GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 86

NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK

Vedecký redaktor
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DRSc.

Redakčný okruh
RNDr. A. BIELY, CSc., Prof. Ing. F. ČECH, DrSc., člen korešpondent SAV O. FUSÁN, DrSc., RNDr. J. GAŠPARIK, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. M. HARMAN, CSc., Doc. RNDr. D. HOVORKA, CSc., RNDr. Ing. J. KANTOR, CSc., RNDr. M. KALIČIAK, CSc., Ing. E. KULLMAN, CSc., RNDr. M. RAČICKÝ, CSc., RNDr. P. REICHWALDER, CSc., RNDr. O. SAMUEL, DrSc., (predseda edičnej rady). Prof. RNDr. C. VARČEK, CSc., RNDr. I. VAŠKOVSKÝ, DrSc., RNDr. J. VOZÁR, CSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 86

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1987

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1987

Obsah — Contents — Inhalt

KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K.: Hydrotermálne premeny v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Pohronského Inovca — Hydrothermal rock alteration of the volcano-subvolcanic complex of the Považský Inovec Mts. 7
FORGÁČ, J.: Geochémia a genéza hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku — Geochemistry and Genesis of Hydrothermally Altered Volcanic Rocks in Central Slovakia. 39
RADZO, V.: Hydrohalloyzit halloyzit a gibbsit v súvrství košickej štrkovej formácie — Hydrohalloysite Halloysite and Gibbsite in the Košice Gravel Formation 73
JAKABSKÁ, K. — TIMČÁK, G. M.: Príspevok k chemickému zloženiu zirkónov z granitických hornín hodrušského intruzívneho komplexu 101
VÁCLAV, J.: Výsledky pôdnej geochemickej prospekcie z oblasti Rochoviec — Preliminary Results of Soil Geochemical Prospection in the Region of Rochovce 111
POLÁK, M. — PLANDEROVÁ, E.: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska — Contribution to Upper Triassic lithostratigraphy of the Branisko Mts. 133
GAÁL, Ľ.: Súčasné otázky stratigrafie meliatskej skupiny — Present Problems of the Meliata Group Stratigraphy 143
GROSS, P. — KÖHLER, E.: O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma — On Eocene Transgression in Orava Stretch of the Klippen Belt 157
WUNDER, D.: Príspevok ku granitovej tektonike Krivánskej Fatry — Contribution to granit-tectonics of Krivánska Fatra Mts. 165
REPČOK, I.: Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po štiepení uránu — Age of some Krupinská planina Burda and Cerová Vrchovina volcanic rocks by the fission track method 173
MICHALÍK, J. — BORZA, K. — SNOPKOVÁ, P. — SVOBODOVÁ, M. — VAŠÍČEK, Z.: Súčasné trendy v stratigrafii spodnokriedových útvarov a ich aplikácia na Západné Karpaty. . 179
SALAJ, J.: Súčasné trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia na Západné Karpaty 197
Zomrel A. Nemčok 211
Za RNDr. Karlom Žeberom, DrSc. 213
VAŠKOVSKÝ, I.: Recenzia: Paleogeografija Evropy za poslednych sto tysjač let (Atlas monografija) 215
VASS, D.: Recenzia knihy: Tamás Báldi: Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary 219
ILAVSKÝ, J.: Recenzia knihy Peter Sonnenfeld: Brines and Evaporites Academic Press Inc. Orlando — San Diego — New York — London — Toronto — Montreal — Sydney —Tokyo 1984 221
GAŠPARIK, J.: SEMENENKO, V. N.: Stratigrafická korelácia vrchného miocénu a pliocénu východnej Paratetýdy a Tetýdy 221

Geologické práce, Správy 86, s. 7—37, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Eva Karolusová — Karol Karolus

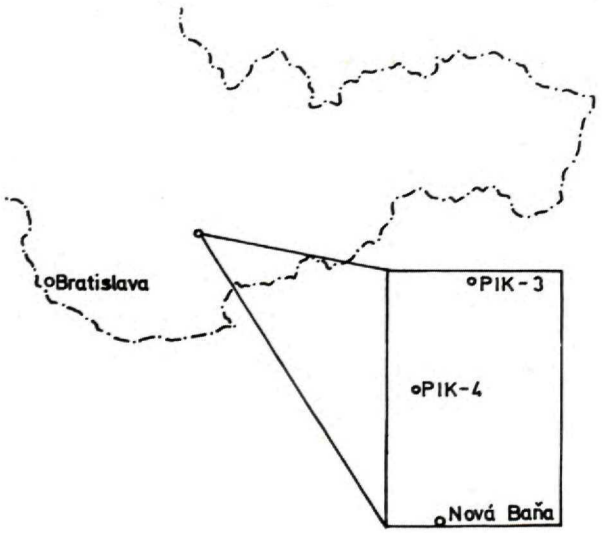
Hydrotermálne premeny v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Pohronského Inovca

19 obr. v texte, 2 fotogr. tabuľky, anglické resumé

Abstract. The work brings new informations on montmorillonitization and low-temperature mineralization of andesites and diorite porphyries in the region north of Nová Baňa. Illite, montmorillonite, ± kaolinite were determined as main components in argillites, following low-temperature minerals were discovered: barite, carbonates, quartz with tourmaline and β-quartz.

Úvod

Novobansko-kľakovskú vulkanicko-tektonickú zónu severne od Novej Bane budujú horniny vulkanicko-subvulkanického komplexu Kyzového potoka (KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1983). Hlavným stavebným prvkom tohto



Obr. 1 Lokalizácia vrtov PIK–3 a PIK–4

RNDr. E. Karolusová, CSc., RNDr. K. Karolus, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 81704 Bratislava.

komplexu je stratovulkanická stavba preniknutá početnými subvulkanickými telesami dioritových porfýrov*. Ich spoločným znakom je značná dekompozícia hornín — propylitizácia, argilizácia a slabá nízkotermálna mineralizácia.

Argilizácia a sprievodná nízkotermálna mineralizácia v dvoch vrtoch sú predmetom tejto štúdie (obr. 1).

Skúmané územie nesie výrazné znaky tektonického preťaženia. Prejavilo sa to vznikom tektonických poruchových pásiem hrubých niekoľko desiatok metrov; niektoré sú intenzívne mineralizované a argilizované. Horniny sú spravidla diaklázované.

V diaklázovaných úsekoch skúmaného vrtu PIK-3 sa vyskytuje aj pyritizácia a kalcifikácia. V okolí prenikania andezitových dajok do dioritovo-porfýrového komplexu sa tiež uplatnila zvýšená mineralizácia. Vytvorené premeny a sprievodná mineralizácia sú hydrotermálneho pôvodu v nízkoteplotných podmienkach.

Prejavy nízkoteplotnej mineralizácie sa vyskytujú aj vo vrte PIK-4. Premenené a mineralizované teleso dioritového porfýru postupne smerom k povrchu prechádza v argilit. Aj relikty dioritového porfýru v argilitoch obsahujú žilky nízkoteplotných minerálov.

Mineralogická charakteristika vrtu PIK-3

Vrt PIK-3 severne od Novej Bane pri osade Majere-Pavkov Báň bol hĺbený do 150 m; názorne dokumentuje základné črty geologickej stavby, skúmané hydrotermálne premeny a nízkoteplotnú mineralizáciu v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Kyzového potoka (obr. 2).

Geologický profil vrtu:

0,0—8,40 m	Lesná zemina, ílovito-piesčitá hlinitá zemina, hlinito-kamenitá sutina.
8,4—22,4 m	Pyroxenický andezit za čerstva sivočierny, miestami hnedastý až hrdzavohnedý, tektonicky diaklázovaný.
22,4—50,0 m	Hydrotermálne premenený — argilizovaný andezit piesčito-ílovitej konzistencie, farby sivej, za vlhka plastický, hojne pyritizovaný.
50,0—74,0 m	Propylitizovaný pyroxenický andezit farby svetlo- až tmavosivej, tiež sivohnedej alebo sivozelenej, čiastočne diaklázovaný, prestúpený vlásočnicami až žilkami karbonátov a kremeňa s pyritovým popraškom na odlučných plochách, na viacerých dekomponovaný až dezintegrovaný na ílovito-piesčitú drobivú masu.

* Názov „dioritový porfýr" tu užívame vo významovom spojení s horninou a štruktúrou.

74,0—89,0 m Hydrotermálne premenený — argilizovaný andezit ílovito-piesčitej konzistencie, farby sivej, za vlhka plastický.

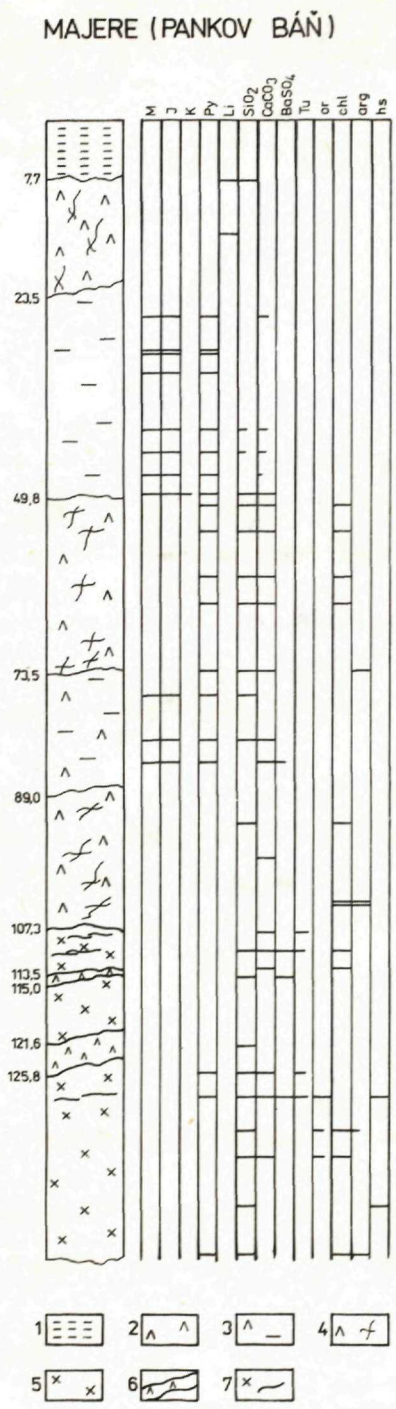
89,0—107,0 m Propylitizovaný pyroxenický andezit farby sivej, s karbonátovými a kremennými žilkami, diaklázovaný podľa 80—90° naklonených plôch určovaných piesčitými až drobnoúlomkovitými zónami.

107,0—150,0 m Dioritový porfýr propylitizovaný, farby sivozelenej, hnedozelenej, zelenej, preniknutý karbonátovými a kremennými žilkami až vlásočnicami s pyritovou impregnáciou. Karbonátové žilky sú na viacerých miestach zhrubnuté až do hrúbky 1 cm, vyznačujú sa silnejšou pyritizáciou a prebiehajú podľa 80—90° naklonených plôch. Dajka dioritového porfýru je preniknutá zónami drvenia vyplnenými rozloženou masou piesčitej konzistencie, hrubými 10—50 cm, v jednom prípade až 250 cm, čiastočne podľa sklonu 30—45° alebo i 70—90°.
Premenený dioritový porfýr pri 114 m a 121—125 m je preniknutý dvoma dajkami hyperstenicko-augitického andezitu. Dajky majú mandľovcovú textúru. Dioritový porfýr v okolí andezitových dajok je premenený — v podloží silne chloritizovaný a argilizovaný. Celý úsek je hojne pyritizovaný.

Ako vyplýva z geologického profilu, v podstate ide o striedanie úsekov propylitizovaných a argilizovaných pásiem. Najspodnejší úsek dioritového porfýru s obidvoma andezitovými dajkami (107,0—150,0 m) sa vcelku prejavuje propylitizáciou. Bazálna časť nadložného andezitu v úseku 89,0—107,0 m sa vyznačuje tiež propylitizáciou. Vyšší úsek 74,0—89,0 m je intenzívne argilizovaný. Nad ním ležiaci úsek 50,0—74,0 m je opäť propylitizovaný, kým úsek 22,4—50,0 m sa vyznačuje argilizáciou. Najvrchnejší úsek tvorí silne rozpukaný pyroxenický andezit, ktorý je v porovnaní so spodnejšími úsekmi pomerne čerstvý.

Dajkové telesá hyperstenicko-augitického andezitu prenikli do dioritovo-porfýrového komplexu na dislokáciou oslabených miestach, kadiaľ zároveň prenikli aj nízkoteplotné hydrotermy. Preto sa pasáže dioritového porfýru vyznačujú intenzívnou dekompozíciou pôvodných minerálov. Prejavuje sa to argilizáciou mikroalotriomorfnej, miestami tiež mikrohypidiomorfnej základnej hmoty. Porfyrické výrastlice, ktoré pôvodne zodpovedajú oligoklasom, sú tiež argilizované, pričom sa v nich miestami vytvorili drobné hydrosľudy. V dioritových porfýroch sa hojne vyskytuje sekundárny kremeň. Vytvára rytmicky narastajúce výplne (napr. pri 149,7 m), pričom zatláča i porfyrické výrastlice (napr. pri 136,7 m). Pyroxény sú intenzívne chloritizované alebo chloritizované a karbonatizované. Biotity sú chloritizované v celom úseku dioritového porfýru. V úsekoch pri 128,5 m a 136,7 m sa v jeho štiepnych trhlinkách vyskytuje ortit, ktorý tu mohol vzniknúť v styku s intrudujúcou andezitovou dajkou.

Dioritový porfýr medzi dvoma andezitovými dajkami (úsek 115,0—121,4 m) je úplne rozložený a preniknutý sekundárnym kremeňom.



V najvyšších úsekoch (107,0—112,5 m) je hornina natoľko rozložená, že jej pôvodný typ sa určuje ako dioritový porfýr len na základe reliktov biotitu. Je tiež intenzívne preniknutá nízkotermálnymi žilkami.

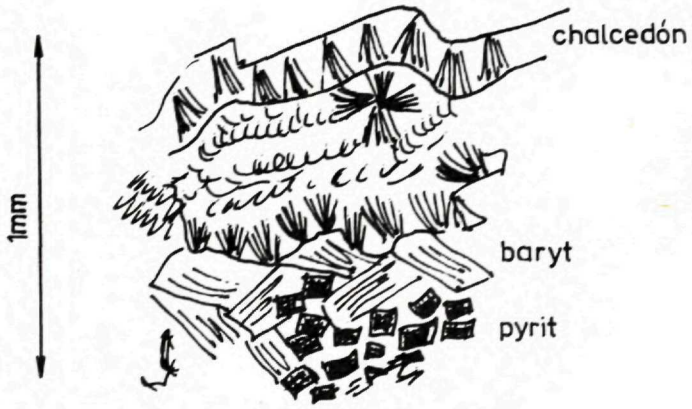
V dajkách pyroxenických andezitov pôvodné porfyrické výrastlice zatlačuje sekundárny kremeň. Vo vrchnejšej dajke pri 114,0 m mandľovcové dutinky vypĺňuje baryt. I drobné žilky prenikajúce dajkami sú tvorené kryštalickým barytom, karbonátom, pyritom a sporadicky i drobnosférolitickým chalcedónom (obr. 3).

Prejavy nízkotermálnej mineralizácie dioritového porfýru názorne dotvárajú i hojné dobre makroskopicky viditeľné 1—2 mm hrubé žilky alebo hniezda. Niektoré z nich majú monominerálny chloritový alebo aj karbonátový obsah. Iné žilky majú viacminerálový obsah. Ich základnou črtou je rozdielna súmernosť, nepravidelné narastanie jednotlivých minerálnych zón, ktorých výplň sa lokálne mení a často nadobúda až rozptýlený charakter. Napr. pri 107,5 m sa žilka skladá z drobných karbonátov s hniezdami sférolitického chalcedónu, pričom je stred žilky vyplnený hrubšiekryštalickým kalcitom. V tejto žilke na jej styku s materskou horninou sú miestami rozmiestnené turmalínové „slniečka". Na inom mieste v žilke pri 110,1 m, hrubej 2 mm, sa vyskytujú hniez-

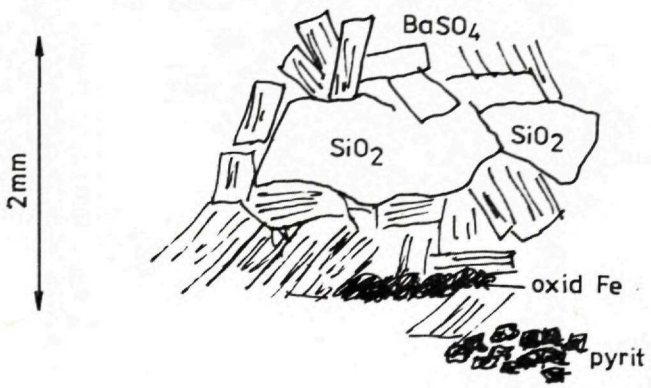
Obr. 2 Geologický profil vrtu PIK–3
1 — kvartérna skrývka, 2 — pyroxenický andezit, 3 — argilizovaný andezit, 4 — tektonicky rozbitý andezit, 5 — dioritový porfýr, 6 — dajky pyroxenického andezitu, 7 — kremenno-karbonátové žilky až vlásočnice v dioritovom porfýre, M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Py — pyrit, Li — limonit SiO_2 — kremeň, opál, prekremenenie, $CaCO_3$ — kalcit, $BaSO_4$ — žilný baryt, Tu — turmalínové slniečka, Or — orlit, chl — chloritizácia, arg — argilitizácia, hs — hydrosľudy.

da, v ktorých sa navzájom prerastajú kryštály barytu, hrubozrnného alebo až drobnozrnného kremeňa, miestami tiež s hematitom a pozdĺž okrajov i s pyritom (obr. 4a). V inej časti tejto žilky sa k týmto minerálom pridružuje ešte karbonát, miestami narastajúci na veľkých bipyramídach kremeňa.

Ďalšiu 1 mm hrubú žilku pri 110,1 m sfarbenú do červena tvorí hematit. Pozdĺž jej vonkajších okrajov je na styku s horninou uložený drobnozrnný kremeň, ktorý je husto preniknutý ihličkami a slniečkami turmalínu. Na inom mieste tejto 1 mm hrubej žilky, pri 110,1 m, je vonkajšia zóna tvorená hrubokryštalickým alotriomorfným kremeňom, ktorý je miestami pozdĺž okrajov prerastený ihličkami turmalínu; priestory medzi alotriomorfným kremeňom vypĺňa sférolitický chalcedón.

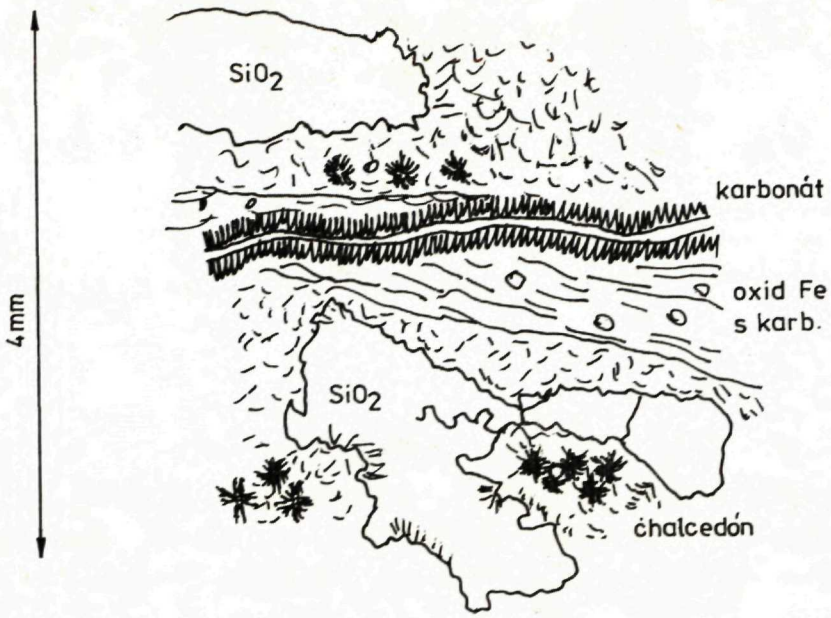


Obr. 3 Schematický nákres minerálnej výplne žilky v PIK–3/114 m



Obr. 4a

Obr. 4a, b Schematický nákres minerálnej výplne žilky v PIK–3/110,1 m



Obr. 4b

Vnútornejšiu zónu tvoria drobnokryštalické až amorfné karbonáty s oxidmi železa. Stredná zóna je tvorená vláknitým karbonátom, uprostred nej prebieha otvorená puklina (obr. 4b).

Výnimočne pravidelná minerálna zonalita sa vyskytuje v žilke pri 126,3 m; pozdĺž obidvoch vonkajších okrajov ju lemuje kryštalický pyrit. Vnútornejšiu zónu tvoria drobné kryštáliky barytu a kremeň s turmalínom, ďalej hrubokryštalický kalcit, opäť kremeň s turmalínovými pavučinkami a slniečkami. Najvnútornejšiu zónu tvorí tiež kremeň (obr. 5a). Iná časť žilky je vyplnená drobnokryštalickým kremeňom s turmalínom a hrubokryštalickým kalcitom i hrubokryštalickým kremeňom (obr. 5b).

Prejavy nízkohydrotermálnej mineralizácie vo výplni niekoľkých žiliek z dioritového porfýru nasvedčujú, že cirkulujúce hydrotermy sa len pomaly ochladzovali. Výskyt barytu podmieňujú ióny SO_3 a Ba, prejavy turmalínovej mineralizácie poukazujú na obsah bóru v roztokoch. Ich výskyt na vonkajších zónach blízko styku s materskou horninou je výsledkom ich ranej kryštalizácie z hydroterm. Niekoľkokrát sa opakujúce zóny s kryštálmi karbonátov a kremeňa sú výsledkom opätovnej cirkulácie hydroterm s rovnakým minerálnym obsahom, z ktorých mohli za postupného chladnutia kryštalizovať aj väčšie kryštály kremeňa a kalcitu.

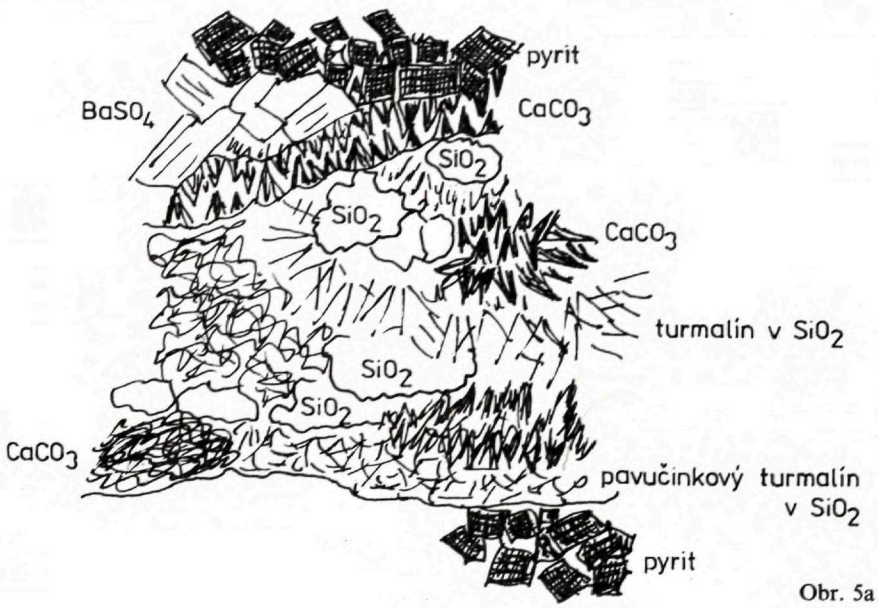
Časté miestne zmeny minerálnej výplne žiliek v dioritových porfýroch neposkytujú dostatočne presné podklady pre riešenie podrobnejšieho sledu minerálov.

Vyššie ležiaci úsek vrtu (89,0—107,0 m) je reprezentovaný propylitizovaným

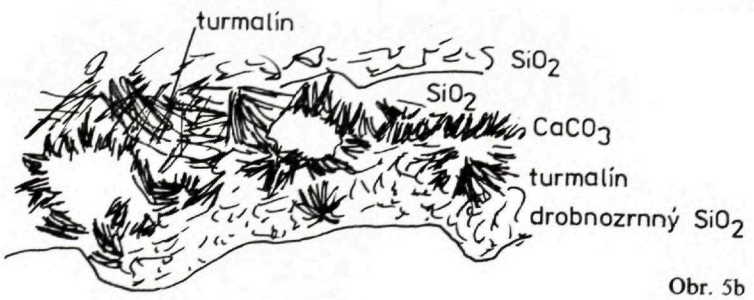
andezitom, ktorý pôvodne zodpovedá pyroxenickému andezitu. Tento vytvára zóny s úplne dekompovanými horninami s konzistenciou drobnoúlomkového až ílovito-piesčitého rozpadu. Je silne chloritizovaný a husto prestúpený množstvom vlásočnicových karbonátovo-kremenných žiliek a pyritovou mineralizáciou.

Ďalší úsek vrtu (89,0—74,0 m) predstavuje argilizovaný andezit, za vlhka slabšej plasticity, farby sivej. Rozbormi DTA a RTG sa potvrdilo, že sa prevažne skladá z montmorillonitu, menej illitu. Z neílových minerálov je v hornine prítomný pyrit, kalcit a kremeň (obr. 6).

Vyšší úsek vrtu (50,0—74,0 m) je tvorený menej dekomponovaným andezitom — propylitom, v ktorom možno pozorovať relikty porfyrickej štruktúry. Je prestúpený hustou sieťou vlásočnicových kremenno-karbonátových žiliek



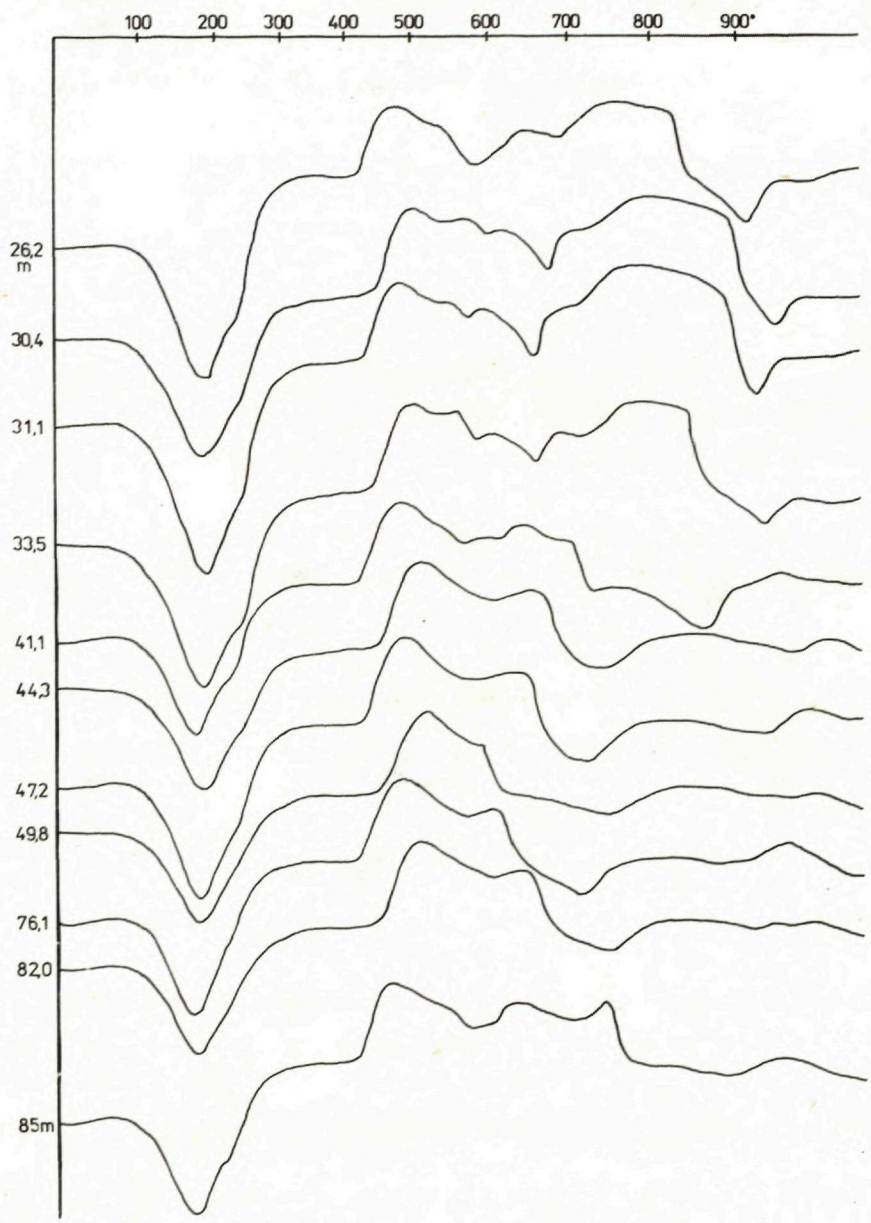
Obr. 5a



Obr. 5b

Obr. 5a, b Schematický nákres minerálnej výplne žilky v PIK–3/126,3 m

a miestami sa rozpadáva na zóny rôzneho stupňa dekompozície. Z premien sa tu prejavuje chloritizácia, silicifikácia; karbonatizácia výplne drobných dutiniek tvorí alotriomorfný kremeň.



Obr. 6 Krivky DTA ílových minerálov v PIK-3 (74 – 89 m a 22 – 50 m)

V predposlednom úseku (22,4—50,0 m) je andezit úplne dekomponovaný až do štádia argilizácie. Argilit je sivej farby. Bol identifikovaný analýzami DTA a RTG (obr. 6). Obsahuje zoskupenie minerálov typických pre hypergénny rozklad vulkanických hornín, a to montomorillonit, menej illit, pyrit so stopami kalcitu a kremeňa.

Najvrchnejší úsek od 22,4 m vyššie rezprezentuje silne diaklázovaný andezit, ktorý má vzhľad takmer nepremenenej horniny. Makroskopické hnedé až hrdzavohnedé sfarbenie potvrdzuje mikroskopicky pozorovaná limonitizácia. Ojedinele možno pozorovať aj silicifikáciu.

Chemické zloženie premenených hornín vo vrte PIK-3

V súlade s premenami sa zmenilo aj chemické zloženie pôvodných hornín. Zastúpenie kysličníkov (Tab. 1, obr. 7) potvrdzuje, že v argilizovanej hornine došlo k rozdielnemu úbytku SiO_2, iba v spodnej argilitovej polohe miestami SiO_2 pribudol. Úbytok je osobitne vyrovnaný vo vrchnej časti hornej argilizovanej polohy, odkiaľ bol SiO_2 pravdepodobne vyplavovaný hypergénnymi procesmi. Obsah SiO_2 sa zvýšil v spodnom bentonitovom pásme, kde jeho prítomnosť podmieňujú drobné žilky chalcedónu a kremeňa.

Horná argilizovaná poloha je o niečo bohatšia na Al_2O_3 než spodná, čo je zrejme podmienené väčším množstvom ílových minerálov, najmä montmorillonitu.

Obsah FeO v hornej argilizovanej polohe je všeobecne veľmi nízky, čo je odrazom vplyvu hypergénnych — oxidačných procesov. V spodnej polohe sa jeho obsah o niečo zvyšuje, nižšie v propylitoch andezitov a dioritových porfýrov rapídne stúpa, takmer až do úrovne normálu.

Úplne opačný trend majú obsahy Fe_2O_3. Intenzívna oxidácia prebiehajúca v hornej argilizovanej polohe počas hypergénnych procesov zvýšila obsah Fe_2O_3 až do 10 % (obr. 7); v spodnej polohe je o niečo nižší. V andezitových propylitoch sa obsah Fe_2O_3 podstatne znižuje, až na 4,35 % a v dioritovo-porfýrových propylitoch sa udržuje na tej istej úrovni (4,36 %), čo zodpovedá takmer normálu.

Horná argilizovaná poloha má znížený obsah CaO a Na_2O. Je to zapríčinené tým, že Ca i Na sa ľahko vyluhujú najmä cirkulujúcimi vodami, z ktorých sa neskôr Ca za zmenených podmienok podieľa na vzniku karbonátových žiliek. V hornej argilizovanej polohe sa vyskytuje menej karbonátových žiliek než v polohe spodnej. Hypergénne vyluhovanie sa okrem toho zúčastnilo v menšej miere v spodnej bentonitovej polohe; v úseku andezitových a dioritovo-porfýrových propylitov sa úbytok uvedených prvkov už neprejavuje.

Mg ako ľahko migrujúci prvok sa vyskytuje v rôznych úsekoch v rozličnom množstve, závisí to od stupňa a charakteru premeny. Najviac sa sústreďuje v hornej argilizovanej polohe a rapídne mizne smerom k spodnej. V úseku andezitových a dioritovo-porfýrových propylitov sa obsah Mg opäť zvyšuje.

Tabuľka 1

Chemické analýzy z vrtu PIK—3

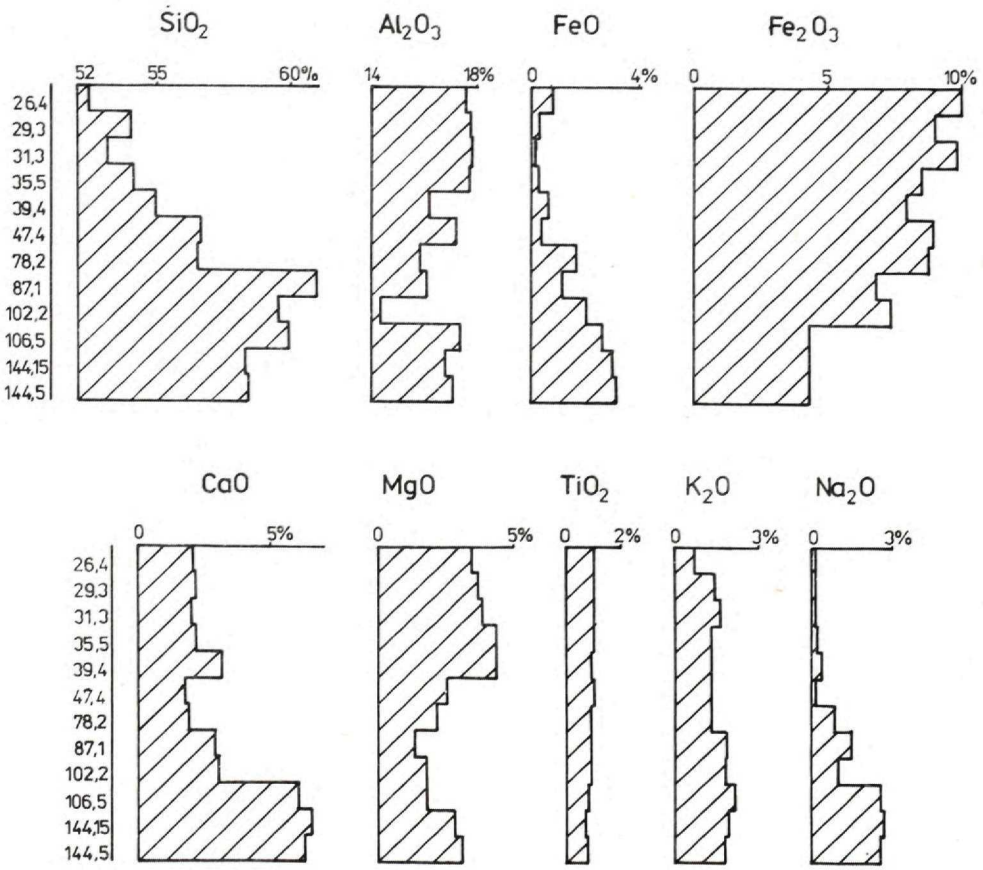
% m	26,4	29,3	31,3	35,5	39,4	47,4	78,2	87,1	102,2	106,5	144,5
SiO_2	52,40	53,96	53,09	54,09	54,95	56,62	56,58	60,99	59,46	59,22	58,24
TiO_2	1,01	1,01	1,02	1,07	0,95	0,89	0,87	0,87	0,88	0,80	0,81
Al_2O_3	17,54	17,73	17,82	17,61	16,22	17,28	15,87	16,13	14,42	17,38	17,10
Fe_2O_3	9,89	8,93	9,72	8,44	7,96	8,96	8,69	6,78	7,27	4,35	4,36
FeO	0,75	0,24	0,15	0,32	0,70	0,39	1,65	1,18	2,08	2,64	3,18
CaO	2,07	2,12	1,92	2,13	3,13	1,77	1,87	2,86	3,02	6,07	6,35
MgO	3,51	3,73	3,86	4,40	4,38	2,57	2,19	1,43	1,25	1,82	3,14
MnO	0,12	0,015	0,013	0,021	0,073	0,057	0,103	0,071	0,110	0,107	0,133
K_2O	0,70	1,43	1,64	1,36	1,29	1,27	1,78	1,90	1,86	2,15	1,81
Na_2O	0,07	0,07	0,07	0,14	0,40	0,05	0,84	1,49	1,08	2,58	2,62
P_2O_5	0,27	0,28	0,24	0,23	0,22	0,26	0,23	0,23	0,21	0,22	0,23
SO_3	0,33	0,31	0,37	0,25	0,20	0,13	0,19	0,13	0,17	0,08	0,39
H_2O^+	3,73	2,88	2,53	2,87	1,78	2,23	1,80	1,05	1,53	0,00	0,00
H_2O^-	7,71	7,40	7,47	7,17	7,50	7,25	6,88	4,91	6,03	2,55	1,85
Cl	0,007	0,011	0,011	0,004	0,009	0,009	0,004	0,004	0,007	0,00	0,00
	100,107	102,96	99,984	100,105	99,762	99,836	99,567	100,025	99,977	99,967	100,213

Obsah K_2O sa spravidla vo všetkých úsekoch pohybuje v rozmedzí 1—2 %, čo by zodpovedalo stupňu a charakteru ich hypergénnych až hydrotermálnych premien.

Obsahy stopových prvkov sú zobrazené v distribučných diagramoch SiO_2—Zn, CaO—Sr—Ba, Cu—Pb—Zn—Ni—Co—Cr—V (obr. 8 a 9).

V argilizovaných polohách sa niektoré prvky mierne akumulujú, pričom sa prejavuje v ich obsahu i určitá závislosť. Napr. vo vzťahu SiO_2—Zr sa zvyšovaním obsahu SiO_2 zvyšuje i obsah Zr a naopak.

CaO—Sr—Ba predstavuje skupinu veľmi hojných prvkov. Ba sa vyskytuje hlavne v draselných živcoch a v biotite. Ich rozkladom sa dostáva do roztokov a za vhodných podmienok vytvára samostatnú minerálnu fázu, resp. sa za nízkych teplôt vyzráža vo forme barytových žiliek. Preto je samozrejmé, že v rôznych úsekoch vrtu má obsah Ba značné výkyvy. Najkoncentrovanejší je

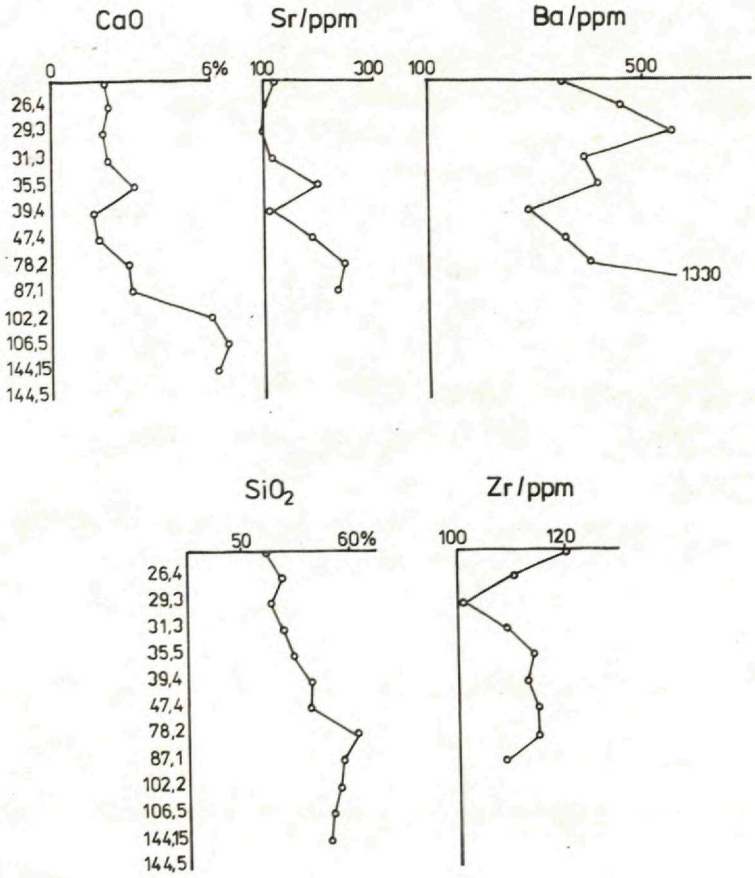


Obr. 7 Diagramy chemického zloženia hornín PIK–3

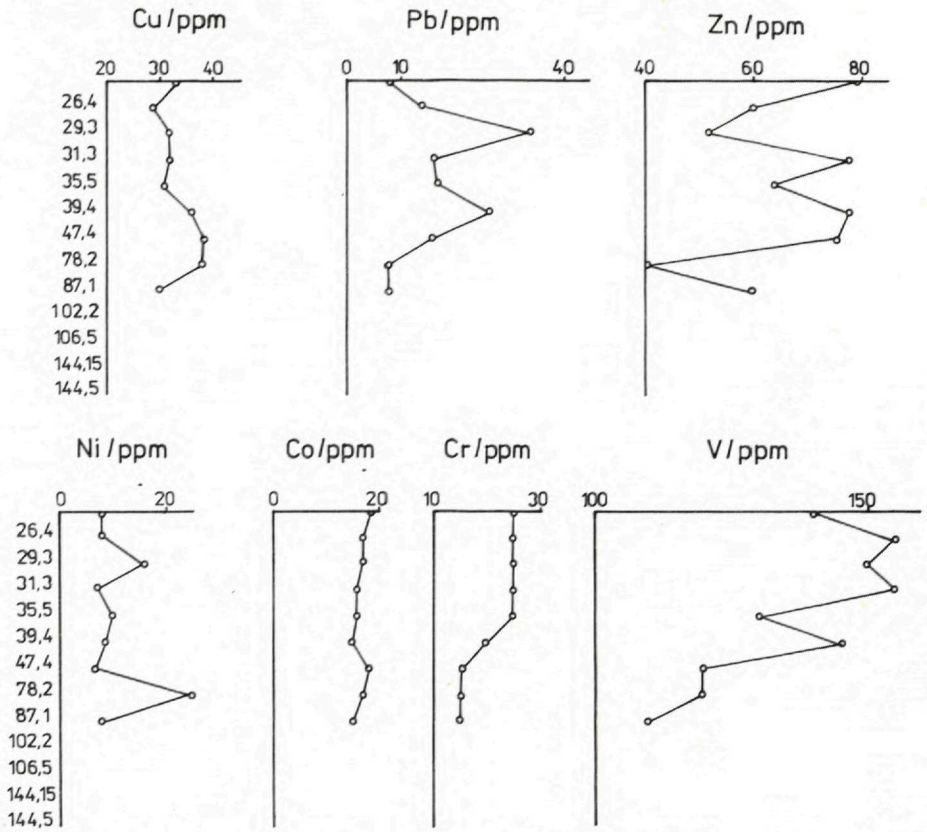
v úseku 85—87 m, kde sa vyskytujú barytové žilky. Sr spolu s Ca sa vyskytuje ponajprv v pyroxénoch a amfiboloch; ich vzájomná závislosť sa prejavuje vo všetkých polohách vrtu — s hĺbkou sa spravidla zvyšuje obsah Ca i Sr.

Pozoruhodný je obsah chalkofilných prvkov Cu—Pb—Zn—Ni—Co—Cr —V predovšetkým nerovnomerným zastúpením v jednotlivých argilizovaných polohách. Napr. obsah Cu a Ni je nižší v hornej a vyšší v spodnej polohe. Pb, Zn a V sú spravidla nepravidelne zastúpené, ale opäť v hornej polohe vyššie než v spodnej. Obsah Co je vo všetkých polohách takmer rovnaký, ale obsah Cr sa s hĺbkou znižuje.

Celkove možno konštatovať, že všetky chalkofilné prvky vytvárajú nevýrazné koncentrácie, ktoré sa mineralogicky neprejavili.



Obr. 8 Distribučné diagramy SiO_2–Zr a CaO–Sr–Ba



Obr. 9 Distribučné diagramy Cu–Pb–Zn–Ni–Co–Cr–V

Mineralogická charakteristika vrtu PIK-4

Vrt PIK-4 severne od Novej Bane pri Tajchu hĺbený do 150 m je ďalším príkladom, ako sa prejavujú hydrotermálne premeny a nízkotermálna mineralizácia v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Kyzového potoka (obr. 10).

Geologický profil vrtu:

0,0—8,0 m Tmavohnedá ornica (10 cm) a svetlo- až tmavohnedá ílovitohlinitá zemina.

8,0—18,1 m Okrovožltá, sivookrová, hrdzavá až tmavohnedá hydrotermálne premenená argilizovaná hornina ílovito-piesčitej konzistencie s reliktmi porfyrickej štruktúry.

18,1—72,0 m Hydrotermálne premenená — argilizovaná hornina ílovitej až ílovito-piesčitej konzistencie, za vlhka plastická, farby svetlej

až tmavšiesivej, s reliktmi porfyrickej štruktúry dioritového porfýru, s impregnáciami drobného pyritu a s tenkými žilkami kremeňa a karbonátov.

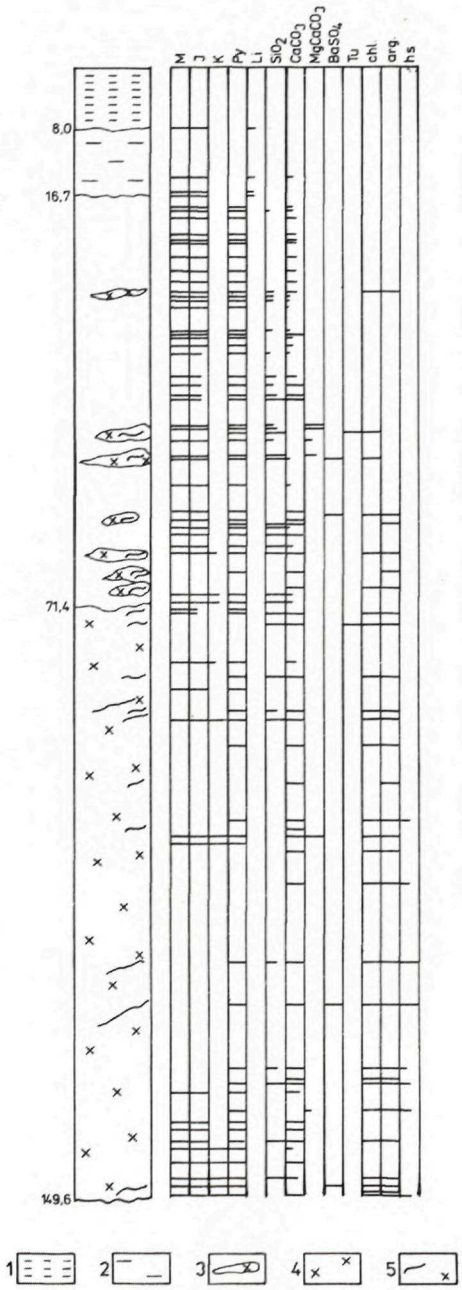
72,0—150,0 m Hydrotermálne premenený — propylitizovaný dioritový porfýr farby tmavosivej so zelenkavým odtieňom, masívny a pevný, miestami piesčitej, zriedkavo ílovito-piesčitej konzistencie. Je preniknutý pyritovou impregnáciou a sieťou kremeno-karbonátových žiliek s rôznymi protismerne orientovanými úlomkami.

V argilizovaných úsekoch boli ílové minerály identifikované viacerými metódami, ako DTA a RTG, silikátovými analýzami a analýzami na stopové prvky. Propylitizované dioritové porfýry boli skúmané z výbrusov, z ťažkých a ľahkých minerálov a pod binokulárovou lupou.

Bazálny úsek dioritových porfýrov (136—150 m) je intenzívne premenený až argilizovaný. Rozpadavé málo súdržné časti obsahujú v ťažkom minerálnom podieli priemerne okolo 80 % pyritu, lesklé kryštáliky barytu (8 %), hematitizované zrná (10 %), ilmenit (1 %) a apatit (1 %). Vo frakcii nad 0,5 mm sa vyskytujú sivé úlomky horniny, pyritom prerastený kremeň, opálové výplne a karbonátové povlaky. Metódou DTA a RTG bol v tomto úseku identifikovaný montmorillonit, illit a menej kaolinitu. Z neílových minerálov je konštantne prítomný pyrit, 4—5 % kalcitu a náznak sľudy, ako produktu premeny v hydrosľudy.

Výskyt barytu vo vrte PIK-4, podobne ako v PIK-3, je v oblasti Novej Bane zistený prvýkrát, RTG-hodnoty uvádza tab. 2. Jeho kryštáliky sú číre, rozmerov do 0,5 mm. Na fotografii SEM (Tab. I, obr. 1) sa zobrazuje v podobe agregátu. Na detailných úsekoch vidno predĺžené kryštáliky s dobre vyvinutými plôškami (011). Na miestach plochy (110) a (010) na fotografiách SEM vidno mnohé rovnako orientované narastajúce jedince s plochami (011) (Tab. I, obr. 2 a 3). Zobrazuje kryštál barytu, ktorý tvoria zrastené tabuľkovité jedince. Na jeho nerovných plochách vidno ešte pokračujúce dorastanie kryštálu. Pri veľkom zväčšení majú jednotlivé kryštály skeletový vývoj (Tab. I, obr. 5). Z viacerých fotozáberov SEM je zrejmé, že prvé sa vytvárajú plochy (011], resp. (201), a ostatné napr. (010), (110) dorastajú postupne. Na RTG diagrame (obr. 11) sa z vyseparovaných kryštálov vytvorili typické piky, ktoré boli podľa tabuliek V. J. MICHEJEVA (1957) identifikované ako baryt (tab. 2). Podľa A.G. BETECHTINA (1950) sa baryt veľmi často vyskytuje na hydrotermálnych žilách vo forme čisto barytových žíl alebo spolu s inými minerálmi (napr. barytovo-kalcitové žily a i.). V profile vrtu PIK-4 (52,1 m) v reliktoch dioritových porfýrov uprostred argilitov sa vyskytujú žilky barytovo-kremeňovo-kalcitové. Podobné žilky sa vyskytujú tiež vo vrte PIK-3 v pásme argilitov pri 85 m a v pásme dioritových porfýrov pri 110 m a 123,5 m (obr. 4a) vždy spolu v zastúpení baryt-karbonát-kremeň-turmalín (siete a slnká). Takéto minerálne zoskupenie potvrdzuje jeho hydrotermálny pôvod.

Vyšší úsek (136—103 m) je už vo vývoji propylitizovaných dioritových porfý-



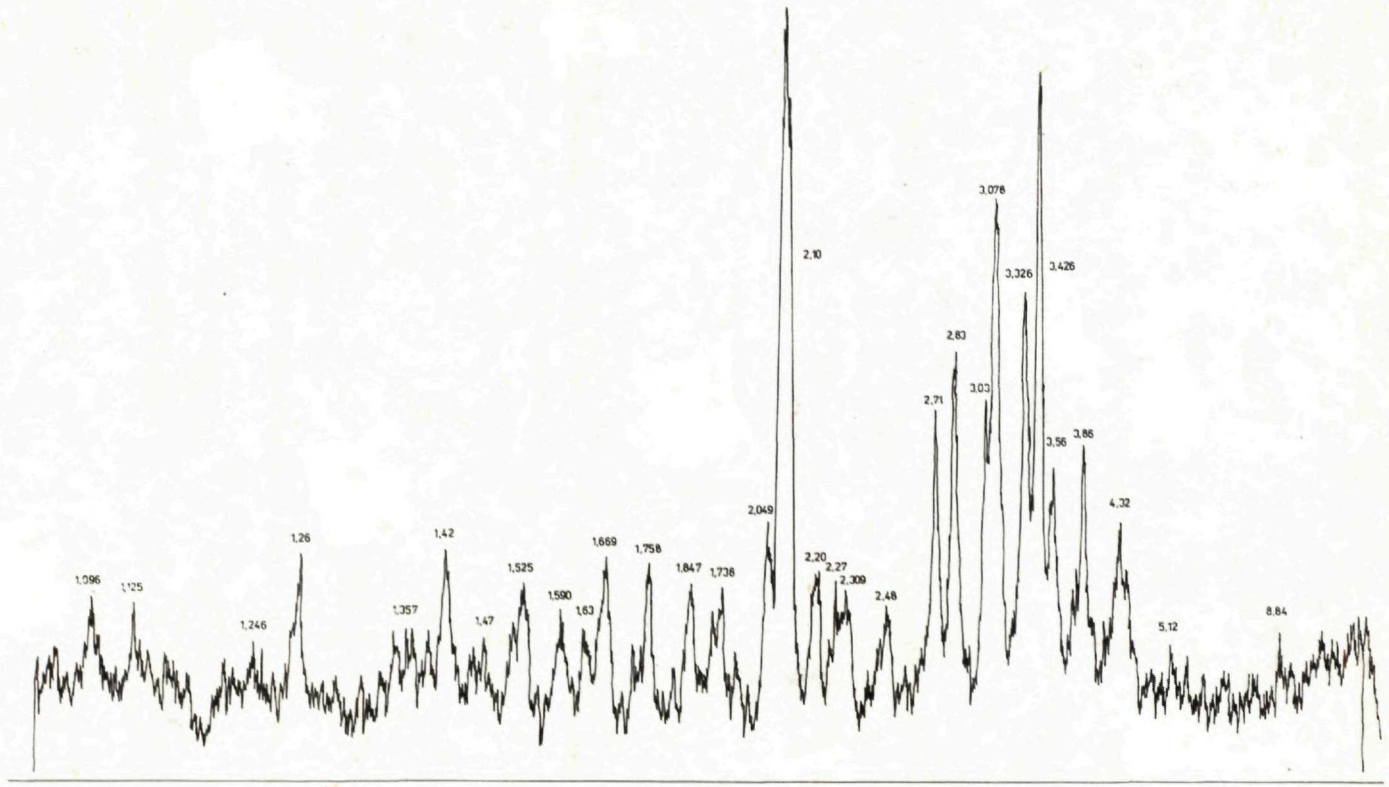
rov. Je preniknutý sieťou žiliek hrubých okolo 1 mm s výplňou drobnokryštalických kalcitov a kremeňa, alebo Fe-oxidov. Celý je intenzívne impregnovaný pyritom.

Táto dioritovo-porfýrová propylitizovaná masa pozvoľne prechádza do intenzívnejšie premeneného úseku (103—72 m). Predstavuje drobnoporfyrický dioritovo-porfýrový propylit, ktorý je intenzívne impregnovaný drobnokryštalickým pyritom a preniknutý sieťou 1—2 mm až 3 cm hrubých kremenno-karbonátových žiliek. Minerálne zložky i základnú hmotu dioritového porfýru zatlačujú chlorit, pyrit, karbonát a argilit. Žilky majú zonálnu výplň z hrubo- až drobnokryštalických karbonátov, zo sférolitov kremeňa a sľúd ich znovu vyplňuje hrubokryštalický karbonát (obr. 12).

Dioritový porfýr je v tomto úseku drobivý až mazľavý. Pyrit vytvára samostatné zrnká a je tiež prerastený kremeňom a karbonátmi. V podieli ťažkých minerálov vytvára dominantné obsahy (60—70 %), zvyšok tvoria oxidované zrnká pyritu. Metódou DTA bol v tomto úseku identifikovaný i montmorillonit, illit a kaolinit.

Vo vyšších úrovniach dioritových porfýrov (úsek 72—18,1 m) sa intenzív-

Obr. 10 Geologický profil vrtu PIK–4
1 — kvartérna skryvka, 2 — oxidačná zóna bentonitov, 3 — argilit s reliktmi dioritového porfýru, 4 — dioritový porfýr propylitizovaný, 5 — kremenno-kalcitovo-barytové žilky v dioritovom porfýre, M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Py — pyrit, Li — limonit, SiO_2 — kremeň, opál, prekremenenie, $CaCO_3$ — kalcit, $MgCa(CO_3)_2$ — dolomit, $BaSO_4$ — baryt, tu — turmalín, chl — chloritizácia, arg — argilitizácia, hs — hydrosľudy.



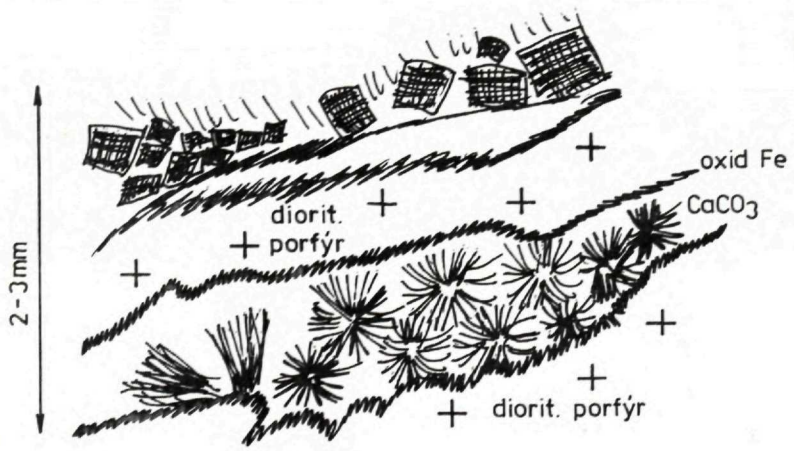
Obr. 11 Rtg diagram vyseparovaných kryštálov barytu

ne prejavili argilizačné procesy, ktoré napokon premenili pôvodnú horninu na sivozelenkastý plastický íl. Sporadicky sa v ňom zachovali relikty pôvodnej horniny, hlavne vo forme porfyrických štruktúr a porfyrických výrastlíc. Z ílových minerálov prevláda montmorillonit, menej je illitu a pri báze celého úseku argilitov v blízkosti úseku dioritových porfýrov je sporadicky prítomný i kaolinit.

Tabuľka 2

RTG-hodnoty barytu vo vrte PIK-4 a podľa V. J. MICHEJEVA 1957

Baryt				Baryt			
PIK-4		V. I. Michejev		PIK-4		V. I. Michejev	
—	—	1	3,974	3	1,669	4	1,669
4	3,86	2	3,819	2	1,63	1	1,625
4	3,56	3	3,588	2	1,59	2	1,581
—	—	6	3,456	3	1,52	6	1,526
6	3,32	5	3,330	1	1,47	2	1,467
7	3,078	7	3,058	3	1,42	5	1,420
3	3,03	—	—	—	—	1	1,989
3	2,83	5	2,843	1	1,357	1	1,357
5	2,71	5	2,725	—	—	2	1,317
2	2,48	1	2,470	—	—	1	1,294
2	2,309	6	2,322	3	1,26	6	1,259
3	2,20	5	2,202	—	—	3	1,215
10	2,10	10	2,106	—	—	3	1,193
2	2,49	2	2,048	—	—	1	1,161
2	1,78	1	1,922	—	—	3	1,145
2	1,847	4	1,847	2	1,125	3	1,122
3	1,758	4	1,745	2	1,096	6	1,0935



Obr. 12 Schematický nákres minerálnej výplne žilky v PIK–4/74 m

V ťažkom minerálnom podieli z viacerých vzoriek argilitov úplne prevládajú pyrity, pyritové konkrécie, prerastené zrná s pyritom, ktoré dosahujú až 95 %; zvyšných 5 % tvoria ilmenity. Ľahkú minerálnu frakciu tvoria sivé ľahko roztierateľné zrná, ďalej zrná kremeňa, karbonátu a rôzne opálové výplne.

V intenzívne argilizovanom úseku sa vyskytujú rozpadavé úlomky až piesčité relikty pôvodných dioritových porfýrov vo forme porfyrických štruktúr a porfyrických výrastlíc (napr. pri 30,6 m, 51—52 m, 64,5 m, 67,6 m). Tiež sú intenzívne prestúpené sieťou žiliek s minerálnou výplňou pyritov, kremeňa, karbonátov, chalcedónu a opálu. V rozpadavých úlomkoch pri 61,3 m boli zistené drobné bipyramídy β-kremeňa, ktorých kryštalografické tvary skúmané pod elektrónovým mikroskopom SEM sa ukázali byť neporušené a pravidelné. Niektoré z nich majú síce dobre vyvinuté tvary, ale ich plochy naznačujú postupné dorastanie. Ide iste o kryštály autigénne vzniknuté z uvoľneného SiO_2, ako výsledok argilizácie, dehydratácie a rekryštalizácie za exogénnych podmienok (Tab. II).

V úlomkoch horniny (pri 61,3 m) bola analyzovaná pod elektrónovým mikroskopom i vláknitá výplň žiliek. Ich jednotlivé vlákna sa skladajú z orientovane ponarastaných klencov kalcitu, vo vertikálnom smere majú približne rovnaký vzrast. Nedokonalosť vývoja niektorých klencových tvarov môže naznačovať ich pôvod vyzrážaním z nízkotermálnych roztokov.

V horninových úlomkoch z intervalu 47,2—52,0 m bolo tiež identifikovaných viac reliktov pôvodného úplne rozloženého dioritového porfýru. V niektorých z nich sa vyskytujú 2—3 mm hrubé žilky kremeňa, s obsahom turmalínu v pavučinkovej podobe pozdĺž okrajov s hojnou pyritovou impregnáciou. Metódou diferenciálnou termickou analýzou tu bol identifikovaný i dolomit.

Vo vyšších intervaloch argilizovaného úseku sa vyskytuje menej reliktov pôvodnej horniny. Argilit je plastický sivozelenkavej farby, intenzívne impregnovaný pyritom. Obsahuje drobné žilky kremeňa a kalcitu. Argilit sa skladá z montmorillonitu a illitu, z menlivého obsahu kalcitu (do 10 %) a kremeňa.

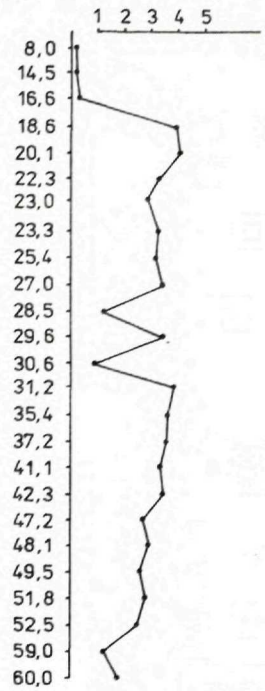
Relikty pôvodnej horniny z hĺbky 30 m sú tiež intenzívne argilizované, preto pôvodné minerály v nich prakticky nebolo možné identifikovať. Najvyšší úsek argilizovaných dioritových porfýrov (8—18,1 m) má charakter oxidačnej zóny. Makroskopicky sa prejavuje výrazným okrovožltým, sivookrovým, hrdzavým až tmavohnedým sfarbením. Mineralogicky sa prejavuje prítomnosťou limonitu namiesto pyritov. Vyskytujú sa v ňom i kremenné a kalcitové žilky.

Najvyšší úsek vrtu (0—8 m) zasahuje kvartérny horizont.

Pyrity

Z argilizovaných a propylitizovaných dioritových porfýrov boli vyseparované čisté zrná pyritov a kremenné zrná prerastené pyritom (žilovina) analyzované spektrálne na zistenie semikvantitatívneho obsahu stopových prvkov.

Obsahy kovových prvkov sú nízke, pohybujú sa spravidla medzi tisícinami až desaťtisícinami percenta. Nepatrné rozdiely sú medzi čistými zrnami pyritov a pyritmi prerastenou žilovinou. Napr. bór sa vyskytuje iba v žilovine. Na



žilovinu sa viaže i obsah Al, Mg, V, Li, Ti, Zr, Ba, Sr, Cr, Ca, Rb, K, Mn a Sc. Kovové prvky sú v pyritových zrnách iba nepatrne zastúpené — v rozsahu tisícin až desaťtisícin percenta, zriedka vyššie. Napr. Pb má vyšší obsah iba v pyritoch z hlbších úsekov. Najnižšie obsahy má Cu a Ag. Nepatrne vyšší obsah v pyritoch má Zn — niže 86,5 m. Obsah Co je nepravidelný, obsah Ni je však stále nízky.

Silikátovou analýzou stanovená S indikujúca prítomnosť a množstvo pyritov, má v argilizovaných úsekoch (8—60 m) charakteristické obsahy (obr. 13). Najnižší obsah (0,17—0,27 %) vidno v oxidačnej zóne (8—18,1 m), najvyšší sa koncentruje pod oxidačnou zónou argilizovaného pásma (18,6 m 3,90 % S, 20,1 m 4,13 % S). V hlbších úsekoch sa obsah S pohybuje spravidla len v nepatrne menších hodnotách, v rozsahu 3,92 až 2,64 % (veľmi ojedinele klesá na 1,20 až 0,87 %). V najspodnejších úsekoch (52,5—60,0 m) sa obsah S rapídne znižuje na 2,45—1,24 %.

Obr. 13 Diagram chemických obsahov S v PIK–4

Celková bilancia obsahov S v argilizovanom pásme má charakter zvlnenej krivky tvaru „s", s maximom v horných intervaloch pásma pri 20,1 m 4,13 %, nižšie má priebeh k menším obsahom, okolo 31,2 m hodnoty stúpajú (3,92 %), odtiaľ nastáva pomalý pokles, až pri 59,0—60,0 m obsahy kolíšu k 1,24—1,84 %.

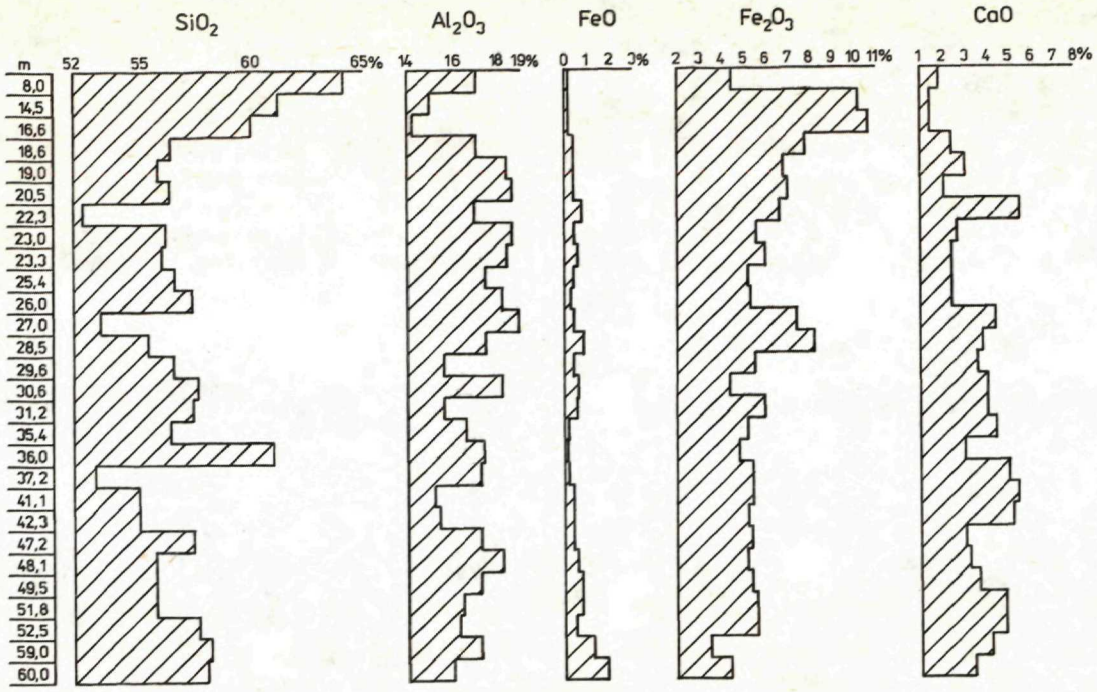
Chemické zloženie argilizovanej polohy vo vrte PIK–4

Chemické zloženie argilizovaných hornín v úsekoch 8—60 m dokumentujú kompletné silikátové analýzy (tab. 3) a kvantitatívne stopové prvky. Ich celkový obsah podľa hĺbkových intervalov je znázornený na diagramoch (obr. 14—19).

Obsah SiO_2 v jednotlivých hĺbkach je veľmi kolísavý. V oxidačnej zóne dosahuje maximálne hodnoty v rozsahu 60,52—64,19 %.

Argilizovaná zóna pod ňou (18,1—60,0 m) okrem úseku 36,0 m, má podstatne nižší obsah SiO_2. V úsekoch 22,3 m, 27,0 m, 37,2 m klesá jeho obsah až na 52,33—53,24 %, v podstate kolíše v rozmedzí 54,93—58,22 %. Obsahy okolo 58 % (aj pri 36 m —60,2 %) sa akumulujú do blízkosti reliktov pôvodnej horniny. Silné kolísanie obsahu SiO_2 je podstatne ovplyvnené aj prítomnosťou kremenných žiliek v premenených horninách.

Podobne i obsahy Al_2O_3 v jednotlivých hĺbkach značne kolíšu. Výrazne menej kolíše (17,08—14,88—14,15 %) v oxidačnej zóne. V nižšej argilizovanej zóne spravidla kolíše v rozmedzí 17—19 %, ojedinele klesá až po 15 %.



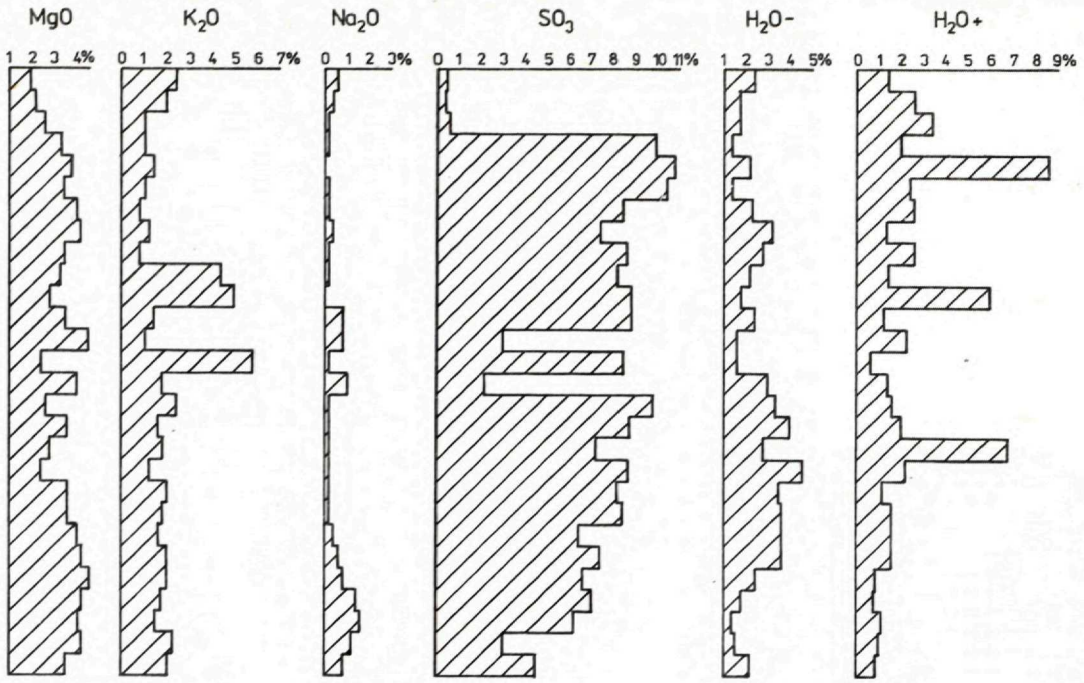
Obr. 14 Diagram chemického zloženia bentonitov v PIK–4

Obsah FeO je v priebehu celej hĺbky veľmi nízky. Najnižší je opäť vo vrchnej oxidačnej zóne (0,11—0,18 %), nižší v argilizovanej zóne kolíše v rozmedzí 0,19—0,79 %; okrem najspodnejších dvoch úsekov, kde sa zvyšuje na 1,17—1,47 %. Tieto obsahy celkove znamenajú intenzívny odnos — úbytok FeO v procese hydrotermálnych premien. V blízkosti reliktných štruktúr pôvodnej horniny je tento odnos miernejší.

Obsah Fe_2O_3 má v porovnaní s obsahom FeO opačný trend. Maximálne hodnoty (10,9—10,63 %) sa kryjú s maximálnymi hodnotami v oxidačnej zóne. Nižšia argilizovaná zóna sa vyznačuje premenlivými obsahmi. V úsekoch 18,6—26,0 m Fe_2O_3 klesá zo 7,86 % na 5,23 %, v úsekoch 27,0—28,5 m má hodnoty 6,68—7,31 %, a v úseku 29,6—60,0 m sú hodnoty podstatne znížené, ktoré tu kolíšu v rozmedzí 3,54—5,96 %.

Obsah CaO tiež kolíše. Najnižší je v oxidačnej zóne (1,41—1,84 %). O niečo vyšší je v najvyššej časti argilizačného pásma (2,11—3,01 %). Nižší úsek má pri 22,3 m 5,26 % CaO, ale pod ním v ďalších štyroch úsekoch od 23,0 m do 26,0 m klesá jeho obsah opäť na 2,41—2,73 %. V nasledujúcich úsekoch 27,0—35,4 m dochádza k zvýšeniu na 3,67—4,41 %. Pri 37,2 m sa opäť znižuje na 2,98 %, ale medzi 41,1 m a 42,3 m dochádza k maximálnemu zvýšeniu na 5,02—5,70 %. Počnúc 42,7 m až po 60,0 m, s výnimkou okolia reliktných štruktúr pôvodnej horniny pri 51,8—59,0 m (4,15—4,88 %), sa obsah CaO opäť znižuje na 3,07—3,75 %. Maximálny obsah CaO sa kryje s výskytom $CaCO_3$ žiliek, ktoré tu boli identifikované metódami DTA a RTG. Obsah nižší než 4 % môže znamenať odnos CaO z argilitov.

Zreteľný úbytok obsahu MgO je v oxidačnej zóne, kde dosahuje 2,05—



2,64 %. Najvyšší obsah je v úsekoch, v ktorých boli identifikované sekundárne dolomity (napr. pri 30,6 m 3,97 %, 47,2 až 52,5 m v rozsahu 4,0 až 4,57 %), alebo v tých, v ktorých do mriežky montmorillonitu môžu vstupovať tiež ióny Mg. Vo vyšších úsekoch je obsah MgO podstatne nižší.

Obsah K_2O a Na_2O má v obidvoch pásmach úplne odlišné zastúpenie. Kým Na sa chová ako typický migračný prvok a v dosahu hypergénnych premien má takmer nulový obsah (Na_2O maximálne do 1 %), v strednej a spodnej časti argilizovaného pásma obsah Na_2O dosahuje najviac 1,5 %. V oxidačnej zóne dosahuje pri 8 m najvyššiu hodnotu 0,59 %. Obsah K_2O je výrazný v niekoľkých úsekoch. Mierne zvýšený je v oxidačnej zóne (0,96—1,99—2,32 %), v argilizovanom pásme v úsekoch 23,3—25,4 m vykazuje 4,13—5,03 % a pri 29,6 m dosahuje 5,9 %. Vo väčšine úsekov obsah K_2O kolíše medzi 0,75—1,99 %, v posledných dvoch úsekoch sa nepatrne zvyšuje na 2,42—2,21 %.

Množstvo stopových prvkov v argilizovanom profile vrtu PIK–4 (8—60 m) javí určitú závislosť na zastúpení niektorého kysličníka. Tak vznikajú osobitné skupiny prvkov, ktorých distribučné diagramy znázorňujú ich vzájomné vzťahy.

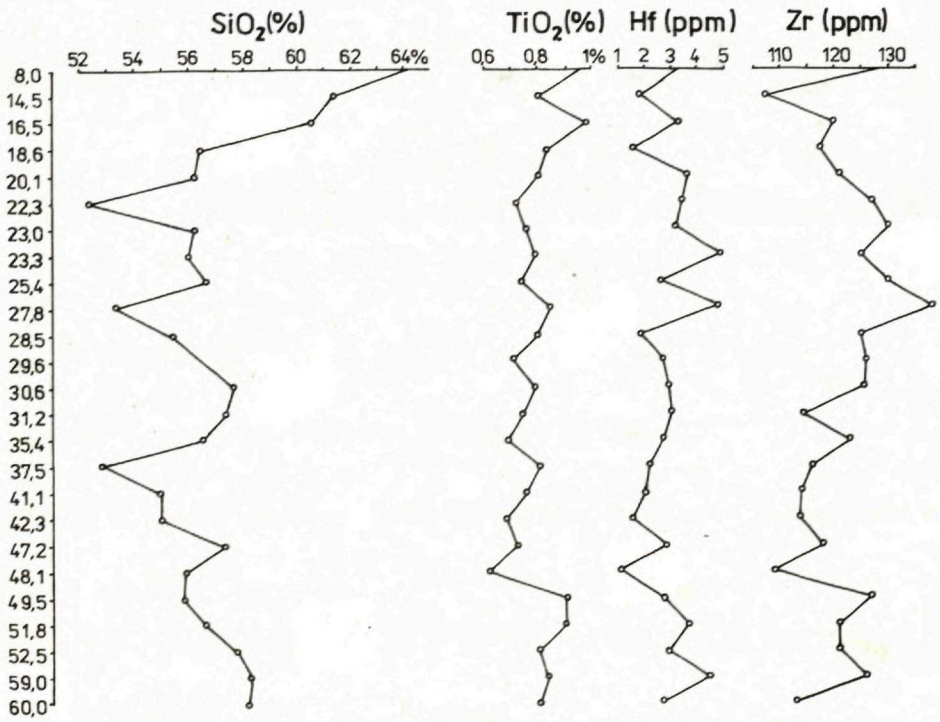
Distribučný diagram SiO_2–TiO_2–Hf–Zr (obr. 15) zobrazuje závislosť zastúpenia Zr od premenlivého zastúpenia SiO_2. V rozsahu celého vrtného profilu obsah Zr kolíše od 108 do 130 ppm, iba pri 27,8 m sa zvyšuje až na 138 ppm. Vo východoslovenských stredno- a vrchnosarmatských íloch vulkanického pôvodu je obsah Zr vyšší (do 200 ppm; KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. 1978) než v íloch z nášho vrtu. Nepatrnú podobnosť, pokiaľ ide o obsah Zr, ukazujú vulkanogénne íly východného Slovenska z najvyššej časti spodného sarmatu.

Na obsahy TiO_2 sa viaže i obsah Hf. Distribučné diagramy oboch prvkov sa

miestami zhodujú, avšak miestami (napr. pri 18,6 m, 31,2 m) majú opačný trend. TiO_2 je v ilmenitoch a v pyroxénoch. Jeho obsah tu závisí od ich zachovalosti, resp. reliktného množstva v argilitoch. Zvýšenie TiO_2 sa koncentruje v oxidačnej zóne a v blízkosti bázy argilizovaného pásma.

V distribučných diagramoch CaO–Ba–Sr (obr. 16) obsah všetkých prvkov je výrazne premenlivý. Obsah Sr kolíše od 100 do 600 ppm a až na ojedinelé výnimky sleduje obsahový trend CaO. Obsah Ba spravidla kolíše v rozsahu 130—500 ppm, výnimočne sa pri 20,1 m zvyšuje na 600 ppm a pri 18,6 m na 7320 ppm. Obsah Ba z nášho vrtu je vyšší ako v stredno- až vrchnosarmatských horninách a oveľa vyšší než v spodnosarmatských vulkanogénnych íloch východného Slovenska. Možno predpokladať, že je to výsledok rozkladu živcov účinkom hydroterm a tiež cirkulujúcich hypergénnych roztokov. Ba sa vyskytuje ako najhojnejší prvok v hydrotermálnom štádiu, môže byť tiež vyluhovaný z okolitých hornín. Jeho enormný obsah v blízkosti bazálnych častí oxidačnej zóny znamená, že to bolo vhodné prostredie, kde sa ióny Ba vylúčili z cirkulujúcich roztokov.

Na distribučnom diagrame K_2O–Rb–Cs (obr. 17) sa neprejavujú vzájomné vzťahy prvkov. Azda výnimočne pri 29,6 m so zvýšeným obsahom K_2O (5,90 %)



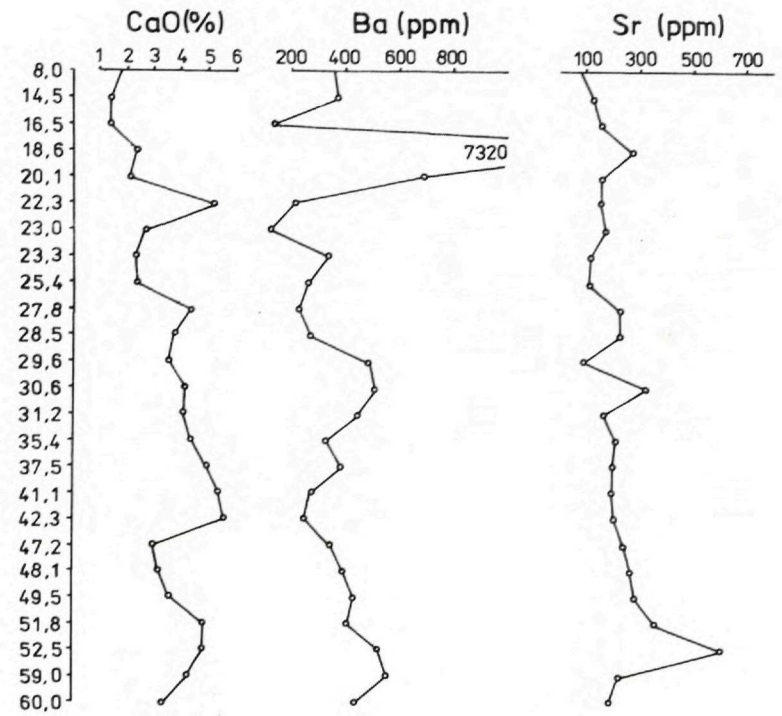
Obr. 15 Distribučný diagram SiO_2–TiO_2–Hf–Zr v PIK–4

sa výrazne zvyšuje i obsah Rb na 213 ppm. V ostatných hĺbkových úsekoch vrtu sa obsah Rb pohybuje od 10 do 110 ppm. Obsah Co je neobyčajne nízky, pohybuje sa medzi 2 až 6 ppm, pričom sa v niektorých úsekoch v argilizovaných pásmach mierne prejavuje vzájomný vzťah zvýšeného Cs so zvýšeným Rb (napr. pri 25,4 m, 29,6 m, 47,2 až 48,1 m).

