

157/34 B

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 46

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1968

REDAKČNÁ RADA

Dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, dr. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický,
inž. Eugen Kullman, prof. dr. Miroslav Kuthan, dr. Ondrej Samuel (predseda re-
dakčnej rady), inž. Ján Slávik, dr. Laurenc Snopko

VEDECKÝ REDAKTOR

Dr. Ondrej Samuel CSc.

13 196



25. - Kus

1191/1968

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Seneš J.: Pokus o zónovanie recentných riasových sedimentov a možnosti aplikácie v geológii — Versuch einer Zonierung der rezenten Algenablagerungen und der Applikation in der Geologie (<i>Taf. V—VII</i>)	5
2. Siblík M.: Rhynchonellinae a Cirpinae slovenského domeru — Domerian Rhynchonellinae and Cirpinae from Slovakia (<i>Plate I—IV</i>)	21
3. Špička V.: K otázke diskordance medzi egenburskou a lužickou sérií v miocénu Západných Karpat — Zum Problem der Diskordanz zwischen der Eggenburger und Lužicer Serie im westkarpatischen Miozän	37
4. Kocák A.—Mořkovský M.: Geologický vývoj severovýchodní části Potiské nížiny — Geological development of the NE part of Potiská nížina lowland	59
5. Michalenko J.—Pastor J.: Poznámky k štruktúrno-geologickej pozícii žily Terézia na ložisku Banská Štiavnica — Bemerkungen zur struktur-geologischen Lage des Teresia-Ganges auf der Lagerstätte Banská Štiavnica	81
6. Jacko S.: Pyroklastiká pyroxenických andezitov východne od Hodrušských rybníkov (<i>Tab. VIII</i>)	89
7. Rozložník L.—Slavkovský J.: Príspevok k postaveniu tzv. vrcholových andezitov v rámci neovulkanitov slovenského stredohoria — Zur Position der sog. Gipfelandesite im Raume des mittelslowakischen vulkanischen Massivs.	95
8. Karolusová E.: Petrograficko-petrochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu GK—2 pri obci Antol — Petrographisch-petrochemische Auswertung der Strukturbohrung GK—2 (<i>Taf. IX</i>).	101
9. Forgáč J.—Dvoně V.—Gerthofferová H.: Vybielovanie a rozpad andezitov v laboratórnych podmienkach — Entfärbung und Zerfall der Andesite in den Laborbedingungen (<i>Taf. XI</i>)	109
10. Forgáč J.: Úloha koloidných roztokov pri postvulkanických premenách v neovulkanických horninách — Die Rolle der Kolloidlösungen bei den postvulkanischen Umwandlungen der neovulkanischen Gesteine (<i>Taf. XII</i>)	119
11. Kraus I.—Pulec M.: Mineralogicko-petrografické pomery ílov vo vých. časti Slatinskej kotliny — Mineralogisch-petrographische Verhältnisse der Tonschichten im östlichen Teil des Slatina-Kessels (<i>Taf. X</i>)	123

12. Pagáč P.: Paleomagnetický výskum neovulkanitov Kremnických hôr — Paleomagnetic investigation of the Kremnické hory Mts. volcanic rocks	139
13. Mišík M.—Fejdiová O.—Köhler E.: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy — Parakonglomerate mit exotischem Material aus dem höheren Podhalie-Paläogen in Orava (<i>Taf. XIII—XIV</i>)	161
14. Ďurkovič T.: Vzťah medzi paleoprúdovými systémami a petrografickým zložením klastických sedimentov dukelskej jednotky — Relationship between paleocurrent systems and petrographic composition of elastic sediments in Dukla unit	173
15. Kačník E.—Srnánek J.: Inžiniersko-geologické pomery na priehradnom profile Temeš a Dobročná	183
SPRÁVY, DISKUSIA: Ilavský J.: Vývoj metalogenetickej terminológie v súvislosti so zostavovaním metalogenetických máp. — Polák S.: Nové poznatky o geologickej stavbe masívu Žibrice v JZ časti pohoria Tribeč. — Klinec A.: Poznámky k priebehu pohorelskej línie. — Forgáč J.: Postavenie mladých pyroxenických andezitov v sev. výbežkoch Štiavnického ostrova. — Vozárová—Minarovičová A.: Mineralogický výskum alúvia horného toku rieky Slanej (<i>tab. XV—XVI</i>). — Horváth G.—Rebro A.: Minerálne vody v intraviláne Piešťan?	193

JÁN SENEŠ

POKUS O ZÓNOVANIE RECENTNÝCH RIASOVÝCH SEDIMENTOV A MOŽNOSTI APLIKÁCIE V GEOLÓGII

Úvod

Biohermy, a najmä vápenné riasy sa značne podieľali na tvorbe sedimentov geologickej minulosti. Preto jednou z dôležitých úloh faciálneho výskumu je vysvetliť chemicko-fyzikálne podmienky prostredia ich vzniku či už v mezozoiku alebo v terciéri (sekundárne spevnené diploporové a iné riasové vápence mezozoika, nesúdržné riasové sedimenty a spevnené, hlavne litotamniové vápence eocénu a miocénu). Pri tomto výskume možno do značnej miery využiť princíp aktualizmu.

Už samostatný výskyt riasových bioherm poukazuje na niektoré špecifické chemické a fyzikálne vlastnosti prostredia vzniku. Slanosť, obsah O_2 , hodnota pH, intenzita prúdenia a sedimentácie i svetelné podmienky, ako to ukazujú aj novšie výskumy Laborela (1961) Nesteroffa (1955) a Riedla (1966), v určitých medziach. Známe hodnoty možno uplatniť aj pri rekonštrukcii prostredia vzniku terciérnych riasových sedimentov. Chýbajú nám však iné, pre geológiu dôležité kritériá, ako: (a) *možnosti diferencovania vzniku týchto sedimentov podľa hĺbky*; (b) *stanovenie vzdialenosti vzniku sedimentov od pobrežnej čiary*.

Veľké rozšírenie pevných sedimentov riasového pôvodu v recentných moriach pomáha nám do určitej miery riešiť aj tieto otázky. V posledných rokoch vedľa výskumu fauny mäkkýšov z recentných facií (Seneš 1966, 1967) som sa čiastočne venoval aj štúdiu pevných riasových sedimentov v mediteránnom subtropickom a antilskom tropickom prostredí. V tejto súvislosti som sa stretol s určitým javom, ktorému sa pri výskumoch zoologických a biologických neprípisovala významnejšia úloha, ktorý ale môže mať značný význam pre geológiu; ide o charakter rozmiestnenia týchto sedimentov v hydrosfére. Morfológia pevných riasových usadenín (i primárne rozmiestnenie nespev-

nených riasových sedimentov) je totiž dost svojrázna a konštantná, v závislosti od morfológického charakteru brehu a morského dna. Už sama táto okolnosť dáva určité možnosti rekonštruovať fosílné prostredie. Podľa tvaru a umiestnenia fosílnej biohermy by bolo možné stanoviť morfológiu fosílného prostredia, prípadne i hĺbku vzniku a vzdialenosť od brehu.

Typický morfológický tvar spevnených riasových lavíc (tzv. „coralligéne du plateau“ v oceanografickej literatúre), opisovaný doteraz väčšinou len z väčších hĺbok, vyskytuje sa podľa našich poznatkov aj v plytkom sublitorále, tam, kde morfológia brehu a dna sú vhodné k ich tvorbe. Prípadné (a právom predpokladané) rozdiely v druhovom zložení rias medzi plytkými a hlbokými lavicami sa zatiaľ presne neurčili; podľa predbežného výskumu v mediteránnej oblasti takéto rozdiely existujú (Seneš 1967). Len niektoré druhy červených rias sú napríklad závislé od intenzity svetla (svetlomilné, šeromilné atď.), iné bez ohľadu na svetelnosť sú viazané len na určité hĺbky (napr. *Lithothamnium fruticulosum*).

Z toho vyplýva, že okrem rekonštrukcie morfológie bude potrebné prehĺbiť naše znalosti aj o ekológii rias, čo iste umožní stanoviť hĺbku a vzdialenosť fosílnej sedimentácie od brehu.

Už doterajšie výsledky štúdia o morfológii a o lokalizácii pevných riasových sedimentov poskytujú určitú možnosť využitia pre geológiu. Preto v tomto príspevku sa zaoberám prevažne len otázkou *lokalizácie a tvarov týchto sedimentov* a pokúsim sa *stanoviť určité hĺbkové zóny pre mediteránnu oblasť* (recentnú i terciérnu).

Účasť rias na tvorbe recentných morských usadenín sa neobmedzuje len na utváranie pevných tzv. „litotamniových lavíc“. Významná je aj ich cementačná činnosť pri vytváraní ostatných typov organogénnych vápencov, hlavne koralových a bryozoových. Vo väčšine koralových útesov Pacifiku a antilskej oblasti vápenné riasy tvoria vyše 2/3 organogénnej zložky. Pri utváraní morfológie koralových bariér v tropickom pásme, bryozoových a iných rífov v miernom pásme hrá teda prítomnosť vápenných rias prvoradú úlohu. Okrem toho podstatnú zložku tvoria aj u sypkých sedimentov v sublitorálnom pásme v podobe vápenných organogénnych častíc (primárne i po rozpade organogénnych lavíc).

Účasť rias na tvorbe sedimentov a na vytváraní morfológických tvarov je značne rozdielna, v závislosti od ich stavby, obsahu CaCO_3 , procesu rastu a synekológie jednotlivých druhov. Na vytváraní primárne spevnených sedimentov sa podieľajú temer výlučne *Rhodophyta*, hlavne zástupcovia rodov *Lithothamnium* a *Lithophyllum*, menej iné rody zo skupiny *Corallinaceae*, napríklad *Melobesia* a *Corallina*; posledné však samy nebývajú lavicotvorné, vyžaduje sa aj prítomnosť cementovania schopných litotamnií a litofylov. Na tvorbe sypkých sedimentov z rodofít sa podieľajú predovšetkým rody

Peyssonelia, *Melobesia*, *Corallina*, *Jania* a *Amphiroa*, zo zelených rias *Dasycladus*, *Neomeris*, *Bornatella*, *Cymopolia*, *Acetabularia*, *Udotea*, *Penicillus* a *Halimeda*.

Ich lokalizáciu, resp. podiel na zložení sedimentov vidíme najlepšie na pri-ložených profiloch z mediteránnej a antilskej oblasti.

Mediteránna oblasť

Rozmiestnenie primárne spevnených riasových sedimentov

Tieto sedimenty sa v literatúre označujú ako „sekundäre Hartböden“, „Coralligen“ resp. „Coralligène du plateau“. V závislosti od morfológie prostredia vznikajú zhruba v troch typoch, v troch zónach. Ich klasický výskyt znázorňuje podmorský profil „Zagorje 1“ z adriatickej oblasti (Seneš 1967).

[1] *Sedimenty litorálnej steny*. Samotná litorálna stena v dnešnej mediteránnej oblasti nebýva hlbšia ako 20 m, väčšinou v hĺbke 10–15 m už začína sublitorálny svah. Pevné organogénne sedimenty sa vytvárajú na zvislom skalnatom podklade v eulitorále a sublitorále. Druhové zloženie je do značnej miery ovplyvnené svetelnými podmienkami i väzbou určitých druhov rias na pevný podklad (*Lithothamnium lenormandi*, *Lithophyllum incrustans*). Skladba je preto variabilná najmä podľa osvetlenia kolmého pásma. Hĺbka hrá podstatnejšiu úlohu len u pridružených foriem, ktoré samy o sebe pevné sedimenty nevytvárajú (*Corallina*, *Amphiroa*) a možnosť ich fosilizácie in situ je podmienená zväčša prítomnosťou pevnej substancie litotamnií a lito-fylov. Ich fosilizácie schopné častice sa po odumretí hromadia väčšinou na sublitorálnom svahu a podieľajú sa na tvorbe sypkých sedimentov. V podobe sypkých hornín sa na svahu zachovávajú aj častice pevných riasových sedimentov steny, rozpadnutých biologickou eróziou.

Tento typ pevného sedimentu tvorí na kolmej stene silnejšiu, alebo slabšiu kôru. Podľa morfológie podkladu vyplňuje aj dutiny steny a zaobluje jej terasovité výbežky. K tomuto typu patrí aj „trottoir“ eulitorálu.

V eulitorále a v silnejšie osvetlenom sublitorále asi do hĺbky 20 m podstatu pevného riasového sedimentu tvoria *Lithothamnium lenormandi* (Aresch.), *Lithophyllum incrustans* Philip. a *Lithophyllum cristatum* Menegh. V silne osvetlených častiach, teda max. do hĺbky 5 m z rodofytov pristupujú ešte *Corallina mediterranea* Aresch., zo zelených rias *Acetabularia mediterranea* Lamour. Do hĺbky 10–15 m normálneho osvetlenia siaha výskyt pridružených červených rias *Corallina rubens* Lamour a *Amphiroa rigida* Lamour a zelenej riasy *Halimeda tuna* (Ellis & Sol.). Pri negatívnych úklonoch, teda na slabo osvetlenej kolmej stene zúčastňujú sa na tvorbe pevnej substancie tieňomilné druhy červených rias *Lithophyllum expansum* (Phil.) a *Peyssonelia squamaria* (Gmel.), ktoré tvoria podstatnú časť pevných sedimentov prvého

typu aj v hĺbkach pod 20 a 30 metrov, kde sa k nim pridružuje ešte *Halimeda tuna* (Ellis & Sol.) a *Melobesia farinosa* Lam.

[2] *Sedimenty sublitorálneho svahu* vznikajú na kužloch sutín, medzi litorálnou stenou a vzdialenejším rovným, alebo mierne sa zvažujúcim dnom (sublitorálna plošina). Sublitorálny svah tvoria jednak úlomky, často veľké balvany hornín litorálnej steny (teda nielen materskej horniny, ale aj organogénnych riasových vápencov), jednak z jemnejšieho sypkého sedimentu, väčšinou hrubozrnného piesku, ktorý obsahuje vždy značnú organogénnu prímes. Podľa hĺbky a expozície brehu je tento sypký sediment vystavený vlnovej turbulencii a tým i častému lokálnemu premiestneniu pozdĺž brehu, resp. kolmo na sublitorálny svah. Organické zvyšky, pokiaľ nejde o primárne spevnený sediment, predstavujú temer vždy tanatocenózu.

Pevné organogénne sedimenty riasového pôvodu majú dvojaký charakter: na balvanoch sublitorálneho svahu tvoria kôru, resp. masívnu horninu narastajúcu do šírky až niekoľko metrov, prípadne časom i tmeliacu jednotlivé balvany. Na ich stavbe sa podieľajú červené riasy, hlavne inkrustujúce formy *Lithothamnium lenormandi* (Aresch), *Lithophyllum incrustans* Philip., *Lithophyllum philippi* a *L. cristatum* Menegh., ďalej *Melobesia farinosa* Lam. a *Peyssonelia squamaria* (Gmel.); z voľných fosilizácie schopných foriem červených rias podľa hĺbkových pomerov *Corallina rubens* Lamour a *Amphiroa rigida* Lamour. Zo zelených rias ako fosilizácie schopná býva zastúpená iba *Halimeda tuna* (Ellis & Sol.).

Naproti tomu na piesčitom podklade sublitorálneho svahu sa už vytvárajú pevné organogénne riasové sedimenty podobného charakteru ako na sublitorálnej plošine. Líšia sa od predošlých základnou skladbou; podstatu pevných lavíc tvorí totiž, hlavne na piesku voľne v hĺbke ležiaci *Lithophyllum racemus* Foslie, v hlbších obzoroch aj *Lithothamnium fruticosum* Foslie. Ostatné formy rodov *Lithothamnium* a *Lithophyllum*, pokiaľ im to znížené svetelné podmienky v týchto hĺbkach dovoľujú, tvoria inkrusty na pevnom poraste dvoch predošlých pieskových foriem. Aj ostatné vyššie spomenuté červené riasy, ako aj *Halimeda tuna* sa zúčastňujú na stavbe tohto typu organogénnych vápencov, ktorý svojím charakterom odovedá už typickému „coralligène du plateau“.

[3] *Sedimenty sublitorálnej plošiny*. V dnešnej mediteránnej oblasti sa začína rovná, alebo mierne od brehu sa zvažujúca sublitorálna plošina väčšinou už v hĺbke 20—30 metrov, vo vzdialenosti asi 20—50 metrov od skalnatého brehu. Prehlbuje sa len mierne k často nevýraznému šelfovému okraju stredozemnomorskej oblasti. V archipeľovej časti východnej Adrie tvorí temer rovné plateau medzi ostrovmi, v oblasti západnej Adrie sa zvažuje k depresiám mierne už priamo od piesčitého litorálu. Existujú samozrejme aj extrémne morfológické polohy, napr. plytké (30 m) plateau severnej Adrie, hlboké plateau (pod 100 m)

v oblasti Corfu alebo egejskej. Sedimenty sublitorálnych plošín sú na rozsiahlych plochách z jemnejšieho piesku so značnou organogénnou prímесou; bahnitú substanciu pozorujeme okrem ústí väčších riek aj v uzavretejších zátokach do hĺbok okolo 30 m, často v súvislosti so zosterovým a posidoniovým porastom, miestami aj v hĺbkach pod 60—80 m. Priemerné hĺbky výraznejšej sublitorálnej plošiny v adriatickej i v celej mediteránnej oblasti sú 60—80 metrov. Toto piesčité prostredie je typickým nositeľom organogénnych riasových sedimentov. Sú to horizontálne ulčené pevné lavice, alebo balvany pozdĺžne potiahnuté, tvorené zoskupením rodofít, hlavne *Lithothamnium fruticulosum* Foslie, *Lithophyllum racemus* Foslie, *Neogoniolithon mamillosum* a *Mesophyllum lichenooides*. Ležia voľne na piesčitom substrate; môžu mať rozmery až niekoľko štvorcových metrov. Vytvárajú väčšinou vedľa seba voľne ležiace bloky a lavice na veľkých areáloch. Výskyt ostatných hnedých, zelených a červených mäkkých rias závisí od hĺbky. Z geologického aspektu (ako fosilizácie neschopné druhy) majú význam len v súvislosti s biologickou eróziou, teda deštrukciou pevných lavíc.

Výskyty pevných riasových sedimentov sublitorálnej plošiny sú už dávnejšie známe. Laborel (1961) uvádza ich výskyt z rôznych oblastí Mediteránu: v západnej časti v okolí Marseille medzi 30 a 50 m, v oblasti Korziky medzi 60 a 80 m, vo východnej časti na severe medzi 70 a 90 m, v egejskej oblasti medzi 90 a 110 m a v južnej oblasti medzi 100 a 120 m. V archipelovej oblasti Adrie a na severnom adriatickom plateau sa vyskytujú už aj v hĺbke 20—30 metrov. Laborelove dáta však ukazujú, že za vhodných podmienok osvetlenia, za spolupôsobenia iných, dnes ešte dostatočne neznámych biologických činiteľov nie je vznik litotamniových lavíc zriedkavosťou ani v hĺbkach pod 100 m. Potvrdzujú to aj výskumy v neapolskej zátok (Walther 1885).

O to zaujímavejší je výskyt týchto vápencov v niektorých veľmi plytkých úsekoch východnej Adrie (napr. Dračianska zátoka na severnej časti polostrova Pelješac), kde chýba litorálna stena i sublitorálny svah; piesčité sedimenty litorálu postupne prechádzajú do plytkej sublitorálnej plošiny. Pevné organogénne riasové sedimenty sa vyskytujú na širokej ploche už od hĺbky 5 metrov asi 100 m od brehu. Ich biologický obsah zatiaľ nebol preskúmaný; svojou morfológiou však sa len málo líšia od hlbších pevných riasových sedimentov sublitorálnej plošiny. Možno predpokladať, že v druhovom zložení sa zistia podstatné zmeny oproti hlbším laviciam, čo by iste prinieslo určité kritériá aj pre hĺbkové rozdelenie pevných riasových sedimentov z plošinovej zóny. Z takéhoto aspektu možno očakávať pozitívne výsledky aj v súvislosti s výskumom riasových lavíc na plytkom severnom adriatickom plateau (výskumy aspoň orientačne sa majú uskutočniť do r. 1968). Nápomocná pri charakterizovaní hĺbky by mala byť aj fosilizácie schopná sprievodná fauna, hlavne výskyt niektorých batymetricky špecifických foriem koralov a bryzoí.

Rozmiestnenie sypkých riasových sedimentov

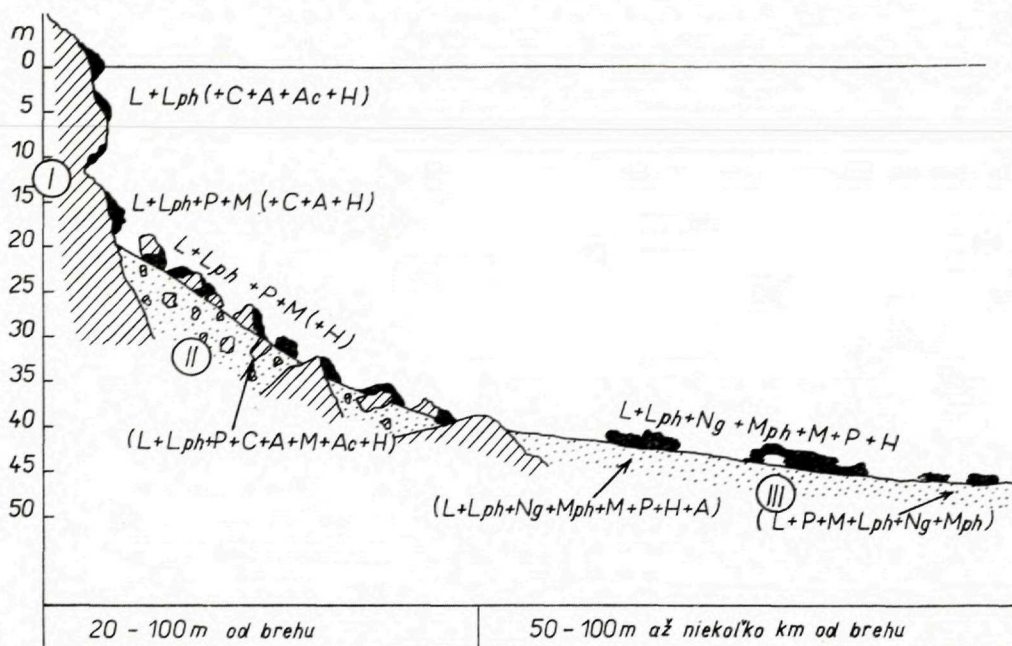
Z charakteru spomenutých troch zón pevných riasových sedimentov vyplýva, že piesčité usadeniny sublitorálneho svahu i sublitorálnej plošiny obsahujú bchatú organogénnu prímес. Vedľa schránok foraminifer, mäkkýšov, skeliet

húb a machoviek významnú úlohu zohrali fosilizácie schopné červené riasy, menej vápenné časti niektorých zelených rias. Riasový komponent pozostáva z úlomkov pevných organogénnych vápencov, z častí odumretých solitérnych rias, hlavne rodov *Halimeda* a *Acetabularia*, resp. *Corallina*, *Amphiroa*, *Melobesia*, ako aj z odlomených vetvičiek niektorých krehkejších a jemne stavaných druhov rodu *Lithothamnium* a *Lithophyllum* (napr. *Lithothamnium philippi* alebo *L. fruticosum*; odlomené časti vetvičiek tvoria v piesčitom sedimente plytšieho sublitorálu pri Ile Russe na Korzike až 20 %; sú vyplavené do zóny supralitorálnej a eulitorálnej a podľa váhy vytriedené). Vzhľadom na dosah vlnovej turbulencie bývajú častice rias na sublitorálnom svahu a na plytkej sublitorálnej plošine premiestnené do hĺbky 15–20 m. V hlbších zónach sublitorálnej plošiny sú spravidla už na mieste rozpadu bez dlhšieho transportu; vzhľadom na obvykle väčšiu hĺbku chýbajú tu niektoré elementy, najmä častice acetabularií i *Amphiroa* a *Corallina*. Tu sa zvyšuje podiel biologickou eróziou rozdrvených častíc riasových lavíc.

Intenzita biologickej erózie je rozhodujúcim faktorom nielen pri čiastočnom ničení pevných riasových sedimentov, resp. ich zachovaní (len ak sú definitívne pochované v piesku), ale od jej sily závisí hlavne percentuálny podiel úlomkovitého riasového materiálu v okolitých sedimentoch. Pôsobenie biologickej erózie je priamo závislé od pevnosti organogénneho sedimentu a od hojnosti deštruujujúcich organizmov. Konsistencia, v tomto prípade pevnosť primárne pevného riasového sedimentu, závisí od morfológie i od rýchlosti rastu samotného druhu, od rýchlosti sedimentácie a intenzity cementácie.

Charakter morfológie vápennej riasy (či ide o druh „amorfný“, inkrustujúci, alebo druh so špecifickými tvarmi kompaktnými alebo listovými) hrá rozhodujúcu úlohu. Druhy ako *Lithophyllum incrustans*, alebo *L. cristatum* tvoria hrubé povlaky, nepravidelné tvary, majú silnú inkrustačnú činnosť a sú veľmi kompaktné. Samy osebe majú cementačný charakter. Druhy ako *Lithophyllum expansum* alebo *Peyssonelia squamaria* majú jemný listovitý tvar, so slabou cementačnou schopnosťou. Napokon druhy ako *Lithothamnium fruticosum* alebo *Lithophyllum racemus* majú špecifické hrčkovité a pästovité tvary; sú kompaktné, bez inkrustačnej, cementačnej schopnosti; k vzniku pevného sedimentu je u nich potrebný ešte cementačný činiteľ organický (v podobe inkrustačných amorfných rodofít, brycozoi, prípadne aj nižších organizmov), alebo anorganický (následkom rozpúšťania CaCO_3). Vápenné riasy sublitorálnej plošiny tvoria najčastejšie vrstvy na piesku ležiace hrče litotamnií a litofylov. Len cementácia z nich vytvára súvislejší pevný sediment. Podobne ako pri raste korálového útesu, i tu sú vnútorné časti odumreté; len vonkajší okraj pevnej masy rias pozostáva zo živých jedincov. Pôvodná morfológia vápenných rias a rýchlosť sedimentácie piesku a pelitu rozhodujú teda o konsistentnosti pevného riasového sedimentu. Značnú úlohu majú aj podmienky

chemické a fyzikálne, ktoré podmieňujú rýchlosť rastu rias a možnosti cementovania. Biologická erózia sa prirodzene intenzívnejšie uplatňuje na sedimentoch málo kompaktných. Pôvodcami tejto erózie sú najmä špongie, endolitické mäkkýše, niektoré riasy a vyššie morské rastliny. Ich činnosť je markantná vo všetkých troch zónach. Na litorálnej stene a sčasti aj na sublitorálnom svahu pristupuje ešte mechanická rušivá činnosť vlnenia.



Obr. 1. Ideálny profil zónou pevných a sypkých riasových sedimentov mediteránu (zostavil J. Seneš 1965)

I – zóna litorálnej steny, II – zóna sublitorálneho svahu, III – zóna sublitorálnej plošiny. L – Lithothamnium, Lph – Lithophyllum, P – Peyssonella, M – Melobesia, Ng – Neogoniolithon, Mph – Mesophyllum, C – Corallina, A – Amphiroa, Ac – Acetabularia, H – Halimeda; šrafované – horniny litorálnej zóny, čierne – pevné riasové sedimenty, bodkované – piesok, sčasti riasový, organogénny.

Intenzita biologickej erózie je dosť premenlivá. Vcelku však (i na profile Zagorje) dosahuje veľkých rozmerov, prinajmenšom jednu tretinu rýchlosti vytvárania sa týchto sedimentov. Znamená to prakticky, že prítomnosť odumretých riasových sedimentov v pevnej, balvanovitej alebo lavicovitej forme je časovo značne obmedzená. Pevný sediment sa môže zachovať len ak je zakrytý sypkými usadeninami. Zatiaľ sa nedalo presne určiť, v ktorej zóne sa zachovávajú pevné riasové sedimenty najviac. Malé mocnosti sedimentu a rušivé činitele na litorálnej stene vylučujú možnosť, aby sa táto zóna mohla

zachovať vo fosilnom stave. Na druhej strane zas práve biologická a mechanická rušivá činnosť spôsobuje, že značné množstvo materiálu z tejto zóny sa redeponuje na sublitorálnom svahu. Vďaka „pohybu brehu“ má práve táto druhá zóna význam pre geológiu. Plošne, a kvantitatívne vôbec, najväčšie rozšírenie aj možnosť zachovania spadá do zóny sublitorálnej plošiny. Väčšina terciérnych „nuliporových“, „litotamniových vápencov“ pochádza zrejme z tejto zóny, i keď často následkom intenzívnej alebo čiastočnej biologickej erózie a druhotného rozpustenia vápenca už nemajú tvar a konsistenciu pôvodného pevného riasového sedimentu.

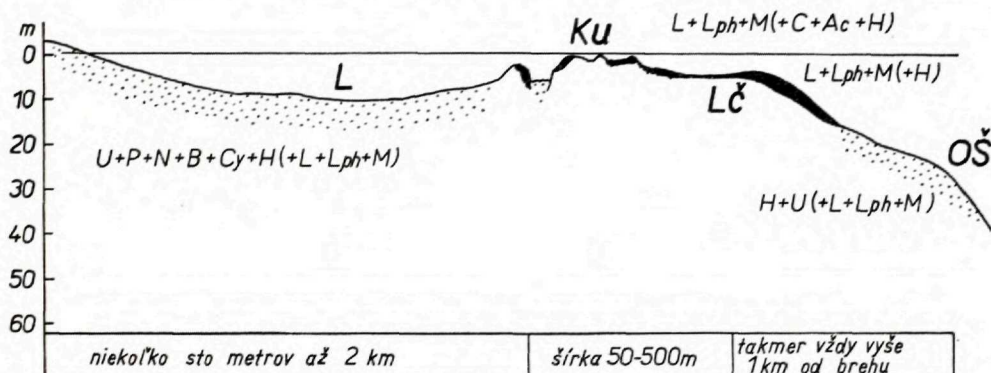
Antilská oblasť

Lokalizáciu vzniku primárne spevnených i sypkých riasových sedimentov ideálne znázorňujú profily Guanabského šelfu vo Floridskej úžine (Seneš 1966) a pomery v Batabanskej zátok v Karibskom mori (Deatwyler — Kidwell 1959; Seneš 1966). Rozmiestnenie primárne spevnených riasových sedimentov je typické a viac menej konštantné v oblasti všetkých koralových útesov. Tvorí jednak výrazné čelo vonkajšieho rífového okraja v koralovej zóne s *Montastrea annularis* (profily č. 5, 6 a 7 in Seneš 1966), jednak hrajú rozhodujúcu úlohu pri spevnení vrcholovej a vnútornej lagúnovej časti útesu. V oboch prípadoch sú pevné riasové sedimenty tvorené predovšetkým zástupcami rodov *Lithothamnium*, *Lithophyllum* a *Melobesia*. Ostatné červené riasy, hlavne *Corallina* a zo zelených hlavne *Halimeda* sa na tvorbe pevných sedimentov zúčastňujú len podradne. Ich odumreté častice bývajú odplavené do hlbších vôd vonkajšieho šelfu, alebo sú prenesené do lagún. V čele vonkajšieho okraja útesu prevládajú vápenné riasy nad trsmi koralov; ich výskyt vo vrcholovej a vnútornej časti útesu je podradnejší; predstavujú len inkrustačnú hmotu.

Rozmiestnenie sypkých riasových sedimentov v antilskej oblasti závisí od pozície temer všade výrazného okraja šelfu v hĺbkach medzi 40 a 100 m, zriedkavejšie až 200 metrov, a od pozície koralových útesov, resp. lagún. Okrem bahamskej plošiny koncentruje sa výskyt sypkých riasových sedimentov všade na oblasti lagún, medzi brehom a koralovými útesmi a na oblasti vonkajšieho šelfu pred vonkajším litotamniovým čelom útesu. Obe zóny sa vyznačujú sedimentmi detritického piesku s vysokým obsahom organickej prímеси (na guanabskom šelfe až 70 %). Z toho na odumreté častice rias pripadá v lagúne s veľmi nepravidelným rozložením (všade silne retransportovaný materiál) 10 až 40 %, na vonkajšom šelfe priemerne 20 % (to sa rovná podielu foraminifer v sedimente v tejto oblasti). Oproti lagúnam však v oblasti vonkajšieho šelfu prevládajú úlomky z litotamniového čela útesu nad odumretými časťami solitérnych rias. V oboch zónach, teda v lagúne i na von-

kajšom šelfe dominujú fosilizácie schopné formy zelených rias, hlavne rody *Neomeris*, *Udotea*, *Penicillus* a *Halimeda*, teda zloženie, s akým sa stretávame v starších, najmä mezozoických sedimentoch.

Osobitný charakter v antilskej oblasti má zátoka Batabanská na rozlohe 25 tisíc km². Morfológický je do istej miery analógom sublitorálnej plošiny mediteránnej oblasti, má však priemernú hĺbku len 6 m. Zátoka o takej veľkej rozlohe (zhruba územie Západných Karpát) je intenzívnym producentom organogénnych, väčšinou sypkých sedimentov, v ktorom značný podiel pripadá na častice hlavne zelených, vápnom inkrustovaných rias rodov *Halimeda*, *Neomeris*, *Bornatella*, *Cymopolia*, *Udotea* a *Penicillus* popri foraminiferách, mäkkýšoch a solitérnych koraloch *Manicina areolata* (podiel rias sa zatiaľ nedá vyjadriť percentuálne). Domnievam sa, že podrobnejší výskum klasického recentného sedimentačného priestoru Batabanskej zátoky by pomohol objasniť aj otázku existencie primárne spevnených riasových sedimentov antilskej oblasti v takých morfológických formách, aké poznáme zo sublitorálnej plošiny mediteránnej oblasti.



Obr. 2. Ideálny profil zónou pevných a sypkých riasových sedimentov antilskej oblasti (zostavil J. Seneš 1965)

L — Laguna, KU — koralový útes, LČ — litotamniové čelo steny, OŠ — okraj šelfy; U — *Udotea*, P — *Penicillus*, N — *Neomeris*, B — *Bornatella*, Cy — *Cymopolia*, H — *Halimeda*, Ac — *Acetabularia*, C — *Corallina*, L — *Lithothamnium*, Lph — *Lithophyllum*, M — *Melobesia*; čierne — pevné riasové sedimenty, bodkované — piesok, sčasti riasový, organogénny.

Aplikácia poznatkov v geológii

Rozdiely v kvalitatívnom a kvantitatívnom rozšírení fosilizácie schopných zelených a červených rias medzi mediteránnou a tropickou antilskou oblasťou sa odzrkadľujú aj v pomeroch geologickej minulosti alpsko-karpatského klimatického vývoja. Pomery v tropickej antilskej oblasti s množstvom fosilizá-

cie schopných zelených rias a ich účasťou na tvorbe sypkých organogénnych vápenatých sedimentov (s možnosťou druhotného spevnenia), poskytujú pre rekonštrukciu prostredia vzniku mezozoických riasových sedimentov podstatne lepšie možnosti než dnešná subtropická mediteránna oblasť. Určité medziobdobie tvorí krieda a mediteránny paleogén v súvislosti s rozšírením vtedajších koralových útesov; no svojím charakterom stojí už bližšie k pomerom v mladšom terciéri a tým vlastne splýva s pomermi dnešného Mediteránu. Možnosti, ktoré podľa analogických morfológických tvarov poskytujú dnešná stredomorská oblasť, možno sčasti využiť aj pre objasnenie niektorých doteraz neprebádaných faktov, pre stanovenie približnej hĺbky a vzdialenosti pevných alebo sypkých riasových sedimentov od brehu, a to podľa týchto ukazovateľov: 1. podľa tvaru pevnej biohermy, 2. podľa hustoty pevnej biohermy; 3. podľa prítomnosti a konsistencie okolitej cudzej, resp. „materskej“ horniny; 4. podľa prítomnosti, alebo chýbania solitérnych druhov fosilizácie schopných rias v pevnej bioherme; 5. podľa ekológie, resp. paleoekológie zastúpených druhov v pevnej bioherme a 6. podľa zloženia riasových komponentov sypkých sedimentov.

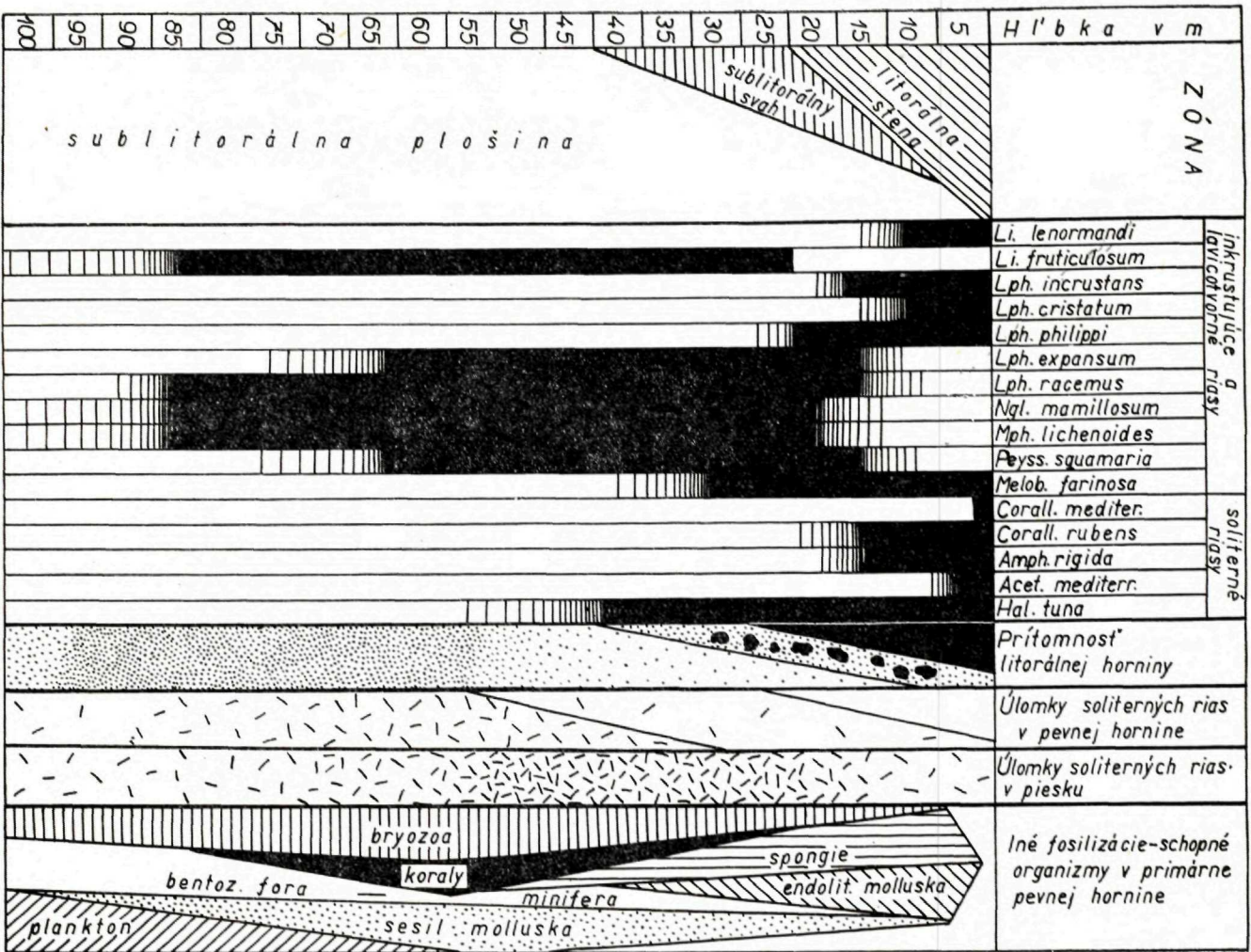
Pri uplatnení týchto ukazovateľov môžeme jednotlivé morfológické typy riasových sedimentačných zón mediteránnej oblasti charakterizovať nasledujúcimi kritériami, platnými — domnievam sa aj pre rekonštruovanie terciérnych riasových usadenín.

Riasové sedimenty v zóne litorálnej steny:

1. tenšie, alebo hrubšie inkrustácie nepravidelných tvarov z primárne spevnených červených rias;
2. pevný organogénny sediment je hustý, celistvý; piesčitá prímes minimálna;
3. prítomnosť súvislej masy horniny bývalého brehu;
4. temer úplný nedostatok častíc solitérnych fosilizácie schopných červených alebo zelených rias;
5. vcelku minimálna účasť ostatných fosilizácie schopných organizmov, okrem ojedinelých solitérnych koralov, málo bryozoi, endolitických mäkkýšov.

Riasové sedimenty v zóne sublitorálneho svahu:

1. pevný organogénny sediment tvorí inkrustácie, resp. kôry z primárne spevnených červených rias, veľmi nepravidelných tvarov a rozmerov; alebo v podobe hrčkovitých, voľných, často väčších balvanov. Sypký sediment je nepravidelne triedený, s väčšími úlomkami materskej horniny z litorálnej steny, vždy silne redeponovaný;
2. pevný organogénny sediment, ak tvorí inkrustáciu alebo kôru, je pomerne hustý a celistvý; ak tvorí voľné balvany alebo len hrče, je pórovitý. V oboch prípadoch je prítomná slabá piesčitá prímes;



Obř. 3. Charakter riasových zón mediteránnej oblasti (zostavil J. Seneř 1965)

**Charakteristika riasových zón mediteránnej oblasti
(Seneš 1967)**

		litorálna stena (hlbka do 10 – 20 m)	sublitorálny svah (hlbka 10 – 40 m)	sublitorálna plošina	
				plytká (medzi 2 – 30 m)	hlboká (od 30 m hlbšie)
primárne spevnené sedimenty	tvar	inkrustácie nepravidelných tvarov, „trottoir“	inkrustácie nepravidelných tvarov, voľné balvany	voľné, pozdĺžne orientované lavice, alebo balvany	
	hustota, konsistencia	celistvá	inkrustácie celistvé, voľné balvany pórovité	pórovitá	
	piesčitá (pelitická) prímies	žiadna, (minimálna)	slabá	značná	
	prítomnosť hornín litorálu	súvislá masa	veľké úlomky až balvany	v podobe piesku	
	styk s okolitou horninou	na celej ploche	na celej ploche, alebo voľne na recentnom sedimente	voľne, na recentnom sedimente	
	úlomky solitérnych druhov rias	žiadne	temer žiadne	temer žiadne	sporadicky
	iné fosilizácie schopné organizmy	ojedinelé (solit. koralý, bryozoy endolit. molusky)	hojne, hlavne vo voľných balvanoch (bryozoy, endolit. molusky)	hojne (bryozoy, bent. foraminifery, spongie, koralý, endolit. a sesil. molusky, planktón)	
sypké sedimenty	prítomnosť hornín litorálu	—	veľké úlomky, balvany	v podobe piesku a pelitu	
	úlomky solitérnych druhov rias	—	hojne	hojne	sporadicky
	redepozícia	—	značná, nepravidelná triedenosť	značná, nepravidelná triedenosť	temer žiadna
	iné fosilizácie schopné organizmy	—	hojne	hojne	

3. význačná je prítomnosť väčších úlomkov alebo balvanov z horniny brehu. Kôrový inkrustačný typ je v priamom styku s horninou, hrčkovitý typ je spravidla z každej strany v styku s pieskom.

4. nedostatok častíc solitérnych, fosilizácie schopných červených alebo zelených rias;

5. značná účasť bryozoi, prípadne endolitických mäkkýšov;

6. sypký sediment sa vyznačuje značnou organogénnou prímесou. Bohaté zastúpenie častíc solitérnych, fosilizácie schopných červených a zelených rias ako i mäkkýšov, kostier húb a bryozoi, málo bentósných foraminifer v zle triedených, viackrát redeponovaných tanatocenózach temer v celom hĺbkovom rozsahu sublitorálneho svahu.

Riasové sedimenty sublitorálnej plošiny:

1. väčšie masy organogénneho riasového súdržného sedimentu sú zväčša pozdĺžne, horizontálne orientované; niekedy sú výskyty len v podobe hrčkovitých, od seba oddelených, alebo nepravidelne spojených útvarov; nepravidelné tvary. Sypký sediment je vcelku jednotný, len slabo triedený prúdmi, väčšinou bez náznakov redepozície. Premiestnenie a triedenie sú znakom sedimentácie na plytších plošinách;

2. pevný organogénny sediment býva pórovitý, riedký, spravidla s veľkou prímесou (až 80 %) piesku;

3. charakteristické je slabé zastúpenie väčších úlomkovitých hornín litorálu, prípadne ich neprítomnosť. Organogénny pevný sediment je z každej strany v styku s pieskom;

4. v pevnej bioherme v hlbších obzoroch sú prítomné niektoré solitérne neinkrustujúce formy červených a zelených rias. V obzoroch plytších je príznačná neprítomnosť týchto častíc;

5. možnosť značnej účasti bryozoi, bentósných foraminifer, kostier húb, sesílnych a endolitických mäkkýšov, koralov;

6. sypký sediment obsahuje značnú organogénnu prímес, v plytších obzoroch v podobe tanatocenóz, v obzoroch hlbších viac menej in situ; častice fosilizácie schopných solitérnych rias sú väčšinou na plytších plošinách.

Záver

Nateraz ešte nemáme dostatočné kritériá pre hĺbkové delenie riasových sedimentov podľa druhového zloženia (nepoznáme dostatočne batymetrické hodnoty recentných foriem, resp. rozdiely v zložení plytkých a hlbokých riasových lavíc; zatiaľ nemožno dosť dobre realizovať paleoekologickú aplikáciu); napriek tomu na základe načrtnutého zónovania možno charakterizovať hĺbkové pomery i vzdialenosť vzniku riasových sedimentov od brehu. Vyzna-

čené tri typy zón majú regionálnu platnosť pre mediteránnu oblasť a pravdepodobne aj pre terciér alpskokarpatskej oblasti. Jednotlivé typy sedimentov (zóny sedimentácie v litorále a sublitorále) sú charakterizovateľné hlavne na základe morfológie a substančných vlastností inkrustujúcich a koloniálnych červených rias. Prostredie vzniku mezozoických riasových sedimentov do určitej miery možno rekonštruovať pomocou aplikácie výskytu nahromadených pevných častí zelených rias v type lagúnovom a v type „batabanskom“, resp. pomocou výskytu inkrustujúcich a koloniálnych foriem červených rias v type rífovom.

Ďalšou úlohou štúdia recentných riasových sedimentov a ich využitia pre geológiu je rozšíriť a prehĺbiť naše poznatky o ekológii recentných fosilizácie schopných rias a aplikovať ich v paleoekológii.

Lektoroval dr. J. Bystrický, CSc.

Geologický ústav SAV,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Deatwyler C. C.—Kidwell A. L., 1959: The gulf of Batabano a modern carbonate basin. 5th World Petroleum Congr., Proc. Geol. Geophys. Sec. 1. — [2] Laborel J., 1961: Le concretionnement algal coralligène & son importance géomorphologique en Méditerranée. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, 23. Marseille. — [3] Nesteroff W., 1955: De l'origine des dépôts calcaires. C. R. Acad. Sc. 240. Paris. — [4] Peres J. J.—Picard J., 1951: Note sur les fonds coralligènes de la région de Marseille. Arch. Zool. Exp. 88¹ Marseille. — [5] Riedl R., 1963: Fauna und Flora der Adria. Verl. Paul Perey, Hamburg — Berlin. — [6] Riedl R., 1966: Biologie der Meereshöhlen. Paul Perey Verlag, Hamburg — Berlin. — [7] Round F. E., 1965: The biology of the Algae. Publ. Edw. Arnold. London. — [8] Seneš J., 1966: Recent facies of Guanabo Shelf (Cuba). Geol. sborník 17, Bratislava. — [9] Seneš J., 1967: Répartition bathymetrique des Algues fossilisables en Méditerranée. Geol. sborník 18, Bratislava. — [10] Seneš J., 1967: Recent sublitoral facies and bottom fauna characteristic of Pelješac profils. (in lit.). — [11] Yonge C. M., 1963: The biology of coral reefs. In Russel — Advances in marine Biology 1, London — New-York. — [12] Walther J., 1885: Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung structurloser Kalke. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 37. Berlin.

Vysvetlivky k tab. V—VII

Tab. V.

Obr. 1. Recentný litotamniový vápenec zo sublitorálnej plošiny v oblasti Bari (JZ Adriatického mora; materiál dr. Finaliho, Zoolog. inst. univ. Bari), zväčš. 1x. — Obr. 2. Tortónsky litotamniový vápenec sublitorálnej plošiny z vrchných polôch pieskovej v Devínskej Novej Vsi (zväčš. 1x). — Obr. 3. Tortónsky litotamniový vápenec sublitorálnej plošiny. Povrch s primárne spevnenou neporušenou litotamniovou trsou so značnou piesčitou prímiesou; Sandberg pri Devínskej Novej Vsi, zväčš. 1x. — Obr. 4. Litorálna stena, husto porastená zelenou riasou *Halimeda tuna*; sev. stena ostrova Obrava, hĺbka 18 m (J. Seneš).

Tab. VI

Obr. 1. Pevné dno s *Lithophyllum incrustans* s porastom *Acetabularia mediterranea*; žuljanská zátoka, hĺbka 5 m (J. Seneš). — Obr. 2. Pevné dno s *Lithothamnium lenormandi* a s porastom *Amphiroa rigida*; profil Zagorje 1, hĺbka 12 m (J. Seneš)

Tab. VII

Obr. 1. Eulitorálny „trottoir“ stavaný z *Lithothamnium lenormandi* a *Lithophyllum incrustans*; SZ časť ostrova Murter (J. Seneš). — Obr. 2. Porast zelených fosilizácie schopných rias rodu *Udotea* a *Acetabularia*. V pozadí morská tráva *Posidonia*, porastená červenými riasmi *Melobesia farinosa*; žuljanská zátoka, hĺbka 8 m (J. Seneš). — Obr. 3. Úpätie plytkej litorálnej steny husto porastenej červenými riasami *Amphiroa rigida*; Zagorje, hĺbka 13 m (J. Seneš). — Obr. 4. *Amphiroa rigida* na prevažne halimedovej litorálnej stene v oblasti Zagorje, hĺbka 12 m (J. Seneš).

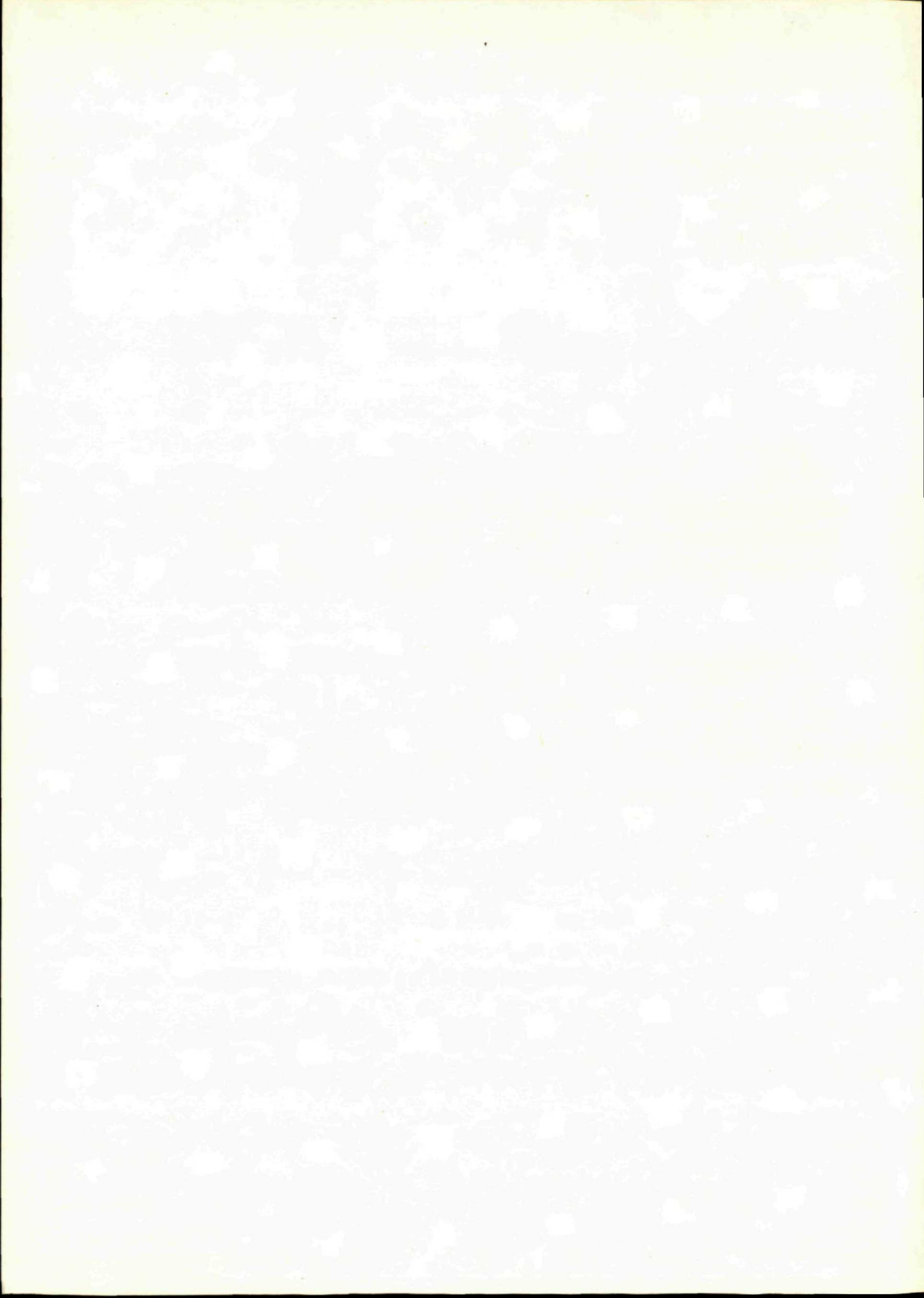
JÁN SENEŠ

VERSUCH EINER ZONIERUNG DER REZENTEN ALGENABLAGERUNGEN UND IHRER APPLIKATION IN DER GEOLOGIE

Nach dem Charakter der Morphologie und Formen der sekundären Hartböden lassen sich im mediterranen Raume der subtropischen Zone und im Gebiet der Antilen in der tropischen Zone gewisse Anhaltspunkte zur Rekonstruierung der Position von fossilen Algensedimenten gewinnen. Typische Vorkommen solcher sekundärer Hartböden kann man im mediterranen Raume im Miozän in drei Zonen und zwar nach ihren eigenartigen Merkmalen gliedern (Laborel 1961). Es sind dies: *die Zone der litoralen Wand, die Zone des sublitoralen Hanges und jene des litoralen Plateau*. Bei dieser Unterteilung spielt die Anwesenheit, bzw. Abwesenheit (oder auch quantitative Vertretung) des litoralen Gesteins eine dominierende Rolle. Die Tiefe der Sedimentation von algenhaltigen Ablagerungen, bzw. die Entfernung vom Ufer kann auch je nach Anwesenheit der Bruchstücke der soliteren Algenarten (Fragmente der Arten aus dem Kreise der Gattungen *Dasycladus*, *Acetabularia*, *Corallina*, *Amphiroa* u. ä.) geschätzt werden.

Bei weiteren aktuogeologischen und aktuopaläontologischen Forschungen wird man vor allem die Oekologie der kolonienbildenden Kalkalgen, besonders der Gattungen *Lithothamnium*, *Lithophyllum* und *Melobesia*, aber auch die Entstehungsbedingungen der sekundären Hartböden unter Mitwirkung verschiedener physikalisch-chemischer Faktoren klären müssen. Von der geologischen Sicht aus, und vor allem mit Rücksicht auf die Erforschung der Möglichkeit der Fossilisierung der Organismen wird es zweckmässig, auch die Bedeutung, bzw. die Rolle der biologischen Erosion (Destruktion) in verschiedenen Zonen eingehender zu untersuchen.

*Geologische Anstalt der
Slowakischen Akademie der Wissenschaften,
Bratislava*



MILOŠ SIBLÍK

**RHYNCHONELLINAE A CIRPINAE (BRACHIOPODA)
SLOVENSKÉHO DOMERU**

Abstrakt. Předložená práce je poslední částí souborného zpracování domerských rhynchonelloidních ramenonožců Slovenska. Obsahuje popisy nálezů z čeledi *Rhynchonellidae* Gray-podčeledi *Rhynchonellinae* Gray (rody *Homoeorhynchia*, *Rhynchonelloidea*, *Slovenirhynchia* a *Rhynchonella* s. l.) a z čeledi *Wellerellidae* Licharev podčeledi *Cirpinae* Ager (rody *Cirpa*, *Prionorhynchia* a *Pseudogibbirhynchia*).

SYSTEMATICKÝ POPIS

RHYNCHONELLIDAE GRAY, 1848 — RHYNCHONELLINAE GRAY, 1848

Homoeorhynchia Buckman, 1914

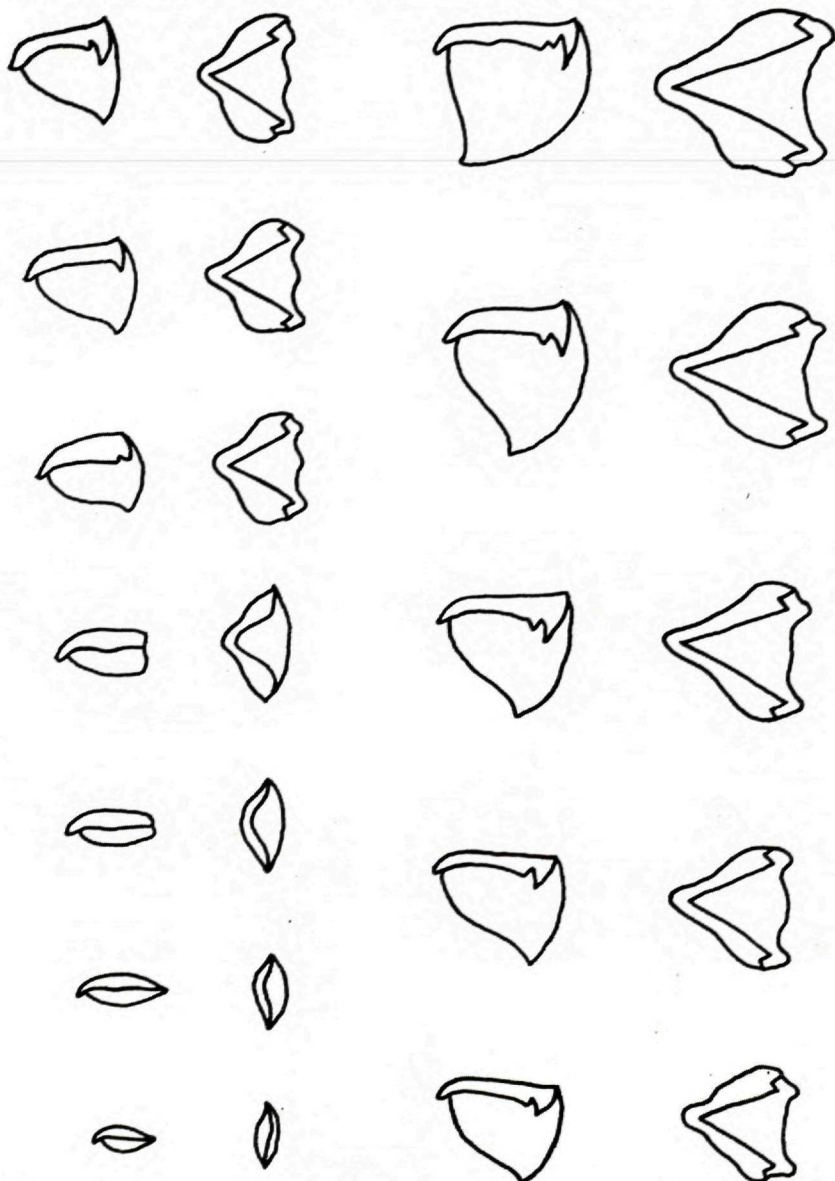
Homoeorhynchia acuta (Sowerby, 1816)

(tab. 1, obr. 2; tab. 2, obr. 2–3; text. obr. 1–4)

- 1816 *Terebratula acuta* — J. Sowerby: The Mineral Conchology etc., p. 115, tab. 150, fig. 1–2.
1838 *Terebratula acuta* Sow.—L. von Buch: Essai d'une classification etc., p. 142, tab. 14, fig. 11.
1852 *Rhynchonella acuta*, Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., p. 76, tab. 14, fig. 8,9 (cum syn.).
1918 *Homoeorhynchia acuta*, J. Sowerby—S. S. Buckman: The Brachiopoda of the Namyau Beds etc., p. 36, tab. 18, fig. 13.
1956 *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liass. Rhynch., p. 29, text. fig. 17–19, tab. 3, fig. 1–4 (cum syn.).
1959 *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby) — D. V. Ager: Lower Jurassic Brachiopods etc., p. 1019, text. fig. 1, tab. 128, fig. 1.
1966 *Homoeorhynchia acuta* (Sowerby) — M. Siblík: Ramen. kostelec. bradla, p. 150.

Materiál: 190 jader částečně se zbytky misek. Rozměry vyobrazených jedinců:

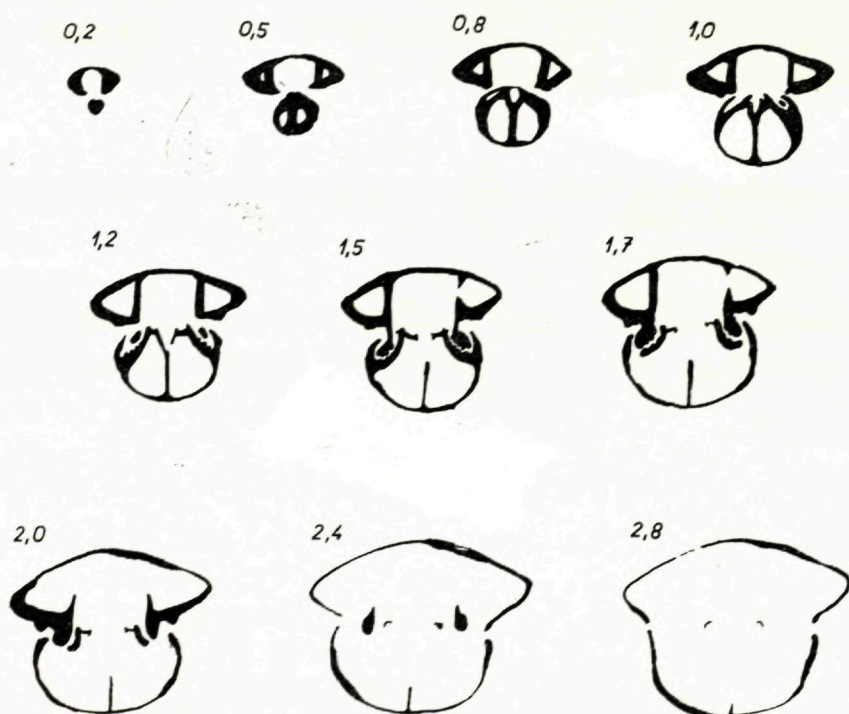
Popis: *Vnější morfologie*: Schránka je při hřbetním pohledu zaobleně trojboká až čtyřboká, při čelním a bočním trojboká. U dospělých jedinců je přibližně stejnorozměrná. Největší šířka i největší výška leží v přední polovině schránky. Nápadně rozdílně jsou vyklenuty misky. Miska hřbetní je vysoká, cynocephální (tab. 1, obr. 2), značně vyklenutá, zatímco miska břišní je



Obr. 3. *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Kostelec. Růstová řada jedinců. x 1,5.

plochá. Vazba misek je na bocích přímá, vpředu vybíhá náhle ve vysokou zaostřenou pliku, která je pro druh charakteristická. Jazyček je úzce trojboký a podélně prohnutý. Val hřbetní misky je vysoký, úzký a zaostřený, takže má charakter ostrého žebra, které je výrazné jen v přední polovině misky a směrem k jejímu vrcholu se rychle snižuje. Hluboká brázda břišní misky je trojboká a patrná v přední polovině misky; přechází na jazyček jako rýhovitě prohnutí, prolomení. Vrchol břišní misky je malý a málo zahnutý. Dlouhé vrcholové hrany jsou zřetelné v zadní polovině misky, u některých jedinců jsou ostré v částech přiléhajících špici. Stvolový otvor je submesothyrální. Postranní žebra jsou poněkud otupena a zřetelná jen v přední polovině misek, zadní část misek je hladká. Nejčastěji leží po straně žebrovitého valu hřbetní misky po 2—3 žebrech, z nichž ta vnitřní jsou vždy delší a silnější než vnější. Přírůstkové linie jsou patrné u některých jedinců při vnějším obvodu misek.

Schránky mladých jedinců se liší relativně malou výškou (ta je u nich menší než délka schránky, zatímco u jedinců vzrostlých je poměr opačný) a charakterem plikace. Ta je nízká a většinou nezaostřená, probíhající v plynulé křivce (tab. 2, obr. 3).



Obr. 4. *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Kostelec. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Krura vymizela ve vzdálenosti 3,0 od vrcholu břišní misky, hřbetní septum ve vzdálenosti 3,3. Délka jedince 13,2 mm. x 3,2.

Vnitřní stavba břišní misky: Delthyriální dutina má stejnorozměrný průřez, postranní vrcholové dutiny trojbokého tvaru jsou vyplněny druhotnými uloženinami. Zubové lišty probíhají téměř paralelně. Zuby jsou krenulátní, přímé a poměrně silné, rozšířené na svém dorzálním konci. Dentikula jsou dobře vyvinuta. Stvolový prsteneček nebyl zpozorován.

Vnitřní stavba hřbetní misky: Zámkové destičky probíhají horizontálně nebo se sbíhají směrem ke hřbetní misce. Jsou dobře omezeny jak proti septaliovým destičkám, tak proti vnitřním stěnám zubních jamek. Septalium je hluboké, dobře vyvinuté. Dorzální septum se rychle snižuje a brzy mizí. U některých jedinců je delší a dosahuje jako nízká přepážka od vrcholu až do střední třetiny délky misky. Zubové jamky jsou velmi dobře vyvinuté. Zakládají se těsně při vrcholu misky jako mělké rýhy, anterálním směrem se prohlubují a jejich vnitřní povrch se stává krenulátním. Značně vyvinuté vnější stěny zubových jamek jsou vysoké. Krura raduliferního typu se na konci rozšiřují a podélně prohýbají.

Poznámky: Při určování tohoto nápadného druhu nedochází prakticky k žádným obtížím a chybným určením. Vnější podobu s jedinci popisovaného druhu mohou mít v liasové fauně jen výjimečně nacházené abnormální varianty druhů *Homoeorhynchia cynocephala* (Richard, 1840) a *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird, 1828) s pouze jediným vyvinutým žebrem na valu hřbetní misky. V našem materiálu nebyli nalezeni jedinci s 1–2 slabšími přídatnými žebírky na valu hřbetní misky, které vyobrazil např. D. V. Ager (1956, 1959).

Vnitřní stavba našich jedinců se liší od vyobrazení sériových řezů D. V. Agera (1956; text. obr. 18) subparalelní orientací zubových lišt a jen slabým vývojem druhotného zesílení schránky.

Stratigrafické rozpětí: Domes. Druh je udáván ze středního liasu Evropy. V Anglii se vyskytuje v zóně s *Pleuroceras spinatum* (podle D. V. Agera, 1956). Ve Skotsku a Turecku byl zjištěn ve společenstvech starších (zóna s *Amaltheus margaritatus*, resp. starší— D. V. Ager, 1956, 1959).

Výskyt: Strážovská hornatina: Kostelec.

Rhynchonelloidea Buckman, 1914

Rhynchonelloidea lineata (Young & Bird, 1828)

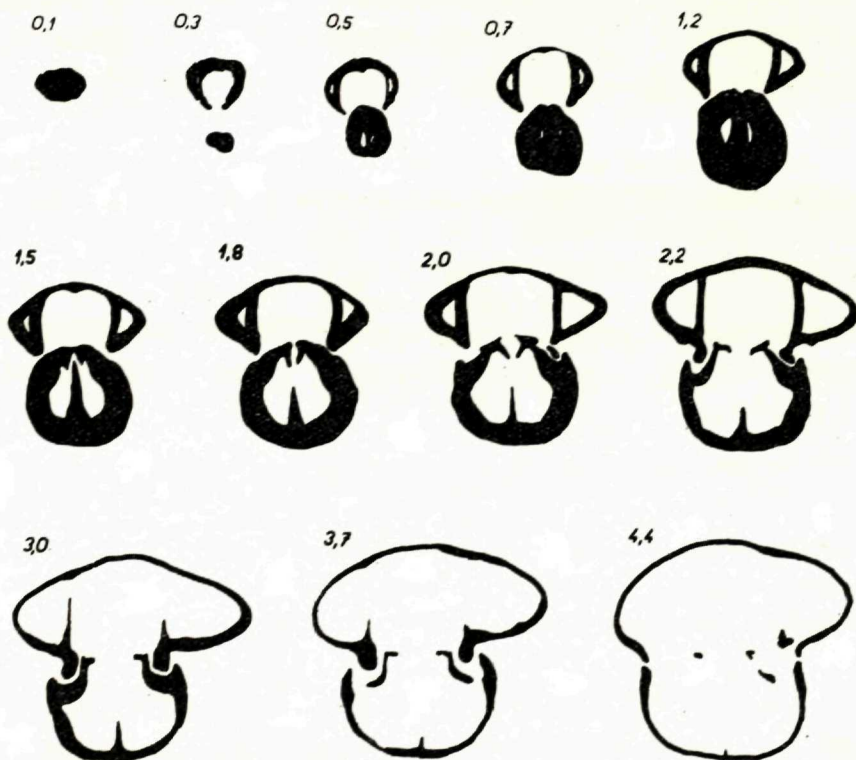
(tab. 3, obr. 1–2; text. obr. 5–6)

- 1828 *Terebratula lineata* — G. Young & J. Bird: A Geological Survey of the Yorkshire Coast, p. 232, tab. 8, fig. 10.
- 1832 *Terebratula triplicata* Phillips — C. H. Zieten: Les Pétrifications de Wurtemberg, p. 55, tab. 41, fig. 4.
- 1956 *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liass. Rhynchonellidae, p. 40, tab. 3, fig. 5–7; tab. 4, fig. 8–9; text. fig. 24–25 (cum syn.).

Materiál: 17 jader zčásti stlačených jedinců. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců:

délka	šířka	výška	
17,5	21,0	12,0	
15,2	18,9	12,9	
15,0	16,3	10,6	
14,0	16,8	8,9	tab. 3, obr. 1
11,7	14,0	10,4	tab. 3, obr. 2

Popis: *Vnější morfologie*: Schránky dosahují střední velikosti a mají zaobleně pětiboký obrys. Hřbetní miska je poněkud vyšší a klenutější než břišní miska, její val je nízký a patrný jen u předního okraje misky. Vazba misek vybíhá vpředu ve výrazné, i když nevysoké sedlo. Vrchol břišní misky je vysoký, přímý nebo jen velmi málo zahnutý, vrcholové hrany jsou dlouhé a ostré. Stvolový otvor je submesothryridní. Žebra jsou silná a ostrá nebo u některých



Obr. 5. *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird). Pristodolok v Malých Karpatech. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 14,5 mm. x 3.

jedinců až neostrá, a zratelná v přední polovině misek. Jejich počet se pohybuje od 7 do 9 na misce, z čehož 2 (v 7 případech) nebo 3 (v 10 případech) leží na valu hřbetní misky. Zadní části misek jsou hladké.

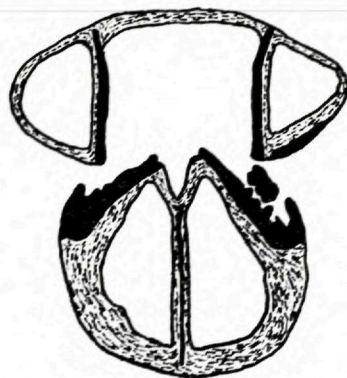
Vnitřní stavba břišní misky: Delthyriální dutina má subkvadrátní průřez, je oddělena téměř rovnoběžnými zubovými lištami od menších postranních vrcholových dutin trojbokého průřezu. Zuby jsou většinou přímé. Dentikula jsou jen slabě naznačena (text. obr. 5, řez 2,2). Stvolový prsteneček nebyl zjištěn.

Vnitřní stavba hřbetní misky: Zámkové destičky probíhají horizontálně nebo se dorzálně sbíhají. Ke spojení septaliových destiček a hřbetního septa dochází jen krátce u vrcholu misky. Hřbetní septum se směrem k přednímu okraji velmi rychle snižuje a zanechává po sobě jen velmi nízký a krátký euseptoid. Zubové jamky jsou široké, dobře ohraničené a mají vnější stěny silněji vyvinuté než vnitřní stěny. Krura jsou raduliferního typu.

Poznámky: Naši jedinci se liší od topotypických jedinců především vnitřní stavbou (D. V. Ager, 1956, text. obr. 24) — mají subparalelně probíhající zubové lišty, tenší zámkové destičky a postrádají druhotné uloženy, které zesilují vnitřní elementy schránky anglických jedinců. Je zajímavé, že D. V. Ager (1956, str. 41) se zmiňuje o poškození a různé deformaci, kterou byli postiženi angličtí jedinci, podobně jako jedinci naši.

Stratigrafické rozpětí: Domer.

Výskyt: Malé Karpaty — Pristodolok.



Obr. 6. *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird). Pristodolok. Struktura schránky: černě celistvý materiál, čárkovaně vláknitý materiál. Shell structure: the homogeneous material is shown black, the fibred material dotted. x 7.

Slovenirhynchia Siblík, 1967

Slovenirhynchia maninensis Siblík, 1967

1967 *Slovenirhynchia maninensis* sp. n. — M. Siblík: Domerian Rhynchonelloids etc., p. 161, tab. 10, fig. 1—4; tab. 11, fig. 1—3, text. fig. 4—9.

Materiál: 280 jedinců popsanych ve výše citované práci.

Výskyt: Stráž. hornatina: Kostelec.

Slovenirhynchia slovenica Siblík, 1967

1967 *Slovenirhynchia slovenica* sp. n. — M. Siblík: Domerian Rhynchonelloids etc., p. 165, tab. 12, fig. 2—4, text. fig. 10—12.

Materiál: 48 jedinců popsanych ve výše citované práci.

Výskyt: Malé Karpaty: Pristodolok.

Rhynchonella Fischer, 1809; s. l.

„*Rhynchonella*“ *lacuna* Quenstedt, 1871

(tab. 4, obr. 2; text. obr. 7)

- 1871 *Rhynchonella lacuna* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 42, tab. 37, fig. 30—31.
 1871 *Terebratula Buchii* — F. A. Quenstedt: ibid., p. 64, tab. 37, fig. 148 (na tabuli označena jako cf. *Buchi*); non fig. 147, 149; p. 533, tab. 54, fig. 134—135.
 1905 *Rhynchonella lacuna* Qu.—K. Rau: Die Brachiopoden des mittl. Lias Schwabens, p. 31, tab. 2, fig. 89—98.

Lektotyp: Za lektotyp určují jedince, vyobrazeného F. A. Quenstedtem (1871) na tab. 37, obr. 31. Je uložen ve sbírkách „Museum für Geologie und Paläontologie der Universität“ v Tübingen (podle sdělení Dr. F. Westphala). U druhého originálního jedince (F. A. Quenstedt, 1871, tab. 37, obr. 30) není známa lokalita. Podle Quenstedta pocházel tento jedinec snad ze spodního liasu.

Stratum typicum et locus typicus: Lias δ ; Zell u Bollu (Německo).

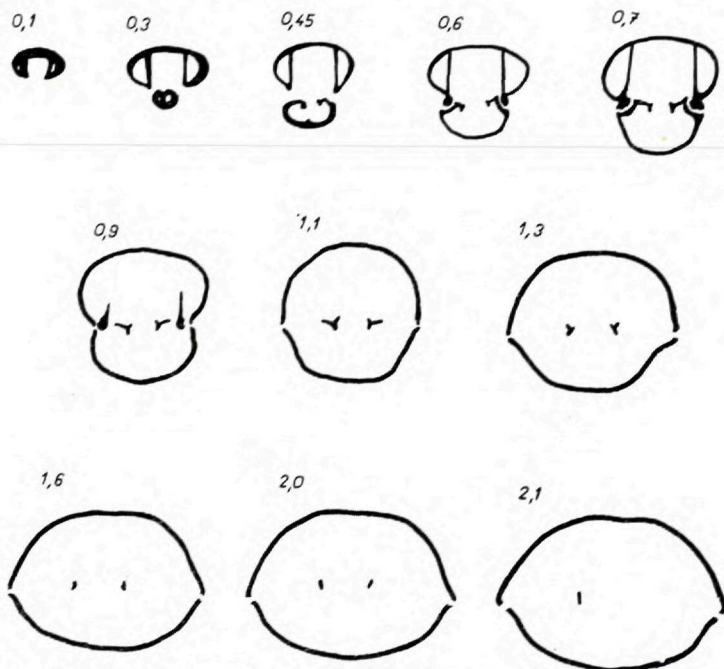
Materiál: 8 jader jedinců; rozměry nejlépe zachovaných jader:

délka	šířka	výška	
9,9	9,8	5,6	(vyobrazen)
8,0	8,0	5,3	
7,9	7,8	4,8	
7,7	7,5	4,8	
6,8	6,3	4,0	

Popis: *Vnější morfologie*: Schránky mají přibližně stejnou délku a šířku, téměř kruhový obrys a dosahují jen malých rozměrů. Vyklenutí obou misek je u většiny jedinců poměrně malé. Plikace je úzká a různě vysoká, ale vždy zřetelná. Zámková část vazby misek je jen velmi málo zakřivená. Hřbetní miska má kruhový obrys, její val je nízký a patrný jen při předním okraji misky. Odpovídá mu mělká, dobře ohraničená brázda na břišní misce. Zášpičatělý vrchol břišní misky je široký a přímý, vrcholové hrany jsou krátké. Pro porušení vrcholů není možno zjistit charakter a umístění foramenu. Velmi otupená až zaoblená žebírka (5—8 na misce, z toho 2—3 na valu hřbetní misky) jsou zřetelná jen v přední polovině misek, zadní části misek jsou hladké. Žebírka omezující brázdu břišní misky jsou silnější a delší než ostatní, vynikají více nad celkovou úroveň misky a dosahují téměř až k jejímu vrcholu.

Vnitřní stavba břišní misky: Subparalelní nebo ventrálně divergující zubové lišty oddělují střední delthyriální dutinu subkvadrátního průřezu od užších bočních částí. Zuby jsou krátké, dorzálně rozšířené. Dentikula ani stvolový prsteneček nebyly zjištěny.

Vnitřní stavba hřbetní misky: Dobře vyvinuté zámkové lišty konvergují dorzálním směrem. Zubové jamky jsou široké a mělké, jejich vnitřní stěny jsou lépe vyvinuty než vnější. Lištovité dorzální septum nebylo zjištěno; nízký euseptoid je většinou velmi krátký. Raduliferní krura slabě divergují směrem k přednímu okraji schránky a k břišní misce.



Obr. 7. „*Rhynchonella*“ *lacuna* Quenstedt. Kostelec. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Krura vymizela 2,3 mm od vrcholu břišní misky. Délka jedince 7,9 mm. x 4.

Poznámky: Rodová příslušnost popisovaného druhu není dosud známa. Některé vnějškem podobné malé semikostátní druhy jsou řazeny k rodu *Piarorhynchia* Buckman, 1914. Jejich vnitřní stavba je však odchylná; mají např. dobře vyvinuté septalium a dorzální septum. Někteří jedinci popisovaného druhu připomínají svými vnějšími znaky druh *Piarorhynchia rostellata* (Quenstedt, 1871) z liasu γ , avšak mohou být od něj odlišeni i exteriálně a to zaoblenějšími žebírky, nepřítomností kýlovitého zvýšení břišní misky a většinou napřímenějším vrcholem břišní misky. Ostřejšími žebírky a až kulovitým celkovým tvarem se od popisovaného druhu liší jedinci druhu „*Rhynchonella*“ *pusilla* Gemmellaro, 1882.

Stratigrafické rozpětí: K. Rau (1905) popírá na základě rozsáhlého materiálu názor Quenstedta (1871) o pravděpodobném spodnoliasovém

stáří některých jedinců druhu „*Rhynchonella*“ *lacuna* a považuje tento druh za význačnou zkamenělinu zóny s *Pleuroceras spinatum* (vrchní část liasu δ).
Výskyt: Strážovská hornatina: Kostelec u Považské Teplé.

WELLERELLIDAE LICHAREV 1956 — CIRPINAЕ AGER, 1965

Cirpa di Gregorio, 1930

Cirpa langi carpathica Siblík, 1965

(tab. 1, obr. 1,3–4)

1965 *Cirpa langi carpathica* ssp. n. — M. Siblík: Some New Liass. Brach., p. 73, tab. 5, fig. 1–3, text. fig. 1–4.

Materiál: 780 jedinců.

Uložení typů: Holotyp je nyní uložen ve sbírkách Ústředního ústavu geologického v Praze pod číslem MS–03. Tam jsou uloženy i paratypy: jedinec vyobrazený ve výše citované práci na tab. 5, obr. 1, pod č. MS–04 a jedinec vyobrazený na tab. 5, obr. 3, pod č. MS–05.

Popis a poznámky: viz M. Siblík (1965).

Výskyt: Stráž. hornatina: Kostelec (770 jedinců), Malé Karpaty: Pristodolok (10 jedinců).

Cirpa slovenica Siblík 1967

1967 *Cirpa slovenica* sp. n. — M. Siblík: Domesian Rhynchonelloids etc., p. 155, tab. 9, fig. 1–3, text. fig. 2.

Materiál: 32 jedinců popsanych ve výše citované práci.

Výskyt: Stráž. hornatina: Kostelec.

Prionorhynchia Buckman, 1914

Prionorhynchia serrata (Sowerby, 1825)

(tab. 3, obr. 3; text. obr. 8)

1825 *Terebratula serrata* — J. de C. Sowerby: The Mineral Conchology etc., p. 168, tab. 503, fig. 2.

1852 *Rhynchonella serrata*, Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., p. 85, tab. 15, fig. 1, 2.

1869 *Rhynchonella serrata* (Sowerby) — E. Dumortier: Études paléont. sur les dépôts jurassiques etc., p. 329, tab. 41, fig. 13.

1878 *Rhynchonella serrata* Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., Supplement, p. 189.

1891 *Rhynchonella serrata* Sow.—G. Di—Stefano: Il Lias medio etc. p. 190, tab. 2, fig. 4.

1918 *Prionorhynchia serrata*, J. de C. Sowerby — S. S. Buckman: The Brachiopoda of the Namyau Beds etc., p. 62, tab. 12, fig. 23.

- 1930 *Rhynchonella serrata* Sow.—A. de Gregorio: Monografia del fossili etc., p. 40, tab. 10, fig. 1.
- 1956 *Prionorhynchia serrata* (J. de C. Sowerby) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liassic Rhynch., p. 47, tab. 2, fig. 10—12, text. fig. 26.
- 1964 *Prionorhynchia* aff. *serrata* (Sowerby) — M. Siblík: K nálezu lias. brach. etc., p. 171, tab. 8, fig. 7, text. fig. 4.
- 1964 „*Rhynchonella*“ *magnicostata* Ormós — J. Pevný: Brachiopódy etc., p. 164, tab. 4. fig. 5.
- 1964 *Prionorhynchia serrata* (Sowerby) — J. Pevný: ibid., p. 167, tab. 5, fig. 1.

Materiál: 11 jader částečně stlačených nebo poškozených jedinců a 2 břišní misky. Rozměry nejlépe zachovaných exemplářů:

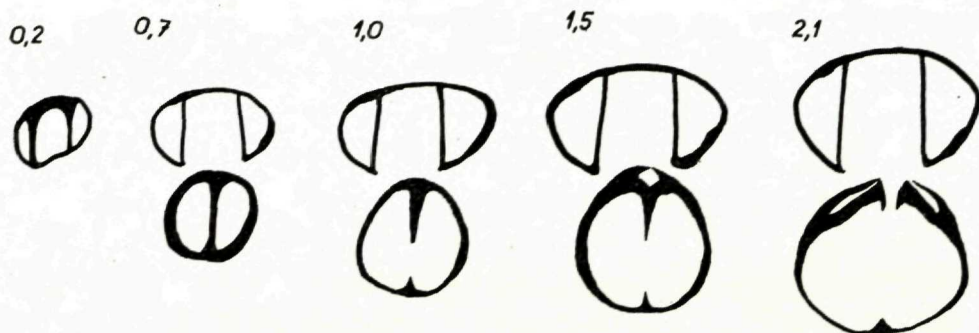
	délka schránky	délka hřbetní misky	šířka schránky	výška schránky	
cca	32,0	—	cca 37,0	23,4	(vyobrazen)
	29,1	27,2	30,9	19,2	
cca	29,0	—	31,4	19,0	
	26,5	25,3	27,1	15,4	
cca	21,0	—	20,3	14,8	

Popis: *Vnější morfologie*: Schránky jsou středních až větších rozměrů a mají zaobleně trojboký obrys a největší šířku nejčastěji v přední polovině schránky. Místo největšího klenutí leží v poloviční délce schránky. Hřbetní miska je poněkud více klenuta než miska břišní, bez valu, někdy s velmi nízkým širokým valem patrným jen při předním okraji. Břišní miska nemá vyvinutou zřetelnou brázdou. Typické schránky jsou rektimarginátní, většina našich jedinců je však uniplikátní, s plikou širokou a nízkou. Jazyček subangulárního obrysu je nízký, s přímým dorzálním omezením. Celý vysoký posterolaterální obvod schránky zabírají protáhlé a většinou hluboké planarey, které jsou výrazně omezeny vrcholovými hranami břišní misky a jejich pokračováním na boku misky, a obdobnými hranami na misce hřbetní. Planarey zabírají plochu obou misek, někdy jejich větší část leží na misce hřbetní. Vrchol břišní misky je silný, dosti široký a zahnutý. Vrcholové hrany dlouhé a někdy zaostřené. Stvolový otvor je submesothyrídní (vrcholy břišní misky se však u většiny našich jedinců nezachovaly). Žebra jsou silná a při předním okraji schránky ostrá, záhy se otupují a blíže u vrcholu zaoblují, pokračují však zřetelně až k vrcholům misek. Jejich počet se pohybuje od 12 do 18 (z toho připadá u schránek uniplikátních 4 až 9 na val hřbetní misky). Rozdvojení žebor bylo zjištěno jen v 1 případě.

Vnitřní stavba břišní misky: Delthyriální dutina je vysoká a úzká, boční vrcholové dutiny polokruhové a někdy úzké. Zubové lišty jsou nejčastěji subparalelní, ale u některých jedinců byly zjištěny dorzálně konvergující, v 1 případě pak dorzálně divergující lišty. Na tuto velkou proměnlivost

orientace zubových lišt u popisovaného druhu poukázal již Ager (1956, str. 48, 49). Zuby jsou přímé a silné, krenulátní. Dentikula nebyla zjištěna.

Vnitřní stavba hřbetní misky: Poněkud prohnuté zámkové destičky jsou orientovány horizontálně nebo slabě konvergují dorzálním směrem. Hřbetní lištovité septum je velmi krátké a brzy mizí beze stopy. Septalium bývá zastiženo jen výjimečně a je pak krátké a úzké. Krurální základy vznikají na hřbetní straně zámkových destiček, krura jsou raduliferního typu. Zubové jamky jsou mělké a jejich vnitřní i vnější stěny slabě vyvinuté.



Obr. 8. *Prionorhynchia serrata* (Sow.). Pristodolok. Seriální řezy vnitřní stavbou. Délka jedince 26,7 mm. x 3,5.

Poznámka: Popisovaný druh je charakteristickým prvkem domerských ramenonožcových faun (spolu s druhem *P. quinqueplicata*). Holotyp J. de C. Sowerbyho je rektimarginátní, bez valu hřbetní misky. Stejného charakteru jsou někteří naši jedinci z Malých Karpat a jedinec z Belanské doliny. Většina našich nálezů z Malých Karpat je nízcce, avšak výrazně plikátní a má zřetelný val hřbetní misky; těmito znaky se velmi blíží druhu *P. quinqueplicata* (Zieten). Od charakteristických jedinců Zietenova druhu se dají tyto naše exempláře odlišit nižším valem hřbetní misky a plikací (nižším jazýčkem) a větším počtem žeber; jsou zde považováni za netypické jedince druhu *P. serrata*. Jedinci uvádění J. Pevným (1964) z Malých Karpat pod názvem „*Rhynchonella*“ *magnicostata* Ormós patří nepochybně druhu *P. serrata*.

O přítomnosti septalia u jedince z Belanské doliny byla již zmínka dříve (M. Siblík, 1964). U jedinců z Malých Karpat nebylo septalium zjištěno a septum je zakrnělé, což odpovídá diagnóze i vyobrazení seriálních řezů Agera (1956, str. 45–48, text. obr. 26).

Stratigrafické rozpětí: domer. V Anglii se tento druh vyskytuje jen v nejvyšších polohách zóny s *Pleuroceras spinatum*.

Výskyt: Malé Karpaty: Pristodolok (11 jedinců), Velká Fatra: Belanská dolina (1 jedinec), Strážovská hornatina: Valaská Belá (1 stlačený jedinec).

Prionorhynchia quinqueplicata (Zieten, 1832)

(tab. 2, obr. 1; tab. 4, obr. 1, 3)

- 1832 *Terebratula quinqueplicata* — C. H. Zieten: Les pétrifications de Wurt; p. 55, tab. 12, fig. 2.
1869 *Rhynchonella quinqueplicata* (Zieten) — E. Dumortier: Études paléont. sur les dépôts jurassiques etc., p. 329, tab. 42, fig. 1—2.
1871 *Terebratula quinqueplicata* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 67, tab. 37, fig. 167—175.
1918 *Prionorhynchia quinqueplicata*, Zieten — S. S. Buckman: The Brachiopoda of the Namyau Beds etc., p. 62.
1956 *Prionorhynchia quinqueplicata*, (Zieten) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liassic Rhynch., p. 49, fig. 27, tab. 2, fig. 13.
1966 *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten) — M. Siblík: Ramenonožci kostelec. bradla, p. 153.

Materiál: 13 zčásti necelých jader jedinců a 1 jádro hřbetní misky.

Rozměry:

délka	šířka	výška	
33,0	33,4	27,2	(vyobrazen na tab. 2, obr. 1)
28,8	30,6	23,5	(vyobrazen na tab. 4, obr. 3)
26,3	34,1	22,3	
25,4	26,0	17,7	
?22,5	31,7	11,9	
20,0	?	10,3	
16,2	17,3	9,0	(vyobrazen na tab. 4, obr. 1)

Popis: *Vnější morfologie*: Schránky dosahují větších rozměrů, jejich obrys je zaobleně pětiboký. Největší šířka schránky se nachází v polovině délky hřbetní misky. Misky jsou buď stejně vyklenuty, nebo častěji dosahuje většího vyklenutí miska hřbetní. Val hřbetní misky je výrazný a vyvýšený nad úroveň misky jen v přední třetině až polovině schránky. Jemu odpovídá brázda břišní misky, zřetelná v přední polovině schránky. Přední vazba misek vyběhá ve výraznou plikaci; subangulární jazýček břišní misky je široký s více méně přímým dorzálním omezením. Posterolaterální boky schránky jsou vysoké a jsou opatřeny většinou mělkými planareami protáhlého, někdy široce oválného obrysu. Ty jsou dobře ohraničeny dlouhými vrcholovými hranami břišní i hřbetní misky. Vrchol břišní misky je silný a široký, zahnutý. Vrcholové hrany jsou dlouhé a zaostřené. Stvolový otvor je submesothyrídni (?), většinou je však zakryt hřbetní miskou. Žebra jsou velmi silná a ostrá, směrem k vrcholům misek se postupně snižují a zaoblují, ale jsou zřetelná i při vrcholech misek. Jejich počet kolísá od 6 do 13 na misce (z toho leží 3—8 na valu hřbetní misky). Větvení žebor nebylo pozorováno. Přírůstkové linie jsou patrné jen na planareách.

