny nehořlavé s malým až nepatrným podílem živичného plynu. Maximální tlakové tektonické režimy zjištěny zde nebyly.

Ve východoslovenském neogénu je dosud zjištěná situace obdobná. V neogenním souvrství svrchního pannonu a v sarmatu známe režimy gravi-

tační a artézské. Ve svrchním brakickém tortonu jsou režimy hlubinných vod stejné. Kromě toho však byly v četných případech zjištěny plynové tlakové režimy s akumulacemi živičných plynů. Z mořského svrchního tortonu jsou dnes kromě toho známé velmi aktivní a vysoce pozitivní artézské obzory silně sycených solanek. Jsou vázány na tortonské solné souvrství (J. Janáček, 1958). Tlakové vody, jejichž režim je podmíněn tektonickými tlaky, nebyly pozorovány.

Východoslovenská oligocenní pánev je oblastí, kde v minulosti nafta mohla vznikati, dnes je však degradovaná. Pánev je typická hlubinnými živičnými vodami, většinou metamorfovanými, oxydačního charakteru. Jsou však přítomné dosud i živičné vody nemetamorfované, nebo snad lépe jen nepatrně metamorfované. Zdá se, že tyto nemetamorfované vody se vyskytují toliko ve východním úseku pánve v širším okolí Rimavské Soboty. Je pravděpodobné, že z velké části mohou býti fosilními vodami mořskými v mezích existence pojetí takových vod. Nasvědčuje tomu několik skutečností; chemické složení některých vod je totožné se složením vody mořské.

Možnost metamorfosy je minimální a vyplývá z existence původní jednoduché soustavy voda-hornina, t. j. slaná mořská voda, sediment ze slané vody. Je závislá na hloubkové posici těchto vod. Jsou omezeny na nejhlubší části pánve. Dále plyne z charakteru zvodnělého obzoru. Porézní obzory tvoří malé a velmi řídké, dokonale uzavřené čočky v mohutných přes 1000 m mocných seriích neporézních slinitých jílu. Konečně vyplývá z celkové stratigrafie polohy oligocénu, jehož podloží je v této části pánve budováno nepropustným krystalinikem.

Režimy hlubinných vod oligocenní pánve jsou gravitační a hydrostatické, jimiž se vyznačují vody nemetamorfované. Pro metamorfované vody jsou charakteristické plynové režimy tlakové. Tlakovou složku zde tvoří většinou kysličník uhličitý, nebo jeho směs s plyny živičnými a jen v malé míře methan. Anomální tlaky, tektonicky podmíněné, zde nebyly zjištěny.

Příkladem hydrogeochemicky úplně degradované pánve je severočeská pánev křídová. Je nesporné, že původní soustavou zde byla slaná mořská voda — sediment ze slané vody. Podmínky sedimentologického, litologického, tektonického i morfologického vývoje však byly takové, že ustálený stav pro celou pánev je dnes soustava sediment ze slané vody — sladká voda. Průtokové množství sladké vody s artézským režimem, je v písčítých obzorech tak velké, že metamorfni změny vody horninou ovlivněné jsou nepozorovatelné.

Brno, 30. dubna 1958.

Čs. naftové doly, Hodonín

LITERATURA

- [1.] Buday T. — Cícha J. — 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Slov. akad. vied, Geol. práce Zoš. 43, Bratislava. — [2.] Dlabač M. — 1956: Řešení otázek akumulace nafty v sarmatu a tortonu vídeňské pánve. Rukopisná zpráva. Ústav pro naft. výzkum Brno. — [3.] Chebotarev J. J. — 1955: Metamorphism of natural waters in the crust of weathering — 1. Geochimica et Cosmochimica Acta 1955, Vol. 8, strana 22 — 48 — Australia. — [4.] Janáček J. — 1955: Nové tektonické a tektogentické poznatky československé části vnitroalpské pánve. Sborník Ústř. úst. geolog., Sv. XXI. 1954, 1. dí. Praha. — [5.] — 1958: Nové ložisko kamenné soli na východním Slovensku. Edice Slov. geol. úst. D. Štúra. V tisku. Bratislava. — [6.] Janák J. — 1952: Klasifikace čs. naftových vod. Rukopisná zpráva. Ústav pro naft. výzkum, Brno. — [7.] — 1955: Klasifikace hlubinných vod československé části vnitroalpské pánve. Práce Úst. pro naftový výzkum v Brně, č. 4—8. Praha, Min. paliv. — [8.] Klenova M. B. — 1948: Geologija mora. Gos. uč. — ped. iz. Min. pros. RSFSR. Moskva. — [9.] Michalíček M. — 1958: Sorbované kationty jílových sedimentů — indikátor hydrochemického režimu sedimentace. Acta Universitatis Carolinae. Praha, 1958, v tisku. — [10.] Švecov M. S. — 1957: Petrografia sedimentárných hornin. Slov. Akad. vied. Bratislava.

JOSEF JANÁČEK

ANMERKUNGEN ZUR HYDROGEOLOGIE DER TIEFWASSER UNSERER JUNGEN BECKEN

In den jungen Karpathenbecken können wir das Tiefschichtenwasser in normales Schichtenwasser, das entweder süß oder salzig sein kann, und Naphtwasser zergliedern. Diese Wasser sind veränderlich. Theoretisch können sie auch fossil sein. Unberührte Fossilwasser existieren jedoch nicht. Hauptsächlich handelt es sich um mineralisiertes Wasser.

Der Ursprung des Tiefwassers ist durch Absperrung bei der Sedimentation bedingt. Bei der weiteren Entwicklung können die Bedingungen seiner „Fossilisation“, Metamorphose oder vollständigen Veränderung geschaffen werden. Die Hauptfaktoren, die über den Endzustand entscheiden, sind: die Tektogenese des Beckens, die Art des tektonischen Bruches und der Charakter der Sedimente.

Die Bewegung des Wassers im Becken, als einer der wichtigsten Faktoren, die die Metamorphose beeinflussen, wird durch den hydraulischen Druck des Wassers, durch das gravitative und tektonische Herausdrücken des Wassers aus dem Gesteine, durch die Energie des vergrößerten Gasumfanges, durch den Unterschied des spezifischen Gewichtes des Wassers mit den aufgelösten Mineralien und aufgelösten Gasen, durch Bindung oder Herausdrücken des Wassers bei den diagenetischen Veränderungen und endlich durch die kapillaren Kräfte bedingt.

Im Wiener Becken gibt es verschiedene Tiefwasserrgime: gravitative, hydrostatische und artesische, weiter solche mit Gasdruck und mit tektonischem Druck. Es sind die einfachen Regime. Ausserdem kommen verschiedene Kombinationen der einfachen Regime vor.

Im Wiener Becken unterscheiden wir Zonen des artesischen Süßwassers, und zwar nicht nur in Süßwasser-, sondern auch in Brack- und marinen Sedimenten. Weiter kann

man Zonen des mineralisierten Wassers mit hydrostatischen und artesischen Regimen unterscheiden. Wasser mit Gasdrucksystemen, mit anomalem Druck tektonischen Ursprungs und schliesslich mit gravitativen Regimen sind im Becken auch nicht selten.

Übersetzt von inž. M. R u m a n n.

*Tschsl. Erdölbetriebe, VEB,
Hodonin*

JAROSLAV JANÁK

ÚLOHA IONTOVÉ ROVNOVÁHY PŘI TVORBĚ A METAMORFOSE PŘÍRODNÍCH VOD V SEDIMENTÁRNÍCH OBLASTECH

Ústav pro naftový výzkum, Brno

(8 obr., německé resume)

Bylo provedeno experimentální ověření základních procesů, které probíhají při tvorbě a metamorfose přírodních vod v sedimentárních horninách a byl prokázán zásadní vliv iontové rovnováhy na vznik vod různých typů.

Byl dokázán vznik vod sodného typu porušením iontové rovnováhy, metamorfosou vápenato-bikarbonátní a vápenato-síranové vody, dále vznik kalcium resp. magnesium-chloridového typu vod trvale posunovanou rovnováhou a metamorfosou slaných vod, a doložena omezená možnost tvorby chlorido-vápenaté vody metamorfosou slaných sodno-bikarbonátních vod.

Na tomto základě je vyložen vznik a přeměny vod v sedimentárních horninách; závěry byly učiněny pro sedimentární oblasti na území ČSR, hlavně třetihor a druhohor a dají se bezpečně aplikovat jinde, hlavně pro celou oblast alpsko-karpatské soustavy. Současně byly stanoveny 3 základní fyzikálně-chemické zákonitosti, jimiž se řídí vznik a přeměna vod, a důsledky, které tato zjištění mají pro geologickou práci.

Hydrogeochemie si vynucuje v komplexu geologicko-průzkumných prací trvalé postavení jako součást průzkumu ložisek minerálních surovin (živice, sůl, minerální vody atd.). Zatím však jejich možností není plně využíváno.

V této studii předkládám některé teoretické a praktické výsledky experimentálního výzkumu tvoření a metamorfosy přírodních vod v sedimentárních oblastech a zaujímám kritické stanovisko k některým pracem v tomto oboru.

Přehled informací

Jak máme možnost stále zjišťovat, setkáváme se při vrtní průzkumné a těžební praxi v sedimentárních oblastech s hlubinnými vodami v podstatě dvou typů: sodného a vápenatého (hořečnatého) typu. V mořských sedimentech jsou to hlavně slané vody sodno-bikarbonátního a chloridovápennatého charakteru. Vody CaCl₂-typu jsou silně mineralisovány a soudí se, že jsou vázány na uzavřené horizonty s malou nebo žádnou komunikací vod. U nás jsou rozšířeny jen v někte-

rých hlubších částech pánví. V dosavadním objemu analytického materiálu, který plyne z vrtních prací, jsou tyto vody v menšině. Naproti tomu slané vody sodno-bikarbonátového typu se vyskytují v našich oblastech ve většině případů. Jsou to vody o malé nebo střední mineralisaci a vyskytují se v povrchových i v hlubinných partiích sedimentačních pánví, a to jak miocenních tak paleogenních. Tyto vody jsou typické pro povrchové části naftových oblastí a povrchová hydrogeochemie se s nimi převážně setkává. Natrium-bikarbonátové vody jsou však uváděny, zvláště ve starší literatuře, i ve spojitosti s vulkanickými projevy magmatu, neboť tyto vývěry se často nacházejí v hlubinných vyvěřelých horninách (žuly).

Ačkoliv se při naftovém podnikání setkáváme nejčastěji s typem alkalicko-slaných vod, není jejich vznik jasný. Otázka geneze vod tohoto typu není ryze teoretická, jak se na první pohled zdá. Stanovením příčin tvorby těchto vod si přiblížíme podmínky metamorfosy vody a tudíž okolnosti, které ovlivňovaly vývoj sedimentů a jejich diagenesi. V našich geologických podmínkách má toto studium značný význam: ve značné části sedimentačních prostorů, které jsou naftonadějně, vládly podmínky sedimentace nejen ze slaného (mořského), ale také z brakického až vyslazeného prostředí. Značná část sedimentů je v oblasti silné infiltrace a koloběhu vod, způsobeného geologickým rozrušením, odkryvy nebo posicí nad propustnějším podložím.

V literatuře nacházíme trvale se zvyšující pozornost, která se věnuje otázkám vztahu složení vod k jejich genesi, dále k výskytu a vyhledávání ložisek živců a konečně k hydrogeologickým studiím. Dokazuje to přiložená literatura, kterou doplňujeme náš přehled z let 1952 a 1953^{21, 22}.

Nejzávažnějšími novými pracemi, řešícími úlohu rozpustnosti a výměny minerálních látek při vytváření chemického charakteru vod, jsou studie Valjaškova^{54, 55}, Chebotarevovy^{18, 19} a Schöllerovy⁴⁴. Tyto studie mají znamenitý praktický význam pro obecnou hydrologii a také pro speciální hydrologii naftových ložisek. Vyplývá to z praktických aplikací. Uvádím na př. práci Šagojance⁴⁹, který zpracoval obecné poznatky při hydrogeologických pracech na ruské tabuli a stanovil vrstevní typy chemické zonálnosti hlubinných vod. Podobně propracovával otázku vertikální zonálnosti Marinov³⁷ a Durov⁶. Je známo sestavování hydrochemických map^{5, 15, 21, 23, 45, 49}.

U nás se hydrochemickými studii zabývali hlavně Maheľ³⁶, Zýka⁵⁶⁻⁵⁹, Juránek⁵⁷ a Janák²¹⁻²³ (neuvádím zde podrobně práce řady geologů, které se vztahují k řešení problémů geologických a hydrochemie je detailním doplňkem). Výsledkem Maheľovy studie o vztahu chemického složení vod ke geologické stavbě Slovenska je podstatné rozšíření názoru na vadosní původ většiny minerálních vod na území Slovenska. Tyto úvahy jsou touto prací v široké míře pokusně prokázány.

Zýka⁵⁶⁻⁵⁹ a po něm Juránek provedli povrchové hydrochemické zónování na území východního Slovenska a části Moravy, které poskytlo hydrochemické mapy typů vod vázaných

na určité geologické formace. V současné době předložil Z ý k a⁵⁸ práci, v níž charakterisuje vody naftového typu a vysvětluje genesi vod některých typů. Statistický mapový materiál je již ve shodě se skutečností,* avšak zdůvodnění příčin tvorby chemického složení vod a dedukce o původu některých důležitých typů vod jsou často málo kritické a někdy i chemicky vadné.

Kromě řady drobných, vzájemně si odporujících tvrzení (srv. cit. 58a, str. 89, 2. odst. str. 90, 1. odst.; str. 88, 5. odst., str. 101, tab. aj.) nelze přijat Z ý k o v u charakteristiku naftové vody^{58b}. Jeho kriteria dovolují posuzovat jako vody naftové reliktní vody po deposici chloridu sodného a naopak, na př. velkou část vod infiltrovaných do mořských sedimentů. V důsledku toho se naftonadějnost územních celků kryje Z ý k o v i se sedimentárními oblastmi mořského původu, ztrácí tím konkrétnost a průkaznost. Lze najít příklady, že podle „naftových“ znaků poznáme spíše tektonickou otevřenost terénů (a tudíž menší naftonadějnost) a naopak. Dále nelze souhlasit s chemicky vadnou generalisací v literatuře často studované redukce sulfátů na bikarbonáty jako procesu, jímž vzniká *sodium*-bikarbonátní typ vod^{56–59}. Podobně chemické zdůvodnění změn složení míšením vod různých typů je nedomyšlené⁵⁸. S těmito názory se vyrovnávám v pokusné části na příslušných místech (str. 119, 122).

Vlastní úvahy a pokusný materiál

Zpracováním analytického materiálu o hlubinných vodách československé části vnitroalpské pánve²¹ bylo dosaženo názoru²², že mezi jednotlivými *vodními* polohami vzniká iontová a koncentrační rovnováha, která se projevuje vzájemným ovlivňováním různých i *oddělených* poloh. Proti tomuto názoru vystoupil H o m o l a^{16a} (Zprávy o geolog. výzkumech 1955). Soudíme, že byla nalezena nová kriteria pro posuzování primárních a sekundárních stavů složení hlubinných vod, stupně jejich živičnosti a také některá vodítka pro přesnější určení původu vod a povahy sedimentačního prostředí. Nyní jsou tyto myšlenky dále rozvíjeny pro soustavu *voda-hornina*. Na rozdíl od prací, které zpracovávají statisticky dostupný materiál, byly provedeny systematické laboratorní pokusy, sledující ověření průběhu procesů, které při tvorbě a metamorfóse vod probíhají. Tím byl získán přímý materiál, který konfrontuji se skutečnými příklady z přírody.

Iontová rovnováha

Při ukládání mořských sedimentů dochází k intenzivnímu styku látek koloidního charakteru (hlavně typu aluminosilikátů, ale i organ. hmot) s mořskou vodou. Tento děj je provázen sorpcí a výměnou iontů mezi sedimentem na straně jedné a sedimentujícím prostředím na straně druhé. Tyto iontovýmenné komplexy nesou tedy otisk chemického složení vody, v níž vznikly nebo kterou byly ovlivněny.

*) K zahraniční práci Z ý k o v ě (Acta geol. Hung. 4, 383 — 1957) je třeba mít výhrady i k mapovému materiálu. Na př.: Zóna síranových vod centrálních Karpat na Slovensku (ale i oblast Krušných hor, okrajové oblasti Alp atd.) je znázorňována jako sodnosíranová. To se neshoduje na převážné části vyznačeného území se skutečností a tam kde shoda je, vysvětlení genese (cit. lit. str. 389) nedostačuje.

Pro iontovou výměnu lze použít Guldberg-Waagova zákona rovnováhy hmot

$$K = \frac{(A)^+ \cdot (B)^-}{(AB)}$$

kde (A)⁺ je dissociovaný kationt, (B)⁻ je dissociovaný komplex a (AB) je nedissociovaný nasycený měnič iontů (komplex).

Pro složení sorbovaných iontů lze pak odvodit pro ionty stejných valencí vztah

$$\frac{r.Mg^{++}}{r.Ca^{++}} = K_1 \frac{c.Mg^{++}}{c.Ca^{++}} \quad \frac{r.Na^+}{r.K^+} = K_2 \frac{c.Na^+}{c.K^+}$$

kde $r.Mg^{++}$, $r.Na^+$ atd. je obsah sorbovaných kationtů v milivalech na 100 g horniny v rovnováze s $c.Mg^{++}$, $c.Na^+$ atd., t. j. milivalů kationtů na litr vodného prostředí; K_1 , K_2 jsou rovnovážné konstanty.

Podobně pro vztah kationtů s nestejnou valencí je nutno psát

$$\frac{r.Na^+}{r.\sqrt{Ca^{++}}} = K' \frac{c.Na^+}{c.\sqrt{Ca^{++}}}$$

kde značky mají stejný význam jako v předešlé rovnici.

O tomto předmětu byla publikována řada prací^{8, 12, 30, 35, 40}. Většina autorů^{12, 35, 40} akceptuje použití Gulberg-Waagova zákona, jen J e n n y²⁶ měl námitky proti jeho použití. Hlavní obtíže při použití tohoto zákona spočívají v tom, že proces iontové výměny je spojen s adsorpčními zjevy, způsobenými koloidní povahou komplexů. Zásadně je možno říci, že zákon je kvantitativně platný jen pro soustavy iontů o stejné valenci, zatím co pro soustavy směsné je proces komplikovaný³⁰.

Nicméně je iontová rovnováha proces reálný a pouze hodnota K z Guldberg-Waagovy rovnice není pro směsné soustavy iontů (Na—Ca, Mg—K atd.) konstantní, takže kvantitativní zhodnocení lze provést pouze do určité míry.

Zřetelný vliv prostředí na složení sorbovaných iontů je zřejmý z příkladu v tab. 1.

I. Vytváření sodného charakteru vod iontovou výměnou

1. Vytváření sodného typu vod porušením iontové rovnováhy

Prostým zvýšením obsahu některého kationtu v roztoku zvyšuje se koncentrace téhož iontu v sorbované formě. Proces rovnováhy je ovšem vratný. Vystavíme-li tedy nasycený horninový komplex účinku málo mineralisované vody, dojde podle Guldberg-Waagova zákona k dissociaci iontů a jejich přechodu z horninového komplexu do roztoku. Krajní případ prostředí se sníženou mineralisací je destilovaná voda. V přírodních podmínkách se k tomuto příkladu dá přirovnat pouze působení infiltrované dešťové vody na nejsvrchnější část lithosféry. Musíme však počítat s tím, že i dešťová voda přichází obohacena malým, avšak důležitým obsahem kyslíčnicku uhličitého a v oblasti biosféry se jím dále nasycuje. Tím také její působení není zcela totožné jako působení destilované vody, neboť působí na systém

Tabulka I
Obsah sorbovaných iontů

Původ sedimentů	Ca	Mg	Na	K	
	mval/100 g				
Zuidersee	24,0	49,0	19,0	8,0	Hissing Page Salgado Case
Anglické pobřeží	47,9	26,0	20,6	5,5	
Jura, Anglie	85,0	10,8	0,7	3,5	
Oklahoma	3,8	—	11,2	—	
Huntington Beach — jíl	—	19,8	4,0	4,5	Kelley
dtto	—	—	—	—	
v rovnováze s mořskou vodou	—	37,1	35,9	4,0	
Otay, Calif. — bentonit	100,0	—	—	—	
Otay, Calif. — v rovnováze	—	—	—	—	Nedorost
s mořskou vodou	10,3	45,9	37,2	6,6	
Láb — torton	37,8	4,1	11,4	1,3	
Nesvačilka — oligocen	18,4	4,7	24,2	2,1	
Lužice — helvet	21,7	5,9	11,9	1,7	

Poznámka: Hissing D. J.: Inter. Soc. Soil. Sci., Part A, 183 (1932);
 Page H. J., Williams W.: J. Agr. Sci. 16, 551 (1926);
 Salgado M. L. M.: J. Agr. Sci. 23, 18 (1933);
 Case L. G.: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 17, 66 (1933);
 Kelley W. P. a Liebig: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 18, 358 (1934);
 Nedorost M.: Záv. zpráva VÚN č. 5-5529/II. (1955).

nasyceného výměnného komplexu chemicky; nedochází jen k pouhému vytvoření rovnováhy mezi horninou a roztokem, nýbrž k chemické reakci.

Tento proces byl v laboratorním měřítku sledován působením destilované vody (obr. 1) a roztoku kyseliny uhličitě na vzorky mořských sedimentů (vrtních jader) známého složení. Výsledky jsou velmi dobře patrné z tab. 2.

Prosté snížení mineralisace vody má za následek uvolňování sodíku z jílu a jiných horninových komplexů nasycených v minulosti do rovnováhy ionty, obsaženými v mořské vodě a vytvoření, případně prohloubení sodného charakteru vody, aniontová složka je určena dissociace schopným aniontem přítomným v sedimentu. Množství uvolněného sodíku je větší v případě působení roztoku kyseliny uhličitě.

Daleko intenzivněji tento proces vynikne, dojde-li k působení velkého množství kysličníku uhličitěho. To nastává hlavně v tektonicky porušených částech terénů s vyplní sedimentárních hornin mořského původu, otevírají-li vzniklé poruchy výstupové cesty hlubinnému kysličníku uhličitěmu. Tento jev je zvláště v našich geologických podmínkách častý a setkáváme se s ním hojně na Slovensku, často však i na Moravě (Přerov, Luhačovice, Nezdenice aj.) a v Čechách (Poděbrady, Karlovy Vary aj.).

Dokonalým příkladem vzniku koncentrovaných natrium-bikarbonátových vod působením volného kysličníku uhličitěho na mořské sedimenty jsou minerální prameny lokality Cigelka, okr. Bardějov. Při vrtních pracech byly zde odvrtny tři

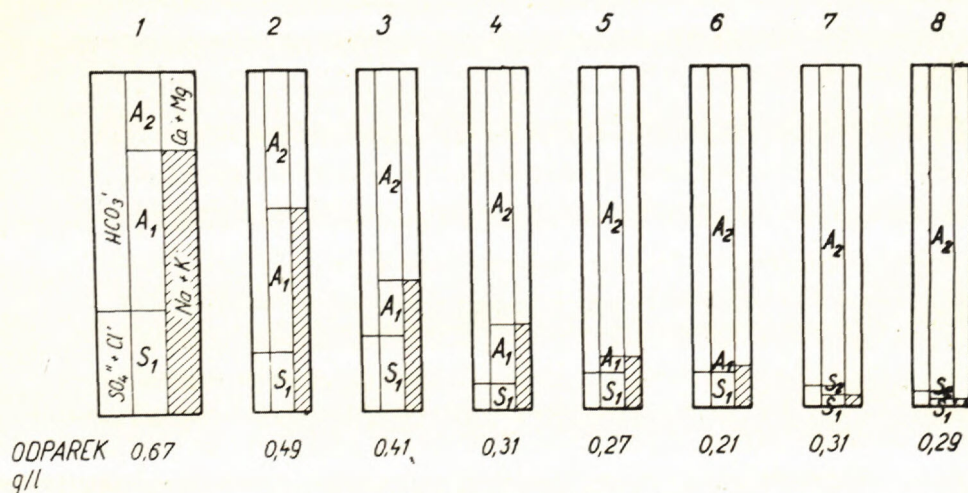
matečné horizonty minerální vody, jakož i polohy mimo přímé působení minerální vody, resp. volného kyslíčnicku uhlíčitého. Pozoruhodné je srovnání obsahu sorbovaného sodíku v horninových komplexech z té části území, které stojí pod přímými

T a b u l k a 2

Vytváření sodného typu vody porušením iontové rovnováhy působením destilované vody a kyseliny uhlíčitě

E l u á t mvaly kationtů uvolněné ze 100 g sedimentu 1 litrem roztoku	Působení H_2CO_3 700 mg/litr flyš	Působení destilované vody		
		flyš	helvet	oligocen
Ca	3,48	1,42	0,69	0,90
Mg	1,97	0,72	0,43	0,00
Na	17,80	14,60	11,93	7,96
K	0,20	0,20	0,27	0,26
Sorbované kationty v mval/100 g jílu				
Ca	29,5		12,5	10,5
Mg	4,4		3,7	2,6
Na	21,4		13,9	8,0
K	3,9		1,1	1,2

Poznámka: Flyš — Nesvačilka 1, hloubka 188—196 m;
helvet — Lužice 52, hloubka 1023—1025 m;
oligocen — Nesvačilka 1, hloubka 1428—1433 m.



O b r. 1. Vznik sodno-bikarbonátní vody porušením iontové rovnováhy (sediment — popis v tabulce 4 — byl eluován vždy 300 ml destilované vody).

vlivy volného CO₂ a z části chráněné před vlivem CO₂ s obsahem sodíku v minerální vodě. Data jsou uvedena v tab. 3.

T a b u l k a 3
Obsah sorbovaného sodíku v jílech a minerální vodě na lokalitě Cigelka

Příklad	Vrt	Obsah sodíku v sedimentu mval/100 g	Obsah CO ₂ mg/litr	Obsah Na ve vodě mval/l	Odparek g/litr	Palnerovy indexy				Poznámka
						S ₁	S ₂	A ₁	A ₂	
1	P ₁₁	7,6	88,0	7,1	0,81	12,7	—	33,9	53,4	alkalická
2	P ₆	2,6	2861,6	357,1	20,50	28,9	—	68,2	2,9	alkalická
3	P ₇	2,9	2519,0	245,7	14,56	29,2	—	64,6	6,2	alkalická
4	P ₉	0,8	80,8	0,2	0,26	4,6	8,5	—	86,9	zemitá
5	P ₂	14,2	—	—	—	—	—	—	—	—

Poznámka: Příkl. (1) sediment v oblasti mimo přímé působení CO₂;
příkl. (2, 3) sediment vystavený účinku kyslíčnicku uhličitého;
příkl. (4) sediment zcela vyluhovaný (povrchový);
příkl. (5) sediment mořský (hlubinný).

Obsah sodíku v horninových komplexech mimo oblast přímého působení kyslíčnicku uhličitého je vysoký. Činí 8–14 mval Na 100 g pelitické složky. Tento obsah je zřejmě zachován. V kontaktu s málo mineralisovanou povrchovou vodou (infiltrovaná meteorická voda), která neobsahuje větší množství kyslíčnicku uhličitého, dochází k uvolňování sodíku do roztoku a k tvorbě bikarbonátně-sodného typu vody o malé mineralisaci (příklad 1). Stejný případ málo mineralisované vody v kontaktu s horninou, která nemá sodné komplexy ukazuje, že za stejných poměrů vzniká bikarbonátně-vápenatá voda se zřejmým nedostatkem sodíku (příklad 4). Naproti tomu sedimenty, které přišly do styku s kyslíčnickem uhličitým, resp. uhličitou minerální vodou, odevzdaly většinu dissociovatelného sodíku (příklad 2 a 3). Dá se soudit, že zbytkový obsah sodíku 2–3 mval na 100 g pelitické složky odpovídá rovnováze minerální vody s horninou. Kdyby tato hornina byla vystavena působení málo mineralisované infiltrované vody nasycené kyslíčnickem uhličitým, došlo by bezpochyby k úplnému vymytí sodíku, jak je to patrné z laboratorního pokusu na obr. 1 (složení sedimentu je v tab. 4).