Zvýšený obsah Rb a Cs sa mineralogicky neprejavil. Zvýšený obsah K_2O môže byť azda indikovaný reliktmi biotitu?

Vzájomné vzťahy kovových prvkov znázorňujú distribučné diagramy FeO–Ni–Co–Cr–V–Ga a Cu–Pb–Zn (obr. 18).

Obsah FeO v argilizovanom pásme len nepatrne kolíše a je veľmi nízky. Podobne je to u Ni, Co a Cr. Obsah Ni v tomto vrte, v porovnaní s obsahmi vo vrte PIK–3 a v sarmatských íloch východného Slovenska, je podstatne nižší. Výnimočne sa v úseku 20,1 nepatrne zvyšuje na 10 ppm, podobne ako i Co (na 35 ppm) a Cr. Obsah V v oxidačnom pásme dosahuje až 180 ppm a pod úrovňou 20,1 m pomaly sa znižuje. Možno sa domnievať, že hranica okolo 20,1 m označuje oxidačnú zónu, kde sa tieto prvky akumulovali. Aj vo vrte PIK–3 je oxidačná zóna miestom akumulácie mikroprvkov V a Cr. Obsah Ga sa pohybuje v rozmedzí 5—25 ppm.



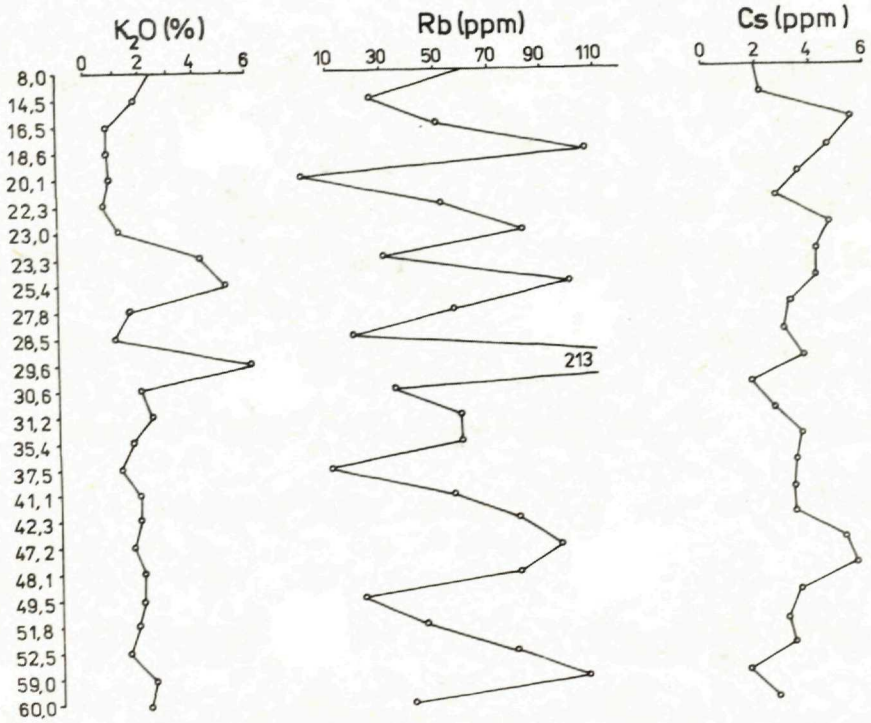
Obr. 16 Distribučný diagram CaO–Ba–Sr v PIK–4

Ostatné kovové prvky majú tiež menlivé zastúpenie. Obsah Cu kolíše od 14 do 50 ppm, najnižší je v oxidačnej zóne, avšak na jej báze sa mierne zvyšuje. V argilizovanom pásme sa zvyšuje len ojedinele, napr. pri 27 m a 51,8 m. Obsahy Pb kolíšu v malom rozmedzí 5—25 ppm, najnižší je opäť v oxidačnej zóne. Obsah Zn kolíše veľmi výrazne od 40 do 305 ppm. V oxidačnej zóne je najnižší, avšak v úsekoch 20,1 m až 23,3 m sa rapídne zvyšuje na 305 až 198 ppm. Možno predpokladať, že tento úsek je v prípade Zn cementačnou zónou. Táto akumulácia Zn sa mineralogicky neprejavila (obr. 19).

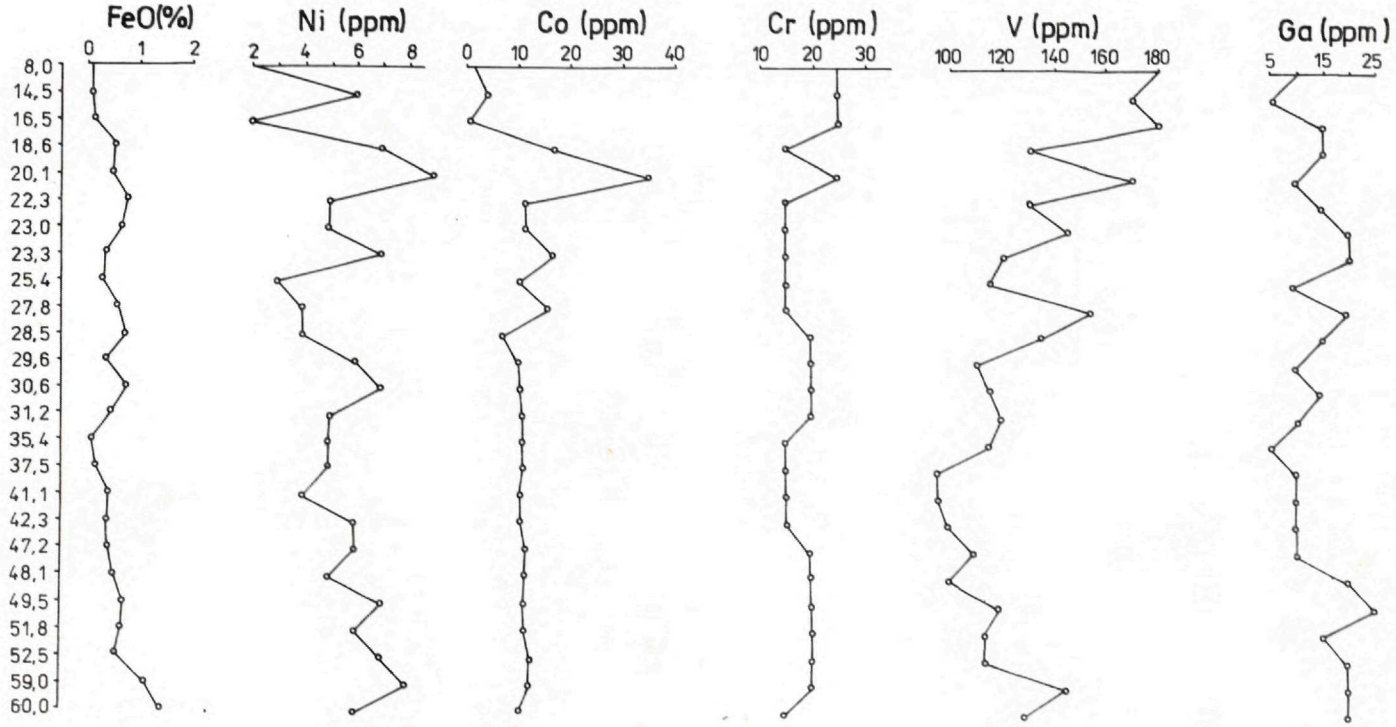
Z hľadiska zlatokovného zrudnenia v intraviláne Novej Bane a argilizovanom pásme sme sledovali i možnosť akumulácie Au. Jeho obsah bol stanovený len v stopových množstvách, s menším obsahom než 0,05 ppm.

V podmienkach nízkotermálnej mineralizácie najďalej od zdrojových oblastí býva uložený i Sb. V našom prípade jeho obsah býva spravidla v rozmedzí 0—1 ppm, najvyššie sa akumuluje pri 29 m na 2,84 ppm (kde Rb dosahuje 212 ppm, Ba 500 ppm a K 5,8 %), avšak mineralogicky sa neindividualizuje.

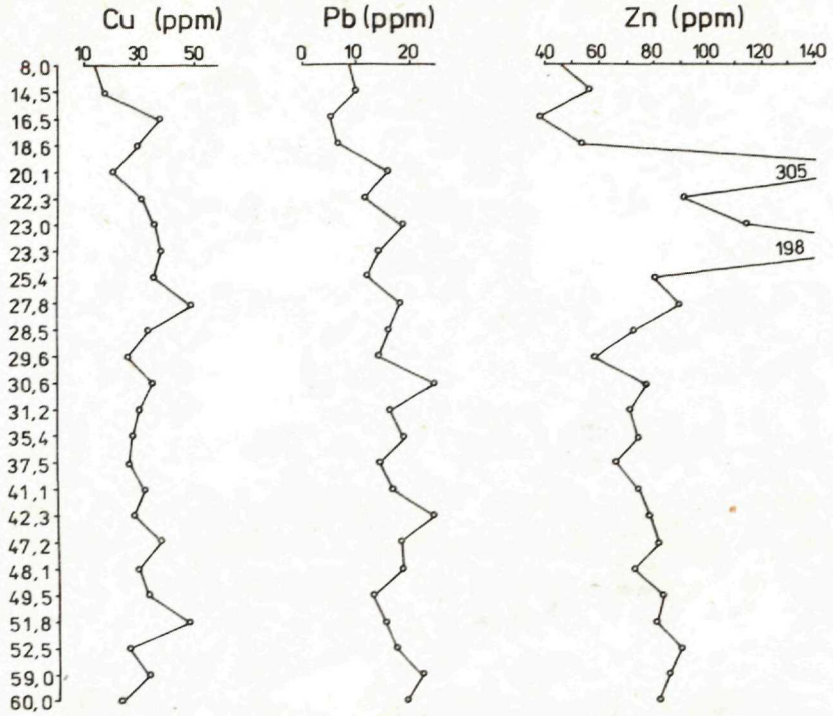
Z uvedeného prehľadu o makro- a mikrochemickom zložení hydrotermálne premenených hornín v skúmanom vrte možno predpokladať nápadný odnos väčšiny prvkov, napriek tomu, že v oxidačnej zóne sa javí mierne zvýšenie



Obr. 17 Distribučný diagram K_2O–Rb–Cs v PIK–4



Obr. 18 Distribučný diagram FeO–Ni–Co–Cr–V–Ga v PIK–4



Obr. 19 Distribučný diagram Cu–Pb–Zn v PIK–4

niektorých stopových prvkov, ako napr. Zn, Ni, Co, Cr, V, Ba. Zvýšenie nemá ekonomický význam a spravidla sa tieto prvky neprejavujú ani mineralogicky vo forme samostatných minerálov.

Genéza argilitov vo vrtoch PIK–3 a PIK–4

Obidva vrty poskytli pomerne zložité profily hydrotermálne premenených pyroxenických andezitov a dioritových porfýrov. Hydrotermálne premeny vytvorili pásma argilitov až propylitov sprevádzané nerovnomernou drobnozrnnou pyritizáciou. Mineralogické rozbory potvrdili, že sa argility skladajú z minerálnych zložiek montmorillonitu + illitu + ojedinele kaolinitu. Okrem ílových minerálov bol vo vrte potvrdený tiež baryt, dolomit, β-kremeň, hojné žilky alebo vlásočnice karbonátov a kremeňa s ojedinelým výskytom ihličkovitých turmalínov a barytov. Vo výbrusoch propylitov bol konštantne potvrdený výskyt chloritu, karbonátov, kremeňa, chalcedónu a ojedinele aj hydrosľudy.

Vychádzajúc z vulkanicko-tektonického postavenia a z pôvodnej geologickej stavby vulkanosubvulkanického komplexu, z jeho tektonického rozblokovania, z petrografického i litofaciálneho charakteru, ako aj minerálneho zloženia

jednotlivých zón, treba za iniciátora prvých premien označiť hydrotermálne procesy. V prvom štádiu premien vznikli z andezitov a dioritových porfýrov propylity, ktoré boli v ďalších štádiach premien, hlavne pozdĺž poruchových systémov prostredím pre vznik argilizovaných zón. Ich formovanie sa týmto neukončilo, pokračovalo v neskorších štádiách v hypergénnych podmienkach.

Na hydrotermálny pôvod argilizovaných zón poukazuje typické zoskupenie ílových minerálov, ktoré vzniká za priaznivej teploty a pH-koncentrácie roztokov. Prevládali alkalické roztoky, ktoré spolu s SiO_2 premieňali femické a salické minerály, ako aj základnú hmotu pôvodných hornín. Iba v hlbších úrovniach lokálne prítomný kaolinit potvrdzuje i kyslejšie prostredie. O hydrotermálnom pôvode ílových minerálov v premenených pásmach tejto oblasti svedčí i ďalší ílový minerál dickit, opísaný E. KAROLUSOVOU (1983, 1984) z vrtu PIK–2.

Podobné vysvetlenie vzniku argilitov z andezitov pri Komlóške v Tokajskom pohorí podáva i V. SZEKYNÉ–FUX (1957). Vo vrte PIK–3 je pôvodnou horninou pyroxenický andezit, podobne ako pri Komlóške, avšak na báze PIK–3 a vo vrte PIK–4 je to dioritový porfýr, ktorý rovnako intenzívne podľahol premenám hydrotermálnych roztokov ako inde andezitové lávy, resp. tufy. Vo svetovej literatúre je všeobecne rozšírený názor, že bentonity–argility vznikajú zo sklovitých zložiek vulkanických tufov, z ryolitových sklovitých diferenciátov alebo z ryolitovej sklovitej základnej hmoty (G. MILLOT 1964). Ako dokazuje V. SZÉKYNÉ–FUX (1957) pôvodná hornina môže byť i andezit alebo akákoľvek lávová hornina, ktorá nemusí mať úplne sklovitú základnú hmotu (andezit z Komlóšky má pilotaxitickú a z vrtu PIK–3 hyalopilitickú základnú hmotu). Rozhodujúce je, aby základná hmota obsahovala aspoň minimálne množstvo skla, ktoré by bolo schopné podľahnúť montmorillonitizácii. Na základe vrtov PIK–3 a PIK–4 možno považovať dioritový porfýr, ktorý má mikroalotriomorfnú, lokálne i mikrohypidiomorfnú základnú hmotu, tiež za vhodné médium pre tvorbu argilitov hydrotermálnymi roztokmi s typickým zoskupením montmorillonit + illit + kaolinit.

Uvedené zoskupenie ílových minerálov, striedanie premenami vybielených zón s menej premenenými zónami, ako aj hojný výskyt reliktných porfyrických štruktúr v premenených — argilizovaných komplexoch sú jednoznačným dôkazom toho, že argilizácia sa tu odohrala in situ.

Na hydrotermálny pôvod premien poukazujú ďalej i niektoré neílové minerály vyvinuté vo forme žiliek až vlásočníc karbonátov a kremeňa. Hydrotermálne roztoky karbonátovo-silíciové obsahovali v nepatrnom množstve i B, čo dokazuje v kremenných žilkách výskyt ihličkovitého až sieťovitého turmalínu. Ďalej obsahovali tiež nepatrné množstvo Ba a aniónov SO_3, pomocou ktorých v žilkách vznikol baryt. Spolu s prínosom Ca a CO_2, z ktorých vznikli kalcity, bol primiešaný i Mg, z ktorého vznikol dolomit.

Hydrotermy po narušení pôvodných minerálnych zložiek hornín obsahovali dostatok S a Fe na vytvorenie pyritov v novovzniknutých montmorillonitoch.

Teplota hydrotermálnych roztokov, ktorých účinkom vznikli propylity, argility i sprievodná mineralizácia, bola nízka. Všeobecne sa považuje vznik ílových

minerálov montmorillonitu-illitu–kaolinitu za nízkotermálny. Podľa ERDÉLYI-HO–KOBLENCZA–TOLNAYA (1959) vznikajú pod 400 °C. Na nízku termalitu hydrotermálnych roztokov poukazujú i ďalšie žilné minerály, ako napr. baryt, dolomit, ale hlavne turmalín v jemnoihličkovitých až sieťovitých formách spolu s kremeňom a karbonátmi. Podľa B. STOČESA (1947) takýto turmalín kryštalizuje pri teplotách od 100 do 400 °C. Na podklade týchto údajov možno v podstate považovať roztoky za hydrotermálne, nízkoteplotné; ich produktom je propylitizácia, argilizácia a sprievodná mineralizácia v skúmaných vrtoch.

Takéto nízkoteplotné roztoky môžu vznikať podľa NABOKO (1963) kondenzáciou plynnej fázy (hlavne CO_2, H_2S, SO_3, B a i.) vydelenej z horúcich hlbinných hydroterm. Tiež G. MILLOT (1964) považuje vznik argilitov z vulkanických skiel hydrotermálnym účinkom vulkanických fumarol za jeden z viacerých možných spôsobov.

Premenené horninové komplexy po zavŕšení hydrotermálnych štádií boli podrobené intenzívnej oxidácii a regionálnym hypergénnym procesom. Nasvedčujú tomu pripovrchové úseky obidvoch vrtných profilov. Hlavne v PIK–4 sa pod kvartérnym pokryvom nachádza intenzívne oxidovaná zóna, ktorá pozvoľne prechádza do argilizovaných dioritových porfýrov. Hrdzavé sfarbenie oxidovanej zóny sa zakladá predovšetkým na oxidácii Fe^{+2} na Fe^{+3}. Hypergénny vznik argilizovaných hornín pozorujeme i v širšej oblasti vrtov (K. KAROLUS et al. 1967, 1983), kde vznikla plošne rozsiahla vybielená zóna v s.–j. predĺžení pozdĺž novobansko-kľakovskej vulkanicko-tektonickej štruktúry.

Hypergénny vznik argilizovaných–bentonitových ložísk z vulkanického materiálu je všeobecne známy (G. MILLOT 1964, I. KRAUS 1967, D. OČENÁŠ — ZUBEREC 1972), ale pôvodnou horninou, ktorá podľahla premene, sú väčšinou ryolitové tufy s obsahom úlomkov vulkanického skla. Podľa W. D. KELLERA (1952—1956) takýto vulkanický materiál potrebuje pri premene na montmorillonit alkalické prostredie v uzavretom systéme. Pri kyslom vyluhovaní z vulkanických skiel i z iných silikátov vzniká kaolinit.

Záver

Na základe dvoch 150 m hlbokých vrtov (PIK–3 a PIK–4) sme demonštrovali hydrotermálne účinky na andezity a dioritové porfýry vulkanicko-subvulkanického komplexu Kyzového potoka v priestoroch novobansko-kľakovskej vulkanicko-tektonickej štruktúry na území severne od Novej Bane.

Hydrotermálne účinky vyvolali v prvých štádiách propylitizáciu, neskôr až argilizáciu v sprievode nízkotermálnej mineralizácie.

O nízkotermálnej mineralizácii svedčí typické zoskupenie minerálov. V obidvoch vrtoch bola petrograficky a mineralogicky potvrdená prítomnosť karbonátových a kremenných žiliek až vlásočníc s turmalínovými slniečkami, v PIK–3 žilky barytu, v PIK–4 žilky barytovo-kremenno-karbonátové a autigénny β-kremeň. Karbonáty v žilkách sú reprezentované predovšetkým kalcitom, ojedinele

dolomitom. V obidvoch vrtoch je hojne prítomný jemne rozptýlený pyrit.

Argilizácia sa uskutočnila in situ hlavne pozdĺž poruchových zón, a to účinkom nízkotermálnych hydroterm na andezitové a dioritovo-porfýrové propylity. Pre argility je typické zoskupenie ílových minerálov montmorillonitu — illitu, ojedinelý je kaolinit.

O argilizačných účinkoch na pôvodné horniny in situ svedčia ich pozvolné prechody, časté striedanie s menej premenenými zónami a hlavne v PIK–4 relikty pôvodnej horniny s nízkotermálnou mineralizáciou.

Mineralizácia barytu, β-kremeňa, turmalínové slnká v kremenných žilkách, to je pre oblasť Novej Bane nové, určené prvýkrát.

Chemické analýzy z vrtného materiálu obidvoch vrtov výstižne dokumentujú hydrotermálne premenené horniny. Argilizované horniny sú charakterizované hlavne odnosom niektorých prvkov. Stopové prvky vytvárajú určité málo významné akumulácie v cementačnej zóne bentonitov PIK–4.

V otázkach genézy argilizovaných zón predpokladáme, že na pôvodné andezity a dioritové porfýry pôsobili hydrotermálne roztoky za nízkych teplôt. Premeny boli v nasledujúcich štádiách podrobené ešte regionálnym účinkom povrchových roztokov v hypergénnych podmienkach.

Literatúra

BETECHTIN, A.G. 1950: Mineralogija. Gosud. Izdat. geol. Lit., Moskva, 1—956.

ERDÉLYI — KOBLENCZ — TOLNAY 1957: Nagy Börzsönyi Agyagásvány. Földt. Közl. 87, Budapest, 400—418.

KAROLUS, K.—BRLAY, A.—KAROLUSOVÁ, E. — ŠKVARKA, L. 1967: Záverečná správa k listu 1:50 000 Nová Baňa a priľahlej časti 1 : 50 000 Zlaté Moravce. Geofond, Bratislava, 1—378.

KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1983: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000 listu Veľká Lehota 35–44/2. Geofond, Bratislava, 1—111.

KAROLUSOVÁ, E. 1983: Hydrotermálne ílové minerály v premenených andezitoch v novobanskej štruktúre. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Zborník zo seminára máj 1982. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 177—184.

KAROLUSOVÁ, E. 1984: Dickit v pyroxenickom andezite pri Novej Bani. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 163—169.

KELLER, W.D. 1956: Erlay minerals as influenced by environments of their formation. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 40, Tulsa, 2689—2710.

KRAUS, I. 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. Geol. Práce. Správy 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 25—52.

KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. Západné Karpaty, sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 5, Bratislava, 29—81.

MILLOT, G. 1964: Geologie des argiles (alternations, sedimentologie, geochemie). Paris, 1—355.

MICHEJEV, V.I. 1957: Rentgenomatičeskij opredelitel' mineralov. Gosgeoltechnizdat. Moskva, 1—865.

NABOKO, S.I. 1963: Gidrotermal'nij metamorfizm porod v vulkaničeskich oblastach. Izdanije AN SSSR, Moskva, 1—172.

OČENÁŠ, D. — ZUBEREC 1972: Ložisko bentonitu Jelšový potok v Žiarskej kotline. Miner. slovaca, 4, 15, Spišská Nová Ves, 135—144.

STOČES, B. 1947: Nerostné suroviny II. Ostrava.

SZÉKYNÉ FUX, V. 1957: A komlóskai bentonit keletkezése. Földt. Közl. 87, Budapest, 135—146.

K. Karolus — E. Karolusová

Hydrothermal rock alteration of the volcano-subvolcanic complex of the Považský Inovec Mts.

Summary

The Nová Baňa — Kľak volcanotectonic zone north of Nová Baňa in the Pohronský Inovec Mts. is built of rocks of the Kyzový potok brook volcano-subvolcanic complex. This complex comprises older andesites of stratovolcanic structure and diorite porphyry bodies. Their common sign, besides their geological position, is considerable decomposition, propylitization with a weak low-temperature mineralization and considerable argillitization. We demonstrate the low-temperature mineralization with the example of two drill-holes — PIK–3 and PIK–4.

In the PIK–3 drillhole argillites originated in andesites in the overlier of hydrothermally altered diorite porphyries (Fig. 2). In the PIK–4 drillhole a thick argillitized belt originated by decomposition of diorite porphyries (Fig. 10). Besides argillites we find common samples of a low-temperature mineralization in diorite porphyries in both drillholes. The mineralization is represented only by slight veinlets with a quartz-carbonate-barite filling. In the quartz there occur needlelike tourmaline suns or network tourmaline (Fig. 3, 4a, b, 5a, b). Pyrite occurs along veinlets. Silica released by argillitization crystallized as low-temperature β-quartz in the form of bipyramidal crystals with imperfectly developed surfaces (Plate II, Fig. 1—5). Barite, tourmaline and bipyramidal β-quartz were determined and described in the neighbourhood of Nová Baňa for the first time.

Argillitization alterations influenced intensely the chemical composition of original rocks, too (Fig. 1 and 3). By this alteration a widespread migration of macro- and microelements took place. In both cases depletion of SiO_2, CaO, Na_2O can be stated in argillites in the PIK–3 and PIK–4 drillholes (Fig. 7 and 13). Increased Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO and K_2O contents are observed, which corresponds with the origin of clay minerals: montmorillonite, illite and secondary dolomite. Moreover Mg was proved to have migrated considerably.

On the basis of argillite chemical composition the effects of hypergenesis can be judged e.g. in argillites of the PIK–3 drillhole. Argillite in the dislocation in the stretch 26.4 to 47.4 m has a different composition than a layer in the depth 78.2 to 87.1 m. Hypergene activity influenced more the higher layer in the form of intensive SiO_2, FeO, CaO and Na_2O depletion, while in the lower one the depletion was less intensive, probably because of weaker hypergenesis. In the PIK–4 argillites the effects of hypergenesis are also obvious and they become weaker towards the basis of the argillite layer.

In the distribution diagrams of microelement groups and corresponding oxides in both cases, but especially in the PIK–4 argillites (Fig. 8, 9, 15, 19), Sr–Ba/Pb, V, Ni, Co and Cr showed only insignificant anomalies in the oxidation zone, that cannot be economically exploited. Many of them do not even form their own minerals. Because of an old gold mineralization in the neighbourhood of Nová Baňa we paid attention also to possible Au accumulations. Chemical analyses proved only trace contents in the argillite complex.

Most attention, in the study of argillitization and diorite porphyry alteration, was paid to the causes, that led to this extensive alteration. The fact that all the argillite complex is associated with diorite porphyry, with its more or less decomposed parts and relics in argillites, makes us think that the argillitization took place in situ, without any displacement or redeposition. The mineral association of montmorillonite with a small amount of illite, and kaolinite in deeper parts, univocally prove that the original rocks were neovolcanic ones. High degree of pyritization, formation of calcite and barite make us analyse possible alterations. In our opinion they were formed by the activity of weakly acid to alkaline hydrothermal solutions especially in the basal parts of drillhole profiles. These solutions circulating in a greater distance from their potential sorces carried among others also SO_3 anions, which may be proved by barite crystals. Occurrences of needlelike and sun tourmaline together with quartz indicate the supposed hydrothermal origin, too. Such tourmaline occurrences are commonly said to be a product of low-temperature waters with its temperature of

100 to 400 C, roughly on the level of montmorillonite (B. STOČES 1947). Tourmaline is a potential carrier of boron, which is contained in hydrothermal solutions associated with syn- or postvolcanic activity.

Chemical analyses showed that also seeping hypergene solutions took part in the argillitization.

It is worth mentioning that in a greater distance from the altered diorite porphyry bodies there occur diorite porphyry bodies without observed hydrothermal alterations and argillitization. Therefore we are of the opinion that the argillization had initiated by an intensive hydrothermal activity and hypergene solutions only finished this process in intensely hydrothermally altered diorite porphyry bodies.

Explanations of figures

Fig. 1 Location of the PIK–3 and PIK–4 drillholes

Fig. 2 Geological profile of the PIK–3 drillhole
1 — Quaternary cover, 2 — pyroxene andesite, 3 — argillized andesite, 4 — tectonically broken andesite, 5 — diorite porphyry, 6 — pyroxene andesite dykes, 7 — quartz — carbonate veinlets to capillaries in diorite porphyry, M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Py — pyrite, Li — limonite, SiO_2 — quartz, opal, silicification, $CaCO_3$ — calcite, $BaSO_4$ — barite, Tu — tourmaline suns, Or — ortite, Chl — chloritization, arg — argillitization, hs — hydromicas

Fig. 3 Sketch of mineral filling of a veinlet in PIK–3/114 m

Fig. 4a, b Sketch of mineral filling of a veinlet in PIK–3/110.1 m

Fig. 5a, b Sketch of mineral filling of a veinlet in PIK–3/126.3 m

Fig. 6 DTA curves of bentonites in PIK-3 (74—89 m and 22—50 m)

Fig. 7 Diagrams of chemical composition of rocks from PIK–3

Fig. 8 Distribution diagrams of SiO_2—Zr and CaO—Sr—Ba

Fig. 9 Distribution diagrams Cu—Pb—Zn—Ni—Co—Cr—V

Fig. 10 Geological profile of the PIK–4 drillhole
1 — Quaternary cover, 2 — oxidation zone of bentonites, 3 — argillite with diorite porphyry relics, 4 — propilitized diorite porphyry, 5 — quartz-calcite-barite veinlets in diorite porphyry, M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Py — pyrite, L — limmonite, SiO_2 — quartz, opal, silicification, $CaCO_3$ — calcite, $MgCa(CO_3)_2$ — dolomite, $BaSO_4$ — barite, tu — tourmaline, chl — chloritization, arg — argillitization, hs — hydromicas

Fig. 11 X-ray diagram of separated barite crystals

Fig. 12 Sketch of mineral filling of a veinlet in PIK–4/74 m

Fig. 13 Diagram of chemical contents of sulphur in PIK–4

Fig. 14 Diagram of bentonite chemical composition in PIK–4

Fig. 15 Distribution diagram of SiO_2–TiO_2–Hf–Zr in PIK–4

Fig. 16 Distribution diagram of CaO–Ba–Sr in PIK–4

Fig. 17 Distribution diagram of K_2O–Rb–Cs in PIK–4

Fig. 18 Distribution diagram of FeO–Ni–Co–Cr–V–Ga in PIK–4

Fig. 19 Distribution diagram of Cu–Pb–Zn in PIK–4

Geologické práce, Správy 86, s. 39—72, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Jozef Forgáč

Geochémia a genéza hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku

15 obr. v texte, 4 fotogr. tabuľky (III—VI), anglické resumé

Abstract. The volcanic complex of Neogene to Quaternary age is built predominantly of andesites and of their volcanoclastic material, much less of quartz diorite porphyries, rhyolites and their volcanoclastic material and covers an area of 4400 km^2. Hydrothermally altered volcanic rocks extend on an area of 790 km^2.

The process of chloritization and adularization has been studied from the regional point of view. Most of altered rocks do not crop out, but it is covered with unaltered volcanic rocks or thick weathering products. The rock alterations were accompanied by intensive migration of elements. The migration of single elements is variable. Elements K, Pb, Co, Al, Ga, P, Ca, Fe^{3+}, Cr, Zr, Na have the same or similar trend of migration in the process of chloritization and adularization. Elements Mg, Fe^{2+}, Si, Ni, Sr, Li and V have a different trend. According to the character and intensity of element migration a balance of element migration has been performed.

Hydrothermal alterations in the regional extend in the Central Slovakian volcanic complex were probably caused by the activity of heated meteoric waters.

Hydrotermálne premenené horniny v stredoslovenskej vulkanickej oblasti majú veľké rozšírenie čo do plochy a priestoru. Problematika premien vulkanických hornín je široká, a preto sa predkladaná práca zaoberá len jej časťou, predkladá geochemickú charakteristiku chloritizovaných a adularizovaných vulkanických hornín a objasňuje tento proces z hľadiska genetického. Proces chloritizácie a adularizácie vulkanických hornín je spracovaný z regionálneho hľadiska, práca sa nezaoberá vzťahom premien k zrudneniu.

Pri výbere materiálu pre geochemické spracovanie problematiky premien sa dbalo na to, aby bolo územie pokryté regionálne. Zároveň každá vzorka, ktorá bola zadaná na chemický rozbor, bola vopred spracovaná petrograficky, a to za tým účelom, aby skúmané vzorky zaraďované do súborov predstavovali rovnaký druh premeny, t.j. chloritizáciu a adularizáciu a zároveň, aby predstavovali rovnakú intenzitu týchto premien. Do súborov som nebral materiál z blízkosti rudných žíl, s výnimkou adularizovaných andezitov. Pri zostavovaní súboru z adularizovaných andezitov boli do súboru pojaté aj vzorky z blízkosti rudných žíl v Banskej Štiavnici, a to pre nedostatok vhodného materiálu z adularizovaných andezitov v iných oblastiach. Prvky ako Si, Pb, Zn, Cu, K, Ba, čiastočne

RNDr. J. Forgáč, CSc., Katedra geochémie a mineralógie PFKU, Paulínyho 1, 811 02 Bratislava

aj Sr a Li tvoria v okolí žíl primárne aureoly, čo ovplyvňuje skutočnú koncentráciu týchto prvkov mimo dosahu rudných žíl pri hodnotení adularizovaných andezitov. V migračných radoch sú tieto prvky preto uvedené v zátvorkách.

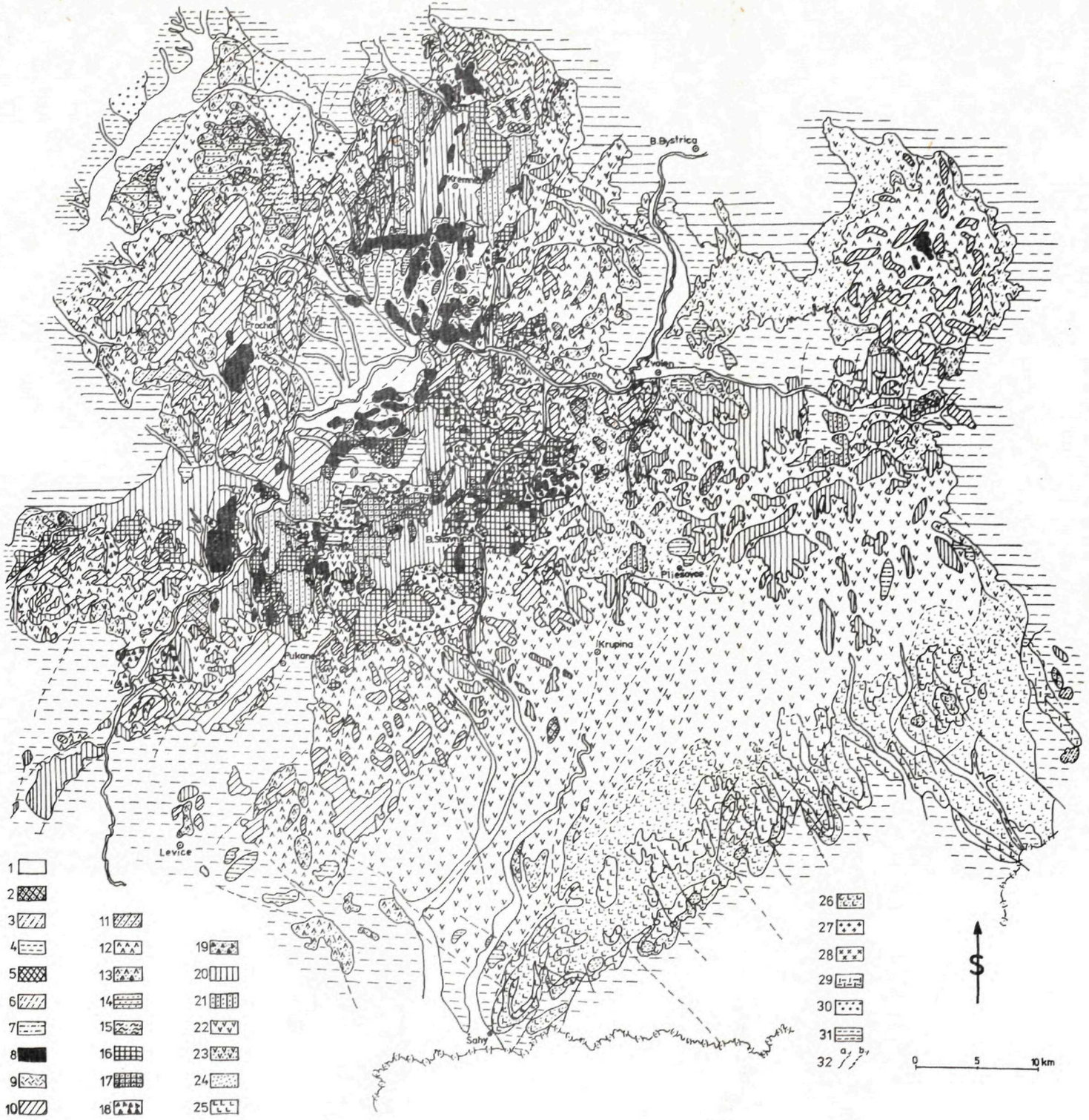
Geologický vývoj vulkanitov stredného Slovenska

Vulkanická činnosť na strednom Slovensku prebiehala v miocéne až v kvartéri a jej produkty sú dnes na rozlohe približne 4400 km^2. Vulkanická činnosť nepôsobila rovnako na celom území; niektoré časti územia sa odlišujú geologickou stavbou, charakterom vulkanizmu, prejavmi vulkanickej činnosti v časovej následnosti, ako aj petrografickým zložením hornín. Vulkanická činnosť sa uplatnila prevažne andezitovým, menej ryolitovým vulkanizmom, podľa V. KONEČNÉHO—J. LEXU—E. PLANDEROVEJ (1983) v tejto časovej postupnosti:

Prvé prejavy vulkanizmu sú známe zo sedimentov egenburgu a karpatu ako polohy ryodacitových tufov. Tieto tufy sa dávajú do súvisu s explozívnym vulkanizmom v severnom Maďarsku. V období spodného bádenu sú prvé prejavy andezitového vulkanizmu, ktorý prebiehal najmä na južných okrajoch Krupinskej planiny. Vulkanizmus mal efuzívno-explozívny charakter. Produkoval amfibolicko-pyroxenické andezity a andezity pyroxenické. Vulkanoklastický materiál bol rozplavovaný do okolia v subakválnom prostredí na značné vzdialenosti. Neskoršie, vo vrchnej časti spodného až stredného bádenu, začína vulkanická činnosť pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov v Štiavnických vrchoch, v Kremnických vrchoch, v pohorí Javorie a v Poľane. V priebehu tejto efuzívno-explozívnej vulkanickej činnosti sa v uvedených oblastiach sformovali rozsiahle stratovulkány. Začiatkom vrchného bádenu dochádzalo prevažne k deštrukcii vulkanických komplexov a v oblasti Javoria, v spätosti s vývojom vulkanicko-tektonickej depresie, došlo k intrúziám dioritov až monzodioritov.

V priebehu vrchného bádenu až spodného sarmatu došlo v oblasti štiavnického vulkánu ku vzniku kaldery a následne k erupciám amfibolicko-biotitických andezitov. Do tohoto obdobia sa kladie aj vznik granodioritových a dioritových intrúzií (V. KONEČNÝ 1970). V Kremnických vrchoch sa aktivizuje vulkanizmus amfibolicko-pyroxenických andezitov a neskoršie andezitov amfibolicko-biotitických. Vulkanická činnosť produkujúca pyroxenické a bazaltické andezity sa aktivizuje vo Vtáčniku. V spodnom až vrchnom sarmate v Štiavnických vrchoch došlo znovu k explozívno-efuzívnej vulkanickej činnosti produkujúcej amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické andezity prevažne v okrajových častiach stratovulkánu. Podobná vulkanická činnosť bola aj v Javorí, kde vznikala vrchná stratovulkanická stavba. Menšie stratovulkány vznikali aj v oblasti Vtáčnika a v severnej časti Kremnických vrchov. V Poľane prebiehal explozívno-extruzívny ryodacitový a neskôr andezitový vulkanizmus a v centrálnej časti došlo ku vzniku intruzívnych telies dioritov a dioritových porfýrov (L. DUBLAN 1981).

Vo vrchnom sarmate až v spodnom panóne prebiehal ryolitový vulkanizmus,



Obr. 1 Geologická mapa vulkanitov stredného Slovenska
Podľa K. KAROLUSA — E. KAROLUSOVEJ 1978.

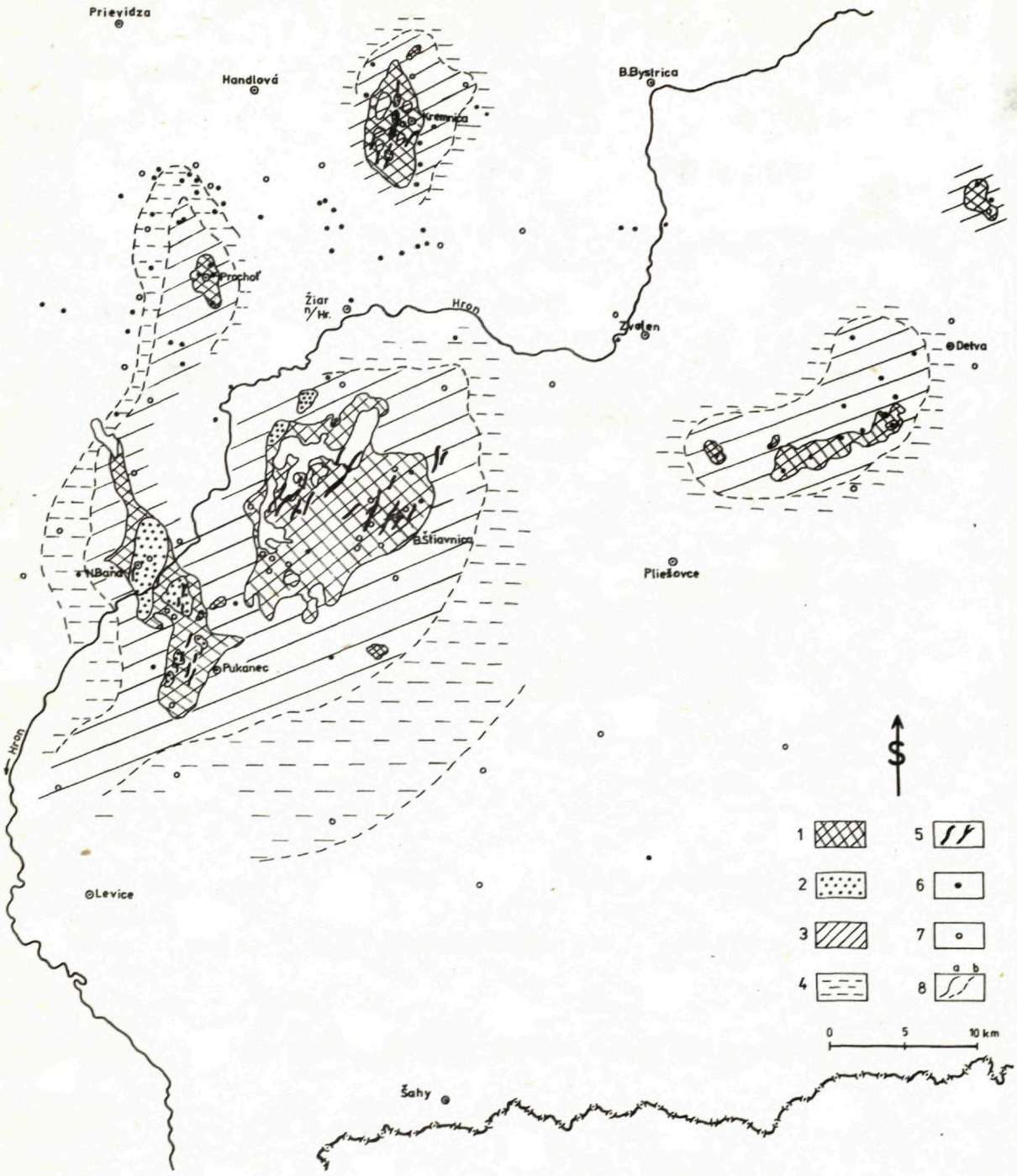
1 — nečlenený kvartér (alúvium, delúvium, riečne sedimenty), 2 — bazalty, 3 — vulkanoklastiká bazaltov, (2 a 3 — pleistocén), 4 — neogén vcelku, 5 — bazaltoidné andezity, 6 — vulkanoklastiká bazaltoidných andezitov, (5 a 6 — pliocén — panón), 7 — hydrokvarcity, 8 — ryolity, 9 — vulkanoklastiká ryolitov (prevažne tufy, tufity), 10 — pyroxenické andezity, 11 — pyroxenicko-amfibolické andezity, 12 — vulkanoklastiká andezitov, prevažne hrubo úlomkovité, 13 — vulkanoklastiká andezitov, prevažne tufy, tufity, 14 — vulkanodetritická formácia (zlepence prevažne s mezozoickým materiálom, polohy pieskovcov, stopy kyslého vulkanizmu), 15 — handlovské slojové pásmo (uhoľné sloje a nadložné íly), (6 až 15 — panón — sarmat), 16 — amfibolicko-biotitické andezity a ignimbrity, 17 — dacity (kremenno-dioritové porfýry) amfibolické, 18 — vulkanoklastiká hruboúlomkovité amfibolicko-biotitického andezitu, 19 — tufy a tufity amfibolicko-biotitického andezitu, 20 — pyroxenické andezity, 21 — amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické andezity, 22 — vulkanoklastiká pyroxenických andezitov (hruboúlomkovité), 23 — tufy a tufity s polohami aglomerátov pyroxenických andezitov, (16 až 23 — sarmat-badén), 24 — amfibolické a pyroxenické andezity, 25 — aglomeráty a hruboúlomkovité brekcie andezitov, 26 — piesčité tufy a tufity andezitov s polohami aglomerátov, (24 až 26 — báden), 27 — granodiority, 28 — diority (27 a 28 — neoidné intrúzie), 29 — ryolitové a ryodacitové tufy a tufity (otnang), 30-paleogénne sedimenty vcelku, 31 — mezozoikum, paleozoikum a kryštalinikum vcelku, 32 — zlomky, a — zistené, b — predpokladané.

ktorý je vo väčšine pohorí reprezentovaný dajkami, extrúziami a prúdmi, kým v oblasti Žiarskej kotliny sú značne vyvinuté ryolitové extrúzie, tufy a tufity. Ryolitový vulkanizmus bol vystriedaný v panóne vulkanizmom pyroxenických a bazaltických andezitov, ktorý prebiehal v Kremnických vrchoch. Posledná vulkanická činnosť na strednom Slovensku sa odohrala v období pliocénu až kvartéru. Bol aktivovaný vulkanizmus alkalických bazaltov, ktorého produkty sú tvorené prevažne lávovými prúdmi. Geologická stavba územia je podrobnejšie znázornená na obr. 1.

Rozšírenie hydrotermálne premenených hornín

Vulkanické horniny na strednom Slovensku sa rozprestierajú na ploche približne 4400 km^2 (obr. 1). Hydrotermálne premenené vulkanické horniny z tejto plochy zaberajú 1/5, čo predstavuje okolo 790 km^2. Hydrotermálnymi premenami sú postihnuté andezity, ryolity, ich vulkanoklastiká (vrátane tufov a tufitov), kremennodioritové porfýry (predtým dacity), granodiority a diority. Rozšírenie hydrotermálne premenených vulkanických hornín som zobrazil na mape premenených hornín (obr. 2). V mape sú vyznačené chloritizované vulkanické horniny, ktoré vychádzajú na povrch a adularizované vulkanické horniny, ktoré taktiež vychádzajú na povrch. Ich ohraničenie bolo prevedené na základe terénneho mapovania a laboratórneho spracovania hornín. Rozšírenie chloritizovaných hornín pod povrchom, t. j. tých, ktoré nevystupujú na povrch, ale sú prekryté nepremenenými vulkanickými horninami alebo mocnými zvetralinami, som interpretoval na základe údajov z vrtov uvedených v nasledovných prácach: K. KAROLUS et al. (1969a, 1969b, 1970a, 1970b, 1971a, 1971b, 1974, 1975a, 1975b, 1976a, 1976b), E. KAROLUSOVÁ (1965, 1968), J. FORGÁČ et al. (1971, 1972, 1975a, 1975b), J. BURIAN et al. (1968a, 1968b, 1969a, 1969b, 1973, 1980), A. BRLAY et al. (1970a, 1970b, 1973, 1974, 1976), V. KONEČNÝ et al. (1966, 1968, 1969, 1970b, 1972, 1975, 1977), L. ROZLOŽNÍK et al. (1970a, 1970b, 1970c, 1970d), F. ZÁBRANSKÝ et al. (1970), B. TOMÁŠEK—A. MIHALÍKOVÁ —J. FORGÁČ et al. (1970), D. VASS et al. (1966), M. PULEC et al. (1966a, 1966b, 1966c), J. GAŠPARIK—J. FORGÁČ et al. (1974), V. BARTEK— K. MALATINSKÝ —Z. BARKÁČ et al. (1966), V. BARTEK (1968), V. BARTEK—J. SLÁVIK—M. RAČICKÝ et al. (1960), M. BÖHMER—E. MACHÁČEK et al. (1977), L. DUBLAN et al. (1978), J. LEXA et al. (1979), A. MIHALÍKOVÁ—E. ŽÁKOVÁ—V. KONEČNÝ —J. ŠTOHL (1981).

Hydrotermálne premenené vulkanické horniny majú najväčšie rozšírenie v oblasti Banská Štiavnica—Hodruša—Vyhne a na západe po dolinu Zlatno (považanská porucha). V tejto oblasti hydrotermálne premenené horniny vychádzajú na povrch na ploche okolo 125 km^2 a vulkanický komplex je premenený od povrchu až do podložia. Vulkanické horniny sú chloritizované, iba v menšej časti je vyvinutá adularizácia, a to v oblasti Vyhní, východne od Hliníka nad Hronom a v okolí rudných žíl v Banskej Štiavnici a Hodruši. Hydrotermálne premenené horniny v tejto oblasti sú podstatne viac rozšírené pod povrchom,


Prievidza
Handlová
Kremnica
B.Bystrica
Prachoľ
Žiar n/Hr.
Hron
Zvolen
Detva
B.Štiavnica
N.Baňa
Pukanec
Pliešovce
Hron
Levice
Šahy
1
2
3
4
5
6
7
8
a b
0 5 10 km

t. j. v hlbších častiach vulkanického komplexu, na povrchu sú vulkanické horniny nepremenené. Premenené horniny, ktoré na povrch nevychádzajú, zaberajú plochu okolo 235 km^2. Celkove sú v tejto oblasti hydrotermálne premenené vulkanické horniny rozšírené na ploche 360 km^2 (t. j. tie, ktoré vystupujú na povrch a aj tie, ktoré na povrch nevystupujú).

Ďalšia oblasť, v ktorej sú rozšírené hydrotermálne premenené vulkanické horniny, sa rozprestiera v oblasti Pukanec — Rudno — Nová Baňa — Prochot. V pruhu Pukanec — Rudno — Nová Baňa až po Žarnovický potok vystupujú na povrch na ploche okolo 76 km^2 a v malom úseku v oblasti Prochota na ploche približne 7 km^2. Pod povrchom majú podstatne väčšie rozšírenie a tvoria súvislý pruh od Divičian cez Pukanec — Rudno — Novú Baňu do Prochota, čo predstavuje plochu 170 km^2, to je dva razy viac než je ich rozšírenie na povrchu; celková plocha ich rozšírenia je okolo 244 km^2. V tejto oblasti okrem chloritizácie hornín má značné rozšírenie aj adularizácia (obr. 2).

V Kremnických vrchoch sú prejavy hydrotermálnej činnosti v centrálnej časti, t. j. v širšom okolí Kremnice. Na povrch vystupujú v oblasti kremnického rudného ložiska na ploche asi 24 km^2 a v malom rozšírení južne od Turčoka. V oblasti Kremnice je adularizácia vulkanických hornín podstatne menej rozšírená než v oblasti Pukanec — Rudno — Nová Baňa. Podstatne väčšie rozšírenie majú premenené horniny pod povrchom, a to na ploche 52 km^2, čo je dvojnásobok rozšírenia premenených hornín vychádzajúcich na povrch. Celková plocha rozšírenia chloritizovaných a adularizovaných hornín v hlbších častiach vulkanického komplexu v Kremnických vrchoch je 76 km^2.

V pohorí Javorie sa na povrchu hydrotermálne premenené horniny nachádzajú na severnom svahu centrálneho hrebeňa; na jeho povrchu tvoria úzky pruh od Kalinky po Stožok, v malom rozšírení sú aj pri osade Kráľová južne od Zvolena. Na povrchu sú na ploche asi 15 km^2. Značne väčšie rozšírenie majú pod povrchom, pretože na povrchu sú prikryté horninami nepremenenými, ale najmä mocným pokrovom zvetralín a zaberajú plochu približne 80 km^2. Celkove sú v Javorí hydrotermálne premenené vulkanické horniny rozšírené na ploche 95 km^2 a zasahujú až do juhozápadných výbežkov pohoria Poľana.

Najmenšie rozšírenie hydrotermálne premenených vulkanických hornín je v Poľane. Nachádzajú sa v centrálnej časti pohoria, kde ich na povrchu možno sledovať na ploche asi 5 km^2, pod povrchom boli interpretované na ploche 12 km^2 (obr. 2). O rozšírení hydrotermálne premenených vulkanických hornín pod povrchom v Poľane je zatiaľ pomerne málo údajov.

Obr. 2 Mapa rozšírenia hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku
1 — chloritizované vulkanické horniny vystupujúce na povrch, 2 — adularizované vulkanické horniny vystupujúce na povrch, 3 — chloritizované vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v takej intenzite ako v horninách vystupujúcich na povrch, 4 — chloritizované vulkanické horniny v spodných častiach vulkanického komplexu, ktoré nevystupujú na povrch; horniny sú premenené iba v polovičnej intenzite ako horniny vystupujúce na povrch, 5 — priebeh rudných žil, 6 — vrty vo vulkanickom komplexe, 7 — vrty, ktoré prenikli cez vulkanický komplex do podložia, 8 — hranice premenených hornín, a — zistené, b — predpokladané.

Hydrotermálne premenené horniny (chloritizované a adularizované) majú postupný prechod laterálne a vertikálne od hornín silno premenených do slabo premenených a až do hornín nepremenených. Hrúbka premeneného vulkanického komplexu sa od strednej časti (t. j. od miest, kde vychádzajú na povrch) smerom na periférju postupne zmenšuje a zároveň sa zmenšuje aj intenzita premien.

Na strednom Slovensku hydrotermálne premenené vulkanické horniny vychádzajúce na povrch sú rozšírené na ploche 243 km^2 a tie, ktoré na povrch nevychádzajú, zaberajú plochu 547 km^2; to je viac než dvojnásobok. Celkove sú premenené horniny rozšírené na ploche 790 km^2. Rudné ložiská vo vulkanitoch stredného Slovenska sú doprevádzané hydrotermálnymi premenami hornín. Pri vyhľadávaní rudných ložísk sme sa doteraz orientovali hlavne na oblasti, kde hydrotermálne premeny hornín vychádzajú na povrch. Ak uvážime, že väčšia časť premenených hornín na povrch nevychádza, znamená to, že z hľadiska plošného rozšírenia týchto premien sa perspektívne možnosti výskytu rudných ložísk čo do plochy rozširujú viac než o dvojnásobok.

Obdobie tvorby hydrotermálnych premien hornín

Mladotreťohorná až štvrtohorná vulkanická činnosť je charakterizovaná veľkým časovým rozpätím, v ktorom sa odohrali rôzne erupcie od najnižšieho po najvyšší stupeň explozivity. S vlastnou vulkanickou činnosťou a jej doznievaním je spätý rad premien vo vulkanických horninách. Po ukončení vulkanizmu i v medziobdobiach jeho utíšenia boli horniny postihnuté ďalšími premenami vyvolanými najmä chemickým zvetrávaním. Do tohoto obdobia spadá aj tvorba rudných ložísk, čo je späté s niektorými druhmi premien hornín. Výslednicou rôznych druhov premien, ktoré sa uplatnili v rôznych vzájomných kombináciách, ako aj v časovej následnosti, je často tak intenzívne postihnutie pôvodných hornín, že je obťažné identifikovať ich pôvodné zloženie alebo genetický typ premien a obdobie ich tvorby.

F. RICHTHOFEN (1860) hydrotermálne pemenené horniny zaradil do skupiny zelenokamov, ktoré podľa neho vznikli zo samotnej magmy ako najstarší člen vulkanitov; časove ich začlenil na začiatok neogénnej vulkanickej činnosti F. Fiala (1957) a M. BÖHMER (1959) hydrotermálne premenené horniny (propylity) chápu ako autometamorfný proces, ktorý sa v Kremnických vrchoch uplatnil v najstarších andezitoch. Pod pojmom propylitizácia chápe F. FIALA (l.c.) aj kaolinizáciu (argilitizáciu) a karbonatizáciu často spojenú s prekremenením. V. KONEČNÝ—J. LEXA (1979), V. KONEČNÝ (1970a) proces areálnej propylitizácie dávajú do obdobia po vzniku kolapsovej štruktúry (sarmat), ktorá je podľa nich najintenzívnejšia v štiavnicko-hodrušskej oblasti. Hydrotermálna činnosť v Štiavnických vrchoch je tiež spájaná s intrúziami kremennodioritových porfýrov až granodioritových porfýrov, ktorých vek spadá do obdobia sarmatu (V. KONEČNÝ—J. LEXA—E. PLANDEROVÁ 1983, J. BURIAN 1980, J. BURIAN—J. SMOLKA 1982). V oblasti Javoria sú tieto premeny dávané do

súvisu s intrúziami kremennodioritových porfýrov a kremitého monzodioritu (A. MIHÁLIKOVÁ 1982, J. ŠTOHL—V. KONEČNÝ et al. 1981 a i.). V kremnických vrchoch je hydrotermálna činnosť tiež spájaná s intrúziami dioritu-gabra (M. BÖHMER—M. ŠIMOVÁ 1976). S intruzívnymi telesami v uvedených pohoriach je okrem prejavov hydrotermálnej aktivity spájaný aj vznik indícií rudnej mineralizácie.

Ďalšie výrazné prejavy hydrotermálnej činnosti sú charakterizované draselnou metasomatózou (adularizáciou). M. BÖHMER (1961) na základe priestorových vzťahov medzi draselnou metasomatózou a ryolitmi dáva draselnú metasomatózu v Kremnických vrchoch do súvisu s erupciami ryolitov. V oblasti Zlatna v Štiavnických vrchoch J. BURIAN (1980) a J. SMOLKA (1982) spájajú výskyt aduláru s intrúziou granodioritového porfýru. Výrazná draselná metasomatóza (adularizácia) spolu s chloritizáciou, sericitizáciou a prekremenením sa vyskytuje v okolí rudných žíl v Banskej Štiavnici (J. FORGÁČ 1966) a v Kremnici (M. BÖHMER 1961, M. BÖHMER et al. 1969). Hydrotermálny proces prebiehal ešte aj po vzniku ryolitov. V ďalšom období, t. j. v pliocéne až v kvartéri, sa prejavy hydrotermálnej činnosti neuplatnili. Dôkazom toho je, že bazaltová dajka v Banskej Štiavnici pri Kalvárii preniká cez hydrotermálne premenené andezity, ale bazalty nie sú premenou postihnuté (E. KAROLUSOVÁ—K. KAROLUS 1976).

Z uplatnenia hydrotermálnych premien vo vulkanickom komplexe na strednom Slovensku vyplýva, že ide o proces, ktorý prebiehal v rôznych intervaloch v dlhom časovom období. Za súčasného stavu poznatkov ťažko určiť začiatok tohoto procesu, nakoľko hydrotermálnymi premenami sú postihnuté všetky druhy andezitov (vrátane granodioritu a dioritu), ako aj ryolity vyskytujúce sa v oblastiach, kde sa tieto premeny uplatnili. Možno povedať, že hydrotermálny proces sa zakončil v období po erupciách ryolitov a pred erupciami bazaltov.

Petrografický charakter premenených hornín

Hydrotermálnymi roztokmi boli na strednom Slovensku postihnuté vulkanické horniny rôzneho zloženia, sú to najmä pyroxenické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, biotiticko-amfibolické andezity, kremennodioritové porfýry (predtým dacity) a ryolity, ako aj intruzívne telesá granodioritov a dioritov. Hydrotermálne premeny, ktoré sú predmetom predkladanej práce, som rozčlenil na horniny chloritizované a horniny adularizované.

Horniny chloritizované

Chloritizované horniny v oblasti stredného Slovenska majú najväčšie rozšírenie. Pri chloritizácii hornín dochádza hlavne k premene tmavých minerálov (pyroxény, amfiboly, biotity) a základnej hmoty horniny. Chlority sú najčastejšie vyvinuté v podobe drobných šupiniek alebo vláken, sú prevažne svetlozelené až zelené, miestami majú nádych do hneda. Chlority vo forme šupiniek tvoria

najčastejšie pseudomorfózy po tmavých mineráloch a zhluky v základnej hmote hornín (tab. III, obr. 1). Vláknitá forma chloritu je obvykle vyvinutá v dutinkách hornín. V prvých štádiach premeny sa tmavé minerály rozpadávajú na gelovitú hmotu, z ktorej kryštalizujú chlority. Na tento proces poukazujú ojedinele zachované prasklinky po dehydratácii gelov v pseudomorfózach po tmavých mineráloch. V prvých štádiach kryštalizácie gelov sú drobné šupinky chloritu usporiadané skoro kolmo na prasklinky v dehydratovaných geloch, alebo sú šupinky chloritu usporiadané do rôznych tvarov pripomínajúcich kolomorfné štruktúry. Z gelovitej hmoty sa tvoril aj vláknitý chlorit, ktorého vlákna majú často tendenciu kolmej orientácie na steny dutiniek v hornine, ktoré vláknitý chlorit vypĺňa.

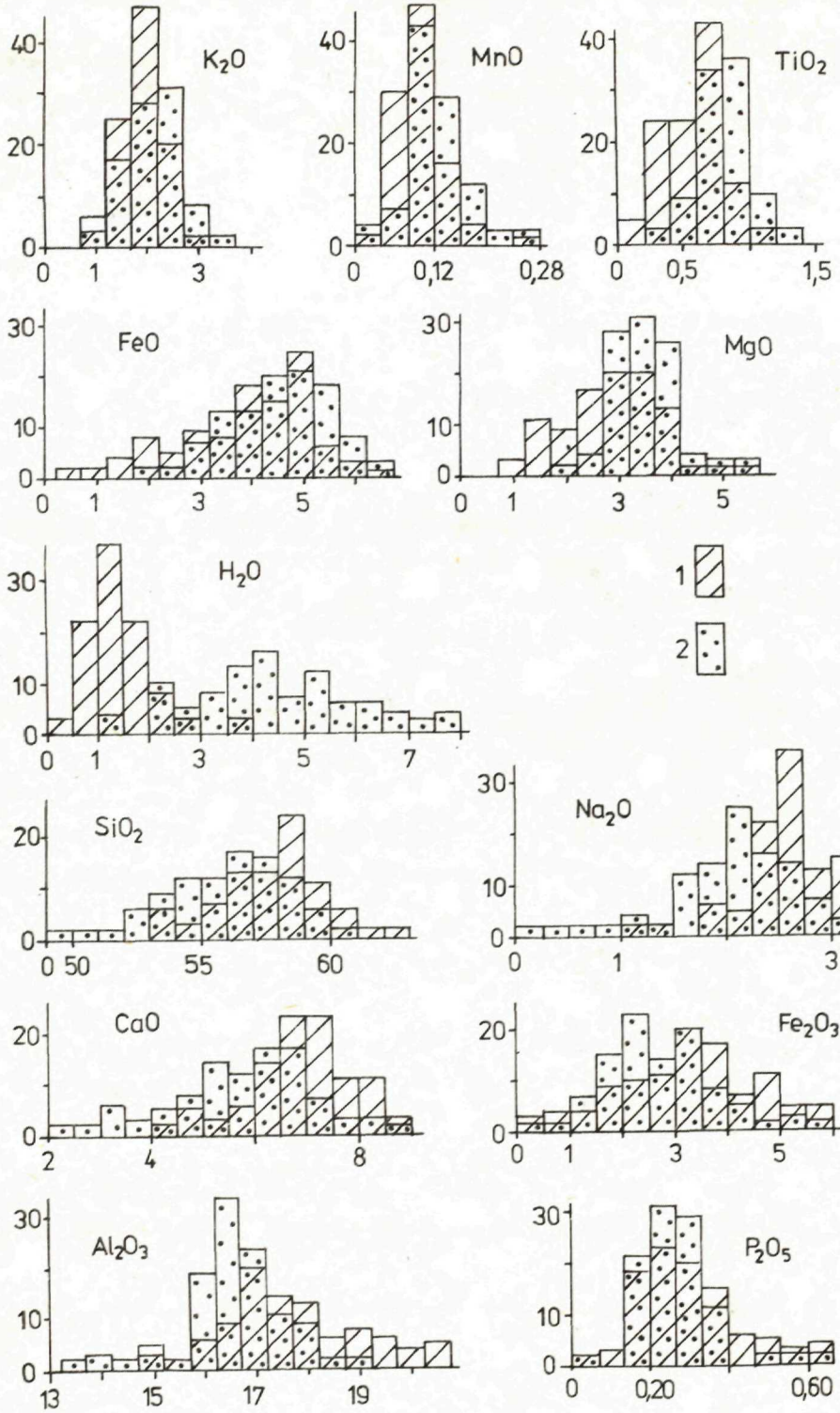
Sprievodnými minerálmi chloritizácie sú epidot, kremeň, sericit, pyrit, karbonáty (kalcit, ojedinele dolomit a siderit). Epidot v porovnaní s chloritom má podstatne menšie rozšírenie a miestami chýba. Najčastejšie je epidot v horninách vo forme zhlukov, nepravidelných jedincov až neúplných stĺpčekov a miestami tvorí výplň pukliniek v horninách. Častým sekundárnym minerálom v chloritizovaných horninách je kremeň. Kremeň tvorí najčastejšie drobné zhluky nepravidelne roztrúsené v hornine, alebo je na puklinách. V sekundárnom kremeni často pozorujeme obláčkovité zhášanie. Miestami sú v ňom znaky, že sa tvoril z hydrogelu kremíka (tab. III, obr. 2; tab. IV, obr. 1). Prevažne sa vykryštalizoval vo forme kremeňa a iba ojedinele sa vyskytuje vo forme chalcedónu a opálu, najmä v dutinkách hornín. Obsah sekundárneho kremeňa v chloritizovaných horninách je v značnej miere závislý na intenzite premeny horniny. V horninách slabo chloritizovaných je sekundárneho kremeňa málo, s intenzitou premeny sa v jeho obsah zvyšuje. Je to podmienené tým, že sa pri rozpade primárnych silikátov a základnej hmoty uvoľňuje kremík, do sekundárnych minerálov vstupuje z neho iba časť a zo zvyšujúcej časti kremíka sa tvorí sekundárny kremeň. Plagioklasy sú v procese chloritizácie prevažne čerstvé, alebo sú iba čiastočne sericitizované a karbonatizované. Sericitu je obvykle málo a je sprevádzaný karbonátmi, tvorí v hornine drobnošupinkovité zhluky. Karbonáty vytvárajú najčastejšie drobné zhluky, alebo vypĺňajú pukliny a dutinky spolu s kremeňom. Karbonáty sú pomerne málo prítomné. Chloritizácia hornín je doprevádzaná tiež tvorbou pyritu. Pyrit je v horninách najčastejšie vo forme impregnácií, alebo vytvára povlaky na puklinách. Pri intenzívnej pyritizácii ojedinele možno pozorovať, že pyrit tvorí pseudomorfózy po tmavých mineráloch (tab. IV obr. 2). Rozšírenie pyritu nie je závislé na intenzite premeny hornín, pyrit nie je stálym sprievodným minerálom v chloritizovaných horninách a často v nich nie je prítomný. V základnej hmote hornín dochádza k tvorbe uvedených sekundárnych minerálov, čo vedie k jej rekryštalizácii a zozrneniu pôvodnej štruktúry základnej hmoty (tab. V, obr. 1). Obvykle sa stáva skrytokryštalickou, jemnozrnnou. Pri menej intenzívnej premene sú miestami ešte znaky pôvodnej štruktúry základnej hmoty (tab. V, obr. 2).

Horniny adularizované

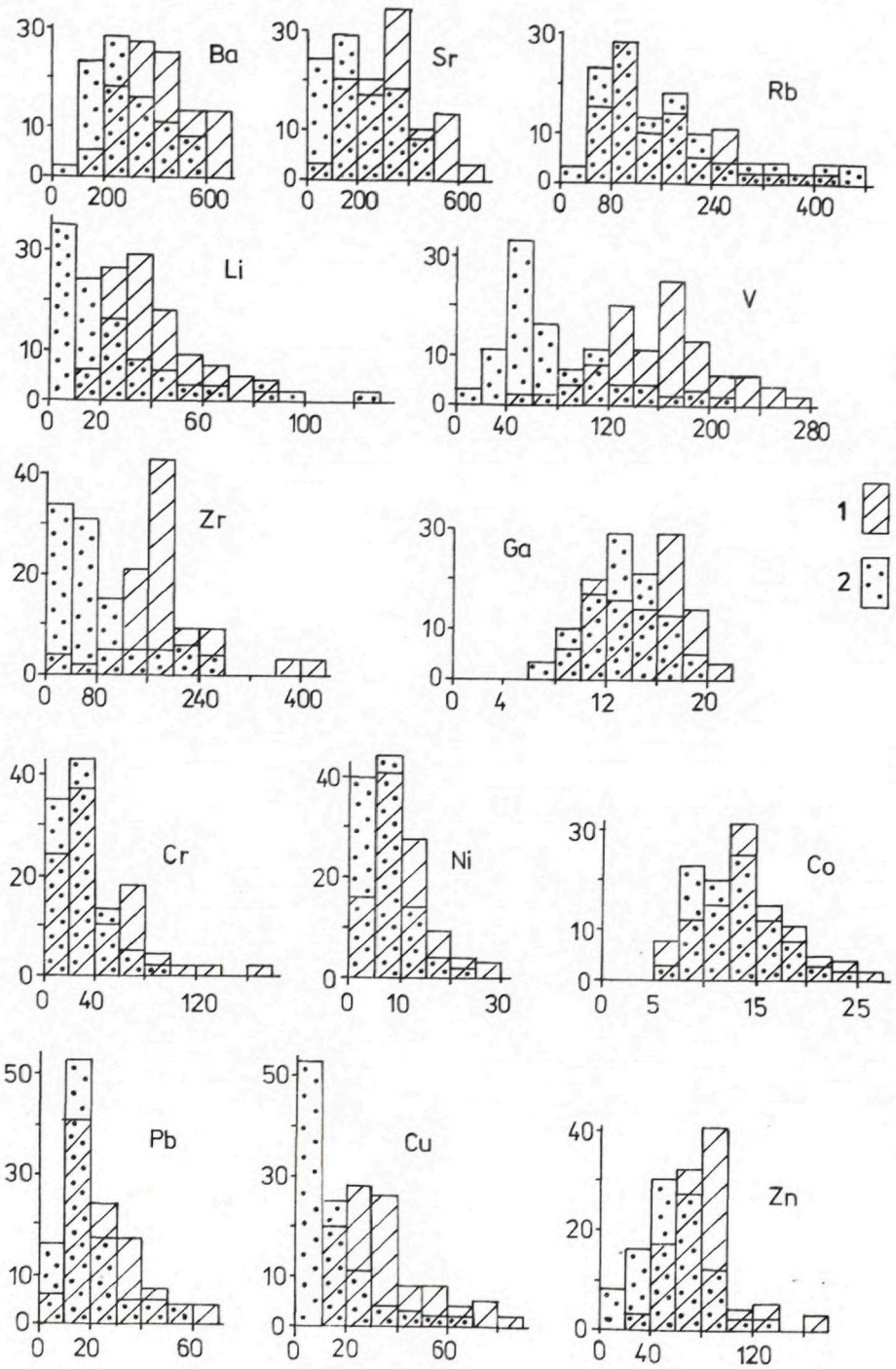
Adularizáciou sú postihnuté pyroxenické andezity, amfibolicko-biotitické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, ryolity, kremenno-dioritové porfýry (predtým dacity), granodioritové porfýry a diority. V procese adularizácie dochádza k zatláčaniu plagioklasu a základnej hmoty hornín adulárom. Pri silnejšej adularizácii je plagioklas úplne nahradený adulárom, v základnej hmote tvorí adulár nepravidelné zhluky. Adulár sa miestami vylučuje na puklinkách a tvorí žilky obyčajne spolu s kremeňom. Vo väčších jedincoch aduláru sú miestami málo výrazné nepravidelné šmuhy tvorené jemne rozptýlenými znečisteninami, ktoré sa do aduláru dostali pri jeho kryštalizácii. V ryolitoch od Novej Bane a Vyhní je adulár v kostrovitom vývoji v miestach pôvodných plagioklasov. Okrem plagioklasu a základnej hmoty adulár zatláča i chlorit. Adulár v tenkých žilkách ojedinele preniká cez pseudomorfózy chloritu; adulár vznikal neskoršie ako chlorit. V adularizovaných horninách sa zo sekundárnych minerálov vyskytuje najčastejšie chlorit, kremeň, sericit, epidot a karbonáty. Od chloritizovaných hornín sa adularizované horniny odlišujú prítomnosťou aduláru. Pri intenzívnej adularizácii horniny obsahujú obvykle viac sekundárneho kremeňa, menej chloritu než horniny chloritizované. Podobne ako u chloritizovaných hornín aj pri adularizácii dochádza k rekryštalizácii základnej hmoty hornín a mení sa ich štruktúra. Markantný je tento zjav napr. v ryolitoch pri Novej Bani a v andezitoch v oblasti Rudno nad Hronom — Pukanec. V ryolitoch možno pozorovať, že z pôvodnej sférolitickej až sférolitícko-vitrofyrickej štruktúry základnej hmoty pri pôsobení hydrotermálnych roztokov vzniká skrytokryštalická až mikroaplitická štruktúra základnej hmoty (tab. VI, obr. 1). Pri menšej intenzite uplatnenia adularizácie sa v horninách zachovali ešte znaky pôvodnej štruktúry základnej hmoty (tab. VI, obr. 2). Intenzita rekryštalizácie základnej hmoty je závislá na intenzite premeny hornín.

Geochemický charakter hornín

Proces hydrotermálnych premien hornín sa vyznačuje tým, že hydrotermálne roztoky pri prechode vulkanickým komplexom vyvolávajú v horninách mineralogické a chemické zmeny. Pri geochemickom hodnotení premenených hornín vychádzam zo zloženia hornín nepremenených, a to z andezitov a ryolitov, lebo nepremenené horniny predstavujú pôvodné zloženie hornín premenených. Distribúcia prvkov v nepremenených a v premenených horninách je znázornená na obr. 3 a 4. Do andezitov sú zahrnuté ich rôzne petrografické variety, ako aj andezity bádenského a sarmatského veku. Z predchádzajúceho skúmania vyplýva (J. FORGÁČ—G. KUPČO 1974, J. LEXA 1979), že rozdiely v chemickom zložení týchto petrografických variet andezitov a andezitov odlišného veku sú malé a miestami až nepatrné, a tak neovplyvnia celkové závery o migrácii prvkov pri premenách hornín.



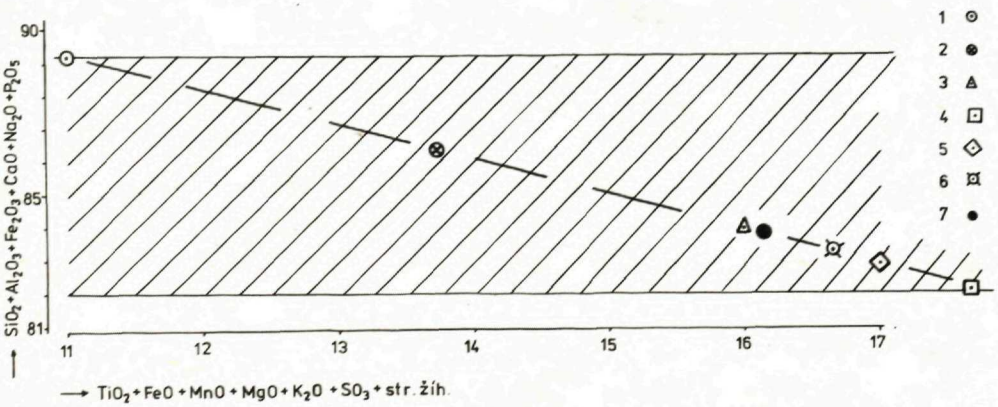
Obr. 3 Graf distribúcie Si, Fe, Al, Mg, P, Ti, Ca, Na a vody
1 — andezity nepremenené, 2 — andezity chloritizované.



Obr. 4 Graf distribúcie Ba, Sr, Rb, Li, V, Zr, Ga, Cr, Ni, Co, Pb, Cu, Zn.
1 — andezity nepremenené, 2 — andezity chloritizované.

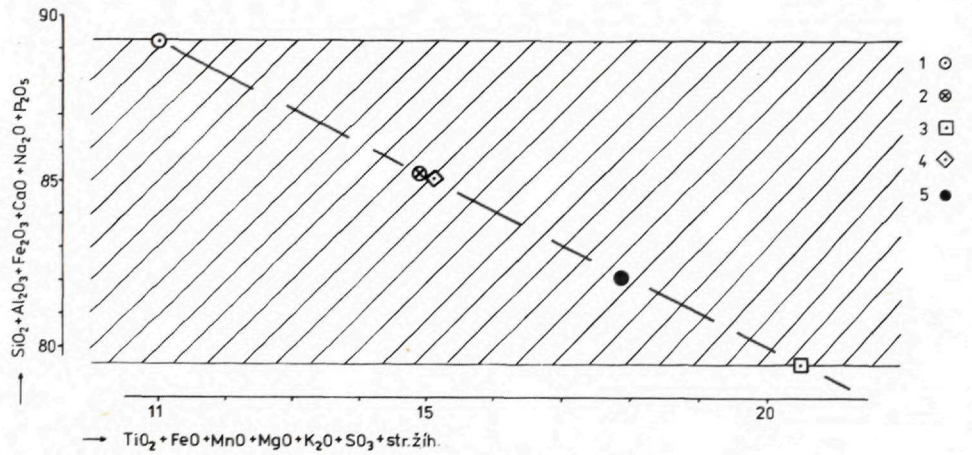
Makroprvky

Makroprvky sa čo do množstva v hlavnej miere podielajú na zložení hornín. Pri reakciách roztokov s horninami časť prvkov z hornín prechádza do hydrotermálnych roztokov, ovplyvňuje ich pôvodné zloženie a ďalšiu aktivitu. Pri tomto procese niektoré prvky sú z hornín odnášané a niektoré vstupujú do vznikajúcich sekundárnych minerálov. Celková distribúcia prvkov v andezitoch nepremenených a v andezitoch chloritizovaných je znázornená na obr. 3. Z týchto distribučných grafov je zrejmé, že časť prvkov v chloritizovaných horninách má vzhľadom k čerstvým horninám tendenciu zmenšovať svoj obsah a časť má tendenciu obsah zvyšovať. Medzi prvky, ktoré majú tendenciu zmenšovať obsah, patrí SiO_2, CaO, Na_2O, Fe_2O_3, Al_2O_3. Medzi prvky, ktoré majú tendenciu zvyšovať obsah, patrí FeO, MgO, MnO, TiO_2, H_2O. Pri sledovaní zväčšovania a zmenšovania obsahu prvkov možno pozorovať, že u niektorých prvkov je tento zjav výrazný, u iných menej výrazný, alebo môžeme hovoriť len o určitej tendencii zväčšovania alebo zmenšovania obsahu prvkov. Výraznejšie sa tento úkaz prejaví, ak spočítame obsahy prvkov, ktoré v premenených horninách oproti nepremeneným javia zvýšený obsah a taktiež spočítame spolu obsahy prvkov, ktoré javia zmenšovanie obsahu v premenených horninách. Takéto zhodnotenie je urobené pre jednotlivé štruktúry, na ktorých sa premenené horniny vyskytujú a sú dané do vzájomného vzťahu s horninami nepremenenými (obr. 5—7). V chloritizovaných andezitoch (obr. 5) sa vzhľadom k andezitom nepremenenému prejavil negatívny trend na všetkých štruktúrach, kde došlo k výraznému odnosu prvkov. V chloritizovaných andezitoch je suma odnosu makroprvkov vyjadrených v kysličníkoch v priemere 5 %. V adularizovaných andezitoch a v ryolitoch je podobný trend v zmene obsahov prvkov ako v andezitoch chloritizovaných (obr. 6 a 7). V adularizovaných andezitoch je suma odnosu

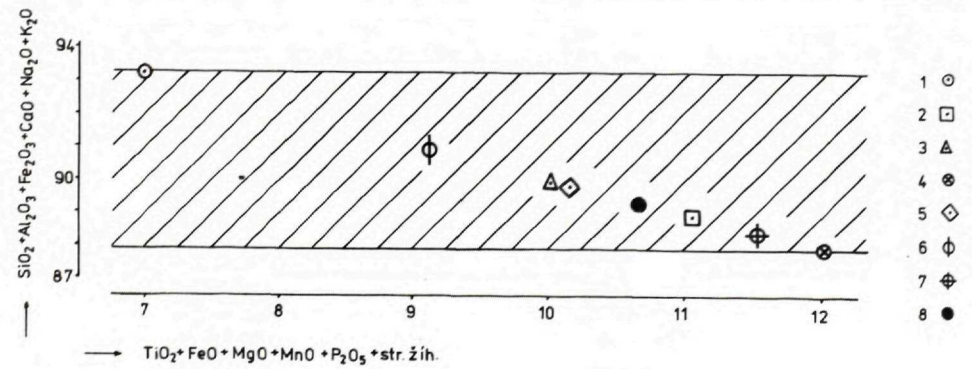


Obr. 5 Sumárny graf zmeny obsahov makroprvkov v chloritizovaných andezitoch
1—andezity nepremenené zo stredného Slovenska, 2—chloritizované andezity z oblasti Pukanec—Nová Baňa—Prochot, 3—chloritizované andezity z Kremnických vrchov, 4—chloritizované andezity z oblasti Poľany, 5—chloritizované andezity z oblasti Javoria, 6—chloritizované andezity zo Štiavnických vrchov, 7—chloritizované andezity zo stredného Slovenska vcelku.

prvkov vyššia než v andezitoch chloritizovaných a predstavuje hodnotu 7,5 %, vyjadrenú v kysličníkoch príslušných prvkov. Z týchto hodnôt možno konštatovať, že v procese hydrotermálnych premien hornín, t. j. chloritizácie a adularizácie, sa dostalo do pohybu pôsobením roztokov 5 až 7,5 % celkovej hmoty hornín. Ak uvážime, aké množstvo vulkanických hornín na strednom Slovensku bolo hydrotermálne premenené, môžeme usúdiť, aké obrovské množstvo hmoty sa dostalo do pohybu v procese hydrotermálnych premien hornín.