Mladí jedinci jsou spíše subtrigonálního obrysu. Val hřbetní misky nebývá ještě vyvinut, rovněž plikace je jen slabě naznačena. Žebra jsou u nich nízká a zaoblená (tab. 4, obr. 1).

Vnitřní stavba nemohla být zjištěna pro nedostatečný počet příhodných jedinců, u nabroušených dvou jedinců mohly být rozeznány ventrálně sbíhavé, směrem dopředu pak subparalelní zubové lišty a dorzální septum spojené krátce se zámkovými destičkami. Překrystalování znemožnilo bezpečně rozhodnout, zda nedošlo k vývinu septalia; dá se říci pouze, že typické septalium větších rozměrů vyvinuto nebylo. Na poškozeném vrcholu jiného jedince je zřejmý odlišný průběh zubových lišt, a to dorzálně sbíhavý. Zdá se, že i u druhu *Prionorhynchia quinqueplicata* je orientace zubových lišt nestálá, podobně jako tomu je u druhu *Prionorhynchia serrata* (viz výše).

Poznámky: Rozdíly mezi popisovaným druhem a druhem *Prionorhynchia serrata* byly uvedeny již výše. Nevyjasněný je vztah mezi těmito oběma druhy a druhem *Rhynchonella scherina* Gemmellaro, 1874. Z důvodů paleogeografických je nepravděpodobné, že by italský druh byl synonymický s výše jmenovanými druhy rodu *Prionorhynchia*.

Stratigrafické rozpětí: domer; nálezy z Anglie pocházejí ze zóny s *Pleuroceras spinatum* (podle D. V. Agera, 1956, str. 50).

Výskyt: Malé Karpaty: Pristodolok (3 jedinci); Strážovská hornatina: Kostelec (11 jedinců).

Pseudogibbirhynchia Ager, 1962

Pseudogibbirhynchia globosa Siblík, 1967

1967 *Pseudogibbirhynchia globosa* sp. n. — M. Siblík: Dimerian rhynchonelloids etc. p. 157, tab. 10, fig. 5; tab. 12, fig. 1, text. fig. 3.

Materiál: 12 jedinců popsáných ve výše citované práci.

Výskyt: Strážovská hornatina: Kostelec.

Geologický ústav ČSAV, Praha

LITERATURA

- [1] M. Siblík, 1967: New Species of Dimerian Rhynchonelloids from Slovakia. — Geologický sborník SAV XVIII, 1, Bratislava. Tam je uvedena veškerá citovaná literatura. — [2] M. Siblík, 1967: Tetrarhynchiinae a Cyclothyridinae (Brachiopoda) slovenského domeru. — Geologické práce, Zprávy 41, Bratislava.

DOMERIAN RHYNCHONELLINAE AND CIRPINAE (BRACHIOPODA) FROM SLOVAKIA

The present paper is the last part of a study on Domerian rynchonelloids of Slovakia. It contains descriptions of the representatives of subfamilies *Rynchonellinae* Gray (genera *Homoeorhynchia*, *Rynchonelloidea*, *Slovenirhynchia* and *Rynchonella* s. l.) and *Cirpinae* Ager (genera *Cirpa*, *Prionorhynchia* and *Pseudogibbirhynchia*).

Homoeorhynchia acuta (Sow.) — The young specimens differ from the adults in having comparatively small thickness of the shell (less than the length of the shell whereas in the adults the relation is quite opposite) and in the character of the plication, which is low and not-sharpened in most of the young specimens. Inner characters: The subparallel dental lamellae separate the delthyrial cavity from the lateral umbonal cavities of trigonal cross section, which are filled with secondary thickenings in some specimens. The hinge-teeth are straight and strong, crenulated. Denticula are well-developed. A pedicle collar was not observed. The hinge-plates are horizontal in position or converge dorsally. They are well delimited both from the septalial plates and from the inner socket-ridges. The septalium is deep, well developed, but usually short. The dorsal septum is short and remains as a low ridge in the posterior third of the length of the valve. The sockets are large, sometimes crenulated, with well developed high outer socket-ridges. The radulifer crura spread terminally and become curved.

Rynchonelloidea lineata (Young & Bird) — *Inner characters*: The delthyrial cavity is subquadrate, the dental lamellae parallel. The hinge-teeth are mostly straight. Denticula are only poorly developed (text. fig. 5, section 2,2). A pedicle collar was not seen. The hinge-plates are horizontal or converge dorsally. The septalial plates are connected with the dorsal septum for only a short distance close to the umbo. The dorsal septum is short remaining as a low ridge for the greater part of its length. Large sockets with well developed outer socket-ridges are present. The crura are of the radulifer type.

„*Rynchonella*“ *lacuna* Quenst. The lectotype here stated: The specimen figured by F. A. Quenstedt (1871) in Pl. 37, fig. 31 and coming from Lias δ of Zell near Boll (Germany). It is deposited in the collection of „*Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen*“ (the personal communication of Dr. F. Westphal). — *Inner characters*: The subparallel or dorsally converging dental lamellae separate the delthyrial cavity from comparatively narrow lateral cavities. The hinge-teeth are short. Neither denticula nor a pedicle collar were observed. Well developed hinge-plates converge dorsally, the sockets are broad but shallow with the inner socket-ridges better developed than the outer. A dorsal septum is not present, only a very low and short median ridge is to be seen. The radulifer crura slightly diverge dorsally and to the anterior margin.

Prionorhynchia serrata (Sow.) — the internal characters were described previously by the author (M. Siblík, 1964), where also the presence of the septalium in the specimen from „Belanská dolina“ was shortly discussed. No septalium and only a vestigial dorsal septum were ascertained in the specimens from Pristodolok in the Malé Karpaty Mts. This agrees with the internal characters of British specimens published by D. V. Ager (1956, pp. 45–8, text. fig. 26).

Prionorhynchia quinqueplicata (Zieten). — All internal characters could not be ascertained due to the lack of suitable specimens. In two specimens the dental lamellae were ventrally converging, in another one they were dorsally converging. Probably the orientation of the dental lamellae is not constant in this species (similarly as it is not in *Prionorhynchia serrata*). The dorsal septum is only very shortly connected with the hinge-plates, a typical septalium not being developed.

Tab. I.

- Obr. 1. *Cirpa langi carpathica* Siblík. Pristodolok v Malých Karpatech. GÚDŠ, x2,7. —
Obr. 2. *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Kostelec u Považské Teplé, x2. — Obr. 3. *Cirpa langi carpathica* Siblík. Pristodolok. GÚDŠ, x1,9. — Obr. 4. *Cirpa langi carpathica* Siblík. Kostelec. Holotyp, ÚÚG č. MS—03 (vyobrazen M. Siblíkem, 1965, na tab. V, obr. 2), x1,6.

Tab. II.

- Obr. 1. *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten). Pristodolok. GÚDŠ, x2. — Obr. 2. *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Kostelec, x1,8. — Obr. 3. *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Kostelec. Mladý jedinec, x1,5.

Tab. III.

- Obr. 1. *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird). Pristodolok. GÚDŠ, x2,7. — Obr. 2. *Rhynchonelloidea lineata* (Young & Bird). Pristodolok. GÚDŠ, x2,6. — Obr. 3. *Prionorhynchia serrata* (Sow.). Pristodolok. GÚDŠ, x1,5.

Tab. IV.

- Obr. 1. *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten). Kostelec. Mladý jedinec, x2. — Obr. 2. „*Rhynchonella*“ *lacuna* Quenstedt. Kostelec, x3,3. — Obr. 3. *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten). Kostelec, x1,8.

Všechny snímky (I—IV) L. Záporožcová.

VÁCLAV ŠPIČKA

K OTÁZCE DISKORDANCE MEZI EGGENBURSKOU A LUŽICKOU SÉRIÍ V MIOCENU ZÁPADNÍCH KARPAT

Úvod

V miocénu západních Karpat se mezi akvitanem a karpatem vyčleňují samostatné stratigrafické jednotky, eggenburská série (spodní burdigal), lužická série (svrchní burdigal — helvet s. s.) a případně helvet. I když se zdůrazňuje, že spodní a svrchní burdigal jsou faunisticky velmi blízké, je jejich samostatné vyčleňování na základě fauny považováno za plně oprávněné (Buday—Cicha—Seneš 1965).^{*} Dělení je však provedeno zčásti jen na základě diastrofických kritérií (Buday s kol. 1967). V paleogeografii a tektonogenesi západních Karpat ve spodním miocénu se přisuzuje značný význam intraburdigalské orogenetické fázi, kterou se vysvětlují tektonické pochody a tím podmíněné diskordance a paleogeografické změny mezi eggenburskou a lužickou sérií. Tyto jednotky jsou pojímány tedy v superposici a oddělené orogenetickou fází.

Předpokládá se tento sled pochodů (Buday—Cicha 1956; Buday s kol. 1967; Kapounek etc. 1965; Seneš 1959; Špička—Zapletalová 1956 atd.): (a) *sedimentace eggenburské série* při málo proměnlivé facii v prostoru v.—z. resp. sz.—jv. protažení; (b) *intraburdigalská fáze podmiňující zvrásnění eggenburské série*, v čelní zóně Karpat přesunutí flyšových příkrovů a zavlečení eggenburské série do příkrovů a vytvoření členitého erosivního reliefu. Dochází k výzdvihu centrálněkarpatského úseku západních Karpat (v jv. úseku vídeňské pánve není lužická série vyvinuta, ve vnitrokarpatských pánvích je svrchní burdigal kontinentální) a k poklesu sz. částí s flyšovým podložím (hlavní sedimentační prostor lužické série v sz. úseku vídeňské pánve v oblasti Lužic a Mikulčic); (c) *uložení basální šlírové ssutě lužické série*.

^{*} V nové chronostratigrafii (A. Papp etc. 1968, I. Cicha etc. 1968) se sedimenty eggenburské a lužické série přiřazují ke dvěma samostatným stratigrafickým stupňům, k eggenburgienu a ottngangienu.

S řešením burdigal-helvetu souvisí základní problém tektonické koncepce západních Karpat ve spodním miocénu. Intenzivní vrásnění a nasunutí magurské skupiny na střední skupinu se klade na jižní Moravě mezi spodní a svrchní burdigal (Roth 1965, 1966), za poslední významnou orogenesi ve vídeňské pánvi severně od Dunaje se považuje intraburdigalská fáze vrásnění (Kapounek *et c.* 1964, 1965 — ekvivalenty eggenburské série jsou zavlčeny do zvrásněné stavby zóny Waschbergu, lužická série je na mistelbašské kře transgresivní). U dosavadního pojetí narážíme na značné obtíže a nesrovnalosti v otázce vertikálního a prostorového vymezení eggenburské a lužické série, resp. helvetu s. s. mezi sz. a jv. úsekem vídeňské pánve a při paralelismu alpsko-karpatské molasy s vídeňskou pánví. Klíčovou oblastí pro řešení problematiky je čs. úsek vídeňské pánve ve své sz. části (s flyšovými podložím), ze kterého dosavadní pojetí hlavně vyšlo (Buday—Cicha 1956; Špička—Zapletalová 1956).

Revizí mikrofauny provedenou ve spolupráci s I. Zapletalovou, ve vztahu k dosud udávanému prostorovému i vertikálnímu vymezení eggenburské a lužické série a helvetu s. s. v z. úseku Karpat, bylo zjištěno, že mikrofauny jsou často značně podobné až shodné a nevylučují možnost laterální ekvivalence biofacií, kterým se přisuzuje dosud stratigrafická hodnota (Špička 1967). Komplexním zhodnocením jsem dospěl k závěru, že v burdigal-helvetu nelze vymezit dílčí stratigrafické jednotky v superpozici. Toto nové pojetí nelze však dosud jednoznačně faunisticky podepřít. Zásadní překážkou pro celkové odlišení hodnocení mikrofaun je všeobecně vžitá pojetí superpozice faciálně vyhraněných společenstev, především na hlubinných vrstvách u Lužic, které zastává též I. Zapletalová. Interpretují se tam fauny eggenburské série, nad nimi sterilní ssuťové slepence a teprve v nadloží faunisticky bohaté šlíry lužické série. Oblast Lužic je klíčovou pro řešení celé problematiky.

V předložené práci se proto zabývám především prověřením stávajícího pojetí diskordance a superpozice u Lužic a dále stručným celkovým rozborem diastrofických hledisek pro rozlišení eggenburské a lužické série. Navazuji při tom na práci uveřejněnou ve formě diskuze (V. Špička 1967). Souborné zhodnocení celé složité problematiky stratigrafie, paleogeografie a tectogeneze burdigal-helvetu z. Karpat podle nového pojetí, včetně rozboru mikrofauny, bude možné provést pouze v práci širšího rozsahu.

Zhodnocení úložných poměrů burdigal — helvetu u Lužic

Dosavadní pojetí diskordance v burdigal-helvetu (Buday—Cicha 1956; Špička—Zapletalová 1956; Špička 1957) vycházelo ze zpracování několika málo vrtů, které neumožňovaly detailní řešení úložných poměrů. Spodní burdigal byl interpretován pouze jako celek, bez možnosti detailního

členění a vymezení korelačních obzorů. Při interpretaci diskordance v geologických řezech byla interpretována hranice mezi šlírovou a basální klastickou facií lužické série jako stratigraficky ekvivalentní, i když se jinak zdůrazňovalo heteropické zastupování facií. Další zhodnocení nebylo po roce 1957 provedeno, i když o jeho nutnosti některé nově zjištěné údaje svědčily.

V mocnostech se projevoval nesoulad v tom, že mocnosti eggenburské série se měnily velmi nepravidelně, i při konstantní celkové mocnosti basálních klastických sedimentů (eggenburská serie a ssutové slepence lužické série). Z hlediska mikrofauny upozornila na nutnost revise především vrtba Hrušky—82 situovaná v z. pokračování centrálních částí mikulčické deprese. Průzkum burdigal-helvetu v maximální mocnosti provedla v této depresi vrtba Lužice 170. Navrtnala šlír lužické série v hl. 1004—1856 m, interval od hl. 1856 m do hl. 2120 m je řazen k ssutovému slepenci lužické série. V území vrtu se předpokládá absence eggenburské série. V místech vrtu Hr—82 lze uvažovat s analogickými celkovými mocnostmi kolem 1000 m. (obr. 1). Na vrtu byl provrtán pouze nejvyšší úsek šlíru v hl. 1964—2314 m, který lze cca do hl. 2230 m přiřadit k vyšším vrstvám s cibicido-elphidiovou mikrofaunou. V jádře č. 18 z hl. 2300 m byla v jednom intervalu J. Zapletalovou zjištěna mikrofaunistická asociace s *Cyclammia praecancellata* a *Vulvulina pennatula*, která byla na základě srovnání zařazena k eggenburské sérii. Litologická povaha jádra (šlírová facie) i mikrofauna dalších vzorků jsou typické pro lužickou sérii. Facii shodnou s eggenburskou serií, která podmínila též paleogeografické závěry o rozšíření eggenburské série (F. Němec 1966) lze v intervalu lužické serie považovat za důkaz, že fauny považované za stratigraficky význačné jsou pouze odrazem biofacie. Jinou možností, která je však u šlírové facie málo pravděpodobnou, je allochtonní povaha asociace s *Cyclammia praecancellata*. V širší oblasti byly ve faunisticky bohatých vrstvách lužické série zjištěny asociace podobné nebo shodné s eggenburskou serií také na vrtbách Lužice 102 a Týnec 10.

V letech 1956—1959 bylo vyvrtáno u Lužic, v území s udávanou diskordancí dalších 9 hlubinných vrteb. Spolu se starými vrtbami a vrty v oblasti Josefova poskytují podklady pro možnost nového správnějšího hodnocení. Korelaci vrteb lze opřít o písčité komplexy v eggenburské sérii a lépe je objasněna otázka stratigrafické stálosti hranice mezi šlírovou a slepencovou facií. Při detailním zpracování jsem vycházel ze základní dokumentace hlubinných vrtů, zhodnocenou M. Dlabáčem, L. Čížkem, B. Gažou, V. Špičkou, J. Trávníčkem a I. Zapletalovou, příp. z nově provedené revise. V podrobné citaci zpráv odkazuji na rukopisnou práci (V. Špička 1967).

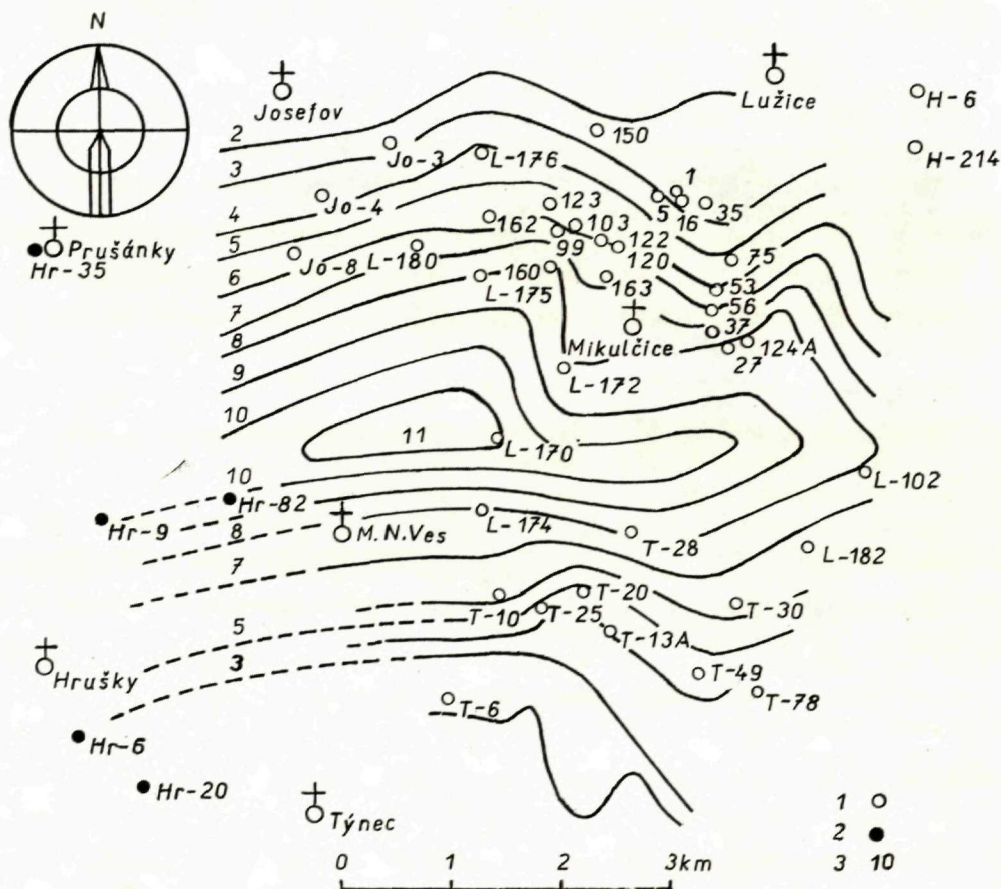
Při srovnání hlubinných vrteb a řešení úložných poměrů vycházím z korelace křivek elektrokarotážního měření, a to křivky specifického odporu i spontánní polarisace, v konfrontaci s makrolitologickým a mikrofaunistickým zpracováním vrtních vzorků. Vrty v oblasti Lužice a Týnec (přes 250 hlubinných vrteb) prokázaly ve všech případech ostré odlišení basální klastické a vyšší šlírové facie v odporové části EK diagramu. Basální klastický komplex včetně vymezované eggenburské série se vyznačuje vždy zvýšenými specifickými odpory. Dobře lze sledovat písčité obzory. Pro komplexní zhodnocení schází zatím téměř úplně petrografické zpracování.

První údaje k řešení otázky přítomnosti a samostatnosti eggenburské série přinesly vrty a práce z let 1946—1948.

K. Urban (1946) zdůrazňuje, že basální ssutový slepence je prakticky nepórovitý. Na podkladě výsledku vrtu Lužice 1 popisuje vložku odlišného rázu, tvořenou hrubým kavernosním vápnitým pískovcem s drobným klastickým flyšovým materiálem (do velikosti hrachu) s krystalickým vápnitým tmelem a s hojnými, ale špatně zachovanými

jádry zkamenělin. Jedná se zřejmě o vložku shodnou litologicky s převládající facií později vymezené eggenburské série. Slepence považuje Urban za stratigraficky ekvivalentní se slepenci v Pováží zařazenými Andrusovem (1932, 1938) do burdigalu (v dnešním pojetí eggenburská série).

S možností samostatného postavení eggenburské série uvažuje po prvé M. Dlabač při hodnocení vrteb Lužice 5 a 16. Pod slepencem ssutové povahy uvádí vrstvy šedého písku s vložkami vápnných pískovců a zařazuje je předběžně do burdigalu. Předpokládá, že se zde jedná o starší výplň pánve (před usazením slepence, zařazeného do helvetu), která zde vyplňuje rýhu ve flyšovém reliéfu. Z toho důvodu přešly ostatní vrtby ze slepence přímo do flyše. Litologické znalosti o burdigalu považuje pro malé zisky jader za velmi špatné.



Obr. 1. Mapa mocnosti mikulčické série (burdigal-helvetu) v širší oblasti Lužice ve vídeňské pánvi. 1 — hlubinné vrtby, které provrtaly mikulčickou sérii; 2 — hlubinné vrtby, které provedly průzkum vyšších částí; 3 — isolinie mocnosti po 100 m. Vysvětlivky zkratkou hlubinných vrteb: L nebo pouze číslo vrtby — Lužice, Jo — Josefov, Hr — Hrušky, T — Týnec.

Ve stejném smyslu zhodnotil v letech 1954–1955 Špička vrty Lužice 99 a 120. Pro písčité vývoj v podloží převládajících málo propustných ssuťových slepenců užívá označení burdigal?, při čemž ssuťové slepence a nadložní šlíry zařazuje k helvetu.

Buday (1955) zařazuje ještě basální ssuťový slepenc i chropovský slepenc a jemu odpovídající písčité a porézní vývoj u Lužic k jednotnému komplexu basálních slepenců unínských vrstev.

Základem pro zásadně odlišné hodnocení byla práce Budaye–Cichy (1956), ve které byly samostatně vyčleněny spodní burdigal a lužické vrstvy. Klastické sedimenty při jv. okraji vídeňské pánve a v Pováží ve facii chropovských a karbonatických slepenců a pískovců a písčité vývoj u Lužic byly zařazeny ke spodnímu burdigalu. Ssuťové slepence jsou považovány za počátek transgrese nového sedimentačního cyklu. Na podkladě této práce se uvádí ostrá litologická odlišnost mezi klastiky eggenburské a lužické série. Zvláště se zdůrazňuje dokonalé opracování valounů, vápnitopísčité tmel a silné zpevnění klastik eggenburské série ve srovnání se ssuťovými slepenci (Špička–Zapletalová 1956; Buday–Cicha–Seneš 1965).

Podle revize makrolitologické povahy vrtních jader, kterou jsem provedl, se však zdá, že vyhraněnost typů sedimentů se stratigrafickou hodnotou ve skutečnosti neexistuje. Svědčí o tom především srovnání litologie eggenburské série s litologickou povahou písčitéjších a porézních facií lužické série, jak v bazálním ssuťovém slepenci, tak ve šlíru (obzor H₁). Litologická shoda byla zřejmě opomíjena především v důsledku nedostatku a malých zisků vrtních jader z písčitých obzorů ve vyšších částech slepencového komplexu i ve šlíru. Zajímavé výsledky poskytly již první vrty na struktuře.

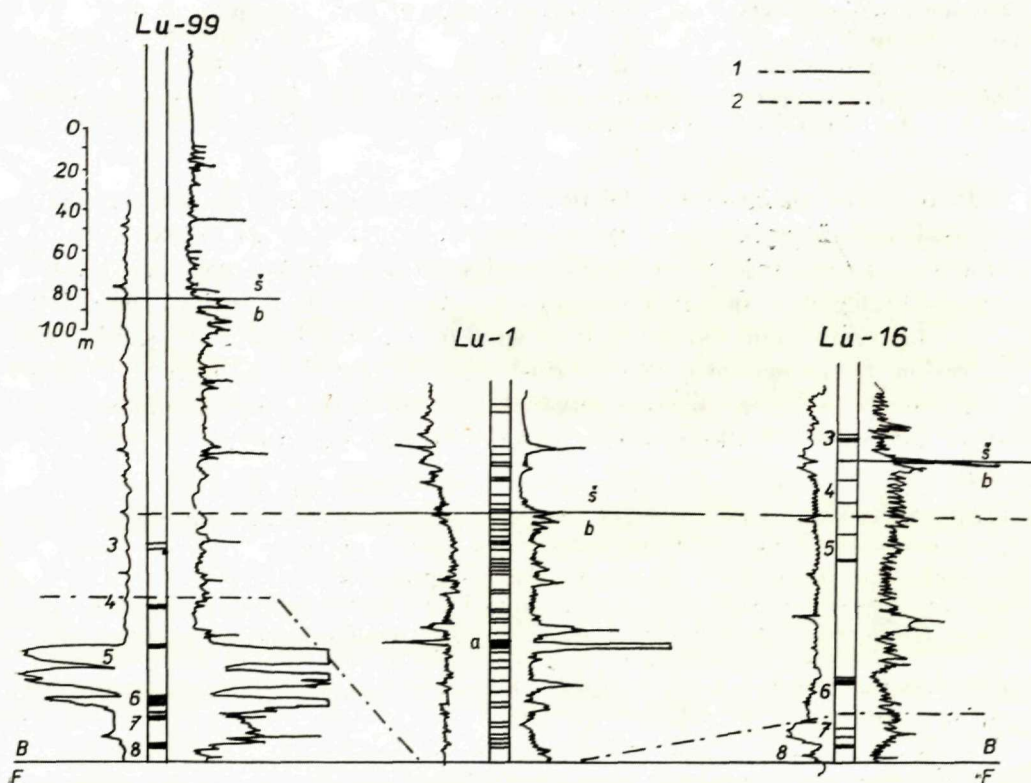
Na vrtu L–5 byly zastíženy v eggenburské sérii též ostrohranné úlomky flyšových hornin. Na vrtbě L–1 byla zastížena vložka kavernosního vápnitého pískovce s makrofaunou, která je litologicky shodná s facií eggenburské série. Byla po první zhodnocena K. Urbanem (1946). Na vrtu byly basální vrstvy průběžně jádrovány při cca 50 % zisku. Basální ssuťové slepence byly navrtány v hl. 1061–1185 m a jsou v celé mocnosti řazeny k lužické sérii. V podloží jsou zlínské vrstvy račanské jednotky. Zhruba uprostřed bazálního komplexu jsou vyvinuty dva písčité obzory. Spodní obzor byl zastížen jádrem v hl. 1126,70–1132,60 m se ziskem 2,90 m. (obr. 2). Litologický charakter je následující (Dlabač 1945):

- a) 0,00–1,20 m – šedý středně až hrubozrnný polymiktní vápnitý pískovec s krystalickým vápnitým tmelem s hojnou makrofaunou (Pecten, Veneridae), kompaktní, místy kavernosní
- b) 1,20–1,35 m – světle šedý jemnozrnný polymiktní silně vápnitý pískovec
- c) 1,35–1,50 m – flyšová ssuť se slínito-jílovitým tmelem
- d) 1,50–1,80 m – dtto ad a)
- e) 1,80–2,00 m flyšová ssuť a kusy pískovce s Pecten sp. dtto ad a)
- f) 2,00–2,70 m – dtto ad a)
- g) 2,70–2,80 m – flyšová ssuť
- h) 2,80–2,90 m – dtto ad a), převládá hrubozrnný pískovec.

Jádro prokazuje prolínání facie ssuťových slepenců s psammiticko-psefickou facií považovanou za typickou pro eggenburskou sérii. V nadloží i podloží jádra jsou vyvinuty pouze relativně nepropustné ssuťové slepence.

Na vrtbě Lužice-16 byly lithologicky shodné písky, pískovce i drobnozrnné slepence zastíženy jádry č. 7 a 8 ve zde vymezené eggenburské sérii, která se interpretuje v podloží ssuťových slepenců lužické série (1050–1180 m), v intervalu 1180–1250 m. Vrtba L-99 je pro korelaci vzata z území, kde je písčité facie při bázi neogénu vyvinuta nejmocněji.

Z provedeného rozboru a korelace těchto vrtů (obr. 2) vyplývá: a) variabilita vývoje a mocnosti vymezované eggenburské série; b) psefiticko-psammitická



Obr. 2. Korelační profil spodní části mikulčické série (burdigal-helvetu) z hlubinných vrtů u Lužic. Korelace se opírá o křivku zdánlivého specifického odporu (Ω m – napravo) a křivku spontánní polarisace (SP – mV – nalevo) měřené standardním gradientem B 0,25 A 2M a odebraná mechanická jádra vyznačená s očíslováním ve schématické kolonce vrtu.

Vysvětlivky: Š/b resp. Bš/Bb – hranice mezi vyšším, převážně pelitickým (šlírovým) a bazálním klastickým souvrstvím (v dosavadním pojetí hranice mezi bazálním ssuťovým slepencem a šlírem spodních lužických vrstev); B/F – hranice mezi mikulčickou sérií (burdigal-helvetem) a flyšem magurské jednotky; 1 – průběh stratigraficky ekvivalentních obzorů; 2 – hranice mezi eggenburskou a lužickou sérií v dosavadním pojetí; a – jádro na vrtbě Lužice-1, jehož podrobný popis je uveden v textu. Situace vrtů je zřejmá z obr. 1 (jz. od Lužice).

facie eggenburské série nemá stratigrafickou hodnotu, nýbrž se prolíná a zastupuje s facií ssuťového slepence; c) různá mocnost bazálních vrstev, která je ovlivněna též heteropickým zastupováním šlírové a bazální facie.

Litofaciálně podobné resp. shodné s facií eggenburské série jsou porézni písčité obzory jak ve slepencové tak ve šlírové facií lužické série oblastí Lužic a Cunína. U slepenců to prokazují např. vrty Lužice-163, 169, 182 a Cunín-9 a 11. V oblasti Cunína ukazuje makrolitologická povaha vrtních jader (slepence jsou vyvinuty v podloží cibicido-elphidiových šlířů lužické série) na prolínání facie slepenců s hojným slínito-jílovitým tmelem a hojnou drtí makrofauny, s přechody až do facie ssuťových slepenců, a facie středně zrnitých a hrubozrnných pískovců a slepenců s písčitým tmelem. Některé polohy se silně podobají slepencům a pískovcům eggenburské série lužické oblasti i chropovským slepencům a eggenburské sérii udávané z vrtby T 33 u Tvrdo-
nic (Špička—Zapletalová 1956). Obtíže s litologickým zařazením a vymezením charakteristických typů klastik hodnotí též Bílek (1965). Uvádí, že se zde jedná buď o slepence chropovského typu (eggenburská série) nebo o slepence lužické (lužická série).

Ve šlíru se podle vrtních vzorků z řady vrtů (např. L-105, 111, 116, 138, 166, 179) podobají lithofacií eggenburské série písčité obzory, zvl. tzv. obzor H 1. Charakteristické je, že porézni facie obzoru H 1 resp. dalších obzorů je často doprovázena v nadloží i podloží facií ssuťových slepenců. Ssuťová i porézni písčité facie jsou při tom laterálním ekvivalentem šlírové facie (obr. 3). Ve vývoji pozorujeme tedy určitou analogii s bazálními vrstvami.

O stratigrafické identitě porézni obzorů v eggenburské a lužické sérii svědčí také shoda v asociaci těžkých minerálů (Starobová 1958).

S obzorem H₁ a lužickou sérií jsou ztotožňovány jako typová lokalita pískovce a slepence z Winterbergu u Skalice. Nejsou zde zastoupeny sedimenty, které jsou zcela shodné s typem ssuťových slepenců. V hrubozrnných pískovcích různého zpevnění zasluhují pozornosti polohy dobře opracovaných valounů velikosti do 15 cm i nepravidelně se vyskytující ostrohranná klastika jílovců a polohy vápnitých jílovců. Celkovou povahou upomínají slepence a pískovce na eggenburskou sérii u Chropova a Lužic. S přihlédnutím k výsledkům vrtů u Vrádiště a Kátova a místy zjištěné přímé transgresi na flyšové podloží nelze vyloučit, že se jedná o součást bazálních vrstev. Pro jednoznačné objasnění pozice těchto typových lokalit budou nutné další výzkumy.

Problém superpozice a diskordance jsem prověřil korelací hlubinných vrteb, na kterých je uváděna eggenburská série v podloží lužické série. Důležité výsledky přináší především korelace vrtů Josefov 8, Lužice 180 a 160 (obr. 4). Vzhledem k závažnosti získaných výsledků považuji za nutné poněkud podrobněji zhodnotit vrtní vzorky.

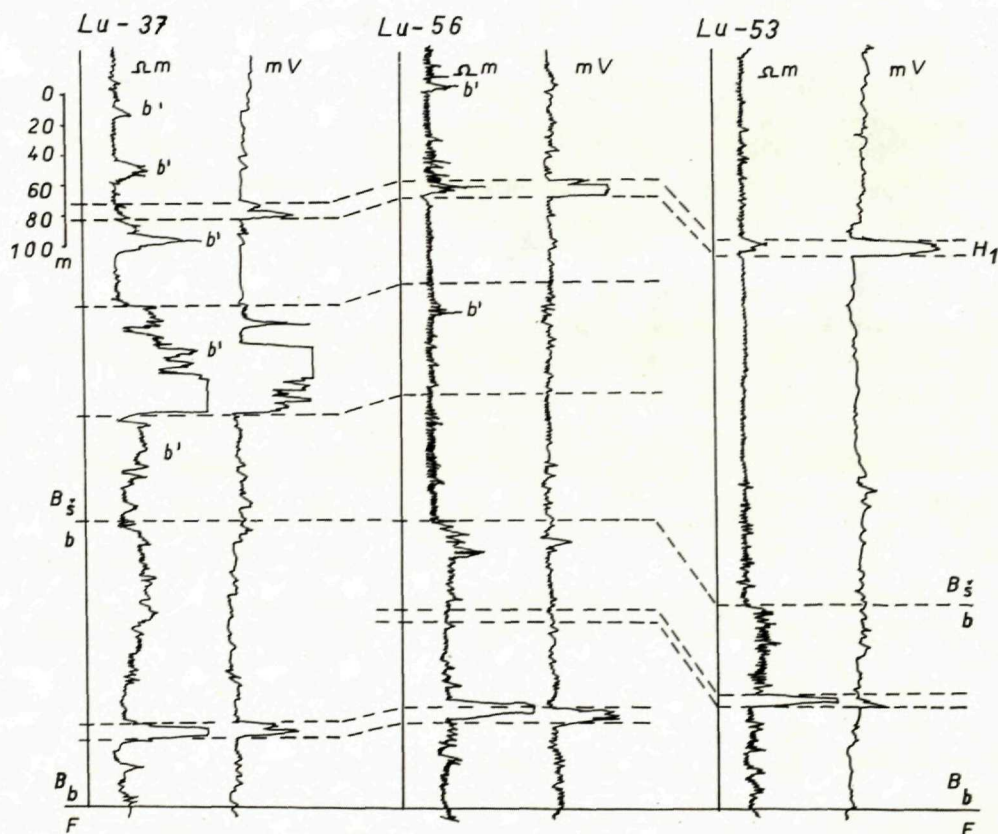
Hranice mezi bazální klastickou a vyšší pelitickou (šlírovou) facií je zřetelně

vyznačena v křivce zdánlivého specifického odporu a je potvrzena též odebranými vrtnými vzorky. Podle nich je litologická povaha bazálního komplexu následující:

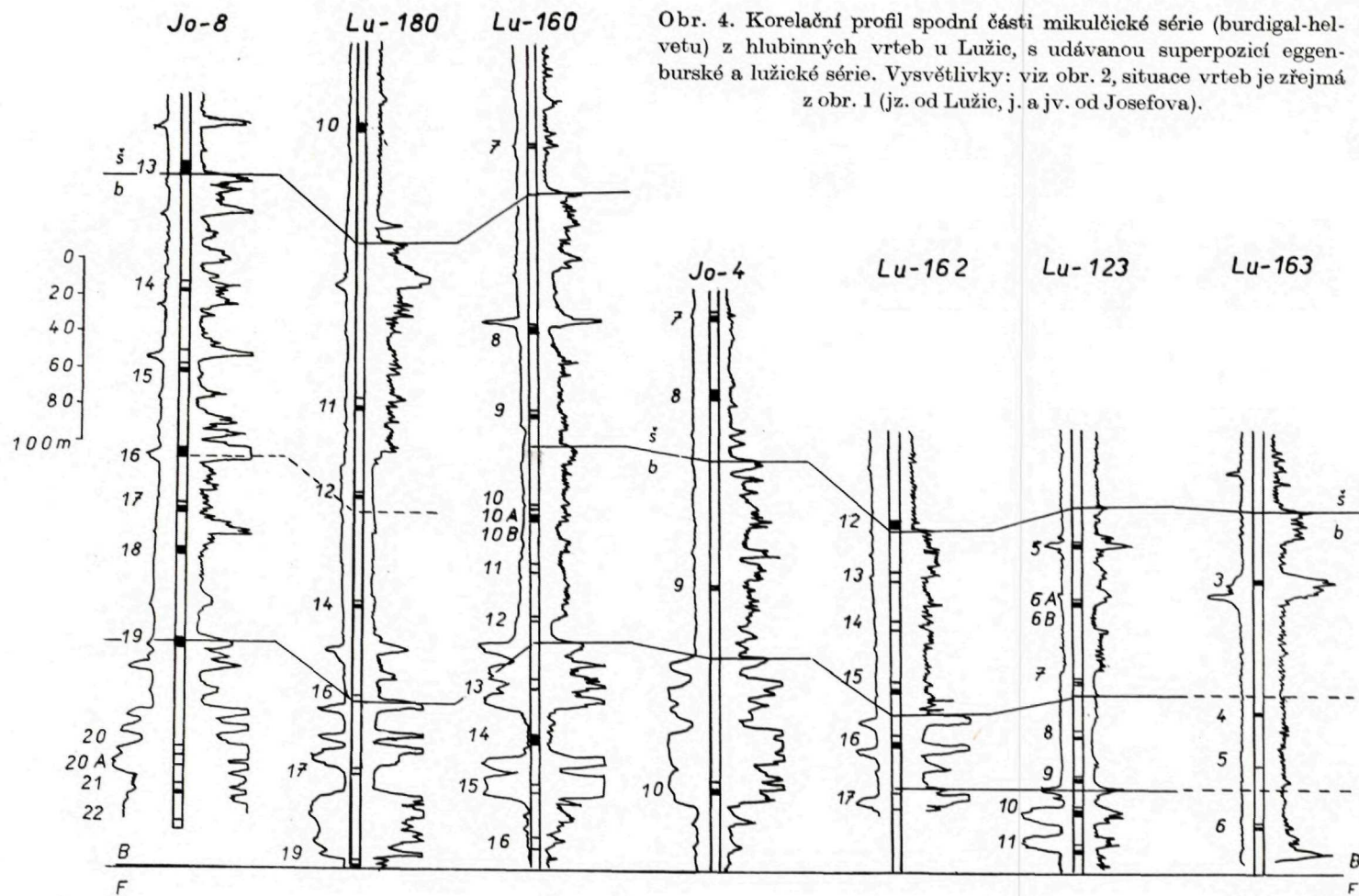
Vrt Josefov 8

Jádro č. 13 je tvořeno šlírem s bohatou mořskou mikrofaunou. V jádře č. 14 je zastoupen pouze klastický flyšový materiál, kusy pískovců různé povahy, béžových jemně písčitých vápničných jílovců a ostrohranné úlomky tmavošedých jílovců zlínských vrstev. Jádro je faunisticky sterilní. Stejnou povahu má jádro č. 15, ve kterém jsou též vložky slepenců tvořené ostrohrannými a opracovanými úlomky flyšového materiálu a vložky šedých jemně písčitých silně jemně slídnatých dokonale vrstevnatých šupinkovitě odlučných vápničných jílovců, které upomínají silně na šlířovou facií. Jádro je faunisticky sterilní.

V jádře č. 16 převládají opět klastický flyšový materiál a slepence, s vložkami šlíru, ve kterém zjistila I. Zapletalová ochuzenější, zakrnělejší marinní asociace lužické série.



Obr. 3. Korelační profil spodní části mikulčické série (burdigal-helvetu) z hlubinných vrteb v. od Mikulčic. H 1 – vůdčí písčitý obzor; b' – význačnější polohy klastické facie facie šlířovou. Ostatní vysvětlivky viz obr. 2, situace vrteb je zřejmá z obr. 1 (v. od Mikulčic).



Obr. 4. Korelační profil spodní části mikulčické série (burdigal-helvetu) z hlubinných vrteb u Lužic, s udávanou superpozicí eggenburské a lužické série. Vysvětlivky: viz obr. 2, situace vrteb je zřejmá z obr. 1 (jz. od Lužic, j. a jv. od Josefova).

Jádro č. 17 — volné kusy a valouny šedého vápnitého pískovce a vápnitého jílovce — klastický flyšový materiál.

Jádro č. 18 — šedý houževnatý vápnitý pískovec, slepence ssuťového typu.

Jádro č. 19 — šedý jemně až silně jemně písčité slinitý jíł přecházející směrem do korunky do jemnozrného slinitého pískovce, se zuhelnatělými zbytky rostlin a ojedinělým úlomkem makrofauny. Rozborem I. Zapletalové byla zjištěna písčité biofacie středně hlubokého až hlubokého neritika s cyclamminovou asociací. V dnešním pojetí se jedná o mikrofaunu eggenburské série.

Jádra č. 20, 20A, 21, 22 jsou tvořena světle šedými jemnozrnými vápnými pískovci, místy silně glaukonitickými.

Vrťba Lužice 180:

Jádro č. 11 — volné kusy, zčásti opracované šedého vápnitého jílovce a šedý jemnozrný vápnitý pískovec.

Jádro č. 12 — tmavěšedý, silně jemně písčité vápnitý jíł se zuhelnatělými zbytky rostlin a úlomky makrofauny. Byla v něm zjištěna bohatá mikrofauna s cyclamminovou asociací, řazená k eggenburské sérii.

Jádro č. 14 je tvořeno šedým silně jemně písčitém vápnitým jílem, s ochuzenější mikrofaunou téhož rázu, s vložkou volných poloopracovaných valounů flyšového materiálu. Jádro č. 16—20 cm kus šedého vápnitého jílovce zlínských vrstev.

Jádro č. 17 — šedý jemnozrný až středně zrnitý silně slinitý zpevnělý písek s hojnou zuhelnatělou drťí a úlomky makrofauny. Rozborem byla zjištěna silně ochuzená mořská mikrofauna.

Jádro č. 19 — světle šedý jemnozrný až středně zrnitý vápnitý pískovec s kalcitovými žilkami.

Lužice 160:

Jádro č. 8, 9, 10, 10a, 10b, 11 — volné ostrohranné a poloopracované valouny flyšového materiálu a slepence ssuťové povahy.

Jádro č. 12 — ostrohranné a zčásti opracované valouny flyšového materiálu, v korunce 5 cm světle šedého jemnozrného až středně zrnitého vápnitého pískovce, s ostrohrannými úlomky a valouny zelenošedého vápnitého jílovce velikosti do 4 cm.

Jádro č. 13 — světle šedý jemnozrný až středně zrnitý nevrstevnatý vápnitý pískovec s ojedinělými kalcitovými žilkami a drťí zuhelnatělých zbytků rostlin a drobnozrný karbonatický slepenec.

Jádro č. 14—3,5 m blok šedého vápnitého jílovce zlínských vrstev s hojnými kalcitovými žilkami.

Jádro č. 15 a 16 má stejnou povahu jako jádro č. 13, ojediněle se vyskytují úlomky makrofauny. Všechna jádra jsou mikrofaunisticky sterilní.

Korelace vrťeb je opřena jednak o dobře sledovatelné písčité komplexy v dosud vymezované eggenburské sérii, jednak o hranici mezi šlířovou a klastickou facií, která je na profilu těchto vrťeb, paralelním s osou sedimentačního prostoru stratigraficky ekvivalentní. Litofaciální povaha vrťních vzorků ukazuje zčásti opět na již diskutované střídání facií, považovaných dosud za stratigraficky význačné. Pozornosti zasluhuje především zjištění ssuťových slepenců v intervalu písčité komplexů nebo v jeho těsném nadloží (j. č. 12 a 14 na L-160, j. č. 14 a 16 na L-180).

Korelace vrtů prokazuje konkordantní poměr mezi uložením písčitých obzorů eggenburské série a hranice šlír—slepenců lužické série. Nepotvrzuje tedy dosud uváděnou diskordanci, nýbrž ji popírá a svědčí o vzájemném laterálním zastupování a prolínání facie ssuťového slepence lužické série (j. č. 17, 18 na Jo-8, j. č. 9—11 L-160) s facií eggenburské série (j. č. 12 a 14 na L-180). Kromě ekvivalence litofacií vyplývá ze srovnání vrtů Jo-8 a L-180 stratigrafická ekvivalence mikrofaunistické asociace *cyclammina-bathysiphono*-vého šlíru lužické série a mořské neritické mikrofauny eggenburské série. Nejdůležitějším výsledkem korelace je tedy vedle objasnění udávané diskordance zjištění, že značně podobné mikrofauny uváděné pro dosavadní členění nemají stratigrafickou hodnotu, jsou odrazem facie a vzájemně se zastupují. Tuto zjištění je v dobrém souladu např. s poměry u Chropova. Pelity zjištěné na nových výchozech v těsné blízkosti lokalit slepenců a pískovců obsahují podřadné pelitické vločky. Podle rozborů Zapletalové obsahují bohatou mořskou mikrofaunu, která má smíšený ráz vůdčích prvků eggenburské a lužické série v dosavadním pojetí. Z toho lze dedukovat velkou faciální proměnlivost faunistických asociací v prostoru a čase a tím problematičnost stanovení jejich stratigrafické hodnoty ve smyslu vymezení samostatných stratigrafických jednotek a stupňů. Domnívám se, že tyto výsledky poukazují na stratigrafickou ekvivalenci lužické a eggenburské série. Zatím je však tato ekvivalence odmítána. K objasnění problematiky přispějí jistě 4 nové mělké vrtby vyvrtané u Chropova a na Winterbergu. Po jejich zpracování budou nové výsledky uveřejněny v samostatné práci.

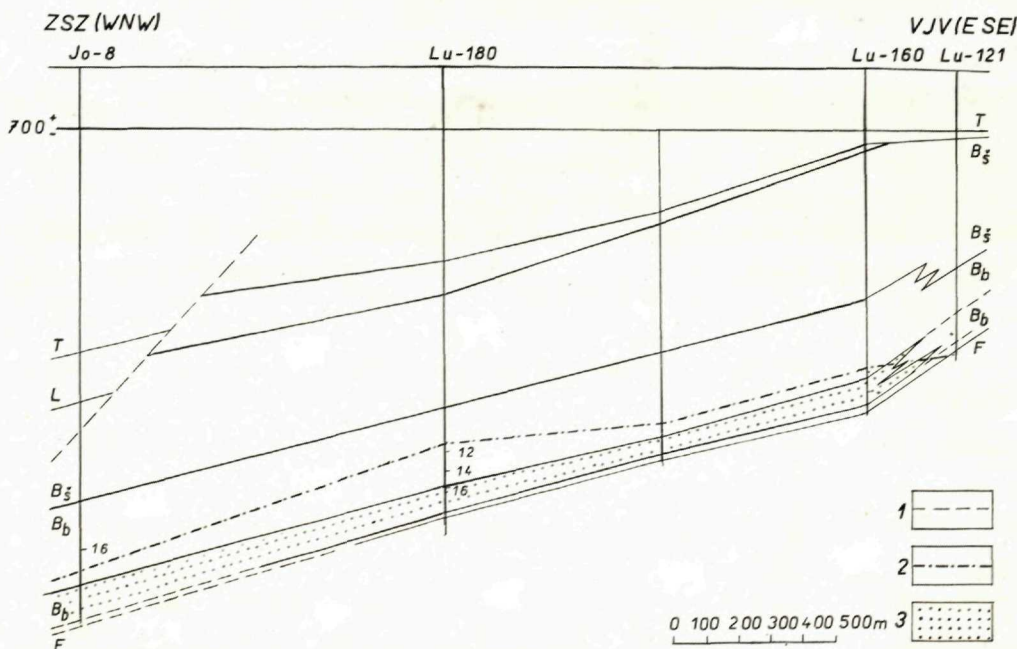
Konkordanci a vzájemné zastupování eggenburské série a ssuťových slepenců lužické série potvrzuje též korelace vrtů Jo 4, L 162, 123 a 163 (obr. 4). Jedná se o paralelní profil situovaný cca o 500 m k SV. Při vzájemném srovnání pozorujeme zákonitě mezi všemi dvojicemi vrtů (Josefov 8 a 4, Lužice 180, 175 a 162, Lužice 160 a 99, 103, 123) laterální zastupování šlírové a bazální klastické facie ve směrech příčných na převládající csu sedimentačního prostoru. Sedimentaci určovala zřejmě sz. — jv. a zjz. — vsv. tektonika, tortonské a mladší jjz. — ssv. směry jsou příčné. Z korelace vyplývá jinak konkordance mezi písčitými obzory eggenburské série a hranicí šlír-slepenců lužické série.

Na vrtu Josefov 4 byl v j. č. 9 zastížen v intervalu 0,00—0,60 m šedý jemnozrný silně prosliněný pískovec s marinní mikrofaunou nehlubokého neritika s asociací s *Cyclamina praecancellata*, v intervalu 0,60—0,90 m jsou ostrohranná až poloopracovaná klastika bazálního ssuťového slepence. V j. č. 10 byl zastížen světle šedý jemnozrný houževnatý vápnitý pískovec. Na vrtbě L 123 jsou jádra č. 5 a 6 tvořena bazálním ssuťovým slepencem, j. č. 7, 8 a 9 šedým jemně až silně jemně písčitým polopevným vápnitým jílem se zuhelnatělými zbytky rostlin a úlomky makrofauny, s marinní mikrofaunou eggenburské série. V j. č. 10 a 11 je šedý středně zrnitý slinitý písek a houževnatý vápnitý pískovec s vložkami vápnitého jílu. Vrtbami L 99, 103 a 123 je prokázáno vyklínění

vyššího písčitého komplexu. V jeho intervalu, v němž byly zjištěny jádru na L 123 pelity, byla odebrána na vrtu L 99 jádra č. 3 a 4. J. č. 3 je tvořeno ostrohrannými kusy velikosti do 17 cm a ojediněle dokonale opracovanými valouny velikosti do 5 cm flyšového materiálu. V j. č. 4 byl zjištěn šedý vápnitý jílovec rozpukaný v ostrohranné kusy a karbonatický slepenec tvořený dokonale opracovanými valouny s písčítým vápnitým tmelem, silně diageneticky zpevněný. Vyslínění vyššího písčitého komplexu a celkové změny faciálního vývoje naznačují možnost úplného vyklínění facie charakteristické pro vymezenou eggenburskou sérii. Např. na vrtu L—163 při stejné mocnosti bazálních vrstev převládá resp. je výhradní pouze facie ssuťových slepenců.

Rozebírá mocnosti a litofaciální vývoje bazálních vrstev, včetně prokázaného zastupování šlířové a klastické facie, a zhodnocení úložných poměrů prokazují, že eggenburská série v dosavadním pojetí nepředstavuje denudační zbytek zachovaný v lokální depresi flyšového reliéfu, nýbrž je laterálním ekvivalentem facie ssuťového slepence řazeného do lužické série. V navázání na korelační profily (obr. 2, 3, 4) jsou úložné poměry zřejmé z obr. 5, 6, a 7. Při sestavení řezů jsem vzal v úvahu prokázané laterální zastupování pelitické a klastické facie a vypustil jsem mladé epigenetické lužické zlomy.

Poměry v oblasti Lužice byly dosud považovány za hlavní a nejzávažnější důkaz superposice a diskordantního poměru eggenburské a lužické série. Provedenou revisí nebyla diskordance ani superposice potvrzena. Byla zjištěna



Obr. 5. Geologický řez č. I. Oblast: Josefov — Lužice. T — torton (svrchní torton), L — lanzendorfská série (spodní torton), jinak viz obr. 2, situace vrteb je zřejmá z obr. 1.

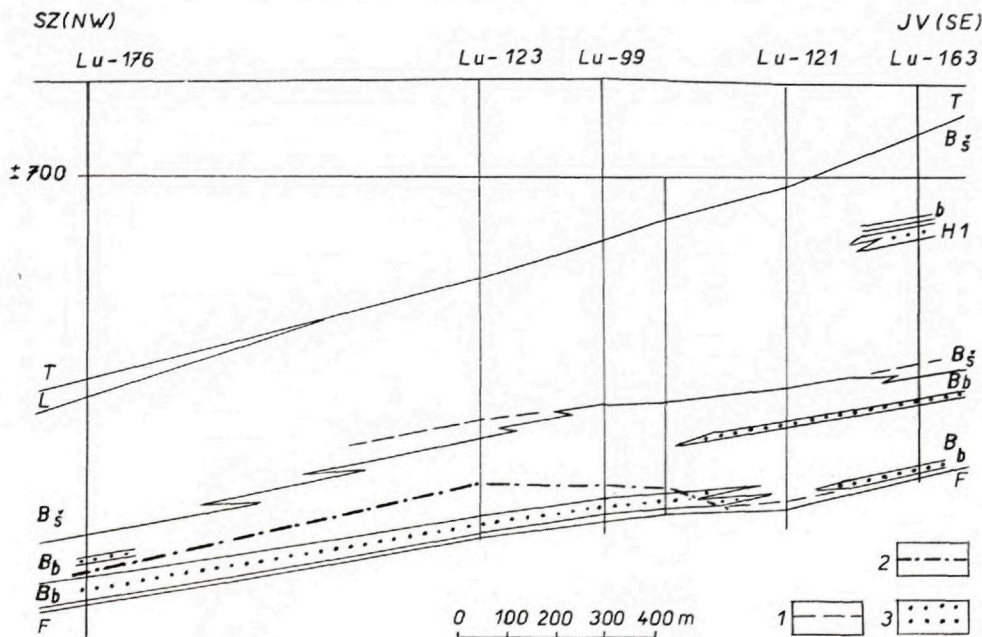
stratigrafická ekvivalence dosud vymezené eggenburské série s bazálními klastiky lužické série. Hlavní důkazy pro toto pojetí můžeme shrnout takto:

(a) Konkordance mezi písčitémi obzory eggenburské série a hranicí šlírslepence lužické série na směrných profilech. [Při konstantní mocnosti je mocnost vymezené eggenburské série nepravidelně proměnlivá.

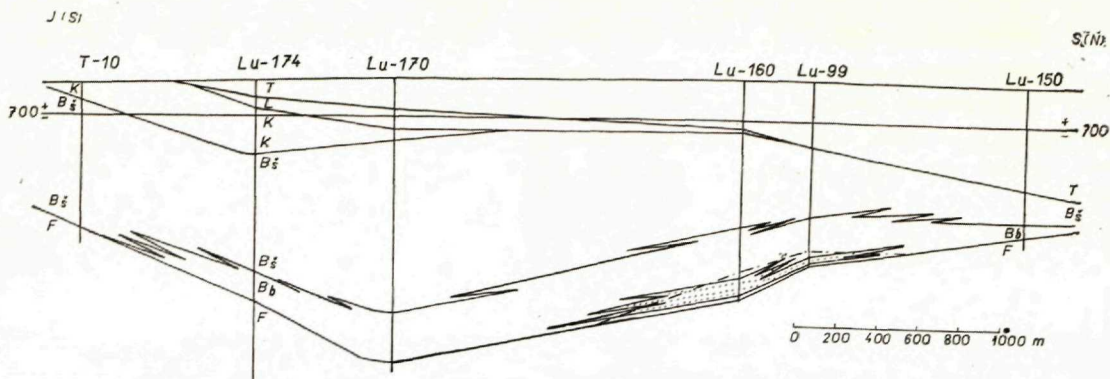
(b) Vzájemné prolínání litofacií považovaných dosud za stratigraficky význačné (ssuťové slepence v lužické sérii, dobře opracovaná klastika v eggenburské sérii), prokázané především vrtními vzorky a dále vykličňováním písčité facie eggenburské série, která je nakonec zastoupena převládající facii ssuťových slepenců. Eggenburská série nepředstavuje denudační zbytek, zachovaný v lokální depresi flyše, přes který transgreduje později bazální ssuť lužické série, nýbrž je pouze facii v jednom komplexu bazálních vrstev.

(c) Eggenburská série u Lužice je pouze propustnější litofacií v intervalu málo propustných ssuťových slepenců, která je shodná s porézními obzory ve vyšší části bazálních klastik a ve šlíru (obzor H_1 , H_2 atd.). O této ekvivalenci svědčí vedle litologické shody i petrografické zhodnocení Starobové (1958).

(d) Při platnosti dosavadního pojetí (předpoklad rozsáhlé a intenzivní denudace eggenburské série a poté sedimentace litofaciálně odlišné facie ssuťového slepence v regionálním měřítku) by měly ssuťové slepence lužické série v klastické složce obsahovat valouny resp. kusy diageneticky zpevněných



Obr. 6. Geologický řez č. II. Oblast Lužice. Vysvětlivky: viz obr. 2 a 5.



Obr. 7. Geologický řez č. III. Oblast Lužice. Vysvětlivky: viz obr. 2 a 5.

pískovců a slepenců eggenburské série. Přes velké množství údajů nebyl však v ssuťových slepencích ani v jednom případě zjištěn přemístěný klastický materiál facie eggenburské série. Tyto poměry nepotvrzují tedy existenci dosud předpokládané intraburdigalské fáze.

(e) Laterální ekvivalence mořských mikrofaun lužické a eggenburské série. Celý bazální komplex vrstev je produktem mořské euhalinní sedimentace. V eggenburské sérii nepozorujeme směrem do nadloží vyslazování, které by poukazovalo na samostatný sedimentační cyklus v podloží lužické série. Toto vyslazování je však typické pro eggenburskou sérii vymezenou v jv. úseku vídeňské pánve i v čelní hlubině, často i při menších mocnostech. V oblasti Lužice, která je výraznou depresí, dochází k vyslazování teprve v nadloží několik set metrů mocných šlírových sedimentů.

Dospívám k závěru, že celý komplex bazálních klastik v oblasti Lužic je jednotným souvrstvím, které se usadilo v mořském euhalinním prostředí. Samostatné stratigrafické jednotky v něm uváděné představují pouze vzájemně se zastupující a prolínající facie. Hranice udávaná dosud mezi eggenburskou a lužickou sérií není stratigraficky opodstatněná a je v závislosti na převládajícím faciálním vývoji zastíženém vrtními vzorky kladena do stratigraficky různých poloh jednotného komplexu bazálních vrstev.

Nové paleogeografické a tektonické poznatky

V klíčové oblasti Lužic nebyla superpozice a diskordance potvrzena. Jeví se naopak stratigrafická ekvivalence eggenburské a lužické série. Poněvadž se zde jedná o nejvýznamnější depresi burdigal-helvetu v západních Karpatech s typickým a úplným vertikálním vývojem, domnívám se, že objasnění poměrů v této oblasti bude mít širší platnost. Je to podmíněno skutečností, že záplava ve spodním miocénu neměla nic společného s pánvemi v dnešním

slova smyslu, při čemž v dalších oblastech je nesrovnatelně méně poznatků pro možnost řešení problematiky burdigal-helvetu.

Je nutné zdůraznit, že právě čs. úsek vídeňské pánve byl výchozím i pro dosavadní koncepci.

Kromě oblasti Lužic se diskordance a superpozice eggenburské a lužické série uvádí z povrchových výchozů u Chropova, a to opět u bazálních klastických sedimentů. Diskordance se tam interpretovala s ohledem na okrajovou pozici lokality především podle regionálního zhodnocení, a to srovnáním s oblastí Lužic.

Lokalita Chropov bude vyžadovat nové souborné zpracování. Podle nového orientačního zhodnocení se zdá, že i zde představují bazální vrstvy jednotný komplex vrstev, faciálně proměnlivý, se střídáním písků, pískovců, slepenců a štěrků, drobnozrnných až balvanitých s pelitickými vložkami.

Pokud zde byly zjištěny v intervalu klastik diskordance, lze je vysvětlit též tektonickým neklidem při sedimentaci a nikoliv stratigrafickým hiátem regionálního rozsahu. Pozornosti zasluhuje známá skutečnost, že chropovské slepence obsahují též neopracovaný klastický materiál (Buday—Cicha 1956). Při nové revisi byly zjištěny pelitické polohy, které podle rozborů I. Zapletalové obsahují směs vůdčích mikrofaunistických prvků eggenburské a lužické série v dosavadním pojetí.

Za hlavní úkol práce jsem považoval prověření diastrofismu v rámci burdigalu v klíčové oblasti Lužic s typickými mořskými sedimenty v nejvýraznější depresi a s největším množstvím podkladů pro možnost správného hodnocení. Problematiku diastrofismu z širšího hlediska uvedu pro úplnost pouze ve stručnosti.

V širším měřítku nejsou o superpozici a diskordantním poměru eggenburské a lužické série téměř žádné důkazy.

V rakouské části vídeňské pánve se eggenburská série uvádí pouze z vrteb Grosskrut 5 a Rheintal 1, poměr k nadloží není podrobně zhodnocen. Podle geologických řezů se jedná o součást bazálních klastik (Kapounek *etc.* 1965). V j. úseku pánve byly v oblasti Schönkirchenu navrtány onkophorové píský, které se mohou laterálně zastupovat s dolomitovou ssutí. Na okolních vrtech (Tallesbrunn-6, Heidenberg-1 atd.) byla navrtána mořská klastika, řazena k bazálním vrstvám lužické série. Superpozice a diskordance onkophorových písků vzhledem k těmto klastikům se pouze předpokládá.

V autochtonní molase zdůrazňuje Kapounek *etc.* (1965) sedimentaci bez diskontinuit, s postupným ochuzováním fauny směrem do nadloží, od eggenburské série k onkophorovým pískům helvetu s. s. Obdobné poměry jsou zjištěny také v karpatské čelní hlubině (vrty Mikulov 1, cf 600 Mušov 4, Nesvačilka-2 a 3 atd.). Vyčleňování eggenburské a lužické série, resp. helvetu s. s. je pouze konvenční a není zdůvodněno ani litologicky, ani faunisticky.

Složitým problémem, vzhledem k tektonické mobilitě čela flyšových příkrovů a s tím souvisejícím tektonickým komplikacím, je řešení poměrů v oblasti Waschbergu a ždánické jednotky.

V zóně Waschbergu uvádějí Kapounek *etc.* (1965) eggenburskou sérii zavlečenou do stavby příkrovů a pod příkrovy (Texing 1). Sedimentaci v depresích na příkrovech považují za stratigraficky mladší. Zdůrazňují však celkovou shodu sedimentů a nevyklučují tedy možnost, že k orogenetickým pohybům nedošlo uvnitř burdigalu, nýbrž teprve po spodním miocénu. Sedimenty v dnešních depresích byly sunuty zřejmě společně s příkrovy, při čemž v čele dochází postsedimentárně k přesunutí a zavlečení burdigalu do stavby příkrovů. Tomuto pojetí odpovídají také poměry ve ždánické jednotce. Důležitý je výsledek vrtu Nikolčice 1, na kterém byl pod přesunutím zjištěn úplný vertikální vývoj, shodný s vývojem v předhlubni (v hlubším úseku ochuzený vývoj s polohami mořské mikrofauny, která jeví vztahy k eggenburské i lužické sérii, s postupným ochuzením do nadloží a prakticky sterilními vrstvami v nejvyšší části). Na kontinuitní vývoj mezi eggenburskou a lužickou sérií v depresích na ždánické jednotce lze usuzovat ze zhodnocení vrtu u Šakvic (Cicha—Pícha 1964). Poměry nejsou však jednoznačně dořešeny. Pícha—Hanzlíková—Cicha (1967) při souborném zhodnocení zařazují burdigal v depresích na ždánické jednotce pouze k lužické sérii. Zdůrazňují jeho litologickou a faunistickou odlišnost od ždánicko-hustopečských vrstev, ve kterých uvádějí kontinuitní vývoj mezi starším oligocén-akvitánským odd. a oddílem s mladšími, snad již spodnoburdigalskými faunami.

Vzhledem k poměrům zjištěným ve vídeňské pánvi (v oblasti magurského i ždánického příkrovu) a v autochtonní molase se domnívám, že ani v čele flyšových příkrovů nedošlo k významnějším intraburdigalským pohybům, které by měly za následek přerušení sedimentace, tektonické komplikace, přesunutí příkrovů atd. K přesunutí příkrovů přes burdigal-helvetské vrstvy resp. jejich zavlečení do tektonické stavby došlo postsedimentárně, pravděpodobně v 1. staroštýrské fázi, před karpatem. Poměry ve ždánické jednotce vyžadují další řešení.

Intraburdigalské orogenetické pohyby nejsou zjištěny též v hornorakouské molase (Braumüller 1959; Janoschek 1961). Burdigal-helvetské vrstvy tam představují jediný sedimentační cyklus; detailní členění má pouze lokální platnost. Stratigraficky nejnižší jsou hallské šlíry, paralelizovány pouze s lužickou sérií. V nových pracech (Cicha *etc.* 1968, Papp *etc.* 1968) hallský šlír je paralelizován pouze s eggenburgienem. Tento rozpor považuji pro platnost vymezení eggenburgienem a ottngangienem za závažný. Poukazuje totiž na problematičnost oddělení eggenburské a lužické série jako samostatných stupňů.

Existence intraburdigalských pohybů se prokazuje poměry v jihoslovenské pánvi. Podle dosavadního pojetí se tam interpretuje mořská eggenburská

série a v jejím nadloží kontinentální vrstvy svrchního burdigalu a helvet s. s. Svrchnoburdigalské vrstvy se považují za vývojově samostatnou etapu, u které lze stěží předpokládat vztah k eggenburské sérii (Kuthan s kol. 1963, D. Vass 1964 atd.). Detailní zhodnocení poměrů v této pánvi z nového hlediska, předloženého v této práci, bude nutno provést v samostatné práci. Zatím uvedu k dosavadnímu pojetí pouze několik poznámek.

(a) Superpozice mořské eggenburské série a kontinentálního svrchního burdigalu se udává pouze v některých oblastech. Např. v ipelské kotlině jsou denudační zbytky eggenburské série vyvinuty mimo oblast udávaného rozšíření svrchního burdigalu (D. Vass 1964).

(b) Eggenburská série se vyznačuje rychlým střídáním psefiticko-psamitické a pelitické facie a nepravidelným zvrstvením. Předpokládá se silný syntektonický neklid, sedimentace na členitém reliéfu a v závislosti na tom rychlá změna facie. Lokálně je u slepencových poloh prokázán fluviatilní transport. Domnívám se, že nelze proto jednoznačně tvrdit, že dosud vymezená eggenburská série je tvořena výhradně mořskými vrstvami.

(c) Mořskou makrofaunu uváděnou ze svrchního burdigalu od Jelšovec nelze považovat za jednoznačně přeplavenou z eggenburské série, špatná zachovalost fauny by mohla být též podmíněna primárně syntektonickým neklidem. Domnívám se, že nelze vyloučit laterální ekvivalenci eggenburské série se svrchním burdigalem v jejich dosavadním vymezení. Vývoj v jihoslovenské pánvi lze dobře porovnat s vývojem zjištěným ve vídeňské pánvi i alpsko-karpatské molase, bez interpretace intraburdigalské fáze regionálního významu a dosahu. Ve vídeňské pánvi je v bazálních klastikách prokázán laterální přechod z vysoce mořské až do limnicko-terestrické facie (Špička, 1967; Kapounek et c. 1963). Obdobně v karpatské čelní hlubině se jeví laterální ekvivalence mořských bazálních vrstev s pestrou oligohalinní facií (Mořkovská 1963; Mořkovský in Špička s kol. 1967). Sedimentace v silně vyslazeném prostředí, s tenkými mořskými polohami (přes 1000 m mocné vrstvy v alpsko-karpatské molase, v depresní zóně v okolí Laa a /Th.), zakončená onkophorovými písky při jinak prokázané konkordantní sedimentaci v molase (např. vrty Staatz, Wildendürnbach, Mikulov, Nesvačilka) jeví nápadnou shodu s poměry v jihoslovenské pánvi. Silně nepravidelná sedimentace s rychlou změnou facií, komplikující možnost jejich správného srovnání, je vysvětlena předpokládaným intenzivním syntektonickým neklidem (Kuthan s kol. 1963).

Dospívám tedy k závěru, že ani poměry v jihoslovenské pánvi nelze považovat za jednoznačný důkaz existence intraburdigalské fáze, která by podmiňovala nutnost samostatného vymezení eggenburské a lužické série.

Revisí úložných poměrů v klíčových oblastech vídeňské pánve i v širším měřítku jsem nezjistil diastrofická kritéria, která by opravňovala samostatné vymezení eggenburské a lužické série. Superpozice a diskordance nebyly

potvrzeny. Z litofaciálního hlediska se jeví laterální přechody a stratigrafická ekvivalence mezi faciemi, které se dosud považovaly za stratigraficky významné. Z biofaciálního hlediska byla potvrzena nejen faunistická podobnost, nýbrž se jeví možnost stratigrafické ekvivalence eggenburské a lužické série. Rozborem mikrofauny ve vztahu k dosavadnímu členění a vymezení dílčích stratigrafických jednotek jsem se zabýval ve spolupráci s Zapletalovou. Před úplným objasněním diastrofických hledisek uplatňovaných z velké části pro stratigrafické členění nemohla však I. Zapletalová dospět k jednoznačnému závěru. Hlavním cílem předložené práce je objasnit diastrofická kritéria a tím vytvořit předpoklad pro zhodnocení mikrofaun v novém pojetí a pro možnost komplexního zhodnocení stratigrafie, paleogeografie a tektogeneze burdigal-helvetu podle nové koncepce.

Závěr

Burdigal-helvet považuji za jediný sedimentační cyklus, ve kterém je eggenburská série ve směru vertikálním i laterálním stratigrafickým ekvivalentem lužické série. Toto nové zjištění mění podstatně dosavadní názory na tektonickou koncepci západních Karpat ve spodním miocénu i na stratigrafii spodního miocénu. Nezastírá pochopitelně existující změny ve vývoji a složení faun ve směru vertikálním i laterálním. Zdůrazňuje však, že dosavadní vertikální a prostorové vymezení eggenburské a lužické série ve smyslu časové superpozice a příp. diastrofismu není správné. Dospívá k závěru, že teprve na podkladě detailní paralelizace spodnomiocenních vrstev, opřené též o rozbor faun bude možno uspokojivě rozřešit existující problémy se stratigrafií a paleogeografií spodního miocénu (např. otázka vymezení nejstarších spodnomiocenních vrstev a s tím související problém stratigrafie a paleogeografie tzv. akvitánu resp. egerienu a jeho oddělení proti eggenburgienu atd.).

Eggenburská (spodní burdigal) a lužická série (svrchní burdigal-helvet s. s.) jsou všeobecně vžitě jako samostatné stratigrafické jednotky ve smyslu superpozice. V novém pojetí, kdy eggenburská série je ekvivalentem lužické série, a to v dosavadním vymezení z velké části pouze jejich bazálních vrstev, je možno burdigal-helvet ztotožnit s tím časovým úsekem, jehož konkrétní náplň byla dosud lužická série (svrchní burdigal-helvet s. s.). Používat však název lužická série v novém pojetí by jistě naráželo na značné obtíže vzhledem k tomu, že tento název je zcela vžitý pro superpozici a transgresivní a diskordantní uložení nad eggenburskou sérií.

Samostatným problémem je postavení helvetu s. s. Dosud je helvet s. s. pojímán jako nejvyšší část lužické série a jsou z něho vyčleněny lito- i biofaciálně totožné vrstvy z vyšších úseků vymezované eggenburské série. Z hlediska nového pojetí je helvet ve směru vertikálním i laterálním strati-

grafickým ekvivalentem mořských vrstev burdigalu (eggenburské i lužické série), ze kterých se postupně vyvíjí (Špička 1967).

Samostatné vymezení a označení vrstev řazených k helvetu s. s. se shodně podle všech výzkumů jeví jako neopodstatněné. Odrazem toho bylo v dosavadním pojetí zavádění názvu lužická série ve stále širším měřítku. V novém pojetí tomu odpovídá zahrnutí helvetu s. s. do *mikulčické série*. Zavedení nového názvu a při tom lokálního považuji za nutné vzhledem k předloženému novému pojetí v úseku čsl. záp. Karpat, resp. přilehlých oblastí a před vyřešením širší paralelizace.

Vývoj mikulčické série je charakterisován na bazi mořskými euhalinními vrstvami s postupným vyslazováním směrem do nadloží i směrem laterálním k okrajům a elevacím. Hranice mezi bazálním klastickým a vyšším šlírovým vývojem vertikálně i laterálně kolísá, především ve směru příčném na podélnou osu pánve. Místy transgredují šlíry bez bazálních klastik. Složení klastik je přímo závislé na zdroji přínosu klastického materiálu. Ssutové slepence jsou isopickou facií karbonatických, dobrovodských a chropovských slepenců, která je zákonitě vázána pouze na flyšovou část vídeňské pánve. Rozdíly, které pozorujeme v převládající povaze bazálních klastik jsou analogické poměrům známým na bazi lanzendorfské série (spodního tortonu) a tortonu (svrchního tortonu).

Burdigalská záplava neměla nic společného s pánvemi v dnešním slova smyslu, nýbrž byla určována zjz. — vsv. až v. — z. a sz. — jv. tektonikou. Proto lze předpokládat zhruba shodný vývoj v celém segmentu západních Karpat. Nová koncepce odstraňuje disproporce např. mezi čelní hlubinou a vídeňskou pánví, které se při dosavadním pojetí nepodařilo uspokojivě vysvětlit.

Ústřední ústav geologický,
Praha

Lektoroval dr. D. Vass, CSc.

LITERATURA

- [1] Buday T.—Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, Zošit 43, Bratislava. — [2] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozán der Westkarpaten. Bratislava. — [3] Buday T. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR II — Západní Karpaty, sv. 2. Praha. — [4] Cicha I.—Seneš J.—Tejkal J., a kol., 1967: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozán der zentralen Paratethys — M₃ Karpatien. Bratislava. — [5] Kapounek J.—Kröll A.—Papp A.—Turnovsky K., 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. Erdöl- u. Erdgas-Zeitschrift, 81 Jg., H 4, Wien—Hamburg. — [6] Pícha F.—Hanzlíková E.—Cicha I., 1967: Geologie čejěsko-zaječické zóny. SGV — řada G, geologie, sv. Praha. — [7] Seneš J., 1959: Súčasná znalosti o paleogeografii centrálneho Paratetýdy. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [8] Špička V.—Zapleta-

lová I., 1956: Příspěvek k poznání spodního a středního miocenu v sz. části vídeňské pánve. *Práce Úst. pro naft. výzk.*, ř. E 23—25. Praha. — [9] Špička V., 1967: K problému paleogeografie, tektogeneze a stratigrafie spodního miocénu (burdigal-helvet) v oblasti karpatské čelní hlubiny, ždánické jednotky a vídeňské pánve. Manuscript, Geofond Praha. — [10] Špička V., 1967: Poznámky k paleogeografii, tektonice a stratigrafii burdigal-helvetu v záp. úseku Karpat. *Věstník ÚÚG*, Praha. [11] Cicha I. etc., 1968: Zpracování stratotypu eggenburgienu a ottangienu. Manuscript; Geofond, Praha. — [12] Papp A. etc., 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. *Verhandlungen*, H. 1/2. Wien. Další práce a zprávy jsou uvedeny v rukopisné zprávě V. Špičky (viz. sub 9).

VÁCLAV ŠPIČKA

ZUM PROBLEM DER DISKORDANZ ZWISCHEN DER EGGENBURGER UND LUŽICER SERIE IM WESTKARPATISCHEN MIOZÄN

Im Miozän der Westkarpaten werden zwischen dem Aquitan (Egerien) und Karpat die Eggenburger Serie (Unterburdigal), die Lužicer Serie (Oberburdigal—Helvet s. s.) und event. Helvetien als selbständige stratigraphischen Einheiten ausgegliedert. Obwohl man betont, dass sich die Unter- und Oberburdigal-Schichten durch ihren Faunengehalt sehr nahe stehen, hält man ihre Aufstellung als selbständige Einheiten auf der Basis der Faunenfunde für vollkommen berechtigt (T. Buday—I. Cicha—J. Seneš 1965). Ihre gegenseitige Begrenzung stützt sich allerdings lediglich auf diastrophischen Kriterien (T. Buday & Kol., 1967).

In der Paläogeographie und Tektogenese der Westkarpaten wird im Miozän der sog. intraburdigalischen orogenetischen Phase eine grosse Bedeutung zugesprochen; ihr werden die tektonischen Prozesse zugeschrieben, durch welche auch die Diskordanz (und paläogeographische Veränderungen) zwischen der Eggenburger und Lužicer Serie bedingt sein soll. Beide Serien sollen danach in Superposition lagern und voneinander durch orogenetische Prozesse getrennt sein.

Im vorliegenden Beitrag werden die Lagerungsverhältnisse im Zeitabschnitt Burdigal-Helvetien im Raume Lužice eingehend analysiert, um event. diastrophische Kriterien für die Begrenzung der Eggenburger und Lužicer Serie herauszufinden. Dank der vollständigen marinen Vertikalentwicklung hiesiger Schichten ist dieses Gebiet für die Beurteilung der Aufeinanderlagerung und Diskordanz zwischen der Eggenburger und Lužicer Serie sehr günstig. Bei neueren Untersuchungen konnte weder eine Aufeinanderlagerung noch eine Diskordanz zwischen beiden Serien bestätigt werden; die Eggenburger Serie erscheint da sowohl in biofazieller als auch in lithofazieller Hinsicht als ein stratigraphisches Aequivalent der Lužicer Serie.

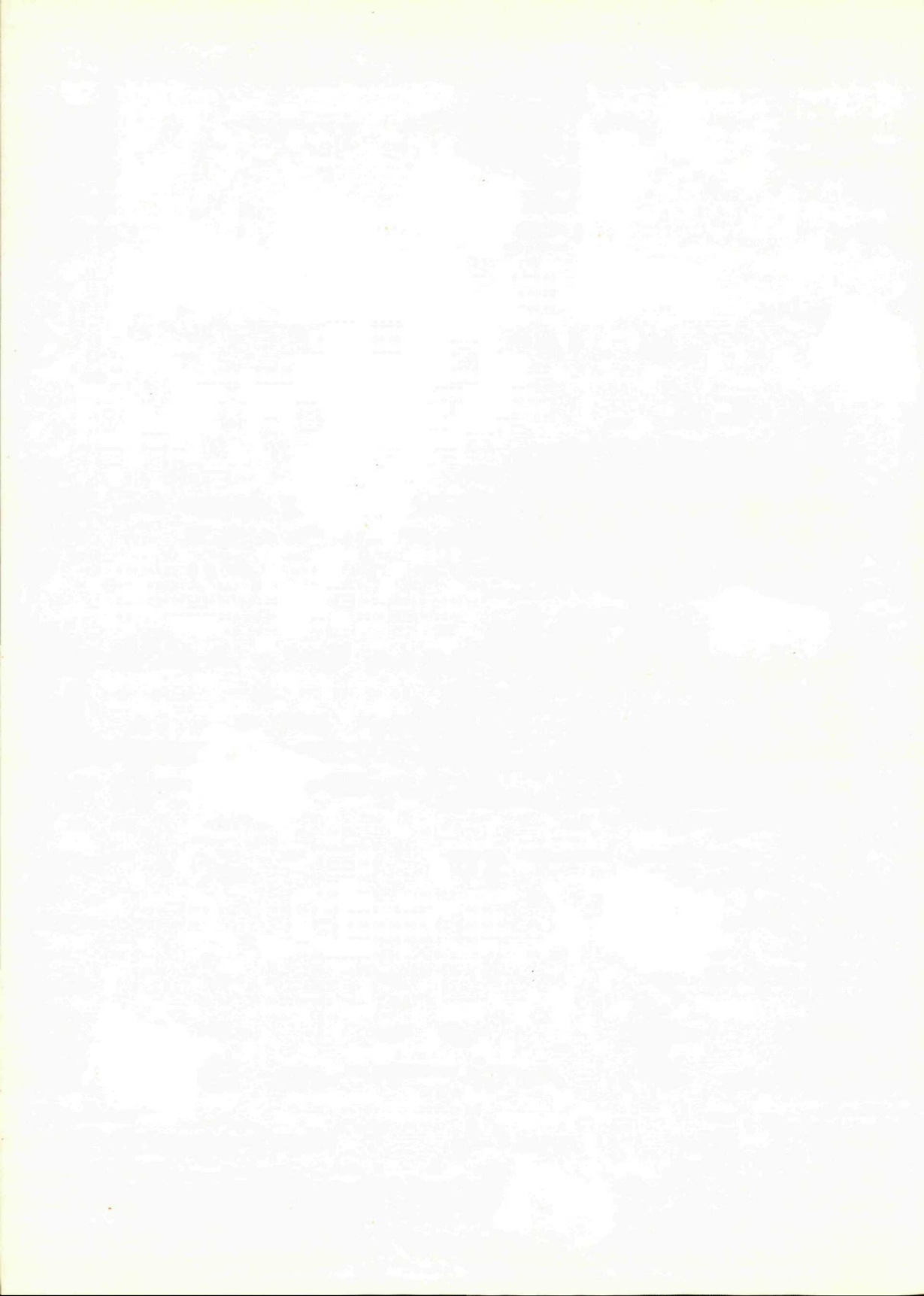
Auf Grund dieser Ergebnisse wird dann im vorliegenden Beitrag die Beweiskraft, bzw. Existenz der diastrophischen Kriterien überhaupt für event. Trennung der Eggenburger und Lužicer Serie in übrigen Gebieten des Wiener Beckens, in der alpin-karpatischen Molasse, in der Waschbergzone, Ždánicer Einheit und im südslowakischen Becken besprochen. Der Verfasser gelangt zum Schluss, dass der Burdigal-Helvet-Zeitabschnitt als ein einziger Sedimentationszyklus zu betrachten ist, in welchem die Eggenburger Serie sowohl in Lateral-, wie auch in Vertikalrichtung mit der Lužicer Serie ebenbürtig sind. Helvet s. s. ist ein Aequivalent der marinen Burdigalschichten der Eggenburger und Lužicer Serie, aus welchen es sich dem Hangenden zu entwickelt. Im Sinne dieser Konzeption wird eine neue Bezeichnung — Mikulčicer Serie vorgeschlagen. Die bisher

benützten Benennungen Eggenburger und Lužicer Serie bedeuten eine Aufeinanderlagerung beider Serien und können daher irreführend sein.

Im Sinne der neu aufgeworfenen chronostratigraphischen Gliederung sollten die Burdigal-Helvetschichten nicht als zwei, sondern nur als eine einzige Stufe (Zeitabschnitt) bezeichnet werden. Die materielle Füllung — die Schichten kann man als Mikulčicer Serie bezeichnen, und zwar nach der Depression von Mikulčice, wo diese Serie eine maximale und vollständige Vertikalentwicklung hat.

Da man eine intraburdigalische Phase der alpinen Orogenese nicht ausgliedern kann, können auch die diastrophischen Kriterien — die man bisher angewandt und anerkannt hatte — bei der Begrenzung bzw. Trennung des Burdigal-Helvet-Zeitabschnittes nicht als verlässliche Basis betrachtet werden. Eine eingehende Bewertung dieser neuen Vorstellungen (incl. der Mikrofaunenfund) wird in einer umfassenderen Arbeit möglich sein.

Obwohl die vorliegende neue Konzeption fast allgemein von den betreffenden Forschern in der tschechoslowakischen und österreichischen Literatur abgelehnt wird, bietet sie Anreiz für ein neues tektonisches Bild der Westkarpaten im Zeitraum des Untermiozäns und verdient daher weiterer eingehender Nachforschungen.



A. KOCÁK—M. MOŘKOVSKÝ

GEOLOGICKÝ VÝVOJ SEVEROVÝCHODNÍ ČÁSTI POTISKÉ NÍŽINY

Abstrakt. Na základě rozsáhlého komplexu geofyzikálních a vrtních prací na naftu a zemní plyn, se podává přehled geologických poměrů severovýchodní části východoslovenské neogenní pánve. Zejména průzkum z posledních let přispěl k poznání úložných poměrů zlomové a vrstevní tektoniky neogénu a předneogenního podkladu pánve.

Úvod

Z rozsáhlé oblasti v sv. části východoslovenské neogenní pánve, j. a jv. od Michalovců, máme o geologické stavbě hlubších souvrství neúplné údaje. Zpracovávané území se rozkládá na pokleslé kře zlomového pásma vrbnického, probíhajícího od Pozdišovců k SV do podvihorlatské deprese. Směrem k Z je omezeno přibližně spojnicemi obcí Laškovce—Budkovce—Drahňov, na J jsou to obce Križany—Bajany, v. omezení je dáno spojnicemi obcí Lúčky—Blatné Revištia—Bežovce. V této oblasti se provádí systematický hlubinný vrtní průzkum na plynonosné struktuře Stretava; v SZ části byly vyvrtány hluboké vrty u Bánovců a Krásnovců, v podvihorlatské depresi v oblasti Lúčky, Hnojné, Blatné Revištia a Čečehov. Mimo geofyzikálních prací zde byl proveden mělký a středně hluboký vrtní průzkum, který zjistil úložné poměry jen nejvyšších souvrství. Jen ve strukturně nejvyšších částech této oblasti — podvihorlatské depresi — byl pliocén některými vrty převrtán (viz Čverčko—Đurica 1966; Kocák—Mořkovský 1966). Použili jsme rovněž výsledků vrtního průzkumu z vysoké kry vrbnického zlomového systému (jež již nespadá do našeho zpracování) při sledování jeho funkce. Základem našeho zpracování jsou mimo geologických údajů měření reflexně-seismická, tíhová měření vertikální magnetické intenzity a refrakčně seismická.

Přehled starších prací

Vzhledem k poměrně malému množství vrtních údajů sme odkázáni do značné míry na geologickou interpretaci geofyzikálních materiálů. Geologické poznatky byly získány převážně až v poslední době (hlavně viz rukopisné zprávy a posudky průzkumného závodu ČND v Michalovcích). Gašparíková (1957) zjistila v podvihorlatské depresi mikrofaunu spodnosarmatské zóny velkých Elphidií (ve smyslu R. Grilla). Seněš (1957) a Jendřejáková—Seněš a Slávik (1957) uvádějí také vyšší sarmat-bessarab, ekvivalent maktrového horizontu Vídeňské pánve.

Brodňan a kol. (1959) zavedli v korelačně obtížných podmínkách jak vyššího sarmatu tak i pliocénu členění širší platnosti, kterého se používá v zásadě do současné doby. Janáček (1958) zjistil transgresivní charakter mocného komplexu pestrých vrstev, které paralelisuje s pontem Vídeňské pánve a Podunajské nížiny. V další práci (Janáček 1959) se námi popisované oblasti dotýká pouze okrajově. Z obecnějších závěrů, shodně s názory dřívějších pracovníků, zdůrazňuje zlomové omezení z. části podvihorlatské deprese (Leško 1955; Seněš 1956; Seněš—Švagrovský 1957).

Další práce, zejména Budaye (1959, 1960, 1964) přinesly hlavně v otázkách tektonogeneze závažné změny dosavadních názorů. Tak vedle zásadního významu směrné karpatské tektoniky prokázal Buday významnou funkci tektonických linií příčných, t. j. směru SV—JZ a V, u Slanského pohoří jen podružnou a pouze pro mladší výplň pánve platnou roli sj. tektoniky. Mladá a do hloubky zanikající činnost sj. poklesů byla na základě údajů hlubinných vrtů potvrzena Janáčkem a Pagáčem (1961).

Janáček (1960) na vysoké kře vrbnické poruchy zjistil zlom zalužický a petrovecký, jež považuje za méně významné.

Čverčko—Đurica (1961) v zásadě potvrzují přítomnost hřbetu směru SZ—JV i na hranici pontu a tufticko-lignitické série a správně konstatují, že močaransko-toplanský zlomový systém neporušuje pliocenní souvrství; předpokládají, že zlomový systém zaniká v tortonu.

Podle současných poznatků klademe doznívání zlomových pohybů močaransko-toplanského pásma na hranici miocén-pliocén.

Stratigrafií pliocénu a zlomovou tektonikou oblasti se zabývá Janáček (1961a), stratigrafií podvihorlatské uhelné pánve Čverčko—Đurica—Rudinec (1963).

V další práci Čverčko—Đurica (1966) oproti názorům Čecha (1959) a Brodňana a kol. (1959) se domnívají, že centrálně karpatský paleogén nebyl v širším okolí ložiska Hnojného navrtán.

Úložnými a tektonickými poměry v. Michalovců se zabývali Kocák—Mořkovský (1966, 1966a). Interpretací reflexně-seismických řezů a vrtních údajů zjišťují diskordanci mezi pontem a svrchní uhelnou sérií. Souvrství v nadloží svrchnosarmatské spodní uhelné série vyčleňují jako samostatné, které stratigraficky odpovídá patrně panonu s. s.

Poznámky ke stratigrafii, litologii a k paleogeografii

Podložní mesozoikum v popisované oblasti vystupuje na povrch podél sv. okraje neogenní pánve; převážnou část okraje pánve však buduje centrálně karpatský paleogén. V pánvi byly podložní jednotky navrtány vrtem Ptrukša-2, Pozdišovce-1, Iňačovce-1, resp. u Hnojného a Sejkova na území Zakarpatské Ukrajiny vrty Užhorod-1, 2, 3, 4 (jižně Užhorodu).

Vrtem Ptukša—2 bylo podloží navrtáno v hl. 3630—3752 m. Litologicky podle Zádrapy (1966) a Fusána—Rojkoviče (1966) se jedná o světlezelenavěšedý hojně rozpukaný kvarcit, se zřetelnou paralelní texturou. V hlubší části je zastoupena světlešedá, středně až hrubozrnná sericiticko-chloritická arkósa s paralelní texturou, střídající se s polohami zelenavěšedého chloritického jemně až středně zrnitého arkosovitého pískovce, s ojedinělými vložkami šedého slabě metamorfovaného jílovce. Ve výplachových úlocích je hojně zastoupena sericiticko-chloritická břidlice a ojediněle zrna anhydritu. Podle Fusána (in Fusán—Rojkovič 1966) se jedná pravděpodobně o perm.

Vrt Pozdišovce—1 navrtal v intervalu 1910—2200 m podle Janáčka—Pagáče (1961) slabě metamorfované tmavošedé grafitické jílovcové břidlice, které se střídají se světlezelenými, chloritickými a sericiticko-chloritickými břidlicemi. Břidlice jsou detailně provrásněné a dislokované. Fusán (in Mahel 1963) toto souvrství popisuje jako fylity a fylitické písčité břidlice s vložkami vápenců karbonského stáří. Litologicky obdobné horniny zastihl vrt Iňačovce—1 v hl. 1938—2096 m. Zádrapa (1966a) je popisuje jako zelenou grafiticko-sericiticko-chloritickou břidlici s proužky křemene a s polohami krystalického vápence.

Na užhorodských vrtech (Vjalov—Burov—Muraveckij 1963) bylo podloží zastíženo vrtem Užhorod—2 v hloubce 696 až 1214,0 m. Jsou to tmavošedé, krystalické, vápnné, sericitické břidlice s polohami krystalických vápenců.

Horniny obdobného typu byly navrtány i vrty Užhorod—3 v hloubce 1362—1458,0 m a Užhorod—4 v hl. 1675—1822,0 m. Stratigraficky je celý komplex řazen do paleozoika. Vrt Užhorod—1 zjistil v podloží neogénu, v hl. 810—1255 m polymiktní pískovce s polohami slepenců a jílovce. Stratigraficky jsou řazeny do svrchní křídly až eocénu.

