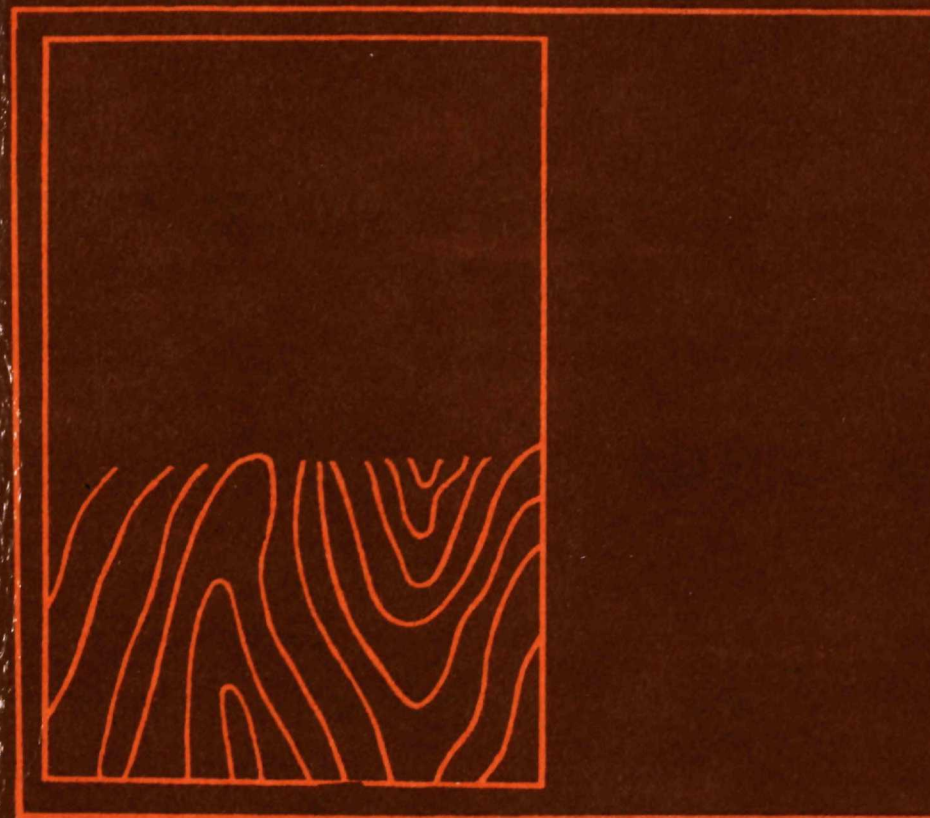


1 B 19 b

Apríl.

GEOLOGICKE PRA'CE

CS ISSN 0433 - 4795



SPRÁVY 91

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKE PRA'CE • SPRÁVY 91

1 B 19 b

Tem. sk. 03/9
Cena brož. Kčs 20,—

1B19 &
spany 91 rev

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016694

Vedecký redaktor

RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSs.

Redakčný okruh

RNDr. ANTON BIELY, CSc., Prof. Ing. FRANTIŠEK ČECH, DrSc., člen korešpondent SAV OTO FUSÁN, DrSc., RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc., RNDr. MIROSLAV HARMAN, CSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc., RNDr. TOMÁŠ KORÁB, CSc., Prof. RNDr. IVAN KRAUS, DrSc., RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc., akademik MICHAL MAHEĽ, RNDr. MILAN POLÁK, CSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc. (predseda edičnej rady), RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 91

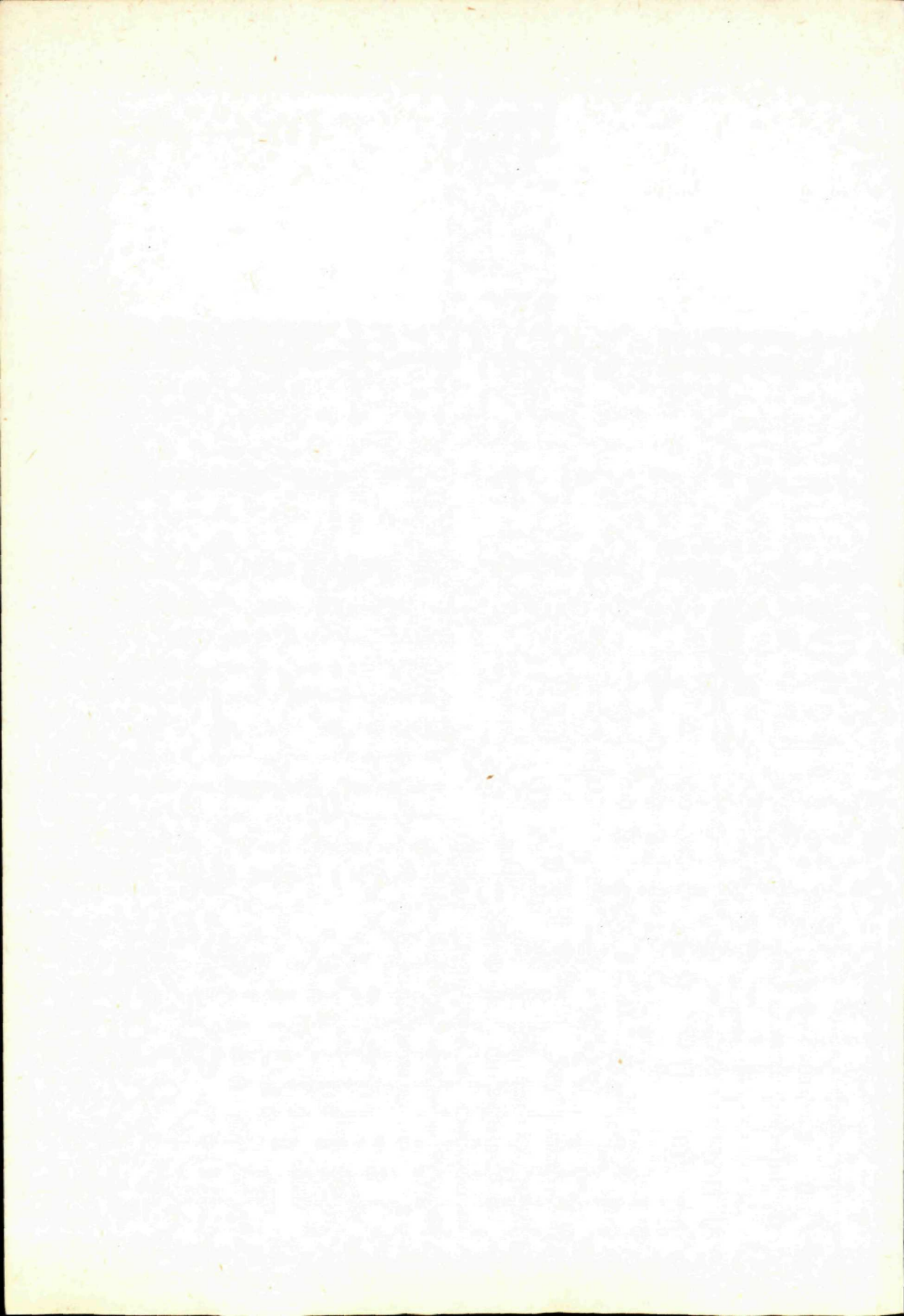
Geologický ústav Dionýza Štúra
CDBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra:	1B19 b
kat. čís.:	890/1990
Kčs kúpa:	20.-
Kčs vým.:	-
Kčs dar:	-

2 prílohy

OBSAH — CONTENTS

VASS, D.: Za RNDr. Ludovítom Ivanom, CSc.	7
FILO, M. — TKÁČOVÁ, H. — HANZEL, V.: RNDr. Július Májovský jubiluje	11
JACKO, S.: K šesťdesiatinám Prof. Ing. Ladislava Rozložníka, DrSc.	13
HRAŠKO, Ľ. — MIKO, O.: Akcesorické minerály niektorých granitoidov veporskej časti Nizkych Tatier — Accessory Minerals of Some Granitoid Bodies of the Veporic Part of the Nízke Tatry Mts., Discussion of Rock Genesis	15
POLÁK, M. — KOHÚT, M.: Problémy tektonickej stavby východnej časti Veľkej Fatry — Remarks to Tectonic Structure of the Veľká Fatra Mts. Eastern Part	27
PIVKO, D.: Geologická stavba juhovýchodného úpätia Malej Fatry — Geological Structure of the South-eastern Foothills of the Malá Fatra Mts.	33
KALIČIAK, M. — ŽEC, B.: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch: (Slanské vrchy) a jeho prognózne aspekty — Intrusive Complex in Eastern Part of the Stratovolcano Strechový vrch Mt. (Slanské vrchy Mts.) and its Prognostic Importance.	41
SNOPKOVÁ, P.: Preplavené palinomorfy v paleogénnych sedimentoch Západných Karpát a ich význam pre paleogeografiu — Redeposited Palynomorphs in Paleogene Sediments of West Carpathians and their Significance for Paleogeography	49
SAMUEL, O.: Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu — Unification of the Lithostratigraphical Units of the Flysh of East Slovakia	61
HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J.: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západ- ných Karpát	75
HAŠKO, J. — RAPANT, S. — GREGUŠ, J.: Tektonická stavba bajsínobinskej úlevácie v severovýchodnom Mongolsku — Тектоническое строение байсинобинской элевации в северовыходной Монголии Круглов, С. С.: Методика составления тектонической карты Украинских Карпат, масштаба 1 : 200 000	91
BIELIK, M.: Rezenzia monografickej práce Prof. D. Sc. F. Steinera a Prof. L. Zilahi-Sebessa: Interpreta- tion of Filtered Gravity Maps	97
	101



Za RNDr. Ľudovítom Ivanom, CSc.

(9. 8. 1913—17. 12. 1989)



Na sklonku roku 1989 spomedzi veteránov slovenskej geológie odišiel RNDr. Ľudovít Ivan, CSc. Dr. Ivan sa narodil 9. augusta 1913 na južnom Slovensku v obci Belek (dnes časť spojenej obce Podhájska, okres Nové Zámky). Základné vzdelanie získal v rodnej obci, reálne gymnázium vyštudoval v Bratislave, kde roku 1934 maturoval. Po maturite sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity v Prahe na odbor prírodopis a zemepis. Pred ukončením jeho štúdií bola Karlova univerzita zavretá (1939), a tak aprobáciu stredoškolského profesora získal v Bratislave.

Prvé roky svojej odbornej činnosti venoval pedagogickej praxi. Pôsobil ako profesor prírodopisu a zemepisu na Učiteľskom ústave v Spišskej kapitule, na Gymnázium v Liptovskom Mikuláši a napokon v Bratislave. Roku 1946, v čase, keď sa začínal povojnový rozmach geologických vied na Slovensku, opustil učebne

gymnázia a stal sa odborným pracovníkom Štátneho geologického ústavu v Bratislave. Pracoval na doktorskej dizertačnej práci a roku 1949 ju na pôde svojej alma mater na Karlovej Univerzite v Prahe obhájil. Neskôr získal aj titul kandidáta geologicko-mineralogických vied (1967).

Životné dielo Ľ. Ivana, ktorého ťažiskom bola geológia, je pestré a mnohostranné. Vedec-kému výskumu sa začal venovať ešte ako stredoškolský profesor. Študoval travertíny a travertínové pramene, k čomu ho azda podnietilo jeho pôsobenie v Spišskej kapitule, blízko recentných travertínových žriediel na Sivej brade a fosilných travertínov na Dreveníku. Poznatky o travertínoch zhrnul v prvej monografii o slovenských travertínoch. Po skončení vojny sa už ako odborný pracovník ŠGÚ vrátil do rodného kraja a skúmal geologické fenomény, stavbu, geologický vývoj a zdroje minerálnych vôd východnej časti Podunajskej nížiny. Opäť sa vrátil k téme svojich prvých výskumov, k travertínom a osobitnú pozornosť venoval najzaujímavejšiemu travertínu na Slovensku — levickému zlatému ónyxu. Upozorňoval na zdroje, zásoby a využívanie travertínu ako dekoratívneho kameňa.

Druhou oblasťou, ktorej geologickú stavbu študoval, bola Rimavská kotlina. Sledoval najmä severnú časť kotliny s fosilnými kryhovými zosuvmi strednomiocénnych andezitových vulkanoklastík a upozorňoval na možné nebezpečenstvo oživenia zosuvov.

Kus záslužnej vedeckej a odbornej práce vykonal Ľ. Ivan pri vyhľadávaní nerastných surovín. Objavil a preskúmal ložisko keramických surovín a lignitu v Bátovskej kotlině. Neskôr sa venoval netradičným nerastným surovinám. V okolí Zemplínskych vrchov objavil ložiská perlitu, bentonitu a keramických surovín, ktoré spolu s ložiskami objavenými Ing. J. Slávikom, DrSc. sa stali surovinovou základňou pre rodiaci sa keramický priemysel na východnom Slovensku. Na východnom Slovensku sa venoval nielen vyhľadávaniu nerastných surovín, ale študoval aj otázky základného geologického výskumu východoslovenskej panvy. Riešil otázku stratigrafického postavenia, veku

a genézy keramických surovín a perlitov, prispel k riešeniu stavby neogénu v okolí Zemplinských vrchov a na východnom úpätí južnej časti Slanských vrchov a objasnil niektoré otázky paleogeografie východoslovenského neogénu.

Popri geologických výskumoch venoval L. Ivan pozornosť aj geomorfologickým javom. Podnikol viac ciest do zahraničia k brehom Baltu, Jadranu a na Kubu, kde študoval geologické fenomény, činnosť mora a vznik pobrežných sedimentov.

L. Ivan vykonal záslužnú prácu aj v oblasti organizácie geológie na Slovensku. Už v prvých povojnových rokoch pomáhal stavať slovenskú geológiu na vlastné nohy. Ako riaditeľovi Geologického ústavu D. Štúra (1952—1958) mu pripadla úloha znova vybudovať ústav, ktorý sa po nevhodných delimitačných zásahoch prakticky rozpadol (na sklonku roku 1951 väčšiu časť odborných pracovníkov preradili na pracoviská hlavných správ geologického prieskumu). Tejtó ťažkej úlohy sa zhostil veľmi dobre. Má veľkú zásluhu aj na výstavbe novej budovy ústavu. V nej začal nanovo budovať oddelenia a laboratóriá, z ktorých mnohé úspešne pracujú dodnes. Jeho organizačné schopnosti boli využité pri výstavbe slovenského Geofondu. Pracovisko Geofondu viedol od konca roku 1964 a roku 1969 ho vymenovali za riaditeľa Geofondu s pôsobnosťou pre Slovensko. Organizoval a viedol výstavbu tejto novej organizácie. Podľa rastúcich potrieb a geologickej praxe zriaďoval nové organizačné jednotky geofondu, rozšíril pracoviská a vybudoval nový, dôstojný stánok tejto organizácie, kde sa dnes zhromažďujú všetky základné údaje o geológii Slovenska.

Zaslúžil sa o rast a rozkvet Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorej bol v rokoch 1965—1970 predsedom.

Popri výskumnej a organizačnej práci venoval osobitnú pozornosť histórii slovenskej geológie. Kriesil a súčasnej geologickej verejnosti aj celému národu pripomínal svetlú pamiatku prvých slovenských prírodovedcov — geológov. Na ich príklade ukázal, že v čase, keď veľké európske národy formovali geologické vedné disciplíny, aj z malého národa pod Tatrami vzišli význační geológovia a prírodovedci. Osobitne sa zaslúžil o oživenie pamiatky prvého významného slovenského geológa Dionýza Štúra, riaditeľa Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni, ktorého meno nesie geologický ústav v Bratislave a múzeum v Banskej Štiavnici. Tohto veľikána slovenskej geológie priblížil slo-

venskej mládeži knižnou publikáciou. Oživil aj spomienku na významného paleontológa slovenského pôvodu J. V. Rohona. Zhodnotil dieľo ďalších prírodovedcov a ich prínos pre slovenskú geológiu: G. K. Zechentera, J. B. Klemensa, J. A. Kornhubera, A. Kmeťa a J. V. Starohorského. Študoval a popularizoval históriu banskej akadémie v Banskej Štiavnici, jednej z najstarších banických vysokých škôľ v Európe, priblížil osobnosti jej významných profesorov, najmä jedného z jej zakladateľov S. Mikoviniho a prvého profesora geologických vied Jána Pettka.

Študoval rukopisnú pozostalosť po významných prírodovedcoch 19. storočia pôsobiach na Slovensku a napísal históriu vzniku a pôsobenia geologických inštitúcií na Slovensku od roku 1918 do roku 1978. Týmito prácami sa zaradil medzi prvých a popredných historiografov slovenskej geológie.

Záslužná je jeho práca v oblasti popularizácie geológie a jej histórie. Patrí medzi geológov, ktorí si našli cestu k mládeži aj k širokej verejnosti a ktorých zásluhou slovenská geológia prenikla do povedomia našich národov. Publikoval niekoľko vedecko-populárnych článkov s geologickou tematikou v Krásach Slovenska, v časopise Technik, Svet vedy, Príroda a spoločnosť, v denníku Slovenská politika, Práca a v Kultúrnom živote. Bol spoluautorom diela o prírode Tatranského národného parku. Napriek angažovanosti vo vedeckom výskume a v organizácii geológie nikdy nestratil svoju pedagogickú erudovanosť. Niektoré z vedecko-populárnych článkov a knižných publikácií venoval mládeži. Plodná bola jeho spolupráca s ministerstvom školstva. Písal scenáre a ako odborný poradca spolupracoval na viac ako 25 náučno-vedeckých filmoch a 10 diafilmoch určených na výučbu v školách a na popularizácii prírodných vied.

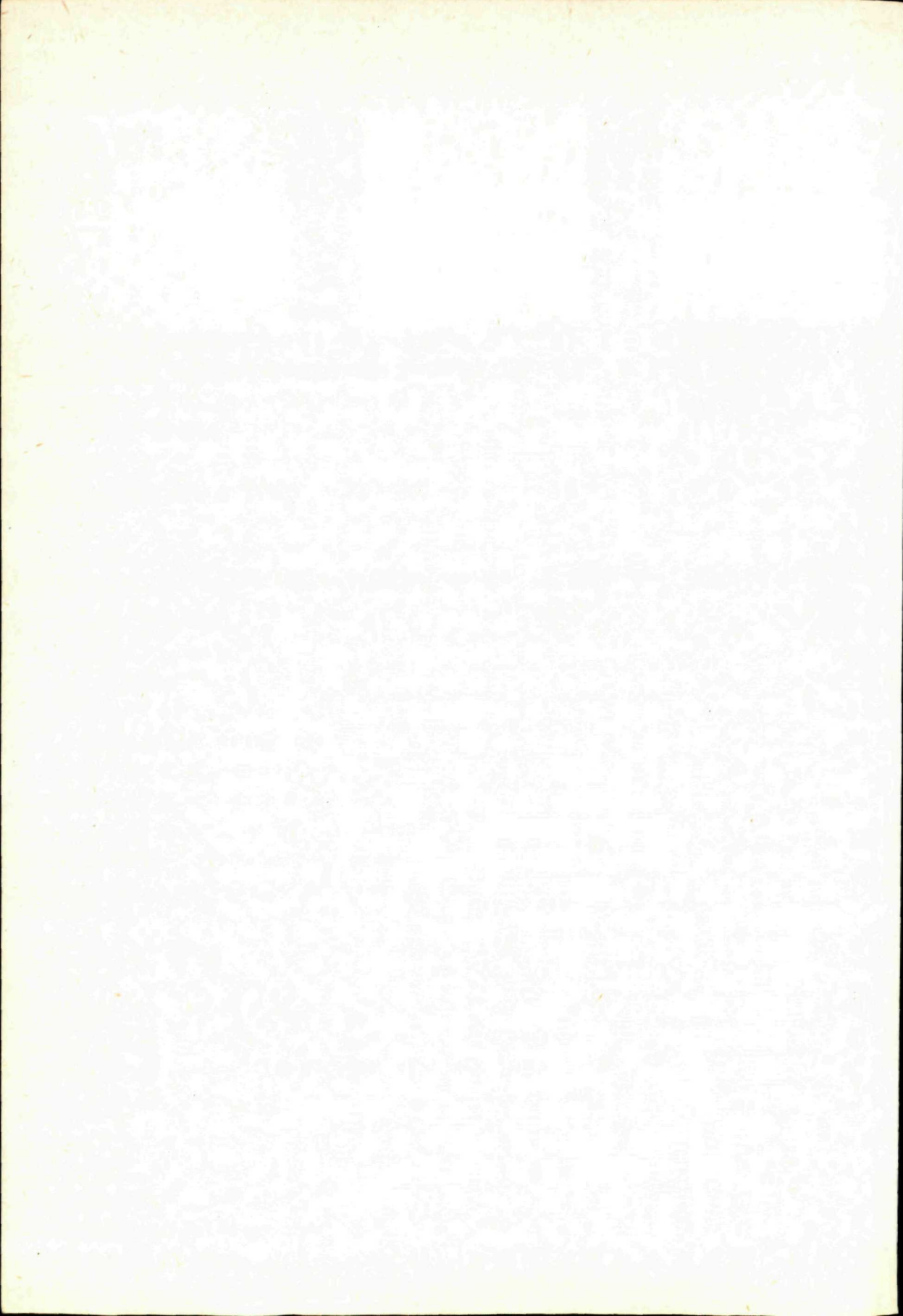
Jeho záslužná práca v odbore geológie bola viac ráz ocenená. Roku 1971 mu udelili vyznamenanie Za pracovnú vernosť a roku 1963 čestný odznak „Najlepší pracovník geologickej služby.“ Okrem toho bol nositeľom viacerých čestných uznaní od Čs. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu, od riaditeľa GUDŠ, Keramických závodov, n. p., Košice, Slovenského banského múzea v Banskej Štiavnici, od IGHP Žilina a bola mu udelená pamätná medaila Ústredného ústavu geologického a Geologického ústavu D. Štúra.

Pracovný elán, vedecká a odborná fundovanosť a organizačné schopnosti umožnili L. Ivanovi stať sa jedným z budovateľov modernej

slovenskej geológie. Jeho vynikajúce osobné vlastnosti — zmysel pre pracovitost', vytváranie dobrých medziludských vzťahov, srdečný, priateľský a citlivý vzťah k spolupracovníkom, k ich požiadavkám, potrebám a práci — ho ako čestného, priameho a hlboko ľudsky založeného človeka zapísali do mysle tých, ktorí s ním boli v pracovnom či spoločenskom styku.

Slovenská geologická spoločnosť, geologické inštitúcie, ktoré v minulosti viedol a budoval, všetci jeho spolupracovníci a celá geologická verejnosť sa skláňajú pred jeho svetlou pamiatkou. Nech mu je slovenská zem, ktorej výskumu zasvätil celý život, ľahká!

Dionýz Vass



RNDr. Július Májovský jubiluje



V roku 1989 sa RNDr. Július Májovský dožil významného životného jubilea — šesťdesiatich rokov. Narodil sa 30. decembra 1929 v obci Štefultov, dnes Podsitnianska, pri Banskej Štiavnici. Základné vzdelanie nadobudol vo svojej rodnej obci v rokoch 1936—1942, stredoškolské štúdium ukončil v Banskej Štiavnici v roku 1946. Potom v období rokov 1946—1951 pôsobil v rôznych profesiách. Za svoju dobrú pracovnú i spoločenskú aktivitu bol v roku 1951 odporučený do Štátneho prípravného kurzu pre pracujúcich k štúdiu na vysokých školách. Je len samozrejme, že s ohľadom na svoj pôvod a banické prostredie, v ktorom vyrastal, si vybral možnosť štúdia na Fakulte geologicko-geografických vied UK v Bratislave

— odbor ložisková geológia. Vysokoškolské štúdium ukončil v roku 1956. Počas štúdia prejavil záujem o poznanie geologicko-ložiskových problémov v štiavnickom rudnom revíri. Rád spomína na obdobie svojho odborného rastu pod vedením vtedy ešte len asistentov fakulty — Prof. RNDr. M. Kaděru, CSc. a Prof. Ing. M. Böhmera, CSc.

Žiaľ, po ukončení štúdia sa nemohol rudnej problematike naďalej v plnom rozsahu venovať. Pôsobil ako geológ v n. p. Západoslovenské kameňolomy a štrkopiesky v Bratislave. V roku 1964 nastúpil do Geofyzikálneho strediska Geologického prieskumu v Bratislave, ktoré od roku 1965 je ako závod súčasťou š. p. Geofyzika Brno.

V období rokov 1970—1972 absolvoval postgraduálne geofyzikálne štúdium na Katedre užitej geofyziky Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe. V tom istom roku získal i hodnosť doktora prírodných vied (RNDr.) na PFUK v Bratislave.

Počas pôsobenia v Geofyzike prešiel rôznymi funkciami — od interpretátora cez odborného geofyzika až po vedúceho geofyzika — riešiteľa. Najväčšiu pozornosť venoval a venuje riešeniu úloh geologického a hydrogeologického výskumu a prieskumu. Svojou prácou prispel k poznaniu geologickej stavby Podunajskej nížiny a prakticky všetkých vnútorných kotlín Slovenska.

Zvlášť významným prínosom jeho práce je príspevok k poznaniu štruktúrno-tektonických pomerov Vysokých a Belianskych Tatier a priľahlých vnútorných kotlín.

Vďaka jeho bohatým geologickým znalostiam, vhodne aplikovaným pri interpretácii geofyzikálnych meraní, jeho odbornej erudovanosti a bezprostredným pracovným kontaktom s geologickými riešiteľmi úloh nemalou mierou prispel k úspešnému riešeniu úloh Geologického ústavu Dionýza Štúra a zvlášť úloh hydrogeologického výskumu.

Jubilant preukázal svoju odbornosť a veľké skúsenosti aj pri vyhľadávaní zdrojov podzemných vôd na africkom kontinente. V rokoch 1973—1974 pôsobil ako interpretátor v geofyzikálnej expedícii v Sudáne, v rokoch 1978—1979 a 1982—1983 v expedícii v Nigérii.

Výsledky jeho práce sú zverejnené v desiatich publikáciách a takmer šesťdesiatich záverečných správach.

Za odbornú činnosť mu bolo v roku 1975 udelené rezortné vyznamenanie „Vzorný pracovník geologickej služby“.

RNDr. J. Májovský okrem pracovnej a odbornej činnosti sa veľmi aktívne podieľal na činnosti ZPSVTS, čo v roku 1976 ocenila aj Rada SVTS v Bratislave udelením „Čestného uznania“.

Dlhé roky pracoval v ZVROH a v rôznych komisiách pri ZOROH vo svojom závode v Bratislave. Za túto činnosť mu v roku 1987 ÚRO udelila „Čestný bronzový odznak“. Je nositeľom strieborného odznaku BSP.

Jubilant odviedol kus záslužnej práce v prospech našej spoločnosti i celej geológie. Pri tejto vzácnej príležitosti mu želáme v mene spolupracovníkov, v mene celého radu priateľov a v mene našom pevné zdravie, veľa tvorivých síl, aby ešte dlhé roky s humorom a optimizmom pre neho takým typickým pomáhal zabezpečovať úlohy geológie.

Miroslav Filo
Helena Tkáčová
Vladimír Hanzel

K šesťdesiatinám Prof. Ing. Ladislava Rozložníka, DrSc.



Uprostred činorodej práce, plný elánu a životného optimizmu, pripomenul si Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc. dňa 5. 3. 1990 šesťdesiate výročie svojho narodenia. Doslova pripomenul, pretože jubilant patrí medzi osobnosti, ktorých každodenný program je plne podriadený vzácnej interferencii pracovných povinností a osobných záľub.

Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc. sa narodil uprostred Gemera — v Rákošskej bani. Vyrastal v Rožnave, kde v roku 1948 ukončil gymnaziálne štúdium. Banické tradície rodného Gemera ovplyvnili aj jeho životnú dráhu. V roku 1952 ukončil štúdium banského inžinierstva na SVŠT v Bratislave a od 1. augusta toho istého roku nastúpil ako asistent na Katedru geológie Banickej fakulty novozriadenej

Vysokej školy technickej v Košiciach. Od samých začiatkov sa podieľal na budovaní katedry, na organizovaní výuky a vedeckovýskumného profilu tohto pracoviska. Ako odborný asistent, od roku 1962 ako docent a od roku 1969 ako profesor banskej geológie rozvíjal najmä metodiku vyhľadávania, prieskumu a oceňovania ložísk, štruktúrnu geológiu, geológiu ložísk nerastných surovín a ložiskovú geológiu.

Počas svojho pôsobenia na Katedre geológie a mineralógie Banickej fakulty VŠT v Košiciach Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc. vychoval celý rad pracovníkov, ktorí dnes zastávajú dôležité funkcie v praxi. Bol a je školiteľom veľkého počtu aspirantov v odbore geológia ložísk, najmä so zameraním na analýzu štruktúr rudných polí. V rokoch 1969—1970 organizoval postgraduálne štúdium zo štruktúrnej geológie pre pracovníkov geologického prieskumu a aktívne pôsobil v postgraduálnych štúdiách organizovaných Banickou fakultou VŠT v Košiciach. V rokoch 1964—1966 bol vedúcim Katedry geológie a mineralógie. V rokoch 1973—1975 viedol Laboratórium pre výskum nerastných surovín pri Banickej fakulte. Počas dvoch funkčných období zastával funkciu prodekana Banickej fakulty a v rokoch 1971—1972 bol jej dekanom. V rokoch 1965—1966 a 1972—1985 pôsobil ako prorektor VŠT v Košiciach. Jubilant je autorom početných učebných pomôcok, textov, spoluautorom celoštátnej učebnice Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie (1972), resp. jej hlavným autorom (1987). Zúčastnil sa mnohých študijných ciest a prednáškových pobytov v zahraničí (napr. r. 1980 na UNAMu v Mexiku a r. 1984 na Universidad Complutence v Madride). V rokoch 1963—1964 pôsobil ako expert na Kube, kde vo funkcii hlavného geológa kubánskych baní uskutočnil inventarizáciu zásob nerastných surovín Kuby.

Okrem pedagogickej činnosti venoval Prof. Ing. L. Rozložník, DrSc. mnoho úsilia rozvoju

a skvalitňovaniu slovenskej geológie. Ako dlhoročný predseda pobočky SGS podieľal sa na organizácii jej pamätného zjazdu v roku 1975 v Košiciach. Bol garantom mnohých vedeckých podujatí — obzvlášť „Banicko-geologických dní“ v Zlatej Idke (1979, 1981, 1984). Je expertom KKZ od jej založenia a od roku 1971 jej podpredsedom. Bol členom Slovenskej geologickej rady a redakčných rád geologických periodík. Od roku 1979 je predsedom komisie pre obhajobu doktorských dizertačných prác v odbore ložisková geológia a geofyzika, predsedom komisie pre obhajobu kandidátskych dizertačných prác, členom komisie pre doktorské a kandidátske dizertačné práce v Ostrave, Prahe a v Bratislave. Je dlhoročným členom Kolégia SAV pre vedy o zemi a vesmíre.

Napriek vyvíjajúcim sa názorom Prof. Rozložník vždy považoval vedecký výskum za neoddeliteľnú časť práce vysokoškolského pedagóga. Doposiaľ uverejnil vyše 100 odborných publikácií, viedol a vypracoval značný počet výskumných správ, obsiahla je jeho expertíza, recenzná a oponentská činnosť. Na prvý pohľad široký záber vedeckovýskumných prác dokázal Prof. Rozložník cielavedome zúžitkovať do komplexnej analýzy štruktúr najvýznamnejších rudných polí Západných Karpát a do objasnenia vzniku a distribúcie ložísk sideritovej formácie v Spišsko-gemerskom rudohori.

Oblasť rodného Gemera, menovite širšie okolie Dobšinej, zaujíma špecifické postavenie vo sfére výskumov Prof. Ing. L. Rozložníka, DrSc. Na príklade tohto regiónu (v Západných Karpatoch vôbec prvýkrát) predložil v kandidátskej dizertačnej práci (1961) komplexnú geologicko-štruktúrnu analýzu vývoja rudnej mineralizácie a stavby územia. Práve komplexný prístup umožnil autorovi ako prvému vymedziť v gemeriku predvestfálsku amfibolitovú metamorfnú fáciu a upresniť stratigrafiu najmä rakoveckej série a karbónu. S odstupom času po výskumoch v zlatoidčianskom, rudnianskom a slovinsko-gelnickom rudnom poli vracia sa jubilant do oblasti Dobšiná — Mlynky, upresňuje pôvodné predstavy o štruktúrno-genetických aspektoch predovšetkým sideritovej mineralizácie a v doktorskej dizertačnej práci (1976) formuluje vedecky koncipovanú klasifikáciu mineralizovaných štruktúr, štruktúr

rudných polí a rudných zón v strižnej zóne spodnej stavby celého gemerika.

Ďalšou dôležitou oblasťou výskumov Prof. Ing. L. Rozložníka, DrSc. bolo územie bansko-štiavnicko-hodrušského rudného rájónu. Pod jeho vedením sa v tomto regióne uskutočnil komplexný geologický výskum včítane geologického mapovania s mnohostrannými výsledkami. Išlo o rekonštrukciu priebehu vulkanizmu, tektonickej aktivity a zrudňovacích procesov. Vymedzil sa hodrušský intruzívny komplex ako jadro stavby rudného rájónu. Zistil sa význam dajok granodioritových porfýrov pre skarnové a Cu-porfýrové zrudnenie. Za vedecky zdôvodnený nález nového žilnikovo-impregnačného typu zrudnenia bola Prof. Ing. L. Rozložníkovi, DrSc. v roku 1982 udelená štátna cena K. Gottwalda.

Bohaté skúsenosti zo zákonitosti distribúcie rudnej mineralizácie aplikoval jubilant v spolupráci s členom korešp. SAV O. Fusánom a kolektívom pri analýze hlbinej stavby a dynamiky kôry Západných Karpát z hľadiska metalogenézy. Poukázal na niektoré špecifiká Západných Karpát vo vzťahu k susedným regiónom, menovite na bohatšie zastúpenie antimónu a ortuti, na regionálne rozšírenie sideritovej formácie, na jej väzbu na strižné zóny a regionálne zvýšený obsah Fe, Mg, Mn, Cu a ďalších kovov v mineralizovaných štruktúrach interných Západných Karpát. Tieto špecifiká spája s alpínskou mobilizáciou regionálne rozšíreného a hlboko situovaného bázického zdroja.

Metodický a vecný prínos výskumov Prof. Ing. L. Rozložníka, DrSc. treba pripísať tvorivej aplikácii a rozvíjaniu štruktúrnoanalytických petrologických a petrofyzikálnych metód pri objasňovaní vývoja štruktúr rudných polí. Komplexný prístup, praktické hľadiská a orientácia na geologicky náročné a z hľadiska metalogenéz kľúčové územia dodávajú jeho prácam integrovaný vedecko-národohospodársky akcent, využívaný na usmernenie ďalších výskumov, zameraných na vyhľadávanie a prieskum nových ložísk nerastných surovín.

Do ďalších tvorivých rokov želajú spolupracovníci a celá geologická verejnosť Prof. Ing. Ladislavovi Rozložníkovi, DrSc. pevné zdravie a mnoho sil pre rozvoj geológie Západných Karpát.

Doc. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.

EUBOMÍR HRAŠKO — OTO MIKO

Akcesorické minerály niektorých granitoidov veporskej časti Nízkyh Tatier

4 obr., 4 tab. v texte, 3 fotogr. tabuľky (I—III), angl. resumé

Abstract. Small bodies of granitoid rocks occur in the eastern, Veporic part of the Nízke Tatry Mts., north-west of the village Bacúch. The authors regard them as pre-Variscan. On the basis of a detailed research of zircons and other accessories, the conditions of the rock genesis are discussed. The authors suppose that the granitoid rocks belong to trondhjemite-tonalite series.

Úvod

Pre veporickú oblasť Západných Karpát je charakteristická prítomnosť viacerých predmezozoických jednotiek. Ich súčasná pozícia je väčšinou tektonická. Vystupujú tu aj granitoidné masívy, ktoré vznikali v rôznych etapách vývoja zemskej kôry. Lišia sa vekom i genézou; majú individuálne geotektonické postavenie, minerálne a chemické zloženie atď.

V ďalšom texte uvádzame výsledky štúdia malých telies granitoidov, ležiacich v tzv. krakovskom pásme veporika, vo východnej časti Nízkyh Tatier sz. až s. od Bacúcha. Spomínal ich už V. ZOUBEK (1935). Nachádzajú sa v niekoľkých paralelných pásmach; majú pretiahnutý tvar, orientovaný zhruba v smere JZ — SV. V bezprostrednom susedstve telies granitoidov vystupujú paleovulkanity vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia Janovho grúňa (O. MIKO 1981). Pôvodne, v starších prácach, obe skupiny hornín bývali vyčleňované spolu a chápané ako permské. Zrnitejšie variety tzv. mikrogranitoidov, prechádzajúcich do drobnno- až strednozrných biotitických granitoidov boli spájané

s hypoabysálnymi intrúziami (V. ZOUBEK in M. MAHEĽ et al. 1964; J. KAMENICKÝ in M. MAHEĽ et al. 1967). A. KLINEC (in A. KLINEC et al. 1973) ich považoval za súčasť šupín kráľovohofského komplexu.

Podľa niektorých autorov (napr. J. KAMENICKÝ 1977) petrografická rôznorodosť jednotlivých variet veporských granitoidov je výsledkom viacerých intruzívnych fáz variského plutonizmu. Len svetlé aplitické granity z Ľubietovskej zóny južne od Podbrezovej, z oblasti Čierťaž, boli považované za ekvivalent leukokrátnych granitov typu Kráľičky a chápané ako palingénne subautochtónne intrúzie, vystupujúce v komplexoch migmatitov predpaleozoického veku (J. KAMENICKÝ l. c., J. KAMENICKÝ in M. MAHEĽ et al. 1967). Veporský plutón ako kaledónsky označil L. KAMENICKÝ (1973). Aj v práci B. CAMELA et al. (1977) sú údaje o predkarbónskom veku granitoidov kráľovohofského pásma veporid. Existenciu „starých“ granitoidov naznačuje napr. aj prítomnosť úlomkov granitoidného materiálu, identifikovaného v metasedimentoch staropaleozoického komplexu Prednej hole (Š. BAJANÍK et al. 1979). Podľa našej mienky vo veporiku okrem hercýnskych a alpínskych procesov významnú úlohu nepochybne hrali aj predhercýnske magmaticko-vulkanické procesy, prebiehajúce v období staršieho paleozoika.

Výskumy jedného z autorov (O. MIKO) ukázali, že telesá granitoidných hornín v skúmanom území severne od Bacúcha ležia konformne s vrchnosilúrsko-spodnokarbónskym súvrstvom Janovho grúňa, ktorého horniny tvoria v súčasnosti tektonické podložie i nadložie granitoidov. Iné druhy kontaktov (okrem tekto-

nického) neboli pozorované. Uloženie komplexov je prevažne k JV až juhu, s úklonmi 35 až 70°. Pre charakteristické črty, umožňujúce odlišiť uvedené granitoidy od ostatných tatro-veporských (najmä minerálne a chemické zloženie a i.) boli tieto pracovne označené ako granitoidy „typu Sparistej doliny“ (O. MIKO — V. KÁTLOVSKÝ — J. CUBÍNEK 1982). Vek zirkónov z telesa granitoidov v hornej časti Leňušskej doliny, zistený na základe pomerov U a Pb je 370 mil. rokov (B. CAMBEL et al. l. c.). Podobný vek poskytlo štúdium metasedimentov vulkanicko-sedimentárneho komplexu Janovho grúňa (A. KLINEC — E. PLANDEROVÁ — O. MIKO 1975; E. PLANDEROVÁ — O. MIKO 1977). Okrem priestorového vzťahu aj tento časovo blízky interval vzniku nám dovoľuje uvažovať o určitých súvislostiach v priebehu zložitého geologického vývoja paleozoika veporika. Na základe súhrnu typických príznakov boli skúmané granitoidné horniny pôvodne označené (O. MIKO — V. KÁTLOVSKÝ — J. CUBÍNEK l. c.) ako granitoidy gabro-plagiogranitovej formácie (v zmysle klasifikácie N. F. ŠINKAREVA 1978).

Akcesorické minerály v granitoidných horninách

Pre štúdium akcesorických minerálov boli odobrané vzorky granitoidov z pásma telies (tektonických šupin?), ktoré predstavujú sv. výbežok väčšieho telesa, rozprestierajúceho sa nad Beňušom. Toto prechádza cez hornú časť Leňušskej doliny smerom do Krškovej doliny. Východnejšie, v oblasti sútoku Krškovej a Bacúšskej doliny sú granitoidy priaznivým erozívnym zrezom obnažené opäť na väčšej ploche. Končia na zlome, na hranici s tzv. bacúšskym mezozoikom, pod ktorým zrejme pokračujú ďalej sv. smerom.

Lokalizácia vzoriek

- Vz. č. 1 Horná časť Leňušskej doliny — pravý prítok; 1400 m v. od Beňušky (1528 m); bralá nad cestou.
 Vz. č. 2 Západné svahy Zamrzlej doliny; 450 m jv. od k. 969 m; odkryvy v záreze lesnej cesty.
 Vz. č. 3 Kriváň — západný prítok Bacúšskej

doliny; 200 m ssv. od k. 769 m; odkryvy v záreze lesnej cesty.

- Vz. č. 4 Východné svahy Bacúšskej doliny — nad Sparistou dolinou; 800 m jz. od k. 1005 m; zárez lesnej cesty.
 Vz. č. 5 Kršková dolina; 400 m sz. od k. 713 m; odkryvy pri ceste.

V ďalšom texte uvedieme stručnú petrografickú charakteristiku hornín. Granitoidné horniny, vystupujúce v nami skúmanej oblasti sú drobno- až strednozrnne, svetlosivej, miestami zelenkastej farby. Ich textúra je prevažne masívna, všesmerne zrnitá, iba v viacej deformovaných variet je nevýrazne usmerená. Vo väčšine prípadov je primárna hypidiomorfne zrnitá štruktúra hornín ešte dobre identifikovateľná, aj keď sú zrná minerálov často kataklazované a ohýbané, s prejavmi undulózneho zhášania. Deformáciou intenzívnejšie postihnuté variety majú štruktúry kataklastické, porfyroklastické až mylonitické. Z primárnych minerálov sú v granitoidoch zastúpené: kremeň, plagioklasy, K-živce, biotit a akcesórie. Zrná kremeňa nepravidelných tvarov undulózne zhášajú, často sú rozdrvené a rekrystalizované. Kremeň je i vo výplni drobných trhliniek. Plagioklas — oligoklas až kyslý andezín — objemove prevláda. Jeho zrná sú intenzívne sericitizované, prípadne zmenené v drobnozrnnú zmes sekundárnych minerálov pozostávajúcu zo sericitu, minerálov epidot-zoizitovej skupiny, chloritu a karbonátov. Sericitizácia sa prejavuje hlavne v centrálnej časti zfn. Deformované zrná plagioklasov majú ohýbané lamely, sú tiež polámané a sekundárnym premenám podliehajú viac. K-živce sú naopak voči premenám spojeným s deformáciou odolnejšie, často tvoria porfyroklasty. Undulózne zhášajú, miestami v nich pozorovať aj vznik mriežkového lamelovania a tvorbu šachovnicového albitu. Na kontaktoch K-živcov s plagioklasmi sú niekde vyvinuté albitové reakčné lemy. Zachované zrná K-živcov s pertitom zvyčajne poikiloblasticky uzatvárajú kremeň a plagioklasy. Biotitu je v horninách málo, býva chloritizovaný, hlavne na okrajoch. Okolo porušených lupienkov sú tenké lemy, zložené prevažne z oxidov Fe a Ti, kým vnútri lupienkov sa nachádza rutil vo forme sagenitu. Okrem chloritizácie a vybielenia biotitov sme pozorovali aj jeho epidotizáciu. Chlorit býva i vo výplni trhliniek. Miestami vo viac porušených varietách je súčasťou dynamo-fluidálnych šmúh okrem sericitu i drobnolupenitý metamorfný biotit. Takto postihnuté horniny obsahujú tiež zrná karbonátov. Asociácia akcesorických minerálov, nachádzajúcich sa v skúmaných granitoidných horninách je uvedená v tab. 1; ich opis podáme v ďalšom texte.

Vlastnému štúdiu akcesorických minerálov predchádzala ich koncentrácia z drvených hor-

Tab. 1 Obsah akcesorických minerálov v granitoidoch (v g/t, prip. počet zŕn na 1 t; + — jednotlivé zrná; — — minerál vo vzorke nebol zistený).

Vz. č.	1	2	3	4	5
zirkón	3,3	1,6	4,4	0,1	0,7
apatit	75,0	58,0	120,0	8,0	8,9
allanit	+	—	15,8	—	—
titanit	—	—	1,9	—	+
magnetit	+	—	—	0,5	—
ilmenit	+	—	0,3	—	—
pyroxén	+	—	+	+	+
Mg-Fe amfibol	+	—	+	+	+
aktinolit	+	—	—	+	+
granát	+	—	+	+	+
rutil	—	—	+	—	+
anatas	—	—	+	0,6	0,6
ilmeno-hematit?	+	—	—	46,2	42,1
pyrotín	—	—	—	—	1,0
pyrit	+	0,9	0,6	8,2	1,5
goethit	21,1	14,7	20,2	+	6,7
scheelit	—	—	3800 zŕn	—	—
epidot-zoizit	630,5	210,0	375,0	46,7	70,0
Ca-Fe karbonáty	—	—	—	—	+

nín (metodický postup in V. V. LJACHOVIČ — S. D. TUROVSKIJ 1968). Kvalitatívne a kvantitatívne zastúpenie akcesorických minerálov v jednotlivých vzorkách granitoidných hornín je uvedené v tabuľke 1. Detailný opis všetkých minerálov, prítomných v granitoidných horninách, uvádza L. HRAŠKO (1983). V predloženej práci opisujeme iba akcesorické minerály, významné pre riešenie problematiky genézy hornín. Morfológiu zŕn akcesórií — hlavne zirkónov sme skúmali pomocou elektrónového mikroskopu (tab. II, III); chemické zloženie niektorých minerálov (pyroxény, amfiboly, granáty) bolo stanovené elektrónovým mikroanalýzatorom.

Interpretácia výsledkov štúdia akcesorických minerálov umožňuje v súčasnosti vyjadriť sa i ku genéze hornín. Získané údaje sú dôveryhodné aj z tých dôvodov, že podmienky pre zachovanie akcesorických minerálov predmetamorfnej etapy formovania hornín sú v granitoidných horninách podstatne priaznivejšie než v sedimentoch, príp. metamorfitech, obsahujúcich hojnejšie minerály s OH skupinou. S uvedeným poznatkom treba počítať, nakoľko všetky horniny v skúmanej oblasti boli postihnuté variskou regionálnou metamorfózou, ako aj

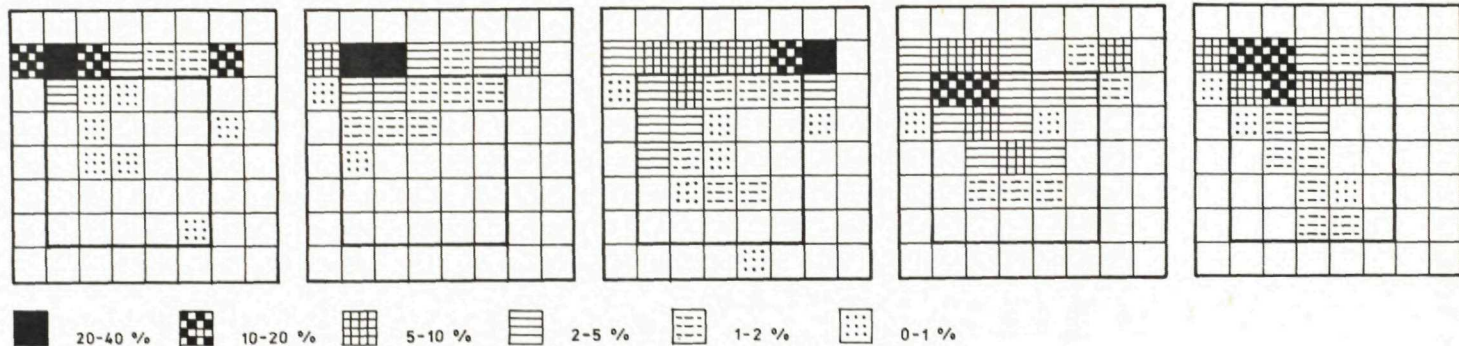
alpínskou metamorfózou. Súhrnne však u väčšiny stupeň premeny nepresiahol podmienky fácie zelených bridlic (O. MIKO 1981).

Výsledky výskumu akcesorických minerálov granitoidov uvádzame v ďalšom texte.

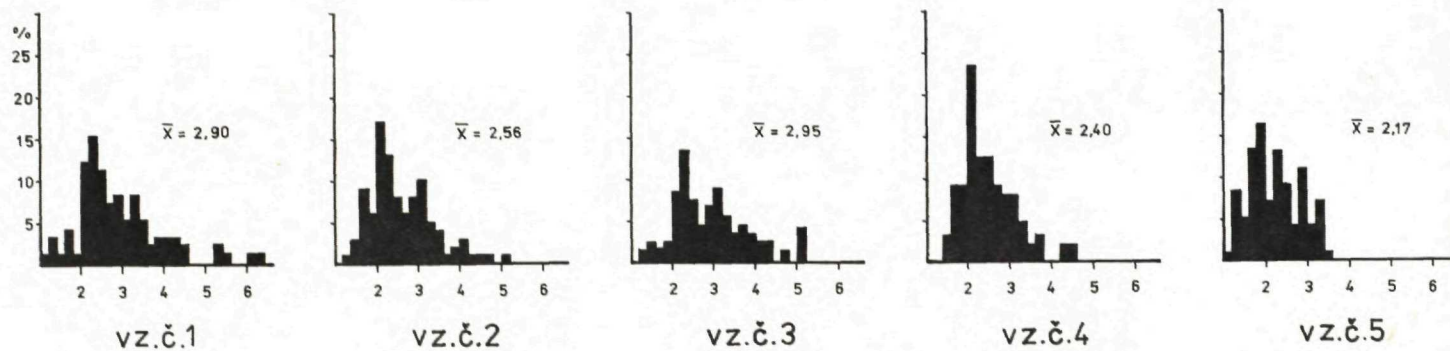
Zirkóny. Pri morfológickom štúdiu zirkónov bola použitá typologická klasifikácia J. P. PUPINA — G. TURCA (1972a), založená na kvalitatívnom a kvantitatívnom zhodnotení prizmatických a pyramidálnych plôch kryštálov. Každý súbor typov a podtypov kryštálových tvarov bol charakterizovaný pozičným bodom v základnej matici (obr. 1a), so súradnicami I. A. a I. T. (prevzaté z práce J. P. PUPIN — G. TURCO 1972c).

Symbol I. A. predstavuje index alkalinity prostredia. Táto hodnota je priamo úmerná indexu agpaitosti prostredia $Na/(Al-K)$, v ktorom zrno zirkónu kryštalizuje (V. CAIRONI 1985). Zvýšenie hodnoty I. A. je spojené s uplatnením sa jednoduchšej pyramidálnej plochy (100) na úkor plochy (211), čo je typické pre kryštály, rastúce v podmienkach priaznivých pre migráciu Zr v tavenine (experimentálne objasnené E. B. WATSONOM — T. M. HARRISONOM 1983). V podstate kationový pomer $(Na + K + 2Ca)/Al$. Si a teplota taveniny určujú množstvo zirkónu schopného rozpustiť sa v tavenine. Ak sú spomenuté hodnoty

a)



b)

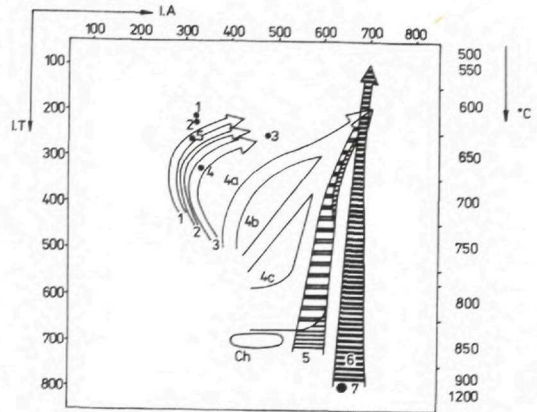


Obr. 1 a) Distribúcia kryštalomorfologických typov a podtypov zirkónov v granitoidoch; b) predĺženie zirkónov.

vyššie, aj obsahy novotvoreného (nezdedeného zo zdroja) zirkónu kryštalizujúceho z taveniny bývajú väčšie. Od uvedených hodnôt taktiež závisí, či dôjde k rozpusteniu reliktných zirkónov alebo nie. Preto ich zmena je určujúcim faktorom, riadiacim zonálny rast kryštálov zirkónu. Hodnota I. T. koreluje predovšetkým pozitívne s teplotou kryštalizácie zirkónu (J. P. PUPIN — G. TURCO 1972b) a negatívne s obsahom vody v tavenine (J. P. PUPIN et al. 1978). Pre granitoidy bola tiež zistená negatívna závislosť hodnoty I. T. a iničiálneho pomeru izotopov Sr a O a na druhej strane pozitívna závislosť od obsahu V, Co, Ni, Zr a prvkov vzácnych zemin (J. P. PUPIN 1985).

Distribúcia základných kryštalomorfologických typov a podtypov zirkónov v jednotlivých vzorkách skúmaných granitoidných hornín je vyjadrená na obr. 1a. Priemerné hodnoty I. A. a I. T., znázornené v diagrame typologických evolučných trendov J. P. PUPINA (1980) spadajú do blízkosti trendu anatektických granitov bohatých na hliník (obr. 2). Na základe štúdia morfológie zirkónov sa dá konštatovať, že kryštalizácia sa začala pri teplotách okolo 900 °C; hlavná etapa kryštalizácie zirkónov prebiehala pri teplotách 600—650 °C (v zmysle J. P. PUPIN — G. TURCO 1972b). Bolo to možné za predpokladu, že tavenina obsahovala značný podiel vody a prípadne aj iných prchavých zložiek, napr. fluóru (J. C. BAILEY 1977) a bóru (D. A. C. MANNIG — M. PICHAVANT 1983 in W. S. PITCHER 1987). Vplyvom vyššieho obsahu uvedených prvkov sa teplota solidu taveniny môže posunúť pod 600 °C. Vysoký obsah bóru je v horninách kryštalínika známy; D. HOVORKA (1979) vyčlenil západokarpatskú bórovú geochemickú provinciu. Niektorí autori (napr. O. MIKO — D. HOVORKA 1978) prítomnosť bóru spájajú s paleozoickou vulkanicko-plutonickou činnosťou.