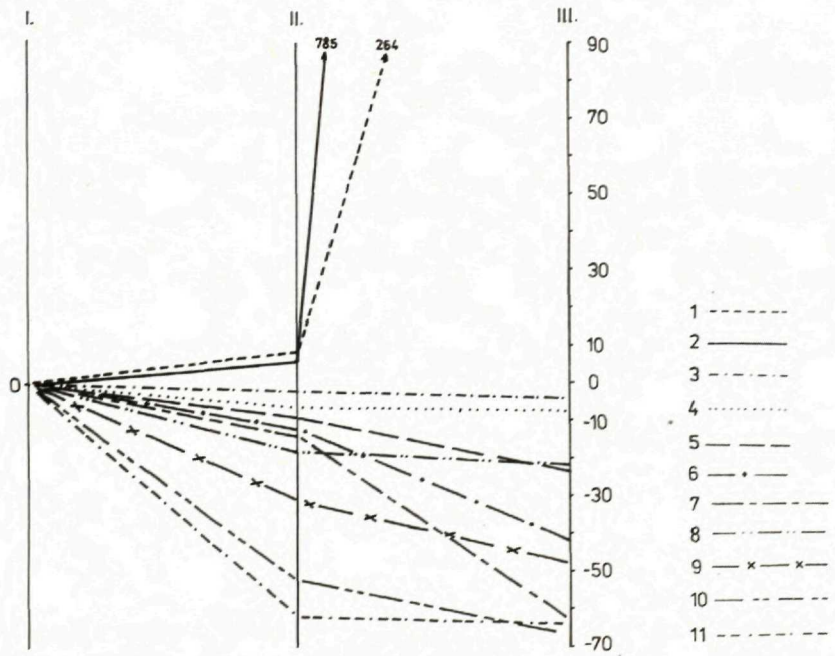
Obr. 6 Sumárny graf zmeny obsahov makroprvkov v adularizovaných andezitoch
1 — andezity nepremenené, 2 — andezity adularizované z oblasti Pukanec—Rudno nad Hronom, 3 — adularizované andezity z Banskej Štiavnice, 4 — adularizované andezity z Kremnických vrchov, 5 — adularizované andezity zo stredného Slovenska vcelku.



Obr. 7 Sumárny graf zmeny obsahu makroprvkov v adularizovaných ryolitoch
1 — ryolity nepremenené, 2 — adularizované ryolity z oblasti Pukanec—Rudno nad Hronom, 3 — adularizované ryolity od Novej Bane, 4 — adularizované ryolity od Vyhní, 5 — adularizované ryolity od Hliníka nad Hronom, 6 — adularizované ryolity z Kremnických vrchov, 7 — adularizované ryolity zo stredného Slovenska vcelku.

Mikroprvky

Mikroprvky sa síce nevyskytujú v horninách v takom množstve ako makroprvky, podieľajú sa však spolu s makroprvkami na zložení hornín a minerálov. Pri premene hornín pôsobením hydrotermálnych roztokov dochádza spolu s makroprvkami k uvoľňovaniu stopových prvkov. Časť stopových prvkov sa dostáva do roztokov a môže migrovať, časť môže vstupovať do vznikajúcich sekundárnych minerálov. Zo stopových prvkov boli sledované Ga, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, Rb, Li, Pb, Zn, Cu. Distribúcia prvkov v nepremenených andezitoch a v andezitoch chloritizovaných je znázornená na obr. 4. Na týchto distribučných grafoch je vidno, že prevažná časť stopových prvkov má tendenciu zmenšovať svoj obsah v chloritizovaných horninách oproti horninám nepremeneným. Číselné vyjadrenie hodnôt rozpätia koncentrácie a ich priemerné obsahy sú zosumarizované v tabuľkách 2, 4, 6. Stopové prvky podľa veľkosti zmeny obsahov v procese chloritizácie hornín možno rozdeliť do troch skupín. Do prvej skupiny patria prvky V, Zr, Sr, Li, Pb, Zn a Cu, ktoré sa vyznačujú výraznejším zmenšovaním svojho obsahu. Do druhej skupiny prvkov patrí Ga, Ni, Co, Cr. V obsahoch týchto prvkov sa prejavila len slabá tendencia zmenšovať svoje

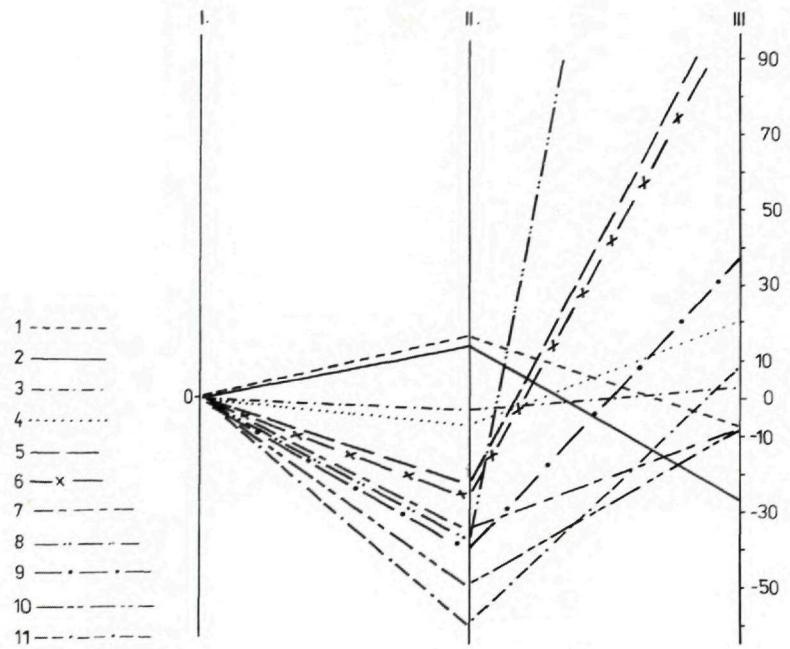


Obr. 8 Diagram hodnôt prínosu a odnosu prvkov v chloritizovaných a adularizovaných andezitoch I — andezity nepremenené, II — andezity chloritizované, III — andezity adularizované, 1 — K_2O, 2 — Rb, 3 — Co, 4 — Al_2O_3, 5 — Ga, 6 — P_2O_5, 7 — CaO, 8 — Fe_2O_3, 9 — Cr, 10 — Zr, 11 — Na_2O.

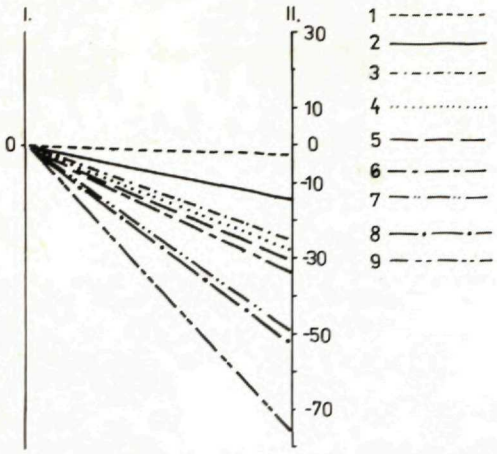
koncentrácie pri chloritizácii hornín, čo je vidno z tabuľky 2. Do tretej skupiny patrí rubídium, ktoré v procese chloritizácie javí slabé znaky zvyšovania obsahu (tab. 2), avšak pri adularizácii hornín, a to v andezitoch aj v ryolitoch, sa jeho koncentrácia výrazne zvyšuje (tab. 4, 6).

Migrácia prvkov

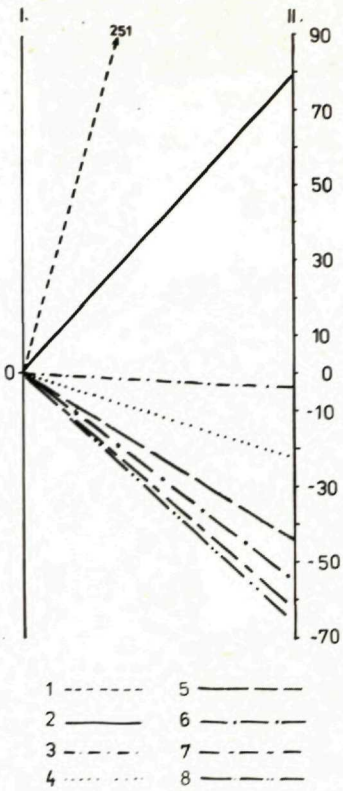
V procese hydrotermálnych premien dochádza k migrácii prvkov. Migrácia prvkov je menlivá a nie je závislá na ich množstve v horninách, ale na pohyblivosti v danom prostredí. Aby som zistil skutočnú veľkosť prínosu a odnosu prvkov, bez ohľadu na ich množstvo v horninách, prepočítal som zmeny obsahov prvkov v premenených horninách vzhľadom k ich absolútnej koncentrácii v horninách nepremenených a tento rozdiel som vyjadril v percentách prínosu a odnosu pre každý prvok. Získané údaje sú zosumarizované v tabuľkách 1 až 6. Z tabuliek vidno, že obsah kremíka v nepremenených andezitoch je v priemere 58,06 % a v chloritizovaných andezitoch sa jeho obsah zmenšuje na 56,20 %, čo



Obr. 9 Diagram hodnôt prínosu a odnosu prvkov v chloritizovaných a adularizovaných andezitoch I — andezity nepremenené, II — andezity chloritizované, III — andezity adularizované, 1 — MgO, 2 — FeO, 3 — SiO_2, 4 — Ni, 5 — Zn, 6 — Ba, 7 — Sr, 8 — Pb, 9 — Li, 10 — V, 11 — Cu.



Obr. 10 Diagram hodnôt prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných ryolitoch
I — ryolity nepremenené, II — ryolity adularizované, 1 — SiO_2, 2 — Cu, 3 — MgO, 4 — Li, 5 — Sr, 6 — V, 7 — Pb, 8 — Zn, 9 — Ba.



Obr. 11 Diagram hodnôt prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných ryolitoch
I — ryolity nepremenené, II — ryolity adularizované, 1 — Rb, 2 — K_2O, 3 — Al_2O_3, 4 — Fe_2O_3, 5 — P_2O_3, 6 — CaO, 7 — Na_2O, 8 — Zr.

Tab. I

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v chloritizovaných andezitoch

	Andezity nepremenené (n = 65)		Andezity chloritizované (n = 94)		Odnos − Prínos +	Odnos − % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
SiO_2	53,03—64,50	58,06	49,88—65,54	56,20	−1,86	−3,20
TiO_2	0,19—1,45	0,57	0,39—1,32	0,78	+0,21	+36,84
Al_2O_3	14,96—22,43	17,84	13,53—19,22	16,68	−1,16	−6,50
Fe_2O_3	0,95—5,89	3,35	0,76—5,69	2,73	−0,62	−18,50
FeO	0,60—6,50	3,97	1,96—6,56	4,55	+0,58	+14,60
MnO	0,03—0,28	0,10	0,03—0,28	0,11	+0,01	+10,00
MgO	0,92—5,11	2,99	2,25—5,63	3,46	+0,47	+15,71
CaO	4,52—8,56	6,82	2,25—8,62	5,92	−0,89	−13,04
Na_2O	1,80—3,52	2,67	0,29—4,80	2,02	−0,65	−62,33
K_2O	1,14—2,83	1,93	1,27—3,35	2,09	+0,16	+8,29
P_2O_5	0,01—0,60	0,26	0,06—0,59	0,24	−0,02	−7,69
SO_3	—	—	0,01—6,79	0,57	+0,57	+100,00
Str. žih.	0,36—4,34	1,44	1,01—9,16	4,65	+3,21	+222,91

v obsahu koncentrácie predstavuje zníženie obsahu o 1,20 %, avšak percentuálne vzhľadom k absolútnej koncentrácii v nepremenených andezitoch to znamená zníženie obsahu kremíka o 3,20 %. Výraznejší je tento rozdiel napr u vápnika. Koncentrácia CaO v nepremenených andezitoch je 6,82 % a v chloritizovaných 5,93 %, čiže rozdiel v absolútnych hodnotách je 0,89 % CaO; tento rozdiel vyjadrený v percentách vzhľadom k absolútnej hodnote v andezitoch nepremenených predstavuje 13,04 % CaO. Z uvedeného vyplýva, že hoci je kremík v andezitoch niekoľkokrát viac zastúpený než vápnik, v procese chloritizácie andezitov je vápnik z hornín odnášaný štyrikrát intenzívnejšie než kremík. Údaje o intenzite prínosu a odnosu vyjadrené v percentách, ktoré predstavujú

Tab. 2

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v chloritizovaných andezitoch

	Andezity nepremenené (n = 65)		Andezity chloritizované (n = 94)		Odnos − Prínos +	Odnos − % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
Ga	10—36	15,24	8—27	13,86	−1,38	−9,05
V	57—249	161,12	34—270	79,80	−81,32	−50,47
Zr	39—575	177,66	20—268	84,28	−93,38	−52,56
Ni	1,9—30	8,31	2,5—50	7,74	−0,57	−6,85
Co	6,6—24	13,85	10—26	13,44	−0,41	−2,96
Cr	6—167	42,70	6—91	29,32	−13,38	−31,33
Ba	190—700	407,07	90—575	296,37	−107,70	−26,45
Sr	54—622	325,15	40—537	209,86	−115,29	−35,45
Rb	53—389	147,35	8—462	158,61	+11,56	+7,64
Li	12—82	39,73	3—130	23,56	−16,17	−40,69
Pb	10—172	30,00	10—59	19,59	−10,41	−34,70
Zn	32—134	73,58	10—132	56,60	−16,98	−23,07
Cu	11—140	36,43	3—62	14,57	−21,86	−60,00

Tab. 3

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných andezitoch

	Andezity nepremenené (n = 65)		Andezity adularizované (n = 28)		Odnos − Prínos +	Odnos − % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
SiO_2	53,03—64,50	58,06	48,52—68,65	59,54	+1,48	+2,54
TiO_2	0,19—1,45	0,57	0,39—1,10	0,69	+0,12	+21,05
Al_2O_3	14,96—22,43	17,84	13,78—18,42	16,39	−1,45	−8,12
Fe_2O_3	0,95—5,89	3,35	0,54—5,34	2,61	−0,74	−22,08
FeO	0,60—6,50	3,97	0,34—5,48	2,86	−1,11	−27,95
MnO	0,03—0,28	0,10	0,01—0,62	0,24	+0,14	+140,00
MgO	0,92—5,31	0,99	0,20—8,78	2,79	−0,20	−6,68
CaO	4,52—8,56	6,82	0,44—6,06	2,50	−4,32	−63,34
Na_2O	1,80—3,52	2,67	0,10—2,69	0,96	−1,71	−64,04
K_2O	1,14—2,83	1,93	3,11—11,88	7,04	+5,11	+274,76
P_2O_5	0,01—0,60	0,26	0,04—0,27	0,15	−0,11	−42,30
SO_3	—	—	0,05—4,58	0,74	+0,74	+100,00
Str. žih.	0,36—4,34	1,44	0,34—8,04	3,52	+2,08	+144,44

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných andezitoch Tab. 4

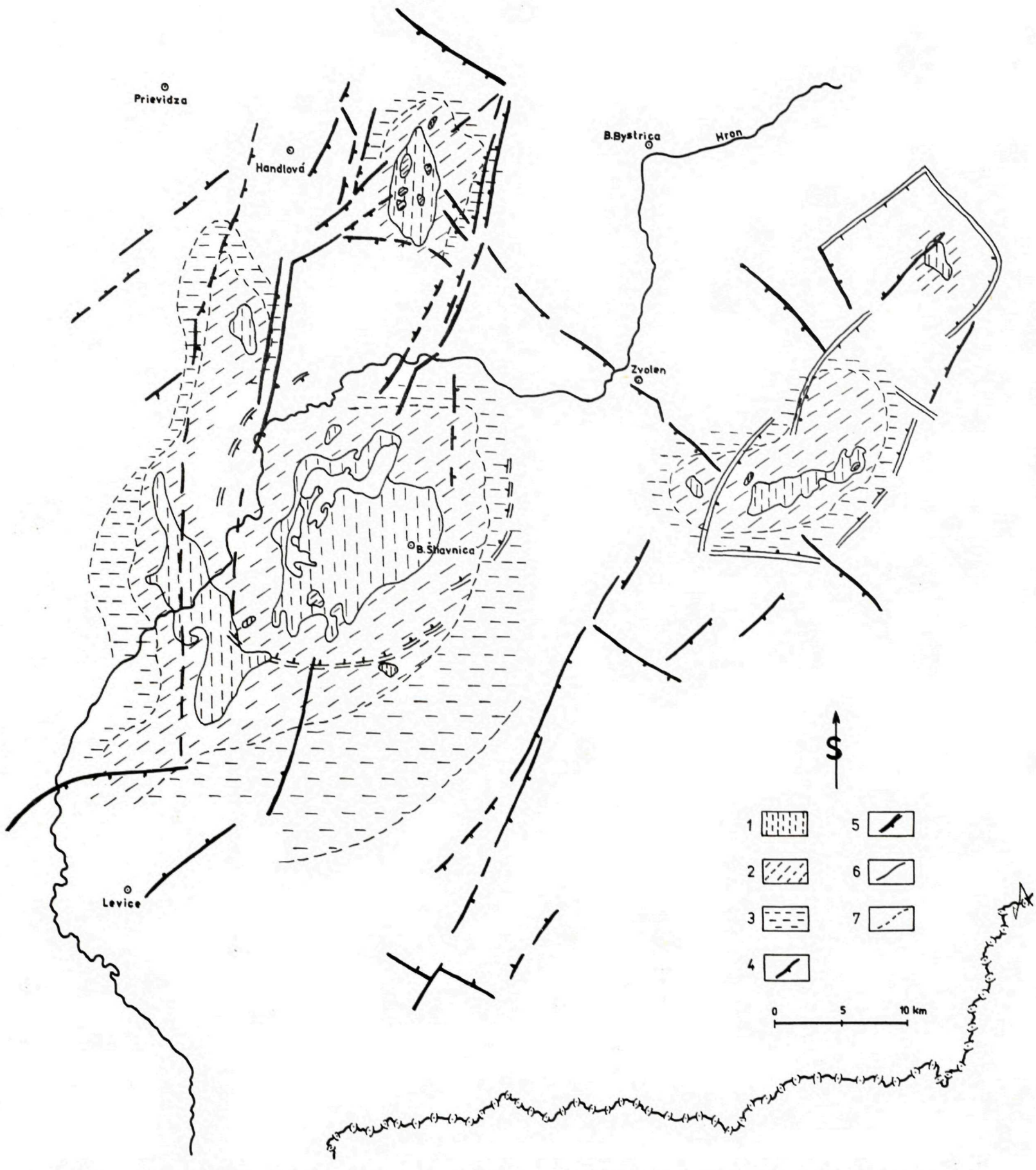
	Andezity nepremenené (n = 65)		Andezity adularizované (n = 28)		Odnos − Prínos +	Odnos − % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
Ga	10—36	15,24	5—20	11,82	−3,42	−22,44
V	57—249	161,12	20—350	146,61	−14,51	−9,89
Zr	39—575	177,66	14—160	57,39	−120,27	−67,69
Ni	1,9—30	8,31	3—40	10,00	+1,69	+20,33
Co	6,6—24	13,85	7—40	13,29	−0,56	−4,04
Cr	6—167	42,70	6—70	22,18	−20,52	−48,05
Ba	190—700	407,07	110—4070	832,57	+425,57	+104,52
Sr	54—622	325,15	42—710	300,93	−24,22	−7,44
Rb	53—389	147,35	320—2818	1304,50	+1157,15	+785,30
Li	12—82	39,73	3—180	54,86	+15,13	+38,08
Pb	10—172	30,00	12—1000	231,71	+201,71	+672,36
Zn	32—134	73,58	12—160	154,71	+81,13	+110,26
Cu	11—140	36,43	2—90	39,30	+2,87	+7,87

zároveň intenzitu migrácie jednotlivých prvkov, sú v tabuľkách 1 až 6. Prvky podľa charakteru a intenzity migrácie v procese chloritizácie hornín a v procese adularizácie možno rozdeliť do dvoch skupín.

Do prvej skupiny patria prvky, ktoré sú v procese chloritizácie z hornín odnášané a v procese adularizácie sa ich odnos zmenšuje. Do tejto skupiny patria aj prvky, ktoré pri chloritizácii pribúdajú a aj pri adularizácii sú o ne horniny obohacované. Podstatne širšia je skupina prvkov z hornín odnášaných než prvkov, ktorých obsah sa v horninách zvyšuje (obr. 8). Medzi prvky, ktorých koncentrácia sa pri chloritizácii aj adularizácii andezitov zvyšuje, patrí hlavne rubídium a draslík. Podobná migrácia rubídia a draslíka sa uplatnila aj pri adularizácii ryolitov (obr. 11). Medzi prvky, ktoré sú v procese chloritizácie aj adularizácie andezitov z hornín odnášané, patrí zirkónium, sodík, vápnik, chróm, fosfor, gálium, železo trojmocné, hliník a kobalt. Z uvedeného možno usudzovať, že tieto prvky majú lepšie podmienky pre migráciu v procese adularizácie, nakoľko ich odnos z hornín je intenzívnejší. Rubídium a draslík majú v procese adularizácie podstatne lepšie geochemické podmienky pre hromadenie než v procese chloritizácie, dochádza k výraznému zvyšovaniu ich koncentrácie.

Do druhej skupiny patria prvky, ktoré sú v procese chloritizácie andezitov z horniny odnášané a v procese adularizácie sa ich odnos zmenšuje, alebo boli zaznamenané vo zvýšenej koncentrácii. Patria sem aj prvky, ktoré javia pri chloritizácii výrazné znaky prínosu, a pri adularizácii sú z hornín odnášané (obr. 9, 10). Medzi prvky, ktorých obsah sa pri chloritizácii zvyšuje a pri adularizácii sú z hornín odnášané, patrí železo dvojmocné a horčík. Medzi prvky, ktorých odnos sa pri adularizácii zmenšuje, patrí vanád a stroncium.

Pre druhú skupinu prvkov je charakteristické, že majú odlišný charakter migrácie pri chloritizácii hornín než v procese adularizácie, čím sa odlišujú od prvej skupiny prvkov.



Obr. 14 Mapa rozšírenia hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku a tektonická schéma vulkanického komplexu Tektonická schéma vulkanického komplexu upravená podľa V. KONEČNÉHO — J. LEXU (1979). 1 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny vystupujúce na povrch, 2 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v takej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 3 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v polovičnej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 4 — zlomy, 5 — okrajové zlomy vulkanotektonických depresií a hrastí, 6 — hranice premenených hornín.

Obr. 12 Mapa rozšírenia hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku a rozmiestnenie privodných vulkanických dráh (centier)

1 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny vystupujúce na povrch, 2 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v takej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 3 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v polovičnej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 4 — neky, 5 — extrúzie, 6 — dajky, 7 — sopečné centrá, 8 — hranice premenených hornín.

V procese hydrotermálnych premien hornín sa jednotlivé prvky vyznačujú odlišnou intenzitou migrácie. Mnohokrát aj prvky blízkych geochemických vlastností môžu odlišne migrovať. Za takéto prvky možno považovať rubídium a draslík. Rubídium a draslík majú pri chloritizácii iba slabú tendenciu zvyšovať svoj obsah v horninách, a to skoro v rovnakej intenzite. Prínos draslíka vyjadrený v percentách je v chloritizovaných andezitoch +8,28, prínos rubídia +7,64. V adularizovaných andezitoch je prínos draslíka +264,78 a rubídia +785,30; to znamená, že pri adularizácii migruje rubídium trikrát intenzívnejšie než draslík. Podobný pomer v intenzite migrácie medzi rubídiom a draslíkom je aj v adularizovaných ryolitoch (tab. 3, 4, 5, 6).

Tab. 5

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných ryolitoch

	Ryolity nepremenené (n = 29)		Ryolityadularizované (n = 24)		Odnos – Prínos +	Odnos – % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
SiO_2	70,70—76,67	74,26	63,60—80,46	73,61	−0,65	−0,87
TiO_2	St.—0,42	0,19	0,12—0,79	0,32	+0,13	+68,42
Al_2O_3	9,34—15,52	13,16	8,64—16,50	12,86	−0,30	−2,27
Fe_2O_3	0,08—3,65	1,59	0,19—3,51	1,24	−0,35	−22,01
FeO	0,15—2,31	0,97	0,14—3,39	1,22	+0,25	+25,77
MnO	St.—0,22	0,04	0,01—0,11	0,05	+0,01	+25,00
MgO	0,05—1,50	0,59	0,10—2,05	0,42	−0,17	−28,81
CaO	0,14—2,67	1,43	0,14—4,40	0,64	−0,79	−55,24
Na_2O	0,90—4,04	2,58	0,10—2,64	0,96	−1,62	−62,79
K_2O	2,53—5,17	4,05	1,60—11,76	7,24	+3,19	+78,76
P_2O_5	St.—0,11	0,09	0,02—0,17	0,05	−0,04	−44,44
SO_3	—	—	0,04—0,55	0,13	+0,13	+100,00
Str. žih.	0,01—3,25	1,10	0,15—3,53	1,27	+0,17	+15,45

Tab. 6

Tabuľka prínosu a odnosu prvkov v adularizovaných ryolitoch

	Ryolity nepremenené (n = 29)		Ryolity adularizované (n = 24)		Odnos – Prínos +	Odnos – % Prínos + %
	Rozpätie	$\bar{X}$	Rozpätie	$\bar{X}$		
Ga	5—17	9,14	<5—24	9,18	+0,04	+0,43
V	<5—63	11,52	5—16	7,76	−3,76	−32,63
Zr	8—182	96,52	15—107	32,92	−63,89	−65,89
Cr	<10—40	10,93	<3—19	8,86	−2,07	−18,93
Ba	166—1013	530,93	40—339	172,56	−358,37	−76,49
Sr	36—646	159,52	10—363	113,25	−46,27	−29,00
Rb	160—646	369,69	621—3311	1301,12	+931,43	+251,94
Li	6—47	25,62	3—80	18,20	−7,42	−28,96
Pb	15—57	37,62	10—32	18,82	−18,82	−50,02
Zn	19—62	33,59	10—28	16,87	−16,87	−50,22
Cu	3—16	8,10	3—19	6,96	−1,14	−14,07

Podľa charakteru a intenzity migrácie prvkov v hydrotermálne premenených horninách sú migračné rady prvkov v poradí zmenšovania percentuálneho prínosu a odnosu prvkov nasledovné:

1. Chloritizované andezity
   a) Prínos: TiO_2—MgO—FeO—MnO—K_2O—Rb.
   b) Odnos: Sr—Ba—Zr—V—Na_2O—Cu—Fe_2O_3—Zn—Li—Cr—CaO——Pb—P_2O_5—Al_2O_3——SiO_2—Ga—Ni—Co.
2. Adularizované andezity
   a) Prínos: (Rb?)—(Pb—?)—K_2O—(Zn—?)—(Ba—?)—Mn—(Li—?)——TiO_2—Ni—(Cu—?)——(SiO_2—?).
   b) Odnos: Zr—Na_2O—CaO—Cr—P_2O_5—FeO—Ga—Fe_2O_3—V—Al_2O_3——Sr—MgO—Co.
3. Adularizované ryolity
   a) Prínos: Rb—K_2O—TiO_2—(FeO—?)—MnO—Ga.
   b) Odnos: Ba—Zr—Na_2O—CaO—Zn—Pb—P_2O_5—V—Sr—Li—MgO——Fe_2O_3—Cr—Cu——Al_2O_3—SiO_2.

Bilancia migrácie prvkov

V procese hydrotermálnych premien hornín prechádzalo z hornín do roztokov veľké množstvo prvkov. Mohutnosť migrácie prvkov budem demonštrovať na základe zmeny obsahu prvkov v chloritizovaných andezitoch vzhľadom k andezitom nepremeneným. Tieto horniny som vybral preto, lebo prevažná časť chloritizovaných hornín na strednom Slovensku sú andezity a chloritizácia predstavuje najrozšírenejší druh premien. Bilanciu migrácie prvkov demonštrujem iba v malej časti premenených hornín z celkového ich množstva, a to na štruktúre (v pruhu) Pukanec—Rudno—Nová Baňa po Žarnovický potok (obr. 2). Na základe skúmania makroprvkov bolo konštatované, že pri chloritizácii andezitov sa dostáva do pohybu 5 % hmoty andezitov. V pruhu Pukanec—Rudno—Nová Baňa po Žarnovický potok, t. j. v pruhu po dĺžke 20 km, bolo premenených 172 km^3 hornín. Zo 172 km^3 premenených hornín sa v procese chloritizácie andezitov dostalo z hornín do roztokov 23 094 000 000 ton hmoty vyjadrenej v kysličníkoch makroprvkov. Ak uvedené množstvo migrujúcej hmoty vyjadríme v objeme horniny zo 172 km^3, je to 8,6 km^3. Keby sa týchto 8,6 km^3 hmoty vylúčilo vo forme žily strmého priebehu, malo by dĺžku 20 km, hrúbku 20 metrov a siahalo by do hĺbky dvoch kilometrov.

Z uvedeného rozboru bilancie prvkov možno konštatovať, že pri premenách hornín sa dostáva do roztokov veľké množstvo chemických prvkov, ktoré migrujú, a za vhodných podmienok môže dôjsť k ich nahromadeniu na priaznivých štruktúrach aj v ekonomicky významných množstvách. K nahromadeniu prvkov môže dôjsť pri premene vulkanických hornín i v tom istom vulkanickom komplexe, v ktorom sa uplatnili hydrotermálne premeny hornín, a to bez toho, žeby boli prvky prinášané z vonku.

Genéza hydrotermálnych premien hornín

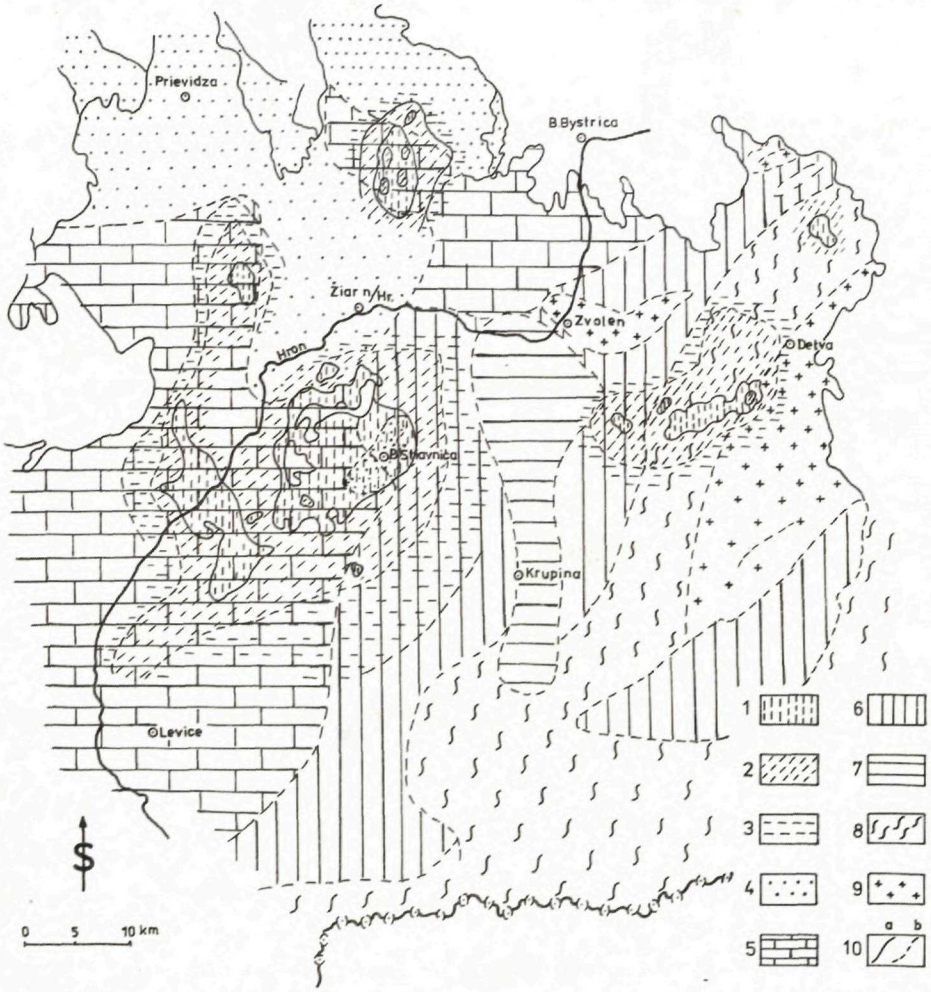
Oblasť stredoslovenských vulkanitov od svojho vzniku podnes podľahla značnej erózii a denudácii. Predpokladá sa, že nadmorská výška produktov vulkanickej

činnosti (vulkánov) dosahovala výšku 4000 m nad morom (M. KUTHAN 1958). Ak porovnáme ich dnešnú nadmorskú výšku s pôvodnou, možno povedať, že značná časť hydrotermálne premenených hornín bola zdenudovaná. Stalo sa tak napr. v Štiavnických vrchoch, v Javorí, Kremnických vrchoch a i., kde hydrotermálne premenené horniny dnes vychádzajú na povrch. Pôvodná hrúbka premenených hornín v dobe ich vzniku bola značne väčšia než je dnes. Na základe rozšírenia hydrotermálne premenených hornín a geologickej stavby vulkanitov možno povedať, že priemerná hrúbka hydrotermálne premenených hornín bola prinajmenej 1000 metrov. To znamená, že bolo premenených 790 km^3 hornín. Pri sledovaní genézy hydrotermálnych premien treba uvažovať o charaktere a pôvode roztokov, ktoré tieto premeny spôsobili. V minulosti sa pôvod hydrotermálnych roztokov vyvolávajúcich premeny hornín dával do súvisu s tuhnutím magmy a uvoľňovaním roztokov pri jej kryštalizácii. Premeny vulkanických hornín sa vysvetľovali ako proces autometamorfózy (F. FIALA 1957). Bolo dokázané, že k hydrotermálnym premenám vulkanických hornín na strednom Slovensku nedošlo v konečných štádiach tuhnutia lávy, ale až po jej stuhnutí na povrchu, pôsobením prestupujúcich roztokov (J. FORGÁČ 1966). Pôvod agensov potrebných na presun hornín sa často spája s intruzívnymi telesami, z ktorých sa v priebehu ich kryštalizácie uvoľňovali zvyškové roztoky, ktoré potom v širokom okolí spôsobili hydrotermálne premeny hornín. Takýmto spôsobom boli vysvetľované premeny hornín v pohorí Javorie (V. KONEČNÝ—A. MIHÁLIKOVÁ 1977, J. ŠTOHL et al. 1981, A. MIHÁLIKOVÁ 1982) a v Štiavnických vrchoch v oblasti Zlatna (J. BURIAN 1980, J. BURIAN—J. SMOLKA 1982). Intruzívne telesá a okolité vulkanické horniny sú rovnako hydrotermálne premenené (chloritizované, pyritizované). To znamená, že k premene intruzívnych telies došlo po ich stuhnutí a vykryštalizovaní. Vykryštalizované a stuhnuté intruzívne telesá už nie sú schopné uvoľňovať magmatické roztoky. Hydrotermálne premeny hornín sa dávali do súvisu aj s centrálnymi vulkanickými zónami (V. KONEČNÝ—J. LEXA 1979).

V deštruovaných vulkanických terénoch sú obyčajne vulkanické krátery rozrušené a denudované. Na lokalizáciu vulkánu, resp. miesta výstupu vulkanických hmôt na povrch, nám poukazujú buď charakteristické znaky stratovulkanickej stavby, alebo odkryté prívodné dráhy vulkánov v ich hlbších častiach, ako napr. prieniky, neky, dajky (žily) alebo prítomnosť extruzívnych telies. Uvedené znaky poukazujúce na lokalizáciu vulkánov sú vyznačené na mape a zároveň aj rozšírenie premenených vulkanických hornín (obr. 12). Rozmiestnenie prívodných vulkanických dráh nie je totožné s rozmiestnením hydrotermálne premenených hornín. Prívodné dráhy vulkánov sa nachádzajú aj v miestach, kde horniny premenené nie sú. To znamená, že hydrotermálne premeny hornín nemajú úzky priestorový vzťah k rozšíreniu prívodných vulkanických dráh.

Podložie vulkanického komplexu z predneogénnych útvarov tvoria horniny paleogénu, mezozoika a paleozoika. V oblastiach, kde sú vulkanické horniny hydrotermálne premenené, sú v ich podloží horniny paleogénu, krížňanského a chočského príkrovu, obalových sérií a kryštalických bridlíc (O. FUSÁN et al.

1971). Vulkanické horniny sú rovnako intenzívne premenené nad paleozoikom ako nad horninami mezozoika alebo paleogénu (obr. 13). To znamená, že zloženie hornín v podloží vulkanického komplexu nemá vplyv na charakter premien vo vulkanickom komplexe. Vulkanickú činnosť obvykle sprevádza



Obr. 13 Mapa rozšírenia hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku a predneogénne útvary v podloží vulkanického komplexu.
Mapa predneogénnych útvarov upravená podľa O. FUSÁNA (1976).
1 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny vystupujúce na povrch, 2 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v takej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 3 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; horniny sú premenené iba v polovičnej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 4 — sedimenty paleogénu, 5 — krížňanský, chočský a iné vyššie príkrovy, 6 — obalové série, 7 — vrchná krieda (?), paleogén (?), 8 — kryštalické bridlice, 9 — hranice útvarov.

tektonická aktivita, ktorá sa prejavuje aj po vulkanickej činnosti pri pôsobení vyrovnávacích tlakov. Tektonické pohyby narušili vulkanický komplex vytvorením zlomov a poruchových pásiem. Tektonické poruchy a zlomy bývajú pre výstup hydroterm z hlbších častí priaznivejšie než komplexy neporušených hornín. Tektonika vulkanického komplexu a rozšírenie premien sú znázornené na obr. 14. Z tejto mapy sa dá usudzovať, že priebeh zlomov vo vulkanickom komplexe sa celkove nestotožňuje s rozšírením premenených vulkanických hornín.

Rozšírenie hydrotermálne premenených hornín javí najužší priestorový vzťah k tektonike podložia vulkanického komplexu. Vzťah premien a tektoniky podložia vulkanického komplexu je znázornený na obr. 25. Z tejto mapy vidno, že rozšírenie hydrotermálne premenených hornín javí priestorový vzťah k priebehu tektonických línií prejavujúcich sa v podloží vulkanického komplexu a zaktivizovaných aj v období neogénu. V Štiavnických vrchoch, v Kremnických vrchoch, v Pohronskom Inovci a vo Vtáčniku sú premenené horniny svojím rozšírením veľmi blízke severojužným zlomom a v oblasti Banská Štiavnica—Hodruša aj zlomom priečnym, t. j. zo SV na JZ. V Javorí sú premeny hornín svojim priebehom blízke zlomom smeru SV—JZ. Podobne aj v Poľane sú pravdepodobne viazané na zlomy smeru SV—JZ.

V hydrotermálnom procese sa pri premene hornín z pôsobiacich činidiel v najväčšej miere zúčastňuje voda. Voda zaobstaráva migráciu prvkov a vo veľkej miere pôsobí na vytváranie geochemického prostredia, v ktorom dochádza k premene hornín. Pri sledovaní genézy hydrotermálnych premien hornín treba uvažovať o charaktere a pôvode roztokov vyvolávajúcich tieto premeny. V súčasnosti sa u nás všeobecne zastáva názor, že roztoky, ktoré zapríčinili hydrotermálne premeny hornín, sú magmatického pôvodu. Keď vychádzame z predpokladu, že tieto roztoky sú uvoľnené z magmy, musíme brať do úvahy, koľko vody je magma schopná v sebe zadržať a koľko uvoľniť. V minulosti sa okolo problému magma — voda veľa pracovalo a diskutovalo. Údaje väčšiny pracovníkov sa zhodujú v tom, že magma je schopná zadržať v sebe 3 až 7 % vody (A. A. KADIK—D. Ch. EGGELEV 1976, A. A. KADIK—E. B. LEBEDEV —V. J. CHITAROV 1971). Za predpokladu, že magma pri chladnutí a kryštalizácii uvoľnila 5 % vody zo svojho objemu do hydrotermálneho systému, potom by na vyvolanie premien hornín v takom rozsahu ako je tomu v stredoslovenskej vulkanickej oblasti tejto magmy muselo byť veľké množstvo.

Na premenu 1 m^3 horniny je potrebné najmenej 1 m^3 vody. Na premenu vulkanických hornín na strednom Slovensku bolo potrebné najmenej 790 m^3 vody. Aby sa z magmy uvoľnilo 790 km^3 vody, treba 15 800 km^3 magmy. Keby sme takéto množstvo magmy predpokladali pod vymedzenou oblasťou, kde sú rozšírené premeny hornín (obr. 2), a keby jednotlivé telesá mali strmý priebeh, po stuhnutí tejto magmy by to boli magmatické telesá (intrúzie), ktoré by siahali do hĺbky 19 km a vo vrchnej aj spodnej časti by mali takú plochu ako je plocha rozšírenia premenených hornín (obr. 2). Výsledky podrobného geofyzikálneho výskumu a ani poznatky z hlbokých štruktúrnych vrtov na výskyt podobných magmatických telies v oblasti stredoslovenských vulkanitov nepoukazujú.

Dalo by sa predpokladať, že magmatické telesá sa nachádzajú vo väčších hĺbkach, t.j. pod horninami paleogénu a mezozoika. Ak by sme vychádzali z takéhoto predpokladu, potom hydrotermálne roztoky uvoľnené z magmy týchto hypotetických telies by pri prenikaní horninami mezozoika mali s nimi reagovať, čo by ovplyvnilo pôvodné zloženie roztokov a nakoniec aj charakter premien vo vulkanickom komplexe nad týmito horninami. Doterajšie poznatky o hĺbkovej stavbe podložia vulkanického komplexu nepoukazujú na existenciu takýchto telies a ani zmeny nie sú v premenených horninách vulkanického komplexu nad podložnými horninami odlišného zloženia (obr. 15).

V oblastiach recentného vulkanizmu na geotermálnych systémoch v hlbších častiach vulkanického komplexu sa vyskytujú podobné premeny hornín ako na strednom Slovensku. Problém, či vody týchto geotermálnych systémov spôsobili premeny hornín ako boli zachytené vo vrtoch, riešil A. STEINER (1953), A. J. ELIS (—S. H. WILSON 1960) na Novom Zeelande a G. A. KARPOV (1974) na Kamčatke. Po ponorení nepremenených hornín (andezit-ryolit), do termálnych chloridovo-nátriových a sulfátovo-bikarbonátovo-nátriových vôd do rôznych hĺbok vrtov boli v priebehu pol roka až roka tieto horniny premenené podobne ako horniny zistené vo vrtných jadrách (chloritizácia, adularizácia). Z týchto pozorovaní vyplýva, že nemožno vylúčiť, že sa vody podobného zloženia uplatnili pri premenách vulkanických hornín na strednom Slovensku.

Pôvod vody v geotermálnych systémoch bol skúmaný na základe izotopov kyslíka a vodíka (W. GIGGENBACH 1971, H.P. TAYLOR 1974, E.V. ELSINGER —S. M. SAVIN 1973, R. N. CLAYTON—A. STEINER 1975, R. N. CLAYTON et al. 1968). Zistilo sa, že vody majú prevažne meteorický pôvod. Pre interpretáciu procesu hydrotermálnych premien vo vulkanitoch stredného Slovenska sú dôležité poznatky o izotopovom zložení vody viazanej v sekundárnych mineráloch z hydrotermálne premenených vulkanických hornín. R. N. CLAYTON et al. (l.c.), E. V. ELSINGER (l.c.) z hornín Nového Zeelandu a H. P TAYLOR et al. (l.c.) z treťohorných vulkanických hornín v škótskych Hebridách stanovili, že sekundárne minerály z týchto hornín majú izotopové zloženie vodíka a kyslíka poukazujúce na meteorickú vodu. K podobným poznatkom o uplatnení meteorických vôd pri premene vulkanických hornín na strednom Slovensku dospel aj J. KANTOR et al. (1983) pri skúmaní izotopov vodíka v chlorite z Banskej Štiavnice, čo považujem za dôležitý poznatok pre posúdenie pôvodu hydrotermálnych roztokov, ktoré sa uplatnili pri premenách vulkanických hornín u nás.

Vody geotermálnych systémov obsahujú obyčajne, okrem izotopov kyslíka a vodíka meteorického pôvodu, aj malé množstvo izotopov poukazujúcich na pôvod magmatický. Malé množstvo izotopov magmatického pôvodu môže byť do hydrotermálneho systému zavlečené aj pri premene vulkanických, resp. magmatických hornín. D. E. WHITE (1974) predpokladá, že pre zámenu izotopov kyslíka a vodíka v hornine je potrebný prinajmenej rovnaký objem vody ako je objem horniny. Z toho usudzujeme, že na to, aby sa hornina premenila do takého stupňa ako sú uvádzané premeny z vulkanitov stredného Slovenska, je potrebný aspoň rovnaký objem vody ako je premenených hornín, t.j. 790 km^3. Mechanizmus hydrotermálneho systému za uplatnenia meteorických vôd sa

pokúsil vyriešiť H. P. TAYLOR et al. (1971) modelom o meteoricko-hydrotermálnom konvekčnom systéme. Pri tomto modeli intruzívne teleso obstaráva energiu pre hydrotermálny systém. Pri uplatnení tohoto modelu sa ráta s intrúziami veľkých rozmerov, nakoľko pre pohyb vody cirkuláciou je potrebné teplo uvoľnené intrúziou a to stačí prehriať okolie do takého stupňa iba na vzdialenosť 0,4 až 0,5 priemeru intrúzie (H. P TAYLOR et al. 1974). Ak by sme uvažovali o uplatnení tohoto modelu na strednom Slovensku v takomto ponímaní, tak len v pomerne úzkom okolí veľkých intrúzií.

Model predložený Taylorom má značné nedostatky najmä v otázke odovzdávania tepla intrúziou do okolia. Keď vychádzame z predpokladu, že intrúzia mala teplotu 1000 °C a voda v horninách v jej okolí sa prehriala na 250 °C, pokles teploty intrúzie by bol na 750 °C. V takomto prípade mechanizmus tepelného prevodu by mohol fungovať efektívne iba niekoľko rokov, prípadne desiatok rokov (V.V. OVERIEV 1967). Toto je v rozpore s dĺžkou existencie súčasných hydrotermálnych systémov (10—20 tisíc rokov) a s tým, že za posledných 100 rokov sa ich teplota znížila o 0,6 až 1,6 %.

Z doterajších poznatkov možno usudzovať, že roztoky, ktoré vyvolali rozsiahle hydrotermálne premeny hornín vo vulkanickom komplexe na strednom Slovensku, boli pravdepodobne meteorického pôvodu, hoci sa nedá vylúčiť aj uplatnenie malého množstva vody pôvodu magmatického. Meteorické vody po preniknutí do hlbších častí sa prehriali a vystupovali k povrchu. Pôsobením týchto prehriatych roztokov nastávali premeny vulkanických hornín v regionálnom rozsahu. Energia potrebná na prehriatie roztokov bola pravdepodobne dodávaná formou tepelného toku po hlboko založených zlomoch, aj zvýšeným tepelným gradientom bližšie k povrchu, ktorý bol spôsobený dlhotrvajúcou mohutnou vulkanickou činnosťou v oblasti stredného Slovenska.

V priebehu vulkanickej činnosti vznikalo veľké množstvo vulkanoklastického materiálu, ktorý bol pre vodu značne priepustný, podobne ako je tomu dnes na recentných vulkánoch. Prehriate vody pri výstupe pravdepodobne nevystúpili až na zemský povrch, ale dochádzalo k ich recirkulácii a iba časť z nich mohla vystupovať na povrch vo forme termálnych prameňov alebo fumarol.

Záver

Vo vulkanickom komplexe na strednom Slovensku je hydrotermálne premenených 790 km^3 hornín. Proces, ktorý vyvolal hydrotermálne premeny hornín, prebiehal v dlhom časovom intervale. Ťažko určiť začiatok tohto procesu, nakoľko sú premenami postihnuté všetky typy andezitov, kremennodioritových porfýrov (dacitov) a ryolitov, ktoré sa vyskytujú v oblastiach, kde sa hydrotermálne premeny uplatnili. Hydrotermálny proces sa zakončoval po erupciách ryolitov a pred erupciami bazaltov.

Hydrotermálne premenené vulkanické horniny vychádzajú na povrch iba v menšej časti, ich väčšia časť na povrch nevychádza, ale je prikrytá nepremenenými vulkanickými horninami alebo zvetralinami, miestami značnej hrúbky. Pri

hydrotermálnej premene hornín (chloritizácia, adularizácia) nastali výrazné mineralogické a chemické zmeny v horninách, čo viedlo k migrácii prvkov. Z celkového charakteru premien a migrácie prvkov vyplynulo, že adularizácia predstavuje intenzívnejší stupeň premeny hornín než chloritizácia. V procese premien sa jednotlivé prvky vyznačujú odlišnou intenzitou migrácie. Podľa intenzity migrácie prvkov sa pre chloritizované andezity uplatnili migračné rady v poradí zmenšovania percentuálneho prínosu a odnosu prvkov nasledovne:

a) Migračný rad prínosu: TiO_2—MgO—FeO—K_2O—MnO—Rb.

b) Migračný rad odnosu: Sr—Ba—Zr—V—Na_2O—Cu—Fe_2O_3—Zn—Li—Cr—CaO—Pb—P_2O_5—Al_2O_3—SiO_2—Ga—Ni—Co.

Z migrácie makroprvkov vyplynulo, že pri chloritizácii hornín pôsobením hydrotermálnych roztokov sa z celkového množstva premenených hornín dostalo do pohybu 5 % hmoty vyjadrenej v kysličníkoch. Toto množstvo prvkov migruje a za vhodných podmienok sa nahromaďuje aj v ekonomicky významných množstvách i v tom komplexe, v ktorom sa uplatnili hydrotermálne premeny hornín.

Hydrotermálne premenené horniny nemajú úzky priestorový vzťah k rozmiestneniu prívodných vulkanických dráh. Ich rozmiestnenie javí užší priestorový vzťah k hlbšie založeným tektonickým líniám v podloží vulkanitov, ktoré sa uplatnili aj vo vulkanickom komplexe.

Hydrotermálne premeny hornín vo vulkanickom komplexe na strednom Slovensku v regionálnom rozsahu sú pravdepodobne spôsobené prehriatymi meteorickými vodami, hoci sa nedá vylúčiť možnosť uplatnenia malého množstva vody magmatického pôvodu.

Literatúra

BARTEK, V. — SLÁVIK, J. — RAČICKÝ, M. 1960: Podhradie — hnedé uhlie. Záverečná správa o predbežnom prieskume s výpočtom zásob. Geofond, Bratislava.

BARTEK, V. — MALATINSKÝ, K. — BARKÁČ, Z. 1966: Handlová južné pole, záverečná správa o výpočte zásob z podrobného prieskumu k 1. X. 1966. Geofond, Bratislava.

BARTEK, V. 1968: Nová Lehota — hnedé uhlie, záverečná správa a výpočet zásob z etapy podrobného prieskumu so stavom k 1. XI. 1968. Geofond, Bratislava.

BÖHMER, M. 1959: Geologicko-ložiskové pomery kremnického rudného poľa. Acta geologica et geogr. Univ. Com., Bratislava.

BÖHMER, M. 1960: Niektoré výskyty kálium trachytov slovenského stredohoria a možnosti ich priemyselného využitia. Geofond, Bratislava.

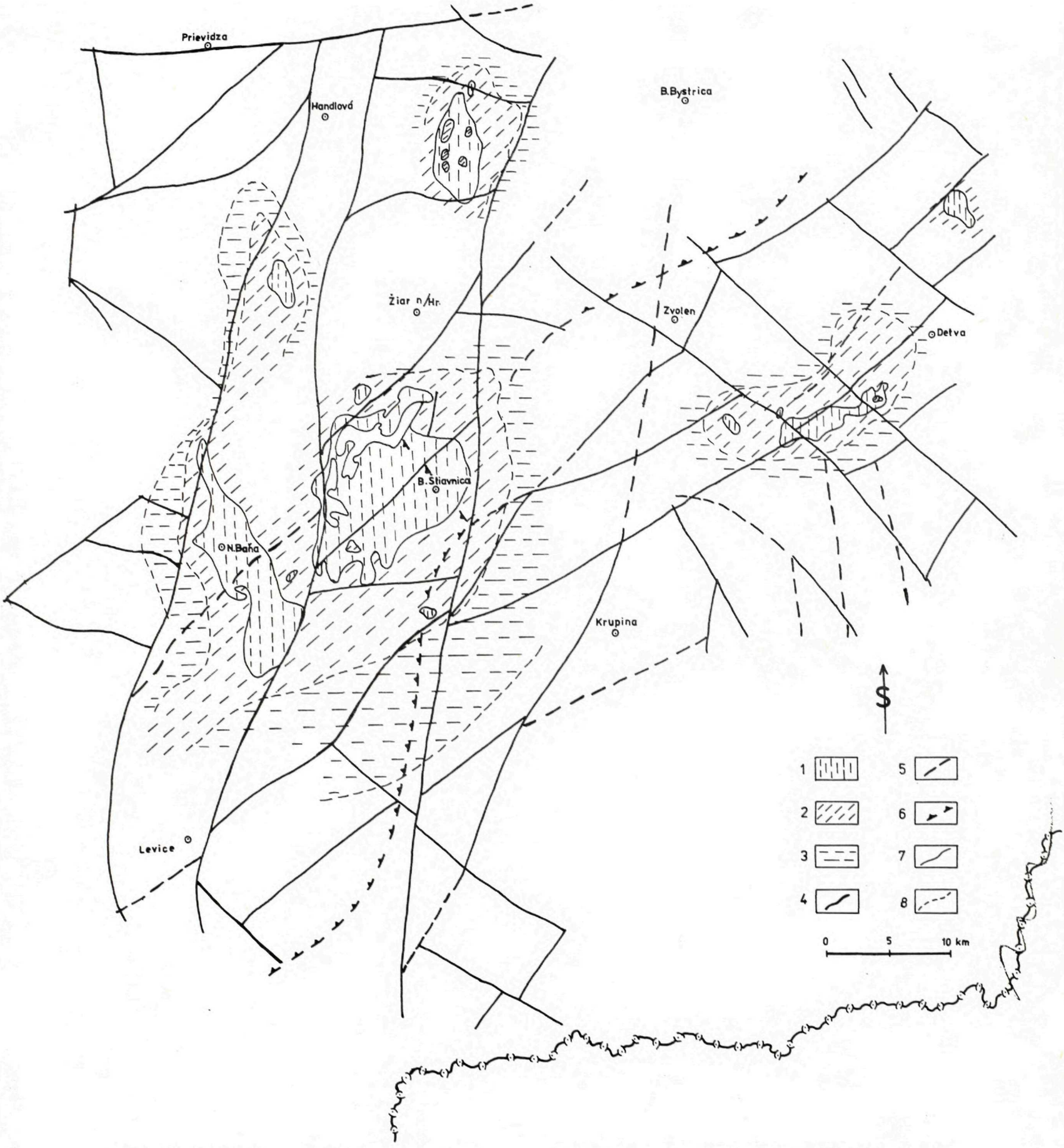
BÖHMER, M. 1961: Relations between potasium trachytes rhyolites and Mineralization in the Kremnica ore field. Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BÖHMER, M. — GERTHOFFEROVÁ, H. — KRAUS, I. 1969: To the problems of alteration of central Slovakian Neovolcanites. Geol. Zbor. 20, 2, Bratislava, 333—343.

BÖHMER, M. — ŠIMOVÁ, M. 1976: Kontaktne metasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. Acta geol. et geogr. Univ. Comen. sér. Geol. 30, Bratislava, 119—137.

BÖHMER, M. — MACHÁČEK, E. et al. 1977: Hlbinný výskum Kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrtov KŠ-1, KZ-1, Kr-3 a regionálny geochemický výskum na liste Kremnica 1 : 50 000. Geofond, Bratislava.

BRLAY, A. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1970a: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KOV-41. Geofond, Bratislava.



Obr. 15 Mapa rozšírenia hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku a tektonika podložia vulkanického komplexu, ktorá v hlavných rysoch prechádza aj do komplexu vulkanického
Tektonika upravená podľa O. FUSÁNA (1976).
1 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; premeny sú v takej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 3 — hydrotermálne premenené vulkanické horniny, ktoré na povrch nevystupujú; horniny sú premenené iba v polovičnej intenzite ako u hornín vystupujúcich na povrch, 4 — tektonické línie zistení, 5 — tektonické línie predpokladané, 6 — tektonické línie s vyznačením úklonu, 7 — hranice premenených hornín.

BRLAY, A. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1970b: Záverečná správa o štruktúrnom vrte KOV-42, Kalvária, Banská Štiavnica. Geofond, Bratislava.
BRLAY, A. et al. 1973: Záverečná správa o vrte GK-14. Geofond, Bratislava.
BRLAY, A. 1974: Správa o vrte BBR-1 Banská Belá. Geofond, Bratislava.
BRLAY, A. et al. 1976: Záverečná správa o štruktúrnom vrte MEB-1, Prochot. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. — FORGÁČ, J. et al. 1968a: Záverečná správa o štruktúrnom vrte KOV-39. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. — PASTOR, J. et al. 1968b: Záverečná správa o štruktúrnom vrte KOV-33. Štiavnické Bane. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. — FORGÁČ, J. et al. 1969a: Záverečná správa o štruktúrnom vrte VŠ-6, Horná Roveň. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. — FORGÁČ, J. et al. 1969b: Záverečná správa o vrte KOV-40, Podsitnianka. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. et al. 1973: Dielčia záverečná správa z vrtu R-2, Zlatno—Cu—VP. Geofond, Bratislava.
BURIAN, J. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob Zlatno—VP, Cu-rudy. Geofond, Bratislava.
CLAYTON, R. N. — MUFFLER, L. J. P. — WHITE, D. E. 1968: Oxygen isotope study of calcite and silikates of the River Ranch well Salton Sea Geothermal field California. Amer. Sci. 266, New Haven, 968—979.
CLAYTON, R. N. — STEINER, A. 1975: Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand. Geochim. cosmochim. Acta 39, Oxford, 1179—1186.
DUBLAN, L. et al. 1978: Štruktúrny vrt D-8 (Poľana). Čiastková záverečná správa za roky 1975—1978. Geofond, Bratislava.
DUBLAN, L. 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany. Geofond, Bratislava.
ELIS, A.I. — WILSON, S. H. 1960: The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. N.Z.J. Geol. Geogr. 3, 593—617.
ELSINGER, E. V. — SAVIN, S. M. 1973: Mineralogy and oxigen isotope geochemistry of the hydrothermaly altered rocks of the Ahaki-Broodlands, New Zealand geothermal area. Amer. J. Sci. 273, New Haven, 240—267.
FIALA, F. 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sbor. ÚGÚ 23, Praha.
FORGÁČ, J. 1964: Schéma delenia synvulkanických a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík. Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FORGÁČ, J. 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Západné Karpaty, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—150.
FORGÁČ, J. — KOVÁČIK, J. 1967: Di Entfarbung der Gesteine und deren Zerfall in Erzrevier von Banská Štiavnica. Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—118.
FORGÁČ, J. 1969: Geochemistry of andesites wethering. Geol. Zbor. 20, 2, Bratislava, 287—301.
FORGÁČ, J. 1971: Mineralogicko-petrografické zhodnotenie vrtu JP-1 (Jastrabá). Geofond, Bratislava.
FORGÁČ, J. et al. 1972: Záverečná správa za vrt FŽB-1, lokalita Železná Breznica. Geofond, Bratislava.
FORGÁČ, J. 1975a: Geologická stavba vulkanitov a sedimentov neogénu juhovýchodnej časti Kremnického pohoria (list Kováčová a Malachov). Geofond, Bratislava.
FORGÁČ, J. et al. 1975b: Štruktúrny vrt HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Region. Geol. Záp. Karpát, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—190.
FORGÁČ, J. 1980: Der Geochemische Aspekt hydrothermal veränderter vulkanischer Gesteine in Gebiet Pukanec—Rudno—Nová Baňa und deren Genese. Geol. Zbor. 31, 3, Bratislava, 323—341.
FORGÁČ, J. 1982: O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline. Mineralia slov. 13, 3, Bratislava, 249—262.
FORGÁČ, J. — STREŠKO, V. — ŠAMAJOVÁ, E. 1983: Stopové prvky v chloritoch polymetalického ložiska v Banskej Štiavnici. Mineralia slov. 15, 3, Košice, 261—270.
FUSÁN, O. — IBRMAJER, J. — PLANČÁR, J. — SLÁVIK, J. — SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠPARIK, J. — FORGÁČ, J. et al. 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Region. Geol. Záp. Karpát, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—97.
CHITAROV, N. J. 1960: O sootnošeniach meždu vodoj i magmatičeskimi rosplavami. Geochimija, N-7, Moskva.
KADIK, A. A. — LEBEDEV, E. B. — CHITAROV, N. J. 1971: Voda v magmatičeskich rosplavoch. Izd. Nauka, Moskva.
KADIK, A. A. — EGGELEV, D. CH. 1976: Režim vody i uglekisloty pri obratovanii degazacii kislych magm. Geochimija, 6, Moskva, 1167—1175.
KANTOR, J. et al. 1983: Izotopy síry, kyslíka, uhlíka a vodíka vybraných neovulkanických mineralizácií Banská Štiavnica. Geofond, Bratislava, 1—139.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — VOZÁR, J. 1969: Záverečná správa o hĺbkovom štruktúrnom vrte GK-5, Veľká Lehota. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — HOJSTRIČOVÁ, V. 1969b: Správa o vrte NBK-28 (Horný Majer). Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — HOJSTRIČOVÁ, E. et al. 1970a: Spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-12, Devičany. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — VOZÁR, J. et al. 1979b: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-10, Ladzany. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. et al. 1971a: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-11, Močiar, severne od Banskej Štiavnice. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1971b: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu, Rybník v Čajkovskej doline. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. et al. 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8, Ostrá Lúka pri Pliešoveckej kotline. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1975a: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu PKŠ-1, Gondovo. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — HOJSTRIČOVÁ, V. — BRLAY, A. 1975: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-13, Nová Baňa v Pohronskom Inovci. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. et al. 1976a: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-9, Rudno nad Hronom. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. 1976b: Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Pliešoveckej kotliny z vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—36.
KAROLUS, K. 1978: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Geofond, Bratislava.
KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1978: Geologická mapa neovulkanitov stredného Slovenska. In K. Karolus 1978.
KAROLUSOVÁ, E. et al. 1965: Záverečná správa z vrtu GK-1. Geofond, Bratislava.
KAROLUSOVÁ, E. 1968: Petrograficko-petrochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-2 pri obci Antol. Geol. Práce, Správy 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—107.
KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1976: Bazaltová dajka z vrtu KOV-42 pri Kalvárii v Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—147.
KARPOV, G. A. 1974: Gidritermaľnaja sreda i processy kristalizácii v uslovjach geotermaľnych skvažin. Bjulleteň vulkanologičeskich stancij, N-50, Moskva, 119—124.
KONEČNÝ, V. et al. 1966: Záverečná správa štruktúrneho vrtu GK-3 (Horné Rykynčice). Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. — FORGÁČ, J. et. al. 1968: Záverečná správa z vrtu KU-1, Počúvadlo. Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. et al. 1969: Záverečná správa z vrtu CK-1 (Cerovo). Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. et al. 1970a: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—41.
KONEČNÝ, V. et al. 1970b: Záverečná správa štruktúrneho vrtu GK-4, Bzovík. Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. — MIHÁLIKOVÁ, A. et al. 1972: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-7, Stará Huta. Geofond, Bratislava.

KONEČNÝ, V. — DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. — MIHÁLIKOVÁ, A. 1977: Čiastková záverečná správa za rok 1977. Štruktúrny vrt KON-1. Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Geofond, Bratislava.
KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západné Karpaty, sér. Geol. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.
KUTHAN, M. 1958: Problémy mladotreťohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. Práce, Zošit 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—30.
LEXA, J. et al. 1979: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu LX-5 (Kremnica). Geofond, Bratislava.
LEXA, J. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Kremnica. Geofond, Bratislava.
LOVERING, T.S. 1955: Temperatures in and near intrusion. Econ. Geol. Fiftieth universaly, 1905—1955, 249—281.
MIHÁLIKOVÁ, A. 1982: Kontaktno-metasomatické a hydrotermálne prejavy niektorých typov telies Štiavnických vrchov a pohoria Javorie. Zbor. „Metasomatické procesy v Západných Karpatoch", Bratislava, 121—129.
MIHÁLIKOVÁ, A. — ŽÁKOVÁ, E. — KONEČNÝ, V. — ŠTOHL, J. 1981: Litologicko-petrografická charakteristika vrtov (Javorie). Geofond, Bratislava.
OVERIEV, V.V. 1967: Hydrothermal Process in Volcanic Areas and its Relations Magmatic Activity. Bull. volcanol., 30, B.V. Napoli.
PULEC, M. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1966a: Záverečná správa z vrtu P-6 Pstruša. Geofond, Bratislava.
PULEC, M. — KAROLUSOVÁ, E. et al. 1966b: Záverečná správa z vrtu P-7, Hájniková. Geofond, Bratislava.
PULEC, M. et al. 1966c: Záverečná správa z vrtu PK-1, Kováčová. Geofond, Bratislava.
RICHTHOFEN, F. 1860: Studien aus den ungarisch-siebenburg. Trachytsgebirge. Jahrbuch, Wien.
ROZLOŽNÍK, L. et al. 1970a: Záverečná správa za vrt HDŠ-1, Repište. Manuskript, Geofond, Bratislava.
ROZLOŽNÍK, L. et al. 1970b: Záverečná správa štruktúrneho vrtu HDŠ-2, Sandrik. Geofond, Bratislava.
ROZLOŽNÍK, L. et al. 1970c: Záverečná správa za vrt HDŠ-4, Kopanice-Banište. Geofond, Bratislava.
ROZLOŽNÍK, L. et al. 1970d: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu HDŠ-5, Hodruša. Geofond, Bratislava.
STEINER, A. 1953: Hydrothermal Rock alternation at Wairakei New Zealand. Econ. geol., 48, 1—13.
ŠEFARA, J. et al. 1976: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. Geofond, Bratislava.
ŠTOHL, J. — KONEČNÝ, V. et al. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. Geofond, Bratislava.
TAYLOR, H. P. et al. 1971: Low — 180 Igneous Rocks from the Intrusive Complexes Skye, Mull and Ordnamurchan, Western Scotland. Petrology, 12, N-3, 465—497.
TAYLOR, H. P. 1973: 180/160 evidence for meteoric — hydrothermal alternation and ore deposition in the Tonopah Comstoc Lode and goldfield Mining District, Nevada. Econ. geol. 86.
TAYLOR, H. P. 1974: The aplication of oxigen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. geol. 69, N-6.
TOMÁŠEK, B. — MIHÁLIKOVÁ, A. — FORGÁČ, J. et al. 1970: Záverečná správa z vrtu HDŠ-6 Hodruša. Geofond, Bratislava.
VASS, D. et al. 1966: Záverečná správa z vrtu MV-14 (Dačov Lom). Geofond, Bratislava.
WHITE, D. E. 1974: Diverse origins of hydrothermal ore fluids. Econ. geol. 69, N-6.
ZÁBRANSKÝ, F. et al. 1970: Záverečná správa o vrte HDŠ-3, Voznica. Geofond, Bratislava.

Jozef Forgáč

Geochemistry and Genesis of Hydrothermally Altered Volcanic Rocks in Central Slovakia

Summary

Products of Neogene to Quaternary volcanic activity in central Slovakia extend on an area of 4400 km^2. Volcanic rocks are represented mainly by various types of andesites and their volcanoclastics. Quartz diorite porphyries (dacites), rhyolites, their volcanoclastics and basalts are much less abundant. The geological structure of volcanic mountains is shown on the geological map (Fig. 1). Hydrothermally altered volcanic rocks extend on an area of 790 km^2. The problem of hydrothermal alterations of volcanic rocks is a broad one. Chloritized and adularized rocks have the greatest extension. The process of chloritization and adularization has been studied from the regional point of view. This paper does not deal with alterations in the neighbourhood of ore veins, as the zonality of near-vein alterations has been given in preceding papers. The process that caused hydrothermal alterations of rocks lasted a long time. It is difficult to determine the beginning of this process, as alterations affect all types of andesites, their volcanoclastics, quartz diorite porphyries (dacites), rhyolites and their volcanoclastics, including granodiorites and diorites that occur in areas where these alterations took place. The hydrothermal process came to its end after rhyolite eruptions and before basalt eruptions.

Hydrothermally altered volcanic rocks usually do not reach the surface. Their main part does not crop out, but it is covered with unaltered volcanic rocks weathering products, in places of considerable thickness. Ore deposits in volcanic areas are accompanied by hydrothermal alterations of rocks. While prospecting for ore deposits most attention was paid to the areas where hydrothermally altered rocks crop out. When we take into account that the main part of altered rocks does not crop out, it means that the perspective area with a possible presence of mineral deposits extends more than twofold (Fig. 2).

Great mineralogical and chemical changes take place by hydrothermal alteration of rocks, which led to the migration of elements. By geochemical evaluation of altered rocks I take into account the composition of altered rocks, that means andesites and rhyolites, as the unaltered rocks represent the original composition of altered ones. Distribution of elements in unaltered and altered rocks is shown in Fig. 11 and 12. Migration of elements is variable and depends on the mobility of elements in a given setting. Obtained data on the migration intensity of single elements are summarized in Tables 1 to 6. From the tables it is evident that silica content in unaltered rocks averages 58.06 % SiO_2 and in chloritized andesites the content falls to 56.20 % SiO_2. That means that the content fell by 1.86 % SiO_2, which in comparison with the SiO_2 content in unaltered andesites represents a decrease of 3.20 %.

According to the character and intensity of migration of elements in the process of chloritization and adularization of rocks it is possible to divide elements into two groups. In the first group there belong K, Rb, Co, Al, Ga, P, Ca, Fe^{3+}, Cr, Zr, Na that have the same or similar migration trend in the process of chloritization as well as that of adularization (Fig. 8). In the second one there belong Mg, Fe^{2+}; Si, Ni, Sr, Li, V and others that have a different trend (Fig. 9).

According to migration intensity of elements by hydrothermal alterations of chloritized andesites two migration successions in the order of reduction of enrichment or depletion percentage took place:

a — migration succession of element enrichment: TiO_2—MgO—FeO—MnO—K_2O—Rb

b — migration succession of element depletion: Sr—Ba—Zr—V—Na_2O—Cu—Fe_2O_3—Zn—Li—Cr—CaO—Pb—P_2O_5—Al_2O_3—SiO_2—Ga—Ni—Co

It results from the microelement migration that on the average 5 % of the oxides were depleted by chloritization of andesites (Fig. 5). It means that in the process of andesite chloritization 5 % of

andesite mass were displaced. Such a calculation has been performed only in one of the studied structures — in the belt Pukanec—Rudno—Nová Baňa as far as the Žarnovický potok brook where 172 km^3 of rocks were altered. Out of this amount 23 094 000 000 tons of mass expressed in macroelement oxides were displaced. In the process of rock alterations great amounts of elements get into migrating solution and under favourable conditions economically important accumulations may originate, also in the same rock complex in which hydrothermal alterations took place.

Volcanic rock alterations were explained as a process of autometamorphosis. It was proved that chloritization took place both in volcanoclastic material and andesites (J. FORGÁČ 1968). If we accepted the possibility of autometamorphic alterations, than a more intensive alteration must have taken place in andesites than in their volcanoclastics because the volcanoclastic material consolidated already during its deposition (signs of gravitational sorting of material). Lavas, that pour from craters on the earth surface (lava flows), do not contain solutions able to alter the rock and in no case capable of altering great thicknesses of volcanoclastic material in their neighbourhood. Volcanic rocks were altered after their solidification by the activity of migrating solutions.

The origin of agents (water) necessary to alter the rocks was often associated with intrusive bodies. Intrusive bodies are equally hydrothermally altered as volcanic rocks in their neighbourhood even in greater distances. That means that these intrusive rocks were altered after their crystallization and solidification. Crystallized and solidified magmatic bodies are not capable of releasing hydrothermal solutions. The distribution of supplying volcanic conduits in central Slovakia does not correspond with the distribution of hydrothermally altered rocks (Fig. 20).

At present it is often believed that the solutions that caused rock alterations are of magmatic origin, that means solutions released from magma of intrusive bodies. To cause so extended alterations as those in the central Slovakian volcanic area 790 km^3 of magmatic water would be necessary. To release such an amount of water 15 000 km^3 of magma would be required. Neither results of a detailed geophysical exploration nor informations from deep structural drillholes indicate the existence of so extensive magmatic bodies.

Present-day knowledge indicates that the hydrothermal activity that caused regional rock alterations in the Central Slovakian volcanic complex was caused by heated meteoric water. Small amounts of water of magmatic origin cannot be excluded, however. Energy needed to heat the solutions was probably delivered in the form of a heat flow along deep-seated faults and also by an increased heat gradient near the surface, that was caused by a long-lasting extensive volcanic activity on the territory of central Slovakia.

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological map of Central Slovakian neovolcanic mountains (According to K. KAROLUS —E. KAROLUSOVÁ 1978)
1 — undivided Quaternary (alluvium, deluvium, river sediments), 2 — basalts, 3 — basalt volcanoclastics, 4 — undivided Neogene, 5 — basaltoid andesites, 6 — basaltoid andesite volcanoclastics, (5 and 6 — Pliocene to Pannonian), 7 — hydroquartzites, 8 — rhyolites, 9 — rhyolite volcanoclastics (mainly tuffs, tuffites), 10 — pyroxene andesites, 11 — pyroxene amphibole andesites, 12 — andesite volcanoclastics, mainly coarse fragments, 13 — andesite volcanoclastics, mainly tuffs, tuffites, 14 — volcanodetrital formation (conglomerates predominantly with Mesozoic material, layers of sand, traces of acid volcanism), 15 — Handlová coal bed belt (coal beds and overlying clays), (6 to 15 — Pannonian to Sarmatian), 16 — amphibole-biotite andesites and ignimbrites, 17 — amphibole dacites (quartz diorite porphyries), 18 — coarse volcanoclastics of amphibole-biotite andesite, 19 — tuffs and tuffites of amphibole-pyroxene andesite, 20 — pyroxene andesites, 21 — amphibole-pyroxene and pyroxene-amphibole andesites, 22 — pyroxene andesite volcanoclastics (coarse), 23 — tuffs and tuffites with layers of pyroxene andesite aglomerates (16 to 23 — Sarmatian to Badenian), 24 — amphibole and pyroxene andesites, 25 — aglomerates and coarse breccias of andesites (24 to 26 — Badenian), 26 — sandy tuffs and tuffites of andesites with layers of aglomerates, 27

— granodiorites, 28 — diorite (27 and 28 neoid intrusions), 29 — rhyolite and rhyodacite tuffs and tuffites (Ottnangian), 30 — undivided Paleogene sediments, 31 — undivided Mesozoic, Paleozoic and Crystalline, 32 — faults, a — proved, b — supposed.

Fig. 2 Map of hydrothermally altered volcanic rock distribution in central Slovakia
1 — chloritized volcanic rocks that crop out, 2 — adularized volcanic rocks that crop out, 3 — chloritized volcanic rocks that do not crop out, alterations are equally intensive as in rocks that crop out, 4 — chloritized volcanic rocks in lower parts of the volcanic complex that do not crop out — the intensity of alteration is only one half of that of rocks that crop out, 5 — ore veins trend, 6 — drillholes in the volcanic complex, 7 — drillholes that penetrated through the volcanic comlex into the underlier, 8 — boundaries of altered rocks, a — proved, b — supposed.

Fig. 3 Graph of Si, Fe, Al, Mg, P, Ti, Ca, Na and water distribution
1 — unaltered andesites, 2 — chloritized andesites.

Fig. 4 Graph of Ga, Cr, Ni, Co, Pb, Cu and Zn distribution
1 — unaltered andesites, 2 — chloritized andesites.

Fig. 5 Summary graph of macroelement content changes in chloritized andesites
1 — unaltered andesites from central Slovakia, 2 — chloritized andesites from the area Pukanec—Nová Baňa—Prochot, 3 — chloritized andesites from the Kremnické vrchy Mts., 4 — chloritized andesites from the Poľana Mts., 5 — chloritized andesites from the Javorie Mts., 6 — chloritized andesites from the Štiavnické vrchy Mts., 7 — chloritized andesites from central Slovakia, undivided.

Fig. 6 Summary graph of macroelement content changes in adularized andesites
1 — unaltered andesites, 2 — adularized andesites from the area Pukanec—Rudno nad Hronom, 3 — adularized andesites from Banská Štiavnica, 4 — adularized andesites from the Kremnické vrchy Mts., 5 — adularized andesites from central Slovakia, undivided.

Fig. 7 Summary graph of macroelement content changes in adularized rhyolites.
1 — unaltered rhyolites, 2 — adularized rhyolites from the area Pukanec—Rudno nad Hronom, 3 — adularized rhyolites from Nová Baňa, 4 — adularized rhyolites from Vyhne, 5 — adularized rhyolites from Hliník nad Hronom, 6 — adularized rhyolites from the Kremnické vrchy Mts., 7 — adularized rhyolites from central Slovakia, undivided.

Fig. 8 Diagram of element enrichment and depletion values in chloritized and adularized andesites
I — unaltered andesites, II — chloritized andesites, III — adularized andesites, 1 — K_2O, 2 — Rb, 3 — Co, 4 — Al_2O_3, 5 — Ga, 6 — P_2O_5, 7 — CaO, 8 — Fe_2O_3, 9 — Cr, 10 — Zr, 11 — Na_2O.

Fig. 9 Diagram of element enrichment and depletion values in chloritized and adularized andesites
I — unaltered andesites, II — chloritized andesites, III — adularized andesites, 1 — MgO, 2 — FeO, 3 — SiO_2, 4 — Ni, 5 — Zn, 6 — Ba, 7 — Sr, 8 — Pb, 9 — Li, 10 — V, 11 — Cu.

Fig. 10 Diagram of element enrichment and depletion values in adularized rhyolites
I — unaltered rhyolites, II — adularized rhyolites, 1 — SiO_2, 2 — Cu, 3 — MgO, 4 — Li, 5 — Sr, 6 — V, 7 — Pb, 8 — Zn, 9 — Ba.

Fig. 11 Diagram of element enrichment and depletion values in adularized rhyolites
I — unaltered rhyolites, II — adularized rhyolites, 1 — Rb, 2 — K_2O, 3 — Al_2O_3, 4 — Fe_2O_3, 5 — P_2O_5, 6 — CaO, 7 — Na_2O, 8 — Zr.

Fig. 12 Map of hydrothermally altered volcanic rock distribution in central Slovakia and distribution of volcanic conduits (centres)
1 — hydrothermally altered volcanic rocks that crop out, 2 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Alterations are of the same intensity as in rocks that crop out. 3 — Hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out.
Intensity of alteration is one half of that in rocks that crop out. 4—necks, 5—extrusions, 6—dykes (veins), 7 — volcanic centres, 8 — boundaries of altered rocks.

Fig. 13 Map of hydrothermally altered volcanic rocks distribution in central Slovakia and pre--Neogene systems in the underlier of the volcanic complex Map of pre-Neogene systems is adapted after O. FUSÁN (1976).

1 — hydrothermally altered volcanic rocks that crop out. 2 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Alterations are of the same intensity as in rocks that crop out. 3 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Intensity of alteration is one half of that in rocks that crop out. 4 — Paleogene sediments, 5 — Krížna, Choč and other higher nappes, 6 — Envelope units, 7 — Upper Cretaceous (?) to Paleogene (?), 8 — crystalline schists, 9 — borders of units.