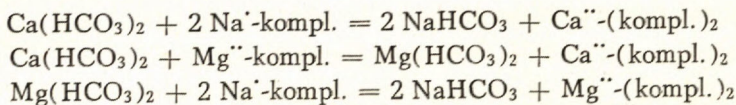
2. Vytváření sodno-bikarbonátního typu vody metamorfosou vody vápenato-bikarbonátní

Až dosud jsme se zabývali případem rovnováhy jedné komponenty (sodíku) v soustavě voda-horninový komplex. Je-li v rovnováze větší množství iontů, nastává kromě vytvoření rovnováhy voda-horninový komplex ještě vytvoření rovnováhy mezi jednotlivými sorbovanými ionty podle jejich iontové výměnné síly.

Různé kationty mají různou výměnnou schopnost. Obecně je známo, že na př. dvojmocné kationty jsou vázány přírodními iontoměníči silněji než ionty jedno-

mocné. Pro jílové minerály typu montmorillonitu určil relativní výměnnou sílu hlavních běžných kationtů na př. Ronov (Dokl. Akad. Nauk SSSR 48/5-1945): $\text{Na}^+ < \text{H}^+ < \text{K}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+}$. Pořadí potvrzuje starší údaje Renicka⁴⁰ a Fosterov⁸. To znamená, že nejpevněji je sorbován vápník, nejlabilnější vazbu vykazuje sodík. U různých jílových minerálů a koloidních částic se bude ovšem velikost rozdílu ve výměnné schopnosti iontů lišit, zvláště v triádě $\text{Na}^+ - \text{H}^+ - \text{K}^+$, avšak pořadí hlavních kationtů, které se podílejí na charakteru hlubinných vod $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ (hlavně dvojice sodík-vápník) je vždy zachováno.

Tento fakt má v přírodních podmínkách zvlášť výrazný význam, uvážíme-li, že kromě dešťové vody prakticky každá přírodní voda má jistou mineralisaci a svůj specifický chemický charakter. U hlubinných vod je pak mineralisace vždy zvýšená a také chemický charakter bývá odlišný od vod povrchové zóny. V důsledku větší iontovýmenné síly vápníku dochází tedy k vytěšňování sodíku z horninového komplexu, což jest provázeno intenzivní přeměnou kationtového složení. Hlavní děje lze zachytit rovnicemi:



T a b u l k a 4

Sledování chemických změn při průtoku vápenato-bikarbonátní vody jílem

Sledované hodnoty	Výchozí roztok	Eluát à 300 ml				
		1.	2.	3.	5.	7.
mval/300 ml						
Na ⁺	0,0	5,67	3,00	1,54	0,37	0,08
K ⁺	0,0	0,25	0,17	0,13	0,09	0,05
Ca ²⁺	3,77	1,39	1,87	2,57	2,78	3,39
Mg ²⁺	0,0	0,59	0,43	0,48	0,43	0,25
Cl ⁻	0,0	0,75	0,33	0,25	0,08	0,06
SO ₄ ²⁻	0,0	1,36	0,30	0,34	0,13	0,04
HCO ₃ ⁻	3,77	6,65	5,11	4,51	3,80	3,68
SiO ₃ ²⁻	0,0	0,23	0,29	0,24	0,16	—
S ₁	0,0	23,4	10,0	9,6	2,4	2,4
S ₂	0,0	—	—	—	—	—
A ₁	0,0	51,6	48,2	24,4	11,2	0,6
A ₂	100,0	25,0	41,8	66,0	86,4	97,0
pH	6,6	7,7	7,3	7,3	6,8	6,7
Mg : Ca mval/mval	0,00	0,42	0,23	0,19	0,15	0,08

Poznámka: Sediment: vrtní jádra vrtů Lužice 99, 101, 104, 117, 119 a 134; torton, burdigal a flyš z hloubky 670 až 1441 m; obsah sorbovaných iontů na 100 g sedimentu: Ca 5,6 mval, Mg 3,07 mval, Na 10,0 mval a K 0,67 mval; obsah aniontů: 2,35 mval SO₄, 1,06 mval Cl, 8,60 % CO₃ a 3,54 % písek.

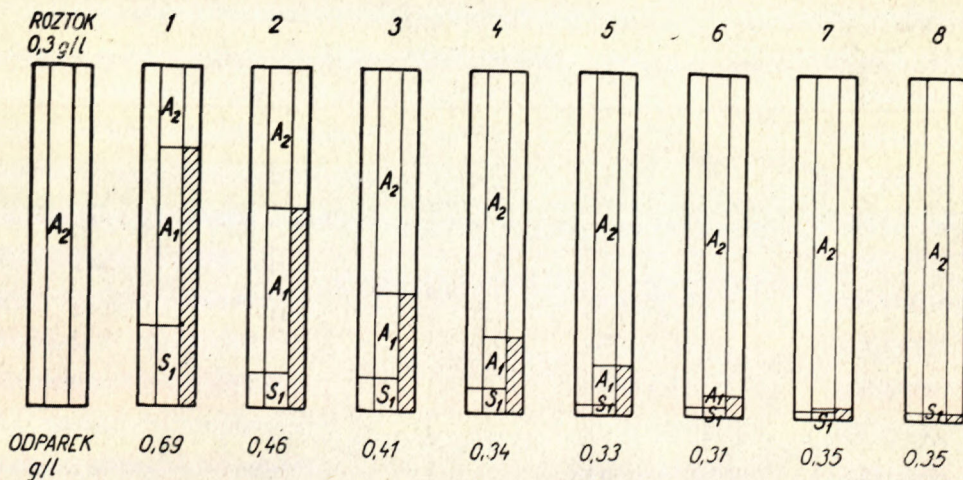
Tento proces nastává při infiltraci svrchních, převážně bikarbonátne-vápenatých vod o malé mineralisaci, do sedimentárních hornin (horizontů) s iontovýmennými komplexy. Je tedy důležitý pro pochopení regionální změny složení vod v horizontech napájených povrchovou, obecně cizorodou vodou (artézské bazény, dislokace a spojení nesourodých horizontů atd.) a pro správné vymezení významu zón natrium-bikarbonátne vod při povrchovém mapování.

Proces byl sledován v laboratoři při průtoku vápenato-bikarbonátne vody jílem mořského původu. V tab. 4 a obr. 2 je vidět přesvědčivě vznik natrium-bikarbonátne vody. Teprve postupem vymývání sodíku z komplexů obnovuje se původní typ vápenato-bikarbonátne vody. Je třeba si také všimnouti, že současně dochází k vytěšňování poměrně značného množství hořčiku, což se projevuje posunem poměru Mg:Ca ve prospěch hořčiku.

Děj však nastává také v hlubších partiích lithosféry. Je možné jej doložit změnami složení vod zachycených při vrtných pracech na lokalitě Dudince.

Geologie prameniště: Hlavní pramen lokality Dudince ŠH-1 vyvěrá (podle prof. Dr. Hynie) ze soustavy pískových horizontů tortonského stáří; horizonty slouží jako kolektor vody, která přichází z hlubších partií po prvořadě poruše, provázející hrášť, budovanou krystallikem. Hrašť nevychází na povrch, byla však zachycena geofysikálním měřením cca 100 m pod povrchem.

Geochemie prameniště: Voda je složena, podle mého soudu, ze dvou složek, majících různé zdroje; je to sádrově-zemité voda, kterou dodává mesozoikum (speciálně sádrovosný trias) a slaný typ, který dodává torton anebo hlouběji uložený burdigal-helvet (?). Tento názor byl zřetelně akceptován¹⁷.



Obr. 2. Vytváření sodno-bikarbonátneho typu vody metamorfosou vody vápenato-bikarbonátne (sediment — popis v tabulce 4 — byl eluován vždy 300 ml roztoku bikarbonátu vápenatého).

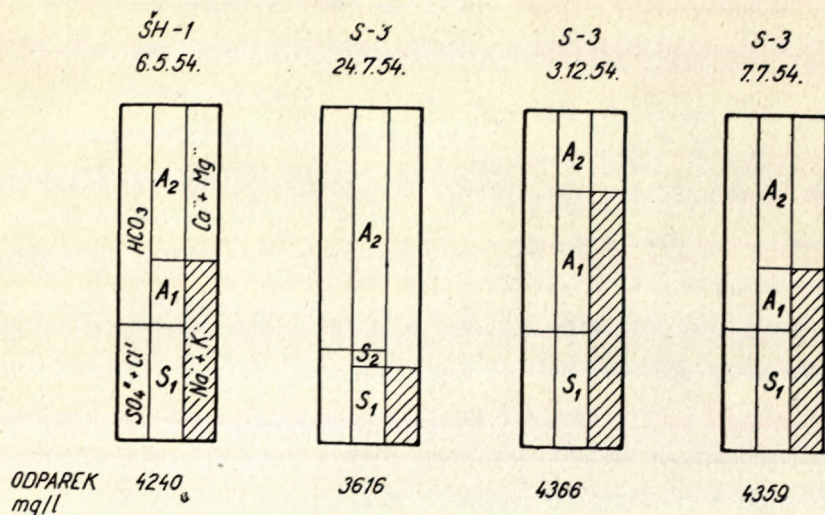
Chemické rozbory a geochemické faktory, na nichž lze sledovat existenci iontové výměny, jsou v tab. 5 a na obr. 3. Složení vody vývěru ŠH-1 je výsledkem ustálené rovnováhy složky hlubinné, sádrově-zemité (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+) s vodou a výměnnými komplexy v sedimentech miocenního stáří (Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++}). Vrtem byl zachycen horizont (který rozvádí vodu v širším prostoru) v místě, kde voda pouze omezeně komunikuje (proudění hlubinné vody usměrňuje přirozený vývěr ŠH-1). Obsah sodíku v této vodě (produkční pokus z 24. 7. 1954) je tudíž nižší, zato však obsah vápníku i hořčíku je podstatně zvýšen. Také poměr vápníku a hořčíku je posunut ve prospěch vápníku. Vodą ve shodě s tím neobsahuje bikarbonát sodný. Tyto skutečnosti je možno zaznamenat také v údajích pro tvrdost a v obsahu chloridů. V geochemických kriteriích se projevují v nízké první salinitě 23 %, v existenci druhé salinity 4,9 % a v povýšené hodnotě uhličitanového koeficientu 6,11.

Jakmile nastal přítok vody do vrtané sondy, změnil se hydraulický režim horizontu a nastoupila fáze metamorfózy iontovou výměnou; nastává prudký vzrůst obsahu sodíku za současného pronikavého úbytku vápníku a menšího úbytku obsahu hořčíku (analýza z 8. 12. 1954); zároveň dochází ke změně poměru hořčík-vápník ve prospěch hořčíku. Průběh procesu lze dokumentovat vzrůstem první

T a b u l k a 5
Změna složení vod při vrtání na lokalitě Dudince

Sledované hodnoty		ŠH-1 6. V. 1954	Pokusné vrtání		
			24. VII. 1954	8. XII. 1954	7. VII. 1955
Odparek	mg/litr	4240	3616	4360	4359
Tvrdost	(°něm.)	101	148	51	99
Cl ⁻ SO ₄ ⁻² HCO ₃ ⁻	} mg/litr	579	287	555	588
		513	532	549	565
		3098	3015	3108	3025
Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺ Na ⁺ + K ⁺	} mg/litr	495	698	172	487
		134	219	117	134
		941	361	1358	979
S ₁ S ₂ A ₁ A ₂	} %	34,2	23,0	34,5	36,4
		—	4,9	—	—
		19,2	—	41,7	18,2
		46,6	72,1	23,8	45,4
HCO ₃ ⁻ : Cl ⁻		3,04	6,11	3,25	2,99
HCO ₃ ⁻ : SO ₄ ⁻²	mval/mval	4,65	4,44	4,53	4,22
Mg ⁺⁺ : Ca ⁺⁺		0,45	0,51	0,89	0,46
NaHCO ₃	mol %	19	0	42	18

salinity na rovnovážnou úroveň 34,5 % (ŠH-1 má 34,2 %), vznikem první alka-
lity, odpovídající téměř 42 mol % bikarbonátu sodného a poklesem tvrdosti na
polovinu, t. j. 51° něm. Uhličitanový koeficient nabył hodnoty 3,25, odpovídá
tedy koncentraci zdrojové vody. Dalším průtokem vody sa eluoval sorbovaný sodík
až do vyrovnání obsahu sodíku, vápníku a hořčíku v roztoku a v komplexu
a voda nabyła složení hlubinné vody pramene ŠH-1 (analýza ze 7. 7. 1955).



Obr. 3. Průběh iontové výměny kationtů při vrtních pracích na lokalitě Dudince.

Změna složení a koncentrace iontů ve vodě odpovídá přesně iontovýmenné síle
těchto kationtů na jílových komplexech:

iontovýmenná síla	$\text{Na} < \text{Mg} < \text{Ca}$
koncentrace ve vodě	$\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$

Protože poměr hlavních aniontových složek, které jsou nositeli vyměňovaných
kationtů, je trvale konstantní ($\text{HCO}_3 : \text{SO}_4 = 4,65 - 4,44 - 4,53 - 4,22$) je
daný produkční pokus jednoznačným důkazem iontové výměny a vzniku natrium-
bikarbonátních vod touto cestou.

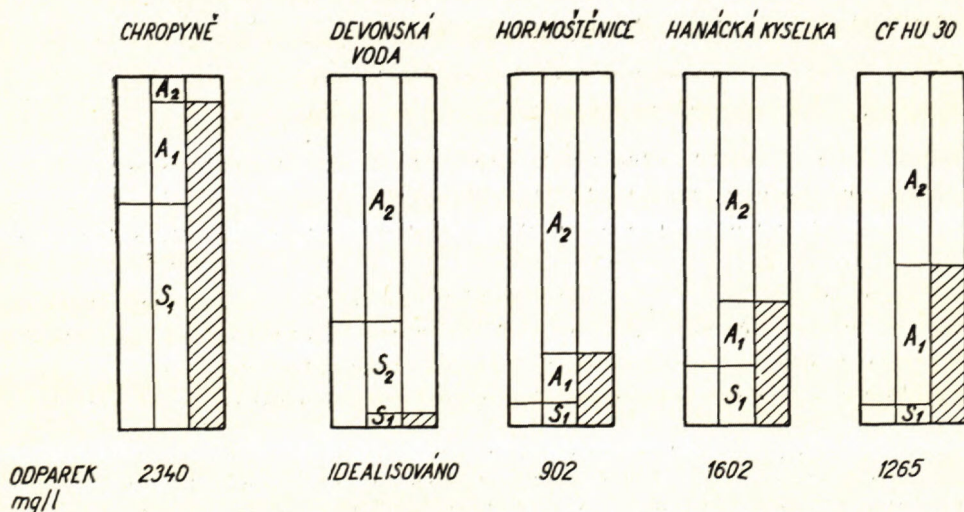
Dokumentovaný proces byl uměle vyvolán v přírodních podmínkách lidským
zásahem; máme však řadu příkladů, kde tento proces probíhá zcela samovolně.
Jako takový příklad je možno uvést genetické zpracování vod lokalit v širším
okolí Přerova. Změny v chemickém složení jsou zřetelně patrné z tab. 6 a obr. 4.

Geologická a geochemická charakteristika: Exhalace kyslíčnicku uhlíči-
tého na regionálním zlomu v českém masivu způsobují ve vodách nadložního devonu vznik
bikarbonátně-vápenatých vod (zemité kyselky). Zemité minerální voda na své cestě k povrchu
vniká do luterštéckých štěrků na basi miocenu, rozlévá se a podléhá metamorfoze. Tato voda

Tabulka 6

Změny chemického složení devonských vod stykem s miocenními sedimenty (širší okolí Přerova)

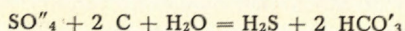
Sledované hodnoty	Idealisovaná devonská voda	Hor. Moštěnice	Hanácká kyselka	Cf Hu 30	Chropyně
Odparek mg/litr	—	902	1602	1265	2840
Tvrdość (°něm.)	—	39,02	55,5	39,5	9,9
Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻ } mg/litr	—	31	185	46	1155
	—	11	4	8	4
	—	1001	1574	1488	1123
Ca ²⁺ Mg ²⁺ Na ⁺ + K ⁺ } mg/litr	—	199	279	187	37
	—	49	71	58	20
	—	83	252	271	1104
S ₁ S ₂ A ₁ A ₂ } %	4	6,3	17,2	5,6	64,0
	26	—	—	—	—
	—	14,2	18,1	39,9	29,1
	70	79,5	64,7	54,5	6,9
HCO ₃ ⁻ : Cl ⁻ mval/mval	—	4,9	18,7	18,8	0,63
NaHCO ₃ mol %	0	14	18	40	29
NaHCO ₃ mval/litr	0	2,5	5,5	10,3	14,8



Obr. 4. Chemické charakteristiky minerálních vod na lokalitách v širším okolí Přerova.

je v poměrně intenzivním pohybu a vytéká jako prameny Hanácké kyselky v Hor. Moštěnicích. Stejný typ vody zůstává však i mimo tyto celkem otevřené cesty. Takové případy byly zachyceny vrtními pracemi v oblastech bez komunikace vod, případně s velmi omezenou komunikací (Chropyně, Cf Hu 30). Podrobné geochemické zpracování viz Rozpravy ČSAV 65/4, řada MPV, str. 33 (1955). Výklad metamorfosy vod těchto lokalit, provedený Zýkou^{56, 58a} nelze přijat jako chemicky správný a domyšlený.

O původu *sodno-bikarbonátních* vod předpokládá Zýka⁵⁶⁻⁵⁸, že jsou produktem biogenní redukce síranů: Citují (odkaz 58a, str. 88): „Změny chemického složení výsledné vody jsou vyvolány procesy desulfatisačními, probíhajícími činností bakterií redukujícími sulfáty dle rovnice

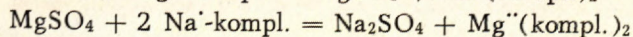
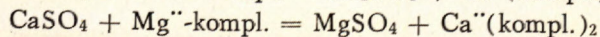
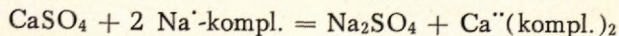


Redukovány jsou SO''_4 ve vodném roztoku a SO''_4 vstupující do vodného roztoku z okolních hornin. Těmito procesy je původní „mořský typ“ vody měněn v typ natrium-bikarbonátní.“

Citované práce neuvádějí základní literaturu o tomto problému, aby bylo patrné kde nalézt chybu. Proces biogenní redukce sulfátů v přírodních vodách probíhá a byl studován Bastinem^{1, 2} a Ginzburg-Karagičevovou¹⁴, u nás Stárkou⁴⁸ (úplný přehled a pokusné studium otázky viz Spurný a Dostálek⁴⁷). Žádný z autorů netvrdí, že produktem redukce je bikarbonát *sodný*. Síran vápenatý, kterým se obohacují vody, se redukuje na bikarbonát vápenatý. Jeho obsah nemůže stoupat, nýbrž je regulován součinem rozpustnosti $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, který je nízký. Je zřejmé, že NaHCO_3 může vzniknout pouze redukcí síranu sodného; jeho existence ve vodách je však druhotná; vzniká právě působením bikarbonátu sodného na síran vápenatý. Nelze tedy přijat výklad, že *natrium-bikarbonátní* typ vody vzniká biogenní redukcí sulfátu (vápenatého). Pokud se týče biogenní redukce samé jako obecného zdroje karbonátů bylo vždy poukazováno, že není jediným a hlavním zdrojem bikarbonátního aniontu a příklady, s nimiž se běžně setkáváme při hlubinné sondáži a při povrchových průzkumech ukazují, že tomu tak je dokonce jen v menšině případů. Setkáváme se běžně s vysokým obsahem bikarbonátu sodného ve vodách s obsahem sulfátu bez přítomnosti sirovodíku (Láb—14, helvet, hloubka 1756—60 m, mineralisace 8,7 g soli/litr, z toho 3,4 g HCO'_3 /litr, 0,25 g SO''_4 /litr, H_2S není), naopak s nízkým obsahem bikarbonátů ve vodách s vysokým obsahem sirovodíku a síranů (Lakšárská N. Ves Cf Lv 266, helvet, hloubka 204 m, mineralisace 5,1 g soli/litr, z toho 0,65 g HCO'_3 /litr, 1,2 g SO''_4 /litr a 0,1 g H_2S na litr); jednou je tomu za přítomnosti živců, jindy při jejich absenci.

3. Vytváření sodného typu vod metamorfosou sádrové vody

Podobný sled iontovýměnných reakcí, jaký probíhá mezi bikarbonátně-vápenatou vodou a výměnnými komplexy, probíhá i ve styku s vodou síranově-vápenatou. Při obsahu sodíku v komplexech vzniká pak místo bikarbonátu sodného síran sodný:



Tento proces byl opět studován laboratorně působením nasyceného roztoku síranu vápenatého na horniny mořských sedimentů, získaných z vrtních jader. Výsledky jsou patrné z tab. 7.

T a b u l k a 7

Vytváření sodného typu vody metamorfosou vody síranově-vápenaté

E l u á t mvaly kationtů ze 100 g sedimentu 1 litrem roztoku	Působení roztoku CaSO ₄ mval/litr, pH 6,3		
	11,2	5,9	2,9
Ca	14,3	8,9	5,9
Mg	4,3	3,2	3,0
Na	8,1	8,0	7,9
K	0,7	0,6	0,6
pH	7,5	7,4	7,4
Mg : Ca (mval/mval)	0,30	0,36	0,51

Poznámka: Sediment: oligocen, Nesvačilka — 1, hloubka 420 až 470 m; obsah sorbovaných iontů v mval/100 g: Ca = 15,3, Mg = 5,0, Na = 15,9, K = 1,7.

I při působení různě koncentrovaného roztoku síranu vápenatého dochází prakticky k úplnému vytěsnění sodíku jakožto iontu, který je vápníkem nejsnáze vytěsnitelný. V případě hořčíku vidíme zřetelné vytěsňování, jehož intenzita je závislá na koncentraci iontu vápenatého v roztoku, neboť iontovýměnná síla hořčíku je oproti sodíku podstatně větší. Obě reakce jsou podpořeny rozpustností síranu sodného a hořečnatého.

Postup metamorfozy v přírodních podmínkách může být přetržitý nebo plynulý. Přetržitá přeměna nastává jednorázovou přeměnou síranu vápenatého na síran sodný, takže celkový obsah SO₄²⁻-iontů zůstane konstantní. V druhém případě dochází k trvalému rozpouštění síranu vápenatého vodou a k přeměně na síran sodný až do vytvoření rovnováhy sodíku v roztoku se sodíkem v komplexu.

Proces přetržité metamorfozy lze dokumentovat různým stupněm metamorfozy sádrových vod na lokalitách Baldovce, Sivá Brada a Spišská Nová Ves (tab. 8, obr. 5).

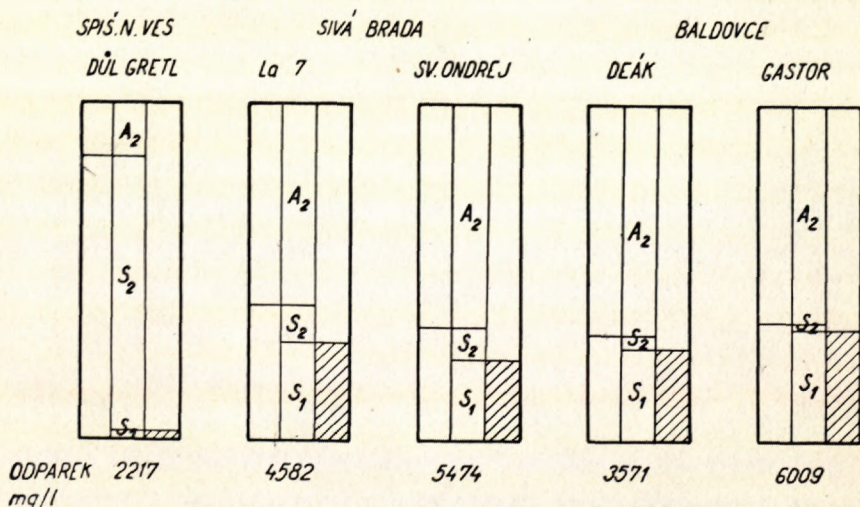
Geologická charakteristika: Oblast Baldovsko-Spišská je tvořena mesozoikem Braniska a paleogenními sedimenty flyšovými centrálních Karpat. Flyšová část je dělena zlomovým systémem baldovským, na nějž jsou vázány vývěry studovaných vod (směr JZ—SV) na dvě části o různém petrografickém vývoji. Východní část má vývoj pískovcovo-slepencový a západní část vývoj slinitý. Mesozoikum je reprezentováno vápenci (případně dolomity) stáří asi středně-triasového.

Geochemická charakteristika: Jde o vody vadosní, infiltrované v prostoru Braniska do mesozoika. V středno- nebo spodno-triasových vápencích a dolomitech (werfenské sádrovcové vrstvy) dochází k tvorbě sádrových, případně sádrově-zemitých vod. Tato voda se stýká na zlomovém systému s exhalacemi CO₂ a dále se mineralisuje. Pak vystupuje k povrchu a metamorfosuje se ve flyšových sedimentech. Na povrchu se objevuje v soustavě vývěrů v různém stupni vytvoření sodného typu vody.

Názorně je stupeň pokročilosti iontové výměny možno vyčíst z přehledné tabulky 8. Ve všech případech je obsah iontů SO_4^{2-} celkem konstantní, t. j. 1100 až 1300 mg/litr = 23 až 27 mval/litr vody. Toto množství síranového iontu odpo-

Tabulka 8
Stupně metamorfosy sádrové vody na lokalitě Baldovce – Sívá Brada

Sledované hodnoty	Sádr. voda Spíš. N. Ves důl Gretl	Sívá Brada		Baldovce	
		LA-7	Sv. Ondrej	Deák	Gastor
Odparek mg/litr	2217	4582	5474	3571	6008
Tvrđost (°něm.)	85,5	143,0	207,0	135,8	209,1
$\left. \begin{array}{l} \text{Cl}^- \\ \text{SO}_4^{2-} \\ \text{HCO}_3^- \end{array} \right\}$ mg/litr	25	318	301	284	448
	1248	1112	1139	619	1311
	26	2814	3896	2790	4400
$\left. \begin{array}{l} \text{Ca}^{2+} \\ \text{Mg}^{2+} \\ \text{Na}^+ + \text{K}^+ \end{array} \right\}$ mg/litr	536	618	949	665	895
	46	281	325	184	361
	12	590	565	421	867
$\left. \begin{array}{l} \text{S}_1 \\ \text{S}_2 \\ \text{A}_1 \\ \text{A}_2 \end{array} \right\}$ %	1,6	28,6	23,7	27,6	33,6
	84,6	11,2	9,9	3,8	2,0
	—	—	—	—	—
	13,8	60,2	66,4	68,6	64,4
Na_2SO_4 mol %	—	5	7	25	23
CaSO_4 mol %	85	11	10	4	2

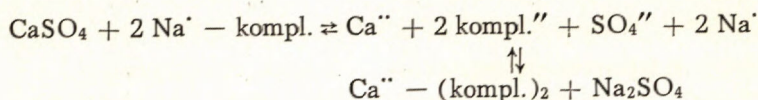


Obr. 5. Chemické charakteristiky minerálních vod spišsko-baldovských lokalit.

vídá váhově asi 2 g CaSO₄ na litr, což jest přibližně rozpustnost síranu vápenatého ve vodě. Tím je metamorfosa iontovou výměnou vápníku za sodík prokázána.

Výklad genese vod této lokality, jakož i lokalit s podobným charakterem vod, které podal Z ý k a^{58b} (str. 258), není chemicky správný.