Objavenie sa zirkónových podtypov blízkych G_1 (v pravej časti matric — obr. 1a) — charakteristických pre alkalické prostredie spájame s javmi metasomatického dorastania kryštálov metamiktou zirkónovou hmotou, čo dokumentuje napr. tab. II b, obr. 4 (pravá časť zrna). Tento jav sprevádzala kontaminácia taveniny okolitým sedimentárnym materiálom. Najmä obohatenie vápnikom zo sedimentov mohlo spôsobiť zvýšenie rozpustnosť Zr v tavenine. Dôkazom uvedeného je okrem zvýšenia obsahu zirkónu vo vzorkách i prítomnosť väčšieho množstva akcesorických minerálov obsa-



Obr. 2 Pozícia kryštalomorfologických typov zirkónov zo skúmaných granitoidov v diagrame typologických evolučných trendov (J. P. PUPIN 1980). Označenie: 1, 2, 3 — hliníkom bohaté anatektické granitoidy; 4a, b, c — hybridné granitoidy kôrového a plášťového pôvodu; 5 — granitoidy subalkalických sérií; 6, 7 — granitoidy plášťového alebo prevažne plášťového pôvodu; Ch — charnockity. Priemerné hodnoty kryštalizácie podľa J. P. PUPIN — G. TURCO (1972 b).

hujúcich Ca — titanitu a apatitu (často s tmavými jadrami, typickými pre hybridné typy granitoidov), ale i allanitu, epidotu a scheelitu (napr. vo vzorke č. 3). Je to sprevádzané i rastom priemerného predĺženia zirkónov.

Predĺženie zrn (pomer dĺžky k šírke) je veličina závislá hlavne na rýchlosti fyzikálno-chemických zmien kryštalizačného prostredia. Napr. dlhoprizmatické typy zirkónov sú typické pre rýchlo chladnúce taveniny. Takéto zrná sa vyskytujú najčastejšie v okrajových častiach masívov, prip. v malých telesách.

Štatistickým vyhodnotením pomerov predĺženia zirkónov bola zistená veľká variabilita hodnôt. V granitoidnom telese, v oblasti výusťenia Krškovej doliny do Bacúšskej doliny sa v nevelkej vzdialenosti (asi 300 m vzdušnou čiarou) mení priemerná hodnota predĺženia zirkónov z 2,17 na 2,95. Zistená zmena poukazuje na to, že jz. časť predstavuje okrajovú a sz. časť vnútornejšiu zónu telesa. Distribúcia sledovaného predĺženia kryštálov je vyjadrená na histogramoch (obr. 1b).

Zaujímavé výsledky poskytlo štúdium zonálnosti zirkónov, vykonané s pomocou elektrón-

nového mikroskopu typu JSM-840 (snímky zhotovil RNDr. F. CAŇO). Vo vzorkách z vnútornejších častí telesa bolo pozorované dorastanie starších zaoblených jedincov mladším zirkónom (tab. II, obr. 1, 2). Na „ováľané“ zirkóny v jadre idiomorfných zŕn upozornili viacerí autori (cit. napr. in D. HOVORKA 1979). Prítomnosť viacerých generácií zirkónov v rámci jedného zrna treba mať na zreteli pri úvahách o veku granitoidných hornín, stanovenom na základe pomeru izotópov U a Pb. Mnohé kryštály zirkónov, pochádzajúce hlavne z periférnych častí telesa, majú výraznú rytmickú zonálnosť (tab. III, obr. 2). Takáto bola pozorovaná tiež na zirkónoch z kyslých paleovulkanitov (L. HRAŠKO 1983; L. HRAŠKO — O. MIKO — J. HATÁR 1986). Niektoré zirkóny majú prerušovanú zonálnosť, spojenú s čiastočnou koróziou vnútornej zóny (tab. II, obr. 3). Zirkón fluidálne inhomogénny (napr. tab. III, obr. 3) vznikol pravdepodobne dôsledkom veľkej mobility prostredia, v ktorom kryštalizoval.

Ako sme už spomenuli, v použitej kryštalomorfologickej klasifikácii vyznačené priemietne body zirkónu ležia v poli, patriacom anatektickým granitoidom bohatým na hliník. Tento poznatok nie je v súlade s našimi ďalšími závermi. Prvé zirkóny vznikali pri pomere vysokých teplotách (cca 900°C), avšak možno predpokladať, že ich ďalší morfológický vývoj bol ovplyvnený výrazným obohatením taveniny prchavou zložkou. U granitoidov, ktoré vznikali pri procesoch frakčnej kryštalizácie v podmienkach mobilných pásiem (subdukčné zóny) je to celkom reálne. Týmto je možné vysvetliť i prítomnosť tvarov zirkónov, ktoré sú podobné zirkónom z anatektických granitoidných hornín bohatých na hliník.

Detailnému skúmaniu boli podrobené i pyroxény, tmavé amfiboly a granáty, ojedinele nájdené vo vzorkách granitoidných hornín. Neprítomnosť uvedených minerálov v hornine zo Zamrzlej doliny (tab. I, vz. č. 2) je možné vysvetliť jej intenzívnou metamorfne-rekryštalizačnou premenou. Chemické zloženie minerálov (tab. 2—4) bolo stanovené pomocou elektrónového mikroanalýzátora typu JEOL JCXA-733 (analyzovali: RNDr. J. KRIŠTÍN, CSc., RNDr. J. HATÁR, CSc. a RNDr. F. CAŇO — Centrálné laboratórium elektrónovej mikroanalýzy, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava).

Ortopyroxény v skúmaných vzorkách tvoria prevažne hyperstény, len vo vz. č. 1 sa vyskytol ferohyperstén. Zrná majú zväčša hnedozelené sfarbenie, s javmi resorbcie na povrchu (tab. I, obr. 9). Chemické zloženie ortopyroxénov je uvedené v tab. 2. Analýzy sú v dobrej zhode s podobnými analýzami pyroxénov, pochádzajúcich z granitoidných hornín kyslého až intermediárneho zloženia, s hypoabysálnymi príznakmi vzniku (V. D. TJAN — N. V. POPOV 1976).

Amfiboly, výskyt ktorých bol zistený v niektorých vzorkách, svojim zložením zodpovedajú v zmysle klasifikácie B. E. LEAKA (1978) vápenatým amfibolom — horečnatému hornblendu až edenitu (podľa spôsobu prepočtu — tab. 3; pomenovanie v zmysle slovenskej terminológie in P. GRECLA — S. W. FARYAD 1985). Tvoria tmavohnedé, príp. tmavohnedo-zelené dobre štiepatelné zrná. Z diagramu Ti/Si (B. E. LEAKE 1965) vyplýva, že ide o amfiboly magmatického pôvodu (obr. 3).

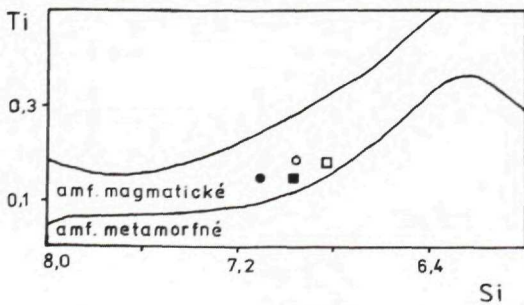
Granáty prítomné v granitoidoch sú viacerých typov, a to: 1. Väčšie, xenomorfné jedince svetloružovej farby, so zvýšeným obsahom Mg a so zastúpením Ca alebo Mn zložky (tab. 4; anal. a, b). Z nich časť (analýza „a“) na základe ich chemického zloženia považujeme za produkty kryštalizácie granitoidnej taveniny, kým iné (analýza „b“) predstavujú pravdepodobne granáty reliktné, zdedené zo zdroja bázičejšieho charakteru (obr. 4, 2). Malé izometrické zrná so zachovalými kryštálovými plochami ružovo-červenej farby, s vysokým obsahom Mn zložky (tab. 4; anal. „c“). V rámci zrna sa mení ich zloženie. Bolo zistené stúpanie obsahov Fe a Mg smerom od stredu kryštálu k okraju a naopak pokles obsahu Mn v tomto smere. Vznik posledného typu granátu spájame s alpínskou metamorfózou. Analýzy granátov zo vzorky č. 1 sú uvedené v tab. 4.

Diskusia

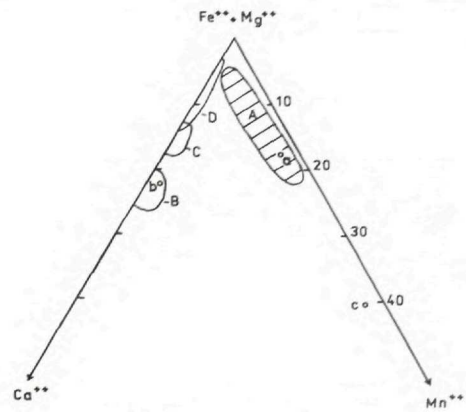
Granitoidné horniny, vystupujúce vo veporickej časti Nízkych Tatier sa svojím špecifickým postavením i vlastnosťami odlišujú od iných granitoidov tafroveporid. Vytvárajú malé, intenzívne tektonizované telesá, ležiace v blízkosti paleozoických vulkanicko-sedimen-

Tab. 2 Chemické zloženie ortopyroxénov

	Vz. č. 1			Vz. č. 3				Vz. č. 4			
SiO ₂	52,43	52,65	51,41	52,88	53,27	53,00	52,77	53,83	54,05	53,45	52,61
TiO ₂	0,16	0,15	0,13	0,25	0,37	0,22	0,23	0,16	0,18	0,30	0,18
Al ₂ O ₃	0,59	1,53	1,71	3,17	1,51	1,34	1,32	0,74	0,93	1,14	0,75
FeO	23,80	27,83	31,41	18,47	19,07	22,52	23,07	20,55	20,10	20,57	23,61
MgO	18,79	14,54	13,19	21,04	22,26	20,04	20,17	22,08	21,59	21,46	19,62
MnO	0,98	0,95	1,20	0,67	1,54	0,85	0,87	0,79	1,22	0,67	0,85
CaO	1,37	0,56	0,57	2,58	1,59	1,35	1,38	1,67	1,47	1,49	0,85
Na ₂ O	0,00	0,15	0,01	0,20	0,06	0,06	0,04	0,06	0,01	0,09	0,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu (%)	98,16	98,25	99,64	99,25	99,68	99,38	99,87	99,38	99,60	99,17	98,49
Prepočet na 6 atómov kyslíka											
Si	2,012	2,043	2,008	1,958	1,973	1,993	1,981	2,003	2,006	1,994	2,005
Ti	0,005	0,005	0,004	0,007	0,010	0,006	0,007	0,004	0,005	0,008	0,005
Al	0,027	0,070	0,079	0,138	0,066	0,059	0,058	0,033	0,041	0,050	0,034
Fe ²⁺	0,764	0,903	1,026	0,572	0,591	0,708	0,724	0,640	0,624	0,642	0,752
Mg	1,074	0,841	0,769	1,161	1,229	1,123	1,128	1,224	1,194	1,194	1,114
Mn	0,032	0,031	0,040	0,021	0,048	0,027	0,028	0,025	0,039	0,021	0,027
Ca	0,056	0,023	0,024	0,102	0,063	0,054	0,055	0,047	0,058	0,060	0,035
Na	0,000	0,001	0,001	0,015	0,004	0,005	0,003	0,004	0,004	0,005	0,001
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Spolu	3,970	3,918	3,949	3,974	3,985	3,974	3,985	3,979	3,971	3,976	3,974
Ferosilit. zložka (%)	41,6	51,8	57,2	33,0	32,5	38,7	39,1	34,3	34,3	35,0	40,3



Obr. 3 Diagram Ti/Si (B. E. LEAKE 1965), vyjadrujúci vzťah medzi zložením Ca-amfibolov a ich pôvodom. Vysvetlivky: krúžok — prepočet na 15 katiónov; štvorček — prepočet na 13 katiónov; plné symboly — stred zrna, prázdne symboly — okraj zrna.



Obr. 4 Chemické zloženie granátov rôznych typov hornín v grafe (Fe²⁺ + Mg²⁺)—Ca²⁺—Mn²⁺ (in: T. H. GREEN 1977; zjednodušene). Označenie polí: A — granáty z prírodných granitov; B — syntetické granáty z kremitých tholeiitov, andezitov a bazaltických andezitov; C — syntetické granáty z ryodacitov; D — syntetické granáty z metapelitov; a, b, c — pozíčné body jednotlivých analýz.

Tab. 3 Chemické zloženie amfibolu

	okr. zrna	str. zrna
SiO ₂	46,05	47,27
TiO ₂	1,59	1,33
Al ₂ O ₃	8,06	7,05
FeO	15,37	14,94
MnO	0,97	0,64
MgO	11,53	12,45
CaO	10,86	10,62
Na ₂ O	2,02	1,84
Spolu	96,35	96,14

Prepočet na 15 katiónov

Pozícia

T	Si	6,967	7,122
	Al ^{IV}	1,033	0,878
M(1—3)	Al ^{VI}	0,403	0,374
	Ti	0,182	0,150
	Fe ³⁺	0,000	0,000
	Fe ²⁺	1,691	1,596
	Mn	0,125	0,082
	Mg	2,600	2,798
M(4)	Fe ²⁺	0,241	0,286
	Ca	1,760	1,714
	Na	—	—
A	Na	0,588	0,533

Názov amfibolu: *edenit*

Prepočet na 13 katiónov

Pozícia

T	Si	6,840	6,969
	Al ^{IV}	1,160	1,031
M(1—3)	Al ^{VI}	0,250	0,194
	Ti	0,179	0,147
	Fe ³⁺	0,649	0,753
	Fe ²⁺	1,247	1,089
	Mn	0,122	0,080
	Mg	2,553	2,737
M(4)	Fe ²⁺	—	—
	Ca	1,747	1,702
	Na	0,253	0,298
A	Na	0,335	0,235

Názov amfibolu: *horečnatý hornblend*

Použitá nomenklatura amfibolov v zmysle prác: B. A. LEAKE (1978), resp. P. GRECULA — S. W. FARYAD (1985).

Tab. 4 Chemické zloženie granátov

	a	b	c
SiO ₂	37,65	37,70	36,33
TiO ₂	0,00	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	20,91	20,19	20,11
FeO	30,31	30,37	26,55
MnO	6,49	0,63	16,43
MgO	3,89	1,59	0,58
CaO	0,88	6,88	0,83
Spolu	100,13	97,40	100,86

Zastúpenie zložiek (prepočítané na 8 katiónov)

pyrop	15,5	6,6	2,4
almandín	66,9	71,2	56,5
spessartín	14,7	1,5	37,4
grossulár	1,7	18,7	1,3
andradit	1,2	2,0	2,4

tárnych komplexov, ku ktorým majú pravdepodobne vzťah. Budované sú horninami typu tonalitov, adamelitov a pod. a je pre ne charakteristický nízky pomer K/Na. Uvedené črty naznačujú možnosť priradiť ich k trondhjemit-tonalitovej sérii.

Horninové asociácie trondhjemit-tonalitovej série sú známe a opísané z mnohých oblastí sveta. Vznikali v rôznych geotektonických podmienkach (diskutované napr. in F. BARKER 1983). Zistené boli v subvulkanických oblastiach ostrovných oblúkov, často spojené s vulkanickými horninami dacitového a ryodacitového zloženia (F. BARKER — H. T. MILLARD Jr. — R. J. KNIGHT 1983). Vyskytli sa aj na proterozoických a paleozoických okrajoch kontinentov, kde sú tesne priestorove späté so zónami subdukcie, ďalej v ofiolitových komplexoch, atď. V rámci uvedenej formácie spravidla ako prvé generujú bázičné horniny (gabrá) a až po nich vznikajú kyslejšie členy — tonality, trondhjemity, plagiogranity, diority, dacity a pod., ktoré v porovnaní s prvými budujú objemove väčšie telesá. Často intrudujú do okolitých vulkaniko-sedimentárnych komplexov a spolu s nimi bývajú deformované. Niekedy prechádzajú i do subvulkanických telies žulových porfýrov. Na druhej strane je pre ne typický nedostatok pegmatitov.

Mechanizmus vzniku magiem hornín trondhjemit-tonalitovej asociácie, hoci už na túto tému bolo publikovaných veľa hypotéz, dosiaľ nebol celkom objasnený. Ako uvádza F. BARKER (1983), existuje niekoľko základných možností vzniku hornín uvedenej série, a to: z bazaltoidných a andezitoidných tavenín v procese diferenciacie frakčnou kryštalizáciou;

pri parciálnom roztavení v relatívne suchých, ale i H₂O nasýtených podmienkach, pričom ako zdrojové horniny nemožno vylúčiť droby, vulkanické horniny dacitového zloženia, príp. intruzívne horniny s nízkym pomerom K/Na. Jedným z predpokladaných procesov formovania granitoidných hornín podobného zloženia je i hydrotermálna metasomatóza, a to v takých podmienkach, kde hrá značnú úlohu voda (B. LAGERBLAD — R. GORBATSCHEV 1985).

V našom prípade sa najreálnejšou javí možnosť vzniku skúmaných granitoidov v subvulkanických úrovniach ostrovných oblúkov, kde mohli vzniknúť aj telesá granodioritových porfyritov a iných hornín, prítomných v širšej oblasti. Na to, že pri tvorbe nami skúmaných granitoidných hornín sa výrazne uplatnila prchavá zložka, poukazuje kryštalomorfológia zirkónov a tiež i nedostatok zonálnosti (okrem zrn, pochádzajúcich z okrajových častí telesa). Výskyt starších jadier v kryštáloch novotvorených zirkónov umožňuje predpokladať, že zdrojový materiál obsahoval aj sedimentárnu zložku klastogénnej povahy. Vystupovanie ortopyroxénov a zelenohnedých a hnedých amfibolov magmatogénneho pôvodu v granitoidných horninách by mohlo byť ďalším dôkazom ich príslušnosti k vyššie uvedenej sérii. Obdobné asociácie minerálov uvádzajú V. D. TJAN — N. V. POPOV (1976), W. SCHÜTZ et al. (1987). Prítomnosť granátov, z ktorých časť svojim zložením je blízka granátom z bázičných hornín, svedčí o existencii bázickejšej zložky v zdroji. Amfiboly a pyroxény zloženia hyperstén až ferohyperstén považujeme za produkt kryštalizácie z taveniny. Súhrnne je teda možné predpokladať, že ku zdrojovému materiálu, z ktorého vznikla granitoidná tavenina okrem hornín klastogénnej povahy (pravdepodobne drobového charakteru) svojim podielom prispeli i bázičné magmatity.

Priemerné hodnoty predĺženia zirkónov vykazujú veľkú variabilitu, čo môže byť — pri nevýraznom kolísaní chemického zloženia hornín spôsobené predovšetkým rozdielnou rýchlosťou tuhnutia taveniny v rámci telesa. Vyššie spomenuté zjavné rozdiely v predĺžení zrn, a to i na krátku vzdialenosť taktiež potvrdzujú, že pôvodne išlo o malé telesá.

Potrebné je tiež spomenúť, že asociácia akcesorických minerálov v nami skúmaných horninách sa výrazne odlišuje od asociácií, uvádzaných

z iných granitoidov veporického kryštalinika (napr. J. GREGUŠ — J. HATÁR — P. HVOŽDÁRA in E. KRIST 1980). K ochudobneniu minerálnych asociácií hornín prispela samozrejme i alpínska metamorfóza. Jej účinkom došlo taktiež k výrazným zmenám v chemickom zložení hornín. Okrem Mn granátov vznikli i niektoré ďalšie minerály. Celkový obsah akcesorických minerálov — hlavne koncentrátorov U, Th, Zr, prvkov vzácnych zemín a pod. sa znížil.

Záver

Rôznorodosť komplexov, vystupujúcich v sz. a severnej časti veporického kryštalinika, zahrňujúca okrem metasedimentov i vulkanické horniny rozdielného pôvodu a zloženia, ďalej „ortoruly“, kataklazované granitoidy atď., a to všetko postihnuté iba premenami nižšieho stupňa, sa javí kľúčovou pre dešifrovanie geologického vývoja v staršom paleozoiku. Pomocou detailného mineralogicko-petrologického a geochemického výskumu, doplnené o spoľahlivé geochronologické údaje a tiež poznatky z litologického a faciálneho výskumu je možné rozuzliť komplikovanú problematiku vzniku a vývoja jednotlivých komplexov. Naš príspevok ukázal iba jeden zo spôsobov, ako efektívne riešiť túto zložitú úlohu.

Autori touto cestou vyjadrujú vďaka spolupracovníkom z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, ktorí prispeli k zvládnutiu vytýčeného cieľa: RNDr. J. HATÁROVI, CSc., RNDr. J. KRISTÍNOVI, CSc., RNDr. F. CAŇOVI a K. ŠEBOROVI.

Literatúra

- BAILEY, J. C. 1977: Fluorine in granitic rocks: a review. — Chem. Geol., 19, Amsterdam, 1—42.
BAJANIČ, Š. — BIELY, A. — MIKO, O. — PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). — Geol. Práce, Spr. 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
BARKER, F. 1983: Trondjemit: opredelenije, geologičeskaja obstanovka i gipotezy obrazovanija. — In: Trondjemity, dacy i svjazannyje s nimi porody. Izd. Mir, Moskva, 9—18.
BARKER, F. — MILLARD, J. R. JR. — KNIGHT, R. J. 1983: Predvariteľnyje dannyje po geologii devon-

- skich ostrovođužnych vulkaničeskich i intruzivnych porod, rajon Uest-Šasta, Kalifornija, — In: Trondjemity, dacity i svjazannyje s nimi porod. Izd. Mir, Moskva, 384—395.
- CAIRONI, V. 1985: Characterization of different granitic facies in the Baveno-Mottarone pluton by means of the typologic study of zircon populations. — *Re. Soc. ital. Mineral. Petrologia. Soc. mineral. ital.*, 40, Pavia, 341—352.
- CAMBEL, B. — ŠČERBAK, N. P. — KAMENICKÝ, L. — BARTNICKIJ, E. N. — VESELSKÝ, J. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii krystallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, Bratislava, 243—259.
- GRECULA, P. — FARYAD, S. W. 1985: Návrh slovenských názvov amfibolov. — *Miner. slov.*, 17, 5, Bratislava, 457—465.
- GREEN, T. H. 1977: Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. — *Contr. Mineral. Petrology*, 65, Berlin-New York, 59—67.
- HOVORKA, D. 1979: Genéza variských magmatitov Západných Karpát. — *Geol. Práce, Spr.* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—148.
- HRAŠKO, L. 1983: Akcesorické a ťažké minerály granitoidných hornín a metavulkanitov nízkotatranskej časti veporského kryštalinika. — *Manuskript-archív Kat. petrografie Prirodoved. fak. UK, Bratislava.*
- HRAŠKO, L. — MIKO, O. — HATÁR, J. 1986: Akcesorické a ťažké minerály paleozoických metavulkanitov nízkotatranskej časti veporského kryštalinika. — In: *Akcesorické minerály a ich význam. Zbor. konf. Domaša 1985*, 39—46.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Der geologische Bau des nord-westlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. — *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 32, Bratislava, 5—40.
- KAMENICKÝ, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 2, Bratislava, 275—281.
- KLINEC, A. — MIKO, O. — LUKÁČIK, E. — VOZÁR, J. — HANZEL, V. — PETRO, M. — RAKÚS, M. 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1 : 25 000). — *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronskeho komplexu veporid. — *Geol. Práce, Spr.* 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KRIST, E. — DÁVIDOVÁ, Š. — FEJDIOVÁ, V. — GRIGUŠ, J. — HATÁR, J. — HRINDA, J. — HVOŽDÁRA, P. — SIEGL, K. — ŠÍMOVÁ, M. — VIDEŇSKÝ, J. 1980: Petrogenéza magmatitov, metamorfítov a problémy kryštalinika Západných Karpát. *Granitoidné horniny veporidného kryštalinika. Geofond, Bratislava.*
- LAGERBLAD, B. — GORBATSHEV, R. 1985: Hydrothermal alteration as a control of regional geochemistry and ore formation in the central Baltic Shield. — *Geol. Rdsch.*, 74, Stuttgart, 33—49.
- LEAKE, B. E. 1965: The relationship between composition of calciferous amphibole and grade metamorphism. — In: *Pitcher, W. S. — Flinn, G. W. (Eds.): Control of metamorphism. Edinburgh*, 299—310.
- LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. — *Canad. Mineralogist*, 16, Ottawa, 501—520.
- LJACHOVIČ, V. V. — TUROVSKIJ, S. D. 1968: Metodika izučeniya akcesornych mineralov izveržennyh porod. — In: *Akcesornyje mineraly izveržennyh porod. 1. izd. Izd. Nauka, Moskva*, 5—10.
- MAHEĽ, M. — ANDRUSOV, D. — BUDAY, T. — FRANKO, O. — ILAVSKÝ, J. — KULLMAN, E. — KUTHAN, M. — MATĚJKA, A. — MAZÚR, E. — ROTH, Z. — SENEŠ, J. — SCHEIBNER, E. — ZOUBEK, V. 1964: *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 — Banská Bystrica*. — *Ustr. Úst. geol.*, red. Bratislava, 1—270.
- MAHEĽ, M. — KAMENICKÝ, J. — FUSÁN, O. — MATĚJKA, A. 1967: *Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty*, 1, — *Ústr. Úst. geol. v Akademii, nakl. ČSAV, Praha*, 1—486.
- MIKO, O. 1981: *Strednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja vo veporidnom kryštalinike Nizkich Tatr*. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 4, Bratislava, 465—474.
- MIKO, O. — HOVORKA, D. 1978: *Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nizkych Tatier*. — *Záp. Karpaty. sér. mineral., petrogr., geochém., metalogen.*, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- MIKO, O. — KÁTLOVSKÝ, V. — CUBÍNEK, J. 1982: *Zmeny minerálneho a chemického zloženia niektorých veporidných granitoidných hornín pri alpínskej dislokačnej metamorfóze*. — In: *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 45—52.
- PITCHER, W. S. 1987: *Granites and yet more granites forty years on*. — *Geol. Rdsch.*, 76, 1, Stuttgart, 51—79.
- PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1977: *Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy*. — *Miner. slov.* 9, 4, Bratislava, 275—292.
- PUPIN, J. P. 1980: *Zircon and granite petrology*. — *Contr. Mineral. Petrology*, 73, Berlin-New York, 207—220.
- PUPIN, J. P. 1985: *Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology*. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 65, Zürich, 29—56.
- PUPIN, J. P. — BONIN, B. — TESSIER, M. — TURCO, G. 1978: *Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granites*. — *Bull. Soc. géol. France*, 20, 5, Paris, 721—725.
- PUPIN, J. P. — TURCO, G. 1972a: *Une typologie originale du zircon accessoire*. — *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, 95, Paris, 348—359.

PUPIN, J. P. — TURCO, G. 1972b: Le zircon accessoire en géothermométrie. — C. R. Acad. Sci., 274, Sér. D, Paris, 2121—2124.

PUPIN, J. P. — TURCO, G. 1972c: Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. — C. R. Acad. Sci., 275, Sér. D, Paris, 799—802.

SCHÜTZ, W. — EBNETH, J. — MEYER, K. D. 1987: Trondhjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the vulcanites and mineral deposits of the Iberian Pyrite Belt. — Geol. Rdsch., 76, 1, Stuttgart, 201—212.

ŠINKAREV, N. F. 1978: Proischoždenie magmatičeskich formacij. — Izd. Nedra, Leningrad, 1—304.

TJAN, V. D. — POPOV, N. V. 1976: Pyroxeny kak indikator glubinnogo proischoždenija granitoidnyh magm. — Izv. Akad. Nauk Kaz. SSR, Ser. geol., 4, Alma-Ata, 54—57.

WATSON, E. B. — HARRISON, T. M. 1983: Zircon saturation revised: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. — Earth planet. Sci. Lett., 64, Amsterdam, 295—304.

ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zřidel. — Věst. St. geol. Úst., 11, 5, Praha, 85—115.

Článok bol odovzdaný do tlače 14. 9. 1987

LUBOMÍR HRAŠKO — OTO MIKO

Accessory Minerals of Some Granitoid Bodies of the Veporic Part of the Nízke Tatry Mts., Discussion of Rock Genesis

Resumé

One of rock complexes that build up the Veporic crystalline are granitoid rocks of various types. They differ from each other in age and genesis, individual geotectonic position, mineral and chemical compositions etc. Samples for detailed research have been collected from small bodies of granitoid rocks exposed in the eastern, Veporic part of the Nízke Tatry Mts., NW of the village Bacúch. They occur in close vicinity of Lower Paleozoic rocks of the Janov grúň volcanosedimentary complex. The granitoids along with the above-mentioned paleovolcanic rocks were originally regarded as Permian intrusions penetrating through Precambrian diaphORIZED complexes. On the basis of later researches the authors regard the granitoids as pre-Variscan. In the sense of formation division the granitoid rocks were originally considered as a constituent of gabbro-plagiogranite formation.

Within our wider-focused research, we investigated accessory minerals of the granitoids and established their qualitative and quantitative shares. Grain morphology was studied by means of an electron microscope and chemical composition by an electron microprobe. Most attention was paid to zircons, pyroxenes, amphiboles and garnets — minerals important for the solution of the rock genesis.

The research of crystallomorphological shapes of zircons, carried out with the use of J. P. PUPIN — G. TURCO's (1972a) typological classification gave several significant results: zircon crystallization be-

gan at a temperature of about 900 °C, the main crystallization stage took place at temperatures of 600—650 °C. Volatile components played an important role in the crystallization. The melt was also contaminated by sedimentary material of clastogene character. The zircon grains contain corroded cores of an earlier generation. The evaluation of grain elongations proved that the granitoids had originally formed small bodies.

Pyroxene is represented predominantly by hypersthene, exceptionally ferrohypersthene. Brown amphiboles of magmatogene origin composed of Mg hornblende to edenite were also identified in the samples. There are three types of garnets — those formed during magmatic stage, relict garnets and younger-metamorphic ones.

The authors suppose that the granitoid bodies originated probably in pre-Variscan stage in subvolcanic areas of island arcs. Their association with paleovolcanics of the Janov grúň complex as well as granodiorite porphyrites in the wider neighbourhood is indicated. The fact that the granitoids belong into trondhjemite-tonalite series is suggested by the presence of pyroxenes and amphiboles in the rocks. In general, the accessory mineral assemblage of the granitoids researched is remarkably different from other, predominantly Variscan granitoids of the Veporicum.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—III

Tab. I.

Akcesorické minerály granitoidných hornín. Snímky prevedené na riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM-U3 (K. ŠEBOR).

- 1 — Asymetrický zirkón — kombinácia podtypov $L_2 - S_2$; zväčš. $360 \times$. Vz. č. 2.
- 2 — Zrast dvoch zirkónov podtypu $L_2 - S_2$; zväčš. $180 \times$. Vz. č. 5.
- 3 — Metamiktý zirkón, podtyp G_1 ; zväčš. $150 \times$. Vz. č. 2.
- 4 — Asymetrický zirkón, podtyp S_8/S_6 ; zväčš. $150 \times$. Vz. č. 5.
- 5 — Zirkón, podtyp S_{12} ; zväčš. $150 \times$. Vz. č. 1.
- 6 — Zirkón, podtyp S_{18} ; zväčš. $180 \times$. Vz. č. 3.
- 7 — Magmaticky korodovaný zirkón blízky podtypu S_{20} ; zväčš. $270 \times$. Vz. č. 5.
- 8 — Korodovaný kryštál apatitu; zväčš. $290 \times$. Vz. č. 3.
- 9 — Ortopyroxén s inklúziou magnetitu; zväčš. $90 \times$. Vz. č. 3.
- 10 — Tmavohnedný Mg-Fe amfibol; zväčš. $130 \times$. Vz. č. 5.

- 11 — Granát — spojka tetragóntrioktaédra a rombického dodekaédra; zväčš. $65 \times$. Vz. č. 3.

Tab. II

Rôzne variety zirkónov. Snímky prevedené na riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM-840 (Dr. F. CAŇO).

- 1 — Zirkón podtypu S_2 , so starým jadrom. Vz. č. 5.
- 2 — Zirkón podtypu S_2 , so starým, výrazne korodovaným jadrom. Vz. č. 2.
- 3 — Zirkón s prerušovanou zonálnosťou a s čiastočnou koróziou vnútornej časti. Podtyp S_{12} . Vz. č. 2.

Tab. III

- 1 — Dorastanie zirkónu podtypu L_2 metamiktým lemom (L_3). Vz. č. 4.
- 2 — Výrazne zonálny zirkón podtypu L_3 , typický pre okrajové časti telesa. Vz. č. 3.
- 3 — Fluidálne inhomogénny zirkón podtypu S_2 . Vz. č. 4.

MILAN POLÁK — MILAN KOHÚT

Problémy tektonickej stavby východnej časti Veľkej Fatry

(1 obr., 1 farebná mapa, anglické resumé)

Abstract. This article is mainly dealing with the tectonic structure of the E part of the Veľká Fatra Mts. The main problem is the contact of the crystalline basement with the Mesozoic envelope sequence or Križna nappe. The problem of overthrusting of crystalline rocks on Mesozoic complexes in the post Paleogene or Miocene period is discussed.

Úvod

Počas geologického výskumu sme venovali v poslednom období zvýšenú pozornosť východnej časti Veľkej Fatry. Zvlášť sme sa zaoberali kryštalinikom a mezozoickými súbormi hornín. Analyzovali sme ich náplň a predovšetkým charakter a formu tektonického styku týchto dvoch komplexov, ako aj charakteristiku základných stavebných črt vyšších tektonických jednotiek tejto časti pohoria.

Východná časť Veľkej Fatry a priľahlá oblasť západného úseku Nízkych Tatier predstavujú územia, ktorým bola už v minulosti venovaná zvýšená pozornosť. Prvé zmienky pochádzajú od D. ŠTÚRA (1868). Základná geologická mapa a litostratigrafické členenie, ako aj tektonická interpretácia tohto územia pochádzajú od A. MATĚJKU (1927). Novšia etapa zahŕňa práce J. BYSTRICKÉHO (1956), D. KUBÍNYHO (1958), ktorý sa zaoberal spracovaním kryštalinika. V poslednom období sú to najmä práce A. BUJNOVSKÉHO — E. LUKÁČIKA (1985), A. BUJNOVSKÝ — M. POLÁK (1985).

Predmetné územie je súčasťou vnútorných Západných Karpát. V zmysle členenia predpaleogénnych tektonických jednotiek Západných Karpát (D. ANDRUSOV — J. BYSTRICKÝ — O. FUSÁN 1973) sa na jeho stavbe podieľajú: tatrikum, križňanský a chočský príkrov.

Tatrikum je zastúpené kompetentným kryštalinikom a autochtónnou, resp. paraautochtónnou obalovou sekvenciou zloženou z mezozoických sedimentov.

Kryštalinikum

Kryštalinikum Veľkej Fatry — Ťubochňiansky masív budujú s absolútnou prevahou granitoidné horniny. Len vo východnej časti sú zachované biotitické, muskoviticko-biotitické, ojedinele aj amfibolicko-biotitické ruly vo forme tenkých asimilovaných šmúh.

Granitoidné horniny sú zastúpené viacerými typmi, ktoré reprezentujú rôzne intruzívne a diferenciačné štádiá. Plošne najrozšírenejším typom sú stredozrnné, sivé biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority až tonality — smrekovický typ, ktorý sa v literatúre dáva do analógie s Ľumbierskym typom granitoidu z Nízkych Tatier. Juhozápadné časti masívu budujú stredno až hrubozrnné, miestami porfýrické, biotitické a dvojsľudné granity až granodiority s ružovými K-živcami. Tento typ granitoidu býva označovaný ako prašivský a pri jeho

vniku sa uplatnili aj metasomatické procesy v neskoromagmatickom a pomagmatickom štádiu. Strednozrné leukokrátne, muskovitické granity až granodiority budujú predovšetkých sz. časť predmetného územia v okolí Ľubochnianskej doliny, Krivej a Rumbárov. Medzi jednotlivými typmi granitoidov sú pozvoľne prechody. Pomerne hojné sú pegmatity a aplity, ktoré sa najviac koncentrujú vo východnej časti územia.

Alpínska vysokotlaková deformácia Ľubochianskeho masívu prejavujúca sa v granitoidoch, okrem disjunktívneho postihnutia aj kataklázou minerálnych zŕn a rekryštalizáciou kremeňa, dosiahla pT podmienok zelených bridlíc.

Obalová sekvencia

Je zastúpená šiprúnskou — veľkofatranskou mezozoickou sekvenciou. Je tvorená kompletným vývojom litostratigrafických jednotiek od bazálneho detritického spodnotriasového lúžňanského súvrstvia cez platformné sedimenty strednotriasových gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov.

Vrchný trias je v charakteristickom hrubodetritickom vývoji karpatského keupru. Liasové sekvencie sú na báze charakterizované transgresívnym súvrstvom trlenským, s výrazným podielom detritického komponentu. Typickým súvrstvom šiprúnskej sekvencie sú algäuske vrstvy vyššieho liasu. Vrchnojurské sedimenty, rádioláriuové vápence, rádiolarity, doskovité aptychovo-sakokómové vápence predstavujú hlbokovodnú pelagickú sedimentáciu. Spodnokriedové karbonáty sú zastúpené lučivnianskym súvrstvom stratigrafického rozpätia berias — barém. To prechádza do tmavých až čiernych slienitých rohovcových vápencov aptu. Najvyššiu časť vytvára mohutné flyšové, flyšoidné súvrstvie stratigrafického rozpätia alb — spodný turón (A. BUJNOVSKÝ — M. POLÁK 1985).

Križňanský príkrov

Predstavuje veľkopriestorovú tektonickú jednotku presunutú na tatrikum. Na základe lito faciálneho členenia M. MAHEĽ (1967) zodpovedá litostratigrafická náplň príkrovu zliechovskej sekvencii, stratigrafického rozpätia stredný trias — alb. Stredný trias zastupujú

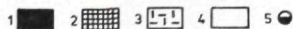
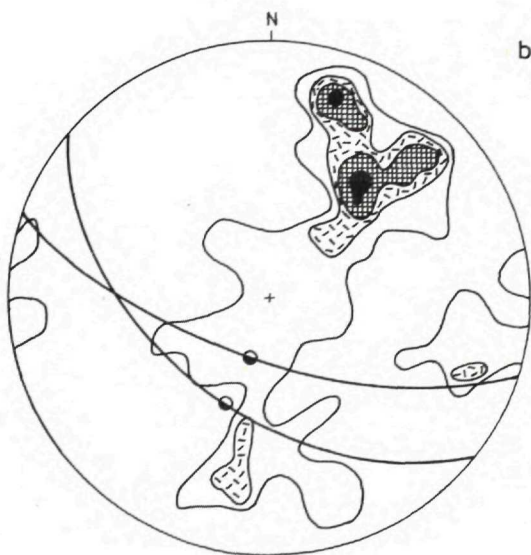
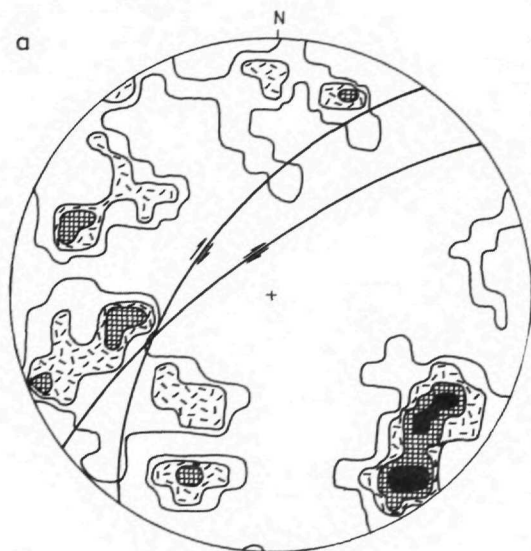
karbonátové sedimenty platformného typu, často s pestrými organodetritickými a organogénnymi vápencami. Vrchný trias je v charakteristickom pestrom vývoji karpatského keupru. Jurské sedimenty sú vo veľmi pestrom lito faciálnom, laterálne rýchlo sa meniacom vývoji v jednotlivých častiach pohoria. V predmetnom území tvorí bazálne časti kopienecké súvrstvie. Typickým súvrstvom je flekenmerglová litofácia, dosahujúca veľkých mocností veku sinemúr — lotaring. Na tejto úrovni dochádza k laterálnym zmenám smerom k západu pestrými kalovými vápencami, prechádzajúcimi do nadložia do adnetských vápencov toarku. Doger — malm je zastúpený rádioláriuovými vápencami, rádiolaritmi a kalovými sakokómovými vápencami. Najvyššiu juru — spodnú kriedu reprezentujú slienité vápence, sliene, bridlice, často s vložkami organodetritických vápencov. Apt zastupuje súvrstvie slienitých bridlíc, slienitých vápencov. Smerom do nadložia pribúda detritickej zložky a súvrstvie prechádza do porubského flyšového súvrstvia.

Chočský príkrov

Je zastúpený v južnej časti predmetného územia vo výraznej príkrovovej pozícii. Litostratigrafickou náplňou patrí bielovážskej sekvencii. V bazálnej časti sú zastúpené gutensteinské vápence. V ich nadloží vrchnoaniské ramsauské dolomity. Charakteristickým súvrstvom sú ilýrsko-ladinské reiflinské vápence. Laterálne sú reiflinské vápence zastúpené wettersteinskými vápencami. Spodný karn zastupuje litofácia klastických lunzských vrstiev. Vrstevný sled je ukončený súvrstvom hlavného dolomitu norického veku.

Poznámky k tektonickej stavbe

Smrekovická zóna je zložená z kompetentného granitoidného jadra a mezozoickej obalovej sekvencie. V oblasti Veľkého Šiprúňa je kontakt Ľubochnianskeho granitoidného sokla s mezozoickým obalom transgresívny. Spodnotriasové lúžňanské súvrstvie je tu diskordantne uložené na kryštalíniku. Kontakt je na mnohých miestach sprostredkovaný prechodnou vrstvou. Tá je zložená z úlomkov-valúnikov spodnotriasových kremencov a fragmen-



Obr. 2 Kontúrový diagram a) pólů dislokačných plôch, b) lineácií na dislokačných plochách granitoidov jv. časti Veľkej Fatry.

1 — > 4%, 2 — 3—4%, 3 — 2—3%, 4 — 1—2%, 5 — prešmyk (M. KOHÚT 1988)

tov výrazne kryštalického zloženia, ktoré sú navzájom stmelené. Často je možné pozorovať zreteľné vtlačanie valúnov kremeňa do podložného kryštalinika. Táto prechodná zóna javí známky následného intenzívneho alpínskeho tektonického prepracovania, prejavujúceho sa výraznou mylonitizáciou. Mineralogicko-petrografickými aspektmi týchto prejavov sa podrobnejšie zaoberal Z. MISAŘ (1971) západnej časti Ľubietovského kryštalinika Nizkých Tatier.

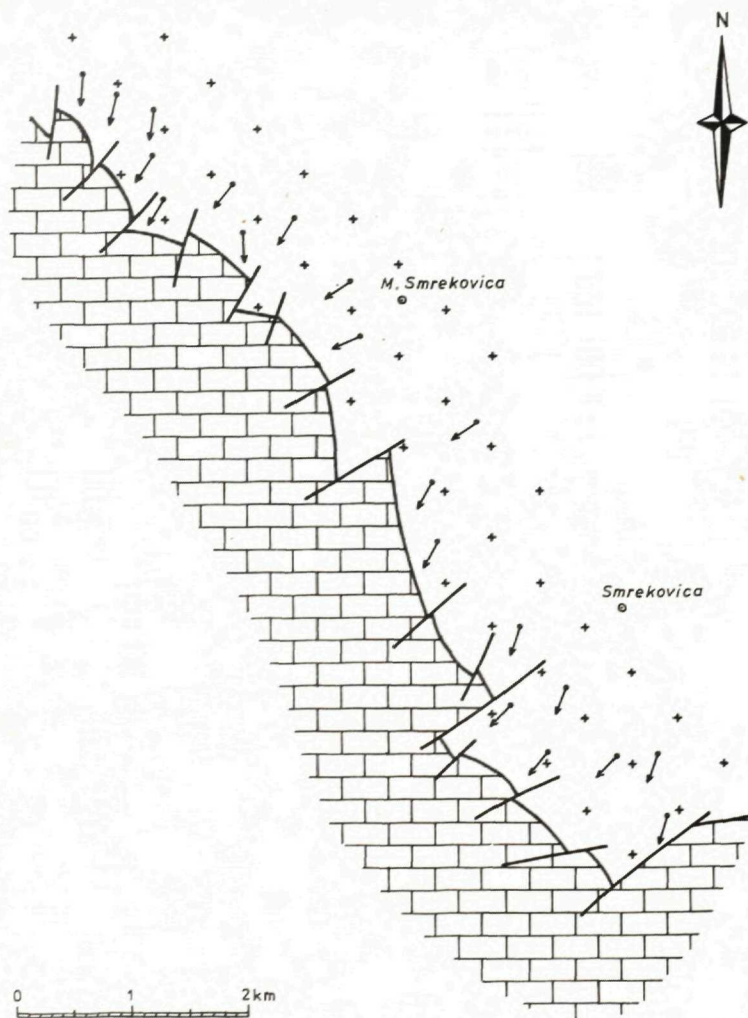
Naproti tomu v iných častiach je kryštalinikum vo výraznom tektonickom styku s mezozoickými sekvenciami. V severnej, resp. severovýchodnej časti v oblasti doliny Vyšná Krivá a Rumbáre sa stýkajú granitoidy so súvrstvím algäuských vrstiev (lotaring), resp. s flyšoidným súvrstvím spodnej kriedy. V úseku Rumbáre, Močidlá, dolina Skalné sú v kontakte granitoidy s ladinskými ramsauskými dolomitmi a len sporadicky s gutensteinskými vápencami krížňanského príkrovu.

Kontakt je výrazne zlomového charakteru s úklonom 50—70° k severu, resp. k SV. Pozdĺž týchto porúch došlo k značným presunom granitoidných hornín cez mezozoické členy. Tým vysvetľujeme chýbanie mladších členov, resp. v niektorých úsekoch celej obalovej sekvencie. V podstate ide v týchto prípadoch o tektonické prekrytie, sčasti spôsobené presunmi, a nielen o výrazné tektonické redukcie, ako to bolo zdôrazňované (J. BYSTRICKÝ 1956). Dĺžka týchto presunov sa pohybuje rádovo niekoľko sto metrov.

Smrekovický granitoidný masív je alpínsky deformačne postihnutý. Výrazne sú v ňom vyvinuté ruptúrne deformácie od jednoduchých puklín cez puklinovú kliváž a mylonitové zóny až po zlomové štruktúry. Na disjunktívnych plochách bolo sledované rýhovanie — striácie a tektonické zrkadlá s tektonoglyfmi. Tieto stopy pohybu zaznamenávajú relatívny pohyb medzi blokmi a spravidla zobrazujú posledný pohyb na zlomovej ploche, resp. akejkolvek ruptúre. Stopy pohybu neudávajú absolútnu veľkosť pohybu na disjunktívnej poruche, avšak dobre zaznamenávajú smer pohybu. Z rozboru stop pohybu (obr. 2b, obr. 3) v sv. časti Veľkej Fatry vychádza, že tento retrográdny násun má generálne s.-j., resp. sv.-jz. smer. Zo vzájomného vzťahu litónov na disjunktívnych plochách

môžeme konštatovať, že sa prejavuje ako kombinovaný prešmyk s horizontálnym posunom. V prvej etape po čiastočnom výzdvihu kryštallického jadra a poklese mezozoika došlo k prešmyknutiu granitoidného masívu na mezozoické sekvencie. Po zväčšení kompresívnych a extenzívnych síl sa juhovergentný násun zvýraznil horizontálnymi posunmi a došlo k šikmým zdvihom (obr. 2a). V záverečnej etape sa horizontálne posuny zvýraznili po strmých zlomových plochách (75—80° sv. — jz. priebehu s úklonom k SZ. Tieto zlomy najpravdepodob-

nejšie reprezentujú strižné zlomové štruktúry a sú dôsledkom súčasného pôsobenia napätia v s.-j. kompresívnom a v.-z. extenzívnom poli. Časť zlomov, pozdĺž ktorých sa uskutočnil horizontálny posun, prechádza transversálne cez kryštalinikum do šiprúnskej časti Veľkej Fatry. Tu podobne na styku mezozoika a kryštalinika sú zreteľné horizontálne posuny (M. KOHÚT 1989). Deformácia granitoidov je krehká, nepozorujeme v nich plastické deformácie, čo znamená, že nastala v pripovrchových podmienkach.



Obr. 3 Dominantné smery pohybu na disjunktívnych plochách granitoidov v jv. časti Veľkej Fatry (M. KOHÚT 1988)

Tieto presuny granitoidov na mezozoické komplexy sú výsledkom spätných retrošáriážnych násunov smerom k juhu, resp. k JV. Sú výsledkom popaleogénnych, resp. miocénnych pohybov.

Genéza týchto spätných pohybov súvisí veľmi pravdepodobne s kompresívnymi pohybmi vyvolávanými kolíziou karpatskopanónskej dosky s doskou euroázijskou. Je v súlade s geologickou interpretáciou seizmického profilu 2T (Č. TOMEK — L. DVOŘÁKOVÁ — I. IBRMAJER — R. JIŘÍČEK — T. KORÁB 1987, A. BIELY — T. KORÁB — J. LEXA 1987), kde je oblasť chočských vrchov, Nízkych Tatier chápaná ako neogénna kompresívna štruktúra vytlačená po násunových zlomoch uklonených k severu.

Je veľmi pravdepodobné, že aj v oblasti Veľkej Fatry sa tieto spätné pohyby prejavili práve formou presunov granitoidov na mezozoické komplexy. Charakter týchto spätných násunov je exaktne preukázateľný v severnej časti Malej Fatry, kde sú pozdĺž juhovergentného medzi-rozsuteckého prešmyku presunuté triasové a kriedové sedimenty chočského a krížňanského príkrovu na flyšové sedimenty spodného eocénu. Západne v oblasti Bránice je priamy tektonický styk jurských a kriedových sedimentov kysuckej sekvencie Bradloveho pásma so stredotriasovými dolomitmi chočského príkrovu (M. POLÁK 1979).

Obalová sekvencia má výrazný tektonický štýl kopírovania. Deformácie sedimentárnych komplexov sú priamo závislé od podložného kryštalinického fundamentu. Ten má výraznú tendenciu frakturácie, zatiaľ čo sedimentárny obal má skôr tendenciu vrásniť sa. Výsledkom tohto kopírovania sú výrazné tektonické okná obalovej sekvencie. V predmetnej oblasti je to tektonické okno v doline Rakytovej, kde sú odkryté predovšetkým spodnokriedové, resp. strednokriedové flyšové sedimenty. V západnej časti pohoria sa tieto tektonické okná prejavujú ešte výraznejšie.

Krížňanský príkrov tvorí v tomto území výraznú veľkopriestorovú tektonickú jednotku presunutú na rôzne členy obalovej sekvencie. Základnú kosť príkrovu, ako je zrejme z geologickej mapy (obr. 1), tvoria ramsauské dolomity, ktoré považujeme za vedúci horizont pri sledovaní štruktúrnej stavby príkrovu nielen v tejto časti, ale v celom pohorí Veľkej Fatry.

Stupeň intenzity deformácie krížňanského príkrovu je priamo závislý od stavby podložných tatrídnych elementov. Hlavnou štruktúrnou formou príkrovu v tejto oblasti je synklinálna stavba Veľkého Rakytova. Je to pomerne jednoduchá synklinála, ktorej kosť tvoria rigidné karbonátové komplexy stredného triasu. Jadro je budované jurskými a spodnokriedovými súvrstviami. Lokálne vykazujú jednotlivé súvrstvia rozličný stupeň vnútorného prevrásnenia priamo závislý od plasticity. Spodnokriedové súvrstvia vytvárajú malé tektonické okná v oblasti Teplej doliny a doliny Skalné. Súvrstvia sú mimoriadne intenzívne tektonicky prepracované, niekedy až do formy mylonitov, čo je dôkazom veľkého tlaku presunujúceho sa chočského príkrovu na podložné komplexy. Tento fakt poukazuje aj na plytkú pripovrchovú stavbu chočského príkrovu. Ten vytvára v oblasti doliny Revúcej formu plytkej synklinálnej štruktúry.

Záver

Z uvedených výsledkov detailného štúdia vyplýva, že rozsah juhovergentných retrošáriážnych pohybov popaleogénneho až miocénneho veku má v Západných Karpatoch väčší rozsah, ako sa v minulosti predpokladalo. Dokazuje aj potrebu väčšieho využívania drobnoshtruktúrnych štúdií, ale aj užšie prepojenie na výsledky geofyzikálnych meraní, ktoré v konečnom dôsledku môžu poskytnúť údaje pre interpretáciu geologických procesov.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. — X. Congr. Carpathian-Balkanian Geol. Assoc. Exc. Guide Book, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A. — KORÁB, T. — LEXA, J. 1987: Geologicko-geofyzikálna interpretácia profilu 2T. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. — LUKÁČIK, E. 1985: Geológia sz. časti Nízkych Tatier a príľahlej časti Veľkej Fatry. — Záp. Karpaty, sér. Geol. 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—65.
- BUJNOVSKÝ, A. — POLÁK, M. 1985: Mesozoic Lithostratigraphical Units of the Veľká Fatra Mts. — *Proced. rep. XIII th. Congr. KBGA, I. Krakow*, 23—27.

- BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. — Geol. Práce, Spr. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOHÚT, M. 1989: Štruktúrno-geologické pomery kryštalinika východnej časti Veľkej Fatry. — Správy o geol. výsk. 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—101.
- KUBÍNY, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. — Geol. Práce, Spr. 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1967: Regionálna geológia ČSSR, Díl II, Západní Karpaty, sv. 1, Ústř. Úst. geol. Praha.
- MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. — Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 529—617.
- MISAŘ, Z. 1971: Transformation of granite of the contact with mesozoic quartzites in Western part of the Low-Tatra Mts. — Acta Univ. Carol. geogr., 1—2, Praha.
- POLÁK, M. 1979: Geologické profily Krivánskou Malou Fatrou. — In: Tektonické profily Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—84.
- POLÁK, M. — BUJNOVSKÝ, A. — KOHÚT, M. et al. 1987: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36 122 — Donovaly 2. — Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTÜR, D. 1868: Bericht über geologische Aufnahme im oberen Waag und ground thale. — Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., Wien.
- TOMEK, Č. — DVOŘÁKOVÁ, L. — IBRMAJER, I. — JIŘIČEK, R. — KORÁB T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. — Geophys. J. Roy. astron. Soc., Houston, 383—388.

MILAN POLÁK — MILAN KOHÚT

Remarks to Tectonic Structure of the Veľká Fatra Mts. Eastern Part

Summary

In the structure of the Veľká Fatra Mts. E. part the following tectonic units are taking part: the Tatricum, Križna and Choč nappes.

The Tatricum is represented by competent crystalline rocks and autochthonous or parautochthonous envelope sequences.

The crystalline rocks of the Veľká Fatra Mts. are mainly formed by granitoid rocks of several types. They are biotite and muscovite-biotite granodiorites to tonalites, which are mostly spread. Further on, there are biotite to two-mica granodiorites to granites and leucocratic granites and granodiorites. The envelope sequence is represented by the Šipruň sequence. It is formed by complete development of lithostratigraphical units from the basal Lúžna beds through carbonate platform sediments of the Middle Triassic, complete carbonate development of the Jurassic to flyschoid and flysch sediments of the Albian — Lower Turonian.

The Križna nappe is developed in the Zliechov sequence, with complete lithostratigraphical development from the Middle Triassic to Albian here. The Choč nappe in this area is in Biely Váh development from the Anisian to Norian.