Fig. 14 Map of hydrothermally altered volcanic rock distribution in central Slovakia and tectonic scheme of the volcanic complex
Tectonic scheme of the volcanic complex is adapted after V. KONEČNÝ — J. LEXA (1979).
1 — hydrothermally altered volcanic rocks that crop out, 2 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Alterations are of the same intensity as in rocks that crop out. 3 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Intensity of alteration is one half of that in rocks that crop out. 4 — faults, 5 — marginal faults of volcanotectonic depressions and horsts, 6 — boundaries of altered rocks.

Fig. 15 Map of hydrothermally altered volcanic rocks distribution in central Slovakia and tectonics of the volcanic complex underlier
Main features of the tectonics penetrate into the volcanic complex, too. Tectonics adapted after O. FUSÁN (1976). 1 — hydrothermally altered volcanic rocks that crop out, 2 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Alterations are of the same intensity as in rocks that crop out. 3 — hydrothermally altered volcanic rocks that do not crop out. Intensity of alteration is one half of that in rocks that crop out, 4 — tectonic lines proved, 5 — tectonic lines supposed, 6 — tectonic lines with their dip, 7 — boundaries of altered rocks.

Explanations of Tables

Table 1 — Enrichment and depletion of elements in chloritized andesites
Table 2 — Enrichment and depletion of elements in chloritized andesites
Table 3 — Enrichment and depletion of elements in adularized andesites
Table 4 — Enrichment and depletion of elements in adularized andesites
Table 5 — Enrichment and depletion of elements in adularized rhyolites
Table 6 — Enrichment and depletion of elements in adularized rhyolites

Explanations of Plates III—VI

Plate III
Fig. 1 Pseudomorph of chlorite after pyroxene in pyroxene andesite
Chlorite in sliced development Andesite matrix is recrystallized in the neighbourhood of pseudomorph. Nicols + ,magn. 175.
Fig. 2 Relics of colloform structures in quartz marked by pigment in original gels in an opening in pyroxene andesite. Nicols = , magn. 175.

Plate IV
Fig. 3 The same as in Table III, Fig. 2. Quartz grain surfaces after crystallization do not correspond with the course of original colloform structures marked by pigment in original gels. Nicols, magn. 175.
Fig. 4 Pseudomorph after pyroxene in pyroxene andesite replaced by pyrite and carbonate

a — chlorite pseudomorph, b — pyrite, c — carbonate, d — recrystallized andesite matrix. Nicols, magn. 175 ×.

Plate V
Fig. 1 Originally hyalopilitic matrix of pyroxene andesite recrystallized in the process of rock chloritization
After the crystallization it is more coarse-grained. Nicols, magn. 175 ×.
Fig. 2 Weakly chloritized pyroxene andesite
In the chlorite pseudomorph there remained signs of original hyalopilitic texture.
a — chlorite pseudomorph, b — part of unaltered pyroxene, c — plagioclase. Nicols +, magn. 90 ×.

Plate VI
Fig. 1 Weakly recrystallized matrix in adularized rhyolite
a — recrystallized matrix, b — remains of original glass, c — porphyric crystal of quartz. Nicols +, magn. 90 ×.
Fig. 2 Recrystallized rhyolite matrix, coarser-grained after recrystallization
a — porphyric crystals of quartz, b — pseudomorph adular after plagioclase. Nicols +, magn. 90 ×.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám III—VI

Tabuľka III
Obr. 1 Pseudomorfóza chloritu po pyroxéne v pyroxenickom andezite
Chlorit v šupinkastom vývoji. V okolí pseudomorfózy je rekryštalizovaná základná hmota andezitu. Nikoly +, zväčš. 175 ×.

Obr. 2 Relikty po kolomorfných štruktúrach v kremeni vyznačené pigmentom v pôvodných geloch v dutinke pyroxenického andezitu Nikoly =, zväčš. 175 ×.

Tabuľka IV
Obr. 1 Ako Tab. III, obr. 2
Obmedzenie zŕn kremeňa po vykryštalizovaní sa nezhoduje s priebehom pôvodných kolomorfných štruktúr vyznačených pigmentom v pôvodných geloch. Nikoly +, zväčš. 175 ×.

Obr. 2 Pseudomorfóza po pyroxéne v pyroxenickom andezite zatláčaná pyritom a uhličitanom
a — pseudomorfóza chloritu, b — pyrit, c — uhličitan, d — rekryštalizovaná základná hmota andezitu. Nikoly +, zväčš. 175 ×.

Tabuľka V
Obr. 1 Pôvodne hyalopylitická základná hmota pyroxenického andezitu rekryštalizovaná v procese chloritizácie hornín, po rekryštalizácii hrubozrnnejšia. Nikoly +, zväčš. 175 ×.

Obr. 2 Slabochloritizovaný pyroxenický andezit
V pseudomorfóze chloritu sú zvyšky nepremeneného hypersténu. V slabokryštalizovanej základnej hmote sú zachované znaky pôvodnej hyalopilitickej štruktúry; a — pseudomorfóza chloritu, b — časť nepremeneného hypersténu, c — plagioklas. Nikoly +, zväčš. 90 ×.

Tabuľka VI
Obr. 1 Slaborekryštalizovaná základná hmota v adularizovanom ryolite
a — rekryštalizovaná základná hmota, b — zvyšky pôvodného skla, c — porfyrická výrastlica kremeňa. Nikoly +, zväčš. 90 ×.

Obr. 2 Rekryštalizovaná základná hmota ryolitu, po rekryštalizácii hrubozrnnejšia a — porfyrická výrastlica kremeň, b — pseudomorfóza aduláru po plagioklase. Nikoly +, zväčš. 90 ×.

Geologické práce, Správy 86, s. 73—100, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Vendelín Radzo

Hydrohalloyzit, halloyzit a gibbsit v súvrství košickej štrkovej formácie

17 obr., 10 fotogr. tabuliek (VII—XVI), anglické resumé

Abstract. In the Košice gravel formation in the neighbourhood of Ťahanovce, NW of Košice, pebbles of argillitized clays in the form of and subangular and suboval pebbles composed of the minerals hydrohalloysite, halloysite, gibbsite and allophane were discovered.

In the paper macroscopic and microscopic description of discovered minerals, their chemical composition and crystallochemical formulas resulting from it, electron microscopy, X-ray thermic analyses, infrared absorbtion spectra and notes on their genesis are given.

Úvod

V povrchových častiach košickej štrkovej formácie zistil autor polohy subangulárnych a suboválnych valúnov spevneného argilitového ílu zloženého z hydrohalloyzitu, halloyzitu a gibsitu. Hydrohalloyzit a halloyzit sa vyskytujú aj v podobe intraformačných brekcií zložených z angulárnych a subangulárnych úlomkov, ktoré vznikli odtrhnutím súdržného sedimentu transportom a sedimentáciou do sedimentu nespevneného. Uvedené valúny a brekcie sa vyskytujú hlavne v ryhách a výmoľoch po dažďovej vode, ako aj v menšom čiastočne zasutinovanom stenovom odkryve sz. od obce Ťahanovce, pri Košiciach. Popri valúnoch hydrohalloyzitu, halloyzitu a gibbsitu bola zistená súvislejšia poloha sivých kaolinitových ílov s montmorillonitom a s rozptýleným markazitom.

V uvedenej oblasti je súvrstvie štrkovej formácie okrem spomínaných valúnov zložené z valúnov kremeňa, kremencov, rohovcov, lyditov, arkóz, svorov, kremitých porfýrov, granodioritov, pieskovcov, ryolitových tufov, dolomitov, porfyroidov, chloritických a grafitických bridlíc, dolomitických vápencov.

Zdrojová oblasť je predovšetkým v prvotných horninách Slovenského rudohoria, kryštalinika Čiernej hory a v neovulkanitoch východného Slovenska.

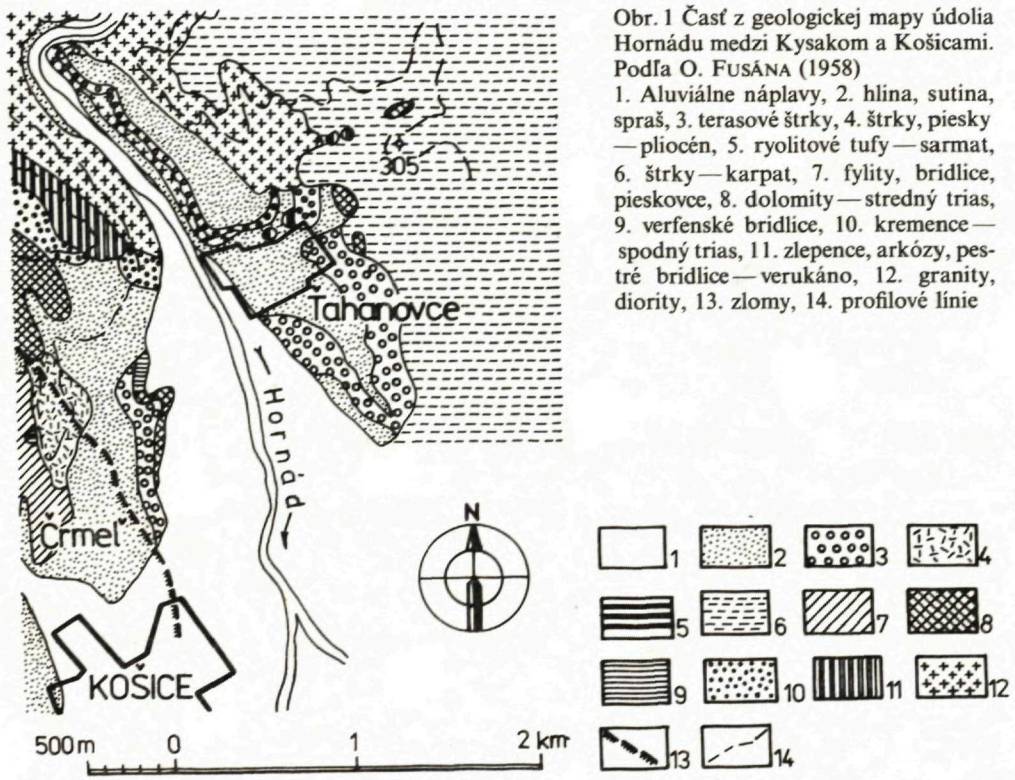
Vzhľadom na faunistickú sterilitu súvrstvia štrkovej formácie nie je doposiaľ známe jej presné vekové zaradenie. Predstavuje široký časový úsek, a to od spodného sarmatu po panón, prípadne až po pliocén, čo je vyjadrené rádiometricky určenými vekmi v rozsahu 8—11 miliónov rokov (D. Vass 1979). Súvrstvie štrkovej formácie pokrývajú kvartérne útvary z piesčitej hliny.

RNDr. V. Radzo, CSc., Vysoká škola technická, Park Komenského 15, 043 84 Košice.

Charakteristickým znakom štrkovej formácie je striedanie terigénnych zložiek. Preto možno v štrkovej formácii rozlíšiť obdobia s búrlivou sedimentáciou, keď sa ukladali sedimenty psamiticko-psefitického charakteru, a obdobia s pokojnou sedimentáciou, keď sa ukladali pelitické sedimenty. V obidvoch prípadoch bolo ukladanie sedimentov sprevádzané vulkanickou činnosťou ryolitového charakteru.

V priebehu ukladania štrkovej formácie bol sedimentačný bazén doplňovaný nízkoteplotnými sírovodíkovými roztokmi, ktorých výsledným produktom bolo markazitové zrudnenie známe z oblasti Tepličian a zo zistených pelitických sedimentov z oblasti sz. od Ťahanoviec.

Nízkoteplotné roztoky boli výsledkom dozvukov postvulkanickej činnosti. Prívodné cesty pre tieto roztoky poskytovali hlavne zlomy hornádskeho a drienovského tektonického systému. Vertikálnym priesakom rozkladali povrchové vody markazit, vznikal hydroxid železa a pelitické sedimenty sa zafarbili na hrdzavohnedo. Došlo tiež k rozkladu a vybieleniu valúnov štrkov granitoidných hornín (porfyroidov, kremitých porfýrov a granodioritov). V niektorých prípadoch bola intenzita premeny taká silná, že valúny nadobudli charakter súdržnej zeminy. V uvedených procesoch treba hľadať aj odpoveď na otázku vzniku halloyzitových minerálov v súvrství štrkovej formácie.



Obr. 1 Časť z geologickej mapy údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Podľa O. FUSÁNA (1958)
1. Aluviálne náplavy, 2. hlina, sutina, spraš, 3. terasové štrky, 4. štrky, piesky — pliocén, 5. ryolitové tufy — sarmat, 6. štrky — karpat, 7. fylity, bridlice, pieskovce, 8. dolomity — stredný trias, 9. verfenské bridlice, 10. kremence — spodný trias, 11. zlepence, arkózy, pestré bridlice — verukáno, 12. granity, diority, 13. zlomy, 14. profilové línie

V predloženej práci sme pre jednotlivé formy halloyzitových minerálov použili nasledujúce názvoslovie:

Zloženie prírodných halloyzitových minerálov zodpovedá vzorcu $Al_4(Si_4O_{10})OH_8 . nH_2O$, kde $0 \leq n \leq 4$. Obsah medzivrstevnej vody sa pohybuje v uvedenom rozsahu, v súvislosti s čím rozlišujeme rôzne hydratované formy halloyzitových minerálov (G. W. BRINDLEY—J. GOODYEAR 1948). Mineral zloženia $Al_4(Si_4O_1)(OH)_8 . 4H_2O$, ktorý má bazálny reflex okolo $10 . 10^{-10}$ m, nazýva sa hydrohalloyzitom. Názov halloyzit sa používa pre minerály zloženia $Al_4(Si_4O_{10})OH_8 . nH_2O$, kde $n < 4$, ktorý má bazálny reflex $7{,}2—7{,}9 . 10^{-10}$m. Pri úplnej strate medzivrstevnej vody, kde $n = 0$, vzniká fáza s bazálnym reflexom $7{,}2 . 10^{-10}$ m, ktorú nazývame metahalloyzitom (F.V. ČUCHROV et al. 1966).

Makroskopický a mikroskopický opis

Hydrohalloyzit

Tvorí suboválne valúny od centimetrových až do decimetrových rozmerov, sfarbené na povrchu hydroxidmi železa. Na lastúrovitom lome je biely s perleťovo-opálovým leskom a so zeleným odtieňom. V prírodnej vlhkosti sa vyznačuje vysokým obsahom medzivrstevnej molekulárnej H_2O podľa analýzy DTA až 21,1 % a tvorí hydrohalloyzit približne s 8 molekulami vody; je to zvláštny prípad výskytu hydrohalloyzitu s takým vysokým obsahom medzivrstevnej vody. Na vzduchu v suchom prostredí túto vodu postupne stráca, prechádza na hydrohalloyzit so 4 molekulami medzivrstevnej vody a postupne na nižšie hydráty halloyzitu. Má ostrohranný rozpad. Tvrdosť má hodnotu 2, merná hmotnosť je 2,16 g/cm^3 a žiaruvzdornosť 32 SŽ, t. j. 1710 °C (žiaruvzdornosť bola zistená v laboratóriu Keramických závodov v Michalovciach).

Halloyzit

Tvorí, podobne ako hydrohalloyzit, suboválne valúny rôznej veľkosti, od centimetrových do decimetrových rozmerov, a intraformačné brekcie. Má bielu porcelánovitú farbu a ostrohranný rozpad.

Na ostrohranných lomových plochách sú hydroxidy železa prenikajúce difúzne aj do okrajov halloyzitových úlomkov. Tvrdosť je väčšia než u hydrohalloyzitu: 2,5, merná hmotnosť 2,43—2,44 g/cm^3. Má aj väčšiu žiaruvzdornosť: 34—36 SŽ, t. j. 1750—1790 °C. (Žiaruvzdornosť bola zistená vo Výskumnom lab. Keramických závodov, n. p., Košice).

Halloyzit sa často vyskytuje prestúpený rozptýlenou sivočiernou až čiernou organickou hmotou, ktorá často aj prevláda, prípadne sa striedajú vrstvy čiernej organickej hmoty s vrstvičkami bieleho halloyzitu sprehýbané diagenézou. Po vypálení do 1000 °C čierna organická hmota zhorí a zostane biela pevná hmota so žiaruvzdornosťou 34 SŽ, t. j. 1750 °C.

Halloyzit sa vyskytuje aj s práškovým hematitom a s hydroxidmi Fe a Mn,

čím vzniká bielomodrá až červenohnedá, v suchom stave drobivá hmota. Na rezných plochách má charakteristické hematitové červené sfarbenie. Ako vyplýva z chemického zloženia a z fyzikálno-chemických rozborov, nejde o ferrihalloyzit, ale o zmes halloyzitu s práškovým hematitom a hydroxidmi Fe, Mn a Al.

Vo výbrusoch v polarizačnom mikroskope je v predchádzajúcom svetle hydrohalloyzit bezfarebný a priehľadný. Jeho stredný index lomu je N = 1,52. Pri skrížených polaroidoch pozorovať krížovo vláknitú pelitickú štruktúru, tvorenú jednak kompaktnou ílovou hmotou s výrazným undulóznym zhášaním a nízkym dvojlomom a jednak ílovou hmotou javiacou sa ako lístkovité agregáty. Tieto lístkovité agregáty možno pozorovať len pri maximálnom zväčšení mikroskopu. Zatláčajú kompaktnú svetlobielu ílovitú hmotu hydrohalloyzitu, vznikli počas diagenetických pochodov premenou a čiastočnou dehydratáciou hydrohalloyzitu.

Miestami pozorovať rozvetvené žilky gibbsitu o hrúbke 0,06 mm; bývajú prerušované a priečne posunuté. Stredný index lomu týchto lístočkov v žilkách je podstatne väčší než u hydrohalloyzitu, a to N = 1,58. Lístočky gibbsitu sú priečne orientované na priebeh žiliek. Charakter zóny tohto žilného gibbsitu je výrazne negatívny. Dvojlom má nízky (biele interferenčné farby pri hrúbke preparátu t = 0,03 mm). Gibbsit vznikol rozkladom halloyzitu počas diagenetických pochodov. Veľmi charakteristický je diagenetický vplyv na usmernenie jemne lístočkovitej gibbsitovej hmoty, jej agregátne zhášanie a relatívne väčšie rozmery lístočkov gibbsitu oproti halloyzitu v žilkách.

Sporadicky sa vyskytujú v jemne lístočkovitej halloyzitovej ílovej hmote angulárne zrná kremeňa o veľkosti 0,05—0,1 mm.

Elektrónová mikroskopia

Elektrónové mikrosnímky boli vyhotovené jednak metódou na odraz elektrónov riadkovacím elektrónovým mikroskopom a jednak zo suspenzie na kolodiových blankách metódou na prechod elektrónov a tiež pokovením s Au. Na mikrosnímkach vyhotovených riadkovacím elektrónovým mikroskopom vidieť konkrécie hydrohalloyzitu medzi sebou vzájomne zrastené. Na ďalších mikrosnímkach vidieť otvorené konkrécie. Na mikrosnímkach vyhotovených pri veľkom zväčšení, pozorujeme, že konkrécie hydrohalloyzitu a halloyzitu sú tvorené trubičkovitými agregátmi, čím vznikajú „ježkovité" konkrécie. Prevažná časť orientácie trubičiek hydrohalloyzitu má koncentricko-sférolitickú orientáciu, ako to vidieť na mikrosnímkach.

Elektrónové snímky získané metódou na prechod elektrónov potvrdzujú trubičkovitý charakter hydrohalloyzitu a halloyzitu. Trubičky sú otvorené a tenkostenné, načo poukazuje svetlá časť strednej časti trubičiek a tmavá časť pre elektróny ťažšie priepustná. Trubičky v smere osi a (b) majú nerovnakú hrúbku, čo svedčí o rôznych stupňoch hydratácie, t. j. o rôznom obsahu medzivrstevnej vody v jednotlivých častiach trubičiek. Konce trubičiek sú nerovnaké, čo je zapríčinené posunmi štruktúrnych vrstiev vo vrstevnato-cylindrickej štruktúre. Trubičky sú plastické a výrazne ohybné, ako to vidieť na tab. XII, obr. 2.

Dĺžka trubičiek je v rozmedzí od 0,1 do 3,5 μm a šírka od 0,05 do 0,3 m. Niektoré trubičky sú čiastočne otvorené, pričom otvorená lístočková časť má nepravidelnú formu.

Gibbsit a alofán

Makroskopický opis

Gibbsit tvorí až decimetrové angulárne valúny, na povrchu najčastejšie potiahnuté hydroxidmi a oxidmi železa hnedej až hnedočervenej farby. Dosť často sa vyskytujú valúny hnedej, bielej a čiernej farby, sfarbené hydroxidmi a oxidmi mangánu. Valúny sú vo vode nerozpustné, majú tvrdosť 2,5—3.

Na nábrusoch veľmi dobre vidieť zastúpenie jednotlivých minerálnych zložiek, ktoré tvoria uvedené valúny. Kompaktný gibbsit hnedej, prípadne čiernej farby je prestúpený bielym sklovite lesklým gibbsitom. Sklovite biely gibbsit sa vyskytuje v podobe žiliek o hrúbke od mm do cm rozmerov a prestupuje cez kompaktný gibbsit hnedej, prípadne čiernej farby. Zloženie takýchto valúnov z hnedých angulárnych úlomkov tmelených bielym sklovite lesklým gibbsitom pripomína mikrobrekciu.

Makroskopický opis

V polarizačnom mikroskope vo výbrusoch v predchádzajúcom svetle je gibbsit svetložltý až bezfarebný a priehľadný. Lístkovité kryštály sú zvlášť viditeľné pri skrížených polaroidoch, keď má gibbsit pestré interferenčné farby, čo je charakteristické pre minerály s vrstevnatou štruktúrou a lístkovitým habitusom, ako sú napr. sľudy, sericit, mastenec a pod.; je to spôsobené nerovnakou hrúbkou lístkovitých agregátov.

Gibbsit tvorí rôzne formy, a to veľmi jemné lístky alotriomorfne obmedzené, nepravidelne usporiadané, s nízkym dvojlomom, ďalej sú to mikrokonkrécie, sekrécie a sférolity. V gulôčkovitých konkréciach sa striedajú vrstvy jemne- a hrubolístočkovitého gibbsitu. Časté sú prípady, že gibbsitové sekrécie majú stred vyplnený hydroxidmi železa alebo čiernymi hydroxidmi mangánu. Takto tvorí gibbsit kolomorfnú štruktúru.

Hydroxidy železa a mangánu sú v predchádzajúcom svetle žltohnedé, hydroxidy mangánu čierne, bývajú prestúpené žilkami bieleho gibbsitu.

Zvlášť výrazné sú žilky bieleho gibbsitu mikroskopických rozmerov v podobe nepravidelnej spleti v sklovitej izotropnej hmote, ktorá zodpovedá alofánu $m\,Al_2O_3 . n\,SiO_2 . p\,H_2O$.

Táto izotropná hmota je makroskopicky sklovite lesklá, má lastúrnatý lom a bielu až žltkastú farbu. V mikroskope je v prechádzajúcom svetle slabo žltkastá až biela, sklovite priehľadná s nepravidelnými trhlinami typickými pre amorfnú sklovitú hmotu s nízkym indexom lomu $N = < 1{,}54$.

Gibbsit vo sférolitoch tvorí lístočkovité agregáty s lístočkami kryštálov orien-

tovaných bazálnou plochou kolmo na smer prechádzajúceho svetla. Preto sa rezy kolmé k (001) zdajú vláknité. Ráz dĺžky — charakter zóny (Chz) je negatívny. Sférolyty majú rôzne rozmery, v podstate však vždy ako mikrosférolyty v základnej sklovite lesklej alofánovej hmote. Sled minerálov: alofán, hydroxidy železa, hydroxidy mangánu a gibbsit.

Zo vzoriek s obsahom gibbsitu bola po rozdrvení a po vydelení zrnitostných frakcií sitovým rozborom pomocou ťažkých kvapalín oddelená ťažká frakcia, v ktorej boli zistené z rudných minerálov, hlavne pyrit s pentagonálnymi dodekaédrami kryštálových tvarov a kysličníky mangánu — manganit. Prítomnosť týchto minerálov, hlavne pyritu, je výsledkom vplyvu hydrotermálnych roztokov, ktoré spôsobili aj rozklad alofánu na gibbsit a rozklad živcov hlavne z kremitých porfýrov, podmienili vznik hydrohalloyzitu.

Elektrónová mikroskopia

Na vyhotovenie elektrónových mikrosnímkov boli vybraté vzorky sklovite lesklého gibbsitu.

Elektrónové mikrosnímky boli zhotovené pomocou skanovacej elektrónovej mirkoskopie (SEM). Na fotografii mikroštruktúry (Tab. XV) sú zachytené agregáty pseudohexagonálnych tabuľkovitých kryštálov gibbsitu (gibbsit má symetriu monoklinickú), ktoré tvoria konkrécie. Na ďalšom obrázku (Tab. XVI) vidno medzi konkréciami gibbsitu v dutinách a póroch kryštály halloyzitu.

Chemické zloženie

Kvantitatívne chemické analýzy hydrohalloyzitu a halloyzitu sú uvedené v tab. 1, v stĺpci „a" sú uvedené zistené obsahy chemických zložiek a v stĺpci „b" chemické zložky po odpočítaní obsahu Al_2O_3 a H_2O viazaných na prímes gibbsitu — $Al(OH)_3$, ktorá bola zistená termickými rozbormi, a to z kriviek DTA a TG. Táto H_2O viazaná na gibbsit uniká pri 330—450 °C.

Zaujímavé je zistenie, že obsahy hlavných chemických zložiek SiO_2, Al_2O_3 a H_2O hydrohalloyzitu s 8 molekulami medzivrstevnej H_2O sú približne tretinové.

Hodnoty zodpovedajúce hmotnostným percentám chemických zložiek zo stĺpca „b", boli prepočítané na kryštalochemické vzorce: $(Al_4Fe^{3+}, Ca, Mg_m)(Si_{4-n}Aln)\,O_{10-m}\,(OH)_{8+m}\,(2—8)\,H_2O$

V tab. 3 sú uvedené hodnoty zastúpenia katiónov v kryštálovej štruktúre hydrohalloyzitu a halloyzitu, substitúcia Si s Al v tetraédrickej vrstve, Al s Fe, Mg a Ca v oktaédrickej vrstve, ako aj obsah medzivrstevnej H_2O. Obsahy (OH) skupín sú väčšie a kyslíka menšie než to predpokladá štruktúrny vzorec $[O+OH] = 18$. Zvýšený obsah OH skupín je spôsobený náhradou kyslíka O^{-2} s $[OH]^{-1}$ skupinami vo vnútornej oktaédrickej vrstve v kryštálovej štruktúre, a to v dôsledku substitúcie Si^{4+} s Al^{3+} v tetraédrickej vrstve. Tým dochádza

k zníženiu kladných nábojov v tetraédrickej vrstve a k väzbe [OH] skupín tetraédrami Al—O—OH. Tento predpoklad potvrdzuje aj IČ absorbčné spektrum hydrohalloyzitu, kde absorpčný pás vnútornej oktaédrickej vrstvy pri 3625 cm^{-1} má väčšiu intenzitu než absorpčný pás pri 3695 cm^{-1}.

Vzorka 5 predstavuje zmes halloyzitu, hematitu, goethitu a gibbsitu, ktoré chemickým zložením a podielovým zastúpením dávajú halloyzitu fialovomodré sfarbenie. Ich zastúpenie bolo zistené mikroskopicky a z derivatogramu, kvantitatívne zastúpenie bolo vypočítané z chemickej analýzy. Vychádzalo sa z predpokladu, že SiO_2 s 24,55 % obsahom sa podieľa len na zložení halloyzitu, čo zodpovedá približne 60 % halloyzitu. Obsah H_2O — 0,96 % zistený termickým rozborom s ekvivalentným 9,5 % obsahom Fe_2O_3, tvorí 10,6 % goethitu. Zostávajúcich 30,87 % pripadá na hematit.

Chemickou analýzou sklovite lesklého gibbsitu bol zistený, popri zložkách Al_2O_3 a H_2O viazaných na gibbsit, aj obsah SiO_2. Tieto zložky, ako to vyplýva

Tab. 1

Chemické zloženie hydrohalloyzitu a halloyzitu

	Vzorky hmotnostné (%)							
	1	2	3		4		5	
			a	b	a	b	a	b
SiO_2	36,30	39,80	40,29	40,29	39,02	39,02	24,55	24,55
TiO_2	—	—	—	—	0,10	0,10	st	st
Al_2O_3	31,20	35,03	36,97	35,25	36,84	35,52	19,07	17,96
Fe_2O_3	—	−0,15	0,17	0,17	1,17	1,17	38,42	40,37
FeO	—	—	—	—	—	—	1,75	—
MnO	—	—	—	—	−st	st	0,51	0,51
MgO	—	—	—	—	0,24	0,24	0,35	0,35
CaO	—	0,89	0,80	0,80	0,92	0,92	0,22	0,22
Na_2O	—	0,20	0,20	0,20	—	—	st	st
K_2O	—	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	st	st
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,24	0,24
H_2O do 300 °C	21,10	12,00	7,50	7,50	8,73	8,73	5,20	5,20
H_2O 300—450 °C	—	—	0,91	—	0,70	—	1,55	0,96
H_2O nad 450 °C	11,40	12,45	12,52	12,52	12,70	12,70	7,86	7,86
Σ	100,00	100,64	99,48	—	100,54	—	99,72	—
Al $(OH)_3$	—	—	—	2,63	—	2,02		1,70
Σ	—	—	—	99,48	—	100,54		99,72

1. Hydrohalloyzit opálovoperleťového lesku; Ťahanovce sz. od Košíc, analyz. autor
2. Hydrohalloyzit opálovoperleťového lesku, Ťahanovce, sz. od Košíc, analyz. autor
3. Halloyzit porcelánovitého vzhľadu, Ťahanovce, sz. od Košíc, analyz. autor
4. Halloyzit čiernej farby s organickou hmotou, Ťahanovce, sz. od Košíc, analyz. autor
5. Halloyzit fialovo-modrej farby s hematitom a hydroxidmi Fe, Mn, Al, Ťahanovce, sz. od Košíc, anal. autor
   a) Zistené obsahy chemických zložiek
   b) Chemické zložky po odpočítaní obsahu Al_2O_3 a H_2O viazaných na gibbsit.

Prepočet chemických analýz na kryštalochemické vzorce

Tab. 2

	%	atómové kvocienty	(O+OH) = 18	%	atómové kvocienty	(O+OH) = 18	%	atómové kvocienty	(O+OH) = 18	%	atómové kvocienty	(O+OH) = 18
Si	16,97	0,6041	3,94	18,60	0,6623	3,88	18,83	0,6705	4,00	18,24	0,6494	3,77
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,0013	0,00
Al	16,51	0,6119	3,99	18,54	0,6871	4,03	18,65	0,6914	4,02	18,79	0,697	4,04
Fe	—	—	—	0,10	0,0018	0,01	0,12	0,0021	0,01	0,82	0,0147	0,08
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,0060	0,03
Ca	—	—	—	0,64	0,0158	0,08	0,57	0,0134	0,07	0,66	0,0164	0,08
Na	—	—	—	0,15	0,0064	0,04	0,15	0,0064	0,03	—	—	—
K	—	—	—	0,10	0,0025	0,02	0,10	0,0025	0,01	0,10	0,0026	0,01
OH	21,52	1,2655	8,25	23,51	1,3823	8,11	23,64	1,3900	8,08	23,98	1,4100	8,20
O	23,90	1,4938	9,75	27,00	1,6876	9,89	27,29	1,7056	9,92	27,00	1,6875	9,80
A_2O	21,10	1,1712	7,64	12,00	0,6661	3,91	7,51	0,4168	2,42	8,73	0,4846	2,80
	100,00	—	—	100,00								

molekulárne kvocienty
kryštalochemické vzorce

Vzorka

1. $Al_{3,99}Si_{3,94}O_{9,75}(OH)_{8,25} \cdot 7,64\,H_2O$
2. $(Al_{3,91}Fe^{3+}_{0,01}Ca_{0,08})\ (Si_{3,88}Al_{0,12})\,O_{9,89}\,(OH)_{8,11} \cdot 3,91\,H_2O$
3. $(Al_{4,02}Fe^{3+}_{0,01}Ca_{0,07})\,(Si_{4,00})\,O_{9,92}\,(OH)_{8,08} \cdot 2,42\,H_2O$
4. $(Al_{3,81}Fe^{3+}_{0,08}Ca_{0,08})\,(Si_{3,77}Al_{0,23})\,O_{9,80}\,(OH)_{8,20} \cdot 2,80\,H_2O$

z ostatných fyzikálnych rozborov (mikroskopického a termického), sa podieľajú popri gibbsite na zložení alofánu m Al_2O_3 . n SiO_2 . p H_2O. Alofán sa makroskopicky ťažko odlišuje od gibbsitu a ak je navyše alofán prestúpený sieťou žiliek gibbsitu, ťažko ich možno mechanicky od seba oddeliť.

Chemická analýza gibbsitu hnedej farby potvrdzuje prítomnosť podstatného množstva gibbsitu, podľa obsahu Al_2O_3 a H_2O, aj podstatné zastúpenie hydroxidov železa a mangánu a pomerne nízky obsah alofánu, podľa nízkeho obsahu SiO_2.

Pomerné zastúpenie katiónov a medzivrstevnej H_2O v kryštálových štruktúrach Tab. 3

	1	2	3	4
Si	3,94	3,88 } 4,00	4,00 } 4,00	3,77 } 4,00
tetraédrická vrstva				
Al	—	0,12	—	0,23
Al	3,99	3,91 } 4,00	4,02 } 4,10	3,81 } 4,00
Fe	—	0,01	0,01	0,08
Mg	—	—	—	0,03
Ca	—	0,08	0,07	0,08
oktaédrická vrstva				
O	9,75 } 18,00	9,89 } 18,00	9,92 } 18,00	9,80 } 18,00
OH	8,25	8,11	8,08	8,20
medzivrstva H_2O	7,64	3,91	2,42	2,80

Chemické zloženie gibbsitu Tab. 4

	Vzorky, hmotnostné %		
	Gibbsit 1	Gibbsit 2	Gibbsit 3
SiO_2	27,51	4,70	—
TiO_2	—	—	—
Al_2O_3	35,28	41,65	65,35
Fe_2O_3	0,90	17,21	—
FeO	—	0,67	—
MnO	—	0,41	—
MgO	—	1,10	—
CaO	—	1,19	—
Na_2O	—	—	—
K_2O	—	0,19	—
P_2O_5	—	0,33	—
H_2O (do 250 °C)	9,70	5,20	—
H_2O^+	27,10	27,70	34,65
	100,49	100,35	100,00

Analyzoval: autor

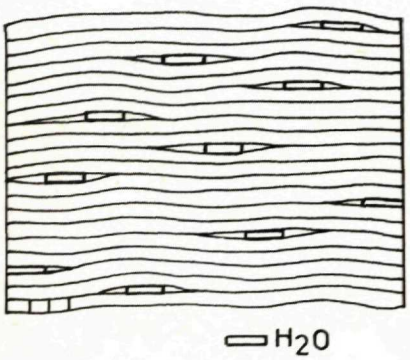
1. Gibbsit, sklovité lesklý, Ťahanovce, sz. od Košíc.
2. Gibbsit hnedej farby s hydroxidmi Fe, Ťahanovce, sz. od Košíc.
3. Gibbsit teoretického zloženia.

Röntgenodifrakčné rozbory

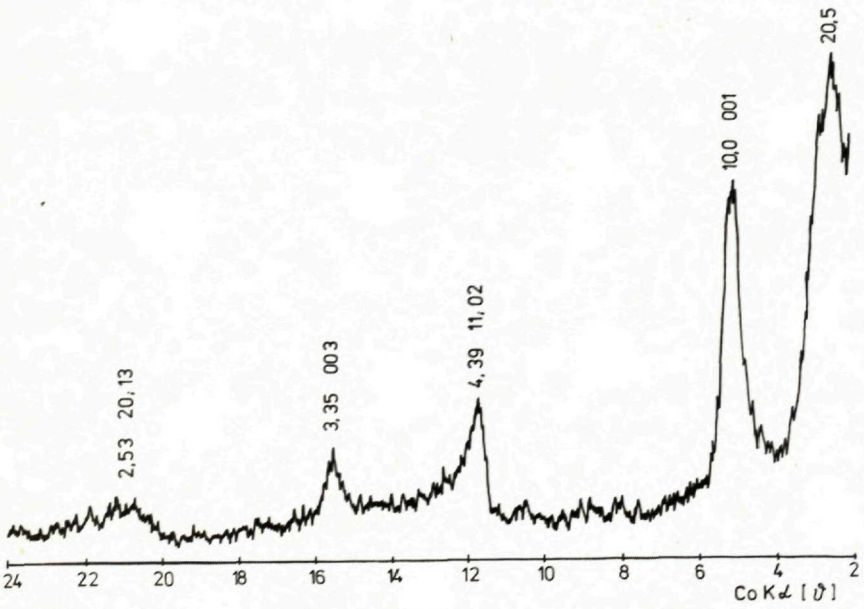
Röntgenodifrakčné rozbory boli urobené z makroskopicky homogénnych vzoriek, a to z neorientovaných práškových preparátov. Bol použitý röntgenodifraktograf zn. Chirana s použitím CuK_α a CoK_α žiarenia pri 28,5 KV, 20 mA s rýchlosťou otáčania goniometra 2° /min a posun papiera 600 mm/ hod.

Hydrohalloyzit

Na difraktograme sú zachytené bazálne difrakcie d (001) = 20,5 a 10,0 . 10^{-10} m. Bazálna difrakcia d (001) = 20,5 . 10^{-10} m potvrdzuje prítomnosť zvýšeného



Obr. 2 Nerovnomerná dehydratácia medzivrstevnej H_2O halloyzitu.



Obr. 3 Difaktogram hydrohalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Tab. 5

Röntgendifrakčné hodnoty hydrohalloyzitu, halloyzitu a metahalloyzitu

1. Hydrohalloyzit, Ťahanovce sz. od Košíc			2. Halloyzit, Ťahanovce, sz. od Košíc		3. Metahalloyzit, Ťahanovce, sz. od Košíc		4. Hydrohalloyzit + etylénglychol, Ťahanovce, sz. od Košíc	
hkl	J	d (hkl) (10^{-10}m)	J	d (hkl) (10^{-10}m)	J	d (hkl) (10^{-10}m)	J	d (hkl) (10^{-10}m)
001	10	20,5	—	—	—	—	—	—
	10	10,0	6 dif	9,7	—	—	10	11,4
	—	—	4 dif	7,9	6 as	7,2		
11;02	5 as	4,39	8 as	4,33	9 as	4,30	5 as	4,49
012	—	—	—	—	—	—	5	4,27
002	—	—	4 dif	3,56	5	3,55	—	—
003	5	3,34	—	—	—	—	6	3,79
20;13	3 as	2,52	5 as	2,52	5 as	2,53	3	2,52
	2	2,36	2	2,32	—	—		
24,31	15	—	4 as	1,66	4 as	1,66		
33;06	—	—	6	1,48	6	1,48		
40;26	—	—	3 dif	1,28	3 dif	1,28		
42;35	12	—	3 dif	1,23	3 dif	1,23		

as = asymetrická línia
dif = difúzna línia

obsahu molekulárnej medzivrstevnej vody, a to 21,10 %, zistenej termickým rozborom a chemickou analýzou, čo je v prepočítaní na kryštalochemický vzorec hydrohalloyzitu a zodpovedá 7,64 mol. H_2O. Zvlášť silná a symetrická je bazálna difrakcia $d = 10{,}0 . 10^{-10}$ m a difrakcia (003) s $d = 3{,}34 . 10^{-10}$ m. Asymetrické sú difrakčné čiary s pozvoľným spádom k väčším uhlom ϑ, $d = 4{,}39$ (02) a $2{,}52 . 10^{-10}$ m (20), čo je charakteristické pre nedokonale usporiadanú štruktúru hydrohalloyzitu, a to s posunmi štruktúrnych vrstiev v smere parametrov štruktúry a_o a b_o. Parametre štruktúrnej bunky sú $a_o = 5{,}15 . 10^{-10}$ m; $b_o = 8{,}91 . 10^{-10}$ m; $c_o = 10{,}27 . 10^{-10}$ m.

Halloyzit

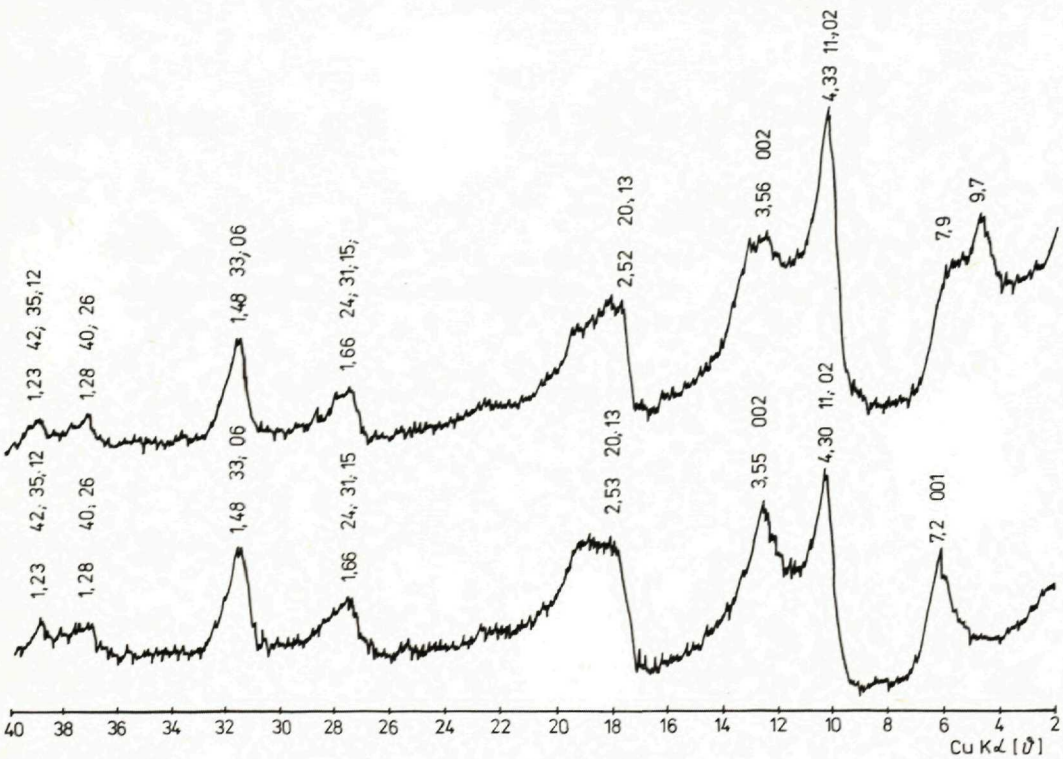
Na rozdiel od hydrohalloyzitu má halloyzit na difraktograme dve bazálne difrakcie 001 $d = 9{,}7 . 10^{-10}$ m s prechodom do bazálnej difrakcie 001 $d = 7{,}9 . 10^{-10}$ m, čo je spôsobené nerovnomernou dehydratáciou medzivrstevnej vody, ako na to poukazuje obrázok 9. Obidve uvedené bazálne difrakčné čiary sú difúzne.

Difrakčné čiary $d = 4{,}33; 2{,}52; 1{,}66 . 10^{-10}$ m sú podobne ako u hydrohalloyzitu výrazne asymetrické s pozvoľným spádom k väčším uhlom ϑ, spôsobené posunom štruktúrnych vrstiev 001 v smere a_o a b_o. Ostatné difrakčné čiary $d = 3{,}56; 1{,}28; 1{,}23 . 10^{-10}$ m sú difúzne. Celkový charakter difrakčných čiar s asymetriou a difúziou je pre halloyzit charakteristický.

Tab. 6

Röntgenometrické hodnoty halloyzitu s hematitom a goethitom, Ťahanovce; sz. od Košíc.

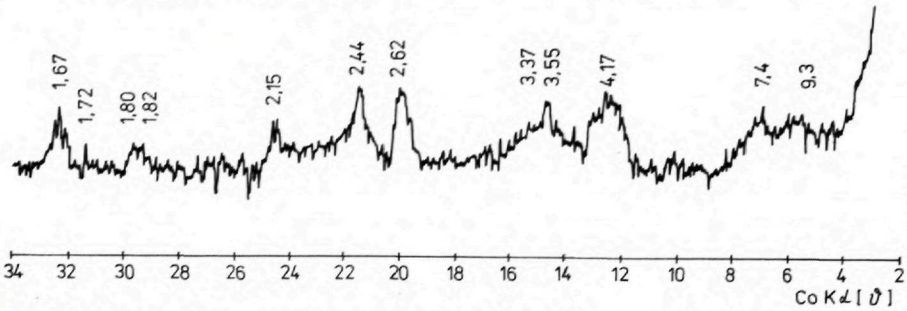
hkl	J	d (10^{-10}m)	Minerálne prímesi
001	3	9,3	halloyzit
001	3	7,4	halloyzit
110	5	4,17	goethit
002	4	3,55	halloyzit
120	3	3,37	goethit
112	6	2,62	hematit
111	6	2,44	goethit
140	4	2,15	goethit
202	3	1,82	hematit
211	3	1,80	goethit
221	3	1,72	goethit
123	5	1,67	hematit, halloyzit
112	4	1,44	hematit



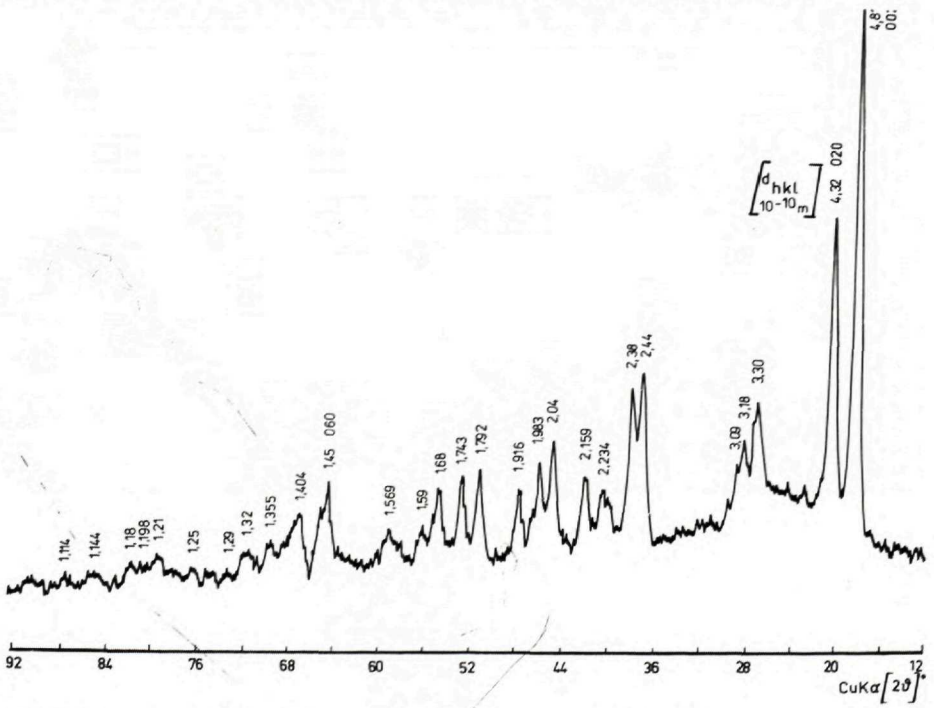
Obr. 4 Difraktogramy halloyzitu a metahalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Metahalloyzit

Na difraktograme sú asymetrické bazálne difrakčné čiary s pozvoľným spádom k menším uhlom ϑ pri d = 7,2 a d = $3{,}55 \cdot 10^{-10}$ m a zodpovedajú dehydratácii hydrohalloyzitu. Difrakčná línia 02 s d = $4{,}30 \cdot 10^{-10}$ m je výrazne asymetrická k väčším uhlom ϑ, podobne aj difrakčná línia 20 d = 2,53 a d = $1{,}66 \cdot 10^{-10}$ m. Uvedené asymetrie difrakčných čiar zodpovedajú posunom vrstiev v kryštálovej štruktúre, čím vzniká turbostratická štruktúra, typická pre minerály hydrohalloyzitu, halloyzitu a metahalloyzitu.



Obr. 5 Difraktogram halloyzitu s hematitom a goethitom, Ťahanovce, sz. od Košíc.



Obr. 6 Difraktogram gibbsitu sklovite lesklého. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Gibbsit

Difrakčné čiary gibbsitu sú uvedené v tab. 7. Gibbsit hnedej farby obsahuje prímes goethitu, ktorý mu spolu s amorfným hydroxidom železa dodáva čokoládovohnedé sfarbenie.

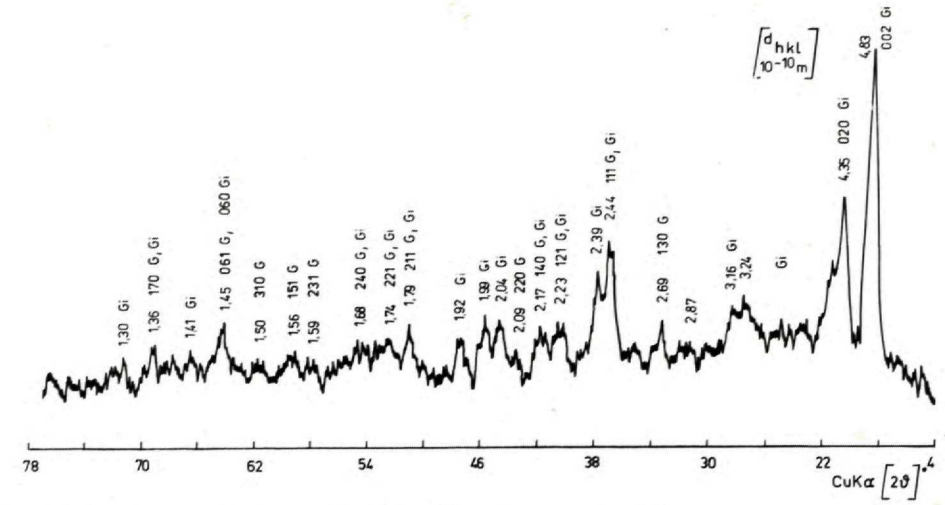
Difrakčné čiary gibbsitu po zahriatí na teplotu 220—240 °C zostávajú nezmenené. Po zahriati na teplotu 320—350 °C sa objavujú po deštrukcii štruktúry gibbsitu veľmi slabé čiary boehmitu Al(O/OH) rombickej symetrie. Pri teplote 1020 °C začína kryštalizácia γ — Al_2O_3 kubickej symetrie, prejavuje sa difúznymi

Röntgenodifrakčné hodnoty gibbsitu

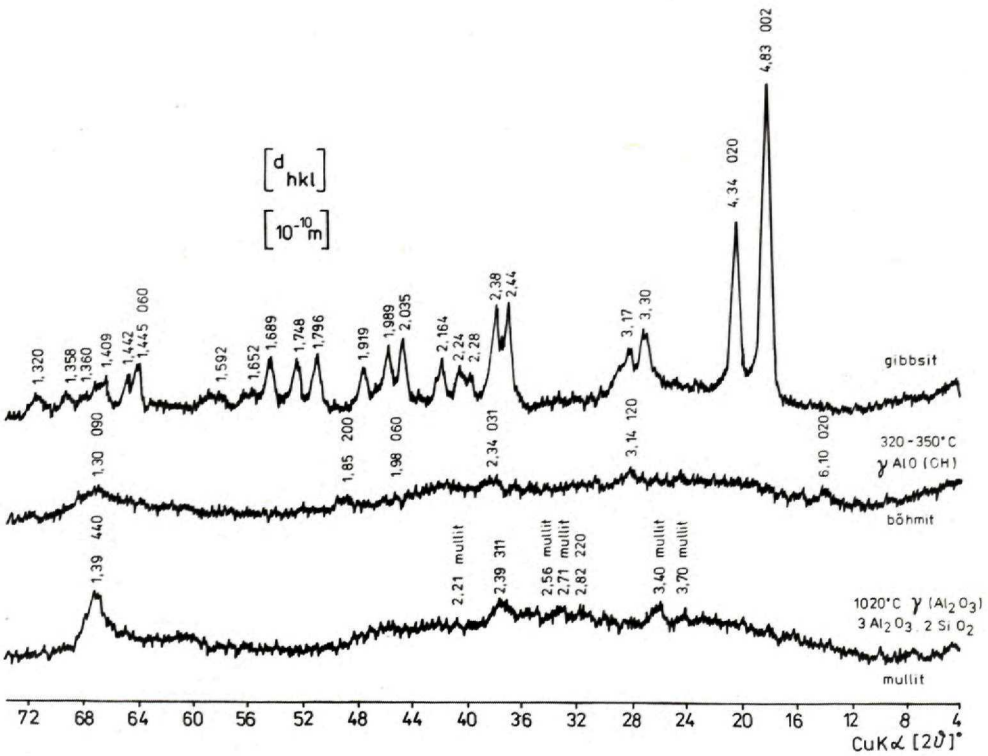
Tab. 7

Gibbsit biely, sklovite lesklý, Ťahanovce, sz. od Košíc.			Gibbsit hnedý, Ťahanovce, sz. od Košíc.			
hkl	J	d (hkl) (10^{-10}m)	J	d (hkl) (10^{-10}m)	minerál	hkl
002	10	4,83	10	4,83	Gi	
020	6	4,34	6	4,35	Gi	
	5	3,30	5	3,24	Gi	
	4	3,17	4	3,16	Gi	
	—	—	4	2,69	G	130 G
	7	2,44	6	2,44	Gi, G	111 G
	6	2,38	4	2,39	Gi	
	3	2,28	—	—	Gi	
	3	2,240	4	2,23	G, Gi	121 G
	4	2,164	3	2,17	G, Gi	140 G
	—	—	2	2,09	G	220 G
	6	2,035	4	2,04	Gi	
	5	1,983	5	1,99	Gi	
	4	1,919	4	1,92	Gi	
	6	1,796	5	1,79	G, Gi	211 G
	5	1,748	3	1,74	G, Gi	221 G
	4	1,680	2	1,68	G, Gi	240 G
	1	1,652	—	—	Gi	—
	2	1,592	2	1,59	G, Gi	231 G
	—	—	3	1,56	G	151 G
	—	—	3	1,50	G	310,002
060	8	1,455	5	1,45	G, Gi	060 G
	2	1,442	—	—	Gi	
	5	1,409	3	1,41	Gi	
	3	1,380	4	1,36	G, Gi	170
	3	1,358	—	—	Gi	
	3	1,320	—	—	—	
	2	1,290	2	1,30	Gi	
	2	1,250	—	—		
	3	1,210	—	—		
	2	1,198	—	—		
	2	1,810	—	—		
	3	1,144	—	—		
	3	1,114	—	—		

Gi = gibbsit, m G = goethit



Obr. 7 Difraktogram gibbsitu s goethitom. Ťahanovce, sz. od Košíc.



Obr. 8 Difraktogram gibbsitu a difraktogramy gibbsitu pri zahriati na teplotu 320—350 °C a 1020 °C s obsahom böhmitu, γ-Al_2O_3 a mullitu.

merateľnými difrakčnými čiarami. Popritom sa vzájomnou reakciou Al_2O_3 s SiO_2 začína tvoriť mullit $3\,Al_2O_3 . 2\,SiO_2$ so slabými difrakčnými čiarami na difraktograme.

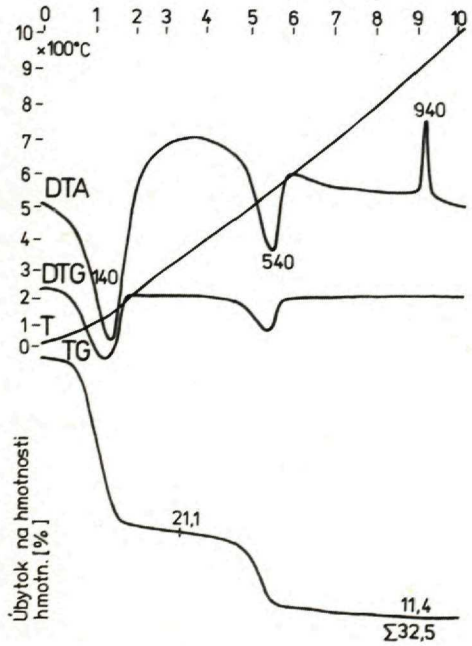
Termické rozbory

Diferenčné termické analýzy

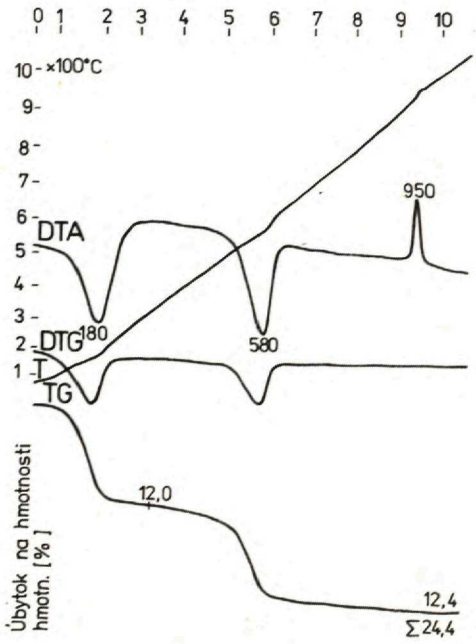
Diferenčne termické analýzy (DTA) boli urobené súčasne s gravimetrickými termickými analýzami (TG) na derivatografe. Navážky boli 1 kg s 500 mg citlivosťou váh.

Hydrohalloyzit

Krivka DTA hydrohalloyzitu opálovo-perleťového lesku má na začiatku hlbokú endotermmú výchylku s maximom pri 140 °C, čo je zvlášť zvýraznené aj na krivke TG úbytkom medzivrstevnej vody a vody viazanej absorpčnými silami na povrchu častíc hydrohalloyzitu. Úbytok tohto druhu vody, spôsobený hlavne dehydratáciou hydrohalloyzitu, je 21,10 %. V kryštalochemickom vzorci tento



Obr. 9. Derivatogram hydrohalloyzitu s obsahom 21,10 % medzivrstevnej H_2O. Ťahanovce, sz. od Košíc.



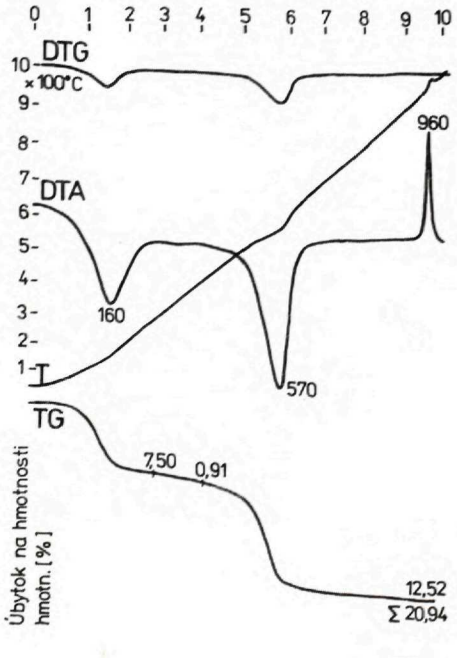
Obr. 10 Derivatogram hydrohalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc.

úbytok zodpovedá 7,64 molekulám medzivrstevnej vody, zhruba 8 molekulám medzivrstevnej vody. Dehydroxilačná endotermná výchylka s maximom pri 540 °C zodpovedá úbytku 11,4 %. Exotermná výchylka má vrchol pri 440 °C.

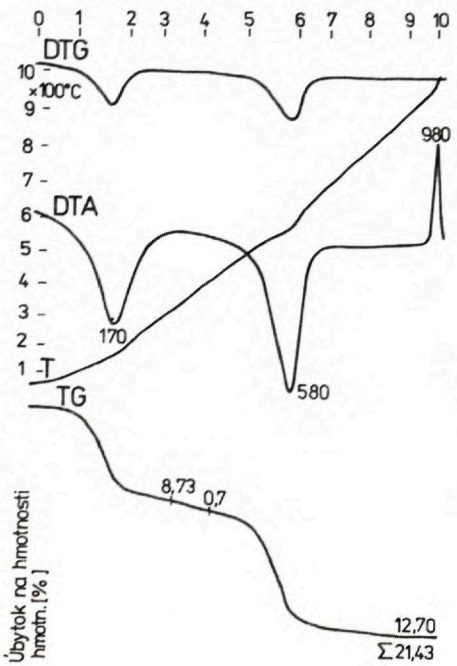
Ďalšia DTA-krivka prislúchajúca hydrohalloyzitu má obdobne na začiatku výraznú endotermnú výchylku s maximom pri 180 °C, čo zodpovedá na TG-krivke úbytku 12,0 % H_2O. V kryštalochemickom vzorci tento úbytok zodpovedá 3,91 molekulám medzivrstevnej vody, zhruba 4 molekulám medzivrstevnej vody. Dehydroxilačná endotermná výchylka výrazne asymetrická má vrchol pri 580 °C s úbytkom vody na TG-krivke 12,4%. Exotermná výchylka má maximum pri 950 °C.

Halloyzit

Krivka DTA halloyzitu porcelánovitého vzhľadu má na začiatku endotermnú výchylku s maximom pri 160 °C. Táto dehydratácia spôsobená úbytkom medzivrstevnej vody na TG-krivke predstavuje 7,5 % vody. V kryštalochemickom vzorci to zodpovedá 2,42 molekulám medzivrstevnej vody. Úbytok 0,91 hmot. percent vody v rozpätí teplôt 300—450 °C zodpovedá dehydroxilácii 2,63 % obsahu gibbsitu.



Obr. 11 Derivatogram halloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc.



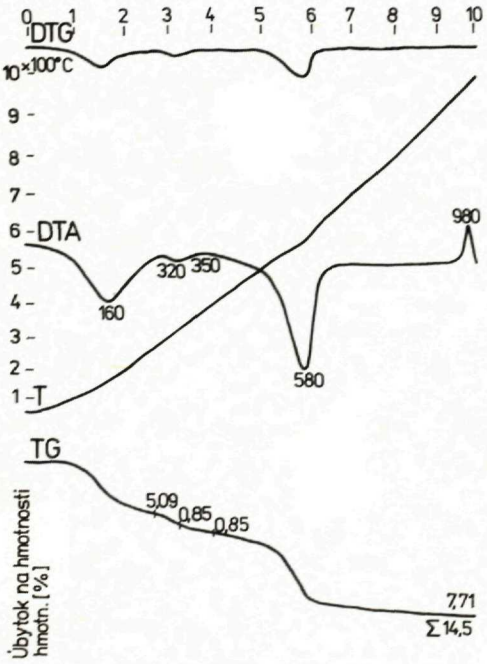
Obr. 12 Derivatogram halloyzitu s organickou hmotou čiernej farby. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Dehydroxilácia halloyzitu je zvýraznená asymetrickou endotermnou reakciou s užším ramenom smerom k väčšej teplote s maximom pri 750 °C doprevádzaná úbytkom 12,5 % vody. Výrazná exoreakcia má vrchol pri 960 °C.

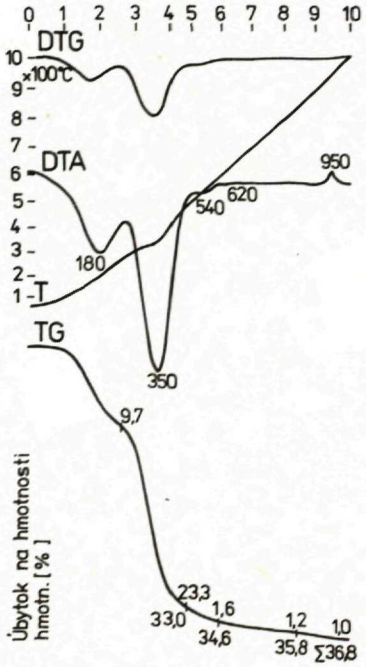
Podobný priebeh DTA-krivky a TG-krivky má aj halloyzit s organickou hmotou čiernej farby, ako na to poukazuje obr. 12.

Halloyzit fialovomodrej farby s hematitom a hydroxidmi železa a hliníka má na začiatku DTA-krivky pretiahnutú endotermnú výchylku s maximom pri 160 °C zodpovedajúcu dehydratácii halloyzitu, čo na TG-krivke predstavuje 5,20 % úbytok medzivrstevnej vody. V kryštalochemickom vzorci to zodpovedá 2,8 % molekulám medzivrstevnej vody. Endotermná výchylka s maximom pri 320 °C zodpovedá dehydroxilácii hydroxidov železa, na TG-krivke to zodpovedá úbytku 0,96 % vody; to predstavuje 9,6 % goethitu. Za uvedenou endotermnou výchylkou nasleduje slabšia endotermná výchylka s maximom pri 350 °C a zodpovedá dehydroxilácii gibbsitu, na TG-krivke to zodpovedá úbytku 0,5 % vody, čo predstavuje 1,70 % gibbsitu.

Asymetrická endotermná výchylka s maximom pri 580 °C s užším ramenom smerom k vyšším teplotám predstavuje dehydroxiláciu halloyzitu, čo na TG-krivke predstavuje 7,86 % úbytok vody. Exoreakcia s maximom pri 980 °C nie je taká výrazná ako u predchádzajúcich vzoriek.



Obr. 13 Derivatogram halloyzitu s hematitom, hydroxidmi železa a hliníka. Ťahanovce, sz. od Košíc.

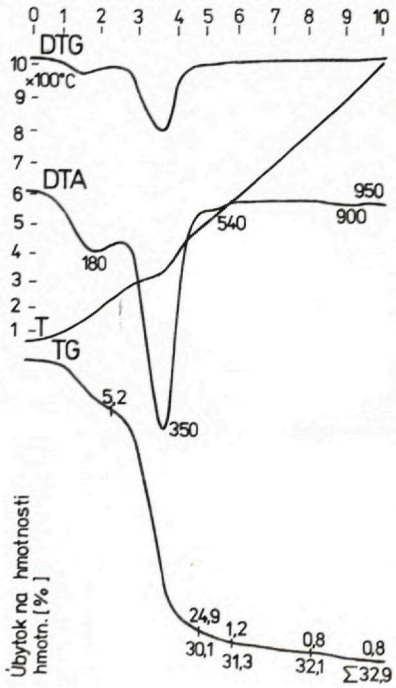


Obr. 14 Derivatogram gibbsitu sklovite lesklého vzhľadu. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Gibbsit

Gibbsit sklovite lesklého vzhľadu má na DTA-krivke počiatočnú endotermnú výchylku s maximom pri 180 °C zodpovedajúcu dehydratácii prímesi alofánu. Na krivke TG to predstavuje úbytok 9,7 % vody. Táto počiatočná endotermná výchylka prechádza do hlbokej endotermnej výchylky s maximom pri 350 °C a zodpovedá dehydroxilácii gibbsitu s úbytkom 23,3 % vody. Táto endotermná reakcia prechádza do endotermného inflexu pri 540 °C, čo je pre gibbsit charakteristické s úbytkom 1,6 % vody. Celkovej dehydroxilácii gibbsitu zodpovedá úbytok 24,9 % vody, čo predstavuje 72 % gibbsitu. Zvyšok 28 % pripadá na prímesi, a to hlavne na alofán a nepatrnú prímes halloyzitu. Veľmi slabá endotermná výchylka pri 620 °C zodpovedá dehydroxilácii prímesi halloyzitu, čo na TG-krivke zodpovedá úniku 1,2 % vody a predstavuje o 9,8 % prímes halloyzitu. Ďalšia slabá dehydroxilácia je pozorovateľná pri 900 °C s úbytkom 1,0 % vody. Vznik nových kryštálových fáz po rozpade prímesi, hlavne halloyzitu, je charakterizovaný exotermnou výchylkou pri 950 °C.

Gibbsit hnedej farby s hydroxidmi železa má na začiatku DTA-krivky endotermnú výchylku s maximom pri 180 °C zodpovedajúcu dehydratácii prímesi alofánu s úbytkom na TG-krivke, 5,2 % vody. Podobne ako v predchádzajúcom prípade táto počiatočná endotermná výchylka prechádza do hlbokej endotermnej výchylky s maximom pri 350 °C a zodpovedá dehydroxilácii gibbsitu a hydroxidov železa, na TG-krivke s úbytkom 24,9 % vody. Táto hlboká endo-



Obr. 15 Derivatogram gibbsitu hnedej farby. Ťahanovce, sz. od Košíc.

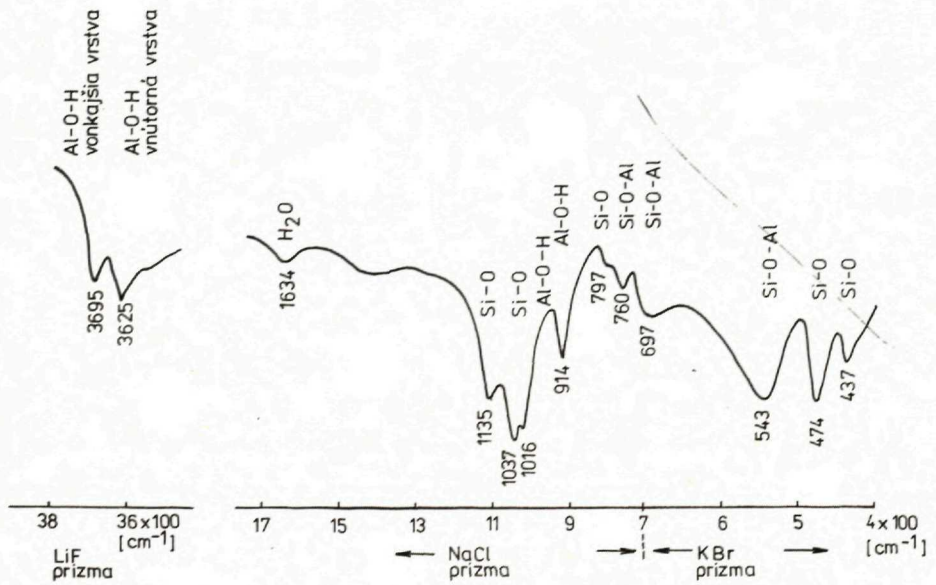
termná výchylka prechádza do inflexného ohybu pri 540 °C, čo je doprevádzané úbytkom 1,2 % vody. Slabovýrazná endotermná pretiahnutá výchylka pri 600 °C predstavuje úbytok 0,8 % vody. Ďalší úbytok vody 0,8 % je pri 900 °C. Exotermná reakcia pri 950 °C chýba.

Infračervené absorpčné spektrá

Hydrohalloyzit

Infračervené absorpčné spektrum bolo zmerané v rozsahu 3800—3500 cm^{-1} a 1800—400 cm^{-1} na prístroji UR-20, Carl Zeiss, Jena, s použitím tabletiek KBr. V spektre sú výrazné dva absorpčné pásy vibrácii vonkajšej štruktúrnej vrstvy Al—O—H pri 3625 cm^{-1}, pričom je absorpčný pás pri 3625 cm^{-1} intenzívnejší než absorpčný pás pri 3695 cm^{-1} spôsobený zvýšeným obsahom OH skupín vo vnútornej časti oktaédrickej vrstvy. Pás pri 1634 cm^{-1} prislúcha deformačným vibráciam molekúl vody. Na zvýšený obsah OH skupín poukazuje aj kryštalochemický vzorec.

Absorpčné pásy 1135 cm^{-1}, 1037 cm^{-1}, 797 cm^{-1}, 474 cm^{-1}, 437 cm^{-1} patria vibráciam tetraédrov SiO a pásy 1016 cm^{-1}, 914 cm^{-1}, 760 cm^{-1}, 697 cm^{-1}, 543 cm^{-1} vibráciám Si—O—Al štruktúrnej tetraédricko-oktaédrickej roviny.



Obr. 16 Infračervené absorpčné spektrum hydrohalloyzitu, Ťahanovce, sz. od Košíc.

Gibbsit

Pre gibbsit sú charakteristické tri absorpčné pásy pri 3618, 3524 m, 3460 cm^{-1}, ďalej 1026, 668, 563, 457 cm^{-1} spôsobené deformačnými vibráciami [OH) sku-

Tab. 8

Infračervené absorpčné spektrum hydrohalloyzitu, Ťahanovce, sz. od Košíc

Frekvencia (cm^{-1})	Intenzita a charakter absorpčných pásov	Priradenie
3695	m, sp	γ Al—O—H
3625	m, sp	
1634	m, b	σ H_2O
1435	w, vb	
1135	m, sp	γ Si—O
1037	s, sp	
1016	w, sh	Si—0—Al
914	s, sp	γ Al—O—H
797	w, sh	Si—O
760	m, sp	Si—O—Al
697	m, vb	Si—O—Al
543	s, b	Si—O—Al
474	s, sp	Si—O
437	m, sp.	Si—O

Stupnica intenzity: s — silná, m — stredná, w — slabá
Charakter absorpčných pásov: sp — ostrý, b — široký, rb — veľmi široký, sh — bočné rameno

Tab. 9

Infračervené absorpčné spektrum gibbsitu, Ťahanovce, sz. od Košíc

Frekvencia (cm^{-1})	Intenzita a charakter absorpčných pásov		Priradenie
3618	w	b	
3524—3525	m	sp	γ (OH)
3460—3468	m	b	
1634—1635	m	vb	δ H_2O
1437—1440	m	vb	
1102	w	sh	
1024—1028	s	sp	
978—980	w	sh	σ (OH)
920	w	b, m	
800	m	b, vb	Si—O, δ (OH)
750	m	b	
667—668	m	v, b	
563	m	b	δ (OH)
536	m	vb	
457	w	b, sh	δ (OH)
426—428	w	b	

Stupnica intenzity: s — silná, m — stredná, w — slabá
Charakter absorpčných pásov: sp — ostrý, b — široký, vb — veľmi široký, sh — bočné rameno

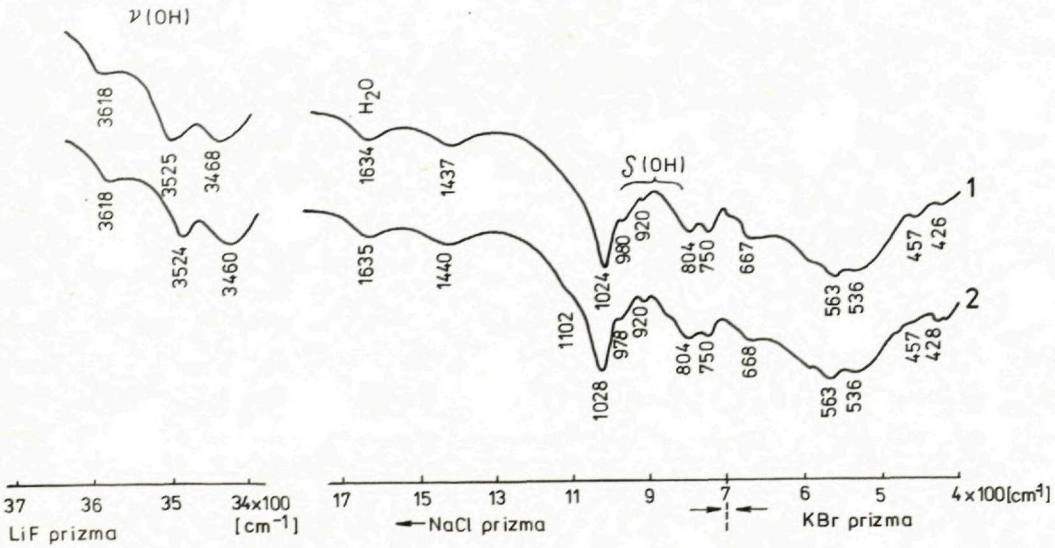
pín. Výrazný a charakteristický pre gibbsit je absorpčný pás pri 1024—1028 cm^{-1}. Absorpčný pás pri 804 cm^{-1} patrí deformačným vibráciam Si—O —kremeňa, ktorý tu tvorí nepatrnú prímes. Súčasne však tento absorpčný pás tvorí koincidenciu s absorpčným pásom deformačných vibrácií [OH] skupín prislúchajúcich goethitu.

Sorpčná schopnosť hydrohalloyzitu

Sorpčná schopnosť hydrihalloyzitu perleťového lesku bola stanovená metódou adsorpcie metylénovej modrej. Zistené výsledky sú reprodukované. Priemerná hodnota bola 2,19 mg ekv., v 100 g vzorky. Pre porovnanie bola zisťovaná priemerná hodnota pre kaolinit z lokality Sedlec, a to 1,83 mg ekv. v 100 g vzorky.

Záver

Pozoruhodnou zvláštnosťou súvrstvia košickej štrkovej formácie je, že popri valúnoch hornín Slovenského rudohoria, kryštalinika Čiernej hory a neovulkanitov východného Slovenska, vyskytujú sa aj argilitizované íly v podobe subangulárnych a suboválnych valúnov, zložené z minerálov hydrohalloyzitu, halloyzitu, gibbsitu a alofánu, a to v oblasti Ťahanoviec, sz. od Košíc.



Obr. 17 Infračervené absorpčné spektrum gibbsitu
1. Gibbsit sklovite lesklý, Ťahanovce, sz. od Košíc,
2. Gibbsit hnedej farby s hydroxidmi železa, Ťahanovce, sz. od Košíc.

Hydrohalloyzit opálovo-perleťového lesku v prírodnej vlhkosti má obsah medzivrstevnej molekulárnej vody až 21,1 %, čo v kryštalochemickom vzorci zodpovedá zhruba 8 molekulám medzivrstevnej vody. Na vzduchu postupne dehydratuje, prechádza na nižšie hydráty hydrohalloyzitu so 4 molekulami medzivrstevnej vody, ďalej na halloyzit s nerovnomernou dehydratáciou, čo sa prejavuje dvoma bazálnymi reflexnými čiarami ($d = 9{,}7 - 7{,}9 \cdot 10^{-10}$ m). Táto zmena sa prejavuje aj v ostatných vlastnostiach. Opálovo-perleťový hydrohalloyzit prechádza na halloyzit až metahalloyzit porcelánového vzhľadu, so zmenou mernej hmotnosti od 2,16—2,44 g/cm^3 a so zmenou žiaruvzdornosti z 1710 °C na 1790 °C.

Vo výbrusoch pozorovať u hydrohalloyzitu krížovo-vláknitú pelitickú štruktúru s výrazným undulóznym zhášaním. Na elektrónových mikrosnímkach vidieť konkrécie hydrohalloyzitu tvorené trubičkovitými agregátmi hydrohalloyzitu, čím vznikajú „ježkovité" konkrécie.

Gibbsit tvorí samostatné až decimetrové angulárne valúny zložené z jemných alotriomorfne obmedzených lístkov gibbsitu s nízkym dvojlomom. Tvorí kolomorfnú štruktúru, mikrokonkrécie, sekrécie a sférolity.

V hydrohalloyzite pozorovať rozvetvené žilky gibbsitu o hrúbke 0,06 mm. Lístočky gibbsitu sú priečne orientované na priebeh žiliek. Zvlášť výrazné sú žilky gibbsitu v sklovitej izotropnej hmote alofánu.

Kryštalochemický vzorec hydrohalloyzitu a halloyzitu zodpovedá zloženiu (Al_{4-n}, Fe, Ca, Mg_m) $[(Si_{4-n}Al_n)$ $[OH]_8$ $(O, OH)_{10}] \cdot 2 - 8\,H_2O$, kde zvýšený obsah (OH) skupín je spôsobený substitúciou kyslíka [OH] skupinami vo vnútornej oktaédrickej vrstve štruktúry.

Na krivkách DTA hydrohalloyzitu a halloyzitu sú vrcholy endoreakcií spojených s dehydroxiláciou a exotermické vrcholy s kryštalizáciou nových fáz, posunuté v porovnaní s kaolinitom (600 °C, 980 °C), do nižších teplôt (540 °C —580 °C, 940 °C—980 °C), čo je spôsobené ich turbostratickou štruktúrou.

Charakteristické absorpčné infračervené spektrum pre hydrohalloyzit je vyjadrené dvoma absorpčnými pásmi vibrácií Al—O—H pri 3695 a 3625 cm^{-1}. Pre gibbsit sú charakteristické tri absorpčné pásy pri 3618, 3524, 3460 cm^{-1} a výrazný absorpčný pás pri 1024—1028 cm^{-1}, spôsobený deformačnými vibráciami OH-skupín.

Sorpčná schopnosť hydrohalloyzitu je nízka, 2,19 mg ekv. v 100 g vzorky, čo zodpovedá hodnotám charakteristickým pre minerály skupiny kaolinitu a halloyzitu.

Poznámka ku genéze

Vzhľadom na to, že hydrohalloyzit, halloyzit a gibbsit tvoria subangulárne a suboválne valúny až decimetrových rozmerov ako súčasť valúnového inventáru štrkovej formácie, sú dôkazom rozrušenia vodnou eróziou súvislejšej ílovej polohy.

Vznik takejto ílovej polohy vo vodnom, najpravdepodobnejšie v jazernom,

prostredí bol podmienený rozkladom hlavne na živce bohatých hornín kremitých porfýrov a porfyroidov, u ktorých aj teraz vo valúnoch možno zistiť plagioklasy skoro úplne rozložené na ílové minerály.

Pôsobenie nízkoteplotných hydrotermálnych roztokov hlavne na živce viedlo k vzniku alofánu a hydrohalloyzitu. Účinkom hydrotermálnych roztokov s obsahom H_2S, so vznikom kyslého prostredia a s redukčným pôsobením H_2S vznikal gibbsit, a to rozkladom alofánu a hydrohalloyzitu. V alofáne tvorí gibbsit, kolomorfné štruktúry a v hydrohalloyzite žilky. Účinkom hydrotermálnych roztokov vznikol z rudných minerálov pyrit, zistený vo valúnoch s gibbsitom. Pyrit tvorí pentagonálne dodekaédrické kryštály o veľkosti $10\,cm^{-1}$.