Případ plynulé metamorfosy, kdy výměna způsobuje trvalé narůstání síranu sodného v roztoku, nastává, je-li síran vápenatý v prostředí sodných komplexů rozptýlen nebo je trvale přiváděn. Pak dochází k trvalému rozpouštění CaSO₄ a k výměně kationtů. Tento děj probíhá rychle při vyluhování sedimentu proudící vodou (síranově-sodná fáze v artézských bazénech), může však probíhat pozvolna i za podmínek stagnace vody. Možnost tvorby je dána pohyblivostí síranu sodného ve stadiu zrodu, neboť horninové komplexy je možné ve styku s vodou považovat za částečně dissociované:



Takto je třeba posuzovat vznik síranových naftových vod, charakteristických pro hranici helvet-torton v oblasti Břeclav—Brodské—Kúty—Malacky. Přehled typických síranových vod je v tab. 9.

T a b u l k a 9
Vznik síranových naftových vod plynulou metamorfosou

	Břeclav - 13 1960 - 71 m helvet	Břeclav - 5 1883 - 86 m stř. tort.	Brodské - 8 1203 - 05 m torton	Kúty - 3 1231 - 35 m helvet	Závod - 3 1883 - 86 m helvet	Závod - 3 1630 - 32 m helvet	Smolinské - 1 1725 - 31 m helvet	N. Žitkov - 9 1763 - 64 m torton	V. Blfovice 1388 - 92 torton
Odparek mg/litr	22120	11890	9620	7702	11903	14426	9094	10900	12069
Tvrđost (° nřm.)	56	13	15	2	46	49	2	10	17
Cl ⁻ } mg/litr	5504	5567	4821	2625	3019	5227	3865	4886	6518
SO ₄ } mg/litr	6921	1064	994	1676	2189	1106	1350	795	335
HCO ₃ } mg/litr	2958	1230	1632	828	2260	2441	1260	1524	972
S ₁ } %	86,0	89,9	85,4	88,8	78,0	81,2	87,9	86,0	91,8
S ₂ } %	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A ₁ } %	6,5	7,3	11,1	10,6	10,4	10,4	11,5	12,2	5,2
A ₂ } %	7,5	2,8	3,5	0,6	8,4	8,4	0,6	1,8	2,0
Na ₂ SO ₄ mol %	41	11	11	28	14	5	24	5	3,5
Na ₂ SO ₄ mval/litr	144	22	21	35	46	23	42	17	7

Nejnápadnější rozdíl v odparku a v obsahu síranů je u dvou hlubinných vod z oblasti Břeclav. Změna při poměrně malém hloubkovém skoku je neobyčejná. Stane se pochopitelnou, jakmile si počteně navodíme stav hlubinné vody před začátkem plynulé síranové metamorfozy. Tu dostaneme charakteristiky:

T a b u l k a 10
Složení vod před plynulou síranovou metamorfosou

	Břeclav - 13 1960 - 71 m	Břeclav - 5 1883 - 86 m
Odparek mg/litr	11 100	10 200
S ₁	83,4	88,6
S ₂	—	—
A ₁	13,3	8,4
A ₂	3,3	3,0

Tento proces není vázán pouze na oblasti s výskytem nafty a je možné se s ním setkat i na jiných lokalitách (vrtba Vlachy—1 v podhalském flyši v Liptovské kotlině; Františkovy lázně—Glauberovy prameny; Mariánské Lázně—Rudolfův pramen a pod.).

II. Vytváření kalcium resp. magnesium-chloridového typu vod iontovou výměnou

1. Uvolňování Mg a Ca trvale posunovanou rovnováhou

Bylo ujasněno, že působením konc. roztoku jednoho iontu na výměnný komplex dojde k uvolňování jiných vázaných iontů. Působíme-li volnou soustavou vápenatých iontů (voda) na vázanou soustavu Ca⁺⁺ a Mg⁺⁺ iontu (hornina), dojde k uvolňování Mg⁺⁺-iontů do roztoku. V případě sedimentu mořského původu je tento proces prokázán pokusně v tabulkách 4, 5, 7, 12 až 14 a skutečností, že vody miocenních sedimentů (naftové vody) mají relativní obsah vápníku a hořčíku vždy posunut ve prospěch hořčíku.

Avšak i horniny, jejichž ionty mají isotropní vlastnosti, mohou být příčinou iontové výměny. Tento proces byl uměle zkoušen působením sádrové vody na dolomit s obsahem 25,2 % MgCO₃. Přírůstek obsahu hořečnatých iontů v roztoku je patrný z další tabulky.

Tento uměle napodobený proces probíhá často v přírodě, zvláště v horninách slovenského mesozoika. Možno jej dokumentovat na lokalitě Trenč. Teplice (obr. 6).

Geochemie pramenů: Minerální podíl vody je složen ze dvou geneticky odlišných složek: alkalicko-slané kyselky sodno-bikarbonátového typu a vody sádrově-zemité. Voda sádrově-

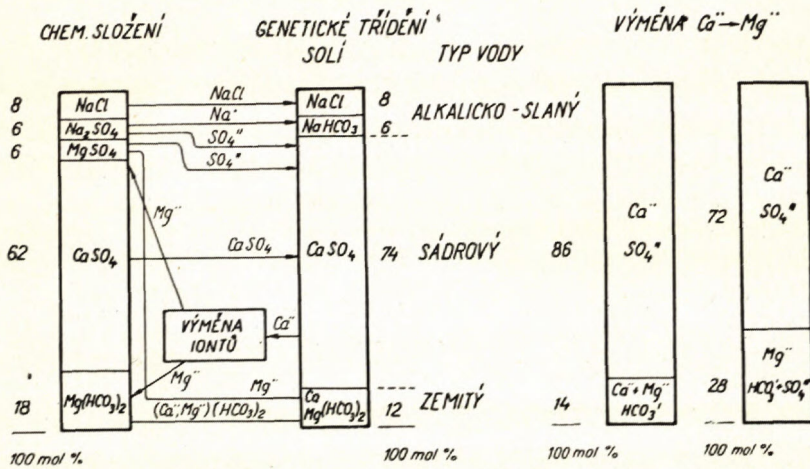
Tabulka 11

Uvolňování hořečnatých iontů z dolomitu sádrovou vodou

Doba styku dny	Obsah Mg ⁺⁺ v roztoku mval/litr
1	0,07
2	0,35
4	0,78
8	1,20
16	1,42

Poznámka: Poměr voda : hornina = 2 : 1

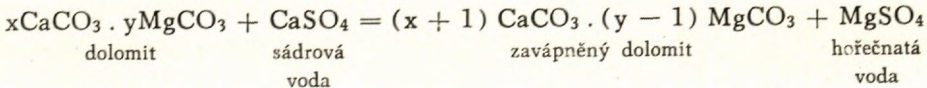
PRAMEN „SINA“



Ob r. 6. Průkaz iontové výměny Ca - Mg minerálních vod lokality Trenčanské Teplice.

zemitá vzniká v triasových vápencích a dolomitech (werfen), původ natrium-bikarbonátové vody se klade do flyše nebo jiných mořských sedimentů. Podrobný popis a výklad procesu metamorfosy viz záv. zpráva VÚN, Brno, 12 A/1954, str. 334-61).

V systému dolomit + sádrovec, t. j. CaCO₃ + MgCO₃ + CaSO₄, nastane přesun iontů ve směru daném minimálním součinem rozpustnosti. Ten klesá podle řady: CaSO₄ → MgCO₃ → CaCO₃. V roztoku přítomný síran vápenatý je ve zřejmém přebytku, takže nastane vytěšňování hořečnatých iontů podle schématu



Kvantitativní poměry procesu je možno sledovat v grafu 6. Uvážíme-li, že obsah hořčiku v zemité složce vody je asi 30 %, t. j. asi 4 mol % v celé vodě, pak nastalo obohacení vody hořčíkem o 24 mol % při stejném deficitu vápníku.

2. Vytváření vápenato-chloridového typu vod

Nyní je třeba se zabývat soustavou výměnný komplex — mořská voda v podmínkách uzavření vody v horizontu. V prvním stadiu problému uvažujme nejjednodušší poměry. Výměnný komplex je nasycen pouze vápenatými ionty a v kontaktu je prostý roztok chloridu sodného. V důsledku rovnováhy v soustavě nutno očekávat přechod vápenatých iontů do roztoku, i když vápník má daleko větší iontovýměnnou sílu a je tudíž v komplexu mnohem silněji vázán. Tyto úvahy byly opět laboratorně zkoumány působením roztoku o různé koncentraci NaCl na sedimenty miocenního a oligocenního stáří. Výsledky jsou patrné z tab. 12.

T a b u l k a 12
Vytváření CaCl₂ typu vody metamorfosou vody slané

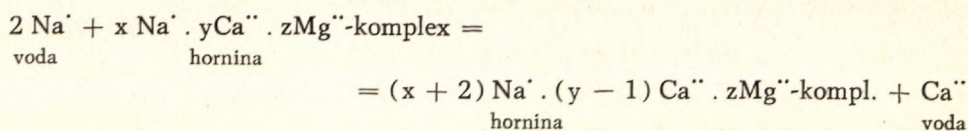
E l u á t ze 100 g sedimentu 1 litrem roztoku	Působení roztoku NaCl mval/litr pH = 5,7		
	512	256	127
Ca	10,9	10,0	9,3
Mg	4,1	5,2	4,3
Na	—	—	—
K	1,4	1,1	0,9
pH	7,3	7,3	7,4
Mg : Ca mval/mval	0,38	0,52	0,46

Poznámka: Sediment je popsán v tabulce 7.

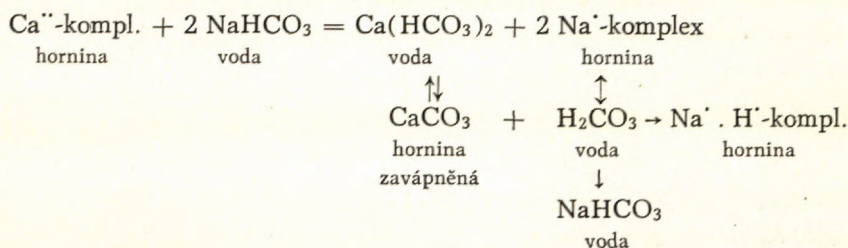
Předchozími pokusy je prokázáno, že v kontaktu s iontovýměnnými komplexy je možné uvolnit silněji vázané ionty (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺) ionty slaběji vázanými (Na⁺, K⁺), je-li koncentrace vytěsňujících iontů v okolí komplexu dostatečně veliká. Tento přechod silněji vázaných iontů je podporován nízkým nebo žádným obsahem iontů Ca⁺⁺ v roztoku a přítomností takových aniontů, jejichž vápenaté soli jsou v řadě sloučenin s nejvyšším součinem rozpustnosti nebo alespoň jedním z nejvyšších součinnů rozpustnosti. Z toho vyplývá, že velmi záleží nejen na koncentraci a druhu kationtů, které jsou v roztoku při vytváření rovnováhy, nýbrž také na koncentraci a druhu aniontů.

3. Omezená možnost tvorby chlorido-vápenaté vody metamorfosou slaných sodno-bikarbonátních vod

Slané vody sodno-bikarbonátního charakteru obsahují relativně vysoký podíl sodíku a velmi nízký a nebo snížený obsah vápníku. Dalo by se soudit, že je tedy intenzita působení sodných iontů dostatečná a obsah vápenatých iontů v roztoku dostatečně nízký, aby mohlo dojít k výměnnému pochodu



V prostředí bikarbonátu sodného však zároveň dochází k rovnováze, jež je regulována součinem rozpustnosti bikarbonátu vápenatého, neboť vápník, uvolněný do roztoku, může být vázán jenom jako bikarbonát vápenatý.



Maximální rozpustnost bikarbonátu vápenatého činí při 20 °C asi 3,3 mval Ca⁺⁺/litr vody s normálním obsahem kysličníku uhličitého. Při zvýšeném obsahu volného kysličníku uhličitého ovšem vzrůstá rozpustnost bikarbonátu vápenatého, takže při nasycení vody kysličníkem uhličitým činí již asi 27,5 mval Ca⁺⁺/litr

T a b u l k a 13

Sledování chemických změn při průtoku slané vody sodno-bikarbonátového charakteru jílem

Sledovaná hodnota	Výchozí roztok	Eluát à 300 ml				
		1.	2.	3.	5.	7.
mval/300 ml						
Ca ⁺⁺	0,0	1,07	0,64	0,48	0,27	0,27
Mg ⁺⁺	0,0	1,45	0,81	0,48	0,27	0,22
Na ⁺	164,3	—	—	—	—	—
K ⁺	0,0	0,43	0,30	0,18	0,11	0,11
Cl ⁻	157,0	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	0,0	1,30	0,45	0,25	0,17	0,15
HCO ₃ ⁻	7,3	6,83	6,89	7,19	7,25	7,31
SiO ₃ ²⁻	0,0	0,15	0,14	0,14	0,11	—
S ₁	95,5	96,0	95,8	95,6	95,6	95,6
S ₂	—	—	—	—	—	—
A ₁	4,5	2,6	3,4	4,0	4,0	4,0
A ₂	—	1,4	0,8	0,4	0,4	0,4
pH	8,0	7,4	7,5	7,5	7,8	7,9
Mg : Ca mval/mval	—	1,35	1,26	1,00	1,00	0,82

vody. V podmínkách naftových vod se nesetkáváme s nasycením vody kyslíčným uhlíkatým, takže rozpustnost bikarbonátu vápenatého bude vždycky hluboko pod udanou maximální hranici. Taktéž zvýšená teplota potlačuje jeho rozpustnost.

Tento proces byl laboratorně studován působením slané, sodno-bikarbonátní vody na peltickou složku mořských sedimentů (helvet, oligocen). Přehled výsledků je patrný z tab. 13.

Z pokusů s prvními eluáty je dobře patrna regulace obsahu vzniklého bikarbonátu vápenatého vysrážením karbonátu vápenatého podle rovnice na str. 126. Projevuje se to v úbytku iontu HCO_3^- . Zároveň je vhodné si všimnout, že nastává vytěšňování hořčíku, které se projevuje posunem poměru $\text{Mg} : \text{Ca}$ ve prospěch hořčíku (voda první výluh 1,35; hornina 0,53).

Vzrůst obsahu vápníku touto cestou tedy není u běžných naftových vod sto překročit cca 5–10 mval/litr. Protože k vytěšnění vápníku je třeba vysoké koncentrace sodíku (tedy obsah Na v roztoku v řádu alespoň 10^2 mval Na /litr), představuje maximální obohacení vody vápníkem sotva 5 mol % a projeví se tedy nejvýše 5 % zvýšením druhé alkality. Může tedy dojít k tvorbě CaCl_2 — typu vody pouze z vysoce slané vody s nepatrným obsahem NaHCO_3 . Tento proces je dobře patrný z laboratorních pokusů s vymýváním sedimentů mořského původu konc. roztokem NaCl v koncentraci odpovídající mořské vodě, jak je patrné z tab. 14.

T a b u l k a 14
Sledování chemických změn při průtoku slané vody jílem

Sledovaná hodnota	Výchozí roztok Na Cl	Eluát à 300 ml				
		1.	2.	3.	5.	7.
mval/300 ml						
Ca	0,00	1,77	1,34	0,96	0,64	0,64
Mg	0,00	1,34	0,86	0,59	0,38	0,27
Na	163,2	—	—	—	—	—
K	0,00	0,38	0,25	0,18	0,12	0,13
Cl	163,2	—	—	—	—	—
SO_4	0,00	1,06	0,63	0,31	0,10	0,11
HCO_3	0,00	0,83	0,71	0,65	0,65	0,71
SiO_3	0,00	0,19	0,14	0,16	0,10	0,08
S_1	100,0	98,2	98,6	99,0	99,4	99,4
S_2	0,0	1,2	1,0	0,6	0,2	0,2
A_1	—	—	—	—	—	—
A_2	0,0	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4
pH	5,5	7,4	7,5	7,5	7,6	8,0
Mg : Ca mval/mval	—	0,76	0,64	0,61	0,59	0,42

Poznámka: Sediment posán v tabulce 4.

Ještě obtížnější je vytvoření chlorido-vápenatého typu vody metamorfosou síranových vod. U vod vápenato-síranových je koncentrace vápníku ve vodě natolik zvýšená, že účinně brzdí další uvolňování vápníku z horninového komplexu do vody. U vod síranově sodných, je ovšem uvolnění vápníku možné, při tomto procesu se však v první řadě tvoří síran vápenatý, neboť regulaci koncentrace vápníku v dané soustavě řídí iont SO^{2-}_4 . Z rozboru poměrů je pak zřejmé, že potřebnou koncentraci vápníku ve vodě nelze iontovou výměnou prakticky dosáhnout.

Proces vytváření chlorido-vápenatého typu vody je tedy možný jen za podmínek *stagnace mořské vody* v kontaktu s neporušenými komplexy, nasycenými ionty v *rovnováze s mořskou vodou*. Je třeba si všimnout, že při tomto ději se zvyšuje sodný charakter horninových komplexů. Dojde-li v geochemické historii vody k jakémukoliv pohybu, který je provázen snížením mineralisace nebo změnou chemického typu vody, dojde k rychlému uvolňování sodíkových iontů do roztoku a ke zvratu chlorido-vápenatého typu vody na typ vody slané sodno-bikarbonátní.

Hlavní důsledky, o nichž se můžeme přesvědčit v existujícím analytickém materiálu, jsou tyto:

a) chlorido-vápenaté vody mají vždy zvýšenou mineralisaci a její charakteristika je: vysoká první salinita, přítomnost druhé salinity, chloridová salinita v naprosté převaze;

b) chlorido-vápenaté vody budou mít pouze nízký obsah uhličitanů nebo síranů a jejich charakteristika bude: nízká druhá alkalita a nepřítomnost první alkality.

Oba důsledky je možno ověřit na rozbořech našich typických chlorido-vápenatých vod v tab. 15.

Tím je prokázáno, že k typu vody kalcium-chloridovému nelze dospět prostým vyluhováním hornin nebo míšením vod.

III. Naše pojetí metamorfosy a vytváření chemického typu vod v sedimentárních horninách

1. Základní fyzikálně-chemické faktory, které určují chemický a fyzikální typ vody

Z úvah a pokusů, které byly provedeny dříve a nyní, vyplývá, že tvoření a přeměna přírodních vod v sedimentárních oblastech se řídí v podstatě těmito základními zákonitostmi:

a) mezi všemi vodními polohami se vytváří dynamická iontová a koncentrační rovnováha²², působící trvale ve všech směrech, v minulosti i současnosti ve směru vyrovnání rozdílů; (vertikální rozsah je předmětem diskuse — Homola, loc. cit.);

b) koncentrace a chemický typ aniontové složky vod je regulován součinem rozpustnosti solí přítomných kationtů (Valjaško^{54, 55});

c) koncentrace a chemický typ kationtové složky vod je regulován iontovou rovnováhou v soustavě voda-hornina.

T a b u l k a 15
Chlorido-vápenaté typy vod

Lokalita	Od- parek g/litr	Cl	HCO ₃	SO ₄	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂
		mval/litr			%			
<i>Miocen</i>								
Báhoň — 1 torton 1990—93 m	31,2	477,1	30,1	1,1	81,6	12,4	—	6,0
Báhoň — 1 torton 1971—73 m	29,9	458,9	26,5	1,5	87,2	7,4	—	5,4
Láb — 30 torton 1557—62 m	29,6	528,3	1,8	2,4	92,4	7,2	—	0,4
Jakubov — 11 torton 1653—55 m	27,2	437,6	9,9	3,0	93,6	4,2	—	2,2
Láb — 13 torton 1489—90 m	25,2	414,0	10,6	1,6	95,6	2,0	—	2,4
Darkov — 3 torton 150 m	25,0	416,9	4,2	0,2	88,4	10,6	—	1,0
Láb — 30 torton 1470—72 m	21,7	401,8	6,9	1,2	95,8	2,4	—	1,8
Báhoň — 1 torton 1163—70 m	21,2	351,0	5,9	0,1	91,2	7,2	—	1,6
Nesvačílka — 1 helvet 604—608 m	14,9	240,0	11,5	4,9	93,0	2,6	—	4,4
<i>Paleogen (flyš)</i>								
Poddvorov — 6 flyš 1119—1200 m	14,0	250,0	3,2	2,6	87,8	11,0	—	1,2
<i>Oligocen</i>								
Nesvačílka — 1 1553—57 m	48,5	792,1	3,3	0,7	77,2	22,4	—	0,4
Nesvačílka — 1 1462—67 m	37,3	640,0	4,5	0,8	85,2	14,2	—	0,6

První zákonitost vede k pozvolnému stírání rozdílů mezi vyhraněnými typy vod a je příčinou vzniku horizontálního a vertikálního zónování vod. Druhá zákonitost určuje pořadí složek, kterými se obohacuje solný obsah vody při vyluhování, stupeň pozvolného mineralisování a změny chemického složení, které z vyluhování plynou. Hraje dominantní úlohu při změnách aniontové složky přítomných solí. Třetí zákonitost určuje směr iontové výměny, která nastává při určitém chemickém složení a mineralisaci vody v důsledku styku s horninou. Hraje dominantní úlohu při změnách kationtové složky přítomných solí.

2. Cyklus metamorfosy vod v sedimentárních horninách

Hlavní složky sedimentárních hornin, které ovlivňují chemické vlastnosti cirkulujících nebo uzavřených vod, jsou uhličitan vápenatý a hořečnatý, síran vápenatý, křemičitan vápenatý, chloridy alkálií a různé vodnaté křemičitany hlinité (krystalované: zeolity, jílovité minerály; amorfni: koloidní jílové) a organické substance, které vážou proměnná množství hlavních kationtů Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ a K^+ . Seřazeny podle součinu rozpustnosti mají pořadí (podle vzestupné rozpustnosti):

Tabulka 16

Typy solí obsažených ve vodách podle součinu rozpustnosti

Sloučenina	Rozpustnost mg/litr	Dominantní aniont
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ } CaSiO_3 } MgSiO_3 } CaCO_3 } MgCO_3 }	10 až 10^2	SiO_3^{2-}
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ } $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ }	10^2 až 10^3	HCO_3^-
CaSO_4 } NaHCO_3 } NaCl } Na_2SO_4 }	10^3 až 10^4	SO_4^{2-} (HCO_3^-)
MgSO_4 } CaCl_2 } MgCl_2 }	více než 10^5	Cl^- (SO_4^{2-})

Vzájemné poměry při vyluhování jsou celkem jasné a jsou dány citovanými pracemi Valjaškovým⁵⁵ a Chebotarevým¹⁹. Naše nálezy tyto závody potvrdily. Neplatí to však o metamorfotických procesech, které prosté rozpouštění nebo míšení a regulace chemického charakteru součinem rozpustnosti nestačí vyložit. Abychom mohli pochopit dynamickou metamorfosu vody při jejím pohybu (zvláště v prostředí sedimentů), je třeba přisoudit daleko závažnější úlohu iontové rovnováze a iontové výměně. Jakmile se na vodu a horninu začneme dívat jako na heterogenní soustavu, schopnou vzájemné výměny látek a na samotnou horninu jako na přírodní měnič iontů, pak je metamorfosa vod při styku s horninou důsledkem chromatografického děje na měničích iontů. Tento měnič iontů (výměnné komplexy sedimentárních hornin) může být vápenatý, sodný, hořečnatý, amonný, kyselý nebo vápenato-sodný, vápenato-hořečnatý, sodno-kyselý, obecně smíšený.

Cyklus metamorfosy při vzniku a přeměně vody má podle našeho pojetí dvě hlavní větve. Každá větev má svůj logický průběh změny chemického typu vody,

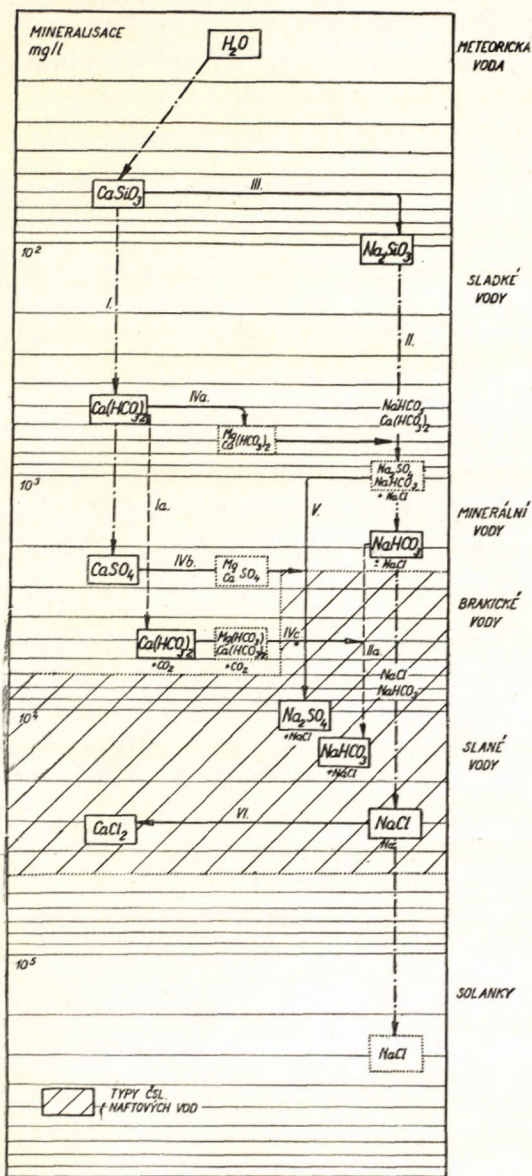
regulovaný v podstatě součinem rozpustnosti hlavních složek příznačných pro danou větev. Avšak přechody mezi jednotlivými větvemi jsou způsobeny chromatografickou výměnou v heterogenním systému voda-hornina. Bez těchto pochodů není možno vysvětliti existenci a vznik důležitých skupin přírodních vod, jakož i výskyt dominantního aniontu, na př. ve dvou stupních mineralisace (na př. bikarbonátní typ dominuje při celkové mineralisaci 588–800 mg/litr a 1200 až 3000 mg/litr nebo síranový typ dominuje při celkové mineralisaci 1500 až 2500 mg/litr nebo při mineralisaci až 10 000 mg/litr.)

Tyto rozváděné názory jsou znázorněny na obr. 7 graficky. Vystihují cyklus tvorby a metamorfosu vod převážně části sedimentárních oblastí na území ČSR, hlavně třetihor a druhohor. Bezpochyby budou platné pro celou oblast alpsko-karpatské soustavy.

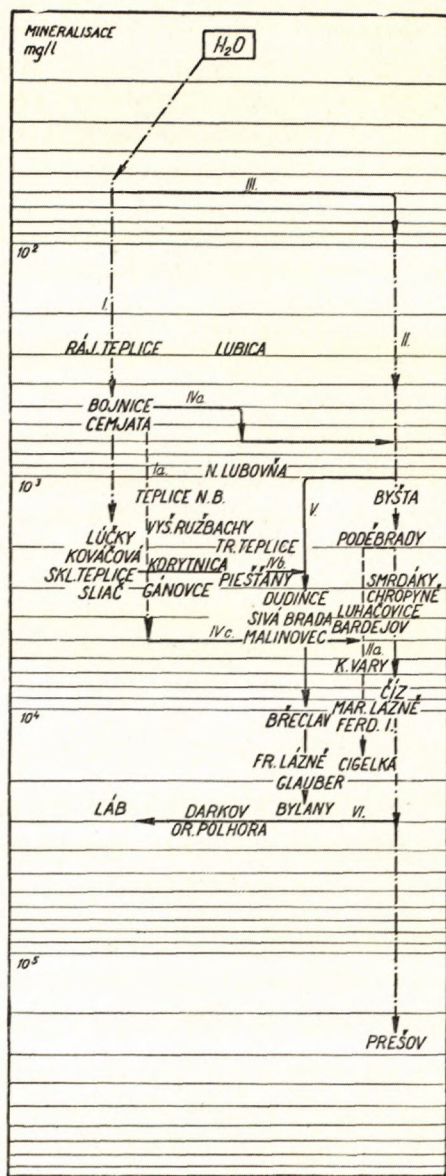
Z grafu je zřejmý základní charakter vody, který se tvoří prostým vyluhováním v horninách bez výměnných komplexů. Je označen čerchanou čarou I. Tento cyklus jmenujme *vápenatým*. Končí typem síranově-vápenaté vody (sádrové), tedy nikoliv typem chlorido-vápenatým (V a l j a š k o). Poněkud zvláštní, avšak principiálně stejné postavení mají vody s vysokým obsahem kysličníku uhličitého. Proces je označen Ia. Hojně se vyskytuje v oblastech s hlubinnými exhalacemi kysličníku uhličitého. Vápenatý cyklus metamorfosu je v našich geologických podmínkách neobyčejně vyvinut v oblastech mesozoických sedimentů na Slovensku; (srv. obr. 7 a 8) setkáváme se s ním však i v českých zemích. Podle pokročilosti tohoto procesu můžeme sestavit některé naše lokality minerálních vod takto: Cemjata, Hodějov, Rajecké Teplice, Turč. Teplice, Bojnice, Vyhne, Brusno, Teplice n. Bečvou, Králová, Sv. Ján, Sklenné Teplice, Lúčky, Korytnice, Sliač, Gánovce atd.