In this part of the area crystalline rocks are in contact with Lower Cretaceous sediments of the envelope sequence and Middle Triassic dolomites of the

Križna at a fault, the granitoids are thrust over them in the extent of several hundreds of metres. The minor structural investigation has proved that this retrograde overthrust is of N-S or NE-SW direction. It is manifested as combined upthrust with horizontal shift. In the first stage after uplifting of the crystalline core and sinking of the Mesozoic upthrust of granitoids on the Mesozoic took place. This south-vergent thrust was still stressed by horizontal displacements. The phenomena came into being in the post-Paleogene or Miocene period. In the West Carpathians these retrocharriage south-vergent overthrusts have been proved exactly near the Klippen Belt in the area of the Kriváň Malá Fatra Mts. where the Mesozoic is thrust over Eocene sediments in nappes and there is a direct contact of the klippen complexes with Choč nappe dolomites.

The genesis of these movements is very probably connected with compressive movements evoked by collision of the Carpathian-Pannonian plate with the Euroasian plate. These opinions were expressed in the interpretation of the geological profile from the results of seismic measurement at profile 2 T, in which the area of the Chočské vrchy Mts. and Nízke Tatry Mts. is understood as a Neogene compressive structure pushed to the S or SE at overthrust faults dipping north (Č. TOMĚK et al. 1987).

DANIEL PIVKO

Geologická stavba juhovýchodného úpätia Malej Fatry

4 obr., anglické resumé

Abstract. South-eastern foothills of the Malá Fatra Mts. are built up predominantly of the Mesozoic, namely the Lower Triassic of the Envelope unit, strongly tectonically deformed Križna nappe and partly developed Choč nappe. Mostly steeply inclined normal faults separate the Mesozoic nappes from the crystalline of the Malá Fatra Mts. and Neogene of the Turčianska kotlina basin.

Úvod

Študované územie tvorí jv. úpätie Malej Fatry a hraničí so sz. okrajom Turčianskej kotliny (obr. 1). Je budované najmä mezozoickými horninami, ktoré vystupujú na povrch v dvoch oblastiach: z. od Vrútok (obr. 2) a jz. od Martina medzi Bystričkou a Valčou (obr. 3).

Mezozoikum ako celok nebolo dosiaľ mapované. Pre potrebu zostavenia generálnej mapy 1 : 200 000 danú oblasť spracoval J. BYSTRICKÝ (1956). Z posledných prác, dotýkajúcich sa predmetného územia, treba spomenúť práce M. RAKÚSA (1973, 1974), zaoberajúce sa najmä stratigrafiou mezozoických súborov vystupujúcich medzi Bystričkou a Valčou. Zmienky o mezozoiku celej oblasti sú v práci J. GOREKA — D. WUNDERA (1981).

Obr. 1 Situačná mapka výskytu mezozoika na jv. úpäti Malej Fatry

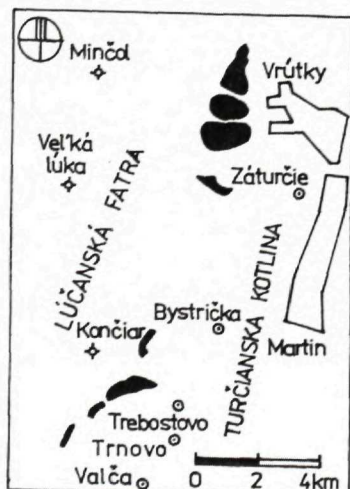
Litológia a stratigrafia

Obalová sekvencia (malofatranská)

Lúžňanské súvrstvie

Obalová sekvencia je zastúpená len červenými hrubozrnnými arkózovými pieskovecami až jemnozrnnými zlepcami a červenými strednozrnnými kremencami, ležiacimi na kryštaliniku Malej Fatry.

Červené arkózové pieskovce až zlepenca sú tvorené pomerne dobre opracovanými, ale zle vytriedenými zrnami kremeňa, menej živcami a úlomkami kyslých vulkanitov a fylitov.



RNDr. D. Pivko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81404 Bratislava.

Križňanský príkrov

Tvorí podstatnú časť mezozoika predmetnej oblasti. Tektonicky je veľmi redukovaný. No i napriek tomu sa jeho neúplné časti dajú zaradiť k zliechovskému vývoju (M. MAHEĽ et al. 1967) na základe prítomnosti hlbokovodných facií v jure (algäuské vrstvy, adnetské vápence).

Gutensteinské vápence — stredný trias

Len na základe litologickej podobnosti možno ku gutensteinským vápencom zaradiť sivé až tmavosivé jemnokryštalické vápence, tvoriace bázu križňanského príkrovu jedine sz. od Vrútok (obr. 2). V spodnej časti sú kavernózne a vo vrchných polohách silne zbrekčovatené.

Mikroskopicky sú to čiastočne rekrystalizované pelmikrity s ostrakódmi, zle zachovanými formaniferami, najčastejšie *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, ojedinele článkami krinoidov a skleritmi holotúrií.

Dolomity — stredný až vrchný trias

Len na jednom mieste z. od kóty Macúrovej (obr. 3) sa nachádzajú sivé, silne tektonicky porušené a rekrystalizované dolomity, ktoré sa dajú priradiť ku križňanskému príkrovu jedine na základe superpozície pod inými členmi križňanského príkrovu.

Karpatský keuper — vrchný trias — norik

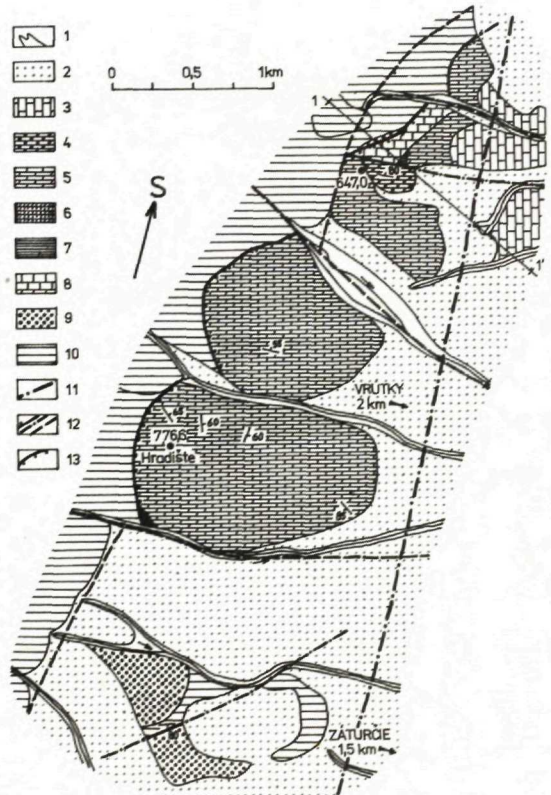
Červené ilovité bridlice a v nich sa vyskytujúce sivé mikritické laminované dolomity (len z. od Valče) možno na základe litologickej podobnosti priradiť ku karpatskému keuperu.

Organogénne vápence — réť

Západne od Valče (obr. 3) vystupujú sivočierne drobnolumachelové, koralové a krinoidovo-lumachelové vápence. Základnú hmotu majú mikritickú až sparitickú. Obsahujú hojné úlomky lamelibranchiátov, intraklasty karbonátov, menej úlomky brachiopódov a gastropódov. M. RAKÚS (1974) zaraďuje spomínané vápence do rétu na základe fauny: *Rhaetina gregaria* (Suess).

Piesčité organogénne vápence — hetanž

Dosiaľ z daného územia neboli opisované sivočierne piesčité organogénne vápence s polohami sivočiernych piesčitých vápencov s úlomkami kremeňa do 3 mm.



Obr. 2 Geologická mapa jv. úpätia Malej Fatry, severná časť (D. PIVKO 1986)

1-2: kvartér: 1 — riečne uloženy, 2 — svahové uloženy, 3 — neogén Turčianskej kotliny: sladkovodné vápence (vrchný miocén), 4-8: križňanský príkrov: 4 — sivé slienité vápence (berias — barém), 5 — algäuské vrstvy (lias), 6 — piesčité organogénne vápence (hetanž), 7 — karpatský keuper (vrchný trias), 8 — gutensteinské vápence (stredný trias), 9 — obalová sekvenca (malofatranská): lúžňanské súvrstvie (spodný trias), 10 — kryštalikum Malej Fatry: vcelku, 11 — predpokladaný priebeh strečnianskeho zlomu, 12 — zlomy: zistené, zakryté, predpokladané, 13 — príkrovové línie

Piesčité organogénne vápence majú sparitickú štruktúru. Tvorené sú prevažne zo schránok hrubostenných lamelibranchiátov a ostrohraných úlomkov kremeňa, menej karbonátov. V menšej miere sú prítomné gastropódy, ostne ježoviek a články krinoidov.

Vápence sú zaradené do hetanžu na základe faciálnej podobnosti s niektorými členmi kopie-neckého súvrstvia križňanského príkrovu na JZ Malej Fatry opisovanými M. RAKÚSOM (1974) a na základe superpozície v podloží algäuských vrstiev na jedinom odkryve j. od kóty Hradište (obr. 2).

Algäuské vrstvy — sinemúr až toark

Algäuské vrstvy sú v študovanej oblasti najrozšírenejšie. Západne od Vrútok dosahujú hrúbku až 250 m. Sú to doskovité až tenkolavivité, prevažne sivočierne škvrnité slienité vápence s tenkými polohami sivočiernych slienitých bridlíc.

Základná hmota vápencov má charakter biomikritu s hojnými ihlicami hubiek, menej rádioláriami, s ojedinelými ostrakódmi, úlomkami článkov krinoidov, foraminiferami a stomiosférami. Zaradenie do sinemúru až toarku je na základe porovnania s algäuskými vrstvami M. RAKÚSA (1974) na JV Malej Fatry.

Južne od kóty 673,0 (obr. 3) tvoria vrchnú časť vrstiev slaboskvrité sivohnedé vápence bez čiernych spongolitov. Obsahujú spongióvu mikrofáciu s prítomnými rádioláriami, ojedinelými úlomkami článkov krinoidov, foraminiferami a tenkostennými lamelibranchiátmi. Mikrofaciálne sa podobajú na „kremitý flekenmergel“ opísaný M. RAKÚSOM (1974) z JV Malej Fatry a zaradovaný do toarku.

Adnetské vápence — najvyšší lias

Južne od kóty 673,0 (obr. 3) v nadloží vápencov pripomínajúcich „kremitý flekenmergel“ sa nachádzajú červené a menej zelenkavé slienité, sčasti kremité vápence s medzivrstvičkami červených bridlíc.

Vápence majú mikritickú štruktúru s rádioláriovou mikrofáciou. Okrem rádiolárií obsahujú aj ihlice hubiek, menej „vlákna“. V horníne sa prejavujú náznaky hľuznatosti.

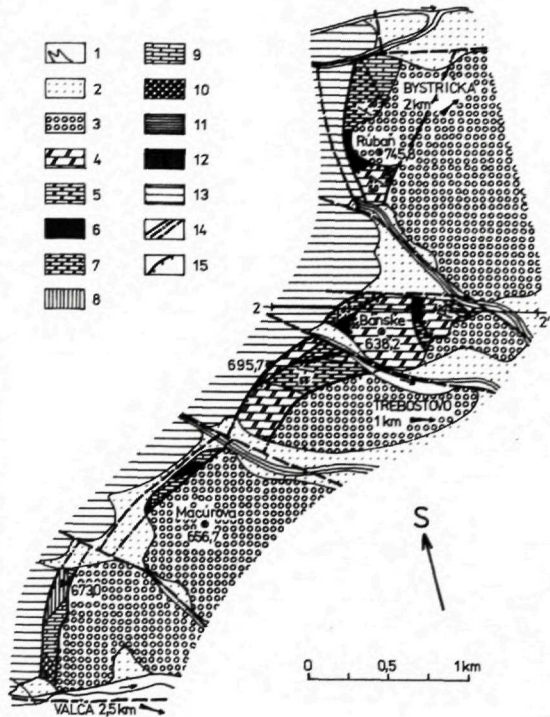
Podobné vápence sú opísané z toarku, na JV Malej Fatry (M. RAKÚS 1974).

Slienité vápence — berias — barém

Na základe mikrofaciálnych štúdií sa dajú slienité vápence rozdeliť na:

a) sivé, menej slienité vápence typu biancone — berias,

b) sivé až tmavosivé škvrnité slienité vápence — valangin — barém.



Obr. 3 Geologická mapa jv. úpätia Malej Fatry, južná časť (D. PRVKO 1986)

1-2: kvartér: 1 — riečne uloženiny, 2 — svahové uloženiny, 3 — neogén Turčianskej kotliny: prevažne karbonatické štrky a zlepenice (vrchný bádén až spodný sarmat), 4-5: chočský príkrov: 4 — sivé dolomity (stredný až vrchný trias), 5 — gutensteinské vápence (stredný trias), 6 — 12: križňanský príkrov: 6 — organogénne vápence (barém), 7 — sivé slienité vápence (berias — barém), 8 — adnetské vápence (najvyšší lias), 9 — algäuské vrstvy (lias), 10 — organogénne vápence (rét), 11 — karpatský keuper (vrchný trias), 12 — sivé dolomity (stredný až vrchný trias), 13 — krystalinikum Malej Fatry: vcelku, 14 — zlomy: zistené, zakryté, predpokladané, 15 — príkrovové línie

a) Sivé, menej slienité vápence typu biancone boli nájdené len na jedinom mieste na hrebeni Macúrovej (obr. 3). Svojím charakterom predstavujú biomikrity s rádioláριοvo-kalpiónelovou mikrofáciou. Prítomné sú aj foraminifery (*Nodosaria* sp.) a stomiosféry. Vrchnoberiaský vek dokazuje spoločenstvo kalpiónel: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionella elliptica* CADISH, *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Tintinopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU a *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM).

b) Valangin až barém je zastúpený sivými až tmavosivými doskovitými až bridličnatými škvrtitými slienitými vápencami.

Vápence majú mikritickú štruktúru s malým počtom jedincov, ale viacerými skupinami organizmov. Sú to nanokóny a rádiolárie (v niektorých vzorkách veľmi hojné), ďalej foraminifery (*Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirulina* sp.) „vlákna“, ojedinelé kadosíny, stomiosféry, kalpiónely, úlomky článkov krinoidov, ihlice hubiek a fosfatické úlomky.

Vrchná hranica súvrstvia — barém je preukázaná hojným výskytom foraminifery *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER).

Organogénne vápence — barém

Zo študovaného územia sú prvýkrát opísané tmavosivé s nádychom do hnedá lavicovité organogénne gravelové vápence. Vyznačujú sa hojnými bielymi kalcitovými žilkami s impregnáciami Fe-karbonátov. Vystupujú v oblasti medzi Bystričkou a Valčou v najvyššej časti krížňanského príkrovu.

Mikroskopicky ide väčšinou o intrabiosparity až intrabiomikrity. Vápence majú prevažne dobre opracovaný, ale zle vytriedený materiál, tvorený intraklastami mikritov (niekedy s uzavretými tintinidami), peletami a úlomkami organizmov; najčastejšie články krinoidov, schránky lamelibranchiátov, ostne ježoviek a aglutinované foraminifery, sporadicky sa vyskytujú zrnká kremeňa, glaukonitu, častý býva Fe-pigment, autigénne živce a kremeň.

Vápence sa vyznačujú bohatým spoločenstvom zle zachovaných foraminifer. E. HALÁSOVÁ určila rody: *Epistomina*, *Lenticulina*, *Marssonella*, *Martinotiella*, *Nodosaria*, *Ophthalmidium*, *Pseudotextulariella*, *Quinqueloculina*, *Spi-*

rilina, *Spiroloculina*, *Spiroplectammina*, *Textularia*, *Trochammina*, *Valvulina* a *Verneulina*.

Barémsky vek dokazuje prítomnosť druhu *Pseudotextulariella* sp. a neprítomnosť typicky aptských foraminifer. Aj podľa názoru A. Kullmanovej (úst. inf.) dané spoločenstvo foraminifer nasvedčuje tomu, že ide o barém. Litologicky podobný typ vápencov, ale s rohovcami opisuje M. RAKÚS (1974) z hoterivu až barému na JV Malej Fatry.

Chočský príkrov

Na základe podrobného geologického mapovania je prvýkrát v skúmanej oblasti medzi Bystričkou a Valčou vyčlenený chočský príkrov. Ide o tektonické trosky triasových vápencov a dolomitov ležiace v priamom nadloží spodnokriedových vápencov.

Gutensteinské vápence — stredný trias

Východne od kóty 695,7 vytvárajú výrazný skalnatý hrebeň tmavosivé až sivé hrubodoskovité až lavicovité vápence. Mikroskopicky sú to rekryštalizované mikrity s peletami, hojnými ostrakódmi, ojedinelými foraminiferami *Eerlandia* sp., úlomkami článkov krinoidov a gastropódov. Litologicky sú zhodné s gutensteinskými vápencami.

Dolomity — stredný až vrchný trias

Dolomity vystupujú hlavne v nadloží sivých vápencov. Makroskopicky sú to svetlosivé až tmavosivé masívne až hrubolavicovité, jemnokryštalické dolomity, často brekciovitá miestami kavernózne. Mikroskopicky vykazujú sparitickú štruktúru s rekryštalizovanými dakrykladáciami.

Tektonika

Horninové súbory študovaného územia nesú stopy silných tektonických pohybov nielen z obdobia sunutia príkrovov, ale najmä z obdobia neogénnej neskoroolpínskej tektoniky.

Z mezozoických jednotiek je na danom území najrozšírenejší krížňanský príkrov. Nemá však vyvinutý súvislý vrstevný sled. Na rôznych miestach vystupujú jeho rôzne časti. Zriedkavé

sú aj po sebe nasledujúce členy. Aj samotné súvrstvia bývajú väčšinou tektonicky redukované. Presunová plocha križňanského príkrovu, uklonená asi 30° k VJV, je viditeľná len z. od Vrútok. Tu ležia priamo na kryštaliniku väčšinou až algäuské vrstvy.

Zriedkavo sú na kryštaliniku zachované reliktly lúžňanského súvrstvia obalovej sekvencie Malej Fatry, ostatné členy boli pravdepodobne vyvalcované pri sunutí príkrovov.

Ako už bolo v texte povedané, chočský príkrov vystupuje len v j. časti územia (obr. 3), a to v príkrovej pozícii na kriedových vápencoch križňanského príkrovu.

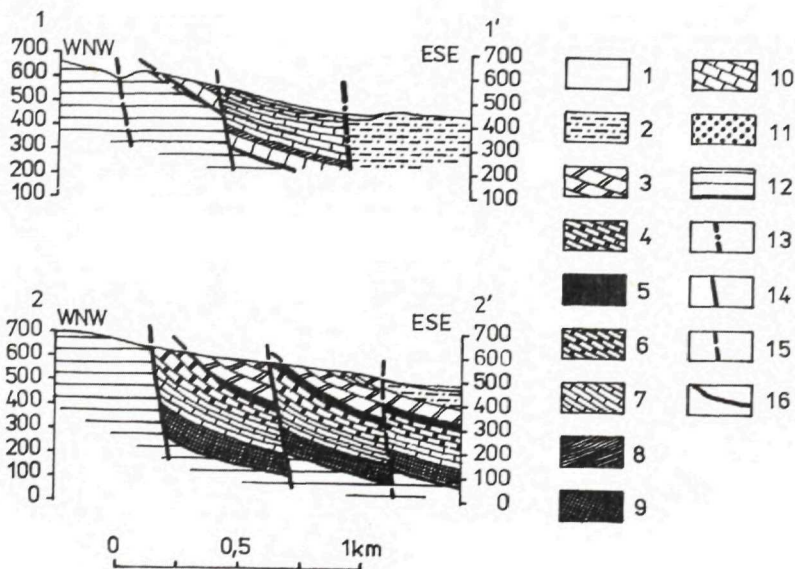
V súčasnej geologickej stavbe rozhrania Malej Fatry a Turčianskej kotliny sa najvýraznejšie prejavuje neskoroolpínska neogénna zlomová tektonika. Študovaným územím prechádza tzv. žiarske zlomové pásmo (L. ZBOŘIL — S. HALMEŠOVÁ — J. MIKUŠKA 1982), pozdĺž ktorého

v neogéne poklesávala oblasť Turčianskej kotliny a zapĺňala sa sedimentmi.

Žiarske zlomové pásmo sa prejavuje systémom pozdĺžnych paralelných zlomov, ktoré majú v s. časti územia sj. smer a v j. časti sa stáčajú do smeru SSV-JJZ. Zlomy sú strmo uklonené smerom do Turčianskej kotliny. Pravdepodobný priebeh zlomu s najväčšou amplitúdou poklesu tzv. strečnianskeho zlomu je znázornený na obr. 2 (od obr. 3 prebieha východnejšie mimo mapu).

Z pozorovaní v teréne a s pomocou viacerých geofyzikálnych prác (J. MÁJOVSKÝ — H. TKÁČOVÁ 1970, J. KOMORA 1976, J. KOMORA — F. SUCHÝ 1977 a L. ZBOŘIL — S. HALMEŠOVÁ — J. MIKUŠKA 1982) možno vyčleniť nasledovné pozdĺžne zlomy vplyvajúce na stavbu mezozoika na povrchu:

1. Zlom oddeľujúci kryštalinikum od mezozoika s amplitúdou poklesu na z. od Trebosto-



Obr. 4 Geologické rezy 1-1' a 2-2' (D. PIVKO 1986)

1 — kvartér: vcelku, 2 — neogén Turčianskej kotliny: vcelku, 3-4: chočský príkrov: 3 — sivé dolomity (stredný až vrchný trias), 4 — gutensteinské vápence (stredný trias), 5-10: križňanský príkrov: 5 — organogénne vápence (barém), 6 — sivé slienité vápence (berias — barém), 7 — algäuské vrstvy (lias), 8 — karpatský keuper (vrchný trias), 9 — sivé dolomity (stredný až vrchný trias), 10 — gutensteinské vápence (stredný trias), 11 — obalová sekvencia (malofatranská): lúžňanské súvrstvie (spodný trias), 12 — kryštalinikum Malej Fatry: vcelku, 13 — predpokladaný priebeh strečnianskeho zlomu, 14 — zlomy: zistené, 15 — zlomy: predpokladané, 16 — príkrovové línie.

va (obr. 3) najmenej o 600 m, dôsledkom ktorého sa chočský príkrov tektonicky priamo stýka s kryštalinikom. Smerom južnejšie sa veľkosť poklesu na ňom znižuje. V severnej časti územia (obr. 2) sa tento zlom prejavuje menej alebo nie je vôbec zreteľný. Na existenciu tohto zlomu poukázali už R. ONDRAŠÍK (1978) a J. GOREK — D. WUNDER (1981).

2. Blízko kóty Bánske a kóty 695,7 pretina mezozoikum pozdĺžny zlom, ktorý má tiež poklesový charakter, ale pokles na ňom je opačný; blok vzdialenejší od panvy je viac poklesnutý ako blok bližší k panve. Amplitúda poklesu je približne 100 m.

3. Zlom oddeľujúci mezozoikum od neogénnych štrkov a konglomerátov (obr. 3) s amplitúdou poklesu nad 100 m. Často je sprevádzaný vznikom tektonických brekcií spevnených kalcitom. Jeho existenciu predpokladal už R. ONDRAŠÍK (1978). Súvislý priebeh pozdĺžnych zlomov je prerušený staršími priečnymi zlomami, ktoré prechádzajú z Turčianskej kotliny až do kryštalinika Malej Fatry. Systém pozdĺžnych a priečných zlomov rozdeľuje študované územie do určitých krýh s rôznou mierou poklesu.

V blízkosti poklesových zlomov sú na niektorých miestach mezozoické horniny strmo vztýčené, inde zvrásnené a tektonicky podvrvené.

Záver

Mezozoikum jv. úpätia Malej Fatry je budované nasledovnými štruktúrno-litostratigrafickými jednotkami:

1. obalová sekvencia — tektonicky redukovaná len na bazálny člen — lúžňanské súvrstvie;

2. krížňanský príkrov — značne tektonicky redukovaná zliechovská sekvencia s rozpätím stredný trias až barém s novovyčlenenými členmi:

— piesčité organogénne vápence — hetanž,
— organogénne vápence — barém;

3. chočský príkrov — prvýkrát z daného územia opísané trosky jeho triasových vápenčov a dolomitov.

Predmetné územie má popri príkrovej stavbe z obdobia vrchnej kriedy dominantný

tektonický štýl z obdobia neogénnej neskoroalpínskej zlomovej tektoniky, ktorá sa prejavuje systémom paralelných zlomov s priebehom približne S-J, pozdĺž ktorých horninové súbory postupne poklesávali do príľahlej Turčianskej kotliny.

Literatúra

- BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. — Geol. Práce, Spr. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80—85.
- GOREK, J. — WUNDER, D. 1981: Geologická mapa severnej časti Turčianskej kotliny a úpätných svahov Malej Fatry. Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 okolia Martina — Vrútok. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—29.
- KOMORA, J. 1976: Geofyzikálny prieskum kryštalinika Malej Fatry, Lúčanská skupina, II. etapa — Geofyzika, Bratislava 1—16.
- KOMORA, J. — SUCHÝ, F. 1977: Geofyzikálny prieskum kryštalinika Malej Fatry, Lúčanská skupina, III. etapa. — Geofyzika Bratislava, 1—25.
- MÁJOVSKÝ, J. — TKÁČOVÁ, H. 1970: Správa o geoelektrickom prieskume v Turčianskej kotline. — Ústav užitej geofyziky, Bratislava, 1—32.
- MAHEĽ, M. et al. 1967: Regionální geologie, 2. Západní Karpaty, I. — ČSAV, Praha, 1—407.
- ONDRAŠÍK, R. 1978: Inžiniersko-geologické posúdenie možnosti výstavby PVE Bystrička. — GÚ PvF UK Bratislava, 1—21.
- PIVKO, D. 1986: Geologická stavba jv. úpätia Malej Fatry a príľahlej časti Turčianskej kotliny od Dubnej skaly po Valčiansku dolinu. — Diplomová práca. Katedra geológie a paleontológie PvF UK, Bratislava, 1—63.
- RAKÚS, M. 1973: Mezozoikum Lúčanskej časti Malej Fatry na listoch Rajecká Lesná M-34-98-C-d a Valča M-34-98-D-c. — Čiast. záv. správa za r. 1972—73. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—46.
- RAKÚS, M. 1974: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, listy Rajecká Lesná a Valča. — Čiastková záv. správa za r. 1972—74. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—59.
- ZBOŘIL, L. — HALMEŠOVÁ, S. — MIKUŠKA, J. 1982: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín — Turčianska kotlina. — Etapová správa. Geofyzika, Bratislava, 1—46.

Geological Structure of the South-eastern Foothills of the Malá Fatra Mts.

Summary

The Mesozoic in the south-eastern foothills of the Malá Fatra Mts. consists of the following structural-lithostratigraphic units: Envelope unit, Križna and Choč nappes.

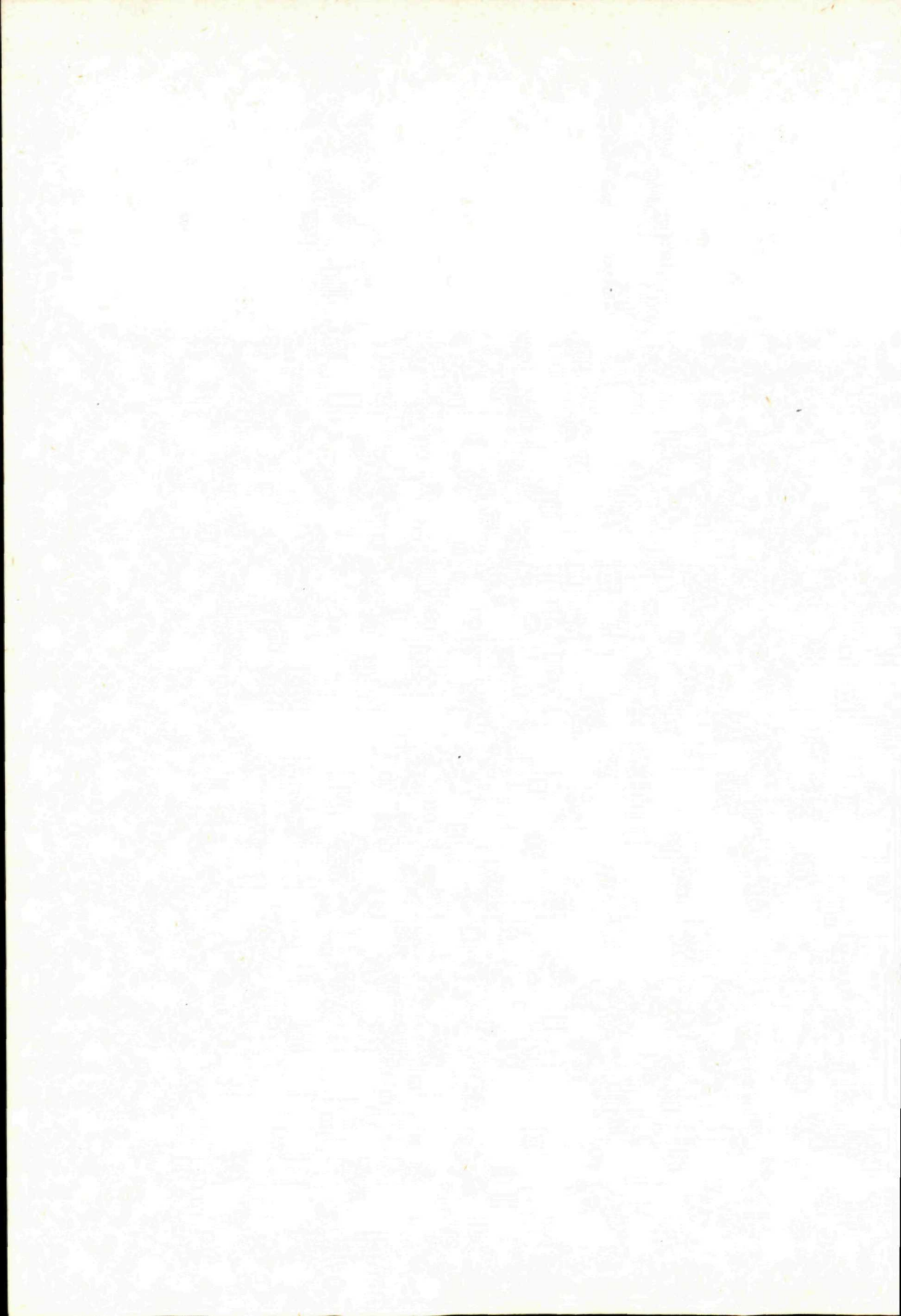
Of the Envelope unit there remained only relics of Lower Triassic „quartzites“. The other Envelope unit members are likely to have been rolled out during the nappe thrusting.

The Križna nappe is considerably tectonically reduced. In various places, its different members are preserved. These incomplete parts, however, can be assigned to the Zliechov development. The following members are present: Middle Triassic dark limestones, Middle to Upper Triassic dolomites, Carpathian Keuper, Rhaetian organogene limestones, Hettangian sandy organogene limestones determined for the first time, Lias fleckenmergel formation, red limestones of uppermost Lias age and finally Neocomian

marly limestones. The uppermost member of the Križna nappe, Barremian gravel limestones, has been newly established. It is characterized by a rich foraminifer assemblage. Overlying the Križna nappe in the southern part of the territory there are Triassic limestones and dolomites, in the past assigned to the Križna nappe.

The area studied is situated in a territory with a dominant late-alpine Neogene fault tectonics which played the main role in the formation of the Turčianska kotlina basin. The tectonics is represented by a number of roughly N-S trending parallel normal faults that gradually sink towards the Turčianska kotlina basin. The faults are most conspicuous in the southern part of the area, where they separate the crystalline from the Mesozoic and the Mesozoic from the Neogene. Unlike most faults, those amidst the Mesozoic are reverse.

Translated by L. Böhmer



MICHAL KALIČIAK — BRANISLAV ŽEC

Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slanské vrchy) a jeho prognózne aspekty

4 obr., 1 fotogr. tab. (IV), anglické resumé

Abstract. The paper summarizes the study results of an intrusive complex situated in the eastern part of andesite stratovolcano Strechový vrch Mt. in the central part of the Slanské vrchy Mts. The position of the intrusive complex in the stratovolcano's structure, its form, petrographic character degree of differentiation as well as metallogenetic importance have been determined.

The definition of the intrusion's genetic type and character may be used by further geological research and exploration.

Andezitový stratovulkán Strechový vrch je súčasťou vulkanického areálu Slanských vrchov. Severne od Dargovského priesmyku tvorí morfológicky výrazný vulkanický masív. Stratovulkán vznikol v období spodný sarmat—spodný panón (M. KALIČIAK — I. REPČOK 1987).

Predstavuje nepravidelnú kruhovú vulkanickú štruktúru, v rámci ktorej možno vyčleniť centrálnu, prechodnú i periférnu vulkanickú zónu (M. KALIČIAK a kol. 1986).

Geologická stavba stratovulkánu sa vyznačuje prítomnosťou, predovšetkým explozívnych a efúziivých vulkanických facií. V jeho stavbe sa však uplatňuje i extruzívny, ale hlavne intruzívny komplex.

Intruzívny komplex je tvorený telesami dioritových porfýrov, ktoré vystupujú na povrch jednak v strednej časti centrálnej vulkanickej zóny, ale tiež vo východnej časti stratovulkánu v údolí Cabovského potoka. Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánovej štruk-

túry je predmetom štúdia tejto práce. Na povrch vystupuje v rámci centrálnej až prechodnej vulkanickej zóny (obr. 1).

Prítomnosť intrúzie v tejto stratovulkánovej štruktúre Strechový vrch predpokladali na základe tiažovej anomálie L. POSPÍŠIL — J. TKÁČ (1980). Tiažová anomália, ktorej centrum je situované do oblasti centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu vytvára smerom na SV lalokovitý výbežok s hodnotou približne $100 \mu\text{ms}^{-2}$. Tento zodpovedá vyššie uvedenému intruzívnemu komplexu v údolí Cabovského potoka (obr. 2). Magneticky sa táto štruktúra neprejavuje a je nemagnetická. Po jej okrajoch sú kladné magnetické anomálie s maximálnou amplitúdou do 200 n T. (L. POSPÍŠIL — J. TKÁČ 1980). Tieto anomálie zodpovedajú poľu rozsiahlych lávových prúdov pyroxenických andezitov. Prúdy sú súčasťou vulkanického kužela a stratovulkanického plášťa s periklinálnym uložením smerom od centra (obr. 3).

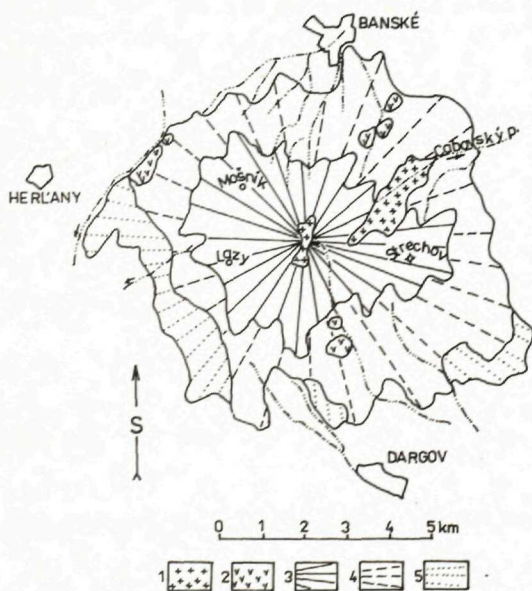
Geologická pozícia intruzívneho komplexu

Intruzívny komplex v údolí Cabovského potoka má voči centrálnej vulkanickej zóne excentrické postavenie a v prevažnej časti je situovaný v plášti stratovulkánu. Na povrchu je eróziou obnažený približne na ploche 3 km^2 a má pretiahnutý tvar v smere JZ—SV, ktorý indikuje tiež priebeh tiažovej anomálie (obr. 2). Intruzívny komplex môže byť tvorený skupinou ložných sillových telies alebo jedným väč-

ším telesom. Na existenciu jedného väčšieho intruzívneho telesa nasvedčuje jeho v podstate homogénny litologický charakter jednak na povrchu, ale i vo vertikálnom smere.

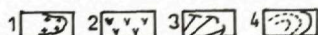
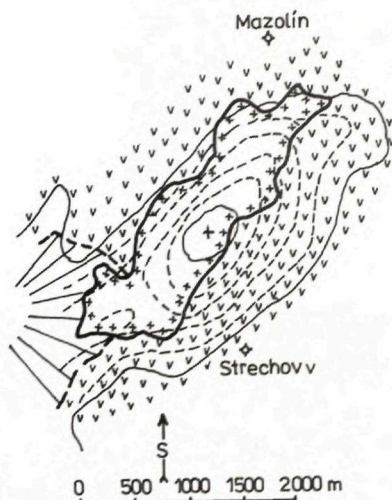
Prerok intruzívneho telesa bol podmienený tektonickou predispozíciou na priečnom zlomovom systéme jz. – sv. smeru. Podľa rádiometrického veku ($12,3 \pm 0,5$ mil. rokov, M. KALIČIAK — I. REPČOK 1987) vznik intrúzie zaraďujeme do stredného sarmatu a z hľadiska časového vývoja stratovulkánu má intravulkanickú pozíciu po sformovaní spodnej stavby stratovulkánovej štruktúry. Strednosarmatský vek intrúzie je časovo zhodný s obdobím formovania intruzívnych komplexov i v oblasti ďalších stratovulkánov Slanských vrchov (M. KALIČIAK — I. REPČOK 1987). Je teda odrazom jednotnej tektonomagmatickej aktivizácie v širšom areáli Slanských vrchov v tomto období.

V rámci stavby stratovulkánu má intrúzia subvulkanickú až intravulkanickú pozíciu



Obr. 1 Štruktúrno-vulkanologická schéma stratovulkánu Strechový vrch

1 — intruzívny komplex; 2 — extruzívne andezitové telesá; 3 — centrálna vulkanická zóna-vulkanický kužeľ; 4 — prechodná vulkanická zóna-vulkanický plášť; 5 — periférna vulkanická zóna-oblasť prolúvalnej roviny



Obr. 2 Situačná mapa intruzívneho komplexu a tiažovej anomálie

1 — intruzívny komplex; 2 — stratovulkanický komplex-nečlenený; 3 — centrálna vulkanická zóna; 4 — izolinie hodnoty tiaže

a ložný charakter. Intrúzia je situovaná hlavne na rozhraní spodného sedimentárneho komplexu a vrchného vulkanického komplexu, teda na rozhraní litologicky odlišných komplexov. Jej intravulkanickú pozíciu možno pozorovať v sv. časti, kde preniká do bazálnych andezitových vulkanoklastík.

Litologicko-petrografická charakteristika

Intrúzia má na povrchu homogénny a litologický monotónny charakter. Hornina má väčšinou blokový polygonálny rozpad s postupnými prechodmi do intruzívnych brekcií. Na povrchu sú intruzívne brekcie najrozšírenejšie v jz. časti telesa (oblasť centrálnej zóny) a v údolí Cabovského potoka (obr. 3). Brekcie majú charakteristický drobnoulomkovitý, ostrohranný rozpad.

Hornina je prevažne tmavosivá až zelenosivá s masívnou a celistvou všesmerne zrnitou textúrou. Makroskopicky sú identifikovateľné žilce a tmavé minerály veľkosti do 1 – 3 mm. Miesta-

	S-10/	Zákl. hmota	Plg	Aph	Px	Bt	Op. min	Chl	Karbonát
1.	65,8	69,53	24,34	0,08	0,68	—	0,31	—	—
2.	143,5	71,36	20,97	5,73	1,25	0,08	0,33	—	0,24
3.	281,0	48,84	35,44	1,72	0,49	0,86	0,37	6,57	4,58
4.	352,7	60,61	26,89	2,14	0,64	0,53	0,61	6,22	2,32
5.	414,0	62,64	25,85	4,03	0,47	0,01	0,29	5,66	0,99
6.	500,5	57,92	29,73	6,46	1,10	0,50	0,34	2,24	1,67
7.	576,3	60,56	27,81	5,76	0,62	0,15	1,07	1,68	2,32
8.	601,3	57,76	33,03	3,08	0,10	0,41	0,38	4,47	0,68
9.	649,6	60,61	28,36	4,19	0,69	0,38	0,28	2,24	3,21

mi je hornina na povrchu intenzívne premenená, hlavne v jz. časti v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Propylitizácia sa tu prejavuje zelenkastým sfarbením horniny a jemnou impregnáciou pyritu. V dôsledku hypergenných procesov je hornina limonitizovaná, vybielená, rozpadavá a drobnivá. Najintenzívnejšie sú premenami postihnuté intruzívne brekcie. Celkovo však intenzita premien smerom od centrálnej zóny k periférii telesa klesá.

V celom overenom intervale (do hĺbky 650 m) ide o horninu s kompaktnou, celistvou a zrnitou textúrou. Miestami je hornina zbrekčovatená so sieťou nepravidelných všesmerných puklín. Najintenzívnejšie zóny brekciácie sú v pripovrchovej časti intrúzie a v hĺbke 200–250 m.

V celom hĺbkovom intervale sú v hornine prítomné drobné xenolity sedimentov a v hĺbke 27,5–28,5 m bol vrhom zistený blok zbrekčovatených fialovohnedých pelitických sedimentov.

Po puklinách, hlavne v zbrekčovatených častiach intrúzie, vystupujú nepravidelné žilky až hniezda kalcitu. V asociácii s kalcitom bol zistený aragonit a zeolity. Zeolity sú tvorené epistilbitom (R. ĎUĎA — ústne oznámenie).

Z petrografického hľadiska má hornina porfyrickú štruktúru s holokryštalickou hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou (tab. IV, obr. 1).

Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, biotit, ojedinele kremeň.

Modálne zloženie horniny z vrhu S-10 je uvedené v tab. 1. Vzájomný pomer porfyrických výrastlíc a základnej hmoty je takmer v celom vertikálnom profile konštantný.

Z porfyrických výrastlíc majú najväčšie za-

stúpenie plagioklasy, avšak ich obsah v celom vertikálnom profile koliduje od 20–35 %. Dosa-hujú veľkosť max. 3,5 mm, v priemere 1,5 mm a bázicitou zodpovedajú andezínu — labradoritu (An_{34-54}). Tvoria väčšinou hypidiomorfne až idiomorfne obmedzené jedince, ktoré s tmavými výrastlicami často vytvárajú glomeroporfyrické zhluky. Amfibol tvorí idiomorfne obmedzené výrastlice s priemernou veľkosťou 1–2,5 mm (tab. IV, obr. 2). Pyroxény sú zastúpené hlavne hypersténom, ojedinele augitom. Výrastlice dosahujú veľkosť 2,5 mm. Biotit ako primárny horninotvorný minerál tvorí tabuľkovité výrastlice s veľkosťou do 1,5 mm (tab. IV, obr. 3) a zriedkavo v hornine vystupujú magmaticky korodované výrastlice kremeňa veľkosti do 1 mm.

Základná hmota má hypidiomorfne až pannelotriomorfne zrnitý vývoj. Zložená je z drobných jedincov plagioklasu, pyroxénov, amfibolu a drobných alotriomorfných zrn kremeňa. Z akcesórií sú prítomné zirkón, apatit, magnetit.

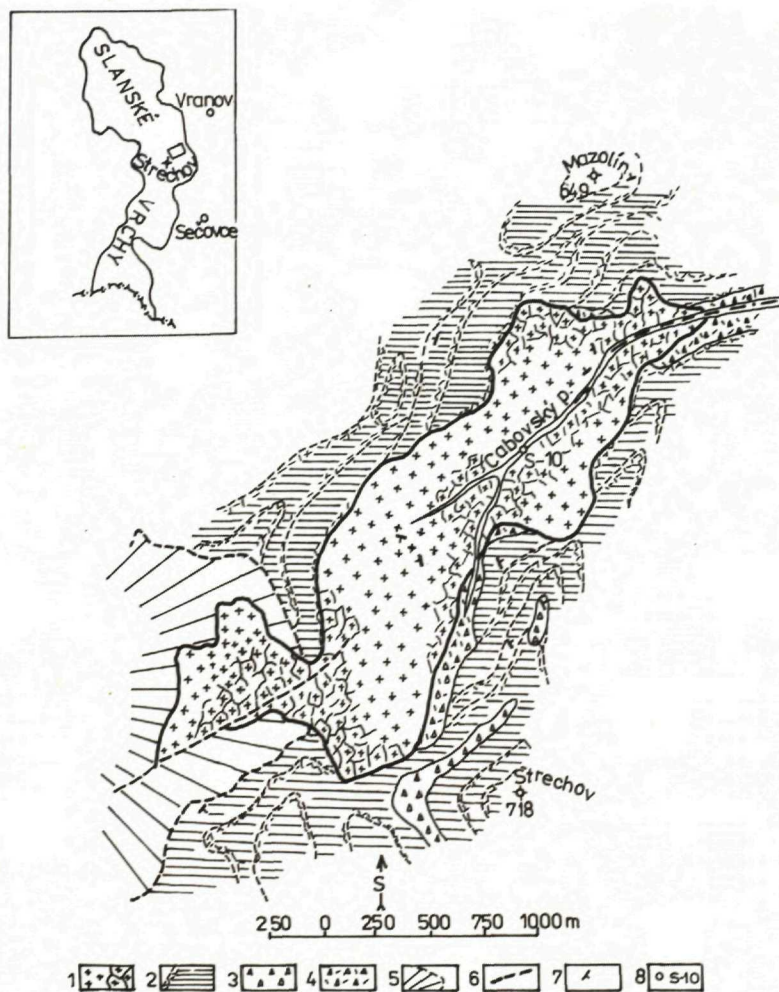
Na základe petrografického zloženia horniny, štruktúry základnej hmoty možno horninu priradiť k dioritovému až kremito-dioritovému porfýru.

Intrúzia dioritového porfýru je postihnutá hydrotermálnymi premenami rôznej intenzity. Podľa pozorovania z vrhu S-10 premeny však nemajú kontinuálny rozsah. Ide predovšetkým o chloritizáciu a karbonatizáciu, menej výrazná je biotitizácia. Chloritizácia a karbonatizácia spolu asociujú a agregáty sekundárnych chloritov a karbonátov často pseudomorfojú výrastlice pyroxénov, amfibolov i základnú hmotu (tab. IV, obr. 4). Najintenzívnejšie sa tieto premeny prejavujú v hĺbkových intervaloch 280 až

380 a 450 až 640 m vo vrte S-10. Biotitizácia vystupuje predovšetkým v hĺbke 500—650 m. Sekundárny biotit tvorí pseudomorfózy po výrastliciach amfibolu.

Z chemického zloženia horniny vyplýva, že najvýraznejším znakom je konštantné zastúpe-

nie jednotlivých kysličníkov, zistené jednak vo vertikálnom profile (vrt S-10), ale aj z povrchových vzoriek. Z chemického zloženia tiež vyplýva pomerne vysoký i keď konštantný obsah SiO_2 (61,55—62,89 %). Chemické zloženie horniny je uvedené v tabuľke 2.



Obr. 3 Geologická mapa intruzívneho komplexu a jeho okolia

1 — dioritový porfýr s prechodom do intruzívnych brekcií; 2 — lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich lávové brekcie; 3 — vulkánske brekcie-aglomeráty; 4 — redeponované pyroklastiká a epiklastiká-nečlenené; 5 — centrálna vulkanická zóna-vulkanický kružel-vnútorňa podzóna; 6 — zlomy; 7 — smer a sklon vrstiev, ploch odlučnosti, lavicovitosti; 8 — vrt

Chemické analýzy, normatívne zloženie dioritových porfýrov, diferenciačný index (DI)

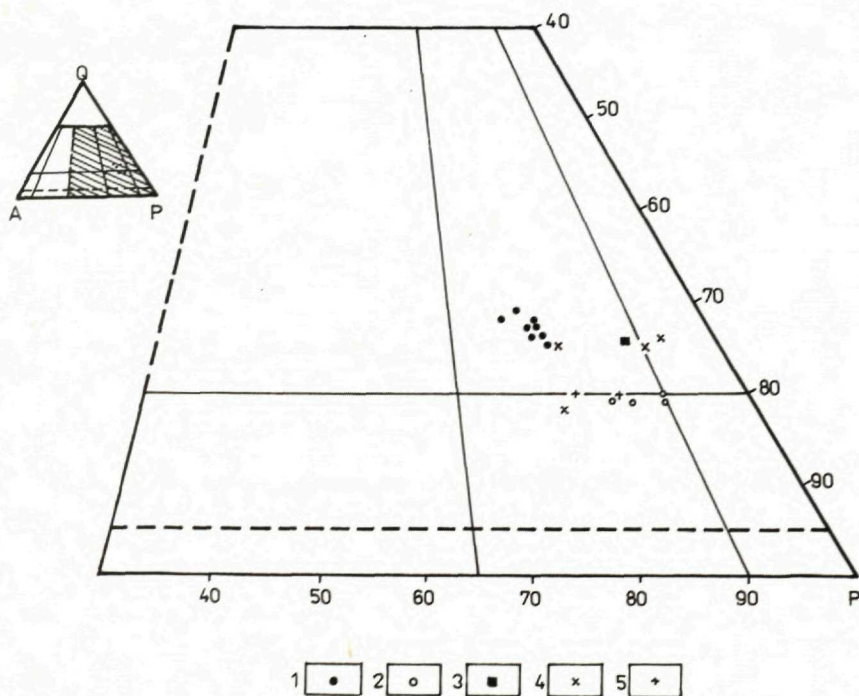
Tab. 2

	VN 179	VN 181a	S-10/ 65,8	S-10/ 143,5	S-10/ 281,0	S-10/ 352,7	S-10/ 414,0	S-10/ 500,5	S-10/ 516,3	S-10/ 601,3	S-10/ 649,6
SiO ₂	61,87	62,62	61,55	61,86	61,84	61,86	62,10	61,67	62,15	62,89	61,95
TiO ₂	0,79	0,79	0,83	0,71	0,72	0,71	0,82	0,81	0,82	0,72	0,71
Al ₂ O ₃	16,76	16,59	16,41	16,33	16,88	16,61	16,46	16,58	16,96	16,34	16,10
Fe ₂ O ₃	3,75	2,78	5,82	5,73	5,75	5,72	5,62	5,68	5,32	5,71	6,07
FeO	2,32	3,15	3,14	3,69	2,25	1,92	2,16	2,32	2,82	3,26	3,92
MnO	0,111	0,126	0,10	0,12	0,08	0,08	0,07	0,10	0,09	0,09	0,12
MgO	1,94	1,82	2,48	1,99	2,19	2,31	2,59	2,44	2,17	1,84	1,80
CaO	5,66	5,36	4,99	5,73	4,99	5,47	5,45	5,29	5,11	4,58	4,92
Na ₂ O	2,58	2,64	2,77	2,77	2,91	2,88	2,78	2,89	2,90	2,90	3,02
K ₂ O	2,57	2,37	2,44	2,36	2,39	2,37	2,30	2,36	2,37	2,41	2,41
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18
qz	22,64	23,53	22,22	21,95	22,32	21,52	22,14	21,33	22,51	24,61	21,90
or	15,17	14,01	14,43	13,96	14,14	14,02	13,60	13,96	14,02	14,26	14,25
ab	21,79	22,32	23,41	23,41	24,59	24,34	23,5	24,43	24,51	24,51	25,52
an	26,52	25,41	23,60	25,11	23,60	25,35	25,59	25,15	24,26	21,63	23,21
di	0,23	—	—	1,72	—	0,49	0,27	—	—	—	0,03
hy	6,25	6,71	6,20	5,25	5,47	5,55	6,35	6,10	5,43	4,85	5,72
mt	4,97	4,36	8,04	8,31	5,42	4,39	4,81	5,45	7,0	8,28	8,8
il	1,50	1,50	1,58	1,35	1,37	1,35	1,56	1,54	1,56	1,37	1,35
ap	0,43	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,37	0,37	0,37	0,37	0,39
c	—	0,34	0,55	—	0,84	—	—	0,04	0,72	1,02	—
K ₂ O/Na ₂ O	0,99	0,89	0,88	0,85	0,82	0,82	0,82	0,81	0,81	0,83	0,79
DI	59,6	59,86	60,06	59,32	61,05	59,88	59,24	59,72	61,04	63,38	61,67

Prepočítaním chemických analýz na Niggliho parametre sme zistili, že hornina patrí k normálnej kremeň-dioritovej magme. Chemické analýzy boli taktiež prepočítané na CIPW normatívne zloženie, ktoré je zobrazené v trojuholníkovom diagrame QAP podľa klasifikácie A. L. STRECKEISENA (1973) na obr. 4. Subvulkanická intrúzia silového charakteru z oblasti východnej časti stratovulkánu Strechový vrch petrograficky zodpovedá dioritovému porfýru až kremito-dioritovému porfýru, pričom v diagrame QAP spadá do poľa granodioritu. Pri porovnaní s intruzívnymi telesami dioritových porfýrov z centrálnych zón stratovulkánov Slanských vrchov (Štiavnica, Zl. Baňa, Makovica, Strechový vrch) má jednoznačne odlišné postavenie (obr. 4). Toto odlišné postavenie intruzívneho telesa v rámci intruzívnych kom-

plexov sa odráža aj v jeho excentrickom postavení v rámci geologickej stavby. V porovnaní s ostatnými intrúziami z centrálnych zón stratovulkánov ide o kyslejšiu horninu a jej postavenie ovplyvňuje pomerne vysoký obsah SiO_2 .

Celkove možno konštatovať, že intrúzia dioritového porfýru z oblasti východnej časti stratovulkánu Strechový vrch má homogénny charakter vyplývajúci nielen z petrografického zloženia, ale i chemického zloženia. Tento homogénny, málo diferencovaný charakter intrúzie znázorňuje tiež malý rozptyl projekčných bodov horniny v poli granodioritu (diagram QAP), ale aj konštantný pomer $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ a diferenciačný index vypočítaný podľa C. P. THORNTONA — O. F. TUTTLEHO (1960). Diferenciačný index sa pohybuje v rozpätí 59,24—63,38 (tab. 2).



Obr. 4 Postavenie dioritových porfýrov v diagrame QAP v klasifikácii A. L. STRECKEISENA (1973)
 1 — dioritový porfýr intrúzie z vrhu S-10; 2 — dioritový porfýr z centrálnej zóny stratovulkánu Strechový vrch;
 3 — dioritový porfýr z centrálnej zóny stratovulkánu Štiavnica; 4 — dioritový porfýr z centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu; 5 — dioritový porfýr z centrálnej zóny stratovulkánu Makovica

Prognózný význam intruzívneho komplexu

Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strehový vrch sme identifikovali pri geologickom mapovaní územia v roku 1986 v rámci výskumných úloh GÚDŠ.

Je všeobecne známe, že predovšetkým s intruzívnymi komplexmi v rámci vulkanických štruktúr asociujú rudné ložiská farebných kovov. Z tohto dôvodu štúdium intruzívnych komplexov je dôležité nielen z hľadiska všeobecných zákonitostí vývoja a stavby vulkanických štruktúr, ale aj z hľadiska posúdenia ich metalogenetickej perspektívy a prognózneho významu. Prognózný význam nami skúmaného intruzívneho komplexu nebol doteraz dokumentovaný. Intruzívny komplex je súčasťou stratovulkánu Strehový vrch, ktorý vznikol v okrajovej časti subsidujúcej grabenovej štruktúry, a hĺbka predterciérneho podložía sa tu pohybuje od 2 500—5 000 m.