U Hnojného a Sejkova bylo podle Brodňana a kol. (1959) v podloží neogénu zjištěno mesozoikum a centrálně karpatský flyš. Podle Čecha (1959) mesozoikum je zastoupené tmavošedomodrými vápenci s polohami světlešedých kompaktních dolomitů a dolomitických vápenců. Podobné vápence byly navrtány rovněž východně obce Lúčky (Lúčky—V) v hloubce 455,5—549,0 m (Čverčko—Rudinec—Tereska 1966). Brodňan a kol. (1959) pokládá za centrálněkarpatský flyš šedé, nahnědlé, místy nažloutlé polymiktní jemně až hrubozrnné pískovce a slepence se závalky šedých jílových břidlic. Stratigrafická příslušnost komplexu není prokázána. Ojedinělou numulitovou faunu uvádí Čech (1959) z hrubozrnnějších pískovců na vrtbě Hn—16. Čverčko—Đurica (1966) se domnívají, že se jedná již o tortonskou zónu aglutinancií. I když oproti původním předpokladům je torton v podvihorlatské části více rozšířen, přece v řadě případů, jak ostatně nasvědčují i výsledky reflexně-seismického měření (Mayer—Mayerová—Mořkovský—Novák 1965) je nutno paleogén očekávat. Celkově lze říci, že neogenní podloží je zde budováno paleozoikem, v menší míře mesozoikem a centrálně-karpatským flyšem. Refrakčně seismickým profilem (obr. 6) bylo podloží na zbudzansko-zalužické hrásti zjištěno v hl. 1700 m; odtud k J stupňovitě upadá, až JV od Pavlovců n. U. se nachází v hl. 4500 m (v nejhlubších částech ústř. deprese z. V. Kapušan snad až kolem 5200 m).

Vrty, které v zastihly předneogenní podklad, byly situovány ve vrcholových partiích výrazných elevací. Tam zřejmě došlo k denudaci mladších předneogenních členů, které jsou zastoupeny hlavně ve strukturně nižších částech. Z uvedeného dále vyplývá, že humenské subtatrikum pravděpodobně netvoří souvislý skrytý pruh od povrchových výchozů na s. okraji pánve přes sobraneckou tíhovou anomálii k Užhorodu. Na tíhovém efektu sobranecké anomálie se podílí asi hlavně paleozoikum.

Neogenní výplň

Nejhlubší neogenní souvrství, odpovídající asi karpátu, zastihly vrty Pozdišovce-1 (Janáček—Pagáč 1961) a Iňačovce-1. Jedná se o šedé, faunisticky sterilní, nedokonale vrstevnaté vápnité jílovce o mocnosti kolem 150 m. Na příslušnost ke karpátu usuzujeme podle jemně rozptýleného sádrovce v jádrech vrtu Iňačovce-1. Janáček—Pagáč (1961) paralelisují toto souvrství s flyšoidním karpátem od Vranova a Čičavy zjištěným T. Budayem (1959), nevylučují však i spodnomiocenní stáří. Potom nasleduje mocný komplex pestrých vápnitých jílu a jílovců s výraznou fialově-rudou skvrnitostí a s rozptýleným sádrovcem (max. mocnost kolem 600 m). Litologicky shodné vrstvy i v podvihorlatské depresi řadil Janáček (1961a) ke karpátu, což potvrdil i vrt Iňačovce-1. Tam lze pestré souvrství rozdělit do dvou oddílů: hlubší — pestře vybarvený o mocnosti 250 m, odpovídá vývoji karpátu z jiných oblastí Potiské nížiny (Trhoviště, Vranov, Albínov). Vyšší část méně pestrá (cca 350 m mocná) není zatím z bližšího okolí vrtu známa. Nelze zatím stanovit, zda se jedná o faciální ekvivalent vyšší části pestrého souvrství, či zda vrt toto pestré souvrství zastihl v silně redukované mocnosti a vyšší, slabě pestré souvrství je až stratigrafickým nadložím silně pestrých vrstev, t. j. nejmladším členem karpátu. Litologicky obdobné, slabě pestré souvrství karpátu v nadloží intenzivně zbarvených pestrých vrstev odpovídajících podloží sádrovcového souvrství (Čverčko 1966) bylo zastiženo vrty v Košické kotlině. Pro nedostatek údajů však obě oblasti nelze blíže paralelizovat.

Sedimentace pestrých vrstev proběhla v oddělených okrajových částech pánve v prokysličeném prostředí. Podle petrografických analýs (Starobová 1961) převládá snos z metamorfovaných hornin patrně ze z. a j. okraje pánve. Z dosud známého rozšíření karpátu, jeho přítomnosti na struktuře Albínov i Trhoviště a vzhledem k pozici těchto hřbetů k hlavním strukturním prvkům pánve, domnívame se, že karpát bude zastoupen ještě v ústřední prohlubni. Chybí však na hřbetu Ptrukša, kde na předneogenní podloží transgreduje až torton. Východní omezení není zatím jasné.

Co se týče celkové mocnosti, předpokládá Janáček (1961a) podle výsledků vrtů u Pozdišovců 900—1000 m karpátu.

Lanzendorfská série nebyla faunisticky prokázána. Předpokládáme ji jednak podle litologické charakteristiky vrstev v SZ části pánve s průkaznou faunou (Cicha—Kheil 1960) a podle superposice a celkové korelace s ostatními oblastmi. Byla zastižena vrty na stretavsko-bánoveckém hřbetním pásmu. V oblasti Stretavy ji tvoří převážně tufy kyselých láv, tufiticko-vápnité pískovce a šedé až tmavošedé vápnité jíly a jílovce s různou tufitickou příměsí. Celkově však tufiticko-detritická složka převládá nad pelity. V nejvyšší části je vyvinuta 110 m mocná poloha bělošedého ryolitového tufitu.

V souladu s přilehlými oblastmi, pokládáme jej za ekvivalent hraboveckého tufu, nad který klademe hranici lanzendorfská série — torton.

V oblasti Bánovců je lanzendorfská série navrtána v mocnosti pouhých 80 m. Litologicky je shodná s oblastí stretavskou. Odlišnější charakter má v oblasti Trhoviště, kde je detritická složka v naprosté převaze.

Planktonní spoločenstva lanzendorfské série byla zjištěna na pozdišoveckých vrtech zejména na vrtbě Pozd. 9 (viz Zapletalová 1961; Cicha—Kheil 1960).

Lanzendorfská série leží na podloží diskordantně a transgresivně. V oblasti Trhoviště, Albínov je na bázi vyvinut pískovcový horizont (5—15 m); v j. části přesahuje okraj karpátu, nezaplavená však zůstává elevace Ptrukša. Severní hranice není přesně známa. V poslední době byla zjištěna lanzendorfská série na j. úpatí Vihorlatu vrtem Borola-1 (Slávik — ústní sdělení).

Sedimentace probíhala za intenzivní (zejména kyselé) vulkanické činnosti, nejvýraznější při s. okraji pánve. Charakter tufiticko-detritických vrstev se mění. Ve větší vzdálenosti od okraje přibývá pelitických poloh. Uvnitř pánve přechází sedimentace do tortonu pozvolně (Buday 1959; Janáček 1963). V j. oblasti dochází oproti s. části pánve ke zvýšené subsidenci. Koncem lanzendorfské série dochází na S k regresi a denudaci (Buday 1960).

Ráz mikrofauny poukazuje na volné rozevřené moře hlubšího neritika (Zapletalová 1961). Na rozdíl od karpátu se osa deprese sedimentačního prostoru posunula k J, což nesporně souvisí se subsidencí podél směrných okrajových zlomů trebišovských.

Celkovou mocnost lanzendorfské série ve zpracovávaném území neznáme. V přilehlé oblasti trhovištské činí 400 m.

Janáček (1961) paralelisuje tuto sérii s detritickým souvrstvím, známým na vrtbě Zaluž-1 jako novoselická série. Při porovnání se Zakarpatskou Ukrajinou se zdá, že tufiticko-detritický vývoj bude mít s určitými faciálními obměnami regionální rozšíření.

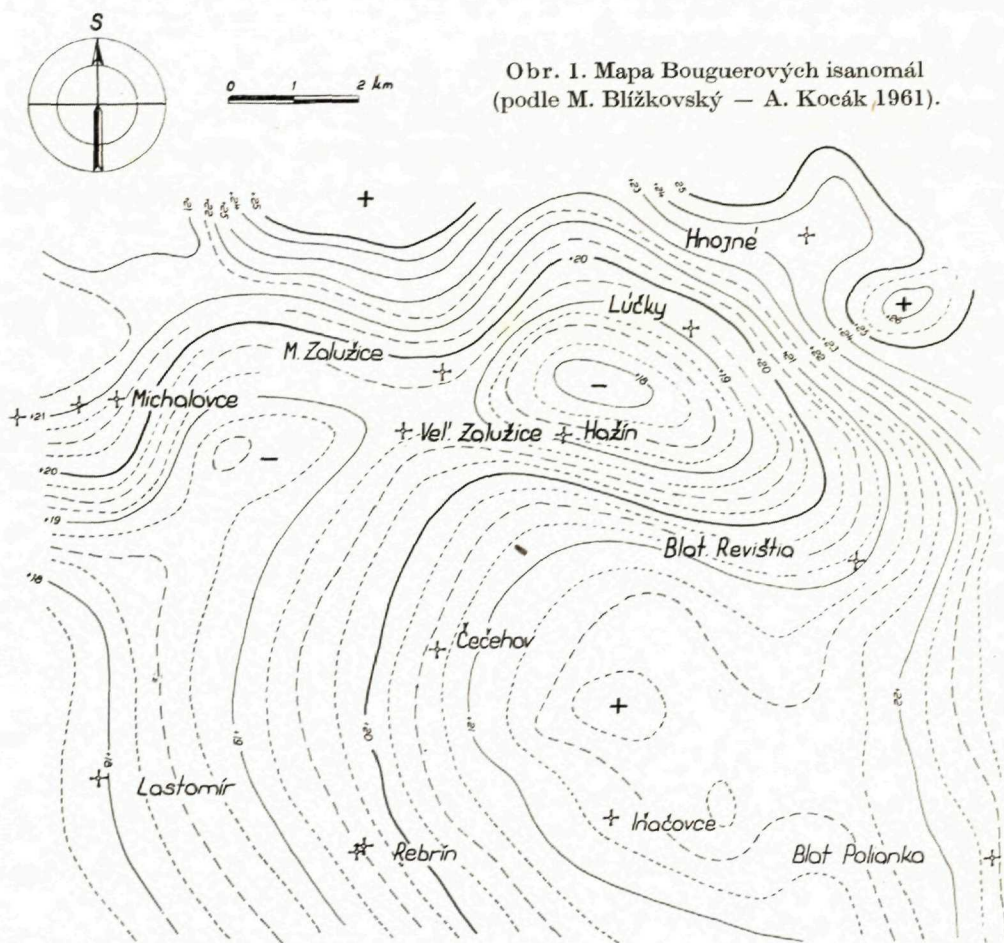
Torton je ve východoslovenské neogenní pánvi členěn na zónu aglutinujících foraminifer, zónu bolivino-buliminovou a zónu „rotaliovou“ označovanou jako vyslazený torton. Ve Vídeňské pánvi se „rotaliová“ zóna považuje za vyslazený ekvivalent zóny bolivino-buliminové (posledně Špička—Zapletalová 1965). Zóna *aglutinancií* leží nad lanzendorfskou sérií, jejíž nejvyšší část tvoří hrabovecký ryolitový tuf. V oblasti Bánovce—Krásnovce—Stretava—Ptrukša chybějí faunistické důkazy. Na přítomnost zóny usuzujeme z vrtů v přilehlých oblastech (Albínov, Zbudza a Kolčovo Dlhé), kde je faunisticky prokázána (Zapletalová 1961). Od bolivino-buliminové subzóny je oddělena solným obzorem, případně jemu ekvivalentním souvrstvím.

Jedná se o šedé až tmavošedé, nedokonale vrstevnaté pevné vápnité jíly až jílovce s polohami jemně až středně zrnitého pískovce, místy s převahou

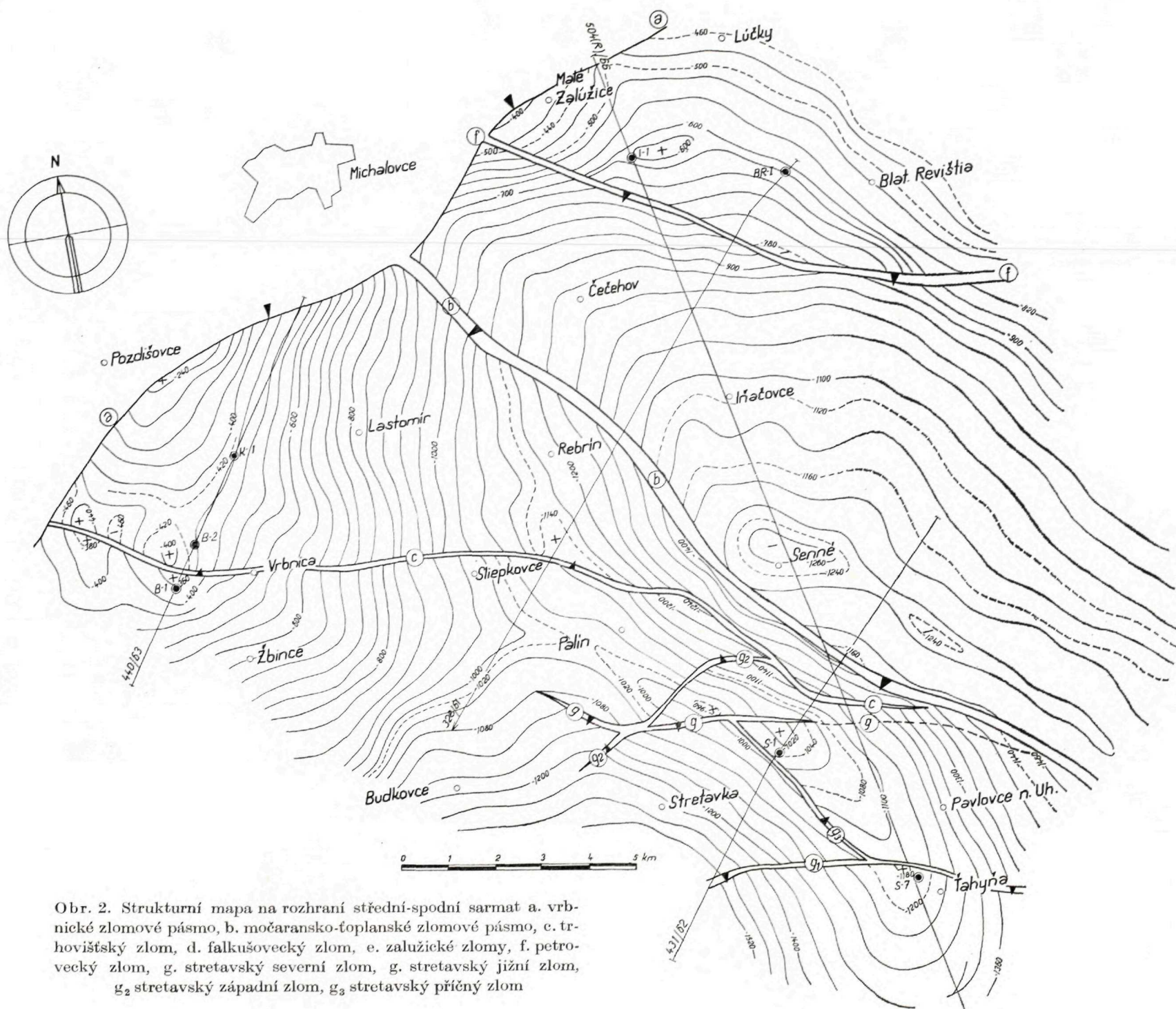
vulkanogenního materiálu. Do nadloží postupně přibývá pelitické složky. Nejsvrchnější obzor, odpovídající solinosnému souvrství tvoří převážně jemnozrnný pískovec s hojnou tufitickou příměsí.

V přilehlé oblasti trhovištské ve spodní části zóny aglutinancií převládá *detritická sedimentace* pokračující z lanzenдорfské série. Střídají se tu jemnozrnné tufiticko-detritické a tufiticko-pískovcové polohy s šedými vápnitými jíly až jílovci, které ve vyšší části převládají a sedimentace nabývá pelitický ráz. Faunisticky zóna je rovněž velmi ochuzená. Je zřejmé, že v pruhu Střetava—Bánovce—Trhoviště se zvýšenou tufiticko-pískovcovou složkou nebyly podmínky pro rozvoj fauny příznivé.

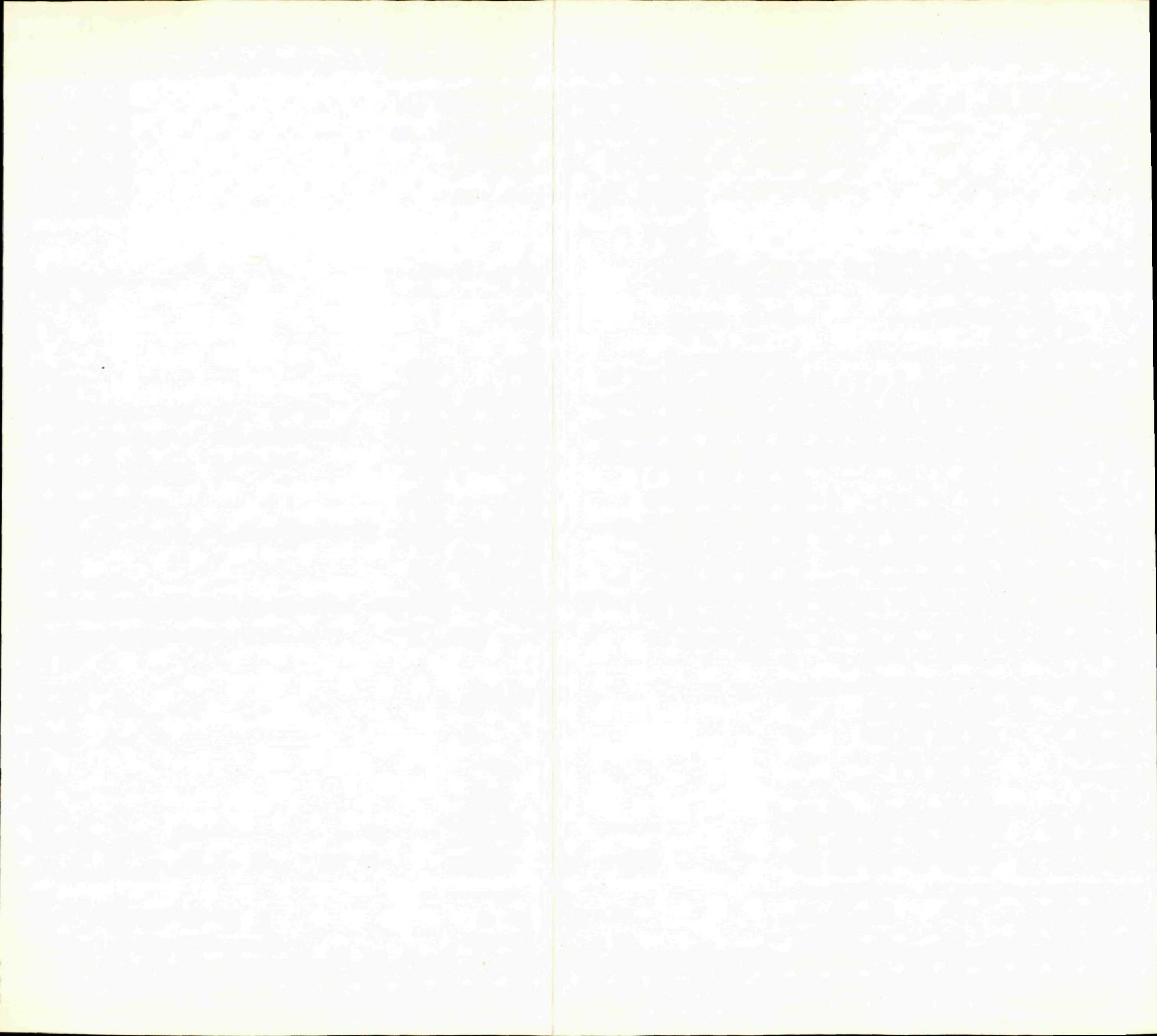
Na j. okraji pánve spodní zóna tortonu má transgresivní charakter (Janáček 1963). Jižně Vinného byla vrtně zjištěna v mocnosti 450 m (Čverčko—Řurica 1966), jv. odtud vrtem Iňačovce-1 již nebyla zastižena.



Obr. 1. Mapa Bouguerových isanomál (podle M. Blížkovský — A. Kocák 1961).



Obr. 2. Strukturální mapa na rozhraní střední-spodní sarmat a. vrbnické zlomové pásmo, b. močaransko-toplanské zlomové pásmo, c. trhovištský zlom, d. falkušovecký zlom, e. zalužické zlomy, f. petrovecký zlom, g. stretavský severní zlom, g. stretavský jižní zlom, g₂ stretavský západní zlom, g₃ stretavský příčný zlom



Koncem usazení vrstev této zóny v členité s. okrajové části dochází k vylučování *sádrovce* a *kamenné soli*. V ostatní části s. území odpovídá solné sedimentaci faunisticky sterilní tufitická pískovcovo-jílovcová facie.

V naší oblasti spodní zóna patrně přechází z podložní lanzendorfské série pozvolně, v j. části pánve má transgresivní charakter (Janáček 1963). Předpokládáme rozšíření zóny aglutinancí na celé ploše. Zaplavena byla i struktura Ptrukša, což souvisí s již uvedenou subsidencí j. oblasti.

V oblasti Stretavy je spodní pásmo mocné 200 m, směrem k SZ se zvětšuje (Bánovce 300 m, Trhoviště až 500 m). Mocnost solinosného souvrství kolísá od 20—200 m. Zvětšování mocnosti bude vázáno na synsedimentární pohyby podél příčných sv. (např. falkušovecký zlom) a podélných, sz. zlomů (močaransko-ťoplanské zlomové pásmo).

Zónu *bolivino-buliminovou* petrograficky tvoří monotonní souvrství šedých a zelenavěšedých celistvých nevrstevnatých vápnitých jíílů až jílovců, místy s proplásky bentonitických jíílů. Mikrofaunisticky je charakterisována typickými společenstvy bolivino-buliminovými (Zapletalová 1961; Jiříček 1965). V oblasti Stretava—Ptrukša její basální část přechází ze sedimentace se zvýšenou salinitou do hlubšího neritika (Jiříček 1965).

Styk s nadložní zónou (téměř faunisticky sterilní) je výrazný. Chudé zadržně asociace elphidií, miliamin a miliol svrchní zóny poukazují na náhlý přechod z hlubšího neritika do sublitorálu vyslazené svrchní zóny.

Ve srovnání s jižní částí pánve není zastoupena nejvyšší vyslazená část, která v nadloží komplexu s rozvinutými bolivino-buliminovými společenstvy tvoří pozvolný přechod do rotaliové zóny (Jiříček 1965 a).

V širší s. okrajové části pánve leží střední zóna na podloží diskordantně a transgresivně, v hlubších částech pánve pozorujeme pozvolný přechod. Severní pobřežní linie je značně nepravidelná. V oblasti Vranovského Dlhého a na pozdišovecké struktuře přesahuje střední zóna přes okraj spodní zóny a leží transgresivně na lanzendorfské sérii (Buday 1960; Janáček—Pagáč 1961). Ve zpracovávané oblasti předpokládáme, že *střední zóna* mimo podvihorlatské oblasti je zastoupena souvisle na celé ploše. Její severní hranice je zřejmě vázána na zbudzansko-zalužickou hrást. K V zasahuje hluboko do Zakarpatské Ukrajiny, kde ji možno paralelizovat se solotvinskou i teresvěnskou sérii (Đurica—Kocák 1965).

Mocnost středního pásma (vrtně zjištěná) v oblasti Stretavy činí 570—640 m a v přilehlé oblasti trhovištské 750 m.

V nadloží středního pásma je *vyslazený torton-zóna* „rotaliová“ — světlešedé, světlezelenavěšedé a šedé vápnité jííl s polohami jemnozrnných písků, místy s hojnou tufitickou příměsí. Lokálně se objevují (zejména ve svrchní části) proplásky uhelných jíílů a lignitů. V prostoru Stretavy je na bázi tufiticko-písčitého horizont, který odděluje bolivino-buliminovou zónu od zóny rotaliové.

Z obsahu těžkých minerálů možno soudit, že převládal přínos z metamorfovaných hornin patrně od V z užhorodské hrástě a z Gemerid. Přínos od jihu (Slávik 1955; Starobová 1959) je nepravděpodobný. V jižní části pánve (Sečovce—Trebišov) staurolit totiž není ve významnějším množství zastoupen.

Mikrofauna poukazuje na faciální proměnlivost svrchní zóny, na časté oscilační pohyby, posuny pobřežní čáry a postupné vyslazování prostředí. V oblasti Bánovce—Trhoviště hranice oproti podložní zóně bolivino-bulimínové je ostrá. Spodní část svrchního pásma je charakterisována změlením pánve. Ráz sedimentace je dán bohatým přínosem materiálu, spojeným se stálou subsidencí. Na akumulaci materiálu měly vliv říční toky na jejichž blízké ústí poukazuje mikrofauna (Zapletalová 1961; Jiříček 1965).

K určitým paleogeografickým změnám dochází ve svrchní části „rotaliové“ zóny. Oblast Bánovců se prohlubuje; objevují se smíšená společenstva brakické a marinní fauny. Zóna má lokálně transgresivní charakter, zejména v okrajové oblasti, kde u Zbudzy leží až na spodní zóně. Rovněž v oblasti Stretavy nelze vyloučit přerušení sedimentace. Svědčí pro to ostrá hranice mezi „rotaliovou“ a bolivinovou zónou. Záplava ve vyšší části „rotaliové“ zóny souvisí s prohlubováním v oblasti Bánovců.

Na značné faciální rozdíly má vliv zlomová tektonika. V oblasti Stretava—Bánovce—Trhoviště obnovují se pohyby podél okrajových zlomů karpatského směru. Velký význam však mají i zlomy příčné. Rozdílné mocnosti svrchního pásma mezi oblastí Stretavy a Bánovce—Trhoviště jsou podmíněny pohyby podél falkušoveckého zlomu, zejména ve spodní části zóny. Prohlubování bánovecké oblasti ve vyšší části zóny je vyvoláno patrně poklesem podél vrbnického zlomového systému.

Spodní sarmat se dělí na nižší, faunistický netypický a vyšší, s bohatými populacemi velkých elphidií. V popisované oblasti je první zastoupen ve dvou biofaciích: ve v. části (oblast Stretava—Ptrukša) převládají populace cibicidové, v záp. části (Bánovce—Krásnovce) populace elphidiové (Jiříček 1965). Netypický spodní sarmat v oblasti Bánovců je tvořen převážně světlezelenými vápnitými jíly, místy s proplásky silně jemně písčitého vápnitého jílu. Méně hojné jsou polohy středně zrnitého slabě tuftického vápnitého pískovce. V oblasti Stretavy převládají šedé, písčité vápnité jíly, místy s hojnými zuhelnatělými zbytky rostlin a polohami vápnitých pískovců. Fauna poukazuje na brakické mělkovodní sublitorální prostředí s rostlinným pokryvem (Jiříček 1965). Cibicidová biofacie se paralelisuje s buglovem Zakarpatska a odpovídá přechodným vrstvám sarmat-tortonským (Vjalov a kol. 1962).

Přechod z „rotaliové“ zóny do sarmatu v obl. Bánovce—Stretava je pozvolný; na větší prohloubení prostředí poukazuje biofacie cibicidová. Na neklidný vývoj sedimentace netypického spodního sarmatu upozorňují nárazově se objevující faunisticky bohaté horizonty suvisející s oscilačními pohyby.

Obzory s elphidiovou populací svědčí o postupném pronikání sarmatské záplavy do okrajové části pánve, která vrcholí v zóně velkých elphidií (kdy je zaplavená celá pánev).

Zónu velkých elphidií tvoří zelenavěšedé vápnité jíly, méně polohy světlešedého jemnozrného slabě slídnatého pískovce. V pásnu velkých elphidií převládá sedimentace s převahou jemného materiálu, která poukazuje na ustálené sedimentační podmínky.

Transgrese zóny velkých elphidií je zřetelná v okrajových oblastech (Trhoviště, Albínov, Kolčovo Dlhé); v pánevní části (Bánovce—Stretava—Ptrukša—Třebišov) je přechod pozvolný. V oblasti Stretavy se střídají rotaliové, elphidiové a mohrensterniové asociace. Fauna poukazuje na postupné zaplavování, které mělo charakter oscilačních pulzací. Severní rozšíření elphidiové zóny není přesně vymezeno. Vzhledem k její transgresivní povaze je pravděpodobné, že přesáhla okraj podložního, faunisticky netypického spodního sarmatu.

Sedimentace v elphidiové zóně probíhala v brakickém litorálním prostředí. Mocnost spodního sarmatu v oblasti Bánovce—Stretava je 800—1000 m.

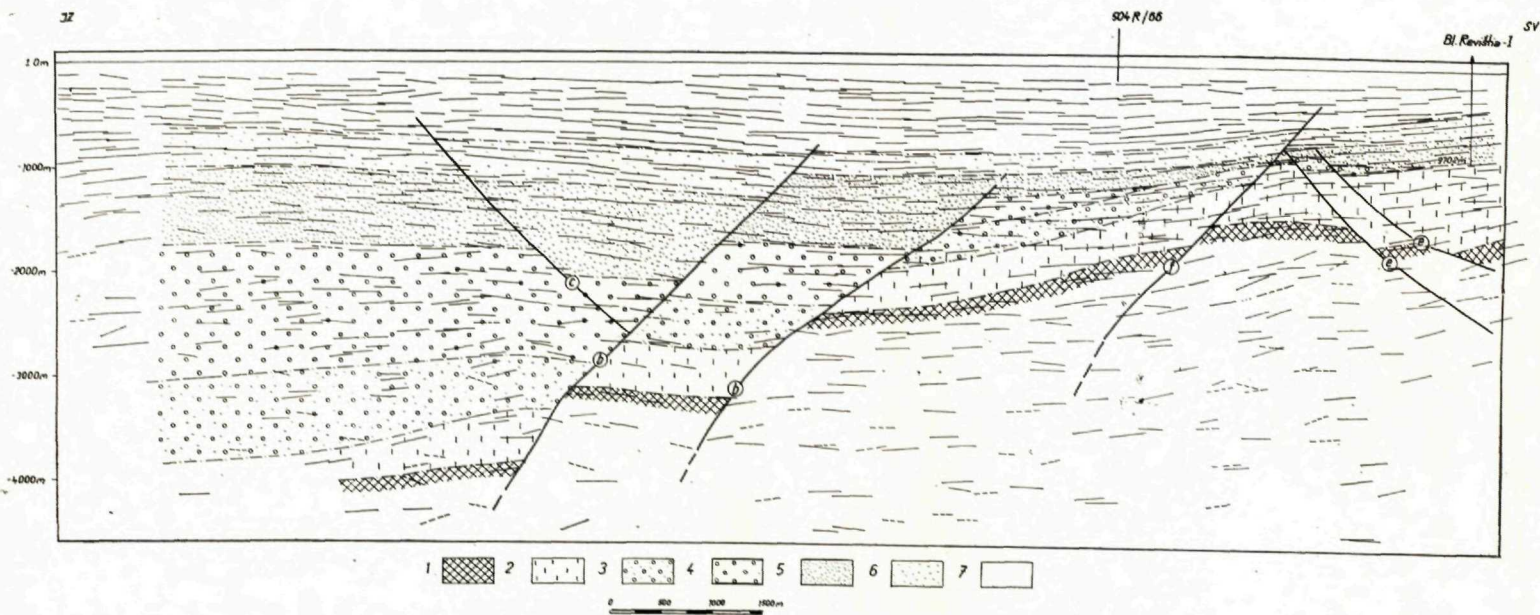
Vyšší sarmat je zastoupen zónami s *Elphidium hauerinum* (Orb.) a *Porosonion subgranosum* (Egger). Ve smyslu Grillova členění uvedené zóny odpovídají střednímu a svrchnímu sarmatu. Podle východoevropské klasifikace hauerinová zóna tvoří nejvyšší část volhynu (spodní sarmat) a porosonionová zóna patří již bessarabu (střední sarmat).

V hauerinové zóně je zastoupen šedý a světlezelený vápnitý jíl. Hojně, zejména v porosonionové zóně jsou světlešedé jemně až středně zrnité vápnité pískovce. Porosonionová zóna má tufiticko-písčitéjší charakter. S ní začíná nový sedimentační cyklus (bessarab; Seněš 1957). Podle vrtních podkladů brakický vývoj této zóny je vázán zhruba na území v. linie Michalovce—Malčice. Na Z od této oblasti je ve sladkovodní facii. V podvihorlatské oblasti do porosonionové zóny je Čechem (1959) kladena aglomerátovo-tufitická série a nad ní ležící spodní uhelná série (Brodňan a kol. 1959).

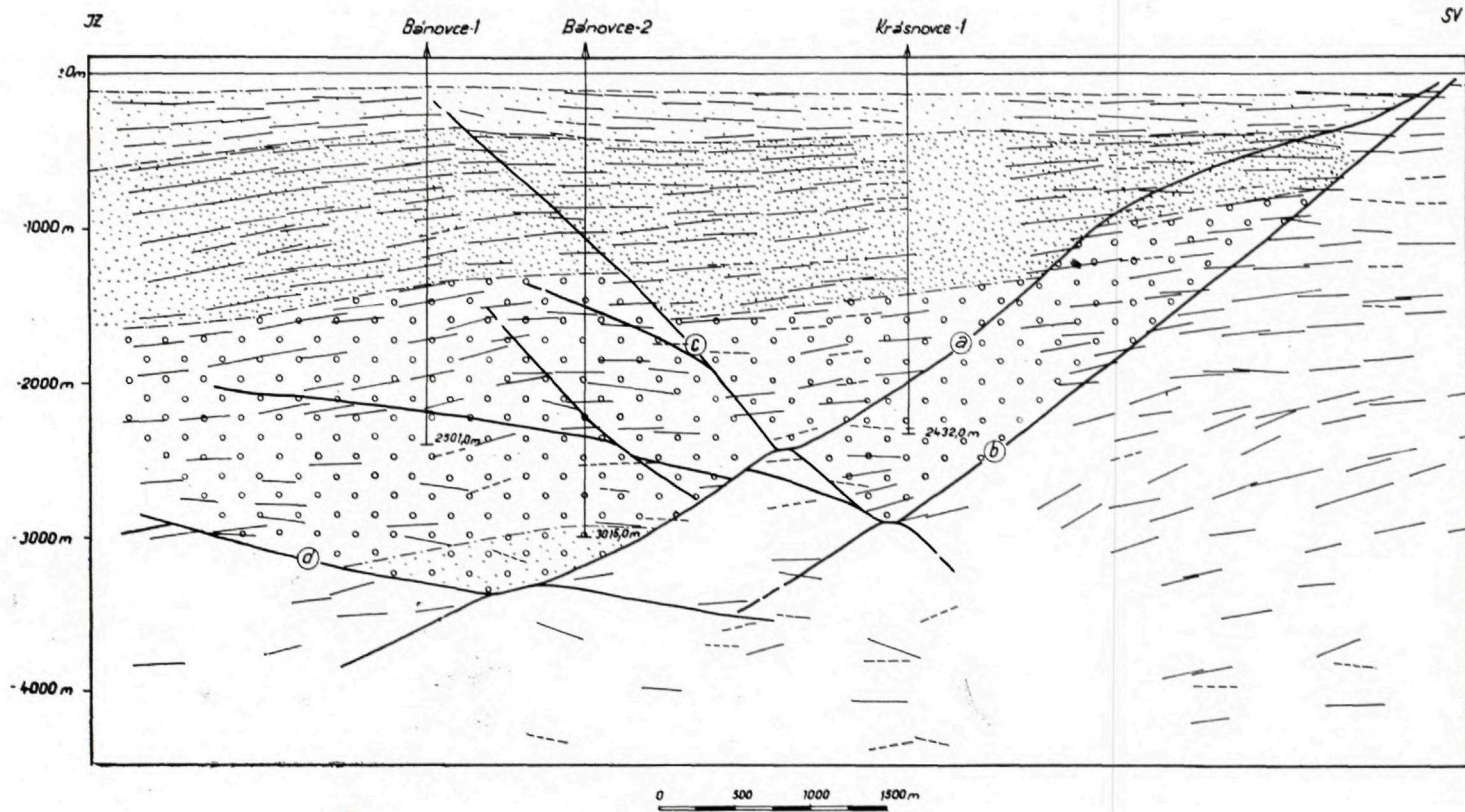
V oblasti Stretavy je porosonionová zóna ve facii světlezelených vápnitých jílu s hojnými polohami světlešedého jemnozrného pískovce. Na bázi je vyvinut pískovcový komplex.

Zvýšená subsidence v oblasti Hnojné—Stretava—Ptrukša má za následek regresi brakického moře v z. části území a lokální transgresi v podvihorlatské oblasti. Koncem zóny nastává změlnění a v podvihorlatské části pokračuje uhelná sedimentace. Zjištěná fauna poukazuje na větší prohloubení než v hauerinové zóně. Seněš (1957) uvádí pro porosonionovou zónu sublitorální až mělce neritické prostředí.

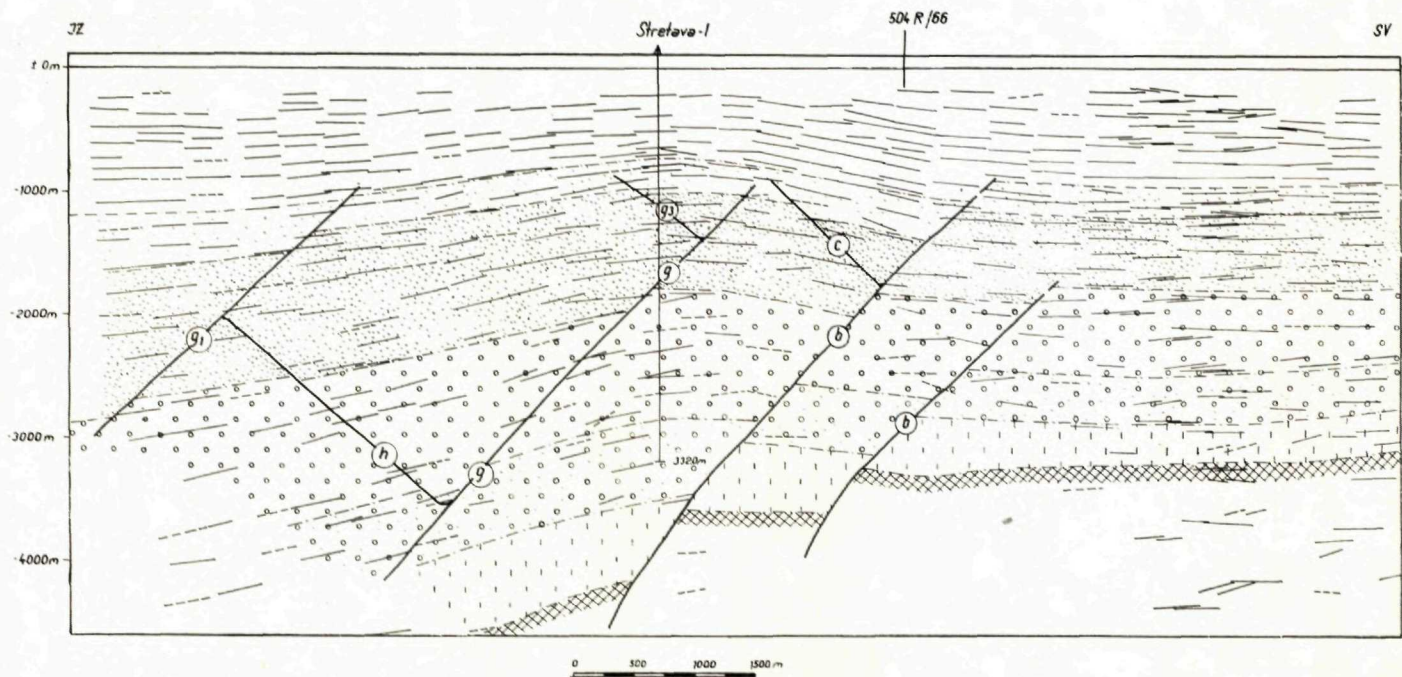
Neklid a tektonická aktivita je doprovázena vulkanismem, jehož produktem je aglomerátovo-tufitická série. Centrem erupce byla z. část Vihorlatu, kde Slávik (1959) zjistil výlevy amfibol-pyroxenických, zčásti autometamorfo-



Obr. 3. Seismo-geologický profil 328/1961. 1. podloží (převážně paleozoikum) 2. karpát 3. lanzendorfská série 4. torton 5. spodní sarmat 6. vyšší sarmat 7. pliocén



Obr. 4. Seismo-geologický profil 440/1961



Obr. 5. Seismo-geologický profil 431/1962

vaných andesitů, jejichž proudy zasahovaly i do pánevní části (Čech 1959). Kuthan (1964) tato efusiva řadí k I. andesitové fázi undačnického vulkanismu.

Na paleogeografické změny v porosononionové zóně poukazuje i odlišná aktivita zlomů na stretavské struktuře. Převážná většina poruch dělicích elevační pásmo na řadu ker končí v hauerinové zóně.

Celková mocnost porosononionové zóny je v oblasti podvihorlatské 130–200 m, v oblasti Stretava—Ptrukša 90–200 m.

K pliocénu je v severní části území řazena meziuhelná tufitická série, svrchní uhelná série a pestrá série (Brodňan a kol. 1959). Dále byla vyčleněna ještě iňáčovecká uhelná série a svrchní pestrá série (Kocák—Čverčko 1965). Kocák—Mořkovský (1966a) paralelisují svrchní uhelnou sérii s panonem karpatských pánví. V oblasti Stretavy a Ptrukši v nadloží porosononionové zóny leží tufitický horizont, patrně ekvivalentní meziuhelné sérii. Do nadloží přechází do šedých vápnatých jílu a písků, kde byla zjištěna sladkovodní fauna. Nejvýznamnější je ostracod *Candoniella* cf. *albicans* (Brady). Jiříček (1966) nevyklučuje příslušnost souvrství ke spodnímu panonu.

V nadloží leží transgresivně pestrá série, odpovídající pontu až levantu, charakterisovaná světlezelenými rezavožlutohnědě skvrtnitými jíly.

Mocnost tufitického obzoru meziuhelné série se od Iňáčovců k SZ zvětšuje a přechází z. Zalužic v komplex ryolitových pyroklastik.

Do nejvyšší části pontu a do levantu klademe erupce pyroxenických andesitů, které tvoří hlavní hmotu Prešovsko-slánských hor a Vihorlatu. Kuthan (1964) pokládá je za erupci II. andesitové fáze s rozpětím sarmat-pliocén.

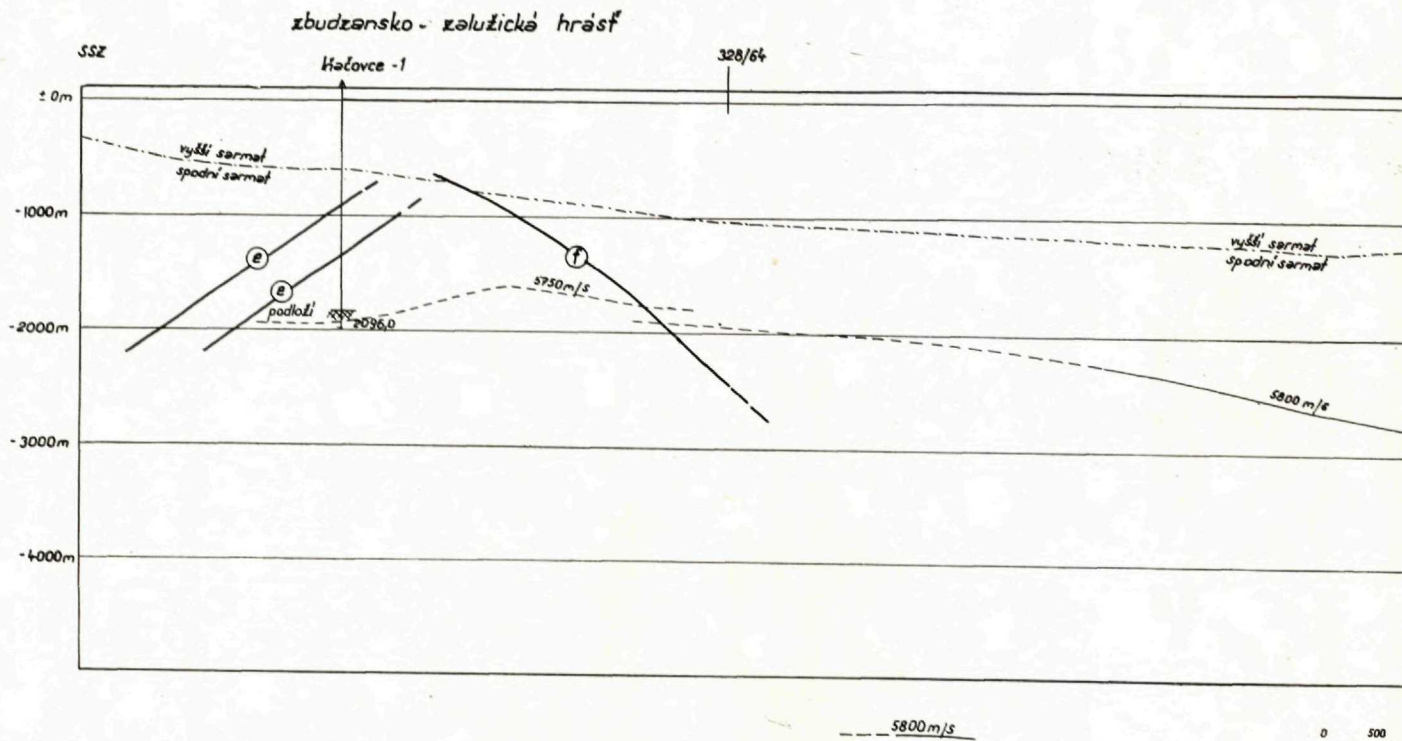
Tektonika území

V sv. části území probíhají zlomy karpatského směru — zlomy zalužické ukloněné k SV a zlom petrovecký s úklonem k JZ, omezující zbudzansko-zalužickou hrást, která se zřetelně projevuje na refrakčně seismickém profilu (Kocák—Mořkovský 1966).

Průběh *zalužického zlomového systému* se v reflexně-seismických profilech výrazně projevuje předsunutými antiklinálami (ve smyslu Adama & Dlabáče 1961), a zejména rozdílnými úklony na zbudzansko-zalužické hrásti i na pokleslých krách. Směrem jv. se výraznost zlomů i jejich amplituda zmenšuje.

Pokračování *hažinského zlomu* (Čech 1959) zjistili Ďurica—Čverčko—Rudinec (1965). Tento zlom, jehož amplituda ve svrchní uhelné sérii je kolem 30 m, považujeme za vyznívání zlomu petroveckého v nejmladším neogénu, případně za odštěpnou větev hlavního petroveckého zlomu. Pojmenování „hažinský zlom“ nepovažujeme za nutné.

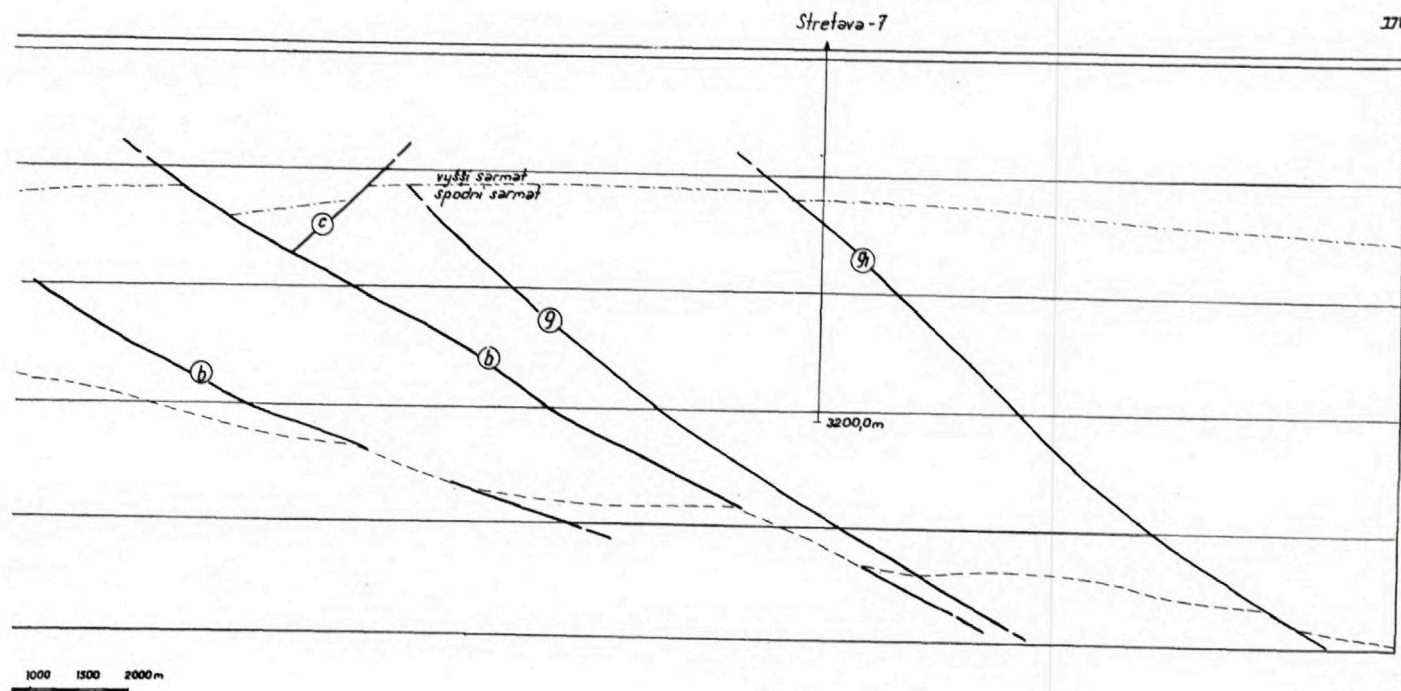
Podle vrtu Iňáčovce-1, transgreduje na vysoké kře *petroveckého zlomu*



Obr. 6a—b. Průběh neogenního podloží podle refrakčně-seismického profilu 504 (R) 1966 průběh rychlostního rozhraní

stretávská elevace

177



Obr. 6b

sarmat až na lazendorfskou sérii; amplituda zlomu na toto rozhraní je kolem 100 m. Probíhá na pokleslé kře vrbnického zlomu od Zalužic k JV souběžně se zlomy zalužickými. V důsledku výrazného stáčení zalužických zlomů s. od Jastrabie k V dochází zde k značnému rozšiřování hrástě. I u petroveckého zlomu směrem k J se zmenšuje výraznost seismických projevů, což považujeme za důsledek zmenšování výšky skoku.

Průběh petroveckého zlomu je v reflexně-seismických řezech zřetelnější než zlomů zalužických, a to proto, že mezi vrstevními úklony vysoké a pokleslé kry petroveckého zlomu jsou podstatně větší rozdíly. Částečně může rovněž větší rozdíly v úklonech vrstev u petroveckého zlomu ovlivnit jeho delší aktivita. Rozhodujícím faktorem však zde je již původně výrazná strukturní pozice hřbetu a s ní související původně větší úklony. V každém případě je petrovecký zlom významnější než zlom zalužický a podstatně ovlivnil stavbu sv. okraje pánve. Zbudzansko-zalužická hrást se zřetelně projevuje na refrakčně-seismickém profilu.

Na vysoké kře *příčné vrbnické poruchy* probíhá z. od Michalovců významné, k Z ukloněné *močaransko-toplanské zlomové pásmo*. O jeho pokračování na pokleslé vrbnické kře nemáme zatím přímých údajů. Z geofyzikálních měření bylo interpretováno již dříve (Kocák—Pavličková 1961). Podle reflexní seismiky močaransko-toplanské zlomové pásmo na rozhraní střední-spodní sarmat probíhá z. od Vrbovca, s. Rebrína a Pavlovců k JV na území Zakarpatské Ukrajiny. Jeho průběh byl potvrzen refrakčním měřením v oblasti stretavské. Podle příznaků se jedná nejspíše o systém několika zlomů. Zlom lze poměrně dobře sledovat téměř na všech profilech směru SV—JZ, t. j. přibližně kolmém na jeho průběh.

Velmi závažná, zejména z hlediska výskytu živíc, je otázka stáří a funkce močaransko-toplanského zlomového pásma. Na vysoké vrbnické kře zlom porušil souvrství tortonu a spodního sarmatu; o jeho pozdější funkci nemáme přímé údaje. Na pokleslé vrbnické kře již v pontu nefunguje (Čverčko—Đurica 1961). Podle příznaků v reflexně-seismických profilech doznívá asi v nejhlubší části pliocénu.

Co se týče vlastní amplitudy zlomového pásma, Buđay (1964) uvádí z vysoké vrbnické kry pro močaransko-michalovecký systém celkovou hodnotu přes 1500 m. Janáček (1961) předpokládá pro toplanský zlomový systém (t. j. močaransko-toplanský v našem pojetí) amplitudu 700—900 m. Z refrakčních měření u Stretavy vyplývá na bázi neogénu amplituda kolem 650 m.

Z uvedeného je zřejmé, že ve směru od SZ k JV dochází k výraznému zmenšování amplitudy poklesu. To je podmíněno nejspíše stavbou podkladu; největší intenzita poklesu během tortonu v s. části je ovlivněna syngeneticky fungující vrbnickou poruchou a falkušoveckým zlomem, kdežto j. směrem t. j. do prostoru stretavské elevace, se výška skoku podstatně zmenšuje.

Trhovištský zlom na vysoké vrbnické kře se dříve považoval za S—J zlom, vyznívající směrem do hloubky; nyní se řadí spíše ke zlomům karpatského směru (Rudinec 1965). Rovněž na pokleslé vrbnické kře, jak uvádíme, nemá trhovištský zlom charakteristické znaky mladého, do hloubky zanikajícího zlomu. Jeho amplituda ověřená hlubinnými vrty na vysoké vrbnické kře je kolem 200 m; na hranici sarmat-torton asi 280 m; směrem do nadloží se silně snižuje (na rozhraní střední-spodní sarmat cca 40 m). Trhovištský zlom vyznívá na protiklonném zlomu močaransko-ťoplanském.

Jižní stretavský zlom probíhá přibližně směrem zjz. — vjv. v jižní části stretavské elevace; je ukloněn k J. Prokázán byl mezi vrty Stretava-2 a Stretava 7 a na vysoké kře (např. Stretava-5), ovšem pouze na hranici střední-spodní sarmat, kde jeho amplituda je cca 80 m. V hlubších souvrstvích však amplituda zlomu a tím i jeho funkce nemohla být ověřena. Předpokládáme, že směrem do hloubky je zlom výraznější, s amplitudou na hranici sarmat-torton kolem 180 m, na hranici torton-lanzendorfská série 240 m. Směrem k JV se zlom přibližuje močaransko-ťoplanskému zlomovému pásmu a dále na JV s ním pravděpodobně splývá. Stretavský jižní zlom se v reflexních profilech projevuje výrazně, zejména ve spodním sarmatu a nejvyšším tortonu. Zlom vyznívá asi ve vyšší části sarmatu.

Severní stretavský zlom byl rovněž potvrzen v prostoru hlubinných vrtů Stretava-1, Stretava-5. Odděluje spolu se stretavským jižním zlomem střední část stretavského hřbetu. Rovněž ukloněný k J, probíhá od ZJZ k VJV, kde se napojuje na močaransko-ťoplanský zlomový systém. Po hranici sarmat-torton podél celého průběhu zlomu se zachovává amplituda 150—200 m.

Příčný stretavský zlom probíhá souběžně s vrcholovou částí stretavského hřbetu. Jedná se o podružný zlom, vznikající v důsledku pohybů močaransko-ťoplanského pásma. Byl interpretován podle vrtů Stretava-1, Stretava-9 a podle nesouhlasu plošek na seismických profilech. Jeho maximální výška skoku je 80 m. *Západní stretavský zlom* ukloněný k S, resp. k SZ se přiklání k močaransko-ťoplanskému zlomovému pásmu. Průměrná výška skoku je kolem 150 m.

Falkušovecký zlom příčného směru byl vrtně prokázán mezi obcemi Lastomír—Krásnovce až v poslední době, i když o jeho existenci se uvažovalo již dříve (Kocák—Pavličková 1961 aj.). Jeho úklon je k SZ; podle naší interpretace probíhá na rozhraní sarmat-torton od Žbinců přes Lastomír k Velkým Zalužicím, kde pokračuje na vysoké kře vrbnické. Tam byl zjištěn již dříve (Mayer—Mořkovský a kol. 1965) a popsán jako zalužický příčný zlom. I když v reflexně-seismických materiálech je méně výrazný, lze na jeho přítomnost usuzovat i z výsledků tíhového měření. Na tíhové mapě (in Kocák—Blížkovský 1962) je jv. od Michalovců nápadný výběžek deprese, kterou ztotožňujeme s vkleslou krou bánoveckou, na JV omezenou zlomem falkušoveckým a na SZ zlomem vrbnickým.

Falkušovecký zlom považujeme za starší poruchu, která směrem do nadloží vyznívá. Na rozhraní tortonské bolivinové a rotaliové zóny činí jeho amplituda 600 m. Podle narušeného uspořádání reflexů ve střední a svrchní části spodního sarmatu předpokládáme, že zlom vyznívá na bázi spodního sarmatu.

Vrbnické zlomové pásmo je významnou příčnou poruchou, jež ovlivnila zejména ve vyšším miocénu stavbu popisované oblasti. V rámci nové tektonické koncepce uvádí Buday (1960) jako vrbnický zlom příčnou poruchu jz.—sv. směru, probíhající od jz. přes Krásnovce, s. okraj Michalovců do podvihorlatské deprese. V jz. části popisovaného území je vrbnické zlomové pásmo potvrzeno výsledky vrtů Bánovce-1 a Krásnovce-1. Zlom je překryt nejen pontskou pestrá sérií, ale i svrchní uhelnou sérií — panonem. Zřetelně se vrbnické zlomové pásmo projevuje na všech reflexně-seismických profilech. Amplituda na hranici sarmat-torton je kolem 600 m. Jedná se o poruchu tortonskou a spodnosarmatskou, s vyzníváním ve svrchním sarmatu.

Poznámky k plynoadějnosti území

Za nejvýznamnější matečné horniny se považují monotonní šedé marinní vápnité jíly tortonské zóny aglutinancí a bolivino-buliminové (Janáček 1961). Za naftoplynomatečné souvrství lze považovat rovněž monotonní šedý vývoj spodního sarmatu a v jižní části území i pelitický vývoj nejvyššího tortonu. V karpátu při eventuálně větších mocnostech nelze vyloučit jako matečné rovněž hlubší, šedé souvrství. O nafto-plynomatečnosti podloží neogénu máme jen málo údajů. Litologický charakter paleozoika zastiženého vrtem Pozdišovce-1 a geochemické analýzy jader svědčí o obohacení sedimentů organickou hmotou. Důležité v tomto směru je dosud neznámé rozšíření jednotlivých tektonických jednotek a tím i paleozoika různého faciálního vývoje. Praktický význam paleozoika vznlečím k vrásnění, metamorfóze a dlouhodobým hiátům bude zřejmě nevýznamný.

Podle výsledků vrtů u Užhorodu a Iňačovců nebude subtatranské mesozoikum Humenského pohoří značněji rozšířeno. Za souvrství matečné pro živice by v něm mohly být považovány tmavé vápence gutensteinského typu. Centrálně karpatský paleogén není vydatněji obohacený organickou hmotou.

Důležité závěry týkající se pohybu původních vrstevních vod a s nimi spjaté migrace živice, vyplývají z výměny původních vrstevních vod (Michalíček 1965) od tortonské zóny aglutinancí až do spodního sarmatu za velmi slané vody až solanky. Tyto geneticky odpovídají chemogenní sedimentaci na rozhraní zóny aglutinancí a bolivino-buliminové. Podle zvýšeného podílu bitumenu prokazuje rovněž Šimánek (1965) migraci uhlovodíků v lanzenďorské sérii, tortonu i spodním sarmatu.

Hospodářsky významné akumulace živice (jedná se o zemní plyn) ve zpra-

covávané oblasti jsou známé z tortonu (Bánovce) a spodního sarmatu (Stretava). Typ živičných pastí je kombinovaný: jedná se o ložiska utěsněná zlomy i změnou litologických vlastností kolektorů — vesměs vyslínění pískových poloh. Za nejnadějnější oblast považujeme vlastní stretavsko-bánovecký elevační pruh, dále monoklinální vrstevní uzávěry podél falkušoveckého a vrbnickeho zlomu, a také sv. část území podél petroveckého zlomu.

*Ústav užitých geofyziky,
Brno*

Lektoroval dr. J. Janáček, CSc.

LITERATURA

- [1] Adam Z.—Dlabač M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věstník ÚÚG, roč. XXXVI, Praha. — [2] Blížkovský M.—Kocák A., 1961: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny. Zpráva ČND — geofyziky Brno; Rukopis; Geofond Bratislava. — [3] Brodňan M.—Dobra E.—Polášek S.—Prokšová D.—Račický M. Slávik J.—Sýkorová V. 1959: Geologia Podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasti Hnojné. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [4] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG; XXX, Praha. — [5] Buday T. 1959: Výroční zpráva o přehledném geologickém výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR za rok 1958 (list M—34—XXVIII—Košice). Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis; Geofond Praha. — [6] Buday T. 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy M—34—XXVIII—Košice. Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis; Geofond Praha. — [7] Buday T., 1964: in Matějka A. a kol. 1964. — [8] Cicha I.—Kheil J., 1960: Zpráva o mikrobiostatigrafických výzkumech pro přehlednou mapu ČSSR na listech generální mapy Košice a Trebišov. Rukopis; Archiv ÚÚG Praha. — [9] Čech F., 1959: Geologická stavba západnej části Podvihorlatskej uhoľnej panvy (oblast Hnojného), (kandidátská disertačná práca). Katedra nerastných surovín Prirodovedeckej fakulty UK; Bratislava. — [10] Čverčko J., 1966: Zpráva o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v Košickej kotline s návrhom na hlboký prieskum elevácie Ďurkov. Zpráva ČND. Rukopis, Geofond Bratislava. — [11] Čverčko J.—Ďurica D., 1961: Zpráva o štruktúrnem prieskume v oblasti Stretava—Pavlovce. Zpráva ČND n. p. Hodonín. Rukopis; Geofond Bratislava. — [12] Čverčko J.—Ďurica D.—Rudinec R., 1963: Niekoľko poznámok k veku vrhnej uhoľnej série v Podvihorlatskej uhoľnej panve. Geologické práce, zprávy 30, Bratislava. — [13] Čverčko J.—Ďurica D., 1966: Nové geologické zistenia v záp. časti podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geologický průzkum, roč. VIII/8. Praha. — [14] Čverčko J.—Rudinec R.—Tereska C., 1966: Výročná geologická zpráva závodu Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác za r. 1965. Archiv ČND n. p. Hodonín. — [15] Ďurica D.—Kocák A., 1965: Zpráva ze služební cesty do SSSR (Zakarpatská Ukrajina) Rukopis; Geofond Bratislava. — [16] Ďurica D.—Čverčko J.—Rudinec R., 1965: Výročná geologická zpráva závodu Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác za r. 1964. Archiv ČND n. p. Hodonín. — [17] Fusán O.—Rojkovič J., 1966: Vyhodnotenie vzoriek z vrtn Ptrukša 2. Rukopis; Archiv ČND—Hodonín. — [18] Gašparíková V. 1957: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtn Hažín—1. Zpráva Uhol. prieskumu n. p. Turč. Teplice, Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu východního Slovenska.

Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [20] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [21] Janáček J., 1961 a: Závěrečná zpráva o mapování 1 : 50 000 list Michalovce (M—34—116—D). Sedimentární neogén, Zpráva GÚDŠ, Rukopis; Geofond Bratislava. — [22] Janáček J. 1961: Některé nové geologické poznatky z neogénu Zakarpatské Ukrajiny. Rukopis; Archiv ČND Hodonín. — [23] Janáček J., 1963: Závěrečná zpráva o mapování 1 : 50 000 list Trebišov (M—34 128—A). Sedimentární neogén. Zpráva GÚDŠ, Rukopis; Geofond Bratislava. — [24] Janáček J.—Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhoviště, Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Zpráva ČND Hodonín; rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Jendrejáková O.—Seneš J.—Slávik J., 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn—14 v podvihorlatskej lignitovej panvy. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [26] Jiříček R., 1965: Biostratigrafické korelace hlubinných vrteb v oblasti Stretava—Ptrukša—Malčice. Rukopis; Archiv ČND Hodonín. — [27] Jiříček R., 1965 a: Stratigrafie a biofaciální vývoj miocénu a pliocénu v severní části trebišovské pánve. Rukopis; Archiv ČND Hodonín. — [28] Jiříček R., 1966: Novýje vzglady na biostratigrafiju miocena jugo vostočnoj časti vostočnoj Slovakii. Geologický sborník XVII, 1 Bratislava. — [29] Kocák A.—Blížkovský M., 1962: Poznámky ke kvalitativní interpretaci mapy Bougerových anomálií v severní části Potiské nížiny vzhledem ke geologické stavbě území. Práce Výzkumného ústavu ČND Brno, publ. 84—91, Praha. — [30] Kocák A.—Čverčko J., 1965: Zpráva o strukturním průzkumu v severovýchodní části Potiské nížiny. Zpráva o geologických výzkumech v roce 1964, GÚDŠ Bratislava. — [31] Kocák A.—Mořkovský M., 1965: Zhodnocení geofyzikálních a geologických podkladů ze sv. části Potiské nížiny a návrh na průzkum živic. Rukopis; Geofond Bratislava. — [32] Kocák A.—Mořkovský M., 1966: Některé nové poznatky o stavbě západních svahů podvihorlatské deprese. Geologické práce, Zprávy 39, Bratislava. — [33] Kocák A.—Mořkovský M., 1966a: Příspěvek k poznání hranice miocén-pliocén v severovýchodní části východoslovenské neogenní pánve. Věstník ÚÚG, roč. XLII, 1967 Praha. — [34] Kocák A.—Pavličková L., 1961: Strukturní mapa v isonormálách na rozhraní sarmat-torton. Oblast: Východoslovenský neogén. Archiv ÚÚG Brno. — [35] Kuthan M., 1964: in Matějka A. a kol. (1964). — [36] Leško B. 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážským. Geologický sborník SAV, VI/1—2, Bratislava. — [37] Mahel M., 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [38] Matějka A. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M—34—XXII — M—34—XXVIII Zborov—Košice. Bratislava. — [39] Michalíček M. 1965: Geochemie hlubinných vod a sedimentů Trebišovské nížiny. Zpráva ÚÚG Brno. Rukopis; Geofond Bratislava. — [40] Seneš J., 1956: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [41] Seneš J., 1957: Dôkazy prítomnosti brakického vyššieho sarmatu (bessarab) v Podvihorlatskej panve. Geologický sborník SAV, VIII, 1, Bratislava. — [42] Seneš J.—Švagravský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [43] Slávik J., 1955: Sedimentologické poznámky k vývoji košické a trebišovské pánve a jejich okolí (východní Slovensko). Rozpravy ČSAV Praha. — [44] Slávik J., 1959: Vztah vulkanitov pohoria Vihorlat k sedimentom severnej časti Potiskej nížiny. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [45] Starobová M., 1959: Sedimentárne petrografické zhodnocení pionýrských vrteb Trhovište—1. Rukopis; Geofond Praha. — [46] Starobová M., 1961: Výsledky a úkoly sedimentárne petrografického výzkumu na vých. Slovensku. Rukopis; Archiv ČND

Hodonín. — [47] Šimánek V., 1963: Geochemický výzkum organické hmoty sedimentů východoslovenského neogénu. Zpráva ČND, VÚ Brno, Rukopis; Geofond Bratislava. — [48] Šimánek V., 1965: Geologický výzkum organické hmoty sedimentů východoslovenského neogénu. Rukopis; Geofond Bratislava. — [49] Špička V.—Zapletalová I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v čes. části Vídeňské pánve. Sborník geolog. věd, řada G, sv. 8, Praha. — [50] Vjalov O. S.—Burov V. S.—Muraveckij V. N., 1963: O charaktere fundamenta zapadnoj časti Zakarpatskogo progiba. Doklady AN SSSR, T-150, No 4. — [51] Vjalov O. S.—Pišvanova L. S.—Petraškevič M. I.—Griškovič G. N., 1962: Schema stratigrafii miocena Zakarpatja. Bjul. Mosk. ins. isp. prirody, otd. geol. 37,5, Moskva. — [52] Zádrapa M., 1966: Sedimentárně petrografické zhodnocení vrtu Ptrukša—2. Rukopis; Archiv ČND Hodonín. — [53] Zádrapa M., 1966 a: Sedimentárně petrografický rozbor vrtu Ináčovce 1. Rukopis; Archiv ČND Hodonín. — [54] Zapletalová I., 1961: Současný stav mikrobiostratigrafického průzkumu neogénu východního Slovenska a jeho výsledky a další úkoly. Rukopis; Archiv ČND Hodonín.

A. KOCÁK—M. MOŘKOVSKÝ

GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF NORTH-EASTERN PART OF POTISKÁ NÍŽINA LOWLANDS

In the region to the South and South—East of Michalovce a number of new informations concerning stratigraphy and tectonics have been found by the deep drilling research for bitumens. The informations are important also for the western part of the Transcarpathian Ukraine directly connected with the territory under study. In the southern part of the East—Slovakian Neogene basin, slightly metamorphosed, probably Permian (Fusán—Rojkovič 1966) quartzites, arkoses with sporadical intercalations of claystones and sericitic-chloritic shales were penetrated by the drilling Ptrukša 2 in the depth of 3630—3752 m. Actually, it is the continuation of the central Carpathian units (the Paleozoic of the Zemplínske vrchy Mts.) to the East. According to Janáček—Pagáč (1961), slightly metamorphosed dark graphitic claystone shales and light-green sericitic-chloritic shales detaily folded were penetrated by the drillings Pozdišovce—1 in the depth of 1910—2200 m and Ináčovce—1 in the depth of 1942—2096 m, in the southern part. They are considered the Carboniferous by Fusán (in Maheľ 1963). Petrographically identic rocks were found near Užhorod. They were ordered to the Paleozoic, too (Vjalov—Burov—Muraveckij 1963). Most probably it was the original continuous Paleozoic differentiated by the younger movements. The Mesozoic and the central Carpathian Paleogene on this territory as well as in the Transcarpathian Ukraine have been found in the top parts of the Sobrance—Užhorod ridge and to the North of the former. It has been found by means of the refraction seismics (Fig. 6) that in the deepest part of the central depression near Velké Kapušany the substratum may be in the depth of 5200 m. From there to the North the substratum is gradually ascending to 1700 m depth on the Zbudza—Zálužice horst.

The deepest known Neogene sequences — grey, faunistically sterile calcareous clays transgreding on the Paleozoic, have been reached by the drillings Pozdišovce—1 and Ináčovce—1. These correspond most probably to the Karpatien (Upper Helvetian), as well as the overlying variegated (rusty-red spotted) sequence. This is sterile as to fauna, too.

The Lanzendorfer series (Lower Tortonian) is transgressive. The tuffitic-detritic component is predominating; the grey calcareous clays are less important. At the end of the

Lanzendorfer series, in the North, regression and denudation take place, while inside the basin there is continuous transition into the Tortonian (Upper Tortonian). Janáček (1961) mentions the Karpatien and the Lanzendorfer series also in the Transcarpathian Ukraine, basing on the drillings.

The Tortonian (*Upper Tortonian*) is divided here into the zone of agglutinating Foraminifera, the zone of *Bulimina*—*Bolivina* and the zone of „*Rotalia*“ (the desalinated Tortonian). In the zone of agglutinations grey calcareous clays predominate, near the basis there is an abundant admixture of the volcanogene material. At the end of the zone the throwing out of halite and gypsum takes place in the northern marginal part. The *Bolivina*-*Bulimina* zone characterized petrographically by grey calcareous clays, contains the typical *Bolivina*—*Bulimina* associations. In the uppermost „*Rotalia*“ zone there are calcareous clays and in some places the strata of finegrained sandstones. Especially in the lower part there is the rich tuffitic admixture. In the upper part there are local occurrences of the carbonaceous clays and lignite intercalations. These indicate gradual shallowing of the Tortonian basin.

The typical lower Sarmatian is represented by rich populations of large Elphidia. Such are predominantly the green—grey calcareous clays with the strata of finegrained sandstones. The sequence between the zone of large Elphidia and the Tortonian is represented by the strata of faunistically non-typical sandy calcareous clays of light-green colour shades, that may be ordered to the deepest Sarmatian.

There are sporadic occurrences of the *Cibicides* populations, in some places represented by the Elphidian fauna, indicating oscillations in the deepest Sarmatian.

The Upper Sarmatian is represented by the zones containing *Elphidium hauerinum* and *Porosonion subgranosum* (according to Grill). According to the East—European division, the Hauerinum zone represents the uppermost part of the Volhynian (the Lower Sarmatian). In the Hauerinum zone there are grey and light-green calcareous clays, while in the *Porosonion* zone sandstones predominate. In the upper part of Sarmatian there are effusions of amphibole-pyroxenic, partly autometamorphosed andesites (the western part of the Vihorlat Mts.), ordered to the Ist andesite phase of the undation volcanism (Kuthan 1964). In the lower parts of the Pliocene, sedimentation of light-green calcareous and tuffitic clays predominates, while in the sub—Vihorlat part of the basin — the carbonaceous development. Higher up the variegated Pontian beds are transgressing, in the marginal parts the basis is represented by gravels. The youngest Pliocene sequence is represented by Levantinian variegated clays and carbonaceous clays.

In the region under description the fault lines of the Carpathian, i. e. NW—SE direction as well as of the transverse NE—SW direction have been found. The faults of the Carpathian direction include the Zálužice faults inclined to the NE, the Petrovec fault inclined to the SW. Both the fault systems delimitate the Zbudzany—Zálužie horst. For the whole basin the Močarany—Tople fault zone inclined to the SW, with the amplitude of 650 m on the basis of the Neogene, is also important. Among the faults of the transverse direction the Vrbník fault zone inclined to the SE with the amplitude about 600 m on the borderline of the Sarmatian/Tortonian is most important. Another important transverse dislocation is the Falkušovce fault inclined to the NW, determined geophysically. Its amplitude may be expected to be about 600 m. The row of other faults of lesser importance was found in the area of the Stretava—Bánovce ridge.

*Institute of Applied Geophysics,
Brno.*

JOZEF MICHALENKO—JÁN PASTOR

**POZNÁMKY K ŠTRUKTÚRNO-GEOLOGICKEJ POZÍCIÍ ŽILY TERÉZIA
NA LOŽISKU BANSKÁ ŠTIAVNICA****Úvod**

Žila Terézia je nateraz najzápadnejšou ťaženou rudnou žilou v štiavnickom rudnom poli. Jej známa dĺžka je cca 5 km (od šachty Ferdinand až po štôľňu Krexengrund). Podľa Lipolda (1867) bola pravdepodobne prvou dobývanou žilou v Banskej Štiavnici, lebo jej odkryvy najmä na JV svahu Tanádu sú dosť nápadné. V súčasnosti je ťažko nájsť pôvodné východy žily, lebo po celej dĺžke sú rozsiahle staré povrchové práce. Smer žily Terézia celkove súhlasí so smerom ostatných štiavnických žíl (t. j. SSV—JJZ), len s miestnymi odchýlkami; tak napr. centrálna časť v okolí šachty Michal, kde nadložný odžilok má temer severný smer a v južnej časti v piargskom poli má najjužnejšia časť žily smer VSV—ZJZ. Sklon žily je vcelku nepravidelný; v severnej a strednej časti 65—80° na SZ, v južnejšej má žila na povrchu sklon k JV, do hĺbky zas k SZ (70—85°). Najjužnejšia časť žily (t. j. v piargskom rudnom poli) má sklon k JV. Mocnosť žily kolíše zhruba v hraniciach 0,2—10,0 m; stredná hrúbka cca 1—1,5 m. Zrudnenie je viazané na určité úseky, tzv. rudné stĺpy, ktorých je na žile niekoľko.

Minerálnu asociáciu a chemizmus podrobne opísal Koděra (1956, 1963) a niektoré štruktúrne otázky riešil Štohl (1962—1967). Tieto práce pojednávajú len o severnej a južnej časti žily a len zbežne sa dotýkajú vyšších horizontov v centrálnej časti, ktorá bola v tomto čase známa len na nepatrnom úseku. V tomto príspevku chceme stručne charakterizovať najnovšie poznatky o centrálnej časti žily, a to najmä o jej štruktúrno-geologickej pozícii.

Vplyv tektonických faktorov na vznik žilnej štruktúry

Pri tvorbe žilných štruktúr na ložisku Banská Štiavnica významnú úlohu zohrala zlomová-poklesová tektonika, na čo upozorňujú už Zeman, Klír (1953) a neskôr Štohl (1962, 1965), ktorý súčasne vyslovuje aj názor o hrasto-

vej stavbe ložiska, čo sa poslednými prácami plne potvrdilo. Kým zlomová-poklesová tektoniku možno pomerne dobre študovať, resp. predpokladať z početných banských prác a vrtov najmä na hlavných žilných štruktúrach vo východnej časti ložiska (Bieber, Špitaler, Ján a Grüner), štruktúrno-tektonický vývoj žily Terézia bol podstatne menej známy.

Predpoklady o štruktúrno-genetickej závislosti žily Terézia od zlomovej tektonickej línie potvrdili až prieskumné práce v centrálnej časti ložiska pri šachte Michal na úrovni 3,5 a 12. obzoru v rokoch 1965—1967. V tejto oblasti bol zistený mohutný zlom — pokles (doposiaľ najväčší na ložisku) o predpokladanej amplitúde zhruba cca 200—250 m, dobre pozorovateľný v sledných chodbách razených po žile najmä v jej hlbších častiach, v priestore medzi 5. a 12. obzorom a v hlavnom prekope na úrovni 12. obzoru, ktorý pretína žilnú štruktúru v jej centrálnej časti pri šachte Michal.

V *podloží žily* medzi 12. a 5. obzorom pri šachte Michal pozorujeme klasický profil temer všetkých hornín, zúčastňujúcich sa na stavbe ložiska. Zdola nahor sú to: granodioritová intrúzia, menšie dioritové intrúzie, komplex mezozoických sedimentárnych hornín a najvrchnejší člen — pyroxenický andezit. Na rozhraní medzi pyroxenickým andezitom a sedimentárnymi horninami, resp. medzi granodioritovou intrúziou a sedimentárnymi horninami preniká dacitová dajka.

V *nadložnej časti žily* medzi 12. a 5. obzorom pozorujeme už len komplex pyroxenického andezitu a prenik dacitovej dajky. Na vzdialenosť 87 m západnejšie od nadložia žilnej štruktúry (v prekope pre hĺbkový vrt V-8) v podloží pyroxenického andezitu sa zistili polohy sedimentárnych hornín (bazálne konglomeráty), na ktorých vidieť priamy výlev pyroxenických andezitov. Konglomerát pozostáva z úlomkov vápencov a kremencov.

Z rozboru novozískaného materiálu je zrejмый pokles celého nadložného bloku hornín, pričom horniny na kontakte medzi pyroxenickým andezitom a sedimentárnymi horninami v podloží žilnej štruktúry tesne nad úrovňou 5. obzoru a v nadloží žilnej štruktúry tesne pod úrovňou 12. obzoru umožňujú určiť amplitúdu poklesu (cca 200—250 m).

Analogický pokles na žilnej štruktúre pozorovať aj na úrovni 5. obzoru južnejšie od šachty Michal (cca 600 m). V priestore medzi mb. č. 95 až 104 na dĺžke 150 m v podloží žilnej štruktúry sa zistili vrcholové polohy sedimentárneho komplexu hornín, zreteľne utínané predrudnou tektonickou poruchou, paralelnou so žilnou štruktúrou, takže do jej nadložia už nezasahujú. Amplitúdu poklesu tejto časti ložiska pre malú rozfáranosť zatiaľ nemožno zistiť.

Vlastná zlomová línia, na ktorú je viazaná žila, má značný smerný a hĺbkový dosah a je nesporne najmohutnejšou tektonickou poruchou v západnej časti ložiska. Možno predpokladať, že nateraz známa dĺžka žilnej štruktúry (cca 5 km), na ktorej je vyvinuté bilančné polymetalické zrudnenie (rudné stĺpy),

predstavuje iba časť predrudnej zlomovej tektonickej línie. Z toho usudzujeme, že žilná štruktúra nevykliňuje ani smerom na sever ani smerom na juh. Jej priebeh iba lokálne ovplyvňuje litologické prostredie, o čom sa ešte zmienime.

O hĺbkovom dosahu zlomovej tektonickej línie môžeme súdiť podľa banských prác na žile Terézia na úrovni 12. obzoru pri šachte Maxmilián a Michal, kde bola sledovaná v hĺbke cca 400–600 m (výška od východov žily na povrch — závislá do určitej miery od morfológie terénu). Mocnosť žily na úrovni 12. obzoru v oblasti šachty Maxmilián sa prakticky nemení; na vyššie ležiacich horizontoch, v jej centrálnej časti pri šachte Michal je pozorovateľné relatívne zväčšovanie mocnosti. Tento pozoruhodný jav si môžeme vysvetliť opakovaním poklesov nadložného bloku hornín vzhľadom k podložnému, na miestach kde pôvodná zlomová línia s hĺbkou zväčšuje aj svoj sklon.

Kým priemerná mocnosť žilnej štruktúry na úrovni 3. obzoru pri šachte Michal činí cca 1 m, na úrovni 5. obzoru 1,5–2 m (miestami až 4–6 m), na úrovni 12. obzoru až 10 m. Tieto pozorovania majú viac menej lokálny charakter a nemožno ich generalizovať pre celý rozsah žilnej štruktúry.

Na úrovni 12. obzoru pri šachte Michal je pozoruhodný mohutný žilník v nadloží žilnej štruktúry Terézia, mocnosť ktorého je cca 50 m. Vznik tak mohutnej žilníkovej zóny si môžeme vysvetliť dobrou tektonickou prípravou bloku pyroxenického andezitu, v priestore medzi žilou Terézia a Ochsenkopf, ktorá sa pod úrovňou 12. obzoru vzhľadom na svoj paralelný smer so žilou Terézia a opačný sklon 60° na JZ, k nej pričleňuje. Zo štruktúrno-tektonického hľadiska žily Ochsenkopf-nadložná, Ochsenkopf-hlavná, Amália a snáď aj Rozália možno považovať za pôvodné vzperné tektonické línie mohutnej zlomovej zóny — kontrolujúcej žilu Terézia. Podporuje to aj rudná mineralizácia na úrovni 12. obzoru na žile Terézia a žile Ochsenkopf-nadložná, náfarenej v centrálnej časti ložiska hlavným prekopom od šachty Michal a prevrtaná podzemným hĺbkovým vrtom V–Š–1 v oblasti Voznickej štólne tesne pod úrovňou 12. obzoru pri šachte Maxmilián.

Z týchto skutočností vyplýva, že hĺbkový dosah tektonickej zlomovej línie je veľmi značný a že vývoj žilnej štruktúry Terézia je sľubný minimálne do hĺbky cca 1000 m od jej východov na povrch. Tento predpoklad vyplýva aj z obdobného hĺbkového dosahu hlavných žilných štruktúr vo východnej časti ložiska (Bieber, Špitáler), potvrdeného v centrálnej časti ložiska hĺbkovým vrtom.

Predrudnú zlomovú tektonickú zónu pozdĺž žily Terézia možno považovať za hlavný prírodný „kanál“ hydrotermálnych roztokov, ktoré vlastne podmienujú vznik žilnej štruktúry Terézia a jej mohutných odžilkov — Ochsenkopf, Amália, Rozália.

Z mapovacích prác je zrejmé, že hlavná fáza vývoja zlomovej (poklesovej) tektoniky prebehla až v podacitovom období (tortón — sarmat), aj keď

mohla začať už v preddacitovom období. Naznačuje to pretínanie a presuny dacitových dajok. Dozvuky poklesovej tektoniky pozdĺž žilnej štruktúry Terézia spadajú asi do obdobia vlastných zrudňovacích procesov, o čom svedčí intenzívna smerná intermineralizačná tektonika, ktorá sa prejavuje drvením staršej rudnej a nerudnej žilnej mineralizácie a jej tmelením mladšou rudnou a nerudnou hydrotermálnou mineralizáciou; v dôsledku toho vznikajú typické brekciovité textúry.

Intermineralizačné obdobie môžeme vlastne považovať za dozvuky tektonických pohybov na žile Terézia, čo však neplatí pre žilné štruktúry vo východnej časti ložiska (Bieber, Ján), kde sú pozorovateľné účinky mladšej perudnej tektoniky.

Vplyv litologického prostredia na vznik žilnej štruktúry

Vznik tektonickej línie kontrolujúcej žilu Terézia i vlastný vývoj žilnej štruktúry do značnej miery ovplyvnilo aj litologické prostredie, najmä jeho rovnorodosť (intruzívne hlbinné horniny) s rovnakými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami, ako sú: granodiorit, diorit, čiastočne dacit, v ktorých je vyvinutá najmä hĺbková časť žilnej štruktúry a čiastočne aj jej severné vrcholové časti pri šachte Ferdinand. Priaznivý vplyv na vývoj žilnej štruktúry mal aj komplex pyroxenického andezitu, v ktorom je táto vyvinutá, prevažne v centrálnej a južnej časti ložiska do hĺbky cca 400—600 m.

Nepriaznivejšie podmienky pre vývoj žilnej štruktúry boli v komplexe predneogénnych sedimentárnych hornín v najsevernejšej časti ložiska pri šachte Ferdinand, do ktorých preniká vrcholová časť žilnej štruktúry. Tu sa žilná štruktúra triešti na rad odžilkov a utlmujú sa tektonické línie vplyvom vyššej plasticity prostredia.

Sedimentárne horniny vývoj žilnej štruktúry v centrálnej časti ložiska (vzhľadom na ich nepatrnú mocnosť a pozíciu — „obal“ granodioritovej intrúzie v podloží pyroxenických andezitov) prakticky neovplyvnili. O žilnej štruktúre, resp. jej vrcholovej časti, prenikajúcej do amfibolicko-biotitického andezitu v najjužnejšej časti ložiska nie sú hodnoverné údaje. Dá sa však predpokladať, že amfibolicko-biotitický andezit nie je vhodným prostredím pre vznik významnejších žilných štruktúr. V amfibolicko-biotitických andezitoch sú utlmované predrudné tektonické štruktúry vplyvom sedimentárnych súvrství na rozhraní pyroxenického andezitu a amfibolicko-biotitického andezitu (t. j. II. a III. andezitickej fázy; Kuthan 1963). Na túto skutočnosť upozornili už Burian, Kováčik, Štohl (1963). Preto aj rozsah starých povrchových prác prakticky končí na rozhraní pyroxenického a amfibolicko-biotitického andezitu.

Je veľmi pravdepodobné, že existuje ďalšie južné pokračovanie žilnej štruk-

túry pod amfibolicko-biotitickým andezitom v komplexe pyroxenického andezitu, resp. v hlbinnom intruzívnom telese granodioritu a v sérii metamorfítov (Rozložník 1966). To platí aj o severnom pokračovaní žilnej štruktúry Terézia pod komplexom predneogénnych sedimentárnych hornín v dioritovej, resp. granodioritovej intrúzii, ako aj v prostredí vyhňanskej drvenej žuly.

Vplyv litologického prostredia na lokalizáciu polymetalickej mineralizácie sa výraznejšie neprejavil. Je však predpoklad, že komplex mezozoických sedimentárnych hornín v slienito-karbonatickom vývoji môže byť lokalizátorom metasomatického polymetalického zrudnenia aj pozdĺž štruktúry Terézia.

Hĺbkový dosah polymetalickej mineralizácie

Mineralizáciu a chemizmom žily Terézia sa podrobne zaoberá Koděra (1956, 1963), ktorý vyčleňuje od vrchu smerom dole nasledovné zóny: zóna Au—Ag; Pb—Zn; Zn—Pb a podľa analógie s ostatnými žilami by pod touto mala nasledovať zóna Cu. Prieskumnými prácami na 3., 5. a 12. obzore šachty Michal bola na žile zachytená mineralizácia, odpovedajúca zóne Zn—Pb, resp. prechod medzi zónou Pb—Zn a Zn—Pb. Prechod medzi jednotlivými zónami nie je ostrý; často možno v miestach, kde sa predpokladá už zóna Zn—Pb (t. j. spodná Pb—Zn zóna v zmysle Koděru 1963), stretnúť zrudnené horniny s prevahou Pb (12. obzor Michal šachty — sledná na sever). Celkovo však pomer Pb : Zn ostáva pomerne stabilný od 3. až po 12. obzor (ktorý nateraz predstavuje najhlbšie overenú časť žily) a kolíše v rozmedzí 1 : 1,5—2. Obsah Cu je dosť nestály.

Podobne nepozorovať v centrálnej časti žily ani väčšie rozdiely v zastúpení nerudných minerálov. Nápadnejší rozdiel je len v menšom výskyte cinopla na úrovni 12. obzoru oproti obzorom vyšším.

Už sme spomenuli, že zo štruktúrneho hľadiska je opodstatnený predpoklad zásahu žilnej štruktúry so zrudnením minimálne do hĺbky 1000 m od povrchu. Naznačuje to aj mineralizácia, známa z 12. a vyšších obzorov. Keďže na 12. obzore nepozorovať ešte žiadne nápadnejšie rozdiely v mineralizácii (oproti 3. a 5. obzoru), ani pribúdanie Cu, možno predpokladať, že zóna Zn—Pb zasahuje hlboko pod úroveň 12. obzoru. Keď na základe analógie so známejšími žilami pripočítame k tejto hĺbke prechodnú zónu (medzi zónou Zb—Pb a zónou Cu), charakterizovanú zvýšeným obsahom Cu ako aj samotnú zónu Cu, vyjde nám hĺbka zrudnenia cez 1000 m.

Keď uvážime, že zatiaľ vydobyté partie predstavujú len malú časť z celkovej plochy žily je zrejmé, že perspektívy vo vertikálnom smere sú značné. Priaznivý je pritom aj poznatok o konsolidácii a prstovitom uzatváraní niektorých rudných stĺpov smerom do hĺbky (Štohl 1962).

Nedoriešené zatiaľ ostáva smerné pokračovanie žily v oboch smeroch. Severná časť je zatiaľ najďalej známa na úrovni štólne Ferdinand, kde ako už

bolo spomenuté, došlo v sedimentárnych súvrstviach k rozprsknutiu žilnej štruktúry, ale žila nie je známa až do úplného vykľinenia. Po preniknutí cez nepriaznivé partie mohlo dôjsť ku konsolidácii žilnej štruktúry, na ktorej môžu byť vyvinuté slepé rudné telesá.

Južná časť žily v tzv. piargskom rudnom poli bola v minulosti vo vyšších partiách intenzívne dobývaná. Po poklese ceny drahých kovov bola ťažba zastavená, takže stredná a hlboká časť žily ostali nedotknuté (ide o časť žily dlhú do 2 km). Pozornosť si zasluhujú aj žily Ochsenkopf a Amália, ktoré (ako už bolo spomenuté) predstavujú veľké sperené pukliny žily Terézia. Na povrch vychádzajú v tzv. hluchom pásme. Výsledky prieskumných prác neboli veľmi priaznivé, preto sa celé pásmo označovalo ako „hluchá zóna“.