Redukčné prostredie bolo podmienené aj pôsobením čiernych horľavých organických látok, ktoré difúziou prestupujú hydrohalloyzit a halloyzit.

Rozkladom sírnikov železa a minerálov s obsahom Fe vznikali z kremitých porfýrov hydroxidy, oxidy železa a mangánu, z ktorých hlavne hydroxidy železa sú v puklinách a na povrchu valúnov hydrohalloyzitu, halloyzitu, gibbsitu a alofánu.

Charakter prostredia kumulácie štrkovej formácie sa odlišoval od charakteru prostredia pri vzniku ílových sedimentov hydrohalloyzitu. Zásadité prostredie pri ukladaní štrkovej formácie podmienilo hlavne vznik hydroxidov železa a mangánu vyzrážaním z koloidných roztokov.

Literatúra

BRINDLEY, G.W.—GOODYEAR, J. 1948: X-ray studies of halloysite and metahalloysite, II. The transition of halloysite to metahalloysite in relation to relative humidity. Min. Mag. 28, London, 407—422.

ČEKIN, S. S.—SAMOTOIN, N. D.—FIŇKO, V. J. 1972: Obrazovanie galluazita pri vyvetrivanii oligoklaza. Izv. AN SSSR, sér. geol. 11, Moskva, 98—113.

ČUCHROV, F. V.—ZVJAGIN, B. B.—RUDNICKAJA, E. S.—ERMILOVA, L. P. 1966: O prirode i genezise galluazitov. Izv. AN SSSR, ser. geol. 5, Moskva, 3—19.

DOBRA, E. 1975: Ložisko keramických ílov, Tepličany, Viničná pri Košiciach. Sbor. geol. Věd. Ložisková geológie mineralogie, Praha, 195—213.

ERDÉLYI, J. 1962: Hydrohalloyzit (hydroendellit?!), ein neues Mineral der Halloysitgruppe aus dem Matragebirge (Ungarn) und von Baia Mare (Nagybánya) in Rumänien. Chem. d. Erde, 21, H 3—4, Jena, 321—344.

FUSÁN, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 34—42.

OINUMA, K.—HAOSHI, H. 1968: Infrared sprectra of clay minerals. I. Tokyo Univ. Gen. Educ. Nar. Sci. 9, 57—98.

RADZO, V. 1966: Sorpčná a výmenná schopnosť katiónov v ílových mineráloch a stanovenie sorpčnej schopnosti metódou absorpcie metylénovej modrej. Zbor. ved. Prác VŠT, 2, Košice, 35—43.

VASS, D. 1979: Zhodnotenie zlomových systémov košickej kotliny so zvláštnym zreteľom na oblasť Ťahanovcami a Krásnou n/Hornádom. Geofond, Bratislava.

WODAK, .1967: A structural scheme of soil allophane. Amer. Mineralogist. 52, Washington, 690—708.

V. Radzo

Hydrohalloysite, Halloysite and Gibbsite in the Košice Gravel Formation

Summary

In the Košice gravel formation in the neighbourhood of Ťahanovce, NW of Košice, argillitized clays in the form of subangular and suboval pebbles composed of the minerals hydrohalloysite, halloysite, gibbsite and allophane were discovered.

Hydrohalloysite is of an opal-nacreous lustre, in natural humidity with a content of as much as 21.1 % H_2O, which corresponds roughly with 8 molecules of interlayer water. In the crystallochemical formula of hydrohalloysite and halloysite there is an increased content of (OH)-groups, caused by the substitution of oxygen by (OH)-groups in the inner octahedral layer of the structure, which is proved by the intensities of absorbtion belts of infrared spectrum. In the air it gradually dehydrates into halloysite, which is proved by two basal reflection lines d = 9.7 and 7.9×10^{-10} m. In thin sections it has a cross-fibrous, pelitic texture, while on electron microphotographs its superficial texture is built of tubal agregates.

Gibbsite forms either veinlets in hydrohalloysite or angular pebbles of glassy lustrous and brown gibbsite. Under microscope they are leaf-shaped aggregates, while on electrone microphotographs they form microconcretions, secretions and spherolites. Of special importance are gibbsite veinlets in glassy isotropic substance of allophane where gibbsite often forms colloform textures.

Allophane and hydrohalloysite originated because of the activity of low-temperature hydrothermal solutions mostly on feldspars of quartz porphyries and porphyroides. Decomposition of allophane and hydrohalloysite led to the origin of gibbsite.

Explations of Figures

Fig. 1 Part of geological map of the Hornád valley between Kysak and Košice, after O. Fusán (1958)
1 — alluvial deposits, 2 — loam, talus, loess, 3 — terrace gravels, 4 — gravels, sands — Pliocene, 5 — rhyolite tuffs — Sarmatian, 6 — gravels — Karpathian, 7 — phyllites, schists, sands, 8 — dolomites — Middle Triassic, 9 — Werfénian schists, 10 — quartzites — Lower Triassic, 11 — coglomerates, arcoses, variegated schists — Verrucano, 12 — granites, diorites, 13 — faults, 14 — profile lines.

Fig. 2 Unequal dehydratation of interlayer H_2O of halloysite

Fig. 3 Diffractogram of halloysite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 4 Diffractogram of halloysite and metahalloysite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 5 Diffractogram of halloysite with hematite and goethite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 6 Diffractogram of glassy-lustrous gibbsite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 7 Diffractogram of gibbsite with goethite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 8 Diffractogram of gibbsite and diffractograms of gibbsite heated to the temperature of 320 to 350 °C and 1020 °C with boehmite, γ-Al_2O_3 and mullite contents

Fig. 9 Derivatogram of hydrohalloysite with a content of 21.10 % of interlayer H_2O, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 10 Derivatogram of hydrohalloysite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 11 Derivatogram of halloysite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 12 Derivatogram of halloysite with black organic substance, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 13 Derivatogram of halloysite with hematite, hydroxides of iron and aluminium, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 14 Diffractogram of gibbsite of glassy-lustrous appearance

Fig. 15 Derivatogram of brown gibbsite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 16 Infrared absorbtion spectrum of hydrohalloysite, Ťahanovce, NW of Košice

Fig. 17 Infrared absorbtion spectrum of gibbsite, 1 — glassylustrous gibbsite, 2 — brown gibbsite with iron hydroxydes, Ťahanovce, NW of Košice

Explanations of Plates VII—XVI

Plate VII
Fig. 1 Košice gravel formation, wall outcrops covered with talus, NW of village Ťahanovce near Košice, photograph: author

Fig. 2 Košice gravel formation, gill with pebbles of argillitized clay composed of hydrohalloysite, halloysite and gibbsite, NW of village Ťahanovce near Košice. Photograph. author.

Plate VIII
Fig. 1 Hydrohalloysite with conchoidal fracture and nacreous lustre, on fractures are hydroxydes of iron, slightly enlarged, Ťahanovce, NW of Košice. Photograph: author.

Fig. 2 Intraclasts (microbreccia) of hydrohalloysite and halloysite (white) with intraclasts of black halloysite with organic substance, polished section, Ťahanovce, NW of Košice. Photograph: author.

Plate IX
Fig. 1 Alternations of thin layers of white halloysite with halloysite containing organic substance, polished section, slightly enlarged, Ťahanovce, NW of Košice. Photograph: autor.

Fig. 2 Hydrohalloysite with intensive undulatory extinction, Ťahanovce, NW of Košice. Thin section, crossed polaroids, magn. 200 ×, photograph: author.

Plate X
Fig. 1 Pelitic texture with cross-fibrous aggregates of hydrohalloysite with a veinlet of gibbsite aggregates perpendicular to the course of the veinlet, Ťahanovce, NW of Košice. Thin section, crossed polaroids, magn. 200 ×, photograph: author.

Fig. 2 Pelitic texture with cross-fibrous aggregates of hydrohalloysite with a destructed gibbsite veinlet, Ťahanovce, NW of Košice. Thin section, crossed polaroids, magn. 200, photograph: author.

Plate XI
Fig. 1Surface texture of hydrohalloysite, Ťahanovce, NW of Košice, SEM, magn. 888.

Fig. 2 Surface texture of hydrohalloysite, Ťahanovce, NW of Košice, SEM, magn. 1672.

Plate XII
Fig. 1 Surface texture of hydrohalloysite, Ťahanovce, NW of Košice, SEM, magn. 4136.

Fig. 2 Electron microphotograph of halloysite (covered with Au) method of electron penetration, Ťahanovce, NW of Košice.

Plate XIII
Fig. 1

Fig. 2 Gibbsite aggregates (white) with allophane (black), thin section, crossed polaroids, Ťahanovce, NW of Košice, magn. 200 ×, photograph: author.

Plate XIV
Fig. 1 Colloform texture of gibbsite (white) with allophane (black), thin section, crossed polaroids, magn. 100×, Ťahanovce, NW of Košice, photograph: author.

Fig. 2 Thicker gibbsite veinlet with a network of gibbsite in isotropic amorphous allophane substance. Pebble of gravel formation. Thin section, crossed polaroids, magn. 200×, Ťahanovce, NW of Košice, photograph: author.

Plate XV
Group of gibbsite veinlets in isotropic amorphous substance of allophane, thin section, crossed polaroids, magn. 200×, Ťahanovce, NW of Košice.

Plate XVI
Surface texture of gibbsite with crystals of halloysite, Ťahanovce, NW of Košice, SEM, length of the white line = 1 μm.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám VII—XVI

Tabuľka VII
Obr. 1 Košická štrková formácia, zasutené stenové odkryvy sz. od obce Ťahanovce pri Košiciach. Foto: autor.

Obr. 2 Košická štrková formácia, výmol s valúnmi argilitového ílu zloženého z hydrohalloyzitu, halloyzitu a gibbsitu, sz. od obce Ťahanovce pri Košiciach. Foto: autor.

Tabuľka VIII
Obr. 1 Hydrohalloyzit s lastúrovitým lomom s perleťovo-opálovým leskom, na puklinách hydroxidy železa. Mierne zväčšené. Ťahanovce, sz. od Košíc. Foto: autor.

Obr. 2 Intraklasty (mikrobrekcia) hydrohalloyzitu a halloyzitu (biely) s intraklastmi čierneho halloyzitu s organickou hmotou, nábrus, Ťahanovce, sz. od Košíc. Foto: autor.

Tabuľka IX
Obr. 1 Striedanie vrstvičiek bieleho halloyzitu s halloyzitom s organickou hmotou. Nábrus, mierne zväčšené. Ťahanovce, sz. od Košíc. Foto:autor.

Obr. 2 Hydrohalloyzit s výrazným undulóznym zhášaním. Ťahanovce, sz. od Košíc. Výbrus, skríž. pol. zv. 200×. Foto: autor.

Tabuľka X
Obr. 1 Pelitická štruktúra s krížovo-vláknitými agregátmi hydrohalloyzitu so žilkou agregátov gibbsitu kolmo orientovanými na priebeh žilky. Ťahanovce, sz. od Košíc, výbrus skríž. pol. zv. 200×. Foto: autor.

Obr. 2 Pelitická štruktúra s krížovo-vláknitými agregátmi hydrohalloyzitu s porušenou žilkou gibbsitu. Ťahanovce, sz. od Košíc. Výbrus, skríž. pol. zv. 200×. Foto: autor.

Tabuľka XI
Obr. 1 Povrchová štruktúra hydrohalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc SEM zv. 888×.

Obr. 2 Povrchová štruktúra hydrohalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc, SEM zv. 1672×.

Tabuľka XII
Obr. 1 Povrchová štruktúra hydrohalloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc. SEM. zv. 4136×.

Obr. 2 Elektrónová mikrofotografia halloyzitu (pokovené s Au), metóda na prechod elektrónov, Ťahanovce, sz. od Košíc.

Tabuľka XIII
Obr. 1 Čierny a hnedý gibbsit, s bielym a sklovite lesklým gibbsitom. Nábrus. Mierne zväčšené. Ťahanovce, sz. od Košíc. Foto: autor.

Obr. 2 Agregáty gibbsitu (biele) s alofánom (čierne), výbrus, skrížené polaroidy. Ťahanovce, sz. od Košíc. zv. 200 ×. Foto: autor.

Tabuľka XIV
Obr. 1 Kolomorfná štruktúra gibbsitu (biele) s alofánom (čierne), výbrus, skrížené polaroidy, zv. 100 ×. Ťahanovce, sz. od Košíc. Foto: autor.

Obr. 2 Spleť žiliek gibbsitu v izotropnej amorfnej hmote alofánu, výbrus, skrížené polaroidy zv. 200 ×. Ťahanovce, sz. od Košíc.

Tabuľka XV
Povrchová štruktúra gibbsitu. Ťahanovce sz. od Košíc SEM. Dĺžka bielej čiary je 1 μm.

Tabuľka XVI
Povrchová štruktúra gibbsitu s kryštálikmi halloyzitu. Ťahanovce, sz. od Košíc. SEM. Dĺžka bielej čiary je 1 μm.

Geologické práce, Správy 86, s. 101—110, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Katarína Jakabská — Gejza M. Timčák

Príspevok k chemickému zloženiu zirkónov z granitických hornín hodrušského intruzívneho komplexu

(4 obr. v texte)

Abstract: The paper gives some of the results obtained during the investigation of the chemical and microchemical composition of zircons from selected granitoids from the Hodruša Intrusive Complex.

Microprobe analysis revealed that the zircons are unaltered. The relationship between U and Th, Zr and Hf, Ca, Si, La, Ce and Y as well as Ca, Mg and Fe contents was investigated. The Hf, La, Ce, Y and Th enrichment was evaluated using the coefficient given by SHAW (1964).

The concordant oscillation of Ce and Y in zircon grains indicates that they could have crystallized in the early phases of differentiation. The obtained rations of Zr and Hf indicate that the zircons are authochthonous. The results of morphometrical studies (sensu PUPIN) are given elsewhere.

Úvod

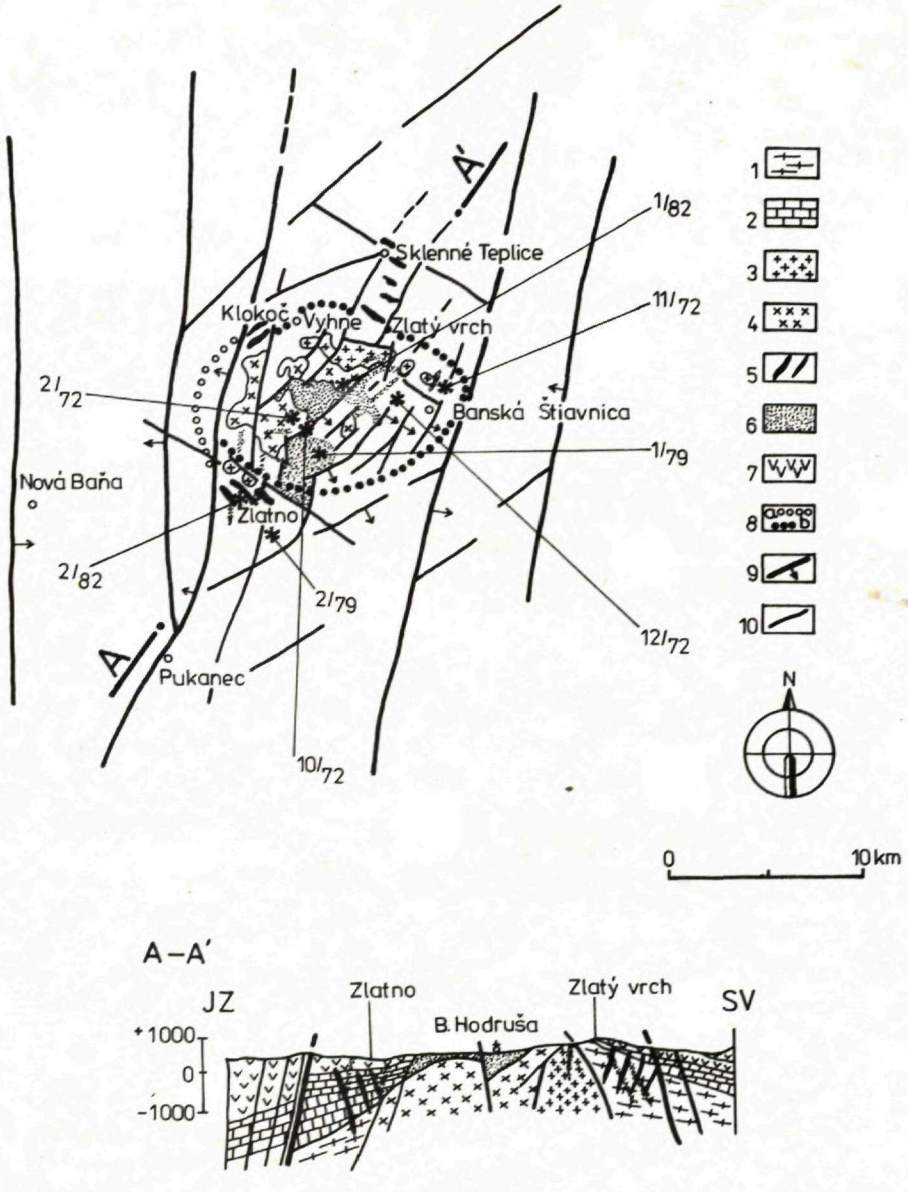
V článku sú podané výsledky skúmania zastúpenia vedľajších a stopových prvkov zirkónov z granitoidných hornín hodrušského intruzívneho komplexu, ktoré tvoria súčasť problému riešeného v rámci VÚ II-4-6/8.Ďalšie poznatky získané pri tomto výskume budú publikované priebežne.

Zirkóny boli z hornín získané mikroseparačnými metódami. Získali sa poznatky o chemickom zložení zirkónov, čo úzko súvisí s petrológiou a metalogenézou skúmaného komplexu. Z hodrušského intruzívneho komplexu boli vybrané tri typy hornín — granodiority, granodioritové porfýry a kremenno-dioritové porfýry.

Lokalizácia vzoriek

Výber a lokalizácia vzoriek pre skúmanie zirkónov boli robené podľa petrografických a geologických kritérií (L. ROZLOŽNÍK et al. 1982, K. JAKABSKÁ 1980, D. HOVORKA — M. SUK 1981). Spolu bolo spracovaných 9 vzoriek, z toho 4 granodiority, 3 granodioritové porfýry a 2 kremenno-dioritové porfýry. Lokalizácia odberu je na obr. 1.

Ing. Katarína Jakabská, CSc., Ing. Gejza M. Timčák, CSc., Vysoká škola technická, Park Komenského 15, 043 84 Košice



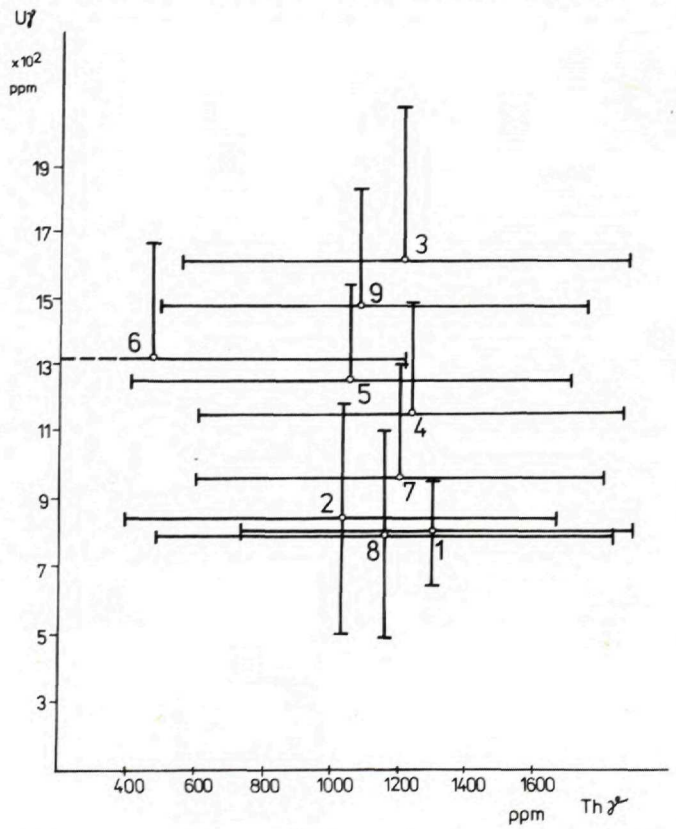
Obr. 1 Štiavnicko-hodrušský rudný rajón.
1 — varisky kryštalinický komplex, 2 — paleozoické a mezozoické vrstvy krížňanského a chočského príkrovu s karbonátovými medzivrstvami, 3 — neoidné intrúzie gabrodioritu a Q-dioritu, 4 — neoidný hodrušský granodiorit, 5 — okrajové prstencové dajky porfyrického granodioritu s taktitickou porfyrickou mineralizáciou (Fe—Cu—Pb—Zn), 6 — „dacity", 7 — andezity, 8 — ohraničenie HIK a — dokázané, b — predpokladané, 9 — zlomy vyššieho rádu, 10 — zlomy nižšieho rádu (Zostavil L. Rozložník 1981)

Vzorka 2/72 je granodiorit Kukel, 10/72 granodiorit Kopanica, 11/72 granodiorit Jozef-štôlňa, 12/72 granodiorit Nová šachta, 1/79 kremenno-dioritový porfýr Banište, 1/82 kremenno-dioritový porfýr Juraj-štôlňa, 2/79 granodioritový porfýr z vrtu R-8 (1500 m), 2/82 granodioritový porfýr z vrtu R-12 (513,6 m) a 3/82 z hĺbky (587 m).

Chemické zloženie skúmaných zirkónov

Vzorky zirkónu boli podrobené gama-rádiometrii, kvalitatívnemu a semikvantitatívnemu rozboru pomocou elektrónovej mikroanalýzy metódou energetickej disperzie a kvantitatívnemu rozboru pomocou mikrosondy metódou disperzie vlnových dĺžok.

Gama-rádiometria (Š. WIRDZEK 1981) poskytla údaje o obsahu U a Th. Nakoľko sa analyzovali vzorky o hmotnosti 5 mg, bola presnosť analýzy pomerne malá. Výsledky merania sú uvedené v tab. 1. Rozptyl údajov znemožnil



Obr. 2 Graf korelácie U a Th, stanoveného gama-rádiometriou. Koeficient korelácie $r_{xy} = -0{,}43$

Tab. 1

Obsah U a Th v skúmaných zirkónoch

Čísla vzoriek	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	2/72	10/72	11/72	12/72	1/79	1/82	2/79	2/82	3/82	4/82
Th (m)*	0,0221	n. d.	0,004	0,03	0,019	0,017	0,016	0,046	n. d.	0,11
U (γ)**	794	834	1063	1150	1247	1312	955	785	1475	n. a.
	±154	±340	±462	±352	±287	±356	±336	±3,8	±364	
Th (γ)*	0,0013	0,001	0,0012	0,0012	0,001	0,0005	0,0012	0,0011	0,0011	n. a.
	±0,0006	±0,0006	±0,0003	±0,0003	±0,0003	±0,0007	±0,0006	±0,0006	±0,0006	

Poznámky: m — zistené mikrosondou; γ — zistené rádiometriou; n. a. — neanalyzované; n. d. — nezistené;
* — %, ** ppm
$r_{U, Th} = -0{,}43$
$r_{Th, m} = 0{,}08$

presnejšie datovanie, takže vzorky sa spracovávajú metódou U-Pb-datovania presnejším zariadením (Ch. Kosztolányi, ústne oznámenie). Kvalitatívna analýza ukázala, že zirkóny z granodioritu Kukel (č. 2/72) obsahujú okrem Zr, Si a Hf aj Ca.

Vo vzorke zirkónov z granodioritu Kopanica (č. 10/72) bolo analýzou zistené, že okrem Zr, Si, Hf obsahujú aj Ca, Er, Tb. Analýzou zirkónu z granodioritu Jozef-štôlňa (č. 11/72) bol určený obsah Zr, Si, Ca. Zirkóny z granodioritu Nová šachta (č. 12/72) obsahujú Zr, Si a Ca. Zirkóny z kremenno-dioritového porfýru (č. 1/79) obsahujú okrem Zr, Si a Hf aj Ca, Tb.

V zirkónoch z granodioritového porfýru z vrtu R-8 z hĺbky 1 500 m (č. 2/79) bolo zistené, že obsahujú okrem Zr, Si, Hf aj Ca. Analýzy boli zhodnotené v laboratóriu elektrónovej mikroskopie NME Miškolc. Z inklúzií v zirkónoch boli zistené iba apatity a u vzorky 2/72 aj K-Al silikát. Semikvantitatívna plošná analýza ukázala, že skúmané zirkóny nevykazujú zonálnosť a nemajú obal obohatený o Ca a ani oblasti s vysokou koncentráciou Th (GY. PANTÓ 1975, J. GBELSKÝ — J. HATÁR 1982).

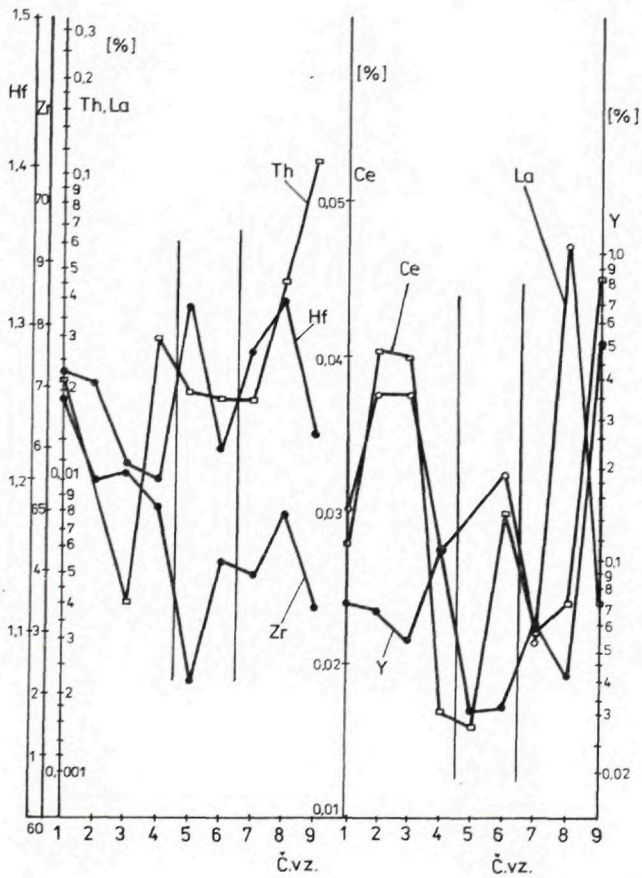
Kvantitatívna analýza (urobená v centrálnom laboratóriu mikroanalýzy GÚDŠ, Bratislava, kolektívom vedeným Dr. J. KRIŠTÍNOM, CSc.) ukázala, že obsah Al, Mg, Fe a Ca je veľmi nízky, niekedy až pod hranicu citlivosti prístroja. Obsah Th bol rádove jedenkrát vyšší než obsah stanovený gama-rádiometriou. Obrázok 2 ukazuje hodnoty U a Th, ich rozptyl a koreláciu ($r_{xy} = -0{,}43$).

Zo získaných údajov (tab. 2a, 2b a obr. 3, 3a) vidno, že hodnoty Zr a Hf oscilujú u prvej skupiny vzoriek (2/72, 10/72, 11/72) súhlasne, u druhej skupiny

vzoriek (1/79, 1/82) inverzne a u tretej skupiny vzoriek (2/79, 2/82, 3/82) súhlasne. Ak skúmame trojicu Ca, La a Si, oscilácia je u prvej skupiny súhlasná a u tretej osciluje súhlasne Ce, Si; Ce a La zas inverzne. Pri Ca a Y badať súhlasnú osciláciu v prvej a tretej skupine. V polygóne Ca-Mg-Fe možno pozorovať pri prvej skupine súhlasnú osciláciu, v druhej oscilujú súhlasne Ca a Mg a u skupiny tretej Fe a Ca oscilujú inverzne. V druhej skupine badať inverznú osciláciu Si a Al (obr. 3, 3a).

Treba ešte spomenúť anomálne obsahy Al vo vzorke 10/72, Y vo vzorke 12/72. Toto obohatenie je spôsobené inklúziami.

Výsledky chemických analýz sú koherentné najviac u zirkónov z granodioritov, menej u zirkónov z granodioritových porfýrov a najmenej u zirkónov z kremenno-dioritových porfýrov.



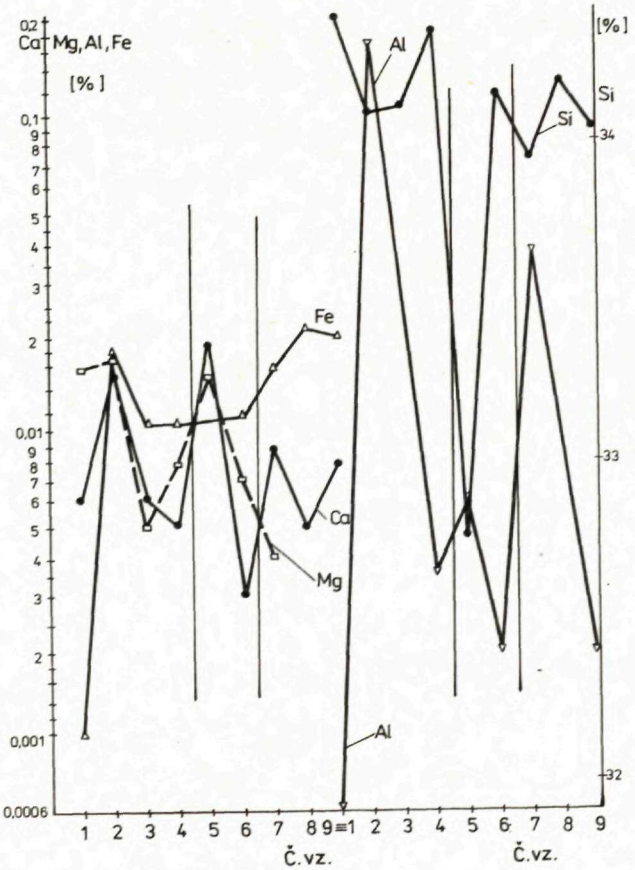
Obr. 3 Variačný diagram obsahov Zr, Th, La, Ce a Y v skúmaných vzorkách

Skúmal sa aj koeficient relatívneho obohatenia stopových prvkov v zirkónoch (D. D. SHAW 1964). V prípade Hf nastalo obohatenie oproti obsahu v litosfére o $2{,}3 . 10^5$, La o 202,6, Ce o 314,5, Y o 787 a Th o $1{,}4 . 10^3$.

Homogénnosť zirkónových zŕn okrem plošnej rtg-analýzy bola hodnotená aj pomocou smerodajnej odchýlky (σ) údajov o Zr a Y.

σ_{Zr} sa mení u našich vzoriek v rozmedzí od $12 . 10^{-2}$ do $21{,}6 . 10^{-2}$. U Y je σ_Y medzi $1 . 10^{-4}$ a $36 . 10^{-2}$. V prípade zmien chemického zloženia vo vnútri jednotlivých zŕn sú tieto hodnoty ešte menšie.

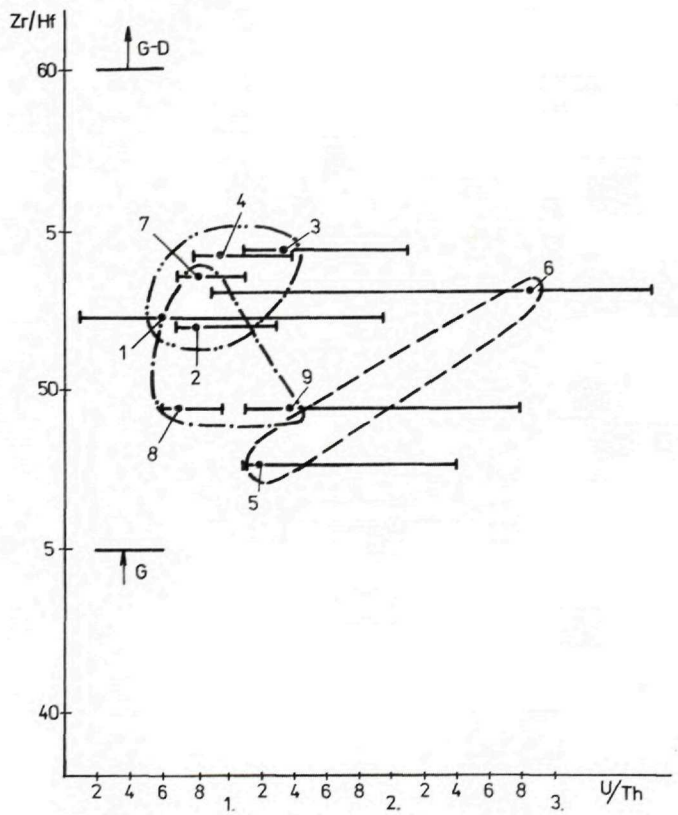
Spoločná prítomnosť a súhlasná oscilácia Ce a Y homogénne distribuovaného v zirkóne svedčí o tom, že tieto kryštalizovali v skorších fázach, a to pred kryštalizáciou K-živcov, ako aj monazitu a ortitu; tento proces vedie k separácii Y-zemín od Ce-zemín (E. F. CRUFT 1966, GY. PANTÓ 1975).



Obr. 3a Variačný diagram obsahov Ca, Mg, Al, Fe a Si v skúmaných vzorkách

Pomer Zr/Hf v zirkónoch odzrkadľuje tiež zmeny v magme, z ktorej vykryštalizovali. U zirkónov premenených hornín pomer Zr/Hf klesá a klesá aj so zvyšovaním podielu svetlých súčiastok v hornine. Takto pre zirkóny z gabra a dioritu má hodnotu 60—70, z vápenato-alkalických žúl 20—30, z nefelinických syenitov 60—150 (J. P. CARBONNEL et al. 1974, F. V. ČUCHROV 1972). V prípade skúmaných zirkónov z vyššie uvedených lokalít sa pomer Zr/Hf pohybuje od 47,6 do 54,4 (tab. 2b obr. 4), čo podporuje názor, že zirkóny sú autochtónne, čerstvé. V priemere sú hodnoty najvyššie u zirkónov z granodioritov, najmenšie u zirkónov z kremenno-dioritových porfýrov.

Pri skúmaní vzťahu hodnôt pomeru Zr/Hf a U/Th (obr. 4) sa ukázalo, že korelácia medzi týmito údajmi v rámci celej populácie vzoriek je nízka ($r_{xy} = 0{,}301$), ale vydeľujú sa v nich tri skupiny, vzorky 10/72, 2/72, 2/79, 12/72,



Obr. 4 Graf korelácie pomeru Zr/Hf a U/Th v skúmaných zirkónoch. (G-D: hranica hodnôt Zr/Hf pre gabrodiorit, G: hranica pre granit alkalicko-vápenatej série), koeficient korelácie $r_{xy} = 0{,}3$.

Mikrosondové analýzy skúmaných zirkónov

Tab. 2a

Čísla vzorky	1		2		3				4		
	2/72				10/72	11/72			12/72		
Kysličníky	1a	1b	2	3		1	2	3	1	2	3
Al_2O_3	n. d.	n. d.	(0,0004)*	(0,0008)*	0,176	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,002	0,006
ZrO_2	69,440	65,381	63,448	65,545	65,456	65,512	65,794	65,697	65,583	64,365	65,272
HfO_2	1,345	1,206	1,159	1,367	1,262	1,271	1,203	1,147	1,184	1,168	1,255
La_2O_3	n. d.	n. d.	0,008	n. d.	0,012	n. d.	0,011	0,015	(0,0004)*	0,009	0,007
MgO	0,025	0,025	0,011	0,005	0,017	n. d.	0,002	0,007	0,010	n. d.	0,005
Ce_2O_3	0,027	0,027	0,017	0,041	0,041	0,023	0,057	0,041	0,026	0,011	0,013
Y_2O_3	0,055	0,055	0,051	0,128	0,065	0,151	0,067	0,076	0,039	0,160	0,151
FeO	0,007	0,007	n. d.	0,027	0,018	0,017	0,003	0,013	n. d.	n. d.	0,011
SiO_2	34,899	34,877	33,918	34,121	34,097	33,837	34,466	34,032	34,190	34,218	34,639
CaO	0,003	0,003	0,012	n. d.	0,015	n. d.	0,006	0,006	0,007	n. d.	0,003
ThO_2	n. d.	n. d.	n. d.	0,022	n. d.	0,002	0,009		0,018	0,029	0,043
Suma	105,801	101,581	100,6244	99,2568	101,159	100,813	101,609	101,034	101,0574	99,962	101,405

* Údaje prakticky pod hranicou detekcie mikrosondy.

Pozn.: hranica spoľahlivého stanovenia je na druhé desatinné miesto, ďalšie desatinné miesta charakterizujú iba presnosť korekčných prepočtov.

Čísla vzorky	5			6			7			8, 9		
	1/79			1/82			2/79			2/82		3/82
Kysličníky	1a	1b	1c	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Al_2O_3	0,006	0,006	0,006	n. d.	(0,0006)*	0,003	n. d.	0,037	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
ZrO_2	60,101	61,436	65,238	64,807	63,147	64,539	65,348	63,936	62,501	64,820	64,932	65,246
HfO_2	1,251	1,229	1,466	1,242	1,345	1,066	1,313	1,257	1,284	1,288	1,368	1,295
La_2O_3	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,011	n. d.	0,002	0,00	0,007	n. d.	0,022	0,010
MgO	0,015	0,015	0,015	0,006	0,012	0,004	n. d.	0,006	0,002	n. d.	n. d.	n. d.
Ce_2O_3	0,016	0,016	0,016	0,033	0,031	0,022	0,031	0,018	0,018	0,032	0,020	0,021
Y_2O_3	0,033	0,033	0,033	0,033	0,043	0,033	0,071	0,085	0,031	0,094	n. d.	0,037
FeO	n. d.	n. d.	n. d.	0,009	0,026	n. d.	0,009	0,023	n. d.	0,004	0,037	n. d.
SiO_2	32,750	32,728	32,815	34,130	34,227	34,087	34,067	33,616	34,159	34,210	34,014	34,354
CaO	0,018	0,018	0,018	0,0004	0,005	0,002	n. d.	0,452	n. d.	n. d.	n. d.	0,005
ThO_2	0,019	0,019	0,018	0,015	n. d.	0,018	0,008	0,010	0,040	0,046	n. d.	n. d.
Suma	94,209	95,500	99,625	100,2754	98,8476	99,774	100,849	99,439	98,042	100,444	100,393	100,968

V zmysle názoru katalogizačnej komisie údajov o geologických materiáloch GÚ SAV aj analýzy 95—105 % je možné brať pri hodnotení v úvahu, pokiaľ údaje nie sú v nepomere s presnými analýzami.

Tab. 2b

Priemerné hodnoty analýz a odvodené parametre

Čísla vzorky	1	2	3	4	5	6	7	8 9
Kysličníky	2/72	10/72	11/72	12/72	1/79	1/82	2/79	2/82 a 3/82
Al_2O_3	0,0006	0,176	—	0,0036	0,006	0,002	0,037	—
ZrO_2	66,756	65,456	65,67	65,07	62,26	64,17	63,93	65,0
HfO_2	1,269	1,262	1,21	1,20	1,314	1,22	1,283	1,317
La_2O_3	0,008	0,012	0,012	0,006	—	0,011	0,003	0,016
MgO	0,016	0,017	0,005	0,008	0,015	0,007	0,004	—
Ce_2O_3	0,028	0,041	0,04	0,017	0,016	0,03	0,022	0,024
Y_2O_3	0,072	0,065	0,053	0,117	0,033	0,036	0,062	0,041
FeO	0,001	0,018	0,011	0,011	—	0,012	0,016	0,021
SiO_2	34,454	34,097	34,11	34,35	32,76	34,15	33,95	34,19
CaO	0,006	0,015	0,006	0,005	0,018	0,003	0,009	0,005
ThO_2	0,022	—	0,004	0,09	0,019	0,017	0,016	0,046
I.A.	429	403	401	400	310	254	362	328/351
σ_{Zr}	2,15	—	0,117	0,51	2,16	0,73	1,16	0,182
σ_Y	0,032	—	0,038	0,055	0,0001	0,005	0,023	0,003
Zr/Hf	52,03	51,95	54,4	54,2	47,6	53,1	43,5	49,4
U γ/Th γ	0,62	0,82	1,35	0,95	1,2	2,84	0,81	0,69
Th γ/U γ	1,62	1,22	0,74	1,05	0,83	0,35	1,23	0,72

+ priemerná analýza zirkónov z oboch vzoriek

Poznámky k tabuľkám 2a a 2b

1 2/72 — granodiorit Kukel
2 10/72 — granodiorit Kopanica
3 11/72 — granodiorit Jozef — štôlňa
4 12/72 — granodiorit Nová šachta
5 1/79 — kremenno-dioritový porfýr („dacit") Banište
6 1/82 — kremenno-dioritový porfýr („dacit") Juraj — štôlňa
7 2/79 — granodioritový porfýr z vrtu R-8 (1 500 m)
8,9 2/82, 3/82 — granodioritový porfýr z vrtu R-12 (513,5 m, 587 m)

11/72, vzorky 2/82, 3/82, 1/79 a vzorka 1/82 spadá mimo tieto skupiny. Toto zoskupenie je ovplyvnené aj vekovými vzťahmi.

V závere možno konštatovať, že elektrónová mikroanalýza

a) dokázala absenciu zónovania a oblastí s vyšším obsahom Ce a Y, ako u starších jadier, t. j. že ide o nezmenené zirkóny;

b) umožnila stanovenie pomeru Zr/Hf, ktorý sa pohybuje od 51,95 do 54,4 u granodioritov, 47,6 až 53,1 u kremenno-dioritových porfýrov a 49,4 až 53,5 u granodioritových porfýrov, čo svedčí o čerstvosti a autochtónnosti skúmaných zirkónov.

Gama-rádiometria ukázala, že pomer Th/U je 0,74 až 1,62 u granodioritov, 1,2 až 2,84 u kremenno-dioritových porfýrov a 1,23 až 1,45 u granodioritových porfýrov.

Literatúra

CARBONNEL, J. P. et al. 1973: Rapports Zr/Hf et Dy/Eu dans les zircone des roches ingnées basiques des séries continentales alcalines, Chem. geol. 12, Amsterdam, 271—275.

CRUFT, E.F. 1966: Minor elements in igneous and metamorphic apatite, Geochim. Cosmochim. Acta, 30, Oxford, 375.

ČUCHROV, F. V. 1972: (Ed): Mineraly III-1 Nauka, Moskva, 1—107.

GBELSKÝ, J.—HATÁR, J. 1981: Zircon from some granitoid rocks of the Velence and Mecsek Mts. Geol. Carpathica, 33, 3, Bratislava, 571—577.

HOVORKA. D.—SUK, M. 1981: Geochémia a genéza eruptívnych a metamorfovaných hornín, KU Bratislava.

JAKABSKÁ, K. 1980: Výskum možnosti aplikácie numerickej analýzy a medzných vied v geológii. Záverečná správa, časť: výskum zirkónov, 4, 2, VLBF VŠT, Košice.

PANTÓ, GY. 1975: Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mts. Acta geol. Acad. Sci. hung. 19, (1—2), Budapešť, 59—93.

ROZLOŽNÍK, L.—TIMČÁK, G. M.—JAKABSKÁ, K. 1982: Studies of zircons and biotites in Štiavnica granitoids, Pt. 1, Proc. Symposium of Geochemistry, Smolenice, 52—78.

ROZLOŽNÍK, L.—ZÁBRANSKÝ, F. 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. Miner. slov., 6, 10, Bratislava, 85—94.

SHAW, D. D. 1964: Interpretation géochemique des éléments en traces dans les roches cristallines, Masson, Paris.

WIRDZEK, Š. 1981: Meranie žiarenia gama vo vzorkách s veľmi malým objemom s antikoincidenčným tienením. Správa Ústavu rádio-ekológie a využitia jadrovej techniky, Košice.

Explanations of Figures

Fig. 1 Štiavnica-Hodruša ore region
1 — variscan crystalline complex, 2 — Paleozoic and Mesozoic members of the Krížna and Choč nappes with carbonate interbeds, 3 — neoide gabbrodiorite and quartz diorite intrusions, 4 — neoide Hodruša granodiorite, 5—marginal ring dykes of porphyric granodiorite with tactitic porphyric mineralization (Fe—Cu—Pb—Zn), "dacites", 7 — andesites, 8 — Hodruša intrusive complex boundaries, a—proved, b—assumed, 9—higher order faults, 10—lower order faults.

Fig. 2 Graph of correlation of U and Th determined by gamma radiometry
Coefficient of correlation $r_{xy} = -0{,}43$

Fig. 3 Variation diagram of Zr, Th, La, Ce and Y contents in the examined samples

Fig. 3a Variation diagram of Ca, Mg, Al, Fe and Si in the examined samples

Fig. 4 Correlation diagrams of Zr/Hf and U/Th ratios in the examined zircons
(G-D = limit of Zr/Hf values for gabbrodiorite, G = limit for granite of the calc-alkaline series).
Coefficient of correlation $r_{xy} = 0{,}3$.

Geologické práce, Správy 86, s. 111—131, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Jozef Václav

Výsledky pôdnej geochemickej prospekcie z oblasti Rochoviec

1 obr., anglické resumé

Abstract. On the basis of soil geochemical prospection results in the region of the Gemericum and Veporicum contact zone (region Rochovce-Slavošovce) the author delimitated secondary aureoles of Pb, Zn, Cu, Sb, W, partially As and Ni and gives their characteristics as far as their significance is concerned. The discovery of a secondary W aureole south of Rochovce is of the greatest importance.

Úvod

V roku 1981 sa začal metalogenetický výskum styčnej zóny gemerika a veporika (Slovenské rudohorie) v širšej oblasti Rochoviec, Slavošoviec a Čiernej Lehoty, ktorého súčasťou je i pôdna geochemická prospekcia. Jej hlavnou úlohou je zistiť charakter distribúcie sledovaných prvkov (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, As, Sn, W, Sb) v B-horizonte pôd nad všetkými geologickými útvarmi, resp. litostratigrafickými typmi a súčasne identifikovať geochemické anomálie geneticky súvisiace s mineralizačnými prejavmi a ďalej zistiť smerné pokračovanie známych rudných výskytov a preveriť ich podložné a nadložné časti z hľadiska nových výskytov.

Metodika práce

Vzorky B-horizontu pôd sme odoberali v profiloch (krok odberu bol 5—10 až 20 m v závislosti od predpokladaného typu zrudnenia) sondovacími tyčami z hĺbky 40—90 cm. Celkove bolo odobratých 4461 vzoriek (v odbere sa ďalej pokračuje) na 22 profiloch (I, II, III, IV, V, A, B, C, D, E, F, G, L, P, R, V, Z — 5 profilov s indexom čísla vzorky). Z toho 3 profily mali regionálny charakter, t. j. prechádzali naprieč (V—Z) celým skúmaným územím. Každý meral asi 5 km.

Profily I až V sú lokalizované severne od Rochoviec priečne na styk gemerika a veporika a zároveň priečne na smerné pokračovanie známych výskytov žilného a žilníkovo-impregnačného charakteru Pb, Zn, Cu, Sb-sulfidov. Profil III má regionálny charakter, začína v gemeriku ako ostatné krátke profily, prechádza

RNDr. J. Václav, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

cez styk (gemerikum—veporikum), tiež priečne cez spomínané známe výskyty a horninami revúckej skupiny; končí severne od Čiernej Lehoty v horninách kráľovohoľského komplexu. Ostatné profily sú lokalizované južne od Rochoviec, Slavošoviec a Čiernej Lehoty. Profily A a R majú regionálny charakter, sú podobne lokalizované ako profil III a plnia i podobnú funkciu. Profily V a P (krátke) sú lokalizované južne od Čiernej Lehoty na predpokladané žilníkovo-impregnačné zrudnenie (pyrit-pyrotín ± Pb—Zn—Cu-sulfidy). Profil L (krátky) prechádza naprieč žilou Lašanka (Pb-Zn) za účelom zistenia koncentrácie sledovaných prvkov v B-horizonte pôd nad priestorom a v priestore žily. Profily Z (južne od Rochoviec) boli lokalizované na smerný a šírkový rozsah pyritového zrudnenia na ložisku Čížko-baňa. Ostatné profily (B, C, D, E, F, G) sú vedené po hrebeňoch (okrem profilu B vedeného po svahu) za účelom zistenia smerného pokračovania známych rudných výskytov a nových výskytov paralelných. Profily F a G boli lokalizované už za účelom overenia rozsahu sekundárnej aureoly W.

Stručný prehľad geologických pomerov

Geologickou stavbou a jej vývojom sa nebudem podrobnejšie zaoberať, obmedzíme sa len na stručný opis v zmysle najnovších názorov (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982, Š. BAJANÍK, L. SNOPKO, T. GREGOR, D. WUNDER in J. VÁCLAV —L. SNOPKO et al. 1983).

Skúmané územie budujú dve tektonické jednotky — gemerikum a veporikum. Pozdĺž lubenícko-margecianskej línie je gemerikum nasunuté na veporikum, t. j. má príkrovový charakter.

Gemerikum je budované horninami dobšinskej skupiny (karbón): svetlé dolomity, metabazaltové tufy a tufity, svetlé kryštalické vápence s metabazaltovými tufmi a tufitmi, monomiktné zlepence (Markušovce), sericiticko-chloritické fylity s polohami bielych karbonátov, karbonáty, metasomaticky zmenené na magnezity, grafitické piesčité fylity, jemné piesčité slabografitické sericiticko-chloritické fylity, metakonglomeráty, metamorfované pieskovce, grafitické fylity s vložkami sericiticko-chloritických fylitov, šedé metamorfované pieskovce lokálne s vložkami jemnozrnných zlepencov.

Najviac sú v skúmanej oblasti zastúpené rôzne druhy fylitov a pieskovce.

Veporikum budujú horniny revúckej skupiny, ktorá pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek — rimavského súvrstvia (perm) a slatvinského súvrstvia (karbón). Rimavské súvrstvie, ktoré sa stýka pozdĺž ľubenícko-margecianskej línie s horninami gemerika, je zastúpené hlavne metmorfovanými drobovými pieskovcami a seriticko-kremennými bridlicami. Menej sú zastúpené grafiticko-kremenné bridlice a metamorfované zlepence.

Slatvinské súvrstvie, ktoré vystupuje v podloží súvrstvia rimavského, je zastúpené hlavne chloriticko-biotiticko-sericitickými fylitmi až svormi a sericiticko-biotitickými svormi a svorovými rulami. Menej sú zastúpené grafiticko-biotitické fylity, metabázity (metamorfovaný amfibolický diorit, metamorfova-

né vulkanické tufy, amfibolický lamprofýr), muskoviticko-biotitické svory a svorové ruly a biotiticko-kremenné ruly.

V najzápadnejšej časti skúmaného územia vystupujú biotiticko-muskovitické granodiority (kráľovohoľský komplex — staršie paleozoikum).

Stručný prehľad ložiskových a mineralogických pomerov

O rudných výskytoch sa zmienime len stručne, resp. do takej miery, ako je to potrebné pre geochemickú prospekciu za súčasného stavu rozpracovania. Podrobne sú opísané v rešeršnej správe J. VÁCLAVA (1981).

V rámci metalogenetického členenia Západných Karpát v zmysle práce J. ILAVSKÉHO a kol. (1976) skúmané územie patrí k dvom štruktúrno-metalogenetickým zónam — veporickej a gemerickej.

Väčšia časť územia, t. j. západne od ľubenícko-margecianskej línie, patrí k štruktúrno-metalogenetickej zóne veporika, a to do juhoverporidného rajónu — rudného poľa Chyžné—Slavošovce, z ktorého je zatiaľ z hľadiska geochemickej prospekcie spracovávaná len sv. časť, ako sme spomenuli v úvode.

Územie východne od ľubenícko-margecianskej línie patrí k štruktúrno-metalogenetickej zóne gemerika, a to do rudného poľa západogemersko-rimavského (podrobnejšie delenie zatiaľ nie je), z ktorého je rozpracovaná len severná časť.

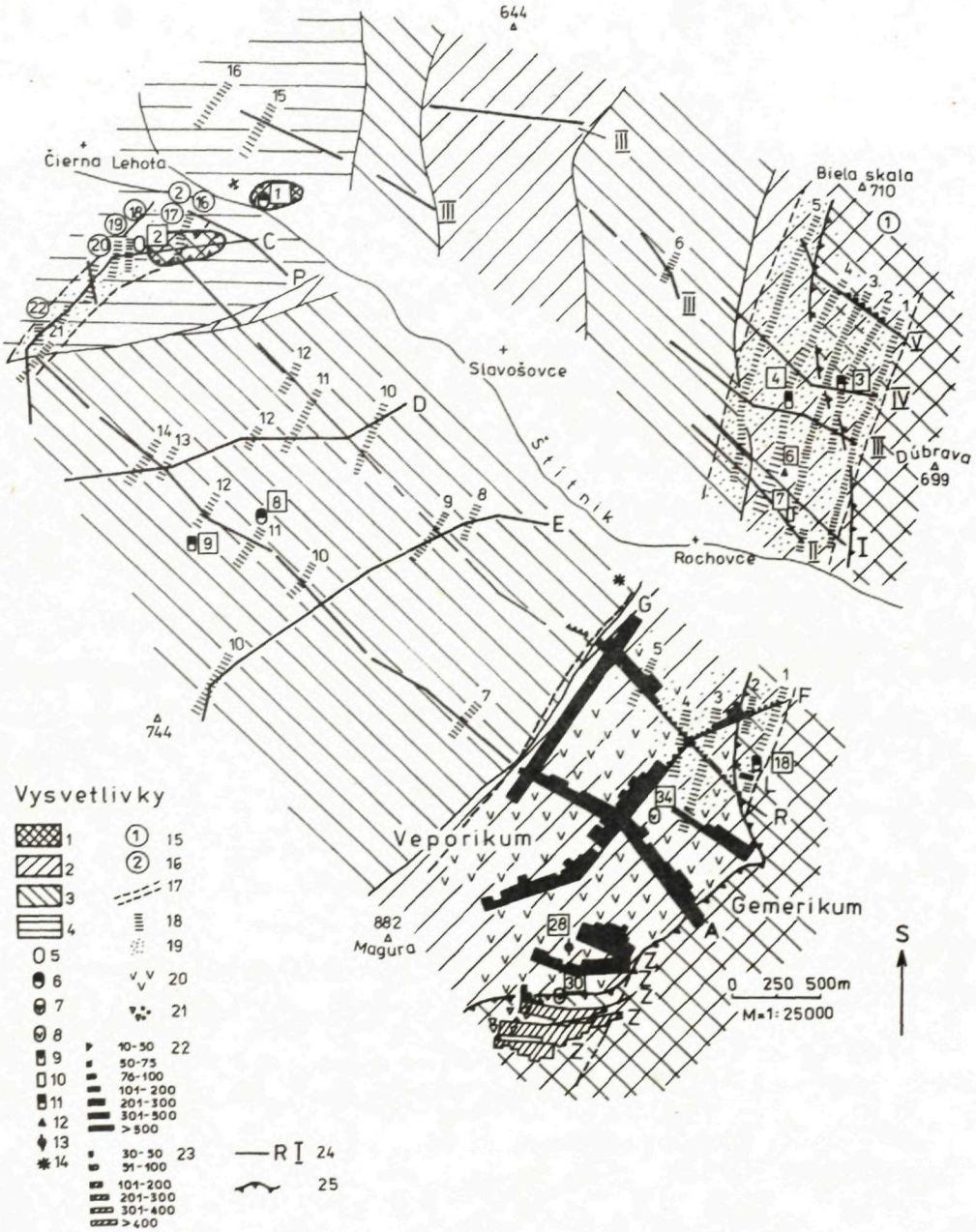
Rudné ložiská v skúmanej oblasti vystupujú v rôznych typoch hornín s malým smerným a hĺbkovým dosahom. Ide o hydrotermálne žily s lokálnym prechodom do žilníkovo-impregnačných zón. Ani na jednej zo žíl nebola v minulosti zaznamenaná väčšia banícka činnosť. Na základe doterajších poznatkov ide len o výskyty. Smer žíl je približne SSV-JJZ so sklonom (40—80°) k JJV.

Vrtom KV-3 bolo v hĺbke 691 m prevŕtané Ni (Co)-zrudnenie, viazané na spodnú časť amfibolických gabier—hornblenditov. Podľa M. IVANOVA (1981) ide o niklovo-kobaltové zrudnenie likvidačno-magmatického typu s nasledujúcou minerálnu asociáciou: pyrit, pyrotín, pentlandit, chalkopyrit, violarit, kobaltopyrit, gersdorffit (korynit), smaltín, polydymit, sfalerit, magnetit, ilmenit, hematit, kremeň, kalcit a amfibolový azbest.

Paragenéza hydrotermálnych žíl v tejto oblasti je tiež pomerne bohatá. Zastúpená je minerálmi: pyrit, pyrotín, markazit, arzenopyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, hematit, scheelit, volframit, Fe-dolomit (?), kalcit, kremeň a najnovšie sme zistili ferberit a molybdenit.

Charakteristickým znakom metalogenézy veporickej i gemerickej časti je absolútna prevaha sulfidickej mineralizácie, podradné zastúpenie karbonátov a neprítomnosť sideritu. Najrozšírenejším rudným minerálom vo veporickej časti skúmaného územia je arzenopyrit s pomerne hojným pyrotínom a pyritom. Miestami nadobúda väčší význam galenit a sfalerit. Antimonit, chalkopyrit a hematit sú zastúpené podradne. Ferberit sme zatiaľ zistili len v umelých šlichoch (južne od Rochoviec). Geochemické anomálie W však avizujú jeho značnejšie zastúpenie. V gemerickej časti je najrozšírenejším rudným minerálom pyrit, miestami nadobúda prevahu arzenopyrit alebo sfalerit a galenit. Scheelit

Obr. 1 Schematická mapa pôdnej geochemickej prospekcie (zostavil J. Václav).



je pomerne hojne zastúpený len na pyritovom ložisku Čížko-baňa, kde je volframit pravdepodobne zastúpený len podradne.

Na základe kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých minerálov môžeme v predmetnom území odlíšiť tieto typy rudných ložísk (obr. 1):

I. pyritové (výskyt č. 2),
II. pyritovo-pyrotínové (výskyt č. 1, 8),
III. pyritovo-schelitové (výskyt č. 30),
IV. arzenopyritové (výskyt č. 7),
V. arzenopyritovo-galenitov-sfaleritové (výskyt č. 3, 4, 18),
VI. pyritovo-pyrotínové s galenitom a sfaleritom (výskyt č. 9),
VII. antimonitové (výskyt č. 6),
VIII. kremenné ± pyritové, príp. zlato (výskyt č. 28),
IX. pyritovo-ferberitové (výskyt č. 34).

Priradenie ložísk alebo výskytov k jednotlivým typom sme urobili na základe mineralogických opisov jednotlivých autorov, ktorí v tejto oblasti pracovali. Ide o opis hlavne z haldového alebo pingového materiálu, ktorý bol v niektorých prípadoch veľmi chudobný na rudnú výplň, alebo sa opieral o staré záznamy, lebo z hald nebolo možné vyberať reprezentatívne vzorky. Navyše mnohé haldy sú odnesené vodou alebo úplne zasutinované. Typickým príkladom je výskyt č. 2, kde ani pingy, ani štôlne už nemožno nájsť. Podľa výsledkov pôdnej geochemickej prospekcie (zistené anomálne obsahy Pb, Zn, Sb, ale najmä Cu) možno predpokladať, že okrem pyritu v prekremenených zónach sú tu zastúpené aj iné sulfidy, hlavne však chalkopyrit, a možno že i tetraedrit. Z toho teda vyplýva, že na rozdelenie ložísk do určitých typov musíme pozerať z tohto zorného uhla.

V ďalšom uvedieme stručný opis výskytov podľa typov hlavne z hľadiska mineralogického, aby bolo možné porovnať výsledky pôdnej geochemickej prospekcie s mineralizáciou uvedenej oblasti. Upozorňujeme, že mineralizácia pyritovo-ferberitová a pyritovo-schelitová je v štádiu skúmania — nepoznáme ani ich vzájomný vzťah.

←

Gemerikum: 1 — súvrstvie dobšinskej skupiny (vrchý karbón),
Veporikum: 2 — 3 revúcka skupina, 2 — rimavské súvrstvie (perm), 3 — slatvinské súvrstvie (vrchný karbón),
Staršie paleozoikum veporika: 4 — kráľovohoľský komplex, 5 — 14 typy ložísk — výskytov podľa hlavného zastúpenia rudných minerálov (čísla výskytov sú v rámikoch), 5 — pyritové (výskyt č. 2), 6 — pyritovo-pyrotínové (výskyt č. 1,8), 7 — pyritovo-scheelitové (výskyt č. 30), 8 — pyritovo-ferberitové (výskyt č. 34), 9 — pyritovo-pyrotínové s galenitom a sfaleritom (výskyt č. 9), 10 — arzenopyritové (výskyt č. 7), 11 — arzenopyritovo-galenitovo-sfaleritové (výskyt č. 3, 4, 18), 12 — antimonitové (výskyt č. 6), 13 — kremenné ± pyrit, príp. zlato (výskyt č. 28), 14 — Ni (Co) mineralizácia vo vrte KV-3, 15 — rochovská rudonosná štruktúra, 16 — hájska rudonosná štruktúra, 17 — vymedzenie rudonosných štruktúr, 18 — anomálne zóny a ich poradové čísla, 19 — sekundárna aureola sulfidickej mineralizácie, 20 — sekundárna aureola W (ferberit), 21 — sekundárna aureola W + Ni (scheelit, pyrit), 22 — kvantitatívne vyjadrenie obsahov W v ppm na profiloch, 23 — kvantitatívne vyjadrenie obsahov Ni v ppm na profiloch (v priestore ložiska Čížko-baňa), 24 — geochemické profily a ich označenie, 25 — styk gemerika a veporika (lubenícko-margecianska línia).

I. *Výskyt č. 2* (Háj)

Južne od Čiernej Lehoty na kóte Háj zaznamenal K. HORAL (1954) pyritovo-kremennú mineralizáciu na pomerne rozsiahlej ploche v dĺžke asi 800 m. Vyskytujú sa v nej hydrotermálne žily v niekoľkých pásmach, dlhých niekoľko 100 m a hrubých 2—5 m; ich výplň pozostáva z kremeňa a pyritu. Niektoré zo žíl boli rozpracované pingami a kratšími štôlňami, ktoré dnes už nemožno lokalizovať. V kremenných žilách v povrchových podmienkach nachádzame len produkty oxidácie.

II. *Výskyt č. 1* (Za papierňou)

Výskyt sa nachádza asi 300 m na Z od Slavošovskej papierne. Boli tu razené dve krátke štôlne a šachtica. Forma zrudnenia (J. ILAVSKÝ—J. BEŇO 1958) je širšie žilníkové pásmo kremenných žiliek hrubých do 40 cm, ktoré pretínajú metakonglomeráty (gemerikum) v rôznych smeroch, hlavne však v smere SSV-JJZ. V kremenných žilách býva rozptýlené rôzne množstvo sulfidov, ktoré impregnujú i okolné horniny, buď samostatne alebo spolu s kremeňom. Minerálnu výplň tvorí pyrit, pyrotín, chalkopyrit, arzenopyrit, markazit (vznikol premenou pyrotínu), nepatrne galenit a sfalerit. Prevládajúcim rudným minerálom je pyrit, miestami pyrotín.

Výskyt č. 8 (Za hôrkou)

Juhozápadne asi 1,5 km od Slavošoviec sa v malom údolí nachádzajú dve krátke štôlne razené v chloritovo-biotiticko-sericitických fylitoch. Žilný materiál je tvorený úlomkami kremeňa s pyritom, pyrotínom a ankeritom. Pyrotín spolu s pyritom často nachádzame i vo forme žiliek v horninách. Na základe veľkosti kusov kremeňa so sulfidmi a zvyškami hornín môžeme usudzovať, že žila nemala veľkú hrúbku, najviac 20 cm. Do akej miery bolo vyvinuté žilníkové pásmo, nevieme usúdiť. Chalkografickým skúmaním (J. VÁCLAV 1960) bol ešte zistený markazit, chalkopyrit a arzenopyrit, ktoré sú však zastúpené podradne. Na základe haldového materiálu vidíme, že ide o slabé pyritovo-pyrotínové zrudnenie.

III. *Výskyt č. 30* (Čížko-baňa)

Ložisko sa nachádza asi 4 km jjz. od Ochtinej na východnom svahu k. Magura a bolo nafárané tromi štôlňami. Všetky sú razené v šedých metamorfovaných pieskovcoch (gemerikum). Zrudnenie má žilníkovo-impregnačný charakter s menlivým zastúpením pyritu. Najväčšie koncentrácie dosahuje pyrit na smerných poruchách (SSV-JJZ s úklonom na JV), kde nadobúda žilný charakter. Boli tu ešte zistené sprievodné minerály arzenopyrit a galenit. V roku 1965 zistil J. KANTOR v haldovom materiáli okrem uvedených minerálov mladšiu minerál-

nu asociáciu pyrit-volframit-scheelit. Zistili sme, že scheelit je nerovnomerne rozptýlený v celej žilovine. Výskyt volframitu bude pravdepodobne len akcesorický.

IV. *Výskyt č. 7* (Ilona)

Asi 500 m sv. od Rochoviec je severným smerom vyrazená štôlňa v sericiticko-kremenných bridliciach (veporikum — rimavské súvrstvie), ktoré sú impregnované a prestúpené žilkami arzenopyritu s kremeňom (K. HORAL 1954, rukopisné záznamy, J. VÁCLAV 1962). Akcesoricky je prítomný ešte pyrit, pyrotín a karbonát (kalcit).

V. *Výskyt č. 3 a 4* (Drábska a Dubiná)

Asi 1 km severne od obce Rochovce v oblasti dolín Dubiná a Drábska v priestore styku gemerika a veporika v sericiticko-kremenných bridliciach (veporikum) — menej v grafitických piesčitých fylitoch (gemerikum) — vystupuje žilníkovo-impregnačný typ zrudnenia na pomerne veľkej ploche, ktorej dlhší rozmer je v smere približne S-J vyše 1 km, kým šírka v smere V-Z je asi 200—300 m (K. HORAL 1954, rukopisný záznam, J. ILAVSKÝ 1954 rukopisný záznam). Úklony smerujú k východu. Drobné nepriebežné žilky a impregnácie sledujú plochy bridličnatosti a priečne pukliny. Anomálnejšie nahromadeniny môžeme pozorovať len v doline Dubiná a menej v doline Drábska.

Podľa R. ŠEVČÍKA (1956) je v doline Dubiná žilníkovo-impregnačný typ zrudnenia viazaný na tektonickú štruktúru v smere približne S-J. Poruchová zóna je hrubá až 10 m so 70° sklonom k východu. Kvalitnejšie zrudnenie bolo overené na dĺžke asi 150 m. Ložiskovú časť tvoria hydrotermálne vybielené sericiticko-kremenné bridlice prestúpené žilkami kremeňa a sulfidov; miestami je aj celá masa hornín prestúpená zrudnením.

Tento typ rudných žíl (J. KANTOR 1955) sa vyvíja z čisto arzenopyritových žíl postupným ubúdaním Fe—As—S a pribúdaním galenitu so sfaleritom na jeho úkor. Podľa spomenutého autora proces postupného obohacovania PbS a ZnS dospel najďalej pri rudnej žile v doline Dubiná. Mineralogickú výplň (J. ILAVSKÝ—J. BEŇO 1958) tvorí pyrit, pyrotín, arzenopyrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, spekularit, antimonit, ankerit a kremeň. Okolo potoka Dubiná prevláda vo výplni pyrit, arzenopyrit; galenitu so sfaleritom je málo, zatiaľ čo okolo potoka Drábska prevládajú galenity a sfalerity na úkor iných minerálov.

Výskyt č. 18 (Lašanka)

Asi 300 m jv. od obce Rochovce v banskom poli Remény sa nachádzajú tri štôlne a pingy. A. MRÁZ—J. LEHOTSKÝ (1939) uvádzajú, že spodnou štôlňou je do vzdialenosti asi 60 m sledovaná kremenná žila o hrúbke až 1 m, obsahujúca arzenopyritové žilky do hrúbky 20 cm a trocha oloveno-zinkových rúd. Podľa J. KANTORA (1955) rudná žila (smer SV-JZ s úklonom na J) vystupuje v serici-

ticko-chloritických fylitoch. Podľa uvedeného autora ide prevažne o arzenopyritovú žilu, v ktorej sa miestami vyskytovali vyššie koncentrácie pyritu, galenitu, sfaleritu a chalkopyritu. Menej je zastúpený pyrotín a karbonáty (ankerit, kalcit).

VI. *Výskyt č. 9* (Nad tunelom)

Asi 2 km jz. od Slavošoviec v malom údolí sa nachádza niekoľko malých štôlní a píng. Najbohatšia (pomerne) je halda štôlne razenej tesne nad potokom, ale i tu v prevažnej miere vidíme kremeň alebo okolné horniny (chloriticko-biotiticko-sericitické fylity až svory) buď s impregnáciou sulfitov v kremeni, alebo so slabými najviac 0,7 cm hrubými žilkami sulfitov pyritu, arzenopyritu, pyrotínu, sfaleritu a galenitu. Na kusových vzorkách kremeňa prevláda pyrit s arzenopyritom, zatiaľ čo v horninách prevládajú sulfity Pb a Zn nad pyritom a arzenopyritom. Chalkopyrit je sprievodný. Podľa haldového materiálu je zrudnenie asi veľmi slabé.

VII. *Výskyt č. 6* (Oriešok)

Antimonitová žila vystupuje asi 500 m ssv. od Rochoviec. Žila bola sledovaná len ryhami. Je vyvinutá na tektonickej línii v smere SZ-JV s úklonom 40° na SV, nachádzajú sa na nej až 5 m dlhé, 5—10 cm hrubé šošovky kusového amonitu (R. Ševčík 1956). Akcesoricky je prítomný ešte pyrit, kalcit a tenantit (?).

VIII. *Výskyt č. 28* (Zlatá baňa)

Približne 2 km jz. od Ochtinej, severne asi 500 m od ložiska Čížko-baňa je vyrazená štôlňa v dĺžke asi 80 m. Štôlňou vraj bola sledovaná kremenná žila o hrúbke približne 3 m (J. Ilavský 1954, rukopisný záznam) so zlatom. Zo žilného materiálu sa na halde nachádza mliečnobiely kremeň s lokálnymi slabými impregnáciami pyritu. Uvádza sa i nález galenitu.

IX. *Výskyt č. 34* (Bredač)

Asi 1,5 km J od Rochoviec v priestore kóty Bredač sme v B-horizonte pôd zistili pomerne vysoký obsah volfrámu. Upriamili sme preto pozornosť na zistenie jeho pôvodu. Odoberali sme vzorky z povrchu, a to tak zo sutiny, ako aj z odkryvov (?). Z odobratých vzoriek sme urobili umelé šlichy. Po laboratórnom spracovaní sme zistili hojný výskyt ferberitu (identifikovaný pomocou rtg). V malých množstvách (oxidačná zóna) bol zistený pyrit a sprievodný scheelit.

Pôdna geochemická prospekcia

Po získaní chemických analýz z pôdnych vzoriek sme ich po profiloch graficky vyhodnotili. Vzhľadom na krok odberu 5—10 (20) m museli byť vynášané

v mierke 1 : 5 000 (primárna dokumentácia). Takto zobrazené výsledky analýz nám poslúžili na vizuálne zhodnotenie distribúcie sledovaných prvkov vo vzťahu ku geologickému podkladu, na predbežné vyčlenenie anomálnych koncentrácií prvkov a s tým späté vymedzenie anomálnych zón. Po takejto príprave sme pristúpili k predbežnému matematickému (pomocou pravdepodobnostného papiera) spracovaniu chemických analýz. Uvedenú techniku spracovávania chemických analýz používame ako predprípravu pred počítačovým spracovaním, ktorá bude reálna po ukončení geochemickej prospekcie v celej plánovanej oblasti (Čierna Lehota—Slavošovce—Rochovce—Kopráš—Chyžné—Hladomorná dolina). Pre výpočet základných parametrov sme nabrali všetky výsledky analýz z pôdnych vzoriek, ale iba tie, ktoré sa nachádzali (na profiloch) vo vymedzených územiach mimo anomálnych zón. Na tento účel nám poslúžili hlavne regionálne profily A, R, III, z ktorých výpočty základných parametrov uvádzame v tabuľke 1.

Po tomto spracovaní sme pristúpili ku grafickému prehodnoteniu chemických analýz z pôdnych vzoriek na profiloch do mierky 1 : 10 000. Viedlo nás k tomu niekoľko dôvodov. Veľkosť príloh, ale najmä silná členitosť kriviek obsahov jednotlivých prvkov, a tým i neprehľadnosť v čítaní závislostí slúžiacich na identifikáciu geochemických anomálií, resp. anomálnych zón geneticky spätých s mineralizačnými prejavmi. V prvom rade sme pristúpili k zmierneniu kriviek, a to tak, že sme spočítali výsledky analýz jednotlivých prvkov po úsekoch 50 m, miestami 20—25 m, a delili ich počtom analýz. Tým sme nielen zmiernili krivky obsahov, ale hlavne zvýraznili anomálne obsahy, t. j. zjavnejšie sa prejavili rozdiely medzi významnými obsahmi.

V exponovaných územiach, kde sa prejavilo viac anomálií — konkrétne severne od Rochoviec — sme použili i aditívne krivky, a to tak, že sme v rámci

Tab. 1

Základné štatistické údaje sledovaných prvkov

Prvky		$\bar{X}$	Mo	Me	S	V %		Me + S	Me + 2S	Me + 3S	Poč. vz.
						$\bar{X}$	Me				
	Ph	23	22	21	8	35	38	29	37	45	1355
	Zn	35	40	33	15	43	45	48	63	78	540
	Cu	24	21,4	21	10	42	48	31	41	51	1288
	As	9,74	6	8,1	7,9	81	97	16	23,9	31,8	751
	Sb	11,7	12	11	2	17	18	13	15	17	1355
	Sn	8,9	8	7,5	2,6	29	35	10	12,7	15,3	1694
	Co	9,9	10	8,9	6	60	67	15	21	27	1534
	W	4,37	4	3,1	1,9	43	61	5	6,9	8,8	503
Prof. III	Ni	33,56	30	21	9	27	43	30	39	48	532
Prof. R	Ni	45,80	32	30	7	15	23	37	44	51	522
Prof. A	Ni	50,56	38	32	8	16	25	40	48	56	631

Vysvetlivky: $\bar{X}$ — aritmetický priemer
Mo — módus
Me — medián
S — smerodajná odchýlka
V % — variačný koeficient
Me + S — hodnota pozadia
Me + 2S — minimálne anomálny obsah
Me + 3S — anomálny obsah

vyššie uvedených úsekov spočítali obsahy Pb, Zn, Cu, Sb, As a delili počtom prvkov. Uvedenými postupmi sme dospeli (v celom skúmanom území) k vyčleneniu anomálnych zón. Takto pripravené podklady na profiloch sme potom v zjednodušenej forme vyjadrili plošne na mape v mierke 1 : 10 000. Hlavný dôvod, ktorý nás viedol k takémuto zjednodušenému vyjadreniu — v tomto štádiu výskumu — bol získať podklady pre ďalšie racionálnejšie usmernenie geochemickej prospekcie, t. j. okrem regionálnych geochemických profilov v našom teréne, sledovať krátkymi profilmi zistené výraznejšie sekundárne aureoly.

Charakter, význam a obsah anomálnych zón alebo sekundárnych aureol je v rôznych častiach územia značne rozdielny. A čo sa týka akumulácie anomálnych zón, tiež vidíme nerovnomernosť. K najväčšej akumulácii prišlo vo východnej časti územia, menej v západnej. V strednej časti sú vyvinuté len miestami. Po preskúmaní anomálnych zón, ich postavenia a významu z hľadiska koncentrácie sledovaných prvkov, nadväznosti sekundárnych aureol, ich priebehu, štruktúrnych faktorov, výskytu a rozloženia ložísk, sme dospeli k vymedzeniu dvoch hlavných rudonosných štruktúr s niekoľkými anomálnymi zónami Pb, Zn ± Cu, Sb, As; W a Ni. Sú to (J. VÁCLAV 1983): rochovská rudonosná štruktúra a hájska rudonosná štruktúra.

Rochovská rudonosná štruktúra vystupuje v priestore styku gemerika a veporika (východná časť územia) a hájska v horninách kráľovohoľského komplexu a revúckej skupiny (západná časť územia). Svojou dôležitosťou sa markantne líšia. Hájska rudonosná štruktúra na základe obsahov Pb—Zn, Cu (As), Sb v aditívnych aureolách predstavuje rozptýlenú mineralizáciu formou nevýrazných anomálnych zón. Rochovská sa prejavuje výraznejšie vyššími obsahmi Pb, Zn, Cu, As a Sb v anomálnych zónach, ktoré prebiehajú paralelne vedľa seba v dĺžke asi 2 km, s prerušením v priestore Štítnického potoka.

Charakteristickým znakom pre túto štruktúru je výrazná sekundárna aureola volfrámu južne od Rochoviec. Výraznejšie anomálie Ni, ktoré by mohli zodpovedať Ni-mineralizácii z vrtu KV-3, sme nezistili. Ni sa anomálne prejavil len v pôdnom horizonte nad pyritovým ložiskom Čížko-bane, v rámci opisovanej rochovskej rudonosnej štruktúry.

Rochovská rudonosná štruktúra

Rochovská rudonosná štruktúra vystupuje v priestore styku gemerika a veporika. Charakterizujú ju tri rozdielne anomálne zastúpenia sledovaných prvkov. V severnej časti prevládajú v sekundárnych aureolách prvky Pb, Zn, Cu, As, Sb, v strednej časti zjavne prevláda W, resp. tvorí samostatnú sekundárnu aureolu; v južnej časti sa vytvorila sekundárna aureola Ni nad pyritovým ložiskom Čížko-baňa. Západnejšie od tejto sekundárnej aureoly Ni predpokladáme (na základe povrchových príznakov) pokračovanie sekundárnej aueoly W juhozápadným smerom.

Pospájaním (ako sme spomenuli vyššie) sekundárnych (aditívnych) aureol

s anomálnymi obsahmi Pb, Zn, Cu, As, Sb na jednotlivých profiloch, vznikol systém paralelných anomálnych zón. Je zrejmé, že tento systém zodpovedá výraznejšiemu systému paralelných tektonických porúch, na ktorých sa významnejšie uplatnila mineralizácia Pb, Zn, Cu, As, Sb.

Tu si treba všimnúť, že anomálne zóny, resp. tektonické línie, prechádzajú postupne z veporika do gemerika bez zjavného porušenia. Keď teda uvažujeme, že násun gemerika na veporikum sa uskutočňoval v procese alpínskej orogenézy, tak mineralizácia viazaná na tieto tektonické poruchy je pomerne mladšia.

Anomálne zóny (AZ-1 až AZ-5) ako celok sú sledované 8 profilmi. Severné pokračovanie od profilu V zatiaľ nepoznáme. Smerom na juh od profilu V sú sledované až po severný okraj Rochoviec. Južne od Rochoviec sú anomálne zóny sledované na profiloch F, R a B a potom sa smerom na juh vytrácajú a nastupuje sekundárna aureola volfrámu.

Jednotlivé anomálne zóny sa od seba líšia jednak zastúpením prvkov a jednak výškou obsahov týchto prvkov. Kvalitatívne zastúpenie prvkov v jednotlivých anomálnych zónach je vyjadrené na mape (obr. 1). Kvantitatívne, resp. numerické vyjadrenie obsahov prvkov podľa jednotlivých zón na profiloch je vyjadrené v tab. 2, 3, 4. Z grafického a tabuľkového vyjadrenia dá sa dobre posúdiť významnosť jednotlivých anomálnych zón, a teda i distribúciu jednotlivých prvkov v B-horizonte pôd. Treba si však uvedomiť rôznosť správania sa (pohybu) prvkov v procese hypergenézy a z tohto hľadiska i posudzovať kvantitatívne zastúpenia jednotlivých prvkov v anomálnych zónach.

Preto pri posudzovaní významnosti anomálnych zón sa treba viac orientovať na prvky s menšou migračnou schopnosťou; v našom prípade na Pb a Sb. Tým pochopiteľne nechceme eliminovať význam ostatných prvkov, hoci vieme, že majú značnú migračnú schopnosť, a tak i väčšiu schopnosť vytvárať falošné anomálie. Preto sme pri určovaní anomálnych zón vychádzali (ako je uvedené vyššie) z aditívnych aureol, ktoré v ďalšom štatistickom spracovaní nahradíme kĺzavými korelačnými koeficientmi, aby sme čím viac vylúčili falošné anomálie. Chceme však podotknúť, že i prvok so značnou migračnou schopnosťou, ak je vo väčších koncentráciach v primárnom mineráli, vytvorí významné sekundárne aureoly — ako príklad nám môže poslúžiť sekundárna aureola Ni nad pyritovým ložiskom Čížko-baňa.