Z pozície tejto vulkanickej štruktúry a málo diferencovaných andezitových hornín na povrchu sa zdá, že tu neboli vytvorené vhodné podmienky pre vznik plytkého magmatického rezervoáru, ktorý priamo ovplyvňuje komplexnosť stavby povrchových vulkanických štruktúr, a to jednak vznik rôznych foriem intruzívnych telies, ako aj následnú cirkuláciu hydrotermií.

Skúmaná intrúzia je situovaná prevažne v plášti stratovulkánu a zaujíma subvulkanickú až intravulkanickú pozíciu. Predstavuje pomerne jednoduchú ložnú formu telesa, ktoré má homogénny petrograficko-petrologický charakter a nízky stupeň diferenciácie. Nízky stupeň diferenciácie sa prejavuje v podstate neprítomnosťou mladších diferenciačných členov vo forme vertikálne uložených dajkovitých, resp. nekových intruzívnych telies. Vo všeobecnosti platí fakt, že hydrotermálna rudná mineralizácia je viazaná hlavne na takéto formy intruzívnych telies. Intrúzia je spravidla málo výraznými hydrotermálnymi premenami a zatiaľ bez zistenej sulfidickej mineralizácie.

Na základe vyššie uvedených poznatkov o charaktere intruzívneho telesa, jeho forme, nízkom stupni diferenciácie sa domnievame, že intrúzia dioritového porfýru vystupujúca vo východnej časti stratovulkánu Strehový vrch nie je nositeľom väčších ekonomicky význam-

ných ložiskových akumulácií sulfidickej mineralizácie.

Stupeň poznania intrúzie len z povrchu a jedného vrtu je však relatívne nízky, a preto je i naďalej potrebné venovať pozornosť hlavne otázkam geochemicko-petrologického výskumu, ako aj otázkam charakteru a intenzity hydrotermálnych premen.

Definovanie genetického typu intrúzie, jej formy a petrograficko-petrologického charakteru považujeme za poznatok, ktorý môže slúžiť pri ďalšej orientácii geologického výskumu i prieskumu.

Literatúra

- KALIČIAK, M. a kol. 1986: Vysvetlivky k listu 38—132 (Sečovce—2). — Geofond, Bratislava, 113 str.
- KALIČIAK, M. — REPČOK, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov s. časti Slanských vrchov. Min. slov. 19, 5, Bratislava, 401—415.
- POSPÍŠIL, L. — TRÁČ, J. 1980: Stavba sedimentárno-vulkanického komplexu Slanských vrchov. Zbor. ref. „Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. — Geofyzika, Brno, 113—120.
- STRECKEISEN, A. L. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rock. IUGS subcomision on systematic of igneous rock. — Geotimes 18, 10, Washington, 26—30.
- THORNTON, C. P. — TUTTLE, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiations index. — Amer. J. Sci., 258, New Haven, 664—684.

Vysvetlivky k tabuľke IV

Obr. 1 S-10/601,3 m Dioritový porfýr s holokryštalickou základnou hmotou a hypidiomorfne zrnitou štruktúrou základnej hmoty. Zväčš. 50 ×, polarizované svetlo.

Obr. 2 S-10/448,0 m Dioritový porfýr s korodovanou výrastlicou amfibolu (APH) a výrastlicami plagioklasu (Plg). Základná hmota holokryštalická. Zväčš. 102 ×, polarizované svetlo.

Obr. 3 S-10/500,5 m Dioritový porfýr s korodovanou výrastlicou biotitu (Bi) (s uzavreninami plagioklasu) a výrastlicami plagioklasu (Plg). Základná hmota holokryštalická. Zväčš. 50 ×, polarizované svetlo.

Obr. 4 S-10/281,0 m Dioritový porfýr s výrastlicami plagioklasu (Plg), hyperstenu (Hy) (chloritizovaný). Základná hmota holokryštalická. Zväčš. 50 ×, polarizované svetlo.

Intrusive Complex in Eastern Part of the Stratovolcano Strechový vrch Mt. (Slanské vrchy Mts.) and its Prognostic Importance

Summary

The andesite stratovolcano Strechový vrch Mt. is situated north of the Dargov Pass in the central part of the Slanské vrchy Mts. The stratovolcano originated in the period Lower Sarmatian — Lower Pannonian (M. KALIČIAK — I. REPČOK 1987). Within the stratovolcano structure, the intrusive complex occurs in the stratovolcano's central as well as eastern parts. The latter part comprises the stratovolcanic mantle (Fig. 1) which is dealt with in this work. The presence of the intrusion was supposed already by L. POSPÍŠIL — J. TKÁČ (1980) because of a gravity anomaly (Fig. 2).

Geological position of the intrusive complex

The investigated intrusive complex is excentrically situated relative to the central volcanic zone and is built up of an intrusive body of sill character. The ascending of the intrusive body was tectonically predisposed by a SW-NE trending transversal fault system. According to radiometric dating (12.3 ± 0.5 m. y.) it originated in the Middle Sarmatian.

Lithologic-petrographic characteristics

The intrusion is of homogenous and lithologically monotonous character with a transition to intrusive breccias. The rock contains xenoliths to blocks of pelitic sediments converted to hornfels and in brecciated zones there are abundant carbonate veins and nests with associated aragonite and zeolites.

From the petrographic viewpoint, the rock has porphyric texture with holocrystalline matrix of pannotriomorphic — hypidiomorphic-grained development.

The phenocrysts are represented by plagioclase (andesine-labradorite), amphibole, hypersthene, augite, biotite and rare quartz. The rock modal composition is given in Tab. 1. On the basis of the petrographic composition and matrix texture we designate the rock as diorite to quartz-diorite porphyry.

The intrusion underwent variously intensive hyd-

rothermal alterations — predominantly chloritization, carbonatization and less distinct biotitization.

The chemical composition of the rock suggests that the most remarkable characteristics is the constant share of individual oxides as well as fairly high SiO_2 content (Tab. 2).

According to Niggli's classification the rock belongs to normal quartz-diorite magma. The rock's normative composition is given in a QAP diagram according to A. L. STRECKEISEN's (1973) classification (Fig. 4). The investigated rock falls into granodiorite field, in which it differs substantially from diorite porphyry intrusive bodies in the central volcanic zones of andesite stratovolcanoes in the Slanské vrchy Mts. In general, we may say that the investigated rock is of monotonous petrographic and petrologic character, is little differentiated, which is documented also by the differentiation index given in Tab. 2 according to C. P. THORNTON — O. F. TUTTLE (1980).

Prognostic importance of the intrusive complex

The position of the stratovolcanic structure Strechový vrch Mt. on the margin of a subsiding graben structure with the depth of the pre-Tertiary basement of 2500—5000 m suggests that the conditions were not favourable for the formation of a shallow magmatic reservoir.

The formation and presence of a shallow magmatic reservoir directly control the structural complexity of surficial volcanic structures with a differentiated rock scale, forms of intrusive bodies as well as subsequent circulation of hydrotherms.

The diorite porphyry intrusion represents a fairly simple, slightly differentiated sill-type form with the absence of younger intrusive bodies in the form of dykes and relatively low degree of hydrothermal alterations. In our opinion the investigated intrusion does not host larger, economically important deposit accumulations of ore mineralization.

Translated by L. Böhmer

PAULÍNA SNOPKOVÁ

Preplavené palinomorfy v paleogénnych sedimentoch Západných Karpát a ich význam pre paleogeografiu

3 obr. v texte 8 fotogr. tab. (V—XII)

Abstract. The paper concerns resedimented Upper Cretaceous and Upper Triassic to Lower Cretaceous palynomorphs found in single lithological Paleogene sequences in the West Carpathians of Slovakia and their significance for paleogeography.

Úvod

Pri viacročnom palinologickom výskume paleogénu Západných Karpát Slovenska sme sa v jednotlivých litologických sekvenciách často stretávali s formami peľových zrníek, ktoré veku boli oveľa staršie ako skúmané súvrstvia. Z tohto dôvodu sme ich osobitne sledovali a zahrnuli pod pojem preplavené palinomorfy zo starších útvarov. Preplavené palinomorfy sme mohli sledovať hlavne vo flyšových sedimentoch, ale aj v paleogéne v budínskom vývoji z oblasti Štúrova. Hojný výskyt starších preplavených palinomorf nám (okrem sedimentologických výskumov, opierajúcich sa o sedimentárnu petrografiú) veľa hovorí o veku podložia znosových oblastí, ktoré boli vynorené a erodované počas sedimentácie flyšových sedimentov. Toto podložie, ako sme sa zo štúdia palinomorf mohli presvedčiť, tvorí hlavný zdroj tohto zaujímavého materiálu. Druhým ďalším zdrojom preplaveného materiálu sú aj staršie flyšové sedimenty. Tým, že boli jemnoklastické sedimenty viackrát redeponované a prúdmi turbiditov z okrajových častí prenášané do hlbších oblastí v strede panvy, došlo k zmiešaniu starších sedimentov s mladšími. Aj takéto staršie

palinomorfy zahŕňame do skupiny „preplavených foriem“. Ich prítomnosť často skresľuje časové rozpätie spektier a preto je vhodné, keď sa identifikujú a pri vyhodnocovaní veku súvrstvia vyčleňujú ako preplavené.

Preplavené palinomorfy boli sledované v paleogénnych sedimentoch v nasledujúcich vývojjoch:

— Paleogén v budínskom vývoji — oblasť Štúrova

— Paleogén vo flyšovom vývoji:

a) vnútrokarpatské kotliny (Hornonitrianska, Liptovská, Oravská, Spišská, Levočské pohorie, jv. časť Šarišskej hornatiny),

b) magurská jednotka,

c) duklianska jednotka.

Paleogén v budínskom vývoji

V paleogéne v budínskom vývoji (oblasť Štúrova — P. SNOPKOVÁ 1977), ktorý bol zachytený vrtnými prácami, sme ojedinele našli preplavené palinomorfy v priabóne, a to vo vrte Obid-6 (hlbka 335,0 m) v slieňoch a slienitých pieskovcoch. Bol zistený rod *Trudopollis*, preplavený z vrchnej kriedy. V sedimentoch lutétu tieto palinomorfy neboli zistené. Hojnejší výskyt preplavenej palinoflóry sme zaznamenali v oligocéne, hlavne v rupeli vrtovej Obid-13, 15, Kováčov II. a Štúrovo-1. Palinologicky, z hore uvedených vrtovej, boli podrobnejšie spracované jemnopiesčité slieňe, hlavne z vrty Kováčov II. Z vrtovej Obid-13, 15 bolo palinologicky zhodnotených aj pestré uhľonosné súvrstvie (P. SNOPKOVÁ 1977).

KOVÁ 1974). Hlavne v súvrství jemnopiesčitých slieňov (foraminiferové slieňe) sme našli preplavené peľové zrnká zo skupiny *Normapollis* s rodmi *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Interporopollites*, *Interpollis*, *Nudopollis* a pod. Popri preplavených peľových zrnkách, vyskytujúcich sa vo vrchnej kriede, našli sa zrnká rodov charakteristických pre vrchný trias až juru. Sú to rody *Ovalipollis*, *Classopollis*, *Triadispora* a *Circulina*. Z uvedených rodov bolo možné určiť nasledujúce druhy: *Ovalipollis grebae* KLAUS, *O. lunzensis* KLAUS, *O. ovalis* W. KR., *Triadispora epigona* KLAUS, *Classopollis classoides* PF. a *Circulina meyeriana* KLAUS. Na základe ich výskytu predpokladáme, že vrchnokriedové a vrchnotriasové až jurské sedimenty boli počas sedimentácie oligocénu, hlavne rupelu, vynorené a dodávali materiál do sedimentačného priestoru (tab. V—VI).

Paleogén vo flyšovom vývoji

Vnútrokarpatské kotliny

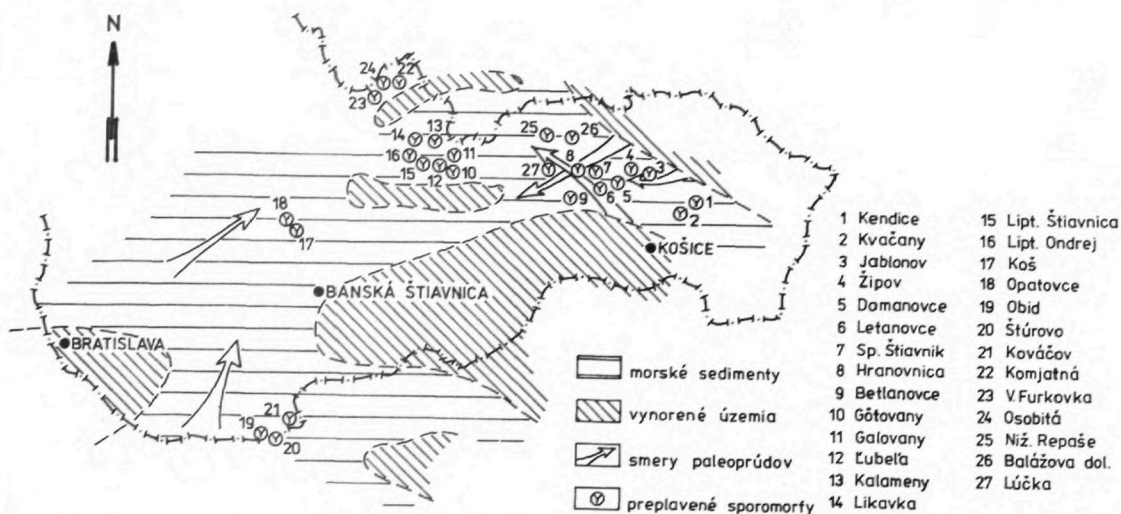
Vo vnútrokarpatských kotlinách (Hornonitrianska, Liptovská, Oravská, Spišská, Levočské pohorie, jv. časť Šarišskej vrchoviny) boli palinologicky skúmané súvrstvia borovské, hutianske, zuberské a bielopotocké (P. GROSS — E. KÖHLER — O. SAMUEL 1984).

V borovskom súvrství, ktoré bolo na palinofóru veľmi chudobné (pravdepodobne pre značne piesčité ílovové sedimenty), boli jedine v Hornonitrianskej kotline v ílovových vložkách (vrt Š1-NB, 1371—1189,0 m a NB-2, 1047,0 — 957,0 m) v asociácii mikroflóry, poukazujúcej na strednoeocénny vek, nájdené aj preplavené vrchnokriedové peľové zrnká s prevládáním rodov *Oculopollis*, *Trudopollis*, *Semioculopollis*, ako aj z vrchného triasu s rodmi *Ovalipollis*, *Triadispora* (E. PLANDEROVÁ — P. SNOPKOVÁ 1970).

Hutianske súvrstvie bolo veľmi vhodné na palinologický výskum a bolo aj podrobne spracované vo všetkých hore uvedených kotlinách. Popri mikroflóre priabónskeho, prípadne vrchnopriabónskeho veku boli zistené preplavené vrchnokriedové peľové zrnká. Tak v hutianskom súvrství Hornonitrianskej kotliny (vrty NB-2, 674,70 m, NB-1, 444,0 — 447,0 m a Š1-NB, 830,0—832,60 m) sme našli peľové zrnká

podobných rodov ako v borovskom súvrství (rody *Oculopollis*, *Semioculopollis*, *Trudopollis*, *Interpollis* a pod.). V Liptovskej kotline hutianske súvrstvie bolo palinologicky skúmané v jej západnej časti, menej v strednej a východnej časti. V relatívne bohatej mikroflóre sme ojedinele zistili preplavené vrchnokriedové peľové zrnká rodov *Oculopollis*, *Pseudoculopollis*, *Trudopollis* a pod. V tomto súvrství našiel O. SAMUEL (1970) aj preplavenú vrchnokriedovú mikrofaunu. Výskyt preplavené mikroflóry, ako sme už viackrát uviedli, má veľký paleogeografický význam. Na základe nich sa dá predpokladať, že zdrojovou oblasťou počas sedimentácie hutianskeho súvrstvia v Liptovskej kotline boli aj horniny z bradlového pásma. Na Orave v tomto súvrství boli ojedinele nájdené peľové zrnká rodu *Ovalipollis* a *Triadispora* (lokalita Komjatná — bod 2), preplavené z vrchného triasu. Hojnejšie sa vyskytli peľové zrnká preplavené z vrchnej kriedy v zastúpení rodov *Interpollis*, *Suemegipollis* a druhov *Oculopollis minoris* W. KR., *Plicapollis* cf. *conserta* PF. (lokalita Komjatná — body 3, 2, 51, M. PETERČÁKOVÁ — P. SNOPKOVÁ 1983). Hutianske súvrstvie, ktoré sa v Spišskej kotline postupne vyvíja z podložného borovského súvrstvia, bolo palinologicky skúmané jednak vo vrchoch južne od Vikartovského chrbta (vrty Hranovica 1, 2, Výdrník-1, Betlanovce-1) a jednak z odkryvov lokalít Odorín, Hadušovce, Spišské Tomašovce. Ich vek bol stanovený palinologicky paralelne s mikrofaunickým výskumom ako priabón, bližšie na základe mikrofauny ako spodný priabón (zóna *Globigerapsis index*). Podobne ako v Liptovskej kotline, aj v jv. časti Šarišskej hornatiny, hutianske súvrstvie obsahovalo preplavené vrchnokriedové peľové zrnká. Boli nájdené v ílvcoch na lokalite Kvačany, ležiacej jz. od Prešova (rody *Complexiopollis*, *Pseudoculopollis*, *Semioculopollis* a pod.).

Zuberské súvrstvie, charakteristické hrubým komplexom flyšových hornín vo vnútrokarpatských kotlinách, obsahovalo podobne ako hutianske súvrstvie preplavené peľové zrnká, a to tak z vrchnej kriedy, ako aj zo staršieho meozoika, hlavne z vrchného triasu až jury. Tak v Hornonitrianskej kotline zuberské súvrstvie veku vrchný priabón — spodný oligocén (vrty Š1-NB, 520—523 m, 730—739 m, NB-2, 375,50



Obr. 1 Paleogeografická schéma paleogénu (vo vrchnom priabóne až spodnom oligocéne) — P. GROSS 1977

až 496,10 m a NB-1, 47,0—325,70 m) bolo bohaté na preplavené peľové zrnká, hlavne z vrchnej kriedy v zastúpení rodov *Interpollis*, *Oculopollis*, *Semioculopollis* a *Trudopollis*. Peľové zrnká preplavené zo staršieho mezozoika, hlavne z vrchného triasu, boli nájdené len v zuberskom súvrství vrtu NB-1. Vyskytli sa rody *Ovalipollis*, *Triadispora*, *Pityosporites* sp. a pod. V zuberskom súvrství Oravskej vrchoviny sme zistili preplavené peľové zrnká rodu *Classopollis* zo staršieho mezozoika (lokalita Komjatná — body 50, 46, 44) a z vrchnej kriedy boli nájdené tie isté rody a druhy ako v hutianskom súvrství (lokalita Komjatná — body 50, 45, M. PETERČÁKOVÁ — P. SNOPKOVÁ 1983). Druh *Interpollis velum* W. KR. s rozšírením mástricht až spodný eocén bol nájdený v bielopotockom súvrství na lokalite Osobitá, 1,5 km z. od osady Oravice, bod 129 V (P. SNOPKOVÁ 1987). V Liptovskej kotline zuberské súvrstvie (vek vrchný priabón — spodný oligocén) bolo palinologicky veľmi podrobne vyhodnotené z viacerých lokalít (P. SNOPKOVÁ 1977, 1980; P. GROSS — E. KÖHLER et al. 1980). Preto bol získaný aj veľmi dobrý obraz o rastlinnom kryte, ktorý existoval na suchej zemi počas sedimentácie tohto súvrstvia. Zatiaľ čo v hutianskom súvrství sme zaznamenali len ojedinelý výskyt preplavenej vrchnokriedovej mikroflóry, v zuberskom súvrství je jej výskyt pomerne hojný (hlavne vo

vzorkách lokalít z. od Likavky, zárez cesty sv. od Kalamen a s. od Galovian). Je zastúpená peľovými zrnkami rodov *Oculopollis*, *Trudopollis*, *Semioculopollis*, *Interpollis*, *Extratripollenites*, *Sporopollis* a pod. Taktiež sme zaznamenali dosť hojný výskyt preplavenej mikroflóry jednak z vrchného permu až triasu (hlavne na lokalitách z. od Likavky — zárez cesty a s. od Liptovského Ondreja) s výskytom rodov *Vitreisporites*, *Striatites*, *Monosulcites* a *Triadispora*, a jednak z vrchného triasu až jury s rodmi *Ovalipollis* a *Classopollis* (lokalita j. od Beňušoviec a sz. od Liptovskej Sielnice). Opäť musíme konštatovať, že zdrojovou zónou počas sedimentácie zuberského súvrstvia podobne ako počas sedimentácie hutianskeho súvrstvia bolo pravdepodobne bradlové pásmo, ale aj sedimenty staršieho mezozoika. V zuberskom súvrství Spišskej kotliny sme zistili (hlavne na odkryvových lokalitách železničný zárez Výdrník — Letanovce, železničná stanica Výdrník, severne od Spišského Štiavniku) preplavené vrchnokriedové peľové zrnká v zastúpení rodov *Pseudoculopollis*, *Semioculopollis*, *Extratripollenites*. Preplavené peľové zrnká zo staršieho mezozoika neboli nájdené.

V mocnom zuberskom súvrství Levočského pohoria, hlavne v jeho južnej časti, a to v pieskovcovom, ílovcovom vývoji a v typickom flyši (P. GROSS 1967, P. GROSS — O. SAMUEL 1982)

sme našli pomerne vysoké percento preplavenej mikroflóry zo starších útvarov, rozšírenej od vrchného permu až triasu (lokality Nižné Repáše, 100 km v. od mosta — ílovcový vývoj, kóta 685,0, JV, 450 m na lesnej ceste — pieskovcový vývoj, ľavá strana potoka Škapova SZ k. 650,5 — typický flyš) a vrchnokriedovej (lokality Nižné Repáše, 300 m vjv. od k. 790,4, 600 m jz. od k. 628,2 a j. od Balážovej doliny, zjz. od k. 640,4 — ílovcový vývoj a potok od obce Lúčka na kótu 774,0 — pieskovcový vývoj) s rodmi *Trudopollis*, *Interpollis*, *Oculopollis*. Za predpokladu, že vo vnútorných jednotkách v oblasti Levočského pohoria neboli vyvinuté vrchnokriedové sedimenty, treba aj ich pôvod hľadať v Bradlovom pásme a vrchnopermské až triasové sedimenty najpravdepodobnejšie v oblasti Slovenského rudohoria. Získané poznatky sú v súlade so sedimentologickými výskumami, ktoré predpokladajú dve znosové oblasti (zdrojová zóna), a to sv. od Starej Lubovne a tiež v oblasti Čiernej hory a gemerika (R. MARCHALCO — A. RADOMSKI 1960, P. GROSS 1967, P. GROSS — O. SAMUEL 1982) pri zaplavovaní sedimentačnej panvy Levočského pohoria.

V asociácii mikroflóry konglomerátového, mikrokonglomerátového a divokého flyšu jv. časti Šarišskej vrchoviny boli nájdené preplavené peľové zrnká z lokalít Žipov a Chmiňanské Jakubovany, ktoré vekove zodpovedajú spodnému oligocénu. Staršie formy ako vrchnokriedové neboli nájdené. Z preplavených vrchnokriedových peľových zrníek prevládali rody *Oculopollis*, *Trudopollis* a *Interpollis* (O. SAMUEL — P. SNOPKOVÁ 1962).

Magurská jednotka

Z magurskej jednotky, ktorá na východnom Slovensku zaberá rozsiahle územie, orograficky patriace Čerhovskému pohoriu, Šarišským vrchom a Lubovnianskej vrchovine (J. NEMČOK a kol. 1986) sme našli v jednotlivých litologických súvrstviach preplavenú mikroflóru až v spodnej časti zlínskych vrstiev (račianska jednotka — lokality 2 km jz. od Nižných Čabín, 800 m, Suchý Jedľovec, profil Zubné, bod 128 a, b). Vekove zodpovedajú strednému eocénu. V uvedených vrstvách bola zistená mikroflóra preplavená z vrchného permu až triasu, vrchného triasu až kriedy, zastúpená rodmi *Vitrei-*

sporites, *Striatites*, *Triadispora*, *Classopollis*. Naproti tomu vo vrchnej časti zlínskych vrstiev (lokality 3 km sz. od Vyšnej Radvane v potoku pri Ráztokách), sa vyskytla preplavená mikroflóra z vrchnej kriedy s rodmi *Pseudooculopollis*, *Oculopollis*, *Trudopollis* a pod. V richvaldskej skupine (O. SAMUEL 1986), do ktorej patria sivozelené globigerínové sliene (globigerínový horizont), menilitové a malcovské vrstvy, jedine v malcovských vrstvách (vrty N-1, lok. Kochanovce, N-3, lok. Radoma lokality z. od Lubotína, Čirč z. od kóty 568,3 m v ceste) sa vyskytli preplavené peľové zrnká z vrchnej kriedy (rody *Oculopollis*, *Extratripoporollenites*, *Trudopollis*, *Pseudooculopollis*). Jedine vo vrstvách na lokalite Čirč. z. od kóty 568,2 v ceste boli nájdené aj staršie typy, hlavne triasové (*Vitreisporites*) a vrchnotriasové až spodnokriedové (*Classopollis* cf. *classoides* PFLUG) (P. SNOPKOVÁ 1977).

Duklianska jednotka

V duklianskej jednotke na východnom Slovensku, v ktorej tvoria súvrstvia súvislú sedimentárnu postupnosť od vrchnej kriedy do spodného oligocénu (lupkovské až cergovské vrstvy), sme taktiež sledovali preplavenú mikroflóru.

V lupkovských vrstvách, ktorými sa začína vrstevný sled v duklianskej jednotke, sme popri typickej vrchnokriedovej asociácii našli palinofloru preplavenú zo starších útvarov, a to z mladšieho paleozoika a staršieho mezozoika. Je zastúpená druhmi *Pityosporites schaubergeri* R. POT. et W. KLAUS, *Alisporites* cf. *ovatus* (BALME et HENN) Jansonius, *Platysaccus* cf. *papilionis* R. POT. et W. KLAUS, *Taeniaesporites*, *Triadispora* a pod. (lokality Zboj, Zbojský potok, j. od Nižnej Jablonky, T. KORÁB — P. SNOPKOVÁ 1972). Preplavená mikroflóra je v súlade s výsledkami petrografického a paleoprudového výskumu, podľa ktorého znosová oblasť dodávajúca klastický materiál do sedimentačnej panvy lupkovských vrstiev ležala na SV/V. Podľa petrografického výskumu (T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ 1978) bol zistený výskyt metamorfovaných hornín. Teda preplavené peľové zrnká v súlade s petrografickým výskumom svedčia o tom, že časť hornín zdrojovej zóny bola permského, respektíve spodnotriasového veku.

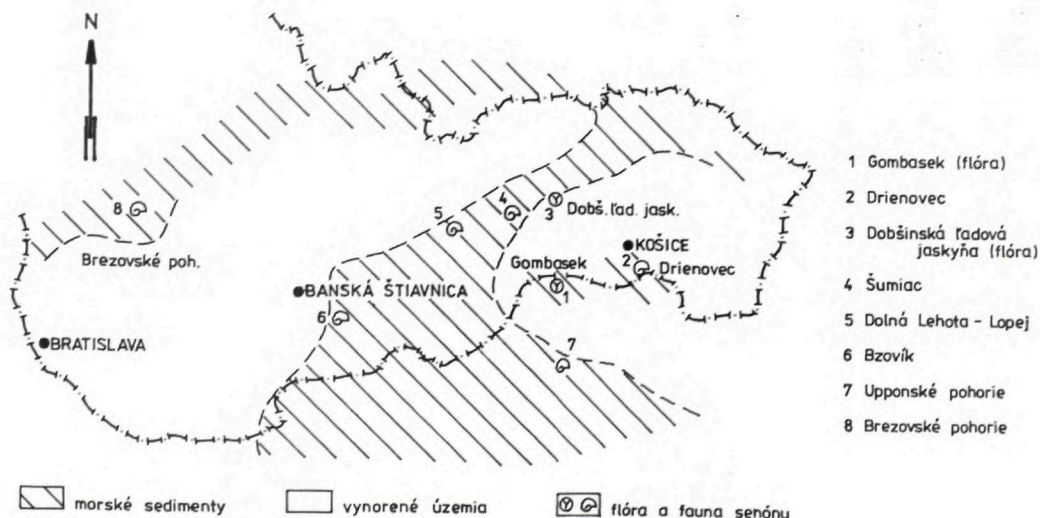
Mikroflóra získaná z cisnianskeho súvrstvia obsahovala taktiež preplavené peľové zrnká vrchného permu až triasu s rodmi *Taeniaesporites* a *Triadispora* (lokality Driečna, 900 m jv. od kostola, sv. od kóty 494,8). Na základe ich výskytu dá sa predpokladať, že paleogeografické pomery počas sedimentácie cisnianskeho súvrstvia boli podobné ako počas sedimentácie lupkovských vrstiev.

Podobne ako v belovežských vrstvách magurskej jednotky, aj v podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky sa nevyskytli staršie preplavené spóry a peľové zrnká. Až v papinských vrstvách, ktoré sa postupne vyvíjajú z podmenilitových vrstiev (lokality Papín, asi 200 m j. od kóty 312,4, Osadné, východné od kóty Zbudská Belá, Svetlice, Norisný potok, 1 km jv. od Čertižného smerom na Haburu) veku priabón a vrchný priabón až stamp znova sa v peľových diagramoch objavujú preplavené palinomorfy, a to tak zo staršieho mezozoika, hlavne triasu s rodmi *Chordasporites*, *Vitreisporites*, *Triadispora* (lokality Driečna, 400 m jv. od kostola, sv. od Malej Poľany, potok sz. od kóty 494,8) až jura s druhmi *Classopolis cf. classoides* PF. a *Circulina* sp. (lokality 1 200 m sv. od kostola Miková, profil Ňagov, asi 1 km od kostola), ako aj z vrchnej kriedy v zastúpení

rodov *Pseudoculopollis*, *Oculopollis*, *Semioculopollis* a *Interpollis* (lokality Svetlice, Papín 200 m j. od kóty 312, Driečna 1 500 m v. od kostola, Zbudská Belá rónová ryha pri cintoríne). V cergovských vrstvách, podobne ako v papinských vrstvách, bola nájdená preplavená palinoflóra zo staršieho mezozoika s rodmi *Striatites*, *Triadispora* a *Classopolis* (lokality Medzilaborce — v rieke Laborec, Hostovice, Ňagov). V percentuálne nižšom výskyte bola zistená preplavená mikroflóra z vrchnej kriedy s rodmi *Oculopollis*, *Extratropipollenites*, *Semioculopollis* (lokality Medzilaborce — v rieke Laborec, Ňagov, Habura, Čertižné, P. SNOPKOVÁ 1977, V. GAŠPARÍKOVÁ — P. SNOPKOVÁ 1987).

Záver

Záverom môžeme konštatovať, že sledovanie výskytu preplavených palinomorf v jednotlivých litologických sekvenciách prinášajú veľmi cenné výsledky a v celom rade profilov potvrdzujú už staršie sedimentologické výskumy. Tieto na základe rozboru hruboklastického materiálu, hlavne rôznych valúnov z vnútrokarpatského paleogénu, no hlavne exotických valúnov z magurskej a duklianskej jednotky



Obr. 2 Náčrt rozmiestnenia mora a súše vo vrchnej kriede (M. Mišík 1978) — lokality doplnila P. SNOPKOVÁ

a paleogénu bradlového pásma, potvrdzujú rôznorodý materiál z podložia flyšových sedimentov.

Vo vnútrokarpatskom paleogéne v bazálnej hruboklastickej časti sú známe hruboklastické sedimenty v neflyšovom vývoji, pochádzajúce temer vždy z podložia najbližšieho okolia. Veľký vplyv má v Liptovskej kotline a Šarišskej vrchovine materiál z hornín litostratigrafických členov mezozoických sekvencií. Zo starších hornín na západe sú to horniny z jadrového pohoria tatransko-fatranského pásma, na východe horniny z paleozoických sekvencií gemerika (P. GROSS — E. KÖHLER et al. 1980, P. GROSS 1978, R. MARSCHALCO 1966). Preplavené sporomorfy boli nájdené v jemných ílovitých sedimentoch borovského súvrstvia, ale aj v ílovcoch a prachovcoch jemného flyšu. V borovskom súvrství (lutét až priabón) z oblasti Liptovskej kotliny, kde sú sedimenty chudobné na nálezy sporomorf, nenašli sa vrchnokriedové preplavené peľové zrnká. Našli sa iba ojedinele v Hornonitrianskej kotline. V hutianskom súvrství Hornonitrianskej, Liptovskej, Oravskej kotliny, Šarišskej hornatiny a v Levočskom pohorí sa taktiež našli vrchnokriedové preplavené sporomorfy. Zuberské súvrstvie obsahovalo okrem peľových zrníek preplavených z vrchnej kriedy aj zrnká preplavené z vrchného triasu až spodnej kriedy.

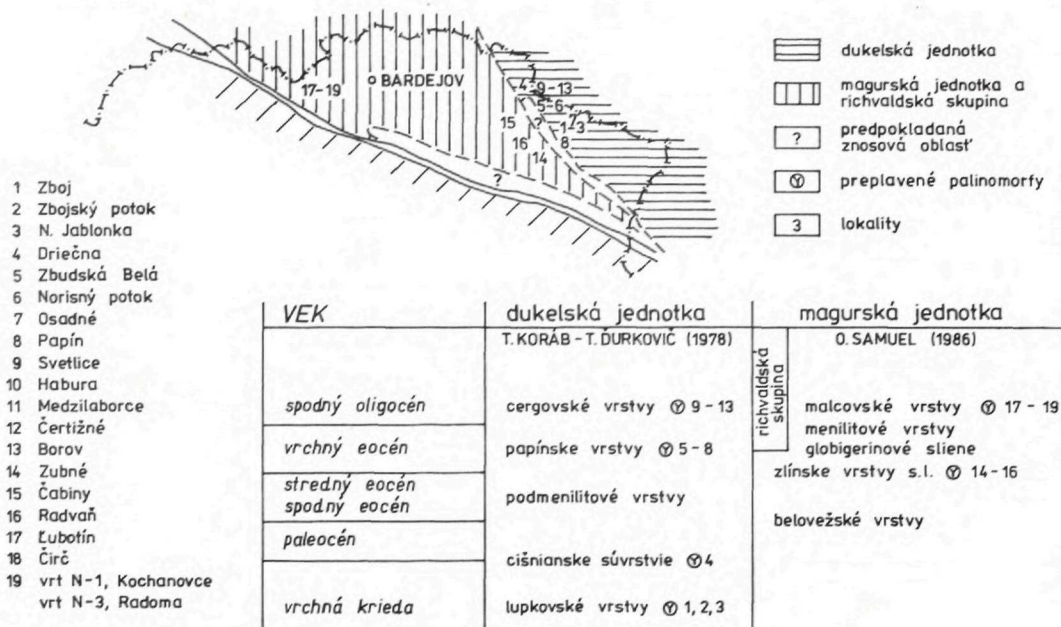
Z paleogénu v budínskom vývoji (oblasť Štúrova) nie sú známe hruboklastické sedimenty. Z jemnozrnných sedimentov sa podarilo zistiť preplavené palinomorfy hlavne v druhom sedimentárnom cykle v oligocéne, najviac v rupeli. Preplavené formy sa vyskytujú hlavne z vrchnej kriedy, ďalej boli zistené vrchnotriasové palinomorfy, aj keď v menšom zastúpení. V prvom sedimentačnom cykle (ypres — spodný lutét) ani vrchnom sedimentačnom cykle (chat) sa nenachádzajú preplavené palinomorfy.

Preplavenie starších palinomorf pravdepodobne súviselo s rýchlym transportom sedimentov, pri ktorom došlo len k čiastočnej devastácii starších foriem a k ich rýchlemu pochovaniu v novom vhodnom sedimentačnom prostredí, kde sa zachovali. Za zdrojovú oblasť preplavených palinomorf považujeme oblasť súše, ktorá sa rozprestierala medzi vnútrokarpatským paleogénom na jednej strane a paleogénom v budínskom vývoji na strane druhej (obr. 1). Tu sa

museli nachádzať sedimenty bohaté na vrchnokriedové peľové zrnká (M. MIŠIK 1978, obr. 2). Od tejto časti boli splavené aj staršie sedimenty, obsahujúce vrchnotriasové, miestami aj vrchnopermské palinomorfy. Nie je vylúčené, že niečo materiálu mohlo byť prinesené aj z bradlového pásma, hlavne v severných, tesne súvisiacich častiach (obr. 1).

V magurskej jednotke výskyt hruboklastického materiálu sa spája s predstavou existencie kordiléry (obr. 3). V celom úseku vonkajšieho flyšového pásma, vo východnej časti sa predpokladá rozsiahla sliezska kordiléra (B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968, T. BUDAY 1967, O. SAMUEL 1973, J. NEMČOK 1978), ležiaca medzi magurskou a duklianskou jednotkou. Z valúnového materiálu magurskej jednotky sa dozvedáme, že bola zložená z podobných typov hornín, aké sú vyvinuté vo vnútorných Karpatoch, t. j. z kryštalinika a z paleozoických hornín. Vo valúnoch bol zistený aj široký diapazón mezozoických hornín rôzneho stratigrafického zastúpenia. Palinologicky bol zistený v jemných typoch hornín, v ílovcoch a prachovcoch, a to v Čerhovskom pohorí a Lubovnianskej vrchovine. V zlínskych vrstvách račianskej jednotky boli zistené preplavené palinomorfy, dokladajúce vek vrchnej kriedy. V nepatrnom množstve sa našli aj palinomorfy z vrchného triasu až spodnej kriedy. Podobne aj v duklianskej jednotke v hruboklastickom materiáli boli nájdené obdobné typy hornín kryštalinika a mezozoika, dokazujúce vek podložia flyšových sedimentov. Jemné fácie lupkovských vrstiev obsahujú taktiež zachované palinomorfy, a to vrchnopermského až spodnotriasového veku. Jemné sedimenty cisnianskeho súvrstvia majú obdobné zastúpenie preplavených palinomorf, poukazujúce na pretrvávajúce zdroje oblasti. V belovežských vrstvách magurskej jednotky a v podmentilitových vrstvách duklianskej jednotky sa žiadne preplavené formy nenašli, ale v papinských vrstvách pokračujú výskyt preplavených triasových palinomorf s tým, že bolo objavených aj niečo jurských, hlavne však vrchnokriedových. V cergovských vrstvách, aj keď ojedinele, boli tiež identifikované (obr. 3).

Nálezy preplavených palinomorf magurskej a duklianskej jednotky na východnom Slovensku svedčia o tom, že skladba podložných typov hornín bola pravdepodobne podobná tej,



Obr. 3 Náčrt paleogeografických pomerov vo flyšovom pásme (O. SAMUEL 1973)

akú sme videli vo vnútorných Karpatoch. Rozdiel je len v tom, že u vrchnokriedových preplavených foriem nevieme určiť, či sú ako v centrálnych Karpatoch súčasťou podložja (napr. vrchná krieda — Dobšinská Ladová Jaskyňa, Gombasek) (obr. 2), alebo ich máme považovať za súčasť panvy, ktorá bola v okrajových častiach redeponovaná, pretože v sedimentačných panvách lupkovské a cisnianske vrstvy v duklianskej jednotke sú súčasťou flyšového bazénu, v ktorom sú litologicky a geneticky späté s ostatnými paleogénnymi sedimentmi (obr. 3).

Skutočnosťou ostáva, že vrchnokriedové palinomorfy sú najviac preplavené, čo svedčí o ich veľmi bohatom zastúpení tak vo vnútrokarpatskom, ako aj vo vonkajšom paleogéne. Ostatné preplavené vrchnopermské až spodnotriasové, vrchnotriasové až spodnokriedové palinomorfy sú menej časté a dokresľujú stratigrafický obraz o erodovaných oblastiach a v rámci štúdia peľových spektier rozširujú šírku stratigrafického rozpätia.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 2 (L/Z). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 15—359.
- BUDAY, T. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, Západné Karpaty, 2. — Ústř. Úst. geol., Praha, 7—651.
- GAŠPARIKOVÁ, V. — SNOPOKOVÁ, P. 1987: Mikrofaunistická a mikrofloristická charakteristika vrchného eocénu až spodného oligocénu z vybraných profilov duklianskej a magurskej jednotky. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P. et al. 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1 : 50 000. — Čiastk. záver. spr., Geofond, Bratislava.
- GROSS, P. 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. — In: Paleogeografický vývoj Záp. Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—147.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—242.
- GROSS, P. — SAMUEL, O. 1982: Geológia a stratigra-

- fia južnej časti Levočských vrchov. — Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—102.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- KORÁB, T. — ĎURKOVÍČ, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—197.
- KORÁB, T. — SNOPKOVÁ, P. 1972: Palinologické a stratigrafické zhodnotenie lupkovských vrstiev a ich paleogeografická interpretácia. — Geol. Práce, Spr. 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—101.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 3—256.
- MARSCHALCO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových a okrajových litofácií (Šarišská hornatina). — Záp. Karpaty, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—102.
- MARSCHALCO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. — In: Paleogeografický vývoj Záp. Karpát., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—80.
- MARSCHALCO, R. — RADOMSKI, A. 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. — Roczn. Pol. Tow. geol., 30, 3, Krakow, 259—272.
- MÍŠÍK, M. 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. — In: Paleogeografický vývoj Záp. Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—47.
- NEMČOK, J. 1978: Problémy paleogeografickej a paleotektonickej analýzy flyšového pásma východného Slovenska. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—117.
- NEMČOK, J. — HANZEL, V. — ĎURKOVÍČ, T. — GAŠPÁRÍKOVÁ, V. — ZAKOVIČ, M. — VRANA, K. 1986: Geologická mapa a vysvetlivky ku regiónu Lubovnianska vrchovina a Čerhovské pohorie. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PETERČÁKOVÁ, M. — SNOPKOVÁ, P. 1983: Upper Eocene and Lower Oligocene sporomorphs of the Oravská vrchovina highlands. — Geol. Zbor. Geol. Carpath., 34, 2, Bratislava 213—242.
- PLANDEROVÁ, E. — SNOPKOVÁ, P. 1970: Mikro-paleobotanický výskum terciéru bojnicko-nováckej oblasti. — Geol. Práce, Spr. 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—343.
- SAMUEL, O. 1970: Správa o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení vzoriek z listu Ružomberok 1:50 000. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejav orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti Maďarského Stredohoria. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—83.
- SAMUEL, O. 1986: Unifikácia litostratigrafických jednotiek flyšových sekvencií vnútorného (magurského) a bradlového pásma. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O. — SNOPKOVÁ, P. 1962: Mikrobiostratigrafické a palinologické korelačné štúdie centrálnokarpatského paleogénu. — Geol. Práce, Spr. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 68—84.
- SNOPKOVÁ, P. 1974: Morfológia stratigraficky významných sporomorf z rupelu južného Slovenska. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1977: Mikrostratigrafia východoslovenského flyša, vnútrokarpatského a budinského paleogénu Slovenska na základe spór a peľových zŕn. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1980: Paleogene Sporomorphs from West Carpathians. — Západné Karpaty, Sér. Paleont 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—74.
- SNOPKOVÁ, P. 1987: Palinologický výskum vzoriek z hutianskeho, zuberského a bielopotockého súvrstvia na liste 26—421 (Oravice-1). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

PAULÍNA SNOPKOVÁ

Redeposited palynomorphs in Paleogene sediments of West Carpathians and their significance for paleogeography

Resumé

The author deals with resedimented palynomorphs from Paleogene lithological sequences of the West Carpathians of Slovakia. Redeposited pollen grains of Upper Cretaceous group Normapollis

predominate in Priabonian. Upper Priabonian to Lower Oligocene and Rupelian sediments. They are more frequent in the Rupelian sediments of the Buda facies. Older, Upper Permian-Lower Triassic redepo-

sited palynomorphs were mostly in the Lupkov beds of the Dukla Unit in East Slovakia. Former sedimentological investigations and the study of resedimented palynomorphs indicate that the source area was in dry land between the Inner-Carpathian Paleogene and the Buda Paleogene. Some material may origina-

te from the Klippen Belt. The extensive Silesian cor-dillera is likely to have been the source area in the Outer Paleogene of East Slovakia. The pebbly material indicates its composition from rock types similar to those in the Inner Carpathians (crystalline complexes, Paleozoic, Mesozoic).

Vysvetlivky k fototabulkám V—XII

(Všetky mikrofotografie mikroflóry sú zväčšené 1000×)

Tabuľka V

- Obr. 1 *Ovalipollis* cf. *grebae* KLAUS, vrt Štúrovo-1, hĺbka 417,0—421,0 m, sivé slienité ílovice až slieňovce, preplavený vrchnotriasový druh v rupeli.
- Obr. 2 *Ovalipollis lunzensis* KLAUS, vrt Štúrovo-1, hĺbka 437,90—439,20 m, sivé slienité ílovice až slieňovce, preplavený vrchnotriasový druh v rupeli.
- Obr. 3 *Classopollis classoides* PFLUG, vrt Obid-15, hĺbka 278,0—279,0 m, pestrá uhľonosná formácia, preplavený druh s rozšírením od rétu až krieda v rupeli.
- Obr. 4 *Classopollis* cf. *meyeriana* (KLAUS) VENK.-GÓCZ., vrt Štúrovo-1, 417,0—421,0 m, sivé slienité ílovice až slieňovce, preplavený druh, s rozšírením v réte až liase, v rupeli.
- Obr. 5 *Classopollis classoides* PFLUG, vrt Obid-15, hĺbka 37,4—38,4 m, jemnopiesčité sliene, preplavený druh s rozšírením rétu až krieda, v rupeli.
- Obr. 6 *Classopollis* sp. (tetráda), vrt Štúrovo-1, hĺbka 467,40—469,80 m, slabopiesčité ílovice, preplavené peľové zrnko z vrchného triasu až kriedy.

Tabuľka VI

- Obr. 1 *Classopollis* sp., vrt Štúrovo-1, hĺbka 417,0—421,0 m, sivé slienité ílovice až slieňovce, preplavený druh z vrchnej kriedy (stredný senón) v rupeli.
- Obr. 2 *Interporopollenites* sp., vrt Štúrovo-1, hĺbka 540,60—545,30 m, pelitické vložky v sivých rozpadavých slabovápnných pieskovcoch, preplavený druh z vrchnej kriedy v rupeli.
- Obr. 3 *Interpollis suppligensis* PF.-W. KR., vrt Štúrovo-1, hĺbka 540,60—545,30 m, pelitické vložky v sivých rozpadavých slabovápnných pieskovcoch, preplavený druh s rozšírením v mástrichte až spodný eočén v rupeli.

- Obr. 4 *Trudopollis* cf. *fossulotrudens* PF., vrt Štúrovo-1, hĺbka 540,60—545,30 m, pelitické vložky v sivých rozpadavých slabovápnných pieskovcoch, preplavený druh z paleocénu v rupeli.
- Obr. 5 *Trudopollis* sp., vrt Kováčov II, hĺbka 434,0 m, slieňovce, preplavený druh z vrchnej kriedy v rupeli.
- Obr. 6 *Trudopollis* cf. *parvotrudens* PFLUG, vrt Štúrovo-1, hĺbka 437,90—439,20 m, sivé slienité ílovice, preplavený druh s rozšírením stredný senón až paleocén v rupeli.
- Obr. 7 *Pseudoculopollis principalis* (WEYL. et KR.) W. KR., vrt Obid-13, jemnopiesčité sliene, preplavený druh z vrchnej kriedy v rupeli.
- Obr. 8—12 *Normapolles*, vrt Obid-13, hĺbka 108,5—109,5 m, jemnopiesčité slienité ílovice až slieňovce, preplavený druh z vrchnej kriedy v rupeli.
- Obr. 9—11 *Pseudoculopollis* cf. *cardinaloides* W. KR. — MEDUS, vrt Štúrovo-1, hĺbka 597,7 až 599,8 m, pelitické vložky v sivých rozpadavých slabovápnných pieskovcoch, vrt Obid-13, hĺbka 52,0—53,0 m, jemnopiesčité sliene, preplavené z vrchnej kriedy (mástricht) v rupeli.

Tabuľka VII

- Obr. 1 *Triadispora bölchii* SCHEURING, vrt NB-1, hĺbka 273—276 m, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchného triasu.
- Obr. 2 *Ovalipollis ovalis* W. KR., lokalita s. od Lipt. Ondreja, potok Brestovina, bod 3 S, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchného triasu.
- Obr. 3 *Triadispora bölchii* SCHEURING, lokalita sz. od Liptovskej Sielnice, bod 4 M, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchného triasu.
- Obr. 4 *Triadispora* cf. *stabilis* SCHEURING, lokalita Komjatná, bod 2, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchného triasu.
- Obr. 5 *Klausipollenites* sp., lokalita Oravský Biely potok, lom, bod 68 N, bielopotoc-

- ké súvrstvie, preplavený druh so stratigrafickým rozpätím najvrchnejší perm — spodný trias.
- Obr. 6 *Vitreosporites* sp., lokalita jz. okraj Liptovského Ondreja, pri JRD, bod 89 S, zuberské súvrstvie, preplavený druh s rozšírením vrchný perm až trias.
- Obr. 7 *Classopollis classoides* PF., lokalita Kvačany, jv. časť Šarišskej hornatiny, hutianske súvrstvie, preplavený druh s rozšírením vrchný trias až krieda.
- Tabuľka VIII
- Obr. 1 *Krauselisporites* sp., lokalita Arnutovce, zárez cesty, bod 196, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchného triasu.
- Obr. 2—3 *Classopollis classoides* (PF.), lokalita sz. od Liptovskej Sielnice, bod 4 M, zuberské súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v réte až kriede.
- Tabuľka IX
- Obr. 1 *Classopollis* sp., cf. *C. classoides* PF., lokalita 500 m v. od Liptovskej Kokavy, zuberské súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v réte až kriede.
- Obr. 2—3 *Classopollis* cf. *classoides* PF., lokalita Hadušovce, zárez cesty, bod 197, hutianske súvrstvie, lokalita Chminianske Jakubovaný, jv. časť Šarišskej vrchoviny, preplavené druhy s rozšírením v réte až kriede.
- Obr. 4 cf. *Classopollis*, lokalita Vydrník, železničná stanica, bod 252, zuberské súvrstvie, Spišská kotlina, preplavený rod s rozšírením v réte až kriede.
- Obr. 5 *Trudopollis conector* PF., lokalita 300 m s. od Galovian, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy.
- Obr. 6 *Plicapollis* cf. *conserta* PF., lokalita Veľká Furkovka, koniec Tichej doliny, bod 251 V, hutianske súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v mástrichte až spodný eocén.
- Obr. 7 cf. *Trudopollis*, lokalita 300 m s. od Galovian, zuberské súvrstvie, preplavený rod z vrchnej kriedy.
- Obr. 8 *Pseudoculopollis* cf. *principalis* (WEYL. et KR.G.) W. KR., lokalita zárez cesty do Arnutoviec, bod 196, zuberské súvrstvie.
- Obr. 9 *Oculopollis minoris* W. KR., vrt NB-1, 51,0—57,0 m, lokalita Opatovce nad Nitrou, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (mástricht).
- Obr. 10 *Trudopollis* cf. *retigressus* WEYL. et KR.G., lokalita Liptovská Štiavnica, v záreze cesty, bod 14 R, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy.
- Obr. 11 *Oculopollis* cf. *vixclausus* GÓCZAN, lokalita jz. okraj Liptovského Ondreja pri JRD, bod 89 S, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy.
- Obr. 12 *Oculopollis* cf. *orbicularis* GÓCZAN, lokalita Liptovská Štiavnica, okraj dediny, bod 21 R, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).
- Tabuľka X
- Obr. 1 *Oculopollis* cf. *parvovculus* GÓCZAN, lokalita 1,5 km s. od Hybe, bod RHY-6, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (spodný kampan).
- Obr. 2 *Sporopollis pseudosporites* PF., lokalita sz. od Liptovskej Sielnice, bod 4 M, zuberské súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v mástrichte až paleocén.
- Obr. 3 *Interpollis velum* W. KR., lokalita Osobitá, 1,5 km z. od osady Oravice, bod 129 V, bielopotocké súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v mástrichte až spodný eocén.
- Obr. 4 *Interpollis suppligensis* (PF.) W. KR., lokalita Liptovská Štiavnica, v záreze cesty, bod 14 R, hutianske súvrstvie, preplavený druh s rozšírením v mástrichte až spodný eocén.
- Obr. 5 *Oculopollis* sp., lokalita Liptovský Ondrej, jz. okraj dediny, pri JRD, bod 89 S, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy.
- Obr. 6 *Papilopollis* sp., lokalita z. od Liptovského Križa, bod 38 D, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (koniak — mástricht).
- Obr. 7 *Oculopollis* cf. *orbicularis* GÓCZAN, lokalita 1,5 km s. od Hybe, bod RHY-6, zuberské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).
- Obr. 8—9 *Interpollis velum* W. KR., lokalita 1,5 km s. od Hybe, bod RHY-6, zuberské súvrstvie, preplavený druh s rozšírením mástricht — spodný eocén.
- Obr. 10 *Oculopollis orbicularis* GÓCZAN, lokalita Hadušovce, zárez cesty, bod 197, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).
- Obr. 11 *Oculopollis* cf. *minoris* W. KR., vrt Hranovnica 1, hĺbka 7,0—15,0 m, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (mástricht).
- Obr. 12 *Oculopollis* cf. *minoris* W. KR., vrt Hra-

novnica 2, hĺbka 62,50 m, hutianske súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (mástricht).

Tabuľka XI

- Obr. 1 *Platysaccus* sp., lokalita Zbojský potok, lupkovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením vrchný perm — trias.
- Obr. 2 cf. *Illinites unicus* KOSANKE, lokalita Zbojský potok, lupkovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením vrchný perm — trias.
- Obr. 3 *Pityosporites* cf. *schaubergeri* R. POT. et. KLAUS., lokalita j. od Nižnej Jablonky, lupkovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením vo vrchnom perme.
- Obr. 4 cf. *Taeniaesporites*, lokalita Zbojský potok, lupkovské vrstvy, preplavené peľové zrnko s rozšírením perm — trias.
- Obr. 5 cf. *Classopollis*, lokalita Ňagov, rýha v ceste pri kostole, cergovské vrstvy, preplavené peľové zrnko s rozšírením rôt až krieda.
- Obr. 6 *Classopollis* sp., lokalita Zbudská Belá, rónová rýha pri cintoríne, papínske vrstvy, preplavený druh s rozšírením v rôte až krieda.
- Obr. 7 *Classopollis classoides* Pf., lokalita Čirč, z. od kóty 568,2 v ceste, malcovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením rôt — krieda.
- Obr. 8 *Classopollis* cf. *meyeriana* (KLAUS) de Jersey, lokalita Habura, potok jz. od dediny (vzorka 4 T), cergovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením rôt — lias.
- Obr. 9 *Vitreisporites* sp., lokalita Zbudská Belá, rónová rýha pri cintoríne, papínske vrstvy, preplavený druh z triasu.
- Obr. 10 cf. *Classopollis meyeriana* (KLAUS) DE JERSEY, lokalita Habura, potok jz. od dediny, cergovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením rôt — lias.
- Obr. 11 *Classopollis meyeriana* (KLAUS) DE JERSEY, lokalita Čertižné, potok asi 800 m na JZ od Čertižného, cergovské vrstvy, preplavený druh s rozšírením rôt — lias.
- Obr. 12 cf. *Classopollis*, lokalita Zbudská Belá, rónová rýha pri cintoríne, papínske vrstvy, preplavené peľové zrnko s rozšírením rôt — krieda.