Vychádzajúc z poznatkov na iných odžilkoch ložiska (ako je žila Viliam a Michal) možno predpokladať, že smerom do hĺbky budú tieto žily nádejné. Najnádejnejšie by mali byť úseky blízko odčlenenia od hlavnej rudonosnej štruktúry — žily Terézie. Potvrdzujú to aj výsledky vrtných prác v južnej časti ložiska, kde boli nehlboko pod úrovňou 12. obzoru navŕtané dve vysoko bilančné polohy žily Ochsenkopf. V centrálnej časti ložiska pri šachte Michal na úrovni 12. obzoru žila Ochsenkopf — nadložná bola nafáraná aj bankskými prácami. Výplň žily tvorí analogická polymetalická mineralizácia ako na žile Terézia. Priemerná hrúbka žily v mieste nafárania je 3,5 m.

Tak ako na ostatných štiavnických žilách aj na žile Terézia sú predpoklady, že pri jej prenikaní cez litologicky priaznivé súvrstvia sedimentárnych hornín mohlo dôjsť k metasomatickému zatlačaniu slienito-karbonatických polôh a tým k vzniku metasomatických rudných telies. Z tohto hľadiska je žila perspektívna najmä v severnej časti ložiska, kde jej prenikanie cez sedimentárne súvrstvia je málo presledované na úrovni štôlne Ferdinand a I. hlbokového obzoru. Centrálna časť žily, známa len na nepatrnom úseku a nadložná časť nebola zatiaľ v miestach priebehu sedimentárnych súvrství sprístupnená.

Južná časť žily v piargskom rudnom poli je z hľadiska výskytu metasomatických rudných telies perspektívna, lebo pri šachte Kristína boli v priestore medzi žilou Bieber a Terézia vrtnom KOV/33 navŕtané polohy slienito-karbonatických hornín, ktoré žila Terézia zrejme pretína, pričom na priesečníci mohlo dôjsť k vytvoreniu metasomatických rudných telies.

Záver

Nové poznatky o štruktúrno-geologickej pozícii žily Terézia možno zhrnúť nasledovne:

(1) Žila Terézia je štruktúrno-geneticky viazaná na mohutnú zlomovú tektonickú líniu — pokles, vývoj ktorej bol ukončený v podacitovom období (tortón-sarmat). Amplitúda poklesu v centrálnej časti ložiska pri šachte Michal činí cca 200—250 m.

(2) Zo štruktúrno-geologického hľadiska žily Ochsenkopf-nadložná, Ochsenkopf-hlavná, Amália a snáď aj Rozália môžeme považovať za pôvodné sperené tektonické línie mohutnej zlomovej zóny — kontrolujúcej žilu Terézia, ktorá slúžila ako hlavný prírodný „kanál“ hydrotermálnych roztokov.

(3) Rudná a nerudná mineralizácia žily Terézia v hĺbkovej centrálnej časti na 12. obzore pri šachte Michal je v typickom polymetalickom vývoji (Pb—Zn zóna v smysle Koděru 1956) a je analogická s mineralizáciou žily Ochsenkopf.

(4) Hĺbkový dosah polymetalického zrudnenia v bilančnom vývoji na žile Terézia (dlhej cca 5 km) je reálne predpokladať ako na hlavných žilných štruktúrach vo východnej časti ložiska (žila: Bieber, Špitaler) t. j. minimálne do hĺbky 1000 m od jej východu na povrch.

(5) V miestach preniku žily Terézia cez komplex predneogénnych, prevažne mezozoických sedimentárnych hornín v priaznivom slienito-karbonatickom vývoji najmä v jej severnej a južnej časti možno predpokladať aj výskyty metasomatického polymetalického zrudnenia.

Lektoroval inž. J. Štohl

LITERATÚRA

- [1] J. Burian—J. Kováčik—J. Štohl, 1963: Geologicko-ložiskový výskum oblasti Banskej Štiavnice. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963 — Slovensko. Bratislava. — [2] M. Koděra, 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. Geologické práce, Zošit 42, Bratislava. — [3] M. Koděra, 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. — Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. 1 Prague 1963. — [4] M. Koděra, 1965: Zur Frage der Tiefenfortsetzung der Gänge des Štiavnica-Erzreviers. — Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress, Reports, Part III. Sofia. — [5] J. Michalenko a kolektív, 1966: Výpočet rudných zásob na ložisku Banská Štiavnica so stavom k 1. VII. 1965. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] J. Štohl, 1965: Závěrečná zpráva za rok 1964 — Banská Štiavnica. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] J. Štohl, 1962: Štruktúrne pomery Banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geologické práce, Zprávy 25—26, Bratislava. —

JOZEF MICHALENKO—JÁN PASTOR

BEMERKUNGEN ZUR STRUKTUR-GEOLOGISCHEN LAGE DES TERESIA-GANGES AUF DER LAGERSTÄTTE BANSKÁ ŠTIAVNICA

Der Teresia-Gang auf der Lagerstätte Banská Štiavnica im mittelslowakischen vulkanischen Gebirgsmassiv ist derzeit der westlichste sich im Abbau befindliche Erzgang im Štiavnica-Erzfeld mit einer bekannten Länge von etwa 5 km (zwischen dem Schacht Ferdinand und dem Krexengrund-Stollen). Sein Verlauf ist im wesentlichen dergleiche wie bei übrigen hiesigen Gängen (d. h. NNE—SSW) mit örtlichen Abweichungen, das

Fallen ziemlich veränderlich [im nördlichen und mittleren Teil 65–80° nach NW, im südlichen Teil nahe der Oberfläche nach SE, der Tiefe zu nach NW (75–86°), im südlichsten Teil (Piargy–Erzfeld) nach SE].

Bei neueren Untersuchungen in diesem Gange konnten einige neuen Tatsachen über die struktur-geologische Lage des Ganges festgestellt werden, die man folgend zusammenfassen kann:

(a) Der Teresia-Gang ist struktur-genetisch an eine mächtige Störungszone (Sinkung) gebunden, deren Entwicklung erst nach der Dazitphase (Torton–Sarmat) beendet wurde. Im mittleren Abschnitt der Lagerstätte beim Michael Schacht beträgt die Sinkung etwa 200–250 m.

(b) Vom struktur-geologischen Standpunkt aus sind die Gänge Ochsenkopf–Hangend, Ochsenkopf–Hauptgang, Amalia und vielleicht auch der Rosalia–Gang als dichotomierende tektonische Linien (Zweiglinien) einer mächtigen Bruchzone, die den Verlauf des Teresia–Ganges vorbestimmt hatte und als der wesentlichste Aufstiegsweg der hydrothermalen Lösungen diente, zu betrachten.

(c) Die Mineralassoziation am 12. Horizont des Teresia–Ganges beim Schacht Michael ist mit ihrer typischen polymetallischen Entwicklung jener des Ochsenkopf–Ganges ähnlich.

(e) Der Tiefenbereich der polymetallischen Vererzung mit ökonomischer Bedeutung dürfte am Teresia-Gange etwa mit den Hauptgängen im östlichen Teil der Lagerstätte (Bieber, Spitaler Gang) gleich sein, d. h. bis zu 1000 m tief.

(d) An Stellen, wo der Teresia Gang die vorneogenen, vorwiegend mesozoischen Sedimentgesteine in günstiger mergelig-karbonatischer Fazies – besonders im nördlichen und südlichen Teil durchquert, könnte auch eine metasomatische polymetallische Vererzung nicht ausgeschlossen sein.

*Erzbergwerke, VEB,
Banská Štiavnica*

STANISLAV JACKO

PYROKLASTIKÁ PYROXENICKÝCH ANDEZITOV VÝCHODNE OD HODRUŠSKÝCH RYBNÍKOV

Úvod

Jednou z úloh komplexného výskumu hornín Štiavnického ostrova r. 1965 bolo sledovanie povahy styku produktov II. a III. andezitovej fázy z aspektu poznatkov získaných Kováčikom (1962) a Burianom—Kováčikom—Štohlom (1963) v okolí Banskej Štiavnice. Výskyty akumulácií pyroklastík v rôznych horizontoch komplexu pyroxenických andezitov na západných svahoch Tanádu a v oblasti Pekárky potvrdili stratovulkanický charakter II. andezitovej fázy aj v našom území. Tieto pyroklastiká momentálne predstavujú jediné oporné horizonty aspoň pre rámcovú stratigrafickú paralelizáciu petrograficky monotónnych andezitov, postihnutých regionálne silnou propylitizáciou.

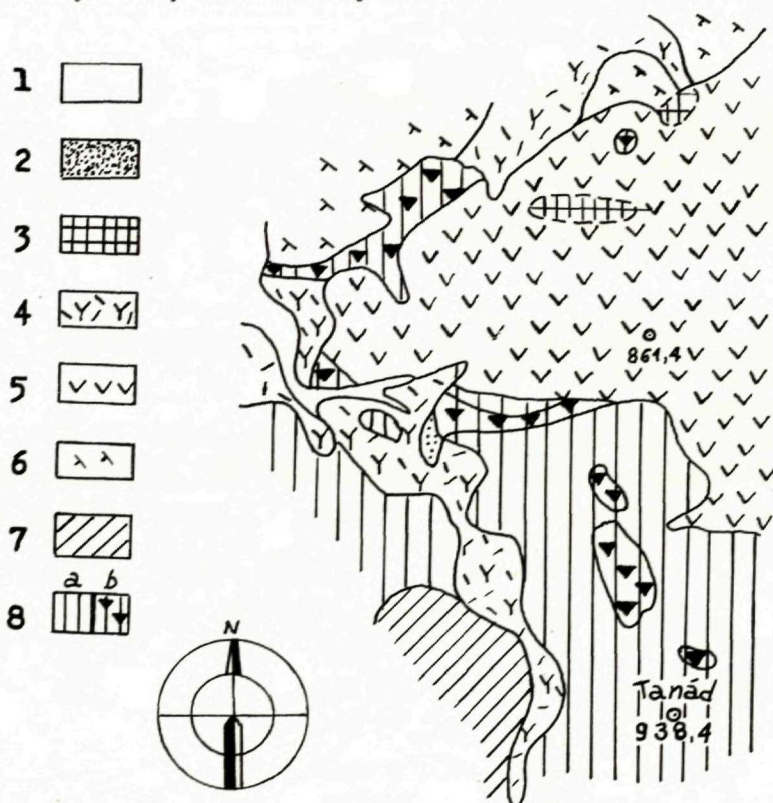
Prejavy negácie tektonickej predprípravy zrudnenia polohami pyroklastík nadhodené Burianom—Kováčikom—Štohlom (l. c.) neboli v študovanom území (Tanád) potvrdené. Výrazné zrudnenie andezitov oboch fáz redukuje pravdepodobnosť takéhoto vzťahu len nad určité minimum moci pyroklastík, pod hranicou ktorej tento vzťah zrejme neplatí. Súčasne dovoľuje interpretovať vývoj, či neprítomnosť takýchto polôh v úrovni mimo terajšieho erozívneho rezu. Monotónny petrografický charakter pyroklastík je odrazom rovnakých geneticko-faciálnych podmienok akumulácie. Lokálne výnimky sú priamym dôsledkom geol. pozície týchto anomálií (viď ďalej).

Geologická pozícia pyroklastík

V oblasti hodrušských rybníkov najspodnejšou jednotkou II. andezitovej fázy je komplex pyroxenických andezitov, tvorený drobno vzácnejšie stredne porfyrickými varietami, prevažne propylitizovaných dvojpyroxenických andezitov (tanádsky typ; Rozložník 1966). V stratigraficky vyšších obzoro-

sú polohy pyroklastík. V SV časti Tanádskeho hrebeňa, JZ od Paradajzu a na východných svahoch Suchej ponárajú sa pyroxenické andezity pod hrubo-porfyrické amfibol-biotitické andezity typu Paradajz (Rozložník 1966) III. andezitovej fázy.

Styk efuzívnych ekvivalentov II. a III. andezitovej fázy často obstarávajú vložky explozívnych foriem pyroxenických andezitov, akumulované prevažne v SV a JZ časti dolného hodrušského rybníka. Horizont pyroklastík nie je tu súvisle vyvinutý. Príčinu izolovaných výskytov zatiaľ nie je možné objasniť; môže ísť o primárne rudimentárny vývoj pyroklastickej polohy, alebo o inverziu a deštrukciu pôvodného reliéfu pred nahromadením produktov III. andezitovej fázy, pokrývajújúcich severné a SV pokračovanie explozívneho obzoru. Kontakt pyroxenického a amfibol-biotitického andezitu JZ od dolného hodrušského rybníka je modifikovaný dacitom.

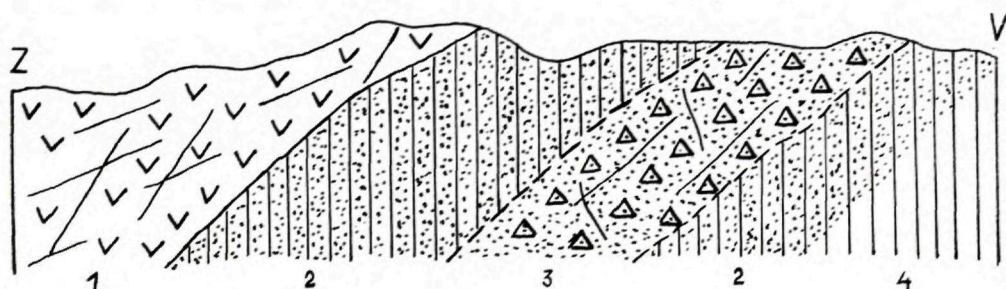


Obr. 1. Geologická mapa východnej časti hodrušských rybníkov. 1 — alúvium; 2 — sva-hové hliny; 3 — sekundárne kvarcitty; 4 — dacity amfibolicko-biotitické, propylitizo-vané; 5 — amfibolicko-biotitický andezit; 6 — dacitoidné andezity; 7 — pyroxenicko-amfibolické (\pm biotit) andezity; 8 — pyroxenické andezity (a) propylitizované; (b) ich pyroklastiká.

Vzájomné vzťahy produktov II. a III. andezitovej fázy možno študovať v defilé spodného akvaduktu na SZ svahu Tanádu, JZ od kóty 861,4 (obr. 2). Poloha fialovo zelených až šedo zelených, cca 15 m mocných pyroklastík s prevažne angulárnymi fragmentmi pozvoľne prechádza do podložných a nadložných, silne propylitizovaných pyroxenických andezitov s porfyrickým vývojom intenzívne sericitizovaného plagioklasu (An 45–71 %), silne uralitizovaného hypersténu a augitu, s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Kaverny sú vyplnené \pm kremeňom \pm kalcitom a chloritom. Podložné propylitizované andezity (cca 10 m mocné) sa pozvoľne vyvíjajú zo stredne porfyrických, mierne propylitizovaných pyroxenických andezitov s analogickým obsahom porfyrických minerálov, ale s felziticko-hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. Propylitizované pyroxenické andezity v nadloží pyroklastík (cca 20 m) sú zreteľne oddelené od propylitizovaných amfibol-biotitických andezitov III. andezitovej fázy. Tento ostrý kontakt s nadložnými ABA andezitmi je markantný aj v prípadoch, kedy propylitizované pyroxenické andezity v nadloží pyroklastík nie sú vyvinuté (napr. sv. od dolného hodrušského rybníka).

Podobný petrografický charakter majú aj pyroklastiká SV a SZ od vrcholu Tanádu, stratigraficky odpovedajúce nižšiemu horizontu v rámci komplexu pyroxenických andezitov. Nepatrný výskyt pyroklastík vo vrchnej časti efuzív pyroxenických andezitov JZ od Sucheje stratigraficky aj petrograficky odpovedá pyroklastikám východne od hodrušských rybníkov.

Ďalšie výskyty pyroklastík sú známe v pruhu pyroxenických andezitov medzi Pekárkou a Zlatým vrchom. Ide tu o viac polôch oddelených výlevmi andezitov. Ich spoločným znakom je výnimočne silná propylitizácia; v bazálnej polohe v závere Handerlovej doliny SV od Pekárky obsahujú aj klastiká, postihnuté zjavnou predakumulačnou propylitizáciou. Takéto úlomky ostro ohraničené oproti tmelu makroskopicky pripomínajú granitoidné horniny na



Obr. 2. Defilé styku produktov II. a III. andezitovej fázy na SZ svahu Tanádu. 1 – propylitizovaný amfibolicko-biotitický andezit; 2 – silne propylitizovaný pyroxenický andezit; 3 – pyroklastiká pyroxenického andezitu (propylitizované); 4 – propylitizovaný pyroxenický andezit.

susednom Zlatom vrchu. Mikroskopicky fragmenty odpovedajú intenzívne propylitizovaným pyroxenickým andezitom s reliktnými augitami a plagioklasmi. Veľkou úlohou, petrografickým uložením a charakterom tmelu (až na chýbanie kryštaloklastov kremeňa) je prevažná časť týchto hornín analogická pyroklastikám z oblasti hodrušských rybníkov. Pyroklastiká v údolí Teplej líšia sa od týchto typov prítomnosťou aglomerátov (Rozložník 1966).

Pri výskume SV svahov Tanádu sa nezistil subakválny vývoj pyroklastík pyroxenického andezitu, spomínaný Burianom—Kováčikom — Štohlom (1963) v hlbších partiách komplexu na susednom liste B. Štiavnica. Podobne chýba asi aj sedimentárne súvrstvie, oddeľujúce vulkanity II. andezitovej fázy od nadložných amfibol-biotitických andezitov. Monotónny vývoj našich pyroklastík narúša iba pri severnej periférii (JZ od kóty 770,5) nepodstatné zastúpenie kryštaloklastického kremeňa a vzácne úlomky jemnozrnného kvarcitu. Relatívne slabé zrudnenie andezitov III. fázy zdôvodňujú Burian—Kováčik —Štohl (1. c.) tlmiacimi účinkami sedimentárneho súvrstvia a pyroklastickej bázy ABA vulkanizmu. Amfibol-biotitické andezity študovaného územia nemajú takýto charakter. Rudné žily Amália a Ochsenkopf sú v amfibol-biotitických andezitoch rovnako intenzívne ako v ich podloží. Žily Lobkovitz a Martin vystupujú na povrch len v amfibol-biotitických andezitoch. Tieto skutočnosti, ako aj litologický vývoj andezitov II. a III. fázy nenasvedčujú na prítomnosť mocnejšieho nekompetentného horizontu na báze ABA andezitov v tejto oblasti.

Petrografický charakter pyroklastík

Význačným makroštruktúrnym znakom horniny je fialovkastá farba tmelu a analogické sfarbenie časti fragmentov. Menej sú zastúpené klastiká svetlozelenej farby, petrograficky ekvivalentné propylitizovaným pyroxenickým andezitom. Klastická frakcia má prevažne angulárny charakter. Jej rozmery nepresahujú 3 cm, minimálne 0,5 cm. Pyroklastiká v SV rokline dolného hodrušského rybníka obsahujú navyše 3—5 mm veľké kaverny, vyhojené prevažne kalcitom so sporadicky zastúpeným kremeňom. Mikroskopicky bolo konštatované subangulárne až semioválne opracovanie kvantitatívne nepodstatnej časti fragmentov so stúpajúcou tendenciou zaoblenia smerom k severným a SV výskytom pyroklastík. Týmto smerom narastá aj všeobecne zriedkavý obsah exotického materiálu v hornine.

Generálne má hornina kryštalo-litoklastickú štruktúru s nasledovným charakterom litoklastov:

(a) pyroxenické andezity červenohnedej farby s porfyrickou štruktúrou a pilotaxitickým vývojom základnej hmoty;

(b) fragmenty propylitizovaných pyroxenických andezitov šedozeleň;

(c) podradne zastúpené šedočierne semioválne broky a úlomky sopečného popola, lokálne kvapkovitého tvaru so spečenou kôrou.

(d) akcesorické exotické litoklasty angulárneho charakteru s mikrograno-blastickou štruktúrou odpovedajú jemnozrnným kvarцитom. Fragmentsy sub c—d vyskytujú sa zásadne v SV časti územia. Litoklasty červenohnedých pyroxenických andezitov (sub a) sú vždy angulárne a zreteľne diferencované od tmelu horniny. Porfyrické výrastlice tvoria polysyntektické, azonárne, nevýrazné sericitizované plagioklasty (An 56—68 %); podradnejšie sú zastúpené uralit — chloritové pseudomorfózy po pyroxénach. Popri hematitizovanom a limonitizovanom magnetite uzatvára základná matrix drobný, lištičkovitý, bližšie neurčený plagioklast a nepravidelné kaverny vyplnené chloritom.

Prevažne subangulárne fragmenty propylitizovaných pyroxenických andezitov líšia sa od predošlých väčším obsahom kavern v základnej hmote a intenzívnou sericitizáciou až saurizáciou plagioklastov bážicity An 45 až 63 %. Pyroxény sú zatláčané \pm kalcit \pm epidot \pm zoizit \pm kremeň, uralit-chloritom.

Tmel pyroklastík tvorí detrit kryštaloklastov plagioklastu, pyroxénu a jemný vulkanický popol. Len výnimočne (SV výskyty) pristupuje malé množstvo autigénneho kremeňa. Voľné priestory horniny sú vyplnené asociáciou: \pm \pm kremeň \pm kalcit, chlorit. Kryštaloklasty plagioklastu sú často protoklasticky porušené. Bážicita silne varíruje (An 32—62 %); sericitizácia je zväčša slabá. Kryštaloklastické relikt pyroxénov (čo do habitu a stupňa premeny) sú ekvivalentné pyroxénom v litoklastoch. Akcesoricky je v tmeli prítomný kremeň. Na jeho autigénny pôvod (až na 1 semioválne zrno pri SV okraji pyroklastík) upozorňuje angulárna morfológia prevažnej časti úlomkov a magmatická korózia niektorých zrn. Za zmienku stojí aj jeho výskyt v plagioklastovom kryštaloklaste a neperušené zhášanie autigénnych zrn.

Propylitizácia pyroklastík je všeobecne značná s maximálnymi prejavmi v okolí rudných žíl (napr. severné ukončenie žily Lobkowitz), event. v blízkosti rozsiahlej silicifikácie alebo kaolinizácie okolných hornín. Propylitizačné roztoky využívali systémy puklín v hornine i plochy pôvodnej mechanickej diskontinuity na styku litoklastov s tmelom. Často býva intenzita propylitizácie šedo zelených fragmentov (sub b) silnejšia ako u kryštaloklastov horniny.

Záver

Geologicko-petrografickým štúdiom pyroklastík sme zistili: výnimočný obsah litoklastov exotického pôvodu; nevýrazné a lokálne zastúpenie neangulárnych fragmentov; v podstate tufogénny charakter tmelu; žiadne príznaky redeponácie materiálu; suchozemské podmienky akumulácie a selektívnu propylitizáciu pyroklastík, resp. existenciu viacetapových propylitizačných pro-

cesov. Na základe týchto skutočností a rozmerov fragmentov zaraďujeme pyroklastiká v oblasti hodrušských rybníkov (v zmysle klasifikácie Karolusovej 1958) medzi lapilové až brokové subaerické tuffy. Takúto povahu majú aj pyroklastiká na Pekárke s výnimkou bazálnej polohy, v ktorej časť fragmentov má rozmery bombičiek.

Vychádzajúc z geologickej pozície pyroklastík, z ich vzťahov k nadložíu a podložíu a petrografického zloženia, považujeme ich akumulácie za výsledok interných explozívnych pulzov v rámci vulkanizmu II. andezitovej fázy.

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT Košice*

LITERATÚRA

- [1] Burian J.—Kováčik J.—Štohl J., 1964: Geologicko-ložiskový výskum oblasti Banskej Štiavnice. Zprávy o geologických výskumoch v r. 1963 2 — Slovensko. Bratislava. — [2] Forgáč J., 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. Geologické práce, Zošit 49. Bratislava. — [3] Karolusová E., 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zošit 49. Bratislava. — [4] Kováčik J., 1962: Geologický výskum centrálnej časti bansko-štiavnického rudného obvodu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Kuthan M., 1959: Relikty textúr pyroklastických hornín v propylitizovaných komplexoch. Geologické práce, Zošit 54. Bratislava. — [6] Kuthan M., 1963a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape: 1 : 200 000, list M-34-XXXI — Nitra. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [7] Malejev E. F., 1958: Hlavné zásady klasifikácie pyroklastických hornín. Geol. práce, Zošit 49. Bratislava. — [8] Rozložník L. — Šalát J., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov, západne od Banskej Štiavnice. Geologické práce, Zošit 7, Bratislava. — [9] Rozložník L., 1966: Záverečná zpráva — výskum hornín Štiavnického ostrova. Rukopis; Geofond, Bratislava. —

Vysvetlivky k tabuľke VIII.

- Obr. 1. Pyroklastikum s angulárnymi litoklastmi pyroxenických andezitov červeno-hnedej farby. Litoklasticko-popolovitý tmel silne propylitizovaný. Zv. 35x; nikoly II.
- Obr. 2. Pyroklastikum so šedo zelenými angulárnymi litoklastmi Zv. 24x; nikoly II.
- Obr. 3. Korózia kryštaloklastov tmelu; biely kremeň, pod ním hyperstén (šedobiely); ostatné selektívne sericitizované živce. Zv. 24x; nikoly X.
- Obr. 4. Popolovitý tmel pyroklastík s kremeňom vyplneným (vľavo hore) pyroxénom. Tmavé škvrny vpravo dole patria väčším fragmentom sopečného popula. Zv. 24x; nikoly X.
- Obr. 5. Selektívna propylitizácia pyroklastík po puklinách a okrajoch fragmentov (vľavo hore).
- Obr. 6. Predakumulačne propylitizované úlomky pyroxenického andezitu (svetlá — dolná polovica obrázku) v pyroklastikách záveru Handerlovej doliny.

LADISLAV ROZLOŽNÍK — JOZEF SLAVKOVSKÝ

**PRÍSPEVOK K POSTAVENIU TZV. VRCHOLOVÝCH ANDEZITOV V RÁMCI
NEOVULKANITOV SLOVENSKEHO STREDOHORIA**

Pri geologickom mapovaní na území Štiavnického ostrova (list Banská Hodruša) vymedzili sme pyroxenické andezity, ktoré sú preukázateľne mladšie ako produkty II. andezitovej fázy (v zmysle Kuthana 1963), resp. ako andezity a dacity III. andezitovej fázy. Podľa toho by sa mali zaradiť medzi tzv. andezity záverečnej fázy. Proti tomu však hovorí skutočnosť, že ide o andezity vzniknuté pred ryolitmi III. ryolitovej fázy. Zistenie mladých pyroxenických andezitov (II) medzi Banskou Štiavnicou a Banskou Hodrušou je závažné preto, že popri známých starších propylitizovaných pyroxenických andezitoch v oblasti neovulkanitov Štiavnického ostrova treba počítať aj s mladšími, ktoré nemožno vždy jednoznačne odlišiť v teréne pre ich petrografickú nevýraznosť voči starším pyroxenickým andezitom.

Žily pyroxenického andezitu pretínajúce dajky dacitu. Pyroxenický andezit v oblasti Banskej Štiavnice — Banskej Hodruše zriedka vystupuje v podobe žíl. Od čias Szabóa (1891) je známa žila, ktorá preráža dolomity chošskej série v údolí Teplej (kameňolom neďaleko Sklenných Teplíc). Szabó (1891) pyroxenickému andezitu pripisoval dajkovo-žilný pôvod (napr. pohorie Tanádu); z profilu štôlne Moder (dnes zväčša zavalenej) uvádza prípady pretínania biotit-labrador-trachytu pyroxenickým andezitom; tým dokazuje, že pyroxenický andezit je mladší.

Szabóove tvrdenie ustúpilo do pozadia pod farchou argumentov Böckha (1901) a v dôsledku skutočnosti, že na území Banskej Štiavnice možno preukázať najstarší vek propylitizovaného pyroxenického andezitu v rámci následnosti neovulkanitov. Podľa našich výskumov na území Štiavnického ostrova jestvujú *staré pyroxenické andezity* (spadajúce na začiatok neovulkanickej činnosti), i *mladšie*, ktoré ukončujú andezitový vulkanizmus. Preto

križovanie starších produktov vulkanizmu pyroxenickými andezitmi, ktoré uvádzal Szabó, nie sú tak nereálne, ako sa to zdalo doteraz.

V oblasti Zuckmantel, Ziegerleuten a Hadová uprostred, alebo na okraji dacitoidného andezitu (Rozložník—Šalát 1956) vystupujú pyroxenické andezity; niektoré z nich (menovite pri majeri Zuckmantel) pretínajú aj propylitizované amfibolicko-biotitické dacity v podobe málo mocnej (asi 1 m) žily. Na povrchu majú oblý guľovitý rozpad. Ide zrejme o pyroxenický andezit mladší ako dacity. Priebeh jeho žil je asi V—Z smeru.

Petrograficky náš pyroxenický andezit (II) je tmavej farby, afanitického — celistvého vzhľadu. Pod mikroskopom pozorovať mikroporfyrickú štruktúru. Veľkosť výrastlíc živca (andezin-labradorit) a po puklinách chloritizovaného a serpentinizovaného rombického pyroxénu a diopsid-augitu pohybuje sa od 0,2 do 0,6 mm. Premeny u pyroxénov a živcov (sericitizácia) majú charakter propylitizačný. Táto hornina teda v podstate sa nelíši od pyroxenického andezitu I, čo značne sťažuje možnosť odlíšiť pyroxenické andezity II a I.

Nie je vylúčené, že uprostred propylitizovaných andezitov I, ktoré sú hojne rozšírené najmä vo východnej a južnej časti Štiavnického ostrova (Tanádske pohorie, Solisko, Vtáčnik a i.), vystupujú podobné dajky afanitického pyroxenického andezitu II, ktoré sa doteraz považujú za súčasť andezitov I s tým, že boli relatívne uchránené pred propylitizačnými účinkami.

„Vrcholové“ andezity v okolí Vyhieň. O existencii dvoch vekove odlišných pyroxenických andezitov môžeme sa presvedčiť aj v západnej časti územia, v okolí Vyhieň, za považanskou poruchou oddeľujúcou Štiavnický ostrov smerom na západ, v oblasti osady Koňár a vrchov Kašivár a Mäsiarka, resp. Z od Kamennej, kde sme skupinu mladších pyroxenických andezitov, pracovne označili ako „vrcholové“. Menšie výskyty sú aj v severnej časti územia v okolí osady Repište. „Vrcholové“ andezity ležia v západnej časti na pyroxenicko-amfibolicko ± biotitických andezitoch, v severnej časti na amfibolicko-biotitických andezitoch. V ich nadloží prichádza felzitický dacit, častejšie ryolity. U „vrcholových“ andezitov možno rozlíšiť tri výraznejšie typy, ktoré podľa miest charakteristického vývoja sme označili ako typ „Koňár“, „Kašivár“ a „Mäsiarka“. Pozíciu „vrcholových“ andezitov približuje priložený profil.

Typ Koňár je známy na svahoch Kašivára v podobe reliktov lávových prúdov, ktoré ležia na pyroklastikách pyroxenicko-amfibolických ± biotit andezitov, alebo priamo na pyroxenicko-amfibolických (± biotit) andezitoch. V severnej časti územia tvoria malé zvyšky príkrovu napr. SV od Kamennej, SV od Pankovskej hory, JV od Štepnice a JJZ od Košinho hrbu. Tento typ je čiernej farby, afanitického vzhľadu, spravidla guľovitého rozpadu a lastúrovňového lomu. Spomedzi neovulkanitov je to druhotnými zmenami najmenej dotknutá hornina. Mikroskopicky má porfyrickú štruktúru, s hyaloplytickou

štruktúrou základnej hmoty (ktorá tvorí 55–65 % objemu horniny). Výrastlice tvorí čerstvý plagioklas (až 1 mm), jednoklonný čerstvý pyroxén (diopsidický augit) a kosoštvorcový pyroxén. Základná hmota je sklovitá, v ktorej plávajú drobné lišty plagioklasu a pyroxény.

Na báze andezitov typu Koňár pozorovať hybridnú fáciu lavicovitého andezitu, silne vitrofyrického. Na rozdiel od normálneho vývoja koňárskeho typu objavuje sa v ňom aj korodovaný kremeň, amfiból, biotit a úlomky exotík, medzi nimi aj rohovec. Erozívne zvyšky bázy andezitu typu „Koňár“ najdeme aj v oblasti Sedla v JZ časti územia v podloží ryolitov.

Andezit typu Kašivár je známy na SZ svahu Kašivára v nadloží andezitu typu Koňár. Líši sa od neho tenkolavicovitou odlučnosťou (s významom laminácie) i celkovým vzhľadom. Ide o horninu tmavošedej farby, s drobnými výrastlicami živcov. Mikroskopicky je drobno porfyrickej štruktúry s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Výrastlice väčšinou idiomorfneho obmedzenia tvoria pomerne čerstvé plagioklasy a rombické pyroxény.

Typ Mäsiarka je najhojnejší, vyvinutý západne od Kamennej, v okolí Hlinickej hory (odtiaľ pokračuje smerom do Bzenice), na JZ od Hlinickej hory k Vyhňanskému údoliu s pokračovaním smerom k Holému vrchu a Mäsiarke. Vytvára súvislý príkrov, ktorý v severnej časti spočíva na amfibolicko-biotitických andezitoch, v okolí Mäsiarky sčasti aj na andezitoch typu Kašivár. Ide o jemnozrnnú celistvú horninu šedej, často fialkastej, červenkastej, zriedkavejšie až šedozelenej farby. Na niektorých odkryvoch pozorovať hrubolavicovitú odlučnosť. Na vrchu Mäsiarky lokálne pozorovať polohy brekciovitých pyroklastík. Tvoria vypreparované múry. Pravdepodobne ide o relikty pyroklastických lát.

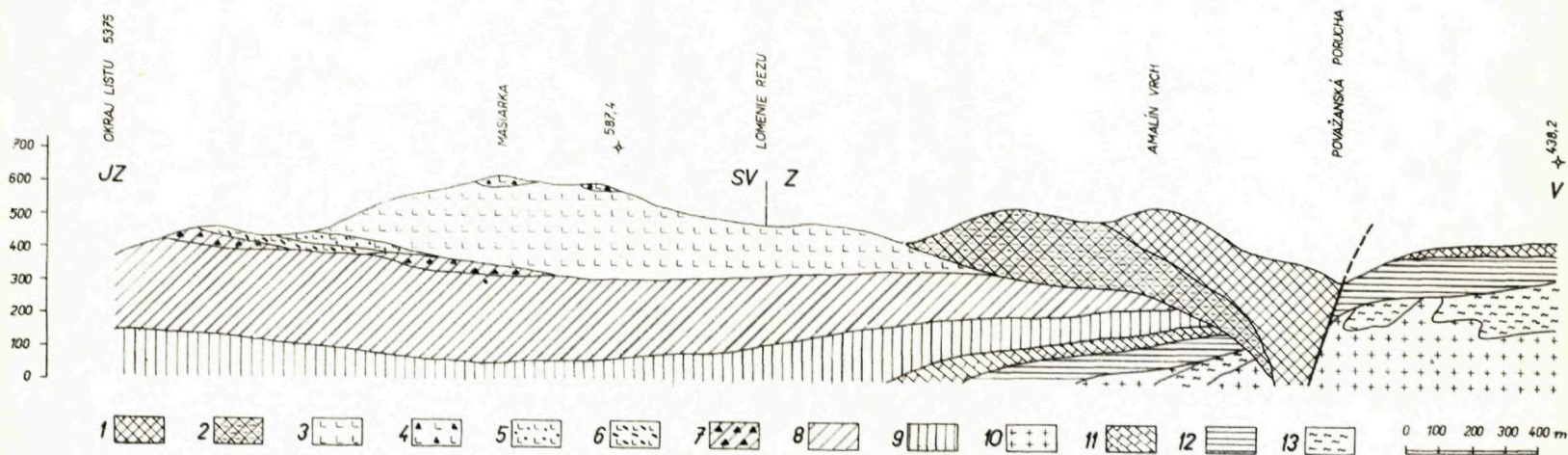
Mikroskopicky má tento typ drobnoporfyrickú štruktúru a hemikryštalickú ba až vitrofyrickú štruktúru základnej hmoty. Výrastlice tvorí pyroxén a plagioklas (zastúpený andezínom – labradoritom); býva pomerne čerstvý, málo sericitizovaný. Pyroxén vystupuje v podobe silne premeneného až ťažko identifikovateľného hypersténu. Hyperstén je uralitizovaný, chloritizovaný, opacitizovaný magnetitom a často zatláčaný limonitom.

Pyroxenické andezity II (pracovne označované aj ako „vrcholové“) sú zreteľne mladé. Vystupujú na periférii Štiavnického ostrova v podobe erozívnych relikto. Charakteristická je pre ne prítomnosť sklovitých foriem a nedostatok propylitizácie (najmä u typu Koňár).

Postavenie „vrcholových“ andezitov v sukcesii neovulkanitov Slovenského stredohoria

Z uvedeného vyplýva pomerne spoľahlivá sukcesia „vrcholových“ andezitov v rámci neovulkanitov Štiavnického ostrova. Bude však užitočné porovnať ich postavenie a podobných andezitov ostatných oblastí neovulkanitov Slovenské-

GEOLOGICKÝ PROFIL SZ ČASTÍ ŠTIAVNICKÉHO OSTROVA



- 1 – ryolity; 2 – felzitický dacit; 3–6 pyroxenické andezity II. (vrcholové): 3 – typ Mäsiarka; 4 – brekciovitá pyroklastiká andezitu typu Mäsiarka; 5 – typ Kašivár; 6 – typ Koňár; 7 – pyroklastiká pyroxenicko amfibolicko ± biotitických andezitov; 8 – pyroxenicko-amfibolicko ± biotitické andezity; 9 – pyroxenický andezit I.; 10 – granodiorit (banatitová intrúzia); 11–12 chočská séria; 11 – werfén; 12 – dolomitické vápence – dolomity (anis – ladin); 13 – drvená žula vyhňanská (paleozoikum?)

ho stredohoria, menovite „pyroxenických andezitov vrcholových“ Kremnických hôr (Fiala 1962) a „andezitov záverečnej fázy“ (bohunický typ; Kuthan 1963).

Štiavnický ostrov Rozložník (1966)	Kremnica Fiala (1962) (skupina)	Kuthan (1963) (fáza)
1. pyroxenické andezity I. (propylit)	I.	II. andezitová
2. pyroxenicko-amfibolické (± biotit) andezity	II.	II. andezitová
3. dacitoidný andezit	IIIa?	III. andezitová (?)
4. amfibolicko-biotitické andezity	IIIa	III. andezitová
5. dacity amfibolicko-biotitické	IIIa	III. andezitová
6. pyroxenické andezity II („vrcholové“)	IIIb	záverečná fáza (?)
7. felzitický dacit	IV.?	III. ryolitová (?)
8. ryolity	IV.	III. ryolitová

Z tabuľky vyplýva, že okrem niektorých členov špecifických pre Štiavnický ostrov (dacitoidný andezit a felzitický dacit) všetky ostatné sú pomerne dobre porovnateľné. Naše pyroxenické andezity II. možno paralelizovať s vrcholovými pyroxenickými andezitmi (skupina IIIb) Fialu (1962) z oblasti Kremnice, menej s andezitmi záverečnej fázy — bohunickým typom Kuthana (1963), lebo naše i kremnické vrcholové andezity sú staršie ako produkty III. ryolitovej fázy.

Záverom treba podotknúť, že zistenie mladých „vrcholových“ andezitov na území Štiavnického ostrova má význam nielen pre regionálne posúdenie tejto etapy subsekventného vulkanizmu, ale najmä preto, že okrem povrchových foriem vytvára aj formy subvulkanické, ktorých vymedzenie je dôležité pre dešifrovanie zlomovej tektoniky z hľadiska vzniku mineralizovaných dislokácií banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu.

Žiaľ, najmä subvulkanické formy pyroxenických andezitov II sa nedajú spoľahlivo odlíšiť od pyroxenických andezitov I podľa petrografických kritérií, ale iba na základe jasnej geologickej pozície.

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan

LITERATÚRA

- [1] Böckh H., 1901: Vorläufiger Bericht über das Alterverhältnis der in der Umgebung von Selmeczabánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. Közönlöny, Budapest. — [2] Fiala F., 1962: Chemismus neogenných vulkanitů Kremnických hor. Geologické práce, Zprávy 25–26, Bratislava. — [3] Karolus K.—Karolusová E., 1964: Zpráva o geologicko-petrografických pomeroch neovulkanitov Hron. Inoveca, Kozmálovských kopcov a JZ časti Štiavnického pohoria. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, 2 — Slovensko; Bratislava. — [4] Kuthan M., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 M–34–XXXI Nitra. Bratislava. — [5] Rozložník L., 1966: Zá-

verečná zpráva — výskum hornín Štiavnického ostrova. Geofond, Bratislava. — [6] Rozložník L.—Šalát J., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. Geologické práce, Zprávy 7. Bratislava. — [7] Szabó J., 1891: Selmecz környékének geológiai leírása. Budapest. —

L. ROZLOŽNÍK—J. SLAVKOVSKÝ

ZUR POSITION DER SOG. GIPFELANDESITE IM RAHMEN DES MITTELSLOWAKISCHEN NEOVULKANISCHEN GEBIRGSMASSIVS

Im Raume der Štiavnica—Insel bei Banská Štiavnica (Schemnitz), Banská Hodruša und Vyhne hat man neben den älteren propylitisierten Pyroxenandesiten auch Pyroxenandesite festgestellt, die nachweisbar jünger sind als Produkte der II. und III. Andesitphase (im Sinne von Kuthan 1963), aber älter als die Produkte der III. Rhyolith-Phase. Wir haben sie als Pyroxenandesite II, bzw. als „Gipfelandesite“ bezeichnet.

Die Pyroxenandesite II bilden entweder Gänge, die u. a. den Amphibol-Biotitdacit durchqueren, oder Decken am Rande der Štiavnica-Insel, die als Überreste nach Erosion erhalten geblieben sind. In der Regel handelt es sich um schwarze aphanitische, oft glashaltige Andesite mit Pyroxen. Bisher ist es uns nicht gelungen, besonders die subvulkanischen Körper der Pyroxenandesite II von den älteren propylitisierten Pyroxenandesiten (I) mit Hilfe der petrographischen Methoden zu unterscheiden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass inmitten der breit ausgedehnten propylitisierten Pyroxenandesite (I) besonders im östlichen und südlichen Teil der Štiavnica-Insel auch Körper des aphanitischen Pyroxenandesits II vorkommen, die wegen Mangel an geeigneten Unterscheidungskriterien mit den ersteren für identisch gehalten werden.

Beim Vergleich der Stellung der Pyroxenandesite II im Rahmen der Sukzession der neovulkanischen Gesteine in der Štiavnica-Insel mit ähnlichen Andesiten in übrigen Gebieten des Mittelslowakischen Gebirgsmassivs (siehe auch die Tabelle im slovakischen Text auf S. 99) sehen wir, dass mit Ausnahme einiger nur für die Štiavnica-Insel spezifischen Glieder (der dacitoide Andesit und der felsitische Dacit) können die übrigen Glieder miteinander verglichen werden. Unsere Pyroxenandesite II können im grossen und ganzen mit den durch F. Fiala aus dem Raume Kremnica beschriebenen „Gipfelandesiten“ (Gruppe IIIb) in Verbindung gebracht werden. Grössere Unterschiede bestehen bei den Andesiten der Schlussphase (Bohunice-Typ im Sinne von M. Kuthan 1963), da sowohl unsere, wie auch Gipfelandesite von Kremnica älter sind als Produkte der III. Rhyolith—Phase.

Daraus folgt, dass die Revision der Szabó'schen (1891) Sukzession durch Böckh (1901) nur teilweise berechtigt war. Es existieren tatsächlich auch jüngere Pyroxenandesite.

EVA KAROLUSOVÁ

PETROGRAFICKO-PETROCHEMICKÉ ZHODNOTENIE ŠTRUKTÚRNEHO VRTU GK 2 PRI OBCI ANTOL

Južne (asi 6 km) od známych rudných ťahov Banskej Štiavnice situoval M. Kuthan (1962) štruktúrny vrt GK-2, ktorý mal dosiahnuť podložie a overiť možnosť južného pokračovania hydrotermálneho zrudnenia. Podľa mapy Kuthan—Burian—Brlay (1964) na ľavej strane doliny vystupujú na povrch pyroxenické andezity s kolísavým obsahom amfibolu a im ekvivalentné tufy. Na pravej strane doliny, ktorá je tektonického pôvodu, vystupujú útvary mladšie, a to tufy amfibolicko-biotitického andezitu v aglomeratickom vývine, amfibol — biotitický andezit a pemzové tufy typu Biely Kameň.

Profil vrtu je dosť jednotvárnny, hoci vrt prešiel niekoľkými typmi andezitov až do mezozoického podložja.

Smerom k podložiu sú zastúpené tieto horniny:

0—15 m	kvarterné štrky a náplavy
15—128,60 m	andezit hyperstenický s augitom a s egirín-augitom
128,60—295 m	andezit hyperstenický s diopsidom
295—550 m	andezit hyperstenický s amfibolom
550—935 m	andezit hyperstenický s amfibolom a biotitom
935—1198,20 m	andezit hyperstén-amfibolický ± biotit a granát
1198,20—1200 m	sivý brekciovitý vápenec

Litologický profil je zaujímavý najmä preto, že poskytuje nový pohľad na stred vulkanogénneho komplexu, v ktorom dominujú lávové produkty nad pyroklastikami (v pomere 9 : 1). Prevalha láv je nepochybne podmienená typom vulkanizmu; ten síce začal explóziou, ktorej výsledkom je pyroklastická poloha na mezozoickom podloží, ale krátko nato nastal mohutný výstup andezitových láv. Lávy andezitov hyperstenicko-amfibolických boli asi značne

viskózne, lebo sa nerozlievali vo forme tenkých prúdov do široka, ale vytvorili kupovité teleso, podobné ako v Karanči a Šiatoroši, resp. pri Horných Brezinách, Babine—Sáse a pod.

Celý profil vrtu prezrádza veľmi intenzívnu tektonickú mobilitu. V pomerne krátkych intervaloch nastupujú tzv. zóny drvenia a tektonických brekcií (napr. v úsekoch 68,50—69 m, 71,30—72,50 m, 73,0—73,50 m, 76,0—76,70 m, 77,30—90,50 m, 104,70—113 m) pozdĺž celého profilu. Vrt bol zrejme situovaný do tektonicky mobilnej zóny, do údolia tektonického pôvodu a do gravimetricky nevyrovnaného pásma. Geofyzikálno-gravimetrické štúdie (Ďurátný—Plančár—Zbořil, 1964) zo širšej oblasti vyznačujú výraznejšie elevácie na SV medzi obcami Antol-Banský Studenec, resp. na JZ v priestore Sitna (k. 1009 m). Vrt GK—2 bol situovaný na JZ cípe elevácie medzi obcami Antol—Banský Studenec, kým samotné rudné pole Banskej Štiavnice leží v gravimetrickej depresii (vzhľadom k okoliu).

Komplikované geologicko-tektonické pomery, naznačené v spomínanej mape a styk dvoch gravimetrických elevácií naznačovali, že ide o tektonicky silne namáhané podpovrchové horniny, čo sa plne potvrdilo vrtom GK—2. Prevrtaný komplex hornín je tektonicky značne rozbitý a prestúpený mineralizáciou, takže umožňuje študovať napr. vznik mikrobrekcií (ktorých textúry sú podobné pseudopyroklastickým) a látkové zloženie propylitozačných premien.

Vzniku pseudopyroklastických textúr sa pred niekoľkými rokmi venovala zvýšená pozornosť (Szádeczky—Kardoss, G. Pantó). Predpokladalo sa, že vznikli v dôsledku nerovnakej intenzity premeny, napr. andezitovej horniny. Vo vrte GK—2 však vznik pseudopyroklastických textúr prebiehal podstatne rozdielne, a to pričinením dislokačných procesov, ale najmä mikrotektonických pohybov ktoré viedli k zbrekčovaniu porfyrických výrastlíc, a to podľa určitých smerov. Najlepšie to vidno na porfyrických plagioklasoch, ktoré sú vhodné pre tvorbu detritu vďaka dobrej štiepatelnosti, malej pružnosti a pomerne nízkemu stupňu premeny v profile GK—2. Plagioklasy sa v smere tektonického napätia rozpadávajú na nerovnako drobné ostrohranné úlomky, ktoré presahujú pôvodné obmedzenie minerálu a rozptyľujú sa do okolitej základnej hmoty (tab. IX, obr. 1). Keď takto postihnutá výrastlica leží vedľa väčšej mineralizovanej pukliny, zbrekčovatený jedinec sa úplne „presype“ do minerálnej výplne tejto pukliny. Takto postihnuté výrastlice plagioklasov už nemajú pôvodné obmedzenie kryštálového tvaru; ich rozdrobené častice „roztečené“ v okolitej základnej hmote vytvárajú zdanie kryštaloklastov (tab. IX, obr. 2), detritických úlomkov, aké poznáme z kryštaloklastickej štruktúry tufových hornín. Ak v takejto mikrotektonikou postihnutej hornine premeny postihli aj základnú hmotu a tmavé porfyrické výrastlice, pseudopyroklastická textúra je dokonale hodnoverná.

Pozdĺž tektonických špár je hornina najviac prístupná sekundárnym premenám. Preto zbrekciovanie porfyrických plagioklasov je v našom prípade často doprevádzané karbonatizáciou. Drobné trhlinky medzi detritmi plagioklasov vyplňa jemný kryštalický karbonát, spravidla kalcit. Chloritizácia, ktorá vytvára kolomorfné štruktúry v okolitej základnej hmote, do rozpukavých plagioklasov nezasahuje. Pravdepodobne je jednou z prvých premien a prebehla i mikrotektonické pohyby.

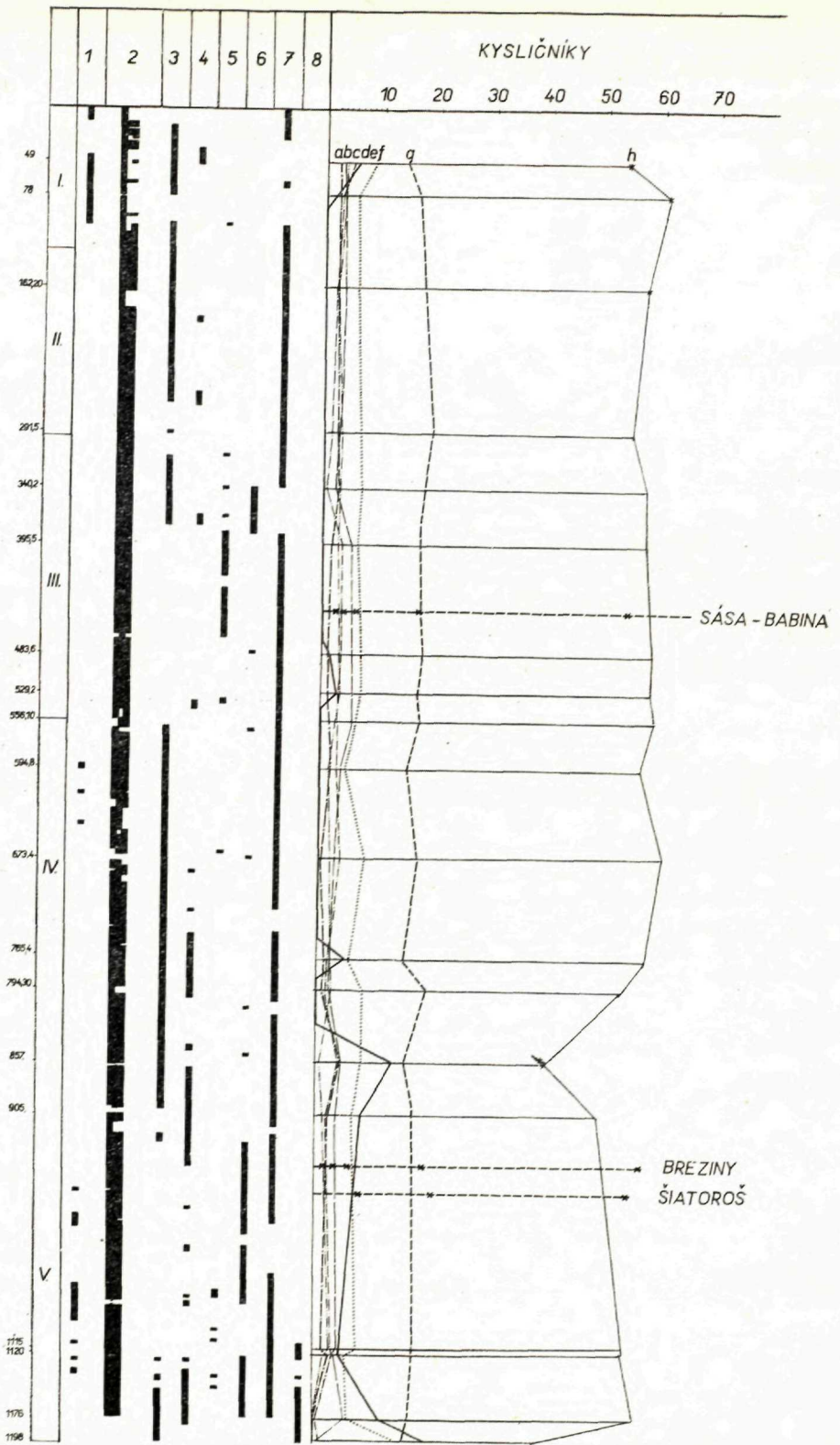
Propylitizačné premeny sa prejavujú chloritizáciou pozdĺž celého profilu; k nej sa pridružuje zonálne karbonatizácia a v hlbších úsekoch pyritizácia a opacitizácia u andezitov hyperstén — amfibolických.

V prvom štádiu chloritizácie dochádza k premene hypersténov, v ktorých sa najprv vytvára na štiepateľnosť priečna puklinka, v ktorej je amorfný chlorit. Puklinka sa stále viac rozširuje a vzniká typická mašličková štruktúra, vyplnená už vláknitým chloritom. Prebytočné Fe sa ukladá na obvode minerálu. V chemizme horniny ešte nenastávajú viditeľné zmeny. Pri pokročilejšej chloritizácii je premenený celý jedinec. V mašličkovitej štruktúre je chlorit vláknitý; medzipolíčka vyplňuje amorfný, gelovitý chlorit. Pri úplne chloritizovaných hypersténoch zostávajú nedotknuté diopsidy, egirín-augity a augity.

V druhom štádiu chloritizácie dochádza k premene základnej hmoty. Vytvárajú sa v nej hniezda, neskôr stuhy kolomorfné štruktúry, vyplnené vláknitým chloritom. V niektorých úsekoch chloritizácia základnej hmoty je tak silná, že pôvodná štruktúra sa nezachovala ani v reliktoch (tab. IX, obr. 3). Pri takejto silnej chloritizácii sa pôvodné, úplne chloritizované porfyrické výrastlice hypersténov rozoznajú od chloritov základnej hmoty iba podľa odlišného usporiadania vláknienok chloritu.

Veľmi pokročilá chloritizácia spravidla postihuje aj výrastlice plagioklasov. V niektorých prípadoch stred jedinca vyplňuje jemno vláknitý chlorit; častejšie však je porfyrický plagioklas smerom od stredu k okraju zatláčaný gelovitým chloritom natolko, že pôvodné lamelovanie sa zachovalo len v reliktoch na obvode.

V celom profile vrtu GK—2 pozorovať pokročilú fázu chloritizácie. Sú úseky, kde sekundárny chlorit dominuje nad reliktnými pôvodnej horniny. V chemizme hornín sa táto premena neprejavuje. Obsah kyslíčnikov zostáva približne rovnaký ako u nechloritizovaných andezitov obdobného zloženia (napr. andezity z Babinej—Sásky z H. Brezín a zo Šiatoroča). Aj podľa Forgáča (1966) pri chloritizácii dochádza len k preskupeniu prvkov. V prípade hornín GK—2 ide pravdepodobne o premenu regionálnu, vo väčšej vzdialenosti od rudných žíl. K chloritizácii mohlo dôjsť vplyvom hydrotermálnych roztokov na spevnené horniny, ktoré neskôr (až po chloritizačnej premene) boli vystavené tektonickým účinkom.



Úplnú chloritizáciu tmavých minerálov doprevádza vznik sekundárneho kalcitu, ktorý sa tvorí zlúčením Ca, uvoľneného pri chloritizácii a CO_2 , ktorý sa dostal do horniny hydrotermálnymi roztokmi. Ca sa uvoľňuje aj pri chloritizácii plagioklasov a v podobe veľmi jemného kryštalického kalcitu sa ukladá na obvod minerálu alebo ho pseudomorfuje. Takáto karbonatizácia nie je výsledkom prínosu CaCO_3 roztokmi, preto sa ani chemizmus horniny touto premenou nemení. Zóny mineralogickej karbonatizácie doprevádzajú chloritizáciu; obsah CaO (na grafe) aj pri kolísaní chloritizácie zachováva pomerne vyrovnaný trend: v nepropylitizovaných horninách z kameňolomu Sása-Babiná a Horné Breziny je niečo pod týmto trendom, vzorka zo Šiatorošu má obsah CaO nepatrne vyšší.

Prínos CaO do horniny je badateľný na chemizme až pri styku s karbonatickým podloží (napr. pri hĺbke 1176–1198 m). V tomto úseku je pôvodný andezit úplne rozložený, popretkávaný sieťou karbonátových žiliek (0,5–0,7 mm), viditeľných aj makroskopicky. V žilkách je hrubokryštalický kalcit, ktorý úplne zatlačá porfyrické výrastlice i základnú hmotu.

Nízkotermálnu premenu v profile GK–2 zastupuje zeolitizácia, ktorá sa objavuje v úseku medzi 308 m až 474 m a okolo 532 m, 1053 m, 1098 m, 1109 m, 1141 m a 1153 m. Postihuje obyčajne len základnú hmotu, ojedinele vyplňuje aj žilôčky. V základnej hmote vytvára nepravidelné hniezda a dutinky, lemované amorfným, alebo vláknitým – sférolitickým chloritom. Uprostred dutiniek sú husto až parketovite uložené číre tabuľkovité jedince s výraznou štiepatelnosťou podľa (010). Podľa habitu, vyššieho dvojlomu a priameho zhášania usudzujem, že ide o thomsonity. Vo vzorke z hĺbky 411 m je chlorit hrubosférolitický a vyplňuje takmer celú dutinku; zeolitizácia

◁ —————
 Porovnávací diagram chemizmu a premien vo vrte GK–2. Zostavila E. Karolusová 1967

I – andezit hyperstén-egirinaugitický, II – andezit hypersténický s diopsidom, III – andezit hypersténický s amfibolom, IV – andezit hyperstén-amfibolický ± biotit, V – andezit hyperstén-amfibolický ± biotit s granátom. 1 – sericitizácia, 2 – chloritizácia, 3 – karbonatizácia, 4 – prekremenenie, 5 – zeolitizácia, 6 – opacitizácia, 7 – limonitizácia, 8 – pyritizácia. a = K_2O , b = Fe_2O_3 , c = Na_2O , d = MgO, e = strata žih., f = CaO, g = Al_2O_3 , h = SiO_2 .

Vergleich des Chemismus und der Umwandlungen im Bohrprofil GK–2 (zusammengestellt durch E. Karolusová 1967)

I – der hypersthen-egirinaugitische Andesit, II – hypersthenischer Andesit mit Diopsid, III – hypersthenischer Andesit mit Amphibol, IV – hypersthen-amphibolischer Andesit (± Biotit), V – hypersthen-amphibolischer Andesit ± Biotit und Granat. 1 – Sericitisierung, 2 – Chloritisierung, 3 – Karbonatisierung, 4 – Silicifizierung, 5 – Zeolitisierung, 6 – Opacitisierung, 7 – Limonitisierung, 8 – Pyritisierung. a = K_2O , b = Fe_2O_3 , c = Na_2O , d = MgO, f = CaO, g = Al_2O_3 , h = SiO_2 .

sa prejavuje iba jedným až dvomi jedincami thomsonitu uprostred dutinky. Miestami je táto premena tak intenzívna, že až 50 % základnej hmoty vyplňujú hniezda zeolitu a chloritu. V niektorých prípadoch (napr. pri 421,9 m) zeolitová výplň sleduje pukliny andezitu. Kryštáliky thomsonitu sú bez chloritového lemu, uložené husto priečne na smer pukliniek (tab. IX., obr. 4).

V chemizme horniny sa zeolitizácia neprejavuje. Obsah alkálií (až na nepatrné zníženie K_2O) u CaO , Al_2O_3 aj SiO_2 zostáva zachovaný. Z toho vyplýva, že zeolitizácia nie je výrazom prínosu nejakých nových prvkov. Minerály zeolitov (thomsonit) sa vytvorili len zo zvyškov po premenách. V úseku, kde je dominantne vyvinutý thomsonit, sú všetky tmavé minerály pseudomorfované vláknitým chloritom; aj plagioklasy sú čiastočne chloritizované. Karbonatizácia je vzácna. Preto chloritizáciou uvoľnené Na, Ca, resp. Al_2O_3 z hypersténov, ale zvlášť z amfibolov (podľa reliktov amfibol obecný $NaCa (Mg Fe) (OH)_4Al_2Si_{14}O_{44}$) a plagioklasov sa použilo za nízko termálnych podmienok na tvorbu thomsonitu $((NaCa_2)Al_2 (AlSi) Si_2O_{10} \cdot 5H_2O)$ v dutinkách základnej hmoty.

Zeolitizácia je jednou z posledných premien horniny. Dutinky a hniezda vyplnené zeolitom nie sú už narušené; naopak, ojedinele žilôčky vyplnené thomsonitom pretínajú plagioklasy a chloritové pseudomorfózy.

Na priloženom grafe sú aj úseky s prekremením; hladina SiO_2 vykazuje rovnomerný trend, len v jednom úseku sa markantne znížila (857 m). Podotýkam, že prekremenenie je len mineralogického charakteru a spočíva v sekundárnom ukladaní SiO_2 v mikroskopických puklinkách, resp. v okolí niektorých premenených porfyrických výrastlíc. Zníženie obsahu SiO_2 v hĺbke 857 m je zapríčinené tým, že zákl. horninou je silne chloritizovaný tuf, ktorého tmel tvorí čiastočne vláknitý chlorit, čiastočne karbonát. Nepatrné zvýšenie obsahu Ca a vysoká strata žihania naznačujú možnosť prínosu hydrotermálnych roztokov s $CaCO_3$. Karbonatizáciou vytlačený SiO_2 sa potom ukladal vo forme drobných, voľných zrníčok okolo fragmentov a do pórov pemzovitých fragmentov vo forme sekundárneho voľného kremeňa.

V profile vrtu sa stretávame aj s limonitizáciou a pyritizáciou. Prvú pozorovať môžeme po celej dĺžke profilu. Drobné mikroskopické trhlínky v andezite sú často vyhojené oxydmi a hydroxydmi Fe. Okrem toho oxydy Fe často vytvárajú aj lemy okolo premenených tmavých minerálov. Vznikli z Fe uvoľneného chloritizačnými procesmi za spoluúčinkovania molekúl H_2O , ktoré museli byť prítomné pri chloritizácii.

S pyritizáciou sa stretávame iba v hlbších partiách (okolo 1100 m) a v podložných brekciovitých vápencoch. Pyrit tvorí drobný práškovitý povlak v nepravidelných zhlukoch. Charakter tejto pyritizácie neodpovedá hydrotermálnej pyritizácii. Takýto pyrit sa vytvoril za spoluúčasti chloritizácie, keď uvoľnené Fe sa spojilo s aniónmi síry, prinášanými propylitizačnými roztokmi.

Tieto najhlbšie časti vrtu, prevažne v pyroklastickom vývine sú najviac premenené. K tvorbe pyritu a rozsiahlej karbonatizácii (za prínosu CaCO_3) pristupuje aj premena v ílovité minerály. Na úkor plagioklasov vzniká montmorilonit a kaolinit (DTA rozbor z 1162,4 a 1165,8 m). Hornina v týchto častiach nadobúda svetlý, temer biely odtieň. Zrejme ide o podobnú premenu, akú Forgáč (1966) označuje vybielovaním, ovšem bez prítomnosti hydrotermálneho zrudnenia.

Chemizmus hornín v tomto štádiu je dosť nestály. Rapídne sa znižuje obsah SiO_2 , klesá aj obsah MgO , alkálie sa temer strácajú a (po nepatrnom zvýšení) aj Fe_2O_3 . Prevalu nadobúdajú pseudomorfózy a žilky karbonátov. Takýto chemizmus už neodpovedá zloženiu andezitov.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan.

LITERATÚRA

- [1] Brlay A.—Burian J.—Kuthan M., 1962: Zpráva za r. 1961; Základný geologický výskum a mapovanie listu Banská Štiavnica v $M = 1 : 25\,000$; Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Geofyzikálny výskum oblasti Banskoštiavnického rudohoria. Zprávy o geologických výskumoch, Bratislava. — [3] Forgáč J., 1965: Dielčia zpráva o postvulkanických a hypergenných premenách neovulkanitov v Banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode, Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochemia premenených hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. SGV — Západné Karpaty, rad ZK zv. 5, Bratislava. — [5] Karolusová E., 1966: Záverečná zpráva k vrtu GK—2 za rok 1964—1966. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. —

Vysvetlivky k tab. IX.

Obr. 1: Porfyrické výrastlice plagioklasov sa rozpadávajú na drobné ostrohranné úlomky. Pôvodné obmedzenie minerálu je porušené. Zväčš. 25 x; hĺbka 815,50 m. Obr. 2: V smere prevládajúcich pohybov je zbrekiovaný jedinec pretiahnutý a rozpytluje sa do základnej hmoty, čím vyvoláva dojem kryštaloklastov, bežných v tmele pyroklastických hornín. Zväčš. 140 x; hĺbka 209,50 m. — Obr. 3: Pri pokročilej chloritizácii kolomorfné štruktúry zatláčajú základnú hmotu, ktorá sa nezachovala ani v reliktoch. Zväčš. 70 x; hĺbka 371,60 m. — Obr. 4: V základnej hmote andezitu sú hniezda a drobné žilôčky vyplnené parketovite uloženými kryštálkami zeolitu. Zväčš. 140 x; hĺbka 411, 90 m.

Všetko foto: F. Vrbovský

PETROGRAPHISCH-PETROCHEMISCHE AUSWERTUNG DER STRUKTURBOHRUNG
GK—2

Die inmitten der tektonischen Zone bei der Gemeinde Antol, etwa 6 km südlich Banská Štiavnica (mittelslowakisches vulkanisches Massiv) situierte Bohrung GK—2 bietet uns einen neuen Blick auf das Zentrum des vulkanogenen Komplexes, in dem die Lavamassen über die pyroklastischen Gesteine im Verhältnis 9 : 1 dominieren. Durch tektonische Bewegungen wurde neben der Zerstückelung der Gesteinsmassen, auch der Aufstieg der Hydrothermen ermöglicht, deren Wirkung wir zu den Propylitisierungsprozessen zählen.

Bei den Bewegungen wurden besonders die porphyrischen Plagioklaseinsprenglinge zerstückelt, und zwar zu ungleichen winzigen scharfkantigen Bruchstücken, die dann in der anliegenden Grundmasse zerstreut wurden. Dadurch erwecken sie den Eindruck, dass es sich um Kristalloklaste und detritische Bruchstücke handeln kann, wie wir sie beim kristalloklastischen Gefüge der Tuffgesteine kennen (Taf. IX, Abb. 1, 2). In propylitisiertem Gestein ähnelt es der Struktur von Pseudopyroklastiken.

Im tektonisch beanspruchten Komplex fanden verschiedene Umwandlungsprozesse statt, besonders die verschieden starke *Chloritisierung*, wobei mannigfaltige kolomorphe Gefüge und mit fasrigem Chlorit ausgefüllte Nester entstehen konnten. Die chemische Zusammensetzung bleibt bei diesem Prozess unverändert. Der Oxidgehalt ist etwa so hoch wie beim nicht chloritisierten Andesit von Babiná, Breziná (siehe Abb. 1). Die vollkommene Chloritisierung wird von der Bildung der *sekundären Karbonate* begleitet. Auch diese Karbonatbildung hat keine chemischen Veränderungen zur Folge. Lediglich am Kontakte mit liegenden Karbonaten ist eine stärkere CaCO_3 -Zufuhr in den Andesitenkomplex zu beobachten.

Auch bei der *Zeolitisierung* sind keine Änderungen beim Alkaliengehalt zu verzeichnen. Die Zeolithe des Thompsonit—Types entstanden bei der Chloritisierung der freigewordenen Ionen und kristallisierten in den Gängen und Höhlräumen. Diese Umwandlung trägt nur einen mineralogischen, aber keinen chemischen Charakter.

Die tiefsten Horizonte der Bohrung wurden am stärksten metamorphosiert. Bei der *Pyritisierung* kommt es zur Entstehung des Montmorillonits und Kaolinitis und das Gestein verliert seine ursprüngliche Färbung. Der SiO_2 —, MgO — und Fe_2O_3 —Gehalt wird niedriger, Alkalien sind kaum noch festzustellen.

Die Umwandlungsprozesse und chemische Charakteristik des Bohrprofils sind auf dem beigefügten Diagramm aufgezeichnet (siehe Abb. 1).

J. FORGÁČ—V. DVONČ—H. GERTHOFFEROVÁ

VYBIELOVANIE A ROZPAD ANDEZITOV V LABORATÓRNYCH PODMIENKACH

V neovulkanických oblastiach často dochádza k vybieleovaniu hornín a ich dekompozícii až na jemné ílovité komponenty (argilizácia), hlavne takých, ktoré boli prv postihnuté postvulkanickými roztokmi (horniny chloritizované, adularizované, pyritizované a pod.), ale aj čerstvých. Pri rozpade hornín s obsahom sírníkov vzniká SO_4^{-2} , ktorý prechádza do roztokov a pôsobí na rozklad hornín. Rozpad sírníkov sa považuje za proces čisto chemický (Smirnov 1955; Sankov 1950 a i.) a biochemický, ktorý je podstatne intenzívnejší (Szolnoki—Bognár 1964 a i.). V roztokoch často pribúda HCO_3^{-1} , prítomná v povrchových vodách; jej obsah môže zvyšovať rozklad organických látok.

V tejto práci sa zaoberáme intenzitou prechodu jednotlivých prvkov do roztoku z andezitov odlišného mineralogického zloženia a charakterom produktov pri argilizácii hornín. Z tohto aspektu sme sledovali intenzitu vybieleovania a argilizáciu chloritizovaného-adularizovaného a čerstvého andezitu. Za týmto účelom urobili sme sériu pokusov, pri ktorých sme sledovali vplyv pôsobenia roztokov s obsahom iónov SO_4^{-2} , Cl^{-1} , HCO_3^{-1} na andezity odlišného mineralogického zloženia.

Základný materiál predstavovali tieto horniny:

1. *Pyroxenický andezit chloritizovaný a adularizovaný z Banskej Štiavnice* (šachta Maxmilian, 5. obzor, 4 m od žily Terézia), tmavosivozelenkavý, porfyrickej štruktúry. Pyroxény sú úplne premenené na chlorit so zhlukmi uhličitanu. Plagioklasy o bazicite andezín-labradorit sú postihnuté hlavne adularizáciou, menej sericitizáciou. V základnej hmote sú roztrúsené drobné zhluky kremeňa a sekundárnych minerálov (chem. zloženie tab. 1, č. 1).

2. *Pyroxenický andezit čerstvý z lomu od Machuliniec pri Zlatých Moravciach*, sivý, porfyrický, zložený z plagioklasov v tabuľkovitom vývoji o bazicite

andezín-labradorit, pyroxén-hyperstén a augit. Prevažnú časť horniny tvorí základná hmota s vitrofyricko-skrytokryštalickým vývojom a jemne rozpráškovaným magnetitom (chem. zloženie tab. 1, č. 2).

Pôsobenie s H_2SO_4 a HCl

Pri laboratórnom pokuse sa bralo do úvahy chemické zloženie banských vôd v Banskej Štiavnici (Klíř 1958), v ktorých podstatné komponenty sú Ca , Mg , Si , Al , Fe , z aniónov SO_4^{2-} , Cl^{-1} , HCO_3^{-1} , ako aj premenlivosť ich koncentrácie. Pri príprave činidiel sme do 100 ml destilovanej vody pridali: (1) 0,5 ml HCl ; (2) 0,5 ml $HCl + H_2SO_4$; (3) 0,5 ml H_2SO_4 ; (4) 1,0 ml H_2SO_4 ; (5) 1,0 ml $H_2SO_4 + 0,5$ ml HCl ; (6) 1,0 ml $H_2SO_4 + 0,5$ ml $HCl + H_2O_2$; (7) 5,0 ml $H_2SO_4 + 0,5$ ml $HCl + H_2O_2$; (8) 5,0 ml $H_2SO_4 + H_2O_2$

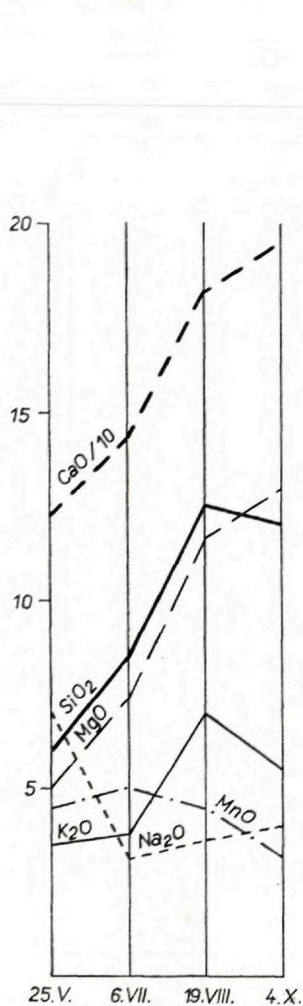
Tabuľka 1.
Váhové % chemických analýz.

	1	2
SiO_2	55,73	56,70
TiO_2	1,50	1,80
Al_2O_3	14,31	15,27
Fe_2O_3	4,39	6,32
FeO	4,31	3,82
MnO	0,40	0,10
MgO	3,89	2,24
CaO	2,90	7,98
Na_2O	0,80	1,82
K_2O	7,00	2,02
P_2O_5	0,16	0,35
S	0,23	stopy
CO_2	1,90	stopy
$H_2O(900^\circ C)$	2,55	0,82
$H_2O(110^\circ C)$	0,35	0,85
Spolu:	100,42	100,09

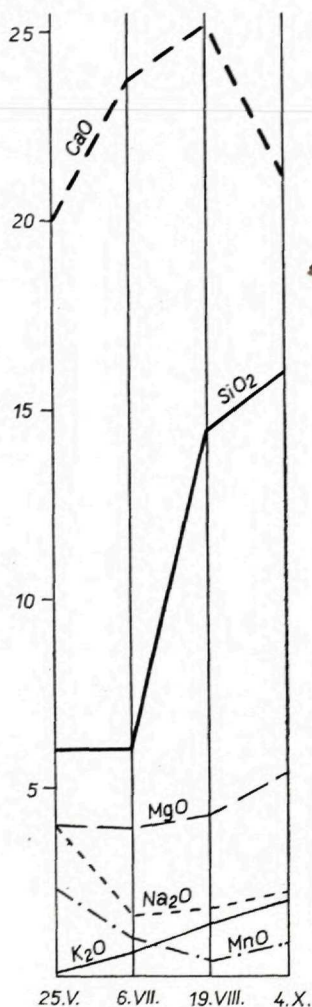
1. pyroxenický andezit chloritizovaný, adularizovaný, Banská Štiavnica, Maxmilian šachta, 5. obzor, 4 m v nadloží Terézia žily, 2. pyroxenický andezit čerstvý, lom — Machulince pri Zlatých Moravciach.

Do roztokov sa pridali 3 kvapky 30 % H_2O_2 , ktorý mal nahradiť vzdušný kyslík. Do takto pripravených činidiel boli vložené narezané platničky hornín o rozmeroch $25 \times 25 \times 4$ mm a váhe 5–6 gramov. Doba pôsobenia roztokov na vzorky č. 1 bola 4 mesiace a vzorky č. 2 tri mesiace, za normálnej teploty a tlaku v sklenených nádobách. Po vložení vzoriek do roztokov v prvých dňoch sa z horniny č. 1 uvoľňovali ojedinelé bublinky CO_2 , vznikajúce pri rozklade uhličitanu. Proces vybieľovania prebiehal spočiatku pomaly; jeho intenzita sa postupne zvyšovala so stúpajúcou koncentráciou roztokov. Vybie-

lovanie a rozpad hornín bol celkove najintenzívnejší v roztokoch č. 6–8. Horniny postupne strácali pôvodné sfarbenie; po nadobudnutí svetlozelenkavej (vz. č. 1) a svetlosivej (vz. č. 2) farby sa na nabrúsených plochách tvorili nervovite rozvetvujúce sa puklinky (v roztokoch č. 6–8 po 1,5 až 2 mesiacoch). Postupne sa vzorky rozpadávali na bielu ílovitú hmotu. V roztokoch č. 1–3 nedošlo po celú dobu luhovania k rozpadávaniu vzoriek, iba k čiastočnému vybieleniu; nadobudli svetlozelenkavú a svetlosivú farbu a v horninách sa oje-



Obr. 1. Postupnosť vylúhovania prvkov (v mg) z chloritizovaného a adularizovaného andezitu vo vode s obsahom HCO_3^- , za 4 a pol mesaca.



Obr. 2. Postupnosť vylúhovania prvkov (v mg) z čerstvého pyroxenického andezitu vo vode s obsahom HCO_3^- , za 4 a pol mesiaca.

dinele tvorili jemné trhlinky. Po skončení extrakcií zo vzoriek, ktoré sa nerozpadávali, bol zhotovený výbrus a postupnosť premien sme študovali mikroskopicky. Postupne s vybielovaním chloritizovaného andezitu nadobúdali chlority žltohnedú farbu a postupne sa odfarbovali a rozpadávali na temer číry submikroskopicky agregát so slabými znakmi polarizácie. Živce sa postupne rozpadávali od periférie a po puklinách na temer číru gelovitú hmotu s roztrúseným svetlým slabopolarizujúcim agregátom.

U čerstvého andezitu sa premena prejavila oxydáciou rozpráškovaného magnetitu na Fe oxydy. Plagioklasy i časť základnej hmoty sa rozpadávali podobne ako andezit chloritizovaný a adularizovaný. U pyroxénov sa markantnejšie zmeny neprajavili. Podobné premeny andezitov sme pozorovali aj v prírode (J. Forgáč 1967). Vzorky, ktoré boli úplne vybielené a rozpadnuté, sme študovali pomocou DTA, rtg. a na elektronovom mikroskope. Pri premene pyroxenického andezitu chloritizovaného, adularizovaného i čerstvého vznikali montmorilonit a hydrosľudy (tab. 1, obr. 1 a 2), pričom ich vzrast a obmedzenie je podobné minerálom, ktoré vznikli v prírodných podmienkach (tab. XI, obr. 1 a 2).

Po extrakcii z činidiel boli urobené chemické rozborý (tab. 2), z ktorých vyplýva, že intenzita vyluhovania prvkov z hornín sa zvyšuje so zvyšovaním koncentrácie roztokov; okrem toho u andezitov postihnutých postvulkanickou premenou je vyššia ako u andezitov čerstvých. SiO_2 prešlo do roztoku v množstve 0,22 až 0,45 %. Intenzívne sa vylučovalo Al_2O_3 (4,92 až 7,25 %). Z Fe až tretina prešla do roztoku. Pomerne intenzívne do roztoku prechádzal Ca a Mg, kým alkálie sa vylúčili iba v nepatrnom množstve; medzi čerstvým a adularizovaným andezitom sú však u niektorých prvkov rozdiely. U čerstvého andezitu podstatne menej prešli do roztoku Fe, Mg, Ca a Mn, intenzívnejšie Na (tab. 2). Pritom treba brať do úvahy, že čerstvý andezit bol luhovaný o 1 mesiac menej ako adularizovaný. Z mineralogických a chemických zmien vyplýva, že pri pôsobení roztokov s obsahom SO_4^{2-} a Cl^- intenzívnejšie sa menia a rozpadávajú andezity chloritizované a adularizované ako andezity čerstvé.

Z chloritizovaného a adularizovaného andezitu prvky do roztokov podľa množstva prešli v postupnosti: $\text{Al} > \text{Fe}$ (celk.) $> \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{Mn} > \text{Na} > \text{K} > \text{Ti}$ a u čerstvého andezitu $\text{Al} > \text{Fe}$ (celk.) $> \text{Na} > \text{Si} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Ti} > \text{Mn} > \text{K}$.

Pôsobenie s H_2CO_3

Pre pokusy pomocou kyseliny uhličitej boli použité tie isté horniny, ktoré boli pre tento účel podrvené.

(a) *Pôsobenie H_2CO_3 za normálnej teploty a tlaku.* 50 gramov rozdrvenej horniny bolo luhované v 250 ml destilovanej vody, cez ktorú sa nechával denne prebublávať CO_2 po dobu 30 sec. Luhovanie trvalo jeden mesiac.

Tabuľka 2.

Váhové % extraktov po pôsobení roztokov SO_4^{-2} a Cl^{-1} na andezity za normálnej teploty a tlaku.

	1/1	1/2	1/3	1/4	1/5	1/6	1/7	2/8
SiO_2	0,22	0,19	0,31	0,36	0,45	0,45	0,29	0,29
TiO_2	stopy	stopy	stopy	stopy	stopy	stopy	0,03	0,16
Al_2O_3	0,88	stopy	0,14	0,63	3,22	1,22	7,25	4,92
Fe_2O_3	0,87	0,43	0,69	0,88	2,12	1,45	3,22	1,09
MnO	0,13	0,03	0,04	0,09	0,22	0,10	0,17	0,01
MgO	0,27	0,21	0,52	0,72	1,21	1,15	1,35	0,16
CaO	1,40	1,54	1,25	1,20	1,90	2,04	2,14	0,25
Na_2O	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,50
K_2P	0,05	0,05	0,05	stopy	stopy	stopy	stopy	stopy

Pôsobiace činidlá:								
	10H% 5'0							
		10H% 5'0						
			10S% 5'0					
				10S% 5'0				
					10H% 5'0 + 10S% 5'0			
						10S% 5'0 + 10H% 5'0 + 10S% 5'0		
							5 10S% H ₂ SO ₄ + 0,5 10H% HCl + H ₂ O ₂	
								5 10S% H ₂ O + H ₂ O ₂

1/1–1/7 = Extrakt z pyroxenického andezitu chloritizovaného a adularizovaného; Banská Štiavnica, Maxmilian šachta, 5. obzor, 4 m v nadloží Terézia žily.

2/8 = Extrakt z pyroxenického andezitu čerstvého; lom Machulince pri Zlatých Moravciach.

Tabuľka 3.

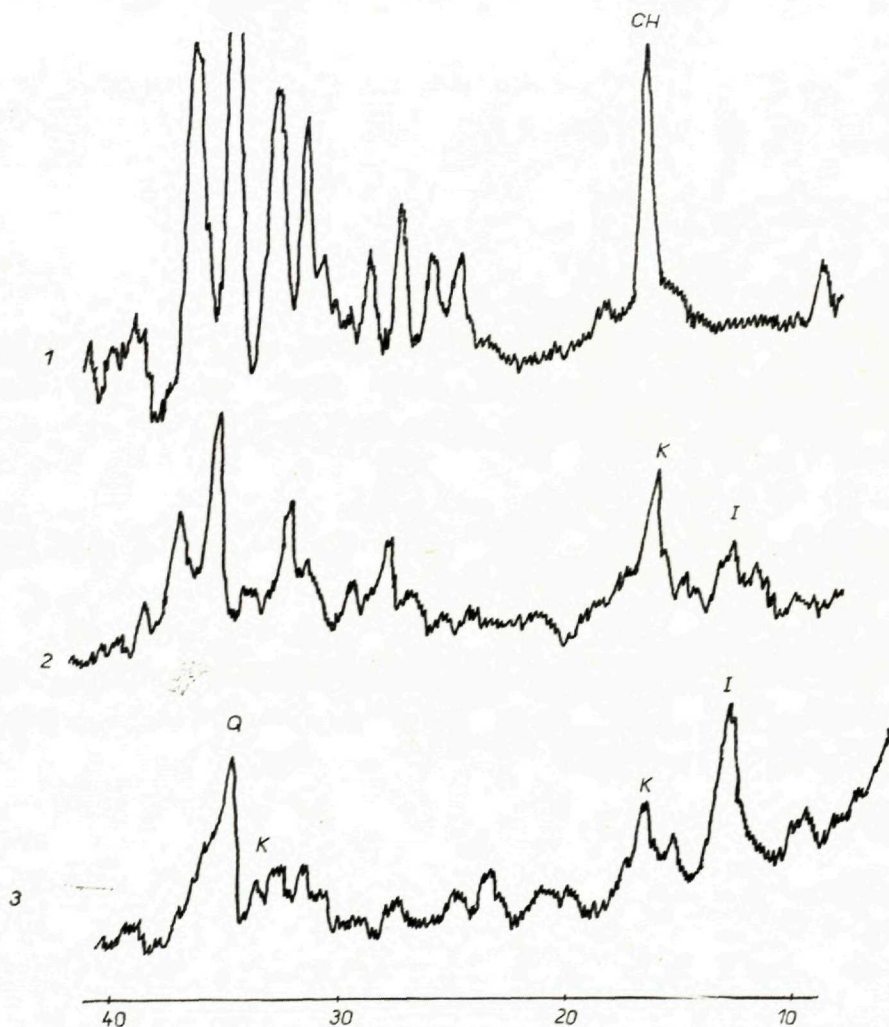
Chemický rozbor extraktov v mg z 50 g extrahovanej vzorky z H_2CO_3 za normálnej teploty a tlaku.

	1	2		1	2
SiO_2	5,20	1,10	MgO	5,70	8,20
TiO_2	—	—	CaO	1,75	22,40
Al_2O_3	—	—	Na_2O	2,50	7,50
Fe_2O_3	stopy	27,14	K_2O	3,50	3,50
MnO	32,74	stopy			

1. Extrakt z pyroxenického andezitu chloritizovaného a adularizovaného; Banská Štiavnica, Maxmilian šachta, 5. obzor, 4 m v nadloží Terézia žily.

2. Extrakt z pyroxenického andezitu čerstvého; lom Machulince pri Zlatých Moravciach.

Za tú dobu sa vzhľad horniny temer nezmenil, až na málo svetlejšie sfarbenie. V chemizme sa však (tab. 3) zistili určité odchyľky medzi pyroxenickým andezitom chloritizovaným, resp. adularizovaným a čerstvým. Z chloritizovaného andezitu prešlo do roztoku najviac Mn (až 32,74 mg), potom Mg a Si. Draslík sa vylučoval intenzívnejšie ako sodík. Najmenej sa vylučoval vápnik. U čerstvého andezitu dominantne do roztoku prechádza Fe (27,14 mg)



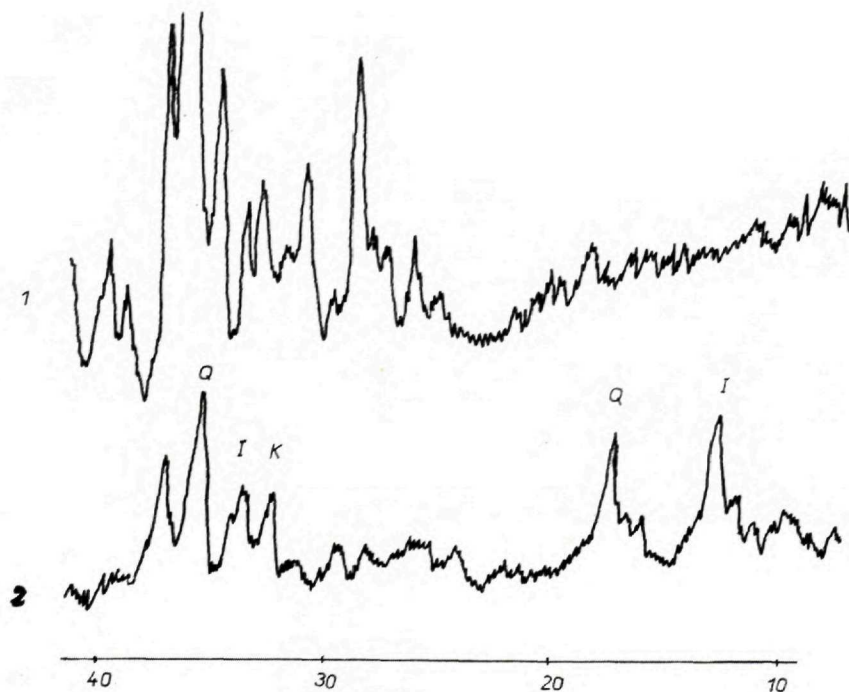
Obr. 3. Difraktogram rtg. 1. chloritizovaný a adularizovaný pyroxenický andezit; 2. chloritizovaný a adularizovaný andezit vybielený a rozpadnutý pôsobením roztoku č. 8; 3. chloritizovaný a adularizovaný andezit vybielený a rozpadnutý pôsobením roztoku č. 7; I – ilit, K – kaolínit, Ch – chlorit, Q – kremeň.

a Ca (22,40 mg), podstatne menej Mg a alkálie, u ktorých je vyššie vylučovanie Na ako K. Najmenej je vyluhovaný Si.

Z chloritizovaného a adularizovaného andezitu prvky prešli do roztoku v nasledovnej postupnosti: $Mn > Mg > Si > K > Na > Ca > Fe$; z čerstvého andezitu $Fe > Ca > Mg > Na > K > Si > Mn$.

(b) *Pôsobenie H_2CO_3 za normálnej teploty a tlaku 2 atm.* Vzorky boli rozdrobené na frakciu 0 – 1 mm a 1–5 mm. 100 gramov z každej frakcie bolo luhované po dobu 6 mesiacov v nádobách v 500 ml destilovanej vode, nasycovanej CO_2 , v dvojtýždňových intervaloch za konštantného tlaku. Do roztoku na začiatku pokusu bolo pridané 5 kvapiek 30 %-ného H_2O_2 .

Horniny sa postupne vybielovali, čo sa prejavilo najmä na najjemnejšej frakcii, ktorá sa temer úplne vybielila (funkcia aktívneho povrchu) a zmäkla. Po 6 mesiacoch vzorky boli vybrané z roztoku a najjemnejšie vybielená frakcia bola študovaná pomocou DTA a rtg. Pri tomto štúdiu vo vzorkách sa nezistili ílové minerály. Z tohto usudzujeme, že v hornine došlo iba k vybieleniu, a nie k ich úplnému rozpadnutiu a tvorbe ílových minerálov (alebo je možné, že sa čiastočne rozpadli na gelovitú hmotu).



Obr. 4. Difraktogram rtg. 1 – pyroxenický andezit čerstvý, 2 – pyroxenický andezit vybielený a rozpadnutý pôsobením roztoku č. 8; I – ilit, K – kaolinit, Q – kremeň.

Roztok po odfiltrovaní sme odparili do sucha a z odparku sa urobili chemické analýzy. Z nich vyplýva, že intenzita vyluhovania prvkov sa zvyšuje so zmenšovaním zrnitosti materiálu. Do roztoku najviac prechádzal Ca a Mg, najmä Fe. U chloritizovaného—adularizovaného andezitu (tab. 4) sa najviac vyluhoval Ca a Mg, ďalšie prvky iba v malej miere. U čerstvého andezitu intenzívnejšie prechádzal do roztoku Si ako u chloritizovaného — adularizovaného. Celkove aj u čerstvého andezitu najintenzívnejšie prechádzal Ca, Mg, Fe a Mn sa z čerstvého andezitu vylučovali v podstatne menšom množstve.

Z chloritizovaného — adularizovaného andezitu prvky prešli do roztoku v nasledovnej postupnosti; $Mg > Ca > Si > Mn > Fe$ a u čerstvého andezitu $Ca > Si > Mg > Mn > Fe$.

Tabuľka 4.

Chemický rozbor extraktov v mg zo 100 g extrahovanej vzorky o zrnitosti o — 1 mm v H_2CO_3 za normálnej teploty a tlaku dvoch atmosfér.