Vzhľadom k tomu, že jednotlivé anomálne obsahy a zóny máme graficky i na tabuľkách (tab. 2, 3, 4) vyjadrené, nebudeme ich podrobnejšie rozoberať. Chceme však upozorniť, že maximálne obsahy (okolo 1000 ppm alebo väčšie než 0,25 %) sme zistili len na tých miestach, kde sú známe východy zrudnenia až na povrch alebo v priestore niektorých starých banských prác. To však neznamená, že sú ostatné anomálne obsahy v anomálnych zónach bezvýznamné. Sú dôležité z hľadiska výskytu štruktúr, na ktoré môžu byť viazané ďalšie zrudnenia. Otázka ich významu z hľadiska pôdnej geochemickej prospekcie je však sporná. Dôležitým poznatkom je, že je tu vyvinutých niekoľko paralelných štruktúr so striedajúcou sa mineralizáciou Pb, Zn, Cu, Sb, As. Ako sme už spomínali, sekundárne aureoly Pb, Zn, Cu, Sb, As, resp. štruktúry, na ktoré sú viazané, nerešpektujú styk veporika a gemerika. Sekundárna aureola W sa podľa doterajších poznat-

Tabuľka 2 (AZ 1—5) Rochovská rudonosná štruktúra

Anomálne zóny	Prvky / profily	Pb		Zn		Cu		Sb		As	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
AZ-1	V	47	13 28					23	11 39	98	50 167
	IV					64	56 79	18	17 19	54	52 57
	III	59	26 119	108	69 147	72	51 91	25	16 37	95	59 137
	I	73	66 93					28	24 30	66	55 85
	II										
	Štítnický potok										
	F	51	36 64							83	24 159
	L	295	27 1428	166	43 210	71	53 121			216	63 540
	R									128	58 275
	B										
	A										

AZ-2	V	49	48 78					61	60 63	59	44 86
	IV	43	35 50					18	16 20	55	51 61
	III	54	20 94			55	34 86	17	11 20	45	34 60
	I										
	II	59	36 69	94	60 143	52	42 60	29	24 31	82	60 143
	Štítnický potok										
	F	186	69 278					20	10 27	180	47 450
	L										
	R										
	B										
	A										

kov priestorove viaže (?) len na rimavské súvrstvie, v oblasti kóty Bredáč a Magura (j. od Rochoviec). Na severe je sekundárna aureola W obmedzená zlomom prechádzajúcim dolinou Štítnického potoka, na východe stykom gemerika a veporika (?), na západe stykom slatvinského a rimavského súvrstvia.

Tab. 2 — pokračovanie

AZ-3	V							68	59 89	41	21 59
	IV	407	154 775	360	129 464			59	33 202	110	49 205
	III	1016	97 xxx	116	5 264			19	12 41	905	128 xxx
	I	52	47 58					23	18 29	100	89 108
	II	99	61 128	77	42 115			60	41 105	160	63 404
	Štítnický potok										
	F	266	86 535	171	44 37	74	32 107			174	59 240
	L										
	R	56	48 69	89	83 96	56	44 71			93	77 113
	B					106	42 536				
	A										

AZ-4	V	140	77 215	162	89 251			84	50 150		
	IV	136	38 278	73	49 108			18	13 22		
	III	1056	563 1779	208	164 269						
	I	97	41 228	81	40 169			20	13 28		
	II	87	57 156	77	61 89			20	15 26		
	Štítnický potok										
	F	57	37 80			70	59 90			252	83 567
	L										
	R			120	60 170	80	58 135				
	B					106	42 536				
	A										

Tab. 2 — pokračovanie

AZ-5	V	83	35 127	110	84 155			80	32 137	
	IV	362	115 955							
	III	71	37 122			65	35 127			
	I	136	42 417	57	51 137					
	II	85	66 115							
	Štítnický potok									
	F									
	L									
	R	95	44 189	92	48 119					
	B									
	A									

Južné obmedzenie nie je zatiaľ vyriešené. Podľa predložených výsledkov sekundárna aureola W, ktorej zdrojom je ferberit, končí na zlome (alebo na styku gemerika a veporika — táto otázka tu nie je zatiaľ vyriešená) prechádzajúcom v priestore doliny severne od ložiska Čížko-baňa. Na juh od spomínanej tektonickej línie je opäť vyvinutá sekundárna aureola W, ale za jej zdroj pokladáme scheelit vyvinutý na pyritovom ložisku Čížko-baňa. Táto sekundárna aureola je málo výrazná, s maximálnym obsahom 387 ppm. Je ďalej sledovaná na juh.

Výška obsahov volfrámu v sekundárnej aureole (zdroj ferberit) sa pohybuje väčšinou nad 100 ppm s maximálnym obsahom 1011 ppm. Šírka aureoly je asi 1 km a dĺžka (zatiaľ) asi 2 km. Celkový charakter W-anomálie, čo sa týka rozsahu obsahov volfrámu, si v tomto štádiu už zasluhuje zvýšenú pozornosť.

Významnejšia sekundárna aureola Ni je vyvinutá len nad pyritovým ložiskom Čížko-baňa — jej pokračovanie na juh zatiaľ nepoznáme; maximálne obsahy Ni v centrálnej časti aureoly dosahujú 300—700 ppm. Smerom východným a západným (k okrajom) obsahy klesajú.

Teda významnejšia pyritová mineralizácia (v presledovanom území) je viazaná na pomerne úzke pásmo, ako to je známe zo starých banských prác.

Okrem priestoru ložiska Čížko-baňa sme zatiaľ nezistili významnejšie koncentrácie Ni v pôvodnom horizonte—B. Treba však ešte spomenúť jednu skutočnosť. Pri zisťovaní priemerných obsahov prvkov v pôdnom horizonte sme zistili, že Ni má na generálnych profiloch smerom na juh stúpajúcu tendenciu (obsahy Ni z priestoru ložiska Čížko-baňa sme nebrali do výpočtov). Na profile III je priemerný obsah Ni 35,56 ppm, na profile R 45,80 ppm a na profile A 50,56 ppm. Túto skutočnosť sme zatiaľ podrobnejšie nesledovali.

Hájska rudonosná štruktúra

Hájska rudonosná štruktúra vystupuje v západnej časti skúmaného územia severne a južne od Čiernej Lehoty. Na rozdiel od rochovskej (paralelné štruktúry väčšieho smerného významu) si hájsku štruktúru predstavujem ako širšie prekremenené pásmo so značne nepravidelným a slabým vývinom sulfidickej mineralizácie (opis výskytov č. 1 a 2) krátkeho smerného významu. Hoci sme v nej pôvodne vyčlenili 8 anomálnych zón (AZ-15 až AZ-22), ktorým sme prisúdili určité smery (vychádzali sme pritom z archívnych prác), môže ísť o kremenné pásmo prebiehajúce v smere hrebeňa kóty Háj, ktoré sleduje i mineralizáciu. V tom prípade by sa anomálne zóny zredukovali na jednu až dve zóny so smernou zmenou v mineralizácii. Maximálne obsahy sledovaných prvkov v AZ sa rádove väčšinou pohybujú okolo 100—200 ppm (tab. 4). Za zmienku stojí iba AZ-21 na profile A. Tu obsahy Cu prevyšujú 1000 ppm a v jednom prípade 0,25 %. Je však otázne, či sú vysoké obsahy Cu odrazom bohatšieho primárneho zrudnenia, alebo či nejde o lokálnu akumuláciu Cu v pôdnom horizonte, zapríčinenú konfiguráciou terénu.

Z celkového pohľadu sa skôr prikláňame k druhej alternatíve podmienenej i geochemickými výsledkami vyjadrenými graficky (mapa, profily) i na tabuľkách. V podstate teda môžeme povedať, že hájska rudonosná štruktúra i na základe obsahov Pb, Zn, Cu, Sb, As v aditívnych aureolách predstavuje rozptýlenú mineralizáciu formou nevýrazných anomálnych zón.

Anomálne zóny AZ-6 až AZ-14

Najmenej perspektívna z hľadiska výsledkov pôdnej geochemickej prospekcie sa javí centrálna časť skúmaného územia. Bola presledovaná profilmi III, R, A, E, D. Ani na jednom z profilov sledované prvky nedosiahli významnejšie obsahy (tab. 3). Vyčlenené anomálne zóny AZ-6 až AZ-14 sú spravidla krátkeho smerného rozsahu. Iba anomálne zóny AZ-11 a AZ-12 vystupujúce na profiloch R, D, A, interpretované ako sv. pokračovanie výskytov č. 9 a 8 predstavujú asi významnejšie smerové štruktúry. Z hľadiska akumulácie sledovaných prvkov je však aj ich význam malý. Prakticky len Zn a v jednom prípade Cu reprezentujú anomálne zóny — aj to ich priemery v aditívnych aureolách poukazujú na slabú primárnu mineralizáciu.

Anomálne zóny AZ-7, AZ-8 a AZ-9 sú charakteristické anomálnymi obsahmi Sb. Hoci nie sú vysoké, avizujú nám pravdepodobne výskyt antimonitovej mineralizácie, ktorá sa doteraz v týchto miestach nepredpokladala. K záveru, že ide o antimonitovú mineralizáciu, sme dospeli hlavne na základe anomálnych obsahov Sn (do 53 ppm) a W (10 ppm), spolu s Sb (do 51 ppm) v AZ-7. Ide o typ podobný typu z oblasti Betliara, kde práve Sn a W sú indikačnými prvkami pre antimonitové zrudnenie (J. VÁCLAV 1980).

Významné sekundárne aureoly tvorí i As, hlavne spolu s Pb—Zn. Nie je to však pravidlom, a teda nemôžeme ani jednoznačne hovoriť o As ako o indikačnom

Tabuľka 3 (AZ 6—14)

Anomálne zóny AZ	Prvky / profily	Pb		Zn		Cu		Sb		As	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
AZ-6	III					52	32 79			91	39 173
AZ-7	A							25	15 51		
AZ-8	E			79	67 110			71	25 112	509	112 798
AZ-9	R			102	52 238	70	36 163	17	14 19		
AZ-10	D			76	71 86	65	38 102				
	R			86	55 175						
	A			130	103 173						
	E	67	27 207	99	50 222					178	38 524
	E	103	54 161	160	133 218					351	132 575
AZ-11	R			92	79 100	78	49 182				
	D					66	52 92				
	A			128	104 165						
AZ-12	R			140	124 177					41	23 70
	D	44?	40 46	89	80 104						
	A	33?	20 65	91	66 116						
AZ-13	D	93	40 127	213	88 551						
	A			99	82 113						
AZ-14	A			110	91 146					39	15 57
	D	45	40 49	117	95 131						

prvku pre spomínané zrudnenie. Je totiž z tejto oblasti známe, že mineralizačný proces (sulfidického zrudnenia) prebiehal v troch mineralizačných periódach. V prvej perióde (menujem len hlavné minerály) sa uplatnili hlavne pyrit, arzenopyrit ± pyrotín, v druhej galenit, sfalerit, chalkopyrit a v tretej antimonit. Tieto mineralizácie sa často prekrývajú, prípadne sa jedna mineralizačná perióda vyvíja na úkor inej, ako to uvádza J. KANTOR (1955) z oblasti dolín Dubiná —Drábska (výskyty č. 3 a 4). Preto sme doteraz plošne nevyhodnocovali sekundárne aureoly As. Budú vyhodnotené až po ukončení druhej etapy.

Tabuľka 4 (AZ 15—22)

Anomálne zóny AZ	Prvky / profily	Pb		Zn		Cu		Sb		As	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
AZ-15	III	80	26 149			89	59 139			147	58 262
AZ-16	III			89	32 91						
	Štítnický potok										
	P	49	43 58			60	52 68			123	53 278
	C	51	16 59	182	18 391	51	7 103				
	R	74	73 94	185	111 263					42	35 51
AZ-17	C	233	176 290							57	35 79
AZ-18	C	48	38 60							287	257 307
AZ-19	V			82	63 106			20	18 21	404	344 491
	C	58	49 60	71	27 106					162	35 263
AZ-20	C	52	50 59							166	43 358
AZ-21	C					80	47 134			49	36 66
	A					2612	741 XXX			220	26 696
	C					233	123 323			56	3 140
AZ-22	C	48	44 54							127	28 261

Prvky Sn, Co a Ni (mimo ložiska Čížko-baňa) nevytvárajú pozoruhodnejšie sekundárne aureoly a nezistili sme zatiaľ ani významnejšie vzťahy k ostatným prvkom. Budú tiež vyhodnotené až v druhej etape (počítačové spracovanie).

Nakoniec chcem zdôrazniť, že nielen prvky As, Co, Ni, Sn budú spracovávané počítačom, ale všetky, teda i Pb, Zn, Sb, Cu a W. Až po tomto spracovaní pristúpime k podrobnejším záverom.

Záver

Pôdna geochemická prospekcia v oblasti styku gemerika a veporika priniesla kladné výsledky a na jej základe bolo vyčlenených niekoľko nových, doteraz neznámych sekundárnych aureol. Podľa významnosti na prvé miesto kladieme sekundárnu aureolu W vyvinutú v priestore kóty Bredáč južne od Rochoviec. Je zatiaľ zistená na ploche asi 1 × 2 km, s maximálnymi obsahmi práve v priestore, kde magnetická anomália dosahuje najvyššie hodnoty. Pôvod magnetickej anomálie sa odvodzuje od silne nemagnetizovaného rochovského granitoidu (M. Filo et al. 1981), ktorý by v uvedenom priestore mal byť najbližšie k povrchu. Táto zhoda—doteraz najvyššie obsahy volfrámu v pôdnom horizonte a maximálne hodnoty magnetickej anomálie—podmieňuje názor, že volfrámové zrudnenie bude viazané na exokontakt vrcholovej časti rochovského granitoidu.

Druhá, menej významná sekundárna aureola, vystupuje sv. od Rochoviec. Ide o Pb—Zn—Cu—Sb-sekundárnu aureolu tvorenú niekoľkými anomálnymi zónami (AZ-1 až AZ-5). Anomálne zóny AZ-1, AZ-2, AZ-3 a AZ-4 na profiloch I až V sú pokračovaním známych Pb—Zn, Sb, As-výskytov (výskyt č. 3, 4, 6, 7 a 18). Južným smerom (od potoka Štítnik) sekundárna aureola stráca na význame. Severné pokračovanie však nepoznáme. V prípade väčšieho smerného rozsahu by mohla nadobudnúť väčší význam. Ide totiž o to, že zrudnenia v rámci sekundárnej aureoly nemajú rýdzo žilný charakter, ale ako vyplýva z archívnych správ, majú ráz žilníkovo-impregnačný. Navrhujeme preto sledovať uvedenú sekundárnu aureolu smerom na sever — i keď toto územie momentálne spadá mimo rámec skúmanej oblasti.

Najmenej významná je Pb-Zn (Cu) — sekundárna aureola v oblasti k. Háj južne od Čiernej Lehoty.

Sekundárna aureola Sb sa sčasti prekrýva v Pb—Zn v oblasti sv. od Rochoviec a sčasti vystupuje samostatne jz. od Rochoviec (AZ-7 a AZ-8). Najväčšie obsahy Sb sme zaznamenali na profiloch IV a V, teda v najsevernejšej časti rochovskej rudonosnej štruktúry. Jej význam budeme môcť posúdiť až po vyhodnotení profilov druhej etapy výskumu.

Samostatne stojí Ni-sekundárna aureola nad pyritovým ložiskom Čížko-baňa, ktorej význam taktiež budeme môcť posúdiť až po vyhodnotení ďalších profilov.

Pri celkovom pohľade na rozmiestnenie sekundárnych aureol, a tým i mineralizácie vidíme, že sa nám tu črtá určitý náznak zonálnosti Pb, Zn, Cu, Sb a W. V priestore vrcholovej časti (?) rochovského granitu vystupuje sekundárna

aureola volfrámu. Smerom k periférii sa najprv viac uplatňuje na profiloch Cu a Zn a potom Pb—Zn. O Sb, teda o antimonitovej mineralizácii, predpokladáme, že stojí mimo rámec tejto zonálnosti, i keď sčasti vystupujú spolu. Keď si prepojíme totiž výskyty Sb-mineralizácie severne od Chyžného (JZ skúmaného územia) s anomálnymi zónami AZ-7, AZ-8 a AZ-9, výskytom č. 6 (sv. od Rochoviec) a anomálnymi zónami Sb na profiloch III—IV, ale hlavne V (spolu s anomálnymi obsahmi W), dostaneme zónu smeru SV-JZ, prebiehajúcu nezávisle od zonálnosti Pb—Zn—Cu a W. Podrobnejšie sa touto zonálnosťou budeme zaoberať až po zhodnotení celej skúmanej oblasti.

Záverom chceme zdôrazniť, že práce nie sú ukončené. Celkový záver a praktická aplikácia budú urobené po ukončení druhej etapy výskumu.

Literatúra

FILO, M. et al. 1981: Rochovce—Chyžné. Prehodnotenie výsledkov geofyzikálneho výskumu. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ILAVSKÝ, J.—BEŇO, J. 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov oloveno-zinkových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ILAVSKÝ, J. a kol. 1976: Metalogenéza Západných Karpát (Vysvetlivky ku metalogenetickej mape Západných Karpát 1 : 500 000). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M. 1981: Niklovo-kobaltové zrudnenie likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika. Mineralia slovaca 13,3, Bratislava.

KANTOR, J. 1955: Metalogenéza južnej časti kohútskeho masívu (severne od Jelšavy). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KANTOR, J. 1965: Tungsten in the West Carpathians metallogenetic Province. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MRÁZ, A.—LEHOTSKÝ, J. 1939: Správa o služobnej ceste vykonanej na základe nariadenia Riad. št. bansk. a hut záv. v Bratislave po Gemeri, najmä v okolí Ratkovej, Rákoša a Nadráša v údolí Slavošovských Revúc. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŠEVČÍK, R. 1956: Výročná správa o prospekcii závodu Jelšava za rok 1956. VSRP. Spišská Nová Ves, Geofond, Bratislava.

VÁCLAV, J. 1962: Správa k listu Dobšiná (1 : 50 000) z oblasti Roštár—Čierna Lehota. Archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VÁCLAV, J.—SNOPKO, P. et al. 1983: Metalogenéza širšej oblasti Rochovce—Revúca (severná časť). I. etapa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VÁCLAV, J. 1981: Archívne štúdia ložísk a výskytov oblasti Rochovce—Slavošovce—Chyžné. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jozef Václav

Preliminary Results of Soil Geochemical Prospection in the Region of Rochovce

Summary

Within metallometric investigation of the Gemericum and Veporicum contact zone (Slovenské rudohorie Mts.) in the region of Rochovce and Slavošovce we perform soil geochemical prospection. Samples are taken by means of probe rods from the depth of 40 to 80 cm and sample fraction below 0.1 mm is quantitatively analysed. The prospection is aimed to find the distribution character of the following elements: Cu, Pb Zn, Ni, Co, As, Sn, W and Sb in soil B-horizon that means their importance in secondary aureoles.

Secondary W aureole in the area of Bredáč elevation point, south of Rochovce, is of prime importance. Till now it was found on the area of 1 by 2 km with maximum contents in the site of the highest magnetic anomaly. The origin of the magnetic anomaly is derived from the strongly magnetized Rochovce granitoid (M. Fiľo et. al. 1981), that in the given area should be near the surface. This coincidence — so far highest W contents in soil horizon and maximum values of magnetic anomaly — makes us think that the wolframite mineralization is associated with the exocontact in the upper part of the Rochovce granitoid. Other, less important secondary aureole, lies NE of Rochovce. It is a Pb—Zn—Cu—Sb secondary aureole represented by several anomalous zones. (AZ-1 to AZ-5). Anomalous zones AZ-1, AZ-2, AZ-3 and AZ-4 on the profiles I to V represent continuation of known Pb—Zn, Sb, As occurrences (occurrences 3, 4, 6, 7 and 18). Towards the south (south of the Štítnik brook) this secondary aureole loses its importance. Its northern continuation is unknown, yet.

A Pb—Zn(—Cu) secondary aureole in the area of Háj elevation point, south of Čierna Lehota, is of least importance.

The Sb aureole overlaps partly with that of Pb—Zn in the area north-east of Rochovce and partly occurs separately south-west of Rochovce (AZ-7 and AZ-8). The highest Sb contents were observed on the profiles IV and V, so far in the northernmost part of the Rochovce ore-bearing structure.

Secondary Ni anomaly, over the pyrite Čižko-baňa deposit, lies separately. Its importance will be evaluated only after other profiles are judged.

The overall look at the distribution of secondary aureoles and mineralization indicates there exist signs of a Pb, Zn, Cu, Sb and W zonality. In the area of the Rochovce granite top (?) part there lies a secondary W aureole. Towards the periphery Cu, Zn and then Pb, Zn zones lie. Sb mineralization is not expected to belong to this zonality, though it partly coincides with anomalies of other metals. When occurrences of Sb mineralization north of Chyžné (SW part of the studied area) are associated with anomalous zones AZ-7, AZ-8 and AZ-9, occurrence No.6 (NE of Rochovce) and with Sb anomalous zones on the profiles III and IV, but mainly V (together with anomalous W contents) a NE-SW trending zone is obtained. Its course is independent of the Pb—Zn—Cu and W zonality when the whole studied area is evaluated.

Explanations of schematic map of soil geochemical prospection

Gemericum:
1 — Dobšiná group formation, Veporicum: 2 — 3 Revúca group; 2 — Rimava formation (Permian), 3 — Slatvina formation (Upper Carboniferous), Upper Paleozoic of the Veporicum: 4 — Kráľova hoľa complex, 5 — 14 types of deposits and occurrences according to predominant presence of ore minerals (numbers of occurrences are in frames), 5 — pyrite (occurrence), 6 — pyrite-pyrrhotite (occurrences 1,8), 7 — pyrite-scheelite (occurrence 30), 8 — pyrite-ferberite (occurrence 34), 9 — pyrite-pyrrhotite with galena and sphalerite (occurrence 9), 10 — arsenopyrite (occurrence 7),

11 — arsenopyrite-galena-sphalerite (occurrences 3, 4, 18), 12 — antimonite, 13 — quartz ± pyrite, possibly gold (occurrence 28), 14 — Ni (—Co) mineralization in the KV-3 drillhole, 15—Rochovce ore-bearing structure, 16 — Háj ore-bearing structure, 17 — delimitation of ore-bearing structures, 18 — anomalous zones and their numbers, 19 — secondary aureole of sulphidic mineralization, 20 — secondary W aureole (ferberite), 21 — secondary W + Ni aureole (scheelite, pyrite), 22 — quantitative expression of W contents in ppm on profiles, 23 — quantitative expression of Ni contents in ppm on profiles (in the area of the Čížko-baňa deposit), 24 — geochemical profiles and their designation, 25 — contact of Gemericum and Veporicum (Lubeník—Margecany line).

Geologické práce, Správy 86, s. 133—142, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Milan Polák — Eva Planderová

Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska

4 obr., 2 fotogr. tabuľky (XVII—XVIII), anglické resumé

Abstract. In the northern part of the Branisko Mts. near Vyšný Slavkov the beds of the dark-grey, black, regularly beddet limestones with thin intercalations of the dark-grey shales had been described and were established as new litostratigraphical unit—Vyšný Slavkov beds. Stratigraphical extension of these beds is Lower Carnian. The overlying Lunz member is of Upper Julian age.

Úvod

V súvislosti s geologickým mapovaním Braniska sa podrodnejšie venujeme skúmaniu litologickej náplne a stratigrafickému zaradeniu jednotlivých sedimentárnych sekvencií. Pôvodné informácie F. RÖSINGA (1947) sú veľmi kusé a majú povahu vysvetľujúceho textu. V poslednom období sme sa podrobnejšie zaoberali triasovými súvrstviami, ktoré doposiaľ z tejto oblasti neboli známe, resp. ich stratigrafické postavenie nebolo dostatočne preukázané.

Litológia a stratigrafia

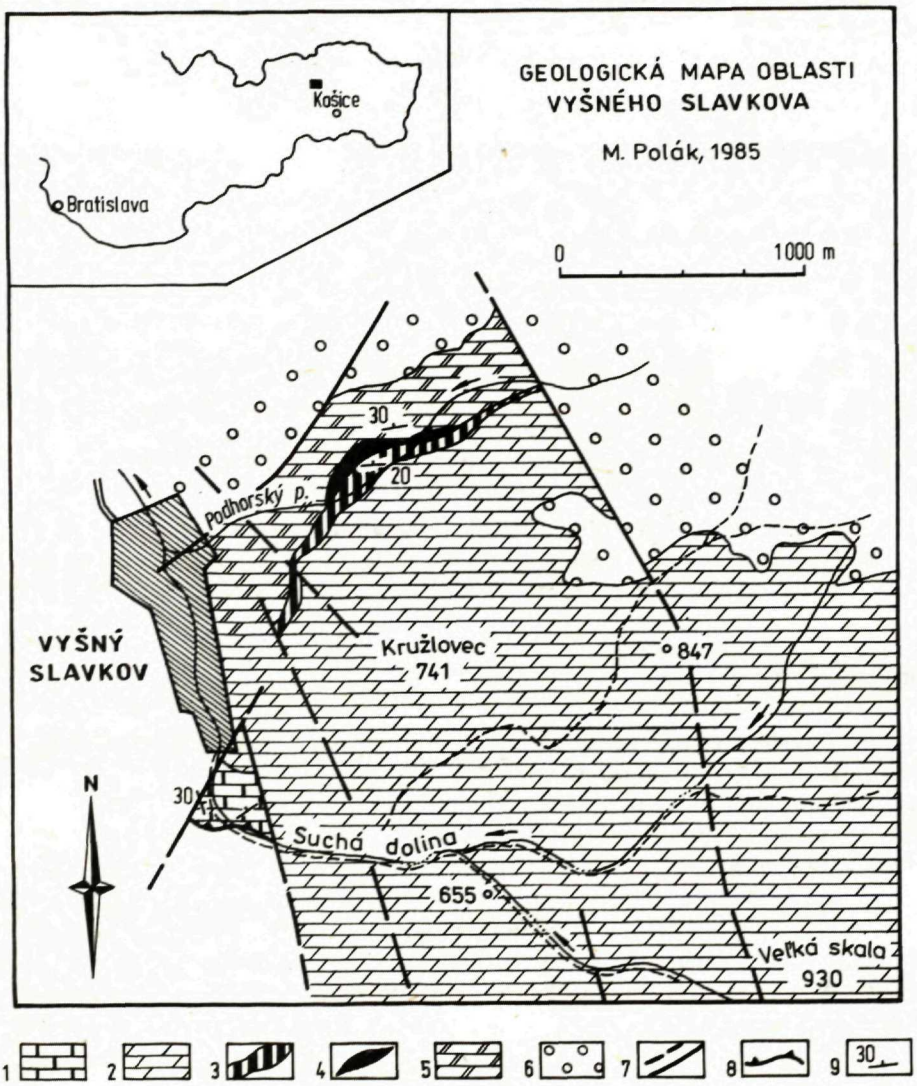
Pri severovýchodnom ukončení Vyšného Slavkova v opustenom kameňolome na pravej strane Podhorského potoka, ako aj v záreze poľnej cesty vedúcej do Lačnova (obr. 1) v nadloží ramsauských dolomitov vystupuje súvrstvie tmavosivých až čiernych, slienitých, bituminóznych vápencov, vo vrchnej časti s vložkami čiernych ílovcov. Toto súvrstvie nebolo doposiaľ z pohoria Braniska známe.

Súvrstvie dosahuje hrúbku 12—18 metrov a je odkryté v celom svojom rozsahu. Tvoria ho čierne, menej tmavosivé, výrazne lavicovité (tab. XVIII, obr. 2) 10—25 cm hrubé, v spodnej časti hrubšie lavicovité vápence s hladkým lomom. Vápence sú výrazne bituminózne, v strednej časti slabo dolomitické. Analýza zo vzorky Br 203 c/83 vykazuje nasledovné hodnoty:

CaO	47,12 %	Al_2O_3	0,76 %
MgO	4,82 %	Fe_2O_3	0,35 %
SiO_2	3,66 %	Nerozp. zvyš.	4,28 %

RNDr. M. Polák, CSc., RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

Vo vrchnej časti súvrstvie obsahuje vložky tmavosivých, čiernych, výrazne bituminóznych ílovcov, 2—5 cm hrubých. Zo vzoriek Br 203 X/83 a Br 203 Y/83 pochádza pomerne bohaté spoločenstvo sporomorf.



Obr. 1 Geologická mapa oblasti Vyšného Slavkova (M. POLÁK 1985)

1 — gutensteinské vápence — anis, 2 — ramsauské dolomity — ladin, 3 — tmavosivé, čierne lavicovité vápence — vyšnoslavkovské vrstvy — spodný karn, 4 — lunzské vrstvy — spodný karn (vrchný jul), 5 — hlavný dolomit — vrchný karn — norik, 6 — centrálnokarpatský paleogén, 7 — zlomy zistené a predpokladané, 8 — presunové línie, 9 — smery a sklony vrstiev.

Z mikroštrukturálneho hľadiska ide predovšetkým o biosparity, mikrosparity, resp. mikrity.

Frekvencia alochémov je nasledovná:

foraminifery	35,3 %
ostrakódy	29,4 %
detrit bivalvií	11,7 %
filamenty	5,9 %
kalcisféry	17,6 %
pelety	35,2 %
úlomky kremeňa	41,2 %
úlomky hornín	11,7 %
pyrit	5,9 %

ortochemická zložka:

mikrit	5,9 %
mikrosparit	41,2 %
sparit	52,9 %

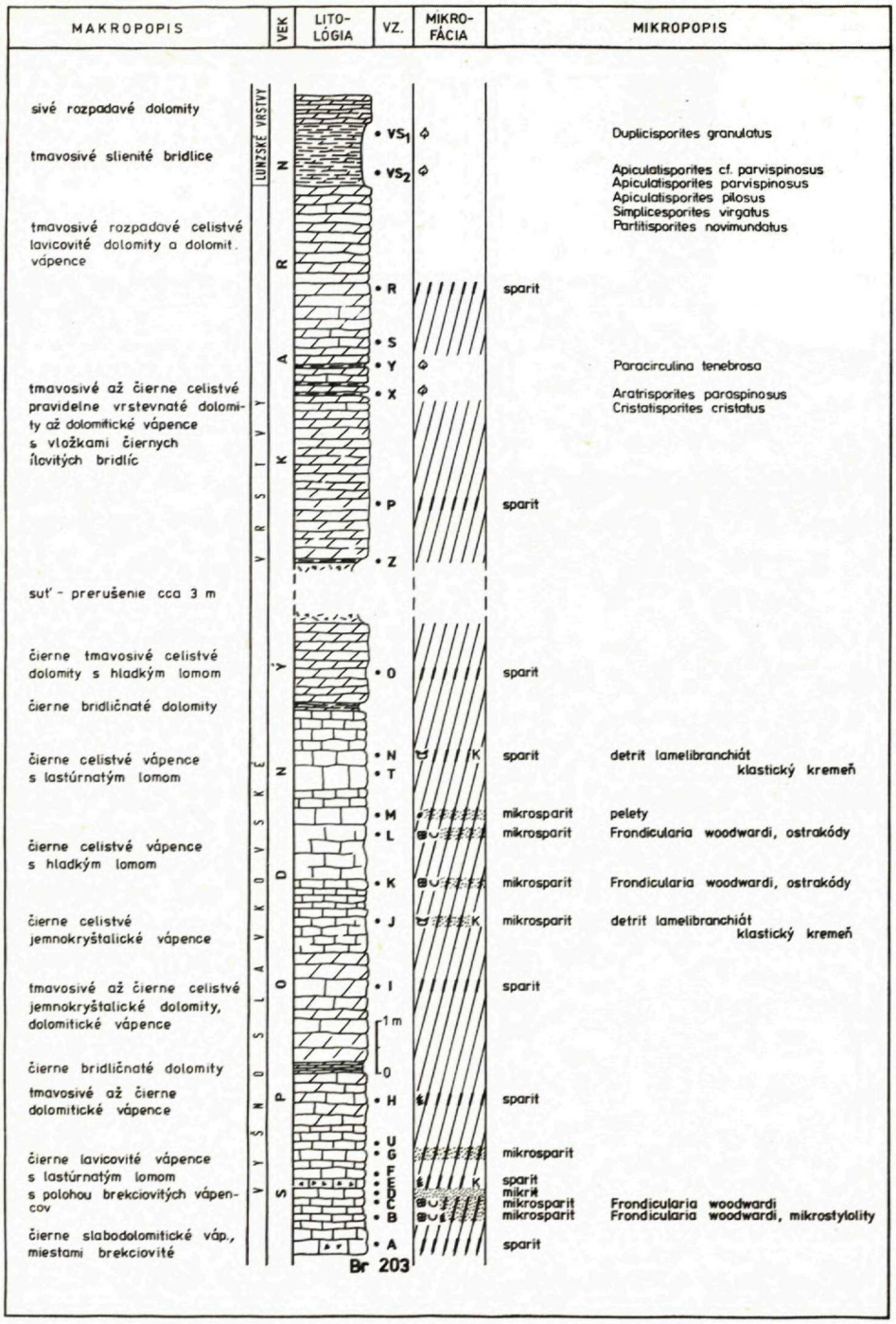
Ako vidno, zastúpenie organických alochémov je pomerne chudobné a monotónne. Foraminifery sú zastúpené monospoločenstvom *Frondicularia woodwardi* (HOWCHIN).
Všetky organické zložky sú výrazne kalcifikované. Časté sú mikrostylolity, vyplnené koloidným FeO.

Lunzské vrstvy

V priamom nadloží tohto vápencového komplexu vystupuje súvrstvie tmavosivých, sivých, hnedosivých ílovitých bridlíc. Obsahuje vložky, lavičky tmavých slabopiesčitých dolomitov, dolomitových pieskovcov. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 8 metrov. Vystupovanie súvrstvia je veľmi obmedzené, je odkryté v dvoch tenkých šošovkách (obr. 1).

F. RÖSING (1947) koreloval tieto bridlice s partnašskými vrstvami Álp. Avšak ich charakter a náplň, definované z typového profilu pri Partnach—Klamme v Bavorsku (C. V. GÜMBERL 1859), ani ich ďalšie definície (A. TOLLMANN 1966, M.P. GWINER 1971), nezodpovedajú predmetnému súvrstviu. J. BYSTRICKÝ (1977 str. 208) po dôkladnej analýze litostratigrafických jednotiek triasu Západných Karpát napísal: „Nateraz niet v Západných Karpatoch žiadneho bridličnatého súvrstvia, ktoré by svojím vývinom a vzťahom k wettersteinským vápencom bolo možné korelovať s partnašskými vrstvami Álp a v zmysle ich definície použiť tento názov".

Vzhľadom na uvedené skutočnosti a vychádzajúc z postavenia tohto bridličnatého súvrstvia vo vrstevnom slede a z výsledkov analýzy sporomorfového materiálu, považujeme toto súvrstvie za lunzské vrstvy, resp. reingrabenské bridlice.


MAKROPOPIS
VEK
LITO-LÓGIA
VZ.
MIKRO-FÁCIA
MIKROPOPIS
LUNZSKÉ VRSTVY
VYŠNOSLAVKOVSKÉ VRSTVY
SPODNÝ KARN
sivé rozpadavé dolomity
tmavosivé slienité bridlice
tmavosivé rozpadavé celistvé lavicovité dolomity a dolomit. vápence
tmavosivé až čierne celistvé pravidelne vrstevnaté dolomity až dolomitické vápence s vložkami čiernych ílovitých bridlíc
suť - prerušenie cca 3 m
čierne tmavosivé celistvé dolomity s hladkým lomom
čierne bridličnaté dolomity
čierne celistvé vápence s lastúrnatým lomom
čierne celistvé vápence s hladkým lomom
čierne celistvé jemnokryštalické vápence
tmavosivé až čierne celistvé jemnokryštalické dolomity, dolomitické vápence
čierne bridličnaté dolomity
tmavosivé až čierne dolomitické vápence
čierne lavicovité vápence s lastúrnatým lomom
s polohou brekciovitých vápencov
čierne slabodolomitické váp., miestami brekciovité
VS1
VS2
R
S
Y
X
P
Z
O
N
T
M
L
K
J
I
1 m
0
H
U
G
F
E
D
C
B
A
K
sparit
Duplicisporites granulatus
Apiculatisporites cf. parvispinosus
Apiculatisporites parvispinosus
Apiculatisporites pilosus
Simplicesporites virgatus
Partitisporites novimundatus
Paracirculina tenebrosa
Aratrisporites paraspinosus
Cristatisporites cristatus
detrit lamelibranchiát
klastický kremeň
mikrosparit
pelety
Frondicularia woodwardi, ostrakódy
Frondicularia woodwardi, ostrakódy
detrit lamelibranchiát
klastický kremeň
Frondicularia woodwardi
Frondicularia woodwardi, mikrostylolity
Br 203

Biostratigrafická analýza

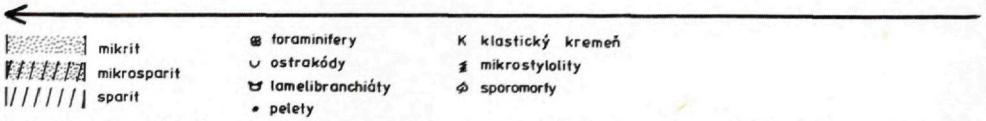
Ako sme zdôraznili, predmetné súvrstvia poskytli pomerne bohaté spoločenstvo pre skúmanie sporopeľového materiálu. Pozitívne boli vzorky z profilu Br 203 X, Y, VS—1, VS—2 (obr. 2).

Vzorka Br 203, bod X: Tmavé, čierne, bituminózne ílovce, vložky v tmavých dolomitových vápencoch. Spoločenstvá sporomorf sú nasledovné: *Densosporites* sp. ANTONESCU, *Triletes* cf. *verrucatus* COUPER, *Punctatisporites* sp. BALME, *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS, *Thomsonisporites punctus* LESCHIK (obr. 3). Toto spoločenstvo sporomorf uvádza najmä K. KRÄUSEL — G. LESCHIK (1956) z keuperu z Neufuldu pri Baseli, ako aj zo spodnej časti gipskeuperu. Časť spoločenstva uvádza aj W. KLAUS (1960) z lunzských vrstiev alpského vývinu karnu. Tieto druhy sú typické pre julský stupeň karnu.

Vzorka Br 203 bod Y: Tmavé, čierne bridlice, vložky, medzivrstvičky v dolomitických vápencoch. Zloženie sporomorfového spoločenstva: *Conbaculatisporites* sp., *Apiculatisporites parvispinosus* LESCHIK, *Accinctisporites radiatus* (LESCHIK) SCHULZ, *Paracirculina tenebrosa* SCHEURING, *Thomsonisporites* sp., *Camerosporites* cf. *mancus* KRAUSEL—LESCHIK, *Thomsonisporites punctus* LESCHIK. Spoločenstvo sporomorf je pomerne chudobné. Druhy zistené v tejto vzorke sú rozšírené hlavne v spodnej a strednej časti keuperu a v karne lunzských vrstiev (podľa W. KLAUSA 1960), okrem druhov *Thomsonisporites*, ktoré sú uvedené len zo spodného gipsového keuperu (koniec julského stupňa).

Vzorka Br 203 bod VS-1: Tmavé slienité bridlice. Zloženie sporomorf: *Taeniaesporites keuseli* LESCHIK, *Zonalasporites explanatus* KREUSEL, LESCHIK, *Partitisporites* sp., *Conbaculatisporites longdonensis* CLARKE, *Polycingulatisporites americanus* DUNG—FISCHER, *Duplicisporites granulatus* LESCHIK. Časť spoločenstva je korelovateľná vekove so spodným gipskeuperom, časť sa vyskytla v lunzských vrstvách v Liptovskom Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972), uvádza ich aj W. KLAUS (1960) z karnu lunzských vrstiev v Alpách. Sú to hlavne *Conbaculatisporites longdonensis, Duplicisporites granulatus, Partitisporites* sp.

Vzorka Br 203 VS-2: Tmavé, čierne slienité bridlice. Spoločenstvo sporomorf: *Accinctisporites radiatus* (LESCHIK) SCHULZ, *Osmundacides* sp., *Sporites microsaetus* LOOSE, *Apiculatisporites* cf. *parvispinosus* LESCHIK, *Thomsonisporites undulatus* LESCHIK, *Monocolpopollenites zievalensis Pflug, Apiculatisporites pilosus* LESCHIK, *Partitisporites parvispinosus* LESCHIK. Druhy identifikované v tejto vzorke sa vyskytli v strednom keuperi v Nemecku, v spodnom gipskeuperi vo Švajčiarsku a časť v lunzských vrstvách alpského vývinu triasu (W. KLAUS 1960). Druhy *Apiculatisporites parvispinosus, Apiculatisporites pilosus, Partitisporites parvispinosus* sa priebežne vyskytovali v triasových sekvenciách z vrtov

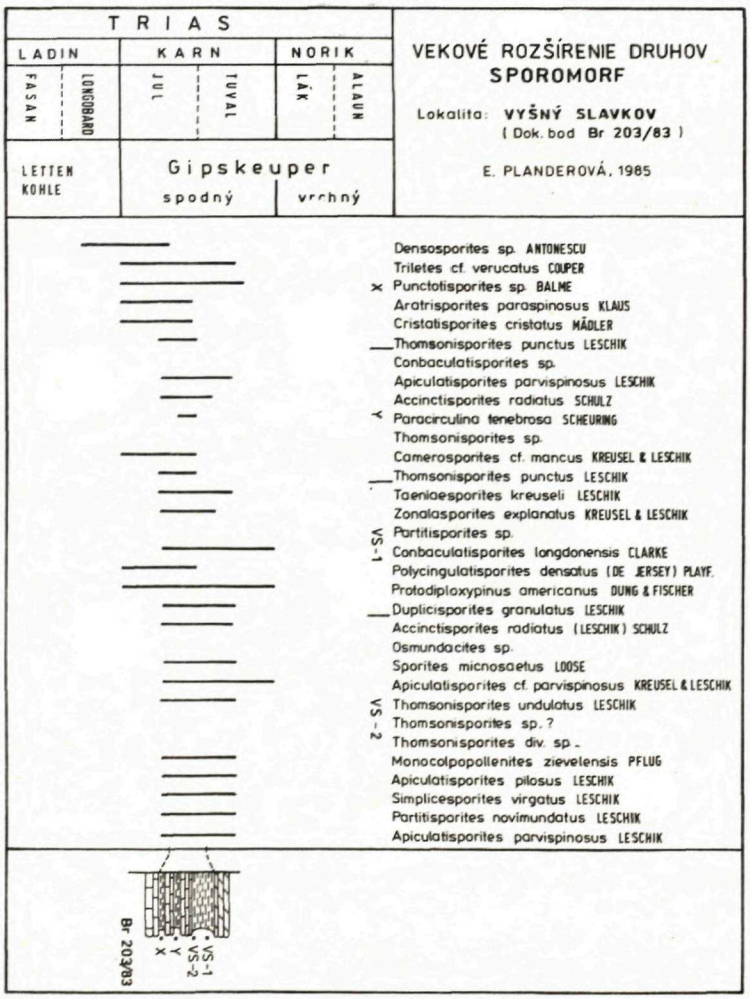


Obr. 2 Litologicko-petrografický profil Vyšný Slavkov — 500 m sv. od obce (kameňolom pri Podhorskom potoku), M. POLÁK 1985

v podloží viedenskej panvy a v lunzských vrstvách v Liptovskom Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972).

Niektoré sporomorfy boli doposiaľ známe len z germánskeho keupru, ako druhy rodu *Thomsonisporites*, niektoré sú známe aj z germánskeho vývinu keupru, z lunzských vrstiev Álp (W. KLAUS 1960), aj z lunzských vrstiev z Liptovského Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972) — *Paracirculina tenebrosa* SCHEURING, *Duplicitisporites granulatus* LESCHIK, *Apiculatisporites parvispinosus* LESCHIK, *Partitisporites novimundatus* LESCHIK, *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS.

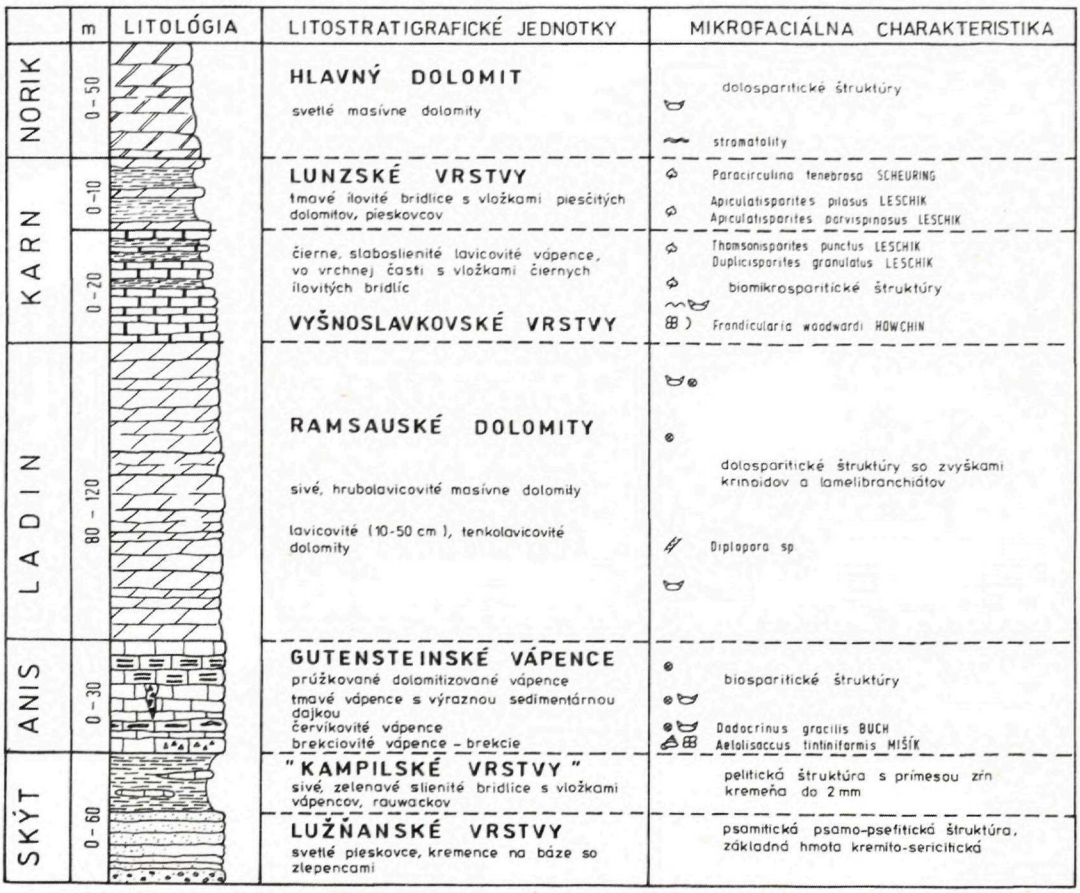
Druhy rodu *Thomsonisporites* sa našli aj v karne meliatskej skupiny (E. PLANDEROVÁ in J. MELLO et al. 1983).



Obr. 3

Diskusia

Súvrstvie čiernych lavicovitých vápencov nebolo doposiaľ z pohoria Braniska opísané. Pri makrofaciálnej korelácii sú tieto vápence podobné aónovým vrstvám, resp. trachycerasovým vrstvám. Podrobná litofaciálna analýza, korelácia s faunistickou a mikrofaunistickou náplňou ukázali, že toto súvrstvie nemôžeme priamo korelovať s trachycerasovými vrstvami (J. BYSTRICKÝ 1982), korytnickými vápencami (A. BUJNOVSKÝ—M. KOCHANOVÁ—J. PEVNÝ 1975), aónovými vrstvami, ani trachycerasovými vrstvami (A. TOLLMANN 1976).



Obr. 4 Litostratigrafická tabuľka triasu štureckého príkrovu Braniska, M. POLÁK 1985

Predmetné súvrstvie z Vyšného Slavkova má podľa biostratigrafickej analýzy a postavenia vo vrstevnom slede stratigrafické rozpätie spodný karn. Na základe uvedených skutočností môžeme toto súvrstvie označiť ako *vyšnoslavkovské* vrstvy.

Nadložné bridličnaté súvrstvie má podľa uvedeného sporomorfového spoločenstva stratigrafické rozpätie spodný karn (vrchný jul), a je teda korelovateľné s lunzskými vrstvami, resp. s reingrabenskými bridlicami v zmysle D. ANDRUSOVA—J. BYSTRICKÉHO—O. FUSÁNA (1973).

Záver

Záverom možno konštatovať, že v pohorí Braniska sa po prvýkrát podarilo stratifikovať komplex vrchnotriasových — spodnokarnských hornín, vyčleniť formálnu litostratigrafickú jednotku vyšnoslavkovských vrstiev a lunzských vrstiev, čo nám v konečnom dôsledku umožnilo litostratigraficky rozčleniť komplex triasových sedimentov (obr. 4) v severnej časti pohoria lačnovskej synklinály.

Na základe výsledkov komplexného geologického výskumu v pohorí Braniska sú uvedené súvrstvia súčasťou kompletného vývoja triasu, tektonickej jednotky hronika, najpravdepodobnejšie štureckého príkrovu.

Literatúra

ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. Congres od Carpathian-Balkan geol. Assoc., Bratislava, 1—44.

BUJNOVSKÝ, A.—KOCHANOVÁ, M.—PEVNÝ, J. 1975: Korytnica limestones a new litho-stratigraphical Unit and its fauna. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—53.

BYSTRICKÝ, J. 1977: Litostratigrafické jednotky triasu Západných Karpát. Manuskript, Archív GÚ-SAV, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe (the West Carpathians Mts., Slovakia). Geol. carpatica 33/4, Bratislava, 437—462.

BYSTRICKÝ, J. 1983: In Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A/K), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, str. 105, 339—340.

FUSÁN, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej Hory. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—37.

FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry, Bratislava, 79—100.

GÜMBEL, C. V. 1859: Die Aequivalente der St. Cassianer Schichten in Keuper Frankens. Geol. Reichsanst., 10, Wien, 22—25.

GWINNER, M. P. 1971: Geologie der Alpen, Schweizerb. Verl. Stuttgart, 1—477.

KLAUS, W. 1960: Sporen der Karnischen Stufe der ostalpinen Trias. Geol. Jb. BA, 5, Wien, 107—184.

KRÄUSEL, R.—LESCHIK, G. 1956: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel, Z. G. Leschik, Die Iso-und Mikroskopen Schweizerische Paleontologische Abhandlungen, Mém. Suisses de Paleont. 5. 72, Basel, 1—70.

KOLLÁROVÁ—ANDRUSOVÁ, V. in BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the Carpathians Mts. Guide to excursion D.X. Congr. Carpath.—Balk. geol. Ass. Bratislava, 1—93.
MELLO, J.—MOCK, R.—PLANDEROVÁ, E.—GAÁL, Ľ. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—82.
MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M. 1976: To the stratigraphic and paleologic position of the Tomanová—Formation in the uppermost Triassic of the West Carpathians. Geologica carpath. 27, 2, Bratislava, 299—318.
PLANDEROVÁ, E. 1972: A Contribution to palynological research of Lunz beds in West Carpathian region. Geologické Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—77.
PLANDEROVÁ, E. 1984: Palynologická charakteristika lunzských vrstiev z podložia viedenskej panvy.
RÖSING, F. 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko—Gebirges und der Čierna Hora (Karpaten). 2. Dtsch. geol. Gesell. 99, Berlin, 8—39.
TOLLMANN, A. 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Otscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. Mitt. Geol. Gesel., Wien, 58, 103—207.
TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpine Mesosoikums. F. Deuticke, Wien.

M. Polák — E. Planderová

Contribution to Upper Triassic lithostratigraphy of the Branisko Mts.

Summary

In the northern part of the Branisko Mts. near Vyšný Slavkov a new formal lithostratigraphic unit was described and distinguished-the Vyšný Slavkov beds. It consists of black, dark-grey, distinctly banked limestones, bituminous, with intercalations of dark claystones. From the material of sporomorphs were determined the species *Paracirculina tenebrosa* SCHEURING, *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS, *Thomsonisporites punctus* LESCHIK, *Cristatisporites cristatus*. The stratigraphic range of this sequence is Lower Carnian. From paleogeographical viewpoint there is sedimentation in shallow-marine to lagoonar, poorly aerated environment.

In the direct overlier is a sequence of dark, brownish claystones, shales, with intercalations of sandy dolomites and dolomitic sandstones. They are the Lunz beds or Reingraben shales. The assemblage of sporomorphs: *Duplicites granulatus, Apiculatisporites parvispinosus, A. pilosus, Partitisporites novimundatus, Simplicisporitus virgatus* as well as the position in the bed sequence indicate the range of the upper part of the Lower Carnian.

The sequences under study are part of the Triassic of the Hronicum tectonic unit-Šturec nappe.

Translated by J. Pevný.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVII—XVIII

Tabuľka XVII

Obr. 1 *Apiculatisporites pilosus* LESCHIK (VS-1)
Obr. 2 *Partitisporites novimundatus* LESCHIK Br-203 VS-1
Obr. 3 *Polycingulatisporites densatus* (de JERSEY) PLAYF. Br-203 VS-2
Obr. 4 *Punctatisporites* sp. BALME, Br-203 Y
Obr. 5 *Triletes* cf. *verrucatus* COUPER Br-203 X
Obr. 6 *Thomsonisporites punctatus* LESCHIK Br-203 Y
Obr. 7 *Conbaculatisporites longdonensis* CLARKE Br-203 VS-2

Obr. 8 *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS Br-203 X
Obr. 9 *Paracirculina tenebrosa* SCHEURING Br-203 Y
Obr. 10 *Protodiploxypinus americanus* DUNG—FISCHER Br-203 VS-2
Obr. 11 *Monocolpopollenites zievelensis* PFLUG Br-203 VS-1
Obr. 12 *Apiculatisporites parvispinosus* LESCHIK Br-203 VS-1
Obr. 13 *Camerosporites* cf. *mancus* LESCHIK Br-203 Y

Zväčšenie 1000 ×,
foto E. Planderová

Tabuľka XVIII

Obr. 1 Odkryv v súvrství lunzských vrstiev; lokalita sv. od Vyšného Slavkova
Obr. 2 Odkryv v súvrství čiernych lavicovitých vápencov; lokalita detto.

Foto M. Polák

Geologické práce, Správy 86, s. 143—156, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Ľudovít Gaál

Súčasné otázky stratigrafie meliatskej skupiny

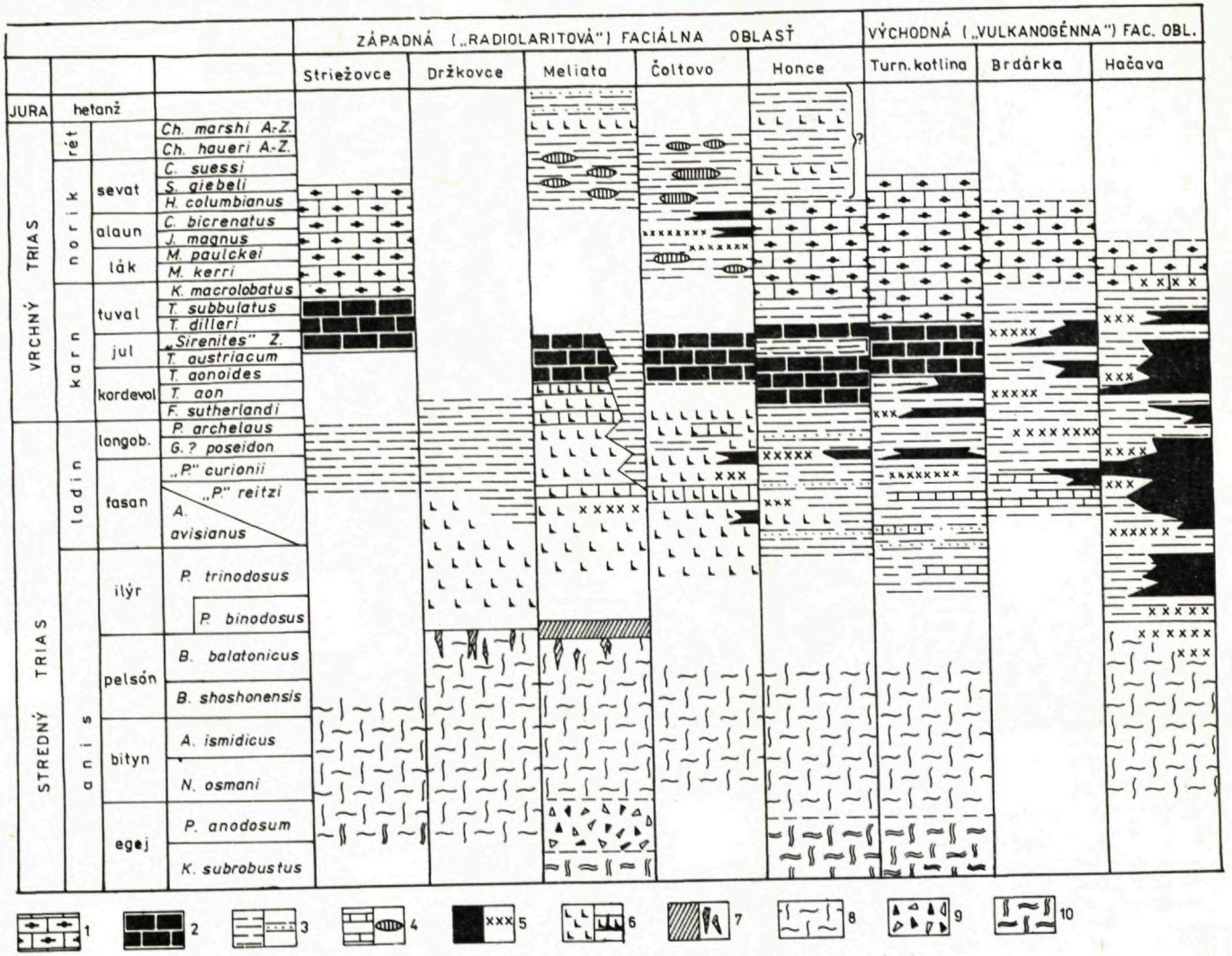
2 obr., anglické resumé

Abstract. In this paper the author deals with lithostratigraphic classification of the Meliata group (Triassic-Lower Liassic?). He defined four successive formations within the group: 1 — Honce formation, 2 — Držkovce formation, 3 — Strieżovce formation and 4 — Čoltovo formation

V poslednom desaťročí, vďaka nepretržitému mikropaleontologickému výskumu pomocou konodontov, palinomorf a ojedinele aj rádiolárií, sa dosiahlo, že aspoň časť litostratigrafických jednotiek takmer z každého známeho výstupu meliatskej skupiny sa stratigraficky začlenila na úrovni stupňov alebo podstupňov. Získali sme obraz o superpozičných vzťahoch litostratigrafických súborov a môžeme sa pokúsiť o ich vzájomnú koreláciu. Táto korelácia ale naráža na ťažkosti pre značnú faciálnu pestrosť, tektonickú komplikovanosť a pre metamorfózu sekvencií. Prejavuje sa aj všeobecný nedostatok skamenelín v porovnaní napr. s horninami silického príkrovu. Často len obťažne získané mikrofosílie sú spravidla poškodené, rozlámané a iba zriedkavo využiteľné pre stratigrafické hodnotenie. Pri posudzovaní úrovne biostratigrafickej preskúmanosti meliatskej skupiny treba mať preto na zreteli aj túto skutočnosť. Navyše cítime aj nedostatok dôkladných korelačných analýz jednotlivých odkryvov z hľadiska drobnej tektoniky, metamorfizmu a vulkanizmu.

Napriek týmto ťažkostiam sa na základe súčasných biostratigrafických poznatkov meliatskej skupiny rysujú reálne predpoklady urobiť prvé kroky k jej litostratigrafickej klasifikácii, ktorá by zodpovedala zásadám modernej stratigrafie v súlade so smernicami Medzinárodnej subkomisie pre stratigrafickú klasifikáciu (ISSC) a so Zásadami Čsl. stratigrafickej komisie. Litostratigrafické rozčlenenie meliatskej skupiny sa v súčasnosti stáva stále naliehavejším problémom. Často používame nesprávne litologické opisné názvy litostratigrafických jednotiek, ani „meliatska skupina " nebola definovaná ako formálna litostratigrafická jednotka v zmysle vyššie uvedených smerníc. Názov meliatska „séria" je tiež nesprávny, pretože termín „séria" sa používa na označenie jednotky chronostratigrafickej škály.

RNDr. Ľ. Gaál, KÚ štátnej pamiatkovej starostlivosti a ochrany prírody, stredisko, 984 01 Lučenec


ZÁPADNÁ („RADIOLARITOVÁ") FACIÁLNA OBLASŤ
VÝCHODNÁ („VULKANOGÉNNA") FAC. OBL.
Strieżovce
Držkovce
Meliata
Čoltovo
Honce
Turn. kotlina
Brdárka
Hačava
JURA
hetanž
VRCHNÝ TRIAS
STREDNÝ TRIAS
rét
norik
karn
ladin
anis
sevat
alaun
lák
tuval
jul
kordevol
longob.
fasan
ilýr
pelsón
bityn
egej
Ch. marshi A.-Z.
Ch. haueri A.-Z.
C. suessi
S. giebeli
H. columbianus
C. bicrenatus
J. magnus
M. paulckei
M. kerri
K. macrolobatus
T. subbulatus
T. dilleri
„Sirenites" Z.
T. austriacum
T. aonoides
T. aon
F. sutherlandi
P. archelaus
G.? poseidon
„P." curionii
„P." reitzi
A. avisianus
P. trinodosus
P. binodosus
B. balatonicus
B. shoshonensis
A. ismidicus
N. osmani
P. anodosum
K. subrobustus
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Litostratigrafická klasifikácia meliatskej skupiny, ako formálnej litostratigrafickej jednotky, si vyžaduje okrem potrebných údajov (názov, litologická charakterizácia, geografické rozšírenie, história výskumov, podrobný opis stratotypu, veľkostné, vekové a korelačné údaje, rozlišovacie črty a pod.) vyriešiť nasledovné zásadné otázky:

1. vertikálny stratigrafický rozsah (horné a dolné ohraničenie) meliatskej skupiny,
2. vyčlenenie základných litostratigrafických jednotiek.

Na riešenie týchto otázok sme sa hlavne zamerali aj v predmetnom diskusnom príspevku.

Otázka stratigrafického rozsahu meliatskej skupiny

Najvyššiu známu časť meliatskej skupiny tvorí podľa doterajších poznatkov vrchná časť súboru tmavosivých piesčito-bridličnatých sedimentov pri Meliate (typový profil). Paleontologické údaje z najvyšších častí súboru chýbajú, na základe superpozície sa dá predpokladať vek najvyšší trias, pravdepodobne aj jura (R. MOCK 1980a, str. 141, J. MELLO a kol. 1983).

Otázka spodnej hranice meliatskej skupiny je zložitejšia, dotýka sa širšieho okruhu stratigrafických, ba aj tektonických problémov.

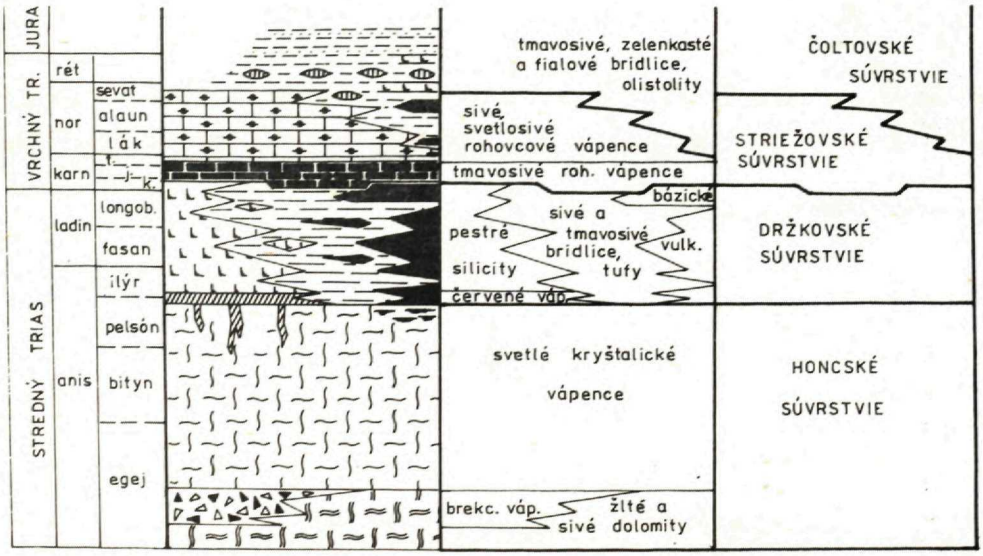
Pôvodne sa za najspodnejší člen „meliatskej série" považovali pestré rádiolarity z lokality pri meliatskom mlyne (V. ČEKALOVÁ 1954). Svetlé kryštalické vápence v podloží rádiolaritov k tejto „sérii" pričlenil J. BYSTRICKÝ (1954, str. 128) a zaradil ich do spodnotriasového verfénskeho súvrstvia (J. BYSTRICKÝ 1955, 1959, 1964). Za spodnú hranicu „meliatskej série" sa teda považovala báza svetlých kryštalických vápencov. Jej litostratigrafická náplň sa chápala takto aj vtedy, keď sa meliatskej „sérii" pripisovalo osobitné tektonické postavenie s vekom stredný až vrchný trias (H. KOZUR—R. MOCK 1973a, b, D. ADRUSOV 1975, R. MOCK 1975, 1978). Neskoršie sa k nej ako najspodnejšie pričlenili spodnotriasové sivé, žltohnedé a zelenkasté bridlice s vápencovými laminami (J. MÁŠKA 1957 označil časť ako jelšavské vrstvy) z mnohých lokalít (Turnianska kotlina — J. MELLO 1979, lokality pri Kyjaticiach a Brádne — Ľ. GAÁL a kol. 1980, na s. svahoch Sivej skaly pri Honoch, pri Hačave — J. MELLO a kol. 1983, j. od Meliaty — J. MELLO — Ľ. GAÁL 1984).

Vo vývoji geosynklinálneho priestoru meliatskej skupiny najvýraznejší prelom nastal v pelsóne. Široký, vnútorne nečlenený priestor so sedimentáciou svetlých šelfových vápencov vystriedal eugeosynklinálne vyvinutý vulkanogén-

Obr. 1 Stratigrafia významnejších lokalít meliatskej skupiny
Zostavil autor s použitím biostratigrafických údajov v prácach H. KOZUR—R. MOCK 1973, R. MOCK 1980, J. MELLO 1979, P. DUMITRICA—J. MELLO 1982, Ľ. GAÁL 1982, J. MELLO—R. MOCK—E. PLANDEROVÁ—Ľ. GAÁL 1983 a J. MELLO—Ľ. GAÁL 1984.
Vysvetlivky: 1. sivé, svetlosivé doskovité vápence s rohovcami, 2. tmavosivé, často zrnité a krinoidové doskovité vápence s rohovcami (1 a 2 striežovské súvrstvie), 3. tmavosivé, sivé alebo zelenkavé bridlice, piesčité vložky, 4. vápencové vložky, olistolity, 5. bázické vulkanity, ich tufy, 6. pestré silicity, rádiolarity, kremité karbonáty, 7. červené vápence, výplne puklín (3—7 držkovské a čoltovské súvrstvie), 8. svetlé kryštalické vápence, 9. pestré brekciovité vápence, 10. sivé a žlté dolomity (8—10 hončianske súvrstvie).

no-silicitovo-bridličnatý súbor. Ak tento genetický prelom zohľadňujeme v litostratigrafickom členení na vyššej úrovni ako súvrstvie (formation), t. j. rozdelíme sekvenciu na viac skupín, spodnú hranicu meliatskej skupiny bude reprezentovať báza hlbokovodného súboru silicitov a bridlíc. Napriek tomu sa domnievam, že príslušnosť svetlých kryštalických vápencov k meliatskej skupine je opodstatnená nielen preto, že v našej literatúre je to tak zaužívané, ale medzi dvoma súbormi existuje aj určitá genetická a priestorová väzba. Myslím predovšetkým na iniciálny bázický vulkanizmus, ktorý sa prejavuje už v súbore svetlých kryštalických vápencov. P. REICHWALDER (1973) napr. bázické vulkanity začleňuje spolu s kryštalickými vápencami a bridlicami do spoločnej tzv. hačavskej formácie. Na mnohých, najmä západných lokalitách svetlé kryštalické vápence tvoria tektonické šupiny až bradlá v nadložných bridliciach.

Staršia, spodnotriasová bridličnato-vápencová sekvencia (jelšavské vrstvy) z litostratigrafického hľadiska už obsahuje viac spoločných čŕt s vrchnou časťou štítnického súvrstvia gočaltovskej skupiny (sensu Š. BAJANÍK—A. VOZÁROVÁ —P. REICHWALDER 1981). Odčleniť jelšavské vrstvy ako súčasť rožňavsko-železníckej „série" od „série" meliatskej navrhol už aj R. MOCK (1978, str. 328) ako druhú alternatívu (prvou alternatívou bola možnosť rožňavsko-meliatskej „série"). Príbuznosť a vzájomná nadväznosť sedimentov vrchnej časti štítnického súvrstvia a jelšavských vrstiev je nápadná predovšetkým litologickým charakterom: obsah piesčitých laminovaných vápencov, žltohnedých a sivozelených bridlíc a karbonátových šošoviek v oboch súvrstviach. Ak získame dosta-



Obr. 2 Schéma predpokladanej sukcesie a laterálnych vzťahov sekvencií meliatskej skupiny s návrhom litostratigrafickej klasifikácie na súvrstvia
Zostavil Ľ. Gaál.

točný dôkazový materiál o plynulom prechode oboch sekvencií, bolo by vhodným riešením začleniť jelšavské vrstvy do vrchnej časti gočaltovskej skupiny (perm až spodný trias) ako člen štítnického súvrstvia. Nakoľko je priama nadväznosť jelšavských vrstiev na nadložné strednotriasové karbonáty meliatskej skupiny evidentná z viacerých lokalít a bola overená aj vrtom MEL-1 pri Meliate, uvedené riešenie by znamenalo príslušnosť meliatskej skupiny ku gemeriku ako obalovej jednotke.

Názory autorov na vzťah meliatskej jednotky ku gemeriku sa značne rozchádzajú. P. GRECULA —I. VARGA (1977) a I. VARGA (1977) hovoria o tektonickom kontakte meliatskej „série" so súvrstviami mladšieho paleozoika gemerika, B. LEŠKO—I. VARGA (1980) v nej vidia „samostatný juhopeninský element" pod názvom „príkrov Bôrky". M. MAHEĽ (1975, str. 40) ju spolu so silickým príkrovom zaradil do bukovika, J. MELLO—M. POLÁK (1978) za bukovikum považujú len meliatsku „sériu", Bükk a rudabánsky vývoj. Novšie ju M. MAHEĽ (1982) spolu so silickým príkrovom zaraďuje do novovytvorenej jednotky „slanika". Na druhej strane P. REICHWALDER (1973) predpokladá pôvodný plynulý prechod juhogemerického permu do meliatskej „série", R. MOCK (1978 str. 327) pokladá „rožňavsko-železnícku a meliatsku sériu" spolu s gemeridným karbónom za mladopaleozoicko-mezozoický obal staršieho paleozoika gemerid. V staršej literatúre J. BYSTRICKÝ (1954) taktiež píše o „normálnej a súhlasnej" pozícii bridličnatého komplexu (dnešných jelšavských vrstiev) na zlepencoch v oblasti Troch peniažkov a Slovenskej skaly (v tom čase sa oba súbory považovali za karbón). Novšie meliatsku sériu spolu s rožňavsko-železnickou sériou aj P. GRECULA (1982, str. 138) pokladá za permovo-triasový obal gemerika.

Domnievam sa, že aj napriek nedostatku vhodne odkrytých profilov a vrtov, početné litologické a faciálne črty vrchnej časti štítnického súvrstvia a jelšavských vrstiev výrazne signalizujú ich príbuznosť a vzájomnú nadväznosť. Horniny meliatskej skupiny spolu s časťou jelšavských vrstiev, ako mezozoická časť obalovej jednotky gemerid, v prevažnej väčšine lokalít sa v súčasnosti nachádzajú v čiastočne presunutom — paraautochtónnom postavení, čo sťažuje riešenie spojitosti oboch litostratigrafických jednotiek. Žiadalo by sa v tom smere dôkladne preskúmať niektoré kľúčové oblasti (Hačava—Jasov, okolie Štítnika, Jelšavy).

Otázka litostratigrafickej klasifikácie meliatskej skupiny

Z predchádzajúcich myšlienok vyplýva účelnosť navrhovať za formálnu litostratigrafickú jednotku len stredno- a vrchnotriasové (prípadne aj vyššie) sekvencie meliatskej skupiny. Pri návrhu základných litostratigrafických jednotiek (súvrství) sme vychádzali z litofaciálneho charakteru a z genetických vzťahov horninových súborov, aby bolo členenie čo najvhodnejšie aplikovateľné pre mapovanie a geologický výskum. Veľká litologická variabilita a faciálna rozmanitosť však poskytuje aj iné možnosti klasifikácie.

V meliatskej skupine navrhujeme vyčleniť nasledovné základné jednotky:

Hončianske súvrstvie: komplex svetlých kryštalických šelfových vápencov s podložnými dolomitmi a miestami s pestrými brekciovitými vápencami (vek spodný anis až pelsón);

držkovské súvrstvie: eugeosynklinálne vyvinutý komplex bridlíc, piesčitých vápencov, bázických vulkanitov a ich tufov a pestrých silicitov, kremitých vápencov (vek pelsón až spodný karn);

striežovské súvrstvie: komplex sivých a tmavosivých doskovitých, prevažne rohovcových vápencov (vek spodný karn až vrchný norik);

čoltovské súvrstvie: komplex tmavosivých, zelených, ojedinele fialových bridlíc s vložkami, olistolitmi vápencov, bázickými vulkanitmi, zriedkavo so silicitmi (vek norik až jura).

Hončianske súvrstvie

Názov sme odvodili z lokality Teplá stráň pri Honciach, kde sú vhodné odkryvy na vymedzenie stratotypu súvrstvia. Dobre sledovateľné profily sú ďalej v Turnianskej kotline (J. MELLO 1979) a vo vrte MEL-1. V súvrství môžeme rozlíšiť nasledovné členy:

Svetlé kryštalické vápence

Sú najrozšírenejšími horninami meliatskej skupiny, s pomerne konštantným litofaciálnym charakterom. Na niektorých lokalitách sú v spodnej časti znečistené prímesou dolomitov. Vyšším stupňom rekryštalizácie, hrubšou zrnitosťou (so sklovitým vzhľadom) a s obsahom výplne puklín sú odlíšiteľné od slabometamorfovaných steinalmských vápencov faciálnej oblasti Slovenskej skaly silického príkrovu.

Červenohnedé vápence ako výplň puklín vo vrchnej časti súboru poskytli konodontovú mikrofaunu z Meliaty (vzorka č. 14, H. KOZUR—R. MOCK 1973b, R. MOCK 1975, 1980a) a z Držkoviec (Ľ. GAÁL in J. MELLO—R. MOCK —E. PLANDEROVÁ—Ľ. GAÁL 1983). Obidva nálezy signalizujú pelsónsky vek.

V príspevku H. KOZURA—R. MOCKA (1973b str. 367) spomínaná prechodná forma medzi *Gondolella excelsa* (MOSHER) a *G. mombergensis* TATGE je v práci R. MOCKA (1980a str. 140) v zmysle nových taxonomických kritérií už prehodnotená ako *G. bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV). V prípade druhu *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, uvedeného v práci R. MOCKA (1980a str. 140), v zmysle stanovenia nového poddruhu S. KOVÁCSOM—H. KOZUROM (1980a) ide o *Gl. malayensis budurovi* KOVÁCS et KOZUR. Taxonomické zmeny nemenia nič na autormi udávanom pelsónskom veku asociácie (H. KOZUR—R. MOCK 1973, R. MOCK 1975, 1980a).

Nakoľko na oboch lokalitách (Meliata, Držkovce) ide o výplne puklín v najvyššej časti súboru svetlých kryštalických vápencov, pelsónsky vek znamená ich hornú hranicu stratigrafického rozsahu.

Pestré brekciovité vápence a rauvaky

Ide o lokálny vývin známy len z niekoľkých lokalít. Vo vrte MEL-1 pri Meliate v stratigrafickom podloží svetlých kryštalických vápencov, v hĺbke 235 až 626 m,

bol navŕtaný horizont so sivými až sivohnedými, vo vyššej časti svetlosivými vápencami a dolomitovými vápencami, v ktorých sú šmuhy, škvrny a brekcie žltohnedých, zemitých a ružovkastých, často aj rauvakových vápencov a dolomitov.

V časti súboru prechádzajúcej k svetlým kryštalickým vápencom, z hĺbky 231,9 m vrtu MEL-1 sa získali z polohy svetlosivého vápenca so šmuhami krémovožltej farby a so sideritovými závalkami, tri exemplóre *Neospathodus* a ďalšie ozúbkované konodonty *Neohindeodella* cf. *triassica* (MÜLLER) a *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* TATGE (Ľ. GAÁL 1982b). Na základe vyjadrenia S. KOVÁCSA (písomné oznámenie) dva exemplóre *Neospathodus* sa aj napriek mierne podlhovkastej karine „zmestia" do okruhu formy *N. kockeli* (TATGE), kým v treťom prípade ide najskôr o *N. germanicus* KOZUR. Ďalšie exemplóre *Neospathodus* sp. sa získali z hĺbky 311,8 a 330,0 m.

Nakoľko v súčasnosti nie je spodná hranica rozšírenia druhu *N. kockeli* (TATGE) spoľahlivo definovaná, predmetné brekciovité vápence môžeme zaradiť aj stratigraficky nižšie než pelsón. Spodnoaniský vek (egej, príp. bitýn) opísaných brekciovitých vápencov vyplýva zo stratigrafickej pozície v podloží svetlých kryštalických vápencov.

Pestré vápence vystupujú aj na severných svahoch Slovenskej skaly pri Jelšave. Pozícia a stratigrafické začlenenie žltohnedých karbonátových brekcií a rauvakov s evaporitmi pri Kobeliarove a Brdárke nie je spoľahlivo vyriešená, pravdepodobne sú vyvinuté na rozhraní spodnotriasového bridličnatého a strednotriasového karbonátového súboru.

Sivé a žlté dolomity

Tvoria pomerne súvislý horizont na báze opísaného súvrstvia. Sú masívne, prevažne drobnozrnné, bez znakov po metamorfóze. Skameneliny z nich neboli získané, na základe pozície ich zaraďujeme do spodnej časti anisu (ich pozícia medzi jelšavskými vrstvami a pestrými brekciovitými vápencami je dobre sledovateľná napr. vo vrte MEL-1).

Držkovské súvrstvie

Názov navrhujeme pre faciálne najpestrejší vulkanogénny, kremitý, karbonátový a klastický súbor v eugeosynklinálnom vývoji v priamom nadloží svetlých kryštalických vápencov hončianskeho súvrstvia. V opísanom súvrství pozorovať značnú faciálnu inhomogenitu hlbokovodných sekvencií, ale laterálna previazanosť súborov a ich úzke genetické vzťahy spájajú jednotlivé čiastkové sekvencie do jedného celku. Po podrobnejšom výskume bude možné súvrstvie ďalej členiť na litostratigrafické jednotky nižšieho rádu.

Najucelenejšie sledy súvrstvia sa nachádzajú pri Meliate (typový profil), medzi Bohúňovom a Čoltovom, pri Držkovciach, v Turnianskej kotline, vo fragmentoch vychádzajú na povrch pri Striežovciach, Rákoši, Bretke, Mikolčanoch, Honciach a pod Radzimom. O bázických vulkanitoch a bridliciach pri

Hačave („hačavská formácia" sensu P. REICHWALDER 1973) nemáme vekové údaje. Ich laterálnu ekvivalenciu s pestrými silicitmi môžeme iba predpokladať. Predbežne ich zaraďujeme do opísaného súvrstvia.
V súvrství rozlišujeme nasledovné čiastkové sekvencie:

Súbor bridlíc, miestami s vložkami pieskovcov, piesčitých vápencov a tufov bázických hornín (? ladin-karn)

Tento súbor opísaný J. MELLOM (1979) je najlepšie sledovateľný v Turnianskej kotline, ale faciálne podobný sled je rozšírený aj v úpätnej časti severného svahu Plešivskej platiny pri Honciach (J. MELLO 1975 str. 44—45, J. MELLO—R. MOCK—E. PLANDEROVÁ—Ľ. GAÁL 1983). Pod Gerinou horou v redukovanom súbore pieskovcov a bridlíc sa vyskytujú aj červené silicity. Tmavosivé ílovité bridlice, na navetranom povrchu so žltohnedou a hnedou patinou, vystupujú pri Striežovciach, Rákoši, Držkovciach a pri Mikolčanoch.

Informácie o veku súboru sa opierajú o palinologické údaje z pelitických a piesčitých bridlíc. Z Turnianskej kotliny, z nadložia svetlých kryštalických vápencov palinomorfy poukazujú na stredný trias prípadne až spodný karn (vzorka č. 6—7, E. PLANDEROVÁ in J. MELLO a kol. 1983 str. 65). Stredný trias signalizujú palinomorfy z tmavosivých bridlíc pri Striežovciach (E. PLANDEROVÁ in Ľ. GAÁL 1982a). Zo spodnej časti súboru tmavosivých bridlíc pri Meliate sa taktiež získalo strednotriasové spoločenstvo peľových zŕn, spórov a akritarch (vzorky 1—8/75 E. PLANDEROVÁ in J. MELLO a kol. 1983 str. 58—59).

Z karbonátovej vložky v bridliciach s vulkanickým materiálom, patriacich pravdepodobne do opísaného súvrstvia pri Brdárke pod Radzimom, získal R. MOCK (in J. MELLO a kol. 1983, str. 71) konodont *Gondolella excelsa* (MOSHER), ktorý dokumentuje vek vyšší anis až spodný ladin.