Tabuľka XII

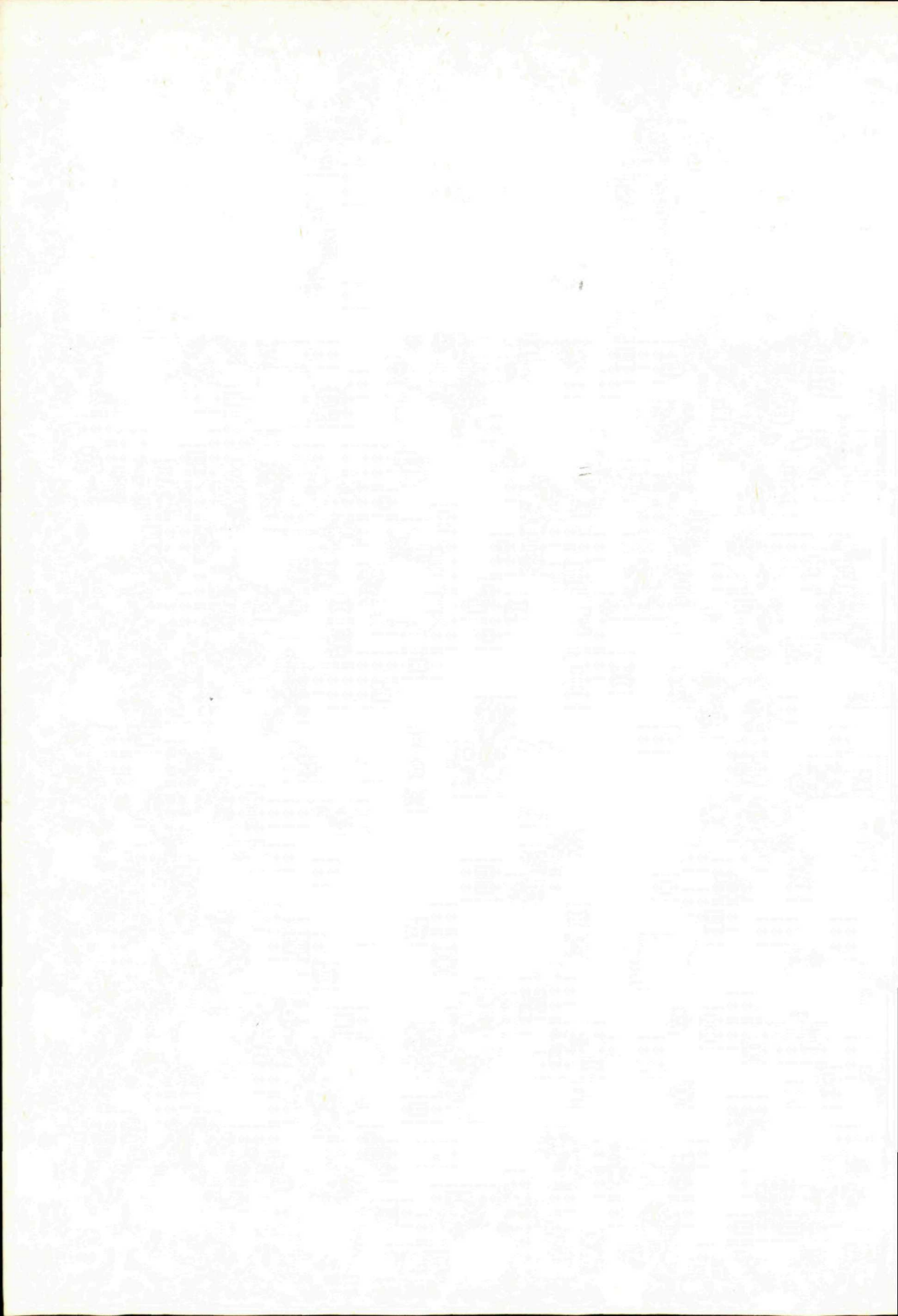
- Obr. 1 *Oculopollis orbicularis* GÓCZAN, lokalita Habura, potok jz. od dediny, cergovské vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).

- Obr. 2 *Oculopollis orbicularis* GÓCZAN, lokalita 3 km sz. od Vyšnej Radvane v potoku pri Ráztokoch (bod 101 — 102 b), zlínske vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).
- Obr. 3 *Oculopollis* cf. *orbicularis* GÓCZAN, lokalita Habura, potok jz. od dediny, cergovské vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — kampan).
- Obr. 4 *Oculopollis* sp., lokalita Borov, potok asi 500 m od dediny, cergovské vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy.
- Obr. 5 *Oculopollis microculus* W. KR., lokalita Zbudská Belá, rónová rýha pri cintoríne, papínske vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (mástricht).
- Obr. 6 *Oculopollis* cf. *microculus* W. KR., lokalita Borov, potok asi 500 m od dediny, cergovské vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (mástricht).
- Obr. 7 *Oculopollis* cf. *minoris* W. KR. — I. Mibus, lokalita Medzilaborce, profil v Laborci, cergovské vrstvy, preplavený druh z mástrichtu.
- Obr. 8 *Oculopollis minoris* W. KR. — I. Mibus, lokalita Údol-Ujak, v potoku, globigerinové sliene, preplavený druh z mástrichtu.
- Obr. 9 *Normapollis* sp. (korózia), lokalita Ňagov, rýha v ceste pri kostole, cergovské vrstvy, preplavené peľové zrnko z vrchnej kriedy.
- Obr. 10 *Pseudoculopollis principalis* (WEYL. et. KRG.) W. KR., lokalita z. od Lubotína, malcovské súvrstvie, preplavený druh z vrchnej kriedy (santon — sp. kampan).
- Obr. 11 *Extratrirporopollenites minimus* GÓCZAN, lokalita Ňagov, rýha v ceste pri kostole, cergovské vrstvy, preplavený druh z vrchnej kriedy (vrchný kampan).
- Obr. 12 *Interpollis* cf. *suppligensis* (PF) W. KR., lokalita Zbudská Belá, rónová rýha pri cintoríne, papínske vrstvy, preplavený druh zo spodného eocénu — stredný eocén.

Tabuľky V—VI: preplavené druhy v paleogéne v buďnskom vývoji (rupel)

Tabuľky VII—X: preplavené druhy vo vnútrokarpatском paleogéne.

Tabuľky XI—XII: preplavené druhy vo vonkajšom paleogéne (duklianska, magurská jednotka).



ONDREJ SAMUEL

Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu

4 obr., anglické resumé

Abstract. In the paper the lithostratigraphical units of the flysch sequences in the Magura Flysch Belt of the Dukla unit and Smilno inlier are discussed from the viewpoint of the Czechoslovak Stratigraphical Commission. Particular emphasis is laid on their unification and categorization with the aim to unify and codify the terminology of lithostratigraphical units used in different ways so far.

Úvod

Československá geológia zaznamenala hlavne od oslobodenia prudký rozvoj, ktorý zákonite priniesol veľké množstvo poznatkov v každom jej odvetví. Tento prudký rozvoj sa zvlášť markantne prejavil v najzákladnejšom odvetví geológie — v stratigrafii všetkých útvarov, v ktorých bolo vyčlenených veľké množstvo nových litostratigrafických jednotiek. Tento trend si vynútil nielen u nás, ale i v celosvetovom meradle rekategorizáciu, resp. redefiníciu existujúcich neformálnych jednotiek, nakoľko do vydania medzinárodného stratigrafického kódu (International stratigraphic guide) a na jeho báze stanovených Zásad československej stratigrafickej klasifikácie (ed. I. Chlupáč 1969, 1978) neexistovali pravidlá, ako stanoviť litostratigrafické jednotky. V dôsledku tejto skutočnosti bolo zavádzanie nových stratigrafických jednotiek viac-menej živelné, bez jednotných kritérií.

Tento problém sa ešte vypuklejšie prejavuje v medzinárodnom rozsahu, hlavne v takých prípadoch, kde tie isté tektonické jednotky, re-

sp. sedimentačné pásma s ustálenými faciálnymi sukcesiami sú vyvinuté vo viacerých štátoch. Jedným z takýchto klasických prípadov je flyšové i bradlové pásmo, ktoré je vyvinuté v Rakúsku, Československu, Poľsku, Ukrajinskej časti Východných Karpát i v Rumunsku. V prevládajúcej miere sa v každom z uvedených štátov stanovila a ustálila vlastná terminológia, takže nie zriedka ten istý faciálny typ súvrstvia či vrstiev má až niekoľko názvov. Táto skutočnosť veľmi sťažuje orientáciu nielen pri bežnom, ale i špecifickom štúdiu, hlavne v súvisi s interregionálnou koreláciou. Podľa predbežných odhadov napr. len vo flyšovom pásme bolo doteraz použitých asi 700 pojmov (termínov) pre označenie litostratigrafických jednotiek. Pri unifikácii litostratigrafických jednotiek je reálne zredukovať tento počet o viac ako 50%. Realizácia tohto zámeru však doteraz naráža skôr na prestížnu ako vecnú stránku jednotlivých štátov. Z uvedených dôvodov boli v rámci činnosti stratigrafickej a paleontologickej komisie pri KBGA navrhnuté dve etapy, pričom v prvej etape sa majú vypracovať a ujednotiť národné litostratigrafické schémy pre určité sedimentačné oblasti, kým v druhej etape by sa prišlo k ich unifikácii na medzinárodnej báze. V prípadoch, kde sa nedosiahne jednoznačný súhlas, synonymné názvy jednotiek by sa zostavili podľa určitých (prioritných) zásad.

Na základe vyššie uvedených zámerov, ako aj vzhľadom na nejednotnosť v označovaní stratigrafických jednotiek je potrebné zjednotiť a ustáliť ich slovenskú terminológiu. Rovnaký

význam má i kategorizácia jednotlivých litostratigrafických jednotiek, pretože nezriedka sa i vo významných geologických publikáciách stretávame ešte s prípadmi, keď sa významove zamieňa hierarchisticky vyššia kategória s nižšou (napr. súvrstvie — formation je vyvinuté vo vrstvách — member).

O význame takéhoto zámeru (vyúsťujúceho do stratigrafického lexikónu) svedčia tiež snahy, ktoré sa prejavili už začiatkom tohto storočia. Po prvýkrát sa uvažovalo o zostavení medzinárodného stratigrafického slovníka už v roku 1910 na 11. Medzinárodnom geologickom kongrese v Stockholme. Po prvej svetovej vojne sa začalo i s prípravnými prácami v Československu. Urobili sa však len prvé kroky a boli zostavené len niektoré heslá. K vydaniu slovníka nedošlo.

V roku 1957 Stratigrafická komisia medzinárodného geologického kongresu vydala pod redakciou D. ANDRUSOVA a F. PRANTLA prvé vydanie Medzinárodného geologického slovníka (*Lexique stratigraphique international*) zv. I Europe, zoš. 6b — Československo, a to v angličtine, resp. francúzštine a nemčine. Vydanie tohto slovníka bolo spojené s mnohými ťažkosťami, slovník bol nielen prekonaný, ale aj neúplný. Preto o desať rokov neskoršie sa ukázala potreba vydať druhú edíciu tohto slovníka, ktorú mala pripraviť stratigrafická komisia IUGS. Nakoľko práce sa plánovali v omnoho rozsiahlejšej miere než pri prvom vydaní, bolo rozhodnuté vydať pre Československo dva zväzky — prvý (ed. I. CHLUPÁČ) pre Český masív a druhý (ed. D. ANDRUSOV) pre karpatskú sústavu. Slovník vyšiel v roku 1968 k 23. Medzinárodnému geologickému kongresu v Prahe. Heslá pre karpatskú sústavu sú redigované v angličtine alebo vo francúzštine.

Napriek tomu, že slovník bol úplnejší než predchádzajúci, pre vývin geológie na Slovensku (resp. ČSR) nemal primeraný význam, pretože bol vydaný v cudzích rečiach vo Francúzsku, a v ČSSR nemal náležitú distribúciu.

Z uvedených dôvodov sa redakcia geologických publikácií GÚDŠ a vtedajšia terminologická a stratigrafická komisia pri Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1972 rozhodla vydať Stratigrafický slovník československých Západných Karpát v slovenčine.

Predmetný slovník obsahuje prakticky všetky lito-, chrono- i biostratigrafické jednotky doteraz používané v literatúre týkajúcej sa československej časti Západných Karpát, bez ohľadu na ich validitu. To znamená, že niektoré heslá sú významovo prekonané a majú už len historickú hodnotu, kým iné boli buď stratigraficky spresnené, prípadne redefinované. V dôsledku tejto skutočnosti, ako aj vzhľadom na súčasné trendy litostratigrafickej klasifikácie je nutné v ďalšej fáze vykonať nielen rekategorizáciu (resp. i redefiníciu) určitých litostratigrafických jednotiek, ale v rámci Karpát aj ich unifikáciu. Prvým predpokladom realizácie vyššie uvedených zámerov (rekategorizácia, unifikácia) je vypracovanie litostratigrafických schém určitých sukcesii v rámci jednotlivých sedimentačných pásiem, resp. tektonických jednotiek. Nakoľko litostratigrafické schémy musia odrážať čo najobjektívnejšie súčasné poznatky, je nutné predkladané schémy považovať za podklady, ktoré po pripomienkovaní širokým okruhom zainteresovaných špecialistov predstavujú kodifikovanú schému pre inter- i intra-regionálnu koreláciu a pripravované litofaciálne mapy v rámci KBGA, ako aj jednotných vysvetliviek pre geologické i odvodené mapy rôznych mierok ČSR.

Východoslovenské flyšové pásmo

V oblasti východoslovenského flyšového pásma sú vyvinuté tri významné sedimentačné pásma reprezentujúce vnútro-, či centrálnokarpatský paleogén, ďalej dukliansku i magurskú tektonickú jednotku, pričom v rámci posledne menovanej možno odlišiť tri čiastkové jednotky. Osobitné postavenie má tzv. pribradlový paleogén, ktorý sa v pozdĺžnom smere (z.—v.) faciálne mení.

Duklianska jednotka

Duklianska jednotka reprezentuje samostatnú štruktúrnú zónu flyšového pásma Karpát. Je rozšírená na území Poľska, ZSSR a oblasti východného Slovenska.

Základným prínosom pre poznanie geologickej stavby, a tým i litostratigrafickej klasifikácie boli výskumy B. Lešku — J. Nemčoka a T. KORÁBA a ich blízkych spolupracovníkov. Výsled-

ky výskumov sú obsiahnuté hlavne v prácach B. LEŠKU a kol. (1964), B. LEŠKU — J. NEMČOKA — T. KORÁBA (1960), B. LEŠKU — O. SAMUELA (1968) a T. KORÁBA — T. ĎURKOVIČA (1978).

V opisovanej jednotke boli doteraz odlišené nasledujúce litostratigrafické jednotky: lupkovské vrstvy, cisnianske vrstvy, pieskovce Veľkého Bukovca, inoceramové vrstvy, podmenilitové vrstvy, papínske vrstvy, menilitové vrstvy, cergovské vrstvy, cergovské pieskovce, krosnianske vrstvy, tylavské vápence, globigerínové sliene. Ako to z uvedeného taxatívneho zoznamu vyplýva, doteraz sa v podstate nerozlišovala ich pozícia podľa zásad litostratigrafickej klasifikácie. Všetky uvedené jednotky bez ohľadu na ich rozšírenie a hrúbku sú začlenené do najnižšej kategórie — člena (member), hoci viaceré svojou náplňou zodpovedajú kategórii „formation“ (súvrstvie), prípadne i vyššej „group“ (skupina).

Na základe čl. zásad litostratigrafickej klasifikácie navrhujeme v rámci duklianskej jednotky rozlišovať nasledovné viac-menej sukcesívne jednotky:

Lupkovské súvrstvie (B. LEŠKO — J. NEMČOK — T. KORÁB 1960).

Podľa doterajších biostratigrafických výskumov hlavná masa lupkovského súvrstvia sedimentovala v rozsahu turón — senón, pričom vrchná hranica podľa foraminifer i nanoplanktónu zasahuje až do paleocénu. Podľa výskumov V. GAŠPARIKOVEJ a T. KORÁBA (1977) najspodnejšia časť zasahuje až do cenomanu.

Litofaciálnym ekvivalentom lupkovského súvrstvia v ukrajinských Karpatoch sú bereznianske vrstvy, avšak ich vekový diapazón je užší (turón — senón); takže vekovým (nie faciálnym) ekvivalentom spodnej časti lupkovského súvrstvia sú čiastočne jalovské vrstvy.

V poľskej časti duklianskej jednotky sa kriedové sedimenty označujú ako inoceramové vrstvy (porov. A. ŚLACZKA 1971) a lupkovské, kým cisnianske „vrstvy“ sa považujú len za ich faciálne varianty. V súvisi s inoceramovými vrstvami treba poznamenať, že tento termín nie je vhodný nielen z hľadiska „zásad“ pre označenie litostratigrafických jednotiek, ale ani po stránke interpretačnej, pretože od jeho zavedenia do literatúry V. UHLIGOM (1885) prekonali už toľko variantov, že jeho používanie je bez ďalšieho podrobného výkladu bezpredmetné.

V E K		LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY			
P A L E O C É N	O L I G O C É N	O M B R O N S K Á S K U P I N A	vrchné menilitové súvrstvie		
			cergovské súvrstvie [cergovské pieskovce]		
			spodné menilitové súvrstvie [pieskovce od Mszanky]		
			papínske súvrstvie		
	P A L E O C É N	P A L E O C É N	vrchný	R U N I N S K É S Ú V R S T V I E	
			stredný		
			spodný		
	K R I E D A	M Á S T R I C H T	„inoceramové“ vrstvy		C I S N I A N S K E S Ú V R S T V I E
		K A M P Á N			
		S A N T Ó N			
K O Ň A K		L U P K O V S K É S Ú V R S T V I E			
T U R Ó N					
C E N O M A N					
A L B					

Obr. 1 Litostratigrafická tabuľka duklianskej jednotky

V poslednom desaťročí sa ním označujú senónske sedimenty skolskej jednotky v najexternejšej časti flyšovej zóny, resp. slienité sedimenty v brezovskej skupine (inoceramové sliene). S označením inoceramové vrstvy (sliene, vápence, bridlice, pieskovce) sa stretne aj v alpskej literatúre (porov. O. KÜHN in Lex. stratigr. internat.; str. 221—222). Hoci inoceramové sliene (vrstvy) opísal z gosauskej kriedy už v roku 1856 C. W. GÜMBEL (mal by mať teda prioritu), nepovažujeme za správne prebrať toto označenie pre Západné Karpaty.

Cisnianske súvrstvie zaviedol do geologickej literatúry Z. OPOLSKI (1926). V čl. časti tento termín prvý raz použil B. LEŠKO — J. NEMČOK — T. KORÁB (1960) pre prevažne pieskovcový flyšový komplex vyvinutý v nadloží lupkovského súvrstvia. Tento flyšový komplex je rozšírený v duklianskej jednotke východného Slovenska, Poľska a ukrajinských Karpát.

Vzhľadom na ich rozšírenie, hrúbku a stratigrafický rozsah (vrchný senón — spodný pa-

leocén) je správnejšie ich zaradiť do kategórie „formation“, t. j. ako cisnianske súvrstvie a nie člen, ako sa to doteraz v prevažnej miere v literatúre používa.

Pieskovce Veľkého Bukovca (veľkobukovské pieskovce; B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968). T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ (1978) nevy vymedzujú veľkobukovské pieskovce ako samostatnú litostratigrafickú jednotku, ale ich považujú za súčasť cisnianskeho súvrstvia. Podľa uvedených autorov pieskovce Veľkého Bukovca sú synonymom cisnianskych vrstiev, hoci pripúšťajú, že je ich možné vymedziť v antiklinálnom pásme Novej Sedlice. Z doterajšieho protichodného názorového rozdielu vyplýva, že ich možno považovať buď za synonymum cisnianskeho súvrstvia, alebo za ich člena (member). To znamená, že podľa poslednej alternatívy veľkobukovské pieskovce by predstavovali iba najnižšiu (člen) lokálnu litostratigrafickú jednotku („kanálovú“ fáciu) cisnianskeho súvrstvia.

Podmenilitové súvrstvie; H. ŚWIDZINSKI (1948) tak označil časť „menilitového“ súvrstvia poľských Karpát, ktoré leží v podloží rohovcových polôh. Pôvodne označil (1934) termínom podmenilitový eocén (neskoršie podmenilitové vrstvy) i pieskovcový flyš, dnes vyčlenený do samostatnej litostratigrafickej jednotky — cisnianske súvrstvie.

Výraz podmenilitové vrstvy nemožno odporúčať, pretože to isté označenie sa používa pre celé paleogénne i staršie flyšové sedimenty ležiace pod menilitovými vrstvami. U nás sa týmto termínom označovali (porov. Z. ROTH et al. 1962) v godulskom čiastkovom príkrove sedimenty, patriace v zmysle poľského členenia (M. KSIĄŻKIEWICZ 1958) k cienžkovickým, pesťrým a hieroglyfovým vrstvám.

V duklianskej jednotke termínom podmenilitové vrstvy (správne súvrstvie) sa označuje flyšový komplex vyvinutý v nadloží cisnianskeho súvrstvia (resp. veľkobukovských pieskovcov) a v podloží papínskeho súvrstvia, resp. spodných menilitových vrstiev (porov. B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968; T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ 1978). V zmysle uvedených autorov zodpovedajú hieroglyfovým vrstvám poľských geológov (L. KOSZARSKI et al. 1961) a stričavským, stavnianskym i soľským vrstvám duklianskej jednotky v ukrajinských Karpatoch (V. V. DANYŠ 1973).

Vzhľadom na vyššie uvedené aspekty termín podmenilitové súvrstvie nezodpovedá vôbec zásadám medzinárodne prijatého „Hedbergovho kódu“. Jeho nahradenie termínom používaným poľskými geológmi — hieroglyfové vrstvy tiež nie je vhodné, nakoľko aj tento termín prešiel toľkými interpretáciami, že nevyjadruje jednoznačne pozíciu litostratigrafickej jednotky v tej-ktorej jednotke alebo oblasti. Preto za najvhodnejšie považujeme označiť predmetnú litostratigrafickú jednotku novým názvom *runinské súvrstvie* podľa obce Runina, v blízkosti ktorej vystupuje opisované súvrstvie na povrch. Za stratotyp označujeme profil podrobne opísaný a schematicky vyobrazený v monografickej práci T. KORÁBA — T. ĎURKOVIČA (1978, obr. 8, profil Čertižné), kým za referenčné profily Borov, Ňagov, Olšinikov, uvedené a zobrazené v poslednej citovanej práci autorov, ako aj profily zo skurskej antiklinály a výravskej synklinály (profil Svetlice a Osadné, obr. 9, str. 26; viď T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ, l. c.).

Ombrónska skupina bola pôvodne definovaná O. S. VJALOVOM a D. ANDRUSOVOM v roku 1963 ako ombrónska séria. Vo flyšovom pásme začleňujú do nej všetky sedimenty vyvinuté v nadloží hieroglyfového, resp. podmenilitového súvrstvia. To znamená, že v duklianskej jednotke do tejto skupiny patrí papínska a menilitové súvrstvie a cergovské vrstvy (resp. pieskovce). V tomto poňatí zodpovedá menilitovo-krosnianskej sérii B. LEŠKU — O. SAMUELA (1968), ktoré treba považovať za synonymum ombrónskej skupiny (pôvodne série), pričom odporúčame etablovať túto litostratigrafickú jednotku len pre vonkajšie (krosnianske) flyšové pásmo.

Papínske súvrstvie (papínske vrstvy; B. LEŠKO 1958) reprezentujú špecifickú litostratigrafickú jednotku, ktorá je vyvinutá hlavne po jej južnom okraji. Bez ohľadu na protichodné názory na ich genézu (porov. B. LEŠKO 1958; B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968; T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ 1978) reprezentujú samostatnú, kartograficky dobre vymedzenú litostratigrafickú jednotku, ktorá podľa všetkých aspektov zodpovedá kategórii „formation“. Stratigraficky reprezentuje hlavne spodnú časť vrchného eocénu, pričom jej zásah do vrchnej časti nemožno jednoznačne vylúčiť.

Menilitové súvrstvie podľa najnovších výskumov možno v južných častiach vonkajšieho flyšového pásma rozčleniť na spodné a vrchné. V severnejších častiach (sliezska jednotka) tvoria jeden plynulý litofaciálny celok. V duklianskej jednotke je vyvinuté len spodné menilitové súvrstvie, ktoré je po litofaciálnej stránke čiastočne premenlivé (porov. T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ 1978).

Pieskovce od Mszanky (mšanské pieskovce) v obmedzenej miere sa objavujú v duklianskej jednotke východného Slovenska. Z poľskej časti ich študoval A. ŚLĄCZKA (1971). U nás sú vyvinuté v nadloží papínskych vrstiev (profil Čertižné), resp. v spodnej časti menilitového súvrstvia (porov. T. KORÁB — T. ĎURKOVIČ 1978, obr. 8). S prihliadnutím na ich rozšírenie a hrúbku možno ich zaradiť do najnižšej kategórie (člena). Adjektívna forma je mszanské (fonetizovane mšanské) pieskovce.

Cergovské vrstvy sú vyvinuté v nadloží spodného menilitového súvrstvia. Sú vyvinuté buď vo fácií flyšovej alebo pieskovcovej. V literatúre sa väčšinou označujú ako cergovské pieskovce. Hoci takýto spôsob označenia je z dnešného pohľadu na litostratigrafickú klasifikáciu neobvyklý, v literatúre je už tak fixovaný, že by

nebolo účelné zavádzať pre prevažne pieskovcový a flyšový vývin ďalšie označenie (nomina conservanda).

Z cergovských vrstiev opisuje T. KORÁB — J. KOTLARCZYK (1977), resp. J. KOTLARCZYK (in B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968) významný korelačný horizont *tylavské vápence* (bridlice). Podľa litostratigrafickej klasifikácie patria do kategórie „horizont“ (chronohorizont).

Krosnianske súvrstvie je vyvinuté hlavne vo vonkajších tektonických jednotkách flyšového pásma. Označujú sa ním sedimenty vyvinuté v nadloží vrchného menilitového súvrstvia. Pôvodne boli B. LEŠKOM — O. SAMUELOM (1968) opísané aj z čsl. časti duklianskej jednotky. Avšak podľa revízie T. KORÁBA — T. ĎURKOVIČA (l. c.) rudimentárne výskyty u nás nepatria k typickému krosnianskému súvrstviu. Na základe kritérií pre vymedzenie litostratigrafických jednotiek je správnejšie zaraďovať ich do kategórie „formation“ — súvrstvie.

Smilnianske tektonické okno

Vrstevný sled v smilnianskom tektonickom okne sa v určitých črtách odlišuje od duklianskej jednotky. Táto skutočnosť už v minulom storočí viedla k tomu, že už F. HAUER (in F. HAUER — F. RICHTHOFEN 1859), resp. C. M. PAUL (1869) osobitný vývoj bridlic v oblasti Smilna označujú ako smilnianske bridlice, kým kriedové sedimenty takmer všetci autori zaoberajúci sa geológiou smilnianskeho tektonického okna opisujú ako inocerámovú kriedu, resp. inocerámové vrstvy (porov. A. MATĚJKA — L. ZELENKA 1933, M. KSIAŹKIEWICZ — B. LEŠKO 1959, B. LEŠKO 1960, Z. STRÁNIK — E. HANZLÍKOVÁ 1963, J. NEMČOK — T. KORÁB 1963, B. LEŠKO — O. SAMUEL 1968). Z prác uvedených autorov viac-menej jednotne vyplýva, že nestotožňujú po litofaciálnej stránke smilnianske vrstvy s analogickým stratigrafickým súvrstviem (menilitové súvrstvie) duklianskej jednotky.

Výskumy J. NEMČOKA — T. KORÁBA (l. c.) ukázali, že časť tzv. inocerámovej kriedy (vystupujúcej na povrch uprostred smilnianskeho tektonického okna) patrí paleogénu (podsmilnianskemu = runinskému súvrstviu), kým druhá časť vystupujúca po južnej strane spomínaného tektonického okna patrí k magurskej tektonickej jednotke. V tejto súvislosti treba pozname-

		V E K		LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY
P A L E O C E N	O L I G O C E N		O M B R O N S K Á S K U P I N A	krosnianske súvrstvie
				smilnianske súvrstvie
	E O C E N	vrchný		r u n i n s k é s ú v r s t v i e
		stredný		
		spodný		
	P A L E O C E N			

Obr. 2 Litostratigrafická tabuľka smilnianskeho tektonického okna

nať, že B. LEŠKO — O. SAMUEL (1968) označovali síce túto časť súvrstvia ako inocerámové vrstvy, avšak ju začleňovali do smilnianskeho tektonického okna.

Ak vychádzame z interpretácie J. NEMČOKA, v smilnianskom tektonickom okne kriedové sedimenty na povrch nevystupujú. To znamená, že vrstevný sled v smilnianskom tektonickom okne začína tzv. podsmilnianskym súvrstvom.

Podsmilnianske súvrstvie (paleocén — stredný eocén); J. NEMČOK — T. KORÁB (1963) týmto termínom označili komplex sedimentov vyvinutých v nadloží „inocerámovej fácie“ a v podloží smilnianskych vrstiev. Z litofaciálneho i stratigrafického hľadiska ich môžeme korelovať s podmenilitovým (= *runinským*) súvrstvom duklianskej jednotky. Vzhľadom na veľkú litofaciálnu podobnosť podmenilitového (= runinského) súvrstvia nepovažujeme za odpodstatnené osobitne označovať komplex sedimentov vyvinutých pod smilnianskymi vrstvami ako podsmilnianske súvrstvie. Výstižnejšie je označiť ich ako runinské súvrstvie, nakoľko faciálna, a tým aj genetická a paleogeografická podobnosť s týmto súvrstvom je evidentná. Vyššie menovaní autori zrejme vychádzajú z tektonickej pozície smilnianskeho tektonického okna a korelujú podsmilnianske súvrstvie (v ich poňatí vrstvy) s podgrzybowskiými vrstvami, vyvinutými v analogickej tektonickej pozícii na poľskej strane flyšového pásma.

Zo stratigrafickej i litofaciálnej korelácie vyplýva, že podmenilitové, podsmilnianske i podgrzybowskié súvrstvia sú v podstate synonymné názvy novostanoveného runinského súvrstvia.

Smilnianske súvrstvie, ako sme to už vyššie poznamenali, nemá litofaciálnu analógiu v žiadnej tektonickej jednotke. Z hľadiska stratigrafickej pozície, ako aj na základe litotypov menilitových bridlic vyvinutých v spodnej časti vrstiev správne sa koreluje so spodnou časťou menilitového súvrstvia duklianskej jednotky.

V nadloží vyššie opísaného smilnianskeho súvrstvia vo veľmi obmedzenom rozsahu sú vyvinuté sedimenty, ktoré tak Z. STRÁNÍK — E. HANZLÍKOVÁ (1963), ako aj J. NEMČOK a T. KORÁB (1963), resp. B. LEŠKO — O. SAMUEL (1968) zhodne označujú ako *krosnianske vrstvy* (recte *súvrstvie*).

Zbojské súvrstvie (T. KORÁB — T. ĎURKOVÍČ 1980); pôvodne bolo uvedenými autormi začle-

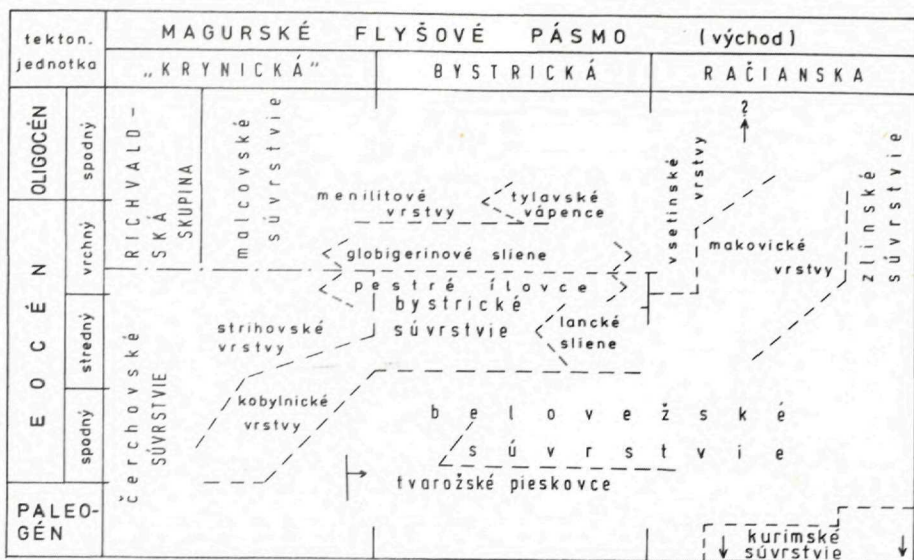
nené do kategórie „member“. Vzhľadom na hrúbku a ďalšie aspekty spĺňa kritériá pre začleňenie do kategórie „formation“. Zbojské súvrstvie bolo preukázané vo vrte Zboj v podloží duklianskej jednotky. Podľa názoru vyššie uvedených autorov nie sú litostratigrafickou jednotkou duklianskej tektonickej jednotky, ale patria k inej, doteraz nedefinovanej tektonickej jednotke, ktorá je prekrytá a dnes nevystupuje na povrch.

Magurské flyšové pásmo

Opisované flyšové pásmo je zložené z troch čiastkových litofaciálnych jednotiek: račianskej, bystrickej a krinickej (= údavskej = čerchovskej). V súvislosti s uvedeným členením treba poznamenať, že poľskí autori neprpisujú uvedeným čiastkovým tektonickým jednotkám osobitný násunový charakter a tektonickú individualitu, hoci pripúšťajú určitú faciálnu divergenciu v rámci magurského sedimentačného pásma. K tomuto názoru sa v posledných rokoch prikláňa aj J. NEMČOK a v tomto zmysle ich aj interpretuje v geologických mapách.

Inocerámové (= *kurimské*) súvrstvie; toto označenie sa používalo, ako je to už vyššie naznačené, pre vrchnosenónske sedimenty. O termíne inocerámové vrstvy sme sa zmienili pri opise litostratigrafických jednotiek duklianskej jednotky. Konštatovali sme, že jeho používanie nie je vhodné v dôsledku rôznorodej interpretácie. Preto komplex vrchnosenónskych sedimentov Miková — Snina ako inocerámové vrstvy navrhujeme premenovať na *kurimské súvrstvie* so stratotypom v potoku pri obci Kurimka, podľa ktorého je aj pomenovanie litostratigrafickej jednotky odvodené. Podrobný litologicko-faciálny opis je uvedený v práci B. LEŠKA — O. SAMUELA (1968, str. 27—29). Bez ohľadu na tektonickú príslušnosť o validite tzv. inocerámovej kriedy (= *kurimské súvrstvie*) ako samostatnej litostratigrafickej jednotky nemal doteraz ani jeden z vyššie uvedených autorov žiadnych pochyb.

Belovežské súvrstvie (C. M. PAUL 1869) sa v československej literatúre chápe ako komplex pestrých (červených a zelených) bridlic, striedajúcich sa s polohami zelených, kremenných, mierne sľudových pieskocov o stratigrafickom rozsahu vrchný paleocén (za predpokladu, že ilerd považujeme za najvyšší paleocénny stu-



Obr. 3 Synoptická litostratigrafická tabuľka magurskej jednotky (východ)

peň) — spodný lutét. V Poľsku chápu tento termín v rôznych stratigrafických a litologických významoch. Napr. M. KSIĄŻKIEWICZ (1948) ho používa len pre komplex sivomodrých a sivozelených vápnitých ílovcov striedajúcich sa s vápnitými pieskvcami, obvykle s konvolútnou lamináciou, bohatých na hieroglyfy. Poľskí geológovia oddeľujú pestré íly od belovežského súvrstvia.

Zlínske súvrstvie; názov zlínske vrstvy zaviedol do flyšovej literatúry K. ZAPLETAL už v roku 1937. Označil nim osobitný pelitický vývoj v magurskom pásme Západných Karpát. Neskoršie litologický obsah zlínskych vrstiev revidoval A. MATĚJKA — Z. ROTH (1949, 1956) a V. PESL (1968). V súčasnosti sa týmto názvom označujú najmladšie sedimenty račianskej a bystrickej jednotky magurského flyšu čl. Karpát. V račianskej jednotke východného Slovenska možno v rámci zlínskeho súvrstvia vyčleniť ďalšie dve litostratigrafické jednotky nižšieho radu, a to vsetínske a makovické vrstvy.

V. PESL (1964) v západnej časti magurského flyšu rozlíšil v zlínskych vrstvách niekoľko lito-faciálnych vývojov, ktoré v roku 1968 reklasifikoval na litostratigrafické jednotky a označil ich ako vsetínske, kýcherské a bystrické vrstvy a tzv. „spodným zlínskym vrstvám“ (v

zmysle A. MATĚJKU — Z. ROTH 1956) dal názov újezdské vrstvy. V poslednom období do komplexu zlínskeho súvrstvia (t. j. do spodných zlínskych vrstiev) začlenil aj luhačovické vrstvy.

Makovické vrstvy; v račianskej jednotke v nadloží belovežského súvrstvia vo vnútornej časti je vyvinuté flyšové súvrstvie prevažne psamitické, kým vo vonkajšej časti pásma súvrstvia s prevahou pelitov. Pre prvé, prevažne pieskovcové vrstvy stanovili J. NEMČOK (1961) názov makovické pieskovce, kým V. PESL — E. MENČÍK (1959), V. PESL (1960), taktiež A. MATĚJKA (1960) a A. MATĚJKA — Z. STRÁNÍK (1961) toto súvrstvie označujú ako „spodné zlínske vrstvy“ resp. (A. MATĚJKA 1964) „pieskovcové zlínske vrstvy“. Z. STRÁNÍK (1965) pre tieto pieskovcové flyšové vrstvy zvolil názov zborovské vrstvy (podľa hradu Zborov). Z prioritného hľadiska treba uprednostniť názov zavedený J. NEMČOKOM (l. c.) s tým rozdielom, že predmetný komplex sedimentov je vhodnejšie označiť ako vrstvy, nakoľko sa neskladá výlučne iba z pieskovcov.

Stratigrafické zaradenie makovických vrstiev pre nedostatok fosilných organizmov nie je dostatočne doložené. Vyvíja sa z belovežského súvrstvia, pričom východne i juhovýchodne laterálne prechádza do spodných polôh tzv. zlínskych vrstiev račianskej jednotky (= vsetínske

vrstvy). V úseku brezovskej synklinály mako-
vické vrstvy ležia v normálnom podloží pes-
trých ílov a tzv. globigerínových slieňov. Na
základe superpozície stratigraficky sa mu tu
prípisuje spodno— až strednolutésky vek.
V úseku maximálneho vývinu (okolie Zborova)
stratigraficky zastupuje i tzv. zlínske vrstvy ra-
čianskej jednotky (= vsetínske vrstvy; sensu
V. PESL 1968). V západnej časti magurského
flyšového pásma litofaciálnym i stratigrafickým
ekvivalentom „spodných zlínskych vrstiev“
(sensu A. MATĚJKA — Z. ROTH 1956) sú újez-
ské vrstvy.

Vsetínske vrstvy boli definované V. PESLOM
(1968) pre flyšový vývoj s prevahou pelitov nad
pieskovcami vyvinutými v račianskej jednotke.
Charakteristické sú pre tieto vrstvy tiež asy-
metricky gradačne zvrstvené glaukonitické pies-
kovce často na povrchu krivolupinaté a konvo-
lútne zvrstvené. V staršej literatúre boli pred-
metné vrstvy opísané ako severná fácia zlínskych
vrstiev (A. MATĚJKA — Z. ROTH 1949),
čiastočne i ako zlínske vrstvy račianskej jednot-
ky (A. MATĚJKA — Z. ROTH 1949, 1956), prí-
padne ako vsetínsky vývoj zlínskych vrstiev
(V. PESL 1964).

Vsetínske vrstvy sú vyvinuté vo východnej
i západnej časti račianskej jednotky. Stratigra-
fický zodpovedajú strednému i vrchnému eocé-
nu. To znamená, že vo východnej časti Západ-
ných Karpát sú čiastočne alternujúcou faciou
makovických vrstiev.

Bystrická čiastková litofaciálna jednotka

Vyčlenená bola podobne ako račianska jednot-
ka v západnej i vo východnej časti magurského
flyšového pásma. V podstate zodpovedá vnú-
tornejšiemu pásmu poľských geológov.

Vo východnej časti opisovanej jednotky boli
doteraz odlišené nasledovné litostratigrafické
jednotky: belovežské súvrstvie, tvarožské pies-
kovce a bystrické vrstvy, ktoré majú všetky
atribúty kategórie „formation“, takže je ich
správnejšie interpretovať ako zlínske súvrstvie.
V tomto zmysle ich tiež používa V. PESL (1968).

Belovežské súvrstvie (C. M. PAUL 1869); po
litostratigrafickej stránke je v podstate identic-
ké s račianskou tektonickou jednotkou, takže
nie je dôvod zavádzať pre belovežské súvrstvie
v bystrickej jednotke iné litostratigrafické ozna-
čenie.

Tvarožské pieskovce; týmto názvom J. NEM-
ČOK (1980, str. 79) označuje pieskovcový vývoj
vyvinutý v spodnej časti belovežského súvrst-
via. Uvedený pieskovcový vývoj ako osobitný
litologický celok vyčlenil už v roku 1933 A. MA-
TĚJKA — L. ZELENKA a v roku 1961 J. NEMČOK,
avšak bez označenia. Niektorí ďalší autori
predmetný pieskovcový vývoj označovali buď
ako magurské pieskovce, alebo ich začleňovali
k hieroglyfovým vrstvám, resp. ich považovali
za súčasť belovežského súvrstvia, s ktorým sú
geneticky späté. Vzhľadom na túto skutočnosť
ich považujeme za validnú litostratigrafickú
jednotku najnižšieho radu (member = člen)
belovežského súvrstvia (formation).

Bystrické súvrstvie je viazané na bystrickú
jednotku vo východnej i západnej časti magur-
ského flyšového pásma. A. MATĚJKA a Z. ROTH
(a podľa nich i ďalší autori) označovali pred-
metné súvrstvie ako južnú faciú zlínskych vr-
stiev (1948), resp. (1956) ako zlínske vrstvy by-
strickej jednotky, alebo bystrický vývoj zlínskych
vrstiev (1956), kým B. LEŠKO — O. SAMU-
EL ako lackovské súvrstvie. Pôvodne však
V. UHLIG (1885) označil osobitný vývin paleo-
genných bridlic flyšových Karpát v okolí
N. Sącza (Łącko) ako „Schiefern von Łącko“.
Neskoršie sa v poľskej literatúre ustálilo pome-
novanie „sliene od Łącka“. V poňatí súvrstvia
ho používa M. KSIĄŻKIEWICZ (1953) a B. LEŠKO
— A. PORUBSKÝ (1965). Podľa údajov poľských
geológov hlavné rozšírenie slieňov z „Łącka“ je
viazané na centrálnu zónu magurskej jednotky.
Na severe sa objavujú ako vložky v pasierbiec-
kych a osieckých pieskovcoch, ďalej v belo-
vežskom súvrstvi i hieroglyfových vrstvách.
V južnej časti magurskej jednotky tvoria vložky
vo vrstvách magurských i podmagurských (v
zmysle poľských geológov). Z uvedeného vy-
plýva, že názov sliene z „Łącka“ sa väčšinou
používa len na označenie určitého litotypu
v rámci súvrstvia, pre ktoré V. PESL (1968) za-
viedol názov bystrické súvrstvie. Z hľadiska
litostratigrafickej klasifikácie uvedený názov
treba považovať za najvhodnejší. Preto ho do-
poručujeme používať pri litostratigrafickej kla-
sifikácii magurskej jednotky v zmysle kategórie
„formation“, kým sliene z „Łącka“ (lancké
sliene) ako nižšiu jednotku (člena) na označenie
vývoja tvrdých slieňov, ktoré netvoria súvislý
stratigrafický ani litofaciálny „horizont“. Tre-

ba poznamenat, že bystrické súvrstvie je faciálne veľmi podobné vsetinskému súvrstviu, či už ide o prevahu sivých vápnných ílovcov, alebo o silnejšie polohy gradačne zvrstvených glaukonitických pieskovcov. Na druhej strane čiastočne zodpovedajú slietom z „Łačka“ v zmysle poľských autorov. Pieskovcový vývoj bystrického súvrstvia na východnom Slovensku možno stotožňovať i s oblasťami strednoeocenných magurských pieskovcov v najvýchodnejšej časti poľskej magurskej jednotky (porov. Atlas geologiczny Polski) sprevádzaných s lanckými slietňovcami.

Magurský pieskovec; v súvisе s opisom litostratigrafických jednotiek magurského flyšového pásma je nutné pozastaviť sa i nad označením magurský pieskovec. Pôvodne týmto termínom C. M. PAUL (1868) označil pieskovcové súvrstvie v oblasti Oravskej Magury (v čl. literatúre — vrchný oddiel paleogénu oravsko-magurskej jednotky).

Na území Poľska na základe petrografickej odlišnosti bolo v magurskom pieskovi odlišných niekoľko základných facií s regionálnym dosahom: v severnej zóne magurskej jednotky bola vymedzená fácia glaukonitická, ktorá v podstate zodpovedá našim vsetinským vrstvám.

V strednej časti magurskej jednotky M. KSIĄŻKIEWICZ (1953, 1958) vymedzil faciú muskovitickú, ktorú možno korelovať s kyčerskými vrstvami vymedzenými V. PESLOM (1968).

Najjužnejšie bola vymedzená arkózová fácia, zodpovedajúca vrchnému oddielu oravsko-magurskej jednotky.

V oravskom úseku oravskomagurskej jednotky M. POTFAJ (1983) ako magurské pieskovce označuje sivomodré hrubolavicovité (25—200 cm, stredno- až hrubozrnné, gradačne zvrstvené drobové pieskovce (miestami s vložkami drobozrnných zlepcov), striedajúcich sa s 1 cm, maximálne až 100 cm hrubými, prevažne špinavozelenými, málo vápnnými muskovitickými ílovcami. Podľa M. POTFAJA (l. c.) v skúmanom úseku oravskomagurskej jednotky ich stratigrafický rozsah je spodný až stredný eocén. Predbežne navrhujeme, aby litostratigrafická jednotka — magurské pieskovce — bola etablovaná pre spomínaný vývoj pieskovcov oravskomagurskej jednotky.

Krynická (= čerchovská = údavská = kochanovská) čiastková tektonická jednotka

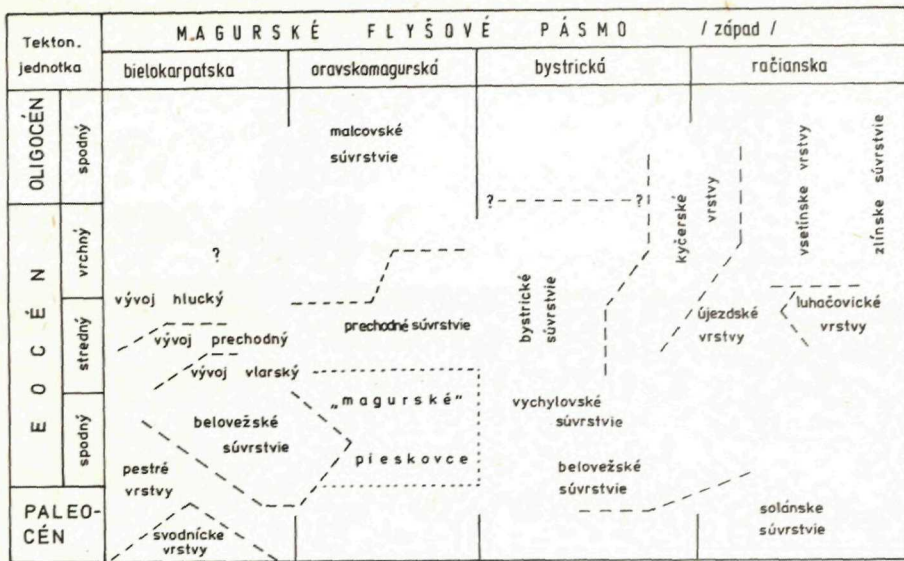
Opisovaná jednotka reprezentuje najvnútornejšiu čiastkovú jednotku magurského flyšového pásma. O jej názve tu diskutovať nebudeme, nakoľko nejde o litostratigrafickú, ale skôr tektonickú jednotku. Rôznorodosť jej označenia do určitej miery vyplýva aj z faciálnych zmien, hlavne v longitudinálnom smere (v. — z.).

Čerchovské súvrstvie; názory na litostratigrafickú klasifikáciu tejto jednotky nie sú jednotné. V monografickej práci B. LEŠKO — O. SAMUEL (1968) spodnú časť sedimentov označujú ako belovežské súvrstvie, kým V. PESL (1968) zaviedol pre ten istý komplex sedimentov názov čerchovské súvrstvie. Vzhľadom na určité litofaciálne odlišnosti osobne sa prikláňam k názoru o litofaciálnej individualite tohto komplexu sedimentov, a tým aj oprávnenosti ako samostatnej litostratigrafickej jednotky, ktorá laterálne (hlavne severným smerom) prechádza do belovežského súvrstvia. Stratigrafický rozsah čerchovského súvrstvia sa uvádza v rozmedzí paleocénu a spodnej časti vrchného eocénu.

Strihovské vrstvy vymedzil B. LEŠKO (1964). Novšie výskumy ukázali, že hlavne v spodnej časti čerchovského súvrstvia sú vyvinuté až niekoľko 100 m hrubé pieskovcovo-ílovcové vrstvy s hrubým sedimentačným systémom. Pomer pieskovcov k bridliciam kolíše od 10 : 1 až 20 : 1. Strihovské vrstvy definované B. LEŠKOM (l. c.) zodpovedajú spodnému až strednému eocénu.

Kobylnické vrstvy (B. LEŠKO 1960). V čerchovskom súvrstvi, najmä v jeho spodnej časti sú vyvinuté až niekoľko 100 m hrubé pieskovcovo-ílovcové vrstvy drobno- až strednorytmického flyšového charakteru s miernou prevahou pelitov, niekedy s polohami červených ílovcov.

Z uvedeného vyplýva, že v čerchovskom súvrstvi možno odlíšiť dva členy, a to strihovské (prevažne pieskovcové) a kobylnické (bridličnato-pieskovcové) vrstvy. Ekvivalentom strihovských vrstiev v Poľsku sú krynické pieskovce (H. ŚWIDZINSKI 1953) a pieskovce magurského typu spodného a stredného eocénu (W. ŚIKORA 1960; F. BIEDA et al. 1963).



Obr. 4 Synoptická litostratigrafická tabuľka magurskej jednotky (západ)

Richvaldská skupina (= vrchný oddiel magurského flyšového pásma)

Vzhľadom na to, že vo vrchnom eocéne môžeme pozorovať výrazné zmeny po litofaciálnej i paleogeografickej stránke (podmienenej zrejme ilýrskou fázou; porov. J. Nemčok 1961), opisujeme ich ako jeden sedimentačno-faciálny komplex, ktorý sa vyznačuje viac-menej jednotnou „menilitovo-krosnianskou“ faciálnou črtou na strane jednej, kým na strane druhej v niektorých častiach magurskej sedimentačnej oblasti pretrváva zásah magurských facií. V tomto osobitnom vrchnoeocénnom až spodnooligocénnom sedimentačnom cykle nachádzame všetky základné typy facií, ktoré sú charakteristické pre vonkajšie flyšové pásmo, t. j. globigerínové sliene, menilitové vrstvy, tylavské vápence a malcovské súvrstvie, ktoré je faciálne veľmi podobné krosnianskemu súvrstviu. Domnievam sa, že tento sedimentačný cyklus by mohol byť vyčlenený do osobitnej litostratigrafickej jednotky zodpovedajúcej napr. ombrónskej skupine v duklianskej jednotke. Zda najvhodnejšie by bolo označiť ju názvom, ktorý použil už H. ŠWIDZINSKI (1961) ako richvaldská

„séria“, bez ohľadu na odlišnú tektonickú interpretáciu a čiastočne obmedzenejšiu litofaciálnu náplň.

Richvaldská skupina bola doteraz preukázaná v magurskom flyšovom pásme východného Slovenska i Poľska (porov. J. BLEICHER — W. ŠIKORA 1967) a najnovšie i v oravskomagurskej jednotke (M. POTFAJ 1983). Možno do nej začleniť globigerínové sliene a malcovské súvrstvie s menilitovými vrstvami a tylavskými vápencami.

Globigerínové sliene boli známe už koncom minulého storočia. Ich mikrofaunistický obsah skúmal J. GRZYBOWSKI (1897). Tento výraz všeobecne prijali poľski i československí geológovia. Tvoria významný korelačný horizont hlavne vo vonkajšom flyšovom pásme. V magurskej jednotke, zdá sa, netvorí súvislý horizont, ale sa pozvoľne vyvíja z pestrých podloží, prevažne červených ilovcov, ktoré H. ŠWIDZINSKI (l. c.) pôvodne tiež počítal k jeho richvaldskej „sérii“. V súvislosti s globigerínovými slietami treba poznamenať, že v magurskej jednotke sú vyvinuté v podloží malcovského súvrstvia vo facií prevažne červených slietov, kým v pribradlovom paleogéne vo facií zelených až sivo-

zelených slieňov v tesnom podloží menilitových bridlíc (vrstiev).

Nie je zatiaľ ustálený názor, či globigerínové slieňe uvedeného typu možno stotožňovať s tvrdými sivozelenými slieňmi až slieňovcami, označovanými v ukrajinskej časti flyšových Karpát ako *šešorský horizont*. Bez ohľadu na túto skutočnosť sú významným korelačným horizontom a aj z hľadiska litostratigrafickej klasifikácie — podobne ako *tylavské vápence* — patria do kategórie horizont. Stratigraficky zodpovedá vrchnému eocénu.