Druhá větev grafu je označena čerchanou čarou II. a představuje přeměnu typů vod při vyluhování v oblastech sedimentárních hornin mořského (slaného) původu. Končí typem maximálně mineralisované vody (nasycený roztok NaCl). Tento cyklus jmenujme *sodným*. Současně stejným směrem probíhá linie IIa, kterou vyznačuje opět vysoký obsah kysličníku uhličitého. Typ II. nalezneme v přírodě v postupně pokročilejším stadiu na těchto lokalitách: Byšta, Smrdáky, Chropyně, Číž až prešovské solanky. Typ IIa. je velmi častým a najdeme jej: Velaty, Suchá Loz, Poděbrady, Sadská, Herlany, Luhačovice, Cigelka atd. (srv. obr. 7 a 8).

Dále jsou v grafu vyznačeny další vyhraněné typy, s kterými se setkáváme v přírodě v sedimentárních horninách a jejichž existenci nejsme s to vysvětliti ani vyluhováním ani míšením. V grafu jsou označeny plnými čarami III, IVa, b, c, V a VI. Vznik se však stane logickým, jakmile jej považujeme za důsledek iontové rovnováhy. Přechod III probíhá v povrchových vrstvách sedimentů mořského původu (na př.: karpatský flyš). Přechod IVa možno najít na lokalitách: Nová Lubovňa, Tučín, Hor. Moštěníce, přechod IVb a c na př.: Piešťany, Trenč. Tepli-



Obr. 7. Grafické znázornění cyklu metamorfózy vod v sedimentárních oblastech.



Obr. 8. Promítnutí některých významných minerálních vod našich lokalit do grafického znázornění cyklu metamorfózy vod.

ce, Fatra-Zaturčie, Dudince, Sivá Brada, Bušince a pod. Přejchod V. je možno zaznamenat na lokalitách Břeclav, Kúty, Mar. Lázně, Františkovy Lázně. Přejchod VI. lze dokumentovat na lokalitách: Darkov, Oravská Polhora, Solivar, Báhoň, Nesvačilka a pod. (srv. opět obr. 7 a 8).

V přírodě nacházíme řadu přechodných typů vod, které jsou v různém stupni směsi dvou i více základních typů vod. Zařazením vod z různých lokalit do tohoto grafu lze odvodit pro lokalitu řadu příznačných procesů a získat často i nový náhled na původ této vody (Karlovy Vary, Fatra, Herlany a pod.).

Závěry a důsledky

Z předloženého materiálu a zjištění možno abstrahovat tyto základní zákonitosti, kterými se řídí tvorba a přeměna přírodních vod v sedimentárních oblastech:

1. Mezi všemi vodními polohami se vytváří dynamická iontová a koncentrační rovnováha, působící trvale v minulosti i v současnosti ve směru vyrovnání rozdílů.

2. Koncentrace a chemický typ aniontové složky vod je regulován součinem rozpustnosti solí přítomných kationtů (V a l j a š k o).

3. Koncentrace a chemický typ kationtové složky vod je regulován iontovou rovnováhou v soustavě voda-hornina.

Z průkazného materiálu vyplývá pak několik základních důsledků:

1. Výsledky v široké míře potvrzují Mahelův názor na vadosní původ většiny slovenských minerálních vod a ukazují, že je tento původ obecnější. Na principu iontové dynamické rovnováhy je třeba revidovat názory na původ řady vývěřů minerálních vod (na př.: Karlovy Vary, Františkovy lázně, Fatra-Zaturčie, Zaječice, Poděbrady, Herlany ap.).

2. Studovat obsah sorbovaných iontů v pelitické složce sedimentů jako možnou novou pomůcku pro paleogeografickou rekonstrukci složení a salinity sedimentačního prostředí.

3. Nepodnikat moderní vrtání na minerální prameny (balneologické účely) bez hydrogeochemické služby.

4. Nezávislost procesů metamorfosy na přítomnosti kysličníku uhličitého ve většině minerálních vod na území Slovenska i v českých zemích ukazuje, že původ většiny kysličníku uhličitého v těchto vodách není biogenní a je třeba jej přičíst vlivu mladého vulkanismu na karbonátní horniny (většinou druhohorní). Ve shodě s tím se kysličník uhličitý vyskytuje ve větších kvantech na poruchách v centrech sedimentačních pánví, nikoliv v oblastech, kde vulkanity tvoří povrch země.

Na laboratorním ověřování výměnných procesů spolupracovali Ing. M. Michalíček a Ing. R. Květ, za což jim děkuji; Ing. Michalíčkovi děkuji také za kritické pročtení práce.

LITERATURA

- [1.] Bastin E. S.: Přítomnost bakterií redukujících sírany v naftových vodách. *Science* 63, 21 (1926). — [2.] Bastin E. S. a Greer F. E.: Doplnující data o bakteriích redukujících sírany v horninách a vodách Illioniských naftových polí. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 14, 153 (1930). — [3.] Buneev A. N.: O původu hlavních typů mineralisovaných vod v sedimentárních horninách. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 45/6 (1944). — [4.] Dzensus-Litovskij A. I.: Původ, tvoření a migrace přírodních vod a vod ložisek solí SSSR. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 46/6 (1945). — [5.] Duben V.: Minerální vody v karpatské části jihovýchodní Moravy. *Zprávy veř. služ. techn.* 1940. — [6.] Durov S. A.: Vztah mezi povrchovými vodami síranovými a alkalickými vodami hlubinnými. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 77, 641 (1951). — [6a] Durov S. A. a Gorbenko F. P.: Příklad ostrého odlišení (stratifikace) minerálních vod v pažených studnách. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 93, 109 (1953). — [7.] Filipov K. V.: Gravitační hypotéza tvoření chem. složení hlubinných vod v tabulových depresních oblastech. *Izd. AN SSSR. Moskva* 1956. 320 lit. — [8.] Foster M. D.: Výměna kationtů a redukce sulfátů v slaných vodách podél Atlantiku a v Gulf Coast. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 28/5 (1942). — [9.] Původ vysoce natrium-bikarbonátních vod na pobřeží Atlantiku a Gulf Coast. *Geochim. cosmochim. Acta* 1, 33 (1950). — [10.] Friedl K.: Hlubinné vody Gösting. *Erdöl u. Kohle* 9, 505 (1956). — [11.] Gartner O.: O geologickém původu moravsko-slezských minerálních pramenů. *Čas. vlast. spol. musej., Olomouc*, 12, 1 (1929). — [12.] Gapon F. N.: Teorie výměny adsorpce na hornině. *Ž. obč. Chim.* 3, 144 (1933). — [13.] Gatal'skij M. A.: Použití hydrogeologie při hledání nových naftonosných oblastí. *Neft. Choz.* 34/11, 51 (1954). — [14.] Ginzburg-Karagičeva T. L.: Mikrobiologičeskoje issledovanie sernosolevych vod Apšerona. *Azerb. neftj. choz.* 6—7, 30 (1926). — [15.] Glogozcowski J. J. a Szypulowa K.: Hydrochemická prospekce. *Nafta* 8, 145 (1952). — [16.] Heide F.: Geochemie sladkých vod. *Chemie d. Erde* 16, 3 (1952). — [16a] Homola Vl.: Zprávy o geologických výzkumech. *ÚÚG* 1955. — [17.] Hynie O.: Nové jímání minerální vody v lázních Dudincích u Levic na jižním Slovensku. *Univ. Carolina 2/geologica* 1, 1 (1956). — [18.] Chebotarev I. I.: Hydrologické a termální závislosti při výskytu nafty. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 36, 688 (1952). — [19.] Metamorfosa přírodních vod v povrchové zóně větrání. *Geochim. cosmochim. Acta* 8, 22, 137 a 198 (1955). — [20.] Ignatovič N. K.: Pravidla rozdělení a tvoření hlubinných vod. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 45/3 (1944). — [21.] Janák J.: Klasifikace čs. naftových vod. *Archiv VÚN—Brno SACH* 55 (1952); *Práce ústavu pro naftový výzkum č. 5*, 29 (1955). — [22.] Teorie iontové a koncentrační rovnováhy hlubinných vod čs. části vnitroalpské pánve. *Archiv VÚN—Brno, SACH* (1953); *Práce ústavu pro naftový výzkum č. 4*, 5 (1955). — [23.] Chromatografická plynová prospekce z hlubinných vod. *Archiv VÚN—Brno, SACH* 82 (1953); *Věstník ÚÚG* 30, 197 (1955). — [24.] Janatjeva O. K.: Působení vodných roztoků síranu vápenatého na dolomit v přítomnosti kysliče uhličitého. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 101, 841 (1955). — [25.] Rozpustnost systému $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ při různých teplotách a parciálních tlacích kysliče uhličitého. *Ž. Obšč. Chim.* 87, 234 (1955). — [26.] Jenny H.: Jednoduchá kinetická teorie iontové výměny. *J. Phys. Chem.* 40, 501 (1936). — [27.] Judson E. a Osmond J.: Radioaktivita hlubinných a povrchových vod. *Am. J. Sci.* 253, 104 (1955). — [28.] Kaveev M. S.: Problémy vyhledávání nafty metodami hydrogeochemickými. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 61, 329 (1948). — [29.] Kazmina T. I.: Koeficient B/Cl ve vodách naftových ložisek. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 77, 301 (1951). — [30.] Krishnamoorthy C. a Overstreet R.: Pokusné přezkoušení iontovýmenných vztahů. *Soil Sci.* 69, 41 (1956). — [31.] Kuznecov A. M.: Sirovodíkové vody permského útvaru antiklinály Polasna—Krasnokamsk. *Dokl. Akad. Nauk*

SSSR 39, 151 (1943). — [32.] Změna složení hlubinných vod permu a karbonu a jejich směsí. Dokl. Akad. Nauk SSSR 51, 707 (1946). — [33.] Kuznecov A. M. a Novikov S. N.: Karbonské vody Polansko—Krasnokamské antikliny. Dokl. Akad. Nauk SSSR 36, 61 (1943). — [34.] Lane A. C.: „Connate“ vody při hlubinné cirkulaci. Geol. Soc. Am. Bull. 1919 (1941). — [35.] Magistad O. C., Fireman M. a Marby B.: Srovnání rovnic pro výměnu kationtů na základě zákona o působení hmoty. Soil. Sci. 47, 371 (1944). — [36.] MaheI M.: Minerálne pramene Slovenska so zretelom na geologickú stavbu. Práce Št. úst. geol., Bratislava 1952. — [37.] Marinov N. A.: Svislé zonální rozšíření podzemních vod v severozápadní části Střední Asie. Dokl. Akad. Nauk SSSR 40/8 (1948). — [38.] Plummer F. B.: Hlubinné vody a jejich role při akumulaci ropy. Bull. Geol. Soc. Am. 52, 2032 (1941). — [39.] Prochopov S. P. a Kačugin J. G.: Hydrogeologické výzkumy při prospekci ložisek. Gosgeoltékhizdat, Moskva 1955. — [40.] Renick B. C.: Výměna kationtů silikáty v hlubinných vodách v Monatně. US-Geol. Surv. Water-Supply Paper 520-D (1926). — [41.] Sage J. F.: Rozbory vod pomáhají identifikovat formace. World Oil 140, 75 (1955). — [42.] Savčenko P. S.: Obsah jodu v hlubinných vodách povodí řeky Sever. Noděc. Dokl. Akad. Nauk SSSR 99, 293 (1954). — [43.] Schmölzer A.: Geochemie jodových přírodních solanek. Chemie d. Erde 17, 193 (1955). — [44.] Schöller H.: Geochemie hlubinných vod. Journ. Inst. fr. Petrol 10, 181, 212, 507, 823 a 671 (1955) (lit. 871). — [45.] Sitter de L. U.: Diagenese naftových vod. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 31, (1947). — [46.] Spiro N. S., Gramberg I. S. a Wowk C. L.: Genetická klasifikace přírodních vod. Dokl. Akad. Nauk SSSR 93, 531 (1953). — [47.] Spurný M. a Dostálek M.: Mikrobiologie hlubinných vod naftonadějných oblastí. Práce ústavu pro naft. výzkum č. 29, SNTL 1956. — [48.] Stárka J.: Nové poznatky o mikrobiální redukci sulfátů. Biol. listy 32, 108 (1951). — [49.] Šagojanc S. A.: Všeobecné podmínky tvoření hlubinných vod. Dokl. Akad. Nauk SSSR 59, 1 (1948). — [50.] Šustef N. D.: Vymizení sulfátů z vod devonských ložisek. Neft. Choz. 12, 36 (1954). — [51.] Tagajeva N. V.: Některé geochemické typy hlubinných vod. Izv. Akad. Nauk SSSR 1, 69 (1954). — [52.] Tagajeva N. V. a Tichomirova M. M.: Geochemie vod obsahujících chloridy Mg a Ca. Dokl. Akad. Nauk SSSR 96, 121 (1954). — [53.] Telegdi-Roth K.: Chemické složení vod získaných při hledání a těžbě nafty a plynu v Maďarsku. Bull. Soc. Geol. Hung. 80, 17 (1950). — [54.] Valjaško M. G.: Úloha rozpustnosti při tvorbě chemického složení přírodních vod. Dokl. Akad. Nauk SSSR 99, 581 (1954). — [55.] Hlavní chemické typy vod a jejich tvoření. Dokl. Akad. Nauk SSSR 102, 315 (1955). — [56.] Zýka V.: Ke geochemii a hydrochemii minerálních vod na Přerovsku. Sborník SLUKO I/A, 89 (1954). — [57.] Zýka V. a Juránek J.: Příspěvek k hydrogeochemii minerálních vod severní a severozápadní části Prešovského kraje. Práce ústavu pro naftový výzkum, č. 21, 81 (1956). SNTL. — [58.] Zýka V.: Kandidátská disertace, Brno 1957. Obsahuje práce: a) Geochemie minerálních vod oblasti Šafárikovo—Lučenec. Geol. práce. Zprávy 3, 79 (1955). — b) Hydrogeochemická prognosa naftonadějnosti ČSR. Geol. sborník 7, 250 (1956); c) spolu s Komínkem E.: Hydrogeochemie minerálních vod Slovenska. Geol. sborník 7, 227 (1956). — [59.] Příspěvek k hydrogeochemii Moravy a Slezska. Přírodověd. sbor. ostrav. kraje 17, 581 (1956).

DIE AUFGABE DES IONENGLEICHGEWICHTES BEI BILDUNG UND METAMORPHOSE VON NATURWÄSSERN IN DEN SEDIMENTATIONSGBIETEN

Die Hydrochemie erzwingt sich im Komplex der geologischen Untersuchungsarbeiten eine dauernde Stellung als ein Teil der Lagerstättenprospektion von Mineralrohstoffen (Bitumen, Salz, Mineralwässer usw.). Wie wir die Möglichkeit festzustellen haben, stösst man bei den Untersuchungs- oder Förderungsbohrungen in den Sedimentationsgebieten im Prinzip an zwei Typen von Tiefwässern: Natriumtypus und Kalzium- (Magnesium) typus. In der Literatur findet man allmählich gesteigerte Aufmerksamkeit, die den Fragen des Verhältnisses der Wässer zu ihrer Genesis, ferner zum Vorkommen und Suche nach den Bitumenlagerstätten und endlich zu den hydrogeologischen Studien gewidmet wird.

Durch die Verarbeitung des analytischen Materials über Tiefwässer gelangte man zur Ansicht, dass zwischen einzelnen Wasserlagen das Ionen- und Konzentrationsgleichgewicht entsteht, das sich durch gegenseitige Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung von Wässern äussert. Nun werden diese Gedanken ferner für das System Wasser-Gestein entwickelt.

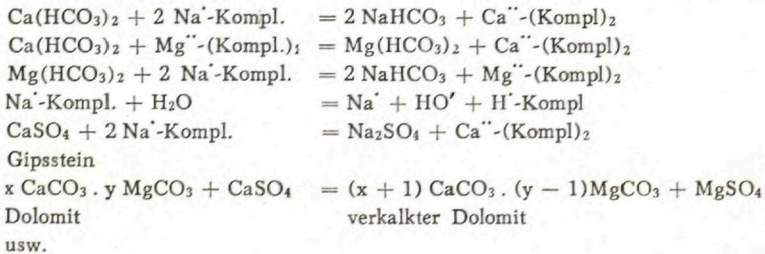
Bei der Ablagerung der Meeressedimente kommt es zur intensiven Berührung der Stoffe kolloidalen Charakters mit dem Meereswasser. Dieser Vorgang wird von Sorption und Ionenaustausch zwischen dem Sediment und Wasser begleitet. Ionenaustauschkomplexe der Sedimentengesteine tragen also den Abdruck der chemischen Zusammensetzung des Wassers, in dem sie entstanden, oder mit dem sie in Berührung kamen.

Prinzipiell kann für die Beschreibung des Gleichgewichts das Guldberg-Waag'sche Gesetz benutzt werden

$$K = \frac{(A)^+ \cdot (B)^-}{AB}$$

- wo (A)⁺ das dissoziierte Kation im Wasser,
 (B)⁻ den dissoziierten Komplex und
 (AB) den undissoziierten gesättigten Komplex bedeutet.

In der Natur kommt es dann zum Austausch zwischen den Meereskomplexen (Natriumkomplexen) und verschiedenen Wässern (besonders von vadoser Herkunft):



Alle diese Prozesse wurden im Laboratorium experimentell und während der Bohrarbeiten in der Praxis bestätigt.

Aus den Erwägungen und durchgeführten Versuchen erfolgt, dass die Bildung und Umwandlung der Naturwässer in den Sedimentationsgebieten sich im Prinzip nach folgenden Gesetzmässigkeiten richtet:

1. Zwischen allen Wasserhorizonten bildet sich ein dynamisches Ionen- und Konzentrationsgleichgewicht, das dauernd in der Vergangenheit, sowie in der Gegenwart in der Richtung des Ausgleichs wirkt.

2. Die Konzentration und der chemische Typus der Anion-Komponente der Wässer wird von der Löslichkeit der Salze von anwesenden Kationen geregelt (Valjaško).

3. Die Konzentration und der chemische Typus der Kationenkomponente wird im System Wasser-Gestein geregelt.

Die erste Gesetzmäßigkeit führt zum allmählichen Abwischen der Unterschiede zwischen ausgeprägten Wassertypen und ist die Ursache der Entstehung der horizontalen und vertikalen Wasserzonierung. Die zweite Gesetzmäßigkeit bestimmt die Komponentenfolge, in welcher der Salzinhalt, sowie die Stufe der allmählichen Mineralisation und Änderungen chemischer Zusammensetzung beim Auslaugen bereichert werden. Die dritte Gesetzmäßigkeit bestimmt die Richtung des Ionenaustausches, der bei bestimmter chemischer Zusammensetzung und Mineralisation von Wasser infolge der Berührung mit dem Gesteine entsteht.

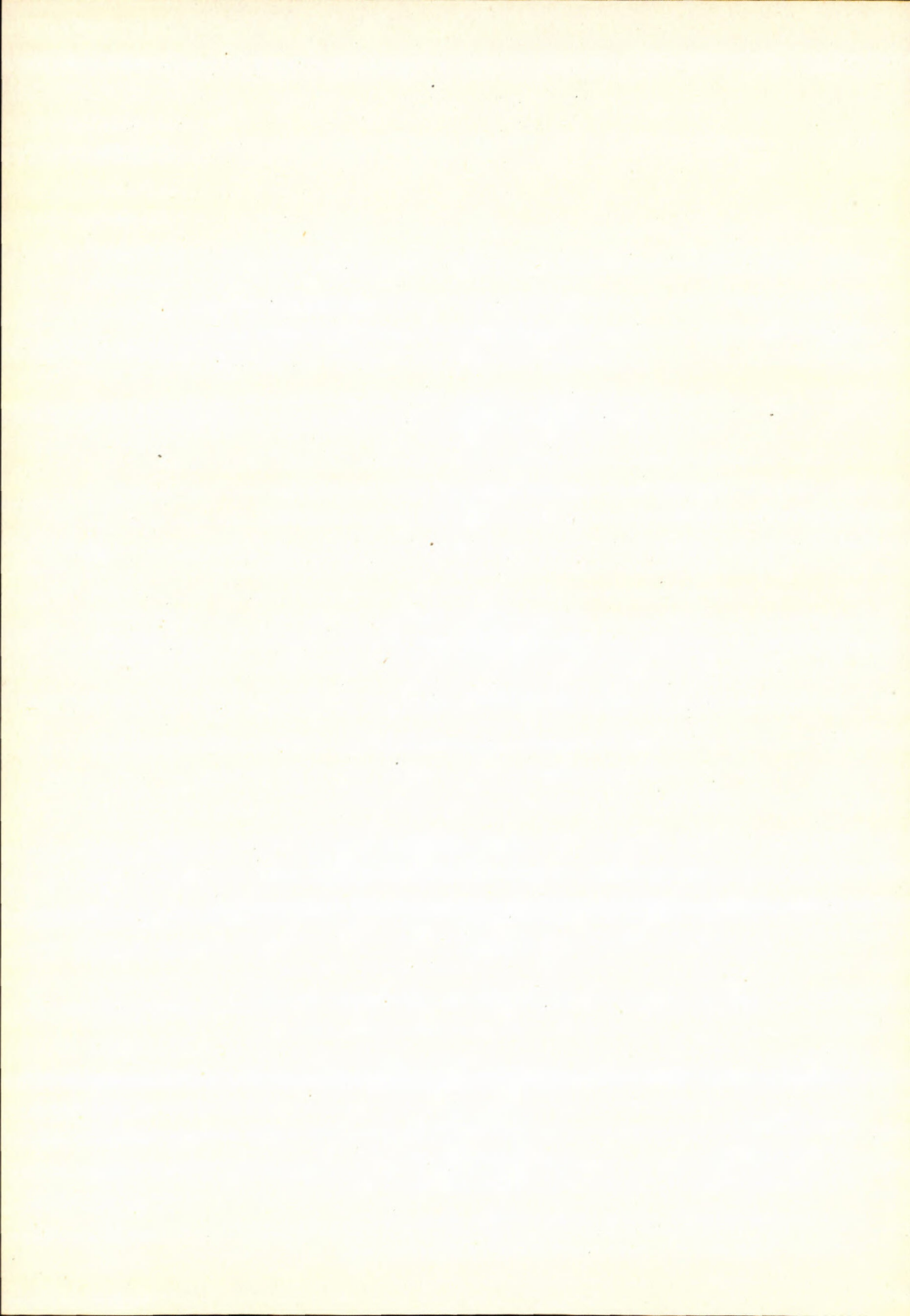
Der Zyklus der Bildung und Umwandlung der Untergrundwässer ist auf Abb. 7 graphisch dargestellt.

Der Wassercharakter, der sich durch die einfache Auslaugung in den Gesteinen ohne Austauschkomplex bildet, ist mit Linie I. dargestellt. Dieser Zyklus wird der *Kalzium-Zyklus* genannt. Er endet mit dem Typus des Kalzium-Sulfat-Wassers (Gipswasser), also nicht mit dem Typus des Kalzium-Chlorid-Wassers (Valjaško). Eine etwas besondere, aber im Prinzip die gleiche Stellung haben die Wässer mit hohem Inhalt von Kohlendioxyd Ia. Der Kalzium-Zyklus ist in den Gebieten des Mesozoikum im ganzen alpin-karpathischen System (jedoch auch im kaukasischen) besonders entwickelt.

Die zweite Abzweigung II., sog. *Natrium-Zyklus*, stellt den Verlauf der Mineralisation und der Änderungen in den Gebieten der Sedimentgesteine ozeanischer (salziger) Herkunft vor. Sie endet mit dem Typus des maximal mineralisierten Salzwassers. In der Anwesenheit von freiem CO₂ verläuft der Prozes IIa.

Ferner sind mit vollen dicken Linien die ausgeprägten Wassertypen III, IVa, b, c, V und VI dargestellt, denen wir in der Natur in den Sedimentgesteinen begegnen und deren Existenz wir nicht im Stande sind, mittels freier Auslaugung noch Mischung zu erklären.

In der Natur befindet sich eine ganze Reihe von Übergangstypen der Wässer, die in verschiedenen Mischungsstadien von zwei und mehr Grundtypen von Wässern auftreten. Durch ihre Einreihung in diesem graphischen System kann man die charakteristischen Prozesse ableiten und durch die Ausklärung der Genesis dieser Wässer manchen eine neue Ansicht über die Herkunft dieses Wassers gewinnen. In der graphischen Darstellung sind die hauptsächlichsten Beispiele der Mineralwasserlokalitäten in der CSR im Sinne der Ionengleichgewichtstheorie diskutiert (Abb. 8).



VÁCLAV ŠPIČKA

PŘÍSPĚVEK K PROBLÉMU STANOVENÍ HRANICE TORTON-HELVET V ČS. ČÁSTI VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(*Německé resume*)

Hranice torton-helvet byla v čs. části Vídeňské pánve kladena na spodní hranici vrstev s lanzendorfskou faunou. Místa byly navrtány basální tortonské vrstvy, tvořené štěrky, slepenci a pískovci. Důležité je zjištění pestře zbarveného slinito-jílovitého tmelu v detritickém slepenci u Břeclavě (T. B u d a y 1954, Z. A d a m 1956). V oblasti Brodské, Smolinské, Borský Sv. Jur, Závod byly v podloží tortonu navrtány vrstvy s netypickou faunou, převážně v pestrém vývoji, které byly zařazeny již do helvetu. T. B u d a y (1954) upozornil na možnost jejich případného spodnotortonského stáří, později je však řadil do 4. pásma svrchního helvetu. Otázka stratigrafické příslušnosti těchto vrstev nebyla dále podrobně sledována.

K problému stanovení hranice torton-helvet bylo vrtní činností v oblasti Studienka a Brodské získáno mnoho nových údajů, které umožňují nové zhodnocení stratigrafické příslušnosti vrstev s netypickou faunou, v podloží mikrofaunisticky prokázaného spodního tortonu.

V oblasti Studienka byl zjištěn tento vývoj spodního tortonu: svrchní lagenidový torton byl navrtán v mocnosti cca 350 m. Lithologicky zde můžeme rozlišit dva oddíly:

1. *spodní oddíl*, mocný cca 200 m, je tvořen šedými slinitými jíly s hojným uhelným detritem;

2. *svrchní oddíl*, mocný cca 150 m je tvořen pestrými, šedozeleně a rudohnědě skvrnitými slinitými jíly s vápnitými konkrécemi, s vložkami písků.

Pestrý vývoj nejvyššího spodního tortonu můžeme paralelisovat s pestrými vrstvami svrchní lagenidové zony, zjištěnými v oblasti Moravského Žižkova.