	1	2		1	2
SiO ₂	20,3	37,5	MnO	15,6	4,80
TiO ₂	—	—	MgO	396,0	22,0
Al ₂ O ₃	—	—	CaO	258,0	218,5
Fe ₂ O ₃	2,0	0,90			

1. Extrakt z pyroxenického andezitu chloritizovaného a adularizovaného; Banská Štiavnica, Maxmilian šachta, 5. obzor, 4 m v nadloží Terézia žily.

2. Extrakt z pyroxenického andezitu čerstvého; lom Machulince pri Zlatých Moravciach.

Tabuľka 5.

Chemický rozbor extraktov v mg zo 100 g extrahovanej vzorky v závislosti na čase za normálnej teploty a tlaku.

vzorka	dátum extrahovania:	SiO ₂	MnO	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
1	25. V.	6,00	4,5	12,5	122,5	5,0	3,5	7,0
	6. VII.	8,5	5,0	3,2	142,8	7,4	3,8	3,1
	19. VIII.	12,5	4,5	32,0	182,0	11,7	7,0	3,6
	4. X.	12,0	3,1	3,0	194,6	13,0	5,5	4,0
2	25. V.	6,0	2,3	8,3	20,0	4,0	stopy	4,0
	6. VII.	6,0	1,0	1,8	23,8	3,9	0,6	1,65
	19. VIII.	14,5	0,35	12,4	25,2	4,3	1,4	1,8
	4. X.	16,0	0,85	8,0	21,0	5,4	2,0	2,2

1. — Extrakt z pyroxenického andezitu chloritizovaného a adularizovaného; Banská Štiavnica, Maxmilian šachta, 5. obzor, 4 m v nadloží Terézia žily.

2. — Extrakt z pyroxenického andezitu čerstvého; lom Machulince pri Zlatých Moravciach.

(c) *Pôsobenie H_2CO_3 v závislosti na čase za normálnej teploty a tlaku.* Horniny boli podrvené a vytriedená frakcia o zrnitosti 1—5 mm. 100 g vzorky sme dali extrahovať do polyetylénových nádob v 600 ml destilovanej vody a týždenne raz sa nechal prebublávať cez roztok CO_2 po dobu 0,5 minút; extrahovanie sa robilo za laboratórnej teploty a atmosférického tlaku. Po jeden a pol mesačných intervaloch sme zisťovali v roztoku obsah vylúčených látok. Po 4 a pol mesačnom lúhovaní hornín došlo k ich čiastočnému vybieleniu.

K intenzívnejšiemu vylúhovaniu prvkov došlo z andezitu chloritizovaného — adularizovaného (tab. 5), najmä u Ca, ktorého množstvo sa temer plynule zvyšovalo (obr. 1 a 2). U čerstvého andezitu sa Ca vylúhoval asi $6 \times$ pomalšie ako u premeneného. U Si sa neprejavili medzi skúmanými vzorkami veľké rozdiely, podobne ako u Mg s tým rozdielom, že intenzívnejšie sa vylučovali aj alkálie z andezitu chloritizovaného a adularizovaného ako z čerstvého.

Záver

Pôsobením roztokov s obsahom iónov SO_4^{-2} , Cl^{-1} a HCO_3^{-1} v laboratórnych podmienkach na pyroxenický andezit chloritizovaný — adularizovaný a čerstvý za normálneho tlaku a teploty a tlaku 2 atm. nastali zmeny v mineralogickom zložení hornín a prechod prvkov z hornín do pôsobiacich činidiel.

Pri pôsobení roztokov s obsahom SO_4^{-2} a Cl^{-1} došlo k postupnému vybieleniu a argilizácii andezitov. Pri tejto premene sa tvorili ílové minerály, najmä illit, montmorilonit a hydrosľuda. Veľkosť a obmedzenie týchto minerálov je podobné ako u minerálov, ktoré sa tvorili v prírodných podmienkach pri argilizácii andezitov. Pri pôsobení roztokov s obsahom HCO_3^{-1} sa andezity iba čiastočne vybielili a rozpadli (najmä ich jemné frakcie) na gelovitú hmotu; k tvorbe ílových minerálov ešte nedošlo. Podobné zjavy pozorovať aj v prírodných podmienkach v neovulkanitoch Západných Karpát, kde pri vybielovaní a argilizácii sa andezity rozpadávajú do štádia gelov, z ktorých kryštalizujú ílové minerály (Forgáč 1967).

U chloritizovaného a adularizovaného andezitu sa premeny prejavili intenzívnejšie ako u andezitu čerstvého vo všetkých použitých činidlách. Dôležitú úlohu pri argilizácii horniny má jej mineralogické zloženie a stabilita minerálov v pôsobiacich činidlách. Chlority, epidoty a karbonáty boli menej stabilné ako pyroxény a plagioklasy. Tým sa dá vysvetliť aj väčšie rozšírenie a intenzívnejšie vybielovanie a argilizácia hornín na miestach, kde vulkanické horniny boli ovplyvnené postvulkanickými roztokmi. Pôsobením týchto roztokov horniny boli chloritizované, pyritizované, adularizované, sericitizované a pod. (doprevádzané tvorbou uhličitanu, epidotu a i.; Forgáč 1966). Pri týchto premenách sa v horninách stabilnejšie primárne minerály (pyroxény, amfibol, biotit, plagioklas a i.) zmenili na menej stabilné sekundárne minerály

(chlorit, epidot, uhličitán, pyrit a i.). V dôsledku toho bol i vplyv povrchových roztokov, ktoré viedli k vybielovaniu a argilizácii hornín, intenzívnejší u hornín, postihnutých postvulkanickými premenami ako v oblastiach, kde roztoky pôsobili na horniny čerstvé.

Pri vybielovaní a argilizácii hornín pri pôsobení roztoku s obsahom iónov SO_4^{-2} a Cl^{-1} do roztoku najintenzívnejšie prechádzal Al a Fe (u oboch typov hornín); alkálie sa vylúhovali z andezitu chloritizovaného a adularizovaného najmenej, z andezitu čerstvého intenzívnejšie (vo väčšom množstve ako Mg a Si). Do roztokov s obsahom iónov HCO_3^{-1} sa najintenzívnejšie vylúhoval Ca a Mg, pomerne intenzívne aj alkálie a Si (kremík intenzívnejšie). Hliník do roztoku neprechádzal. Tieto poznatky nám dovoľujú na základe pomerného množstva vylúhovaných prvkov z horniny pri jej vybielovaní a argilizácii určiť pravdepodobný charakter premeny, resp. pôsobiacich činidiel.

LITERATÚRA

- [1] Dvonč V., 1965: Laboratórny výskum vybielovania andezitov. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava. — [2] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochemia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. SGV — Západné Karpaty, zv. 5, Bratislava. — [3] Forgáč J., 1967: Die Entfärbung der Gesteine und derer Zerfall im Erzrevier von Banská Štiavnica. Geol. práce, Zprávy 42, Bratislava. — [4] Gerthoffrová H., 1965: Identifikácia fľových minerálov z premenených neovulkanitov metódou elektrónového mikroskopu. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava. — [5] Hawkins D. B. & Roy R., 1963: Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation. Geochim. et Cosmochim. Acta Vol. 27. — [6] Roy D. M. & Roy R., 1955: Synthesis and stability of minerals in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$. Am. Min., vol. 40. — [7] Saukov A. A., 1954: Geochemie, Praha. — [8] Smirnov S. S., 1955: Zona okistenija sulfidnych mestoroždenij. Moskva—Leningrad. — [9] Stringham B., 1952: Fields of formation some common hydrothermal alteration minerals. Econ. Geol. 47. — [10] Szolnoki J. & Bognár L., 1964: Experiments on the biogenic oxidation of some sulphide ores. Acta geol. Acad. scient. hungaricae, t. 8, Budapest. —

Vysvetlivky k tabuľke XI

Obr. 1. 1 — montmorilonit, 2 — hydrosľuda. Stanovené v elektrónovom mikroskope. Chloritizovaný a adularizovaný andezit v laboratórnych podmienkach argilizovaný. Zväčšené 13 500 x. — Obr. 2. 1 — montmorilonit, 2 — hydrosľuda. Stanovené v elektrónovom mikroskope. Čerstvý pyroxenický andezit v laboratórnych podmienkach argilizovaný. Zväčšené 13 500 x. — Obr. 3. 1 — montmorilonit, 2 — hydrosľuda (stanovené v elektrónovom mikroskope); argilizovaný pyroxenický andezit. Banská Štiavnica, šachta Maximilian, 12. obzor pri žile Terézia. Zväčšené — 13 500 x. — Obr. 4. 1 — montmorilonit, 2 — hydrosľuda (stanovené v elektrónovom mikroskope); argilizovaný pyroxenický andezit. Banská Štiavnica, šachta František, 12. obzor pri žile Grüner. Zväčšené 17 500 x.

JOZEF FORGÁČ

ÚLOHA KOLOIDNÝCH ROZTOKOV PRI POSTVULKANICKÝCH PREMENÁCH V NEOVULKANICKÝCH HORNINÁCH

Výťah. Na polymetalickom ložisku v Banskej Štiavnici v neovulkanických horninách pri postvulkanických premenách vznikli sekundárne minerály, ktoré sa tvorili prevažne z koloidov. Najmä v kremeň a chlorite sa zachovali znaky po kolomorfných štruktúrach, ktoré poukazujú na ich kryštalizáciu z gelov. Pri difúzii roztokov blízko prírodných dráh došlo k filtrácii koloidov. Komponenty prechádzajúce z hornin do roztokov vytvárali v nich koloidy a boli prenášané len na malú vzdialenosť, kde koagulovali. Tento proces sa viackrát opakoval. Tým si možno vysvetliť temer rovnako intenzívnu premenu hornín na veľkej vzdialenosti bez podst. zmien ich chem. zloženia.

Pri štúdiu postvulkanických premien sledoval som uplatnenie koloidných roztokov na základe rozšírenia kolomorfných štruktúr v premenených horninách v oblasti Banskej Štiavnice. Údaje o týchto štruktúrach sú u nás z neogénnej oblasti zriedkavé, aj to hlavne z rudných žíl. Na dôležitosť koloidných roztokov a tvorbu koloidných štruktúr pri tvorbe rudných žíl v neovulkanitoch Karpát poukázal Helke (1938), neskôr Koděra (1956) a Jarchovský (1963) v Banskej Štiavnici, resp. Böhmer (1964) v Kremnici. Tieto práce sa nezaoberajú uplatnením koloidných roztokov a tvorbou kolomorfných štruktúr v premenených horninách.

Mladé vulkanické horniny radu andezit-dacit-ryolit v oblasti Banskej Štiavnice boli postihnuté účinkami hydrotermálnych a povrchových roztokov. V dôsledku pôsobenia týchto roztokov vznikla široká škála premien (čo do intenzity i vzniku sekundárnych minerálov). Na základe petrografického a chemického štúdia vyčlenil som dve väčšie skupiny premien — postvulkanické a hypergénne. Postvulkanické premeny vznikali v utuhnutých lávach pôsobením postvulkanických roztokov; sčasti predchádzali tvorbe žíl s polymetalickým zrudnením, sčasti tvorbu rudných žíl doprevádzali.

Najrozšírenejšou premenou v oblasti Banskej Štiavnice je chloritizácia, charakterizovaná vznikom chloritu na úkor tmavých minerálov (pyroxény, amfibol, biotit), pričom plagioklasy zostávajú takmer čerstvé. Chloritizáciu doprevádza vznik karbonátov, epidotu, kremeňa, pyritu a málo sericitu. Pri tejto premene sa mení minerálne zloženie hornín bez podstatnejších zmien

chemizmu (Forgáč 1966). Chloritizácia tmavých minerálov bola rovnako intenzívna 10 až 20 m i niekoľko 100 m od žíl (miestami i niekoľko km). Rozšírenie chloritizácie je „regionálne“ a nejaví zonárne rozloženie vzhľadom k priebehu rudných žíl. K chloritizácii došlo pred vznikom rudných žíl.

V blízkosti rudných žíl je zonárne rozmiestnená adularizácia, sericitizácia a prekremenenie. Medzi jednotlivými zónami nie je ostrá hranica.

(a) *Zóna adularizácie* je najvzdialenejšia od priebehu žíl. Prejavila sa metasomatickým zatláčaním plagioklasu adulárom za prínosu draslíka hydrotermálnymi roztokmi. Intenzita adularizácie sa mení so zmenou zonálnosti rudnej výplne v žilách (Pb-Zn zóna, Cu-zóna; Koděra 1963). Intenzívnejšie sú adularizované horniny v spodnej časti Pb-Zn zóny; smerom do hĺbky (Cu-zóna) sa intenzita adularizácie postupne znižuje.

(b) *Zóna sericitizácie* je lokalizovaná bližšie k žilám ako adularizácia. Je pomerne málo markantná, často iba niekoľko metrov široká, charakterizovaná intenzívnym vznikom sericitu, ktorý metasomaticky zatláča adulár a plagioklas, menej i chlorit. V zóne sericitizácie dochádza k väčšej zmene chemizmu horniny, ktorá sa obohacuje o Si a K, prinesené hydrotermálnymi roztokmi. Z horniny sú odnášané Fe, Mg, Al, Na a Ca.

(c) *Zóna prekremenenia* sa nachádza v bezprostrednej blízkosti žíl a je niekoľko metrov široká. V nej pomerne intenzívne metasomaticky zatláča kremeň temer všetky prv vzniklé minerály. Obsah Si v hornine sa zvyšuje o 10 až 15 váh. % SiO_2 (zriedkavo i viac).

V týchto zónach sú sprievodnými sekundárnymi minerálmi: chlorit, uhličitan, adulár, sericit, kremeň, epidot-zoizit, pyrit a limonit.

Hypergénne premeny sa uplatnili na povrchu pôsobením povrchových roztokov a prebiehajú podnes. Pri nich sa hornina postupne rozpadá a často nadobúda menlivé farebné odtiene. V konečnom štádiu premeny býva hornina vybielená, pričom vzniká hlavne montmorilonit, kaolinit, ilit a jarozit.

Účast koloidných roztokov pri postvulkanických premenách

Pôsobením postvulkanických roztokov dochádza postupne k premene primárnych silikátov a vzniku sekundárnych minerálov, najmä chloritu, karbonátu, aduláru, epidot-zoizitu, sericitu, pyritu a kremeňa. V niektorých mineráloch, najmä v kremeň a chlorite sú znaky, poukazujúce na to, že tieto minerály vznikli z koloidných roztokov.

Kremeň ako sekundárny minerál vznikol v priebehu všetkých postvulkanických premien. V štádiu chloritizácie sa tvoril pri rozpade tmavých minerálov odmiešaním SiO_2 ako prebytočnej zložky pri vzniku chloritu, neskôr pri premene plagioklasov na adulár a sericit obdobným spôsobom (J. Forgáč 1966). Najviac kremeňa vznikalo pri premene hornín v blízkosti rudných žíl, kde horniny boli o kremík obohacované hydrotermálnymi roztokmi.

Pri tvorbe rudných žíl v neovulkanitoch Slovenska vznikala kremeň často z gelov (Koděra 1956; Böhmer 1964). V okolí žíl tvorí sekundárny kremeň nepravidelné zhluky, alebo vyplňa puklinky. Ojedinele, najčastejšie v dutinkách hornín, je zachovaný ešte pôvodne vzniklý opál. Tvorí tu užité lemky (prevažne 0,01 až 0,03 mm). Pri jednom nikole je číry, so slabým odtieňom do hnedá, s drsným povrchom bez znakov polarizácie. Smerom do stredu dutiniek dochádza ku kryštalizácii opálu, pričom vzniká jemnovláknitá zóna premenlivej šírky (0,05 až 0,10 mm); oproti opálu neostro ohraničená. Jemné vlákna sú svetlej farby s temer priamym zhášaním, chz — . Vlákňitý minerál patrí chalcedónu. V niektorých dutinkách vzniká rekryštalizáciou z opálu spolu s vláknitým chalcedónom submikroskopický agregát kremeňa.

Prevažná časť kremeňa je dnes vykryštalizovaná vo forme zhlukov jemnozrnného agregátu s xenomorfným obmedzením zŕn (veľkosti 0,01 mm), resp. s náznakmi, že kremeň kryštalizoval z gelov. V kremenných žilkách sa miestami zachovali slabé náznaky po pôvodnej zonálnosti v koloidnom štádiu. Okrajové časti žíliet tvorí hrubší agregát kremeňa s obláčkovitým zhášaním, stred zas agregát jemnozrnejší (alebo naopak).

V zrnitých agregátoch kremeňa sa ojedinele zachovali iba nepriame náznaky po kolomorfných štruktúrach, najmä jemne rozptýlené znečisteniny vo forme nepravidelných nitkovitých prúžkov, dobre viditeľné pri jednom nikole. Znečisteniny boli pohltené v geloch a vyznačovali priebeh kolomorfných štruktúr. Priebeh pôvodných kolomorfných štruktúr rôznych oválnych a záživovitých tvarov býva zvýraznený jemnorozptýleným pigmentom, najčastejšie hnedej farby, a viditeľný pri jednom nikole (obr. 1, tab. XII). Priebeh pôvodných kolomorfných štruktúr sa po vykryštalizovaní kremeňa úplne stráca a obmedzenie xenomorfných zŕn kremeňa s pôvodnými tvarmi kolomorfných štruktúr (tab. XII, obr. 2) nie je zhodné. Z toho súdime, že kremeň kryštalizoval z gelov, vzniklých koaguláciou koloidných roztokov, avšak časť kremeňa mohla vykryštalizovať aj z pravých roztokov.

Chlorit je najrozšírenejší sekundárny minerál; tvoril sa hlavne v štádiu chloritizácie, najmä vo vzdialenejších miestach od rudných žíl. So stúpajúcou premenou horniny býva chlorit postupne metasomaticky zatláčaný sekundárnymi minerálmi, najmä uhličitanom, adularom, sericitom a kremeňom.

V premenených horninách tvorí pseudomorfózy po tmavých mineráloch alebo je rozptýlený v dutinkách základnej hmoty horniny. Chlorit je zelenkavý až zelený, so šedými interferenčnými farbami I. radu; tvorí jemnošupinkovitý a vláknitý agregát. Index lomu v smere $\alpha = 1,618 - 1,620$; $\gamma = 1,622 - 1,625$; $\alpha - \gamma = 0,001 - 0,005$. Index lomu vláknitého chloritu v smere $\alpha = 1,618 - 1,619$; $\gamma = 1,620 - 1,623$; $\alpha - \gamma = 0,001 - 0,004$. Zhášanie je temer priame. Chlorit na základe optických konštánt prislúcha k izomorfnému radu v rozmedzí Mg prochlorit až prochlorit. Často

kryštalizuje zo zelenkavej až šedohnedonazelenkavej gelovitej hmoty, ktorá vyplňa nepravidelné políčka v základnej hmote. Gelovitá hmota neprejavuje znaky polarizácie. Pri jej kryštalizácii jemné vlákna alebo šupinky chloritu postupne vyplňujú uvoľnený priestor, sú najčastejšie orientované temer kolmo na steny dutiniek. Pri vysýchaní gelovitej hmoty často sa tvoria nervovite rozvetvujúce prasklinky. Ak na okrajoch praskliniek gel stvrdne a vytvorí sa jemná, ale dosť pevná bariéra, roztok nemôže difundovať z okolia do priestoru praskliniek, ktoré potom bývajú vyplnené znova gelovitou hmotou iného látkového zloženia. V našom prípade do praskliniek prenikli koloidy, z ktorých po koagulácii vykryštalizoval kremeň (obr. 3, tab. XII.). V ďalšom štádiu kryštalizuje chlorit, ktorého vlákna sa orientujú temer kolmo na predtým vykryštalizovaný kremeň. Znaký po pôvodných kolomorfných štruktúrach sa zachovali miestami i v pseudomorfózach chloritu po pyroxénoch (obr. 4, tab. XII).

Aj v adulároch sú badateľné málo výrazné šmuhovité a zálivovité tvary, tvorené jemnorozptýlenými znečisteninami. Tieto šmuhy poukazujú na možný vznik aduláru z gelov. Túto otázku bude potrebné ďalej sledovať.

LITERATÚRA

- [1] Böhmer M., 1964: Colloform textures of the Kremnica ore veins. Geologický sborník XV/2. Bratislava. — [2] Čuchrov F. V., 1955: Kolloidy v zemnej kore. Izdat. Akad. nauk SSSR., Moskva. — [3] Dolgov J. A., 1959: Rol kolloidov v obrazovanii kvarca kolčedonnych mestoroždenij srednego Urala. Problemy geochemii 1., 280—295. Lvov. — [4] Forgáč J., 1964: Schéma delenia synvulkanických a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava. — [5] Forgáč J., 1966: Petrografia petrochémia premenených hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. SGV, Západné Karpaty, zväzok 5. Bratislava. — [6] Helke A., 1938: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens. Archiv für Lagerstättenforschung 66, Berlin. — [6] Jarchovský T., 1963: Das Gefüge der Erzgänge als Kriterium zur Unterscheidung des kolloiden Charakters von Erzlösungen. Symposium Problems of postmagmatic ore deposition 1., Prague. — [7] Koděra M., 1956: Paragenesia a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. Geol. práce, Zošit 42, Bratislava. — [8] Koděra M., 1963: Polimetalickéskije mestoroždenija subvulkanického proischoždenija Banská Štiavnica i Hodruša. Konferencie: Problemy postmagmat. rudoobrazovanija. Praha — [9] Koržinskij D. S., 1957: Režim kislости poslemagmaticeskich rastvorov. Izv. AN. SSSR, ser. geol. No. 12.

Vysvetlivky k tab. XII

Obr. 1. Relikty po kolomorfných štruktúrach v kremeni, vyznačené pigmentom v pôvodných geloch v dutinke pyroxenického andezitu, nikoly =, zväčš. 67 x. — Obr. 2. Obmedzenie zrn kremeňa po vykryštalizovaní sa nezhoduje s priebehom pôvodných kolomorfných štruktúr, vyznačených pigmentom v pôvodných geloch, nikoly +, zväčš. 67 x. — Obr. 3. Chlorit s prasklinami v pôvodnej gelovitej hmote, vyplnenými kremenom (a-chlorit, b-kremeň), nikoly =, zväčš. 67 x. — Obr. 4. Znaký po kolomorfných štruktúrach v pseudomorfóze chloritu po pyroxéne, nikoly =, zväčš. 105 x.

IVAN KRAUS—MIROSLAV PULEC

MINERALOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY ÍLOV VO VÝCHODNEJ ČASTI SLATINSKEJ KOTLINY

Abstrakt. V rámci geologického výskumu vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát vrtom P—7, situovaným asi 2 km S od obce Pstruša, sa zistila 143 m mocná poloha tortónskych bentonitizovaných aglomerátov, tufov, tufitov a bentonitov. V podloží pliocénu sa zistilo 120 m mocné súvrstvie kaoliniticko-montmorilonitických ílov s ojedinelými polohami halozitu. Súčasne sa orientačne zhodnotilo mineralogické zloženie kaolinitických ílov s malou prímесou halozitu pri Zvolenskej Slatine.

Prehľad geologickej stavby Slatinskej kotliny

Sedimentácia neogénu v Slatinskej kotlině začala v spodnom tortóne. Do jazerného prostredia boli splavované rozrušené podložné granitoidné horniny, menej permské arkózy. Ďalší vývoj Slatinskej kotliny úzko súvisel s vrchnomiocénnym vulkanizmom a bol ukončený v pliocéne.

Z litologicko-petrografického hľadiska v zmysle koncepcie Kuthana (1963) môžeme v Slatinskej kotlině vyčleniť: 1. bazálne pefiticko-psamitické súvrstvie s podradným zastúpením pelitov a zriedkavou prímесou pyroklastického materiálu (spodný tortón); 2. andezity a pyroklastické horniny I. andezitovej fázy (spodný tortón); 3. andezity a pyroklastické horniny II. andezitovej fázy (vrchný tortón); 4. terigénne sedimenty (vrchný tortón — spodný sarmat); 5. redeponované produkty I. a II. andezitovej fázy (spodný sarmat); 6. tufy a tufty kyslých andezitov až dacitov (spodný sarmat); 7. pliocén (levant?).

Stratigrafická príslušnosť tortónskych a sarmatských sedimentov je potvrdená palynologickými nálezmi (Planderová 1966) a opiera sa o porovnanie pyroklastických hornín s vulkanickými fázami na strednom Slovensku. Pliocénne sedimenty obsahujú produkty kaolinitického zvetrávania, ktoré sa na území Slovenska nachádzajú prevažne v pliocéne — väčšinou v levante.

Bazálne súvrstvie je zastúpené iba v okolí Lieskovca, na okraji granitoidných hornín. Vyskytuje sa v južnej časti Zvolenskej kotliny (vrt PK—1) a vo Zvolenskej vrchovine (Hrochotská dolina). Jeho výskyt predpokladáme aj v podloží produktov I. andezitovej fázy (vo vrte P—7). Postupným pribúdaním pyroklastického materiálu prechádza terigénne bazálne súvrstvie do komplexu, tvoreného produktmi I. andezitovej fázy. V západnej časti Slatinskej kotliny sú to aglomeráty, tufy a tufity amfibol-biotitické, amfibol-hyperstenické a hyperstén-amfibolické + granát. Vo východnej časti sa striedajú amfibol-hyperstenické andezity s tufmi, prípadne s tufitmi.

Produkty I. andezitovej fázy, najmä v západnej časti kotliny, sú intenzívne premenené miestami natoľko, že je zastretý pôvodný charakter hornín. Premeny sú najintenzívnejšie v pemzičkách a porfyrických výrastliciach. Okrem karbonitizácie pozorujeme aj chloritizáciu, miestami opalizáciu, pyritizáciu a ojedinele argilitizáciu.

Hranica medzi produktmi I. a II. andezitovej fázy nie je všade výrazná. Určuje sa podľa výskytu valúnov kremencov, kremeňa a ojedinele granitoidných hornín a podľa petrografických kritérií (objavenie sa pyroxenických a augit-hyperstenických andezitových fragmentov). Počas II. andezitovej fázy sedimentologicky panovali obdobné pomery ako počas I. andezitovej fázy. Pyroklastický materiál II. andezitovej fázy sedimentuje do vodného prostredia (eolicky), alebo je redeponovaný zo znosových oblastí, tvorených produktmi I. a II. andezitovej fázy. Prevláda alochtónny materiál, ktorý sa nepravidelne strieda s autochtónnym. V západnej časti ide výlučne o pyroklastický materiál. Smerom k východu pribúdajú andezity, ktoré prevládajú v JV časti kotliny nad andezitovými tufmi a tufitmi.

Produkty druhej andezitovej fázy postihla miestami propylitizácia a neskoršie (medzi vrchným tortónom a spodným sarmatom) v čase prerušenia sedimentácie hypergénne premeny, ktoré spôsobili najmä vo východnej časti kotliny intenzívnu bentonitizáciu.

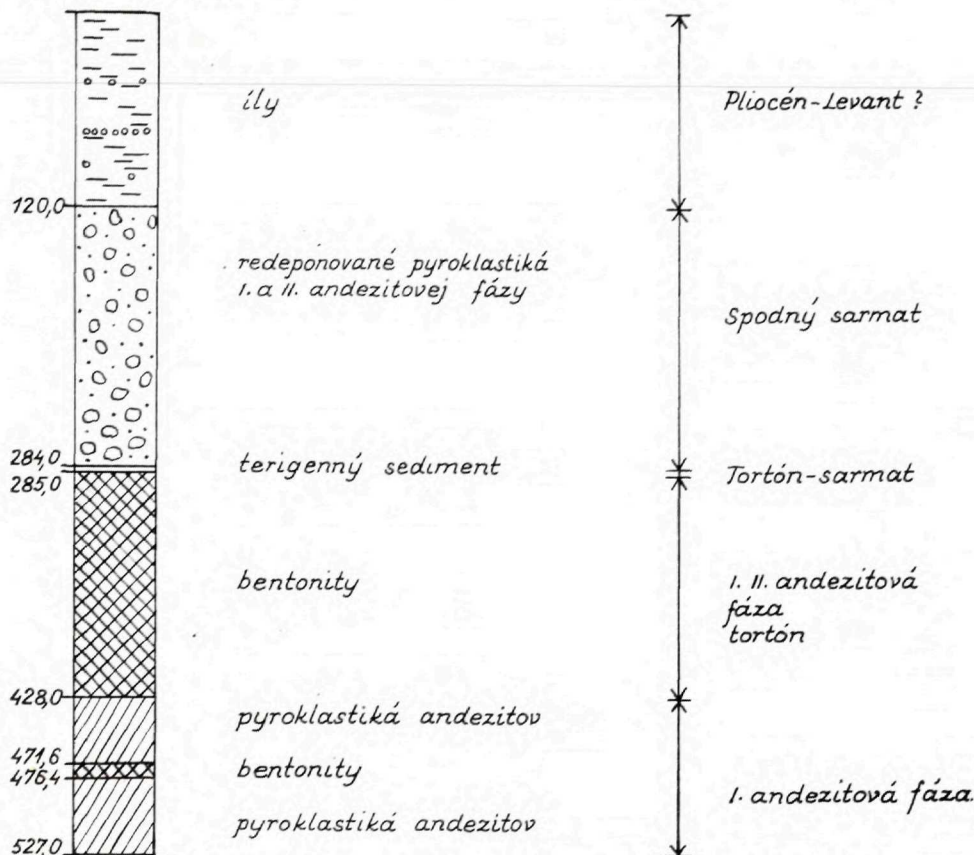
V období medzi vrchným tortónom a spodným sarmatom dochádza postupne, pravdepodobne v celej kotline k prerušeniu sedimentácie. Terigénne sedimenty sa zachovali len miestami. Vo vrte P—7 sú to hrdzavohnedé až sivofialové ílovito-piesčité vrstvy (max. 5 m mocné).

Postupnou subsidenciou Slatinskej kotliny v spodnom sarmate vznikol nový sedimentačný priestor, do ktorého boli splavované produkty I. a II. andezitovej fázy, bez autochtónneho pyroklastického materiálu. Premeny sú oveľa slabšie ako u starších sedimentov (najvýraznejšia je karbonatizácia a chloritizácia, bentonitizácia sa nezistila).

Obnovenie vulkanickej činnosti vo vyššom spodnom sarmate sa prejavilo prítomnosťou pemzových jemno až hrubozrnných *kyslých tufov dacitoidného charakteru*. Smerom do nadložia sa mení charakter vulkanizmu a kyslé tufy

vystriedali andezitové tufy a tufty. Z premien pozorujeme len slabú chloritizáciu a karbonatizáciu mafických porfyrických výrastlíc. Pemzové tufy a tufty sa vyskytujú iba v záp. časti Slatinskej a v juž. časti Zvolenskej kotliny.

Pliocén tvoria aleuriticko-piesčité a plastické íly sivej, sivohnedej a pletovej farby, miestami škvrnité. Ojedinele sa v nich vyskytujú vložky tuftov. Polohy štrkov sú tvorené prevažne valúnmi pyroxenického andezitu, ojedinele kremencami a kremeňom. Južne od Pstruše prevláda štrkový vývoj, na severe a SZ vývoj ílovitý.



Obr. 1. Schematický profil vrtu P—7 Pstruša (zostavil M. Pulec 1966)

Mineralogicko-petrografická charakteristika bentonitov

Bentonity sa vyskytujú vo vrte P—7. V hĺbke (viď profil vrtu) od 120 m do 284 m ide o slabo premenený komplex pyroklastických hornín. V úseku 284,0—285,0 m sú pravdepodobne zachované zbytky terigenných sedimentov. V hĺbke od 285,0 do 428,0 m pozorujeme intenzívnu bentonitizáciu. Podložie

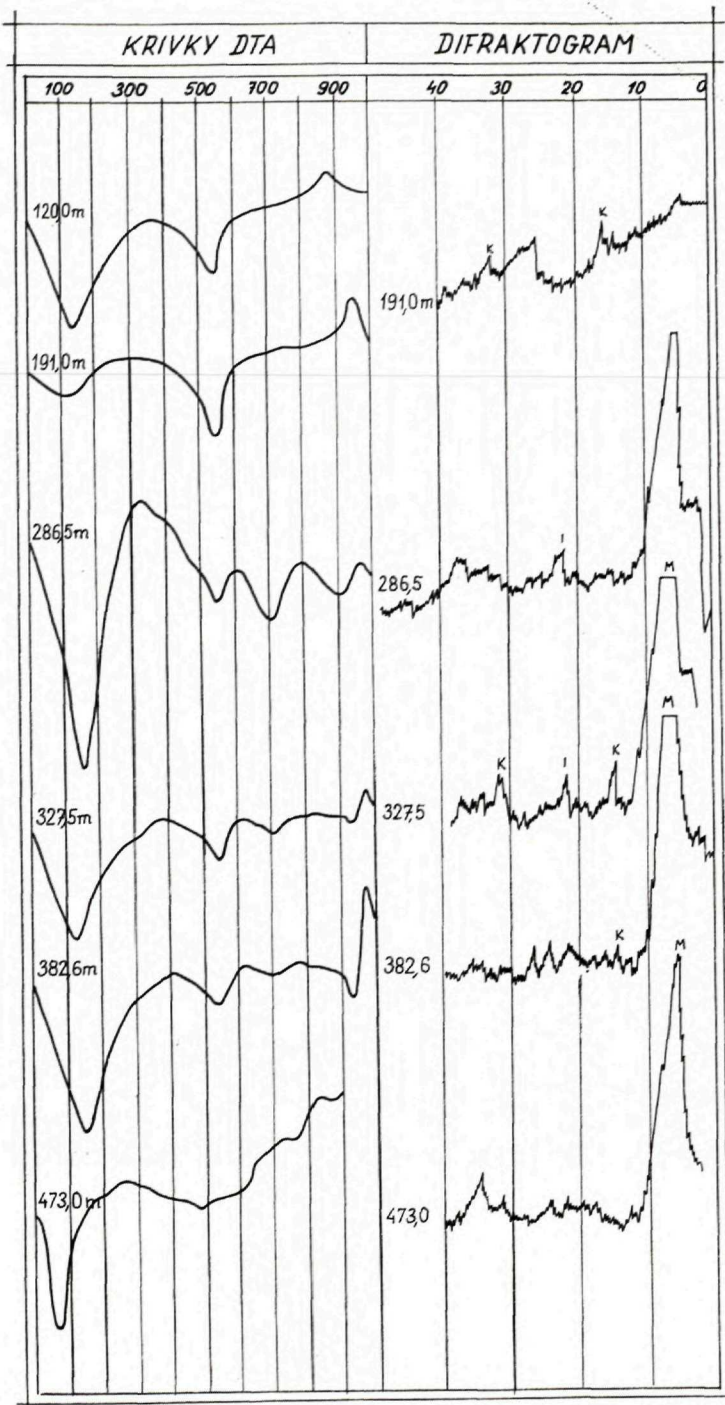
bentonitizovanej polohy tvoria väčšinou ostrohranné, čiastočne premenené, pevné pyroklastické horniny I. andezitovej fázy. V tomto komplexe sa v úseku 471,6—476,4 m vyskytuje znovu poloha bentonitov.

Intenzívne premenený bentonitizovaný komplex andezitových brekcií, tufobrekcií a andezitov v intervale 285,0—428,0 m má charakteristickú belavú farbu so zelenkastým nádychom, miestami svetlozelenú až tmavozelenú. Intenzita premien nie je rovnaká a mení sa v závislosti od zrnitosti a priepustnosti pyroklastík; celkove však smerom do hĺbky je stále intenzívnejšia. Treba zdôrazniť, že ide o jeden neprerušovaný komplex, v ktorom sú (v úseku 285—318 m) prítomné intenzívne bentonitizované ostrohranné brekcie, pochádzajúce z produktov II. andezitovej fázy, tmelených slabo rozloženým tufitom. Inde sú prítomné hlavne andezitové aglomeráty a andezity. Ich pôvodná štruktúra (pokiaľ sa to dalo zistiť) je porfyrická, s hyalopilitickým a mikrolitickým vývojom základnej hmoty. Pri úplnej premene prechádza do štruktúry pelitickej. Plagioklasy v základnej hmote bývajú menej intenzívne rozložené ako výrastlice, ktoré sú v tomto intervale rozložené v jemnodisperzný agregát. Pritom sa ale dá sledovať ich pôvodné obmedzenie; buď je to na okrajoch tenký lem limonitu (*tab. X, obr. 1*) alebo obruba kalcitu. Druhý prípad sa dá pekne sledovať vo vzorke z hĺbky 352,5 m. Menej intenzívne rozložené partie obsahujú ešte aj obecný amfibol a vulkanické sklo. Premena je v celom intervale doprevádzaná pyritizáciou a karbonitizáciou, menej opalizáciou.

Na mineralogickom zložení bentonitizovaných andezitových aglomerátov, tufobrekcií a andezitov sa podieľa v celom rozsahu predovšetkým montmorilonit (*obr. 2*), v niektorých úsekoch sa objavuje illit (286,5, 327,5, 354,5 m) identifikovaný predovšetkým reflexom pri 5 Å. Jeho bazálny reflex pravdepodobne splyva so silným bazálnym reflexom montmorilonitu. Skoro v celom súvrství je slabšie zastúpený kaolinit. Mineralogickým rozborom sa nezistili zákonitosti v zastúpení jednotlivých ílových minerálov vo vertikálnom smere.

Na krivkách DTA majú bentonitizované andezitové aglomeráty a tufobrekcie pekne vyvinuté obidve dehydroxylačné endotermy: prvú v rozpätí 500—540 °C, druhú v intervale 665—710 °C. Zvýšený obsah Fe_2O_3 vo vzorkách čiastočne mení priebeh dehydroxylačie, v dôsledku menšej energie väzby medzi Fe^3 a OH^{-1} (ako napr. vo vzorke z úseku 473 m), ale pritom aj tu je prítomná vyššia dehydroxylačná endoterma, i keď málo výrazná. Stupeň substitúcie Al^{+3} za Si^{+4} v tetraedrickej koordinácii je vyšší ako v bentonitoch Žiarskej kotliny (Kraus 1967). Celkove však chemizmus týchto bentonitov (čo do obsahu Al_2O_3 , ale hlavne Fe_2O_3) je veľmi variabilný. Pôvodne sme predpokladali, že budú mať v celom rozsahu zvýšený obsah Fe^{+3} . Podľa chem. analýz z nepravidelne rozmiestnených vzoriek vyšší obsah Fe_2O_3 je len v spodnom úseku (473 m).

Naše chemické analýzy pochádzajú z nedokonale separovaných vzoriek (pod 20 μ) a vzorky zväčša nie sú monominerálne; preto ich kryštalochemické vzorce majú len orientačný charakter a uvádzame ich len pre predstavu o rozložení katiónov v ich štruktúre. Predpokladáme, že ide prevažne o bentonity beidellitického a beidellit-nontronitickeho typu.



Obr. 2. DTA a rtg. krivky ílových minerálů z vrtu P-7

Rozloženie katiónov v montmorilonitoch z bentonitov vo vrte P-7

	P-7/286,5 m	P-7/289 m	P-7/386,5 m	P-7/473 m						
SiO ₂	45,86	47,42	48,32	49,24						
Al ₂ O ₃	22,73	21,45	22,79	10,49						
TiO ₂	1,18	1,13	0,20	0,75						
Fe ₂ O ₃	3,19	7,62	2,55	13,26						
FeO	—	—	0,93	1,00						
MnO	stopy	0,11	0,02	0,04						
CaO	5,05	1,85	2,28	1,87						
MgO	2,23	2,20	2,50	4,91						
K ₂ O	1,60	0,50	0,60	1,76						
Na ₂ O	0,80	0,70	0,40	0,40						
str. suš. do 110 °C	10,30	7,42	12,79	11,15						
str. žih. do 900 °C.	7,86	10,16	6,29	5,89						
spolu	100,80 %	100,56 %	99,67 %	99,96 %						
mol. pomer Si : Al	3,49	3,83	3,67	—						
vzorka	koord. IV		koord. VI				koord. XII.			
	Si	Al	Al	Fe ³	Fe ²	Mg	Mg	Ca	Na	K
286,5 m	6,91	1,09	2,94	0,36		0,50		0,81	0,31	0,23
289 m	7,07	0,93	2,83	0,85		0,35	0,13	0,29	0,20	0,09
386,5 m	7,20	0,80	3,21	0,28	0,11	0,43	0,12	0,36	0,11	0,11
473 m	7,54	0,46	1,43	1,52	0,12	1,12		0,30	0,20	0,35

Vzorky analyzovala V. Šaturová, okrem vzorky z úseku 473 m, ktorú analyzoval V. Dvonč z GÚDŠ v Bratislave; prepočet kryštalochemických vzorcov sa robil podľa W. P. Kelleya (1955).

Podľa kriviek DTA a chemizmu bentonity z vrty P-7 majú obdobné zloženie ako bentonity, ktoré uvádza M. Polášková (1965) z Hrochote. S prihliadnutím na mineralogický charakter a chemizmus bentonitov z Braňan (Konta 1957; Horváth 1964; Čížel—Novák 1966) a na nontroniticko-beidellitický charakter primárnych produktov rozkladu pyroxenických andezitov zistený v okolí Badína Krausom—Gerthofferovou (1967) domnievame sa, že vo všetkých týchto prípadoch vznikajú bentonity viac menej beidellitického, resp. nontronit-beidellitického typu.

Genéza bentonitov v Slatinskej kotline

Pri posudzovaní charakteru procesov bentonitizácie v tejto oblasti vychádzame zatiaľ len zo štúdia spodného komplexu vo vrte P-7, resp. z výskytov bentonitických ílov pri Hrochoti (Polášková 1965) a z nontronitizácie pyroxenických andezitov pri Badíne (Kraus—Gerthofferová 1967). O genetickej súvislosti bentonitov s vulkanickými horninami niet pochybností, ale názory na ich vznik sa často rozchádzajú, hlavne preto, že môžu vznikáť účinkom rôznych procesov.

Napr. Radzo (1954) považuje bentonity na lokalitách Svinica a Kuzmice za produkt rozkladu vulkanických popolov v sladkovodnom, alkalickom prostredí. Neskôr (1959) pripúšťa, že mohli vzniknúť aj povrchovým zvetraním ryolitových pyroklastík. Janáček (1959) vysvetľuje vznik niektorých výskytov (Vranov, Kučín, Velaty) hydrotermálnou premenou pyroklastických hornín. Slávik (1962) vyzdvihuje pri bentonitizácii ryolitových tufov a tufitov halmyrolitické procesy. A napokon Ivan (1966) považuje cirkuláciu podzemných vôd za najdôležitejší faktor, ktorý spôsobil bentonitizáciu materských hornín v celej oblasti východoslovenského neogénu. Vidíme, že len v tejto oblasti sa aplikovali prakticky všetky možné predstavy o vzniku bentonitov.

Pri riešení genézy bentonitov v Slatinskej kotline vychádzame z týchto faktov:

(1) Premena, ktorá spôsobila bentonitizáciu pyroklastických a efuzívnych hornín sa v Slatinskej kotline prejavila na rôznych miestach rôzne intenzívne. Najväčší rozsah vo vertikálnom smere sa zatiaľ zistil vo vrte P-7 pri Pstruši, kde bentonitizovaný komplex je až 143 m mocný. V Hrochotskej doline sa zatiaľ zistili intenzívne rozložené tufity o menšej mocnosti. Neúplná bentonitizácia sa zistila vo vrte PK-1 pri Kováčovej iba v intervale 214-230 m.

(2) Premena materských hornín vo vrte P-7 prebiehala v dvoch úsekoch: v intervale 285-428 m a 471,6-476,4 m. Najintenzívnejšie je premenený práve spodný úsek (5 m mocný) uprostred veľmi slabo bentonitizovaných hornín I. andezitovej fázy. Bentonit z tohto úseku (vzorka P-7/473 m) sa líši mineralogicky od vzoriek z intervalu 285-428 m svojím monominerálnym charakterom a vyšším obsahom Fe_2O_3 .

(3) V intervale 285-428 m narastá intenzita bentonitizácie smerom do hĺbky, na čo okrem mikroskopického pozorovania poukazujú aj hodnoty kapacity výmeny iónov. Intenzita premeny rastie v nadloží slabo priepustných kompaktných pyroklastických hornín hnedočervenej, miestami zelenkavej a fialovej farby.

(4) Intenzita premien, vedúcich k bentonitizácii je rýchlejšia v pemzách a výrastliciach ako v základnej hmote, pričom jemnozrnnejšie, menej priepustné pyroklastické horniny sú slabšie bentonitizované.

(5) Bentonitizácia väčšej mocnosti sa doteraz zistila v Slatinskej kotline práve v poklesnutej kryhe v okolí vrtu P-7. Naproti tomu vo vyzdvihnutých kryhách sa buď neprejavila, alebo iba v menšej hrúbke.

(6) V nadloží bentonitizovaných pyroklastických hornín sa vo vrte P-7 zachovali terigénne sedimenty, poukazujúce na prerušenie sedimentácie medzi komplexom bentonitizovaných pyroklastík a slabo premenených (kaolinizovaných) redeponovaných pyroklastík I. a II. andezitovej fázy (120-284 m).

Na základe toho sa domnievame, že vrchná poloha bentonitizovaných andezitových aglomerátov a tufobrekcií v úseku 285-428 m vznikla vplyvom pôsobenia povrchových a spodných vôd v období tortón - spodný sarmat. Hlavný proces bentonitizácie je postsedimentárny. Po prerušení sedimentácie na rozhraní tortón-sarmat vznikajú v podmienkach subtropickej klímy terigénne sedimenty. V tomto období bol v širšej oblasti komplex pyroklastických hornín rozdelený na niekoľko tektonických kryh. V poklesnutej kryhe v okolí vrtu P-7 dochádza vplyvom cirkulácie spodných vôd v slabo alkalickom prostredí k vzniku bentonitov a bentonitizovaných pyroklastík o značnej mocnosti. Vo vyzdvihnutých kryhách prebiehala bentonitizácia miestami (Hrochotská dolina) rovnako intenzívne, ale pravdepodobne mocnosť bentonitov

je tu menšia napriek priaznivejším úložným pomerom (blízko povrchu). V miestach, kde neboli priaznivé podmienky pre cirkuláciu spodných vôd, nachádzame iba propylitizované andezity a pyroklastiká (napr. južne od Pstruše vo vrte P—6).

Okrem cirkulácie spodných vôd sa pri bentonitizácii mohli uplatniť aj iné procesy. Naznačuje to hlavne skutočnosť, že uprostred vyše 110 m mocného spodného komplexu pyroklastických hornín je v úseku 471,6 až 476,4 m poloha bentonitov, kde intenzívna premena takmer úplne zastrela štruktúru materskej horniny. Okolité pyroklastiká patria do I. andezitovej fázy, sú veľmi pevné a slabo priepustné. Tieto horniny podľahli karbonitizácii, chloritizácii, pyritizácii a čiastočnej opalizácii, avšak premeny, vedúce k bentonitizácii sa zistili len v spomenutom (5 m mocnom) úseku. Charakter nadložných a podložných pyroklastických hornín, ako aj silná, ostro ohraničená bentonitizácia naznačujú, že pri premene v tomto intervale sa mohli uplatniť aj hypogénne procesy, súvisiace s hydrotermálnou postvulkanickou činnosťou. Zatiaľ materiál z jediného vrtu neumožňuje dokonale objasniť tento problém.

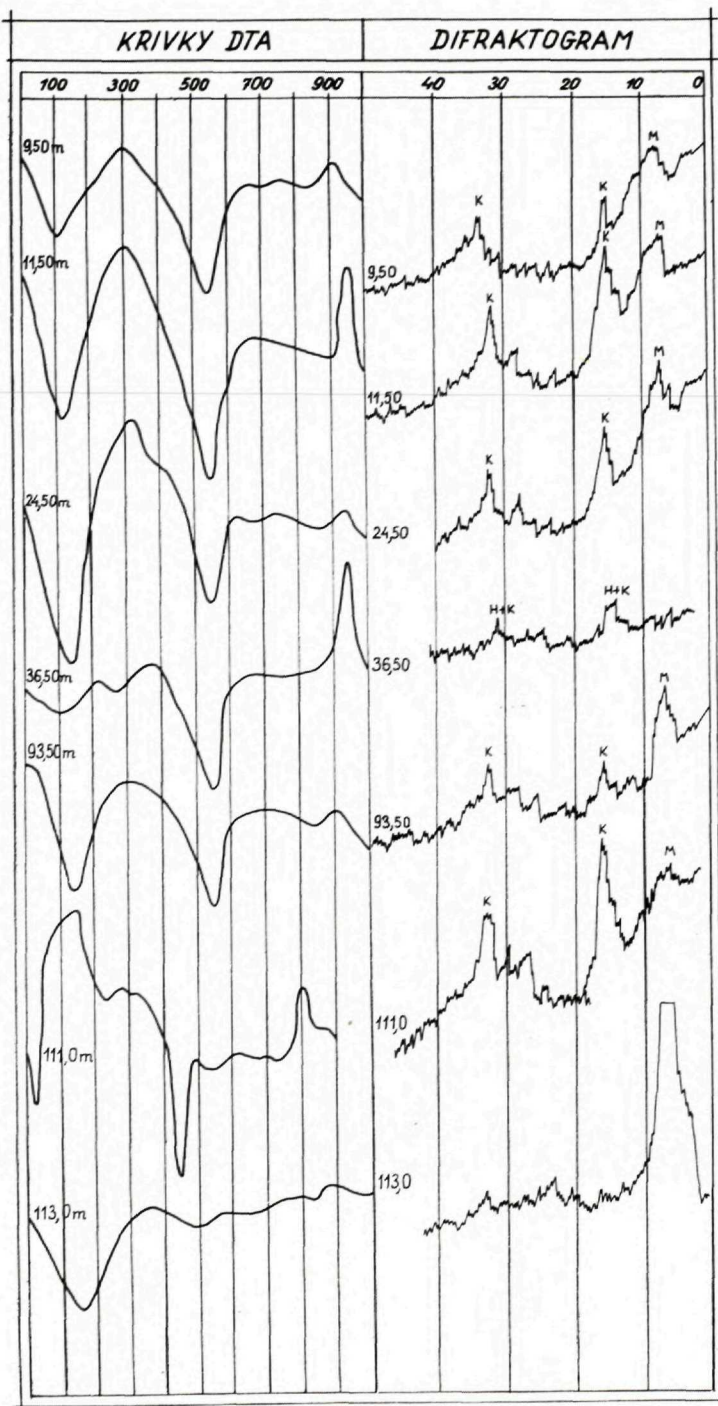
Mineralogicko-petrografická charakteristika kaoliniticko-montmorilonitických ílov

Vo vrchnej časti vrtu P—7 do 120 m (obr. 3) sa vyskytujú aleuriticko-piesčité íly a čisté, plastické íly svetlosivej, sivohnedej a béžovej farby. V spodnej časti pribúdajú tučity. Miestami sa vyskytujú štrky, tmelené aleuriticko-ílovitou základnou hmotou, ílovité tučity s aglomeratickými polohami a laminované svetlohnede tučity s odtlačkami listov, ojedinele aj piesčité tučity.

V ílovitom súvrství sú aleuritické íly škvritné, sivohnedé, spevnené. V aleuritickej frakcii (asi 15 %) je prítomný subangulárny kremeň, podradne lištovitý, slabo sericitizované živce a muskovit. Pelitická zložka má hrdzavohnedú farbu; nie je usmernená, vykazuje anizotropiu.

Plastické béžové, sivohnedé, svetlosivé a sivé íly, s jemnopeliticou štruktúrou, bez alebo len s menšou aleuro-piesčitou prímiesou, sa vyskytujú v intervale od 8 do 30 m, ale celkove majú prevahu v celom ílovitom komplexe; slabo napučievajú a majú dobré dispergačné vlastnosti. Majú jemno až hrubolištovitý vývoj, niekedy sú vláknité. Pri intenzívnom sfarbení do škoricovohneda, resp. zelena sú jednotlivé agregáty slabo pleochroické. Dobre opracované zrnká kremeňa, sericitizované živce a šupinky muskovitu sú prítomné len podradne.

Ružovohnedý ílovitý tučit tvorí asi 0,5 m polohu v hĺbke 36 m a potom znovu v intervale 110—111 m, kde postupne prechádza do svetlozeleného ílu. Je zaujímavé, že obidve polohy majú kaoliniticko-halozitický charakter (obr. 3). Tučit z hĺbky 36 m má kryštalo-vitroklastickú štruktúru; základnú hmotu tvorí čiastočne devitrifikované vulkanické sklo. Kryštaloklasty tvoria plagio-



Obr. 3. DTA a rtg. krivky ílových minerálů z vrtu P-7

klasy a biotit. Klastickú zložku reprezentuje hlavne rozložený epidot, ktorý dominuje aj v ťažkej frakcii, ďalej magnetit, ilmenit, limonit a ojedinele biotit. Zirkón, turmalín, anatas dosahujú koncentrácie pod 1 %.

Na zložení ílovitého komplexu sa podieľajú hlavne dva ílové minerály — kaolinit a montmorilonit. Z DTA kriviek, röntgenografických záznamov a chemických analýz sa dá sledovať mierne pribúdanie montmorilonitu do hĺbky na úkor kaolinitu. Vo vrchnej časti komplexu mierne prevláda kaolinit (napr. vzorky z intervalu 11,5 m a 25,5 m), v spodnej časti (napr. v hĺbke 93,5 m) už prevláda montmorilonit.

Pre lepšiu ilustráciu pomerov uvádzame chemické analýzy, zhotovené V. Šaturovou z frakcie pod 20 μ .

	P-7/11,5 m	P-7/25,5 m	P-7/93,5 m	P-7/113 m
SiO ₂	44,28	45,52	46,04	49,85
Al ₂ O ₃	30,57	30,28	24,18	15,03
TiO ₂	1,68	1,68	0,68	0,32
Fe ₂ O ₃	3,99	3,99	6,39	11,50
CaO	4,00	4,10	4,25	2,33
MgO	1,19	1,38	1,79	2,76
K ₂ O	0,25	0,38	0,54	0,50
Na ₂ O	0,08	0,11	0,19	0,83
str. suš. do 110 °C.	3,45	3,00	6,85	9,99
str. žih. 110—900 °C.	11,05	10,00	9,15	6,82
spolu	100,60 %	100,44 %	100,05 %	99,93 %

Prítomnosť kaolinitu a montmorilonitu, ako dvoch približne rovnocenne zastúpených minerálov, je zjavná na krivkách DTA. Vždy je prítomná hlboká, prvá endotermná reakcia s vrcholom pri 120 °C, znamenajúca únik molekulárnej vody. Dehydroxylačná endoterma vrholí v intervale 500—600 °C. Je príznačné, že v tomto prípade ani pomerne vysoký obsah montmorilonitu sa neprejavuje vyššou dehydroxylačnou endotermou okolo 700 °C. Citlivejšie sa v tomto smere prejavuje tretia endoterma pri teplote 900 °C.

Celkove monotónny vývoj ílovitého komplexu je porušený na dvoch miestach výskytom tufitov a tufov v hĺbke 36 a 111 m. V prvom prípade ide o svetloružový tufit, prechádzajúci do ílu, zloženého výlučne z minerálov kaolinitickej skupiny. Široký, difúzny „rozkolísaný“ reflex v oblasti 7,2—7,5 Å, poukazuje na značne vysoký obsah halozitu vedľa kaolinitu.

V druhom prípade ide o svetloružový ílovitý tufit až tufitický íl, prechádzajúci pozvoľne (v hĺbke 113 m) do svetlozeleného piesčito-tuftického ílu. Poloha ružového ílu je zložená prevažne z kaolinitu a halozitu, s prímiesou montmorilonitu. Svetlozelený íl v hĺbke 113 m nadobúda nontronický charakter (viď chem. analýzu).

Prítomnosť halozytu a kaolinitu v spojitosti pyroklastíkami vo vrte P—7 upozorňuje na skutočnosť, že andezity a ich pyroklastiká pri povrchovom intenzívnom klimatickom zvetrávaní počas pliocénu, boli v tejto oblasti náchylné k tvorbe kaolinitu a halozytu.

Mineralogicko-petrografická charakteristika kaolinitických ílov s prímесou halozytu

Pri sledovaní ílových minerálov v sedimentárnej výplni Slatinskej kotliny sme venovali pozornosť aj výskytu tzv. halozitických ílov* pri Zvolenskej Slatine.

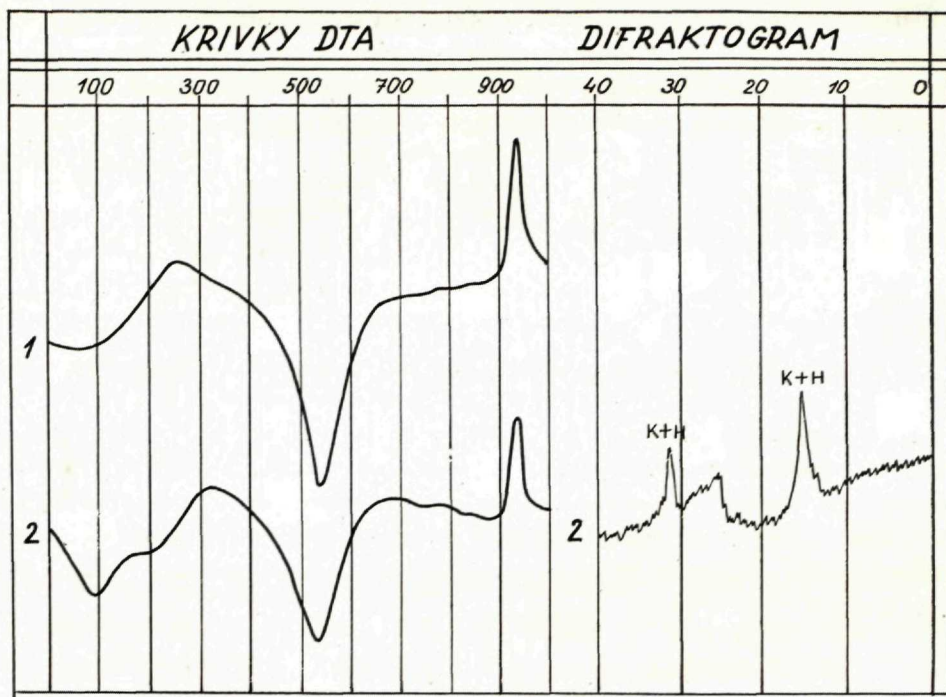
Vo vrchnej časti súvrstvia sú hrdzavohnedé, silne piesčité íly, potom sivo-biele až sivozelené íly označované (Chromcom) ako halozitické, max. 13 m mocné, postupne prechádzajúce do silne rozložených andezitov. Žiaľ, nepodarilo sa nám nájsť materiál z vrtných jadier, aby sa mohol overiť predovšetkým mineralogický charakter silne rozložených andezitov. Preto sme sa pri identifikácii ílových minerálov z tejto lokality opierali len o odkryv ílov v záreze železničnej trate, ktoré sú asi ekvivalentom ílov v nadloží silne rozložených andezitov.

Pri mineralogickej charakteristike týchto ílov musíme zdôrazniť, že spoľahlivo identifikovať halozit len na základe DTA je prakticky nemožné. Ťažkosti sú hlavne pri interpretácii prvej endotermy pri 120 °C, ktorá okrem halozitu môže naznačovať aj kaolinit so slabo usporiadanou štruktúrou. U oboch minerálov sa nedá totiž rozlíšiť pomocou DTA povrchovo viazaná a molekulárna voda. Z toho dôvodu nemôžeme považovať za halozitický íl, ktorý má vyvinutú prvú endotermnú reakciu bez toho, žeby sme ho neidentifikovali rtg., resp. pomocou elektrónového mikroskopu.

Termografické analýzy sa robili jednak zo vzoriek v prirodzenom stave (obr. 4, vzorka 1), jednak zo separovanej frakcie pod 2 μ (obr. 4, vz. 2). Je zaujímavé, že na krivkách DTA sú extrémne väčšie u prirodzenej vzorky. Tento zjav sa uplatňuje predovšetkým pri čistých íloch, bez piesčitej frakcie (Kraus—Križáni 1966).

V difraktograme vzorky na obr. 4 sa okrem minerálov zo skupiny kaolinitu neprejavuje prítomnosť iného ílového minerálu. Zvýšený obsah dehydratovaného halozitu by sa mal prejavovať difúznym reflexom v rozmedzí 7,2—7,5 Å. Bazálny reflex pri 7,16 Å je však pomerne ostrý. U dvojice minerálov kaolinit—halozit v sporných prípadoch cenné služby preukazuje morfológické štúdium pomocou elektrónového mikroskopu. Na mikrofotografii (tab. X, obr. 4) vidieť, že vo vzorke prevláda veľmi jemnodisperzný, ale pomerne dobre obmedzený, pseudohexagonálny, tabuľkovitý kaolinit. Kvantitatívne odhadovať

* Toto označenie prvý raz použil Stacha (1953) a neskôr Bárta—Špičák (1954) pre súvrstvie svetlosivých ílov v záreze železničnej trate, pri zastávke Slatinka, na základe jedinej krivky DTA. V tejto oblasti potom robili Hlavatý—Mátlová (1958) prieskum na tehliarske suroviny s negatívnym výsledkom. Neskôr Chromec (1962) v rámci prieskumu žiaruvzdorných ílov Ipeľskej kotliny sledoval aj výskyt týchto ílov.



Obr. 4. DTA a rtg. krivky ílových minerálov zo zárezu žel. trate pri Slatinke.

zastúpenie trubičiek halozitu je nereálne, pretože snímka predstavuje partiu s najexponovanejším zastúpením halozitu.

Celkove študovaný íl predstavuje veľmi jemnodisperzný kaolinit, s priemernou veľkosťou častíc okolo $0,3 \mu$, s prímiesou halozitu.

Chemická analýza prirodzenej neseparovanej vzorky (analytik: J. Polakovičová)

SiO ₂	46,08 %	K ₂ O	0,14
Al ₂ O ₃	32,48	Na ₂ O	0,07
TiO ₂	0,75	str. suš.	
Fe ₂ O ₃	2,05	do 110 °C	2,82
FeO	0,92	str. žih.	
MnO	0,03	110–900 °C	12,60
CaO	0,90		
MgO	0,85	spolu	99,69 %

Genéza kaoliniticko-halozitických produktov rozkladu

Z vrto, ktoré situoval Chromec (1962) pri Zvolenskej Slatine vidno, že tzv. halozitické íly postupne prechádzajú do intenzívne rozložených andezitov. To súčasne indikuje premenu týchto hornín na pôvodnom mieste. Je pravdepodobné, že naše sivobiele kaolinitické íly s nepatrnou prímiesou ha-

loyzitu zo zárezu železničnej trate vznikli preplavením tohto materiálu. Je tiež možné, že primárne rozložený andezit obsahuje väčšie množstvo halozitu. Podľa Chromca (1962) k premene andezitu došlo hydrotermálnou cestou pri postvulkanickej činnosti pôsobením solfatár. Nemali sme možnosť priamo študovať rozložený andezit, ale podľa situácie vo vrtných profiloch je tento názor málo odôvodnený. Chceli by sme však na tomto mieste poukázať na širšiu súvislosť a význam kaolinitických ílov v Slatinskej kotline pre poznanie procesov kaolinizácie v celej oblasti stredoslovenských neovulkanitov, resp. aj v poltárskej formácii.

Je pozoruhodné, že v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, kde počas hlavných fáz vulkanizmu dochádzalo pri zvetrávaní týchto hornín hlavne k tvorbe montmorilonitu, vyskytujú sa na viacerých miestach koncentrácie minerálov zo skupiny kaolinitu; napr. tzv. pukanecké íly, ktoré vznikli premencou andezitových tufov, zriedkavejšie pyroxenicko-amfibolických andezitov. Ide o kaolinit s rôznym stupňom usporiadania štruktúry, pričom v niektorých častiach je podstatnou zložkou halozit (Harman 1964). Stratigrafická príslušnosť tohto súvrstvia je nie zatiaľ jasná. Ivan—Leško (1962) sa na základe fytopaleontologických rozborov Krippela domnievajú, že ide o plicén.

Sem patrí aj výskyt halozitu v podloží uhoľného sloja v badínskej panvičke (Kraus 1967) a v andezitových tufitoch, v práve popisovanom vrte P—7 pri Pstruši. Dôležitá je aj prítomnosť halozitu v rozložených, pravdepodobne vrchnotortónskych andezitových aglomerátoch pri Haliči (Križáni 1966), ktoré asi odpovedajú rozloženým andezitom pri Zvolenskej Slatine.

Všetky tieto výskyty kaoliniticko-halozitických ílov, ktoré bezprostredne súvisia s rozkladom andezitov a ich tufov, svedčia o tom, že tu za priaznivých podmienok prebiehalo (najskôr v plicéne) intenzívne povrchové zvetrávanie a intenzívna kaolinizácia v rozsiahlej oblasti JV Slovenska. Vďaka pokročilej denudácii, ktorá na väčších plochách odкрыla kryštalinikum, vznikli potom aj kaolinitické íly poltárskej formácie.

Podľa nášho názoru všetky spomínané primárne rozložené andezity, pyroklastiká, ako aj preplavené íly v okolí Pukanca, Zvolenskej Slatiny, Haliča, Badína a Pstruše sú prejavom a odrazom kaolinitického zvetrávania, ktoré sa v najväčšom rozsahu uplatnilo práve v znosových materských oblastiach poltárskej a čiastočne aj košickej štrkovej formácie.

Ložiskové pomery

Spomínané výskyty pelitických sedimentov naznačujú perspektívnosť Slatinskej kotliny v tomto smere. Využitie bentonitov, zistených vo vrte P—7 zatiaľ neprichádza do úvahy pre nepriaznivé úložné pomery. Ani technologické skúšky nie sú najslubnejšie (GP, Turč. Teplice); výmena iónov ne-

prevýšila v sledovaných vzorkách 40 m. e. na 100 gr. zeminy. Podľa geologickej pozície však predpokladáme, že študované bentonity sú značne rozšírené. V ďalšej etape bude potrebné objasniť ich pomer k bentonitom pri Hrochoti.

Výskyty tzv. halozitických ílov pri Zvolenskej Slatine a kaoliniticko-montmorilonitických ílov, miestami s prímесou halozitu vo vrte P—7, naznačujú, že tieto horniny sú hojne rozšírené v Slatinskej kotline. Orientačné technologické skúšky ílovitého súvrstvia vo vrte P—7 ukázali, že iba poloha v intervale 24,5—26,5 m má vhodné vlastnosti pre výrobu kameniny. Ostatné vzorky sa ukázali ako citlivé voči sušeniu.

Lektoroval inž. J. Slávik, CSc.

LITERATÚRA

- [1] Bárta R.—Špičák K., 1954: Príspevek k výzkumu některých zemín ze Slovenska. Sborn. prací z technologie silikátů I. Praha.—[2] Čížel B.—Novák I., 1966: Vplyv chemickej analýzy a prímесí na vypočítanie rozloženia katiónov v štruktúre vrstevnatých silikátov. Rukopis; Ústav anorganickej chémie SAV, Bratislava.—[3] Harman M., 1964: Hallozyt aus Pukanec und seine Genese. Geol. Sborn. 15/2, Bratislava.—[4] Horváth I., 1964: Termochemická charakteristika najdôležitejších východoslovenských bentonitov. Silikáty 8, Praha. — [5] Hlavatý J.—Mátlová V., 1958: Průzkum cihlářských hlin. Zvolenská Slatina. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Chromec M., 1962: Ipelská dolina — keramické a žiaruvzdorné suroviny. Predbežný prieskum. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Ivan L.—Leško B., 1962: Stratigrafická pozícia surovín v neogéne a ich využitie. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [8] Ivan L., 1966: Die Entstehung der Bentonite in der Ostslowakischen Tiefebene. Geol. Sborn. 17/1, Bratislava. — [9] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [10] Kelley W. P., 1955: Interpretation of chemical analyses of clays. Clays and clay technology, Bull. 169.— [11] Konta J., 1957: Jílové minerály Československa. Praha. — [12] Kraus I., 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 43, Bratislava. — [13] Kraus I., 1967: Mineralogicko-genetické pomery ílových sedimentov vo vnútorných kotlinách stredného Slovenska a v poltárskej formácii. Kandidátska práca. Archív Katedry nerast. surovín PFUK, Bratislava. — [14] Kraus I.—Križáni I., 1966: Sledovanie usporiadania kaolinitu v poltárskych íloch pomocou DTA. Sborn. z konferencie o DTA a jej využití v silikátoch. Bratislava. — [15] Kraus I.—Gerthofferová H., 1967: Nontronit a beidellit v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Acta Geol. et Geogr. Univ. Com. No 13, Bratislava. — [16] Križáni I., 1966: Geologické a mineralogicko-petrografické pomery ílov v Ipelskej doline. Diplomová práca: Archív Katedry nerast. surovín PFUK, Bratislava. — [17] Kuthan M., 1963₁: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra. Bratislava. — [18] Kuthan M., 1963₂: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zvolen. Bratislava. — [19] Lazarenko E. K.—Lazarenko E. A.—Barišnikov E. K. — Malygina O. A., 1963: Mineralogija Zakarpatija. Lvov. — [20] Planderová E., 1966: Palynologické zhodnotenie terciéru vo vnútorných kotlinách centrálnych Západných Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Polášková M., 1965: Geologické a inženýrsko-geologické pomery údolí Hačavy. Čas. pro min. a geol. 10/3,

Praha. — [22] Radzo V., 1954: Výskum flov východného Slovenska. Geol. práce, Zošit 37, Bratislava. — [23] Radzo V., 1959: Mineralogicko-chemický rozbor bentonitu od Fintíc. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [24] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [25] Stacha E., 1953: Žiaruvzdorné suroviny Ipelskej doliny. Stavivo 31/12, Praha.

Vysvetlivky k tab. X

- Obr. 1. Bentonitovaný andezit, plagioklasy na okraji lemované karbonátmi, vrt P-7 (352,5 m), nikoly paralelné, zväčš. 22 x.
Obr. 2. Elektrónová mikrofotografia kaolinitu, halyozitu a montmorilonitu. Vrt P-7 (111 m), zväčš. 13500 x.
Obr. 3. Elektrónová mikrofotografia montmorilonitu, vrt P-7 (286,5 m), zväčš. 13500 x.
Obr. 4. Elektrónová mikrofotografia kaolinitu s halyozitom; zárez železničnej trate pri zást. Slatinka, zväčš. 13500 x.

IVAN KRAUS—MIROSLAV PULEC

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER TONVORKOMMEN IM ÖSTLICHEN TEIL DES SLATINA-KESSELS

Die Sedimentation der neogenen Schichten im Slatina-Kessel setzte im Untertorton ein, als in ein Binnenseemilieu das verwitterte und zerfallene Material der liegenden granitoiden Gesteine, seltener auch der permischen Arkosen transportiert wurde. Die weitere Entwicklung des Kessels stand unter dem Einfluss des obermiozänen Vulkanismus, der bis Pliozän andauerte.

In der analysierten Bohrung P-7 im Interval 120–284 m sind pyroklastische Sedimente erschlossen worden; zwischen 284–285 m handelt es sich wahrscheinlich um erhaltene Überreste der terrigenen Ablagerungen und zwischen 285–428 m sind die Sedimente stark benthonitisiert; unter ihnen lagern scharfkantige, teilweise metamorphierte feste Pyroklastika der I. Andesitphase, wobei zwischen 471,6–476,4 m wieder eine Bentonitlage eingeschaltet ist.

Die stark benthonitisierten Schichten der Andesitbrekzien, Tuffobrekzien und Andesite sind weiss-bläulich, mit grünlicher Schattierung, örtlich hellgrün. Die Intensität der Metamorphose ist sehr schwankend und hängt von der Korngrösse und Durchlässigkeit der Pyroklastikenschicht ab. An der Mineralzusammensetzung der benthonitisierten Andesite nimmt hauptsächlich Montmorillonit (siehe Abb. 2), örtlich auch Illit (identifiziert durch Reflexe bei 5 Å), viel ärmer auch Kaolinit teil. Es konnten keine Gesetzmässigkeiten in der Vertretung einzelner Minerale festgestellt werden. Die genetischen Zusammenhänge der Bentonite mit den vulkanischen Gesteinen sind offensichtlich, wenn auch die Ansichten über die Art und Weise der Entstehung der Bentonite oft auseinandergehen, besonders was die Ursachen und Einflüsse einzelner mitwirkender Faktoren anbelangt. Unserer Meinung nach darf die höhere benthonitisierte Lage (in der Teufe 285–428 m) unter der Mitwirkung der Oberflächen- und Tiefenwässer in der Zeit Torton-Untersarmat entstanden sein. Der wesentlichste Vorgang der Bentonitisierung ist postsedimentären Ursprungs. Neben dem konnten auch hypogene Prozesse, die mit der hydrothermalen und postvulkanischen Tätigkeit zusammenhängen.

In höheren Lagen der Bohrung P—7 bis 120 m tief treten *aleurit- und sandhaltige Tone und Tone*, hellgrau, graubraun, in tieferen Partien mit Tuffitenzunahme auf. Den wesentlichen Anteil an der Mineralzusammensetzung des Tonkomplexes haben die Tonminerale — *Kaolinit* und *Montmorillonit* (siehe auch DTA Kurve). Die allgemein monotone Schichtenabfolge im Tonkomplexe ist in zwei Lagen gestört, und zwar 36 m und 111 m tief. In der ersten sind rosarote Tuffite mit Übergängen in Tone (zusammengesetzt ausschließlich aus Mineralen der Kaolinitgruppe) eingeschaltet, in der zweiten rosarote tonhaltige Tuffite bis tuffithaltige Tone, die (in der Teufe 113 m) in hellgrüne sand-tuffithaltige Tone allmählich übergehen.

In höheren Lagen sind rostbraune, stark sandige Tone, dann hellgraue bis graugrüne Tone vertreten, die auch *Halloysit* enthalten (*Halloysit-Tone* nach Chromec 1962); sie übergehen in stark zerlegte Andesite, woraus sich schliessen lässt, dass die Umwandlung der Gesteine in situ statgefunden war. Solche kaolinit-halloysithaltige Tonvorkommen sind in der breiteren Umgebung an mehreren Orten bekannt und hängen mit dem Zerfall der Andesite und deren Tuffe eng zusammen. Solche kaolinische Verwitterung war in den Abtragungsgebieten der Poltarer und Košicer Schotterformation am umfangreichsten.

PAVEL PAGÁČ

PALEOMAGNETICKÝ VÝSKUM NEOVULKANITOV KREMNICKÝCH HÔR

Úvod

Pri paleomagnetickom výskume čs. Karpát bolo treba vychádzať od najmladších hornín, tektonicky málo alebo vôbec nepostihnutých a postupne k útvarom starším a tektonicky zložitejším. Ako najvhodnejšie sa pre takéto výskumy ukázali neovulkanity. Ich termoremanentná magnetizácia (TRM) máva pomerne vysoké absolútne hodnoty a súčasne vykazuje aj dostatočnú paleomagnetickú stabilitu. Obe tieto vlastnosti majú veľkú výhodu pri laboratórnom spracovaní, ale hlavne zabezpečujú vysokú presnosť výsledkov. Táto voľba sledovala aj praktické potreby upresniť stratigrafiu v rudonosných oblastiach a v súvisi s tým aj jednotlivé fázy zrudnenia. Naopak, rudonosné oblasti majú pre paleomagnetický výskum tú prednosť, že ich geologické pomery sú podrobnejšie preštudované. Okrem toho je tu aj dostatok vhodných prirodzených i umelých odkryvov. Pre prvú etapu dlhodobého výskumu padla voľba na neovulkanity Kremnických hôr.

Stručný geologický popis Kremnických hôr

Kremnické hory sú tvorené hlavne vulkanickými horninami, hlavne andezitmi a ryolitmi. Zriedkavejšie sa tu vyskytujú dacity, ryodacity, porfyryty a bazalty. Horniny pyroklastické sú hojné zvlášť v južnej časti pohoria. Sú zastúpené hlavne andezitovými, ryolitovými a ryodacitovými aglomerátmi, tufmi a brekciami. Podložie vulkanitov tvoria pravdepodobne paleogénne a mezozoické sedimenty.

Hlavné typy vulkanitov tvoria súvislé plochy, ohraničené sčasti zlomovými poruchami. V severnej andezitovej časti je iba niekoľko menších prenikov ryolitu. Na juh od čiary: Slaská, Kopernica, Horná Ves, Bartošová Lehôtka, Ihráčsky potok ležia prevažne ryolity a ich tufy. Pri Slaskej sú aj ryodacity,

kým bazaltoidný andezit preráža viacerými telesami v okolí Pitelovej, Bartošovej Lehôtky a východne od Žiaru nad Hronom.

Podľa Fialu (1961) možno tamojšie vulkanické erupcie zaradiť podľa časovej postupnosti výlevov do piatich skupín:

I. skupina (tortón): staršie andezity, prevažne pyroxenické, viac menej propylitizované:

(a) staršie, väčšinou pyroxenické andezity, propylitizované:

1. Pk — pyroxenické, čiastočne pyroxenicko-amfibolické andezity, silno propylitizované, väčšinou značne kaolinizované, niekde združené s tufmi;

2. Pp — afanatické pyroxenické andezity staršej série, miestami celkom, alebo čiastočne propylitizované, niekedy s akcesorickým amfibolom. Tufy sú zriedkavé, väčšinou silne premenené;

2a. Ppa — afanatické pyroxenické andezity s amfibolom, lokálne až amfibolicko-pyroxenické andezity, často s preexistujúcim olivínom, miestami s biotitom, niekde slabo propylitizované.

(b) kompaktné až afanatické pyroxenické andezity mladšieho typu, zväčša bez propylitizácie:

3. P — pyroxenické andezity, čiastočne afanatické, čiastočne očkovito porfyrické, miestami s akcesorickým amfibolom, niekedy so stopami resorbovaného olivínu;

4. Pa — afanatické pyroxenické andezity s amfibolom, lokálne až amfibolicko-pyroxenické andezity, niekde s biotitom, zriedkavo so stopami olivínu.

II. skupina (vrchný tortón?): mladšie pyroxenické andezity bez propylitizácie, doprevádzané väčšou explozívnu činnosťou, tufmi:

5. AP — amfibolicko-pyroxenické andezity s hnedým, väčšinou čadičovým, niekedy pestro pleochroickým barkevitickým amfibolom, miestami s tufmi;

6. PAB — pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom, prípadne biotitom, miestami s olivínom; väčšinou doskovitá laminácia s častými uzavreninami; tvoria rozsiahle lávové príkrovy.

IIIa. skupina (sarmat): biotiticko-amfibolické andezity a dacity; búrlivá vulkanická činnosť typu Mont-Pelée:

7. BA — biotiticko-amfibolické andezity s hypersténom (podtyp Horný Chom) alebo s hypersténom a augitom (podtyp Krahule), hlavne v južnej časti doprevádzané explozívnymi brekciami a tufmi;

8. BAD — dacitoidné biotiticko-amfibolické andezity, miestami až biotiticko-amfibolické dacity.

IIIb. skupina (sarmat):

9. Pv — „vrcholové“ pyroxenické andezity, často s pigeonitom povedľa hypersténu a miesto augitu; v hrebeňovej časti naväzujú plynule na andezity PAB.

IV. skupina (sarmat): ryodacity, ryolity, hojné tufy:

10. RD — ryodacity, prechod až do dacitov;

11. T — metasomatické adularizované horniny;

12. R — ryolity a ryolitové tufy, miestami prechody do pemzových ryolitov; perlity a smolky.

V. skupina (pliocén): bazaltoidné hyperstenicko-olivinické andezity a andezitoidné čadiče:

13. Ho — hyperstenicko-olivinické andezity;

14. B — andezitoidné čadiče;

15. Ba — alkalické čadiče (bazanity, bazanitoidy) nevyvinuté v Kremnických horách; najbližšie výskyty Banská Štiavnica, Brehy.

Odber vzoriek

V prvej etape paleomagnetického výskumu sa mali získať hlavné paleomagnetické dáta o neovulkanitoch Kremnických hôr a zistiť možnosti využitia paleomagnetikkej metódy pre stratigrafickú koreláciu. K tomuto zameraniu sa prispôbil aj odber vzoriek.

Vzorky sa odoberali z prirodzených i umelých odkryvov v Kremnických horách a ojedinele aj v severnej časti Banskoštiavnického pohoria. Celkovo sa odobralo na 64 lokalitách (viď obr. 1) 353 vzoriek, z jednej lokality 1–13 (pri plošne rozsiahlejších lokalitách a dlhých zárezoch ciest a tratí), pričom 5–7 sa považuje ako optimálne množstvo vzhľadom na požadovanú presnosť (Nairn & Karolus 1965).

Výber lokalít sa riadil jednak možnosťou odberu nezvetranej, čerstvej horniny, jednak požiadavkou pokryť dostatočne hlavné výlevné typy a ostatné aspoň orientačne jednou až troma lokalitami. Počtom lokalít sú najlepšie zastúpené výlevné typy: Pp (12 lokalít), Pv (11) a P (10); slabšie obsadené sú: AP a PAB (po 8 lokalitách) a Ppa (6). Ostatné typy sú zachytené viac menej orientačne: Pa (1), BA (3), R (2), Ho (1) a B (2 lokality).

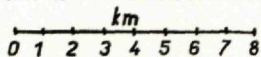
Orientácia vzoriek sa robila pomocou geologického kompasu, iba výnimočne geodeticky, hlavne na vrcholoch a hrebeňoch, kde anomálie deklinácie presahovali hodnotu 3°. Pre lokality s kompasovou orientáciou sa použila konštantná korekcia, vypočítaná z deklinácií (Ochaba 1958) a najnovších meraní magnetických elementov v sieti II. rádu.

Pre orientáciu a označovanie vzoriek sa používala najvhodnejšia prirodzená, približne rovinná plocha vzorky. Použitie sústavy náhodnej vzhľadom k horizontu a severu je pre terénne práce veľmi výhodné a rýchle; umožňuje aj presnejšiu orientáciu vzoriek, hoci na druhej strane sa tým predlžuje výpočet smerov o transformáciu meraných zložiek zo sústavy náhodnej do sústavy základnej.

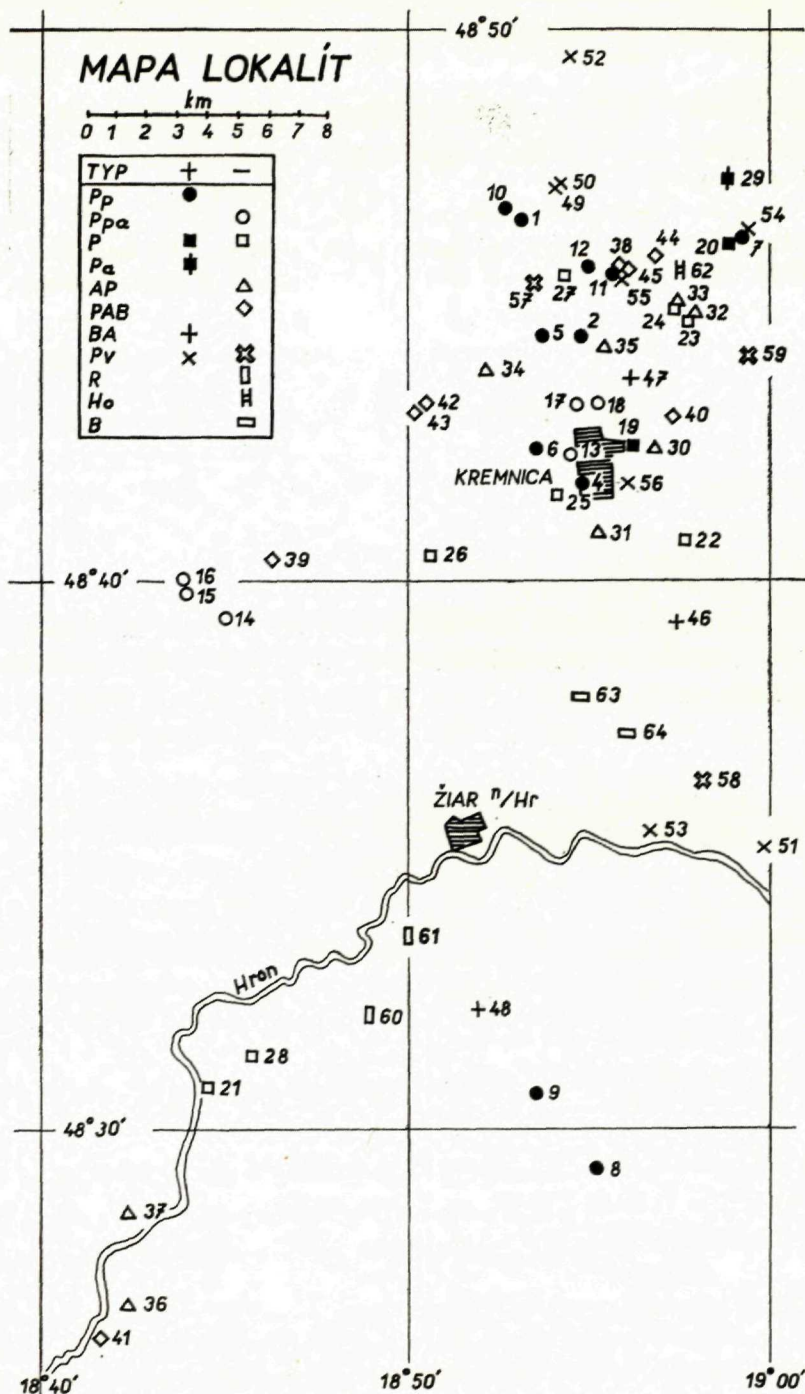
Určovanie paleomagnetických smerov

Všetky laboratórne práce sa robili na Geofyzikálnom ústave ČSAV, Praha na astatickom magnetometri s trojmagnetovým systémom o citlivosti $2 \cdot 10^{-7}$ Oe/mm/5m. Demagnetizačné zariadenie dosahovalo maximálnu hodnotu poľa 1000 Oe. Väčšina vzoriek (asi 3/5) sa podrobila *meraniu a demagnetizácii metódou výberovej vzorky*. Podľa tejto metódy sa vhodná hodnota čistiacieho demagnetizačného poľa určovala rozborom úplnej demagnetizačnej krivky jednej vybranej vzorky. U ostatných vzoriek sa pre úsporu času na základe predošlých skúseností upustilo od získavania demagnetizačných kriviek a po zmeraní prirodzenej remanentnej magnetizácie (NRM) sa prišlo priamo k demagnetizácii striedavým magnetickým poľom 200 Oe, ktoré sa javilo pre daný typ hornín ako optimálne.

MAPA LOKALÍT



TYP	+	-
Pp	●	○
Ppa	■	□
P	■	□
Pa	■	□
AP		△
PAB		◇
BA	+	
Pv	x	⊗
R		⊞
Ho		H
B		□



Obr. 1. Mapa lokalít. Vysvetlivky symbolov pre výlevne typy platia aj pre obr. 3. až 7.

Demagnetizácia sa robila postupne v troch na seba kolmých smeroch. Časové intervaly: zvyšovanie poľa 5 až 10^s, výdrž 5^s, znižovanie 15 až 25^s. Pri tomto spôsobe sa nevyskytol závažnejší rozptyl meraných výsledkov. Rozptyl sa posudzoval porovnávaním opakovaných demagnetizácií, meraní a striedaných orientácií vzorky pri demagnetizácii.

Meranie NRM takmer vždy postačovalo pre určenie polarity, ale pre dostatočne presné určenie polohy paleopólu bolo potrebné merať magnetizácie $I(\vec{H}_m)$, kde \vec{H}_m je to striedavé magnetické pole, pri ktorom je rozptyl smerov pre danú lokalitu minimálny. Keďže takýto postup býva veľmi zdĺhavý a nákladný, ukázalo sa pre daný cieľ dostačujúcim určiť \vec{H}_m odhadom podľa demagnetizačnej krivky jednej reprezentatívnej vzorky (prípadne ďalších u lokalít s nejednotnou petrografiou). Naopak u vzoriek hornín toho istého petrografického a petrogenetického charakteru stačí jedna reprezentatívna vzorka i na viac lokalít.

Početné spracovanie nameraných vektorov

Zmerané zložky vektoru NRM v sústave náhodnej sa použili najskôr pre výpočet smeru RM v tej istej sústave; potom sa tento smer pretransformoval do sústavy orientovanej k severu a k horizontu. Oba úkony sa robili graficky pomocou logaritmického pravítka a grafu Wulfovej siete s otáčivou priesvitkou. Graf i priesvitka boli špeciálne upravené tak, že sa mohli odčítavať priamo smerové kosíny, potrebné k výpočtu stredných smerov.

Pri výbere údajov pre definitívny výpočet sa vylúčili smery, ktoré sa značne odchyľovali aj po vyčistení striedavým poľom od smerov ostatných, navzájom málo rozptýlených. Vylúčili sa aj celé lokality, kde boli smery príliš rozptýlené. Vzorky, u ktorých smery NRM boli silne rozptýlené, ale po čistení vykazovali dobrý súhlas medzi sebou, boli zahrnuté do výpočtu stredných smerov a paleopólov. Celkove bolo vylúčených asi 5 % smerov.

Stredný smer ako aj parametre rozptylu α a K (podľa Fishera 1953) sa počítali za predpokladu rovnakej váhy smeru individuálnej vzorky. Polohy paleopólov sa určovali pomocou grafu pre výpočet smeru a jeho transformáciu a prídavnej stupnice pre $p = \arctg(2ctg I)$ na priesvitke. Tento spôsob je oveľa rýchlejší a pohodlnejší ako doterajšie (okrem výpočtu samočinným počítačom).

Z takto získaných polôh pólov jednotlivých lokalít boli vypočítané stredné polohy pólov pre jednotlivé výlevné typy a skupiny výlevov (viď tab. 1 a 2; obr. 3 až 7). Keďže počet vzoriek z lokalít silne kolíše, vypočítané polohy pólov nemajú rovnakú presnosť, a tým ani rovnakú váhu. Na druhej strane zase treba vziať do úvahy, že jediná vzorka z lokality takmer vždy má väčšiu váhu ako jedna vzorka z viacerých na lokalite. Preto strednej polohe pólu bola priradená váha úmerná odmocnине počtu vzoriek na lokalite, takže pri rovnakom rozptylovom faktore K je váha nepriamo úmerná polouhlu kužela pravdepodobnosti.