Pestré silicity a kremité karbonáty

Súbor červených, fialových, žltohnedých, sivých a zelených, výrazne doskovitých silicitov, rádiolaritov a prekremenených karbonátov sa koncentruje prevažne na západné a juhozápadné lokality meliatskej skupiny (Meliata, Čoltovo, Držkovce, menej Honce). Vyskytujú v úzkej spojitosti s tmavosivými bridlicami, v Držkovciach v nich tvoria bradlá. Miestami obsahujú tenké vložky tufov (Meliata) alebo polohy bázických vulkanitov (Čoltovo ľavý breh Slanej). V okolí kóty Guba južne od Meliaty podľa predbežného vyhodnotenia rádiolarií jurského veku A. Ondrejičkovou (ústne oznámenie), patria silicity pravdepodobne k silickému príkrovu.

Konodonty sa získali zo súboru pestrých silicitov a kremitých vápencov typového profilu pri Meliate. Pôvodné hrubé stratigrafické zaradenie vzoriek č. 11 a 12 z kremitých vápencov opísaného súboru (veku ladin až jul — H. KOZUR—R. MOCK 1973b, R. MOCK 1975), na základe získania ďalšieho materiálu zo vzoriek 12/73 a 15/80, hlavne *Gondolella oertli* KOZUR, bolo spresnené na kordevol (R. MOCK 1980a, str. 139—140). Tomu ale odporuje skutočnosť, že druh *G. oertli* KOZUR bol pôvodne opísaný z najvyššieho karnu Severných vápencových Álp (H. KOZUR 1980, str. 153). Stratigrafické rozšírenie spomínaného druhu z iných oblastí však nebolo overené a presne definova-

né. Podľa konodontov, pochádzajúcich z tmavosivých doskovitých vápencov v tesnom nadloží červených silicitov pri Meliate (R. MOCK 1980a) a na iných lokalitách, ktoré sa zaraďujú do kordevolu až spodného julu, najpravdepodobnejším sa javí spodnokarnský vek najvyšších častí súboru silicitov.

Zo spodnej časti súboru silicitov pri Držkovciach sa získali paleontologické údaje na základe rádiolárií. Poukazujú na vek ílýr—fasan (P. DUMITRICA—J. MELLO 1982).

Podľa doteraz získaných paleontologických údajov najpravdepodobnejšie vekové rozpätie súboru je teda ilýr až spodný karn.

Na báze súboru, v bezprostrednom nadloží svetlých kryštalických vápencov pri Meliate, sa vyskytujú červené vápence s bohatou pelsónskou konodontovou mikrofaunou (H. KOZUR—R. MOCK 1973b, R. MOCK 1975, 1980a). Tvoria prechod medzi hončianskym a držkovským súvrstvím, vznikli v počiatočnom štádiu tvorby geosynklinálneho bazénu.

Pestré silicity a kemité karbonáty v rámci súvrstvia netvoria samostatný stály horizont. Ich vznik je následkom aktívnej vulkanickej činnosti vo východnej časti sedimentačného priestoru.

Bázické horniny

Metabazalty a glaukofanity meliatskej skupiny v najväčšom rozsahu vystupujú pri Hačave, menej pri Brdárke, Bôrke, ale vulkanoklastiká bázických hornín a menšie telesá diabázov sú prítomné aj vo vyššie spomínaných súboroch súvrstvia. Ultimafity a efuzíva sú súčasťou ofiolitov (D. HOVORKA 1976). Podrobnejšie ich skúmal aj J. KANTOR (1955). Od Hačavy ich P. REICHWALDER (1973) spolu so svetlými kryštalickými vápencami a bridlicami opísal pod názvom „hačavská formácia". Riešenie stratigrafickej a tektonickej príslušnosti bázických hornín tejto oblasti sťažuje nedostatok paleontologických nálezov.

Domnievam sa, že mohutné telesá bázických hornín spolu s tmavými bridlicami sa tu nachádzajú v nadloží svetlých kryštalických vápencov zaradených do hončianskeho súvrstvia. Vo vyššej časti sú tieto vápence znečistené vulkanickým materiálom a spolu s bázickými vulkanitmi sú tektonicky rozsegmentované do štruktúrne opakovaných kulís. Nadložie bázických hornín tvoria podľa môjho názoru paleontologicky preukázané karnské vápence, tiež znečistené vulkanickým materiálom (lokalita Hačava pri škole — J. MELLO 1979, J. MELLO a kol. 1983). Tieto vápence zaraďujeme do striežovského súvrstvia.

Striežovské súvrstvie

Názov z lokality Striežovce navrhujem pre súbor doskovitých rohovcových vápencov vrchného triasu. Vznikli pravdepodobne v pomerne plytších, okrajových častiach geosynklinálneho sedimentačného priestoru. Tvoria priame nadložie bridlíc a vulkanitov držkovského súvrstvia na viacerých lokalitách.

V súvrství sú dobre rozlíšiteľné nasledovné dva členy (odspodu):

Tmavosivé doskovité rohovcové vápence, často zrnité, s obsahom krinoidových článkov

V hrúbke okolo 15—30 m vystupujú na báze súvrstvia na lokalitách—pahorok Strážne v Turnianskej kotline (J. MELLO 1979, R. MOCK 1980a, J. MELLO a kol. 1983), východne od samoty Pétermező v Turnianskej kotline (J. MELLO 1979), Honce severný svah Plešivskej planiny spolu s tmavými bridlicami (vzorky XV/D a 19/81, J. MELLO a kol. 1983) a Striežovce—Hrušovo (Ľ. GAÁL 1982a). Do opísaného súboru môžeme zaradiť aj tmavosivé doskovité karnské vápence v nadloží pestrých silicitov pri Meliate.

Okrem vzorky 19/81 z lokality Honce sa všetky lokality zhodujú výskytom *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV (niektoré vzorky obsahujú aj *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE). Dokumentuje to karnský vek. V prípade vzorky 19/81 (tmavosivé doskovité vápence s vložkami tmavosivých bridlíc) z lokality Honce (Ľ. GAÁL in J. MELLO a kol. 1983 str. 69) asociácia *Gondolella foliata* (BUDUROV) a *Gladigondolella malayensis malayensis* NOGAMI signalizuje nižšiu stratigrafickú úroveň, vrchný ladin až spodný karn. Ide zrejme o prechod z podložného držkovského súvrstvia, čo potvrdzuje aj prítomnosť bridlíc.

Sivé doskovité rohovcové vápence, miestami prekremenené, svetlejšie časti takmer masívne

Sú známe z lokalít — pahorok Strážne v Turnianskej kotline (J. MELLO 1975, 1979, R. MOCK 1980a), Hačava južne od školy (znečistené vulkanickým materiálom, J. MELLO a kol. 1983 str. 61—62), severný svah Šugovského vrchu (J. MELLO a kol. 1983 str. 62), Honce pod Gerinou horou (l.c. str. 68) a Striežovce (Ľ. GAÁL 1982a).

Konodontová mikrofauna z týchto lokalít sa takmer úplne zhoduje. Najfrekventovanejšie sú druhy *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE a prechody medzi *G. polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV a *G. noah* (HAYASHI), ktoré dokumentujú vek vyšší tuval (zóna *Klamathites macrolobatus*). Len v prípade lokality Strážne ide o nižší tuval (druh *G. praeangusta* KOZUR, MIRAUTA et MOCK—R. MOCK 1980a). V prípade vzorky z Hačavy južne od školy, kde sa udáva julský vek (R. MOCK in J. MELLO a kol. 1983, str. 62), v zmysle novšieho taxonomického prehodnotenia druhu *Metapolygnathus spatulatus? pseudodiebeli* (KOZUR) ide o *M. primitius* (MOSHER). V tomto prípade tento druh v asociácii s *G. polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV a *Gondolella navicula* HUCKRIEDE taktiež udáva vrchnotuvalský vek.

Z vyššej časti opísaného súboru pochádzajú konodonty *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI) z lokality Strážne (R. MOCK 1980a) a Striežovce (Ľ. GAÁL 1982a) a *M. abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) zo Striežoviec (l.c.). Dokumentuje to norický vek, nanajvýš zónu *Sagenites giebeli*.

Celkový stratigrafický rozsah striežovského súvrstvia podľa vyššie uvedených údajov je teda karn (stredný, ojedinele spodný) až vrchný norik.

Podľa litofaciálnej analógie do opísaného súvrstvia zaraďujeme aj svetlosivé rohovcové vápence vystupujúce pod Radzimom vo forme bradla (pri Vyšnej Slanej) a nad tmavými rohovcovými vápencami na severnom svahu Plešivskej planiny, ktoré sú doteraz bez paleontologických dôkazov.

Súbor tmavosivých, zelených ojedinele aj fialových bridlíc s bázickými vulkanitmi, doskami a olistolitmi vápencov vystupuje pri Meliate a v rokli pri Čoltove. V Meliate vo vyššej časti súboru je vyvinutý hrubý sled pelitických a psamitických bridlíc flyšovitého charakteru, v nižšej časti aj slienité bridlice, čierne silicity a vložky, pravdepodobne aj olistolity tmavosivých vápencov.

Z týchto vápencov pochádza konodontová mikrofauna, ktorá po zistení, že druh *Metapolygnathus misiki* (uvádza H. KOZUR—R. MOCK 1973a) je synonymom *M. mosheri* (KOZUR et MOSTLER), poukazuje na sevatský vek (R. MOCK 1980a str. 140). Potvrdzuje to aj druh *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), získaný R. MOCKOM (1980a str. 141) z alodapickej vložky vápencov o niekoľko metrov vyššie než predchádzajúce exemplâre (na strane 141 cit. práce omylom uvedený druh *Gondolella hallstattensis* je citovaný J. BYSTRICKÝM 1981 str. 461).

Z vápencových vložiek a olistolitov v tmavosivých a zelených bridliciach čoltovskej rokle sa získala konodontová fauna, ktorá nesie znaky premiešania pravdepodobne v dôsledku podmorských sklzov (J. MELLO—Ľ. GAÁL 1984). Kým v prípade vzorky „B" ide o vek nanajvýš spodný jul (podľa druhu *Gondolella foliata* (BUDUROV), z nadložnej dosky (olistolitu?) sivého zrnitého vápenca (vzorka „A") pochádzajú dobre určiteľné druhy norických konodontov (alaun—sevat, l.c.) a zle zachovaný *Gondolella* sp., ktorý tvarom platformy pripomína karnský druh *G. polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV.

Vo vyššej časti čoltovskej rokle vystupujú fialové bridlice s drobnými vápencovými telieskami—olistolitmi. Podobný súbor tmavých a fialových bridlíc s olistolitmi rôznofarebných vápencov je známy z MĽR medzi Szalonnou a Perkupou. Podľa zastúpenia rôznych konodontových druhov maďarskí geológovia usudzujú, že ide o miešanú faunu s intervalom od ladinu až po vrchný norik a podľa rádiolárií v tmavých silicitoch zaraďujú bridličnatý súbor do jury (demonštrácia lokality a ústne oznámenie S. KOVÁCSA, GY. LESSA a iných).

Nie je teda vylúčené, že vrchná časť čoltovského súvrstvia (fialové bridlice) patrí už tiež do jury, s olistolitmi vrchnotriasových vápencov. Spodnú litostratigrafickú hranicu súvrstvia tvoria svetlé rohovcové vápence striežovského súvrstvia (z profilu pri Meliate a z čoltovskej rokle chýbajú pravdepodobne tektonicky).

K opísanému súvrstviu sa dá zrejme zaradiť aj súbor bridlíc s vložkami silicitov a bázických vulkanitov nad svetlými rohovcovými vápencami (striežovského súvrstvia) na severnom svahu Plešivskej planiny pri Honcoch. Z bridlíc získala E. PLANDEROVÁ (vzorka 2/79 in J. MELLO a kol. 1983 str. 68—69) peľové zrná so stratigrafickým rozpätím stredný až vrchný trias.

Alodapické vložky tmavosivých krinoidových vápencov uprostred tmavých bridlíc sa vyskytujú aj juhozápadne od Štítnika, doteraz ale bez spoľahlivých paleontologických dôkazov (J. MELLO a kol. 1983 str. 69—70).

Záver

Na základe doteraz dosiahnutých lito- a biostratigrafických výskumov a korelácie horizontov s mikrofosíliami som predložil na diskusiu hrubé litostratigrafické členenie meliatskej skupiny na úrovni súvrství. Riešenie litostratigrafickej klasifikácie a tektonickej interpretácie meliatskej skupiny má v južných častiach Západných Karpát kľúčový význam, preto som presvedčený, že predmetný diskusný príspevok bude impulzom pre vypracovanie podrobnej litostratigrafickej klasifikácie, pre spracovanie stratotypových lokalít a pre upresnenie hraníc medzi jednotkami.

Nedostatok paleontologických údajov, hlavne z východných výskytov meliatskej skupiny, značne sťažuje možnosti litostratigrafickej paralelizácie. Vekové zaradenie bázických vulkanitov a bridlíc pri Hačave je v predloženom príspevku sčasti hypotetické.

Dúbravské vrstvy (sensu O. FUSÁN 1959), pre značnú litofaciálnu odlišnosť od vápencov hončianskeho a striežovského súvrstvia meliatskej skupiny, som v predmetnom príspevku k tejto skupine nezaraďoval.

K meliatskej skupine má neobyčajnú litostratigrafickú afinitu tzv. jaklovská séria (sensu R. MOCK 1980b str. 12). Podobnosť jej vrstevného sledu s meliatskou skupinou od spodného až do vrchného triasu naznačuje ich vývoj v spoločných faciálnych a tektonických podmienkach, no dôkazy pre prepojenie oboch sedimentačných priestorov nemáme. Pokladám preto za účelné používať zatiaľ termín jaklovská sekvencia. K tejto sekvencii ale nemožno zaradiť vývoj Kurtovej skaly, ktorý sa od nej líši obsahom gutensteinského vápenca. Vo vyššej časti súboru svetlých (steinalmských) vápencov vo veľkolome na Kurtovej skale sa objavujú prúžky tmavosivých a tmavofialových, často hľuznatých vápencov a tiež tmavosivé bridlice. Naznačuje to blízkosť hlbokovodného bazénu. Vývoj Kurtovej skaly pravdepodobne predstavuje spojovací článok medzi eugeosynklinálnym priestorom jaklovskej sekvencie a šelfovými karbonátmi severného gemerika v miogeosynklinálnom vývoji. Kurtova skala a susedné mezozoické bloky s podobným vývojom sa pravdepodobne do sedimentačného priestoru jaklovskej sekvencie skĺzli v období gravitačného pohybu silického príkrovu. Jej slabú metamorfózu, ako aj zovretosť synformnej štruktúry mezozoika a mladšieho paleozoika v tejto oblasti spôsobil zrejme ďalší násun gemerického bloku na severnejšie ležiaci veporický blok.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1974: Aperçu bréf du bati des Carpathes occidentales. Rep. 10th Congr. Carp. Balk. Ass. Gen. Proc. Bratislava, 95—108.

BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A.—REICHWALDER, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27—55.

BYSTRICKÝ, J. 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geol. Zbor. 5, Bratislava, 122—140.

BYSTRICKÝ, J. 1955: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava,
BYSTRICKÝ J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série"). Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—27.
BYSTRICKÝ J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. ÚÚG, Bratislava, 1—204.
BYSTRICKÝ, J. 1981: O súčasnom stave stratigrafie „typového profilu meliatskej série". Mineralia slov. 13, 5, Bratislava, 457—463.
ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48—49.
DUMITRICA, P.—MELLO, J. 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17—28.
FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171—180.
GAÁL, Ľ. a kol. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list Ratkovská Suchá. Geofond, Bratislava.
GAÁL, Ľ. 1982a: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—84.
GAÁL, Ľ. 1982b: Zhodnotenie konodontovej mikrofauny vrtu MEL-1 (Meliata), úsek od 0 do 1889,0 m. Geofond, Bratislava.
GRECULA, P. 1982: Gemerikum, segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Mineralia slov. Monografia, Bratislava, 1—263.
GRECULA, P.—VARGA, I. 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemerid. Geol. Průzkum, 19, 9, Praha, 259—261.
GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR 1 : 25 000, list Jelšava. Geofond, Bratislava.
HOVORKA, D. 1976: Predterciérne formácie bázitov Západných Karpát, Mineralia slov. 8, 2, Bratislava, 113—131.
KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—99.
KOVÁCS S.—KOZUR, H. 1980: Some remarks on Middle and Upper Triassic platform Conodonts. Rec. Res. in Geol. 6, Delhi, 541—581.
KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. paläont. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1—14.
KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. Geol. Zbor., 24, 2, Bratislava, 365—374.
KOZUR, H. 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geol. paläont. Mitt., 10, 3/4, Innsbruck, 79—172.
LEŠKO, B.—VARGA, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. Mineralia slov. 12, 2, Bratislava, 97—130.
MAHEĽ, M. 1975: Postavenie gemerika. Mineralia slov. 7, 3, Spišská Nová Ves, 33—52.
MAHEĽ, M. 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. Mineralia slov. 14, Bratislava, 1—40.
MÁŠKA, M. 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (I. perm). Správy o geol. výsk. ÚÚG, Praha, 113—120.
MELLO, J. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Mineralia slov. 7, 4, Bratislava, 29—63.
MELLO, J.—POLÁK, M. 1978: Facial and Paleogeographical Outline of the West Carpathians Middle Triassic (Illyrian—Longobardian). Zbor. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—315.
MELLO, J. 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—76.
MELLO, J.—MOCK, R.—PLANDEROVÁ, E.—GAÁL, Ľ. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—81.

MELLO, J.—GAÁL, Ľ. 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—62.
MOCK, R. 1975: Meliata — typová lokalita meliatskej série. In: MELLO, J.: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Mineralia slov. 7, 4, Bratislava, 29—63.
MOCK, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát, Zbor. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 321—337.
MOCK, R. 1980a: Triassic of the West Carpathians. Sec. Europ. Conodont Symp. Guidebook. Abh. geol. B.—A. 35, Wien, 69—98.
MOCK, R. 1980b: Újabb földtani ismeretek és nézetek a Belső- Nyugati-Kárpátokról. Földt. kutatás, 23, 3, Budapest, 11—15.
REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—139.
VARGA, I. 1977: O mladom paleozoiku gemerika. Mineralia slov. 9, 4, Bratislava, 315—318.

Ľ. Gaál

Present Problems of the Meliata Group Stratigraphy

Summary

In this discussion contribution the problems of stratigraphic extension and lithostratigraphic classification of the Meliata group are dealt with. It is suggested that only members younger then the base of the Middle Triassic carbonate set should be regarded as the Meliata group and the "Jelšava members" (Lower Triassic) should be placed to the Štítnik formation of Permian to Lower Triassic age. The author suggests to divide the Meliata group in four formations: the Honce formation (dolomites, light-coloured crystalline limestones—Lower Anissian to Pelsonian), Držkovce formation (variegated silicites, dark-grey schists, basic volcanites—Pelsonian to Lower Carnian), Striežovce formation (dark and light-coloured, table-shaped, cherty limestones—Lower Carnian to Upper Norian) and the Čoltovo formation (dark, green, seldom violet schists, basic volcanic rocks, limestone olistolites—Norian to Jurassic). The "Jaklovce series" is of a similar development as the Meliata group but there exist no proofs of the connection of the two sedimentation spaces. The author regards the Kurtová skala rock near Jaklovce as a marginal development of the North Gemericum Mesozoic of the "Silica" character.

Explanations of Figures

Fig. 1 Stratigraphy of the most important localities of the Meliata group
Compiled by the author with the use of biostratigraphic data of the following works: H. KOZUR —R. MOCK 1973, R. MOCK 1980, P. DUMITRICA—J. MELLO 1982, Ľ. GAÁL 1982, J. MELLO— R. MOCK—E. PLANDEROVÁ—Ľ. GAÁL 1983 and J. MELLO—Ľ. GAÁL 1984.
1 — grey and light-grey, table-shaped limestones with cherts, 2 — dark-grey, often grained and crinoid, table-shaped limestones with cherts (1 and 2 — Striežovce formation), 3 — dark-grey, grey or greenish schists, sandy intercalations, 4 — limestone intercalations, olistolites, 5 — basic volcanic rocks and their tuffs, 6 — variegated silicites, radiolarites, siliceous carbonates, 7 — red limestones, fillings of cracks, (3 to 7 Držkovce and Čoltovo formations), 8 — light-coloured crystalline limestones, 9 — variegated brecciated limestones, 10 — grey and yellow dolomites (8 to 10 Honce formation).

Fig. 2 Scheme of supposed succession and lateral relations of sequences of the Meliata group with a proposal of lithostratigraphic classification into formations
Compiled by Ľ. Gaál.

Geologické práce, Správy 86, s. 157—164, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Pavel Gross — Eduard Köhler

O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma

3. obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors describe several occurrences of the Subtatric group sediments (Inner-Carpathian Paleogene) that lie in a transgressive position on various formations of the Klippen belt on the territory of Orava. The basal Borové formation with a number of well-preserved large foraminifers of Priabonian age has not been found so far in this position. It is probably a relict of the original northen margin of the Inner-Carpathian Paleogene basin. Breccias and conglomerates of the Borové formation are of the same composition as their immediate klippen underlier.

Už pri prvom pohľade na najväčšie kotliny vyplnené sedimentmi podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu v zmysle členenia P. GROSSA—E. KÖHLERA—O. SAMUELA 1984) na severnom Slovensku nás upúta ich asymetričnosť. Zatiaľ čo južné okraje kotlín sú vždy lemované sedimentmi borovského súvrstvia (bazálnou transgresívnou litofáciou), ako napr. na severných úpätiach Nízkych Tatier, Slovenského rudohoria alebo Čiernej hory, severné okraje sú tektonicky uťaté, pričom s mezozoickými súvrstviami bradlového pásma sa stýkajú až najvyššie flyšové subfácie. Severné okraje paleogénnych panví sú v tektonickom styku s bradlovým pásmom, ktoré v povrchových častiach bolo zväčša pod dosť strmým uhlom presúvané na juh.

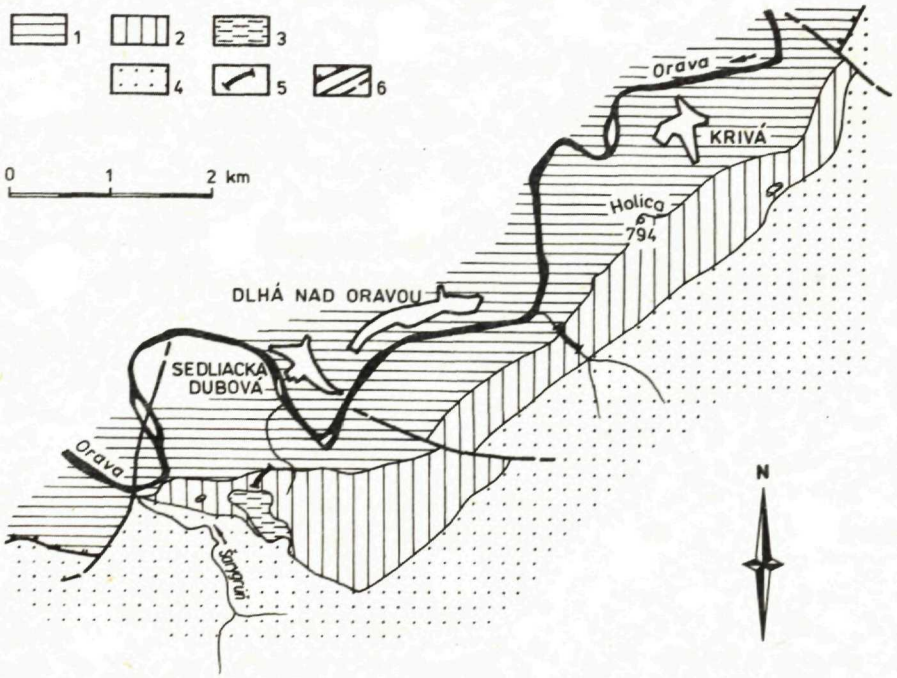
Dokonca aj paleogénne jednostranné hrasti (polohrasti), ako napr. Chočské vrchy, Vysoké Tatry a Kozie chrbty, presne zapadajú do tektonického obrazu kotlín. Ich severné svahy sú prekryté paleogénnou bazálnou litofáciou (borovským súvrstvím), s ktorou pod miernym uhlom upadajú na sever, kde sú prekryté ílovcovou a flyšovou litofáciou (hutianskym a zuberským súvrstvím). Ich južné ohraničenie voči paleogénnym sedimentom je vždy ostré, pozdĺž výrazných tektonických línií (napr. chočskopodtatranský zlom, resp. vikartovský zlom). Opísaný tektonický štýl kotlín je znázornený na schematických rezoch na obr. 2. Z tohto hľadiska je najzaujímavejší rez 2c, vedený z Nízkych Tatier cez Kozie chrbty, Vysoké Tatry po bradlové pásmo v PĽR, kde vidno od juhu na sever tri asymetrické paleogénne štruktúry: Hornádsku kotlinu, Popradskú kotlinu a kotlinu Podhalskú. Pri skúmaní tohoto rezu vidno výrazne zlomové línie. Plochy chočskopodtatranského zlomu a vikartovského zlomu sú

RNDr. P. Gross, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. E. Köhler, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava

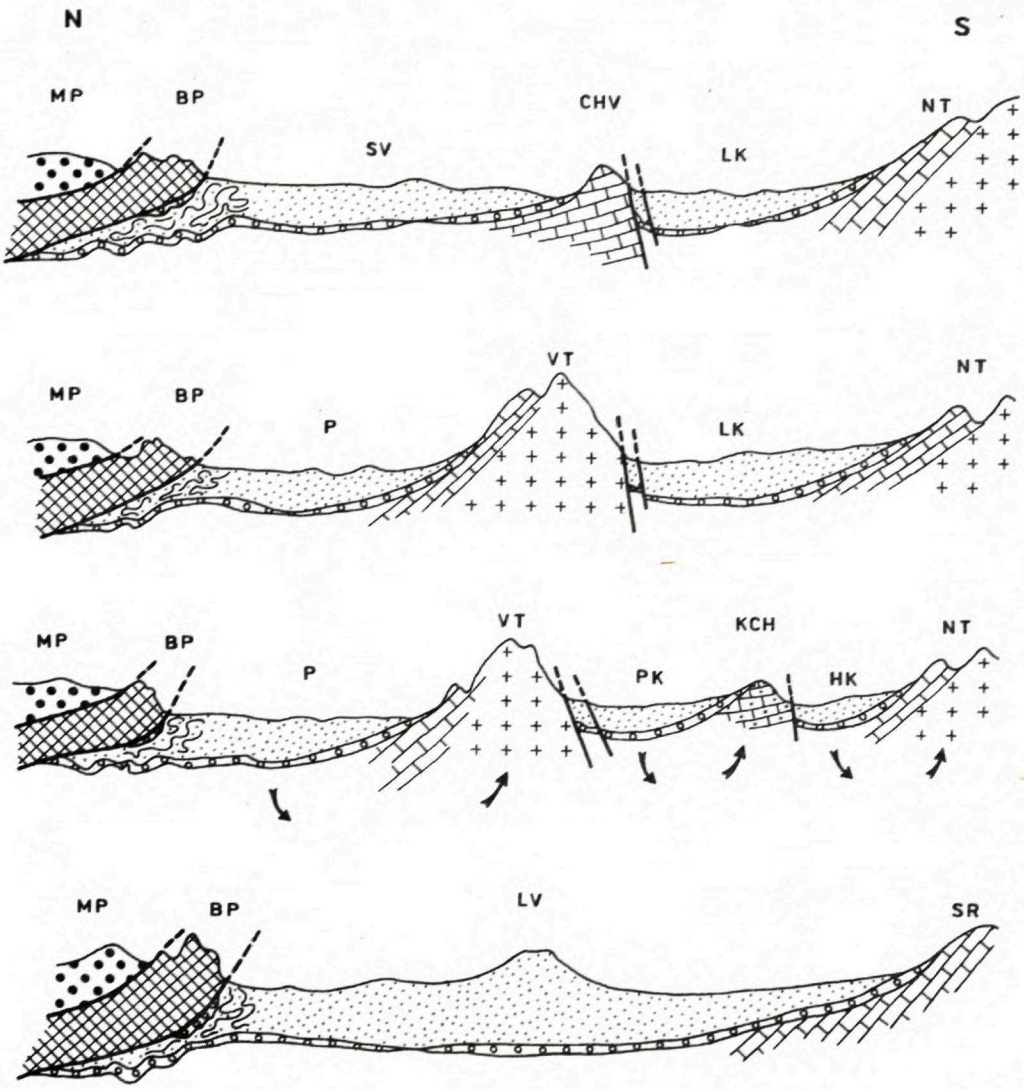
uklonené na opačnú stranu (na juh) ako sklon paleogénnej výplne kotlín (na sever). V tomto prípade sa hypsometrické znižovanie štruktúry poklesov odratáva (čiastočne kompenzuje až nivelizuje). Takéto stupňovité poklesy označujeme ako antitetické (v zmysle F. SCHMIDTA—P. THOMÉHO 1972). Na reze 2c šípkami vyznačujeme predpokladaný pohyb v jednotlivých štruktúrach (kryhách). Kvôli lepšiemu znázorneniu sme pri zobrazení použili veľké prevýšenie.

Bradlové pásmo sunúce sa južným smerom prekrylo svojou hmotou spodnejšie súvrstvia podtatranskej skupiny a dostalo sa do tektonického styku až s najvyššou litofáciou flyšu zuberského súvrstvia. V blízkosti tejto významnej tektonickej línie vidno ako sú flyšové eocénno-spodnooligocénne sedimenty značne vztýčené, detailne prevrásnené a nesú stopy silného stláčania (časté tektonické zrkadlá v ílovcoch, ktoré vizuálne pripomínajú až fylity). Prejavy tektonickej kompresie možno miestami pozorovať až do vzdialenosti 2—3 km na juh od línie násunu. Líniu navyše na mnohých úsekoch zvýrazňujú pramene obyčajných a minerálnych vôd, v teréne je morfologicky veľmi výrazná.

Terajší tektonický obraz sedimentov podtatranskej skupiny, spolu s konfiguráciou jeho okrajov a vznikom výrazných jednostranných hrastí, sa vytvoril počas helvétskej fázy a mladších fáz alpínskeho orogenetického cyklu. Stavba

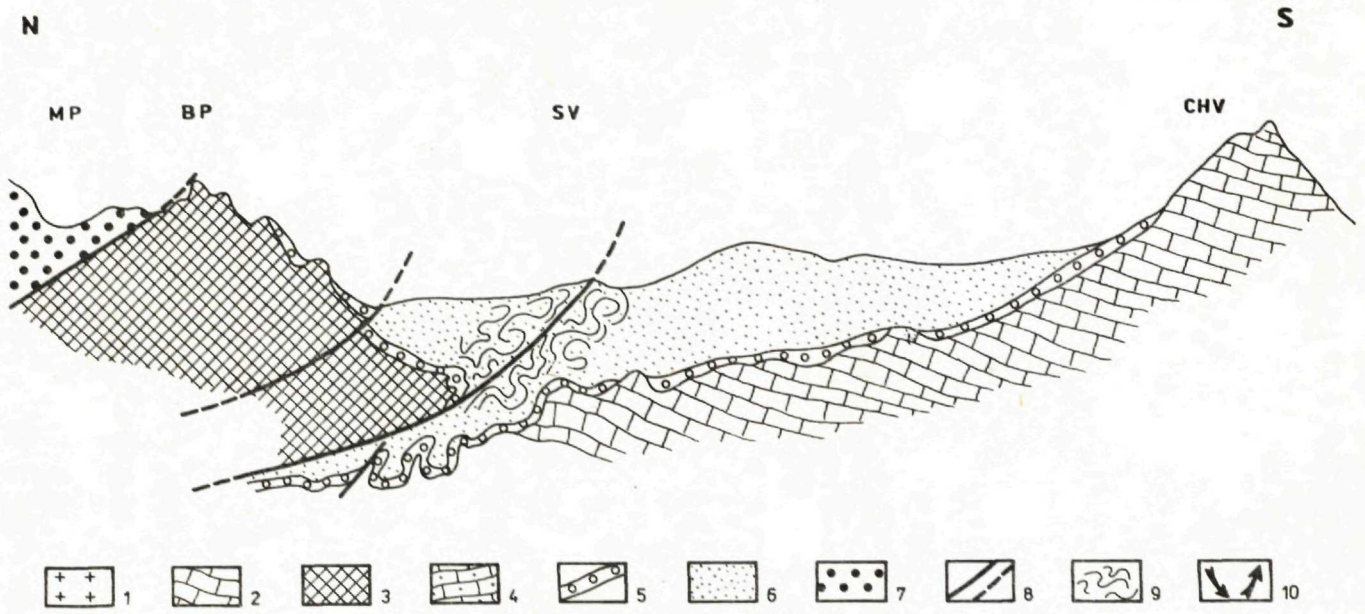


Obr. 1 Zjednodušená geologická mapa Oravy v úseku Sedliacka Dubová—Krivá.
1—bradlové pásmo, 2—borovské súvrstvie—transgresívna, resp. okrajová litofácia, spodný priabón, 3—hutianske súvrstvie—ílovcová litofácia, priabón, 4—zuberské súvrstvie—flyš, vrchný priabón až spodný oligocén, 5—študijné profily a paleontologické lokality, 6—prešmykové línie a zlomy.



Obr. 2 Schematické rezy podtatranskou skupinou (vnútrokarpatským paleogénom severného Slovenska)

MP — magurský príkrov, BP — bradlové pásmo, SV — Skorušinské vrchy, CHV — Chočské vrchy, LK — Liptovská kotlina, NT — Nízke Tatry, P — podhalský paleogén, VT — Vysoké Tatry, PK — Popradská kotlina, KCH — Kozie chrbty, HK — hornádska kotlina, LV — Levočské vrchy, SR — Slovenské rudohorie; 1 — kryštalinikum nečlenené, 2 — mezozoikum centralíd nečlenené, 3 — bradlové pásmo, 4 — mezozoikum a paleozoikum centralíd nečlenené, 5 — borovské, bazálne transgresívne súvrstvie — eocén, 6 — vyššie súvrstvia podtatranskej skupiny vcelku — eocén až oligocén, 7 — magurský príkrov, 8 — zlomy, 9 — úseky tektonicky stlačených a zvrásnených súvrství, 10 — smery pohybu štruktúr.



Obr. 3 Schematický rez podtatranskou skupinou a jej podložím v oravskom úseku bradlového pásma a priľahlej časti Skorušinskych vrchov
Vysvetlivky sú spoločné s obr. 2.

zvyšku morskej panvy, ktorá má na juhu transgresívny kontakt s mezozoickým podložím a tektonický styk na severnej strane, sa doteraz považuje za charakteristickú pre severoslovenské paleogénne kotliny. Isté rozdielnosti však panujú v názoroch na vzdialenosť presunu bradlového pásma na juh. Niektorí autori predpokladajú veľké skrátenie—„amputáciu" bazénu zo severnej strany (desiatky kilometrov), iní nevidia dostatočné argumenty, pre ktoré by sa malo uvažovať všade a generálne o takom veľkom „skrátení priestoru". Určité dôkazy o iných tektonických prejavoch než boli doteraz uvádzané pri skrátení pôvodného sedimentačného priestoru, chceme podať v tomto článku, kde predkladáme nové skutočnosti—nález bazálnej transgresívnej litofácie (resp. okrajovej litofácie) na južných svahoch „bradlovej pevniny", ktorá v tomto regióne a v tejto pozícii nebola zatiaľ opísaná.

Mapovaním paleogénu podtatranskej skupiny v rokoch 1982—83 v úseku medzi Hornou Lehotou a Krivou (obr. 3) sme zistili, že tu nemožno hovoriť o tektonickom styku bradlových elementov s južnejšie vystupujúcimi sedimentmi paleogénu. V uvedenom úseku v dĺžke 7 km na niekoľkých miestach (hlboko vrezané rokliny a korytá potokov) vidno priame nasadanie drobnozrnných i strednozrnných brekcií, zlepencov a karbonátových pieskovcov, ktoré sú vzhľadom k svojmu bradlovému podložiu uložené diskordantne v transgresívnej pozícii. Podložie zlepencov v skúmanom úseku je tvorené v podstatnej miere neokómskymi škvrnitými ílovitými vápencami s rohovcami, menej často álenskými posidóniovými vrstvami, oxfordskými rádiolaritmi a rádiolóriovými vápencami, titónskymi vápencami a santónsko-spodnokampánskymi gbelianskymi vrstvami. Podložie ako celok náleží kysuckej sukcesii (podľa J. HAŠKA in P. GROSS—J. HAŠKO—R. HALOUZKA 1984).

Už aj z vizuálneho posúdenia je jasné, že diskutované zlepence sú v podstatnej miere zložené z úlomkov a valúnov, ktoré poskytlo priame podložie; to značí, že transgredujúce more abradovalo „bradlovú pevninu" vynorenú na severe v čase ich usadzovania. Prítomnosť veľkých foraminifer v tmeli zlepencov, ich zloženie a všetky ostatné znaky nás oprávňujú zaraďovať ich k typickej bazálnej transgresívnej litofácii, podobnej ako v severných okrajoch Chočských vrchov alebo Nízkych Tatier. Do sukcesie pribradlového paleogénu ich nemožno začleniť hlavne preto, lebo táto sa usadzovala takmer všade neprerušene od vrchnej kriedy počas paleocénu, spodného až stredného eocénu (s vývojmi rifových vápencov), a nikde sa nevyskytuje v transgresívnej pozícii so zlepencami až priabónskeho veku. Vekový hiát medzi najmladšími bradlovými elementmi podložia a samotnými transgresívnymi klastikami predstavuje prinajmenej 28—30 miliónov rokov (sp. kampán—priabón).

Vyššie súvrstvia transgresívneho cyklu, podobne ako všade inde, svojím zložením odrážajú skladbu nielen bezprostredného podložia, ale už aj širšieho okolia. Táto časť je reprezentovaná pieskovcovo-zlepencovým súvrstvím s polymiktnými zlepencami (avšak vždy s podielom valúnov bradlových karbonátov) a karbonátovými i polymiktnými pieskovcami, ktorých zdrojovou zónou mohli byť vtedy už obnažené hrubé súvrstvia vrchnokriedových zlepencov a flyšu manínskeho príkrovu.

Spoločenstvá veľkých foraminifer z najspodnejších polôh transgresívnych zlepencov boli skúmané na viacerých miestach medzi Dlhou nad Oravou a Sedliackou Dubovou. Najbohatšie spoločenstvo veľkých i malých foraminifer, vápnitých rias, machoviek a ojedinelých úlomkov lastúrnikov sa nachádza v ryhe bezmenného potôčika 1 km jz. od Sedliackej Dubovej. Obsahuje vrchnoeocénne-spodnopriabónske spoločenstvo veľkých foraminifer tvorené druhmi: *Nummulites anomalus* DE LA HARPE, *N.* cf. *budensis* HANTKEN, *N.*cf. *fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. rotularius* DESHAYES, *N. semicostatus* (KAUFMANN), *N. variolarius* (LAMARCK), *Operculina alpina* DOUVILLÉ, *Operculinoides nassauensis* COLE, *Spiroclypeus carpaticus* (UHLIG), *Grzybowskia* sp., *Discocyclina pratti* (MICHELIN), *D. sella* (D'ARCHIAC) a *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI. Ojedinele sa v spoločenstve nachádzajú výrazne poškodené a rekryštalizované schránky vrchnolutétskych druhov *Nummulites perforatus* (MONTFORT), *N. millecaput* BOUBÉE a *Assilina exponens* (SOWERBY), svedčiace o rozmývaní strednoeocénnych sedimentov počas priabónu. Keďže vrchnolutétske sedimenty (s veľkými foraminiferami) sú na Orave známe iba z vnútrokarpatského paleogénu, i to svedčí o tom, že na bradlovom pásme ležia vrstvy, ktoré boli pôvodne súčasťou jedného vnútrokarpatského sedimentačného priestoru.

Podľa doterajšieho podrobného skúmania dobre odkrytých profilov podloží a vyššie ležiacich zlepencov, ich valúnovou analýzou, ako i stratigrafickým vyhodnotením veľkých foraminifer, prichádzame k jednoznačnému záveru, že bradlové pásmo v opisovanom úseku predstavuje spolu s priabónskymi zlepencami torzo severného okraja (brehu) mora vnútrokarpatského paleogénu. Široká „bradlová pevnina" s pomerne členitým reliéfom sa postupne ponárala na juh, pod vody paleogénneho mora. Svedectvom tohoto sú ešte aj ojedinelé bradlá—ostrovy (napr. pri JRD v Krivej a jz. od Sedliackej Dubovej) vystupujúce zpod transgresívnej litofácie, vo vzdialenosti niekoľkých stovák metrov južnejšie od dnešného okraja (obr. 1).

Titónske bradielko jz. od Sedliackej Dubovej je po celom obvode lemované drobnozrnnými karbonátovými zlepencami s množstvom valúnov zo samotného bradla, čo naznačuje, že bradlo v období transgresie vyčnievalo nad hladinou plytkého mora a dodávalo klastický materiál.

Je nesporné, že magurský flyš a bradlové pásmo boli ako tektonické celky v popaleogénnom období presúvané južným, resp. juhovýchodným smerom pozdĺž výrazných tektonických plôch (možno ich zrovnávať prípadne až s príkrovovou plochou?). Spätné presunutie flyšového pásma na blok centrálnych Karpát podľa Z. RÓTHA (1962) je aspoň 10 km dlhé. Bradlové pásmo pri presúvaní mohlo pod sebou pochovať štvrtinu, resp. tretinu panvy s vývojom podtatranskej skupiny.

Avšak v opisovanom úseku na Orave sa zachovalo torzo severného okraja panvy v pôvodnej pozícii na svojom primárnom podloží. Takáto pozícia je raritou, zatiaľ inde nezistenou.

Ako vidno z doterajších výskumov vzniká „nárazníková zóna" priamo na styku bradiel s paleogénnymi sedimentmi (obr. 2), ktoré sú tlakovo značne deformované. V profiloch, kde sú zachované transgresívne sedimenty priamo na

bradlách (obr. 3), došlo k vybitiu sa horotvorných tlakov, a teda k skráteniu pôvodného sedimentačného priestoru väčšinou až o niekoľko km južnejšie v panve. Dôkazom toho sú silne deformované a zvrásnené ílovce a polámané až podrvené pieskovcové lavice v zubereckom flyšovaom súvrství v bezmennom potoku medzi kopcami Osičiny a Banské (v jv. od Sedliackej Dubovej).

Z hľadiska faciálneho vývoja je zaujímavé, že pokiaľ nad borovským—bazálnym súvrstvím je na južných okrajoch panví vyvinuté hutianske—ílovcové súvrstvie a nad ním flyš, zatiaľ sa nad „severnou bazálnou litofáciou" usadilo niekoľko 100 m hrubé pieskovcovo-zlepencové súvrstvie, ktoré dosť náhle prechádza do flyšu (alebo je medzi nimi nevýrazná tektonická línia?). Výnimkou je snáď územie južne od kopca Polom (612 m) jjz. od Sedliackej Dubovej, kde sa v nadloží transgresívnych zlepencov a pieskovcovo-zlepencového vývoja usadili ílovce hutianskeho súvrstvia.

Treba poznamenať, že zdrojová zóna klastického materiálu na južnom okraji patrí k centralidám; na severe, ako sme už skôr uviedli, k bradlovému pásmu. Pretože rozdielne, geograficky dosť vzdialené zdrojové oblasti mohli mať už v období paleogénnej sedimentácie odlišné tektonické vyvíjanie, mohli aj v priľahlých častiach panvy vznikať synchrónne odlišné litofácie.

Literatúra

GROSS, P.—HAŠKO, J.—HALOUZKA, R. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 413 (Trstená 3). Geofond, Bratislava.

GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.

RÓTH, Z. 1962: K problémům oblasti flyše v čs. Karpatech. Geol. práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—13.

SCHMIDT, F.—THOMÉ, P. 1972: Tektonik. Ferd. Enke Verl. Stuttgart.

P. Gross — E. Köhler

On Eocene Transgression in Orava Stretch of the Klippen Belt

Summary

Basins filled with the Subtatric group sediments (Inner-Carpathian Paleogene) in northern Slovakia are characteristic by their asymmetrical structure in the transverse north-south direction. Southern margins contain Paleogene sediments in normal, transgressive position on its Mesozoic underlier. Northern margins are always limited by conspicuous tectonic lines (Choč—Subtatric fault, Vikartovce fault) or are limited by a steep north-dipping overthrust tectonic line of the Klippen belt. Such gradual normal faults, with fault surface, that delimitates the structure (basin), dipping on the other side as the dip of the formation filling the structure is, are called antitetic.

In the described stretch in Orava between Sedliacka Dubová and Krivá remains of the original northern margin of the basin with the Subtatric group development were discovered by us. Unlike

so far known tectonic contact of the Klippen belt with Paleogene sediments on the southern side, here we discovered the Borové formation in a transgressive position. This formation is a basal transgressive lithofacies of Lower Priabonian age. The basal formation is built of breccias and conglomerates with pebbles of the same composition as that of its immediate klippen underlier. Like other places, also here reduction of the original Paleogene basin area took place, but the reverse fault line does not lie immediately on the contact of the Klippen belt with the Subtatric group sediments, but several km south of the basin (Fig. 3).

Explanations of Figures

Fig. 1 Simplified geological map of Orava in Sedliacka Dubová—Krivá stretch
1 — Klippen belt, 2 — Borové formation, transgressive or marginal lithofacies, Priabonian, 3 — Huty formation, claystone lithofacies, Priabonian, 4 — Zuberec formation, flysch, Upper Priabonian to Lower Oligocene, 5 — study profiles and paleontologic localities, 6 — reverse lines and faults.

Fig. 2 Schematic section of the Subtatric group (Inner—Carpathian Paleogene of northern Slovakia) MP — Magura nappe, BP — Klippen belt, SV — Skorušinské vrchy Mts., CHV — Chočské vrchy Mts., LK — Liptovská kotlina basin, NT — Nízke Tatry Mts., P — Podhale Paleogene, VT — Vysoké Tatry Mts., PK — Popradská kotlina basin, LV — Levočské vrchy Mts., SR — Slovenské rudohorie Mts., 1 — undivided crystalline, 2 — undivided Mesozoic of the Centralides, 3 — Klippen belt, 4 — undivided Mesozoic and Paleozoic of the Centralides, 5 — Borové basal transgressive formation — Eocene, 6 — undivided upper formations of the Subtatric group — Eocene to Oligocene, 7 — Magura nappe, 8 — faults, 9 — stretches of tectonically compressed and folded formations, 10 — direction of structure movement

Fig. 3 Schematic section of the Subtatric group and its underlier in Orava stretch of the Klippen belt and adjacent part of the Sorušínske vrchy Mts.

Geologické práce, Správy 86, s. 165—171, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Dušan Wunder

Príspevok ku granitovej tektonike Krivánskej Fatry

4. obr., anglické resumé

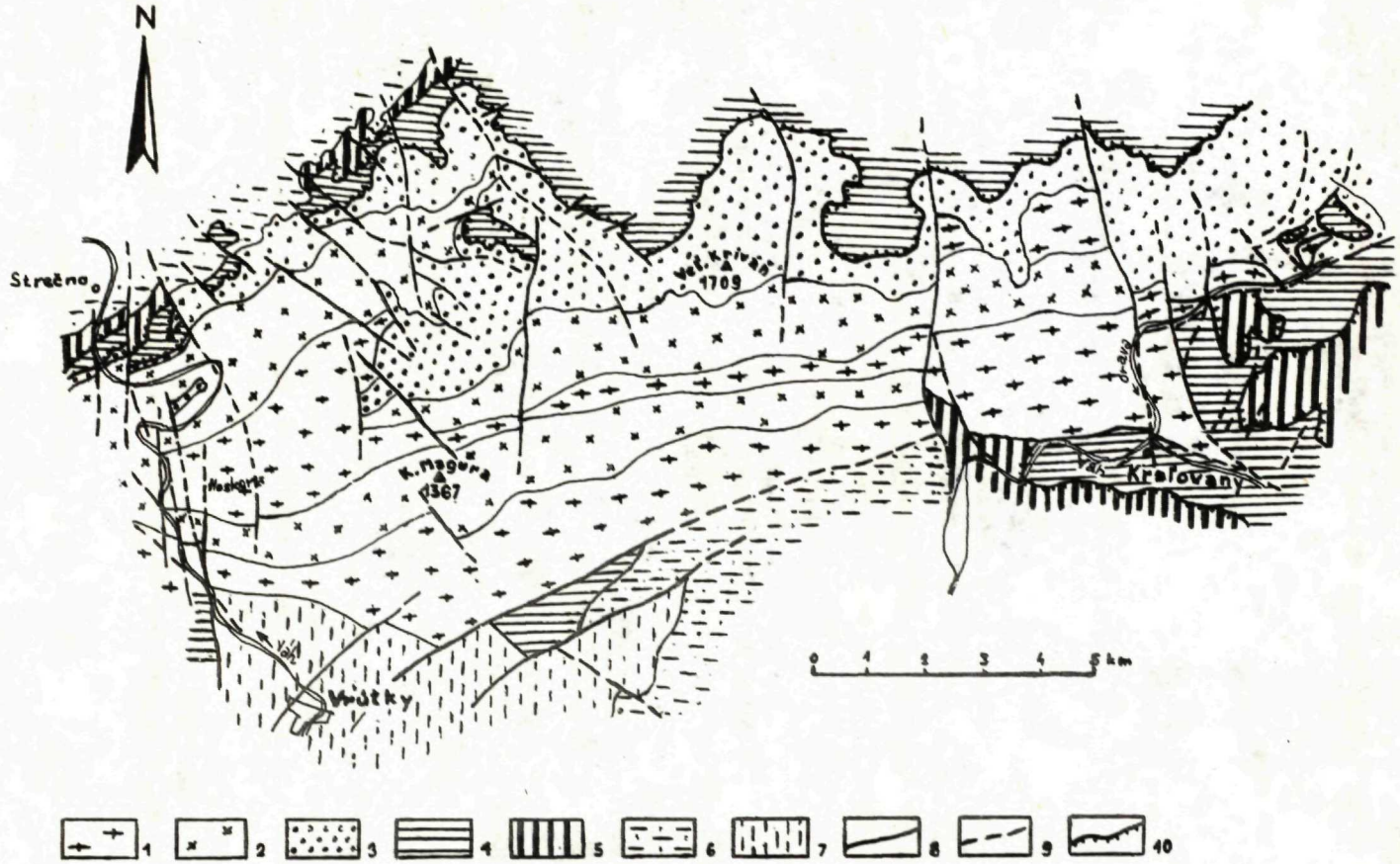
Abstract. The author presents results of geological and structural investigations of crystalline complexes in the Krivánska Fatra Mts. Granitoids are dominant rock types. They show steep, planparallel E—W orientation and prominent transversal N—S fissure-fault tectonics.

Pohorie Malá Fatra sa podľa E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA (1980) člení na Krivánsku a Lúčanskú Fatru. Kryštalinikum Krivánskej Fatry sa výrazne odlišuje od kryštalinika priľahlej Lúčanskej Fatry, a to nielen orientáciou geologických štruktúr, ale aj petrografickým zložením. V masíve Krivánskej Fatry chýbajú, až na drobné výskyty pararúl v podobe xenolitov, horniny kryštalinického plášťa, ktoré v súvislom pruhu vystupujú v kryštaliniku Lúčanskej Fatry. Ani permské sedimenty Lúčanskej Fatry nepoznáme na povrchu Krivánskej Fatry. Uvedené skutočnosti poukazujú na čiastočne vyšší výzdvih, pokročilejšiu eróziu a zároveň odlišný geologický vývoj masívu Krivánskej Fatry.

Pri geologickom mapovaní v oblastiach, ktoré boli vybrané pre výstavbu vodných diel, sme sa zamerali aj na štruktúrny výskum (D. WUNDER 1979a, D. WUNDER—J. GOREK 1979). Niektorými otázkami granittektoniky priľahlých oblastí sa v prácach s inžinierskogeologickým zameraním zaoberal najmä R. ONDRÁŠIK (1979, 1983) a A. ZEMANOVÁ (1983). Vo východnej časti Krivánskej Fatry sme spracovávali oblasť Dierovej v najspodnejšom toku Oravy až po jej sútok s Váhom. Kryštalinikum budované granitoidmi je tu v tektonickom styku nielen s krížňanským príkrovom, ale miestami aj s malofatranskou jednotkou, nakoľko tu chýbajú jej spodné litostratigrafické členy. V západnej časti pohoria to bola oblasť prielomu Váhu a jeho pravého prítoku potoka Hoskora. Granitoidný masív tu svojím rozsahom prevláda nad mezozoickými útvarmi. Z vyššie uvedeného vyplýva, že najrozšírenejšie horninové typy v predmetných oblastiach sú granitoidy (obr. 1).

Granitoidným horninám typu biotitických granodioritov a kremenných dioritov v kryštaliniku Malej Fatry pripisoval už J. KOUTEK (1931) príbuznosť

RNDr. Dušan Wunder, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Tektonická schéma kryštalinika Krivánskej Fatry (upravil D. Wunder z podkladov M. Ivanova, M. Poláka a vlastných)
1 — kryštalinikum — biotitické granodiority, 2 — kryštalinikum — dvojsľudné granodiority a granity, 3 — tatrikum — obalová jednotka, 4 — fatrikum — krížňanský príkrov, 5 — hronikum — chočský príkrov, 6 — vnútrokarpatský paleogén, 7 — neogén, 8 — zlomy zistené, 9 — zlomy predpokladané, 10 — násunové línie.

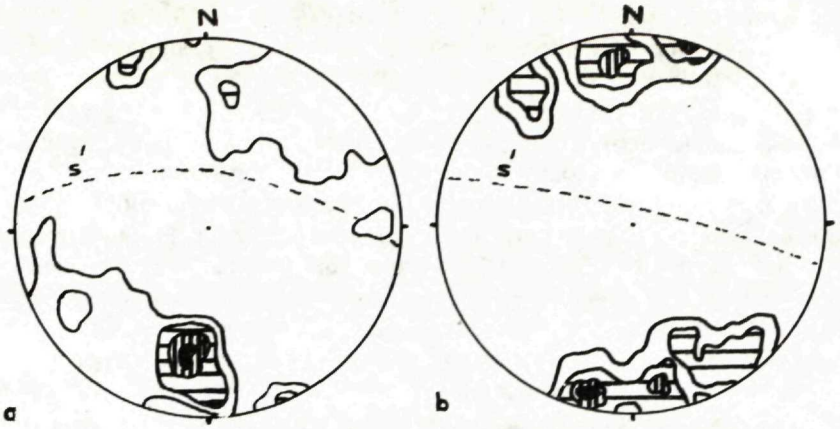
k ďumbierskemu typu. M. IVANOV—L. KAMENICKÝ (1956, 1957) v Malej Fatre vyčlenili dva hlavné typy granitoidných hornín, a to: a) oligoklasovo-biotitické a hybridné granity a b) granity magurského typu. Prvý typ označil M. IVANOV (IN M. MAHEĽ a kol. 1964) ako biotitický kremenný diorit a granodiorit. Na základe našich pozorovaní sme rozlíšili jednak strednozrnné biotitické granodiority s lokálnymi jemnozrnnými a hrubozrnnými varietami a v nich prítomnými xenolitmi pararúl a tiež strednozrnné až hrubozrnné, biotitické a muskovitico-biotitické granodiority a granity s hojnými aplitmi a pegmatitmi.

O usporiadaní a usmernení kryštalinika Krivánskej Fatry môžeme bez ďalších poznatkov usudzovať len podľa geometrickej orientácie jeho horninových typov a jeho postavenia v karpatskom oblúku. K bližšiemu poznaniu vnútornej stavby granitoidného masívu nám pomohli petrografické, petrotektonické a drobnotektonické skúmania. Z makroštruktúrnych znakov je to už spomenuté priestorové rozmiestnenie granitoidných typov a variet spolu s telesami aplitov a pegmatitov, ktoré sa viažu hlavne na pozdĺžne a ložné pukliny prvotnej odlučnosti. Pozdĺžnym, v Krivánskej Fatre východozápadným smerom, sa orientujú aj skoro všetky skúmané xenolity biotitických pararúl, ako aj enklávy šmúh biotitov (najpravdepodobnejšie ako zvyšky kontaminovaného kryštalinického plášťa). Pre porovnávacie zhodnotenie vnútornej stavby kryštalinika sme odobrali orientované vzorky biotitických granodioritov vystupujúcich v oblasti Dierovej, a to z ľavého aj z pravého brehu Oravy. Horniny z tejto oblasti sú najvzdialenejšie od vplyvu deformácií štruktúrneho plánu Lúčanskej Fatry. Pre petrotektonické skúmanie boli zhotovené výbrusy v horizontálnych rovinách z orientovane odobratých vzoriek, čo umožnilo bez ďalších konštrukcií priestorove hodnotiť merané štruktúrne prvky. Najvýraznejšie sa prejavila prednostná orientácia biotitu. Z jednotlivých maxím na kontúrových diagramoch pólov spodových plôch biotitu (obr. 2) je zrejmé jeho pravládajúce východozápadné usporiadanie so strmými sklonmi (D. WUNDER 1979b). Takéto usporiadanie je u granitoidov typické pre prototektonické tokové planárne štruktúry v zmysle G. D. AŽGIREJA (1956).

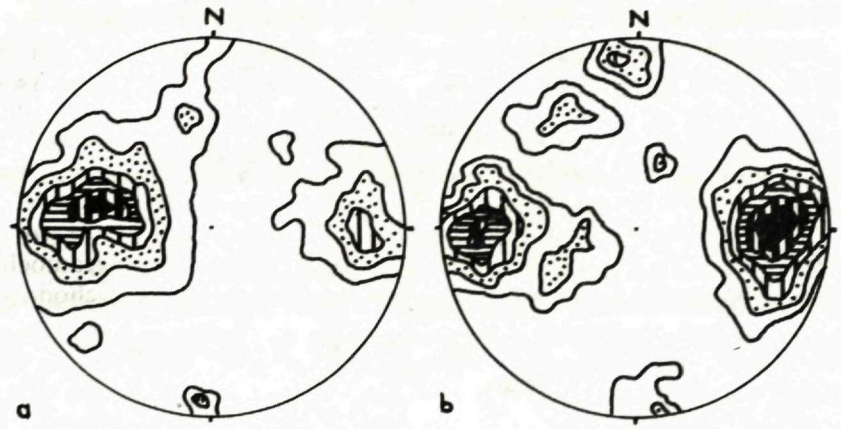
Deformáciami silnejšie postihnutý undulózne zhášajúci kremeň nemohol poskytnúť podobné smerodajné výsledky.

K priečnym, severojužným štruktúrnym smerom patria systémy priečnych, prevažne strmých prizlomových puklín líšiacich sa od seba rôznym smerom sklonu (obr. 3). Ich najčastejší výskyt je práve v okrajových častiach masívu. S narastajúcou hustotou prechádzajú miestami až do puklinovej kliváže. Na takéto systémy puklín sa lokálne viažu mylonitizované pásma, ktoré sa považujú za prejavy mladej alpínskej tektoniky. R. ONDRÁŠIK (1983) uvažuje aj o pozdĺžnych mylonitových pásmach na stykoch jednotlivých typov granitoidov. Mylonitizačné procesy vyvolávajú zároveň vznik pohybových (dislokačných) zón (obr. 4), ktoré sa odzrkadľujú tiež v okrajových priečnych poruchových zónach masívu a sú prejavom mladej alpínskej a snáď aj recentnej neotektoniky, na čo by mohol mať vplyv aj zvýšený stupeň seizmicity celej oblasti. Pomerne hojne zastúpené pukliny zvetrávania sú bez súvislejších priebehov a orientácie.

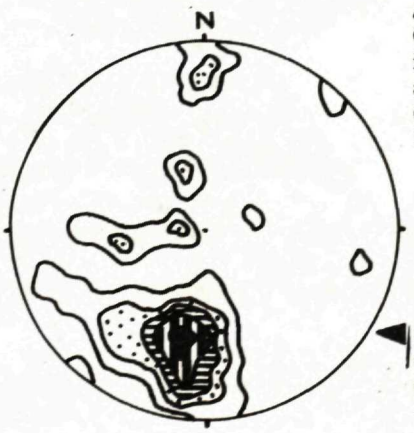
Granitoidný masív Krivánskej Fatry považujeme, vzhľadom k jeho obalu, za



Obr. 2 Kontúrové diagramy pólov spodových plôch biotitu v biotitickom granodiorite
a) pravý breh Oravy, 60 meraní, hustota 7—5—3—1 %, b) ľavý breh Oravy, 50 meraní, hustota 6—4—2—1— %, ś — foliácia podmienená orientáciou biotitu.



Obr. 3 Kontúrové diagramy pólov puklín granitoidného masívu Kriváňskej Fatry
a) oblastný (Kraľovany—Dierová), 600 meraní, 6—5—4—3—2—1 %, b) úsekový (Hoskora), 180 meraní, 12—8—4—2.0,5 %.



Obr. 4 Kontúrový diagram lineácií pohybu na dislokačných plochách granitoidov v západnej časti Kriváňskej Fatry 55 meraní, 10—8—6—4—2 %.

konkordantné jadrové teleso. V priebehu staršej fázy intrúzie pôsobili tlakové napätia, čoho dôsledkom je plošneparalelná orientácia biotitických granodioritov. Počas tuhnutia granitoidov vznikali systémy kontrakčných trhlín, do ktorých intrudovali postupne dvojsľudné granodiority a granity mladšej fázy aj aplity a pegmatity. Pozoruhodné je, že granitoidy mladšej fázy nemajú výraznejšie stopy po deformáciach a neobsahujú ani už spomenuté xenolity. Absolútne veky ekvivalentných granitoidov Západných Karpát kolíšu od 350 do 250 mil. rokov (napr. J. KANTOR 1959, resp. A. G. GURBANOV—B. CAMBEL—J. MACEK 1984). Po vzniku granitoidov, ktorý sa odohral najpravdepodobnejšie po bretónskej fáze variského vrásnenia, sa masív Krivánskej Fatry postupne premiestňoval v období tesne spätom s presunom mezozoických príkrovov, pričom mohlo už práve vtedy dôjsť k tektonickému zbliženiu s odlišne štruktúrne orientovaným masívom Lúčanskej Fatry. O zložitosti tektonických pohybov svedčia aj vzájomné zavrásnenia kryštalinika a mezozoika (M. POLÁK 1979). Plastické deformácie sa postupne vytrácali v súvislosti s časovo kratším pôsobením tlakov a začali sa čoraz viac prejavovať ruptúrne deformácie. Pri týchto dochádzalo postupne k značnému výzdvihu, krátkemu posunu, nakloneniu, rozlámaniu a rozpukaniu nielen granitoidného masívu, ale aj celého pohoria Malej Fatry.

Záver

Podrobným geologickým mapovaním spojeným so štruktúrnym výskumom vybraných oblastí Krivánskej Fatry sa upresnili niektoré geologické hranice a tektonické línie. Prevládajúce granitoidné horniny zastupujú strednozrnné biotitické granodiority s lokálnymi jemnozrnnými a hrubozrnnými varietami a v nich prítomnými xenolitmi pararúl a tiež strednozrnné až hrubozrnné biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority a granity s hojnými aplitmi a pegmatitmi. Drobnoštruktúrny a petrotektonický výskum prispeli k bližšiemu poznaniu vnútornej stavby granitoidného masívu. Pozoruhodné je plošnoparalelné usmernenie biotitov v granitoidoch so strmou východozápadnou orientáciou. V okrajových častiach masívu sa silne prejavuje priečna puklinovo-zlomová tektonika, ktorú dokumentujú kontúrové diagramy pólov puklín a lineácií pohybov.

Skúmanie a klasifikácia štruktúrnych prvkov v tektonicky exponovaných oblastiach granitoidného kryštalinika prispeli cennými poznatkami pre následný inžinierskogeologický prieskum a projektovanie vodných diel.

Literatúra

AŽGYREJ, G. D. 1956: Strukturnaja geologija—Izd. Mosk. Univ., Moskva,

GURBANOV, A. G.—CAMBEL, B.—MACEK, J. 1984: Sravniteľnyj analiz variscijskych granitoidov Bolšovo Kavkaza i Zapadnych Karpat. Geol. carpatica 35, Bratislava, 61—90.

HAŠKO, J.—POLÁK M. 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M.—KAMENICKÝ L. 1956: Správa k prehľadnému mapovaniu kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—107.

IVANOV, M.—KAMENICKÝ, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 188—212.
KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sborník SGÚ IX, Praha.
KANTOR, J. 1959: Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlíc podľa rádioaktívneho rozpadu K^{40}. Geol. Sbor. SAV, X, 1, Bratislava, 89—96.
MAHEĽ, M. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200000, Banská Bystrica, ÚÚG, Bratislava,
MAZÚR E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Geograf. Ústav SAV, Bratislava.
ONDRÁŠIK, R. a kol. 1979: PVE Hoskora—Úplný inžinierskogeologický orientačný prieskum. Archív KIG PFUK, Bratislava.
ONDRÁŠIK, R. 1983: Vplyv geologickotektonického vývoja širšieho územia na podmienky výstavby vodného diela Hoskora. In Stolečnan J. a kol. 1983: Správa o geologickom a geofyzikálnom výskume. Orientačný prieskum — 1. dielčia správa, Geofond, Bratislava.
POLÁK, M. 1979: Geologické profily Krivánskou Malou Fatrou. In: Maheľ, M. edit.: Konferencie, sympózia, semináre — Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, 77—84.
WUNDER, D. 1979a: Geologická mapa pre vodné dielo Dierová. Manuskript — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
WUNDER, D. 1979b: Geologické pomery východnej časti Krivánskej Malej Fatry a juhozápadnej časti Chočských vrchov. Rigorózna práca, Archív Kat. Geol. a Paleont. PFUK Bratislava.
WUNDER, D.—GOREK, J. 1979: Geologická mapa územia pre vodné dielo Hoskora. Manuskript —archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ZEMANOVÁ, A. 1983: Riešenie stability skalných svahov grafickými metódami. Diplomová práca —archív KIG PFUK, Geofond, Bratislava.

Dušan Wunder

Contribution to granittectonics of Krivánska Fatra Mts.

Summary

Crystalline complexes of the Krivánska Fatra Mts. mostly consist of granitoid rocks. Small occurrences of paragneiss xenoliths are infrequent. Microtectonical and petrotectonical analyses extended information about the internal structure of the granitoid massif. Oriented thin sections display planparallel steep E—W orientation of biotites in biotite granodiorites. Peripheral parts of the massif show prominent transversal, mainly N—S fissure-fault tectonics. We have tried to distinguish partial intrusions of biotite granodiorites of an earlier phase and of two-mica granodiorites and granites of a later phase.

Explanations of text—figures

Fig. 1 Tectonic scheme of crystalline complexes of Krivánska Fatra Mts. (according to M. IVANOV, M. POLÁK, D. WUNDER modified by D. WUNDER)
1 — crystalline complexes — biotite granodiorites, 2 — crystalline complexes — two-mica granodiorites and granites, 3 — Tatricum — envelope unit, 4 — Fatricum — Krížna nappe, 5 — Hronicum — Choč nappe, 6 — Central-Carpathian Paleogene, 7 — Neogene, 8 — faults established, 9 — faults inferred, 10 — overthrust lines.

Fig. 2 Contour diagrams of poles of biotite undersurfaces in biotite granodiorite
a) right bank of Orava r., 60 measurements; density 7 — 5 — 3 — 1 %, b) left bank of Orava r., 50 measurements; density 6 — 4 — 2 — 1 %. Š — foliation is controlled by biotite orientation.

Fig. 3 Contour diagrams of poles of fissures of granitoid massif in Krivánska Fatra Mts.
a) areal pole (Kraľovany—Dierová), 600 measurements, 6—5—4—3—2—1 %, b) segment pole (Hoskora), 180 measurements; 12—8—4—2—0,5 %.

Fig. 4 Contour diagram of lineations of movement on dislocation surfaces of granitoids in western part of Krivánska Fatra Mts.
55 measurements, 10—8—6—4—2 %.

Geologické práce, Správy 86, s. 173—177, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Ivan Repčok

Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po štiepení uránu

anglické resumé

Abstract. By means of the fission track method ages of some andesites of the Krupinská planina plane (16.2 to 16.8 m.y.), the Burda Mts. (16.1 m.y.) and rhyolite to rhyodacite tuffs of the Cerová vrchovina Mts. (20.6 and 20.1 m.y.) were determined.

Metódou stôp po štiepení uránu, popísanou v ČSSR okrem iných autorom tohoto článku (I. REPČOK 1977), boli datované niektoré vulkanity Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny. Výsledky datovaní touto metódou (v ďalšom len FT) budú prezentované podľa jednotlivých pohorí so stručnou geologickou charakteristikou.

Krupinská planina

V. KONEČNÝ—J. LEXA—E. PLANDEROVÁ (1983) členia bádenské vulkanoklastické horniny Krupinskej planiny takto:

a) príbelské súvrstvie,
b) vinická formácia (súvrstvie),
c) čelovská formácia (súvrstvie) a
d) lysecká formácia (súvrstvie).

Príbelské súvrstvie

Tvoria ho prevažne tufitické piesky s vložkami pemzovo-popolových ryodacitových tufov až tufitov a valúny nevulkanických hornín s polohami tufitických piesčitých vápencov a intraformačných brekcií a valúnov. Nakoľko organické zvyšky neumožňujú presné biostratigrafické zaradenie, vyššie spomenutí autori na základe superpozície (leží na karpate a otnangu pod vinickou formáciou so spodnobádenskou faunou), zaraďujú príbelské súvrstvie do spodnej časti spodného bádenu.

RNDr. Ivan Repčok, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Vinická formácia (súvrstvie)

Tvoria ju (podľa tých istých autorov) produkty spodnobádenského andezitového vulkanizmu uložené v morskom prostredí. Ide o extruzívne telesá, brekcie a redeponované vulkanoklastické horniny amfibolicko-pyroxenických andezitov v nadloží príbelského súvrstvia a v podloží čelovskej formácie (súvrstvia). Amfibolicko-pyroxenický andezit Sokolej skaly (jv. od Hrušova) bol datovaný metódou K/Ar na 17,6 ± 0,9 mil. rokov (V. KONEČNÝ—G. P. BAGDASARJAN —D. VASS 1969). V. KONEČNÝ—J. LEXA—E. PLANDEROVÁ (1983) uvádzajú priemernú hodnotu z ôsmych analýz 16,4 ± 1,5 mil. rokov, čo je podľa D. VASSA et al. (1979) údaj bližší k reálnemu veku. Na tomto mieste predkladáme výsledky FT-datovaní dvoch vzoriek z vinickej formácie (z kolekcie V. Konečného):

JCH-51 — amfibolicko-pyroxenický andezit (lom Völgyipatak, 2,5 km sz. od Širákova), amfibol 16,8 ± 0,8 mil. rokov;

JCH-52 — amfibolicko-pyroxenický andezit (lom Sokolia skala, 1,5 km jv. od Hrušova), amfibol 16,5 ± 0,6 mil. rokov.

Prvé FT-datovanie amfibolov z andezitov vinickej formácie (súvrstvia) potvrdzujú oprávnenosť jej zaradenia do spodného bádenu, čo je v zhode s biostratigrafickými údajmi (V. KANTOROVÁ in V. ČECHOVIČ—D. VASS 1962, R. LEHOTAYOVÁ 1964, R. LEHOTAYOVÁ in D. VASS—V. KONEČNÝ—J. ŠEFARA 1979).

Čelovská formácia (súvrstvie)

Bola vyčlenená V. KONEČNÝM—J. LEXOM—E. PLANDEROVOU (1983), tvoria ju produkty explozívnej vulkanickej aktivity a telesá prívodných systémov (neky, dajky) v nadloží vinickej formácie (súvrstvia); je považovaná na základe biostratigrafických údajov za strednobádenskú, prípadne vrchnú časť spodného bádenu. K/Ar datovanie čelovskej formácie (súvrstvia) vo vrte CK-1: hĺbka 61,0 m —17,5 ± 0,5 mil. rokov a hĺbka 111 m—16,45 ± 0,8 mil. rokov (V. KONEČNÝ —G. P. BAGDASARJAN—D. VASS 1969).

Lysecká formácia (súvrstvie)

Tvoria ju produkty explozívnej a intruzívno-extruzívnej aktivity intermediárneho andezitového vulkanizmu, leží v nadloží čelovskej formácie (V. KONEČNÝ —J. LEXA—E. PLANDEROVÁ 1983). Metódou K/Ar bolo datované teleso Lysec na 17,3 ± 0,8 mil. rokov (V. KONEČNÝ—G. P. BAGDASARJAN—D. VASS 1969). Chudobné biostratigrafické údaje z vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia umožňujú zaradiť formáciu do stredného až vrchného bádenu (F. NĚMEJC 1962 in V. KONEČNÝ—J. LEXA—E. PLANDEROVÁ 1983). Autor tohoto článku datoval FT-metódou dve vzorky andezitov z lyseckej formácie (z kolekcie V. Konečného):

KŠ-258 amfibolický andezit (bralo na j. svahu k. Lysec), amfibol 16,3 ± ± 0,5 mil. rokov;

JCH-50 amfibolický andezit (bralo na vrchole k. Lysec), amfibol 16,2 ± ± 0,5 mil. rokov.

Prvé FT-datovania amfibolov z andezitov lyseckej formácie potvrdzujú jej pozíciu nad staršími formáciami a zodpovedajú vrchnejšej časti spodného bádenu v zmysle škály D. VASSA (1978).

Burda

Z tejto oblasti bola autorom (I. REPČOK 1976) FT-metódou datovaná vzorka amfibolického andezitu (z kolekcie D. VASSA) odobratá v lome pri ceste z Kamenice nad Hronom do Salky na amfibole 15,7 ± 1,4 mil. rokov. Tieto andezity patria do vulkanodetritického komplexu Kováčovských kopcov, ktorý je prekrytý morskými slieňmi spodnobádenského veku a boli metódou K/Ar datované na 15,2 ± 1,2 mil. rokov (G. P. BAGDASARJAN in D. VASS 1978). Autor tohoto článku datoval FT-metódou jednu vzorku (z kolekcie K. Karolusa):

KPID-37 amfibolický andezit (kameňolom pri obci Lela, s. od ústia Ipľa do Dunaja), amfibol 16,1 ± 0,4 mil. rokov.

Tento údaj, podobne ako vyššie FT-datovanie andezitu z Kamenice nad Hronom, oprávňuje zaradiť tieto andezity do vrchnejšej časti spodného bádenu. Podobný údaj získal autor (I. REPČOK 1980) FT-datovaním amfibolu z pyroxenicko-amfibolického andezitu z neďalekého Börszönyi (z kolekcie J. Lexu) 16,2 ± 0,2 mil. rokov, čo je v dobrej zhode s FT-datovaniami v Burde.

Cerová vrchovina

Ryolitové až ryodacitové tufy (z kolekcie D. Vassa) datované FT-metódou sú zo západnej časti Cerovej vrchoviny (bližšie—Mučínskej vrchoviny), ktorá je budovaná molasovými treťohornými sedimentmi, neogénnymi vulkanitmi, štvrtohornými sedimentmi a bazaltmi. Geologický vývoj tu prebiehal podľa D. VASSA et al. (1983) takto: Morské oligocénne sedimenty sú vyvinuté v plytkovodných piesčitých fáciach. Tektonické pohyby na konci kišcelu vyvolali regresiu mora. Začiatkom egeru nastupuje nová morská transgresia, koncom egeru more regreduje. Začiatkom egenburgu nastala rýchla transgresia s častými osciláciami, počas egenburgu za sprievodcu kyslého vulkanizmu. Po regresii egenburského mora prebehla v spodnom otnangu kontinentálna sedimentácia sprevádzaná kyslým explozívnym vulkanizmom. Vo vyššom otnangu nastupuje uhľotvorná sedimentácia. Mladšie miocénne sedimenty chýbajú. V strednom miocéne dochádza k intrúzii a žilným prienikom andezitovej magmy. Na konci pliocénu a začiatkom kvartéru dochádza k bazaltovým výlevom.

Egenburg

Spolu s otnangom reprezentuje hlavnú alpínsku molasu tylovej hlbiny. Egenburg v tejto oblasti tvorí fiľakovské súvrstvie, ktoré rozčlenil autorský kolektív (D. VASS et al. 1983) na štyri laterálne sa zastupujúce celky:

Fiľakovské pieskovce — biostratigraficky doložený egenburg (V. KANTOROVÁ 1983, R. LEHOTAYOVÁ 1983, A. NAGY in D. Vass et al. 1983).

Jalovské vrstvy — šikmo zvrstvené pieskovce s glaukonitom so sporadickým výskytom fauny.

Čakanovský šlír—vápnité siltovce a jemnozrnné pieskovce s biostratigraficky doloženým egenburgom (A. ONDREJIČKOVÁ 1972, V. KANTOROVÁ 1983, R. LEHOTAYOVÁ 1983).

Lipovanské pieskovce — obsahujú bohatú egenburskú morskú faunu (V. HANOLA—J. SENEŠ 1952, A. ONDREJIČKOVÁ 1972 in D. VASS et al. 1983) a polohy ryodacitových tufov a tufitov (J. DANILLOVÁ 1983). Z týchto kyslých tufov datoval autor FT-metódou vzorku

M-60 — ryolitový až ryodacitový tuf (zárez cesty 2,3 km j. od kostola v Lipovanoch, j. od Lučenca) biotit 20,6 ± 0,5 mil. rokov.

Otnang

Je budovaný starším bukovinským súvrstvím a nad ním ležiacim mladším šalgótarjánskym súvrstvím (D. VASS et al. 1983).

Bukovinské súvrstvie — štrky, piesky, pestré íly a ryodacitové vulkanoklastiká. Ryodacitové tufy z jz. okolia Mučína boli metódou K/Ar datované na 21,9 mil. rokov (D. VASS et al. 1971). Vek bukovinského súvrstvia je doložený palinologicky vo vrte EHJ-1: vrchný egenburg až spodný otnang (E. PLANDEROVÁ 1981). Ďalšie údaje o otnanskom veku bukovinského súvrstvia nachádzame v práci D. VASSA et al. (1983). Autor datoval FT-metódou z bukovinského súvrstvia vzorku

M-73 ryodacitový tuf (roklina 2,3 km zsz. od kostola v Lipovanoch), biotit 20,1 ± 0,3 mil. rokov.

Toto FT-datovanie oprávňuje zaradiť bukovinské súvrstvie do spodného otnangu.

FT-datovanie ryolitového až ryodacitového tufu z lipovianskych pieskovcov (20,6 ± 0,5 mil. rokov) dokladá vyššie spomínanú vekovú odlišnosť egenburských a spodnootnanských kyslých vulkanoklastík a ich superpozíciu.

Pre datovanie FT-metódou bola použitá konštanta rozpadu $^{238}U = 6{,}85 . 10^{-17} . rok^{-1}$.

Literatúra

ČECHOVIČ, V.—VASS, D. 1962: K otázke stratigrafie členenia tortónskych vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. Práce, Správy 25, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 130—166.

DANILLOVÁ, J. 1983: Petrografické vyhodnotenie neogénnych sedimentov z listu Fiľakovo/3. Geofond, Bratislava.

KANTOROVÁ, V. 1983: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek terciérnych morských sedimentov z listu Fiľakovo/3. Geofond, Bratislava.

KONEČNÝ, V.—BAGDASARJAN, G. P.—VASS, D. 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. Acta geol. Acad. Sci. Hung., 13, Budapest, 245—258.
KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západné Karpaty, sér. geol. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.
LEHOTAYOVÁ, R. 1964: Mikrofauna miocénnych sedimentov južného okraja stredoslovenských neovulkanitov. Správy o geol. Výsk. v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 12—13.
LEHOTAYOVÁ, R. 1983: Vápnitá nanoflóra sedimentov spodného miocénu listu Fiľakovo/3. Geofond, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E. 1981: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny. Geofond, Bratislava.
REPČOK, I. 1976: Fission-track metóda, aplikácia na mladé procesy a formácie. Geofond, Bratislava.
REPČOK, I. 1977: Stopy po delení uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, sér. min. a petrogr. geoch. metalogen. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.
REPČOK, I. 1980: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission-track" (III. etapa). Geofond, Bratislava.
VASS, D. 1978: World neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—236.
VASS, D.—BAGDASARJAN, G.P.—KONEČNÝ, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl. 101, 2—3, Budapest, 321—327.
VASS, D.—KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—277.
VASS, D. et al. 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 46 223 Fiľakovo/3 a Šalgotarján/1. Geofond, Bratislava.

Ivan Repčok

Age of some Krupinská planina, Burda and Cerová vrchovina volcanic rocks by the fission track method

Summary

Krupinská planina

Two from four Badenian formations of the Krupina plateau were dated by the fission track method:
Vinica formation — hornblende . pyroxene andesite (Völgyipatak) on hornblende — 16,8 ± 0,8 m.y.
— hornblende-pyroxene andesite (Sokolia skala) on hornblende — 16,5 ± 0,6 m.y.
Lysec formation — hornblende andesite (two samples from Lysec) on hornblende 16,3 and 16,2 ± 0,5 m.y.

Burda

Fission track dating of hornblende andesite (from Lela) ranging them to the upper part of the Lower Badenian (on hornblende 16,1 ± 0,4 m.y.).

Cerova vrchovina

From Cerova vrchovina two samples of rhyolite-rhyodacite tuffs were dated by the fission track method:
rhyolite-rhyodacite taffs (from Lipovany sandstone—Eggenburgian) on biotite — 20,6 ± 0,5 m.y.,
rhyodacite tuff (from Bukovinka formation—Lower Ottnangian) on biotite — 20,1 ± 0,3 m.y.