Malcovské súvrstvie svojim litofaciálnym vzhľadom pripomína krosnianske súvrstvie. Zrejme aj z týchto dôvodov je v prácach viacerých autorov označované ako menilitovo-krosniansky vývoj či fácia, alebo súvrstvie, resp. vrstvy. V rámci malcovského súvrstvia možno vyčleniť ďalšie tri faciálne odlišné členy:

— *menilitové vrstvy*, ktoré sú viazané hlavne na spodnú časť súvrstvia. Podľa mienky takmer všetkých mapujúcich geológov netvorí súvislý „horizont“;

— *tylavské vápence*, ktoré sú faciálne zhodné s tylavskými vápencami v duklianskej jednotke. Patria teda do kategórie „horizont“;

— *hervartovské zlepence* (resp. pieskovce); pôvodne ich vymedzil H. ŠWIDZINSKI (l. c.). Podľa výskumov J. NEMČOKA (1961) a Z. STRÁNIKA (1965) majú iba veľmi obmedzené rozšírenie a sú viazané hlavne na spodnú časť malcovského súvrstvia. Z doterajších výskumov vyplýva, že hervartovské zlepence predstavujú len lokálny hrubozrný vývin v rámci malcovského súvrstvia. Z týchto polôh F. BIEDA (1957, 1960) opísal faunu veľkých foraminifer, ktorú zaradil do nižšej časti vrchného eocénu. Podľa podrobných mikrobiostratigrafických výskumov O. SAMUELA (1961), resp. B. LEŠKU — O. SAMUELA (1968) sedimentácia malcovského súvrstvia začína až v biostratigrafickom pásme *Globigerina officinalis* a pokračuje až do spodného oligocénu. Preto možno predpokladať, že asociácie veľkých foraminifer nie sú autochtónne, ale redeponované. V prospech tohto názoru hovorí aj ďalšia skutočnosť, že sa v analyzovaných asociáciách vyskytujú druhy, v ktorých vekový diapazón nezasahuje do vrchného eocénu.

Záver

Na základe reklasifikácie litostratigrafických jednotiek duklianskej jednotky, smilnianskeho tektonického okna a čiastkových tektonických jednotiek magurského flyšu východného Slovenska odporúčame používať nasledovné litostratigrafické jednotky:

Duklianska jednotka (porov. obr. 1):

lupkovské súvrstvie (? cenoman — spodný paleocén)

cisnianske súvrstvie (vrchný senón — paleocén)

veľkobukovecké pieskovce (vrchný senón — paleocén)

runinské súvrstvie (vrchný paleocén — stredný eocén)

ombronská skupina (vrchný eocén — oligocén)

papínske súvrstvie (vrchný eocén)

menilitové súvrstvie (vrchný priabón — spodný oligocén)

pieskovce od Mszanky (mšanské pieskovce, resp. vrstvy) — (oligocén)

cergovské vrstvy (oligocén)

krosnianske súvrstvie (oligocén)

tylavské vápence (oligocén)

Smilnianske tektonické okno (porov. obr. 2)

runinské súvrstvie (vrchný paleocén — stredný eocén)

smilnianske súvrstvie (vrchný priabón — oligocén)

krosnianske súvrstvie (oligocén)

Magurská jednotka

Račianska čiastková jednotka (porov. obr. 3):

kurimské súvrstvie (vrchný senón — spodný paleocén)

belovežské súvrstvie (vrchný paleocén — stredný eocén)

zlínske súvrstvie (stredný — vrchný eocén)

makovické vrstvy (stredný eocén)

vsetínske vrstvy (stredný — vrchný eocén)

Bystrická jednotka (porov. obr. 3):

belovežské súvrstvie (vrchný paleocén — stredný eocén)

tvarožské pieskovce (spodný eocén)

bystrické súvrstvie (lutét — spodný priabón)

lancké slieňe (lutét — ? spodný priabón)

„globigerínové“ *slieňe* (priabón)

Krynická (= čerchovská = údavská = kochanovská) jednotka (porov. obr. 3):
čerchovské súvrstvie (vrchný paleocén — spodný priabón)

strihovské vrstvy (spodný — stredný eocén)
kobylnické vrstvy (stredný eocén)

Richvaldská skupina

„*globigerínové*“ *sliene* (priabón)
malcovské súvrstvie (vrchný priabón — spodný oligocén)

menilitové vrstvy (vrchný priabón — spodný oligocén)

tylavské vápence (spodný oligocén)

hervartovské zlepence (vrchný priabón — ? spodný oligocén).

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1968: Lexique stratigraphique international — I, Europe, Fasc. 6b. Tchécoslovaquie, Fasc. 6b 2. Région Karpatique, Paris, 1—371.
- ANDRUSOV, D. — PRANTL, F. et al. 1957: Lexique stratigraphique international. I, Europe, Fasc. 6b. Tchécoslovaquie, Paris, 1—372.
- BIEDA, F. 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, 1, Bratislava, 28—71.
- BIEDA, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na východnom Slovensku. — Geol. Práce, Spr. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—139.
- BIEDA, F. — GEROCH, S. — KOSZARSKI, L. — KSIĄŻKIEWICZ, M. — ŻITKO, K. 1963: Stratigrafija Vnešnich Polskych Karpat. — Biul. Inst. Geol., 181, Warszawa, 5—174.
- BLAICHER, J. — ŠKORA, W. 1967: Stratygrafia jednotki richvaldskej w Celuchowie. — Kwart. geol., 11, 12, Warszawa, 453—454.
- DANYŠ, V. 1973: Geologia zachidnoj častini privednogo schilu Ukrajinskych Karpat. — Naukova dumka, Kijev, 1—106.
- GAŠPARIKOVÁ, V. — KORÁB, T. 1977: Príspevok k stratigrafii lupkovských vrstiev v duklianskej jednotke. — Geol. Práce, Spr. 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—82.
- GRZYBOWSKI, J. 1897: Mikroskopowe badania namulów wiertniczych z kopalń naftowych I. Pas potocki i okolica Krosna, II, Uwagi ogólne. — Kosmos, 22, Lwów, 393—439.
- GÜMBEL, C. W. 1856: Beitrag zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. — Jb. Geol. Reichsanst., 7, Wien, 1—39.
- HAUER, F. — RICHTHOFEN, F. 1859: Bericht über die geologische Übersichts-aufnahme der IV. Section der k. k. geologischen Reichsanstalt im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. — Jb. Geol. Reichsanst., 10, 3, Wien, 399—466.
- HEDBERG, H. D. (ed.) 1976: International Subcommission on Stratigraphic Classification. International Stratigraphic guide. Wiley — Intersc. Public. New York, London, Sydney, Toronto, 1—200.
- CHLUPÁČ, I. 1968: Lexique stratigraphique international. — I, Europe, Fasc. 6b. Tchécoslovaquie, Fasc. 6b 1, Massif de Bohême, Paris, 1—452.
- CHLUPÁČ, I. 1969: Současný stav základního stratigrafického dělení. — Čas. Mineral. Geol., 14, 3—4, Praha, 249—257.
- CHLUPÁČ, I. 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace (2. vydání). — Věst. Ústř. Úst. geol. 53, 6, Praha, 321—331.
- KORÁB, T. — ĐURKOVIČ, T. 1978: Geológia duklianskej jednotky (flyš východného Slovenska). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—194.
- KORÁB, T. — ĐURKOVIČ, T. 1980: K otázke podložia duklianskej jednotky (flyš východného Slovenska). — Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—78.
- KORÁB, T. — KOTLARCYK, J. 1977: Młodszy paleogen jednotki dukielskiej w Karpatach Slowackich i próba jego powiazania z paleogenem Polskim. — Roczn. Pol. Tow. geol., 47, 1, Kraków, 95—114.
- KOSZARSKI, L. — ŚLACZKA, A. — ŻITKO, K. 1961: Stratigraphy and Paleogeography of the Dukla Unit in the Bieszczady Mountains. — Kwart. geol., 5, 3, Warszawa, 551—581.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1948: Stratigrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. — Biul. Państw. Inst. geol., 48, Warszawa, 1—35.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1953: Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. — Reg. geol. Pol., Karpaty, Tektonika I, 2, Pol. Tow. Geol., Kraków, 305—360.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1958: Stratigrafia serii magurskiej w Beskidze Średnim. — Biul. Inst. Geol., 135, Warszawa, 88—93.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. — LEŠKO, B. 1959: On the relation between the Krosno and Magura — Flysch. — Bull. Acad. pol. Sci. Ser. Sci. géol., géogr., 7, 10, Warszawa, 773—780.
- KÜHN, O. 1962: In Lexique stratigraphique international, — I, Europe, Fasc., 8, Autriche, Paris, 1—646.
- LEŠKO, B. 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. — Geol. Práce, Spr. 14, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 56—71.
- LEŠKO, B. 1960: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričného. — Geol. Práce, Spr. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—29.
- LEŠKO, B. 1960: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. — Geol. Práce, Spr. 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—50.
- LEŠKO, B. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geolo-

- gickej mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXIX-Snina. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—132.
- LEŠKO, B. — NEMČOK, J. — KORÁB, T. 1960: Flyš Užskej hornatiny. — Geol. Práce, Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—94.
- LEŠKO, B. — PORUBSKÝ, A. 1965: Ku geológii vrtu B-2 v Oravskej Polhore. — Geol. Práce, Spr. 35, Geol. Úst. D. Štúra, 53—60.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — Slov. Akad. Vied. Bratislava, 1—245.
- MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXII, Zborov-Košice. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—254.
- MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1949: Předběžné poznámky ke geologii Moravsko-slezských Beskyd. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 16, Praha, 293—328.
- MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. — Rozpr. Ústf. Úst. geol., 22, Praha, 1—332.
- MATĚJKA, A. — ZELENKA, L. 1933: Geologie flyšového území v širším okolí Bardějova a Zborova. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 10, Praha, 27—64.
- NEMČOK, J. 1961: Vznik a výplň depresii v magurskom flyši na východnom Slovensku. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 175—190.
- NEMČOK, J. 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov. — Geol. Práce, Spr., 74, Bratislava, 79—84.
- NEMČOK, J. — KORÁB, T. 1963: Contribution to the geology of Smilno. Tectonic Window and Adjacent Part of the Magura Flysch. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 209—215.
- OPOLSKI, Z. 1926: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925. — Posiedz., nauk. Państw. Inst. geol., 15, Warszawa, 29—30.
- PAUL, C. M. 1868: Die nördliche Arva. — Jb. Geol. Reichsanst. 18, Wien, 201—246.
- PAUL, C. M. 1869: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. — Jb. Geol., Reichsanst., 18—19, Wien, 241—280.
- PEŠL, V. 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na východním Slovensku. — Disert. kandidátska práca, Geofond, Praha.
- PEŠL, V. 1964: Vnitřní zóna račanské jednotky na východním Slovensku. — Zpr. geol. Výzk. v r. 1963, 2 — Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—129.
- PEŠL, V. 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—212.
- PEŠL, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpát na území ČSSR a PLR. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, Bratislava, 71—117.
- PEŠL, V. — MENČÍK, E. 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na východním Slovensku. — Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha, 181—186.
- POTFAJ, M. 1983: Postavenie magurských pieskocov a malcovské vrstvy na Orave. — Geol. Práce, Spr. 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 117—140.
- ROTH, Z. et al. 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-34-XIX, list Ostrava. — Praha, 1—292.
- ROTH, Z. et al. 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-34-XXIV, list Olomouc. — Praha, 1—226.
- SAMUEL, O. 1961: Some remarks on the Paleogene of Klippes-zone and on the stratigraphic-biofacial position of the „Malcov“ and Šariš beds in the East-Slovakia. — Geol. Práce, Zoš. 60, Bratislava, 137—148.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. — Geol. Práce, Spr. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285—298.
- SAMUEL, O. 1975: Menilitové bridlice v myjavskom vývine. — Geol. Práce, Spr. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—130.
- STRÁNÍK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. — Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 3, Bratislava, 125—178.
- STRÁNÍK, Z. — HANZLÍKOVÁ, E. 1963: Geologické studie smilenského okna. — Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. geol., 28, Praha, 457—495.
- SAMUEL, O. — ANDRUSOV, D. et al. 1983, 1985, 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1—3. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠIKORA, W. 1960: Studie o stratigrafii magurského příkrovu v Polsku. — Geol. Průzk., 2, 10, Praha, 295—296.
- ŚLĄCZKA, A. 1971: Geologia jednostki dukielskiej. — Práce Pol. Inst. geol., 53, Warszawa, 1—76.
- ŚWIDZINSKI, H. 1934: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses. — Pañ. Inst. geol., 8, Warszawa.
- ŚWIDZINSKI, H. 1948: Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. — Biul. Pañ. Inst. geol., 37, Warszawa, 1—128.
- ŚWIDZINSKI, H. 1953: XIII. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. — In Reg. Geol. Polski, 1, Karpaty, 2, Tektonika, Kraków.
- ŚWIDZINSKI, H. 1961: La série de Richvald dans les

Karpates Flyscheuses. — Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. geol. geogr., 9, 2, Warszawa, 109—119.
UHLIG, V. 1885: Zur Stratigraphie des Sandsteinzone in West. — Galizien. — Verh. Geol. k.-kön. Reichsanst., Wien, 33—46.
VJALOV, O. S. — ANDRUSOV, D. 1963: O neobchodi-

mosti rozdelenija paleogena flišovej zony na dve hlavné seri: karpinskú i ombronskú. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 169—173.
ZAPLETAL, K. 1937: Výzkum země prováděný Baťovými závody. — Příroda, 30, Brno, 1—149.

ONDREJ SAMUEL

Unification of the Lithostratigraphical Units of the Flysch of East Slovakia

Summary

Basing on the revised classification of lithostratigraphical units of the Dukla Unit, the Smilno tectonic unit and partial tectonic units of the Magura Flysch of East Slovakia, we suggest the application of the following lithostratigraphical units:

Dukla Unit (cf. Fig. 1): *Lupkov Formation* (? Cenomanian — Lower Paleocene)
Cisna Formation (Upper Senonian — Paleocene)
Veľký Bukovec Sandstone (Upper Senonian — Paleocene)
Runina Formation (Upper Paleocene—Middle Eocene)
Ombron Group (Upper Eocene—Oligocene)
Papin Formation (Upper Eocene)
Menilite Formation (Upper Priabonian—Lower Oligocene)
Mszanka Sandstone (Oligocene)
Cergow Member (Oligocene)
Krosno Formation (Oligocene)
Tytawa Limestone (Oligocene)
Smilno tectonic window (cf. Fig. 2).
Runina Formation (Upper Paleocene — Middle Eocene)
Smilno Formation (Upper Priabonian—Oligocene)
Krosno Formation (Oligocene)
Magura Unit
Rača partial unit (cf. Fig. 3)
Kurima Formation (Upper Senonian—Lower Paleocene)

Beloveža Formation (Upper Paleocene—Middle Eocene)
Zlín Formation (Middle—Upper Eocene)
Makovica Member (Middle Eocene)
Vsetín Member (Middle—Upper Eocene).
Bystrica Unit (cf. Fig. 3)
Beloveža Formation (Upper Paleocene—Middle Eocene)
Tvarožec Sandstone (Lower Eocene)
Bystrica Formation (Lutetian—Lower Priabonian)
Łącko Marl (Lutetian—? Lower Priabonian)
„*Globigerina*“ *Marl* (Priabonian)
Krynica (= Čerchov—Údava—Kochanovce) Unit (cf. Fig. 3)
Čerchov Formation (Upper Paleocene—Lower Priabonian)
Strihov Member (Lower—Middle Eocene)
Kobylnica Member (Middle Eocene)
Richwald Group
„*Globigerina*“ *Marl* (Priabonian)
Malcov Formation (Upper Priabonian—Lower Oligocene)
Menilite Member (Upper Priabonian—Lower Oligocene)
Tytawa Limestone (Lower Oligocene)
Hervartovce Conglomerate (Upper Priabonian—? Lower Oligocene).

DUŠAN HOVORKA — JÁN SPIŠIAK

Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát

Výťah. V rôznych tektonických jednotkách mezozoika Západných Karpát sú prítomné aj produkty vulkanickej aktivity. V ďalšom charakterizujeme na území SR nasledovné oblastné litostratigrafické jednotky:

Obalové (autochtónne) jednotky:

- vývratské vrstvy
- alkalické bazalty Mlynnej doliny
- kamennožľabské vrstvy

Krížňanský spodnokriedový vulkanický komplex:

- saskovské alkalické bazalty
- hyaloklastity beckovského hradu
- košecké vrstvy
- jedľovinské vrstvy
- nolčovské vrstvy
- vrstvy zemianskej doliny
- pikrity Horného diela

Chočský príkrov:

- pikrity Stráže

Príkrov Drienka:

- skálske vrstvy

Meliatska (jaklovská) skupina:

- švablické vrstvy
- šugovské vrstvy

Jednotky Bukových vrchov:

- hosťovské tufity

Mladokenozoické vulkanity prenikajúce mezozoické (a staršie) komplexy:

- štepnické andezity
- hornosrnské andezity
- považskoinovecké dacity

Úvod

I napriek skutočnosti, že najmä stratifikované produkty vulkanickej aktivity rôzneho veku sú v posledných desiatich rokoch v celosvetovom meradle považované a zároveň aj označované ako litostratigrafické jednotky, aplikácia litostratigrafického členenia na produkty vulkanickej aktivity v mezozoiku Západných Karpát sa zatiaľ neuplatnila. Vyplýva to z doneďavna platnej skutočnosti, že vo väčšine telies vulkanických hornín neboli známe ich úložné pomery či stratigrafické zaradenie. Zhrnutím základných údajov o látkovej náplni produktov vulkanickej aktivity v mezozoiku Západných Karpát v práci D. HOVORKU a J. SPIŠIAKA (1988) do popredia vystúpila aj problematika litostratigrafického členenia jej produktov.

Vychádzajúc z odporúčania International Subcommission on Stratigraphic Classification (1987), podľa ktorého pre stratifikované vulkanické komplexy môžu byť plne akceptované zásady litostratigrafickej klasifikácie a nomenklatúry, uvádzame prehľad a základnú charak-

Doc. RNDr. D. HOVORKA, DrSc., Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, RNDr. J. SPIŠIAK, CSc., Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná ul. 19, 974 01 Banská Bystrica

teristiku vyčlenených oblastných litostratigrafických jednotiek produktov vulkanickej aktivity v mezozoiku Západných Karpát.

Charakteristika nových oblastných litostratigrafických jednotiek

Základnú charakteristiku vyčlenených oblastných litostratigrafických jednotiek uvádzame v súlade so zásadami International Stratigraphic Guide (pozri Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 1).

Vývratské vrstvy (The Vývrať Member)

(Podľa doliny Vývrať z. od obce Kuchyňa, okr. Senica; spodná krieda — apt obalovej jednotky; Malé Karpaty)

História: Prítomnosť bázických vulkanitov vo fácií tufov uviedol M. MAHEĽ (1967, in M. MAHEĽ et al. 1967) v tatrickej (obalovej) jednotke mezozoika Malých Karpát. Podľa tohto autora tmavo sfarbené rohovcové vápence a tmavé silicity spodnokriedového veku sú sprevádzané tufmi bázických vulkanitov. Následne D. PLAŠIENKA (1986, in M. MAHEĽ et al. 1986) nad dolinou Vývrať na južných svahoch Vysokej východne od Kuchyne vymapoval asi 2 km dlhý pruh slabo odokrytých vulkanoklastitov typu hyaloklastitov s maximálnou predpokladanou hrúbkou do 200 m. Základná charakteristika hyaloklastitov uvedená v práci D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988) pochádza zo sutinového, prevažne intenzívne hypergénne premeneného materiálu.

Pomenovanie: Podľa výskytov na južných svahoch Vysokej nad dolinou Vývrať na východ od Kuchyne na západných svahoch Malých Karpát. Stratotypové výskytov sa nachádzajú na južných svahoch Vysokej, pričom pruh hyaloklastitov je najširší v oblasti Soľného vrchu.

Litofaciálna charakteristika: Ostrohranné útržky bázických vulkanitov majú variabilnú (0,X—X0 cm) veľkosť. Sú tmelené bielym kryštalickým calcitom. Horniny majú charakter hyaloklastitov s výrazne prevládajúcimi hyaloklastami nad karbonátovou tmeliacou hmotou. Útržky bázickej vulkanickej horniny sú sivozelené (menej intenzívne hypergénne premenené

typy), ktorých sfarbenie prechádza do žltohnedých až hnedých odtieňov. Sú tvorené prevládajúcim hnedosfarbeným vulkanickým sklom a úplne premenenými porfýrickými olivínmi a ojedinele aj klinopyroxénmi.

Hranice: Synsedimentárna poloha dezintegrovaných bázických efuzív vystupuje v spodnokriedovom sedimentárnom komplexe. Nízky stupeň odokrytia vulkanického telesa v celom jeho smernom priebehu neumožňuje určiť typ jeho stykov s nadložnými a podložnými sekvenciami. Podľa analógie s podobnými výskytmi v mezozoiku centrálnej zóny Západných Karpát predpokladáme, že hranice oproti nadložiu i podložíu sú normálne stratigrafické hranice, pričom ich pôvodný charakter bol pravdepodobne čiastočne zastretý následnými tektonickými procesmi.

Vek: Hyaloklastity vystupujú v nadloží celistvých doskovitých rohovcových vápencov fácie typu biancone titónu až neokómu (až barému?) a v podloží flyšoidného súvrstvia albu—cenomanu, teda pravdepodobne v pozícii apských hornín.

Alkalické bazalty Mlynej doliny (Mlynná Dolina Valley Alkaline Basalts)

(Pomenovanie podľa Mlynej doliny na južnom svahu Nizkých Tatier v. od Ďumbiera; alkalické bazalty prenikajú vrstvy spodného a stredného triasu obalovej jednotky. Predpokladaný vek: spodná krieda; okres Banská Bystrica)

História: Podľa rukopisnej mapy R. KETTNERA (1931, in R. KETTNER — V. ŠĎASTNÝ 1931) v závere Mlynej doliny (Nízke Tatry) a tesne pod hrebeňom tiahnúcim sa od Štefánikovej chaty smerom ku Gáplu sa vyskytuje niekoľko teliesok bázických eruptív. Vystupujú v prostredí pieskovcov a bridlic spodného triasu a vápencov stredného triasu trangoškého vývoja Ďumbierskej (obalovej) sekvencie (v zmysle M. MAHEĽA 1967). Základnú charakteristiku vulkanických hornín podal K. URBAN (1934), ktorý ich považoval za postrednotriasové a označil ich ako augitivity. Spodnokriedový vek diskutovaných telies akceptoval M. MAHEĽ (1967) a D. HOVORKA (1976), ktorý sa pokúsil o formačné zaradenie vulkanickej aktivity. V poslednom čase problematiku študovali

D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988), ktorí zverejnili nové údaje o zložení hornín a ich klinopyroxénov. Zistili vo vulkanických horninách prítomnosť početných, rôzne intenzívne rezorbovaných xenolitov vápencov, v ktorých M. MIŠÍK (in D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988) určil ihlice húb najpravdepodobnejšie liasového veku.

Pomenovanie: Pomenovanie telies alkalických bazaltov (predtým známych pod označením augitit je podľa Mlynnej doliny v Nízkych Tatrách. Výskyty alkalických bazaltov sú lokalizované na najbližšie okolie záveru Mlynnej doliny na južných svahoch Nízkych Tatier.

Litofaciálna charakteristika: Medzi známymi výskytmi vystupujú len horniny kompaktného (nie extruzívneho či hyaloklastitového) typu. Podľa starších údajov a v súlade s prácou D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (l. c.) považujeme ich za dajky v spodno- a strednotriasových horninových sekvenciách. Na základe priestorovej pozície študovaných vzoriek vzhľadom na predpokladané okraje jednotlivých telies možno medzi nimi vyčleniť masívne i mandľovcové typy. Porfýrické fázy sú úplne (olivín), resp. čiastočne (klinopyroxén) sekundárne premenené. Vulkanické sklo základnej hmoty je devitifikované. Horniny zložením svojich klinopyroxénov, ale aj svojím celkovým chemickým zložením zodpovedajú alkalickým bazaltom s.l. Na styku bazických lát s okolnými karbonátmi pozorovať zóny (do 1 cm) hydrotermálnej hematizácie.

Hranice: Telesá bazických eruptív prenikajú cez: a) pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie spodného triasu; b) cez vápence ladinského veku. Prieniky sú dokumentované prítomnosťou detritu strednotriasových vápencov, na ktorých pozorovať prejavy hydrotermálnej kontaktnej premeny. Na základe uvedeného je možné predpokladať intruzívny styk efuzív so spodno- a strednotriasovými sekvenciami.

Vek: Vychádzajúc z celkovej paleogeografie mezozoika Západných Karpát, ako aj zo zistených xenolitov s faunou húb najpravdepodobnejšieho liasového veku v súlade s M. MAHEĽOM (1967), D. HOVORKOM (1976) a D. HOVORKOM — J. SPIŠIAKOM (1988) predpokladáme spodnokriedový vek vulkanickej aktivity danej jednotky (alkalické bazalty Mlynnej doliny).

Kamennožlabské vrstvy (Kamenný Žlab Members)

(Pomenovanie podľa Kamenného žlabu Suchej doliny pri západnom ukončení Tatier; spodná krieda obalovej („vysokotatranskej“) jednotky; okres Lipovský Mikuláš)

História: V. UHLIG už v roku 1898 na geologickej mape oblasti Osobitej v Tatrách vyznačil výskyty „diabázov“ a „diabázových mandľovcov“. Po ňom bázičné eruptíva študoval WEYBERG (1902; in S. KREUTZ 1913) a najmä S. KREUTZ (1909, 1913), ktorý ich označil ako limburgity a limburgitové tuffy. Vulkanickú aktivitu považoval za mezozoickú a výskyty bazických hornín lokalizoval do obalovej (vysokotatranskej) jednotky (dobovo označovanej ako séria). Problematikou vulkanitov sa následne zaoberal aj F. RABOWSKI (1930, 1933), neskôr D. ANDRUSOV (1953) a V. ZORKOVSKÝ (1949). Širšej problematiky bazických efuzív sa dotýkajú aj práce ďalších autorov (Z. KOTANSKI — A. RADWANSKI 1959, M. MIŠÍK 1974). Niektoré nové analytické údaje sú uvedené v práci J. SPIŠIAKA (1977). Súčasne bol urobený pokus o formačné zaradenie aj týchto výskytov bazických vulkanitov (D. HOVORKA 1976). Všetky uvedené práce sú podrobnejšie komentované v práci D. HOVORKU — J. SPIŠIAKA (1981), v ktorej autori uviedli aj nové údaje o látkovom zložení produktov vulkanickej aktivity uvedenej jednotky a stratigrafického postavenia. Horniny zaradili do skupiny alkalických bazaltov s.l., pričom podľa chemického zloženia a typov štruktúr zodpovedajú prevažne hyalobazaltom. Všetky existujúce údaje o vulkanických horninách, ako aj o problematike vulkanizmu širšej oblasti Osobitej sú zhrnuté v práci D. HOVORKU a J. SPIŠIAKA (1988), v ktorej je uvedený aj pokus o interpretáciu problematiky vulkanickej aktivity v mezozoiku obalovej (tatrickej) jednotky mezozoika Tatier.

Pomenovanie: Pomenovanie je podľa výskytov produktov vulkanickej aktivity v Kamennom žlabe Suchej doliny jv. od Zuberca, kde nad sebou vystupujú dva pruhy (telesá) vulkanitov prevažne vo fácií látových prúdov. Tieto výskyty zároveň poskytujú najvhodnejší materiál pre štúdium minerálneho, resp. látkového zloženia vulkanických hornín.

Litofaciálna charakteristika: Produkty vulkanickej aktivity diskutovanej jednotky a oblastí majú v podstate charakter:

a) lávových prúdov s lokálne vyvinutými vankúšovými (pillow), resp. povrazovitými textúrami (Z. KOTANSKI — A. RADWANSKI 1959);

b) hyaloklastitových telies (ktoré plošne a pravdepodobne i objemove prevládajú).

Na základe minerálneho a chemického zloženia, ale aj štruktúr a prípadne aj ďalších znakov, hyaloklastity látkovo jednoznačne zodpovedajú lávovým prúdom uvedeným ad a), ktoré boli pri erupcii do vodného prostredia (resp. do prostredia zvodnených, ešte nelitifikovaných sedimentov) dezintegrované na hyaloklastitové brekcie. Tieto po diagenetickom spevnení dali vznik hyaloklastitom. Tmeliacu hmotu predstavuje biely, no v prípade výskytov v Juráňovej a Bobrovskej doline prevažne ružovo (oxidmi železa) sfarbený kalcit.

Horniny lávových prúdov, ale aj väčších, resp. nepremených hyaloklastov majú prevažne charakter porfýrických typov s pôvodne sklovitou, resp. drobnozrnnou matrix. Porfýrické olivíny sú intenzívne sekundárne premenené; zachované klinopyroxény zodpovedajú Ti-augitom. Na vulkanické horniny je lokálne viazané hydrotermálne sedimentárno-exhalačné hematitové zrudnenie (D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1981).

Zložením zachovaných klinopyroxénov i celkovým chemickým zložením vulkanické horniny zodpovedajú skupine alkalických bazaltov s.l., pričom podľa vyvinutej štruktúry matrix a ďalších znakov môžu byť označené ako hyalobazanity, mandfocové hyalobazanity a pod. Pre známe výskytory efuzív je charakteristická prítomnosť rôzne veľkých, spravidla ostrohranných xenolitov karbonátov, ktoré boli čiastočne až úplne asimilované pôvodnou lávou alkalických bazaltov (D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988).

Hranice: Podľa štúdií LEFELDA et al. (1985) vápence Osobitej (barém — spodný apt) ležia na podložných „limburgitoch“ v tektonickej pozícii. Uvedení autori v stratigrafickej kolónke v podloží vápencov Osobitej uviedli vrstvy vápencov Sobótky stredno- až vrchnotitónskeho veku, v ktorých v uvedenom profile vyznačili tenké vložky tufitov bazických vulkanitov. Podložná hranica vulkanoklastík bazických

vulkanitov má takto normálnu stratigrafickú pozíciu.

Vek: Nakoľko úlomky sklovitých vulkanických hornín zistil M. MIŠÍK (1974) v titónskych vápencoch Levočského pohoria, titónsko-spodnobarémsky vek vulkanickej aktivity je najpravdepodobnejší. Podľa fauny identifikovanej Z. KOTANSKIM a A. RADWANSKIM (1959), zistenej v horninách priameho nadložia bazických vulkanických hornín (prevažne vo fácií hyaloklastitov) uvedení autori vek vulkanickej aktivity zaradili do titónu až spodného neokómu.

Križňanský spodnokriedový vulkanický komplex

(Ide o súborné označenie produktov vulkanickej aktivity alkalických bazaltov s.l. v spodnej kriede sedimentačného bazénu križňanského príkrovu [jednotky] Západných Karpát)

História: Výskyt vulkanických hornín v spodnej kriede križňanského príkrovu v rôznych pohoriach centrálnej zóny Západných Karpát sú známe už dlhšie. História poznania produktov vulkanickej aktivity v spodnej kriede je uvedená v ďalšom podľa jednotlivých pohorí. Avšak až v tejto práci je prezentovaný návrh ich litostratigrafického členenia.

Litostratigrafická charakteristika: Produkty vulkanickej aktivity v spodnej kriede diskutovanej tektonickej jednotky tvoria:

- a/ lávové prúdy,
- b/ sillové telesá,
- c/ ojedinelé komínové brekcie,
- d/ dezintegrované lávové prúdy, hyaloklastity,

príčom ich horninová náplň zodpovedá skupine alkalických bazaltov s.l. Podrobnejšia charakteristika ich vystupovania a opis základných horninových typov je uvedený v litostratigrafických jednotkách nižšieho rádu.

Hranice: V závislosti na konkrétnom type vulkanických telies hranice sú jednak normálne stratigrafické, jednak intruzívne.

Vek: Spodná krieda, pričom v jednotlivých pohoriach existujúce údaje dokumentujú beriasko-spodnoalbský vek vulkanickej aktivity. Maximum údajov svedčí pre hlavnú činnosť v období aptu.

Saskovské alkalické bazalty (Sasková Alkaline Basalts)

(Pomenovanie podľa hrebeňa Sasková v. od Lošonca v Malých Karpatoch; spodná krieda križňanského príkrovu)

História: Výskyty bázičných vulkanitov v spodnej kriede križňanského príkrovu Malých Karpát zistili nezávisle na sebe na dvoch lokalitách M. MIŠÍK a A. KULLMANOVÁ. Na základe ich upozornenia sme vykonali terénne i laboratórne štúdium vulkanických hornín. Výsledky nášho štúdia sú zhrnuté v práci autorov HOVORKA — SPIŠIAK (1988).

Pomenovanie: Podľa hrebeňa Sasková, asi 6 km z. od Lošonca v Malých Karpatoch. Nesúvislé výskyty bázičných efuzív sa nachádzajú medzi hrebeňmi Sasková a Široké (označenie na mape 1:10 000) na ploche asi 10 × 50 m. Horniny zhodného typu a predpokladanej zhodnej geologickej pozície vystupujú aj na jv. svahu kóty Osečník pri Lošonci.

Litofaciálna charakteristika: Na uvedených výskytoch sú prítomné masívne tmavosivé vulkanické horniny. Ide najpravdepodobnejšie o horninovú náplň efuzívnych telies, resp. plynkopodpovrchových sillov. Vulkanické horniny majú masívnu i výrazne mandľovcovitú textúru. Porfýrickými fázami sú olivín (sekundárne úplne premenený), klinopyroxén (Ti-augit) a zriedkavejší hnedý kersutitový amfibol. Matrix hornín je devitrifikovaná. Horniny zodpovedajú alkalickým bazaltom ostatných výskytov križňanského príkrovu.

Hranice: Sú zatiaľ nezistené; charakter telies alkalických bazaltov dedukujeme len na základe ich petrografického typu.

Vek: Úlomky alkalických bazaltov uvedeného typu sa vyskytujú v prostredí slieňovcovobridličnatých až slienito-karbonátových hornín prevažne tmavosivej farby, ktoré podľa analógie s výskytmi takýchto hornín v križňanskom príkrove zaraďujeme do neokómu (spodného albu).

Poznámka: K saskovským alkalickým bazaltom Malých Karpát, resp. do skupiny vývratšských vrstiev (čo je pravdepodobnejšie), možno podmienenne zaradiť aj dajku alkalického bazaltu (Ar/K = 92,5 mil. rokov; B. CAMBEL, ústny oznam) známu z jz. okraja modranského granodioritového masívu (D. HOVORKA et al. 1982).

Hyaloklastity beckovského hradu (Beckov Castle Hyaloclastites)

(Pomenovanie podľa zrúcanín hradu Beckov, okr. Trenčín; spodná krieda križňanského príkrovu)

História: Výskyty hyaloklastitov v spodnej kriede križňanského príkrovu pri Beckove (Považský Inovec) a pri Bošáci (Myjavská pahorkatina) zistili a opisali A. KULLMANOVÁ a J. VOZÁR (1980). Niektoré doplnujúce údaje o horninách týchto výskytov uviedli následne D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Pomenovanie: podľa výskytu v záreze poľnej cesty asi 60 m jv. od zrúcanín beckovského hradu.

Litofaciálna charakteristika: Základným typom vulkanických hornín uvedených výskytov (Beckov, Bošáca) sú hyaloklastitové brekcie. Prevládajú v nich hyaloklasty o veľkosti do 1 cm, ojedinele sú prítomné aj útržky dezintegrovaných hornín do 5 cm. Tmeliacu hmotu tvorí špinavobiely karbonát. Miestami A. KULLMANOVÁ — J. VOZÁR (l. c) uviedli aj náznaky gradačného zvrstvenia hyaloklastitov. Porfýrické fázy: olivín (úplne premenený), klinopyroxén (Ti-augit), hnedý amfibol (kersutit) a zriedkavo aj plagioklasy. Matrix bola pôvodne prevažne sklovitá, neskôr bola devitrifikovaná a rozložená.

Kontakty: Hyaloklastity pri Beckove ležia konformne v slieňovcoch, ktoré M. MAHEĽ (1978, in A. KULLMANOVÁ — J. VOZÁR 1980) zaradili do vrchného albu. Naproti tomu slieňovce, ktoré tvoria okolitú horninu hyaloklastitov pri Bošáci, sú zaraďované do spodného albu (A. KULLMANOVÁ — J. VOZÁR l. c). Predpokladáme priebeh vulkanickej aktivity počas sedimentácie albu.

Vek: alb

Košecké vrstvy (Košeca Member)

(Pomenovanie podľa obce Košeca; okr. Považská Bystrica; spodná krieda maninskeho čiastkového príkrovu = križňanského príkrovu, Strážovská hornatina)

História: Horninové sekvencie spodnej kriedy zaraďované súčasne do maninskeho čiastkového príkrovu (t. j. do križňanského príkrovu s. l.) obsahujú niekoľko desiatok drob-

ných teliesok (výskyto)v) extruzívneho materiálu bázických vulkanitov. Prevažná časť z nich je lokalizovaná v publikovanej geologickej mape M. MAHEĽA (1985).

Prítomnosť vulkanických hornín v danom pohorí a geologickej pozícii bola uvedená už v prácach A. MATĚJKU (1932) a M. MAHEĽA (1948). Prvý súdoby opis eruptívnych hornín uviedol z Košeckej doliny V. ZORKOVSKÝ (1949) a označil ich ako tufy bázických vulkanitov. V posledných rokoch boli zistené početné nové výskyty (K. BORZA et al. 1979, 1980; J. MICHALÍK — J. VAŠÍČEK 1980). Problematika vulkanickej aktivity a jej produktov v diskutovanej jednotke a pohorí je uvedená v práci D. HOVORKU a J. SPIŠIAKA (1988).

Pomenovanie: Pomenovanie vrstiev je podľa obce Košeca (okres Považská Bystrica). Početné výskyty extruzívnych hornín sú známe zo širšej oblasti doliny, ktorá spája Košec so Zliechovom. Typový výskyt: výskyt v záreze potoka južne od cesty spájajúcej Košec so Zliechovom, sz. od osady Mráznica. Vulkanické produkty sú tu reprezentované polohou (do 10 m?) vulkanoklastik typu hyaloklastitov. V severnom svahu uvedenej lesnej dolinky cca 50 m od výskytu hyaloklastitov v sutine vystupujú aj masívne horniny typu alkalických bazaltov, ktoré predstavujú výplň podpovrchového prírodného telesa stratigraficky vyššie vystupujúcich hyaloklastitov (D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988).

Litofaciálna charakteristika: Väčšina známych výskytov produktov vulkanickej aktivity v spodnej kriede krížňanského príkrovu Strážovských vrchov má charakter in situ dezintegrovaných efuzívnych telies — hyaloklastitov. Veľkosť jednotlivých vulkanických útržkov je variabilná. Sú tmelené bielym zrnitým karbonátom, kalcitom. Ojedinele sú známe aj masívne vulkanické horniny typu alkalických bazaltov s. l. Látková náplň hyaloklastitov a masívnych efuzívnych hornín je zhodná. U hyaloklastitov oproti masívnym efuzívam je vyšší podiel premeneného vulkanického skla.

Alkalické bazalty sú charakterizované prevažne mandľovcovými textúrami a výrazne porfýrickými štruktúrami (olivín, klinopyroxén, monoklinický amfibol) s prevažne sklovitou matrix. Charakteristická je prítomnosť početných xenolitov najmä karbonátov (D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988).

Hranice: Ložné polohy hyaloklastitov vystupujú v slienitých vápencoch až slieňovcoch. V jarku pod Mráznicou pozorovať hydrotermálnu premenu blokov sivých vápencov, uložených v hyaloklastitovom telese (olistolit?) v profile uvedeného lesného potoka.

Vek: Existujúce faunistické údaje o veku horninových sekvencií v podloží, resp. v nadloží či v priestorovej blízkosti vulkanických hornín neposkytujú jednoznačné údaje o veku vulkanickej aktivity. Ako príklad vystupovania niektorých telies uvádzame:

— pod Svinorným vulkanické tufty vystupujú v podloží faunisticky doloženého aptu (K. BORZA et al. 1979);

— pri Nozdroviciach tufitické medzivrstvičky sú prítomné vo vápencoch zaradených do titónu až beriasu (K. BORZA et al. 1980);

— na severnom svahu Vápenice sú známe tufty uprostred doskovitých vápencov hoterivu (M. MAHEĽ 1961, M. SIBLÍK 1963);

— teleso hyaloklastitov odokryté pri stípe elektrického vedenia pod Dielom je situované do podložia vápencov aptu (teda pravdepodobne v pozícii barémских hornín);

— v záreze potoka pod Mráznicou poloha vulkanoklastik vystupuje v nadloží vápencov barému a v podloží slienitých bridlic albu, teda v pozícii pravdepodobne aptských hornín.

Nezvyčajne široký stratigrafický diapazón výskytu vulkanických hornín v manínskom (krížňanskom) príkrove Strážovských vrchov je vysvetliteľný niekoľkými spôsobmi. Z nich najpravdepodobnejšie sú nasledovné:

a) vulkanická aktivita mala viacfázový priebeh (K. BORZA et al. 1979);

b) široký diapazón stratigrafického vystupovania je podmienený uplatnením sa sklzových procesov v danom sedimentačnom bazéne (olistolity hyaloklastitov; D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988);

c) nesprávnym stratigrafickým zaradením horninových sekvencií vystupujúcich v tesnej blízkosti vulkanických hornín;

d) tektonické procesy mohli spôsobiť vzájomné premiestnenie sedimentárnych a vulkanických telies, takže posledné sa dostali do svojho súčasného obklopujúceho horninového prostredia tektonicky.

Vychádzajúc z rozboru problematiky a údajov zhrnutých v súbornej práci D. HOVORKU

a J. SPIŠIAKA (1988) prikláňame sa k predstave, že pri konečnom umiestnení telies v ich súčasnej pozícii sa pravdepodobne podieľali všetky vyššie uvedené procesy. Za obdobie maximálneho uplatnenia sa vulkanickej aktivity však považujeme aptské obdobie.

Jedlovinské vrstvy (Jedlovina Member)

(Podľa hrebeňa Jedlovina v. od Varína v Malej Fatre, okres Žilina; spodná krieda križňanského príkrovu).

História: Prvú zmienku o výskyte bázičných vulkanitov v neokóme križňanského príkrovu jv. od Varína v Malej Fatre publikoval D. ANDRUSOV (1953). Podľa V. ZORKOVSKÉHO (1956) horniny výskytu zodpovedajú tufitickej brekcii a sú synchronne so súvrstvom slienitých vápencov neokómu križňanského príkrovu. J. HAŠKO — M. POLÁK (1978) horniny uvedeného výskytu označili ako hyaloklasty a začlenili ich do skupiny ultrabázičných hornín. Považovali ich za súčasť autochtónno/subautochtónnej (obalovej) jednotky mezozoika. Samotné teleso hyaloklastov označili ako pravú žilu. Vychádzajú z litológie okolných horninových sekvencií k názoru o príslušnosti daných vulkanitov ku križňanskej jednotke sa priklonili aj M. MAHEĽ et al. (1962) a D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988). Posledne uvedení autori vychádzali najmä zo zistených telies vulkanitov v danom pohorí v triasových sekvenciách križňanského príkrovu (pozri ďalej).

Pomenovanie: Pomenovanie vrstiev je podľa hrebeňa Jedlovina jv. od obce Varín, kde boli uvedené vulkanické horniny po prvý raz zistené. Klasická lokalita: výskytu na ploche asi 100 m², pričom v rámci výskytu bola v minulosti vyhlbená aj prieskumná ryha. Výskyt sa nachádza v okolí lesnej cesty pri chate pod Jedlovinou, asi 2,5 vjv. od Varína (Malá Fatra, okres Žilina).

Litofaciálna charakteristika: Horniny označené V. ZORKOVSKÝM (1956) ako tufiticke brekcie svojím charakterom zodpovedajú dezintegrovaným lávovým telesám — hyaloklastitom (D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988). Rôzne veľké, prevažne ostrohranné útržky alkalického bazaltu sú kompaktizované spolu s karbonátovým, prevažne hrubokryštalickým agregátom a miestami aj hematitom. Podiel základných

zložiek hyaloklastitov (útržky alkalického bazaltu, karbonát a hematit) podmieňuje nehomogénne, často škvrnité sfarbenie planoparalelne odlučných hyaloklastitov. Pôvodné porfýrické fázy (olivín, klinopyroxény, amfiboly), ako aj prevažne sklovitá matrix sú zatlačené asociáciou sekundárnych minerálov (kalcit, chlorit, serpentín). Prevládajú mandľovcovité textúry útržkov.

Do tejto skupiny efuzív zaraďujeme aj výskyty v Stráňavskej doline na severnom svahu Hoblíka (D. ANDRUSOV — M. KUTHAN 1940) a teleso vo veľkolome Polom. V obidvoch prípadoch ide o dajkové telesá holokryštalického vývoja, ktoré prenikajú stredotriasovými gutensteinskými vápencami križňanského príkrovu. Predpokladáme (a to v súlade s názorom, vyjadreným v práci D. HOVORKU a J. SPIŠIAKA 1988), že ide o subvulkanické telesá prírodných ciest hyaloklastitových brekcií, vystupujúcich v spodnej kriede danej geologickej jednotky.

Hranice: J. HAŠKO — M. POLÁK (1978) teleso extruzívnych hornín pri Varíne považovali za pravú žilu, vystupujúcu v tmavých slienitých vápencoch aptu. Dezintegrovaný charakter hornín uvedeného výskytu dáva možnosť klasifikovať ich ako synsedimentárne horniny so slienitými vápencami, pričom však slabá odkrytosť oblasti neumožňuje štúdium ich priameho vzájomného styku.

Styk telies v Stráňavskej doline a v lome na Polome s okolitými gutensteinskými stredotriasovými vápencami je intruzívny.

Vek: Na základe uvedeného vulkanické horniny (resp. priebeh vulkanickej aktivity) zaraďujeme do aptu, pričom ide o prejav vulkanickej činnosti v pôvodnom priestore sedimentačného bazénu križňanskej jednotky.

Poznámka: Pre zaradenie výskytu hyaloklastitov pri Varíne do križňanského príkrovu môže slúžiť aj prítomnosť dajkových telies látkove zhodných typov hornín v triase križňanského príkrovu v Stráňavskej doline a v lome na Polome.

Nolčovské vrstvy (Nolčovo Member)

Pomenovanie podľa obce Nolčovo, okr. Martin; Veľká Fatra. Vulkanické horniny typu alkalických bazaltov; spodná krieda križňanského príkrovu)

História: Prvý údaj o prítomnosti bázických vulkanických hornín v križňanskom príkrove Veľkej Fatry je v rukopisnej mape A. MATĚJKU (1924), v ktorej sú vyznačené 4 telesá bázických efuzív. Problematiky sa dotkol aj ANDRUSOV (1953). SÝKORA (1975) zistil niekoľko ďalších telies. Ich základná charakteristika je uvedená v práci D. HOVORKA — M. SÝKORA (1979). Ďalšie údaje o látkovom zložení vulkanických hornín a zložení ich klinopyroxénov spolu s interpretáciou problematiky sú uvedené v súbornej práci D. HOVORKA a J. SPIŠIAKA (1988).

Pomenovanie: Pomenovanie podľa obce Nolčovo (okres Martin), v okolí ktorej je súčasne známych niekoľko telies vulkanoklastických a efuzívnych telies alkalických bazaltov. Ich výskyty sú vyznačené v mapke v práci D. HOVORKA — M. SÝKORA (1979), resp. D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Litofaciálna charakteristika: V spodnej kriede križňanského príkrovu Veľkej Fatry sú prítomné: a) masívne alkalické bazalty lávových prúdov, resp. plytkopodpovrchových silov; b) komínové brekcie (brekcie prívodných dráh magmy alkalických bazaltov); c) vo vodnom prostredí rozrušené (dezintegrované) lávové telesá typu hyaloklastitov. Látkovou náplňou, ako aj základnými textúrnymi znakmi uvedené základné typy výskytov sú totožné. V prípade hyaloklastitov ide o prevažne intenzívne hypergénne alterované typy. Masívne vulkanické horniny majú prevažne afanitický vzhľad — sú tmavosivé až čierne. Majú prevažne mandľovcovú textúru.

Z pôvodných porfýrických fáz, okrem pôvodných olivínov, sú zachované najmä klinopyroxény, ktoré boli študované autormi D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988). Matrix je prevažne sklovitá, devitrifikovaná. Pre vulkanické horniny a ich pôvodné exokontaktné zóny sú charakteristické prejavy albitizácie. D. HOVORKA — M. SÝKORA (1979) uviedli aj početné prejavy asimilácie najmä karbonátových hornín, pričom stupeň ich asimilácie, resp. kontaktne-termickej rekryštalizácie je veľmi variabilný. Ďalšie údaje o bázických vulkanických horninách tejto jednotky a pohoria sú uvedené v súbornej práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Hranice: Normálne stratigrafické hranice hyaloklasticky dezintegrovaného lávového

prúdu na podložné ešte nekonsolidované vápnité sedimenty uviedli D. HOVORKA — M. SÝKORA (1979). Kontaktne-termické a kontaktne-hydrotermálne pôsobenie bázickej lávy na okolné sedimenty možno najlepšie študovať na lokalite Biely potok (D. HOVORKA — M. SÝKORA l. c.).

Vek: Vek vulkanickej aktivity stanovili D. HOVORKA — M. SÝKORA (1979) ako vrchný hoterív — spodný barém. V posledných rokoch bola vykonaná revízia veku biostratigrafickými metódami (J. SALAJ in D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988), podľa ktorej vek vulkanickej aktivity je apt až stredný alb.

Poznámka: Nolčovské vrstvy spolu s košeckými vrstvami predstavujú vrstvy s maximálnym rozsahom vulkanickej aktivity v spodnej kriede križňanského príkrovu Západných Karpát.

Vrstvy Zemianskej doliny (Zemianska Dolina Valley Member)

(Pomenovanie podľa doliny na severných svahoch Nízkych Tatier pri ich sz. okraji; spodná krieda križňanského príkrovu)

História: V križňanskom príkrove pri severozápadnom okraji Nízkych Tatier J. KOUTEK (1931) opísal prvé výskyty bázických efuzív. Neskôr boli zistené ďalšie výskyty (J. SLADKÝ 1938, A. BUJNOVSKÝ et al. 1981). Všetky súčasne známe výskyty vulkanických hornín uvedenej tektonickej jednotky pri sz. okraji Nízkych Tatier sú uvedené a komentované v práci D. HOVORKA a J. SPIŠIAKA (1988).

Pomenovanie: Pomenovanie vrstiev je podľa ich výskytov v Zemianskej doline s. od Štiavnic (okr. Liptovský Mikuláš), kde telesá hyaloklastitov tvoria konformné polohy v spodnokriedových slienitých vápencoch križňanského príkrovu (J. KOUTEK 1931).

Litofaciálna charakteristika: Produkty vulkanickej aktivity v spodnej kriede diskutovanej jednotky pri sz. okraji Nízkych Tatier vystupujú vo forme:

- a) lávových prúdov (J. KOUTEK 1931),
- b) ložných plytkopodpovrchových sillov v slienitých vápencoch neokómu (J. KOUTEK 1931, A. BUJNOVSKÝ et al. 1981),
- c) hyaloklastitových brekcií ako okrajových facií telies lávových prúdov (J. KOUTEK 1931, A. BUJNOVSKÝ et al. 1981),

d) telies hyaloklastitov (A. BUJNOVSKÝ et al. 1981),

e) dajok v stredno- až vrchnotriasových dolomitoch (A. BUJNOVSKÝ et al. 1981).

Všetky formy výskytov produktov vulkanickej aktivity zodpovedajú alkalickým bazaltom. Sú v rôznej miere hypergénne premenené. Na jednotlivých výskytoch sú prítomné rôzne fácie uvedených typov bazaltov (sklovité, ale aj holokryštalické, masívne, ale aj výrazne mandľovcové typy). Základnými (prevažne porfýrickými) minerálnymi fázami sú olivíny (úplne premenené), klinopyroxény, monoklinické amfiboly (kersutity), bázické plagioklasy (prevažne albitizované) a premenené vulkanické sklo.

Hranice: V prípade výskytov v doline Štiavnického potoka (výskyty uvedené ad d) tieto majú normálne stratigrafické hranice s okolnými sedimentárnymi sekvenciami. V prípade silov ide o intruzívne kontakty s nepatrnými kontaktne-hydrotermálnymi účinkami na okolné horninové sekvencie.

Vek: Spodnokriedový vek vulkanickej aktivity vyplýval už z charakteristiky „tufov“ v doline Štiavnice J. KOUTKOM (1931). Normálne stratigrafické hranice vulkanoklastitov s nadložnými i podložnými piesčitými glaukonitickými vápencami barémsko-spodnoaptského veku (biostratigrafické datovanie; A. BUJNOVSKÝ et al. 1981) determinuje týmto aj vek vulkanickej aktivity. S uvedeným zistením sú v súlade aj výsledky geochronologického datovania, prevedené na produktoch vulkanickej aktivity (Ar/K metóda; A. BUJNOVSKÝ et al. 1981).

Poznámka: Súhlasne s názorom vyjadreným v práci D. HOVORKU a J. SPIŠIAKA (1988) do uvedenej litostratigrafickej jednotky zaraďujeme aj horniny označené J. KOUTKOM (l. c.) ako spessartity. Svojím minerálnym zložením a štruktúrnym vývojom sú blízke až totožné s horninami dajkových telies alkalických bazaltov diskutovanej jednotky.

Pikrity Horného dielu (Horný diel Picrites)

(Križňanský príkrov, prienik cez stredný trias; horehronské podholie).

História: Teleso pikritov bolo zastihnuté vrtom ŠŠ-II na južnom svahu Horného dielu (kóta 1000 m n. m.) asi 4 km severne od Banskej Bystrice. Existujúce údaje o pikritoch sú v práci

M. SLAVKAYA (1979). Problematiku v kontexte širších súvislostí diskutovali aj D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Pomenovanie: Podľa vrchu Horný diel asi 4 km s. od Banskej Bystrice.

Litofaciálna charakteristika: Teleso pikritu je preniknuté vrtom ŠŠ-II v metrži 764,4 — 767,2 m. Úložné pomery v dôsledku silného tektonického ovplyvnenia pikritu a okolných stredotriasových karbonátov (križňanského príkrovu podľa M. SLAVKAYA l. c.) nie sú vyriešené. Samotný pikrit je reprezentovaný výrazne porfýrickým typom s výrastlicami olivínu, klinopyroxénov a flogopitu. Táto primárna minerálna asociácia horniny je intenzívne sekundárne premenená.

Hranice: pravdepodobne intruzívne, zatiaľ jednoznačne neurčené.

Vek: podľa predstáv M. SLAVKAYA (1979) a D. HOVORKU — J. SPIŠIAKA (1988) pravdepodobný je neoidný (terciérny) vek pikritov.

Pikrity Stráže (Stráže Picrites)

(Chočský príkrov, prienik cez stredný trias, horehronské podholie)

História: Pikrity boli opísané autormi D. HOVORKA — J. SLAVKAY (1966) z vrtu Po-1 pri Ponikách (okres Banská Bystrica). V práci uvedených autorov (l. c.) bola podaná základná charakteristika vystupovania a horninovej náplne telesa bázických efuzív. Ďalšie analytické údaje (analýzy horninotvorných minerálov pikritu) sú uvedené v práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988), v ktorej je urobený aj pokus o geotektonickú interpretáciu pikritov širšej oblasti Banskej Bystrice.