Spodní lagenidový torton, mocný cca 330 m, je tvořen převládajícími světlešedými až šedozelenými slinitými písky až pískovci různé zrnitosti, které se stří-

dají s polohami šedozelených a rudohnědých šedozeleně skvrnitých slabě slinitých jílu až jílovců. Ojedinele byly zjištěny slepence s dobře opracovanými valouny a písčítým tmelem, vložky bělavě šedých hrubozrnných houževnatých vápnitých pískovců s kalcitovými žilkami a šedé slinité jíly a jílovce. Úklony vrstev se pohybují v rozmezí od 2 do 8°. Faunisticky jsou vrstvy prakticky sterilní, pouze ve vyšší části byly zjištěny vložky šedého slinitého jílu s bohatou lanzendorfskou faunou. Při lithologické jednotnosti celého souvrství můžeme celý komplex přiřadit ke spodnímu tortonu. Správnost tohoto zařazení je podepřena též tím, že v nejnižší části souvrství byl zjištěn slepenec.

V podloží pestrých vrstev bylo navrtáno souvrství s rytmickým střídáním jemnozrnných až středně zrnitých písků a pískovců a šedých slinitých jílovců. Význačná je dokonalá vrstevnatost, s úklonem vrstev 5–7°. Faunisticky je souvrství netypické; dle lithologické podobnosti s I.—II. pásmem oblasti Lakšárská Nová Ves a Bor. Sv. Jur můžeme je považovat za ekvivalent I.—II. pásma svrchního helvetu.

V oblasti Studienka je tedy spodní lagenidový torton zastoupen vrstvami, vyznačenými rychlou změnou facie a pestře zbarvenými sedimenty, které jasně svědčí na nepravidelnou sedimentaci. V jejich nadloží nejsou vyvinuty šedé slinitojílovité vrstvy s bohatou lanzendorfskou faunou (t. zv. podivínské vrstvy); nelze vyloučiti, že jsou zastoupeny vrstvami, které mají ochuzenou faunu a byly proto přiřazeny ke svrchní lagenidové zoně. Nejvyšší část spodního tortonu je v pestrém vývoji a můžeme ji paralelisovat s pestrým svrchním lagenidovým tortonem v oblasti Moravského Žižkova.

V širší oblasti Kbel byly navrtány basální tortonské vrstvy mocnosti až 250 m, tvořené písky až pískovci a slepenci (t. zv. kútské slepence — T. B u d a y, 1955). V jejich nadloží jsou šedé pelity svrchního a spodního lagenidového tortonu mocnosti 100 a 50 m. Poněvadž v oblasti Brodské nebyly zprvu slepence známy a zjištěné pestré vrstvy byly řazeny do svrchního helvetu, byly kútské slepence považovány za lokální usazeniny říční delty (T. B u d a y, 1955, M. D l a b a č 1956).

Nejnověji byly východně obce Lanžhot na basi tortonu navrtány přes 150 m mocné slepence. Jsou v nich vyvinuty polohy pestrých, šedozelených a zelenošedě a rudohnědě skvrnitých slinitých jílu shodných s pestrými vrstvami, které byly v oblasti Brodské dosud řazeny do helvetu. V podloží byly zjištěny šedé slinité jíly, vrstevnaté, s úklonem vrstev 20–40° s netypickou faunou, které můžeme zařadit již do svrchního helvetu.

Západně od dvora Adamov bylo v podloží typického spodního tortonu navrtáno 300 m mocné souvrství tvořené pestrými, šedozelenými, žlutohnědými a skvrnitými slinitými jíly se silně ochuzenou, netypickou autochtonní faunou a faunou allochtonní, v níž jsou zastoupeny svrchnohelvetské a paleogenní prvky. Ojedinele byly zjištěny vůdčí spodnotortonské formy. Souvrství leží na 3. pásmu svrchního

helvetu, na něž nasedá ostrou hranicí. Jde tedy o transgresivní sedimenty v nadloží svrchního helvetu. Patří stratigraficky do spodního tortonu a představují ekvivalent laterální facii basálních tortonských slepenců.

Obdobné vrstvy, tvořené slepenci a pestrými slinitými jíly, byly navrtány též v oblasti Lanžhot—Rabensburg, Brodské a Kostice. Na podkladě výše uvedených zjištění je můžeme též zařadit do spodního tortonu. Celková mocnost basálního spodnotortonského souvrství není ve všech částech oblasti známa, poněvadž na řadě vrtů nebylo souvrství provrtáno.

V basálních spodnotortonských vrstvách byly v oblasti Břeclav a Lanžhot zjištěny vody vyznačené vysokým obsahem síranových aniontů. Tyto vody byly dříve pokládány za typické vody nejvyššího svrchního helvetu (J. Janák 1954). Z nového zařazení faunisticky netypických vrstev na rozhraní torton-helvet vyplynulo, že síranové vody musíme pokládati za spodnotortonské, vázané na basální lagunární souvrství. Jak ukazují některé výsledky našeho průzkumu jedná se zde o zjev lokální. Ve svrchním helvetu síranové vody dosud v této oblasti zjištěny nebyly.

Zjištěná přítomnost krystalků anhydritu v basálních tortonských vrstvách je v genetické souvislosti s chemismem vod na ně vázaných a nelze ji považovat za důkaz proti zařazení pestrého souvrství do tortonu.

V oblasti Láb—Vysoká—Malacky nebyly pestré spodnotortonské vrstvy zjištěny. Hranice torton-helvet je zde kladena na basi souvislého svrchno-spodnotortonského písčitého komplexu resp. na basi spodnotortonského slepence. V podloží jsou vyvinuty lábské ostracodové vrstvy. Pestré vrstvy byly z velkého počtu jader zjištěny pouze v jediném případě. Z podrobné analýsy nevyplývá jasně jejich svrchnohelvetické stáří. Stratigrafickou příslušnost tohoto ojedinělého výskytu nelze jednoznačně určit. Nejde zde však o mocnější pestré vrstvy, nýbrž pouze o pestré vložky malé mocnosti.

Pestré lagunární souvrství bylo na rozhraní tortonu a helvetu zjištěno též v oblasti Závod, Leváre, Bor. Sv. Jur, Smolinské, Kuklov, Lakšár, Nová Ves. V oblasti Závod, Leváre, Lakš. Nová Ves bylo prokázáno, že leží v nadloží svrchnohelvetických vrstev v šedém vývoji a že v pestrém souvrství samotném jsou vložky s tortonskou faunou. Pro příslušnost pestrých vrstev u Borského Sv. Juru, Kuklova a Smolinského nemáme přímých paleontologických dokladů. Tyto vrstvy leží v podloží prokazaného spodního tortonu a v nadloží šedých vrstev, které můžeme řadit do IV. pásma svrchního helvetu. Nemáme tedy důvodů předpokládat, že by měly jiné stratigrafické zařazení než v ostatních uvedených oblastech.

Získané poznatky můžeme celkově zhodnotit takto:

Pestré slinitojílovité souvrství, převážně s netypickou faunou, zjištěné na rozhraní tortonu a helvetu a řazené dosud do svrchního helvetu představuje tedy laterální facii basálních spodnotortonských slepenců a patří do spodního tortonu.

Hranice torton-helvet je jasná tam, kde basální spodní torton je zastoupen výhradně nebo převážně slepencovými a písčítými komplexy, dále tam, kde podloží tvoří sedimenty 3. pásma svrchního helvetu s bohatou faunou. Obtížné a faunisticky místy neproveditelné je stanovení hranice, jestliže v podloží jsou vrstvy IV. pásma svrchního helvetu. K určení stratigrafie v těchto případech je nutné dodat, že sedimenty IV. pásma jsou tvořeny převážně šedými až zelenavě šedými slínitými jíly. Nelze v nich sice vyloučiti pestré vložky malé mocnosti, můžeme je však považovat spíše za výjimečný zjev, než za pravidlo. Při stanovení hranice torton-helvet je dále důležitá skutečnost, že ani stanovené úklony vrstev nelze vždy jednoznačně použít pro určení stratigrafie. Úklony vrstev v basálních tortonských sedimentech, jejichž povaha svědčí na nepravidelnou sedimentaci, nelze totiž považovat vždy za věrohodné.

Spodnotortonská sedimentace začíná v celém jižním úseku čs. části Vídeňské pánve basálními sedimenty buď ve vývoji slepenců a písků nebo slínito-jílovitých vrstev, převážně v pestrém vývoji. Elevační oblasti zastihla spodnotortonská transgrese teprve v době maximální záplavy. Basální vrstvy zde proto nejsou vyvinuty a spodní torton je zde zastoupen pouze slínito-jílovitými sedimenty s bohatou faunou.

Dle dnešního stavu poznatků o spodním tortonu můžeme podat tento stručný obraz paleogeografického vývoje spodního tortonu: spodnotortonská transgrese začíná, s výjimkou severovýchodní části pánve, basálními vrstvami. Doznívání tektonických pohybů a poměrně členitá morfologie mezi tortonem a helvetem se projevuje v silné faciální rozrůzněnosti a v neklidné, místy až překotné sedimentaci, při čemž synsedimentární poklesové pohyby umožňují místy sedimentaci vrstev v dosti velkých mocnostech. Životní podmínky jsou v tomto období krajně nepříznivé. Proto jsou tyto vrstvy faunisticky sterilní nebo obsahují faunu zakrnělou a netypickou, odpovídající facií a faunu přeplavenou. Zvětšení rozsahu transgrese se projevuje změnou facie. Lagunární sedimentace a facie typických transgresivních sedimentů je vystřídána normální pánevní sedimentací. Usazují se slínito-jílovité vrstvy s bohatou faunou, ukazující na klidnou sedimentaci. Tento postup transgrese projevuje se již v nejvyšší části basálních vrstev vložkami sedimentů s bohatou faunou. Je samozřejmé, že hranice mezi šedými vrstvami spodní lagenidové zony a vrstvami basálními není ostrá a vertikálně kolísá, v závislosti na blízkosti pobřeží. V okrajových oblastech se projevuje též blízkost pobřeží v charakteru fauny; šedé vrstvy v nadloží basálního tortonu se zde vyznačují hojným uhelným detritem a faunou, která je charakteristická pro svrchní lagenidovou zonu. Tyto vrstvy můžeme považovat za okrajový ekvivalent spodní lagenidové zony. Koncem spodní lagenidové zony dosahuje transgrese vrcholu a zasahuje i oblasti elevační, které na počátku tortonu byly souší. Svrchní lagenidový torton je regresivní. Projevuje se to v ochuzení fauny ve srovnání se spodní lagenidovou zónou a místy opět pestrá lagunární sedimentací.

Novými poznatky je v některých oblastech čs. části Videňské pánve zásadně změněna původně předpokládaná paleogeografie spodního tortonu. Na podkladě nově sestrojených mapových pokladů bude možno zpřesnit poznatky o tektonice a paleogeografii spodního tortonu.

*Čs. naftové doly,
Hodonín*

SEZNAM LITERATURY

- [1.] Bílek K.: Závěrečná geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Láb—Vysoká za rok 1954. Zpráva ČND Hodonín 1955. — [2.] Výroční geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Vysoká za rok 1955. Zpráva ČND Hodonín 1956. — [3.] Výroční geologická zpráva oblasti Brodské za rok 1953—1954. Zpráva ČND Hodonín 1955. — [4.] Buday T.: Zpráva o výzkumech v neogenu Dolnomoravského úvalu za rok 1954, Zpráva ÚÚG Praha 1955. — [5.] Stratigrafie spodního a středního miocenu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu za rok 1954. Zpráva ÚÚG Praha 1955. — [6.] Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocenu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG, XXX — Praha 1955. — [7.] Buday T. — Cícha I.: Zpráva o výzkumech v neogenu Dolnomoravského úvalu za rok 1955. Praha 1956. — [8.] Buday T. — Cícha I.: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geologické práce, zošit 43, Bratislava 1956. — [9.] Dlabáč M.: Řešení otázek akumulace nafty v sarmatu a tortonu Videňské pánve. Zprávu VÚN Brno 1956. — [10.] Janáček J.: Naftové geologické poměry okrsku Lanžhot—jih (Rabensburg) s hlediska dosud provedených průzkumných prací. Zpráva ČND Hodonín 1956. — [11.] Janák J.: Klasifikace hlubinných vod čs. části Vnitroalpské pánve. Práce Ústavu pro naftový výzkum. Publ. č. 4—8, Praha 1955. — [12.] Šelle M.: Výroční geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Vysoká za rok 1956. Zpráva ČND Hodonín. 1957.

VÁCLAV ŠPIČKA

BEITRAG ZUR FESTLEGUNG DER TORTON-HELVETGRENZE IN DEM TSCHECHOSLOWAKISCHEN TEIL DES WIENER BECKENS

Die Torton-Helvetgrenze wurde an die untere Grenze der grauen mergelig-tonigen Schichten mit einer Lanzendorfer Fauna, eventuell der basalen, von Schottern, Konglomeraten und Sandsteinen gebildeten Schichten gelegt. In einigen Gebieten wurden im Liegenden des Tortons, überwiegend in der bunten Entwicklung, Schichten mit einer untypischen Fauna gebohrt, die in die vierte Zone des oberen Helvet eingereiht wurden. Aus der Auswertung aller unseren Erkenntnisse geht hervor, dass diese Schichtenfolge stratigraphisch ins untere Torton gehört und eine laterale Fazies basaler untertortonischen Konglomerate darstellt.

Die untertortonische Sedimentation beginnt im ganzen südlichen Abschnitt des tschechoslowakischen Teiles des Wiener Beckens mit einer Entwicklung von Konglomeraten und Sanden oder mergelig-tonigen Schichten, überwiegend in der bunten Entwicklung. Die untertortonische Transgression erreichte die Elevationsgebiete erst in der Zeit der maximalen Überschwemmung. Die basalen Schichten sind da deshalb überhaupt nicht entwickelt und das untere Torton wird durch die mergelig-sandigen Schichten mit reicher Fauna vertreten.

Die Grenze zwischen Torton und Helvet wird dort klar, wo das Liegende des Tortons die dritte Zone des oberen Helvets bildet. Schwierig und faunistisch stellenweise undurchführbar erscheint dagegen die Festlegung der Grenzen in den Fällen, wo das Liegende von Sedimenten der vierten Zone gebildet wird. Als ein wichtiges Leitband für die Bestimmung der Stratigraphie erscheint da die Tatsache, dass die Sedimente der vierten Zone überwiegend von grauen bis grünlich grauen mergeligen Tonen gebildet werden. Zwar kann man in ihnen die bunten Einlagen von geringer Mächtigkeit nicht absondern, aber sie stellen vielmehr eine Ausnahme, als eine regelmässige Erscheinung dar.

Übersetzt von inž. M. R u m a n n.

LUDOVÍT IVAN

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ TERCIÉRU VÝCHODNE OD RIEKY SLANEJ

(Tab. I, —II., nemecké resumé)

Študované územie sa rozprestiera vo východnej časti Rimavskej kotliny, a to prevažne na východ od rieky Slanej. Rieka Slaná pri Čoltove vystupuje zo Slovenského krasu typickým kaňonovitým údolím. Mezozoické súvrstvie možno pozorovať v údoliach potokov tečúcich do Slanej a severne od Bretky. Študované územie je mierna pahorkatina; zaoblené tvary sú vymodelované v západnej časti, kde vystupujú terciérne, mäkké slienité pieskovce staršieho neogénu alebo na nich, resp. priamo na mezozoiku ležiace pliocénne sypké sedimenty.

Pleistocénna eolická sprašová skryvka zastiera ako tenká pokrývka starší predkvartérny reliéf. Širšia rovina sa rozprestiera len okolo Slanej, kde údolná niva je niekoľko km široká. Táto aluviálna niva reprezentuje najnižšie miesta študovaného terénu, a to niečo nad 180 m; najvyššie kóty nepresahujú tu 400 m.

Staršie práce

Terciérnymi sedimentami Rimavskej kotliny sa zaoberalo viac autorov. Ich práce boli zamerané hlavne na využitie minerálnych prameňov alebo na možnosti výskytov nafty, resp. plynov. Výskum sa robil hlavne v západnej časti Rimavskej kotliny. Z autorov spomeniem aspoň týchto: Noszky J., Jaskó S., Illés V., Rozložník P., Szentes F., Schréter Z., Ferenczi S., Pávai Vajna F., Kulhay J., Sassy J., Szabényi E., Ludwig E., Lengyel V., Maheľ M., Čechovič V., Seneš J., Homola V., Kulcsár K., Cílek V.

Najnovšie makrofaunu z tejto oblasti spracováva M. Váňová, mikrofaunu R. Lehotayová, sedimentárnou petrografiou sa zaoberajú M. Marková a M. Mišík.

Prvú geologickú mapu z tejto oblasti máme od F. Foeterleho (1867),

ktorý kladie bazálne zlepenca do eocénu; nadložné mladšie sedimenty, piesčité sliene (hapoka), ako i vulkanity a ich pyroklastiká považoval za miocén. H. Böckh (1898) považuje výplň panvy, piesčité sliene Rimavskej kotliny za helvétske. J. Noszky (1926) začlenil sedimentárnu výplň kotliny do oligocénu. Po ňom i ďalší geológovia a paleontológovia (M. Plička, Vl. Homola, Gy. Kulhay, V. Cílek, P. Rozložník a i.) považovali túto výplň — piesčité sliene — za starší terciér.

V tejto práci chcem na základe fauny a celkového vývoja poukázať, že sedimentárna výplň Rimavskej kotliny je neogénna, pravdepodobne ide o najstarší neogén.

Stratigrafia

Trias

Spodný a stredný trias vystupuje v kaňone rieky Slanej a v údoliach potokov na západnom svahu pahorka Puszta, kóta 381. Verfén je zastúpený v údolí potôčika pri mlyne pri Bretke a tvoria ho slienité pestré bridlice so slabšími polohami kvarcítov a pieskovcov. Výskyt je priestorove malý. Strednotriasové zrnité dolomity a svetlé vápence wettersteinského typu ležia pri Bretke na verféne. V údolí potoka Uraš z týchto vápencov určil J. Bystriický početné riasy ladinského veku. Severne od obce Bretka pri cintoríne vystupuje serpentinit; túto lokalitu preštudoval J. Kantor (1956). Medzi serpentinitom a cintorínom vystupujú asi na ploche 300 m² svetlé kryštalické vápence intenzívne kontaktne metamorfované, ktoré J. Kantor považuje za strednotriasové, lebo sú späté pozvoľnými prechodmi so svetlými vápencami wettersteinského typu.

Spodný miocén

Na paleozoických a mezozoických horninách na niekoľkých miestach ležia transgresívne zlepenca a detritické vápence, a to na lokalitách: Bretka, Čoltovo, Lapša pusta, Uraš pusta, ďalej mimo mapovaného terénu: kúpele Strelnice, Hrkáč, Polina, Hostišovce, Budikovany, Španie Pole a Višňové, ktoré majú v podstate rovnaký charakter.

Bazálne zlepenca sú väčšinou monomiktné a obsahujú vápencové valúny, resp. úlomky a majú vápnitý tmel. Miestami má bazálne súvrstvie málo opracované úlomky a máva vzhľad brekciovitého zlepenca. V zlepencoch možno obyčajne pozorovať priamu súvislosť sedimentácie zlepenčov a detritických vápencov na okolí. Tak napr. pri Bretke vystupuje ojedinele bázická hornina — serpentinit, valúny ktorej možno pozorovať i v bazálnych zlepencoch pri Bretke. Naproti tomu v údolí Uraš, kde sú zlepenca tiež mohutne vyvinuté, serpentinity sme nepozorovali. Zlepenca sú na skameneliny chudobné, obyčajne len sporadicky nachádzajú sa tu niektoré sublitorálne druhy: *Phacoides* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Terebratula* sp., *Balanus* sp. Celkove má fauna miocénny ráz; pravdepodobne ide o najspodnejší miocén.

Z lokality Bretka M. V á ň o v á určila z niekoľkých exemplárov túto faunu:

Chlamys rotundata L m k.

Chlamys martelli U g o l.

Chlamys oblitaquensis S a c c o

Pecten (Flabellipecten) carryiensis G u e r r e t.

Táto fauna svedčí o miocénnom veku bazálnych zlepenčov. *Chlamys martelli* U g o l., *Chlamys rotundata* L m k. sa nachádzajú v akvitánskych i v burdigalských sedimentoch. *Chlamys oblitaquensis* S a c c o je rozšírený v akvitáne; *Pecten (Flabellipecten) carryiensis* G u e r r e t je zatiaľ známy zo spodného burdigalu. Typická burdigalská fauna, resp. pektény na spomínaných zlepenčových lokalitách zatiaľ nebola zistená. Z doterajšieho rozboru fauny vyplýva, že zlepenčové súvrstvie je miocénne, pravdepodobne akvitánske.

V Bretke ležia zlepence s úklonom 30° smerom k terciérnej panve. Makrofauna nie je hojná a je zle zachovaná.

Z mikroorganizmov sú tu sporadicky zastúpené foraminifery miliodového charakteru.

V zlepencoch z Uraš pusty sa tiež nachádza obdobná fauna. Z makrofauny ide tu o druh pekténov a z mikrofauny o miogypsiny. V organogénnych vápencoch sú tiež zastúpené machovky a ostne ježoviek i riasy rodu *Solenopora*.

Sedimentárno-petrograficky jemnozrnné zlepence od Lapša pusty spracoval M. M i š í k.

Terciérne súvrstvie je okrem uvedených bazálnych zlepenčov, resp. detritických vápenčov na skúmanom území prevažne šlírovitého vývoja a je uložené takmer vodorovne.

Šlírovitá fácia je nevodonosná a ľahko podlieha vetraniu. Fauna je obyčajne zle zachovaná a vyskytuje sa len sporadicky. Vo väčšom množstve sa vyskytuje pri tehelni v Šafárikove a v Gemerskej Panici.

V Gemerskej Panici pri miestnej elektrárni sme našli túto faunu: *Nucula* sp., *Leda* sp., *Ostrea* sp., *Lucina* sp., *Phacoides* sp., *Tellina* sp., *Flabellum* sp., *Brisopsis* sp. Obdobná fauna sa nachádza aj pri tehelni v Šafárikove.

V šlírovitej fácii sú zastúpené jemnozrnné pieskovce, piesčité sliene, slienité ílovce, slienité íly značne piesčité. Sedimentárno-petrografický rozbor vzoriek z Gemerskej Panice urobil M. M i š í k.

Bazálne zlepence sú vyvinuté pravdepodobne v okolí tvrdších hornín gemeríd. Na miestach, kde sú mäkšie, jemnejšie fylity, sa v ich okolí vyvíjali jemnejšie sedimenty šlírovitého vývoja.

Stredný miocén

V u l k a n i t y : Kóta 351 (Puszta) je zložená z andezitických brekcií a tufov; tufitický materiál bol pozorovaný aj v šafárikovských viniciach a pri kóte 311. Sú to andezitové štrky a pelitické tufity. Andezitové balvany sa vyskytujú spora-

dicky na plateau medzi dolným tokom riečky Turiec a Slanou. Ide o zvyšky súvislej vulkanickej pokrývky medzi Slanou a Rimavou, ktorá bola postupne rozrušená a oddenudovaná. Tieto andezitické horniny, ktoré ležia na podložných piesčitých slieňoch a pieskovcoch začleňujem zatiaľ analogicky do neogénu. Podľa poznatkov zo západnejších území (okolie Lučenca, Modrého Kameňa, Dudiniec) pravdepodobne budú vrchnotortónskeho veku. Na mapovanom území v tufitoch boli zistené len zvyšky listov a vetiev, resp. kmeňov rozličných rastlín. Na vulkanitoch ležia pleistocénne sedimenty, predovšetkým štrky.

Vrchný pliocén

Na starších horninách, na paleozoiku, mezozoiku, terciéri a na vulkanitoch ležia dobre opracované štrky, štrkopiesky, piesky a piesčité íly. Štrky sú miestami spevnené. Valúny sú prevažne z kremeňa a kvarcitu. V menšej miere sú zastúpené rozličné valúny hornín gemeríd. Ich veľkosť je priemerne 3–7 cm. Fauna som v týchto sedimentoch nezistil. Považujem ich za pliocénne.

Kvartér

Lavá strana Slanej je lemovaná terasovými štrkami v niekoľkých stupňoch. Sú odkryté na početných menších štrkoviskách. Miestami podľahli sklzom po šlírovitom podloží. Terasové štrky sú prikryté sprašou a hlinami. Na vápencoch leží miestami terra rossa. Aluviálne náplavy Slanej sú zastúpené štrkami, štrkopieskami, pieskami, piesčitými ílmi a hlinami. Na zlomoch vyvierajú početné minerálne pramene. Z minerálnych prameňov pri Stránskom sa vytvorili sedimentáciou kvartérne travertíny.

Z á v e r

V serpentinitoch sa vyskytujú tenké žilky azbestu. V minulosti tu bola razená šachta, avšak ďalej sa v prieskume nepokračovalo. Žiadal by sa preto podrobnejší výskum v tomto smere. Vo wettersteinských vápencoch boli a sú početné lomy na miestne pálenie vápna. Bazálne zlepence sú hospodársky využité v Bretke, kde sa dobývajú ako stavebný materiál. V šlírovitej fácii sú založené tehelne, z ktorých hospodársky význam má najmä tehelňa v Šafárikove. Terasové štrky sa tiež používajú pre miestnu potrebu. Vo vulkanických andezitických tufoch sú početné lomy pre miestnu stavebnú potrebu. Travertínové kopy pri Stránskom sú tiež vyhľadávané pre ľahko opracovateľný travertín, používaný ako stavebný i dekoračný materiál.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1.] Čechovič V., 1951: Geológia Juhoslovenskej panvy. Geol. práce, Zoš. 32. Bratislava. — [2.] Danihelová R., 1952: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení povrchových vzoriek z okolia Rimavskej Soboty. Rukopis. — [3.] Ferenczi I., Adatok az Ipolymedence Sósartyán Karancsszág illetve Balassagyarmat körüli részének földtani ismeretéhez. MFIEJ (1933—1935) Budapest. — [4.] Foetterle F., 1867: Vorlage der geologischen Detailaufnahmskarte der Umgebung von Rimaszombat. VGRA. Wien. — [5.] Illés V., 1906: Adatok a Gömörmegyében a Kis-, Sajó és a Balohpatak között fekvő terület geológiájához. MFIEJ. Budapest. — [6.] Jaskó A., 1940: A Rima és Tarna közének Oligocén rétegei. FG IXX. Budapest. — [7.] Kulhay L., Zpráva o geologických prácach vykonaných v Čízskej kotline v r. 1941. Rukopis. — [8.] Lengyel V., 1906: A csízi jód-brom forrás rádioaktivitása. Nagy Chem. Folyóirat XII. Budapest. — [9.] Majzon L., Budapest környéki kattiai rétegek foraminiferái. MFIEJ (1933—1935) Budapest. — [10.] Rozložník P., Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. MFIEJ (1933—1934). Budapest. — [11.] Schréter Z., 1940: Nagybátony környéke. A Magyar tájak földtani leírása. II. Budapest. — [12.] Kantor J., 1956: Serpentinítý južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce — Zprávy 6. Bratislava. — [13.] Schréter Z., 1941: A csízi sós, jódos, brómos gyógyvíz hydrologiai viszonyai. HK XXI, köt. — [14.] Seneš J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni. Geol. práce, Zoš. 31. Bratislava. — [15.] Szentes F., Jelentés az 1934—1935, évben a Márta északi oldalán végzett földtani felvétélről MFIEJ (1933—1935). Budapest. — [16.] Váňová M., 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepcencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geologické práce — Zošit 52, Bratislava. — [17.] Vitális A., 1942: Ujjabb hidrológiai adatok Salgotarján környékéről II. HK XXI. Budapest.

LUDOVIT IVAN

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG DES TERTIÄRS ÖSTLICH VOM FLUSS SLANÁ

Das studierte Gebiet breitet sich im östlichen Teil des Beckens Rimavská kotlina, östlich vom Fluss Rimava aus. Auf den älteren paläozoischen und hauptsächlich mesozoischen Gebilden liegen transgressiv basale Konglomerate und schlierartige sandige Mergel, Tonschiefer und mergelige Tone. Es handelt sich wahrscheinlich um älteres Miozän. Auf älteren miozänen Gesteinen liegen Tuffe und Tuffite mit andesitischem Material. Der grosse Teil von ihnen wurde abgetragen. Der jüngste neogene Schichtenkomplex aus diesem Gebiete sind pliozäne Schotter, Schottersande, Sande und sandige Tone, die auf älteren Gesteinen verschiedenen Alters liegen.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Erläuterung zu den Abbildungen

T a f e l I.