Tabuľka I (a)

číslo lokality	výškový typ	zemepisné súradnice lokality		vzorky použité/odobrané	α°	K	súradnice pólu		polárka	poznámka
		$\varphi_L + 48^\circ$	$\lambda_L + 18^\circ$				φ_P N	λ_P E		
1	Pp	46°38'	53°10'	4	11,0	70,4	28,1	80,2	N	1)2)
2		44 27	54 49	9	3,5	234,9	62,0	145,3	N	
3		27 08	53 23	3	16,7	55,1	12,2	74,5	N	
4		41 47	54 48	6	41,1	1,9	63,7	53,0	N	
5		44 27	53 43	3	15,9	60,6	70,3	141,0	N	
6		42 23	53 35	12	3,7	133,8	32,3	354,9	N	
7		46 13	59 15	5	13,1	34,9	69,2	175,8	N	
8		29 04	55 08	12	6,0	52,0	42,5	88,6	N	
9		30 40	53 42	12	4,3	100,1	76,5	251,1	N	
10		46 45	52 43	4	6,1	223,9	81,2	126,4	N	
11		45 34	55 40	6	5,6	143,7	64,0	98,9	N	
12		45 41	55 00	8	3,4	263,2	41,3	63,8	N	
13	Ppa	42 17	54 32	3	4,8	645,2	63,2	279,9	R	
14		39 18	45 03	5	7,1	117,0	65,3	88,5	R	
15		39 45	44 00	12	6,5	45,6	81,5	253,9	R	
16		40 05	44 03	5	9,2	69,8	65,0	187,7	R	
17		43 12	54 33	7	5,9	104,6	64,2	202,9	R	
18		43 13	55 11	2	15,0	27,8	71,2	293,6	R	
19	P	42 27	56 17	4	7,8	139,6	64,6	175,5	N	
20		46 14	58 52	3	9,3	175,5	68,5	147,2	N	

Tabuľka 1 (b)

Číslo lokality	výlevný typ	zemepisné súradnice lokality		vzorky použité/ odobrané	α°	K	súradnice pólu		polárta	poznámka
		φ_L 48° +	λ_L 18° +				φ^p N	δ^p E		
21	P	50'49"	44'34"	7	2,5	545,5	83,5	48,2	R	
22		40 41	57 39	6	7,6	78,5	55,2	169,1	R	
23		44 48	57 48	5	4,9	242,4	42,7	104,6	R	
24		44 52	57 26	3	6,8	327,9	38,5	112,6	R	
25		41 32	54 02	5	39,7	2,5	46,5	179,4	R	
26		40 29	50 35	5	7,3	109,6	45,0	174,8	R	
27		45 33	54 22	5	4,2	330,6	36,0	94,6	R	
28		31 20	45 40	5	5,6	186,9	75,6	175,2	R	
29	Pa	47 17	58 55	3	8,2	224,7	62,7	145,0	N	
30	AP	42 22	56 47	9	7,9	43,3	77,5	18,0	R	
31		40 52	55 17	5	4,8	246,9	82,0	213,1	R	
32		44 49	57 55	3	13,2	87,3	54,0	110,6	R	
33		45 08	57 25	2	10,0	625,0	51,6	121,8	R	
34		43 45	52 07	3	16,8	55,0	64,8	105,1	R	
35		44 10	55 27	4	17,3	38,5	40,4	93,3	R	
36		26 48	42 33	4	6,2	222,2	58,2	298,3	R	
37		28 30	42 24	3	8,7	202,0	73,3	157,1	R	

Tabuľka I (c)

číslo lokality	výškový typ	zemepisné súradnice lokality		vzorky použité/ odobrané	α°	K	súradnice pólu		polarita	poznámka
		φ_L 48° +	λ_L 18° +				φ_P N	λ_P E		
38	PAB	45 41"	55 52"	1 1	—	—	55,7	168,5	R	
39		40 22	46 21	4 4	6,9	175,4	80,2	106,2	R	
40		42 58	57 26	10 11	3,4	190,7	47,5	117,6	R	
41		26 10	41 43	4 4	3,8	576,9	55,6	262,5	R	
42		43 02	50 03	2 2	17,2	212,8	53,3	298,6	R	
43		42 57	50 20	3 3	16,9	54,2	56,2	234,9	R	
44		45 53	56 50	4 6	3,5	697,7	47,1	141,2	R	
45		45 38	55 57	1 1	—	—	55,0	162,9	R	
46	BA	39 12	57 24	1 1	—	—	76,6	152,2	N	
47		43 39	56 10	2 3	18,3	377,4	29,2	85,3	N	
48		32 05	51 54	2 2	25,6	97,1	74,9	134,5	N	
49	PV	47 07	54 02	6 6	17,1	16,3	48,3	187,1	N	1)
50		47 10	54 06	5 5	14,4	29,1	55,5	179,4	N	
51		35 08	59 54	3 3	17,9	48,6	42,3	176,6	N	
52		49 30	54 28	13 13	2,6	104,5	48,7	235,3	N	
53		35 22	56 42	3 5	10,8	130,7	50,6	213,4	N	
54		46 23	59 25	3 5	12,6	95,2	72,3	155,5	N	
55		45 26	55 53	2 2	32,8	90,9	44,3	140,0	N	
56		41 47	56 02	2 3	18,5	185,2	58,5	80,2	N	
57		45 25	53 25	4 4	16,5	31,9	38,6	98,5	R	

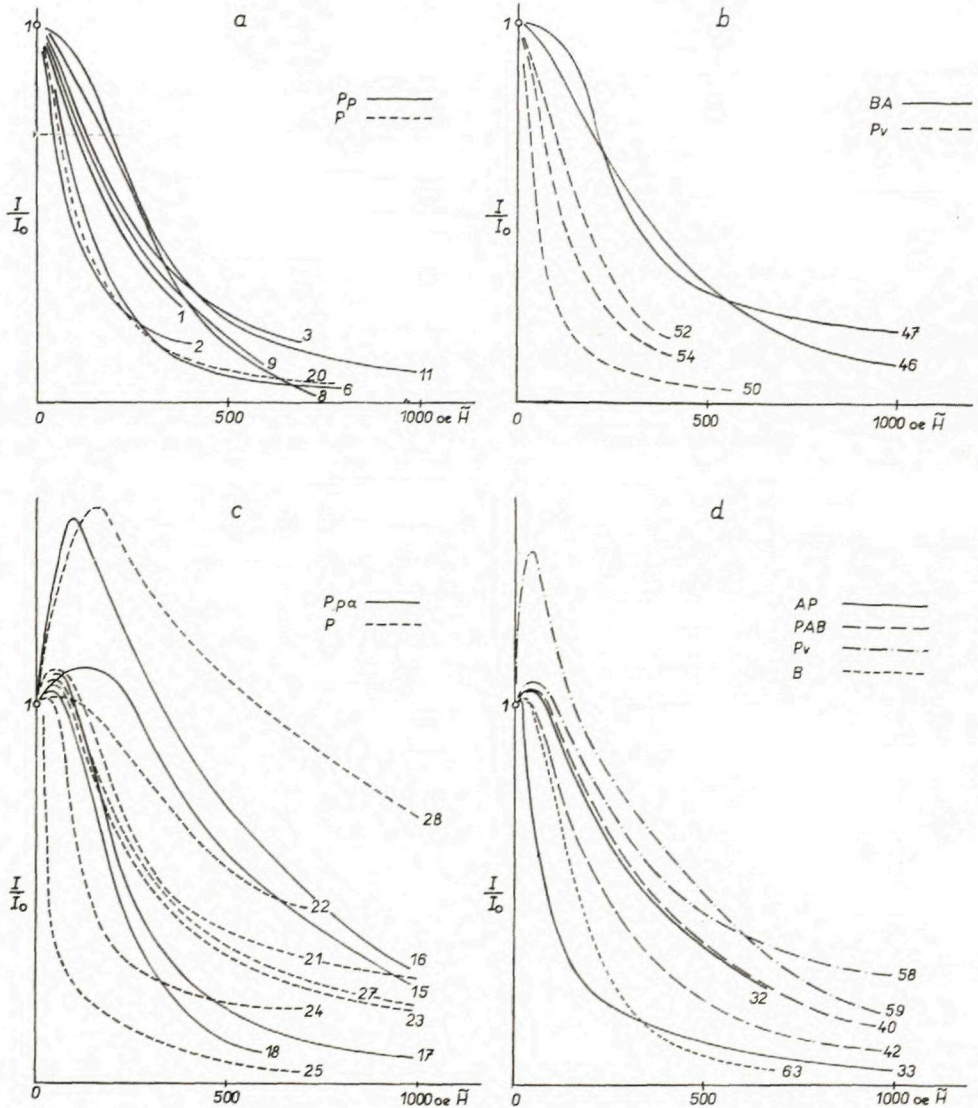
Tabuľka 1 (d)

číslo lokality	výlevný typ	zemepisné súradnice lokality		vzorky použité/odobrané	α°	K	súradnice pólu		polarita	poznámka
		φ_L 48° +	λ_L 18° +				φ_P N	λ_P E		
58	Pv	36°24'	58°05'	4 6	7,2	161,3	60,8	283,0	R	
59		44 08	59 17	6 6	4,1	257,7	76,6	179,8	R	
60	R	32 03	48 54	1 1	—	—	76,0	185,3	R	
61		33 29	50 00	1 1	—	—	55,0	320,4	R	
62	Ho	45 37	57 31	2 3	35,2	79,1	15,9	90,7	R	
63	B	37 57	54 53	7 7	3,3	317,5	72,3	315,1	R	
64		37 12	56 02	7 9	9,3	43,1	82,0	42,3	R	

Poznámky: 1) použité striedavé magnetické pole 150 Oe,
2) pre veľký rozptyl vylúčené z ďalšieho výpočtu

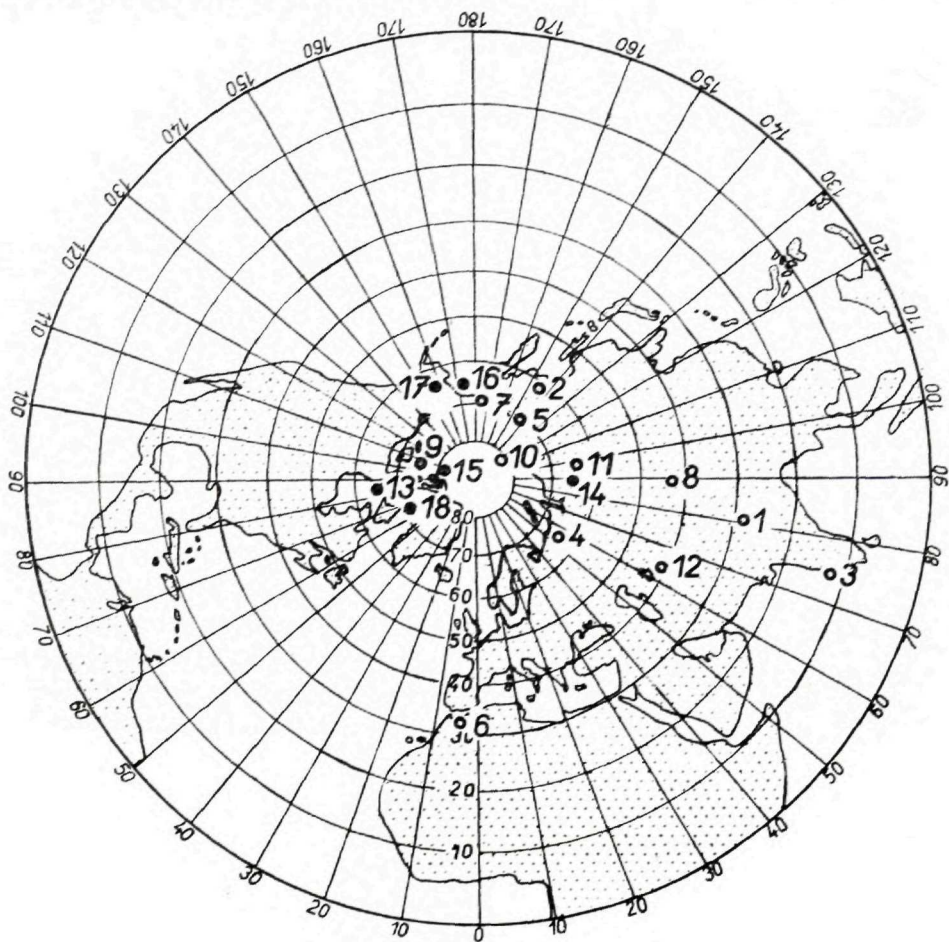
Interpretácia výsledkov

Získané výsledky sú iba predbežné, pretože nezahrňujú, resp. nemusia v dostatočnej miere reprezentovať všetky vulkanické telesá. Poskytujú však pravdepodobný obraz o zastúpení polarít v jednotlivých výlevných typoch, ako aj o stredných polohách paleopólov tortónu, sarmatu a sčasti aj pliocénu.



Obr. 2. Demagnetizačné krivky vybraných vzoriek. *a, b* — vzorky z normálne, *c, d* — z reverzne magnetizovaných lokalít.

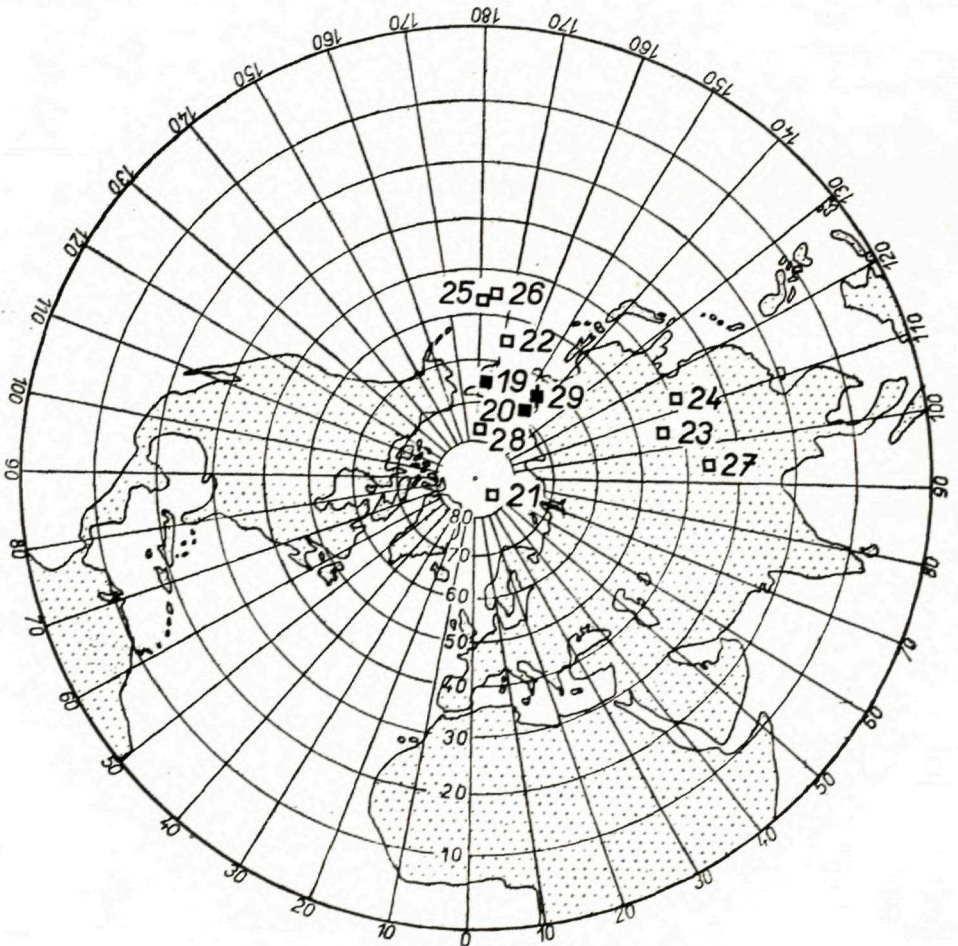
Hoci sa nerobili príslušné laboratórne experimenty a nenašli sa možnosti tzv. poľných kritérií, ktoré by vylúčili samozvratnú magnetizáciu, predsa podľa termoanalýz andezitov stredoslovenských neovulkanických pohorí pomocou dvojitéh náhrevov, ako aj podľa mikroskopických analýz (Fiala 1958, 1959, 1960) z viacerých lokalít, kde sa pravidelne uvádza v základnej hmote jemný magnetitový pigment, drobné výrastlice magnetitu [100] (veľkosti 0.1 až 0.2 mm) samostatne i v pyroxénoch (iba zriedkavo limonitizovaný pyroxén), je takmer isté, že polarita RM súhlasí so smerom geomagnetického poľa v dobe vzniku horniny. Pre takýto názor svedčí aj rozbor demagnetizačných kriviek (viď obr. 2), u ktorých pozorovať postupný, poč. celkove pomerne malý pokles magnetizácií; všeobecne tu chýba prudký pokles v stredných poliach, typický pre samoinverziu.



Obr. 3. Paleopóly lokalít typu *Pp* a *Ppa*.

Obraz zmien vektora RM pri magnetickom čistení alebo postupnej demagnetizácii je charakteristický pre vulkanity s TRM ako prevažnou a stabilnou zložkou, so sekundárnymi väčšími zložkami v smere terajšieho poľa a niekedy i so silnejšou izotermickou zložkou rôzneho smeru, hlavne v exponovaných častiach lokality, kde dochádzalo k premagnetovaniu bleskami. Len zriedkavo boli vzorky jednoduchšou metódou nevyhodnotiteľné (vysvetlenie je možné chemickou remanentnou magnetizáciou alebo parciálnou TRM).

Na základe týchto poznatkov možno využiť pri stratigrafickej korelácii už aj samotnú polaritu, pretože u väčšiny výlevných typov sa vyskytuje iba jediná polarita (viď tab. 3): typ Pp + 12 : -0, Ppa 0 : 6, AP 0 : 8, PAB 0 : 8, BA 3 : 0, IV + V skupina 0 : 5, kým obojaká polarita je iba u dvoch typov



Obr. 4. Paleopóly lokalít typu P a Pa.

(P 2 : 8, Pv 7 : 4). Celkové rozdelenie lokalít podľa polarít je 25 N (normálne) a 39 R (reverzné). Pri pomerne malom počte lokalít a predpokladaných inverzií poľa (zákon veľkých čísel sa tu slabšie prejavuje) možno považovať výskyt oboch polarít za približne rovnaký.

Uvedené okolnosti ako aj získané výsledky možno celkove zhrnúť do nasledovných bodov:

1. *Záporná polarita* sa vyskytuje približne rovnako často ako kladná, vznikla pravdepodobne následkom zmeny smeru poľa — geomagneticou inverziou, a nie samovoľnou obrátenou magnetizáciou v priamom poli, za zvláštnych petrogenetických a mineralogických podmienok.

2. *Výlevy typu Pp, Ppa, AP, PAB a azda aj BA* sa vyskytovali pravdepodobne v kratšom období, vnútri jednej paleomagnetickej zóny, zahrňujúcej normálnu, kladnú alebo obrátenú, zápornú polaritu. Einarson (1957) odhaduje periódu jednej inverzie podľa islandských bazaltov na 0.5 milióna rokov, kým Chramov a Šmeleva (1958) uvádzajú pre kvartér a neogén 14 potvrdených inverzií poľa. Tým by bolo dané horné obmedzenie časového rozpätia uvedených výlevov.

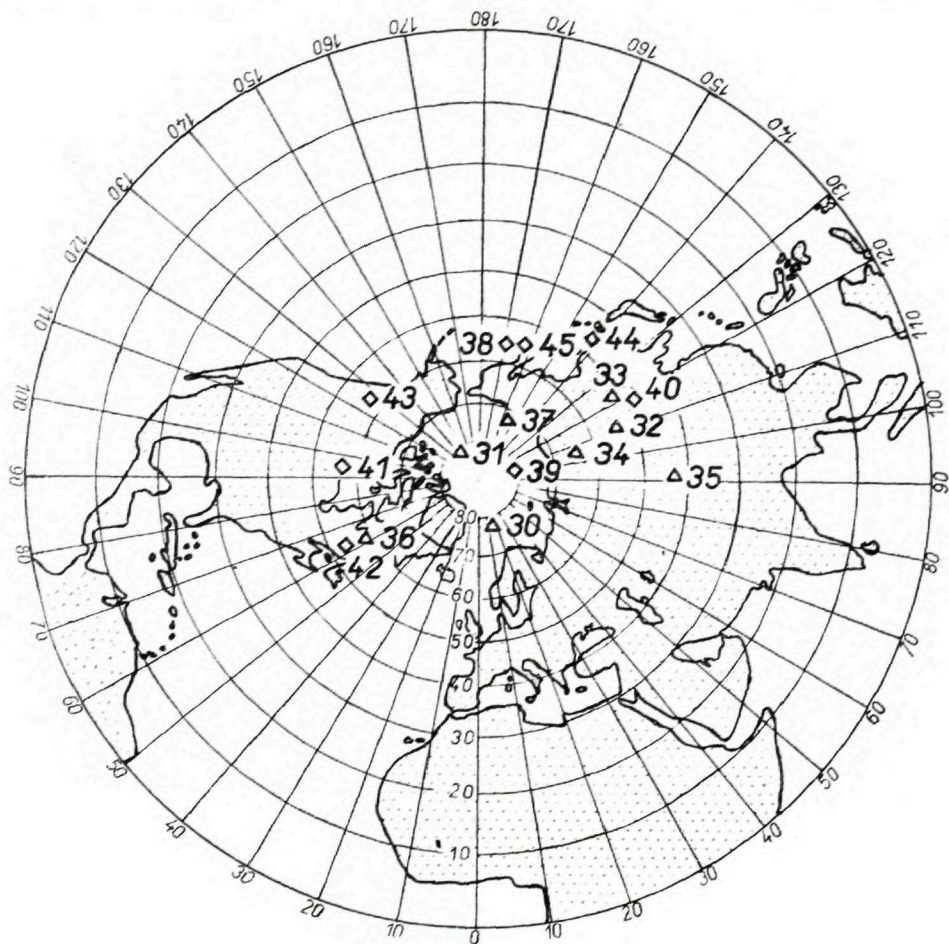
Tabuľka 2

Obdobie	Výlev. typ	Počet lokal.	Váha	Súradnice stred. pólu		α°	K
				φ_P	λ_P		
Spodný tortón	Pp	11	28,3	66°0	79°6	12°9	5,4
	Ppa	6	13,3	81°8	193°3	10°7	15,2
	P	9	19,2	62°6	135°2	11°0	10,1
	Pa	1	1,7	62°4	144°7	—	—
Sp, tortón		27	62,8	72°2	113°2	7°2	7,3
Vrechný tortón	AP	8	15,7	76°0	102°0	12°9	9,3
	PAB	8	14,3	72°8	168°0	17°0	6,3
V. tortón		16	30,0	77°0	136°7	10°5	7,3
Tortón		43	92,8	74°0	119°3	6°3	6,75
Spodný sarmat	BA	3	3,8	61°4	102°8	26°4	7,4
	Pv	11	22,5	65°6	183°4	12°1	7,4
Sp. sarmat		14	26,3	67°8	172°5	11°8	6,7
Sarmat	R	2	2,0	76°1	298°6	38°9	6,5
Sarmat		16	28,3	70°0	174°9	11°5	6,51
Tortón + sarmat		59	121,1	74°5	133°7	5°5	6,46
Pliocén	Ho	1	1,4	15°3	99°6	—	—
	B	2	5,2	80°3	340°0	10°2	53,8
Pliocén		3	6,6	77°7	60°6	30°2	5,4
Neogén		62	127,7	75°1	131°5	5°4	6,38

Prehľad polarít výlevných typov a lokalít												
obdobie	skupina výlevov	výlevný typ	normálne lokality				reverzné		paleomagnetická zóna			
pliocén	V	14 B					64		R			
		13 Ho					63					
sarmat	IV	12 R					62					
sarmat (+ vrch. tortón?)	III	9 Pv	56	55	54	53	58	59				
		7 BA	52	51	50	49	57		N			
vrchný tortón	II	6 PAB					42	43	44	45	R	
		5 AP					38	39	40	41		
spodný tortón	I	4 Pa					29			N?		
		3 P					20					
		2a Ppa					19	25	26	27	28	
		2 Pp	12	11	10	9	8	7	21	22	23	24
		6	5	4	3	2	1	16	17	18		N
								13	14	15		

3. Ak sa výlevy uskutočnili iba vnútri jednej zóny, potom pri sukcesii opačných polarít, ako Pp – Ppa, príp. PAB – BA, je pravdepodobne zreteľný geologický hiát, nemožnosť vzájomného časového prekrytia. Polaritu teda možno využiť v lokálnom meradle ako pomocný indikačný znak výlevného typu alebo ako dôkaz nesúčasnosti výlevov (pri nesúhlasnosti polarít). Uzáver vyplýva z planetárneho charakteru inverzií.

4. Smer RM možno využiť pri riešení časovej súslednosti výlevu dvoch či viac telies. Pri zreteľnom nesúhlase smerov ide o nesúčasné výlevy (neplatí pre magneticky silne porušený priestor a pre veľké telesá s dobou chladnutia príliš dlhou vzhľadom k variácii geomagnetického poľa). Naopak, pri súčasných výlevoch možno pozorovať približnú zhodu smerov. Pravdepodobne

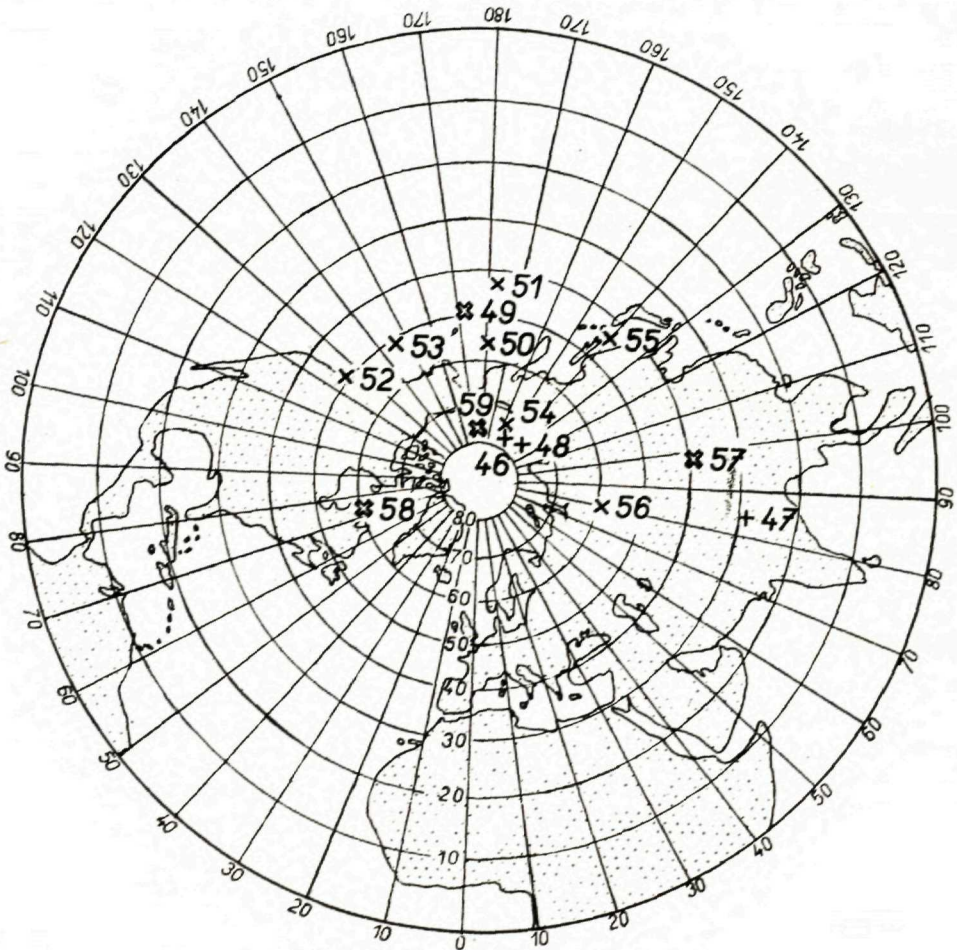


Obr. 5. Paleopóly lokalít typu AP a PAB.

dvojice blízkyh lokalít súčasného výlevu podľa tabuľky 1 budú: 13 – 18 (Ppa), 2 – 5(Pp), 23–24 (P), 25–26 (P), 38–45 (PAB), 49–50 (Pv).

5. Samotný smer NRM prakticky zriedka možno využiť na určovanie výlevného typu, pretože rozptyl vnútri typu prevyšuje rozptyl stredných smerov výlevných typov (viď parametre K tab. 2). Trochu iná situácia je pri po sebe nasledujúcich výlevných typoch, kde stredné polohy pólův sú vzdialené 15° až 30°. Tu už môže byť pomer hustôt pravdepodobnosti, že určitá lokalita patrí k prvému alebo druhému typu, značný a teda využiteľný.

6. Krivka pohybu stredného pólu podľa postupnosti jednotlivých výlevných typov (viď obr. 8) má v tortóne a časti sarmatu tvar špirály s priemerom závitů 20 až 30°, čo pripomína sekulárnu variáciu. Tu je to však jav pravde-



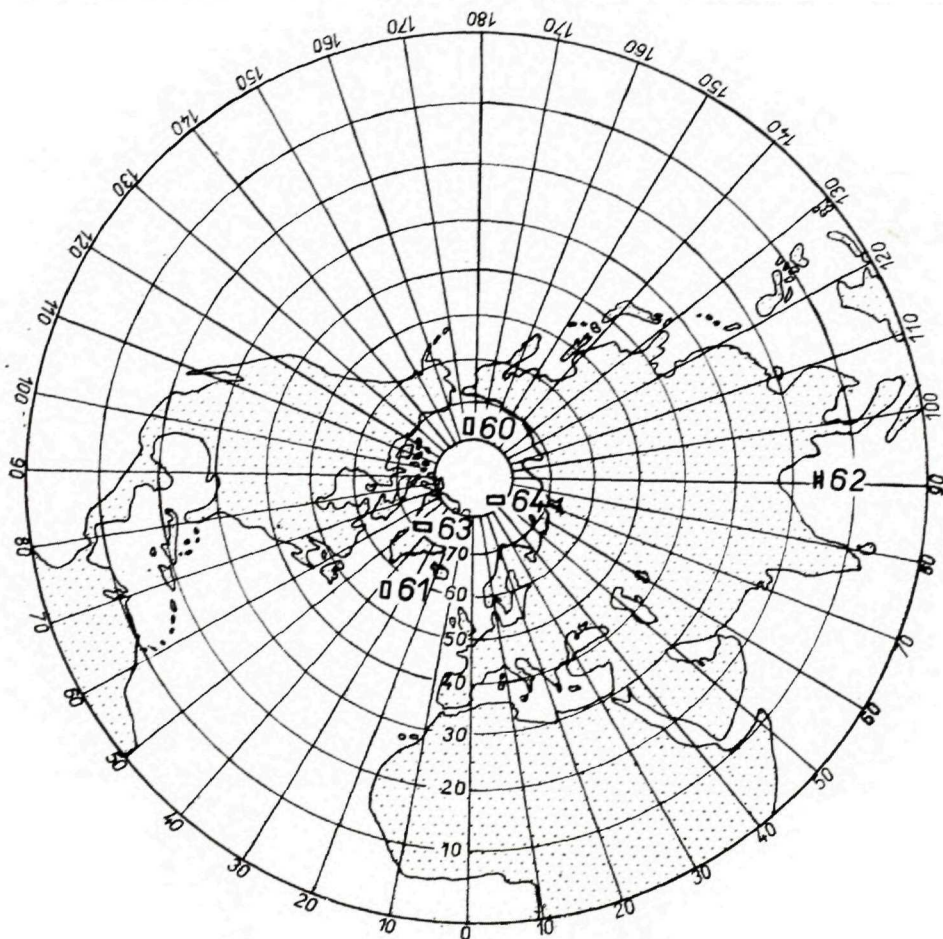
Obr. 6. Paleopóly lokalít typu BA a Pv.

podobne celkom náhodný, keďže u vulkanickej činnosti býva periodicita veľmi nízka (vzhľadom k vysvetleniu javu).

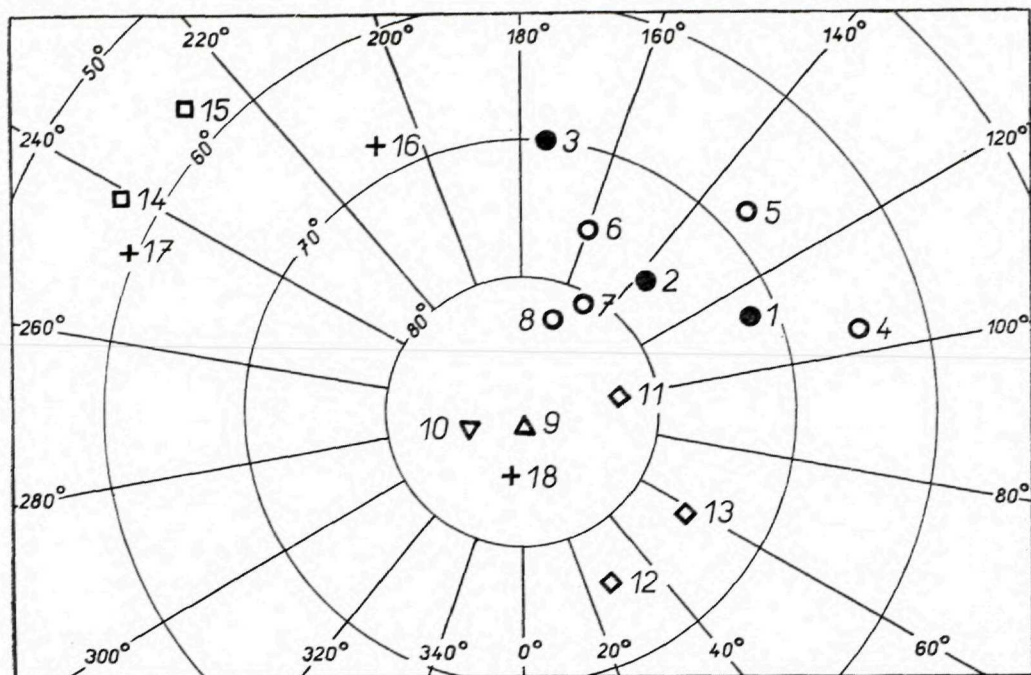
Stredné polohy pólův pre spodný a vrchný tortón a sarmat sú pomerne blízke (viď tab. 2), čo by nasvedčovalo, že použité súbory môžu paleomagneticky reprezentovať príslušné geologické obdobia, aj keď výlevy boli sporadické a časove zachycujú iba nepatrné výseky.

Stredná poloha paleopólu pre všetky lokality miocénu a pliocénu v skúmanej oblasti je $75^{\circ}1' N$, $131^{\circ}5' E$.

7. Pri porovnaní týchto polôh s výsledkami z eurázijského kontinentu (viď obr. 9) možno pozorovať relatívne dobrý súhlas s paleopólmi neovulkanitov Nemecka (Angenheister 1956; Nairn 1962; Schult 1963).



Obr. 7. Paleopóly lokalít typu R, Ho a B.



Obr. 9. Paleopóly Kremnických hôr (torton a sarmat) a rôznych častí eurázijského kontinentu (miocén a mio-pliocén). *Kremnické hory*: 1 spodný tortón, 2 vrchný tortón, 3 sarmat. *Nemecko*: 4 oligo-miocén, 5 miocén, 6, 7, 8 mio-pliocén. *Island*: 9 miocén; *V. Británia*: 10 oligo-miocén, *Daleký východ SSSR*: 11, 12, 13 miocén; *Francúzsko*: 14, 15 miocén; *Japonsko*: 16, 17, 18 miocén.

LITERATÚRA

- [1] Angenheister G., 1956: Über die Magnetisierung der Basalte des Vogelsberges. *Nachr. Akad. d. Wiss., Göttingen, Phys.-Math. Kl.* — [2] Bruckshaw J. McG. and Robertson E. I., 1949: The Magnetic Properties of the Tholeiite Dykes of North England. *M. N. R. A. S. Geophys. Suppl.* — [3] Einarson T., 1957: Magneto-geological Mapping in Iceland with the Use of a Compass. *Advances in Physics.* — [4] Fiala F., 1958: Roční zpráva o geol. mapování Kremnických hor a o provedeném petrografickém výzkumu za rok 1957. *Archív Geofondu, Bratislava.* — [5] Fiala F., 1959: Dtto za rok 1958. [6] Fiala F., 1960: Dtto za rok 1959. — [7] Fiala F., 1961: Geologickopetrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955–1960. *Archív Geofondu, Bratislava.* — [8] Fisher R. A., 1953: Dispersion on a Sphere. *Proc. Roy. Soc., A.* — [9] Hospers J., 1955: Rock Magnetism and Polar Wandering. *Journal Geol.* — [10] Chramov A. N., Šmeleva A. N., 1963: Danyje o geologičeskoj istorii magnitnogo poľa Zemli. *Trudy VNIGRI.* — [11] Irving E., 1956: Paleomagnetic and Paleoclimatological Aspects of Polar Wandering. *Geofis. Pura e Applicata.* — [12] Kalašnikov A. G., 1961: Istorija geomagnitnogo poľa. *Izvestija AN, Ser. geof.* — [13] Nairn A. E. M., 1962: 1. Preliminary collections in the Eifel, Siebengebirge and Westerwald. *Notizbl. d. Hess. Landes-*

amtes f. Bodenf. zu Wiesbaden. — [14] Nairn A. E. M., Karolus K., 1965: A preliminary paleomagnetic study of the rocks of the Central Slovakian igneous Province. *Geologické práce, Zprávy* 36, Bratislava. — [15] Nagata T., Akimoto S., Shimizu Y., Kobayashi K., Kuno H., 1959: Paleomagnetic studies on Tertiary and Cretaceous rocks in Japan. *Japan Acad. Proc.* — [16] Ochaba Š., 1958: Rozloženie geomagnetického poľa na Slovensku pre epochu 1952,5 (Magnetické mapovanie I. rádu). *Geofyzikální sborník GÚ ČSAV.* — [17] Roche A., 1960: Sur l'aimantation de laves miocènes d'Auvergne. *Comptes R. Acad. Sc.* — [18] Schult A., 1963: Über die Magnetisierung der Basaltvorkommen in der Umgebung von Göttingen. *Zeitschrift f. Geophysik.*

PAVEL PAGÁČ

PALEOMAGNETIC INVESTIGATION OF THE NEVOLCANITES OF THE KREMICKÉ HORY MTS.

The paper deals with the paleomagnetic directions in relation to the individual effusive types of the neovolcanites in the Kremnické hory Mts. Fiala (1961) ranges these neovolcanites into five groups and fourteen effusive rock types from the petrographic and stratigraphic standpoint mainly.

In the Kremnické hory Mts. and also rarely in the northern part of the Banská Štiavnica Mts. 353 samples at 64 sites were taken for paleomagnetic investigation (fig. 1). The average number of 5–6 samples from one site may be considered as the optimum in the given conditions. The choice of the sites was directed by the demand of the representation of the principal effusive rock types and the possibility of taking a suitable rock. The orientation of the samples was determined by the geological compass, exceptionally geodetically.

All the samples were subjected to magnetic cleaning in alternating magnetic field with the peak field intensity of 200 Oe (exceptionally 150 Oe). The remanent magnetization was measured by aid of astatic magnetometer with the sensibility of $2 \cdot 10^{-7}$ Oe/mm/5 m, and that before and after magnetic cleaning. At the chosen samples the demagnetization curve of up to 1000 Oe \tilde{H} was obtained (fig. 2).

From the obtained directions, magnetically cleaned, the mean direction for the site was calculated and the virtual paleopole for the site was then derived from it.

In further calculation of mean values the positions of virtual poles with the weight dependent on the number of used samples were applied. This way the mean positions of the virtual poles for the individual effusive rock types and effusion groups were obtained (see fig. 3 to 7, tables 1 and 2).

The picture of the vector changes of remanent magnetization with the demagnetization in alternating field is characteristic of the volcanites with thermoremanent magnetization as the prevailing and primary component.

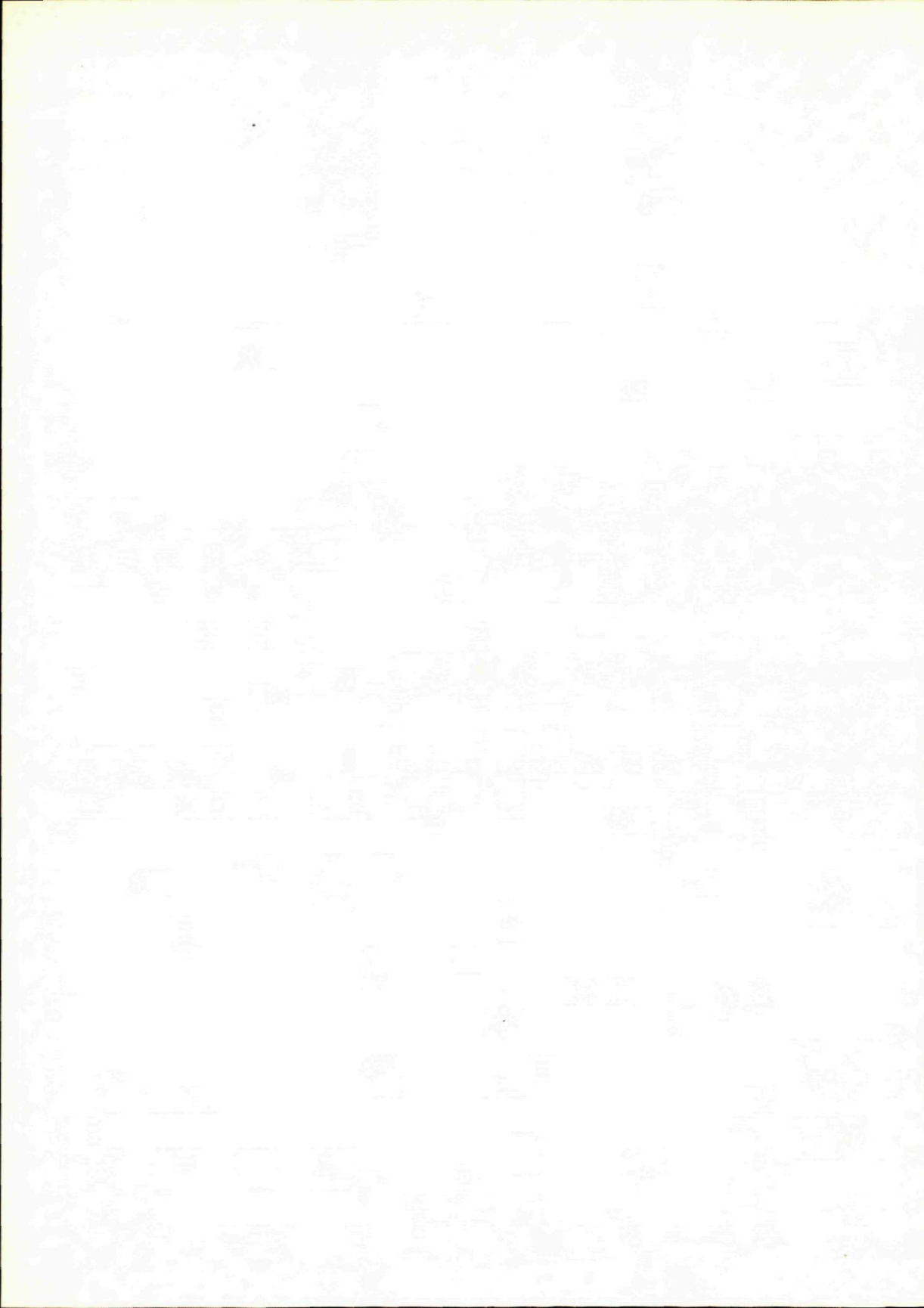
On the example of the obtained information the following conclusions may be drawn:

1. Reversed polarity most probably originated by geomagnetic inversion.
2. The effusions of the type Pp, Ppa, Ap, PAB and possibly also BA probably appear in a shorter period (tab. 3) as they display only one polarity.
3. The polarity may be employed then in a local scale as an auxiliary indicatory mark of the effusive type.
4. The cleaned direction of remanent magnetization helps to solve the question of the contemporaneity of effusions.

5. The direction of remanent magnetization itself rarely may be used for determination of the effusive type, distinguishing of successive types is more promising.

6. The mean positions of the virtual poles for the Lower Tortonian, Upper Tortonian and Sarmatian are relatively near and probably well represent the corresponding geological periods.

7. These positions rather agree with the results of the neovolcanites of Germany (Augenheister 1958, Nairn 1962, Schult 1963). The differences from the results of other European and Asiatic countries are greater, 15° to 40° (Irving 1956, Hospers 1955, Kalašnikov 1961, Roche 1960, Nagata 1959).



MILAN MIŠÍK—OLGA FEJDIOVÁ—EDUARD KÖHLER

PARAKONGLOMERÁTY S EXOTICKÝM MATERIÁLOM Z VYŠŠÍCH SÚVRSTVÍ PODHALSKÉHO PALEOGÉNU ORAVY

Pri novom mapovaní územia Západných Tatier našli sme v podhalskom paleogéne niekoľko ďalších lokalít s pestrým exotickým materiálom. Petrografická príslušnosť valúnov umožňuje dobre charakterizovať znosové oblasti a objasniť niektoré paleogeografické otázky. Ich mikropaleontologický obsah umožňuje niektoré spresnenia stratigrafie podhalského paleogénu Oravy. Z týchto dôvodov sme sa rozhodli výskyty exotík spracovať podrobnejšie. Prví dvaja autori (M. M. a O. F.) študovali lokality v teréne, vyzbierali a mikroskopicky študovali valúny, E. Köhler podrobne prezrel výbrusy senónskych a paleogénnych valúnov s ohľadom na výskyty veľkých foraminifer. Vďakou sme zaviazaní doc. dr. H. Bystrickej CSc. za určenie nannoplanktónu a dr. O. Samuelovi CSc. za určenie asociácií foraminifer z výplavov.

Paleogén študovaného územia patrí podhalskej synklinále stredoslovenského vývoja paleogénu centrálnych Západných Karpát, v zmysle členenia D. Andrusova (1965). Členenie tejto jednotky na poľskej a československej strane nie je celkom totožné. Poľskí autori (napr. J. Gołąb 1959) ju rozdeľujú na vrstvy: 4. ostryské; 3. chocholovské; 2. zakopanské a 1. bazálne súvrstvie. Andrusov (1959) podáva takéto členenie: 3. súvrstvie bielopotocké (prevaha pieskovecov), 2. zakopanské (typický flyšový vývoj), 1. bazálne súvrstvie (súlovské súvrstvie s prevahou zlepencov). Pícha (1964) rozoznáva: 4. súvrstvie pieskovecové, 3. pieskovecovo-ílovcové, 2. ílovcové a 1. bazálne karbonatické.

Na geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Banská Bystrica bielopotocké súvrstvie (v zmysle D. Andrusova) sa paralelizuje s ostryskými vrstvami. Domnievame sa, že v dôsledku faciálnej premenlivosti v panve nemožno na čs. území spoľahlivo odlišovať chocholovské a ostryské vrstvy. Preto súbor nad zakopanskými vrstvami, v ktorom sú výskyty s exotickými valúnmí,

nazývame vyšším súvrstvom podhalského paleogénu, resp. bielopotockým súvrstvom (v zmysle D. Andrusova). Výsledné stratigrafické začlenenie z rozboru mikrofauny je: bazálne súvrstvie = stredný eocén (vrchný lutét – biarritz); zakopanské a bielopotocké súvrstvie = vrchný eocén.

Bielopotocké súvrstvie reprezentuje flyšový vývoj s výrazným prevládáním psamitov, s polohami exotických parakonglomerátov a podmorskými zosunmi (olistolitmi).

Výskyty exotických zlepcov boli už dávnejšie známe zo susedného územia. Napr. blízko Skorušiny medzi dolinou Bieleho potoka a dolinou Oravice ich spomína Andrusov (1931, 1965). Vyskytujú sa tu bloky až 20 m³ veľké. Ide hlavne o tieto typy hornín (Zoubek 1931; Andrusov 1931): chloritické svory, silne zmenené granitoidné horniny, pegmatity, aplity, kremité porfýry, bázičné eruptívne horniny premenené na glaukofanové horniny, kremence, vápence a iné. Bloky na Skorušine objavil pôvodne Roemer (1929), ktorý predpokladal, že boli donesené kvartérnymi ľadovcami. Grzybek & Halicki (1958) našli na Osлом vrchu a na hrebeni medzi Skorušinou a Mikulovkou tieto valúny: ruly, svory, porfýry, mandľovcové melafýry, kremence, vápence, dolomity, sliene a silicity.

Otázkou exotických valúnov v zakopanských vrstvách Oravy sa v tomto článku nezaobráme; zmieňuje sa o nich aj Kahan (1965).

Rozbor valúnového materiálu na jednotlivých lokalitách

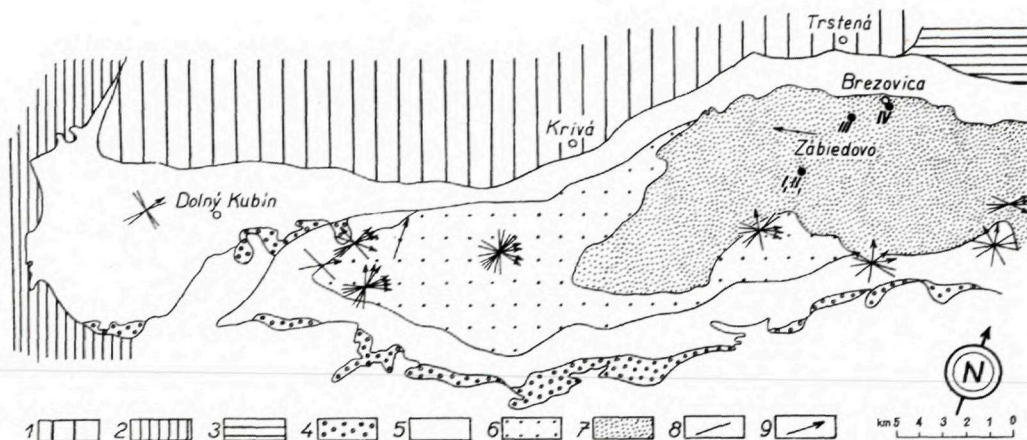
Podrobnejšie boli študované 4 lokality (viď obr. 1), a hlavne úseky s valúnmi karbonátov.

(1) Na lokalite 1 km JJV od obce Zábiedovo, v svahu potoka Zábídivčiek sa zistili tieto druhy hornín :

dolomity	— stredný trias;
arkózové kremence a kremence	— spodný trias;
vápence bez určenia	— trias?
vápence s <i>Clypeina jurassica</i>	— titón;
piesčité vápence s orbitoidmi	— senón;
biohermné vápence	— paleogén;
menility	— paleogén;
svory, metakvarcity, epiarkózy, hybrid. horniny	— paleozoikum;
žilný kremeň	— paleozoikum;
kremitý porfýr a porfýrit	— perm

(2) Na výskyte 1,2 km JJV od obce Zábiedovo v doline potoka Zábídivčiek sa vo valúnoch zistili:

dolomity	— trias;	radiolarity	— dogger-malm
vápence bez určenia	— trias?	vápence štram-	—
piesčité krinoidové	— jura	berského typu	— titón



Obr. 1. Prehľadná geologická mapa centrálnokarpatského paleogénu Oravy. 1 – bradlové pásmo, 2 – Chočsko-prosečnianske pohorie a Západné Tatry, 3 – neogén Oravsko-novotárskej kotliny, 4 – bazálne vrstvy paleogénu, 5 – zakopanské vrstvy, 6 – chocholovské vrstvy, 7 – ostrýské vrstvy, 8 – prúdové stopy s presným určením smeru, 9 – prúdové stopy s priebežným určením smeru, 10 (I, II, III) – zlepenkové telesá.

vápence	piesčité vápence	
vápence s koralmi a sesilnými foraminiferami	s orbitoidmi	– senón
	granitoidné horniny	– paleozoikum
	– vrch. trias-jura?	
vápence s „vláknitou“ mikrofáciou	hybridné horniny	– paleozoikum
	– jura	

(3) *Exotické valúny v podmorskom zosune*, 750 m SV od kóty 707,0, ľavý breh potoka Trsteník, obsahujú: dolomit s kodiaceami – trias; vápence s rekryšt. riasami a krustifikačnou textúrou – trias.

Zlepence s exotickým materiálom v brehu potoka Trsteník sú súčasťou telesa vzniklého podmorským zosunom. Obsahujú hojné útržky a valúny ílovcov. Podobné zosunové formy sa niekedy označujú ako „skamenelé blato“. Ich hojná ílovcová matrix umožňuje charakterizovať tento typ zlepenčov ako parakonglomeráty; obsahuje nasledovnú mikrofaunu (určil O. Samuel):

Vzorka 73: *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globigerina inflata* Subb. non d'Orbigny, *Globorotalia centralis* Cushman et Bermúdez, *Lenticulina* div. sp., *Chilostomella* sp., *Bulimina* sp.

Vzorka 46: *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gümbel), *Chilostomella* sp.,? *Cancris subconicus* (Terquem), *Lagena* sp., *Lenticulina* div. sp., *Cibicides* aff. *lopjanicus* Mjatluk, *Cystamina pauciloculata* (Brady).

V oboch prípadoch ide o vrchný eocén.

Útržky a valúny obsiahnuté v parakonglomeráte pochádzajú však zo súvrstvia spodno až strednoeocénneho, ako o tom svedčia nasledovné fosílie (foraminifery určil O. Samuel, diskoasteridy H. Bystrická):

Vzorka 70: *Globigerina* cf. *venezuelana* Hedberg (= *Globigerina inflata* Subb.), *Globigerina* ex gr. *eocaenica* Terquem, *Globorotalia crassata densa* Cushman, *Globorotalia marksii* Martin, *Bolivina* sp., *Cibicides* sp., *Rotalia jabacoensis* Cushman et Bermúdez, *Asterodiscus* cf. *stellatus* (d'Archiac), *Anomalina* cf. *mantaensis* Galloway et Morey, *Discoaster barbadensis* Tan Sin Hok, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster* cf. *germanicus* Martini, *D. hilli* Tan Sin Hok, *Discoaster gemmifer* Stradner, *Discoaster trinus* Stradner, *Discoaster elegans* Bramlette et Sullivan, *Discoaster tani* Bramlette et Riedel, *Discoaster tani nodifer* Bramlette et Riedel, *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Discoaster mirus* Deflandere, *Discoaster distinctus* Stradner, *Discoaster binodosus hirundinus* Martini, *Discoaster* cf. *ornatus* Stradner, *Discoaster nanoradiatus* Klump, *Discoaster salisburgensis* Stradner, *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan, *Discoaster currens* Stradner, *Marthasterites tribrachiatus* Bramlette et Riedel, *Marthasterites furcatus* Deflandre, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Isthmolithus claviformis* Stradner, *Micrantholithus vesper* Deflandre, *Trochoaster simplex* Klump, *Nannotetraster* cf. *wasticoides* Martin, *Nannotetraster alatus* Martini, *Nannotetraster pappi* Stradner, *Coccolithus grandis* Bramlette et Riedel, *Zycolithus dubius* Deflandre, *Lucianorhabdus dispar* Stradner.

Vzorka 72 (filovcový valún v zlepenici): *Rotalia jabacoensis* Cush. & Berm., *Lenticulina* div. sp., *Rotalia* sp., *Globigerina* cf. *senni* (Beckmann), *Globorotalia crassata densa* Cushman, *Globorotalia* cf. *crassata simulata* Krajeva.

(4) *Brezovica, ryhy na južnom okraji obce*; vápencové valúny obsahujú:

drobnolumachelové vápence — rét?		kalpionelové vápence	— titón
		plytkovodné vápence	
škvrnité slienité		s <i>Clypeina jurassica</i>	— titón
vápence	— lias,	biohermné vápence s ru-	
spongolit	— lias?	distami a orbitoidmi	— kampán
biomikrit s <i>Globochaete</i>		biohermné koralovo-ria-	
<i>alpina</i> , <i>Stomiosphaera</i> sp.,		sové vápence	— paleogén
<i>Saccocoma</i> sp.	— malm	diskocyklinové vápence	— vrch.
			eocén

Na tejto lokalite sa zistil aj jeden valún (malmský vápenec) navŕtaný lamelibranchiatmi rodu *Lithodomus* v paleogénnom sedimentačnom prostredí.

Okrem spomenutých karbonatických hornín sa na lokalite vyskytujú početné valúny eruptív a metamorfítov, ktoré neboli vyhodnocované.

Pre zaradenie skúmaného súvrstvia do vrchného eocénu svedčia okrem spoločenstva foraminifer a nannoplanktonu z tmelu parakonglomerátov (viď lokalita v potoku Trsteník) aj valúny vápencov s *Nummulites perforatus* Montf., *Nummulites millecaput* Boubée, *Nummulites chavannesi* de la Harpe, *Nummulites cf. striatus* (Brug.), *Discocyclina varians* (Kaufm.), *Discocyclina nummulitica* (Gümb.), *Discocyclina pratti* (Michelin), *Grzybowskiia multifida* Bieda, *Operculinoides nassauensis* Cole a *Asterocyclina stellata* (d'Arch.). Asociácia veľkých foraminifer z týchto valúnov poukazuje na vrchnoeocénny vek vápencov. Pre mladší vek zlepenčov hovorí aj nález valúna menilitového rohovca (vápence a menility na lok. Brezovica).

Po litologickej stránke najzaujímavejší je valún dolomitu s veľkými, makroskopicky viditeľnými autigénnymi živočiami (tab. XIII, obr. 1), asi zo stredného triasu. Hornina takého charakteru nebola doteraz z Karpát opísaná.

Po faciálnej stránke sú dôležité valúny vápencov s *Clypeina jurassica* Favre (tab. XIV, obr. 2). Ide o druhý nález v Západných Karpatoch,¹ poukazujúci na plytkovodný vývoj vrchnej jury niektorej série zo širšieho areálu bradlového pásma (rozpätie tohto druhu je kimmeridž-valanž). Prvý nález takejto mikrofácie je tiež z valúnového materiálu, z oderodovaného plytkovodného titónu gemeríd (Mišík 1966, tab. LXXII, obr. 1, 2). Pre úplnosť spomenieme aj tretí výskyt zo vzoriek poskytnutých dr. A. Jurkovou z „vonkajších bradiel“ navŕtaných vo flyšovom pásme vrtom NP 522 u Tichej (z hĺbky 532,7—534,3 m).

Kampanské vápence biohermného charakteru nie sú doteraz z karpatských lokalít známe. Biohermné vápence Myjavskej hornatiny, zaraďované do kampanu, neobsahujú veľké foraminifery. Pre porovnanie podávame v ďalšom texte podrobnejší opis kampanských a paleogénnych biohermných vápencov. Biohermné vápence kampanu sa zistili na všetkých lokalitách (s výnimkou lok. 3), najhojnejšie na lokalite Brezovica. Sú krémové, žlté, žltohnedé, základná hmota kalová.

Z organických zvyškov obsahujú: veľké foraminifery ako najhojnejšiu zložku: *Orbitoides media media* (d'Arch.), *Orbitoides media megaliformis* Papp & Küpper, *Pseudosiderolites vidali* (Douv.), *Miscellanea cf. miscella* d'Arch. a *Lepidorbitoides* sp.

Riasy bývajú druhou najhojnejšou zložkou. Prevládajú koralínne riasy (*Archaeolithotamnium* sp.), zriedkavá je *Ethelia alba* (Pfender—Basse).

Úlomky rudistov sú zriedkavé, machovky sa vyskytujú často, echinodermové články a ostne ježoviek len ojedinele.

Vápence mávajú miestami hojnú klastickú prímes tvorenú zrnami kremeňa, kremencov, biotitu, bázických hornín a chloritických fylitov.

Paleogénne biohermné vápence sú najhojnejšou zložkou valúnového materiálu na lokalite Brezovica, ale vyskytujú sa aj na ďalších lokalitách. Sú najčastejšie krémové, i žlté, svetlohnedé, sivobiele. Lom lastúrový. Základná hmota je kalová. Z organických zvyškov sa vyskytujú:

Riasy sú najhojnejšou zložkou. Ide hlavne o koralinné riasy: *Archaeolithotamnium* sp., *Lithotamnium* sp., *Lithophyllum melobesoides* Foslie. Prítomné sú aj artikulátne koraliny, miestami hojné sú choristosporné *Dasycladaceae*, napr. *Broeckella* sp. (určil J. Bystrický). Ojedinele sú prítomné *Acicularia* sp. Veľmi hojná je *Elianella elegans* Pfender—Basse, bežná *Ethelia alba* (Pfender). Zriedkavá je problematická riasa *Solenomeris* sp. (tab. XIII, obr. 2).

Foraminifery tvoria druhú najhojnejšiu zložku. Zvlášť typické a časté pre tento typ horniny sú problematické sesílné foraminifery, ktoré bývajú upevnené najmä na koraloch; zriedkavé sú aj typické formy skupiny *Planorbulinidae*. Miliolidy sa vyskytujú len v niektorých výbrusoch, ale vždy v hojnom množstve. Ojedinelé sú menšie rotalidy.

Koraly sú hlavne meandriformného typu. Ich zastúpenie kolíše — v niektorých výbrusoch s dasycladaceami chýbajú, inde zaberajú väčšinu plochy výbrusu.

Machovky vystupujú obyčajne len v úlomkoch; zriedkavo pristupujú ešte cste ježoviek a články echinodermát. Ojedinele vo výbrusoch sú prierezy ostrakódami, gastropódami, úlomky lamelibranchiátov, rúrok serpúl (?) a fosfatizované šupiny rýb.

Tmelom je kal s drobným neurčiteľným detritom, niekedy čiastočne rekryštalizovaný s náznakmi pelletovej štruktúry. Zriedkavý je klastický kremeň (do 0,1 mm), niekedy len v aglutinovaných schránkach. Zrnká pyritu a pigment sú len v niektorých výbrusoch. Pyrit je zreteľne mladší ako sekundárny kalcit.

Celkove sa tieto vápence značne podobajú biohermným paleocénnym vápencom Brezovského pohoria a hričovsko-žilinskej oblasti, resp. eocénnym vápencom Malých Karpát (M. Mišík, J. Zelman 1959; M. Mišík 1966). Oproti lokalitám paleocénnych biohermných vápencov chýba v nich *Distichoplax biserialis* (Dietrich) a *Globochaete* sp.

Paleogeografické zhodnotenie

Z rozboru materiálu exotík vyplýva, že väčšina materiálu pochádza z priestoru bradlového pásma, pravda, širšie poňatého, než je dnešný výskyt bradiel. Prínos materiálu prebiehal od západu až severozápadu, pričom v centre panvy ho prúdy stláčali longitudinálnym smerom.

Väčšina valúnov pochádza pravdepodobne z preplavených upohlavských zlepcov (kremité porfýry, melafýry, vápence plytkovodného titónu), niektoré boli erodované priamo z materských hornín v bradlovom pásme

(napr. pieskovce a vápence s orbitoidmi; maastrichtské pieskovce s orbitoidmi z primárnych lokalít medzi Krivou a Dlou na Orave uvádzajú Salaj—Samuel 1963). Výskyty samotných paleogénnych biohermných vápencov, vrchnoecénnych vápencov a menilitových rohovcov sú špecifické pre oravskú kordiliéru (názov od D. Andrusova 1964).

Oproti valúnom z „upohlavských“ zlepenčov by naše exotické konglomeráty mali obsahovať valúny azda o niečo lepšie zaoblené, ale rozdiely nie sú nijak nápadné. Tretina vyhodnocovaných valúnov je dokonale opracovaná (stupeň 4). Toto percento by bolo asi ešte vyššie, keby sa bcli vyčlenili valúny eocénnych vápencov s menším stupňom opracovania ako u viaceyklových valúnov z „upohlavských“ zlepenčov. Podľa klasifikácie Zingga prevažuje guľový tvar valúnov.

Pre porovnanie uvedieme rozbor santonských „upohlavských“ zlepenčov z najbližších lokalít ZSZ od Krivej na Orave (K. Borza 1966):

	%	%	%
vápence	71,9	65,4	67,1
triasové kremence a pieskovce	11,8	19,5	14,2
dolomity	5,9	5,2	7,5
kremeň	4,0	4,8	4,6
kriedové pieskovce	3,6	3,0	3,7
vyvrelé horniny	2,8	2,1	2,9

Z lokality Oravský Podzámok podáva K. Borza ďalšie dva rozborý s rovnakým poradím prvkov.

Na našej lokalite 2 (v doline potoka Zábídivčiek) sa zistil takýto obsah hlavných typov hornín: vápence 60 %; dolomity 14 %; kremence 9 %; rohovce a silicity 9 %; vyvrelé horniny 8 %. Oproti „upohlavským“ zlepencom (Borza 1966) majú naše paleogénne exotické parakonglomeráty vyšší podiel dolomitov a kryštalických hornín a navyac obsahujú rohovce (silicity). Celkove polymiktný charakter oboch typov zlepenčov je však dobre zrovnateľný. Aj magmatické horniny oboch zlepenčov majú zhodné črty, zvlášť charakteristická je prítomnosť kremitých porfýrov a porfýritov.

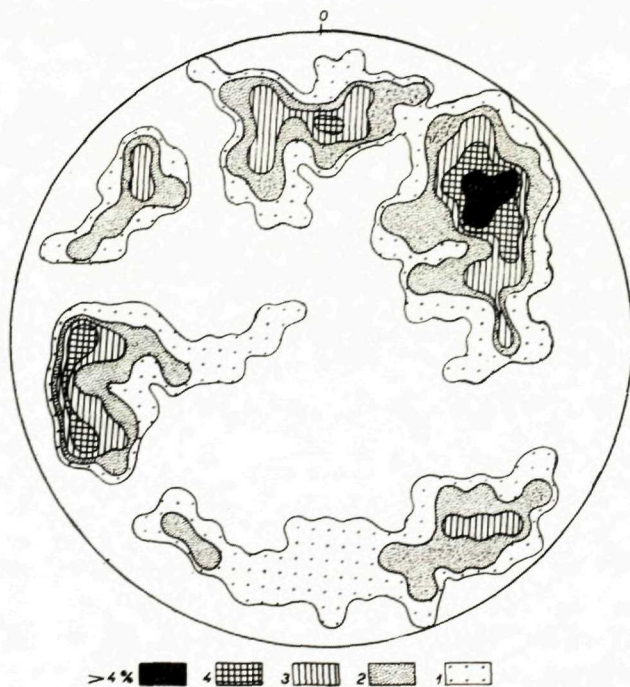
V otázke zdrojových oblastí vyššej časti centrálneho paleogénu Oravy dostávame rozporné výsledky získané jednak metódou merania prúdových stôp a jednak metódou petrografického rozboru valúnov. Marschalko & Radomski (1960) z merania prúdových stôp umiestňujú zdrojovú oblasť oravského paleogénu západne od Dolného Kubína (t. j. z Chočského pohoria a Malej Fatry). Aj naše výsledky (obr. 2,3) z merania mechanoglyfov a smeru náklonu dlhších osí valúnov ukazujú na transport materiálu od JZ „longitudinálne“ vzhľadom k dnešnému tvaru panvy. Na druhej strane petrografický rozbor svedčí o tom, že väčšina materiálu prichádzala od západu, príp. od severozápadu z priestoru bradlového pásma (hlavne z preplavených „upohlavských“ zlepenčov). Svedčia o tom najmä valúny kremitých porfýrov, mela-

fýrov, vápencov z plytkovodného titónu (pripomínajúcich štramberský vývoj a vápence sliezskej kordiliéry), ako aj valúny pieskovec a vápencov s orbitoidmi. Ani biohermné eocénne vápence nie sú známe z podhoria M. Fatry a Chočského pohoria. Napokon ani hojné úlomky zelených epimetamorfovaných hornín v zákopanských vrstvách nie sú zo spomínaných jadrových pohorí.

Tento zdanlivý rozpor možno si vysvetliť len tak, že zásobovanie panvy materiálom bolo laterálne a v priestore vzdialenejšom od brehov smer transportu sa stáčal a materiál sa dostal pod vplyv permanentného longitudinálneho prúdenia.

Aj Pícha (1964) upozorňuje na protirečivosť priebehu prúdových stôp (poukazujú na prínos od východu) a zloženia valúnového materiálu pre paleogén severného okraja Nízkych Tatier (valúny melafýrov boli prinesené od juhu). Tento rozpor vysvetľuje podobným spôsobom: materiál bol prinášaný prevažne z laterálnych smerov a potom pozdĺžne rozplavovaný.

Marschalko (1965) pri štúdiu centrálnokarpatského paleogénu z okolia Braniska a Čiernej hory prichádza k záveru, že transportujúce prúdy, v ktorých sa vytvárali konglomerátové súvrstvia a netypický divoký flyš, stáčali svoj smer v panve a nadobúdali priebeh paralelný s osou tejto časti panvy.

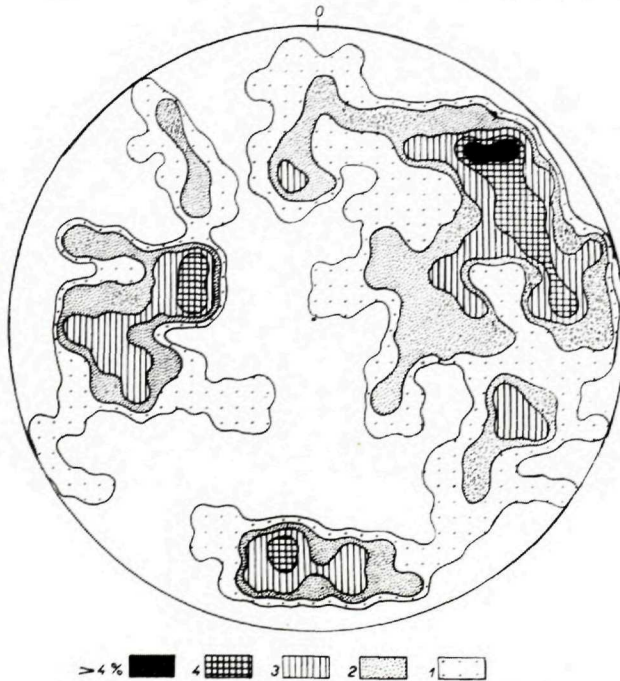


Obr. 2. Diagram orientácie dlhých osí valúnov zlepenčového telesa Trsteník (100 meraní).

Otázkou kriedových a paleogénnych kordilier vonkajších Karpát sa podrobne zaoberal Książkiewicz (1965). Odôvodňuje jestvovanie šiestich kordilier, z ktorých pre naše úvahy má význam tzv. „južná okrajová kordiliéra“, ktorá sa nachádzala v eocéne južne od bradlového pásma, ktoré vtedy ešte nejestvovalo a preto nemohlo byť prekážkou pre transport materiálu. Książkiewicz spomína materiál fylitov, granitov, radiolaritov a kalpionelových vápencov, teda taký, ktorý nie je typický pre oravskú kordiliéru. Podľa tejto charakteristicky nemožno obe uvádzané kordiliéry úplne stotožniť.

Zaujímavé je konštatovanie Książkiewicza (1965), že v určitých obdobiach na kordiliérach, príp. na ich okrajoch sedimentoval materiál neflyšový – foraminiferové vápence jednotlivých stupňov, zistené ako bloky hlavne v predmagurskej jednotke. To isté môžeme predpokladať aj pre oravskú kordiliéru, t. j. jej čiastočné prekrytie neflyšovými fáciami, z ktorých pochádzajú nami zistené biohermné a numulitovo-diskocyklinové vápence.

Pri paleogeografických úvahách treba predpokladať, že Vysoké Tatry aspoň sčasti vyčnievali v podobe ostrova počas stredného eocénu; svedčia o tom bazálne súvrstvia a divoký flyš pri ich severnom okraji. Južná časť masívu Vysokých Tatier bola vynorená do vrchného eocénu a tvorila súčasť tzv.



Obr. 3. Diagram orientácie dlhých osí valúnov zlepenčového telesa Zábiedovo (100 meraní).

„liptovského ostrova“ (rekonštruovali Andrusov & Köhler 1963). Jestvovanie tatranského ostrova počas celého paleogénu, ako to predpokladali Passendorfer (1959), Golab (1952, 1954), Chmelík (1958) a Watycha (1959) je veľmi nepravdepodobné. Passendorferom uvádzaná príslušnosť granitových valúnov v Skorušinej k tatranským žulám je dosť pochybná, lebo sprievodná asociácia hornín má zreteľne exotický pôvod. Grzybek & Halicki (1958), Andrusov (1959), Marschalko & Radomski (1960) a Pícha (1964) predpokladajú, že vysokotatranský ostrov bol skoro po začiatkoch paleogénnej transgresie prekrytý morom. Opierajú sa o výskyty exotických valúnov (vzhľadom k Vysokým Tatrám) a o neprítomnosť zjemňovania materiálu chocholovských vrstiev od juhu k severu, čo by sa v kladnom prípade malo očakávať. Na základe vlastných výskumov pôvodu exotického materiálu a berúc do úvahy denudačný relikt zlepcov na Zadných Kčšariskách (svedčiaci o enormnom popaleogénnom vykľutí Vysokých Tatier) predpokladáme, že skúmané územie okraja Západných Tatier bolo od stredného eocénu pravdepodobne až do oligocénu súvisle pokryté morom. Podstatným dodateľom materiálu do sedimentačnej panvy bola kordiliéra zo širšieho areálu bradlového pásma (primykajúca sa k JV okraju jeho dnešného obmedzenia).

*Katedra geológie PF UK,
Geologický ústav SAV,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. sborn. 10/1, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1931: Geologický výskum vnútorného pásma bradlového v Západných Karpatech I—II. Rozpravy SGÚ VI, Praha. — [3] Andrusov D., 1965: Geológia Československých Karpát III. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [4] Andrusov D., Köhler E., 1963: Nummulites, faciès et développement pré-tectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. Geol. sborn. 14/1, Bratislava. — [5] Chmelík F., 1958: Zpráva o geologických výzkumoch centrálně-karpatského paleogénu v Šarišské oblasti medzi Šambromem a Sabinovom. Zprávy o geol. výsk. na r. 1957, Praha. — [6] Golab J., 1952: Tektonika Podhala. Geol. Biul. Inf., Warszawa. — [7] Golab J., 1959: Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol. 149, Warszawa. — [8] Grzybek K., Halicki B., 1958: Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim. Acta geol. polonica 8/3, Warszawa. — [9] Kahan Š., 1965: Über das Vorkommen interessanter exotischer Blöcke in den Zakopané Schichten im Paläogen bei Krivá in der Orava. Geol. sborn. 16/1, Bratislava. — [10] Książkiewicz M., 1965: Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. Bull. Soc. géol. de France [7] VII/3, Paris. — [11] Kuenen P. H., 1957: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. Verhand. Kon. Nederl., Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser. 18. — [12] Kuenen P. H., 1958: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. Geol. en Mijnbouw 20. — [13] Marschalko R., Radomski A., 1960: Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materialu

w basenie fliszowym centralnych Karpat. Roczn. Pol. tow. geol. XXX/3, Kraków. — [14] Marschalko R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciach. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava. — [15] Mišík M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [16] Mišík M., Zelman J., 1959: O príslušnosti riasovo-koralových riffov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) ku paleogénu. Geol. sborn. 10/2, Bratislava. — [17] Passendorfer E., 1959: Paleogeografia wyspy tatrzańskej w czasie eocenu. Biul. Inst. Geol. 149, Warszawa. — [18] Pícha F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálných Karpat. Sborn. geol. vied, Západné Karpaty 2, Bratislava. — [19] Roemer F., 1929: Tatrzańska epoka lodowa. Prace geograficzne XI, Lwów. — [20] Salaj J., Samuel O., 1963: Contribution to the stratigraphy of Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. sborn. 14/1, Bratislava. — [21] Watycha L., 1959: Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego na wschodniej szczeci Podhalu. Przeglad, geol. 8, Warszawa. — [22] Zoubek V., 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophyliennes et éruptives des galets exotiques des conglom. sénoniens et paléogènes des Carpathes occidentales. Knih. Stát. geol. úst. XIII/A, Praha.

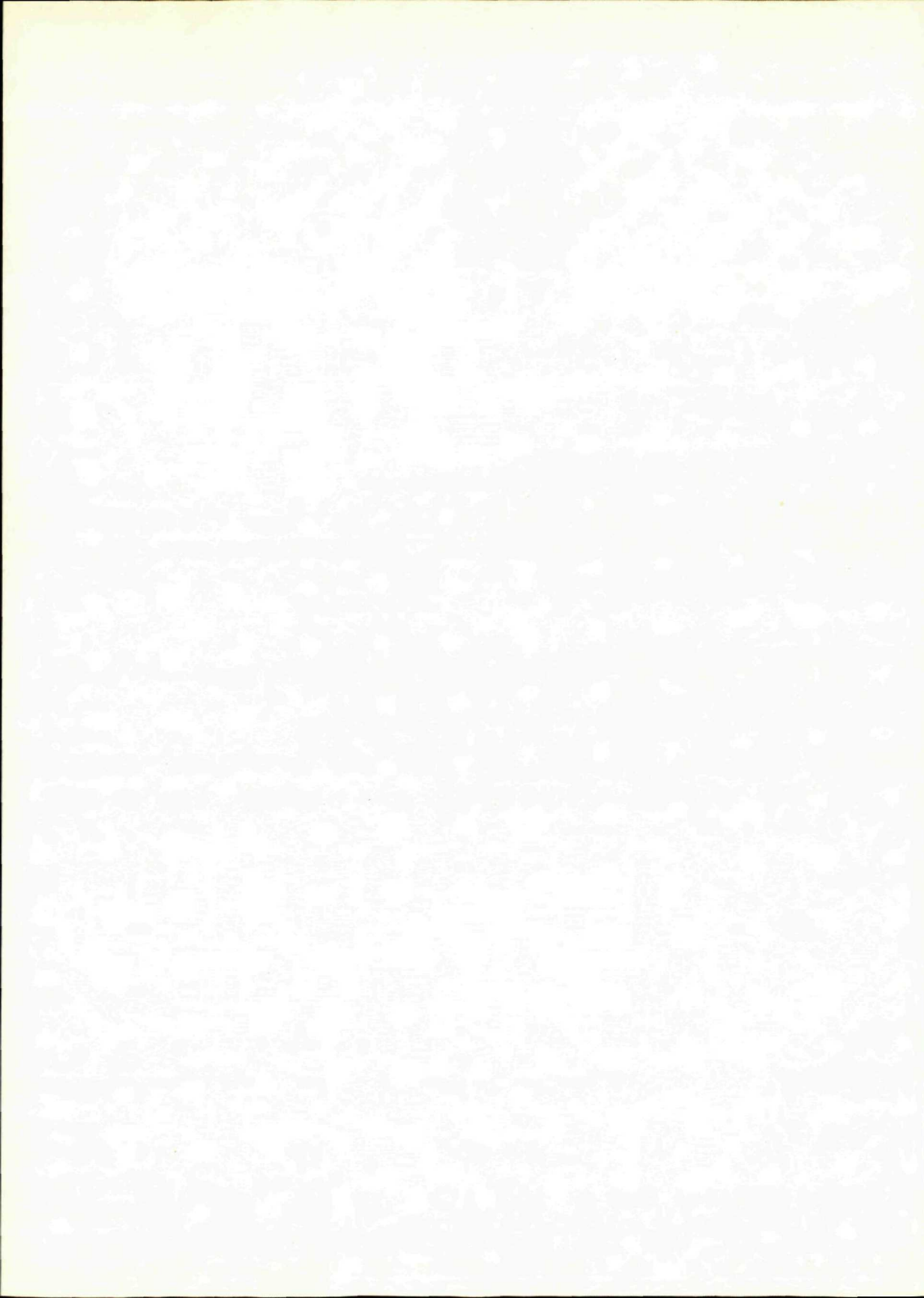
Vysvetlivky k tabuľkám

Tab. XIII.

Obr. 1. Autigénny albit v dolomite, pravdepodobne stredného triasu. Zrasty v podobe šachovnicových štvorcíat (porov. Šutov—Muravjev 1964). Exotický valún z vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica, Orava (17154) zväčš. 8 x. — Obr. 2. *Solenomeris* sp. v eocénom biohermnom vápenci. Exotický valún z vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica, Orava (14970) zväčš. 32 x. — Obr. 3. *Discocyclina aspera* (hore) a *D. nummulitica* (dole) rotalie, Archaeolithothamnium sp., úlomky machoviek, osteň ježovky v organokrast. vápenci vrchného eocénu. Exotický valún z vyšš. časti podhalského paleogénu, Brezovica. Zv. 8 x. — Obr. 4. *Orbitolites complanatus* (hore) a *Alveolina boscii* (dole) vo vápenci eocénu. Exot. valún zo zlepencov vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica, Orava. Zväčš. 9 x.

Tab. XIV.

Obr. 1. *Broeckella* sp. (určil J. Bystrický) z vápenca vo vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica, Orava (14967) zväč. 22 x. — Obr. 2. *Clypeina jurassica* Favre v titónskom vápenci. Exotický valún z vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica (14971) zväčš. 22 x. — Obr. 3. Orbitoides, úlomky rudista a osteň ježovky vo vápenci maastrichtu. Exotický valún z vyššej časti podhalského paleogénu, Brezovica, Orava (17146) zväčš. 29 x.



TIBOR ĎURKOVIČ

VZŤAHY MEDZI PALEOPRÚDOVÝMI SYSTÉMAMI A PETROGRAFICKÝM ZLOŽENÍM KLASTICKÝCH SEDIMENTOV DUKELSKEJ JEDNOTKY

(Flyš východného Slovenska)

Abstrakt. V práci podávam výsledky štúdia paleoprúdových systémov dukelskej jednotky vo vzťahu k mineralogickému a petrografickému zloženiu klastických sedimentov z rozličných stratigrafických polôh. Zo získaných výsledkov je urobený pokus o interpretáciu štruktúrno-mineralogických a petrografických údajov na smer prínosu klastického materiálu do sedimentačného priestoru dukelskej jednotky v časovom rozmedzí vrchná krieda — spodný oligocén.

Paleoprúdové systémy dukelskej jednotky

Súvrstvia dukelskej jednotky tvoria turbiditné flyšové sedimenty, charakteristické striedaním prevažne jemnozrnných pieskocov a siltocov s ílovcami, ktorých vzájomný pomer sa mení v rámci toho ktorého súvrstvia. Okrem pieskocov, siltocov a ílovcov sa vo flyšových rytmických postupnostiach sporadicky vyskytujú zlepence, kalkarenity, silicity a pelokarbonáty. Podrobnú litologickú charakteristiku súvrství obsahuje práca Leško—Nemček—Koráb (1960), Ďurkovič (1966).

Výskumom paleoprúdových systémov na základe orientovaných sedimentárnych textúr — *flute casts* — (Koráb & cons. 1962) boli preukázané v dukelskej jednotke tri významné paleoprúdové systémy (obr. 1.): (1) *vrchnokriedový* s prevládajúcim smerom prúdenia a prínosu klastického materiálu od SV na JZ; (2) *eocénny* (podmenilitové vrstvy) s prínosom klastického materiálu od JV na SZ a (3) *spodnooligocénny* (krosnenské vrstvy) s prevládajúcimi smermi prúdenia od SZ na JV.

Petrografické zloženie klastických sedimentov jednotlivých paleoprúdových systémov

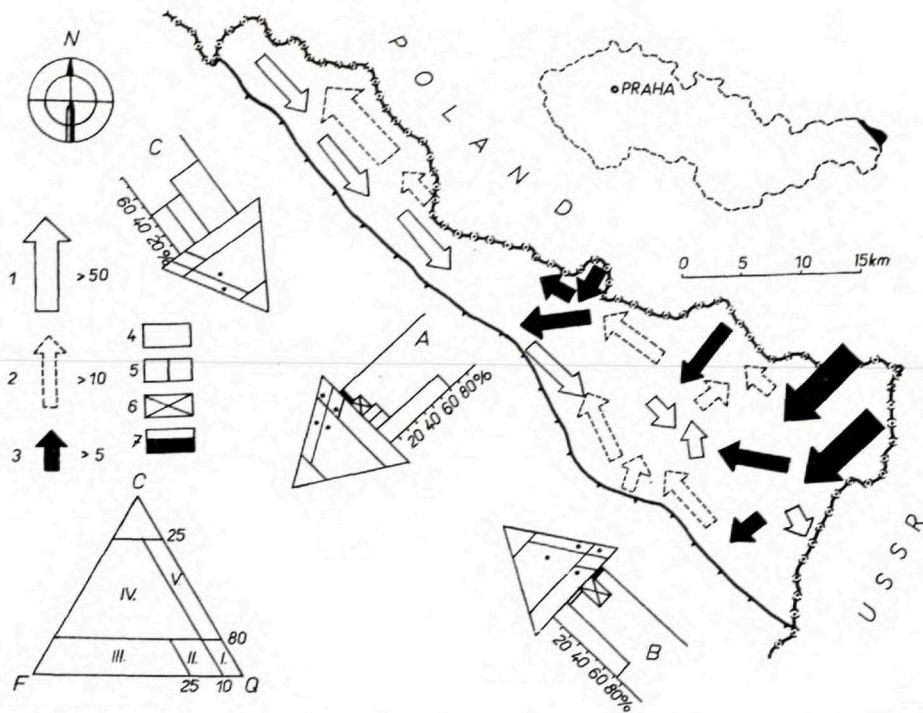
Pri mineralogicko-petrografickom vyhodnotení klastických sedimentov v rámci vyčlenených paleoprúdových systémov sme postupovali nasledovne: z každého paleoprúdového systému sme analyzovali 50—100 vzoriek pieskocov a siltocov. Pri porovnávaní

hornín z rozdielnych paleoprúdových systémov opierame sa o tieto priemerné hodnoty (aritmetický priemer): median zrnitosti (Md), koeficient vytriedenia klastickej frakcie (So) a koeficient elongácie kremenných zŕn (kE). Granulometrické zloženie sedimentov vo vzťahu k paleoprúdovému systému je graficky znázornené na obr. 2. Klasifikácia pieskovecov podľa Pettijohna (1949) v úprave Petránka (1963) na základe obsahu zložiek QFC (Tab. 1.) bola základom pre podrobnejšie rozdelenie pieskovecov. Priemerné zloženie jednotlivých petrografických typov je graficky znázornené v klasifikačných trojuholníkoch pri generalizovanom vyznačení paleoprúdových systémov (obr. 1.). Percentuálne zastúpenie jednotlivých petrografických typov pieskovecov podávajú stĺpcové diagramy v generalizovanom diagrame paleoprúdov (obr. 1.), podobne je znázornené aj zastúpenie jednotlivých ťažkých minerálov (obr. 3.).

1. Klasifikačné kritérium. Na základe obsahu Q (kremeň + stabilné zložky) F (živce + nestabilné zložky) C (ílová matrix) (tab. 1, obr. 1) vypočítali sme priemerné zloženie drobových pieskovecov, drôb, kremenných pieskovecov, arkózových pieskovecov a arkóz, a to pre každý paleoprúdový systém osobitne. Na petrografické variéty pieskovecov je najchudobnejší najmladší paleoprúdový systém (krosnenské vrstvy). Predstavujú ho siltovce a jemnozrnné pieskovce, ktoré svojim petrografickým obsahom odpovedajú drobovým pieskovcom a drobám. Paleoprúdový systém najmladšieho súvrstvia prinášal najväčšie množstvo živcov a nestabilných zložiek. Priemerný obsah zložky $F = 21,1 \%$ (tab. 1). Pre vrchnokriedový a eocénny paleoprúdový systém je príznačná okrem drobových pieskovecov a drôb aj prítomnosť kremenných pieskovecov, arkózových pieskovecov a arkóz (posledné dva typy sa vyskytujú sporadicky). Obsah živcov a nestabilných zložiek je podstatne nižší (4,4 a 3,6 %).

Získané výsledky môžeme zhrnúť takto: vrchnokriedové a eocénne sedimenty, ktorých paleoprúdové systémy sú v podstate kolmo na seba orientované (obr. 1) obsahujú rovnaké typy pieskovecov s výraznou prevahou drobových pieskovecov. Kremenné pieskovce buď prevládajú, alebo sú rovnako zastúpené ako droby. Obsah živcov a nestabilných zložiek je približne rovnaký. Podstatne chudobnejšie na pieskovcové typy sú krosnenské vrstvy, kde jemnozrnné klastické sedimenty reprezentujú drobové siltovce a droby.

2. Granulometrické kritérium. Zastúpenie jednotlivých granulometrických skupín (siltovce, jemnozrnné, strednozrnné a hrubozrnné pieskovce) vo vzťahu k paleoprúdovému systému je na obr. 2. Vo vrchnokriedových a eocénnych sedimentoch cpäť nachádzame širšiu paletu granulometrických tried ako v najmladších (spodnooligocénnych) krosnenských vrstvách. Vo vrchnokriedovom a eocénnom systéme dominujú jemnozrnné pieskovce nad siltovcami a strednozrnnými pieskovcami. Len v eocénnych sedimentoch sa zistili aj hrubozrnné pieskovce. Sedimenty najmladšieho paleoprúdového systému (krosnenské vrstvy) tvoria siltovce, sporadicky sú prítomné aj jemnozrnné pieskovce. V trojuholníkových diagramoch (obr. 2) je graficky znázor-



Obr. 1. Schematická mapa paleoprúdových systémov v dukelskej jednotke (upravené podľa Koráb & ost. 1962). 1. Najmladší spodnooligocénny paleoprúdový systém (krosnenské vrstvy), 2. Eocénny paleoprúdový systém (podmenilitové vrstvy), 3. Najstarší vrchnokriedový paleoprúdový systém. Zovšeobecnenie troch hlavných paleoprúdových systémov je znázornené veľkými šípkami; A – vrchnokriedové, B – eocénne, C – krosnenské vrstvy. Vnútrorná výplň šípiek obsahuje petrografickú charakteristiku klastických sedimentov paleoprúdo. V trojuholníkových (QFC) diagramoch na šípkach sú znázornené priemerné hodnoty jednotlivých petrografických typov pieskovecov. Koncové členy klasifikačného diagramu sú Q (kremeň + stabilné úlomky hornín), F (živce + nestabilné úlomky hornín), C (ílová základná hmota). Vnútrorné rozdelenie trojuholníka: I. kremenové pieskovece, II. arkóзовé pieskovece, III. arkóзы, IV. droby, V. drobové pieskovece. V stĺpcových diagramoch vo veľkých šípkach je znázornené % zastúpenie petrografických typov pieskovecov: 4. drobové pieskovece, 5. droby, 6. kremenné pieskovece, 7. arkóзы + arkóзовé pieskovece.

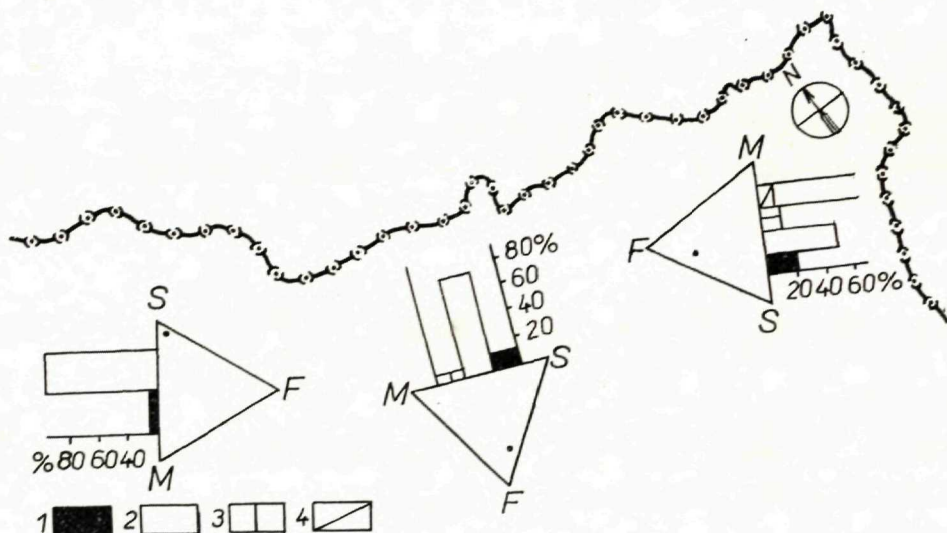
Fig. 1. Schematic map of paleocurrent systems in Dukla Unit (modified according to Koráb & cons. 1962). 1. The youngest Lower Oligocene paleocurrent system (Krosno beds), 2. Eocene paleocurrent system (Submenilite beds), 3. The oldest Upper Cretaceous paleocurrent system. Generalization of the three main paleocurrent systems indicated by large arrow-heads; A – Upper Cretaceous beds, B – Submenilite, C – Krosno beds. The inner filling of the arrow-heads shows petrographical characteristics of sediments in the separate paleocurrent systems. In the triangle (QFC) diagrams the average values of the separate petrographical types of sandstones in sediments studied are shown. End members of classification diagram are Q (quartz and stable rock fragments), F (feldspars and unstable rock fragments), C (clay matrix). The inner division of the triangle: I. Quartzose sandstone, II. Arkosic sandstone, III. Arkoses, IV. Graywacke, V. Subgraywacke. In column diagrams in large arrow-heads % representation of petrographic types of sandstones is shown. 4. subgraywacke, 5. graywacke, 6. quartzose sandstone, 7. arkoses and arkosic sandstone.

nený vzťah medzi obsahom najhojnejších granulometrických tried v študovaných sedimentoch. Projekčné body (sumarizované zo všetkých vzoriek) dávajú obraz o celkovom zastúpení jednotlivých granulometrických tried v sedimentoch toho-ktorého paleoprúdového systému.

Hodnoty koeficientu vytriedenia klastickej frakcie (S_0) sú približne rovnaké (tab. 1) pre vrchnokriedové a eocénne sedimenty (1,64, 1,63), v najmladších sedimentoch (krosnenské vrstvy) sú o niečo nižšie (1,48).