Pomenovanie: Podľa kóty Stráža (697 m n. m.) asi 2,5 km na sever od obce Poniky (okres Banská Bystrica), v blízkosti ktorej bol realizovaný vrt Po-1.

Litofaciálna charakteristika: Pikrity preniknuté vrtom Po-1 sú intenzívne tektonicky dezintegrované pravdepodobne dajkovité teleso. Pikrity predstavujú holokryštalické horniny s výrazne porfýrickou štruktúrou (olivíny do 6 mm, miestami aj flogopity). Klinopyroxény (Ti-augity) sú reprezentované dvoma generáciami. Charakteristické sú hnedosfarbené kersutitové amfiboly, hnedý Cr-spinel a apatit. Najmä olivín horniny je intenzívne sekundárne

premenený. Chemické zloženie pikritu je uvedené v súbornej práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988), kde sú uvedené aj údaje o zložení horninotvorných minerálov pikritu.

Hranica: Pre intenzívnu tektonickú dezintegráciu pikritu a okolných stredotriasových dolomitov vzťahy pikritu k okoliu nie sú vyriešené. Podľa holokryštalického charakteru horniny usudzujeme, že predstavujú horninovú náplň dajkového telesa.

Vek: Výskyt pikritov, t. j. hornín totožného petrografického typu v dvoch tektonických jednotkách, ktorých sedimentačne oblasti boli od seba pôvodne značne vzdialené (za predpokladu, že u oboch známych výskytov pikritov boli správne zaradené dané horninové sekvencie do tektonických jednotiek) umožňuje považovať pikrity oboidvoch uvedených tektonických jednotiek (križňanského a chočského príkrovu, t. j. pikrity Horného dielu a pikrity Stráže) za popresunové intruzíva (D. HOVORKA 1976, M. SLAVKAY 1979, D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1988), ktoré prenikli do okolného prostredia dvoch tektonických jednotiek po ich umiestnení v ich terajšej pozícii. V takejto interpretácii pikrity predstavujú mladokenozoické intruzíva, viazané pravdepodobne na s.-j. orientovaný zázrivsko-revúcky zlomový systém.

Poznámka: Magma pikritov mala oproti magme alkalických bazaltov, napr. križňanského príkrovu, odlišné zloženie. Vyznačovala sa vyšším obsahom MgO a i. Odlišnosť sa prejavila aj v zložení horninotvorných minerálov pikritov oproti zloženiu týchto minerálov v alkalických bazaltoch.

Skálske vrstvy (Skália Member)

Príkrov Drienka, vrchná časť spodného triasu; horehronské podholie, okres Banská Bystrica)

História: Vulkanické horniny variabilného zloženia boli uvedené už v prácach D. ŠTÚRA (1868), GRENARA a KOTÁSKA (1956), LOSERTA (1963) — všetky citácie in M. SLAVKAY (1965). Avšak až v práci posledne uvedeného autora (l. c.) bola podaná moderná charakteristika horninových produktov vulkanickej aktivity v diskutovanej tektonickej jednotke.

Pomenovanie: Pomenovanie vulkanického súvrstvia s náplňou ryolitov, dacitov, andezitov a ich vulkanoklastík podľa hrebeňa Skálie pri

obci Poniky (okres Banská Bystrica) navrhli D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Litofaciálna charakteristika: Vulkanická aktivita, reprezentovaná horninovým materiálom zahrnutým do súvrstvia Skálie, mala viacfázový charakter. Podľa zistených textúr hornín vulkanická aktivita sa odohrala v podmienkach vodného bazénu i na súši. Pre celú asociáciu horninových typov je charakteristická intenzívna postvulkanická hydrotermálna premena. Široký diapazón známych horninových typov v charakterizovanom súvrství nemá medzi ostatnými litofaciálnymi jednotkami s horninovou náplňou vulkanického materiálu ekvivalenta.

Hranice: Explosívne, ale aj efuzívne produkty sú konformne uložené v súvrství pestrých bridlíc a pieskocov patriacich vrchnej časti spodného triasu. V súlade s názorom M. SLAVKAYA (1965) predpokladáme súhlasný vek uvedeného sedimentárneho súvrstvia s vulkanickou aktivitou. Stredotriasové karbonátové komplexy nasadajú na diskutované vulkanické súvrstvie normálne stratigraficky.

Vek: vrchná časť spodného triasu.

Poznámka: Súvrstvie Drienka je svojím stratigrafickým zaradením a typom produktov vulkanickej aktivity zrovnateľné s litostratigrafickými jednotkami s podobnou horninovou náplňou v Bukových vrchoch územia Maďarskej republiky, t. j. s jednotkami vnútorných Západných Karpát.

Švablické vrstvy (Švablica Member)

(Jaklovský vývoj meliatskej skupiny, vrchný trias, Jaklovce pri Margecanoch)

História: Po zmienke B. KORDJUKA (1941) o výskyte „diabázov“ v oblasti Jakloviec, až J. KAMENICKÝ (1957) podal charakteristiku ich vystupovania, petrografického a petrochemického vývoja. Tento autor (l. c.) v telese na hrebeni Švablica pri Jaklovciach, ale aj v ďalších telesách v oblasti Jaklovce — Košické Hámre vyčlenil viacej petrografických variet bázičkových efuzív. Až v následných rokoch (D. HOVORKA 1977) boli v danej lokalite zistené aj keratofýry a kremité keratofýry. V súčasnom období bolo prehodnotené stratigrafické zaradenie pestrofarebných rádiolaritových bridlíc až rádiolaritov

(J. IŠTVAN 1984), v ktorých uvedené vulkanické horniny tvoria telesá rôzneho typu.

Pomenovanie: Pomenovanie súvrstvia je podľa hrebeňa Švablica, tiahnuceho sa od obce Jaklovce jv. smerom k Veľkému Folkmáru (okres Spišská Nová Ves). Stratotypové výskyty sa nachádzajú jednak na uvedenom hrebeni od okraja obce smerom k Veľkému Folkmáru, jednak v záreze lokálnej poľnej cesty asi 200 m v. od „kaštieľa“ v Jaklovciach.

Litofaciálna charakteristika: Bázické efuzívne horniny majú charakter tholeiitických bazaltov so zachovalými klinopyroxénmi a v rôznej miere albitizovanými plagioklasmi. Patria do skupiny tholeiitických bazaltov, spilitizovaných bazaltov až spilitov. Vystupujú prevažne vo forme sillov a pravdepodobne aj vo forme lávových prúdov s deformovanými textúrami typu pillow. Druhým základným litofaciálnym typom sú keratofýry až kremité keratofýry — ich charakteristika je v práci D. HOVORKU (1977). Z hľadiska súčasných predstáv o horninách tohto typu nie je jednoznačné, či predstavujú primárnu magmatickú fáciu, alebo produkt metasomatických (albitizačných) procesov.

Kompletný profil švablickým súvrstviem nie je na súčasnom povrchu dostupný pozorovaniu. Podľa známych výskytov a výsledkov realizovaných vrtov predpokladáme niekoľko desiatok metrovú hrúbku vulkanického súvrstvia, ktorá neprevyšuje 100 m.

Hranice: Vychádzajú z vysokej kompetencie horninovej náplne švablického súvrstvia oproti okolným sedimentárnym sekvenciám, prítomnosť prevažne tektonických kontaktov je veľmi pravdepodobná. Miestami pozorovať (zárez železnice pri vápenke v Margecanoch) aj intrúziívne kontakty. Takto rádiolaritové bridlice vrchného triasu determinujú spodnú vekovú hranicu súvrstvia.

Vek: vrchný trias

Šugovské vrstvy (Šugovská Dolina Valley Member)

(Podľa Šugovskej doliny, asi 3 km ssz. od Nižného Medzeva; meliatska jednotka, vrchný trias)

História: Výskyty bázických eruptív a ich metamorfované ekvivalenty v mezozoiku Juho-slovenského krasu sú známe už zo začiatku tohto storočia. Prínos prác starších autorov je

uvedený v práci J. KANTORA (1955) a J. KAMENICKÉHO (1957). Problematiku novšie spracoval J. KANTOR (1955). Časť súčasne známych telies bazitov (metabazitov), vystupujúcich v mezozoických sekvenciách, je súčasne zaraďovaná do meliatskej skupiny. Sú to najmä telesá pri Meliate, Čoltove, Bôrke, Lúčke, Držkovciach. Ďalšia časť telies má nejednoznačné postavenie — patria meliatskej skupine, alebo predstavujú do bazálnych sekvencií iných mezozoických jednotiek (napr. silického príkrovu) tektonicky inkorporované telesá. Problematika vulkanickej aktivity mezozoika vnútorných zón Západných Karpát je najnovšie rozpracovaná v práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988), v ktorej je uvedené aj označenie „formácia šugovskej doliny“.

V oblasti Nižného Medzeva, ale aj v širšej oblasti Lúčky a Bôrky a pod Radzímom pri Nižnej Slanej sú známe glaukofanické bridlice (označované v minulosti ako „glaukofanity“). V posledných rokoch sú im venované práce J. KAMENICKÉHO 1957, P. REICHWALDERA 1973, D. HOVORKU 1983, R. A. HOWIE — J. N. WALSH 1982.

Pomenovanie: Pomenovanie je podľa typických výskytov metabazaltov (vo fácií glaukofanických bridlic) v Šugovskej doline pri Nižnom Medzeve.

Litofaciálna charakteristika: Do vymedzenej litostratigrafickej jednotky zaraďujeme výskyty produktov vulkanickej aktivity, ktoré majú súčasne charakter:

a) spilitizovaných tholeiitových bazaltov až spilitov, ktoré tvoria horninovú náplň dajok a sillov, a prípadne aj efuzívnych (lávových) telies;

b) ich vulkanoklastického (prevažne tufového) materiálu;

c) ich ekvivalentov, metamorfovaných v podmienkach fácie glaukofanických bridlic.

Z uvedených litofaciálnych typov súčasne sú najmenej preskúmané typy uvedené ad b). Podľa R. МОСКА (1978) sú prítomné vo vrstvách sedimentov, zaraďovaných do karnu a norika. Metabazalty súvrstvia Švablice, nemajú spravidla zachovalé primárne pyroxény. Teleso pri Čoltove je výnimka. Bazalty formácie Šugovskej doliny majú charakter zelených bridlic (s asociáciou chlorit + albit) prevažne

masívneho typu. Medzi ekvivalentmi bázických efuzív, ktoré boli metamorfované v podmienkach fácie glaukofanických bridlíc, na základe ich minerálneho zloženia, textúr a štruktúr je možné vyčleniť niekoľko variet (J. KAMENICKÝ 1957).

Hranice: V prípade metabazaltov ide o intruzívne, v mnohých prípadoch však už o tektonické hranice voči okolným horninovým sekvenciám. V prípade pyroklastických členov ide o normálne stratigrafické hranice.

Vek: Na základe prítomnosti tufov bazaltového vulkanizmu v súvrství karn-norik (R. MOCK 1978), súvrstvie Šugovskej doliny považujeme za vrchnotriasové, karnsko-norické.

Hosťovské tufity (Hosťovce Tuffites)

(Stredný trias silického, resp. jemu vývojom blízkeho príkrovu)

História: Výskyty popolovitých extruzív od Hosťoviec (okres Rimavská Sobota) opísal V. HOMOLA (1951). Následne podobné horniny zistil pri Mokrej lúke M. KUTHAN (1959) a pri Ardove V. ZORKOVSKÝ (1981). Novšie boli spoločne charakterizované a interpretované v práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Pomenovanie: podľa obce Hosťovce (tursianska kotlina)

Litofaciálna charakteristika: Horniny jednotlivých uvedených výskytov majú navzájom látkovo zhodný charakter. Vo všetkých známych výskytoch vulkanogénnu prímies reprezentujú úlomky albitu, magmaticky korodovaného kremeňa, chloritu, prípadne aj drobné úlomky pemzy. Makroskopickým obrazom sú od seba odlišiteľné: pri Hosťovciach ide o červeno sfarbené, silne vápnité tufitické horniny, pri Mokrej lúke tufity majú laminárnu textúru, a tufity pri Ardove sú tvorené najmä karbonátovou, resp. karbonátovoilovitou hmotou.

Hranice: tufity majú normálne stratigrafické hranice oproti vápencom, ktoré sú na všetkých troch uvedených výskytoch považované za ladinské.

Vek: ladin

Poznámky: V niektorých mezozoických jednotkách, vystupujúcich južnejšie od margeciansko-lubenickej línie, sa vyskytujú pyroklastické

produkty prevažne popolovej až lapillovej zrnitosti frakcie.

— Na možnosť prítomnosti vulkanoklastického materiálu v severogemerickom mezozoiku po prvý raz upozornil M. MAHEĽ (1957). V strednom triase Stratenskej hornatiny v oblasti Lipovca (k. 1111,5), kóty 1162,0, ako aj v oblasti Vahanu (k. 1138,8) uviedol prítomnosť lapillových a popolových častí charakteru ílovito-sericitických a slienitých bridlíc o mocnosti 15—55 cm. Výskyty neboli následne študované.

— J. VOZÁR (1969a) a A. BIELY (1967) zistili výskyty ílových polôh v svetlosivých strednotriasových vápencoch v pohorí Galmus asi 2 km vsv. od Matejoviec nad Hornádom. Vo vápencoch sú tu prítomné 3 polohy ílovito-sericitických a slienitých bridlíc s laminami vulkanoklastického materiálu o mocnosti 1—20 mm. Vulkanický materiál v laminách tvorí maximálne 50 % objemu lamín. Je reprezentovaný kremeňom, živcami, vulkanickým sklom a akcesorickým zirkónom, apatitom a pyritom. Podľa charakteru vulkanickej prímiesi ich J. VOZÁR (l. c.) označil ako tufitické ílovce, ktoré prechádzajú do ílovito-sericitických, inde slienitých bridlíc s prímiesou vulkanického materiálu.

— V Stratenskej hornatine vo vrte SM-2 južne od Smižian J. VOZÁR (1969a) opísal v strednotriasových sivých vápencoch polohy (do 1 m) ílovito-sericitických a slienitých bridlíc s prímiesou vulkanoklastického materiálu (kremeň, živce, vulkanické sklo, rudné minerály, zirkón a i.). Opísané 3 polohy sedimentov s vulkanickou prímiesou sa v profile daného vrtu nachádzajú v celkovom diapazóne 40 metrov — nie je však jednoznačné, či ide o stratigraficky následné polohy, alebo o prípadné tektonické opakovanie jednej polohy.

— Ďalší výskyt vulkanoklastického materiálu v strednotriasových vápencoch z vrtovej KOV-39 a KOV-40 z oblasti Štiavnických baní opísal J. VOZÁR (1969 b). Podľa tohto autora (l. c.) vo vrte KOV-39 v intervale 632—950 m sa vyskytujú 4 polohy a vo vrte KOV-40 v intervale 1009—1268,8 m 5 polôh ílových, slienitých a piesčitých sedimentov s prímiesou vulkanoklastického materiálu (kremeň, živce, pravdepodobne aj vulkanické sklo).

Vychádzajúc z blízkeho až zhodného stratigrafického postavenia uvedených vulkanoklastických prímiesi v strednotriasových vápencoch

pravdepodobne rôznych tektonických jednotiek južno-západokarpatskej proveniencie, nepovažujeme za vhodné použiť pre všetky uvedené výskyty spoločné označenie. Toto stanovisko zaujíname i napriek tomu, že ich zdrojom bola veľmi pravdepodobne viacfázová vulkanická aktivita v strednom triase v bazéne niektorej súčasnej jednotky mezozoika, lokalizovanej v tektonickej pozícii v Bukových vrchoch.

Štepnické andezity (Štepnica Andesites)

(Priemik cez obal bradlového pásma, pravdepodobný neoidný vek)

História: Výskyt vulkanickej brekcie v prostredí vrchnosenónskych slieňov pri osade Štepnica pri Streženiciach na strednom Považí opísali D. ANDRUSOV — V. ZOUBEK (1929). Údaje o látkovom zložení vulkanickej horniny, resp. o zložení jej minerálnych fáz sú v práci autorov D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988).

Pomenovanie: podľa osady Štepnica pri Streženiciach (okr. Považská Bystrica).

Litofaciálna charakteristika: Vulkanická brekcia vystupuje v prostredí púchovských slieňov vrchného senónu. Na zložení andezitu sa podieľajú 2 generácie augitu, amfibolu, biotitu a plagioklasu. V základnej hmote je prítomné aj rozložené vulkanické sklo a rudné minerály. Jednotlivé úlomky horniny sú kompaktované drobnokryštalickým karbonátom. Analyzované klinopyroxény sa svojim zložením odlišujú od zloženia klinopyroxénov alkalických bazaltov križňanského príkrovu, resp. obalových jednotiek Západných Karpát.

Hranice: Andezity s okolnými slieňmi majú intruzívne kontakty D. ANDRUSOV — V. ZOUBEK 1929).

Vek: posenónsky, najpravdepodobnejšie neogénny (ANDRUSOV — ZOUBEK 1929, HOVORKA — SPIŠIAK 1988).

Hornosrnské andezity (Horné Srnie Andesites)

(Kysucká sekvencia bradlového pásma, pravdepodobne neogénny priemik andezitu)

História: Teleso andezitu bolo zastihnuté vrtom pri Hornom Srní (E. JABLONSKÝ — M. SÝKORA 1979).

Pomenovanie: Podľa obce Horné Srnie (okres Považská Bystrica).

Litofaciálna charakteristika: Dajka (o neprevej mocnosti 8 m) sa vyznačuje holokryštalickou až trachytickou štruktúrou s porfýrickými plagioklasmi, prítomnými monoklinickými i rombickými pyroxénmi a amfibolmi. Hornina bola datovaná (Ar/K metóda = 11,8 mil. rokov \pm 0,4 mil. rokov; J. KANTOR et al. 1984), ktoré stanovenie je základným údajom pre neogénny vek dajky.

Hranice: intruzívne styky s okolnými sedimentárnymi sekvenciami.

Vek: neogénny (11,8 mil. rokov, l. c.)

Považskoinovecké dacity (Považský Inovec Mts. Dacites)

(Priemiky dajkovitých telies cez svory Považského Inovca; pravdepodobne neogénny vek)

História: Prvú zmienku o prítomnosti dacitoidných eruptív v oblasti kryštalinika Považského Inovca na základe nálezov v sutine publikoval S. POLÁK (1956). Neskôr výskyty a horniny in situ študoval D. HOVORKA (1961), ktorý ich označil ako kremité porfýry a považoval ich za mezozoické. Vychádzajúc zo širších súvislostí D. HOVORKA — J. SPIŠIAK (1988) ich zaradili do mladokenozoickej provincie vulkanitov stredného Slovenska.

Pomenovanie: podľa pohoria Považský Inovec, v severnej časti ktorého vystupujú v svoroch viaceré telesá týchto hornín.

Litofaciálna charakteristika: Mocnosť dajkových telies dacitového typu v svoroch Považského Inovca je 0,5—5 m, najčastejšie však 1—2 m. Vystupujú konformne s bridličnatosťou metamorfítov svorového typu. Ide o masívne horniny bez pozorovateľných prejavov dynamickej metamorfózy. Majú svetlozelenú až sivozelenú farbu. Typický je porfýrický vývoj hornín s výrastlicami magmaticky korodovaných kremeňov a plagioklasov a úplne premenených tmavých minerálov. V matrixe hornín sú prítomné ihličkovité plagioklasy II. generácie, chlorit a rudné minerály + apatit, zirkón a rudné minerály. Pre telesá je charakteristická prítomnosť žiliek (do 2 cm) s kremenno-hematitovou výplňou.

Hranice: intruzívne.

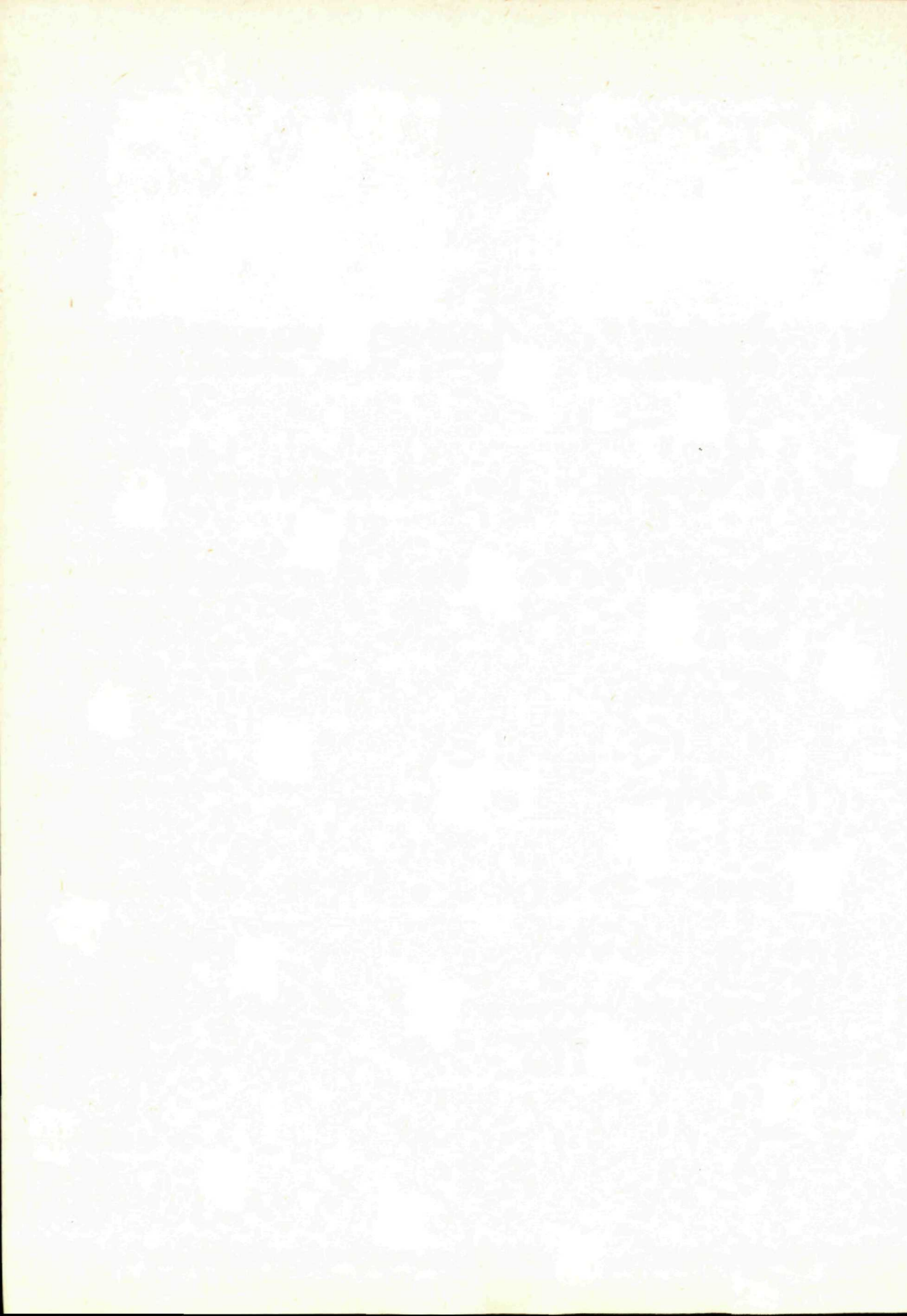
Vek: predpokladáme neogénny.

Poznámka: Na základe výsledkov Ar/K datovania (Horné Srnie), ale najmä na základe charakteristického látkového (minerálneho) zloženia štepnickej andezity, andezity Horného Srania a považskoinovecké dacity zaraďujeme do provincie stredoslovenských neovulkanitov. Predstavujú ich najzápadnejšie prieniky cez rôzne geologické jednotky či stratigrafické komplexy.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1953: O veku augitických hornín Západných Karpát. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 3—4, Bratislava, 791—796.
- ANDRUSOV, D. — ZOUBEK, V. 1929: O výskytu andesitové brekcie u Štěpnic západné Púchova v útesovom pásme Pováží. — Věst. Stát. geol. Úst., V, Praha, 183—189.
- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1940: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2). — Geol. práce, Zoš. 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 196 s.
- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. et al. 1983, 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, I, II. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 440 s., 359 s.
- BIELY, A. 1967: Dieľcia záverečná správa z r. 1961—1966. Výskum mezozoika Galmusu. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BORZA, K. 1979: Tintinnina aus dem oberen Apt und unteren Alb der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 3, Bratislava, 341—361.
- BORZA, K. — GAŠPÁRIKOVÁ, V. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. 1980: Upper Jurassic — Lower Cretaceous Sequences of the Križna Nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, Bratislava, 541—562.
- BUJNOVSKÝ, A. — KANTOR, J. — VOZÁR, J. 1981: Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Križna nappe in the NW part of the Low Tatra. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, Bratislava, 221—230.
- HAŠKO, J. — POLÁK, M. 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HAŠKO, J. — POLÁK, M. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry, 1 : 50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145 s.
- HOMOLA, V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha, XVIII, 153—188.
- HOVORKA, D. 1961: Poznámky o kremitých porfyritoch severnej časti Považského Inovca. — Geol. Práce, Spr. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HOVORKA, D. 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. — Miner. slov. 8, 2, Bratislava, 113—131.
- HOVORKA, D. 1977: Keratofýry triasu pri Jaklovciach. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 32, Bratislava, 57—77.
- HOVORKA, D. — SLAVKAY, M. 1966: Pikrit od Ponik. — Geol. Práce, Spr. 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 41—51.
- HOVORKA, D. — SÝKORA, M. 1979: Bázičné vulkanity neokómu križňanského príkrovu Veľkej Fatry. — Čas. Mineral. Geol., 24, 4, Praha, 371—383.
- HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J. 1981: Hyalobazanity (limburgity) Osobitej v Tatrách. — In: Paleovulkanizmus Západných Karpát (BAJANÍK, Š. — HOVORKA, D., Eds.). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HOVORKA, D. — PITOŇÁK, P. — SPIŠIAK, J. 1982: Mesozoic Basalts of the Malé Karpaty Mts. (the Western Carpathians) — Their Significance for the Tectonic Interpretation of the Variscan Gramodiorite Massif. — Veröff. Zent.-Inst. Phys. Erde, 73, Potsdam, 5—13.
- HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J. 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. — Veda, Bratislava, 263 s.
- HOWIE, R. A. — WALSH, J. N. 1982: The geochemistry and mineralogy of an epidote-glaucophanite from Hačava, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians, Czechoslovakia. — Geol. Práce, Spr., 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—64.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1987: Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. — Geol. Soc. Am. Bull., 99, Washington, 440—442.
- IŠTVAN, J. 1984: Geologické pomery oblasti Margecian, Jakloviec a Kropáč. — Archív kat. základnej geológie Prir. fak. UK, Bratislava.
- JABLONSKÝ, E. — SÝKORA, M. 1979: Výskyt vulkanických hornín v kysuckej sérii bradlového pásma. — Miner. slov., 11, 2, Bratislava, 187—188.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—71.
- KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. — Geol. Práce, Zoš. 41, Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—99.
- KANTOR, J. — ĐURKOVIČOVÁ, J. ELIÁŠ, K. — REPČOK, I. — RYBÁR, M. — WIEGEROVÁ, V. 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa radiometrického datovania. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KETTNER, R. — ŠĀSTNÝ, V. 1931: Coup d'oeil sur la

- géologie du versant sud de la Basse Tatra. — *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ.* 13, Praha, 229—237.
- KOTANSKI, Z. — RADWANSKI, A. 1959: Fauna z Pygope dyphia i limburgity w tytonie wierchowym Osobite. — *Acta geol. pol.*, IX, Warszawa, 519—534.
- KORDJUK, B. 1941: Über das Alter der Slowakischen Serpentine. — *Zbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B.* Stuttgart, 56—63.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nizkých Tater. — *Sbor. St. geol. Úst.*, 9, Praha.
- KREUTZ, S. 1909: Skala limburgitowa w Tatrach. — *Kosmos, Ser. B., Przyr. niezwy.* Lwów, 34.
- KREUTZ, S. 1913: O limburgicie w Tatrach. — *Rozpr. Wydz. mat. — przyr. Pol. Akad. Umiejet.*, 3, 13 A, Kraków, 56—79.
- KUDÉLÁSKOVÁ, J. 1987: Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 38, 5, Bratislava, 545—574.
- KULLMANOVÁ, A. — VOZÁR, J. 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství albu na strednom Považí. — *Miner. slov.*, 12, 1, Bratislava, 53—62.
- KUTHAN, M. 1959: Stopy vulkanickej činnosti v strednom triase Slovenského krasu. — *Geol. Práce, Zoš.* 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—67.
- LEFELD, J. 1985: Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic Units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, LXXXIV, Warszawa, 93 s.
- MAHEĽ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. — *Geol. Práce, Zoš.* 48 a, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 201 s.
- MAHEĽ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. — *Zjazdový sprievodca celoštát. zjazdu čl. geol. spol.*, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1 : 200 000, list Žilina. — *Geofond, Bratislava.*
- MAHEĽ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty, 1. — *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 486 s.
- MAHEĽ, M. 1985: Geologická mapa Strážovských vrchov. — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- MATĚJKA, A. 1924: Geologická mapa, list 4362. — *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, J. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru križňanského príkrova v Strážovskej hornatine. — In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja, etc. Materiály konf. a symp.*, 3, Veda, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1974: Palaeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. — *Acta geol. pol.*, 24, 3, Warszawa, 485—503.
- MOCK, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. — In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 321—341.
- PLAŠIENKA, D. 1986, in MAHEĽ, M. — KLUKAN, B. — PUTIŠ, M. — PLAŠIENKA, D. — MARKO, P. 1986: Stavba malokarpatského kryštalinika a jeho mezozoického obalu. — *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- POLÁK, S. 1956: Dacitoidné efuzíva v Považskom Inovci. — *Geol. Práce, Spr.* 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—115.
- RABOWSKI, F. 1930: O pochodzeniu limburgitow tatrzańskich i o stosunku wzajemnych plaszczowin, wyobrebnionych medzi pasmem Skalek a gorami Veporu. — *Spraw. Pol. Inst. geol.*, 6, Warszawa.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. — *Západné Karpaty*, 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—141.
- SIBLÍK, M. 1963: K nálezom ramenonožců v neokomských tuftoch u Košeckého Rovného. — *Geol. Práce, Spr.* 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—74.
- SLADKÝ, J. 1938: Geológia okolia Ružomberka. — *Vlastný náklad, Bratislava*, 123 s.
- SLAVKAY, M. 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Ponik. — *Čas. Mineral. Geol.*, 10, 3, Praha, 249—259.
- SLAVKAY, M. 1979: Ďalšie výskyt ultrabázických efuzív v chočskom a križňanskom príkrove pri Banskej Bystrici. — *Miner. slov.*, 11, 3, Bratislava.
- SPIŠIAK, J. 1977: Petrograficko-geochemická charakteristika a niektoré otázky genézy hornin augitit-limburtitovej formácie Západných Karpát. — *Geofond, Bratislava*, 94 s.
- SÝKORA, M. 1975: Geologické pomery sz. časti Veľkej Fatry. — *Geofond, Bratislava.*
- URBAN, K. 1934: O basickej vyvŕelině z jižního svahu Ďumbieru v Nizkých Tatrach. — *Rozpr. II. ř. Čs. Akad.*, XLIV, 30, Praha, 1—5.
- VOZÁR, J. 1969 a: O výskyte vulkanoklastického materiálu v strednom triase severogemeridného mezozoika. — *Geol. Práce, Spr.* 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 141—147.
- VOZÁR, J. 1969 b: Vulkanoklastický materiál v mezozoiku v podloží neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice. — *Geol. Práce, Spr.* 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, s. 47—51.
- ZORKOVSKÝ, V. 1949: Bázické erupťiva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. — *Práce Št. geol. Úst.*, 26, Bratislava, 40 s.
- ZORKOVSKÝ, V. 1956: Výskyt tuftickej brekcie v neokóme Malej Fatry, juhovýchodne od obce Varin. — *Geol. Práce, Spr.* 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 180—185.
- ZORKOVSKÝ, V. 1981: Výskyt tuftických hornín pri Ardove v Slovenskom krase. — *Miner. slov.* 13, 1, Bratislava, 25—34.



JAROSLAV HAŠKO — STANISLAV RAPANT — JÁN GREGUŠ

Tektonická stavba bajsínobinskej elevácie v severovýchodnom Mongolsku

1. obr., 1 farebná mapa, ruské resumé

Abstract. The Czechoslovak field group of the International geological expedition in Mongolia performed the geological research in the year 1986 in the Chentey aymak to ESE of the Ömnödelger somon in the North-Cherulenian region. Their work resulted in the tectonic scheme of the Baysinobin elevation included in the area mapped (658 sq km). The entire area consists of a block system bordered by irregular areas of disjunctive tectonics and variable strike systems. The region together with the main faults of adjacent areas represent a complicated structural element of the Onon megastructure.

Geologické práce československej terénnej skupiny Medzinárodnej geologickej expedície v MoLR v roku 1986 sa realizovali v Chentejskom ajmaku vjv. od Ömnödelger somon v Severočerlenskej oblasti (obr. 1). Jedným z realizovaných výstupov je tektonická schéma Bajsínobinskej elevácie, ktorá bola súčasťou mapovaného územia (658 km²).

Z regionálneho, geologicko-štruktúrneho členenia Mongolska sa územie nachádza na styku severomongolskej a centrálnomongolskej vrásovej oblasti.

Geologickú stavbu oblasti môžeme rozdeliť do piatich štruktúrno-formačných komplexov. V strednom rífeji-vende na území existovala Severočerlenská geosynklinála. Formovanie vrásových štruktúr prebiehalo od prekambria do konca mezozoika. Hlavná úloha prislúcha vrchnoproterozoickým a paleozoickým štruk-

túrno-formačným komplexom, formovanie ktorých sa zakončilo spolu s hercýnskym orogénom vrásovo-blokových a blokových pohybov.

Štruktúrna etáž vrchného proterozoika — spodného paleozoika

Na stavbe danej štruktúrnej etáže sa zúčastňujú vrchnoproterozoické polymiktné pieskovce flyšoidného charakteru, bridlice, metaefuzíva erendabanského súvrstvia, malé gabroidné masívy spodného kambria, kambrické kyslé vulkanity a spodnopaleozoické granity cherlenského komplexu. Sedimenty a vulkanity boli postihnuté regionálnou metamorfózou vo fácií zelených bridlíc a epidot-amfibolitovej fácií v kaledónskej ére, sprevádzanej intrúziami granitov cherlenského komplexu. Rôzna orientácia štruktúrnych prvkov vrchného proterozoika je spôsobená bajkalskou fázou a vplyvom blokovej tektoniky v ére mezozoickej aktivizácie. V štruktúrnej schéme vrchnoproterozoické horniny predstavujú antiklinálny a synklinálny tektonický štýl. V severnej časti etáže vyčleňujeme synklinálu v dĺžke 6 km so smerom jej osi k severovýchodu. Synklinála v juhozápadnej časti je uťatá zlomom sz. smeru. Južná časť etáže je charakterizovaná monoklinálnymi vrásami, ojedinele antiklinálnymi štruktúrami. Prevládajúci severovýchodný generálny smer



Obr. 1 — Prehľadná mapa činnosti Medzinárodnej geologickej expedície v MoER. 1 — územie výskumov expedície, 2 — územie výskumu čsl. terénnej skupiny.

vrstiev s úklonom 25° — 75° , je v niektorých prípadoch vplyvom blokovej tektoniky zjavne odlišný. V štruktúrno-formačnom komplexe vrchného proterozoika — spodného paleozoika vyčleňujeme spodnokambričné kyslé vulkanity, vystupujúce v severnej časti skúmanej oblasti a granity cherlenského komplexu. Cherlenské granity sú výsledkom synorogénnych intrúzií, chronologicky viazaných na hlavné kaledónske pohyby, ktorých kontakt s proterozoickými členmi v danom území je tektonického a intruzívneho charakteru. Intruzívny kontakt je indikovaný zónami metasomatitov. Tektonický kontakt pozorujeme pozdĺž celej línie na styku proterozoika s horninovým komplexom cherulenskej série. Štruktúrno-formačný komplex proterozoika a staršieho paleozoika tvorí fundament mladším stavebným elementom.

Štruktúrna etáž stredného paleozoika

Na fundamente konsolidovanom vplyvom kaledónskych tektonických pohybov v období silúru a devónu pokračovala sedimentácia, ktorá bola ukončená hercýnskym orogénom a patrí ku cherlenskému regenerovanému prehybu jeho strednej a južnej časti. Spodnodevónske členy tvoria zónu severovýchodného smeru, dlhú 26 km pri maximálnej šírke 5—8 km. Flyšoidné sedimenty predstavujú striedanie ílovitých bridlíc, aleurolitov a arkózových pieskovcov, postihnuté slabou metamorfózou regionálneho charakteru. Litológia sedimentov poukazuje na nepokojné sedimentačné prostredie, ktorého dôkazom sú hieroglyfy, šikmé zvrstvenie a náhla zmena zrnitosti sedimentov. Intrúzie bazitov majú charakter malých ložných tiel a sú zviazané s hercýnskymi stredodevónskymi

mi pohybmi. Typickým tektonickým štýlom devónskeho komplexu su plikatívne štruktúry. Vo východnej časti daného územia vyčleňujeme synklinálu širokú 1 km, ktorej krídla padajú pod uhlom 30° — 45° . Os synklinály má severovýchodný priebeh. Vrásy sú kulisovite rozložené. Krídla vrás sú strmo uklonené a v niektorých prípadoch sú prevrátené. Devónsky komplex okrem plikatívnych štruktúrnych foriem je silno postihnutý formami disjunktívnej tektoniky, a to najmä hustou sieťou zlomov severovýchodného a v menšej miere severozápadného a východo-západného smeru. Oba uvedené tektonické štýly tvoria zložitú blokovovrásovú stavbu. Kontakt opísaného komplexu so staršími horninami erendabanskej série a granitmi cherlenského komplexu je tektonický.

Štruktúrna etáž — mladšie paleozoikum

Charakterizovaná je mladohercýnskou granodioritovou intrúziou cenchergolského komplexu, rozšírenou v severovýchodnej časti a molasovými sedimentmi permu. Granodiority sa stýkajú tektonicky pozdĺž výrazného Ichbulagského zlomu sv. smeru s granitmi cherlenského komplexu. Na juhovýchode majú aktívny kontakt s ílovitými bridlicami devónu cherlenskej série v dĺžke 4 km. Intrúzia granodioritov ukazuje na začiatok dlhodobej konsolidácie centrálnomongolskej vrásovej oblasti a tiež na ukončenie činnosti strednopaleozoických regenerovaných prehybov na fundamente vrásového systému. Pre štruktúrny komplex mladšieho paleozoika sú charakteristické vulkanogénno-molasové formácie uldzinskej série, zastúpené konglomerátmi, polymiktnými pieskovecami a ryolitmi subvulkanickej formácie.

Štruktúrna etáž mezozoika

Vývoj murengolského grabenu pokračoval po epeirogenetických a tektonických pohyboch, ktorými bola prerušená sedimentácia. Molasová sedimentácia sa začala v strednom triase. Stratigrafická poloha bazálnych konglomerátov triasu dašibaldžirskej série, v ktorých sa nachádzajú valúny ryolitov uldzinskej série, potvrdzuje stratigrafický hiát medzi permom a stredným triasom. Spodno-strednojurské horniny v danom území sú reprezentované Tengelingjolským a niekoľkými ďalšími malými — granitoidnými masívmi. Plošné rozšírenie opísaných masívov je viazané na zlomy severovýchodného smeru riftového charakteru.

Štruktúrna podetáž mladšieho mezozoika

Zastúpená je bazaltovými lávovými príkrovmi a kontinentálnymi sedimentmi, ktoré budujú grabeny. Delgerchanský a murengolský graben patria k juhozápadnému systému ononskej depresie. Formované sú systémami severovýchodných zlomov typu vnútrokontinentálneho riftu a vyplnené sú cagancabskou vulkanogénnou sériou, dzunbainskou sériou spodnej kriedy a pestrými klastickými sedimentmi vrchnej kriedy. Sklon vrstiev je 5° — 15° smerom do centra grabenov.

Na tektonickej schéme vyčleňujeme tri základné štruktúry (obr. 2) od severu na juh: Severomongolský vrásový systém, Delgerchanský graben a Centrálnomongolský vrásový systém, ktoré sú ohraničené ömnödelgerským, delgerchanským a dundžargalantským hlbinným zlomom.

Severomongolský vrásový systém (I)

V mapovanom území vystupuje v jeho severnej časti v chotogtjnskom bloku (I—1), ktorý buduje staropaleozoická vulkanogénno-porfyroidová formácia spodnokambrického veku.

Delgerchanský graben (II)

Buduje severozápadnú časť skúmaného územia v dĺžke 30 km a šírke 4—7 km. Ömnödelgerský hlbinný zlom ohraničuje graben na severozápade a delgerchanský a dundžargalantský

hlbinný zlom na juhovýchode. Graben je automorfneho typu s amplitúdou skoku jednotlivých kier 50—100 m. Na jeho stavbe sa zúčastňuje andezito-bazaltová formácia strednej jury — spodnej kriedy (cagancabská séria) v okrajových častiach a molasové sedimenty dzunbainskej série spodnej a vrchnej kriedy, ktoré vyplňajú centrálnu časť grabenu. Hlavné, staršie štruktúry sv. smeru, ktoré formovali jeho pozdĺžny charakter, sú pretínané mladšou disjunktívnou tektonikou severozápadného smeru. Z nich najdôležitejšiu úlohu hrá gešegnejský pravostranný horizontálny posun s amplitúdou 0,5 km, ktorý rozdeľuje graben na vyzdvižený tengelingjolský blok (II-1) a poklesnutý cholbonurský blok (II-2).

Centrálnomongolský vrásový systém (III)

Buduje prevažnú časť skúmaného územia. Severnú hranicu tvoria delgerchanský a dundžargalantský hlbinný zlom. Na jeho stavbe sa zúčastňuje bajkalská štruktúrna etáž, štruktúrna etáž staršieho a mladšieho paleozoika a štruktúrna etáž mezozoika. Centrálnomongolský vrásový systém sme rozdelili na bloky, elevácie a grabeny, z ktorých hlavné sú: bajsínobinská elevácia (III-1), murengolský graben (III-2) a cherský regenerovaný prehyb (III-3).

Bajsínobinská elevácia (III-1) sa nachádza v centrálnej časti mapovaného územia a skladá sa z nasledovných blokov: delgerchanský blok (III-1-1), ulančulutský blok (III-1-1-a), cenchirgolský mladohercýnsky blok (III-1-2) a dašibaldžirsky blok (III-1-3).

Delgeröndörský blok (III-1-1) sa nachádza v severnej časti územia. K tejto štruktúre priradujeme granitoidy staršieho paleozoika cherského komplexu, ktoré sú prerážané telami gabroidov a dioritov, patriace spodnému a strednému devónu.

Ulančulutský blok (III-1-1-a) zaberá veľkú časť v juhozápadnej časti delgeröndörskeho bloku, ohraničený na západe delgerchanským, na východe ulančulutským zlomom. Blok je tvorený spodno-strednojurskými granitoidmi.

Cenchirgolský mladohercýnsky blok (III-1-2) sa rozkladá v severovýchodnej časti územia. Od delgeröndörskeho bloku je oddelený delgeröndörským zlomom. Budovaný je karbónskými

mi granitoidmi cenchirgolského komplexu, ktoré prerážajú a zároveň spôsobujú kontaktnú metamorfózu devónskych sedimentov cherlenského regenerovaného prehybu.

Dašibaldžirsky blok (III-1-3) vystupuje v južnej časti bajsinobinskej elevácie, budovaný terigénnymi sedimentmi staršieho proterozoika, ktoré sú prerážané diorit-porfyrmi devónskeho veku, predstavujúce periférne časti dioritových tiel.

Murengolský graben (III-2) vyčleňujeme v juhozápadnej časti skúmaného územia v dĺžke 15 km, šírke 6—7 km. Na severozápade graben je ohraničený dašibaldžirským a na juhovýchode ichecharanurským zlomom hlbinného typu. Na jeho stavbe sa zúčastňuje andezit-bazaltová formácia vrchnej jury-spodnej kriedy ichecharanurského bloku (III-2-2), terigénna a subvulkanická ryolitová formácia permu eberchejchanskej elevácie (III-2-1) a nurentijská synklinála (III-2-3). Opísané bloky a elevácie v grabene sú vyzdvihnuté po zlomoch severovýchodného smeru (šarinuský, eberchejský a ichecharanurský). Osové časti sú vyplnené kontinentálnou ílovito-klastickou formáciou vrchnej kriedy.

Cherlenský regenerovaný prehyb (III-3) sa rozkladá v severovýchodnej časti územia. Jeho západnú hranicu tvoria ichbulagský a čiastočne dundažargalantský zlom. Tvorený je spodnodevónskymi flyšoidnými sedimentmi, ktoré sú prerážané gabroidnými telami stredodevónskeho veku.

Disjunktívna tektonika

V predmetnom území disjunktívne poruchy hrali dôležitú úlohu pri formovaní jeho tektonického štýlu. Vo vzťahu veľkosti a veku zlomov vydeľujeme skupinu hlavných a vedľajších zlomov.

Skupina hlavných zlomov

Ömnödelgerský, tengelegijngolský, delgerchanský, gešegnejský a nurentijský zlom boli vyčlenené na základe geologického mapovania, výsledkov geofyzikálnych meraní a dešifrovania leteckých a kozmických snímkov. Smer prvých troch je severovýchodný. Umundelgerský zlom tvorí hranicu medzi štruktúrami kambria, jury a kriedy s úklonom k juhovýchodu s am-

plitúdou 100—200 m. Tengelengijngolský zlom sa tiahne v strednej časti delgerchanského grabenu a jeho ukončenie je na gešegnejskom zlome severozápadného smeru. Delgerchanský zlom prechádza pravou stranou grabenu v severozápadnom smere a oddeľuje kriedové sedimenty vyplňujúce graben od spodnopaleozoických a spodnostrednojurských granitov bajsinobinskej elevácie s úklonom k severozápadu. Zlomy dešifrované na kozmických snímkach v priestore grabenu sa javia ako vetvy delgerchanského zlomu (obr. 2).

Ulančulutský zlom kontroluje rozšírenie intrúzie spodnojurských granitov.

Opísaný systém zlomov je široko rozvinutý v celom mapovanom území. Zlomy sú poklesového a prešmykového typu. Prevažná časť zlomov severovýchodného smeru sa javí starším systémom oproti zlomom iných smerových systémov. Najdôležitejšími zlomami severovýchodného systému sú: ichbulagský, dunddžargalantský a dašibaldžirský.

Ichbulagský zlom sa výrazne prejavuje na leteckých snímkach fototonom odlišným od kaledonských štruktúr, devónskych sedimentov a variských granitoidov. V severnej časti územia sa zlom prejavuje v teréne výraznou geomorfologickou depresiou s výškovým rozdielom 50—100 m. V strednej časti je indikovaný silnou kataklázou a prekremením granitov staršieho paleozoika. Úklon zlomu je strmý k severozápadu.

Dunddžargalantský zlom kontroluje východnú hranicu delgerchanského grabenu s terigénnymi sedimentmi erdabanskej série. V severnej časti zlomu na základe kozmických snímkov sme vyčlenili tri zlomy severovýchodného smeru, ktoré sa javia ako jeho vetvy.

Dašibaldžirský zlom sa v teréne prejavuje morfológicky a veľmi dobre sa dešifruje na leteckých snímkach. Tvorí tektonickú hranicu medzi bajsinobinskou eleváciou a möröngolským grabenom. Zlom má severovýchodný smer s úklonom k JV s amplitúdou skoku na základe geofyzikálnych meraní do 500 m.

Disjunktívna tektonika severozápadného smeru je charakterizovaná dvoma hlavnými zlomami: gešegnejským a nurentijským. Oba predstavujú horizontálne pravostranné posuny s amplitúdou 0,5 a 0,3 km. Západne od mapovaného územia v predĺžení týchto zlomov v ob-

lasti ložiska Sn, Zn Tugulgutuj Nuru bola prieskumnými vrtmi zistená fluoritová mineralizácia.

Erdenchanský a dunulský zlom patria k hlavným poruchám východo-západného smeru. Sú viazané na spodnopaleozoické granity cherlenského komplexu a indikujú kremeň-metasomatitové zóny, ktoré sa javia na základe výsledkov geochemického mapovania zlatoносnými.

Skupina vedľajších zlomov

Do tejto skupiny zahrňujeme zlomy, ktoré výrazne neovplyvnili tektonický štýl územia. Sú to poruchy sprevádzajúce hlavné systémy zlomov severovýchodného a severozápadného smeru, najmä v spodnopaleozoických granitoch cherlenského komplexu, ktoré spôsobujú ich blokovú stavbu.

Celé demonštrované územie bajsinobinskej elevácie predstavuje tektonicky zložitý systém blokov, ohraničený nepravidelnými plochami

disjunktívnej tektoniky rôznych smerových systémov. Smery najmä neoidne oživených — naložených a novovzniknutých tektonických štruktúr podmienujú spolu s litofaciálnym charakterom hornín morfológickú tvorbu povrchu najmä počas pleistocénnych procesov. V kombinácii s hlavnými zlomami susedných oblastí predstavuje toto územie zložitý štruktúrny element ononskej megaštruktúry.

Literatúra

- CHASIN, A. R. — BORZAKOVSKIJ, J. A. — ZONENŠAJN, L. P. 1973: Geologia Mongolskej narodnej republiky, 2. — Izd. Nedra, Moskva.
- JANŠIN, A. L. et al 1974: Tektonika mongolskej narodnej republiky. — Trudy, vypusk. 9. Izd. Nauka, Moskva.
- МИХАЙЛОВ, А. Е. 1984: Структурная геология и геологическое картирование. — Izd. Nedra, Moskva.

Тектоническое строение байсинобинской елевации в северовыходной Монголии

Резюме

В 1986 г. чехословацкая группа Международной геологической экспедиции провела геологические исследования на территории Умундэлгерского и Джаргалантханского сомонов, примерно в 280 км к востоку от г. Улан Батар. Одним результатом ее работы является тектоническая схема Байсинобинского выступа.

По тектоническому районированию Монголии рассматриваемая территория находится на стыке Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской складчатой области и принадлежит Северо-Керуленскому поднятию.

Геологические образования района, не считая отложений кайнозойской группы, можно подразделить на пять структурно-формационных комплексов.

В среднерифейско-вендское время на площади существовала геосинклинальная Северо-Керуленская структурно-формационная зона. Формирование складчатых структур происходило на протяжении докембрия, раннего палеозоя и позд-

него мезозоя. Наибольшее значение принадлежит позднепротерозойским, ранне-, средне- и верхнепалеозойским структурно-формационным комплексам, формирование которых завершилось в связи с ранне- и позднегерцинской эпохами складчато-блоковых и блоковых движений.

На тектонической схеме четко выделяются три структуры (с севера на юг): Северо-Монгольская складчатая область, Дэлгэрханский грабен и Центрально-Монгольская складчатая область, которые между собой разграничиваются Умундэлгерским, Дэлгэрханским и Дундажаргалантским глубинными разломами.

Северо-Монгольская складчатая область (I). В предели изученной площади заходит лишь своей незначительной частью, получая основное развитие северо-западнее в Хотогтуйском блоке (I-I). Блок в пределах изученного района сложен раннепалеозойской вулканогенно-порфиroidной формацией раннекембрийского возраста.

Дэлгэрханский грабен (II). В северо-западной части изученной площади выделяется позднемезозойский Дэлгэрханский грабен северо-восточного направления. В пределах района прослеживается на расстоянии 30 км и имеет ширину от 4 до 7 км. Северо-западной границей его является Умундэлгэрский, а юго-восточной — Дэлгэрханский и Дундажаргалантский разломы глубинного заложения. Дэлгэрханский грабен состоит из нескольких северо-восточных продольных ступеней, причем от краевых частей к центру они опускаются ступенчато с амплитудой. В строении Дэлгэрханского грабена участвует андезитобазальтовая формация средней юры — нижнего мела (цагандабская свита, а наиболее прогнутые осевые части сложены молассой нижнего (дзунбаинская серия) и верхнего мела. Выходы на поверхность вулканогенных пород крайне ограничены и интенсивно эродированы. Вулканогенные породы цагандабской свиты на северо-западном борту Дэлгэрханского грабена падают к центру под углом 10—15°.

В формировании линейно-вытянутых структур Дэлгэрханского грабена важную роль играли Дэлгэрханский и Дундажаргалантский разломы северо-восточной ориентировки. Основные места среди нарушений северо-западного направления принадлежит Гэшэгнэйскому правостороннему сдвигу, перемещение по которому не превышает 0,5 км. Он разделяет грабен на приподнятый Тэнгэлэнгыйнгольский блок (II-1) и опущенный Холбоонуурский блок (II-2).

Центрально-Монгольская складчатая область (III). Северной границей ее является Дэлгэрханский и Дундажаргалантский разломы. В пределах описываемой области развиты байкальский структурный этаж, структурный этаж средне-верхнепалеозойского этапа разбития и мезозойский структурный этаж. Центрально-Монгольская складчатая область нами разделяется на блоки, выступы и грабены, главными из которых являются: Байсынобинский выступ (III-1), Мурэнгольский грабен ((III-2) и Керуленский регенерированный прогиб ((III-3).

Разрывные нарушения играют огромную роль в формировании структур в пределах исследуемой территории. По отношению размеров и воз-

раста разрывных нарушений можно выделить группу главных и второстепенных нарушений.

Группа главных разломов. Умундэлгэрский, Тэгэлэнгыйнгольский, Дэлгэрханский, Гэшэгнэйский и Нурэнтийский разломы установлены по геофизическим, геологическим и космическим данным. Простираются первых трех разломов северо-восточное. Умундэлгэрский разлом образует в основном границу между структурами кембрийскими, юрско-нижнемеловыми и нижнемеловыми с направлением падения к юго-востоку, с амплитудой 100—200 м. Тэнгэлэнгыйнгольский разлом проходит в средней части Дэлгэрханского грабена и окончание его наблюдаем на поперечном Гэшэгнэйском разломе северо-западного простираения. Дэлгэрханский разлом проходит по правому борту Дэлгэрханского грабена в северо-восточном направлении и отделяет нижнемеловые отложения грабена от нижнепалеозойских и ранне-среднеюрских гранитов Байсынобинского выступа с направлением падения к северо-западу. Отдешифрированные по космическим снимкам разломы северо-восточного направления являющиеся ветвью Дэлгэрханского разлома.

Группа второстепенных разломов. В эту группу объединены те разрывные нарушения, вдоль которых уже не произошли движения, изменяющие общую структуру района, или же разломы, вдоль которых не было крупных смещений. К ним отнесены разломы более низких порядков, сопровождающие главные системы разломов северо-восточного и северо-западного направлений в нижнепалеозойских керуленских гранитах, которыми они раздроблены на блоки. Система локальных крутопадающих нарушений играет подчиненную роль в формировании территории, в связи с незначительной протяженностью и малым распространением, но они часто смещают и осложняют другие системы нарушений.

На основе вышеизложенного, в пределах района работ можно сказать, что отчетливо проявляется главное структурное направление, именно северо-восточное, которое формирует общую структурную картину. Это главное направление совпадает с главными разломами окрестностей района, т. е. с простираением Ононской системы разломов.