A b b. 1: Dejekt. Kugel in den pliozänen Schottern, nördlich der Gemeinde Čoltov. Foto E. Ivan

A b b. 2: Abwechslung der Tuffe mit tuffitischen Schottern, östlich der Gemeinde Nižný Skalník.
Foto E. Ivan

T a f e l II.

A b b. 1: Miogypsinkalkeinlage in den basalen Konglomeraten bei Uraš pusta (Mikrofoto)

Foto Osvald

A b b. 2: Einlage des organogenen Kalkes in den basalen Konglomeraten bei Bretka (Mikrofoto)

Foto Osvald

TIBOR ĐURKOVİČ

VÝSKYT PROBLEMATIKA „ZOOPHYCUS“
V MENILITOVÝCH VRSTVÁCH

(Tab. 1, nemecké resumé)

Geologické postavenie problematika Zoophycus

Uvedený výskyt sa nachádza v krosnensko-menilitovej sérii dukelských vrás výravskej brachysynklinály (Leško 1952) pri Svetliciach. Menilitové vrstvy v záreze potoka Vilačka sú podľa Leška (1952) budované z polôh tmavých až čiernych ílovcov, striedajúcich sa s polohami tmavých, sivých, prevažne jemnozrnných pieskocov. V spodnej časti súvrstvia sa vyskytujú polohy opálových rohocov, ktoré sa striedajú s ílovcami tmavej farby v drobnorytmickom vývoji. *Zoophycus* sa nachádza vo vrchnej časti menilitových vrstiev nad vložkami opálových rohocov. Pri litologickom výskume tejto série pri Svetliciach som zistil niekoľko typov textúrnych znakov povrchu vrstiev organického pôvodu (*bioglyfy*) a pôvodu anorganického (*mechanoglyfy*). Z bioglyfov sú to stopy typu *Bullia* a trubičkovité vyvýšeniny, pravdepodobne stopy po lezení červov. Z mechanoglyfov sú to *prúdové mechanoglyfy* (*Strömungs-Marken Rücklin* 1938) a mechanoglyfy typu *groove-casts* (Shrock 1948).

Na tomto mieste by som sa chcel zaoberať problematickým útvarom *Zoophycus*.

Genus *Zoophycus* (*Zoophycos*) Massalongo 1851.

Tab III, obr. 1.

Synonym: 1955 *Spirophyton* Lessertisseur str. 72—74 v texte, Tab. X, obr. 1.

Nomenklatúra problematik tohoto typu nie je dôsledne spracovaná. Podrobnú synonymiku rodu *Zoophycus* uvádza Lessertisseur (1955). Rôzne typy chodieb, prípadne spôsoby vnutia toho istého živočicha boli autormi rôzne pomenované. Abel (1935) uvádza, že kolmo stojace chodby tvaru „J“, hlavne

ich spodné časti, boli popísané ako *Daedalus*, chodby na spodnej strane spirálovito stočené ako *Spirophyton*.

P o p i s. Forma je elipsovitého tvaru, pretiahnutá v jednom smere; dĺžka 55 cm, šírka 41 cm. Zo stredu, z elipsovitého centra rozchádzajú sa na všetky strany jemné rýhy a hrbolky hrubé 1–2 mm. Toto vejárovité usporiadanie je ostro oddelené od okolitého sedimentu.

V ý s k y t. Menilitové vrstvy pri Svetliciach na západnom svahu kopca Kičera (417) na hornej strane jemnozrnného pieskovca (jeden exemplár).

Podobné formy som mal možnosť študovať aj vo vrstvách vyššieho oddielu paleogénu vlárskeho vývoja v synklinálnom pásme Chabovej (M a t ě j k a – R ó t h 1956) v kameňolome na ľavom svahu Vlár, južne od ústia potoka Jamka.

Genus *Zoophycus* (*Zoophycos*) M a s s a l o n g o 1851.

Tab. III, obr. 2.

Synonym: 1858 *Taonurus brianteus* F i s c h e r – O o s t e r str. 41. Tab. Ia. obr. 1.

1935 *Taonurus (Spirophyton)* A b e l str. 442, obr. 368.

P o p i s. V strednozrnnom pieskovci naprieč vrstevnatosti leží trubička vyplnená piesčitým materiálom o dĺžke 18 mm a šírke 5 mm. Z trubičky sa rozchádzajú do okolia vejárovite na všetky strany jemné vyvýšeniny na vzdialenosť 10 cm.

Podobné formy podľa osobného oznámenia A n d r u s o v a sa nájdu aj v sliedoch alba bradlového obalu (lokalita: Miločov, Považie).

O stratigrafickej hodnote problematika typu *Zoophycus* v Karpatoch vieme zatiaľ veľmi málo. Ako vedúcu skamenelinu ho nemôžeme použiť, lebo (podľa údajov z literatúry) sa vyskytuje vo viacerých geologických útvaroch. Tak podľa A b e l a (1953) sa vyskytuje vo Witterbergských kremencoch južnej Afriky, ba uvádza sa jeho výskyt tiež z inocerámových vrstiev Viedenského lesa (Wienerwald). G e k k e r (1957) spomína podobnú formu zo spodného karbónu severného krídla podmoskovského bazénu a L e s s e r t i s s e u r (1955) niektoré výskyt z Pyrenejí.

Všetky tieto údaje hovoria o existencii týchto foriem v rôznych geologických útvaroch, pričom najčastejší je výskyt v horninách jemnozrnných, ako sú pieskovce, sliene, prípadne kremence (južná Afrika).

Genézou spomínaných útvarov sa zaoberal C l i f t o n J. S a r l e (in A b e l 1935) pri popise obdobnej formy z medinského pieskovca, ktorý predpokladá vznik centrálnej rúrky, ktorá je na spodnej strane ohnutá do tvaru písmena „J“. Prekladáním takýchto tvarov dostaneme plošný obraz jednotlivých chodbičiek, hákovito na spodnej strane ohnutých a za sebou plošne uložených. Ak živočích

prejavuje ďalšiu životnú činnosť, vytvára chodby, ktoré sú o niečo viac naklonené ako pôvodné, čím vzniká akýsi vrecúškovite zakrivený tvar.

Zodpovedať presne otázku aký živočích spomínané tvary vytvoril, nie je možné. V súhlase s Abelom (1935) možno predpokladať, že ide o živočíchych zo skupiny *Polychaeta* (*Annelidae*). Je pravdepodobné, že štúdiom recentných foriem nájde sa kľúč k vysvetleniu životnej činnosti a spôsobu života fosilných typov.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1.] Abel O., 1935: Vorzeitliche Lebensspuren, Jena. — [2.] Fischer—Ooster, 1858: Die fossilen Fukoiden der Schweizer Alpen, Bern. — [3.] Fuchs Th., 1895: Studien über Fukoiden und Hieroglyphen. Denkschr. Ak. Wiss. Math., Nat. Kl. Bd. 62. Wien. — [4.] Gekker R. F., 1957: Vvedenje v paleoekologiju, Moskva. — [5.] Lessertisseur J., 1955: Traces fossiles d'activite animale et leur signifikation Paleobiologique. Memoires de la societe geologique de France. Tom. XXXIV. n. 74. Paris. — [6.] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geologické práce, zošit 35. Bratislava. — [7.] Matějka A.—Roth Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy ÚÚG. sv. 22. Praha. — [8.] Rücklin H., 1938: Strömungs-Marken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. Senckemb. Bd. 20. Frankfurt a. M. — [9.] Shrock R., 1948: Sequence in layered rock. London.

TIBOR ĐURKOVIČ

DAS VORKOMMEN VON *ZOOPHYCUS*-PROBLEMATIKUM IN DEN MENILITEN SCHICHTEN

In den meniliten Schichten der Výraver Duklafalten-Brachysynklinale bei Svetlice (Leško 1952) befindet sich in dem feinkörnigen Sandstein an der oberen Seite der Schichtenfläche ein Exemplar des Problematikumtypes *Zoophycus*. Seine Form ist oval, einseitig in die Länge gezogen. Es ist 55 cm lang und 41 cm breit. Aus der Mitte des ellipsoiden Zentrums gehen auf alle Seiten feine Büchelchen und Rillen, 1 bis 2 mm stark, auseinander. Diese fächerförmige Regelung ist scharf von den benachbarten umkreisten Sedimenten abgetrennt.

Lokalität: Menilite Schichten bei Svetlice am westlichen Abhang des Kičera Berges (417).

Ähnliche Formen kommen auch in den Schichten des oberen Paläogens der Vlaraentwicklung in der synklinalen Zone von Chabová (Matějka—Roth 1956) vor. Laut persönlicher Mitteilung Prof. Andrusovs sind diese Schichten auch aus der Klippenzone (Lokalität Miločov, Waagtal) im Alb der Klippenhülle bekannt.

Text zu den Abbildungen (Taf. III.)

Abb. 1: Problematikum *Zoophycus*. Menilite Schichten der Výraver Duklafalten-Brachysynklinale bei Svetlice. Foto: T. Ďurkovič

Abb. 2: Problematikum *Zoophycus*. Paläogen der Vlaraentwicklung aus der synklinalen Zone von Chabová. Foto: V. Sitar

Übersetzt von inž. M. R u m a n n.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

JÁN JARKOVSKÝ—BLAHOSLAV ČÍČEL

JAROSIT Z BANSKEJ BELEJ

(5 obr., anglické resumé)

V slednej južnej časti štólne Ferdinand, obzoru v rudnom poli šachty Bránik v Banskej Belej zistili sme vedľa bázického hydratovaného ferisulfofosfátu-diadochitu (J. Jarkovský—B. Čížel 1958) ako ďalší sekundárny bázický minerál káliumferisulfát — jarozit.

V spomenutej práci sme ho označili na základe röntgenovej a chemickej analýzy ako cyprusit. Podľa najnovších údajov, s ktorými sa budeme zaoberať ďalej, cyprusit a niektoré iné bázické ferisulfáty nie sú samostatné minerály, ale sú členmi rozsiahleho izomorfneho radu jarozitov. Správne identifikovanie podľa údajov DTA sťažila nám prítomnosť značného množstva diadochitu vo vzorke.

Treba poznamenať, že jarozit nie je totožný s jarošitom, ktorý opísal J. K o k t a (1937) zo Smolníka. Jarozit patrí mineralogicky do skupiny alunitu, kým J. K o k t a nazýva jarošitom izomorfnú zmes heptahydrátu síranu železnateho s heptahydrátom síranu horečnatého a s malou prímiesou medi (Cu). Chemický vzorec jarošitu je $(\text{Fe}^{+2}\text{Mg}) \text{SO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$, kým vzorec jarozitu je $\text{KFe}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$. Názov jarozit pochádza podľa pomenovania miesta Barranco Jaroso v Sierra Almagrera v Španielsku, kde bol prvý raz nájdený.

Makroskopický opis a separácia

V pôvodnom stave boli všetky vzorky nasýtené vodou. Väčšina z nich tvorila kôry na stenách banskej chodby. Po vysušení pri laboratórnej teplote (20° C) skrehli a rozsypali sa.

V z o r k a 1 je separovaná zo zemitej svetložlto-okrovej kôry bez známok vrstevnatosti. Tvorí na nej tmavohnedé až hnedočervené povlaky, ktoré nie sú ostro oddelené od základnej hmoty. Postupný prechod je dobre pozorovateľný. Svetlá hmota obsahuje diadochit.

V z o r k y 2 a 3 sú separované z kusového, pórovitého materiálu okrovej,

hnedočervenej až hnedej farby. Jednotlivé farebné odtiene sa navzájom prelínajú. Vzorka nie je vrstevnatá. Hnedá časť tvorí kôry, ktoré postupne prechádzajú v okrovú časť. Tieto kôry sa nachádzajú nielen na povrchu, ale aj vo vnútri jednotlivých kusov. Priemerná vzorka okrovej časti je označená číslom 2, hnedočervené kôry číslom 3. V týchto vzorkách nevystupuje jarozit spolu s diadochitom.

Vzorka 4 je separovaná z kusovej hmoty špongiovitého tvaru. Kostru špongie tvorí červenohnedá hmota (jarozit), ktorá miestami prechádza vo svetložltú hmotu (diadochit). Vzorka je tvrdšia a menej krehká ako ostatné.

Vzorka 5 predstavuje hnedočervené vrstvičky zo stalagmitu, odobraného z dna banskej chodby. V stalagmite sa nepravidelne striedajú vrstvičky, ktoré obsahujú krehký diadochit, diadochit vo forme rohovitej hmoty a hnedočervené vrstvičky a povlaky obsahujúce jarozit. Pretože sa diadochitová zložka nedala úplne odstrániť, nevieme, či je diadochit zmiešaný s jarozitom, alebo či ide iba o zvyšky, ktoré zostali na vrstvičkách.

Vzorka 6 má okrovú farbu, zemitý vzhľad a v pôvodnom stave obsahuje jemné laminované kôry a hľuzy tmavého, hnedočierneho materiálu, obsahujúceho diadochit.

Pre mineralogický rozbor opísaných vzoriek sme použili spektrálnu, chemickú, röntgenografickú a diferenciálne-termickú analýzu i dehydratačné krivky.

Spektrálna analýza

Kvalitatívne spektrálne analýzy s odhadom množstva prvkov podľa intenzity sčernania čiar urobil G. K u p ě o. Výsledky analýz sú v tab. 1.

Podľa spektrálnej analýzy najviac zastúpený prvok je tu železo (Fe); ďalej sa zistila prítomnosť väčšieho množstva draslíka (K). Síra (S) sa pri použitých podmienkach budenia neprejavila. Ostatné aniontovorné prvky nachádzajú sa iba v malých koncentráciách (P, As). Všetky vzorky obsahujú stotiny až desatiny percenta Pb; v stopách sa našlo rubídium (Rb). Pretože sa analytické spektrálne čiary rubídia prekrývajú s čiarami železa, udávame odhad jeho množstva ako otázný (?). Kvalitatívnou chemickou analýzou pomocou Nesslerovho činidla zistili sme v stopách aj ammoniový ion $(\text{NH}_4)^{+1}$, ktorý zastupuje izomorfné draslík. Ammonium pochádza pravdepodobne z presiakujúcich povrchových vôd. Z geochemického hľadiska je zaujímavá prítomnosť molybdénu a tália. Molybdén sa dostal do vodných roztokov oxydačného pásma pôsobením minerálnych kyselín, najmä kyseliny sírovej. Jeho najpravdepodobnejším zdrojom je rudná žila Bíber, kde sa môže vyskytovať spolu s ostatnými sírnikmi. Jeho jestvovanie vo forme sírnika predpokladáme preto, lebo oxydické minerály tvorí v prírode len veľmi vzácne a iba zriedka je prítomný vo forme izomorfných prímiesí. Tento prvok je charakteristický pre kyslé magmy. Pritom je zaujímavé, že sa vyskytuje v oxydačnom pásme rudnej žily Bíber spolu s intermediárnymi neovulkanickými hor-

Tabuľka 1

Č.	100 - 1 %		1 - 1/100 %			1/100 - 1/10 000 %		
1	Fe		P	Al	K	Si, Pb, Mg	B, As, V, Zn, Na, Ti, Sr, Ca, Mn, Rb?, Tl	Mo, Cu, Zn
2	Fe		K		Pb, MO, Na, Al	Si, Tl, Mg, Ti, Sr, Ca, Mn	V, Zn, Ba, Rb?	Sb, Cu
3	Fe		K		Si, Al, Mg, Cu, Na, Ca, Pb	Tl, Mo, Sr, Mn	Zn, Ti, Ba, Rb?	V, Y, Yb
4	Fe			Al	P, K	Si, Pb, As	B, Tl, Mg, V, Zn, Ti, Mn	Ga, Be, Mo, Y, Na, Sr, Ca
5	Fe		P		Si, Pb, Al, K	As, Ba	Tl, Mg, Na, Ti, Sr, Ca, Rb?, Mn	Ga, Be, Mo, V, Cu, Zn, Cr
6	Fe		K	Si, Ca, Al	Mg	Pb, Na, Ba, Sr, Mn	Tl, As, Zn, Ti, Rb?	Ga, Mo, V, Y, Cu, Ag, Yb

Analýzy boli urobené na veľkom kremennom spektrografe „HILGER“ v rozsahu 2500—6000 Å.

minami, a obsahujú ho všetky vzorky skúmaných jarozitov. V radove vyšších koncentráciách je zastúpený vo vzorkách 2 a 3, ktoré prakticky predstavujú čisté jarozity.

Z ďalších prvkov považujeme za potrebné všimnúť si tálium, ktoré je v oblasti slovenských neovulkanitov dosť zriedkavé. Pri zisťovaní synvulkanických a postvulkanických premien banskoštiavnických neovulkanitov našiel sa tento prvok aj v niektorých premenených andezitických horninách. Tálium je typický disperzný prvok, ktorý vytvára samostatné minerály iba veľmi vzácne. Je v prevažnej miere viazaný na náleziská sírníkov, najmä nízkoteplotných.

O niektorých ďalších prvkoch (As, P, Pb, Rb) bude reč v súhrnnej stati o jarozitoch.

Ostatné spektrálne zistené stopové prvky nie sú natoľko zaujímavé a vyskytujú sa bežne v neovulkanických premenených horninách i v rudných žilách banskoštiavnických neovulkanických hornín.

Chemická analýza

Chemické analýzy sme robili osvedčenými klasickými metódami. K_2O a Na_2O boli stanovené plamenným fotometrom. Výsledky analýz obsahuje tab. 2.

T a b u l k a 2

Č.	Zložka	1	2	3	4	5	6
1	nerozp. zb.	0,42	0,18	0,66	0,28	6,16	4,40
2	P_2O_5	3,03	0,31	0,36	1,12	3,25	0,01
3	SO_3	20,25	29,98	31,06	19,72	21,75	26,50
4	Fe_2O_3	48,21	45,44	44,26	51,49	44,16	47,02
5	Al_2O_3	1,76	0,35	0,23	1,69	0,19	0,68
6	BaO	—	—	—	—	—	1,25
7	K_2O	2,40	5,40	6,20	2,18	3,88	5,20
8	Na_2O	0,06	0,10	0,08	0,04	0,06	0,07
9	H_2O do 250 °C	18,50	6,50	5,44	19,00	15,50	7,05
10	H_2O do 400 °C	5,25	11,50	11,56	4,25	4,78	7,50
	Suma	99,58	99,76	99,85	99,67	99,73	99,67

Porovnávacie údaje chemických analýz jarozitu z Deljatina (1), uvádzané v práci M. P. G a b i n e t a (1957) a analýz karphosideritu (2), borgströmitu (3), utahitu (4) a cyprusitu (5) z práce A. A. M o s s a (1957) uvádzame v tab. 3.

Na rozdiel od porovnávacích dát uvádzame v našich analýzach vodu do 250 °C a vodu, ktorá uniká medzi 250 a 400 °C preto, lebo v našich vzorkách sa okrem

T a b u l k a 3

Č.	Zložka	1	2	3	4	5
1	nerozp. zb.	3,02	0,7	1,1	0,5	1,5
2	P_2O_5	—	0,6	0,00	0,00	stopy
3	SO_3	29,72	30,6	18,9	31,7	31,8
4	Fe_2O_3	45,14	48,8	61,2	51,0	49,1
5	Al_2O_3	4,18	—	—	—	—
6	FeO	0,79	—	—	—	—
7	MgO	0,13	—	—	—	—
8	K_2O	3,95	6,9	4,8	0,6	1,2
9	Na_2O	1,55	1,3	0,4	5,8	5,4
10	H_2O —	1,19	0,00	1,1	0,05	0,2
11	H_2O	10,12	10,80	12,6	10,7	11,1
	Suma	99,79	99,7	100,1	100,3	100,3

jarozitu nachádza i diadochit, ktorý do 250 °C uvoľňuje značné množstvo vody (tab. 2 analýza 1 a 4). Keby sme uvádzali vodu od 100 do 1000 °C, ako sa bežne udáva, skreslilo by to výsledky mineralogických prepočtov. Okrem toho by bol výsledok skreslený aj chybným odpočítaním SO₃, ktorý uniká do 1000 °C iba čiastočne, ako to vidíme v stati o diferenčnej termickej analýze. Údaje v tabuľke 2 sú odčítané z kriviek straty na váhe (dehydratačné krivky).

Najväčšia zhoda je medzi analýzou 2, tab. 2 a analýzou 1, tab. 3. Zastúpenie hlavných komponentov je tu skoro rovnaké. Podľa údajov A. A. M o s s a (1957) vykazuje sa tam vyšší obsah alkálií a mierne zvýšený obsah Fe₂O₃.

Prepočet analýz 2 a 3 z tabuľky 2 a analýzy 1 z tabuľky 3 uvádzame v súhrnnej stati.

Röntgenová analýza

Štruktúrnou analýzou alunitu a jarozitov sa podrobne zaoberal S. B. H e n d r i c k s (1937), ktorý ich zaradil do priestorovej grupy C⁵3v — R. 3m. Romboedrická základná buňka obsahuje jednu vzorcovú jednotku v zložení R⁺¹ R⁺³₃ (SO₄)₂ (OH)₆, kde R⁺¹ môže byť K⁺¹, Na⁺¹ Rb⁺¹ H₂O, Ag⁺¹, NH₄⁺¹. Miesto R⁺³ môže byť Fe⁺³ alebo Al⁺³. U jarozitov môže byť namiesto jednomocného kationt dvojmocný (napr. plumbojarozit). Potom každá druhá poloha K⁺¹ v mriežke je voľná. Toto miesto sa môže zaplniť molekulou vody. V kryštalovej štruktúre synteticky pripravenej zlúčeniny H₂O Fe₃ (SO₄)₂ (OH)₅ H₂O voda úplne nahradzuje alkálie. Zmenu kladného náboja vyrovnáva výmena jednej (OH)⁻¹ skupiny za molekulu H₂O.

Vzájomné zastupovanie kationtov v štruktúre jarozitu sa prejavuje predovšetkým na zmene mriežkovej konštanty *c*, kým konštantu *a* sa prakticky nemení. V tab. 4 uvádzame konštanty *a* i *c* z práce S. B. H e n d r i c k s a (1937) a Ch. M. W a r s h a w o v e j (1956). Údaje v tabuľke sú vyjadrené v Angströnoch.

T a b u l k a 4

Minerál	Chem. zloženie	S. B. Henricks		Ch. M. Warsaw	
		<i>a</i>	<i>c</i>	<i>a</i>	<i>c</i>
Jarozit*	K Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	7,261 ± 0,06	17,17 ± 0,07	7,29	17,22
Jarozit	K Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	7,22	17,03		
Argentojarozit	Ag Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	7,24	16,43		
Natrojarozit	Na Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	7,20	16,33		
Ammonium-jarozit	NH ₄ Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	7,22	17,03	7,32	16,68
Plumbojarozit	Pb [Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆] ₂	7,22	33,66		
3Fe ₂ O ₃ 4SO ₃ 9H ₂ O	H ₂ O Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₅ H ₂ O	7,18	16,93		
Karphosiderit	Fe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₅ H ₂ O				

* Mriežkové konštanty jarozitu z Banskej Belej.

Ako uvidíme pri zhodnocovaní výsledkov chemických analýz, môže neznalosť horeuvádzaných vlastností jarozitov viesť k závažným chybám pri prepočítavaní mineralogického zloženia.

Pri snímkovaní nami spracovaných vzoriek jarozitov sme použili filtrované žiarenie $Co K\alpha$, napätie 24 kV, prúd 22 mA pri expozičnej dobe 5 hodín. Snímky podľa Debye-Scherreru sme robili v komôrke $\varnothing 64$ mm. V tabuľke 5 uvádzame iba čiary nájdené pri vzorkách 2 a 3, ktoré predstavujú čisté jarozity. Zrovnávacie dáta pre jarozit a cyprusit sú z tabuliek ASTM (1944) pre karpfosiderit z práce Ch. M. Warsawovej (1956).

Tabuľka 5

Č.	hkl	Vzorka 2		Vzorka 3		Jarožit		Cyprusit		Karpfosiderit	
		d (hkl)	I	d (hkl)	I	d (hkl)	I	d (hkl)	I	d (hkl)	I
1	101	5,91	2	5,91	2	5,9	4			5,93	3
2	003			5,714	2			5,7	2	5,56	3
3	102	5,057	5	5,057	6	5,0	4			5,05	4
4								4,9	7		
5	110	3,639	3	3,639	3	3,60	4	3,64	2	3,66	1
6						3,38	5			3,48	1
7										3,11	8
8	113	3,072	10	3,064	10	3,06	10	3,06	10	3,06	8
9	202	2,944	1	2,944	1	2,94	2			2,96	2
10	006	2,838	3	2,842	3	2,83	4				
11								2,75	5	2,778	2
12	204	2,540	4	2,540	4	2,52	6	2,51	5	2,526	2
13	107	2,286	8	2,286	8	2,27	8	2,29	2	2,228	3
14						2,16	2	2,21	6		
15	033	1,973	8	1,973	8	1,96	8	1,97	7	1,975	4
16	207	1,931	1	1,931	2						
17	009			1,896	1			1,89	5	1,905	1
18	220	1,820	8	1,820	8	1,81	8	1,82	7	1,830	4
19	208	1,776	2	1,776	2	1,76	2				
20	217	1,721	2	2,723	2	1,70	2	1,72	2	niekoľko slabých čiar	
21	314	1,617	2	1,620	2	1,65	2	1,61	2		
22	307	1,589	2	1,575	3			1,568	5		
23	315	1,550	3	1,555	3	1,553	4				
24	226	1,533	5	1,533	5	1,532	6	1,518	5	1,529	1
25	308	1,500	6	1,505	6	1,502	8				
26	404	1,480	3	1,472	4	1,476	4	1,469	5	1,478	1
27	00,12	1,427	3	1,418	2			1,422	2		
28								1,382	2		
29						1,372	2	1,361	2		
30	325	1,339	5	1,338	6	1,327	7	1,337	5		

Dáta v tabuľke sú vyjadrené v kX.

Zrovnávacie údaje sú zhodné s našou analýzou. Na röntgenových snímkach vzoriek 1, 4, 5 a 6 sme našli iba intenzívnejšie čiary jarozitu, ktorý je v týchto vzorkách prítomný v menšom množstve. Sprevdza ho amorfný diadochit, ktorého prítomnosť indikuje P_2O_5 a značné množstvo vody unikajúcej pri teplote do 250 °C.

Urobili sme indexovanie čiar práškovej snímky a orientačný výpočet mriežkových konštant jarozitu, predstavovaného vzorkou 3. Výsledky indexovania sa zhodujú s výsledkami Ch. M. W a r s h a w o v e j (1956). Podľa údajov tabuľky 5 sme vypočítali mriežkové parametre. Uvedené výsledky sú aritmetickým priemerom viacerých vypočítaných hodnôt a sú zhodné s údajmi z citovaných prác. (Presné meranie mriežkových parametrov jarozitu uverejníme neskôr.)

DTA a dehydratačné krivky

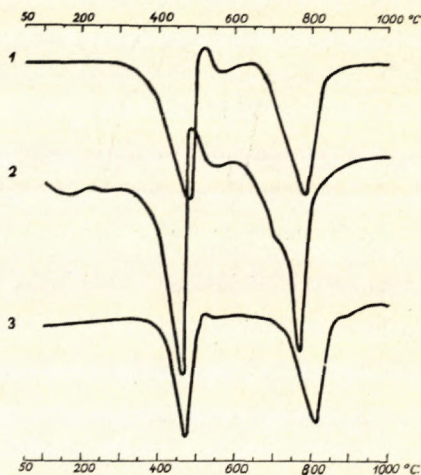
Krivky získané diferenčnou termickou analýzou jarozitov z Deljatina (1), krivka vzorky 3 z Banskej Belej (2) i krivka jarozitu z Chihuahua (Mexiko) (3) sú na obr. 1. DTA krivku jarozitov charakterizujú dve intenzívne endotermné výchylky a jedna exotermná výchylka. Otázkou rozkladu jarozitu sa zaoberali J. L. K u l p a A. H. A d l e r (1950).