Priemerné hodnoty koeficientu elongácie kremenných zŕn (kE) neukazujú nápadné rozdiely v študovaných sedimentoch (tab. 1).

Môžeme teda povedať, že podobne ako pri petrografických typoch aj v granulometrickom zložení študovaných klastík pozorovať väčšiu diferenciáciu v sedimentoch vrchnokriedového a eocénneho paleoprúdového systému. Najmladší systém (sedimenty krosnenských vrstiev) je najmonotónnejší.



Obr. 2. V generalizovaných paleoprúdových systémoch dukelskej jednotky je graficky znázornená granulometria klastík. V trojuholníkových diagramoch (S – siltovec, F – jemnozrnný pieskovec, M – strednozrnný pieskovec) je projekčným bodom znázornené zastúpenie uvedených zložiek v sedimentoch vyčlenených paleoprúdových systémov. V stĺpkových diagramoch je znázornené % zastúpenie jednotlivých granulometrických tried: 1. siltovec, 2. jemnozrnný, 3. strednozrnný, 4. hrubozrnný pieskovec.

Fig. 2. Generalized paleocurrent systems of the Dukla Unit. In the arrow-heads there are graphically presented granulometrical data of clastic sediments of separate paleocurrent systems. In triangle diagrams (S-siltstone, F-fine-grained sandstone, M-medium-grained sandstone) there is representation of the above quoted components in sediments of the determined paleocurrent systems by means of projection points. In the column diagrams there are % contents of the separate granulometric classes: 1. Siltstone, 2. Fine-grained, 3. Medium-grained, 4. Coarse-grained sandstone.

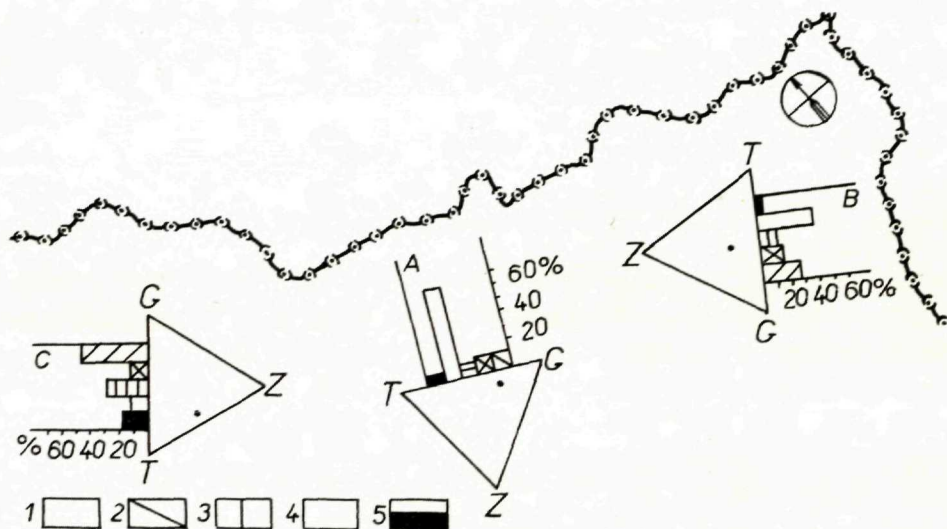
Mineralogické a petrografické zloženie klastických sedimentov dukelskej jednotky.
 Mineralogical and petrographical composition of the Dukla Unit clastics.

vrstvy beds	prúdové systémy current systems			Md mm	S %	FGS %	MGS %	CGS %	So	kE	O %	F %
krosnenské Krosno	NW	to	SE	0,047	95,0	5,0			1,48	1,68	44,8	21,1
podmenilitové Submenilite	SE	to	NW	0,18	20,8	48,5	16,5	14,2	1,63	1,59	69,5	3,6
vrchnokriedové Upper Cretaceous	NE	to	SW	0,12	12,0	76,4	4,5		1,64	1,70	62,1	4,4

vrstvy beds	C %	Z %	R %	T %	G %	A %	Sb %	Gr %	Qs %	As %	Ar %
krosnenské Krosno	34,0	44,0	10,0	27,0	11,0	16,0	57,0	43,0			
podmenilitové Submenilite	26,9	27,0	14,0	13,0	40,0	6,0	73,0	2,0	22,0		2,0
vrchnokriedové Upper Cretaceous	33,5	11,0	11,0	10,0	64,0	7,0	70,0	16,0	12,0	2,0	

Md – median zrnitosti (median diameter), S – siltovce (siltstones), FGS – jemnozrnné pieskovce (fine-grained sandstones), MGS – strednozrnné pieskovce (medium-grained sandstones), CGS – hrubozrnné pieskovce (coarsegrained sandstones), So – koeficient vytriedenia (sorting coefficient according to P. D. Trask 1932), kE – koeficient elongácie kremenných zrn (coefficient of quartz grains elongation according to Bokman 1952), Q – kremeň + stabilné úlomky hornín (quartz and stable rock fragments), F – živec + nestabilné úlomky hornín (feldspars and unstable rock fragments), C – ílová základná hmota (clay matrix), Z – zirkon (zircon), R – rutil (rutile), T – turmalín (tourmaline), G – granát (garnet), A – apatit (apatite), Sb – drobové pieskovce (subgraywackes), Gr – droby (graywackes), Qs – kremenné pieskovce (quartzose sandstones), As – arkozové pieskovce (arkosic sandstones), Ar – arkozy (arkoses).

3. Minerologické kritérium. V študovaných sedimentoch sme sledovali kvantitatívne zastúpenie týchto ťažkých minerálov: zirkón, rutil, turmalín, granát, apatit. Ich kvantitatívne zastúpenie podľa paleoprúdových systémov je znázornené na obr. 3. Vo vrchnokriedových a eocénnych sedimentoch sú tieto minerály zastúpené približne rovnako, dominuje v nich granát. V najmladšom systéme (sedimenty krosnenských vrstiev) dominuje zirkón a pozorovať zvýšený obsah apatitu a turmalínu. V trojuholníkovom diagrame (obr. 3) je graficky znázornený vzťah medzi obsahom granátu, zirkónu a turmalínu v študovaných sedimentoch.



Obr. 3. Generalizované paleoprúdové systémy a mineralogické zloženie klastických sedimentov dukelskej jednotky. Z – zirkón, G – granát, T – turmalín. V stĺpkových diagramoch je znázornené % zastúpenie: 1. zirkónu, 2. rutilu, 3. turmalínu, 4. granátu, 5. apatitu.

Fig. 3. Generalized paleocurrent systems and mineralogical composition of clastic sediments of the Dukla Unit. Projection points in the triangular diagrams show the relation between Z-zircon, G-garnet, T-tourmaline. In column diagrams % representation of 1. zircon, 2. rutile, 3. tourmaline, 4. garnet, 5. apatite is presented.

Záver

Štúdiom petrografického zloženia klastických sedimentov dukelskej jednotky vo vzťahu k paleoprúdovým systémom (v stratigrafickom rozpätí vrchná krieda – spodný oligocén) sa zistili hlavne kvantitatívne, menej aj kvalitatívne rozdiely v zložení hornín rôzneho veku podľa paleoprúdových systémov.

Kvalitatívne rozdiely v petrografickom zložení klastík sa zistili medzi vrchnokriedovými (prevládajúci prúdový systém od SV na JZ) a eocénymi

sedimentmi (prevládajúci prúdový systém od JV na SZ) na jednej strane a sedimentmi krosnenských vrstiev (prevládajúci prúdový systém od SZ na JV) na strane druhej. V posledných nie sú zastúpené určité granulometrické a petrografické typy. Rozdiely medzi sedimentmi vrchnokriedových a eocénnych paleoprúdov sú iba kvantitatívneho rázu (tab. 1).

Štúdiom materiálu z troch rôzne orientovaných paleoprúdových systémov sa v sedimentoch dukelskej jednotky petrograficky podarilo odlišiť len dva systémy — vrchnokriedový + eocénny od spodnooligocénného (krosnenské vrstvy). Preto predpokladáme pre vrchnokriedové a eocénne sedimenty dukelskej jednotky (aj keď paleoprúdové systémy oboch súvrství majú odlišnú orientáciu) spoločnú zdrojovú oblasť. Tento názor podporuje zhodné mineralogické a petrografické zloženie klastických sedimentov oboch súvrství, ako aj pozvoľný litologický prechod z vrchnokriedových do eocénnych sedimentov. Predpokladáme, že odlišne orientované paleoprúdové systémy vo vrchnokriedových a eocénnych sedimentoch sú odrazom hydrodynamických zmien v tom ktorom časovom období, nie sú teda podmienené rozdielnym situovaním zdrojovej oblasti.

Predpokladáme, že klastické sedimenty dukelskej jednotky pochádzajú z dvoch zdrojových oblastí: jedna dodávala klastický materiál na stavbu vrchnokriedových a eocénnych sedimentov; jej nemôžeme zatiaľ s určitosťou fixovať geografické postavenie. Na základe zistených paleoprúdových systémov predpokladáme, že mala JV—SZ priebeh od študovanej oblasti. Druhá zdrojová zóna, ktorá dodávala klastický materiál koncom eocénu a v spodnom oligocéne (krosnenské vrstvy), bola situovaná asi SZ od študovanej jednotky. Na základe mineralogického a petrografického zloženia študovaných sedimentov predpokladáme, že obe zdrojové oblasti boli tvorené kryštalinikom a staršími sedimentárnymi horninami.

LITERATÚRA

- [1] Bokman J., 1952: Clastic quartz particles as indices of provenience. *J. Sedim. Petrol.*, 22, pp. 17—24, Menasha. — [2] Ďurkovič T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. *Sbor. Geol. Vied rad ZK*, 6, pp. 107—154, Bratislava. — [3] Koráb T., — Nemčok J., — Ďurkovič T., — Marschalko R., 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East-Slovakian Flysch. *Geol. Sbor. SAV*, 13, pp. 257—274, Bratislava. — [4] Leško B., — Nemčok J., — Koráb T., 1960: Flyš Úžskej hornatiny. *Geol. práce, Zprávy* 19, pp. 65—94, Bratislava. — [5] Pettijohn F. J., 1949: *Sedimentary Rocks*, ed. Harper-Brothers, N. York. — [6] Petráněk J., 1963: Usazené horniny jejich složení a ložiska. pp. 1—688, ČSAV Praha. — [7] Trask P. D., 1932: Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum, pp. 1—323, Houston.

RELATIONSHIP BETWEEN PALEOCURRENT SYSTEMS AND PETROGRAPHIC COMPOSITION OF CLASTIC SEDIMENTS IN DUKLA UNIT (FLYSCH OF EASTERN SLOVAKIA)

Abstract: In the present article the results of the study of paleocurrent systems in the Dukla Unit in relation to the mineralogical and petrographical composition of the clastic sediments with various stratigraphic position are presented. On the base of the results the author tries to give the interpretation of textural-mineralogical and petrographical data with respect to direction of the transport of the clastic material to the sedimentation areas of the Dukla Unit within the Upper Cretaceous — Lower Oligocene.

Paleocurrent System of the Dukla Unit.

As to lithological aspect the sequences of the Dukla unit are built of turbidity Flysch sediments. The rhythmicity of the separate sequences is characterized by the alternation of predominantly finegrained sandstones and siltstones with claystones. The ratio between the components quoted is changed within the respective sequence. Except sandstones, siltstones and claystones in the Flysch rhythmical sequences there are sporadic occurrences of conglomerates, calcarenites, cherts and pelocarbonates. The detail lithological characteristics of the separate sequences of the Dukla Unit has been presented in works by Leško—Nemčok—Koráb (1960), Ďurkovič (1966).

By means of investigation the paleocurrent systems based on oriented sedimentary structures — flute casts — (Koráb—Nemčok—Ďurkovič—Marschalko 1962), three important paleocurrent systems in the Dukla Unit have been proved (Fig. 1)

1. *The Upper Cretaceous paleocurrent system* with predominating direction of flowing and transport of elastic material (from NE to SW).
2. *Eocene paleocurrent system* (Submenilite beds) with the transport of the clastic material from SE to NW.
3. *Lower Oligocene paleocurrent system* (Krosno beds) with pre-dominating direction of flowing from NW to SE.

Petrographic Composition of Sediments from Different Paleocurrent Systems

The mineralogical-petrographical estimation of the clastic sediments within determined three paleocurrent systems was carried through as follows: from among sediments of each determined paleocurrent system the material of 50—100 samples of sandstones and siltstones have been studied. The comparative study of the rocks from different paleocurrent systems relied upon the average values (arithmetic mean) of the following parameters: Median diameter (Md) calculated on the base of granulometric analyses in thin sections, sorting coefficient of the clastic material fraction (So), coefficient of quartz grains elongation (kE). The data are tabulated in Tab. 1. Classification of sandstones according to Pettijohn (1949) in Petranek's (1963) modification based on the QFC content (Tab. 1, Fig. 1) served as a basis for the more detail division of the sandstones. The average composition of the separate petrographic types in the sediments under study is graphically presented in the classification triangles with generalized presentation of the paleocurrent systems (Fig. 1). Percentual representation of the individual petrographic types of sandstones is graphically presented by means of the column diagrams in the generalized diagram of paleocurrents (Fig. 1). Granulometric composition of the sediments under study in relation to the paleocurrent systems found is graphically presented in Fig. 2. Similar is the graphical presentation of the separate heavy minerals (Fig. 3).

1. Classification criterion. On the base of the Q (quartz + stable rock fragments), F (feldspars + unstable rock fragments), C (clay matrix) content (Tab. 1, Fig. 1) the average composition of subgraywackes, graywackes, quartzous sandstones, arkosic sandstones and arkoses was calculated. Recalculation for sediments of each paleocurrent system was done as well. As for classification aspect, the youngest paleocurrent system (Krosno beds) is poorest in petrographic varieties of sandstones. The rocks of this sequence are represented by siltstones and fine-grained sandstones corresponding to subgraywackes and graywackes by their petrographical composition. The paleocurrent system of the youngest sequence transported the greatest amount of feldspars and unstable components (Tab. 1). For sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent systems is characteristic also the presence of quartzous sandstones, arkosic sandstones and arkoses except subgraywackes and graywackes. Arkosic sandstones and arkoses occur just sporadically. Feldspars and unstable components contents are remarkably lower.

On the base of the results got, it may be concluded that the Upper Cretaceous and Eocene sediments with paleocurrent systems oriented essentially perpendicularly to one another (Fig. 1) contain the same types of sandstones with the distinct predominance of subgraywackes. Quartzous sandstones are either predominating or equal to graywackes. The F (feldspars + unstable components) contents are approximately the same. The Krosno beds are remarkably poorer in sandstone types.

2. Granulometric criterion. The representation of the separate granulometric classes (siltstones, fine, medium, and coarse-grained sandstones) in the sediments under study with respect to the paleocurrent systems is generally presented in Fig. 2. In the Upper Cretaceous and Eocene sediments there is again wider scope of granulometric classes than in the youngest (Lower Oligocene) Krosno beds. In the sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent systems fine-grained sandstones predominate over siltstones and medium-grained sandstones. Only in the Eocene sediments coarse-grained sandstones were found, too. The sediments of the youngest paleocurrent system (Krosno beds) are represented by siltstones and sporadically present fine-grained sandstones. In the triangle diagrams (Fig. 2) the relation between the content of the most abundant granulometric classes in the sediments under study is graphically presented. Projection points (summarized from all the samples) show the general representation of the separate granulometric classes in sediments of the respective paleocurrent system.

The values of S_o of the elastic fraction are approximately the same (Tab. 1) for the Upper Cretaceous and Eocene sediments. In the youngest sediments (Krosno beds) S_o value is somewhat lower. The average values of coefficient of quartz grains elongation (kE) do not show any striking difference in the sediments under study.

Basing on results got, the conclusion may be drawn, that similar to petrographic types, in granulometry of the elastics under study greater granulometric differentiation in sediments of Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent system may be observed. Sediments of the Krosno beds are poorest in granulometric classes.

3. Mineralogical criterion. In the sediments under study the quantitative representation of the following heavy minerals has been studied: zircon, rutile, tourmaline, garnet, apatite. Their quantitative representation in the sediments studied with respect to paleocurrent system is graphically represented in Fig. 3. In the Upper Cretaceous and Eocene sediments approximately equal representation of the above quoted minerals may be observed. Garnet predominates in both classes. In the youngest paleocurrent system (sediments of the Krosno beds) is different quantitative representation of heavy minerals in comparison with the Upper Cretaceous and Eocene sediments quoted. Zircon is predo-

minating here and increased content of apatite and tourmaline may be observed, too. In the triangular diagram (Fig. 3) the relation between the contents of garnet—zircon—tourmaline in sediments under study is graphically presented.

Conclusion

The results of the study of petrographical composition of the clastic sediments in the Dukla unit in relation to paleocurrent systems within Upper Cretaceous — Lower Oligocene show mainly the quantitative, less qualitative differences in the composition of rocks of the different age with different paleocurrent systems. Qualitative differences in petrographical composition of clastics were found between the Upper Cretaceous (with current system from NE to SW predominating) and Eocene sediments (with current system from SE to NW predominating) on one hand, and between sediments of the Krosno beds (with current system from NW to SE predominating), on the other hand. The differences are shown by the absence of certain granulometrical and petrographical types of rocks in the Krosno beds. The differences between the sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrents have quantitative character. They are shown by different percentual representation of the component studied (Tab—1). As it may be seen from the material studied from three differently oriented paleocurrent systems of the Dukla Unit only two were successfully petrographically differentiated: the Upper Cretaceous and Eocene from the Lower Oligocene (Krosno beds).

For these reasons the common source area is supposed for the Upper Cretaceous and Eocene sediments of the Dukla Unit (in spite of the different orientation of the paleocurrent systems in both sequences). This opinion is supported by identical mineralogical and petrographical compositions of the clastic sediments in both sequences as well as by gradual lithological transition from the Upper Cretaceous to the Eocene sediments. It may be supposed that differently oriented paleocurrent systems in the Upper Cretaceous and Eocene sediments reflect hydrodynamical changes in the respective period without being conditioned by different position of the source area in the Upper Cretaceous and Eocene.

The clastic sediments of the Dukla unit are supposed to come from two geographically differently situated source areas. One source area supplied the clastic material to the Upper Cretaceous and Eocene sediments. On the base of the results got, the geographical position of this source area cannot be determined precisely. The supposition about its SE—NE course in the area under study, is based upon the paleocurrent systems determined. Another source area supplying the clastic material at the end of the Eocene and in the Lower Oligocene (Krosno beds) was situated in the NW to the unit under study, according to the paleocurrent systems determined.

The mineralogical and petrographical compositions of the sediments studied lead to the supposition that both the source areas were formed by crystalline and older sedimentary rocks.

*D. Štúr's Institute
of Geology, Bratislava.*

E. KAČNÍK—J. SRNÁNEK

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÉ POMERY PRIEHRADNÝCH PROFILOV TEMEŠ A DOBROČNÁ

Stručný prehľad geomorfologických a geologických pomerov

V hornonitrianskej oblasti sa hľadá vhodné miesto pre vybudovanie nádrže o väčšej akumulácii vody. Z viacerých lokalít najreálnejšie sú nádrž Prievidza na Handlovke a nádrž v údolí riečky Belanka. Z geologického hľadiska je vhodnejšia lokalita na Belanke, s priehradným profilom v kryštaliniku s dvoma alternatívnymi profilmi Temeš a Dobročná.

V rámci starších prieskumov bol sondovaný profil Temeš (Andrusov & Nemček 1950). Neskôr pri mapovacích prácach a geologickom prieskume (Srnanek 1959, 1962) bol projektant upozornený na geologicky aj morfológicky výhodný priehradný profil nad obcou Dobročná. Jeho vhodnosť bola potvrdená inžiniersko-geologickým prieskumom (Kačník 1963), rovnako ako väčší vodohospodársky a ekonomický efekt oproti pôvodne navrhovanej nádrži Temeš (Hronský 1964).

Budúca nádrž sa nachádza v oblasti Strážovskej hornatiny, a to v jej dvoch južných výbežkoch — Suchý a Malá Magura, ktoré sú oddelené údolím Belanky. Najjužnejšia časť územia patrí do Hornonitrianskej kotliny. Potok Belanka si vytvoril vo vrchných častiach toku pomerne úzke a zaklesnuté údolie tvaru V, väčšinou symetrické. Svahy sú pomerne strmé a rozbrázdnené bočnými údoliami (z nich najväčšie sú zliechovské a temešské). Údolie Belanky sa rozširuje v dolnej časti územia pri Dobročnej, kde opúšťa Strážovskú hornatinu a vstupuje do Hornonitrianskej kotliny. Predmetné územie budujú prevažne kryštalicke horniny, na konci vzdutia je mezozoikum a v južnej časti paleogén a neogén, resp. štvrtohorné pokryvné útvary.

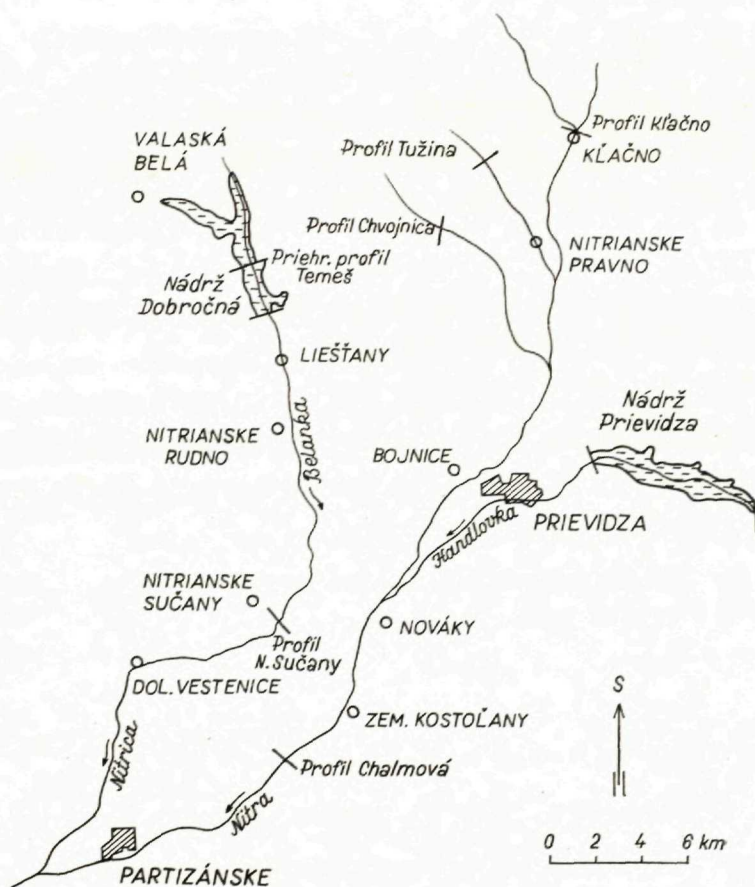
Kryštalinikum podrobnejšie študoval Ivanov (1957). Biotitické pararuly sa pokladajú za najstaršie horniny, predstavujúce metamorfované fácie ílovitých až ílovito-piesčitých primárnych hornín. Ruly sú katazonálne metamorfované a vystupujú v sa-

mostatných pásmach, sčasti vo forme xenolitov v granitoch. Hlavné minerály sú: kremeň, plagioklas, ortoklas a biotit; akcesórie: zirkón, zrná granátov a zhluky pyritu. Ruly sú výrazne bridličnaté, ich smer a sklon sa veľmi mení. Granitoidné horniny predstavujú mladší komplex.

Granity tvoria samostatné telesá, resp. pruhy sledujúce tektonické línie v kryštálických bridliciach. Základné minerály sú: kremeň, plagioklas, biotit a ortoklas. Konečným produktom magmatickej činnosti sú pegmatity, hojne rozšírené, rovnako ako migmatity (najmä v blízkosti priehradného miesta Dobročná), obyčajne na styku granitov a rúl. Makroskopicky sú výrazne páskované, s ptygmatickými vrásami.

Mezozoikum sa vyskytuje iba na konci vzdutia pri Valaskej Belej a v zliechovskej doline. Prakticky prideme do styku iba so spodnotriasovými kremencami, ktoré sú najčastejšie lavicovité, stredno až hrubozrnné, s vložkami fľovito-kremitých bridlíc.

Paleogén je zastúpený v južnej časti, zhruba od obce Nevidzany na juh, kde vyplňuje široké údolie. Reprezentujú ho pieskovce a bridlice (v pomere 1 : 4), ktoré sa rytmičky striedajú.



Obr. 1. Situačný náčrt priehradnej oblasti.

Neogén pri obci Nevidzany tvoria hlinito-piesčité štrky. Valúny sú rôznej veľkosti (miestami až 30 cm). Materiál je prevažne zo žúl, pegmatitov a zriedka kremeňa. Vôbec sa v nich nevyskytujú valúny mezozoických hornín, ako v terasových štrkoch a údolných náplavoch. Valúny sú obyčajne silno zvetrané a ľahko sa rozpadávajú. Faunisticky táto lokalita nebola doteraz doložená; stratigraficky súvrstvie zaraďujeme do pliocénu na základe analógie s pliocénou štrkovou faciou vyvinutou v Nitrianskej kotline (Brestenská—Čechovič; Vysvetlivky, list Žilina).

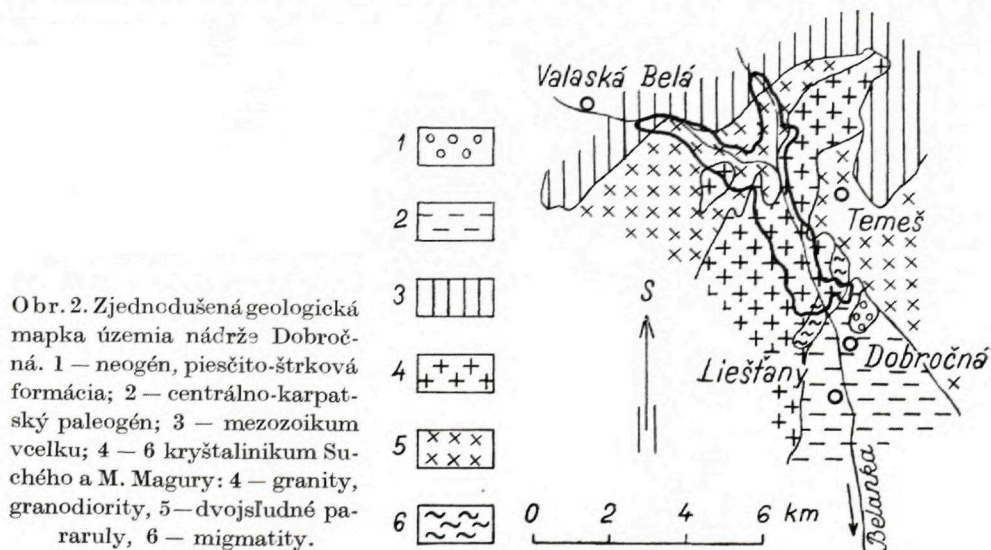
Štvrtohorné pokryvné útvary predstavujú jednak svahové zvetraniny a jednak náplavy Belanky a bočných prítokov. Svahové sedimenty sú mohutnejšie vyvinuté v južnej časti územia pri obciach Nevidzany a Dobročná. Ide väčšinou o svahové hliny s úlomkami hornín. V severnejšej časti ide o zvetraniny, resp. hlinito-kamenité sutiny. Údolia sú vyplnené štrko-piesčitými náplavmi. Valúny štrkov sú rôznej veľkosti, miestami až balvany. Ich petrografické zloženie je veľmi pestré; v priehradnom profile Dobročná valúny mezozoických hornín sú v prevahe nad kryštalickými. Pri vyústení bočných dolín a prítokov do hlavného údolia sú väčšie náplavové kužele.

Hydrogeologické a tektonické pomery popíšeme stručne v súvislosti so zhodnotením priehradných profilov.

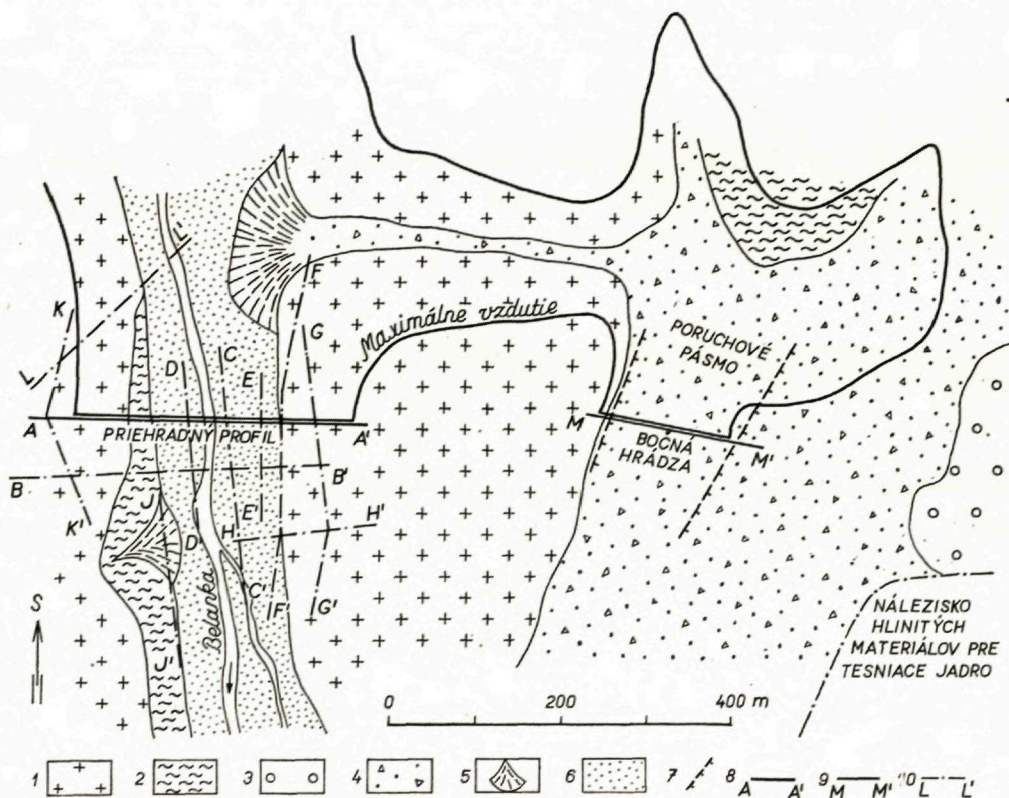
Z hľadiska seizmicity má územie 6° MCS (Dvořák 1956), čomu odpovedá zrýchlenie 5–10 cm/sek².

Priehradné miesto Dobročná a bočná hrádza

Priehradný profil je 1,3 km nad obcou Dobročná. Nádrž sa bude rozkladať v údolí Belanky až k obci Valaská Belá, zasahujúc vysoko do bočného zliechovského údolia. Uvažuje sa betónová vylahčená priehrada, resp. kamenitá hrádza. Výška priehrady bude cca 70 m, dĺžka v korune vyše 400 m. Pri obci Nevidzany bude bočná zemná hrádza o max. výške 10 m. Priehradný profil je z hľadiska morfológického navrhnutý dobre, pretože leží v zúženej časti



údolia so svahmi až 30° strmými, šírka údolnej nivy presahuje 100 m. Skalné horniny sú zastúpené rulami, granitmi, migmatitmi a žilnými diferenciami. Migmatity sú stredno- až hrubozrnné, celistvé, prúžkovanej textúry so strieďaním zvrásnených páskov ortozložky a zhlukov prevažne biotitu. Granity sú hrubo, menej strednozrnné, zväčša silne prekremenené, často mylonitizované. Ruly tvoria prechod k migmatitom a vyskytujú sa podradnejšie. Zvetranie siaha do hĺbky 10–20 m od terénu (výskyt jednotlivých druhov hornín pozri na geologickej mape a profile). V nadloží skalných hornín sú v údolnej nive štrkopiesčité náplavy, pokryté na povrchu vrstvou piesčitej hliny. Náplavy v údolnej nive sú 5–7 m mocné. Priepustnosti hornín sme venovali značnú pozornosť; podľa výsledku vodných tlakových skúšok (Jähdeho kritérium) vyhovujú skalné horniny čo do priepustnosti až od hĺbky 24–45 m, s výnim-

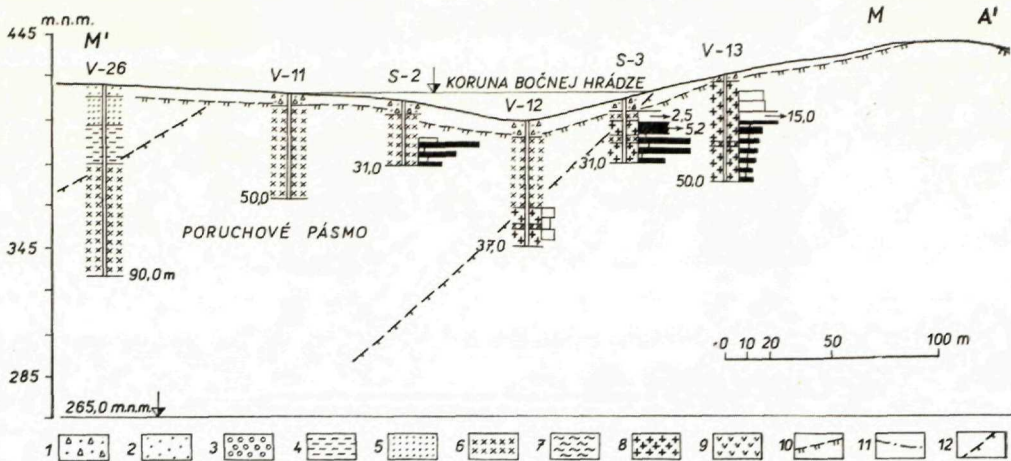


Obr. 3. Geologická mapa územia priehradného miesta Dobročná. 1 – granity, grano-diority; 2 – migmatity, migmatitizované pararuly; 3 – neogénna štrková formácia; 4 – svahové hliny, hlinito-kamenisté sutiny; 5 – dejekčné kužele; 6 – údolné náplavy Belanky; 7 – ohraničenie tektonickej poruchy na styku paleogén-kryštalinikum; 8 – geologický profil v osi priehrady, 9 – profil v osi bočnej hrádze, 10 – pomocné geol. profily, v priehradnom mieste.

Priepustnosť skalného podložia podľa výsledkov vodných tlakových skúšok

Tabuľka 1

Označenie vrtu	Etáž od - do v m	Špecifická strata vody v l/bm/min. pri tlakoch v atm.									Ø vrtu v mm	Súčiniteľ filtrácie v jednotl. etážach m/deň	Súčiniteľ filtrácie v m/s.
		1	3	5	7	9	7	5	3	1			
V - 17 Pravý svah	10 - 15	4,16									112	0,386	4,48 · 10 ⁻⁶
	15 - 20	0,93	1,51							0,21		0,0865	1,002 · 10 ⁻⁶
	20 - 25	0,92	1,49	2,04						0,66 0,33		0,0856	9,91 · 10 ⁻⁷
	25 - 30	0,65	0,93	1,52						0,46 0,17		0,0605	7,0 · 10 ⁻⁷
	30 - 35	0,17	0,42	0,63	0,65				0,07	0,02 0,00		0,158	1,83 · 10 ⁻⁷
	35 - 40	0,41	0,57	0,92	1,4	1,51	0,71	0,22	0,01	0,00		0,0381	4,41 · 10 ⁻⁷
	40 - 45	0,19	0,30	0,53	0,86	1,38	0,61	0,86	0,06	0,00		0,0176	2,04 · 10 ⁻⁷
	45 - 50	0,32	0,69	0,93	1,3	1,76	0,84	0,48	0,15	0,00		0,0297	3,44 · 10 ⁻⁷
	50 - 55	0,24	0,45	0,76	1,14	1,51	0,54	0,14	0,03	0,00		0,223	2,58 · 10 ⁻⁷
	55 - 60	0,26	0,44	0,85	1,11	1,55	0,49	0,15	0,04	0,00		0,0242	2,8 · 10 ⁻⁷
60 - 65	0,24	0,45	0,81	1,00	1,65	0,47	0,16	0,05	0,01		0,0223	2,58 · 10 ⁻⁷	
65 - 70	0,26	0,47	0,73	1,05	1,55	0,51	0,17	0,05	0,00		0,0242	2,8 · 10 ⁻⁷	
V - 23 údolná niva	5 - 10	1,05									137	0,093	1,075 · 10 ⁻⁶
	10 - 15	0,82	1,75									0,0725	8,41 · 10 ⁻⁷
	15 - 20	0,84	1,33	1,75						0,86 0,46	112	0,078	9,05 · 10 ⁻⁷
	20 - 25	0,86	1,31	1,73						1,15 0,88		0,08	9,26 · 10 ⁻⁷
	25 - 30	0,44	0,91	1,21	1,38				1,29	1,08 0,55		0,0409	4,74 · 10 ⁻⁷
	30 - 35	0,45	0,75	1,13	1,58	1,84	1,36	0,94	0,56	0,38		0,018	4,84 · 10 ⁻⁷
	35 - 40	0,30	0,78	1,11	1,42	1,78	1,55	1,22	0,89	0,48		0,0279	3,23 · 10 ⁻⁷
	40 - 45	0,19	0,38	0,64	0,87	1,21	0,94	0,79	0,62	0,31		0,0176	2,04 · 10 ⁻⁷
	45 - 50	0,12	0,30	0,56	0,75	1,06	0,86	0,59	0,40	0,26		0,0115	1,29 · 10 ⁻⁷
	50 - 55	0,17	0,34	0,60	0,87	1,09	0,79	0,51	0,24	0,19		0,0158	1,83 · 10 ⁻⁷
55 - 60	0,13	0,27	0,58	0,79	1,09	0,89	0,61	0,37	0,18		0,0121	1,4 · 10 ⁻⁷	



Obr. 4. Geologický profil priehradným miestom Dobročná a bočnej hrádzce. 1–3 kvartér: 1 – svahové sutiny, 2 – hliny, 3 – štrky; 4–5 paleogén: 4 – bridlice, 5 – pieskovce; 6–9 kryštalinikum: 6 – ruly, 7 – migmatity, 8 – žuly, 9 – pegmatity; 10 – priebeh

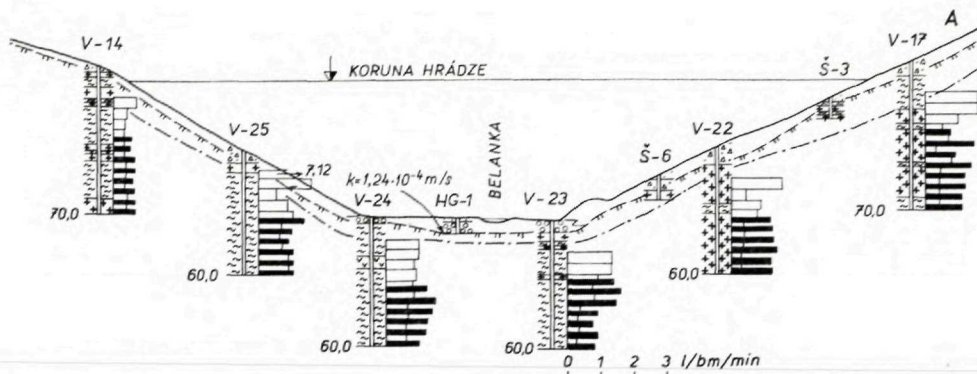
kou vrtu V–24. V tabuľke sú výsledky vodných tlakových skúšok z dvoch reprezentatívnych vrtov, jedného zo svahu a druhého z dna údolia.

Pre potreby projekcie sme sa snažili priepustnosť skalných hornín vyjadriť súčiniteľom filtrácie pomocou charakteristiky priepustnosti podľa A. B. Trupaka a M. E. Altovského.

Vypočítané hodnoty filtrácie sú v tabuľke 1. Treba si uvedomiť, že hoci vodné tlakové skúšky sú určitou analógiou čerpacej skúšky v priepustných zeminách, sú len krátkodobé a získané výsledky menej presné ako pri čerpacích skúškach. Napriek tomu však môže súčiniteľ filtrácie u skalných hornín mať význam pre prognózu strát vody z nádrže pod priehradou. Priepustnosť štrkov v údolnej nive podľa čerpacej skúšky je $k = 1,24 \cdot 10^{-4}$ m/sek.

Stručný záver z prieskumu je, že priehradné miesto je vhodné pre obidva uvažované typy priehrady. Skalné horniny kryštalinika predstavujú prakticky nestlačiteľné podložie. V každom prípade bude potrebné znížiť priepustnosť injekčnou clonou do hĺbky 35–50 m.

V prípade výstavby priehrady Dobročná s maximálnou hladinou na kóte 415 m n. m. bude sa musieť vybudovať v morfolologickej depresii pri Nevidzanoch bočná hrádza (o výške 10 m; dĺžka cca 180 m). Pretože ide o menšiu samostatnú hrádza, musel sa tu robiť inžiniersko-geologický prieskum. Depresia sa rozprestiera na tektonickom styku kryštalinika a paleogénu. Na povrchu terénu sú svahové hliny až hlinito-kamenité sutiny o max. hrúbke do 7 m. V podloží sú žuly a ruly (ako v priehradnom profile). Paleogén zastupujú bridlice a pieskovce, navrtané na ľavom svahu. Generálny smer vrstiev je približne sever-juh, sklon 15–20° k východu. Poruchové pásmo na styku oboch



13 [S-V] 14 [S-3] 15 [HG-1] 16 [a] b 17 $k = 1,24 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$

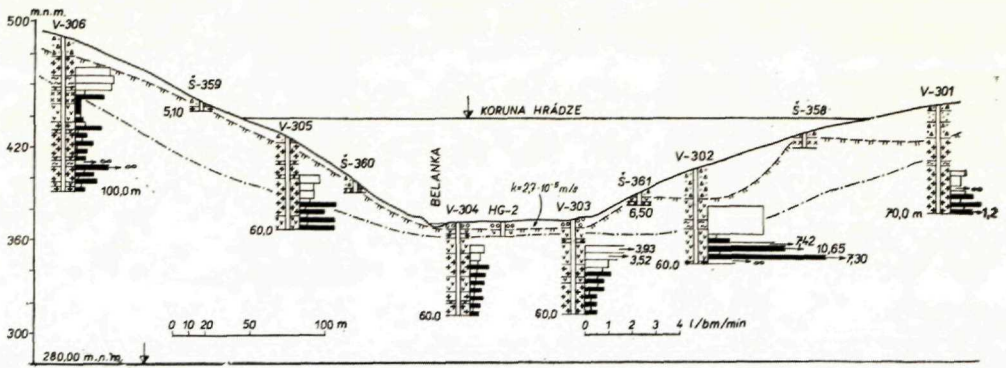
skalného povrchu, 11 — priebeh zóny navetrania, 12 — ohraničenie poruchového pásma, 13 — strojné jadrové vrty, 14 — šachtice, 15 — hydrogeologické vrty, 16 — (a) špecif. strata vody pri 3 atm., (b) pri 7 atm., 17 — súčiniteľ filtrácie údolných štrkov z čerpacích skúšok.

útvarov je cca 100 m široké, vyplnené tenkobridličnatými, tektonicky silne postihnutými a do veľkých hĺbok zvetranými rulami. Pripustnosť sa zisťovala vodnými tlakovými skúškami (v niektorých vrtoch neboli úspešné). Podľa výsledkov vyhovujú Jähdeho kritériu až od hĺbky 25 m. Napriek pomerne nepriaznivým geologickým pomerom možno uvažovanú homogénnu hrádzu realizovať.

Alternatívny priehradný profil Temeš

je situovaný cca 2 km nad profilom Dobročná. Maximálne vzdutie je na kóte 435 m n. m. Morfologicky je profil volený vhodne. Dĺžka v korune má byť 420 m, pri max. výške 65 m. Údolná niva je široká cez 110 m.

Priehradný profil budujú granity, ruly, migmatity a pegmatity. Granity sú prekremenené a tektonicky značne porušené. Napr. vo vrte V — 302 obsahujú pozoruhodné množstvo granátov tmavočervenej farby. Ruly sú tenkobridličnaté a silne navetrané, veľmi rozšírený je pegmatit. Migmatity sa vyskytujú len zriedka. Horniny sú zvetrané do veľkých hĺbok (30—40 m). Pravý svah priehradného miesta je miernejší; zistili sa tu anomálie vo forme fosilného zosuvu a nevýrazné zbytky akumuláčnej terasy. Lokálne dosahuje hrúbka svahových sedimentov 18—21 m. Ľavý svah je strmý so sklonom 25—30°, hrúbka svahových sutín je 3—6,5 m. Údolné dno je vyplnené štrkopiesčítymi náplavami (o hrúbke 4 m) so súčiniteľom filtrácie $k = 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ m/sek}$. Vo vrte HG—2 ako aj v prameni blízko priehradného miesta bol zistený agresívny kyslíčnik uhličitý.



Obr. 5. Geologický profil priehradným miestom Temeš.

Podľa hodnôt priepustnosti pri aplikovaní Jähdeho kritéria skalné podložie na ľavom svahu a v dne údolia pokladáme z hľadiska vodotesnosti od hĺbky 35–45 m za vyhovujúce. Pravá strana však je podstatne priepustnejšia. Vo vrte V–301 ešte v hĺbke 70 m je priepustnosť vyššia než pripúšťa toto kritérium. Podľa výsledkov prieskumu je toto priehradné miesto málo vhodné.

Prírodné stavebné hmoty

Jednou z kľúčových otázok pre výstavbu priehrady sú stavebné hmoty. Uvažuje sa, že bude potrebné cca 440 000 m³ tesniacich hĺn a 2,100 000 m³ kameňa do statickej časti hrádze, prípadne 800 000 m³ štrkov pre alternatívu betónovej vyľahčenej priehrady.

V predmetnej oblasti a v jej okolí bol predpoklad získať štrky z údolných náplavov rieky Belanky, zhruba od priehradného profilu Temeš až k severnému okraju obce Ješkova Ves cca 9,0 km.

Prieskumnými vrtmi sme zistili, že v nadloží štrkov je súvislá 0,2–3,0 m mocná pokrývka holocénných hlinitých náplavov. Pod ňou sú štrkopiesčité sedimenty (max. 6 m, prevažne 3,0 m). Granulometrické zloženie štrkov je nejednotné; obsahujú značné množstvo valúnov nad 8 cm (cca 24–48 %), i balvany do 30 cm. Piesčitá frakcia je pomerne slabo zastúpená, nespĺňa platné normy; aj granulometria je na spodnej hranici normy. Ďalej štrky obsahujú nadmerné množstvo škodlivej ílovitej (0,99–9,17 %) a sludnatej (0,73–2,6 %) prímеси. Valúny sú zložené z vápencov (až 50 % z celkového množstva), žúl, kremencov a zriedka pieskvcov. Z toho je zrejmé, že štrk v prirodzenom zložení nemožno použiť do vodostavebných betónov, bolo by ho potrebné upravovať (prať, triediť, drviť a pridávať piesčitú frakciu). Preto sa uvažuje alternatívne ťažiť ich z údolia rieky Váhu blízko Ilavy.

Stavebný kameň

Vzorky na laboratórne spracovanie sme odobrali z vrto, umiestnených v priehradných miestach Temeš a Dobročná. Laboratórne sme zisťovali fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín na vrtných jadrách a na kockách o dĺžke hrany 5,cm. Preskúšaní sme takto žuly, pegmatity, ruly a migmatity. Na základe laboratórnych skúšok sme v zmysle platných noriem vyčlenili kameň kvality I. – III. tieďy. Skúšky ukázali, že ruly, ani vetrané žuly, pegmatity a migmatity nie sú vhodné pre tento účel.

Zdravé žuly a pegmatity majú výborné vlastnosti pre použitie do statickej časti hrádze

i na prípravu štrkovej drvininy do vodostavebných betónov. Migmatity majú o niečo horšie vlastnosti, zvlášť pri väčšej koncentrácii biotitov, avšak môžu sa použiť obdobne ako pegmatity a žuly. Orientačne uvádzame niektoré fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín zistené laboratórne.

Tabuľka 2

Názov horniny	Pevnosť skúšaná na	Objemová váha g/cm ³	Pevnosť v tlaku za sucha v kg/cm ²	Pevnosť v tlaku po nasiaknutí v kg/cm ²	súč. zmäknutia	Objemová nasiakavosť v %
žula zdravá	kockách	2,67	1.867	1.387	0,74	0,93
žula zdravá	jadrách	2,67	1.397	1.174	0,85	0,93
žula navetraná	kockách	2,70	991	808	0,81	3,02
žula navetraná	jadrách	2,70	845			3,02
rula	kockách	2,64	1.045	547	0,52	3,16
pegmatity	kockách	2,60	1.227	1.056	0,86	0,98
migmatity	kockách	2,70	1.442	1.001	0,77	0,67

Po zvážení výsledkov prieskumných prác za nádejnú považujeme oblasť na S od priehradného miesta Dobročná cca 800 m, po ľavej strane rieky Belanky, nielen z hľadiska dopravy kameňa, ale aj možnosti otvorenia ťažobnej steny lomu na úseku dlhom 200—300 m. Celkové zásoby sa odhadujú cca na 6 mil. m³.

Hlinité materiály

Pri výstavbe kamenitej hrádze tesniace jadro majú tvoriť hliny. Aby sa zaručila stabilita a nepretržité užívanie diela, musia byť zeminy nepriepustné, dostatočne pevné a málo stlačiteľné. Po inžiniersko-geologickom zmapovaní širšej oblasti vyhládli sme nádejnú oblasť pre založenie zemníkov na SZ okraji obce Nevidzany, ktorá má ideálnu polohu a minimálnu vzdialenosť od hlavnej a bočnej hrádze (pozri situáciu). Mechanické zloženie svahových zemín v predmetnej oblasti je veľmi pestré. Nachádzajú sa tu čisté hliny a hliny s úlomkami hornín kryštalinika a paleogénu (navetrané a rozvetrané).

Pre použitie zemín do tesniacej časti hrádze prichádzajú do úvahy hlinité materiály, ktorých tekutosť je menšia ako 36 až 38 %. Podľa klasifikácie ČSN 73 6824 ide väčšinou o zeminy typu CL, resp. o prechodný typ medzi skupinami CL a CH. Pre použitie do telesa hrádze, resp. tesniacej clony pripúšťa sa obsah úlomkov pevných hornín o max. priemere 10—20 mm do 15—25 % celkového objemu zeminy. Podľa Proctorových štandardných skúšok priemerná hodnota optimálnej vlhkosti bola 17,4 %, maximálna objemová hmotnosť (odpovedajúca optimálnej vlhkosti) okolo 1,78 t/m³. Tieto hodnoty sú v súlade s hodnotami pre zeminy typu CL. Konsolidované odvodnené skúšky dávajú výsledky uhla vnútorného trenia cca 28°. Pre prípad dlhodobej stability s ohľadom na geologické vlastnosti sa doporučovalo uvažovať kohéziu $c = 0$.

Celkové pôdnomechanické rozbory ukázali, že v danom prípade ide o vhodné materiály pre použitie do tesniaceho jadra kamenitej hrádze.

Záver

V predmetnom príspevku sa vyhodnocujú 2 alternatívne priehradné profily. Ako vhodnejšie bolo doporučené priehradné miesto Dobročná z viacerých dôvodov:

- a) skalné horniny údolného profilu sú pomerne málo rozpukané a tým aj priepustnosť je menšia;
- b) navetranie skalných hornín siaha do menších hĺbok;
- c) prirodzené stavebné hmoty (s výnimkou štrkov) sú výhodné z hľadiska ťažby a komunikácie.

V článku sme poukázali aj na niektoré problémy, ktoré možno uplatniť pri podobnom prieskume na iných lokalitách. Priehradný profil Temeš je príkladom toho, že lokalita v kryštaliniku nemusí vždy poskytovať výhodné priehradné miesto. Priepustnosť podzákladia hrádze ani možnosť úniku vody z nádrže do susedných údolí nemožno opomíňať, pretože majú vplyv na ekonomičnosť vodného diela a na typ a konštrukciu hrádze.

Lektoroval prof. dr. M. Matula.

LITERATÚRA

- [1] G. Akay, 1963: Zásobovanie hornonitrianskeho kraja úžitkovou vodou štúdia štátneho vodohospodárskeho plánu. Rukopis; archív RVT, Bratislava. — [2] M. E. Al'tovskij, 1962: Spravočnik po gidrogeológii, Moskva. — [3] D. Andrusov—A. Nemček, 1950: Geologické posúdenie priehradného miesta na potoku Belanka pri Temeši. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] I. Bájó, 1964: Inžiniersko-geologické posúdenie profilu Dobročná. Rukopis; dipl. práca. — [5] A. Dvořák, 1956: Mapa seizmických oblastí a hlavných zemetrasení v ČSSR v období 1756—1956. — [6] J. Hronský, 1964: Vodné dielo Dobročná — investičná úloha. Rukopis; archív RVT, Bratislava. — [7] M. Ivanov, 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. Geologické práce, Zošit 47, Bratislava. — [8] E. Kačník, 1963: Inžiniersko-geologické zhodnotenie priehradných miest Temeš—Dobročná a prírodných stavebných materiálov. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] M. Maheľ, 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Žilina. GÚDŠ, Bratislava. — [10] J. Plch, 1961: Tesnosť injekčných clon pod prehradami. Sborník SAV, Bratislava. — [11] J. Srnánek, 1959: Geologická preskúmanosť priehradných profilov na hornej Nitre. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] J. Srnánek, 1962: Orientačné inžiniersko-geologické posúdenie nádrže Temeš—Dobročná. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [13] A. B. Trupak, 1958: Cementácia tresčínovatých porod v gornoj promyšlenosti. Leningrad—Moskva.

Ján Ilavský

Vývoj metalogenetickej terminológie v súvislosti so zostavovaním metalogenetických máp

Moderná náuka o rudných ložiskách — metalogenéza zahrňuje dnes širokú škálu geologických výskumov stratigrafických, litofaciálnych, štruktúrno-tektonických, štúdium magmatizmu, vulkanizmu a metamorfózy i rozličné špeciálne geochemické a fyzikálne metódy s cieľom vysvetliť čo najúplnejšie genetické podmienky vzniku a zákonitosti priestorového rozmiestenia rudných ložísk v zemskej kôre a tieto poznatky použiť pri modernej prospekcii. Množstvo nahromadeného dokumentačného materiálu a jeho rôznorodosť si najmä v novšej dobe vynucujú zavádzať aj matematicko-štatistické metódy. A jednou z metód zjednodušeného vyjadrenia zistených dát o geológii rudných ložísk je zostavenie *metalogenetických máp*, ktoré umožňujú podať vedeckú analýzu o genetických podmienkach vzniku akumulácií nerastných surovín v priestore a čase a vyjadrujú spätnosť teoretických výskumov s praxou.

Obsah a forma metalogenetických máp a štúdií

Obsah a formu metalogenetických máp formuloval ako prvý De Launay (1913), keď charakterizoval priestor, kde sa zrudnenia vyskytujú ako „*province métallogénique*“ a časový faktor ako *epochu*. V prvej metalogenetickej mape (severné Taliansko 1 : 2 000 000) vyjadril geologické prostredie farebne, ložiská rôznych surovín písmenami, rudné zóny farebnými kontúrami (napr. zóna nafty, zóna Hg, zóna Pb—Zn atď.). Provincie charakterizoval ako *geografické územie* (l), typické svojským tektonickým štýlom a určitými *typmi rudných ložísk* (látkove!) v regionálnom rozsahu. Tieto mapy, pravda nevystihovali plne stav vtedajšej preskúmanosti ani starších štúdií metalogenetických procesov. Veď už G. Breithaupt (1847) charakterizoval pojem minerálnej paragenézy; G. v. Cotta (1860) popísal formy rudných ložísk ako funkciu genetických podmienok vzniku; E. de Beaumont (1826) zdôraznil úlohu

horúcich vôd a pár pri prenose rudných látok z hĺbky na povrch, Fr. Pošepný (1895) osvetlil význam hlbinných magmatických zdrojov pre zonálne rozloženie rudných ložísk. U nás Fr. Zeuschner (1852) rozpracoval pojem vnútorudných textúr z genetického hľadiska na príklade nášho najvýznamnejšieho ložiska v Rudňanoch.

Aj názov *metalogénny*, *metalogenéza* sa ustaloval postupne a stretávame sa s ním v rôznych obmenách už dávnejšie. De Launay (1897) použil pre zrudnené oblasti výraz „*zones métallifères*“; Spurr (1902—1907) používal výraz „*provinces metalifereous*“ v zmysle de Launaya, pričom charakterizoval ich vzťahy k petrografickým provinciám. W. Lindgren (1913), tvorca známej zonálnej teórie, používal názov „*metalografická provincia*“. Rozumel pod tým väčšie, alebo menšie územie, v ktorom boli vhodné podmienky pre vznik určitých rudných alebo nerudných ložísk v určitom obmedzenom čase. Jeho princípy hlbinnosti — teplota a tlak — počas vzniku rúd slúžili dobrých 50 rokov ako kritérium pre klasifikáciu rudných ložísk (Emmons 1924; Schneiderhöhn 1941—1960).

V období medzi svetovými vojnami rozpracoval problém vyhľadávania rudných ložísk na území Sovietskeho sväzu V. A. Obručev (1926), ktorý rozdelil vývoj zeme z hľadiska tvorby rudných ložísk na *metalogenetické epochy* (archaické, eozoické, kaledonské, herecynské a mezozoické). Väčšie celky (*provincie*) delil na menšie (*rudné obvody*). Správne postrehol, že metalogénne procesy sa odohrávali v priebehu geologického vývoja zeme iným spôsobom na štítoch (tabuliach) a v geosynklinálach. Pre proces prenášania kovov v zemskej kôre vyzdvihol význam prehriatych vôd pod vplyvom geotermického stupňa.

A. E. Fersman (1930) obohatil náuku o rudných ložiskách o nový pojem: geochemické provincie a geochemické zonálne štruktúry, podobne ako jeho súčasník Goldschmidt. S. S. Smirnov (1932, 1936) vniesol do ponímania procesov vylučovania rudných látok z roztokov *dynamický prvok svojou pulzačnou teóriou*, čím nadobudol časový a priestorový faktor v metalogenetickej provincii a epoche úplne nový zmysel.

V západnej Európe a v Amerike sa rozvíjali metalogenetické koncepcie hlavne v náväznosti na petrografické štúdiá. P. Niggli (1928) vidí pri vzniku rudných ložísk dve paralely: *hlbinný magmatizmus a povrchový vulkanizmus*, Holmes (1928) poníma metalogenézu ako štúdium rudných ložísk vo vzťahu k veku, regionálnej tektonike a k petrografickým provinciám. Buddington (1933) rozumel pod pojmom *metalogénny a metalografický region* územie s rudnými ložiskami, závislými od rôznych druhov vyvrelín, a hlavne od stupňa ich diferenciacie a množstva prchavých látok v nich. Buttler (1933) vypracoval členenie orogénov na tri vývinové štádiá: *predorogénne, orogénne a postorogénne*, pričom v každom z nich vznikajú iné typy rudných ložísk.

Výrazy minerogenetická alebo mineralogenetická provincia (Bateman 1942) sa neujali.

V SSSR sa časom formulovala v intenciách V. A. Obručeva náuka o rudných ložiskách ako osobitné štúdium regionálnej metalogenézy, hlavne zásluhou Ju. A. Bilibina (1940, 1953, 1955) a jeho nasledovníkov. Rozpracovali sa zákonitosti metalogénnych procesov v zvrásnených geosynklinálnych systémoch, presnejšie definovali priestorové jednotky, hlavne *metalogénna provincia* ako veľká geotektonická jednotka s typickou jednotnou geologickou stavbou, s jednotnými štruktúrami, magmatizmom a vulkanizmom. V. I. Smirnov (1947) definoval pojem *metalogenetický pás (pojas)* ako veľkú priestorovú jednotku, hlavne v platformných oblastiach, čo koinciduje do určitej miery s pojmom *megaprovincia* zvrásnených systémov (J. Koutek 1958—1964; Vl. Sattran—Zd. Poubá 1964, 1966). V SSSR sa začal používať aj výraz *štruktúrno-metalogenetická zóna* ako určitá litologicko-faciálna zóna alebo štruktúrno-tektonická zóna vo vnútri provincie, či subprovincie.

Časový faktor v metalogenetických provinciách sa definoval ako *epocha*, pričom v geosynklinálach sa vyčleňujú *etapy*: počiatková, stredná a konečná, pričom na jednotlivé etapy orogénov sa viažu určité genetické typy rudných ložísk.

Vplyv okolitých hornín na formovanie rudných ložísk sa zdôraznil jednak z *hľadiska pôvodu rudných látok a tvaru, resp. formy rudných ložísk* (M. M. Konstantinov, P. S. Saakijan, A. D. Jeršov 1953) a rola metamorfózy pri metalogenéze (vplyv na horninové komplexy a ložiská v nich metamorfované, vznik ložísk metamorfogénnych; V. I. Domarev, 1953, 1957).

Štruktúrno-tektonické faktory a ich význam pre lokalizáciu rudných ložísk v rozličných systémoch, hlavne v geosynklinálach vyzdvihuje hlavne V. I. Smirnov (1947).

Podobné tendencie výskumov vidíme v tom čase aj inde na svete (V. Oulijanoff 1939; E. Raguin 1953 atď.), ale určitý predstih v odbore metalogenetických výskumov v SSSR sa aj dnes všeobecne uznáva (P. Routhier 1963).

Metalogeneticko-prognózne mapy

Na kvalitatívne vyšší stupeň sa dostávajú metalogenetické výskumy, a problémy terminologické až okolo metalogenetických máp po druhej svetovej vojne, a to opäť hlavne v SSSR. Súviselo to so zostavovaním *metalogeneticko-prognózných máp* nasledovníkmi Bilibina (Gruševoj 1953; Magakijan 1954; Šatalov 1957). Rozpracovala sa najmä metalogenéza *menších oblastí až rudných rajónov* s cieľom objasniť regionálne prognózy a vytýčiť ciele a metódy detailnej prospekcie.

Tak sa ukázala potreba rozlišovať na mapách i terminologicky detailnejšie

priestorové i časové jednotky. Tak V. I. Serpuchov (1955) rozčleňuje metalogénne epochy na čiastkové etapy; Tatarinov P. M.—Gruševoj V. G.—Labazin G. S. (1957) zovšeobecniili dovtedy používanú metodiku a skúsenosti v SSSR a vyslovili potrebu rozlišovať na metalogenetických mapách rad dát geologických, štruktúrno-tektonických, faciálnych a litologických, druhy a typy magmatitov a vulkanitov, metamorfné fácie, formu i obsah rudných ložísk a pod. V rámci orogénov rozoznávajú až *päť vývojových štádií* (geosynklinálne, ranné, stredné, pozdné a konečné), z ktorých každé je nositeľom iných genetických typov rúd. Definovali pojem metalogenetického rajónovania (v zmysle priestorovom), čo značne pomohlo spresniť prognózne mapy a oceniť perspektívy jednotlivých rudotvorných procesov. Tieto skúsenosti SSSR sa stali základom pre vypracovanie metalogenetickej mapy Európy 1 : 2 500 000 a 1 : 1 000 000 a prvej metalogenetickej mapy sveta v mierke 1 : 22 000 000, zostavenej Magakijanom (1957).

Pod vplyvom toho XX. svetový geologický kongres v Mexiku navrhol, aby jednotlivé štáty začali vydávať metalogenetické mapy rôznych mierok. Prvcradou sa stala preto otázka *obsahu a formy* takýchto máp a tým aj *problémy terminologické*. Tu sa ukázalo, akými rozdielnými cestami sa uberal výskum v rôznych častiach sveta; odzrkadľovalo sa to v rôznych definíciách, pojmoch a kritériách, o ktoré sa opieralo zostavovanie metalogenetických máp, alebo opisovanie jednotlivých procesov ložiskotvorných, priestorových, časových i látkových. Napr. pojem metalogén (A. Helke 1942), ktorý používal aj W. E. Petrascheck (1955), sa ukázal z hľadiska školy sovietskej, americkej či francúzskej ako neurčitý, lebo nevyjadroval ani čas ani priestor, tým menej látkové zloženie v podmienkach mobilných, zvrásnených zón alpínskeho typu. Rozdielny metalogenetický vývoj na platformách a vo zvrásnených systémoch nebol do dôsledkov uplatnený ani pri prvom pokuse rajónovania územia Československa (J. Koutek 1958).

Nápadné bolo rozdielne ponímanie časového faktora v jednotlivých metalogénnych provinciách. Kým napr. F. S. Turneur (1955) Raguin (1953), Huttenlocher (1953), Friedrich (1953), Cissarz (1956), Tvalčrelidze (1957, 1959), Ilavský (1957, 1959) pripúšťajú v mnohých provinciách uplatnenie *viacerých metalogénnych epoch*, napr. W. E. Petrascheck (1955) za jednu provinciu považuje len ložiská prislúchajúce *jednej epoche*. Aj pojem *rudná provincia*, ktorá sa stotožňovala s metalogénnou provinciou, sa ukázal nesprávnym. Petrascheck zaviedol však aj pojmy, ktoré sa zaužívali a ukázali ako potrebné, napr. *metalogenetická subprovincia* ako súčasť provincie so špecifickou geologickou stavbou a určitými typmi ložísk, *metalogenetická fáza* ako menšia časová jednotka v zvrásnených, geosynklinálnych zónach, alebo *megaprovincia*, priestorove nadradená jednotka v geosynklinálnych systémoch. Pri porovnávaní jednotlivých provincií, alebo subprovincií sa ukázalo v zmysle

W. E. Petraschecka vhodné rozlišovať *hustotu ložísk na určitej ploche*. Používanie symbolov a tvarov značiek jednotlivých ložísk sa pri zostavovaní metalogenetických máp stalo oveľa dôležitejšie, než predtým a vynucovalo si postupne potrebu unifikácie, hlavne pre možnosť porovnávať jednotlivé provincie, resp. ako to nazval W. E. Petrascheck (1955) pri porovnávačej náuke o rudných ložiskách.

Pri takomto rýchlom tempe a pokroku často sa začal vytvárať rad synonymím pre tie isté javy, definované už predtým. Napr. pre vývinové štádiá orogénov používa M. Máška (1957) názvy predžulové, žulové a požulové, G. A. Tvalčrelidze (1958) ako predvrásové, vrásové a povrásové. Obaja autori používali aj názvy metalogénna subepocha ako synonymá už prv definovaných metalogénnych štádií a fáz. G. A. Tvalčrelidze (1958) označuje opakovanie metalogénnych epoch výrazom *polycyklický vývoj* a látkovú náplň ložísk *rudný komplex*, t. j. skupinu ložísk vekove blízkych, obsahom zhodných, podobných morfológiou a genézou v priestore určitých štruktúrno-metalogenetických zón. V metalogenetickej provincii Kaukazu zaviedol pojem *vedúcej rudnej formácie* a *vedúcich kovov* a neskôr (1960) priestorový pojem *rudné pole*, ktoré má byť súčasťou rudného rajónu. Na základe porovnávania jednotlivých provincií zisťuje *rôznotypnosť* metalogenetických provincií podľa toho, či v nich prevládajú etapy predvrásové, vrásové alebo povrásové, prípadne podľa litologického obsahu jednotlivých geosynklinál.

Naproti tomu V. I. Smirnov (1959, 1960) typizuje geosynklinály na základe priestorového rozmiestenia jednotlivých epoch, resp. ich etáp a hovorí o *geosynklinálach symetrických a asymetrických*. Podľa počtu zastúpených epoch v geosynklinále rozlišuje *bicyklické, tricyklické až polycyklické*. Vyslovil všeobecnú zákonitosť, že na to isté vývojové štádium rôznych epoch sa viaže rovnaký, alebo podobný typ sedimentárnych formácií, resp. magmatizmu, či vulkanizmu s približne rovnakými genetickými typmi rudných ložísk; tým osvetlil príčinnú súvislosť typomorfných rudných formácií a typomorfných kovov v nich, ktoré sa v každej epoche opakujú v tých istých vývinových štádiách; a v tom je vlastne podstata „dedenia“, opísaného rôznymi autormi z rozličných pozícií (regenerácia — Schneiderhöhn, transformizmus — Eskola, Sederholm).

Vzhľadom na ťažkosti pri definovaní priestorových a časových metalogenetických jednotiek v platforemných sústavách, nepravidelne odkrytých v dôsledku rôzneho stupňa erózie, zaviedli I. Ja. Nekrasov—E. T. Šatalov (1960) pojem *štruktúrno-metalogenetické etáže*; podľa nich ide o stratigraficky a vekove odlišné série, s rozličnými typmi rudných ložísk, s rozdielnou genézou, významom a hĺbkou. Etáže sa vo vertikálnom smere dajú deliť na *subetáže a pásma*.

Takéto priestorove poňatie metalogénnych celkov (s prihliadnutím na časové a látkové metalogénne jednotky) vyústilo do definície *ložísk skrytých*

(*slepých*), nevychádzajúcich na povrch, *zakrytých* (prekrytých mladšími formáciami) a *pochovaných* (v podstate dvakrát skrytých, t. j. skrytých v staršej formácii, prekrytej ešte mladšou formáciou). Preto sa dôležitou zložkou metalogenetických prognózných máp stali *špeciálne hlbinné mapy* ako mapy paleoreliéfov, mapy mocností rudonosných alebo prekryvajúcich komplexov, mapy geofyzikálne, geochemické, metalometrické atď. Štúdie tohto typu boli známe už dlhšie predtým hlavne v USA (Subsurface Geology), avšak ich revalorizáciu z hľadiska modernej prospekcie demonštrovali na početných príkladoch menovite v SSSR (napr. Ch. M. Abdullajev & col. 1960).

V šesťdesiatych rokoch sa rýchle rozvinula metodika francúzskej školy, zrejme hlavne pod vplyvom školy sovietskej, menovite zásluhou a autorov J. Destombes—A. Jeannette (1960), P. Laffitte, P. Routhiera a ďalších. Na rozdiel od sovietskej školy, ktorá do určitej miery schematizovala geologický podklad máp, francúzsky smer kladie dôraz na *úplný stratigrafický podklad*, resp. tiež na litofaciálne prvky, čo má rozhodujúci význam najmä pre tvar rudných ložísk. Francúzska škola rozlišuje na mapách s kupiny rúd podľa ich základného chemizmu (silikáty, karbonáty, kyslíčníky, sul fídy, rýdze kovy) a veľkosti, resp. hospodárskeho významu (tonáž).

Týmito snahami končí jedna z významných etáp vo vývoji metodiky zosťavovania metalogenetických máp; jej výsledkom boli mnohé makety metalogenetických máp rozličných mierok, vypracované v SSSR, Francúzsku, na severoamerickom kontinente, i inde.

Metalogenéza platform a geosynklinál

V ďalšom vývoji sa začína výrazne diferencovať metalogenetická terminológia geosynklinálnych systémov na jednej strane a platformných systémov na strane druhej.

Metalogenéza geosynklinálnych, mobilných zón zemskej kôry sa podrobne rozpracovala hlavne zásluhou V. I. Smirnova (1960) a jeho nasledovníkov. Ich zásluhou sa preštudovala menovite *polycykličnosť* geosynklinál ako *formácií sedimentárnych, magmatických a vulkanických*, ako aj samotných metalogénnych procesov. Vo vývoji geosynklinál nastáva zásadný zvrät vo *variskej epoche*, keď staršie predvariske majú magmatizmus vyvinutý v geosynklinálnych a ranných štádiách, kým vo variskej ére a v mladších orogénoch sa tento presunuje do stredných, pozdných až finálnych etáp.

Podľa zastúpenia magmatizmu a jeho lokalizácie vo vnútri geosynklinály rozoznávajú sa *štyri typy geosynklinál*. Toto široké zovšeobecnenie zákonitostí vývoja geosynklinál na rozsiahlom území Sovietskeho sväzu vnáša nového ducha do porovnávacej tektoniky a porovnávacej nauky o rudných ložiskách.

Vďaka novším prácam Abdullajeva, Azizbekova, Kaškaia, Kerimova,

Magakijana, Mkrtyčijana, Mustafabejliho, Sitkovského, Tvalčrelidzeho a Šichajbeliho o metalogenéze Kaukazu sa rozšírili a prehĺbili znalosti o *vývoji zvrásnených zón*. Pre prognózo-metalo-genetické hodnotenie jednotlivých priestorových jednotiek (provincií, subprovincií, štruktúrno-metalo-genetických zón, rudných rajónov, rudných polí až ložísk) sa ukázalo potrebným zostaviť špecializované mapy napr. okolorudných premien, paleoreliéfov na rôznych úrovniach, mapy šlichov, hydrogeochemické, jednotlivých kovov, mocností jednotlivých útvarov atp.

Tento pokrok v metalogenéze SSSR, hlavne terminológiu, sa snažia niektorí autori (A. H. Lang 1961) preniesť i na severoamerický kontinent, kde istý čas na tomto úseku stagnovali (viď tiež Mc. Cartney W. D. 1962).

Aj v západnej Európe sa ďalej zdokonaľuje náplň a forma metalogenetických máp. Tak W. E. Petrascheck (1963) prichádza so *štatistickým hodnotením* intenzity zrudnenia v jednotlivých provinciách, subprovinciách, zónach až rajónoch. Pri porovnávaní jednotlivých oblastí došiel k názoru o „provinciálnom“ charaktere takýchto jednotiek, čo sa kryje do určitej miery s Bilibinovou regionálnou metalogenézou. Formálne a obsahové vypracovanie metalogenetických máp je v mnohom veľmi blízke s medzinárodnou legendou metalogenetických máp Európy v mierke 1 : 2 500 000. Návrhy Petraschecka, Laffita a Routhiera sa v tejto legende plne uplatnili.

P. Routhier (1963), udomáčuujúc vo francúzskej literatúre sovietsku terminológiu, hlavne v oblasti priestorových a časových jednotiek, užíva pojem *koncentračný faktor*, t. j. vzťah medzi tonážou a hojnosťou ložísk v určitej priestorovej jednotke, a výraz *metalogenetická kulminácia*, t. j. vyvrcholenie metalogenetickej činnosti vo vzťahu k aktivite orogénov, resp. medzi jednotlivými orogénmi. Metalogenetickú *konsangvinitu* ložísk, obvodov a provincií, alebo epoch, etáp a fáz, vysvetľuje ako výsledok „dedenia“ (ktoré má svoje korene v rôznych fenoménoch, počínajúc regeneráciou v zmysle Schneiderhöhna), alebo i z pozície pulzácie, prípadne transformizmu. Nie je tým ďaleko od starších pojmov metalogenetickej konvergencie H. Schneiderhöhna (1953), alebo V. I. Smirnova (1953). P. Routhier (1963) zdôraznil tiež význam *erozívneho faktoru* pre konečnú podobu metalogenetických jednotiek. Stupeň odkrytosti určitých hĺbkových nív, alebo etáží umožňuje nielen definovať priestorové, časové a látkové jednotky, ale hlavne oceniť potenciálne zásoby a určiť prospekčné metódy. Porovnávaciu náuku o rudných ložiskách nazýva *typológiou metalogénnych oblastí*, pričom v tom rozumie celkový geologicko-štruktúrny, orogenetický, metamorfny a metalogénny vývoj. Pod *rudnými mapami* rozumie registračné mapy s ekonomicko-administratívnou náplňou, pod *mapami minerálnych ložísk* (s ekonomickým a metalogenetickým obsahom rudných i nerudných surovín) a *mapami metalogenetickými* rozumie len mapy rudných ložísk s vyjadrením ich vzťahov ku geológii, tektonike, magmatizmu,

metamorfóze, vulkanizmu atp. Prihovára sa i za vyznačovanie drobných indícií, rýžovísk, drobných geochemických a geofyzikálnych anomálií do takýchto máp. Označenia rudných ložísk musia podľa neho vyjadrovať minerálny obsah, tvar, veľkosť, genetický typ a hlavné úžitkové zložky, príp. pokiaľ možno aj vek.

Francúzska metalogenetická škola sa snaží využívať v metalogenéze *matematicko-štatistické metódy*; napr. B. B. Brocka (1964) hodnotí jednotlivé kontinenty podľa počtu veľkých ložísk, resp. ich pomeru k celkovému počtu zrudnení (čo je do určitej miery obdobou akumuláčného, či koncentračného faktora P. Routhiera). Pojem priestorové *metalogénne rytmy* má vyjadriť vzdialenosť medzi jednotlivými ložiskami v určitej provincii. Pritom v rámci kontinentov existuje určitý kruhovitý priebeh metalogénnych provincií.

G. Derec—J. A. Sarcia (1964) sa domnievajú, že vzhľadom na množstvo nahromadených dát je nutné používať pre ich správne a dôkladné zhodnocovanie elektrónkové počítače.

Francúzska metalogenetická škola dospela ku generalizácii metalogénnych procesov v rozsahu celokontinentálnom, alebo planetárnom; svedčí o tom už citovaný príspevok B. B. Brocka (1964) i mapa rudných ložísk zemegule, ktorú zostavili P. Laffitte—P. Ruveyroe (1964) na obdobných princípoch ako predtým Magakijan.

Pri veľkom počte a množstve dát o ložiskách, stáva sa problémom zjednotenie a výber hlavných a najtypickejších materiálov pri zostavovaní metalogenetických máp rozličných mierok. Preto P. Laffitte—Permin geat F.—Routhier R. (1965) vidia nutnosť členiť širokú škálu metalogénnych podmienok (v ich ponímaní „metalotektov“) na určité skupiny podľa stupňa podrobnosti takto: — *metalotekty metrické* (t. j. rozmerov metrových) poskytujú hlavne geologická dokumentácia banských prác, vrtov, rýh a pod. Ide napr. o mocnosti ložísk, farbu, tvar a formy minerálov a rúd, druhy a typy premien, štruktúry a textúry rúd a pod. Tieto elementy možno vyjadriť len v podrobných mapách a rezoch 1 : 10 až 1 : 10 000;

— *metalotekty hektometrické* v rozsahu rudných obvodov (dištriktov); patria sem napr. veľké tektonické štruktúry, priaznivé alebo nepriaznivé litologické obzory pre zrudnenia. Často s nimi koincidujú výsledky geochemických, alebo geofyzikálnych výskumov. Takéto metalotekty je možno znázorniť len v prehľadných mapách 1 : 10 000 až 1 : 200 000;

— *metalotekty regionálne* v rozsahu provincií, alebo subprovincií predstavujú len najvšeobecnejšie, najdôležitejšie a najpraktickejšie javy z hľadiska prospekcie. Ide napr. o veľké lineamenty, hranice a kontakty granitoidov, hranice epikontinentálnych transgresií, hlboké zlomové pásma, zóny zelených bridlíc, paleoklimatické pásma a pod. Dajú sa znázorniť len v mapách mierky 1 : 25 000 a menej podrobnejších;

— *metalotekty geochemické* tvoria osobitnú skupinu dát, dôležité v mape každej mierky; treba ich starostlivo vyberať, pretože sú rovnako dôležité z hľadiska teoretického i praktického.

*

Tento prehľad názorov na metalogenetickú terminológiu má do určitej miery podnietiť k jednotnému spôsobu používania rozličných termínov v odbore metalogenézy. Mnohé z nich sa vo svetovej literatúre používali v minulosti často v inom zmysle, než sa im pripisuje dnes. Podrobný zoznam citovanej literatúry nie je možné, žiaľ, na tomto mieste uverejniť; odkazujeme preto aspoň na niekoľko základných diel v inom príspevku.*

V predošlých odstavcoch sme podali hlavne vývoj názorov na metalogenetickú terminológiu, aplikovanú menovite na geosynklinálne zvrásnené systémy typu alpsko-karpatského (mediteránneho), kde boli — objektívne povedané — priaznivé podmienky pre koncipovanie väčšiny uvedených priestorových, časových a látkových jednotiek (rádov metrických, hektometrických i regionálnych).

Aplikácia týchto pojmov na platforemné systémy naráža často na veľké ťažkosti; demonštruje to aj poňatie a princípy zostavenia metalogenetickej mapy Západného Nemecka (H. Pietzner—A. Sherp 1963). Základnou jednotkou je tu rudný obvod, v ktorom je farebne vyjadrený geologický podklad (zjednodušene) jednotne pre celú epochu. Rovnakou farbou (veľmi sýtym odtieňom) označujú sa magmatity alebo vulkanity. Farba čiary, ohraničujúcej rudný obvod, vyjadruje hlavný kov. Spôsob vedenia tejto čiary (plynule, trhane, bodkovane, bodkočiarkami, kľukato, vlnovite) má vyjadriť genetický typ ložiska, vek zrudnenia šrafúrou, smery ložísk osobitnou smerovkou. Postavenie šrafúry vyjadruje vek príslušnej epochy. Toto poňatie je odlišné od metodík, zaužívaných v geosynklinálnych systémoch, nehľadiac na to, že priestorové a časové jednotky vyšších poriadkov (zóny, subprovincie, provincie a megaprovincie, prípadne pásma (pójasy), alebo etapy, fázy, štádia, epochy, či rudné komplexy, rudné formácie atp.) sa nezoradujú zákonite.

Obťažnosť definície metalogenetických pojmov a jednotiek (hlavne priestorových a časových) v platforemných systémoch badať do určitej miery aj u nás na príklade rajonizácie Českého masívu (J. Koutek 1958—1964; Vl. Sattran & col. 1965).

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

* J. Ilavský, Geol. práce, Zprávy 44—45

Nové poznatky o geologickej stavbe masívu Žibrica v juhozápadnej časti pohoria Tribeč*

Prieskumné práce na JZ svahoch Žibrice (618 m) v úseku zvanom Kamenný most a Haranč a na chrbte medzi Žibricou a kótou Vápenník (531 m) priniesli aj niektoré nové poznatky o geologickej štruktúre pohoria Tribeča.

Kľúčovým problémom geologickej stavby tohto územia je stratigrafické postavenie komplexu šedých slabometamorfovaných, miestami bridličnatých vápencov s nepravidelnými polohami a morfológicky nevýraznými dolomitickými partiami, ktoré sa pôvodne (Andrusov 1948) začleňovali do vrchnej jury až spodnej kriedy (malm — neokom). Podľa Žabku—Žabkovej (1955) časť týchto vápencov patrí pôvodnému obalu, horná časť diskordantne uloženému krídlu prevrátenej vrásky so sklonom 10° — 30° na SZ. Vzhľadom na petrografickú zhodnosť oboch polôh sa nedala medzi nimi viesť predpokladaná tektonická hranica. Dogerské piesčito — krinoidové vápence (toark; Rakus 1963) z vrchola a SZ svahu Žibrice patria iba prevrátenému krídlu uvedenej vrásky.

Začlenenie komplexu vápencov do stredného triasu (Biely 1960, 1961, 1962, 1963) odstránilo mnoho rozporov v predošlej predstave o geologickej stavbe Žibrice, ale v podstate sa interpretácia geologického profilu Žibricou nezmenila. Miesto prevrátenej vrásky sa aj tu uvažuje o alochtónnej plocho presunutej kryhe časti obalovej série v nadloží normálnej, intenzívne zvrás-

*Načrtnutá nová interpretácia geologických pomerov masívu Žibrica, vyplývajúca z výsledkov vrtných prác, má iste rad nedoriešených problémov. Mnohé cenné podnety mi poskytol v tomto smere A. Biely (ústne pripomienky 1967), ktoré možno zhrnúť do týchto bodov:

- nemožno spojovať interpretáciu pôvodu rauwakov s ich stratigrafickým začleňovaním;
- genéza rauwakov by mala vychádzať z litologického a petrografického štúdia týchto hornín;
- identita karbonatického detritu a rauwakov v dogerských vápencoch nie je dokázaná; obdobné úlomky sú známe i v mnohých krinoidových piesčitých vápencoch (obalová séria, bradlové pásmo), kde rauwaky nie sú vôbec známe (alebo iba zatiaľ?);
- tunajšie rétske vápence (resp. vápence za také doteraz považované) sa ukázali ako hetangské.

Som si vedomý toho, že otázku vzniku a časového zaradenia rauwakov Žibrice (a zrejme aj iných pohorí) nemožno považovať za uzatvorenú. Svojím príspevkom chcem však upozorniť, že nemožno jednoznačne akceptovať ich vznik vplyvom tektonických pochodov z dolomitov, bez toho, žeby sa prihliadalo na faktický materiál o ich pozícii, rozšírení a charaktere. Mnohé nejasnosti okolo tejto otázky vyplývajú zrejme z toho, že tieto horniny sú poväčšinou štúdiu málo prístupné (na mnohých miestach sú azda ešte vôbec neznáme) a objavujú sa až pri detailnejších prácach.

nenej série spojenej s podložným kryštalinikom. Kryha je údajne metamorfózou temer nedotknutá, kým podložné štruktúry sú dynamometamorfované (Biely in Kuthan 1963). Za rozmedzie medzi autochtónnou a alochtónnou časťou obalovej série sa považuje poloha rauwakov, ktoré vznikli na úkor dolomitov. Žabka—Žabková (1955) ju považujú za „zónu dislokačných brekcií a tektonicky silne porušených hornín“, tvorenú úlomkami rôznych karbonatických hornín i kryštalických bridlic, ktoré sa na povrchu prejavujú ako hrdzavožlté kavernózne dolomity. Vlastný masív Žibrice podľa týchto predstáv tvorí zdvojená mezozoická séria, oddelená až 80 m mocným tektonickým horizontom. V hornej časti chýbajú spodnotriasové horniny i stredný trias a lias, známe v plošne nekonštantnom vývoji v autochtóнной časti a vklínený (tektonicky alebo sedimentárne) medzi strednotriasový komplex a dogerské vápence.

Otázka tohto „zdvojenia“ obalovej série je úzko spätá s otázkou pôvodu a postavenia zóny rauwakov. Detailné geologické mapovanie v rokoch 1963—1964, ako aj prieskumné vrty v úseku Haranč a Kamenný most priniesli tieto základné poznatky o rozšírení a charaktere tunajších rauwakov (v starších správach som ich dosť nevhodne označoval ako „porézne sekundárne vápence“; Polák 1964, 1965):

Zóna rauwakov na povrchu lemuje v zásade iba rozhranie spodného a stredného triasu; nikde sa pod ňou nezistili strednotriasové alebo iné mladšie horniny, ako predpokladá profil Bieleho (1960).

Prieskumné vrty prešli z komplexu strednotriasových vápencov cez polohu rauwakov (na vrte ŽV—51 mocnosť 25 m) do zelených slabometamorfovaných sericiticko-kremitých bridlic, patriacich vrchnej časti spodného triasu, s postupným pribúdaním kremencových polôh až kremencov. Mocnosť polohy vo vrtoch (i značne vzdialených) je zhruba rovnaká. Prechod z vápenca do zóny rauwakov je pomerne veľmi ostrý, bez náznaku vzniku rauwakov z dolomitov. Pri styku sú obyčajne najkvalitnejšie vápence v niekoľkometrovom úseku úplne biele. Naproti tomu prechod rauwakov do podložných sericiticko-kremitých bridlic je nenápadný, ako keby v spodnej časti rauwaky prenikali cez bridlice, resp. tvorili tu akési pásiky s vrstevnatou textúrou.

Rauwaky, hoci majú konštantne vyšší obsah MgO, nemajú temer nikde vyslovene dolomitický charakter. Obsah SO_3 je v nich nepatrný (!), chemické zloženie však pomerne značne kolíše (okolo 16 % SiO_2 , 3 % Al_2O_3 , 2 % Fe_2O_3 , 27 % CaO , 10 % MgO a 0,1 % P_2O_5) ale jasne ukazuje, že nejde o dynamometaforný produkt zo série vápencov.

V ojedinelých prípadoch sa malé skalky hornín vzhľadom na rauwaky zistili v dogerských vápencoch a v najvrchnejšej časti strednotriasových vápencov; v niekoľkých odkryvoch tvoria pravé i ložné žilky (10—20 cm) priamo v triasových vápencoch.

V zóne rauwakov na západnom úbočí Žibrice sú vyvinuté morfológicky nápadné, často kaskádovité plošinky, pripomínajúce produkty rýchlej sedimentácie travertínových prameňov (Polák 1964). Vôkol nich i priamo na nich vidno v hlinách odpadky prehistorického osídlenia, súvisiace s výrazným refúgiom na vrchole Žibrice, ktoré podľa Janšáka (1929) pochádza z hallštatskej doby. Keďže takéto plošinky sa vyskytujú i v oblasti rozšírenia iných hornín (najmä v refúgiu), možno skôr predpokladať, že ide o ľudské výtvyry, súvisiace s úpravou terénu. Naznačuje to aj nález zvyškov keramiky a kostí ako i vrstvičky do červena vypálenej hliny priamo na skalnom podklade.

Zaujímavým objektom v rauwakoch sú lokálne úlomky rôznych hornín, často silne zmenených mladšími (azda hydrotermálnymi) vplyvmi. Tak V od kóty Vápeník sa našli ostrohranné úlomky kremencov (až 1–2 cm veľké), inde šupinovité úlomky bridlíc spodného triasu alebo vápenca stredného triasu. Nikde však nemožno o týchto rauwakoch hovoriť ako o brekciovitom horizonte, kde sa vyskytujú úlomky všetkých tunajších hornín, tmelené poréznuou žltouhnedou masou. Práve profily vrtov ukazujú, že úlomky sa vyskytujú obyčajne iba pri styku s tou ktorou horninou a vlastná masa rauwakov je pomerne homogénna, nebrekciovitá.

Analogické rozšírenie majú rauwaky i v teréne Plieška severne od Žíran. V oblasti Koliňanského vrchu JV od masívu Žibrice nie sú rauwaky vôbec známe; na povrch tu totiž nevystupuje rozhranie spodný — stredný trias. V teréne Hórka pri železničnej stanici Podhorany pri Lužiankach je pozícia rauwakov rovnaká ako na Žibrici.

V dogerských piesčito-krinoidných vápencoch Žibrice i širšieho okolia (napr. na Koliňanskom vrchu) sú známe drobné žlté až žltouhnedé zemité až pevné úlomky nepravidelných tvarov (veľké 1–30 mm; prevažne okolo 2 mm). O ich pôvode bolo veľa dohadov. Vodička (1958) ich považuje na Koliňanskom vrchu za epigenetickú výplň dutiniek ílovito-slienitou substanciou, ktorá bola spevnená pri rekryštalizácii vápenca. Vzhľadom na malú pevnosť tohto materiálu nemožno vraj predpokladať, že by išlo o detritus, naplavený do sedimentačného priestoru.

Pre pochopenie pozície dogerských vápencov v oblasti Žibrice je dôležitá skutočnosť, že tieto vápence v tesnom susedstve stredotriasových vápencov na Koliňanskom vrchu neobsahujú žiadny detritus (pri ich sedimentácii iste tu bola lokálna elevácia) a až v okolí obsahujú okrem zrn kremeňa a žltých slienitých vápencov aj brekciovité úlomky šedých vápencov stredného triasu. Na SZ od kóty Haranč prikrývajú dogerské vápence horniny stredného i vrchného triasu, ďalej na sever i spodnotriasové kremence. Tieto fakty hovoria o tom, že pri sedimentácii týchto vápencov v lokálnej kordiliere boli obnažené už čiastočne deštruované horniny (od kryštalinika až po vrchný trias), ktoré uvoľňovali dnešný detritus. Žlté „fľačky“ dogerských vápencov predstavujú

teda detritus staršej rauwakovej zóny. Ináč si nemožno vysvetliť ani čiastočné vytriedenie týchto úlomkov podľa veľkosti (na Koliňanskom vrchu sa zistili čiastočne zaoblené úlomky o dĺžke až 5 cm). Takáto interpretácia ich pôvodu umožňuje určiť ich relatívne stratigrafické začlenenie (preddogerské).