С. С. КРУГЛОВ

Методика составления тектонической карты Украинских Карпат, масштаба 1 : 200 000

Высокая степень геологической изученности Украинских Карпат, большие объемы проведенных региональных геофизических и детальных геологоразведочных работ на различные полезные ископаемые (и прежде всего на нефть и горючий газ), сопровождавшиеся глубоким с сверхглубоким бурением, позволяют выполнить здесь картографические тектонические построения в среднем масштабе. Такие работы в последние годы проведены коллективом Украинского научно-исследовательского геологоразведочного института в тесном сотрудничестве с геологами-съемщиками Производственного геологического объединения „Запукргеология“ (г. Львов), в результате которых под редакцией автора и В. В. Глушко составлена и впервые в нашей стране издана многокрасочная «Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000». Авторами ее являются: В. С. Бузов, И. Б. Вишняков, М. А. Вуль, И. Ф. Гермак, В. В. Глушко, Г. Д. Досин, С. С. Круглов, В. В. Кузовенко, М. Г. Приходько, В. Г. Свириденко, Ю. П. Скатынский, С. Е. Смирнов, Я. В. Совчик, В. И. Тарасенко, Ф. П. Темнюк, В. Х. Утробин, В. А. Шакин. Карта издана Геолого-Картографической партией Центральной тематической экспедиции Министерства геологии УССР, возглавляемой И. П. Кутышенко, в 1986 г. Редакторы оформления Т. А. Сидорова, Е. Н. Колейчук, Н. С. РАСТОЧИНСКАЯ и М. А. КАЛАЦЮК.

При составлении «Тектонической карты Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000» авторами были рассмотрены возможности ее построения по следующим критериям тектонического районирования:

- 1 — времени завершающей или главной складчатости;
- 2 — времени становления континентальной коры (по анализу геологических формаций — индикаторов тектонических режимов);
- 3 — формационному составу;
- 4 — тектонической этажности (ярусности);
- 5 — времени формирования доминирующих осадочных и осадочновулканогенных комплексов (по методике Р. Е. АЙЗБЕРГА и Р. Г. ГАРЕЦКОГО);
- 6 — структурным особенностям региона;
- 7 — структурно-формационным особенностям.

При обсуждении перечисленных критериев, с составлением соответствующих мелкомасштабных макетов, выяснилось, что среди авторов карты нет единства взглядов, так как против каждого из предложенных принципов выдвигались вполне обоснованные возражения.

Наиболее удовлетворяющим требованиям составления среднемасштабных тектонических карт сложных складчато-

-покровных областей авторами карпатской тектонической карты признан структурно-формационный критерий, в соответствии с которым разными цветами показываются разные историко-геологические элементы. В условиях Украинских Карпат это, прежде всего, краевой и внутренний прогибы и целая группа структурно-формационных (структурно-фациальных) зон, заключенных между этими прогибами. Почти все эти зоны представляют собой тектонические покровы чехла. Только в Мармарошском массиве выведено на поверхность кристаллическое основание, имеющее сложную глыбово-покровную структуру, и, занимающая срединное положение во флишевых Карпатах, зона Кросно, представляющая собой своеобразный олигоцен-раннемиоценовый прогиб, не имеет отчетливо выраженного покровного облика. Разные мнения имеются по поводу степени шарьирования шовной зоны Пенинских утесов в Закарпатье. По представлениям автора она имеет очень сложное покровное внутреннее строение, новв целом является зоной глубинного разлома, разделяющего Внешние и Внутренние Карпаты, и размах шарьирования не является определяющим в общей ее структуре.

Таким образом, главное, что считается с карпатской карты даже при самом беглом ознакомлении с ней, является четко выраженная продольная тектоническая (структурно-фациальная) зональность, отображенная не традиционными (по времени складчатости) цветами. Подбор гаммы цветов проводился здесь не в строгом соответствии с общепринятой (давно ставшей международной) шкалой. Ведь здесь цвет уже не является показателем времени завершения складчатых процессов, а отражает определенную структурно-формационную автономию той или иной зоны — покрова. Тем не менее историко-геологическое прошлое выделенных зон на выбор цвета в какой-то степени повлияло. Так, самые молодые по времени консолидации тектонические элементы — Закарпатский и Предкарпатский прогибы показаны желтыми тонами, с выделением в их пределах оттенками этого цвета тектонических подзон, что совпадает с общепринятыми принципами изображе-

ния областей кайнозойской складчатости. Близкими друг к другу цветами показаны внутренние флишевые покровы — Черногорский, Дуклянский, Поркулецкий, Магурский и Раховский, как тектонические единицы имеющие много общего по истории геологического развития и по своей структуре.

Резко от них отличается по окраске, выполненная олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями и имеющая общий депрессионный облик, зона Кросно, а также, занимающий самое внешнее положение во флишевых Карпатах, Скибовый покров. И хотя цветами и их оттенками в пределах Внешних Карпат показано 7 различных тектонических зон—покровов I порядка и 16 тектонических подзон—покровов II порядка, тем не менее подбор цветов сделан с таким расчетом, что на карте отчетливо выделяются три основных единицы — Скибовая, Кросненская и Внутренняя флишевая зона, объединяющая собой 5 наиболее внутренних флишевых покровов. Не трудно заметить, что такое грубое районирование практически почти совпадает с тем, что предлагалось в свое время экспедицией МГРИ под руководством А. А. БОГДАНОВА, с той принципиальной разницей, что тогда эти зоны считались не покровами, а автохтонными единицами и общая антиклинальная форма структуры приписывалась для крайних зон, а для центральной — синклиналиная.

В связи с использованием цвета для показа индивидуализированных крупных структурно-формационных зон, оставалась чрезвычайно важная задача отобразить все-таки как-то «историзм» развития последних, чтобы попытаться сохранить отечественную традицию в составлении тектонических карт. Эта задача на карпатской карте решается двумя путями. Во-первых, в легенде карты тектонические зоны сгруппированы в соответствии со временем проявления в них складчатости и эпохи складко- и кровообразования отражены в специальных заголовках над ними. Это, конечно, несколько нарушило географическую стройность в ранжировке тектонических зон, но не в такой степени чтобы отказать от традиционного подхода. Отмеченная потеря

восполняется расположенной в виде врезки цветной мелкомасштабной схемой тектонического районирования, где обозначения зон даны в строгом соответствии с их географическим положением (от платформенного обрамления до Закарпатского прогиба).

Вторым, еще более важным дополнением, раскрывающим историкогеологическую основу тектонической карты, является, здесь же помещенная, многокрасочная схема корреляции тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов в фанерозое и позднем протерозое, которая практически представляет собой схему геодинамики Карпат. Эта схема неоднократно публиковалась, в том числе и в цветном изображении в «Геодинамике Карпат» (Наукова думка, 1985г.), и за недостатком места здесь не приводится. Автору кажется, что подобные или еще более наглядные и выразительные схемы (дополненные условными знаками, отображающими тектонические процессы в интерпретации их с позиций современных геотектонических гипотез) обязательно должны прилагаться к тектоническим картам любого масштаба и любого региона. Они существенно дополняют карты и наличие такой пары способствует быстрому пониманию структуры и истории геологического развития региона, без необходимости изучения объемных объяснительных записок. Для карт, охватывающих слишком большие и гетерогенные регионы, целесообразно составлять две или несколько таких схем.

Структурная этажность внутреннего и передового прогибов Карпат, платформенного обрамления и многоярусность аллохтонных тектонических пластин в Бориславско-Покутском покрове и складчатой области частично отображена путем «просвечивания» верхних, в том числе и надвиговых, структур. Системой цветных изогипс показана структура домиоценовой поверхности в Бильче-Волицкой зоне Предкарпатского прогиба и в Закарпатском прогибе, а также подошва дофлишевого комплекса во Внешних Карпатах, впервые по геофизическим материалам рассчитанной Л.Е. Фильштинским. Глубинное строение над-

виного за Предкарпатский прогиб Скибового покрова также отображено изогипсами. Таким же способом показано строение и подошвы почти всего Самборского покрова (до глубины 7 км), а по кровле эоцена отрисована структура глубинных складок Покутского, Битковского, Майданского и Бориславского покровов II порядка, слагающих Бориславско-Покутский покров I порядка.

Различная степень шарьирования глубинных разломов, в оценке которой не было достигнуто единодушия среди авторов карты, не позволила отобразить их глубинные корни. К тому же, при определенном наклоне поверхности сместителей они занимают разное пространственное положение в зависимости от глубины среза.

Определяющие общий тектонический стиль Карпат — надвиговые структуры должны быть, по мнению составителей, показаны особо выразительными средствами, которые, наряду с цветом, должны подчинять себе все остальные детали строения региона. То есть, надвиговая (шарьяжная) структура должна бы выступать на карте без помощи знаков в легенде, а четко отображаться сама по себе и «бросаться» в глаза даже на значительном расстоянии от карты. В авторском (рукописном) варианте это вполне удачно достигалось изображением фронтальных частей покровов изменением (уменьшением) интенсивности цвета от внешней периферии покрова к внутренней. Этим, давно известным методом отмывки, широко используемым, например, при изображении рельефа, удалось выразительно показать, прежде всего, черепитчатое налегание внутренних покровов на внешние и иллюзия набегавших с юго-запада на северо-восток волн хорошо показывает динамику покровов и их вергентность. К сожалению, картпредприятие не располагает полиграфическими возможностями для воплощения указанного приема и замена постепенной смены интенсивности окраски на 2—3 полосы близких по оттенку проигрывает в выразительности изображения надвигов.

В качестве основного фона тектонической карты принята формационная нагрузка, ко-

торая показана двадцатью пятью условными знаками (в виде крапа). Выделено 10 основных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и целый ряд субформаций, которые (особенно во флише и в молассах) играют роль литолого-фациальных типов разреза. Некоторые формации помимо формы также отличаются и цветом крапа (например, флиш от молассы).

Главным назначением карты является использование ее для прогноза полезных ископаемых и, прежде всего, для поисков глубокозалегающих залежей нефти и газа. В связи с этим локальные складки антиклинального типа на ней показаны подчеркнуто жирными контурами, с отображением условными

знаками структур перекрытых надвигами. Эти структуры, а их число составляет 199, проиндексированы и список их приведен на врезке. Карта включает в себя более 100 условных обозначений, в том числе более 40 цветных, отображающих конкретные тектонические элементы Карпат и магматические образования. Наиболее крупные разломы (33) и разломно-флексурные зоны (9) подписаны непосредственно на карте и их список с присвоенными номерами вынесен в зарамочное оформление. К карте приложен геотраверс освещающий строение Карпат глубиной до 70 км, составленный совместно с Институтом геофизики АН УССР им. С. И. Субботина.

Recenzia

monografickej práce Prof. D. Sc. F. STEINERA a Prof. L. ZILAHÍ-SEBESSA
„Interpretation of Filtered Gravity Maps“

Akadémia Kiadó, Budapest, 1988

Autori v predloženej monografii podávajú ucelený pohľad na riešenie veľmi zložitej problematiky, ktorú predstavuje interpretácia filtrovaných (transformovaných) tiažových máp. I napriek tomu, že v súčasnom celosvetovom rozvoji geofyzikálnych interpretačných metód tento problém nestojí v centre pozornosti, je stále aktuálny, nakoľko v sebe „skrýva“ celý rad dodnes nevyriešených otázok. Navyše, keď transformované mapy tiažového poľa sa stále využívajú, resp. sú jedným zo základných materiálov v geofyzikálnom prieskume. Zvlášť cenná je skutočnosť, že autori pristúpili k riešeniu spomínanej problematiky veľmi zodpovedne a objektívne. Ich snahou je podať reálny obraz o kvalite rôznych filtračných metód, aplikovaných pri separácii tiažového poľa. Na základe týchto poznatkov potom definujú celý rad filtrov s rôznymi filtračnými vlastnosťami.

Dielo je rozdelené do troch hlavných častí, ktoré sú členené do jednotlivých kapitol. Významnú časť tvorí aj jeho pomerne obsiahly dodatok.

Prvá časť monografie je venovaná klasifikácii a praktickej realizácii transformovaných tiažových máp. Pri zatriedovaní týchto máp autori kladli dôraz na dva aspekty: matematický a geofyzikálny. Z matematického hľadiska ich delia na mapy lineárnych a nelineárnych transformácií, z geofyzikálneho na mapy analytického pokračovania tiaže, mapy druhých derivácií tiaže a mapy regionálnych a reziduálnych tiažových anomálií. Dôležitým faktorom je, že autori sa neobmedzili len na popis jednotlivých postupov transformácie tiažového poľa, ale podávajú aj ich kritický rozbor. Rozoberajú teoreticky i prakticky podmienky ich aplikovateľnosti, ich výhody a obmedzenia. Pri riešení realizácie transformovaných tiažových máp sa autori zaoberajú výlučne takými postupmi, ktoré sú založené na integrálnej transformácii typu konvolúcie. Len okrajovo sa dotýkajú filtrácie tiažového poľa vo frekvenčnej oblasti. Toto rozhodnutie pokladám za správne, pretože v geofyzikálnej praxi sa v podstatnej miere využívajú transformované mapy, ktoré sú vypočítané prvým spôsobom, nakoľko druhý spôsob má oproti prvému niekoľko závažných obmedzení. Ako príklad uvediem aspoň jeden.

Transformované mapy získané metódou filtrácie vo frekvenčnej oblasti sa nedajú navzájom napájať vo svojich okrajoch, čo je z praktického hľadiska ich veľká nevýhoda. Autori v tejto časti diela riešia otázku spojené s digitalizáciou a interpoláciou tiažových údajov do pravidelných sietí presnosťou filtračných máp, vykreslovaním izolínií pomocou počítačov, určením a rozborom váhových funkcií niektorých transformačných postupov. Zvlášť cenné sú nimi navrhnuté digitálne filtre s rôznymi filtračnými funkciami $t(x, y)$. V diele sú uvedené aj matice ich koeficientov, čo umožňuje ich okamžité uplatnenie.

Druhá časť knihy sa zaoberá rozborom prenosových (frekvenčných alebo vlnovodľkových) vlastností jednotlivých váhových funkcií $w(x, y)$, nakoľko pomocou nich je možné určiť ich najdôležitejšie filtračné schopnosti. V kapitole 3 autori podávajú tak definíciu týchto váhových funkcií, ako aj ich grafické zobrazenie. V ďalšej kapitole sa podrobne zaoberajú tromi rôznymi spôsobmi výpočtu váhových funkcií filtrov. Určeniu najdôležitejších charakteristík filtrov na základe analýzy ich váhových funkcií je venovaná posledná kapitola tejto časti. Ide o charakteristiky, ako je veľkosť matice filtračných koeficientov, „hlbkové dosahy“, zosilnenie, rozlišovacia schopnosť, nezávislosť na bočných anomálnych účinkoch a pod. Autori vypočítali ďalšie vzťahy pre určenie rôznych „zosilňujúcich“ filtrov, pričom tiež skúmajú ich filtračné schopnosti.

Tretia časť monografie, ktorá je rozdelená do kapitol 6 a 7, sa dotýka problematiky výpočtu transformovaných máp autormi definovanými váhovými funkciami. V kapitole 6 autori venujú pozornosť ich všeobecným vlastnostiam. Najskôr tieto vlastnosti popisujú, potom sa snažia vyriešiť aj problém ich aplikovateľnosti. Zo všeobecných vlastností váhových funkcií filtrov rozoberajú otázky nezávislosti integrálneho vyjadrenia váhovej funkcie uvažovanej pozdĺž horizontálnych rovin na hĺbke, harmoničnosti a normy váhových funkcií a nezávislosti týchto noriem na hĺbke. Aplikovateľnosti navrhnutých váhových funkcií pre transformáciu potenciálových polí pomocou filtrácie je venovaná kapitola 7.

Dodatky 1—8 recenzovaného diela, ako už bolo spomenuté vyššie, tvoria jeho závažnú časť. Sú tu riešené problematiky týkajúce sa priestorových systémov dát Bouguerových anomálií, vzťahu medzi krokom vzorkovania a hĺbkou anomálneho telesa, analytickým pokračovaním v teréne s členitým reliéfom atď. V posledných dodatkoch (6—8) autori publikujú rad koeficientov digitálnych filtrov s tromi rôznymi filtračnými funkciami.

Záverom možno konštatovať, že dielo je napísané na vysokej odbornej úrovni. Je vidieť, že autori sú

erudovanými odborníkmi. Monografia svojím komplexným prístupom k riešeniu problematiky filtrácie ťažových máp predstavuje vynikajúcu pomôcku pre objektívnu interpretáciu transformovaných máp ťažového poľa pomocou metódy digitálnej filtrácie. Dielo je vhodné nielen pre geofyzikov, ale aj pre geológov a do určitej miery aj pre špecialistov výpočtovej techniky. Je len na čitateľovi, ktoré časti monografie si vyberie pre detailné štúdium.

RNDr. Miroslav Bielik, CSc.



**GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 91**

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1990

Vedecký redaktor: RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc.

Zodpovedná redaktorka: IRENA BROČKOVÁ

Jazyková úprava: ALENA ADAMÍKOVÁ

Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

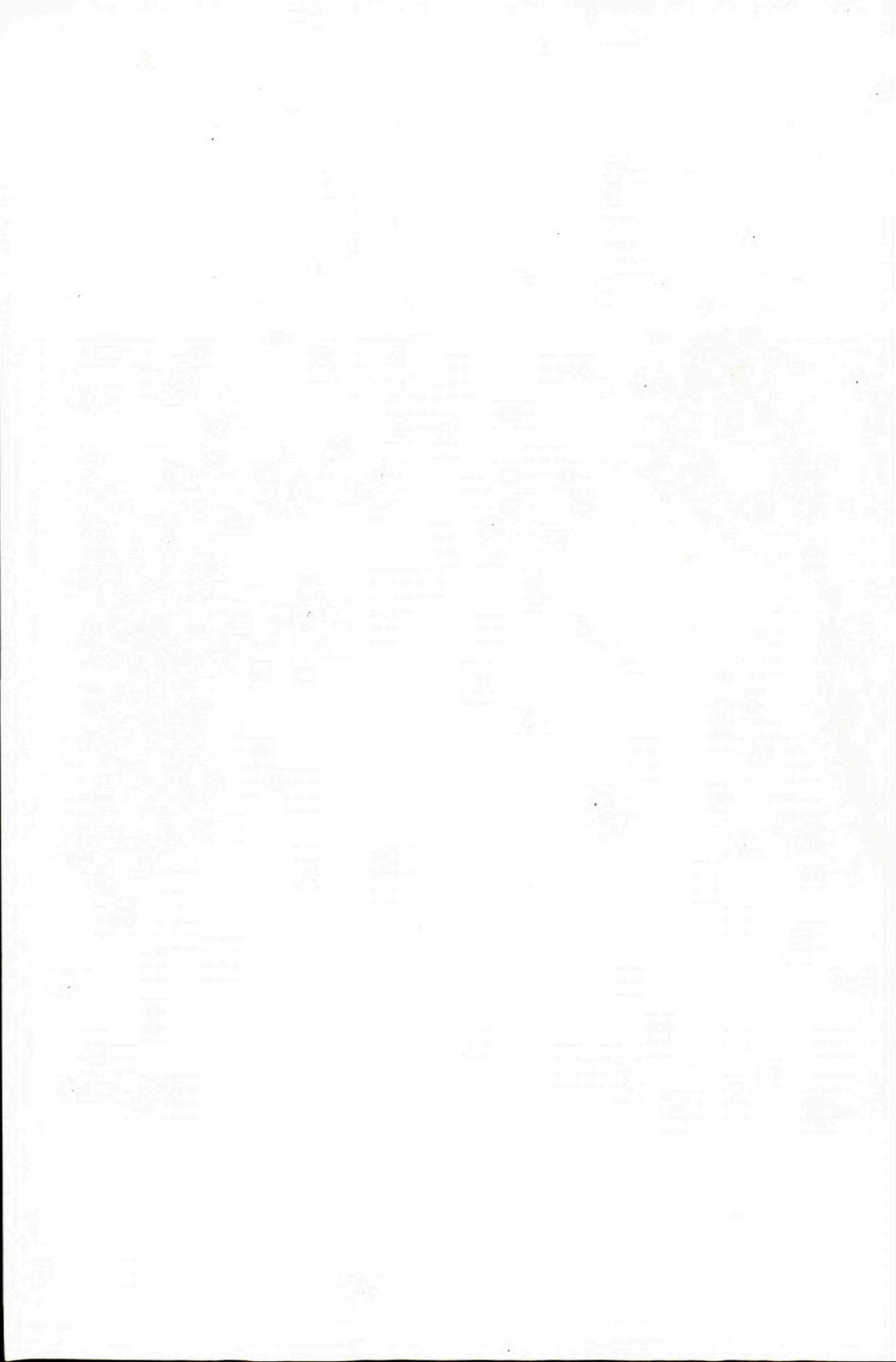
Predklad do angličtiny: EDITA JASSINGEROVÁ

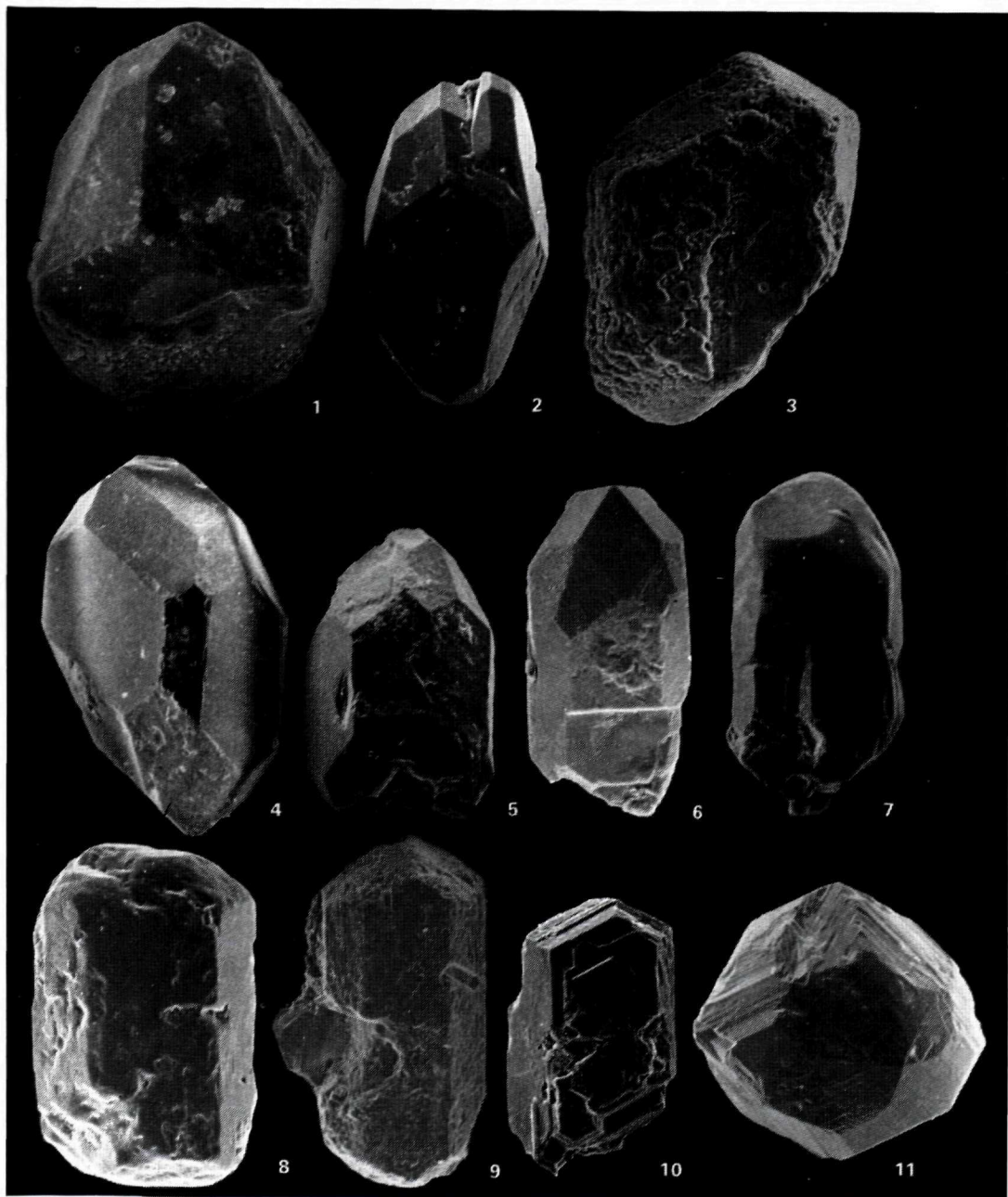
Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., ZT, z. p., závod Svornosť, Bratislava v roku 1990. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1197/1987.

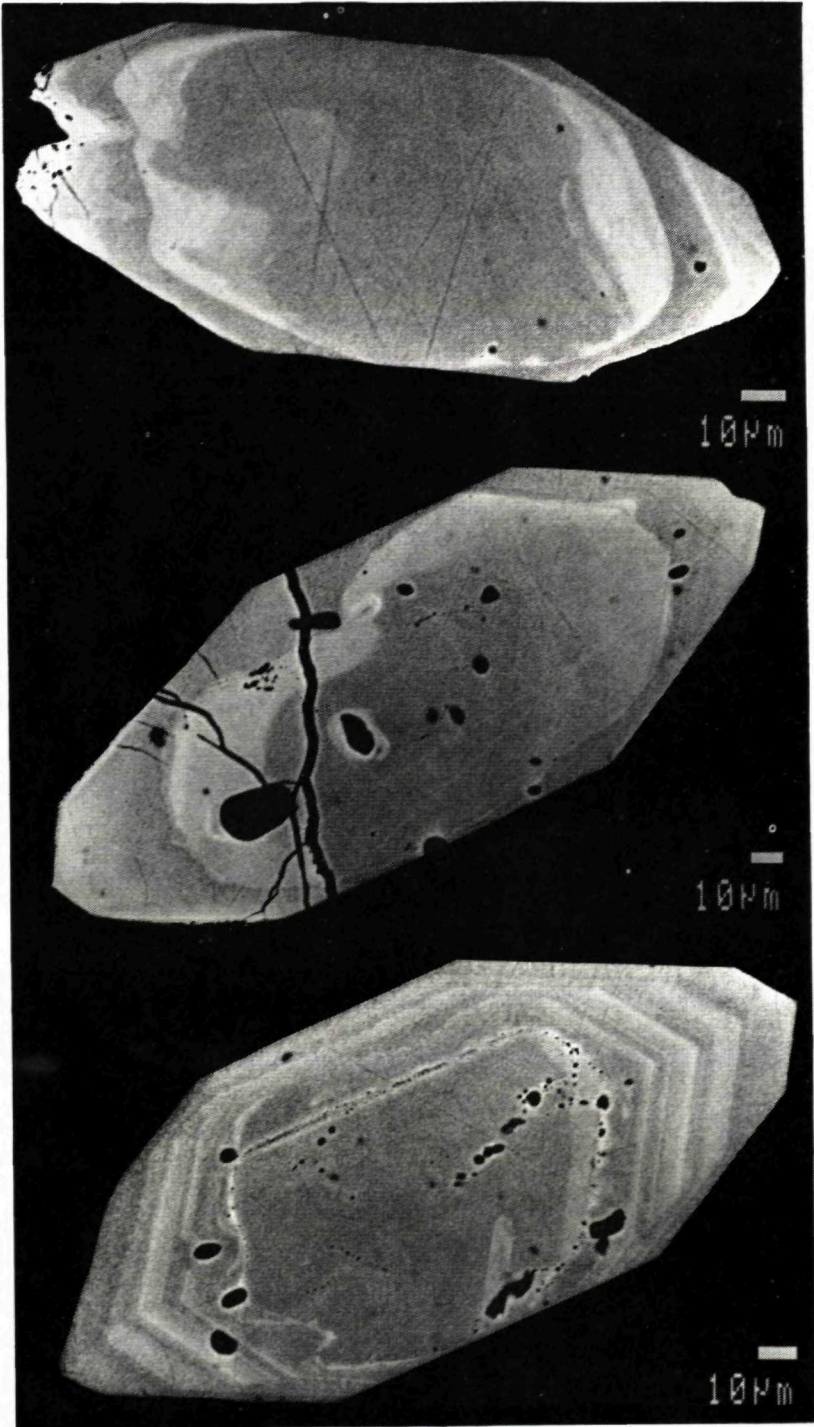
Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 11,22. VH 11,35.

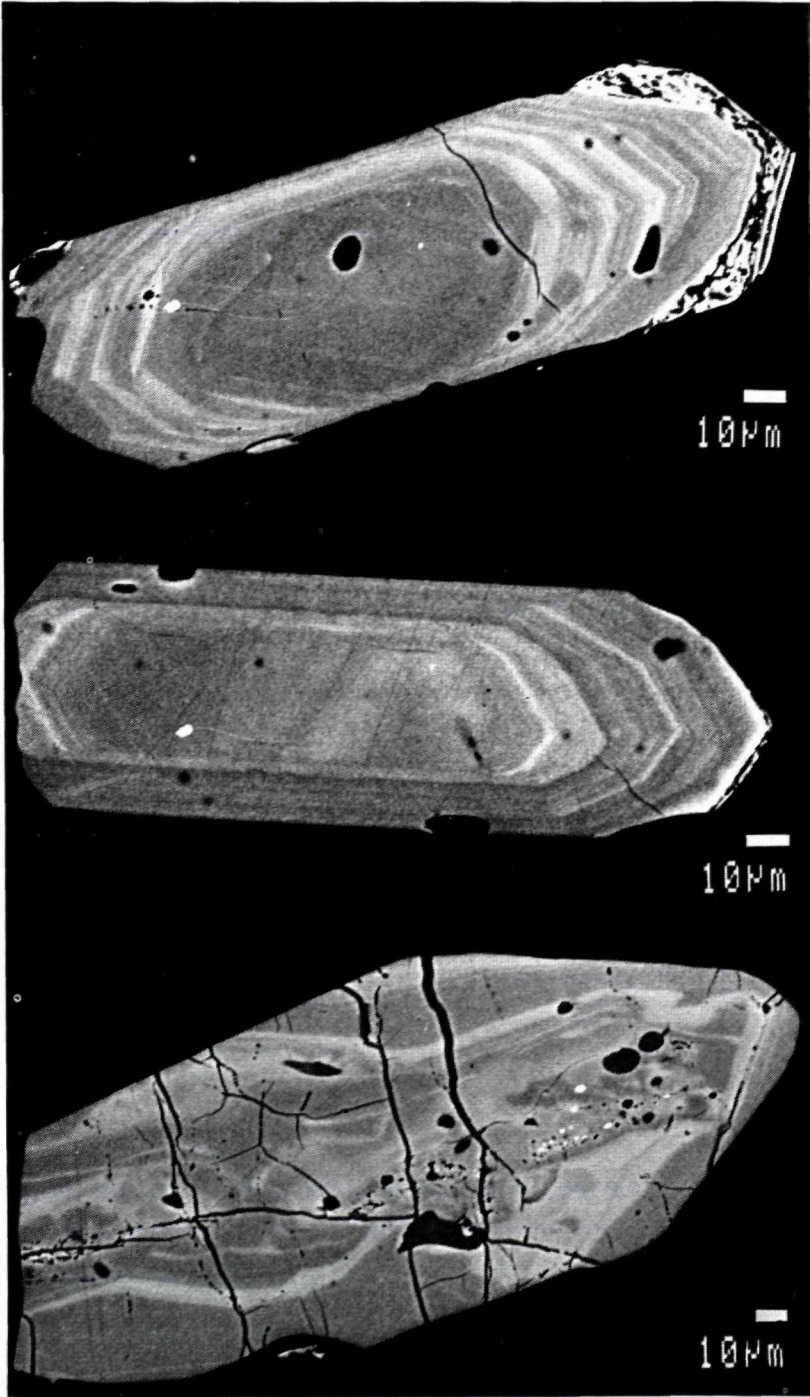
Cena brož. výtł. Kčs 20,—

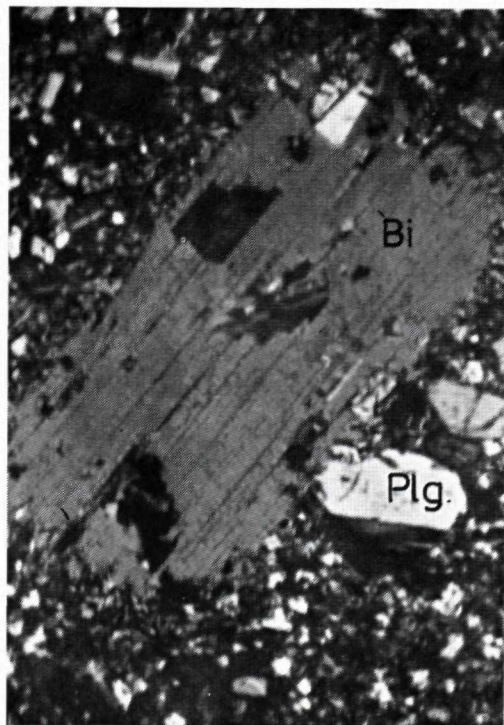
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XII

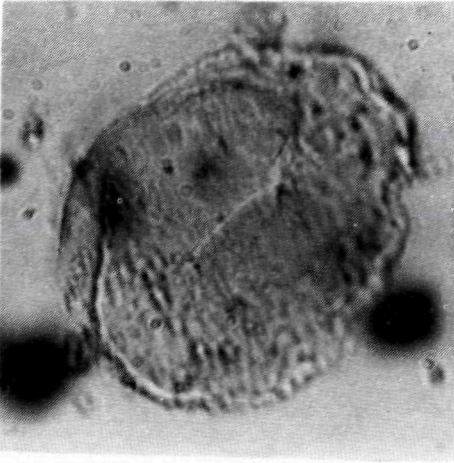




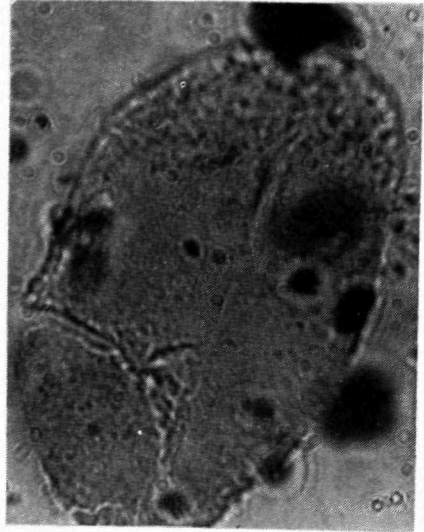




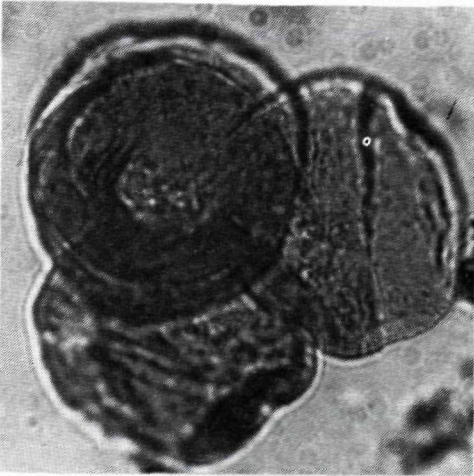




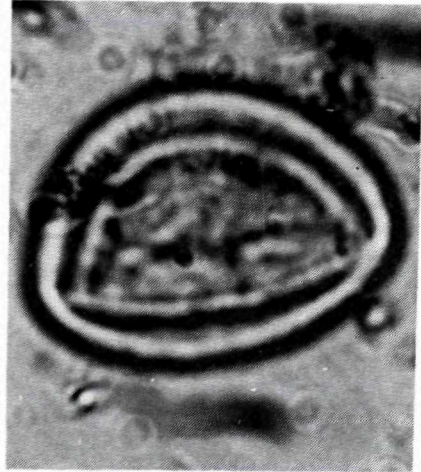
1



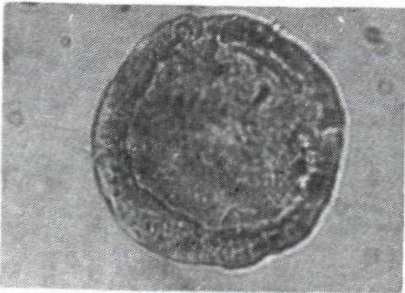
2



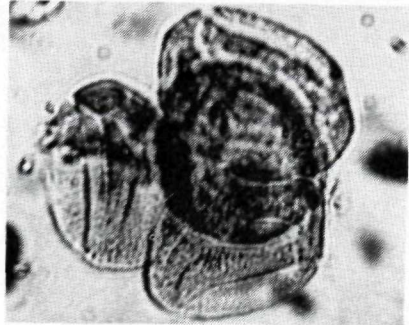
3



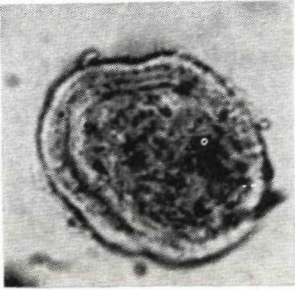
4



5



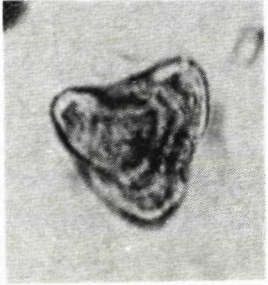
6



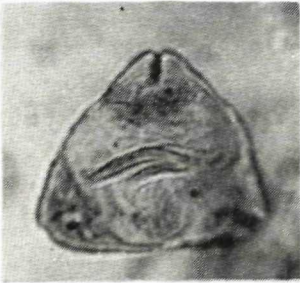
1



2



3



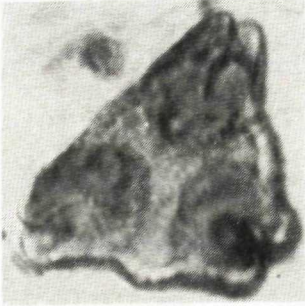
4



5



6



7



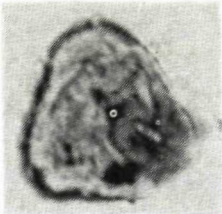
8



9



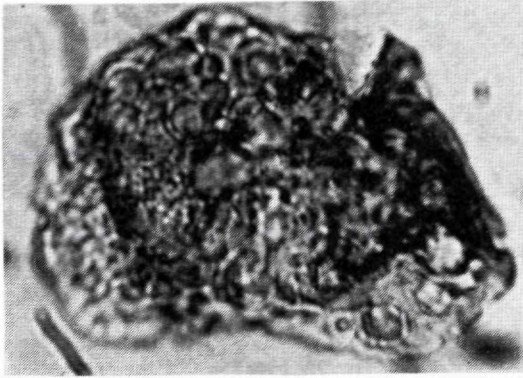
10



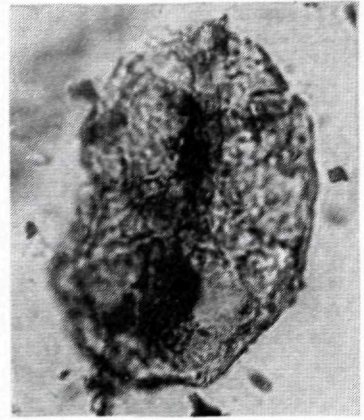
11



12



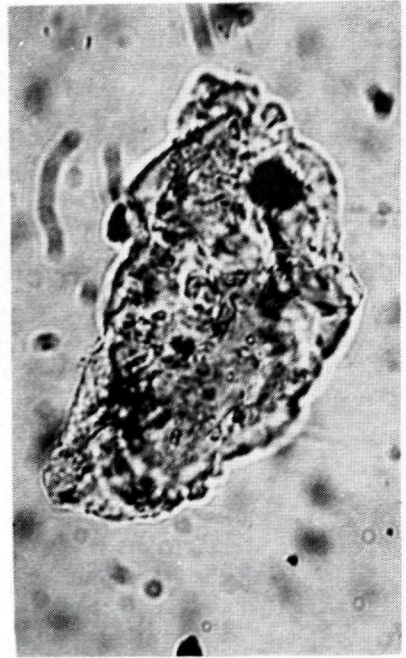
1



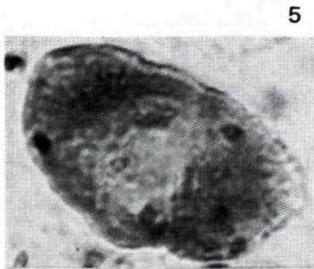
2



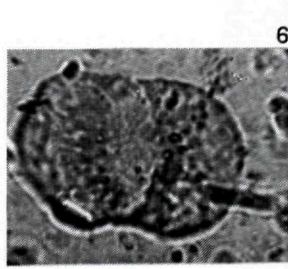
3



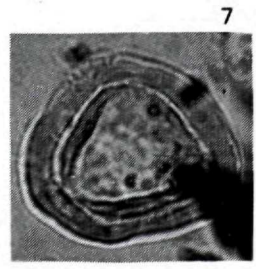
4



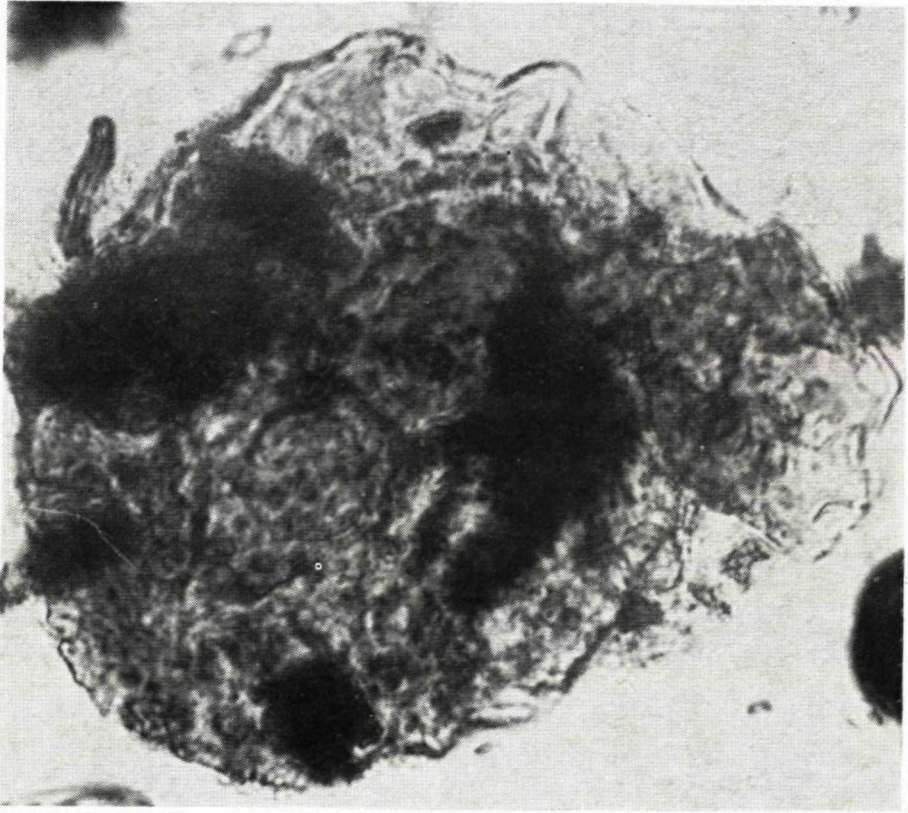
5



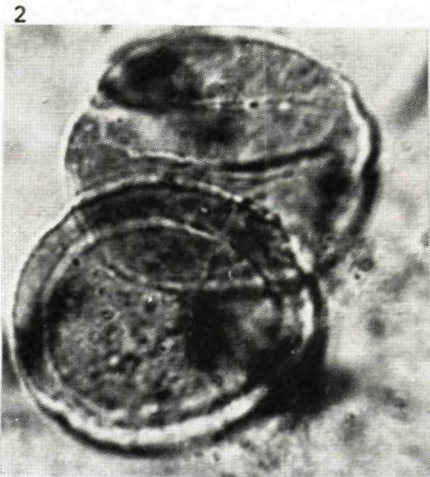
6



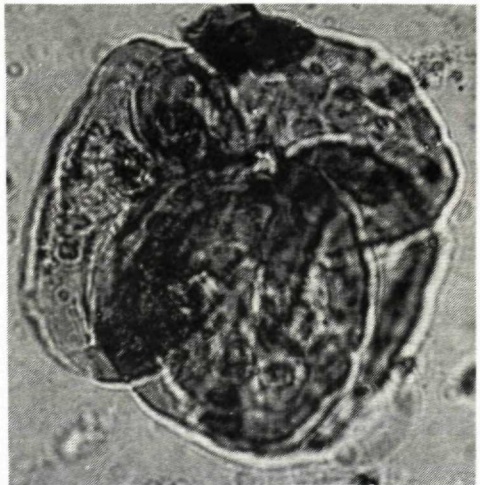
7



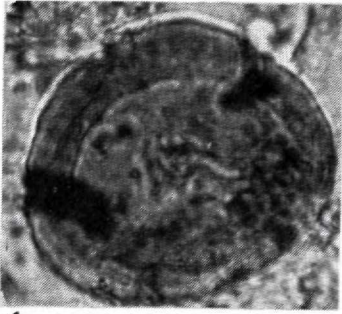
1



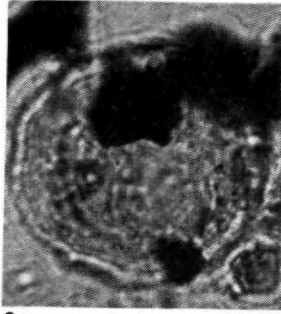
2



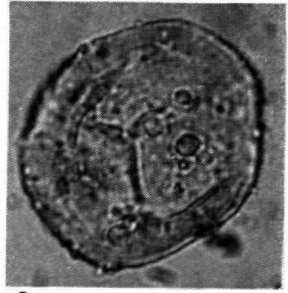
3



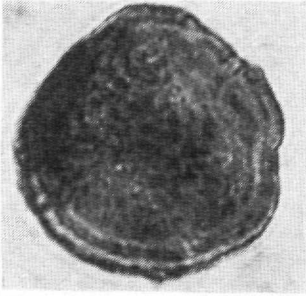
1



2



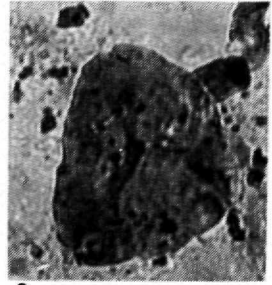
3



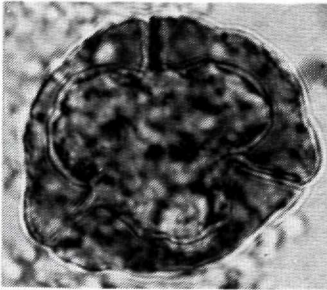
4



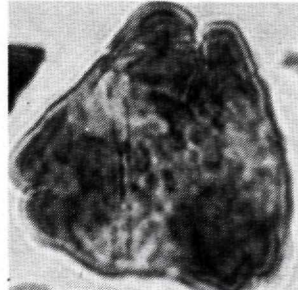
5



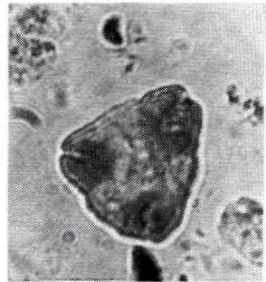
6



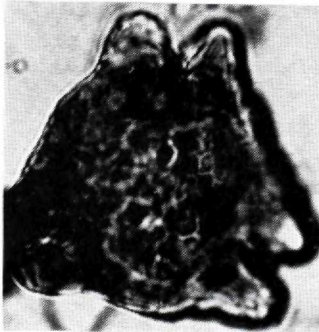
7



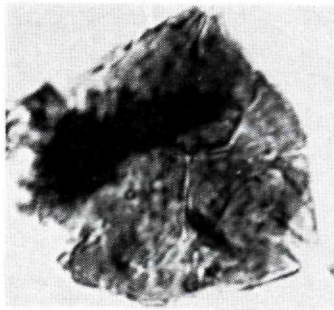
8



9



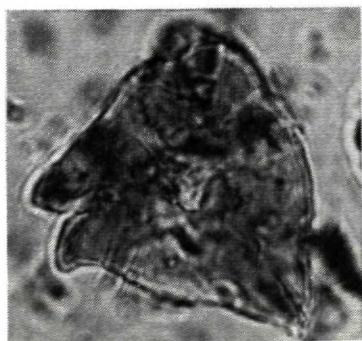
10



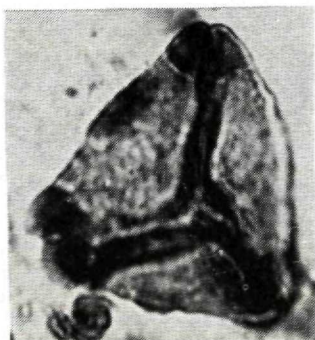
11



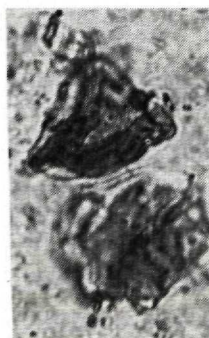
12



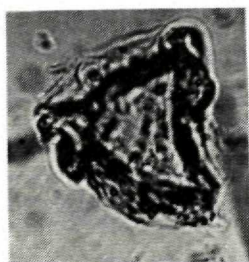
1



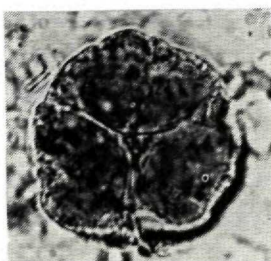
2



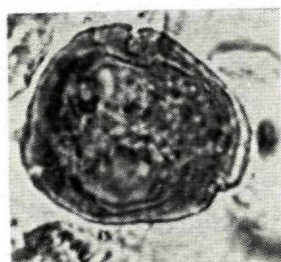
3



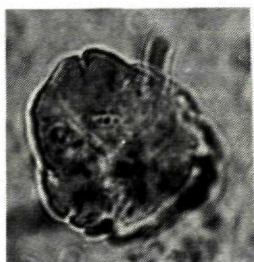
4



5



6



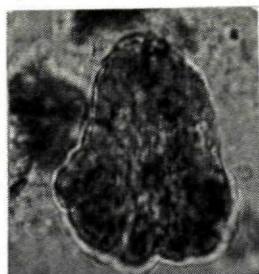
7



8



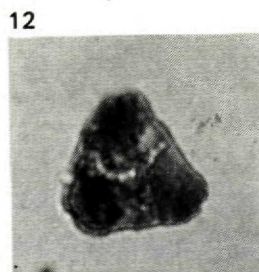
9



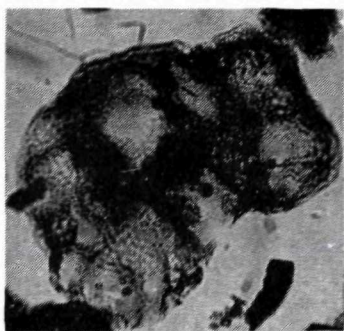
10



11



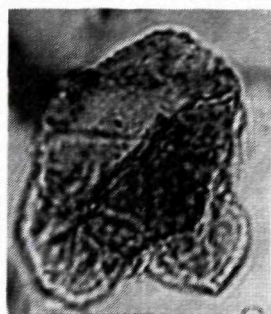
12



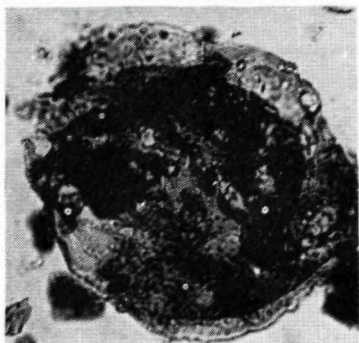
1



2



3



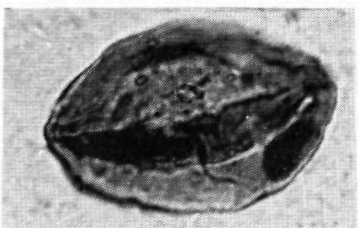
4



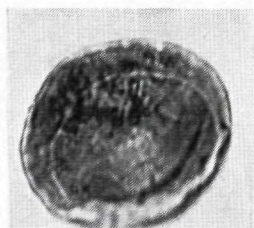
5



6



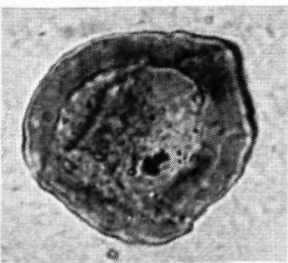
7



8



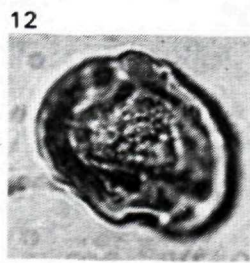
9



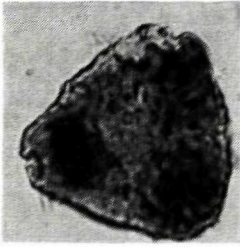
10



11



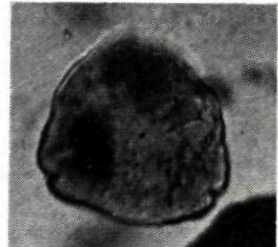
12



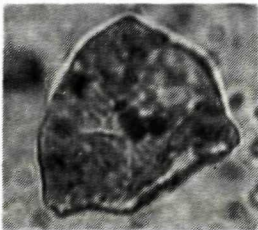
1



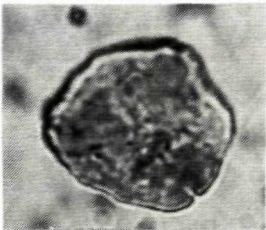
2



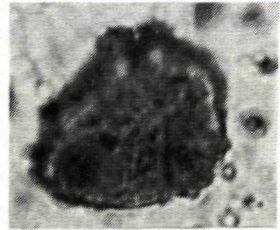
3



4



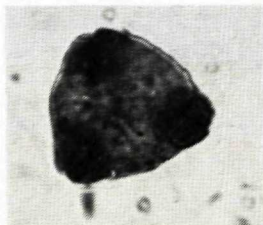
5



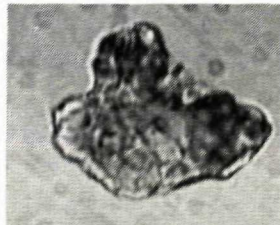
6



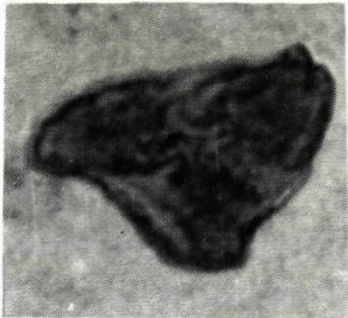
7



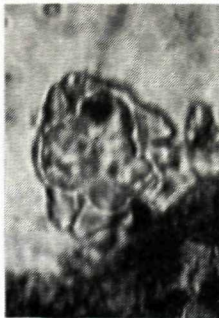
8



9



10



11



12

13196

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynska dolina 1
817 04 BRATISLAVA

l. c. 290/1990