Prvá, endotermná výchylka, ktorá sa začína intenzívne prejavovať medzi teplotami 300 až 350 °C, vrcholí pri teplotách 440 až 480 °C. Spôsobuje ju rozpad štruktúry jarozitu, spojený s únikom troch molekúl vody a vznikom zlúčeniny $R_2^{+1}SO_4$. $Fe_2(SO_4)_3$ a Fe_2O_3 . Exotermnú výchylku pripisujú spomínaní autori kryštalizácii Fe_2O_3 z amorfnej hmoty. Vrchol exotermnej výchylky je pri teplotách 490 až 520 °C.

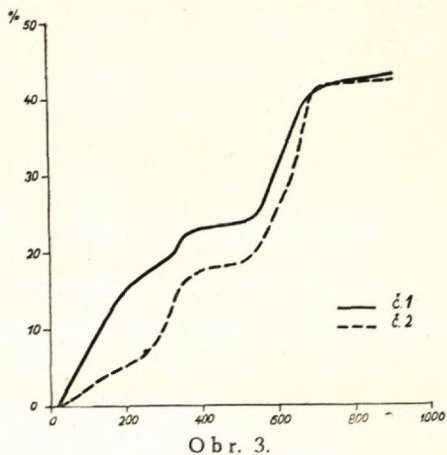
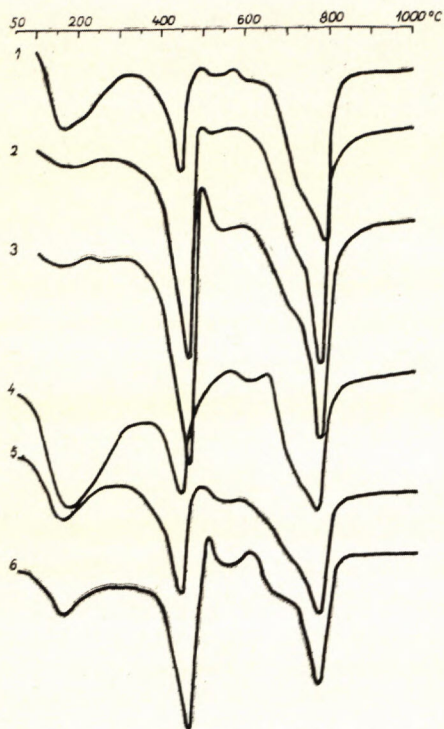
Druhá, exotermná výchylka začína pri teplotách medzi 600 až 650 °C a vrcholí pri teplotách 760 a 790 °C. Po nej nasleduje prudké vyrovnanie teplôt. Táto výchylka je spojená s rozpadom komplexnej zlúčeniny $R_2^{+1}SO_4 \cdot Fe_2(SO_4)_3$ na $R_2^{+1}SO_4$, Fe_2O_3 a SO_3 , ktorý uniká.

Na obr. 2 sú DTA krivky jarozitov z Banskej Belej. Ich priebeh sa zhoduje s uvedenými dátami. Na krivkách vzoriek 1, 4, 5 a 6 vidíme ešte nízko-teplotnú výchylku, ktorá je charakteristická pre prítomný diadochit a na krivkách 1, 4 a 6 druhú exotermnú výchylku, ktorá vrcholí pri teplotách 570, 650 a 600 °C.

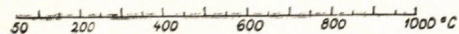
Odlíšny je priebeh druhej endotermnej výchylky. Na všetkých DTA krivkách jarozitov na obr. 2 vidno, že ide o dvojité endotermné výchylky; na jarozitu z Deljatina to nepozorujeme. V práci M. P. G a b i n e t a (1957) je publikovaná DTA krivka borislavského jarozitu, na ktorej táto dvojité výchylka je dobre viditeľná. Pravdepodobne je spôsobená rozkladom komplexnej zlúčeniny na $R_2^{+1}SO_4$ a $Fe_2(SO_4)_3$. Druhý stupeň je rozklad $Fe_2(SO_4)_3$ na Fe_2O_3 a $3SO_3$.



Obr. 1.

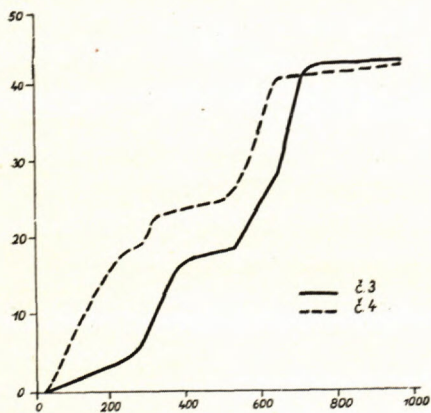


Obr. 2.

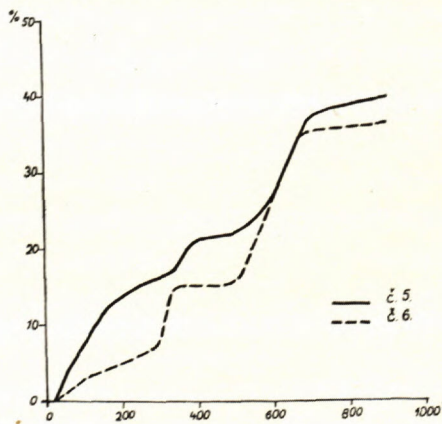


S týmto priebehom rozkladu jarozitov sa zhodujú krivky zmien váhy v závislosti na teplote (obr. 3, 4 a 5).

U vzoriek 1, 4, 5 a 6 vidíme prudký pokles váhy zapríčinený unikaním vody z koloidného diadochitu. Konštitučná voda jarozitu uniká medzi 300 a 400 °C. Pokles váhy spôsobený únikom SO_3 je viditeľný medzi 500 až 700 °C. Pri prepočte množstva SO_3 unikajúceho pri zohrievaní zisťujeme, že z SO_3 uniká



Obr. 4.



Obr. 5.

o niekoľko percent menej, ako je určené množstvo chemickou analýzou. Rozdiel je viazaný ako $R_2^{+1} SO_4$, ktorý sa do 1000 °C nerozkladá (ide o K_2SO_4 a Na_2SO_4).

Porovnanie výsledkov

Pri prepočítavaní výsledkov chemických analýz sme vychádzali z toho, že vo vzorke 2 a 3 bol identifikovaný iba jarozit, a to termicky i röntgenograficky. Chemický vzorec jarozitu $K Fe_3 (SO_4)_2 (OH)_6$ sme prepočítali na kysličníky, ktorých vzájomný pomer je $K_2O \cdot 3 Fe_2O_3 \cdot 4 SO_3 \cdot 6 H_2O$. Tieto údaje chemickej analýzy sme prepočítali na molekulárne ekvivalenty. Výsledky sú uverejnené v tab. 6.

Všetok kysličník sírový sme pokladali za súčasť jarozitu. Molekulárne ekvivalenty ostatných kysličníkov sme prepočítali v pomere k základu $SO_3 = 4,00$. Vidíme teda, že v analýze 2 je pomer kysličníkov 0,62 : 3,04 : 4,0 : 6,82 blízky teoretickému. Závažný je nedostatok alkálií. Podobný výsledok je aj u analýzy 3.

Keby sme vzali alkálie za základ pre výpočet množstva jarozitu, dostali by sme

Tabuľka 6

Zložky	Váhové %	Molekulárne ekvivalenty	Prepočítané mol. ekvivalenty	
Teoretické zloženie				
K_2O	9,41	1,0		
Na_2O	—	—		
Fe_2O_3	47,83	3,0		
SO_3	31,96	4,0		
H_2O	10,80	6,0		
Analýza 2 tab. 2				
K_2O	5,40	0,57	0,62	
Na_2O	0,10	0,01		
Fe_2O_3	45,44	2,84		3,04
SO_3	29,98	3,74		4,0
H_2O	11,50	6,38		6,82
Analýza 3 tab. 2				
K_2O	6,20	0,66	0,69	
Na_2O	0,08	0,01		
Fe_2O_3	44,26	2,77		2,88
SO_3	31,06	3,87		4,0
H_2O	11,56	6,43		6,65

nepravdepodobné výsledky, pretože vzorky 2 a 3 by takto obsahovali 57 % a 66 % jarozitu. Podobným spôsobom postupoval aj M. P. G a b i n e t (1957) pri prepočte mineralogického zloženia jarozitu z Deljatina. Jeho prepočty uvádzame v tabuľke 7, ktorú sme doplnili prepočtom molekulárnych ekvivalentov na základ $\text{SO}_3 = 4,00$.

T a b u l k a 7

Č.	Zložky	Váh. %	Molekulárne ekvivalenty	$\text{K}_2\text{O} \cdot 3 \text{Fe}_2\text{O}_3$ $4 \cdot \text{SO}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	Zbytok	Prepočítané molekulárne ekvivalenty
1	Al_2O_3	4,18	041		041	
2	Fe_2O_3	45,14	282	201	081	3,04
3	FeO	,79	011		011	
4	MgO	,13	003		003	
5	K_2O	3,95	042	042	—	
6	Na_2O	1,55	025	025	—	0,73
7	SO_3	29,72	371	268	103	4,0
8	— H_2O	1,19	066		066	
9	+ H_2O	10,12	562	402	160	6,05
10	nerozb. zb.	3,02				
	Suma	99,79		64,70 %	32,07 %	

Vidíme, že prepočet pri tomto základe dáva pomer kysličníkov 0,73 : 3,04 : 4,00 : 6,05. Aj tu sa objavil nedostatok alkálií. Ak by sme sa pridržiavali prepočtu M. P. G a b i n e t a, bolo by treba vysvetliť mineralogické zloženie zvyšku 32,07 %. Autor ho vysvetľuje mechanickou prímiesou hydrátu $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ a sulfátu alumínia. Podľa výsledku chemickej analýzy by množstvo $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ presahovalo 10 %, ktoré by sa muselo termicky prejavíť na krivke DTA; tam však pri teplotách medzi 290 a 350 °C nie je pozorovateľná žiadna výchylka. Škoda, že autor neuvádza dáta röntgenovej analýzy.

Prepočet jarozitu s deficitom alkálií urobila aj Ch. M. W a r s h a w - o v á (1957). Uvádzame tu prehľad vzájomného pomeru kysličníkov u jarozitov z troch lokalít:

	Ban. Belá		Deljatín (SSSR)	Pensylvánia (USA)
Alkálie	0,62	0,69	0,73	0,77
Fe_2O_3	3,04	2,88	3,04	3,31
SO_3	4,00	4,00	4,00	4,00
H_2O	6,82	6,65	6,05	

Z týchto výsledkov vidíme, že jestvujú jarozity s deficitom alkálií.

A. A. M o s s (1957) ukazuje vo svojej práci o karpnosiderite a príbuzných zásaditých síranoch železitých, že minerály karpnosiderit, borgströmit, utahit,

cyprusit, pastréit a raimondit sú jarozity alebo natrojarozity. Moss vychádza pritom z chemických analýz, ktoré potvrdzujú jeho závery. Preto sa aj údaje röntgenovej analýzy navzájom dobre zhodujú. Pomer alkálií a SO_3 je vo všetkých ním publikovaných analýzách približne 1 : 4. Pretože jestvovanie väčšiny týchto minerálov je založené na analýzách z druhej polovice minulého storočia, možno predpokladať, že ide o omyly, najmä ak uvážime obtiažnosť stanovenia alkálií.

V uvedenom článku autor ďalej tvrdí, že niet dôvodov, ktoré by oprávňovali predpoklad o existencii minerálu so zložením $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$; tento vzorec pripisuje karpnosideritu. Ch. M. W a r s h a w-ová (1957) považuje za karpnosiderit zlúčeninu $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Závažným nedostatkom jej práce je, že neuvádza chemickú analýzu minerálu, ktorú použila ako štandard. Mriežková konštanta c karpnosideritu v jej práci (16,68 Å) ukazuje, že miesta jednomocných kationtov v mriežke sú obsadené kationtami Na^{+1} alebo sú voľné.*

Jestvovanie jarozitov s nedostatkom alkálií ukazuje, že predpokladaná štruktúra s voľnými miestami a jednou $(\text{OH})^{-1}$ skupinou nahradenou molekulou H_2O je možná. Potvrdzuje to i prepočet chemickej analýzy jarozitu z Deljatina. Rovnako je možná aj štruktúra $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, ktorá je zhodná s výsledkami analýz z Banskej Belej. Voda umiestnená vo voľnom priestore štruktúry namiesto alkálií uniká pri rozpade mriežky minerálu (prvá, endotermná výchylka). Preto uniká do 400 °C viac vody ako sa očakáva teoreticky. Iným spôsobom sa ťažko dá vysvetliť neporušenosť mriežky vzoriek jarozitu so značným nedostatkom alkálií.

K podobnému záveru dôjdeme, ak porovnáme mriežkovú konštantu c , nameranú Ch. M. W a r s h a w-ovou (1957) na jarozite (17,22 Å) s našou hodnotou (17,17 Å). Vzorka jarozitu z Banskej Belej má však tretinu miest alkálií voľnú. Preto by jej mriežková konštanta mala byť medzi hodnotami 17,22 a 16,68 Å (17,04 Å). Vieme, že polomery K^{+1} a H_2O sú približne rovnaké. Ak predpokladáme zaplnenie voľných miest molekulami H_2O , je výsledok v súlade s predpokladanou hodnotou.

Vznik jarozitu

Jarozit i diadochit sú recentné minerály, ktoré vznikajú v oxydačnom pásme žily Bíber. Pyrit, ktorý je zdrojom síranovej zložky, je prítomný nielen v rudnej výplni žily Bíber, ale impregnuje dosť intenzívne v jej blízkosti aj okolité dacitické horniny. Povrchové vody, ktoré pretekajú rudnou výplňou žily, obsahujú okrem síranovej zložky aj ionty $(\text{PO}_4)^{-3}$, alkálie, železo a ďalšie komponenty,

* Počas tlače publikoval R. van Tassel v *Mineralogical Magazine*, vol. 31, č. 240, str. 818, chemickú analýzu vzorky carphosideritu (U.S. Nat. Museum, R 6266) z Grónska, ktorú použila aj Ch. M. W a r s h a w-ová vo svojej práci, a identifikoval ho ako natrojarozit.

z ktorých vznikajú uvedené minerály. Alkálie pochádzajú z alkalických živcov okolitých hornín rozložených vplyvom kyseliny sírovej. Proces vzniku týchto minerálov je pozvoľný. Prebieha pri teplotách 10–25 °C. Pohyb vadóznej vody pretekajúcej priestorom žily je veľmi pomalý.

Oba minerály sú výsledkom chemickej sedimentácie z vodných roztokov. Koncentrácie jednotlivých kationtov a aniontov sa periodicky menili. Odráža sa to na mineralogickom zložení vzoriek. Tak v práci o diadochite (1958) udávame analýzy troch farebne rozdielných častí jedného kusa, kde diadochit a jarozit postupne prechádzajú jeden do druhého. Z uvedených analýz vidieť, že s klesajúcim obsahom P_2O_5 stúpa obsah alkálií, síranovej zložky a olova.

Na obsah alkálií je viazaná prítomnosť rubídia. Spektrálnou analýzou sa našlo vo vzorkách 1, 2, 3, 5 a 6. Vzorka 4 obsahuje najmenej alkálií.

Prítomnosť arzénu je viazaná na obsah fosforu. Vo vzorkách 2 a 3 je obsah P_2O_5 nízky, arzén sa v nich nenašiel. Je zrejme, že ide o izomorfné zastupovanie aniontov $(PO_4)^{-3}$ a $(AsO_4)^{-3}$ v diadochite, ktorý je zložkou ostatných vzoriek.

Olovo a amónium sú pravdepodobne viazané ako izomorfná prímes v jarozitoch spôsobom opísaným v stati o röntgenovej analýze.

Zo všetkých údajov vyplýva, že jarozit a diadochit tvoria v oxydačnom pásme žily Biber chemicky variabilnú paragenetickú asociáciu.

Súhrn

Článok je druhou časťou mineralogického štúdia sekundárnych minerálov v Banskej Belej. Naväzuje na prácu „Výskyt diadochitu v Banskej Belej“.

Zistili sme tieto skutočnosti:

1. minerál označený v prvej časti ako cyprusit bol pri detailnom chemickom a mineralogickom štúdiu určený ako jarozit;

2. zrovnaním výsledkov termickej a röntgenovej analýzy s prepočtom chemických analýz na stechiometrické pomery (molekulárne ekvivalenty) sme dokázali existenciu jarozitov s deficitom alkálií. Štruktúra jarozitu zostáva zachovaná;

3. predpokladáme, že opísané jarozity sú produktom rozkladu pyritu a okolitej dacitickej horniny, vzniklým cirkuláciou vadóznych vôd oxydačného pásma rudnej žily Biber;

4. diadochit a jarozit tvoria na tejto lokalite chemicky variabilnú paragenetickú asociáciu sekundárnych minerálov. Takáto asociácia minerálov z uvedenej oblasti nebola dosiaľ opísaná.

LITERATÚRA

- [1.] ASTM, 1944: Extensive Supplementary Card File of X-ray Diffraction Data. New York. — [2.] Gabinet M. P., 1957: Vtoryčnyje mineraly v menilitovyh slancach vostočnyh Karpat. Min. sbornik Lvov. geol. obšč. č. 11 Lvov. — [3.] Hendricks S. B., 1957: The crystal structure of alunite and jarosites. Am. Min. vol. 22, str. 773. Menasha. — [4.] Jarokovský J., Čičel B., 1958: Výskyt diadochitu v Banskej Belej. Geol. práce, Zprávy 13. Bratislava. — [5.] Koka J., 1937: O některých síranech ze Smolníku na Slovensku. Sborník Přírodověd. klubu v Brně, 19, str. 75–79. Brno. — [6.] Kulp J. L., Adler H. A., 1950: Thermal study of Jarosite. Am. Journ. Sci., vol. 248, č. 7. New Haven. — [7.] Moss A. A., 1957: The nature of carphosiderite and allied basic sulphates of iron. Min. Mag. vol 31., č. 236, str. 407. Londýn. — [8.] Warsaw Ch. M., 1956: The occurrence of jarosite in underclays. Am. Min. vol 41. str. 288. Menasha.

JÁN JARKOVSKÝ—BOHUSLAV ČÍČEL

JAROSITE FROM BANSKÁ BELÁ

In Banská Belá mines we have found the secondary mineral jarosite. In our previous paper „Occurrence of diadochite in Banská Belá“, on the base of data of X-ray analysis compared with ASTM card for cyprusit, was this mineral named cyprusit.

According the data of A. A. Moss (1957) given in table 3., minerals karphosiderite, borgströmite, utahite, and cyprusite together with pastréite and raimondite are jarosites or natrojarosites. In detail study of cleaner samples of mineral from Banská Belá was confirmed, that this mineral is jarosite too.

Mineralogical analysis were made on six samples. All were dried at room temperature (20 °C). They were yellow, brownish to brown colored. Highly pure jarosite were in redbrownish crusts on yellow core of jarosite-diadochite mixture.

Results of chemical analysis are in table 2. Difference between dates in table 2 and 3 are in +H₂O. In chemical analysis of jarosites from Banská Belá as +H₂O is given only loss of weight between 250 °C and 400 °C. Samples contain diadochite, which has a high loss of weight to 200 °C. Other data given in both tables are in good agreement.

In table 5 are given X-ray data only for samples No 2 and 3 from table 2. The powder patterns were indexed and the cell dimensions determined. These data are given in table 4.

Results of DTA are compared with curves given J. L. Kulp and H. A. Adler (1950) and M. P. Gabinet (1957). On some in this paper published curves first endothermic peak at low temperature and one exothermic peak at 500 °C–600 °C are signs of presence of diadochite. Second endothermic peak of jarosite at 760 °C–790 °C is double. Similar double peak is good expressed on DTA-curve of jarosite from Borislav (USSR).

Our mineralogical calculations are based on fact, that all kinds of analysis show, that in samples No 2 and 3 only jarosite is present. Then all the sulphat was assumed to be present in this mineral and his molecular equivalent is 4,00. On this base was recalculated all results of chemical analysis (table 6). Both samples are deficient in alkalies. Similar data was obtained by recalculation of chemical analysis of Deljatine-jarosite. (USSR, M. P. Gabinet, 1957) given in table 7. Results of Ch. M. Warsaw (1956) confirm existence of jarosites with deficiency in alkalies.

A. A. Moss (1957) in his paper says, that „there exists no evidence for a mineral of the composition $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 : (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ “. Karphosiderite of his work contain alkalies. Karphosiderite published by Ch. M. Warsaw (1956) according given formula $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ contain no alkalies. Dimension c_0 (16,68 Å) show, that this sample is nastrojarosite or actually alkalie free jarosite with the given formula (data of chemical analysis are not present).

Existence of jarosites with alkalies deficiency show, that structure with free alkalie positions and $(\text{OH})^{-1}$ substituted with H_2O is possible. Recalculation of chemical analyse of jarosite from Deljatin confirm this. Equally is possible the second structure with H_2O in alkalie position and given substitution $(\text{OH})^{-1} - \text{H}_2\text{O}$. This is in agreement with results of analysis of Banská Belá jarosite. Removal of constitutional water (first endothermic peak of jarosite) is accompanied with expulsion of H_2O from alkalie positions. Probably that is the reason of higher water loss in 250 °C—400 °C region. Similar result is from lattice parameters comparison.

Jarosite and diadochite are on this locality recent minerals. Both are results of chemical sedimentation from water solutions. Changes of content of cations and anions are periodical and both minerals are in intimate mixture.

KAROL BORZA—EDUARD MARTINY—ALOJZ POSPÍŠIL

ZPRÁVA

o výskume „červenozemé“ z oblasti Brezovského pohoria

(1 obr., nemecké resumé)

V minulom roku sme robili terénny výskum červenozeme vyvinutej na báze vrchnej kriedy Brezovského pohoria.

Najstaršie súvrstvie spodnej kriedy podľa Andrusova a Kuthana (1942) sa skladá z bazálnych karbonatických zlepenčov, jemne až hrubozrnných. Zlepence u Valchovského mlyna a v južnejších výskytoch sú hrubozrnné s valúnmí priemerne veľkosti päste vo vyšších polohách. Na niektorých miestach nadobúdajú zlepence brekciovitý charakter. Ich tmel je vápenatý, často červenej farby, o ktorom sa predpokladalo, že je bauxitický. V záreze pri uvedenom mlyne možno pozorovať, že červený tmel tvorí viac-menej súvislé polohy 5–15 cm mocné, sledovateľné na kratšiu vzdialenosť. Tmel je jemnozrnný, miestami ílovitejší, obsahujúci zhluky hnedočervenej farby s ojedinelými nejasnými pizolitmi (hematit). Ďalšie výskyty červenozeme sú v záreze železnice pri uvedenom mlyne v kameňolome pri Brezovej pod Bradlom a v záreze cesty východne od Košarísk.

Pri mikroskopickom štúdiu vidieť, že ide o jemnoklastický materiál, tvorený uhličitanmi (vápence, dolomity) s malou prímiesou klastického kremeňa, tmelené ílovito-železitým materiálom. Pri určovaní hrubšej frakcie okrem spomenutých komponentov sa zistili úlomky chalcedonu, ihlice húb a radiolárie (tvorené chalcedonom, príp. opálom). Ťažké (akcesorické) minerály neboli zistené.

Chemické analýzy z lokalít: vzorka 1 — lokalita Štverníky — zárez cesty pri mlyne; vzorka 2 — lokalita Štverníky — zárez cesty pri železnici; vzorka 3 — lokalita Brezová pod Bradlom — cigánska osada; vzorka 4 — lokalita zárez cesty vých. od Košarísk.

Identifikácia pomocou difrakcie X-lúčov

Difrakčné záznamy sa robili na vzorkách upravených separovaním v 5n HCl a sedimentačnou metódou (A n d r e a s e n). Frakcia po separovaní v HCl a frakcia pod 2 sa analyzovala pomocou difrakcie X-lúčov za týchto experimentálnych

Chemické analýzy

Vzorka	1	2	3	4
SiO ₂	48,72	20,71	34,73	51,31
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,06	0,29
TiO ₂	0,92	0,21	0,32	0,56
Al ₂ O ₃	14,48	3,76	6,56	10,17
Fe ₂ O ₃	7,72	2,52	2,81	4,56
MnO	0,07	0,05	0,07	0,06
CaO	7,01	28,33	27,89	14,20
MgO	3,94	8,20	1,10	1,09
Na ₂ O	0,08	0,35	0,30	0,17
K ₂ O	1,49	0,88	1,24	1,19
Strata žíhaním	15,22	35,29	25,45	17,00
Suma:	99,83	100,51	100,53	100,60

podmienok: prístroj Mikrometa Chirana, metóda Debye-Scherrer, komôrka o priemere 64 mm, žiarenie Co antikatódy filtrované Fe filtrom, expozičná doba 5 hod. pri 23 kV, 32 mA, štrbina komôrky 1 mm priemeru. Pre registráciu sa použil film Agfa Laue, vývojka Agfa 30, doba vyvolávania 6 min. pri 18 °C.

Premeriavanie difrakčných snímok sa robilo na komparátore Chirana s presnosťou 0,1 mm. Intenzita čiar sa hodnotila vizuálne. Identifikácia minerálov sa vykonala podľa tabuliek uvádzaných Brindleyom. Výsledky indentifikácie a difrakčné hodnoty sú v tabuľkách 1–2.

Vorka 1 – lok. Štverníky pri mlyne

Tabuľka 1

Separ. v 5n HCl		Frakcia pod 2 μ	
č. d v kX	I	č. d v kX	I
1. 5,00	0,2 illit, goethit	1. 714	0,2 kaolinit
2. 4,49	0,2 illit	2. 4,49	1,00 illit
3. 4,25	0,2 kremeň	3. 3,28	0,6 illit
4. 3,67	0,1 illit	4. 2,67	0,5 hematit
5. 3,32	1,0 illit, kremeň	5. 2,53	1,0 hematit, goethit
6. 2,70	0,1 hematit	6. 2,30	0,4 goethit
7. 2,58	0,4 goethit, illit	7. 2,20	0,4 hematit
8. 2,13	0,1 kremeň	8. 1,97	0,3 illit, goethit
9. 1,97	0,1 kremeň	9. 1,82	0,4 hematit
10. 1,82	0,3 kremeň	10. 1,70	0,7 goethit
11. 1,70	0,3 goethit	11. 1,49	0,8 hematit
12. 1,54	0,2 kremeň	12. 1,44	0,4 hematit
13. 1,50	0,3 kremeň	13. 1,30	0,3 hematit

Vzorka 1 obsahuje podľa týchto údajov tieto minerály: ako hlavná zložka je to kremeň a illit, ako vedľajšie zložky kaolinit fireclay, hematit a goethit.