Na základe týchto pozorovaní som dospel k záveru (Polák 1965), že zóna rauwakov má vyhranené stratigrafické a nie tektonické postavenie v dôsledku svojho sedimentárneho pôvodu. Ide asi o lagunárny piesčito-ílovitý karbonatický sediment, signalizujúci prudkú faciálnu zmenu oproti starším, ale hlavne voči mladším horninám. Podobne ako v ostatných častiach tatroveporíd (Andrusov 1959), nezistila sa ani tu jeho spojitosť so sedimentárne evaporačnými, sadrovcovo-anhydritovými telesami. Nejde teda o tektonit z dolomitov alebo iných hornín. Petrografický charakter žibrických rauwakov sa však nesporne anomálne prejavoval i pri mladších tektonických pochodoch. Na rozhraní s podložnými a nadložnými horninami sa mohli do neho dostať počas tektonických procesov brekciovité úlomky vápencov, alebo šupiny sericiticko-kremitých bridlíc zo spodnotriasového podložia. Relatívne nízky stupeň rekryštalizácie oproti ostatným členom série, silná pórovitosť a v dôsledku toho i celkove malá odolnosť horniny voči descendentným i voľne migrujúcim vodám umožnili rýchlo dosiahnuť pôvodný vzhľad výplne i po jej lokálnom tektonickom narušení a ľahký odnos substancie v ascendentných vodách. Neprekvapuje nás preto existencia „žilných foriem“ rauwakov alebo drobných skaliek uprostred ďaleko mladších hornín, ktoré vznikli okolo drobných výverov mladších prameňov (napr. v oblasti dogerských vápencov).

Pre správne pochopenie geologickej stavby masívu Žibrice treba sa ešte stručne zmieniť aj o pozícii a rozšírení ostatných hornín. Zaujímavú pozíciu majú najmä horniny bežne zaradované do vrchného triasu (pestré bridlice, slienité bridlice a vápence keupra a rétske slienité, hnedo vetrajúce vápence). Spolu s čiernymi piesčitými vápencami liasu objavujú sa tieto horniny v malom rozsahu na svahoch Žibrice na výškovej úrovni strednotriasových vápencov. Na prvý pohľad sa zdá, ako by išlo o výraznú stratigrafickú polohu uprostred vápencov. Ukázalo sa však, že ide len o náhodne zachované denudačné zvyšky kedysi možno súvislého lemu vrchnotriasových a liasových hornín na podklade, budovanom staršími horninami. Vrtné práce potvrdili, že tieto horniny skutočne nezasahujú do vlastného komplexu vápencov, ale tvoria iba málo mocné partie, pomerne rýchlo laterálne i faciálne meniace svoje litologické zloženie.

Na SZ svahoch v podobnej pozícii, ale ďaleko hojnejšie rozšírené sú výrazne kryštalické vápence dogeru o max. mocnosti 50—70 m; monoklinálne upadajú pod uhlom 10—30° na SZ (oproti len mierne prehnutému komplexu hornín predvrchnotriasových), sú mierne vlnovite sprehybané (osi nejasných vrás rovnobežné s generálnym sklonom vápencov). Ako už bolo spomenuté, ležia

priamo na starších horninách (včítane vrchného triasu a tmavočiernych piesčitých vápencov liasu). Sled hornín pod dogerskými vápencami nebol vrtmi overený s výnimkou dvoch najstarších vrtov (z r. 1948 a 1954), ktoré v podloží dogeru zastihli iba stredotriasové vápence (tento veľký stratigrafický hiát bol evidovaný aj zo širšieho okolia).

Z toho vysvitá, že medzi stredným a vrchným triasom došlo k výrazným tektonickým pochodom a čiastočnému obnaženiu starších hornín. Na okrajoch tejto elevácie sa usadzovali sedimenty (lagunárne?) stredného triasu, ktoré sa dnes zachovali v podobe nepatrných denudačných zvyškov. Podobné procesy iste prebiehali aj pred usadzovaním dogerských vápencov. Naznačuje to ich pozícia i endostratické brekciovité úlomky starších hornín.

Z uvedeného vyplýva, že masív Žibrice má jednoduchšiu stavbu než sa predpokladalo. Jeho základom sú spodno- a stredotriasové horniny obalovej série, ležiace priamo na dynamometamorfovanom kryštaliniku. V nepatrnom rozsahu sú zakryté roztrúsenými denudačnými zvyškami vrchnotriasových a liasových hornín, nasadajúcimi na ne v uhlovej i pozičnej diskordancii. Väčšie plošné rozšírenie majú dogerské vápence, tvoriace denudačný zvyšok na vrchole Žibrice a pokrývajúce veľkú časť SZ svahov. Pri úpätí masívu na SZ i JV strane sa zachovalo niekoľko skaliek zlepcov z ováľaných úlomkov hornín, budujúcich vlastný masív (mimo kryštalinika), so žltoružovým tmelom. Predstavujú zrejme sedimenty príbojovej zóny, jasne staršej ako okolitý sedimentárny neogén.

V sedle medzi Harančom a Kamenným mostom boli ako novum zachytené žltkasté kremité piesky, vzniklé asi v neogéne rozpadom a krátkym transportom, vytriedením z detritickej prímеси susedných dogerských vápencov. Obdobné príklady sa zistili aj na severnom úpätí Vápeníka pri skalnom podklade, tvorenom spodnotriasovými kremencami. V oboch prípadoch ide o úroveň cca 400 m n. m., hoci neogén na úpätí Žibrice dnes bežne siaha iba do výšky cca 250 m n. m. Tento fakt dokumentuje výraznosť mladých tektonických pohybov v tomto pohorí, resp. relatívne značný výškový dosah bazénu.

Pokiaľ ide o spojitosť masívu Žibrice s Koliňanským vrchom a severnejšie ležiacou Plieškou možno predbežne konštatovať toto:

Vrtným prieskumom v sedle medzi masívom Žibrice a Koliňanským vrchom sa pod neogénom zistili stredotriasové vápence, takže je tu evidentná ich zdanlivá návaznosť bez výraznejšej tektonickej línie. Neobvykle veľké rozšírenie dogerských vápencov na Koliňanskom vrchu v úrovni od 220 m n. m. (oproti 600 m n. m. na vrchole Žibrice) však skôr hovorí o tom, že Koliňanský vrch reprezentuje zvyšok druhého krídla vrásky dogerských vápencov v JV pokračovaní Žibrice, ktoré je relatívne nižšie o cca 200–300 m.

Severné pokračovanie Žibrice za železničnú trať Lužianky — Zlaté Moravce

predstavuje masív Pliešky s generálne rovnakou superpozíciou hornín a geologickou stavbou, iba s niektorými lokálnymi odchýlkami (náznakov akejsi synklinály so smerom upadania na JZ). Kaňonovitý zárez, ktorým sú obidva masívy oddelené, nemá tektonický, ale erozívny pôvod. Na južnom úpätí Pliešky pri okraji neogénnej výplne Žiranskej zátoky sú hojne rozšírené eolické jemné piesčité hliny, neznáme v oblasti Žibrice.

Lektoroval dr. A. Biely, CSc.

*Geologický prieskum, n. p.,
geologické stredisko; Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1948: Správa o možnosti založenia vápenky v okolí Nitry. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II., Bratislava. — [3] Biely A., 1960: Základný geologický výskum mezozoika Tribečského pohoria, Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Biely A., 1961: Predbežná správa o geologickom výskume v Tribečskom pohorí. Geologické práce, Správy 22, Bratislava. — [5] Biely A., 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava. — [6] Biely A., 1963 in Kuthan M.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, Nitra M — 34—XXXI. Bratislava. — [7] Janšák Š., 1929: Slovenské hradiská z doby hallštadskej, SMSS XXIII., Martin. — [8] Polák S., 1964: Nové poznatky o distribúcii fosforu v obalovej sérii JZ časti Tribča v okolí Nitry. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2 Slovensko, Bratislava. — [9] Polák S., 1965: Cementáreň Nitra. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu za rok 1962—1965. Rukopis; Geologický prieskum, Bratislava. — [10] Polák S., 1965: Žirany — Žibrica. Správa o výsledku ťažobného prieskumu, prevedeného v roku 1964 pre Ladeckú cementáreň, n. p., závod Vápenka Žirany. Rukopis; Geologický prieskum, Bratislava. — [11] Rakus M., 1963: Distribution of the Toarcian Lithofacies in the Central Zone of West Carpathians. Geologický zborník XIV, Bratislava. — [12] Vodička J., 1958: Průzkum vápenců 1957—1958, Koliňany, Brno. Rukopis bývalého Nerudného průzkumu v Brně. — [13] Žabka A. — Žabková M., 1955: Prieskum vápencov 1953—1954, Žirany. Rukopis bývalého Nerudného průzkumu v Brně.

STANISLAV POLÁK

NEUE ANSICHT ÜBER DEN GEOLOGISCHEN BAU DES ŽIBRICA-MASSIVS IM SW TEIL DES GEBIRGES TRIBEČ

Während der neueren geologischen Forschungen im Žibrica-Massiv im südwestlichen Teil des Gebirges Tribeč in der Westslowakei haben wir einige neueren Tatsachen feststellen können, welche die älteren Ansichten über den geologischen Bau dieses Massivs als unannehmbar machen. Zwar hat die von A. Biely (1960) vollzogene Eingliederung des Kalksteinkomplexes in die Mitteltrias manche Widersprüche der älteren Konzeption abgeschafft, aber die Interpretation des geologischen Profils blieb im wesentlichen unverändert. Man hat auch weiterhin angenommen, dass eine mesozoische Scholle der Hüllenserie über die autochthone intensiv gefaltete mit dem Kristallin verbundene Schichtfolge überschoben wurde. Diese überschobene Scholle soll vor der Dynamometa-

morphose bewahrt geblieben sein, während die Liegendstrukturen dynamometamorphosiert sein sollten. Als Grenze zwischen den autochthonen Liegendschichten und der allochthonen Scholle werden die Rauhwacken bezeichnet.

Bei unseren neueren Untersuchungen hat sich gezeigt, dass die Karbonatlage vom Rauhwackentype sedimentären Ursprungs ist; dafür spricht ihre ausgeprägte stratigraphische Position an der Unter/Mitteltrias-Grenze und einige anderen Tatsachen. Die mesozoische Hüllenserie (bis zur Obertrias) liegt dem dynamometamorphosierten Kristallin mässig gewölbt, fast horizontal auf. Die Lage der jüngeren mesozoischen Glieder (Keuper, Rhaet, Lias, Dogger) gegenüber den älteren Gebilden ist diskordant; sie bilden meistens nur Denudationsüberreste, die oberhalb der mittel- bis untertriassischen Schichten ziemlich unregelmässig zerstreut sind. Ein breiter Hiatus zwischen der Mitteltrias und dem Dogger konnte am Gipfel des Žibrica-Massivs und an seinen nordwestlichen Hängen auch durch Bohrungen bestätigt werden.

Albín Klinec

Poznámky k priebehu pohorelskej línie

Veporské kryštalinikum je rozdelené radom príkrovových línií a zlomov na čiastkové jednotky, či subzóny, ktoré študovali najmä V. Zoubek (1931, 1935, 1961), D. Kubíny (1954, 1958, 1959) a ďalší. V poslednej dobe som robil geologický výskum práve v oblastiach, ktorými prebieha, resp. má prebiehať porucha deliaca granitoidy kráľovoholského pásma od metamorfítov krakľovského pásma. V úseku S od obce Pohronská Polhora až po Pohorelú sa táto hranica stotožňuje s líniou pohorelskou. Ukázalo sa však, že priebeh a charakter tejto významnej poruchy je iný, ako sa v minulosti predpokladalo. Jej sklon je malý ($20-25^\circ$) a napr. S od Polhory na úseku 5 km dlhom je poruchová plocha uklonená k severovýchodu, a nie k juhu, čo potvrdil aj štruktúrny vrt KV-1.

Malý sklon poruchy podmieňuje pri nevelkej hrúbke granitoidov (v blízkosti východu poruchy na povrch) značné zmeny jej smeru. Tak pri Pohronskej Polhore má porucha smer SZ—JV v úseku 6—7 km; pod neovulkanitmi Hajnej Hory pokračuje porucha deliaca granitoidy od kryšt. bridlic až k západnému okraju Čierneho Balogu a odtiaľ na JZ. V oblasti Kopačna, 3 km východne od P. Polhory je tento smer narušený S—J zlomom, ktorý podmienil jej pochovanie. Objavuje sa však o 800 m severnejšie, kde má na povrchu SZ smer na úseku dlhom cca 5 km až do oblasti k. 1194,8 (Blato). Odtiaľ, až na malé výbežky smerujúce k Z (1,5 km SV od Blato) má až do oblasti Pohorelej smer JZ—SV a sklon $20-30^\circ$. Jej ďalší priebeh k SV bol v minulosti (Zoubek 1935; Kubíny 1959) problematický, lebo v tejto oblasti vystupujú len tektonické deriváty granitoidov a migmatitov.

Novšie štúdium ukázalo, že medzi horninami na oboch stranách „pohorelskej línie“ v tomto úseku niet rozdielu, ani dôvodu predlžovať túto líniu SV smerom. Naopak, výrazné zbridlíčnenie a jeho sklon na úpätí Nízkyh Tatiér (úsek S od línie Pohorelá—Helpa) naznačuje, že sa tu tektonická línia oblúkovite stáča najprv k severu a severozápadu popod helpiansko-pohorelské mezozoikum a pokračuje severne od Helpy k severu, do oblasti Veľkej Vápenice a ďalej na SV. Pozdĺž tejto hranice sa stýkajú (pokiaľ nie sú zakryté mezozoickými sériami) rovnaké typy hornín ako v úseku Blato—Pohorelá. Jej ďalší priebeh bude predmetom budúcich výskumov.

*Geologický ústav D. Štúra
Bratislava*

Jozef Forgáč

Postavenie mladých pyroxenických andezitov v severných výbežkoch Štiavnického pohoria

V juhovýchodnej časti Kremnického pohoria, východne od Ihráčskeho potoka, v okolí Trnavej Hory a V od Dúbravy v nadloží biotit-amfibolických andezitov s pyroxénom sú výlevy pyroxenických andezitov a ich pyroklastík, ktoré Fiala (1957) označil ako pyroxenické andezity hrebeňového typu. Pokračovanie týchto andezitov na juh od Hrona do Štiavnického pohoria nebolo známe. V tomto území v oblasti Jalná—Hronská Breznica—Močiar sú prítomné amfibol-biotitické andezity s pyroxénom a pyroklastikami, najlepšie odkryté v oblasti Močiara. Na S a SV od Močiara sú odkryté prevažne ich pyroklastiká v hlbšie zarezaných dolinách ústiacich do Hrona (Močiarska dolina, dolina V od kóty Skalka) a v doline V—Z smeru južne od Hronskej Breznice, ústiacej do Kozelníckej doliny. Pyroklastický materiál je tu prevažne chaoticky usporiadaný; obsahuje fragmenty amfibol-biotitického andezitu s pyroxénom premenlivej veľkosti (najčastejšie do 30 cm, ojedinele i cez 1 m), prevažne ostrohranné až polozaohlené. Silne prevládajú nad jemne úlomkovitým vulkanickým materiálom, ktorý tvorí tmeliacu hmotu, často intenzívnejšie vybielenú. V pyroklastikách sú miestami polohy svetlošedých pelitických až psamitických tufov s ojedinelými fragmentmi pemzí. V týchto polohách badať náznaky triedenia materiálu; ukláňajú sa na SV 20—30° (v potoku južne od Hronskej Breznice). Tufiticko-piesčité a balvanovité pyroklastiká amfibol-biotitického andezitu s polohami diatomitov v Močiari (Polák 1963) ležia nad pyroxenickými andezitmi (III. andezitová fáza; Kutšan 1963). Smerom do údolia Hrona mierne poklesávajú a prechádzajú pre-

važne do aglomeratického vývoja s ojedinelými polohami tufov (úklon 20—30° na SV obr. 1a, b).

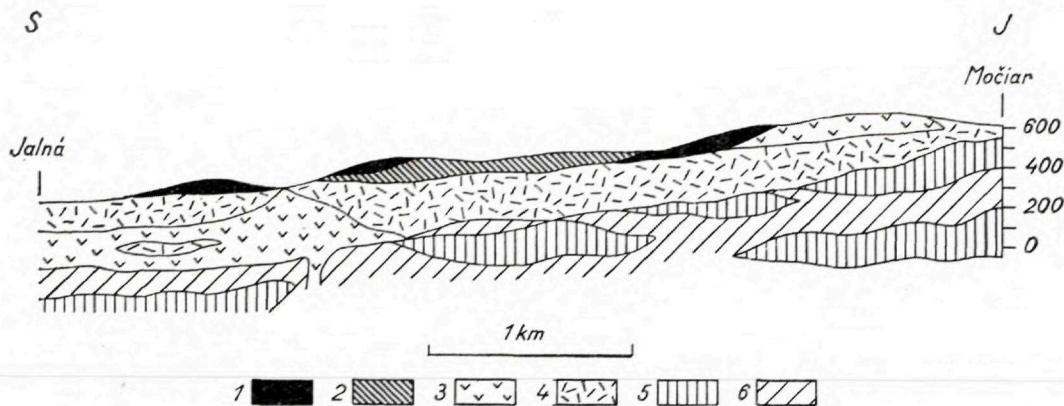
V nadloží amfibol-biotitického andezitu a jeho pyroklastík (III. andezitová fáza) sú lávové prúdy mladšieho pyroxenického v andezitu a jeho pyroklastiká. Tieto andezity tvoria hrebeň kóty Skalka, Jasenového grúňa, kóty 606,3 a k. Demian. Pyroxenický andezit je sivej farby s výraznou lamináciou a doskovitou odlučnosťou, najčastejšie s úklonom do 20—30°. Porfyrické výrastlice tvorí prevažne plagioklas tabuľkovitého vývoja (bázicita andezín-labradorit). Zriedkavejšie sú pyroxény hypersténu a augitu. Základná hmota je prevažne skrytokryštalicko-mikrolitická až hyalopilitická s rozptýlenými drobnými zhlukmi magnetitu. Pyroklastiká andezitu sa často striedajú s lávovými prúdmi; fragmenty sú nepravidelne usporiadané, prevažne ostrohranné až polozaoblené, premenlivej veľkosti. Miestami pyroklastiká prechádzajú do tufov, vytvárajúcich tenké vložky v pyroklastikách. V tufoch je materiál vytriedený so znakmi zvrstvenia. Polohy pelitické až psamitické sú odkryté v potoku medzi osadou Breziny a Močiarskou dolinou.

V nadloží andezitov (1 km JJZ od Jalnej) sú malé erozívne zvyšky svetlosivých ryolitov s výrazne porfyrickou štruktúrou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas (andezín-labradorit), kremeň a biotit. Základná hmota je vitrofyricko-skrytokryštalická.

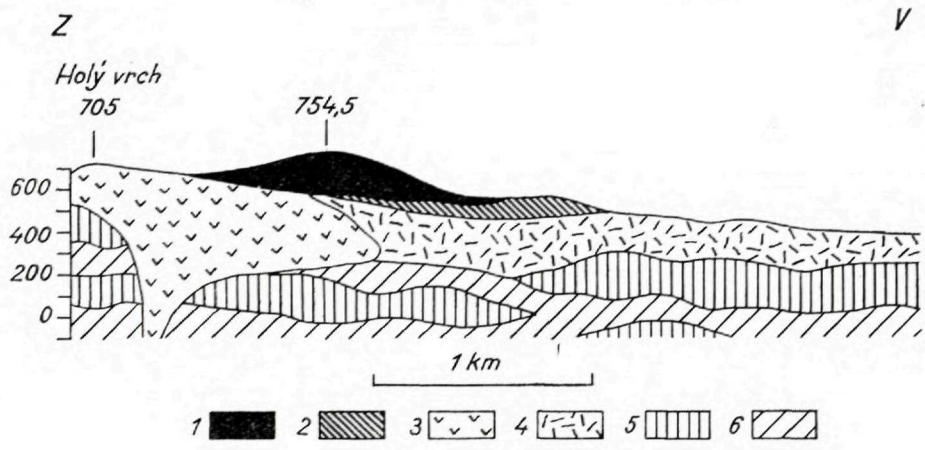
Pyroxenické andezity a ich pyroklastiká v oblasti Jalná—Hronská Breznica—Močiar sú zrejme mladšie ako amfibol-biotitické andezity (III. fáza) a staršie ako ryolity (III. fáza). Vekove sú zhodné s andezitmi z južných výbežkov Kremnického pohoria v nadloží biotit-amfibolických andezitov (Fiala 1957) a zo Sedlovej Skaly S od Novej Bani (Karolus 1965). Z andezitov mladších ako produkty III. andezitovej fázy je im z územia JZ od Bzenice (Rozložník 1966) najbližší andezit typu „Košivár“.

Komplex mladších pyroxenických andezitov južne od Hrona je mocnejší ako v JV časti Kremnického pohoria; komplex amfibol-biotitických andezitov sa skláňa smerom do údolia Hrona. Keďže mocnosť komplexu amfibol-biotitických andezitov v oblasti Močiara je dosť redukovaná (Polák 1963), možno usudzovať, že tu ide o kryhu vulkanitov mierne uklonenú do údolia Hrona, pokračujúcu z oblasti Močiara (obr. 1), alebo tento úklon je obrazom pôvodnej morfológie pred vyliatím mladých pyroxenických andezitov.

Pyroxenické andezity, spadajúce do obdobia medzi III. andezitovou a III. ryolitovou fázou, boli zrejme podstatne viac rozšírené ako ich nachádzame dnes. V dôsledku silnej deštrukcie stredného Slovenska nachádzame z nich často iba pomerne malé reliktu, takmer v celom areáli stredoslovenských neovulkanitov.



Obr. 1a



Obr. 1b

Obr. 1a–b. Geologické profily severnými výbežkami Štiavnického pohoria v smere S–J (obr. 1a) a Z–V (1b). Vysvetlivky: 1 – pyroxenický andezit, 2 – pyroklastiká pyroxenického andezitu, 3 – amfibol-biotitický andezit s pyroxénom, 4 – pyroklastiká amfibol-pyroxenického andezitu, 5 – pyroxenický andezit, 6 – pyroklastiká pyroxenického andezitu.

LITERATÚRA

[1] Fiala F. 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sbor, UÚG sv. XXIII. – 1956, 2. díl, Praha. – [2] Forgáč J., 1966: Správa o zostavovaní mapy 1 : 100 000 na liste Hronská Dúbrava. Archív GÚDŠ, Bratislava. – [3] Karolus K., 1935: Správa o geologickom výskume na liste Nová Baňa. Správy o geol. výskumoch v roku 1964. Bratislava. – [4] Kuthan M., 1963: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M – 34 XXXI, Nitra, Bratislava. – [5] Lukáč R., 1957: Petrografické a geologické pomery druhej vulkanickej periódy andezitov západne od Hronskej Breznice. Zborník, VIII, 1, Bratislava. [6] Polák S., 1963: Záverečná správa

o prieskume diatomitového ložiska Markuška. Geofond Bratislava. — [7] Polák S., 1964: Novšie poznatky o litológii diatomitového ložiska Markuška. Správy o geol. výskumoch v roku 1963. Bratislava. — [8] Rozložník L., 1966: Výskum hornín Štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metalogenéza. Archív GÚDŠ, Bratislava.

JOZEF FORGÁČ

Zur Stellung der jungen Pyroxenandesite in nördlichen Ausläufern des Štiavnica-Gebirges

Im südöstlichen Teil des Kremnica—Gebirges in der Mittelslowakei lagern oberhalb der Biotit-Amphibolandesite mit Pyroxen die Ergüsse der Pyroxenandesite und deren Pyroklastika (F. Fiala 1957). Während der Kartierungsarbeiten in den nördlichen Ausläufern des Štiavnica—Gebirges im Raume Jalná—Močiar—Hronská Breznica konnte man feststellen, dass die Andesite in diesem Gebiet eine Fortsetzung jener aus dem Kremnica—Gebirge darstellen. Den Eruptionen der Amphibol-Biotitandesite in den nördlichen Ausläufern des Štiavnica—Gebirges folgten Ergüsse der Pyroxenandesite, die vor den Rhyolitheruptionen beendet wurden. Die ursprüngliche Verbreitung der Pyroxenandesite, die jünger sind als die Amphibol-Biotitandesite, war wesentlich grösser als heutzutage. Infolge der starken Destruktion der vulkanischen Gebiete in der Mittelslowakei finden wir diese heute nunmehr in verhältnismässig kleinen breit zerstreuten Überresten.

Anna Vozárová—Minarovičová

Mineralogický výskum alúvia horného toku rieky Slanej

V rokoch 1965—66 som sa zaoberala zberom a štúdiom šlichového materiálu z náplavov horného toku rieky Slanej (list Dobšiná; časť vzoriek mi dodal L. Snopko). Pri spracovaní bol zachovaný postup uvádzaný E. W. Kopčénovou (1955). Vyrýžovaný materiál bol najprv rozdelený pomocou sít na jednotlivé zrnitostné frakcie (0,5—0,05 mm). Najbohatšia na akcesorické minerály a najvhodnejšia pre optické štúdium je frakcia pod 0,25 mm. Ťažká frakcia bola získaná delením v bromoforme; ručným magnetom bol z nej oddelený materiál silne magnetický a elektromagnetom stredne a slabo magnetický. Takto rozdelené minerály ťažkej frakcie som študovala pod binokulárnou lupou a pomocou práškových výbrusov i v polarizačnom mikroskope. Z monominerálnych frakcií sa vyhotovili fot. snímky a určili niektoré optické dáta.

Amfibol vo väčšom množstve bol zistený vo vzorkách z okolia Rejdovej, a Vyšnej Slanej (vz. č. 14, 16). Tvorí stĺpcovité až ihličkovité kryštáliky, predĺžené podľa osi *c*; má dokonalú amfibolovú štiepnosť, prejavujúcu sa štiepnými trhlkami v smere predĺženia. Pôsobením mierného tlaku sa kryštáliky rozpadávajú na drobné ihličky, prípadne nepravidelné úlomky. Obmedzenie zŕn na kratších stranách je nerovné. Amfibol je krehký, zelený, zeleno-čierny. Vryp má biely, priečny lom nerovný, lesk skelný. V prechádzajúcom svetle

sú silnejšie kryštály pleochroické. Zháša šikmo: $\gamma/c = 11-20^\circ$. Bežné sú uzavreniny magnetitu. Oddeluje sa vo frakcii stredne magnetickej. Mineralogicky ide o *aktinolit* a *obecný amfibol*.

Anatas je v študovaných vzorkách veľmi zriedkavo (vz. č. 29). Vytvára dipyramidálne kryštáliky (tab. XVI obr. 4), alebo drobné úlomky. Pyramidálne plôšky na kryštáloch sú ryhované. Je modrozelenej farby, diamantového lesku, krehký, nepriehľadný. Vyskytuje sa výlučne vo frakcii nemagnetickej.

Apatit patrí k najbežnejším minerálom. V pozoruhodnejších koncentráciách je zastúpený v šliach z prítokov Dobšinského potoka a rieky Slanej v okolí Rejdovej a V. Slanej (vz. č. 23, 2, 7, 10, 13, 18, 19). Tvorí podlhovasté, prípadne vajcovito zaoblené zrnká, na povrchu obrúsené, zriedkavejšie idiomorfne, hexagonálne hranoly úlomkovite zakončené, alebo tabuľkovité kryštáliky podľa plochy spodovej. Obsahuje číre alebo tmavé nepravidelne usporiadané uzavreniny. Niekedy sa v ňom nachádzajú tmavé jadrá. Kryštály apatitu sú obyčajne číre, niekedy s odtieňom do žltá alebo ružova, menej často slabo zakalené; vzácne sú potiahnuté po puklinkách, alebo po celom povrchu limonitovým povlakom. Apatit má lesk skelný, pokiaľ je obrúsený matný; býva priehľadný, krehký, nemagnetický. V prechádzajúcom svetle sa vyznačuje nízkym dvojlomom, vysokým indexom lomu a rovnobežným zhášaním.

Arzénopyrit sa zistil iba v jedinej vzorke (vz. č. 31—Vlachovský potok). Tvorí nepravidelné šedé, striebrobiele ostrohranné úlomky. Zriedka sú zachované ryhované plôšky. Má nerovný lom, kovový lesk a na niektorých zrnkách slabé červenofialovočierne nálety oxidov železa. Je nemagnetický, v prípade náletov oxidov železa slabo magnetický.

Baryt sa často nachádza hlavne vo vzorkách z oblasti bane Július a Simona (vz. č. 3, 4, 5). Ide obvykle o úlomky tabuľkovitých kryštálikov, čiastočne obmedzených štiepnými trhlinkami. Na zrnkách sa prejavujú obidva systémy štiepatelnosti — podľa (001) i (110). Baryt býva číry, alebo mliečno biely, zakalený. Lom je nerovný, vryp biely, tvrdosť nízka, lesk skelný, perleťový alebo matný. Nevodí elektrinu, koncentruje sa vo frakcii nemagnetickej.

Epidot tvorí podlhovasté kryštáliky, pretiahnuté podľa osi b, prípadne ostrohranné zrnká. Na plochách ortodiagonálnych pozorovať často ryhovanie. Je to minerál priehľadný, niekedy slabo zakalený, skelného lesku, žltej a žltozelenej farby. V polarizačnom mikroskope sa vyznačuje výrazným reliéfom, interferenčnými farbami škvrnitého charakteru, rovnobežným alebo mierne šikmým zhášaním. V hrubších zrnkách býva pleochorický. Koncentruje sa vo frakcii stredne magnetickej.

Granáty sa vyskytujú v menšom množstve vo väčšine vzoriek hlavne z oblasti Rejdovej, Slanej a Dobšinského potoka. Tvorí ostrohranné zrnká, na ktorých sú zachované plôšky (110), a typické granátové tvary: dvanásťsten kosoštvorcový, dvadsaťštvorsten deltooidový. Na plôškach (110) poz-

rovať niekedy stopy po leptaní. Ich farba býva žltá, oranžová, medovožltá, rúžova, medovožltohnedá, vzácné zelená. Majú nerovný lom, sú priehľadné so silným skelným leskom. V polarizačnom mikroskope sú izotropné, s vysokým pozitívnym reliéfom. Sú stredne magnetické, svetlo sfarbené odrody slabomagnetické.

Hematit sa našiel takmer vo všetkých vzorkách, vo väčšom množstve v šlichoch z okolia obcí Vlachovo, Kocelovce a Roštár (vz. č. 38, 39, 41, 36). Tvorí prevažne úlomky tabuľkovitých kryštálikov často s trigonálnym ryhovaním, ktoré sú čiernej farby a silného kovového lesku. Má nerovný lom a červený vryp. Ak je prítomný v tenších tabuľkách, presvitá do červena. Koncentruje sa vo frakcii strednemagnetickej.

Chalkopyrit sa vyskytuje iba vo vzorkách č. 34 a 8. Vytvára nepravidelné zrníčka sýtožltej farby, potiahnuté pestrými nábehovými farbami. Je nemagnetický.

Chlority sú zastúpené v podradnom množstve. Typické sú pseudohegonálne kryštály, s výbornou štiepatelnosťou podľa plochy spodovej, alebo samostatné štiepne lupienky. Farba je zelená, čiernozelená a šedozelená. Majú nízku tvrdosť a perleťový lesk. Prechádzajú do stredne, tiež slabomagnetickkej frakcie, v závislosti od obsahu železa.

Ilmenit sa relatívne hojne nachádza vo vzorkách zo Súľovského potoka a Vlachova (vz. č. 27—32, 38). Časté sú nepravidelné zrnká, alebo tabuľkovité kryštáliky trigonálneho habitu, na hranách zaoblené. Má silný kovový lesk, lastúrnatý lom a čiernu farbu s modrastým odtieňom. Býva potiahnutý povlakmi svetlého leukoxénu. Vyskytuje sa v stredne i slabomagnetickkej frakcii, v závislosti od hrúbky povlakov (leukoxénu).

Leukoxén predstavuje produkt premeny ilmenitu, na ktorom tvorí svetlý povlak, alebo nepravidelné, dokonale zaoblené úlomky, biele, žltkavé, prípadne hnedasté. Je nepriehľadný, matného povrchu, porcelanovitého vzhľadu. Patrí medzi minerály nemagnetické.

Magnetit patrí k priebežným minerálom. V extrémnom množstve sa nachádza vo vzorkách z oblasti Dobšinského potoka a obce Roštár (vz. č. 36, 20, 22). Tvorí nepravidelné zrnká, oktaedry, spojky tvarov (111), (001) i zrasty podľa (111) a charakteristické guľôčky. Na plôškach (111) pozorovať stopy po leptaní. Je hrdzavo čiernej farby, rôzne lesklý, niekedy na povrchu silne limonitizovaný. Máva uzavrené ihličky hematitu, prípadne je celý martitizovaný. Charakteristický je silnou magnetičnosťou.

Pyrit sa zistil vo všetkých vzorkách. Má charakteristický habitus — krychlu a rombický dodekaeder; okrem toho vytvára rôzne spojky, zrasty a nepravidelné úlomky. Len veľmi zriedka je čerstvý, mosadzne žltej farby; najčastejšie je úplne limonitizovaný, červenohnedej farby, niekedy s čiernymi povlakmi na povrchu. Limonit tvorí dokonalé pseudomorfózy, často so za-

chovaným ryhovaním na plochách kocky. Čerstvé pyrity sú slabo magnetické, prípadne nemagnetické; limonitizované sú obyčajne silnejšie magnetické v závislosti od hrúbky limonitového povlaku.

Rutil je veľmi málo zastúpený (vz. č. 43, 39). Má ihličkovitý habitus s typickým ryhovaním na plôškach hranolov. Kryštály sú červenohnedé, nepriesvitné, silného lesku. Je to minerál nemagnetický.

Siderit je výraznejšie koncentrovaný hlavne v blízkosti banských diel. Vytvára typické klencové kryštáliky, poprípade nepravidelné zrnká s klencovou odlučnosťou. Štiepné klence bývajú často porušené a na hranách obrúsené. Siderit je žltý, žltočervený, žltohnedý, príp. červenohnedý, obvykle priesvitný až priehladný, skelného lesku. Vryp má biely, tvrdosť nízku. Po štiepných puklinkách býva limonitizovaný; zriedkavo postihuje táto premena i celý kryštál. V polarizačnom mikroskope sa vyznačuje tzv. pseudopleochroizmom, podmieneným rozdielnymi indexami lomu. V dôsledku čiastočnej limonitizácie je siderit strednemagnetický.

Titanit sa zistil vo vzorkách č. 35 a 30. Ide o niekoľko slabo oválaných úlomkov, zriedka písmenkovitého tvaru, žltej, žltohnedej farby. Je priehladný, silne skelne lesklý. Koncentruje sa v nemagnetickej frakcii.

Turmalín je bežne zastúpený. V šlichoch vytvára predovšetkým stĺpčekovité kryštáliky trigonálneho habitu, úlomkovite zakončené. Vertikálne pásmo hranolové býva pozdĺžne ryhované. Stĺpčeky turmalínu majú na priereze tvar hexagonu alebo sférického trojuholníka. Prítomné sú i dokonale zaoblené úlomky, obrúsené, s matným povrchom. Pozorovaná bola nepravidelná odlučnosť podľa plochy spodovej. Je priehladný, skelného lesku. Farbu má čiernu, hnedú, čiernohnedú, zelenú, zelenohnedú, menej často modrú, modrošedú, zriedka medovožltú a žltú. V prechádzajúcom svetle má výrazný pleochroizmus. Svetelný lom: $\alpha = 1,637$; $\gamma = 1,665$; $c = 0,028$ (u hnedo sfarbených turmalínov stanovený variačnou metódou). Pozorované je znovuvyhodenie a dorastanie turmalínu kremeňom. Farba minerálu sa mení niekedy i v rámci samotného kryštálu; tak hnedý turmalín prechádza do medovožltého až žltého. Je stredne až slabo magnetický.

Zirkón patrí k bežným minerálom. Pozoruhodnejšie koncentrácie sú vo vz. č. 23—43. Vytvára dlho a krátkostĺpčekovité kryštály, nepravidelné úlomky a vajcovito zaoblené zrná. Na spojkách idiomorfných kryštálov prevládajú tvary (110) (111) (311). Svetloružové, žltkavé a červené odrody sú priehladné, a pokiaľ nie sú oválané a obrúsené, majú silný skelný lesk. Často sa vyskytujú i číre zirkóny. Zriedkavejšie sú odrody šedohnedej a hnedej, ktoré sú nepriesvitné. V polarizačnom mikroskope sa chovajú tieto ako izotropné minerály. V strednej časti kryštálov bývajú číre i tmavé uzavreniny, zväčša chaoticky usporiadané. Vyskytujú sa v nich i tmavé jadrá. Zirkón má vysoký index lomu i dvojlomu; je elektricky nevodivý, nemagnetický.

Územie, z ktorého bol odoberaný šlichový materiál je geologicky veľmi pestré. Predstavuje uzol, v ktorom vystupuje porfyroidová a rakovecká (fylito-diabázová) séria, gemeridný karbón a perm, veporidné kryštalinikum a mezozoikum a mezozoikum centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. V študovanej oblasti sa nachádzajú aj početné ložiská, ktoré sa svojimi minerálnymi asociáciami tiež podieľajú na miner. zložení šlichov.

Z kvantitatívneho vyhodnotenia vzoriek vyplývajú tieto výsledky: pyrit, hematit, turmalín, zirkón, apatit a magnetit sú zastúpené vo všetkých vzorkách, siderit, baryt, ilmenit, leukoxén, amfibol, granát a epidot v pozoruhodnejších koncentráciách len v niektorých. Zriedkavo sú prítomné: titanit, rutil, arzénopyrit, chalkopyrit, anatáz a opál. Silnejšie koncentrácie barytu, sideritu a hematitu sú viazané na výskyt banských diel (vz. č. 1, 3, 4, 5, 36). Amfibol a granáty sa našli len vo vzorkách z oblasti Rejdovej, Vyšnej Slanej a Dobšinského potoka (vz. č. 14, 16, 18, 19, 13, 20—23). Ilmenit, titanit, leukoxén, anatáz a rutil pochádzajú najmä z náplavov Súľovského potoka a prítokov rieky Slanej v oblasti južne od Vlachova (vz. č. 23—43).

Zaujímavý je vzťah apatitu a zirkónu; obidva patria k minerálom priebežným, ale ich kvantitatívne zastúpenie sa mení. V oblasti Rejdovej, Vyšnej Slanej a Dobšinského potoka (vz. č. 1—23) sa vyskytuje apatit v hojnejšom množstve ako zirkón, naopak v oblasti južne od Vlachova je relatívne viac zastúpený zirkón

Identifikované ťažké minerály sú rozmanitého pôvodu. Môžu sa ako akcesórie vyskytovať v petrograficky rozdielnych horninách. Zistené minerály sú mechanicky značne odolné (zirkón, turmalín, granáty, rutil, apatit, rudné minerály). Väčšina z nich pochádza zo sedimentárnych hornín, t. j. boli už raz vytriedené a preplavené. Menej stabilné zložky sa dostali do náplavov z blízkych rudných žíl.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektorovala dr. M. Marková, CSc.

LITERATÚRA

- [1] Čujeva M. N., 1954: Praktičeskoe rukovodstvo po rozdeleniju mineralov v ťažolyh rastvorenijach i soljach. Moskva. — [2] Hovorka D. — Hvoždara P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. Acta geologica č. 9, Bratislava. — [3] Kopčénova E. V., 1940: Metodika količestvennogo šlichovogo analiza. Trudy VIMS, vyp. 158, Moskva. — [4] Kopčénova E. V., 1940: Mineralogičeskij analiz šlichov. Trudy VIMS vyp. 161, Moskva. — [5] Kopčénova E. V., 1947: Polevyje metody šlichovogo analiza. Sov. geol. 21, Moskva. — [6] Mišík M., 1965: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. sbor. VI/3—4, Bratislava. — [7] Rost R., 1965: Ťežké minerály; príručka k určovaniu ťežkých minerálu. — [8] Wyatt M., 1954: Zircons as provenance indicators. Amer. Journ. 39, No 11—12.

Vysvetlivky k tabuľkám XV—XVI

Tab. XV.

Obr. 1. Skupina prizmatických kryštálov zirkónu, z ktorých sú niektoré zakončené úlomkovito, iné vajcovito zaoblené a obrúsené. — Obr. 2. Úlomky hranolových kryštálov turmalínu s pozdĺžnym ryhovaním a nepravidelnou odlučnosťou podľa spodovej plochy. — Obr. 3. Kryštály amfibolov na konci „rozstrapkané“ so štiepnymi trhlinkami v smere predĺženia. — Obr. 4. Pyrit na povrchu limonitizovaný. — Zväčš. obr. 1,2 a 4 27 krát, č. 3 21 krát.

Tab. XVI.

Obr. 1. Tabuľkovité kryštáliky ilmenitu trigonálneho habitu, na hranách zaoblené, potiahnuté povlakmi svetlého leukoxénu. — Obr. 2. Dokonale zaoblené úlomky svetlého leukoxénu. — Obr. 3. Nepravidelné úlomky magnetitu. — Obr. 4. Dipyramidálny kryštál anatasu. Obr. 1—3 zväčš. 27 krát; obr. 4 170 krát. Foto Vrbovský.

Anna Vozárová—Minarovičová

Mineralogische Untersuchungen der Aluvialablagerungen im oberen Slaná-Flussbett

In den Jahren 1965 und 1966 haben wir die Schlichproben der Aluvialablagerungen aus dem oberen Flussbett von Slaná (Blatt Dobšiná) mineralogisch untersucht. Mit Hilfe der optischen Methoden wurden in den Anschwemmungen folgende Schwerminerale identifiziert: Amphibol, Anatas, Apatit, Arsenopyrit, Schwerspat, Epidot, Granat, Haematit, Chalkopyrit, Illmenit, Leukoxen, Magnetit, Pyrit, Rutil, Siderit, Titanit, Turmalin und Zirkon. Sie stammen aus verschiedenen, petrographisch unterschiedlichen Gesteinen dieses Gebietes. Alle festgestellten Minerale sind mechanisch stark widerstandsfähig (Zirkon, Turmalin, Granat, Rutil, Apatit, Erzminerale). Wir nehmen an, dass die meisten von ihnen aus den Sedimentgesteinen stammen (d. h. sie wurden bereits aussortiert und überschwemmt). Die weniger stabilen Komponenten (Schwerspat, Siderit, Haematit) gelangten in die Anschwemmungen aus den naheliegenden Erzgängen.

Erklärungen zu den Fotoabbildungen auf Taf. XV—XVI

Taf. XV.

Abb. 1. Eine Gruppe prismatischer Zirkonkristalle: einige von ihnen sind scharfkantig, andere wiederum abgerundet. — Abb. 2. Bruchstücke der Turmalinkristalle mit längsgerichteten Rillen und unregelmässiger Absonderung. — Abb. 3. Amphibolkristalle mit längsgerichteten Rillen. — Abb. 4. Der an der Oberfläche limonitisierte Pyrit. Alles 27 x vergrößert.

Taf. XVI.

Abb. 1. Tafelförmige Illmenitkristallchen vom trigonalen Habitus, mit abgerundeten Kanten und mit hellem Leukoxen überzogen. — Abb. 2. Vollkommen abgerundete Bruchstücke des hellen Leukoxen. — Abb. 3. Unregelmässige Bruchstücke des Magnetit. Abb. 1—3 vergrößert 27 x. — Abb. 4. Die dipyrimidale Form des Anataskristalls, vergrößert 170 x. Alles foto Vrbovský.

Minerálne vody v intraviláne Piešťan?

Výskyt sírovodíkových termálnych vôd v Piešťanoch sa podľa doterajších poznatkov obmedzuje na ľavú stranu Váhu v južnej časti Kúpeľného ostrova, na Obtokové rameno v jeho dolnej časti a na jeho ľavý breh (2, 3, 4, 5, 6). Z geologického hľadiska je podmienený hydromechanizmom termálneho sifónu, ktorého výstupnú vetvu tvorí pásмо pozdĺžnych a priečnych zlomov, križujúcich sa práve v južnej časti Kúpeľného ostrova. V mieste križovania týchto zlomov sú výstupové cesty najlepšie otvorené a siahajú až k vrstvám najmladších, dobre priepustných naplavenín. Preto sa tu môžu vyskytovať vývery termálnej vody s výdatnosťou až desiatok litrov za sekundu.

V Piešťanoch a v ich okolí však stále kolujú nepotvrdené správy o výskyte minerálnych a termálnych vôd i na pravom brehu Váhu. Možnosť takéhoto výskytu nie je síce vylúčená, ale je veľmi málo pravdepodobná, aspoň pokiaľ by išlo o väčšie využiteľné množstvá. Neogénna (mladotretihorná) výplň povážskej prepadliny je v týchto miestach nepomerne mocnejšia, aj mocnosť nepriepustných pelitických sedimentov je väčšia ako v oblasti Kúpeľného ostrova (4, 5, 6). Nie je tu však overený priebeh, resp. doznievanie zlomovej tektoniky. Možnosť výskytu teda nie je vylúčená. V minulosti však hydrogeologický prieskum nezistil takéto výskyty minerálnych vôd.

V nedávnom čase nás pri prieskumných prácach, vykonávaných v rámci anotácie upozornili občania Piešťan na podozrivý zápach vody v razených studniach na Školskej ulici. Toto miesto z geologického hľadiska vyplňujú vážske štrkové, pieskové a bahenné naplaveniny, resp. naplaveniny potoka Dubové (1). Mocnosť týchto kvartérnych vrstiev nie je známa, činí však viac ako 20 m. Studne sú razené do hĺbky 4—6 m.

Odobrali sme vzorky z podozrivých 6 studní týchto záhrad: číslo parcely — záhonu 1595/19 — studňa 1; 1612/24 — studňa 2; 1612/28 — studňa 3; 1612/33 — studňa 4; 1612/11 — studňa 5 a 1611/10 — studňa 6; čísla záhonov sú vypísané zo situačného plánu Piešťan. Treba poznamenať, že obyvatelia rodinných domov, postavených v tejto ulici oproti týmto záhradám, uvádzajú, že aj v ich studniach páchla voda po síre. Pretože však tieto domy sú už napojené na mestský vodovod a studne sú zasypané, nebol odber vody na analýzu možný.

Analýza vôd je uvedená v tabuľke. Chemickú analýzu vôd vyhotovilo chemické laboratórium Inžiniersko-geologického a hydrogeologického prieskumu, n. p., závod Žilina. Voda zo studne č. 3 sa odobrala na analýzu 26. 10. 1966, pri teplote vzduchu 14 °C, analýza sa vyhotovila v novembri 1966. Voda z ostatných studní bola odberaná 17. 3. 1967, pri teplote vzduchu 11,5 °C, analyzovaná v marci 1967.

Rozbor vody

	studňa 1 84/67	studňa 2 80/67	studňa 3 262/66	studňa 4 81/67	studňa 5 83/67	studňa 6 82/67
Dátum odberu:	17. 3. 67	17. 3. 67	26. 10. 66	17. 3. 67	17. 3. 67	17. 3. 67
Teplota vody:	11,0	11,0	12,0	11,5	11,0	11,0
Teplota vzduchu:	7,5	11,5	14,0	11,0	9,0	8,0
Špecifická váha:	1,0011	1,0011	1,0001	1,0007	1,0008	1,0008
Mineralizácia:	1294,1	1296,1	964,7	953,1	991,2	980,0
Li·	1,40	1,0	—	0,9	1,4	1,4
Na·	56,8	59,6	32,0	34,0	36,0	34,4
K·	7,8	8,0	4,0	6,0	6,0	6,0
NH ₄ ·	0,07	0,07	0,2	0,17	0,17	0,17
Ca··	207,61	205,21	164,32	152,3	161,92	162,72
Mg··	56,91	59,34	44,26	45,72	44,26	44,26
Fe···	0,10	0,14	1,14	0,25	0,28	0,32
Mn··	0,31	0,30	0,65	0,94	1,51	0,88
Cl'	65,00	66,0	51,0	50,0	52,5	52,5
J'	stopy	stopy	—	stopy	—	—
SO ₄ ''	351,83	350,59	185,99	195,05	204,10	202,45
NO ₂ '	0,09	0,02	0	0,25	0,02	0,02
NO ₃ '	70,0	70,0	2,0	18,00	11,0	11,0
PO ₄ '''	0,15	0,09	stopy	stopy	stopy	stopy
HCO ₃ '	463,73	463,73	469,83	433,22	457,6	451,53
H ₂ SiO ₃	11,03	11,03	7,79	14,28	11,03	11,03
HBO ₂	1,3	1,0	1,5	1,60	3,4	1,4
voľný CO ₂	16,72	13,30	61,40	37,40	22,88	16,72
voľný H ₂ S	0,07	0,07	1,14	0	0,09	0,05

* Uvádza sa iba čiastkové rozbor, úplné rozbor sa nachádza na IGH T – Žilina, pracovisko Piešťany. str. 25 – R. –

U vody zo studní č. 4, 5, 6 sa zistila mineralizácia pod 1000 mg/l. Voda zo studne č. 1 a 2 mala celkovú mineralizáciu 1294,1, poľ. 1296,1 mg/l a podľa ČSN: 86 : 8000 ide o slabu mineralizovanú hydrouhličitano-síranovú vápenato-horečnatú vodu, hypotonickú, studenú. Voda zo studne č. 3 je sírna, hypotonická, studená. Za zmienku ešte stojí, že studne č. 1–3 sa nachádzajú vedľa seba na vzdialenosť 10–20 m. Studne č. 4–6 sú od seba vzdialené 50–150 m.

Chemickou analýzou sa v jednej vzorke zistil obsah H₂S : 1,14 mg/l, vo všetkých mineralizácia od 953 do 1296 mg/l. Z chemického hľadiska ide tu približne o typ piešťanskej termy, ale chladnej akiste zmiešanej s podpovrchovými vodami. Obsah H₂S má však neistý pôvod (môže pochádzať aj zo zahŕňajúcich organických látok).

Odpoveď na otázku, akého pôvodu sú tieto vody a či ide o nový výskyt minerálnej vody v Piešťanoch, môže dať iba podrobnejší geochemický, resp. hydrogeologický prieskum.

Záver: V práci sa podáva analýza vody zo šiestich studní v Piešťanoch na Školskej ulici, na pravej strane Váhu, v samom intraviláne mesta. V studni č. 1 a 2 je voda: slabu mineralizovaná hydrouhličitano-síranová vápenato-

horečnatá, hypotonická studená. Vodu zo studne č. 3 vo vzorke z r. 1966 možno klasifikovať ako sírnu, hypotonickú, studenú. Voda zo studní č. 4—6 mala mineralizáciu pod 1000 mg/l.

LITERATÚRA

- [1] Geologický profil č. 1750/jún 1965, vyhotovený Inžiniersko-geologickým a hydrogeologickým prieskumom, n. p. závod Bratislava. — [2] Hynie, O.: Hydrogeologie ČSSR. (ČSAV, Praha 1963). — [3] Maheľ, M.: Obalová séria Inovca. (Geologický sborník r. 1., č. 1., 47—58). [4] Maheľ, M.: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. (Geologický sborník, r. 1., č. 1, 94—105). — [5] Maheľ, M.: Minerálne pramene Slovenska zo zreteľom na geologickú stavbu. (Práce Štátneho geologického ústavu, Bratislava, 1952). — [6] Prát, S.: Piešťanské vody (Príroda, r. 43, Brno, 1950).

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 46

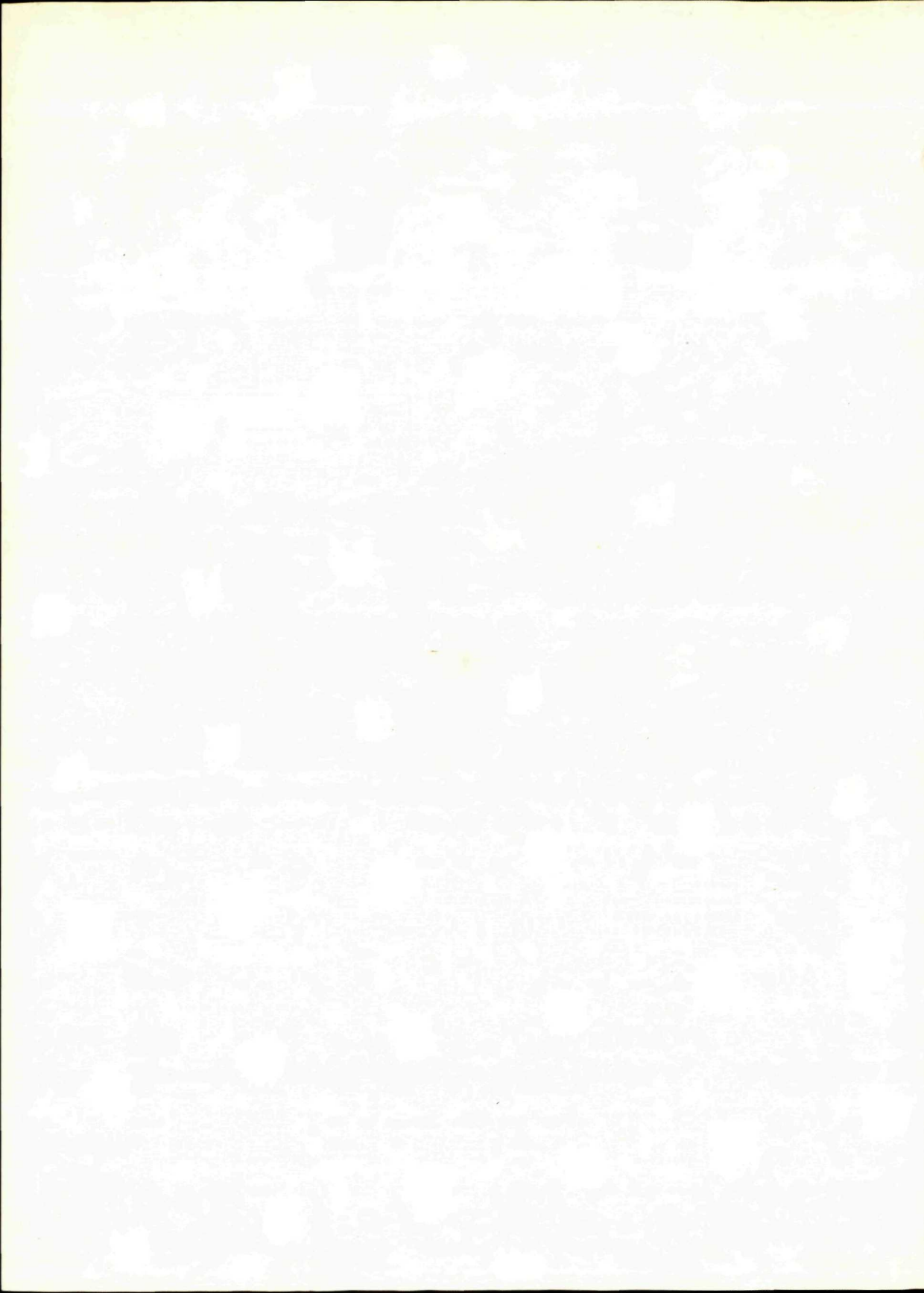
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave vo Vy-
davateľstve SAV v Bratislave roku 1968

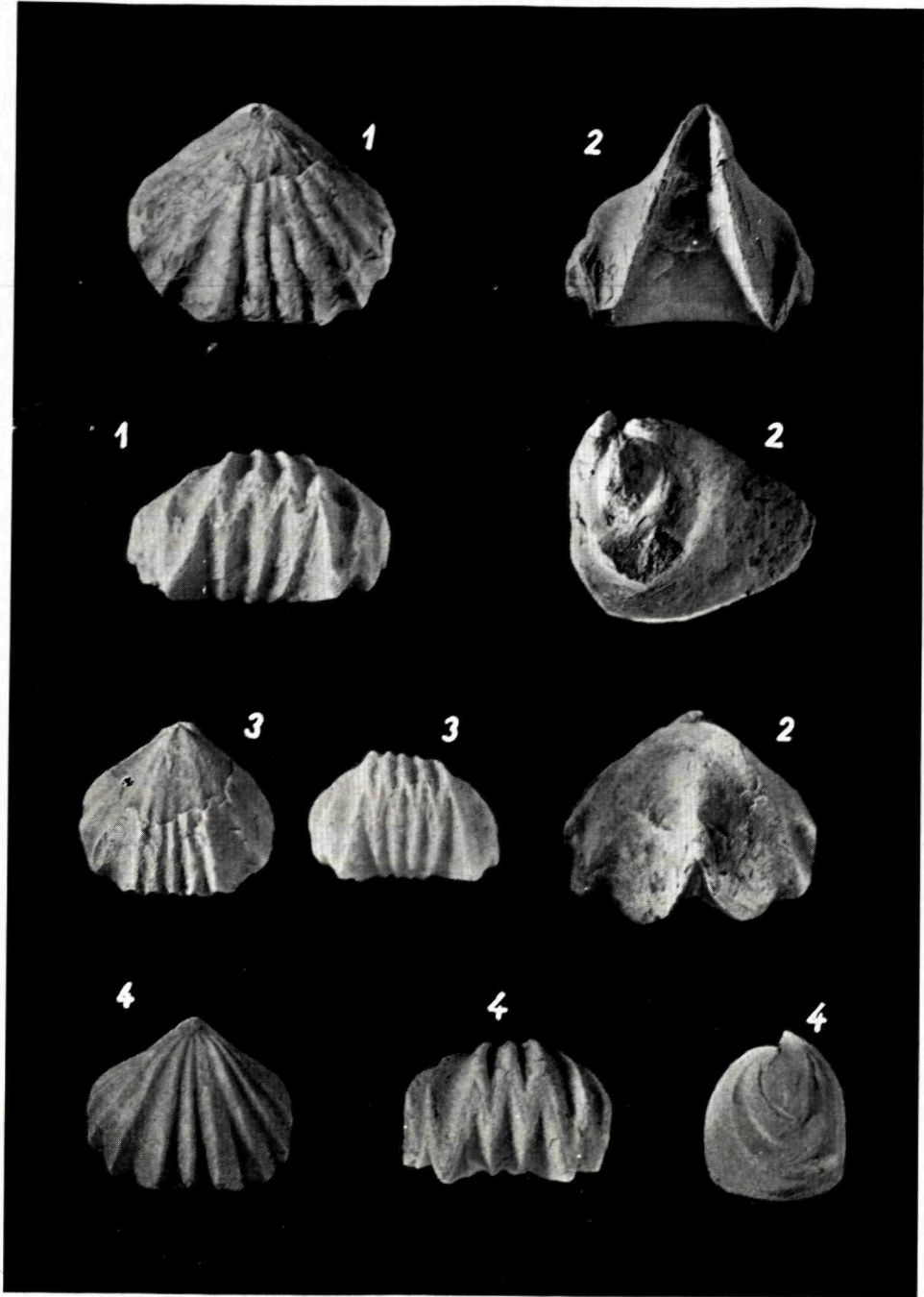
Vedecký redaktor: dr. Ondrej Samuel CSc

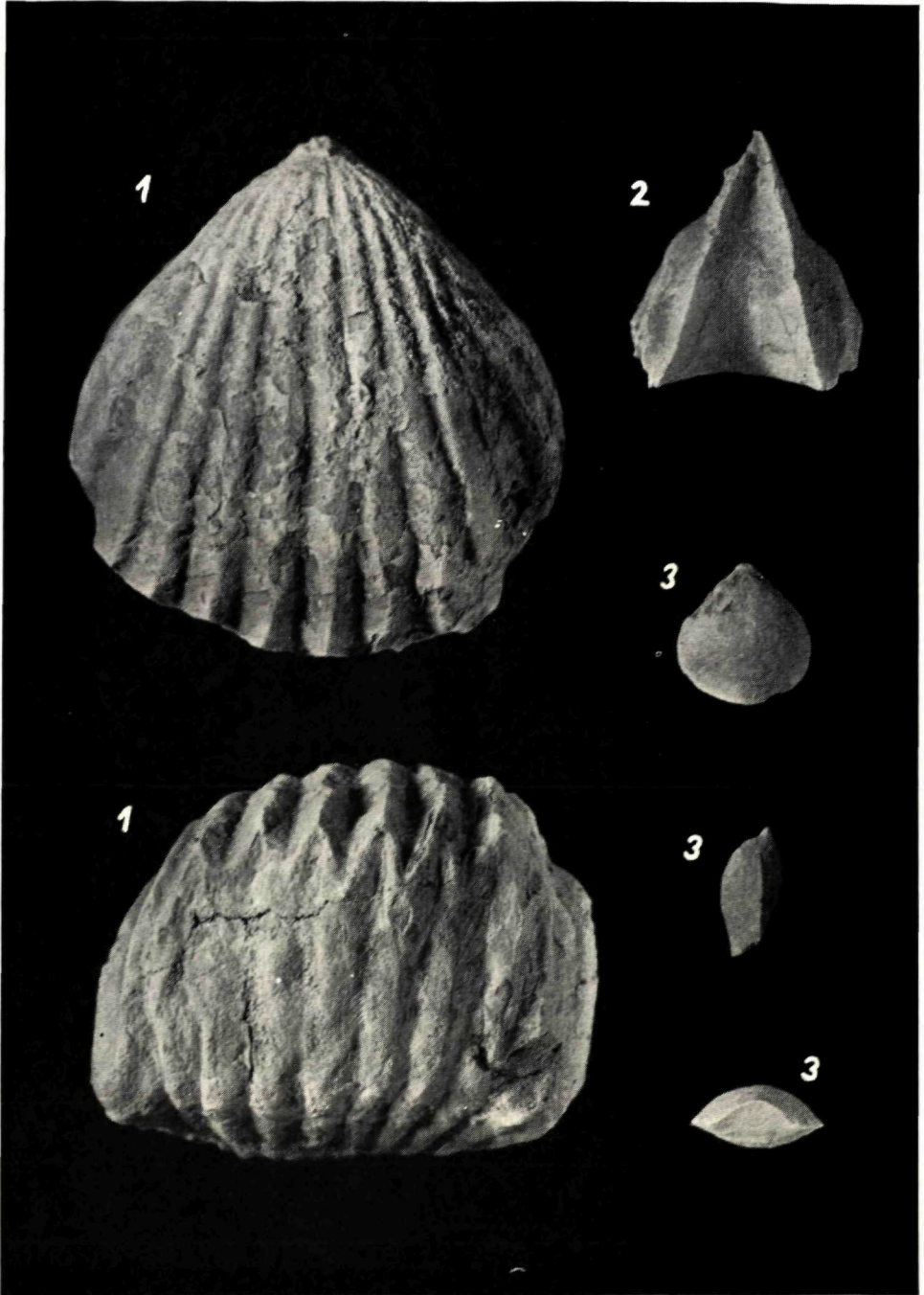
Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom
garmond. Pov. 1068/67—I, AH 17,86, VH 18,29

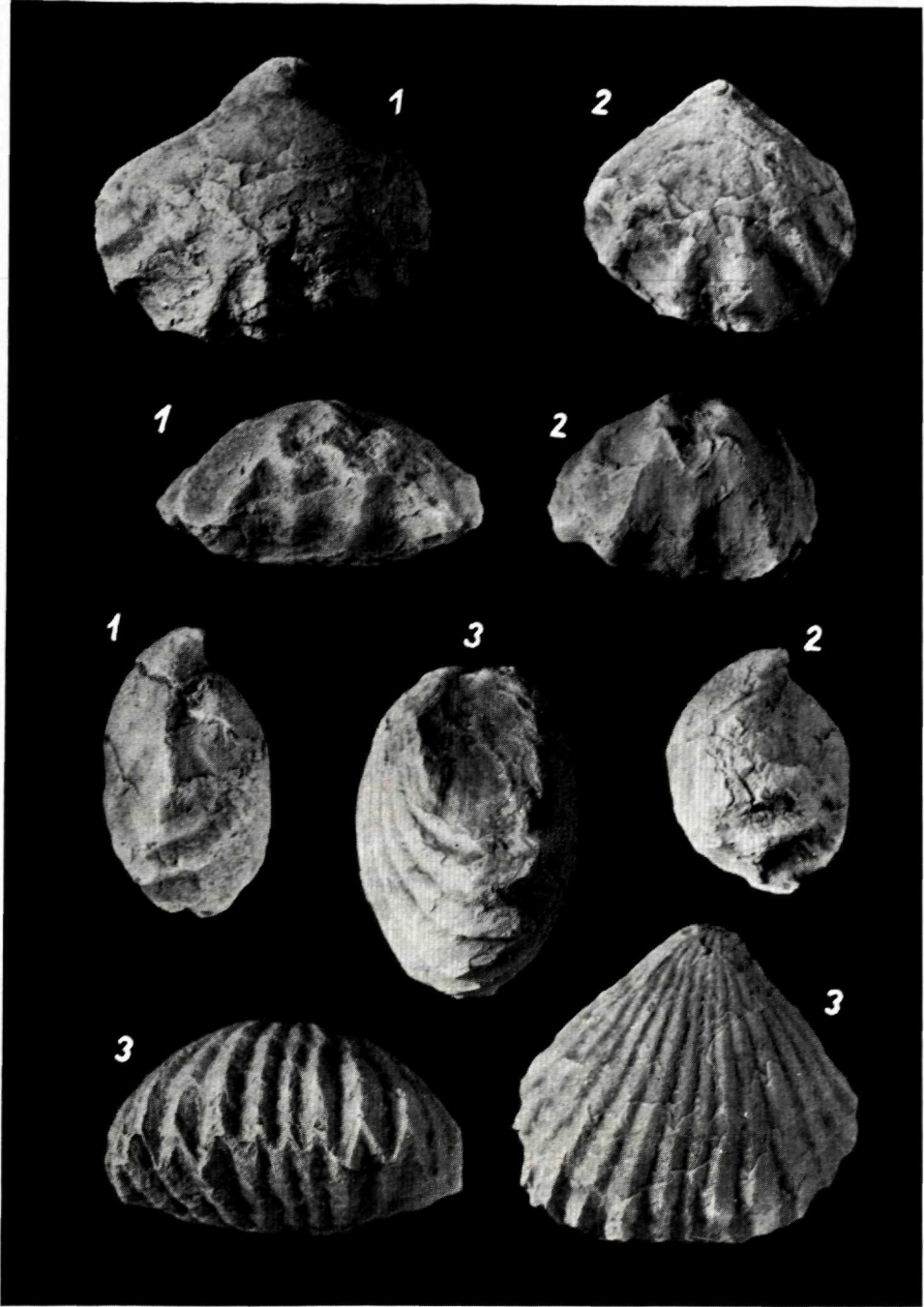
Tematická skupina 03/9

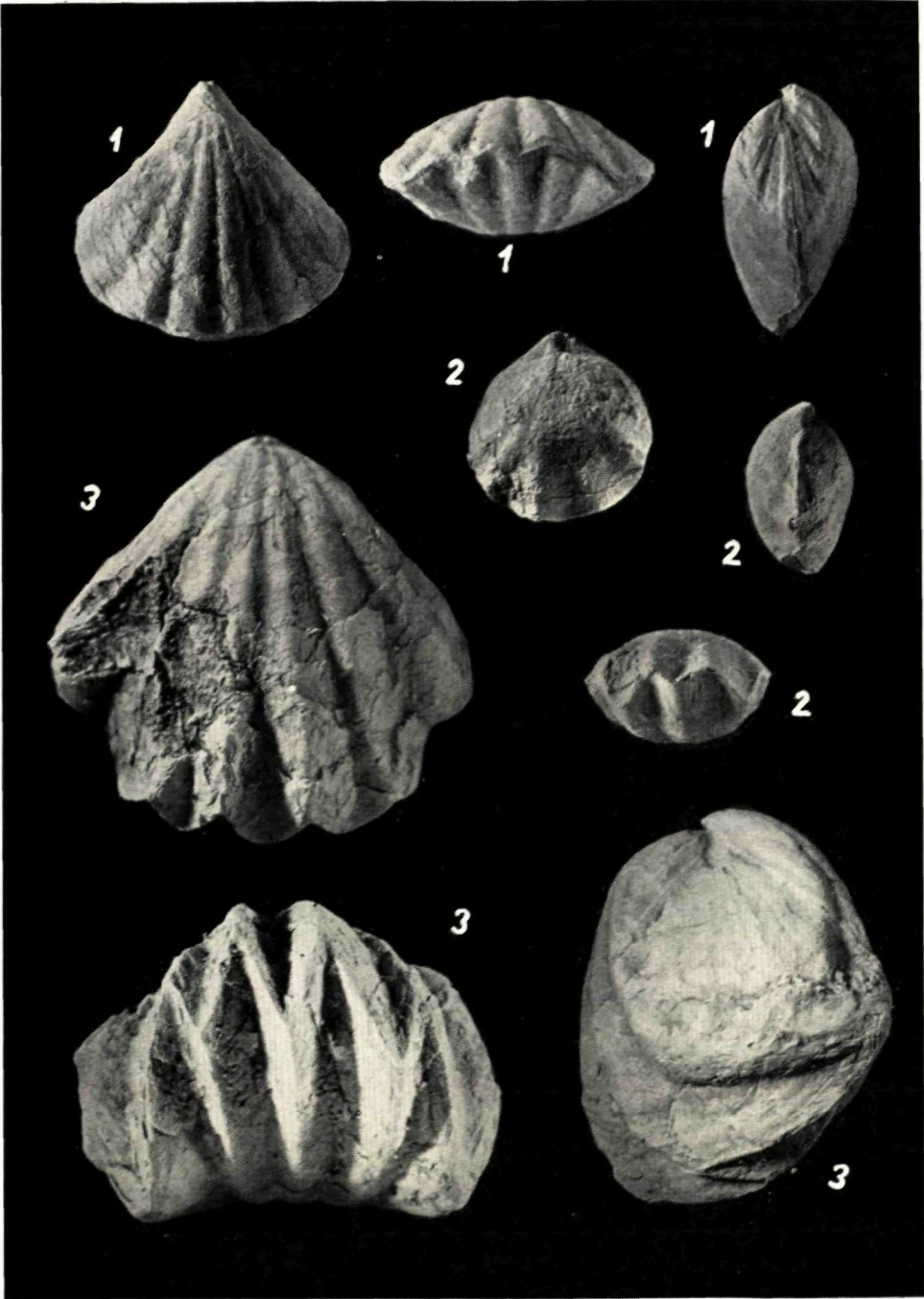
Cena brož. Kčs 25,—

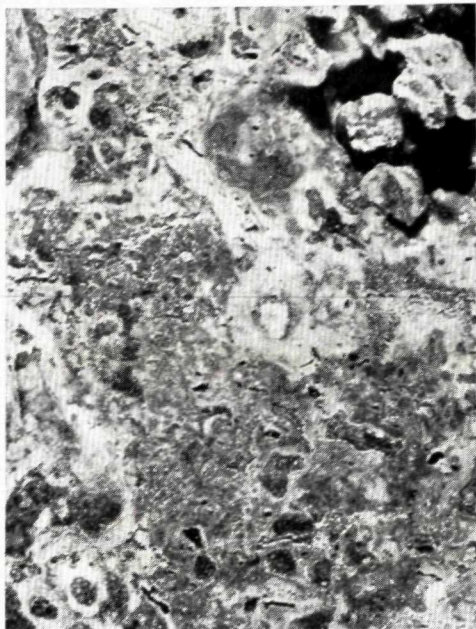




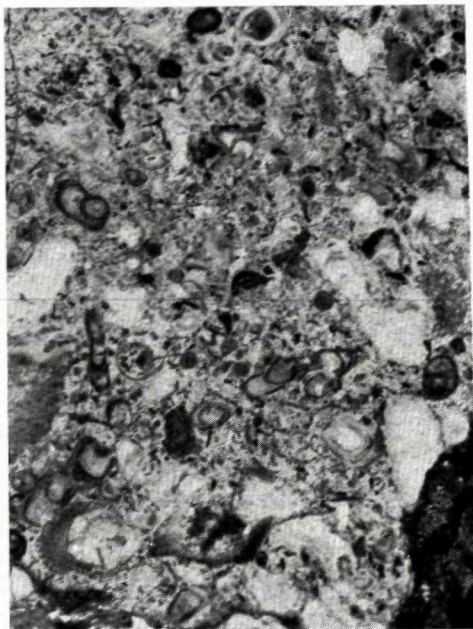




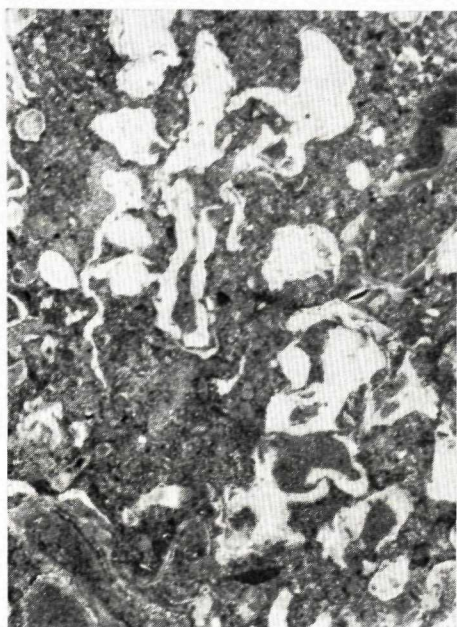




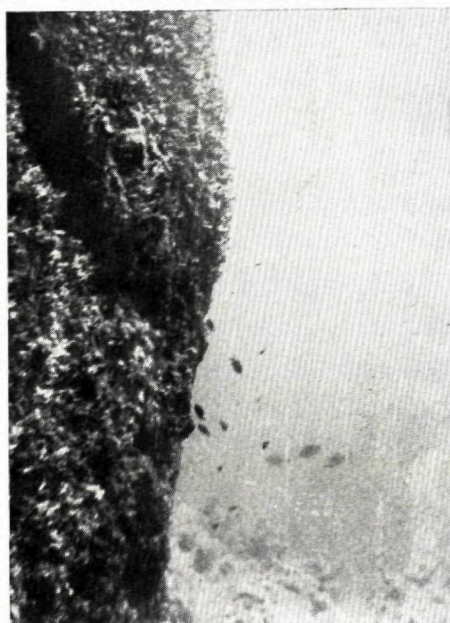
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



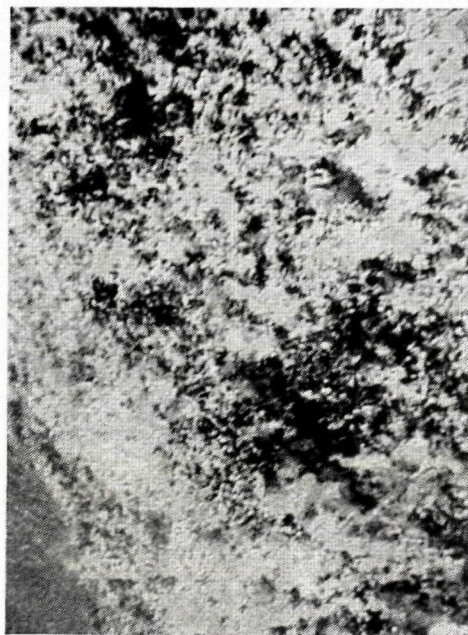
Obr. 2



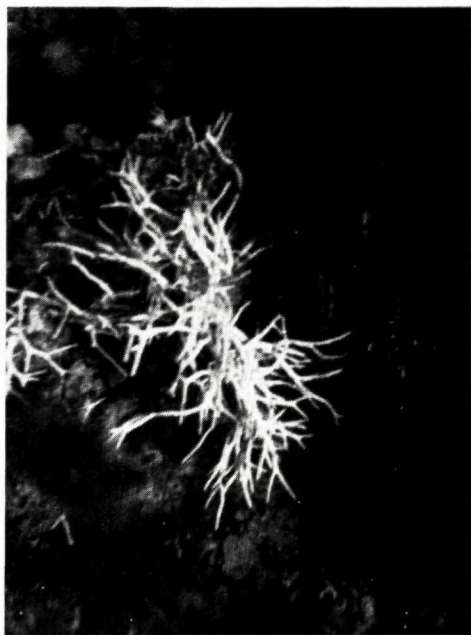
Obr. 1



Obr. 2



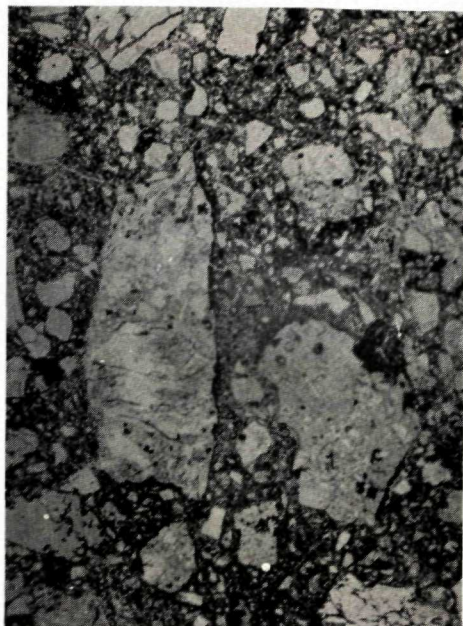
Obr. 3



Obr. 4



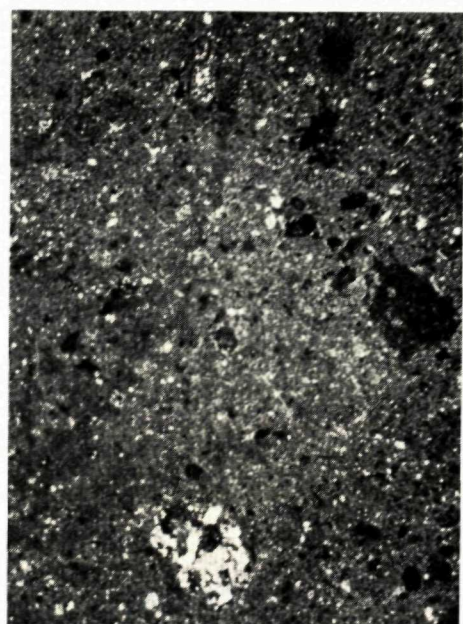
Obr. 1



Obr. 2



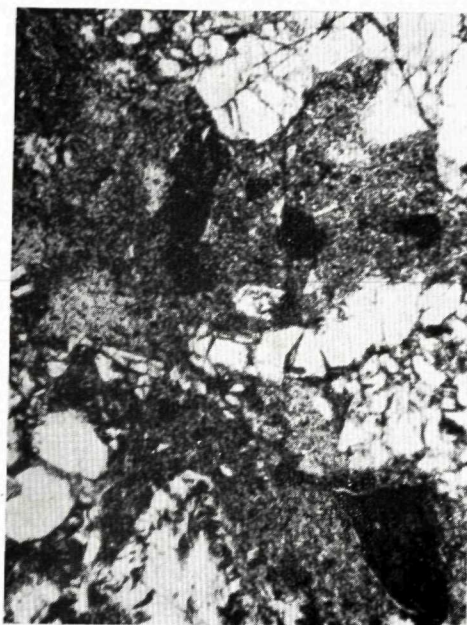
Obr. 3



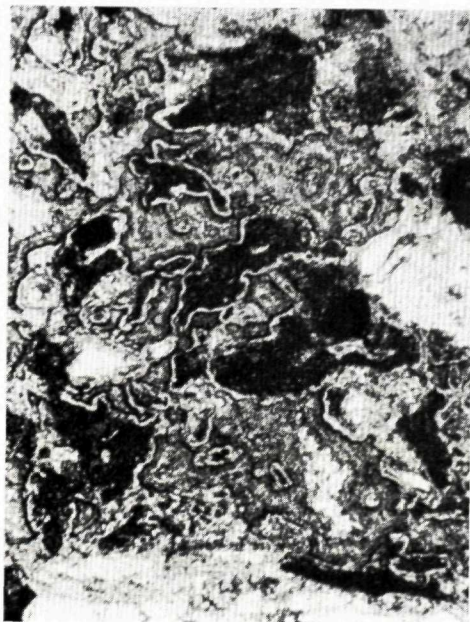
Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



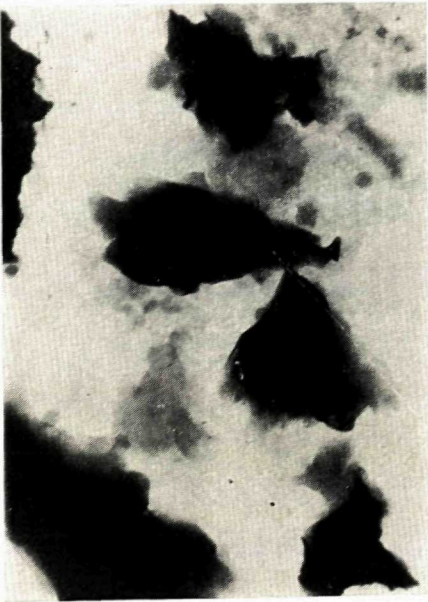
Obr. 4



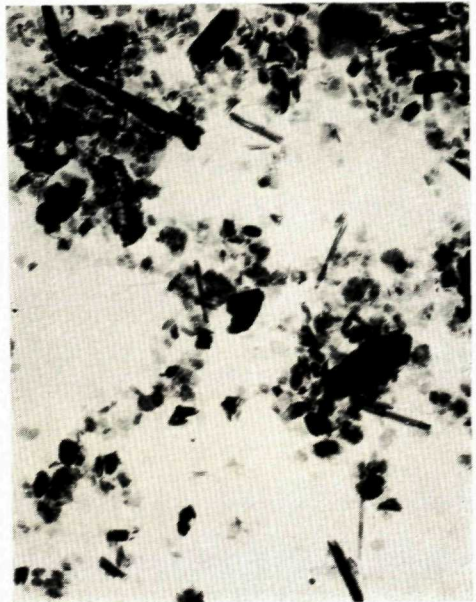
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



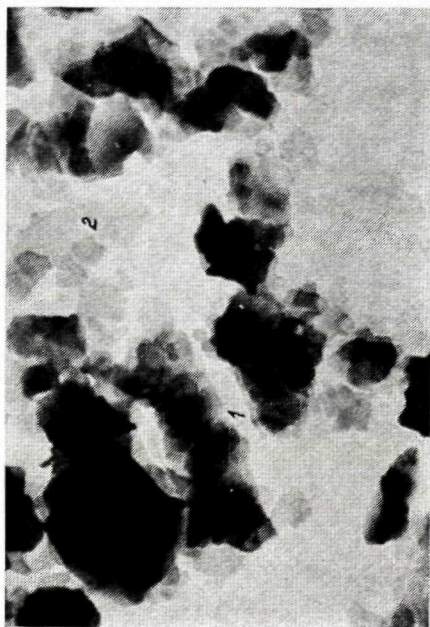
Obr. 1



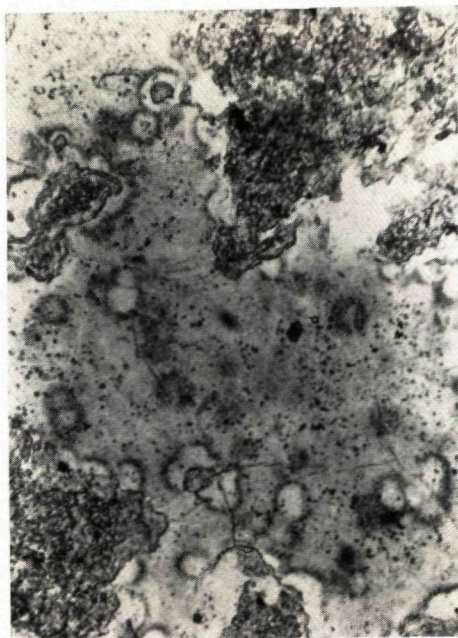
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



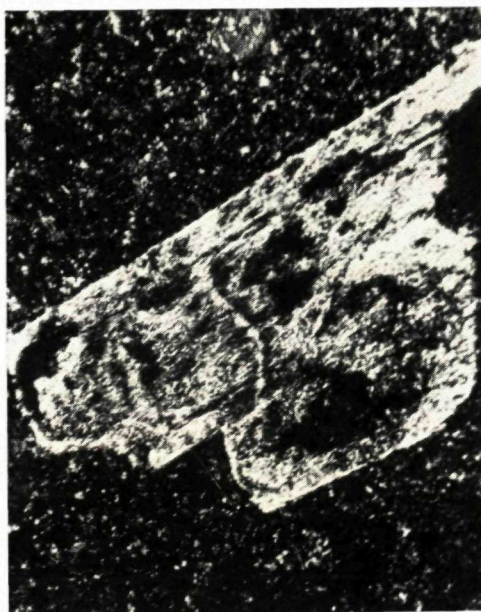
Obr. 1



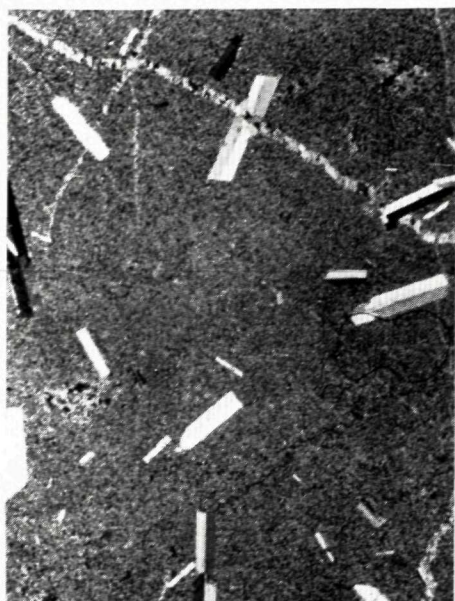
Obr. 2



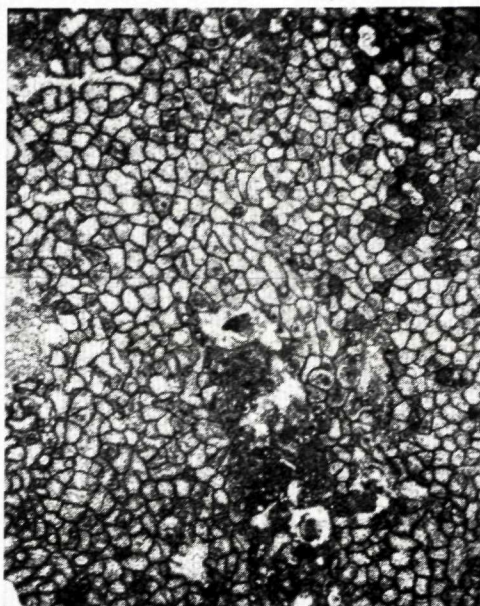
Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



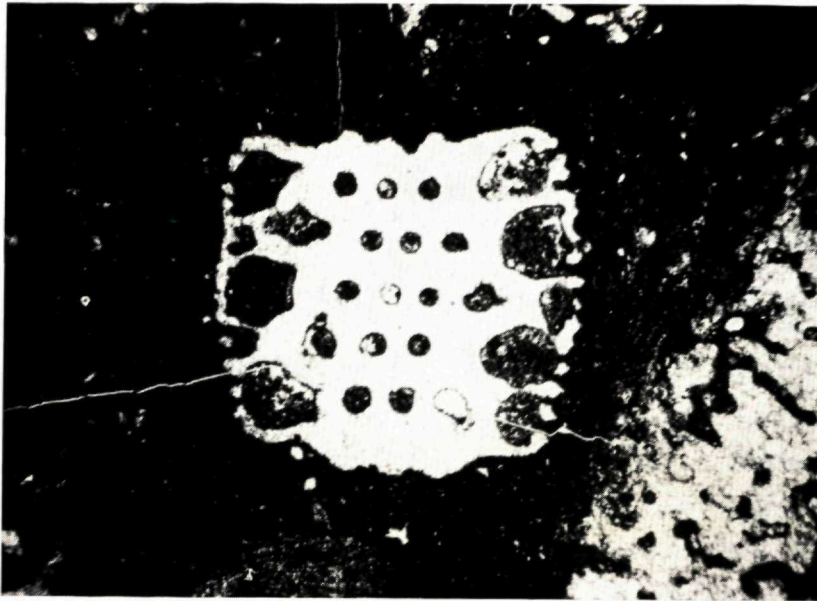
Obr. 2



Obr. 3



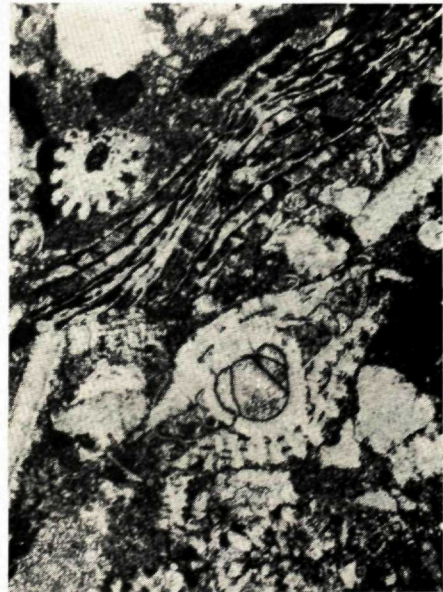
Obr. 4



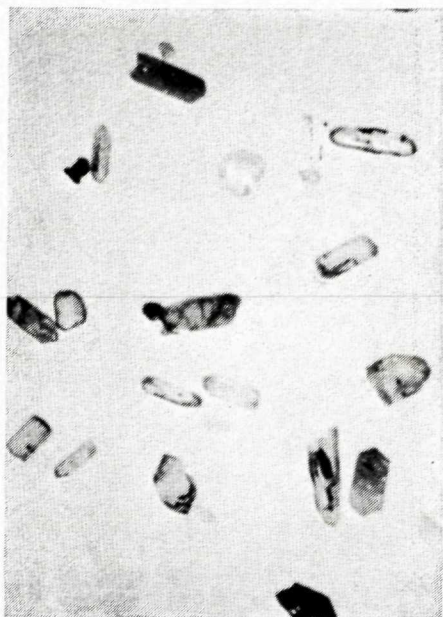
Obr. 1



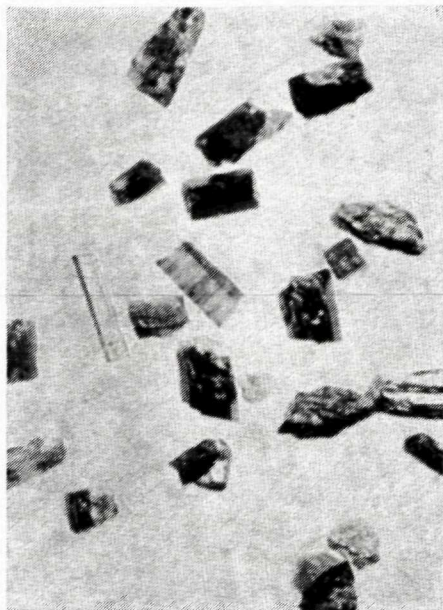
Obr. 2



Obr. 3



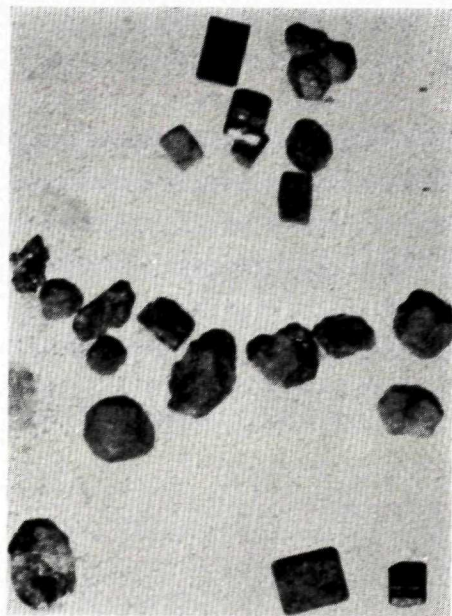
Obr. 1



Obr. 2



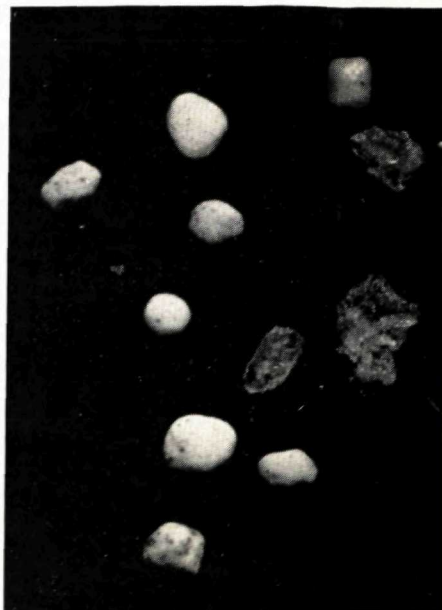
Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4