Vzorka 2—4

Tabuľka 2

Separ. v 5n HCl		Frakcia pod 2 μ	
č. d v kX	I	č. d v kX	I
1. 4,47	0,5 illit	1. 5,00	0,2 illit, goethit
2. 4,17	0,5 goethit, kremeň	2. 4,49	0,5 illit
3. 3,34	0,4 kremeň	3. 4,20	0,2 goethit
4. 3,28	1,0 illit	4. 3,34	1,0 illit, goethit
5. 2,56	0,3 illit	5. 2,70	0,1 hematit
6. 2,42	0,4 kremeň	6. 2,59	0,8 illit
7. 2,25	0,4 kremeň	7. 1,50	0,7 goethit, illit
8. 2,21	0,1 goethit		
9. 2,11	0,4 kremeň		
10. 1,96	0,4 kremeň		
11. 1,80	0,7 kremeň		
12. 1,66	0,3 illit, kremeň		
13. 1,53	0,6 illit, kremeň		
14. 1,45	0,4 hematit		
15. 1,44	0,3 kremeň		

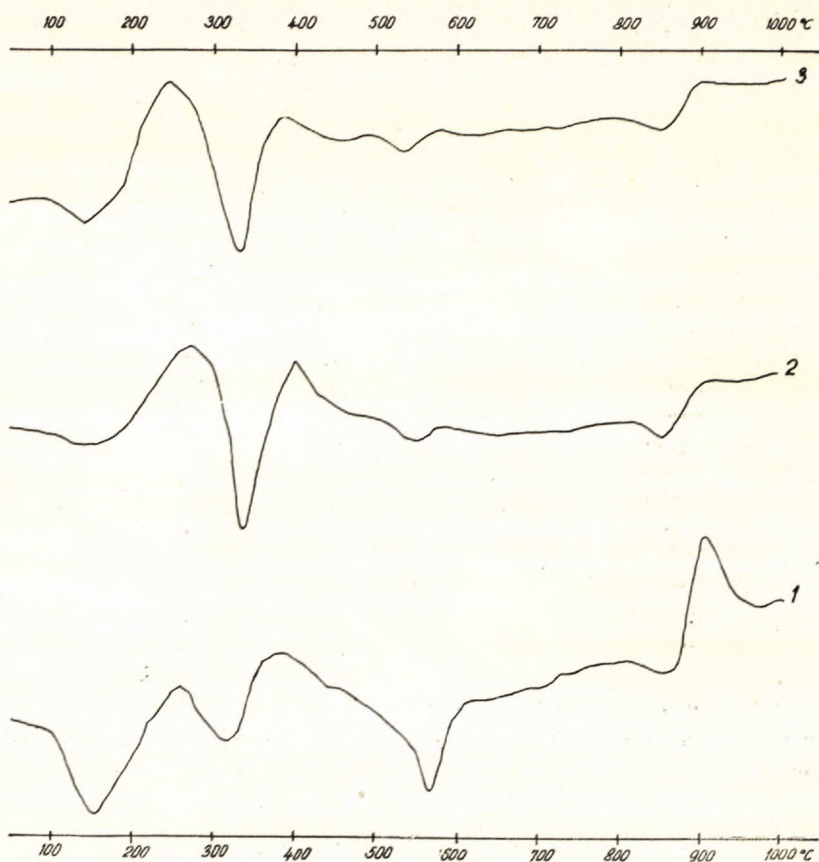
Difrakčné snímky vzoriek 2—4 sú identické. Podľa difrakčných hodnôt obsahujú tieto minerály: kremeň a illit ako hlavné zložky, hematit a goethit ako vedľajšie.

Diferenčno-termické analýzy (Obr. 1)

DTA sa robili zo separovaných vzoriek v Andreasenových sed. válcoch po predbežnom odstránení uhličitanov 5n HCl a použila sa frakcia pod 2 μ . DTA krivky boli urobené z týchto lokalít: krivka 1, lokalita Štverníky — zárez cesty pri mlyne; krivka 2, lokalita Štverníky — zárez železnice; krivka 3, lokalita zárez východne od Košarísk.

Pri vzorke 1 bola navážka 1 g vzorky + 0,5 g Al₂O₃ vyžíhaného pri 1100 °C. Pri vzorkách 2 a 3 bola navážka 0,4 vzorky + 0,8 Al₂O₃. DTA sa robili na normálnej aparatúre za použitia Pt—PtRh termočlánku, rýchlosť zahrievania okolo 10 °C za min. Analýzy boli urobené na GÚDŠ.

Krivka 1 má hneď na začiatku veľmi výraznú endotermnú reakciu s vrcholom pri 175 °C a predstavuje únik molekulárnej vody. Ďalej nasleduje exotermná reakcia, ktorá značí vyhárание organických látok. Táto je prerušená endotermnou reakciou prebiehajúcou medzi 260 °C—375 °C a značí dehydratáciu hydrátov Fe₂O₃. Pri teplotách medzi 460 °C—620 °C prebehla ďalšia endotermná reakcia, ktorej vrchol je pri 570 °C. Táto reakcia značí dehydroxyláciu kaolinitu a illitu.



Dôkazom toho je výrazná exotermná reakcia s vrcholom pri 950 °C, ktorá je väčšia, než býva obvykle u illitov. Posunutie nulovej polohy je za exotermnou reakciou; toto je tiež charakteristické pre illit. Malá endotermná výchylka okolo 850 °C značí pravdepodobne rozpad mriežky spomínaných minerálov (K o n t a 1957).

Súhrn. Vzorka obsahuje illit, kaolinit a hydráty Fe_2O_3 .

Krivky 2 a 3 majú podobný priebeh. Endotermná reakcia pri oboch vzorkách má vrchol okolo 150 °C a značí únik molekulárnej vody. Nasledujúca výrazná exotermná reakcia znamená vyhorenie organických látok. Táto je prerušená výraznou endotermnou reakciou s vrcholom okolo 330 °C, ktorá znamená dehydratáciu hydrátov kyslíčnika železitého. Ďalšia málo výrazná endotermná reakcia prebieha u prvej vzorky pri teplotách medzi 500 a 570 °C, s vrcholom pri 550 °C. Pri druhej vzorke prebieha táto reakcia približne v tom istom rozmedzí, len vrchol reakcie je pri teplotách asi o 10 °C nižších. Pri teplote asi 850 °C prebehla pri

obidvoch vzorkách pomerne málo výrazná endotermná reakcia, ktorá je obdobne ako reakcia predchádzajúca charakteristická pre illit. Krivka je zakončená u obidvoch vzoriek slabou endotermnou reakciou, čo je spôsobené vplyvom posunutia nulovej polohy, tiež charakteristického pre illit.

Súhrn. Vzorky obsahujú illit a hydráty kyslíčnika železitého.

Dosiahnuté výsledky ukazujú, že tu nejde o bauxitický tmel, ale o horniny s prevládajúcou zložkou uhličitanov a SiO_2 (alumosilikátov). Z ílovitých minerálov ide predovšetkým o illit, menej kaolinit. Červené sfarbenie je spôsobené jemne rozptýleným železitým pigmentom. Na základe toho dochádzame k záveru, že prevažná časť červenozele Brezovského pohoria vznikla ako residuálna hlina v oblasti rozšírenia uhličitanových hornín (prítomnosť radiolárií a ihlíc húb); menšia časť vznikla vetraním vyvrelých, resp. metamorfovaných hornín bohatých na alumosilikáty (illit, kaolinit). Predpokladáme, že ide o zvetralinové plášte pred spodnosensonské a že pri transgresii senonského mora boli čiastočne preplavené a usadené spolu so zlepenkami, ktoré tu pôsobia ako tmel. Tieto sedimenty boli neskoršie pôsobením erózie odnesené a zachovali sa len na niektorých miestach.

*Geologické laboratórium
Slovenskej akadémie vied, Bratislava*

LITERATÚRA

- [1.] Andrusov — Kuthan, 1942: Zpráva o geologickom výskume územia projektovanej hlavnej železnice Brezová pod Bradlom—Myjava. Archív GÚDŠ. — [2.] Brindley G. W., 1951: X-ray identifikation and crystal structures of clay minerals, London. — [3.] Konta J., 1957: Jílové minerály Československa, Praha.

KAROL BORZA—EDUARD MARTINY—ALOJZ POSPISIL

BERICHT ÜBER DIE UNTERSUCHUNG DER „ROTERDE“ AUS DEM GEBIET DES GEBIRGES BREZOVSKÉ POHORIE

Die basalen unterkretazeischen Konglomerate des Gebirges Brezovské pohorie werden manchmal durch ein braunrotes, feines, bis toniges Bindemittel verkittet, das auch zusammenhängende, 5—15 cm mächtige Lagen bildet. Man setzte voraus, dass es sich um ein bauxitisches Material handelt. Dieser kurze Bericht antwortet auf die bisher ungelösten Fragen, wie die mineralogische und chemische Zusammensetzung des angeführten Bindemittels und berührt auch eine Genese.

Die vorherrschende SiO_2 -Komponente nimmt an der Bildung von Quarz und Illit, weniger Kaolinit teil. Die weitere CaO-Komponente spricht von einem bedeutenden Kalzitanteil und weniger Dolomit. Die Fe-Mineralie, die die braunrote Färbung des Bindemittels verursachen, werden durch Hämatit und Goethit vertreten, wie es aus der DTA folgt. Es handelt sich da also um

kein bauxitisches (da der SiO_2 -Anteil hoch und Al_2O_3 -Anteil klein ist), sondern um ein quarzkarbonatisches, durch Eisen gefärbtes Bindemittel, das als residualer Ton im Gebiete der Verbreitung von Karbonatgesteinen, teilweise auch durch Zerlegung von Alumosilikate enthaltenden Gesteinen entstanden ist. Es handelt sich wohl um eine verwitterte unterkretazeische Hülle, die nach der Herabschwemmung ins Meer zum Bindemittel der erwähnten Konglomerate geworden ist.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. N á v a r a

*Geologisches Laboratorium
der Slov. Akad. der Wissenschaften,
Bratislava*

PETRONELLA ONČÁKOVÁ

VULKANICKÉ SKLÁ A ICH POUŽITIE V STAVEBNÍCTVE

Na východnom Slovensku v južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria pri Byšte a v oblasti Zemplínskeho ostrova vyskytujú sa vulkanické sklá, obsidiany, smolky a perlity ako aj ryolitové tufy. Vulkanické sklá predstavujú pôvodnú magmu, ktorá extrudovala a chladla tak skoro, že nemala času na vykryštalizovanie. Preto sa dnes všade intenzívne študujú sklovité horniny; toto štúdium prináša dôležité zaujímavé poznatky. Niektoré vulkanické sklá obsahujúce viazanú vodu, pri rýchlym zohrievaní na teplotu v rozmedzí 900 °C—1200 °C zväčšujú až 10 krát pôvodný objem horniny. Tak vzniká ľahký pórovitý materiál známy pod menom expandovaný perlit. Na tomto základe sa v posledných desaťročiach rozšíril najmä v USA nový priemyselný odbor — produkcia ľahkého perlitového agregátu, materiálu, ktorý vzhľadom na svoju ľahkosť a jedinečné tepelno-izolačné vlastnosti má veľkú dôležitosť pri špeciálnych požiadavkách v stavebníctve. Pre svoje vynikajúce vlastnosti, rozmanitosť a hospodárnosť je expandovaný perlit v zahraničí veľmi populárny. Hoci sa pred druhou svetovou vojnou ešte perlit v stavebníctve vôbec nepoužíval, jeho ťažba bola v r. 1953 až 43 razy väčšia ako v roku 1946 (174 461 ton v hodnote 8 894 735 dolárov). Veľké množstvo perlitu je v Novom Mexiku, Utahu, Arizone, Kalifornii, Koloráde a Oregone. Podobný výskum perlitov sa robí aj v Novom Zeelande a v Japonsku. V poslednom čase venujú sa jeho výskumu aj pracovníci Akadémie vied v Lvove a Laboratória pre výskum nerastných surovín pri Katedre geológie a mineralógie v Košiciach. Perlit v zmysle, v akom sa dnes v hospodárstve používa, je hornina vulkanického pôvodu, obsahujúca chemicky viazanú vodu, plyny a iné prchavé látky. Ak sa náhle zahrieva na vhodnú teplotu, veľmi expanduje v dôsledku volatizácie v zmäknutej hmote horniny. Táto expanzia sa pohybuje medzi 400—2000 %.

Chemické zloženie perlitu je skoro vždy rovnaké. Koliše iba obsah viazanej vody, ktorý je závislý od vulkanickej horniny, s ktorou príslušné ložisko perlitu geneticky súvisí.

Množstvo chemicky viazanej vody v perlite je dôležité. Merania ukázali, že obsah vody v perlite je viazaný pomerne voľne. Postupom dehydratácie sú reziduálne vody postupne zdržiavané v hornine pevnejšie. Autori uvádzajú, že voda nad 1,2 % je v hornine „udržovaná voľne“. Či možno expanziu perlitu pripisovať chemicky viazanej vode presahujúcej tento percentuálny obsah, nie je isté; zdá sa však, že voda nad 1,2 % sa vyparí skôr než prebehnú podstatnejšie expanzné procesy. Pravdepodobne iba malá časť $+H_2O$ sa aktívne zúčastňuje expanzie. Podľa L. R. L. D u n n a a W. M. B i l l i n g h u s s l a, ktorí robili laboratórne výskumy perlitov na Novom Zélande, charakteristickou vlastnosťou najlepších typov ryolitových hornín je obsah viazanej vody (H_2O+) medzi 2—4 %. Optimálny obsah vody v perlitoch nie je zatiaľ známy; K e l l e r a P i c k e t t však pri výskumoch perlitu na absorbciu infračerveného spektra rozpráškovaných hornín dokázali prítomnosť hydroxylovej a vodíkom viazanej vody a na základe prítomnosti takejto vody vysvetľujú expanzné zjavy pri zohrievacích pokusoch.

Dobývanie a spracovanie

Všetky perlity sa dobývajú povrchovými metódami. Dobývanie je jednoduché, pričom jeho spôsob je závislý od špecifických vlastností lokality. Potrebné je iba zariadenie na dopravu materiálu, na lámanie horniny, ak to jej tvrdosť vyžaduje, a zariadenie na prepravu perlitu do mlyna.

Mletie je pomerne jednoduché. Pozostáva z rozdrvenia perlitickej horniny, separácie rozdrveného produktu podľa požadovanej veľkosti zrn. Používajú sa 2 procesy — mokrý a suchý. Mokrou metódou sa znižuje strata v práci na minimum, avšak vyžaduje sa nákladnejšie sušenie a spotrebujú sa veľké množstvá vody. Po prvotnom rozdrvení v drviči, prichádza materiál do tyčových alebo guľových mlynov. Po zomletí hornina sa triedi podľa veľkosti zrn na vibračných sítach. Najjemnejšia frakcia sa buď odstraňuje, alebo sa skladuje pre prípadné budúce použitie. Veľkí producenti majú pásové dopravníky pre dopravu rozdrveného materiálu. Pre dopravu surového perlitu firmám, ktoré ho spracovávajú, používajú sa automatické vzorkovače. Sú známe viaceré typy pecí, v ktorých sa vyrába expandovaný perlit, avšak v práci sa používajú dva základné typy:

1. horizontálny (rotačný alebo stabilný),
2. vertikálny (stabilný).

Každý z týchto typov má viac druhov, ktoré sa v detailoch líšia, avšak žiadna z pecí sa nehodí pre všetky typy spracovaného produktu. Horizontálne pece produkujú rozmanitejšie variety perlitov a možno ich plniť hrubozrnejšou surovinou. Vertikálne pece majú málo pohyblivých častí. Väčšina pecí privádza expandovaný perlit do cyklonového zberného systému, v ktorom sa produkt triedi. Vo väčšine prípadov sa v peciach používa plyn, niektoré sú vykurované tekutými palivami. Konečný produkt je ovplyvnený veľkosťou a druhom penky, teplotou, časom zohrievania a fyzikálnou i chemickou povahou surovej horniny.

Použitie expandovaného perlitu

Okolo 80 % expandovaného perlitu sa v USA používa ako prísad do sádrových omietok. Výhody perlitických omietok oproti pieskovým sú: ich ľahkosť,

dobré tepelné a zvukové izolačné vlastnosti, ohňovzdornosť, ľahkosť a rýchlosť použitia, dobré spojovacie vlastnosti a pod. Perliticko-sádrová omietka je trojaká: pravidelná, ohňovzdorná a akustická. Asi 10 % produkcie perlitu sa používa pri železobetóne. Najčastejšie použitie sú: platne, prefabrikačné panely a sekcie stien.

Perlit sa používa ešte ako prísada do výplachov (asi 4 % produkcie); izolácia medzi betónovými blokmi stien; izolácia parných potrubí buď ako voľná výplň v plášti alebo ako vrstva omietky; na izoláciu chladiacich prístrojov; ako voľné izolačné prostredie pre žeravé ocelové ingoty počas spracovania; ako náhrada za bežný slievarenský pícsok; na obkladacie dlaždičky na budovy a izolačné tabuľky; značné uplatnenie má ako plnidlo do gúm, mydiel, farieb, plastík a na filtračné účely.

Najekonomickejšie je dovážať surovú horninu až na miesto väčšej spotreby a tam ho expandovať.

V Laboratóriu pre výskum nerastných surovín pri Katedre geológie a mineralógie v Košiciach boli zhotovené chemické analýzy perlitov, smolkov a obsidiánov z lokality Viničky (Seleška), Byšta a spod Szabovej skaly pri Hliníku nad Hronom [okrem analýz vz. I a III; (Ambrož, Kokta)].

Výsledky analýz sú tieto:

Chemické analýzy lokality Viničky

Chemická analýza	Obsidián vzor. 42	Obsidián vzor. I.	Obsidián vzor. 48	Obsidián vzor. III.	Obsidián vzor. 41
SiO ₂	74,59	75,10	66,93	75,75	68,51
TiO ₂	stopy	stopy	0,40	0,02	stopy
Al ₂ O ₃	13,44	14,07	15,74	13,73	15,60
FeO	2,64	0,84	1,57	—	1,62
MnO	0,03	0,04	0,03	—	stopy
MgO	0,34	0,36	1,07	0,03	0,53
CaO	1,42	1,23	3,30	1,25	2,20
Na ₂ O	3,15	3,54	3,12	2,25	2,51
K ₂ O	3,95	4,37	3,0	4,92	3,55
P ₂ O ₅	0,17	—	0,16	stopy	0,11
+ H ₂ O	—	0,19	1,55	0,18	2,99
— H ₂ O	0,05	0,01	0,13	0,09	0,66
	100,36	100,12	100,36	100,26	100,39

Urobili sa aj predbežné skúšky pre určenie napučievania nielen z perlitov z Viničky, Byšty a Hliníka n/Hronom, ale aj z iných vulkanických kyslých hornín z Prešovsko-tokajského a Zemplínskeho ostrova.

1. „Kelímková skúška“: 2 gramy vzorky sa zomelie na 14 + 52 B. S., preoseje, vloží do platínového kelímku a uloží do elektrickej pece pri teplote 950 °C. Po 10 minútach sa kelímok vyberie a objem expandovaných produktov sa meria v kalibrovannej nádobe.

Chemické analýzy lokality Byšta

Chemická analýza	Smolek vzor. 97	Perlit vzor. 98	Ryolit vzor. 72	Ryolit vz. 60 (Brezinky – Kolbás)
SiO ₂	72,32	76,27	75,57	77,36
TiO ₂	0,03	0,02	0,29	0,31
Al ₂ O ₃	12,68	13,73	12,65	13,67
Fe ₂ O ₃	1,18	0,70	0,57	0,62
FeO	0,99	0,42	0,97	0,44
MnO	0,01	stopy	stopy	stopy
MgO	0,08	0,06	0,38	0,39
CaO	1,25	1,32	2,45	1,55
Na ₂ O	3,14	4,30	2,80	2,04
K ₂ O	2,78	2,05	2,87	2,97
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,09	0,07
+ H ₂ O	4,87	0,60	0,36	0,04
- H ₂ O	0,13	0,21	0,99	0,39
	99,51	99,71	99,99	99,84

	Vzorka č. 1/58 Smolek Hliník n/Hronom	Vzorka č. 4/58 Perlit Hliník n/Hronom
SiO ₂	68,84	69,98
TiO ₂	0,24	0,42
Al ₂ O ₃	13,29	13,90
Fe ₂ O ₃	2,21	2,64
FeO	0,66	0,19
MnO	0,05	0,02
MgO	0,98	0,92
CaO	3,07	2,12
Na ₂ O	2,36	2,37
K ₂ O	4,74	4,29
P ₂ O ₅	0,04	0,03
H ₂ O +	3,55	2,73
H ₂ O -	0,02	0,22
Spolu:	99,97	99,83

Predbežné výsledky tú na tabuľke (str. 179).

Z uvedených predbežných skúšok vidieť, že niektoré vzorky pri zohriatí zväčšujú svoj objem o 50 %.

Prudká skúška: 0,2 gramov vzorky spracovanej ako vyššie dá sa do neprikrytej platinovej mištičky a 2 minúty sa zohrieva. Zaznamenáva sa charakter expanzie „napučovania“ a farba vzniklého produktu. Objem produktu sa nemeria.

Pri prudkej skúške neboli pozorované žiadne zmeny. Petrografiua a chemizmus vulkanických skiel z východného Slovenska spracujeme neskôr a porovnáme ju s výsledkami dosiahnutými v USA, na Novom Zélande a v Japonsku.

Výsledky „kelimkovej skúšky“

Vzorka	Veľ. čiast. drveného materiálu po preosiati	Teplota	Celk. hust. merané kabib. váh 50 ml		Váha	
			počiatočná	konečná	počiatočná	konečná
98/55	-14	950	2 ml	2 ml	2 g	1,90 g
98/55	-15	950	2 ml	2 ml	2 g	1,90 g
98/55	-18	950	2 ml	2 ml	2 g	1,90 g
98/55	-19	950	2 ml	2 1/2 ml	2 g	1,90 g
41/56	-14	960	2 ml	3 ml	2 g	1,90 g
41/56	-15	950	2 ml	3 ml	2 g	2,00 g
41/56	-18	980	2 ml	3 ml	2 g	1,90 g
41/56	-19	950	2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
1/58	-14	950	2 ml	2 ml	2 g	1,90 g
1/58	-15	950	2 ml	2 ml	2 g	1,95 g
1/58	-18	980	2 ml	2 ml	2 g	1,95 g
1/58	-19	980	2 ml	2 ml	2 g	1,95 g
Vzorka z Maďarska	-14	1000	2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
Vzorka z Maďarska	-15	1000	2 ml	3 ml	2 g	2,00 g
Vzorka z Maďarska	-18	1000	2 ml	3 1/2 ml	2 g	1,90 g
Vzorka z Maďarska	-19	1000	2 ml	3 1/2 ml	2 g	2,00 g
59/55	-14	1000	2 1/2 ml	3 ml	2 g	2,00 g
65/55	-14	1000	2 1/2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
98/55	-14	1020	2 1/2 ml	3 ml	2 g	1,90 g
100/55	-14	1000	2 1/2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
101/55	-14	1000	2 1/2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
150/55	-14	1000	2 ml	2 1/2 ml	2 g	1,90 g
152/55	-14	1080	3 ml	4 ml	2 g	2,00 g
154/55	-14	1000	3 ml	4 ml	2 g	1,95 g
155/55	-14	1000	2 ml	4 ml	2 g	1,95 g
157/55	-14	1000	2 ml	3 ml	2 g	1,90 g
72/56	-14	1010	2 ml	3 ml	2 g	1,95 g
48/5	-14	1000	2 ml	3 ml	2 g	1,95 g

Ak by slovenské vulkanické sklá mali požadované vlastnosti, malo by to veľký význam pre náš priemysel.

Stále rastúce požiadavky stavebného priemyslu vyžadujú si rozšírenie produkcie rozličných druhov ľahkých hmôt do betónu. Pri tejto príležitosti chceme by som poukázať na to, že aj afanitické výlevné horniny by sa mohli použiť na výrobu expandovaných ľahkých hmôt. Vyžaduje sa však od nich určitá rovnováha kremena, hliníka a tekavých zložiek tak, aby parciálna tavenina vytvorila ľahčenú hmotu tým, že udrží v sebe plyny, ktoré sa pri týchto teplotách uvoľňujú. Ak obsah kremíka preyšuje tieto požiadavky, spôsobuje, že tavenie prebieha pri veľmi vyso-

kých teplotách, takže výroba materiálu nie je ekonomická. Vysoký percentuálny obsah zložiek CaO, MgO, FeO, K₂O a Na₂O spôsobuje rýchlu efúziu a hornina v dôsledku príliš nízkej teploty nezachováva v sebe plynové bubliny, ktoré sa počas tavenia vytvárajú. Rozdiely sú zvýraznené plochou, ktorá na kompozičnom diagrame obkružuje všetky body, odpovedajúce vzorkám podrobeným zohrievaniu. Bolo zistené, že mnoho bežných typov vyvrelých hornín má obdobné chemické zloženie, aké uvádza Ch. M. Rille y. Niektoré z týchto hornín s faneritickými štruktúrami boli podrobené výskumu. Všetky vykazovali expanziu, iba ak sa najprv jemne zomleli a potom zlisovali do brikiet. V starších prácach sa naznačuje, že afanitické ekvivalenty týchto hornín by mali expandovať bez predbežnej prípravy.

Predbežné práce ukázali, že kyslé a intermediálne horniny mávajú chemické zloženie s vhodným pomerom alumínia, kremíka a tavených zložiek a vytvárajú čiastočne taveniny s viskozitou dostatočne vysokou, aby sa zachovávala bublinatosť pri teplotách medzi 970—1120 °C. Schopnosť týchto hornín expandovať závisí od ich afanitickej a sklovitej štruktúry a vhodných chemických a minerálnych zložiek. Skúšky ryolitov, dacitov, andezitov a iných hornín ukazujú, že tieto sú zväčša dostatočne schopné expandovať a hodia sa na priemyselné použitie.

*Laboratórium pre výskum nerastných surovín,
Banícka fakulta — Košice,
vedúci: prof. dr. Ján Šalát*

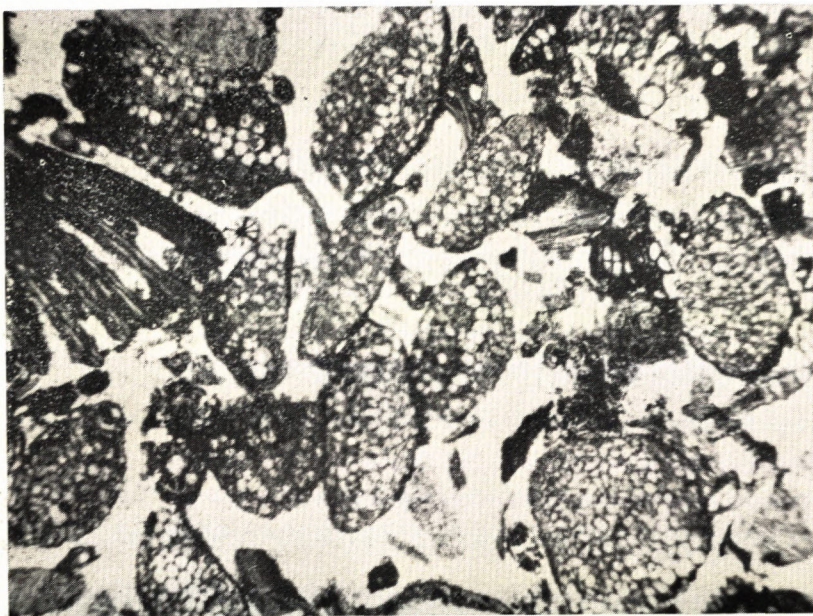


O b r. 1: Dejekčný kužel v pliocénnych štrkoch východne od Čoltova.

Foto: L. Ivan



O b r. 2: Striedanie tufov a tufitických štrkov východne od Nižného Skalníka. Foto: L. Ivan



O b r. 1: Vložka miogypsinového vápenca z bazálnych zlepencov z Uraš pusty (mikrosnímka)
Foto Osvald



O b r. 2.: Vložka organogenného vápenca z bazálnych zlepencov z Bretky (mikrosnímka)
Foto Osvald



Obr. 1: Problematikum typu Zoophycus. Menilitové vrstvy výravskej bachysynklinály dukelských vrás pri Svetliciach
Foto T. Ďurkovič



Obr. 2: Problematikum Zoophycus. Paleogén vlárskeho vývoja synklinálneho pásma Chabovej
Foto V. Sitár

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 15

Vydáva Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal Mahel
Technický redaktor Jozef Bielik

301.03. Daň 5 %. P. č. 672. Náklad 1100 výtlačkov.
Papier 5154-01 70×10, 80 g. PH 8,05, AH 14,40,
VH 14,79. 1251/1957-VO.

Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS, Bratislava

Cena brož. Kčs 17,50

301-03

56/III-3

A-530309