Geologické práce, Správy 86, s. 179—195, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Jozef Michalík — Karol Borza — Paulína Snopková —
— Marcela Svobodová — Zdeněk Vašíček

Súčasné trendy v stratigrafii spodnokriedových útvarov a ich aplikácia na Západné Karpaty

(výťah z referátov seminára v Liptovskom Jáne 21.—23. 5. 1985)
(7 obr.)

Abstract. In the submitted work the authors deal with present problems of the Lower Cretaceous litho — and biostratigraphy. On the other hand, they analyse the state of knowledge on the Czechoslovak West Carpathians with a special attention paid to intraregional correlation.

Otázkam spresnenia stratigrafického členenia útvarov spodnej kriedy sa v poslednej dobe venuje v celosvetovom meradle mimoriadna pozornosť. Každoročne sa koná niekoľko medzinárodných vedeckých podujatí, na ktorých sa prejednávajú nové výsledky v riešení stratigrafických problémov, predkladajú sa nové návrhy na riešenie a nastoľuje sa program výskumu spodnokriedových sekvencií na najbližšie obdobie. Také bolo „Kreidesymposium 1982" v Mníchove, Sympózium o vedení hraníc medzi stupňami spodnokriedového obdobia v Kodani 1983 i Pracovné stretnutie Tetýdnej pracovnej skupiny pre kriedovú stratigrafiu v Maďarsku 1983 i Sympózium o hranici jury a kriedy 1984 v Sümegu. Výsledky týchto vedeckých stretnutí a výskumný program, ktorý z nich vyplýva, zaväzujú i československých stratigrafov pracujúcich v uvedenej problematike, aby sa snažili držať krok s trendom svetovej vedy.

Súčasný stav rozpracovania problematiky

Súčasné ponímanie hraníc na základe amonitov

Na medzinárodnom sympóziu v Kodani 1983 bola okrem iného venovaná pozornosť hranici jura—krieda (resp. titón—berias), pričom bolo doporučené za najnižšiu zónu beriasu považovať zónu *Berriasella jacobi*. K podobnému záveru dospelo rokovanie sympózia o jursko-kriedovej hranici v Sümegu 1984.

RNDr. J. Michalík, CSc., RNDr. K. Borza, DrSc., Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava,
RNDr. P. Snopková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava,
RNDr. M. Svobodová, CSc., Geoindustria, Praha
Ing. Z. Vašíček, CSc., kat. min. geol., Vysoká škola báňská, tř. Vítěz. února, 708 33 Ostrava-Poruba

Nové návrhy na vedenie hraníc medzi najnižšími spodnokriedovými stupňami beriasom—valanginom a valanginom—hoterivom predložil PHILIPPE HOEDEMAEKER 1982. Uvádzal, že v prevažnej časti zóny *Berriasella callisto* v Španielsku (dosiaľ považovanej za beriaskú) sa vyskytuje 50 % valanginských prvkov. Preto túto časť definoval ako novú bazálnu valanginskú amonitovú zónu *Tirnovella alpillensis*. Zostávajúcu časť zóny *B. callisto* priraďuje k zóne *Berriasella picteti*, ktorá má predstavovať najvyšší berias. Toto poňatie, ktoré by malo byť spresňované ešte zahrnutím parastratigrafických škál ďalších organizmov (kalpionely a pod.), znamená podstatné zúženie doterajšieho beriaskeho stupňa.

Na základe podrobného rozboru zmien v zložení amonitových faun v mediteránnej oblasti sa P. Hoedemaeker pokúša hlbšie posunúť i hranicu medzi valanginom a hoterivom. V porovnaní s doterajším kladením hranice na bázu zóny *Acanthodiscus radiatus* navrhuje klásť novú hranicu medzi amonitové zóny *Saynoceras verrucosum* a *Himantoceras trinodusum*. Medzi uvedenými zónami mizne podstatná časť „starých" amonitových rodov a nastupujú nové taxóny, o.i. i prvé krioceratídy. Hoci bol tento návrh zatiaľ zamietnutý, je celkom dobre možné, že sa časom presadí ako opodstatnená varianta riešenia.

Hranica hoterivu a barému je úzko spätá so zónou *Pseudothurmannia angulicostata* a s výskytom zastupiteľov rodu *Pseudothurmannia* vôbec. V súčasnosti jestvujú dve varianty riešenia: buď viesť hranicu na báze uvedenej zóny alebo

P. HOEDEMAEKER 1982	tradičné členenie	Francúzsko	Karpaty
apt	apt	*Prodeshayesites* sp.	*Deshayesites* sp.
barém	barém	*Silesites seranonis* *Nicklesia pulchella*	*Silesites seranonis* *Pulchellia compressissima*
hoteriv	hoteriv	*Pseudothurmannia angulicostata* *Plesiospitidiscus ligatus* *Subsaynella sayni* *Lyticoceras nodosoplicatus* *Olcostephanus jeannoti* *Crioceratites loryi*	*Ps. pseudothurmanni* *Ps. mortilleti* *Plesiospitidiscus* sp. *Euptychoceras meyrati* *Crioceratites loryi*
valangin	valangin	*Acanthodiscus radiatus* *Teschenites callidiscus* *Himantoceras trinodosum* *Saynoceras verrucosum* *Busnardoites campylotoxus* *Tirnovella pertransiens* *Tirnovella alpillensis*	*Acanthodiscus* sp. *Criosarasinella heterocostata* *Him.* cf. *trinodosum* *B. campylotoxus*

Obr. 1 Prehľad amonitového členenia valanginsko-aptského časového intervalu v juhovýchodnom Francúzsku a v československej časti centrálnych Karpát podľa tradičného chápania a podľa novšieho návrhu P. HOEDEMAEKERA (1982)
Orig. Z. Vašíček.

v jej tesnom nadloží na báze prvého výskytu amonitov z okruhu *Holcodiscus caillaudianus*. Pracovné výsledky, ktoré sme získali počas skúmania západokarpatských sekvencií, odôvodňujú skôr prvú verziu riešenia (obr. 1).

Názor na hranicu barém—apt a apt—alb ostal v podstate bez závažnejších zmien. Báza aptu sa kladie do miest prvého výskytu zastupiteľov rodu *Prodeshayesites*, báza albu je spätá s prvým výskytom druhu *Leymeriella schrammeri*.

Súčasné ponímanie hraníc na základe tintinín a mikroproblematík

Tintiníny sú tetýdne planktónne mikroorganizmy, ktoré žili v rovníkovej oblasti od dnešného Mexika po Novú Guineu. Evolúcia týchto organizmov prebehla veľmi rýchlo (čeľaď *Calpionellidae* jestvovala len od vrchného titónu do konca spodného valanginu) a vo veľmi rozsiahlom areále (populácie odľahlých oblastí nejavia prakticky nijaké znaky biogeografickej diferenciácie). Tieto okolnosti priam predurčujú skupinu pre využitie v biostratigrafickom zónovaní. Základ kalpionelidovej škály bol položený začiatkom sedemdesiatych rokov (G. LE HÉGARAT—J. REMANE 1968, J. REMANE 1969, F. ALLEMANN 1970, R. CATALANO—V. LIGUORI 1971 atď.), a čoskoro ho overili ďalší autori z odľahlých častí sveta (M. TREJO 1975, R. BUSNARDO et al. 1979, G. POP 1980 a ďalší), ktorí dokázali že kalpionelová škála je dobre korelovateľná so zónovaním pomocou amonitov (obr. 2).

Podobne ako kalpionely sú už mnoho rokov známe jednokomôrkové vápnité schránky označované ako fibrosféry, stomiosféry či kadosíny (pôvodne považované za foraminifery). Masový výskyt a diferencovanosť ich spoločenstiev vo vertikálnom slede umožňuje ich použitie v stratigrafickej korelácii, i keď táto skupina dosiaľ nie je natoľko rozpracovaná ako kalpionely a rozpätie väčšiny druhov je väčšie než u kalpionel (J. VOGLER 1941, I. NAGY 1971, W. NOWAK 1976, K. BORZA 1984 atď.).

Stredný titón charakterizujú chitinoidely (zóna *Chitinoidella*). Spodná časť tejto zóny, podzóna *dobeni* sa vyznačuje prevládaním malých foriem: *Ch. dobeni, Ch. colomi, Ch. slovenica, Ch. tithonica*. Väčšie formy chitinoidel sa objavujú až vo vyššej podzóne *boneti: Ch. boneti, Ch. bermudezi, Ch. cubensis*. Posledné ojedinelé jedince *Ch. boneti* sa vyskytujú s prvými asociáciami kalpionel s hyalinnou schránkou.

Zóna *Praetintinnopsella* sa začína na rozhraní stredného a vrchného titónu, kde sa objavuje *Praetintinnopsella andrusovi*, z ktorej sa postupne vyvíjajú malé hyalinné kalpionely.

Spodná hranica vrchnotitónskej zóny *Crassicollaria* je definovaná na základe prvých kalpionel s úplnou hyalinnou schránkou. Ako prvá sa objavuje malá varieta *Tintinnopsella carpathica*, po nej rýchlo sa rozvíjajúci rod *Crassicollaria: C. intermedia, C. brevis, C. massutiniana*, spolu so zriedkavejšími *Tintinnopsella remanei, Calpionella alpina, Crassicollaria dobeni* a *C. parvula*.

Báza spodnoberiaskej zóny *Calpionella* je definovaná zmenou veľkých dlhých variet *C. alpina* na menšie sférické formy a „explóziou" druhu pretrvávajúceho

počas celého beriasu. V spodnej časti zóny prevláda *C. alpina* sprevádzaná *Crassicollaria parvula*, *T. carpathica* a ojedinelými *Crass. dobeni*, *Colomisphaera tenuis*, *C. minutissima* a *Remaniella cadischiana*. Neskôr sa stáva dominantou *T. carpathica;* okrem vyššie menovanej asociácie ju sprevádza *T. longa*, *Cadosina fusca* a *C. semiradiata semiradiata*. *Calpionella elliptica* sa objavuje s nepatrným oneskorením za *C. alpina*, vďaka čomu ju niektorí autori považovali za samostatnú zónovú formu. Asociáciu beriaskych kalpionel sprevádzali prvé hojné nanokóny.

Spodnú hranicu zóny *Calpionellopsis* definuje druh *Calpionellopsis simplex*, z ktorého sa skoro vyvinula *C. oblonga* dominujúca vo vrchnej časti zóny. Hojná je *T. carpathica*, *Cadosina fusca fusca* a *C. semiradiata semiradiata*, v nižšej časti sa zriedkavo vyskytuje *C. alpina*, vo vrchnej časti *Lorenziella hungarica*, *L. plicata*, *Sturiella oblonga*, *Remaniella cadischiana*, *R. dadai*, *Tintinnopsella longa*, *Stomiosphaera wanneri* a *Cadosina minuta*.

Na báze zóny *Calpionellites* sa objavuje druh *C. darderi*, ktorý sa nachádza v spodnom valangine s kalpionelami *Calpionellopsis oblonga*, *Rem. dadayi*, *Tint. carpathica*, *Lor. hungarica*, *Calpionellites coronata* a *Tint. longa*. V tejto zóne sa po prvý raz objavuje *Colomisphaera vogleri* (prežila do aptu) a *Colomisphaera heliosphaerea* (do spodného albu). Koniec spodného valanginu charakterizuje masové vymieranie kalpionelíd.

Vo vyššom valangine sa vyskytuje len posledná kalpionela *Tintinnopsella carpathica*, ktorá prežila až temer po bázu barému. Počas vrchného valanginu sa objavuje *Stomiosphaera echinata* (prežila až do aptu) a spodnoalbské *Cadosina fusca cieszynicaa* *C. semiradiata olzae*. Významnú zložku horniny tvoria nanokóny. Žiadna z fosílií však neumožňuje podrobnejšie rozčlenenie (barém charakterizuje len neprítomnosť kalpionelíd a hojnosť hedbergelidných foraminifer).

Počas vyššieho aptu sa objavuje *Praecolomiella trejoi*, *P. boneti*, *Parachitinoidella cuvillieri*, *P. ornata*, *Deflandronella veracruzana* a *D. tenuis*. Táto zóna *Praecolomiella* sa začína výskytom zastupiteľov stratonymného rodu a končí sa objavením rodu *Colomiella*.

Vrchnoaptskú až spodnoalbskú zónu *Colomiella* charakterizuje *C. mexicana*, *C. recta*, zriedkavejšie sú *C. coahuilensis*, *C. semiloricata* a *Calpionellopsella maldonadoi*.

V najvyššej časti zóny *Colomiella* sa objavujú prierezy patriace druhu *Cadosina oraviensis*, neskôr, v strednoalbskej časti naviac *Cadosina callosa*.

Masový výskyt druhu *Calcisphaerula innominata*, ktorý sprevádzajú *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Bonetocardiella conoidea* a *Stomiosphaera sphaerica* charakterizuje zónu *Calcisphaerula* vrchnoalbského veku.

Význam brachiopódov v stratigrafickej korelácii

Spodnokriedovým brachiopódom sa tradične pripisuje mizivý stratigrafický význam. Je pravda, že na rozdiel od nektonických a planktonických organizmov

závisela distribúcia i zmeny brachiopódových faun ako typickej zložky bentických spoločenstiev od distribúcie marinných paniev a fácií počas jednotlivých stupňov spodnokriedového obdobia. Ak však sledujeme vývoj brachiopódových faun v závislosti na ich migrácii v rámci biogeografických provincií i medzi nimi, ak pozorujeme ich fylogenetické regresie i krízy, môžeme stanoviť pomerne zreteľné hranice dobre korelovateľné i v rámci rozsiahlych areálov. Touto problematikou sa v posledných rokoch (1979, 1984 atď.) zaoberal F. A. MIDDLEMISS, ktorý poukazuje na úzku spätosť vývoja európskych spodnokriedových brachiopódov s paleogeografickým rozčlenením vtedajšieho povrchu Európy.

Boreálna oblasť sa rozprestierala na území dnešného severného Nemecka, Anglicka, Škótska, Grónska, ruskej platformy a Poľska (v posledných dvoch oblastiach však boli podmienky nevhodné pre život brachiopódových faun). Pre brachiopódové spoločenstvá tejto oblasti boli charakteristické endemické rody *Rouillieria, Rhombothyris, Rhynchonella* s.s., *Cyrtothyris, Praelongithyris* a viaceré endemické druhy (*Sellithyris lindensis* a pod.). Neprítomnosť rifov, či čistých vápencov, prevaha terrigénneho klastického materiálu indikujú chladné a pomerne vlhké podnebie. Bariéry oddeľujúce túto oblasť od južnejších bioprovincií boli prekonané v hoterive a v apte.

Jurská oblasť bola situovaná na južnom okraji šelfu severoeurópskeho kratónu. Charakterizovala ju dobre prekysličená voda, teplá klíma, množstvo vhodných substrátov pre život brachiopódových a iných typicky morských faun a občasné oceánske vplyvy. Ako celok však bola táto oblasť uzavretá a charakterizovaná špecifickými rodmi, ako *Sellithyris, Loriolithyris, Boubeithyris, Musculina, Glosseudesia, Lamellaerhynchia, Sulcirhynchia, Plicatirostrum* a ďalšie. Rozprestierala sa od jz. Maroka cez západný Vysoký Atlas, Ibériu, Cantabriu, Pyreneje, Provensálsko, pohorie Jura, helvetídnu zónu Álp, Dobrudžu, Krym až po veľký Kaukaz a Kopet Dag.

Fauna tetýdnej oblasti je charakteristicky zastúpená vo vokontskej priekope, v jednotkách Álp a Karpát (*Ismenia, Weberithyris*). Prostredie tejto bioprovincie charakterizujú masívne „urgónske" karbonátové platformy s hojnou faunou hermatypických koralov, rudistov, orbitolín a kalpionel. I v panvách prevládala vápencová sedimentácia. Nedostatok terrigénneho materiálu indikuje spolu s uvedenými znakmi, horúce a suché podnebie zapríčiňujúce mierne zvýšenú salinitu v litorálnej oblasti. Problémom tohto územia býva zložitá deformácia alpínskou tektonikou, ktorá zblížila produkty pôvodne odľahlých klimatických zón.

Zaujímavým rysom brachiopódových faun v spodnokriedovom období je ich migrácia, ktorú sa u niektorých brachiopódových taxónov podarilo vystopovať do podrobností. Druh *Lamellaerhynchia rostriformis* napríklad putoval zo jz. Maroka cez južné Francúzsko, Juru, severné Nemecko, Anglicko do Grónska. Submediteránny druh *Belothyris plana* z Kopet Dagu cez Kaukaz, Krym, Nízke Alpy, Audes do Maroka. Naopak, jurský druh *B. pseudojurensis* z parížskej panvy sa šíril cez severné Nemecko do juhovýchodného Anglicka. Naproti tomu boreálny rod *Praelongithyris* migroval z Grónska cez Angliu, severné Nemecko, Krym a Kaukaz až do Kopet Dagu. Rod *Platythyris* sa odvodzuje zo sibírskych

Boreiothyridae. V hoterive bol známy len v oblasti Krymu a Kaukazu, v apte dosiahol Anglicko, v albe Sardíniu a počas cenomanu obýval už prakticky celú Európu. Obdobie valanginu a hoterivu je vôbec obdobím všeobecného severného posunu areálov „južných typov" brachiopódov. Obmedzenia distribúcie sú v niektorých prípadoch ťažko interpretovateľné. Napríklad druhy *Sellithyris cartesioniana* a *Musculina sanctaecrucis* prenikli až do severného Nemecka na jednej a na Veľký Kaukaz na druhej strane, nikdy však nedosiahli Anglicko. Tetýdne brachiopódy boli z hľadiska distribúcie dosť konzervatívne; mali tendenciu zotrvať vo svojej domovskej oblasti. *Pygope janitor* a *Lacunosella groenlandica* sa však našli vo valanginských sedimentoch východného Grónska (D.V. AGER 1963). Typicky subtetýdny druh *Moutonithyris moutoniana* dosiahol mimoriadne veľký areál rozšírenia: vyskytoval sa v Portugalsku, Španielsku, na Baleárskych ostrovoch, v Aude, vokontskom aulakogéne, v Švajčiarskych a Severných Alpách, Karpatoch, Bakonskom lese, na Kryme a Kaukaze. Ale ani jeho migrácia nebola rovnomerná: kým v hoterive plynule prenikal do parížskej panvy a severného Nemecka, v baréme boli populácie tohto druhu zatlačené dovnútra hraníc tetýdnej oblasti. Počas aptu však nová inváziа umožnila tomuto druhu preniknúť cez systém germánskych paniev až do Anglicka.

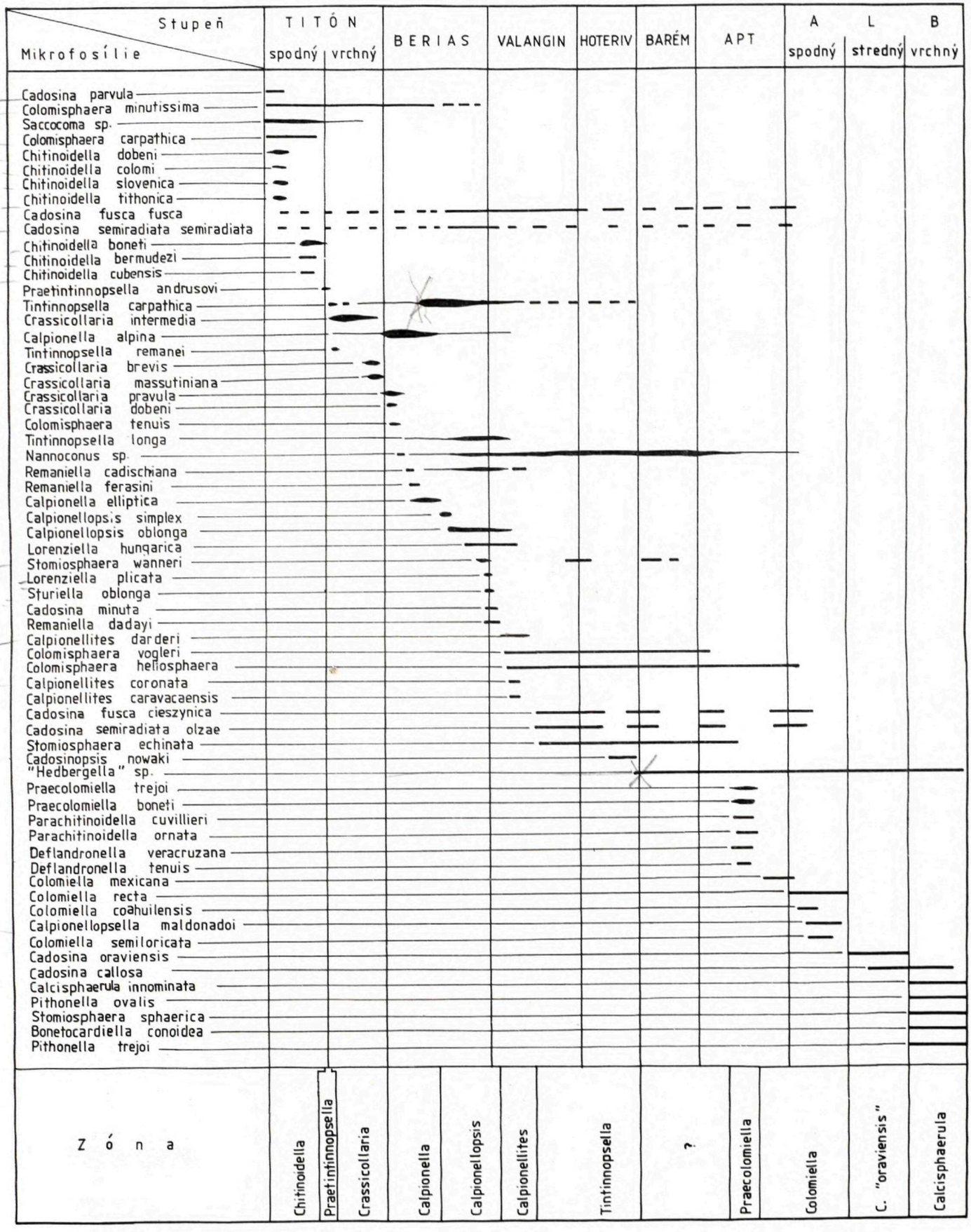
V histórii vývoja kriedových brachiopódov rozoznáva F. A. MIDDLEMISS (1979, 1981, 1984) niekoľko korelovateľných epizód súvisiacich s obdobiami zintenzívnenej migrácie, akcelerovanej evolúcie, či s periódami vývojových kríz. Najvýraznejšími prelomovými obdobiami boli barém, cenoman a santón—kampán, ktoré určujú rozdelenie kriedového obdobia na štyri časové úseky:

1. Hranicu medzi titónom a beriasom prežilo mnoho jurských taxónov, ktoré sa nerušene vyvíjali počas valanginu a hoterivu (obr. 3). Uprostred barému však nastal zvrat, ktorý zapríčinil vymretie prakticky všetkých typických jurských foriem.

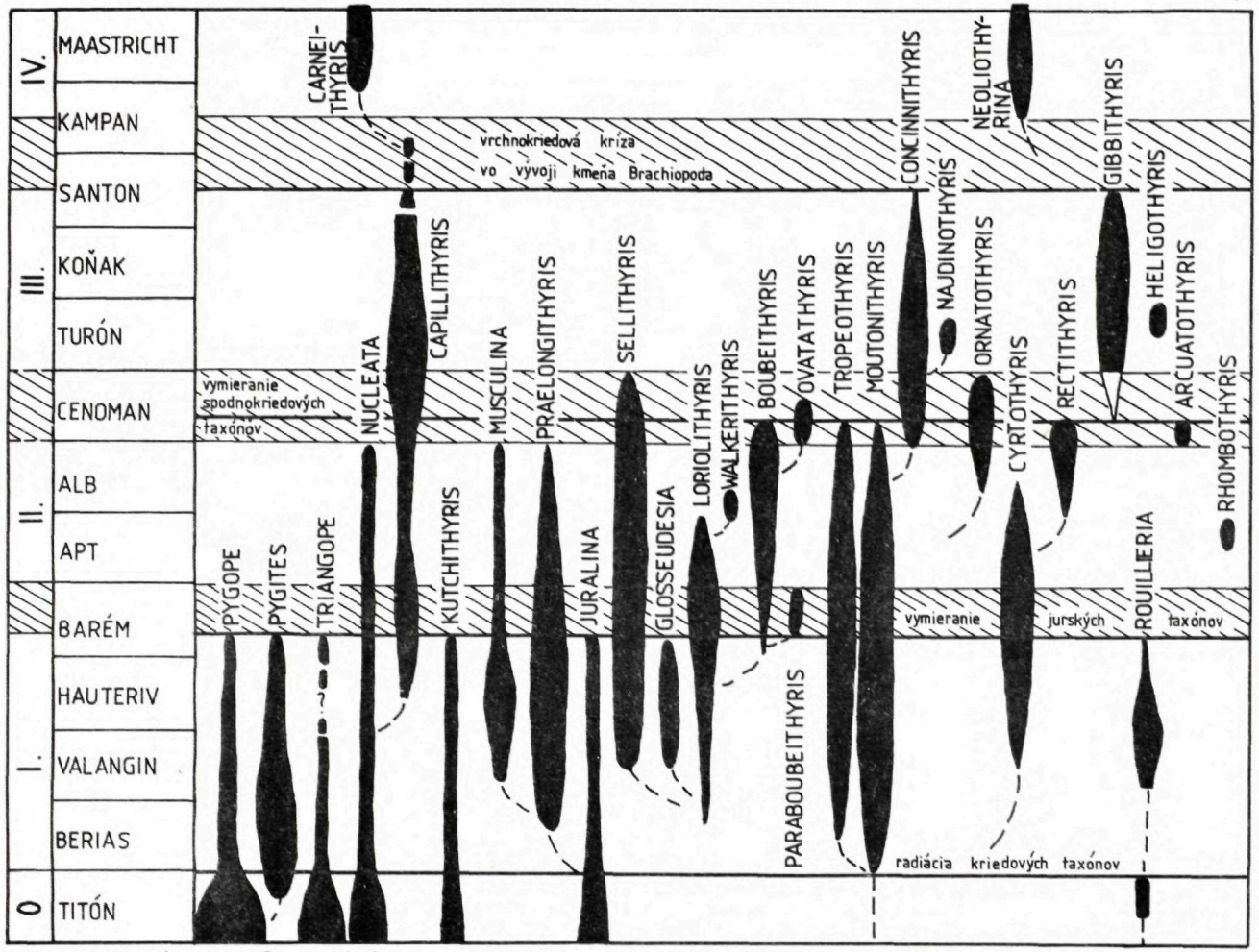
2. Už počas ranej kriedy sa vyvinulo viac spodnokriedových foriem brachiopódov, ktoré sa stali postupne dominantnými. Doba ich migrácie do viacerých oblastí Európy predstavuje dobre definované lokálne biostratigrafické udalosti. V spodnom apte tak migrovala jurská *Sulcirhynchia* do južnej Anglie a severného Španielska, *Sellithyris* do Anglicka, *Moutonithyris* do Saska a severomorskej panvy. Vo vrchnom apte najdôležitejšou udalosťou bol vývoj boreálnej *Cyrtothyris* a jej šírenie do Jury, južného Francúzska, východného Španielska a juhozápadného Maroka, v klanseji a spodnom albe to bola rapídna expanzia druhu *Moutonithyris dutempleana*. Prakticky všetky dominantné spodnokriedové typy vymreli v cenomane.

3. Spodnú časť vrchnokriedového obdobia charakterizujú rody *Concinnithyris, Gibbithyris* a *Capillithyris* (obr. 3). V santóne a ranom kampáne však náhle miznú, a nie sú nahradené bezprostredne žiadnym iným brachiopódovým taxónom. Preto je tento časový úsek poznamenaný všeobecnou krízou vo vývoji kmeňa.

4. Vo vrchnom kampáne sa objavujú rody *Neoliothyrina* a *Carneithyris*, ktoré sú charakteristickými taxónmi najvyššej kriedy.



Obr. 2 Súčasný stav členenia titónsko-albského časového intervalu na základe planktónových zvyškov (tintinidy, kolomisféry, krasikolárie a pod.) podľa údajov zo Západných Karpát (por. K. Borza 1984)



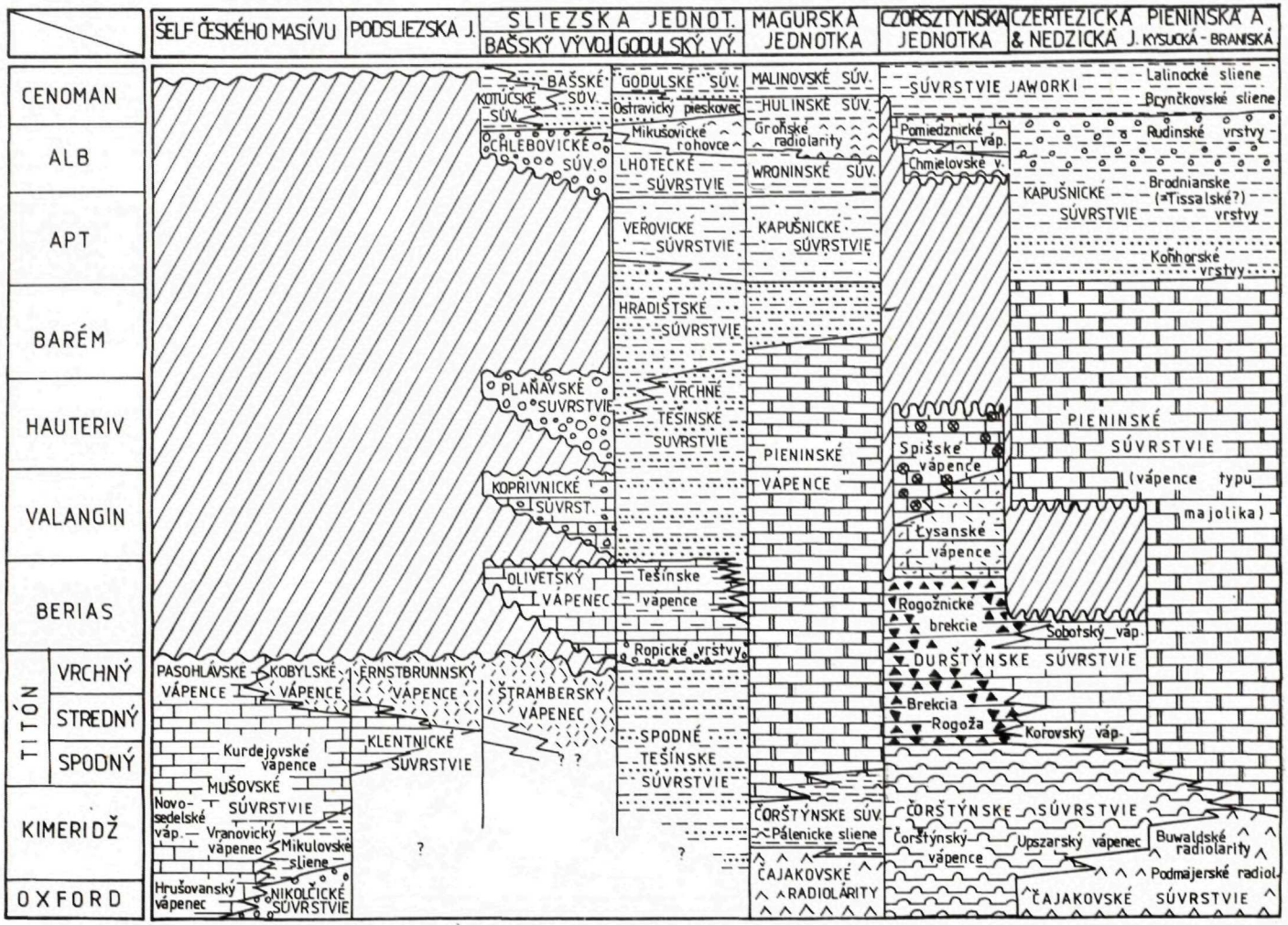
Obr. 3 Súčasný stav poznatkov o stratigrafickom rozšírení najdôležitejších kriedových rodov brachiopódov podľa F.A. MIDDLEMISSA (1979, 1981, 1984).

Litostratigrafický vývoj a paleogeografia územia

Po období strednojurského kolapsu nastalo počas malmu postupné splytčovanie, ktoré malo za následok diverzifikáciu sedimentačného priestoru. V širokom príbežnom pásme na šelfe českého masívu sedimentovali komplexy neritických lagunárnych vápencov a slieňov a litorálnych klastík pasohlávske, kurdějovské, kobylské vápence, mikulovské slieňovce (cf. M. ELIÁŠ 1981). Na okraji tohto pásma sa vyvinuli väčšie i menšie karbonátové platformy a biohermy (ernstbrunnské, štramberské vápence (M. ELIÁŠ—H. ELIÁŠOVÁ 1984, V. HOUŠA 1978) — (obr. 4). Na dne južnejšej oceánskej oblasti prevládala kremitá sedimentácia. Na fragmentoch kontinentálnej kôry sa usadzovali kremité a aptychové vápence s vložkami rádiolaritov a silicitov. Rozsiahlejšie elevácie chrakterizovali červené hľuznaté vápence fácie *Ammonitico Rosso* — čorštynský vápenec (hĺbka 400—800 m), na svahoch do hĺbky prechádzajúce do fácie červených hľuznatých slieňov. Najplytkovodnejšia časť elevácií bola charakterizovaná bielymi krinoidovými vápencami, ktoré postupne prevládali, vďaka vplyvom mladokimérskych pohybov durštynské súvrstvie s vložkami brekcií (cf. K. BIRKENMAJER 1977). Mladokimérske pohyby sa prejavili i v centrálnych Karpatoch, najmä počas beriasu, keď vznikali brekciovité polohy—nozdrovická brekcia (K. BORZA et al. 1980). Po tomto období pokračoval vývoj pelagických karbonátových rámp so sedimentáciou kalpionelových a nanokónových vápencov — biankone, majolika, pieninský vápenec (cf. Z. VAŠÍČEK et al. 1983). Počas valanginu a hoterivu nastalo nové splytčenie, sprevádzané novou diverzifikáciou priestoru— mráznické škvrnité vápence, rohovcové vápence, strážovské turbidity atď. (cf. J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979, Z. VAŠÍČEK—J. MICHALÍK 1982 atď.). Počas barému vznikol na plytčinách komplex urgónskych karbonátových platforiem, ktorý sa až do spodného albu postupne rozrástol smerom do panvy (v panvových oblastiach však v rovnakej dobe pokračovala subsidencia; obr. 5). Na povrchu karbonátových rampových plošín vznikol pseudoturmaniový horizont. Po ňom nasledujúce prehĺbenie priestoru charakterizujú pelagické vápence (napr. lučivnianske súvrstvie, M. POLÁK—A. BUJNOVSKÝ 1981) a ochudobnenie spektra faunistických zvyškov. Apt znamenal obdobie diastrofizmu, indikovaného výskytom brekcií, turbiditov, parakonglomerátov, vulkanických tufov a bázických vulkanitov (obr. 6). Napokon, v strednom albe nastal kolaps sedimentačného priestoru a výstup chladného hlbinného prúdenia (upwelling J. N. SEŇKOVSKÉHO 1978), ktorý ukončil karbonátovú sedimentáciu na väčšine územia tetýdneho šelfu.

Spodnokriedová hlavonožcová biostratigrafia západnej časti centrálnych Karpát

V priebehu posledných ôsmich rokov sa nám počas systematických terénnych prác podarilo v západnej časti centrálnych Západných Karpát nazbierať veľkú



Obr. 4 Litostratigrafia vrchnojurských až cenomanských uložení vonkajších Západných Karpát Orig. J. Michalik.

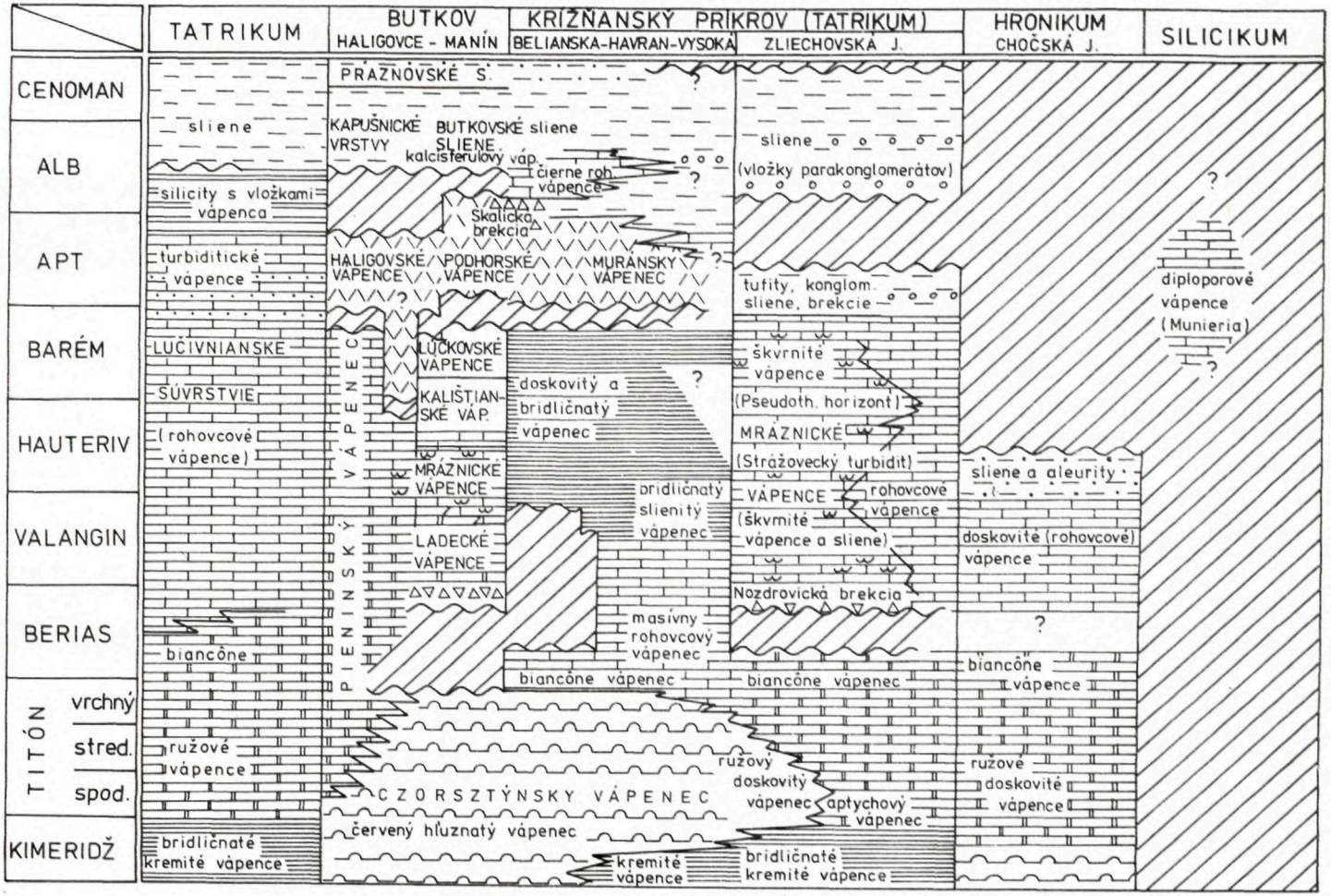
kolekciu spodnokriedových hlavonožcov, ktorá dovoľuje načrtnúť základné rysy amonitovej zonácie spodnokriedových uloženín tejto oblasti. Spomedzi viac než päťdesiatich skúmaných lokalít medzi najvýznamnejšie patria profily pod Strážovcami pri Zliechove, v lome Butkov pri Ladcoch i v lomoch v kopci Polomec pri Lietavskej Lúčke. Najviac údajov o distribúcii hlavonožcov sa podarilo získať z časového úseku medzi vyšším valanginom a barémom (vrátane).

Dosiahnuté výsledky opreté o amonitovú faunu v stručnej forme znázorňuje obr. 1. V ľavej časti sú uvedené amonitové zóny stanovené na hypostratotypovej lokalite vo Francúzsku R. BUSNARDOM et al. (1979), doplnené o bazálnu valanginskú zónu stanovenú PH. HOEDEMAEKEROM (1982) a zóny barému definované na francúzskom stratotype R. BUSNARDOM (1965). Po pravej strane sú uvedené rovnaké alebo ekvivalentné zónové druhy, zistené na skúmaných západokarpatských lokalitách. Celkom na ľavom okraji tabuľky sú znázornené jednak hranice spodnokriedových stupňov v doterajšom klasickom francúzskom chápaní, jednak podľa výsledkov Ph. Hoedemaekera (hranica medzi hoterivom a barémom je vedená podľa výsledkov nášho výskumu) — (cf. K. BORZA et al. 1984).

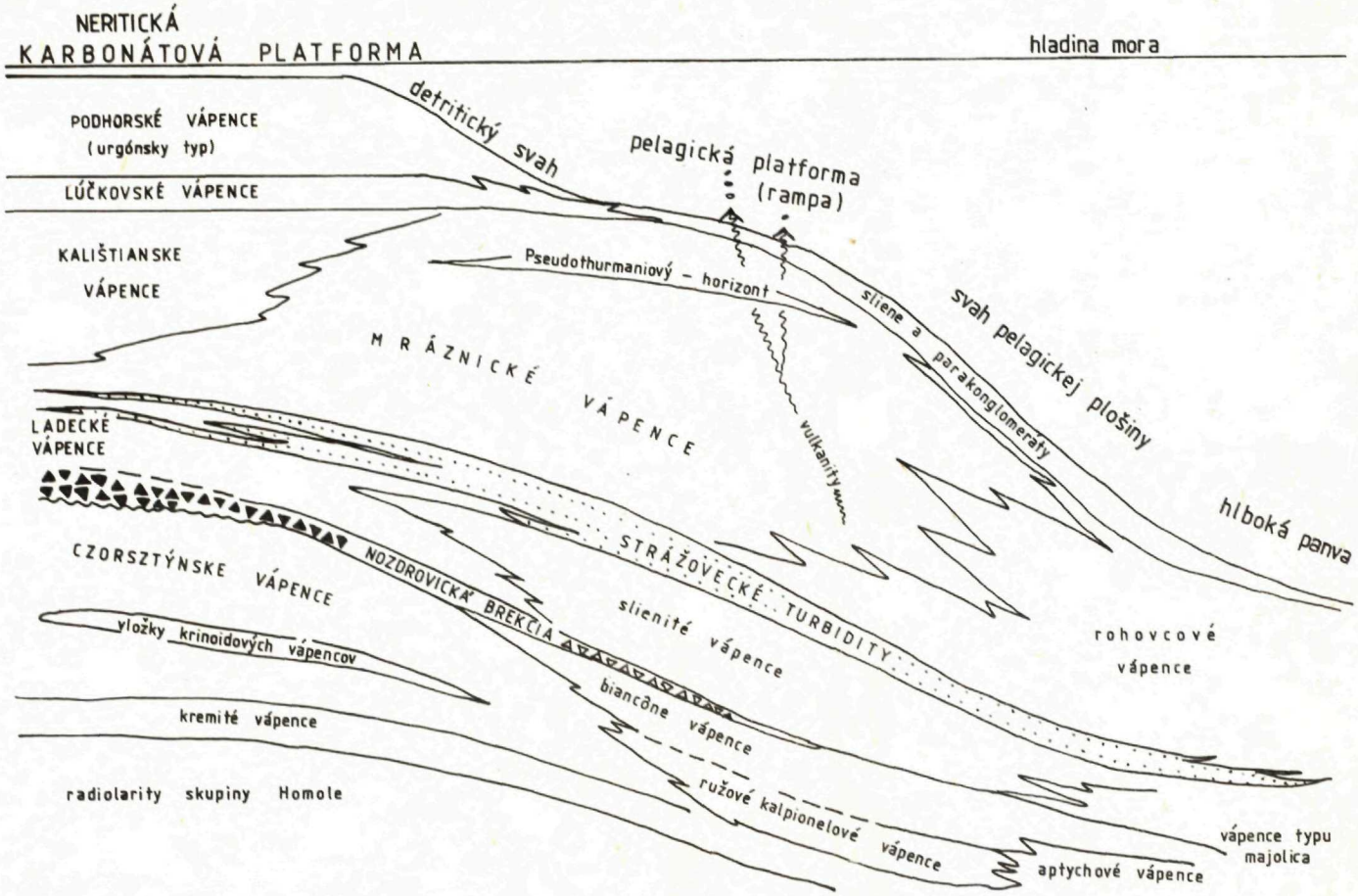
Zo schémy vyplýva, že karpatská amonitová fauna je dobre paralelizovateľná s mediterránnymi asociáciami, predovšetkým s amonitovou sukcesiou vokontskej priekopy vo Francúzsku. Zatiaľ však chýbajú nálezy indexných amonitov z najstaršieho spodnokriedového úseku a z niektorých intervalov vyššieho hoterivu, aptu a albu. V tejto schéme nie sú zachytené výsledky skúmania aptychov a belemnitov, ktoré upresnilo stratigrafické zónovanie vo fáciach chudobných na amonity alebo bez amonitov, t. j. hlavne v slienitých alebo hlbokovodných uloženinách (Z. VAŠÍČEK et al. 1983).

Spodnokriedová biostratigrafia Západných Karpát na základe tintinid a mikroproblematík (K. BORZA)

Spodnokriedové súvrstvia bez amonitovej fauny (či pre faciálnu nevhodnosť, intenzívnu litifikáciu, tektonizáciu alebo pre nemožnosť zberov makrofauny — skalné steny, vrty, banské diela a pod.) mohli byť s úspechom datované a rozčlenené pomocou parabiostratigrafickej škály založenej na distribúcii tintinitid a iných mikroplanktónnych zvyškov. Tento smer skúmania bol rozpracovaný i na západokarpatských profiloch a viaceré zóny boli definované práve tu (K. BORZA 1984). Vďaka týmto výskumom sa podarilo stanoviť podrobné biostratigrafické členenie vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov, často na základe objemovo veľmi malých vzoriek. Celkovo bolo v intervale stredný titón — spodný alb rozšírených jedenásť biostratigrafických zón, založených na zmenách v sukcesii mikrofosílií. Interval stredný titón — spodný valangin mohol byť podrobne členený pomocou tintinid: hranicu medzi jurou a spodnou kriedou kladieme na rozhranie zón *Crassicollaria* a *Calpionella* (obr. 7). Hoci jednokomôrkové mikrofosílie (stomiosféry, kadosíny, fibrosféry), so zatiaľ nevyjasneným systematickým postavením, majú vo väčšine prípadov väčšie stratigrafické rozpätie než tintinidy, sú významnou pomôckou pri členení



Obr. 5 Litostratigrafia kimeridžských až cenomanských uložením centrálnych Západných Karpát. Orig. J. Michalík.



Obr. 6 Schematické znázornenie vzťahov spodnokriedových litofaciálnych komplexov v období aptu. (Rez sedimentačným priestorom blízko okraja maninskeho a krížňanského sedimentačného bazénu)
Orig. J. Michalík.

vrchnovalanginských až spodnoalbských uložení (K. BORZA ez al. 1980, 1984, Z. VAŠÍČEK et al. 1983 atď.). Takéto výskumy sa uskutočnili vo viacerých profiloch bradlového pásma, manínskej jednotky, vysockej jednotky Malých Karpát, zliechovskej jednotky Strážovských vrchov a Malej Fatry, orientačne vo Veľkej Fatre a Nízkych Tatrách a v niektorých profiloch tatrika a chočského príkrovu Západných Karpát.

Obr. 7 Štandardné kalpionelové zóny podľa F. ALLEMANNA et al. (1971) s upravenou hranicou medzi titónom a beriasom
1 — členenie v Apeninách podľa R. Catalana—V. Liguori; 2 — členenie v južnom Francúzsku podľa J. REMANA; 3 — členenie v južnom Španielsku podľa F. ALLEMANNA.

Doterajšie výsledky palinologického štúdia spodnokriedových a vrchnojurských sedimentov Západných Karpát (P. Snopková—M. Svobodová).

Sedimenty spodnokriedového veku spracovávala už v roku 1963 O. Čorná (albské sedimenty bradlového pásma na lokalite Terchová). Roku 1967 publikovala výsledky z vrchnoaptských až albských uložení manínskej jednotky na lokalite Stupné. V šedých a zelených ílovcoch a slieňovcoch flyšovej sukcesie zistila bohatú palynoflóru s prevládaním tropických typov spór čeľadí *Schizaceae, Gleicheniaceae* a *Osmundaceae*. Zistila aj ojedinelý výskyt trojosových peľových zŕn krytosemenných rastlín rodu *Tricolpites*, ktoré majú veľký význam pre interpretáciu vývoja krytosemenných rastlín. Okrem spór a peľu našla bohatý fytoplanktón skupiny *Dinoflagellata*. Z tých istých sedimentov udáva O. Jendrejáková (1968) nálezy mikrofauny vrchnoaptského až strednoalbského veku.

Ďalší nález „vrchnoneokómskej" palinoflóry sa podaril r. 1975 (P. Snopková—V. Gašpariková, nepubl.) v stavebnej jame pre ONV jz. pod trenčianskym hradom. Asociácia mikroflóry z tejto lokality sa zhoduje s asociáciou z lokality Stupné O. Čornej, na základe čoho je pravdepodobné, že obe sú rovnakého vrchnoaptsko-albského veku. Trenčianska lokalita obsahuje pomerne bohaté spoločenstvo peľových zŕn rodov *Tricolpites, Tricolpopollenites* a *Periporopollenites*, čím sa stala druhým náleziskom peľových zŕn krytosemenných rastlín v spodnokriedových uloženinách slovenských Západných Karpát.

Z východných svahov Českého masívu v širokom okolí Brna bolo spracovaných sedem vzoriek z diviackych vrstiev a niekoľko preparátov goštenských vrstiev autochtónneho mezozoického pokryvu. (M. Svobodová—P. Valterová, nepubl.). Vzorky boli spracované v laboratóriu n. p. Geoindustria pomocou chemického rozpúšťania anorganickej zložky kombináciou $HNO_3 + KCl_2O_3$ alebo $H_2SO_4 + CH_3COOH$.

Z vrtných vzoriek Strachotín—2 (3043—3048 m), Němčičky—4 (3763—

Príslušnosť	Taxón	Stratigraf. rozpätie	Výskyt
spóry papraďorastov	*Polypodiumsporites* sp.	mezozoikum	St—2 Ni—5
	Gleicheniidites sp.	mezozoikum	St—5
	Cyathidites australis Couper	jura—krieda	St—2
	Matonisporites sp.	mezozoikum	Ně—4
	Concavisporites juriensis Balme	jura—krieda	Ně—4
	Klukisporites variegatus Couper	jura—spodná krieda	Ně—4
	Dictyophyllidites harrissii Couper	jura—spodná krieda	Ni—5
peľové zrná nahosemenných	*Vitreisporites pallidus* Reiss.	trias—krieda	St—2 Ně—4
	Classopollis classoides Pflug	trias—krieda	St—2 Ně—4

3767 m) a Nikolčice—5 (1292—1296 m) pochádzajú nálezy nasledujúcich rastlinných mikrofosílií (diviacke vrstvy):
Okrem mezozoických fosílií boli vo vzorke Strachotín—2 nájdené zvyšky vrchnokarbónskych spór *Calamospora* S.W. et *B.*, *Lycospora* (S.W. et B.) POT er KR. a TRIPARTITES, ktoré charakterizujú spodnonamúrsky vek sedimentov zdrojovej oblasti prinášaných klastík.

Z goštenského súvrstvia (? lias) vzorky SH—1, Sedlec j. č. 24, hĺbka 4758—4761 m bolo analyzovaných niekoľko preparátov, ktoré obsahovali nasledovné rastlinné mikrofosílie:

Príslušnosť	Taxón	Stratigrafické rozpätie
spóry papraďorastov	*Trilobosporites* cf. *gibberulus* (KARA—MURZA) POC.	jura—sp. krieda
peľové zrná nahosemenných	*Podocarpidites* sp.	mezozoikum
	Podocarpidites multesimus (BOLCH.) POC.	jura—sp. krieda
	Classopollis sp.	trias—krieda

Vo všetkých uvedených prípadoch sa vyskytujú spóry papraďorastov i peľové zrná nahosemenných rastlín ojedinele. Peľové zrná krytosemenných rastlín alebo iné taxóny, ktoré by mohli pomôcť pri podrobnejšom stratigrafickom zaradení sledovaných súvrství, sa nenašli. Preto v súčasnosti nemožno k datovaniu vzoriek povedať nič bližšieho, ako že pochádzajú z jursko-spodnokriedových súvrství.

Záver

Seminár o problémoch kriedovej biostratigrafie, ktorý sa konal v Liptovskom Jáne 21.—23. 5. 1985, dokumentoval značné pokroky dosiahnuté v skúmaní spodnokriedovej problematiky v Západných Karpatoch. Okrem príkladov uvedených v článku by bolo možné uviesť rad ďalších. Významné úspechy boli napríklad dosiahnuté vo výskume foraminifer (J. SALAJ 1984 atď.), rádiolárií (L. OŽVOLDOVÁ 1978), či nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ in K. BORZA et al. 1980, 1984 atď.). Dôležitejšími než čiastkové výsledky v jednotlivých špecializáciach sa však ukázali silnejúce trendy kombinovať výskum z viacerých aspektov, snahy o pokiaľ možno všestranné zhodnotenie sledovanej problematiky, úsilie o kvantifikovanie a spresnenie metodiky i vlastných výsledkov. Z tohoto pohľadu je prirodzeným a logickým záverom požiadavka vytvoriť v Západných Karpatoch sústavu oporných podrobne a všestranne (litologicky, geochemicky, mineralogicky, paleontologicky, stratigraficky a paleoekologicky) vyhodnotených profilov. To nám môže pomôcť vysporiadať sa s požiadavkami moderného stratigrafického výskumu. Túto úlohu možno splniť len sústredeným, koordinovaným úsilím všetkých špecialistov zainteresovaných na problematike stratigrafie spodnokriedových sekvencií v Západných Karpatoch.

Literatúra

AGER, D. V. 1963: Principles of paleoecology. An introduction to the study od how and where animals and plants lived in the past. Mc Graw Hill Book Comp. Inc., New York, 1—371.

ALLEMANN, F. 1970: Berriasian calpionellids in Southern Spain. Abstr. II. Plankt. Conf. Roma, Tecnoscienza Roma,

BIRKENMAJER, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. geol. pol., Warszawa, 45, 1—158.

BORZA, K. 1984: The Upper Jurassic—Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinniae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. Geol. carpat. 35, 5, Bratislava, 539—550.

BORZA, K.—GAŠPARIKOVÁ, V.—MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z. 1980: Upper Jurassic—Lower Cretaceous sequence of the Krížna-nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). Geol. carpat. 31, 4, Bratislava, 541—562.

BORZA, K.—GAŠPARIKOVÁ, V.—MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z. 1984: The biostratigraphy of the Hauterivian/Barremian boundary beds in the Krížna Nappe, Western Carpathians (Czechoslovakia), Cret. Res., London, 5, 349—356.

BUSNARDO, R. 1965: Le stratotype du Barrémien. Lithologie et macrofaune. Mém. Bur. Rech. géol. min., 34, Paris, 101—106.

BUSNARDO, R.—THIEULOY, J. P.—MOULLADE, M. et al. 1979: Hypostratotype Mesogén de l'étage Valanginien (sud-est de la France). Les stratotypes français, 6, Paris, 5—143.

CATALANO, R.—LIGUORI, V. 1971: Facies a Calpionella della Sicilia occidentale. Proc. II, Plankt. Conf. Roma 1970, Tecnoscienza, 1, Roma, 167—210.

ČORNÁ, O. 1963: Spóry, pyľca i mikroplankton iz mezozoja Západných Karpát. Geol. zborn., 14, 2, Bratislava, 283—286.

ČORNÁ, O. 1968: Some spores and pollen from Aptian—Albian of West Carpathians. Geol. carpat., 19, 1, Bratislava, 225—254.

ELIÁŠ, M. 1981: Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. Sbor. geol. Věd, Geol., Praha, 35, 75—144.

ELIÁŠ, M.—ELIÁŠOVÁ, H. 1984: Facies and paleogeography of the Jurassic in the Western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. Sbor. geol. Věd, Geol., 39, Praha, 105—170.

HOEDEMAEKER, PH. 1982: Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berrasian and Lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain). Scripta geol., 65, Leiden, 1—81.

HOUŠA, V. 1976: Spodnokřídové formace doprevádzající tělesa tithonských vápenců u Štramberka I—II, Čas. Slez. Mus., A, 25, Opava, 63—85, 119—131.

JENDREJÁKOVÁ, O. 1968: Die benthosen Foraminiferen des Albs der Westkarpaten. Geol. carpat., 19, 1—2, Bratislava, 255—278, 311—330.

LE HÉGARAT, G.—REMANE, J. 1968: Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. Géobios, 1, Lyon, 7—70.

MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z. 1979: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru v Strážovskej hornatine. In: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby etc. Smolenice 1979, Geol. Nafty a plynu, 1979 C, Bratislava, 265—290.

MIDDLEMISS, F. A. 1979: Boreal and Tethyan brachiopods in the European Early and Middle Cretaceous. Aspekte d. Kreide Europas, IUGS Ser. A, 6, Stuttgart, 351—361.

MIDDLEMISS, F. A. 1981: Brachiopod events in the European Middle Cretaceous (Aptian—Cenomanian). Cret. Res. 2, London, 377—382.

MIDDLEMISS, F. A. 1984: Cretaceous terebratulid events in Western and Southern Europe and their relation to the stage boundaries. Cret. Res., 5, London, 345—348.

NAGY, I. 1971: Rasčlenenie verchnejurskich otloženij gor Mecsek po iskopajemym organizmam. Ann. Inst. Publ. Hung., 54, 2, Budapest, 319—332.

NOWAK, W. 1976: Parastomiosphaera malmica (Borza) from the Polish Carpathians and their stratigraphical value for Lower Tithonian deposits. Roczn. Pol. Tow. geol., 46, 1—2, Kraków, 89 134.

OŽVOLDOVÁ, L. 1978: Postavenie rádiolárií v paleontológii a stratigrafii a možnosť ich systematického výskumu. Min. slovaca, 10, 1, Bratislava, 79—90.
POLÁK, M.—BUJNOVSKÝ, A. 1979: The Lučivná Formation: New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—70.
POP, G. 1980: Zones, sous-zones et ensembles caractéristique de Calpionellidae Tithonique—Néocomiennes. Ann. Inst. Géol. Géoph., 56, Bucarest, 195—203.
REMANÉ, J. 1969: Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa inc. sed., Ciliata). Proc. I. Planct. Conf. Microfossils Genéve 1967, 2, Leiden, 559—573.
SALAJ, J. 1984: Foraminifers and detailed microbiostratigraphy of the boundary beds of the Lower Cretaceous stages in the Tunisian Atlas. Geol. carpat., 35, 5, Bratislava, 583—599.
SEŇKOVSKIJ, J. N. 1978: Paleookeanologija karpatskogo melovogo apvellinga. Geol. žurn., 18, 6, Moskva, 54—63.
TREJO, M. 1975: Los Tintinnidos mesozoicos de México. Mém. Bur. Rech. geol. min., 86, Paris, 95—104.
VAŠÍČEK, Z.—MICHALÍK, J. 1981: Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the Western Carpathians. Geol. carpat., 32, 1, Bratislava, 143—153.
VAŠÍČEK, Z.—MICHALÍK, J.—BORZA, K. 1983: To the „Neocomian" biostratigraphy in the Krížna—Nappe of the Strážovské vrchy Mts. (Northwestern Central Carpathians). Zitteliana, 10, München, 467—483.
VOGLER, J. 1941: Oberer Jura und Kreide von Misol (Niederländisch Ostindien). Paleontographica, B 4, 4, Stuttgart, 246—293.

Explanations of Figures

Fig. 1 Review of ammonite division of Valanginian—Aptian time interval in south-east France and in the Czechoslovak part of the central Carpathians according to the traditional scheme and according to a newer suggestion of P. HOEDEMAEKER (1982)
Orig. Z. Vašíček

Fig. 2 Present state of the Tithonian—Albian time interval division on the basis of plankton remains (*tintinnids, collomisphaers, crasicollarians*) according to data from the West Carpathians (K. BORZA 1984)

Fig. 3 Present state of knowledge on stratigraphic distribution of the most important Cretaceous brachiopod genera according to F. A. MIDDLEMISS (1979, 1981, 1984)

Fig. 4 Lithostratigraphy of Upper Jurassic to Cenomanian deposits of the Outer West Carpathians
Orig. J. Michalík.

Fig. 5 Lithostratigraphy of Kimmeridgian to Cenomanian deposits in the Central West Carpathians
Orig. J. Michalík.

Fig. 6 Schematic relations of the Lower Cretaceous lithofacial complexes in the Aptian (section near the margin of the Manin and Krížna sedimentary basins)
Orig. J. Michalík.

Fig. 7 Standard *calpionellid* zones according to F. ALLEMANN et. al. (1971) with an adapted boundary between the Tithonian and Berriasian 1 — division in the Apennines according to R. Catalano—V. Liguori, 2 — division in southern France according to J. Remane, 3 — division in southern Spain according to F. Allemann

Geologické práce, Správy 86, s. 197—209, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Jozef Salaj

Súčasné trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia na Západné Karpaty

6 obr., 6 fotogr. tabuliek (XIX—XXIV)

Abstract. In the work the author deals with present trends in the stratigraphy of the Upper Cretaceous units and with their application in the West Carpathians. Special attention is paid mainly to planktonic foraminifers, on the basis of which the Upper Cretaceous is divided.

V roku 1983 sa v Kodani okrem problematiky spodnej kriedy riešili aj niektoré aspekty vrchnej kriedy, s osobitným zameraním na otázku hraníc vrchnokriedových stupňov.

Problémy v stratigrafii vrchnej kriedy vyplývali predovšetkým z toho, že stratotypy jednotlivých stupňov majú hranice určené hlavne transgresívnou—regresívnou, prípadne eróznou plochou. Okrem toho v dôsledku hiátov chýbajú určité vrstevné komplexy, nie vždy obsahujú makrofaunu, resp. mikrofaunu. Preto pomocou vrchnokriedových stratotypov nemožno vždy riešiť stratigrafické problémy, ale ani sukcesiu jednotlivých stupňov (J. SALAJ 1973, J. SALAJ —O. SAMUEL 1979, W. J. KENNEDY 1984). Z uvedených dôvodov navrhol J. SALAJ (1973, 1984) hypostratotypy vrchnej kriedy v Tunisku, vo funkcii stratotypov pre tetýdnu oblasť.

Hranica alb—cenoman

Bázu cenomanu v tetýdnej oblasti určuje objavenie druhu *Hypoturrilites schneegansi* DUBOURDIEU, podobne ako v sz. Európe objavenie druhu *Neostlingoceras carcitanense* (MATHERON)—(T. BIRKELUND et al. 1984). Ako stratotypová lokalita pripadá do úvahy oblasť medzi Djebel Fguira Salah a pohorím Monts Mellègue (J. M. HANCOCK 1984, F. ROBASZYNSKI 1984 obr. 1). Podľa ďalšej alternatívy mohla by bázu cenomanu v Texase určovať zóna *Graysonites adkinsi.* Bázu cenomanu na lokalite Djebel Fguira Salah určujú z foraminifer *Thalmanninella brotzeni* SIGAL a *Schackoina cenomana* (SCHACKO) spolu s *Hypoturrilites schneegansi* DUBOURDIEU (stotožňovaný J. SALAJOM 1984 nesprávne s *Neostlingoceras carcitanense*; podľa J. M. HANCOCKA, 1984, ide o samostatné taxóny).

RNDr. J. Salaj, Dr. Sc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

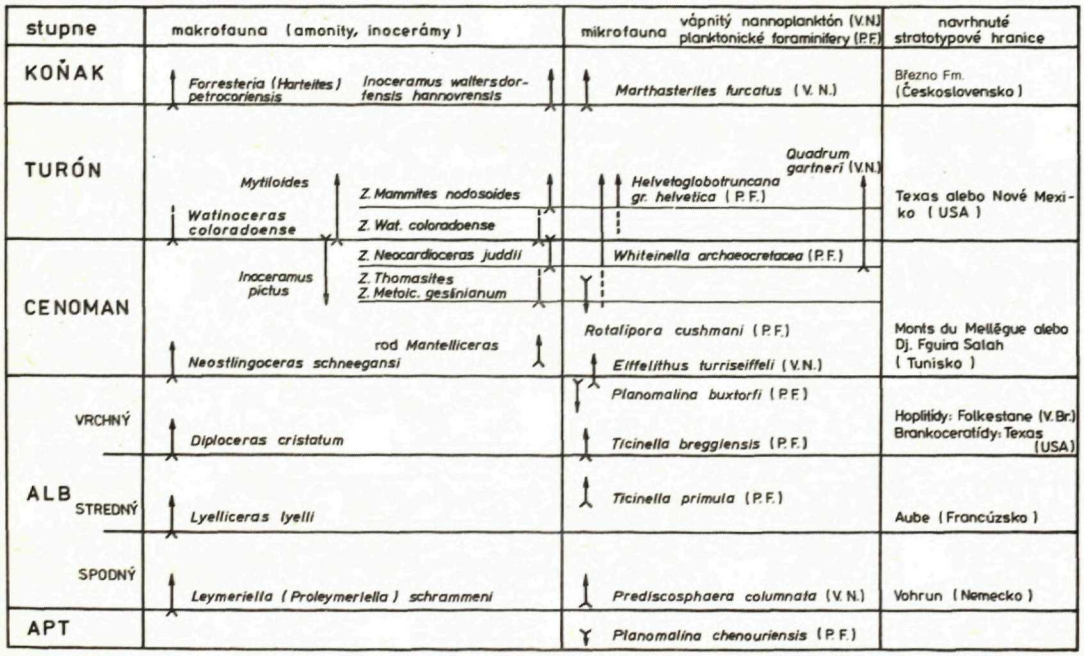
V šelfovej tetýdnej fácii, podobne ako v Západných Karpatoch (klapská zóna), z bentosových foraminifer určujú bázu cenomanu *Orbitolina (Orbitolina) concava concava* LAMARCK a *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* D'ARCHIAC.

Hranica cenoman—turón

Najpraktickejším kritériom pre stanovenie stratotypovej hranice cenomanu—turónu je vymretie rotalipor a objavenie druhu *Whiteinella archaeocretacea* (= syn. druhu *Whiteinella gigantea* (LEHMANN); J. SALAJ—V. GAŠPARIKOVÁ 1983, P. MARKS 1984, J. SALAJ 1986a). V tomto prípade hranica by prebiehala uprostred zóny *Metoicoceras geslinianum* (obr. 1). Ak by však hranica cenomanu—turónu bola stanovená na báze tejto amonitovej zóny, je zrejmé, že hranica medzi zónami *Rotalipora cushmani* a *Whiteinella gigantea* (prípadne *Dicarinella imbricata*) by prebiehala nad bázou spodného turónu, tak ako to doteraz bolo interpretované v Západných Karpatoch (J. SALAJ—O. SAMUEL 1966, 1977) a v Tunisku (J. SALAJ 1973, J. P. BELLIER—J. SALAJ 1978).

V ďalšom prípade hranica cenomanu—turónu (T. BIRKELUND et al. 1984) by mohla byť stanovená aj na báze zóny *Watinoceras coloradoense* (obr. 1), resp. na báze severoamerickej zóny *Pseudaspidoceras flexuosum* (W.A. COBBAN 1984), prípadne od objavenia zastupiteľov rodu *Mytiloides* (G. ERNST—C.J. WOOD —H. HILBRECHT 1984) a druhu *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

Obr. 1



Hranice strednokriedových stupňov definované indexovými fosíliami (návrhy, Copenhagen 1984)

Hranica turón—koňak

Stratotypová hranica turónu—koňaku by mala byť hlavne definovaná na základe objavenia druhu *Foresteria (H.) petrocoriensis* (COQUAND). V úvahu pripadá súvrstvie Března (Priesener Schichten) z niektorých lokalít českého masívu (povodie rieky Ohře) alebo z niektorých severonemeckých odkryvov (W. J. KENNEDY 1984 str. 155). Tieto však pre definovanie stratotypovej hranice z dôvodu výskytu boreálneho typu planktonických foraminifer nie sú vhodné.

Ďalej prichádza do úvahy oblasť s typicky tetýdnou lokalitou, okolie El Kefu. Hranica medzi turónom a koňakom by bola stanovená hlavne na základe bohato zastúpených a výrazne diferencovaných planktónových foraminifer. Kritériom pre definovanie tejto hranice by bolo objavenie druhu *Dicarinella concavata* (BROTZEN). Naproti tomu *Falsomarginotruncana tarfayensis* (LEHMANN) a *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), ako na to poukazuje M. LAMOLDA (1983) a J. SALAJ (1986a), sa objavujú už v najvrchnejšom turóne (obr. 2). Nanoplanktónový druh *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE), pripadajúci do úvahy pre stanovenie tejto hranice (obr. 1), sa preukázal už vo vrchnom turóne Tuniska (J. SALAJ—V. GAŠPARIKOVÁ 1983), sz. Nemecka (C. J. WOOD et al. 1984) a Anglicka (H.W. BAILEY et al. 1984).

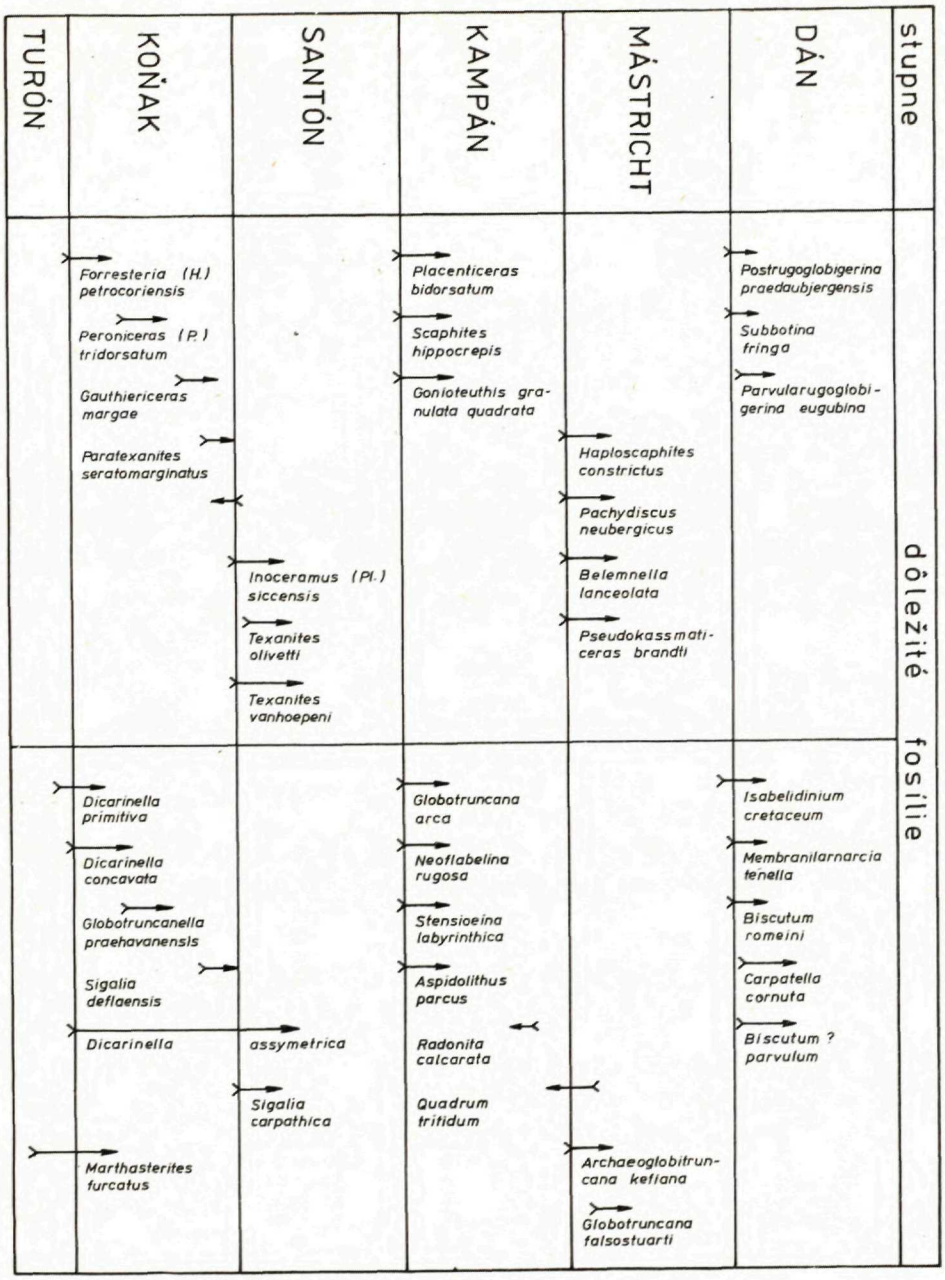
Hranica koňak—santón

Za stratotypovú lokalitu pre hranicu koňak—santón sa navrhuje predovšetkým Djebel Salah v Tunisku (J. SALAJ 1984, T. BIRKELUND et al. 1984, H.W. BAILEY et al. 1984). Táto hranica by bola určená objavením druhu *Inoceramus* (*Platyceranus*) *siccensis* (PERVINQUIÈRE) spolu so *Sigalia carpathica* SALAJ et SAMUEL (obr. 2). V druhom prípade na tej istej lokalite by túto hranicu mohol určovať *Texanites olivetti* (BLANCKENHORN), ktorý sa objavuje o niekoľko metrov nad prvým výskytom druhu *Inoceramus* (*Platyceramus*) *siccensis* (PERVINQUIÈRE). Ešte vyššie vo vzťahu k obom druhom sa objavuje aj *Texanites texanus* (RÖMER), tak ako na to bolo upozornené v oblasti El Kefu (J. SALAJ 1980).

Približne v rovnakej stratigrafickej úrovni ako *Inoceramus* (*Platyceramus*) *siccensis* (PERVINQUIÈRE) sa zrejme objavuje aj *Inoceramus* (*Cladoceramus*) *undulatoplicatus* (RÖMER). Ak by sa táto skamenelina prijala pre stanovenie stratotypovej lokality, do úvahy by mohla prísť Anglia, prípadne Španielsko (H.W. BAILEY et al. 1984).

Hranica santón—kampán

Stratotypovú hranicu santónu—kampánu by na základe viacerých alternatívnych návrhov (T. BIRKELUND et al. 1984, W. J. KENNEDY 1984) určoval *Placenticeras bidorsatum* (RÖMER), resp. *Scaphites hippocrepis* (DEKAY) alebo *Gonioteuthis granulataquadrata* (STOLLEY) — (obr. 2). Z foraminifer by túto



Hranice vrchnokriedových stupňov definované indexovými fosíliami (návrhy, Copenhagen, 1984 doplnené)

Obr. 2

hranicu jednoznačne určovali druhy (T. BIRKELUND et al. 1984): *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY) a *Stensioeina labyrinthica* CUSHMAN et DORSEY, tak ako je to známe zo Západných Karpát (J. SALAJ —O. SAMUEL 1966, 1979) a z Tuniska (J. SALAJ 1980).

Z nanofosílií určuje túto hranicu jednoznačne *Aspidolithus parcus* STRADNER. Ak by za kritérium stratotypovej hranice santónu—kampánu slúžili foraminifery a nanoplanktón, mohla by byť táto hranica stanovená na lokalite Djebel Fguira Salah na mieste, kde už je určená hypostratotypová hranica medzi týmito stupňami, prípadne v oblasti El Kef alebo vo Francúzsku.

Hranica kampán—mástricht

Aj pre určenie bázy mástrichtu prichádza do úvahy viacero vedúcich skamenelín (T. BIRKELUND et al. 1984): *Haploscaphites constrictus* (SOWERBY), *Pachydiscus neubergicus* (HAUER) a *Belemnella lanceolata* (SCHLOTHEIM). V súvislosti s týmito fosíliami možno uvažovať o výskyte foraminifer druhu *Globotruncana falsostuarti* SIGAL (J. SALAJ 1984). Vymretie druhu *Radotruncana calcarata* (CUSH.) na určenie hranice kampánu—mástrichtu sa neodporúča; na El Kefskom profile je totiž preukázané (J. SALAJ—A. L. MAAMOURI—J. SALAJ 1983), že *Globotruncana falsostuarti* SIGAL sa objavuje neskoršie než vymiera *Radotr. calcarata* (CUSH). Okrem toho na El Kefskom profile sa objavuje *Pseudokossmaticeras brandti* (REDT.) spodnomástrichtský tetýdny element, neznámy v severozápadnej Európe, a to o 150 m nižšie než výskyt druhu *Globotruncana falsostuarti* SIGAL a o 90 m vyššie než posledný výskyt druhu *Radotr. calcarata* (CUSHMAN). Z planktónových foraminifer sa spolu s *Pseudokossmaticeras brandti* (REDTENBACHER) objavujú, ako uvádza J. SALAJ—A. L. MAAMOURI (1986), *Archaeglobitruncana kefiana* (SALAJ et MAAMOURI), *Globotruncana fundiconulosa* SUBBOTINA a *Gansserina magdalensis* (GANDOLFI).

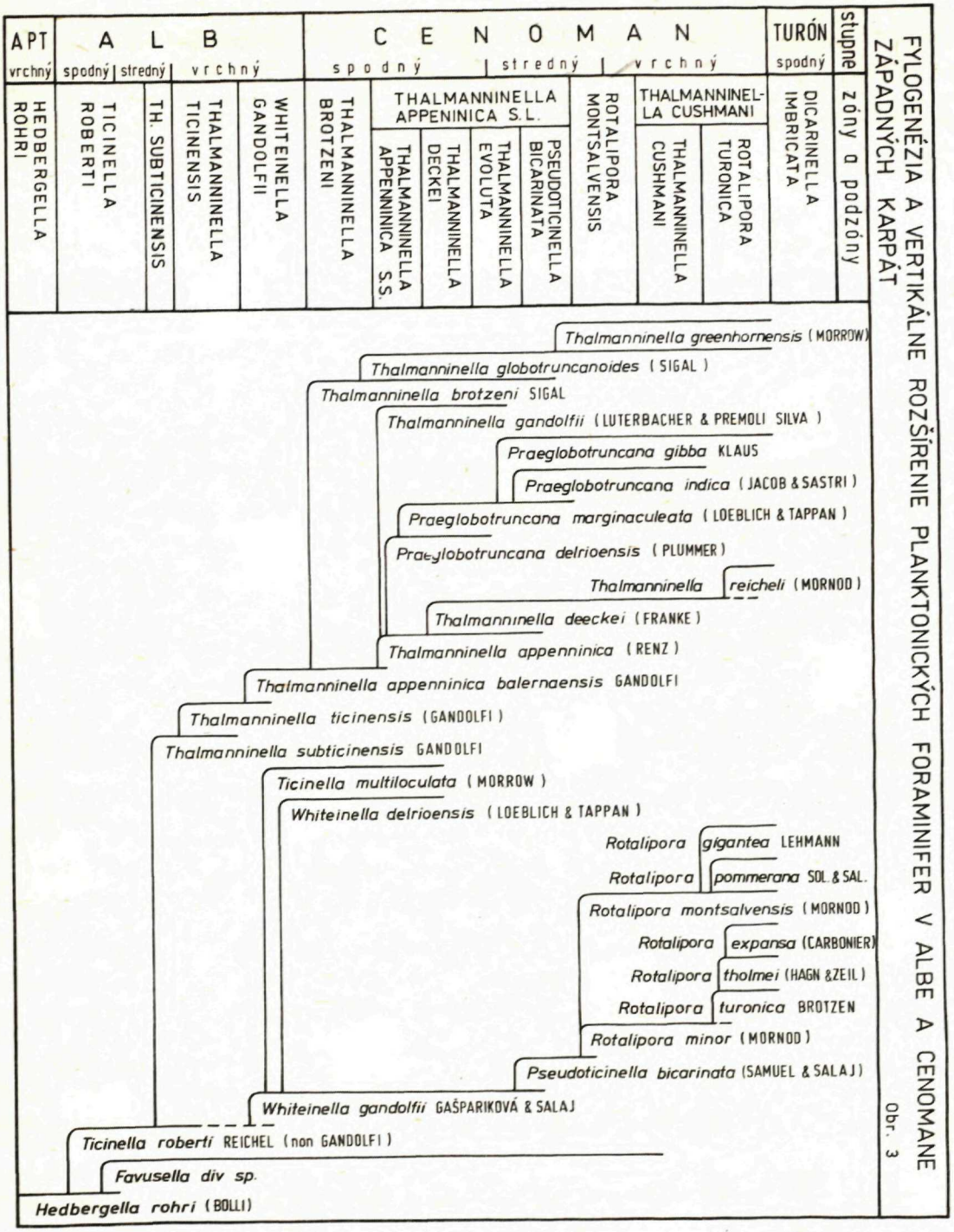
Hranica mástricht—dán

Hranica mástrichtu—dánu je doteraz najlepšie definovaná v oblasti El Kef. Bázu dánu, a tým aj bázu stratotypu morského paleocénu, určuje z planktónových foraminifer (obr. 2): *Postrugoglobigerina praedaubjergensis* SALAJ (J. SALAJ 1986b), z nanofosílií *Biscutum romeinii* (K. PERCH—NIELSEN 1981) a z dinoflagelátov *Membranilarnarcia tenella* (DONZE et al. 1981). *Parvularugoglobigerina eugubina* (LUTERB. et PR. SILVA) — (obr. 6) sa objavuje nad bázou dánu.

Hranice strednej a vrchnej kriedy v Západných Karpatoch

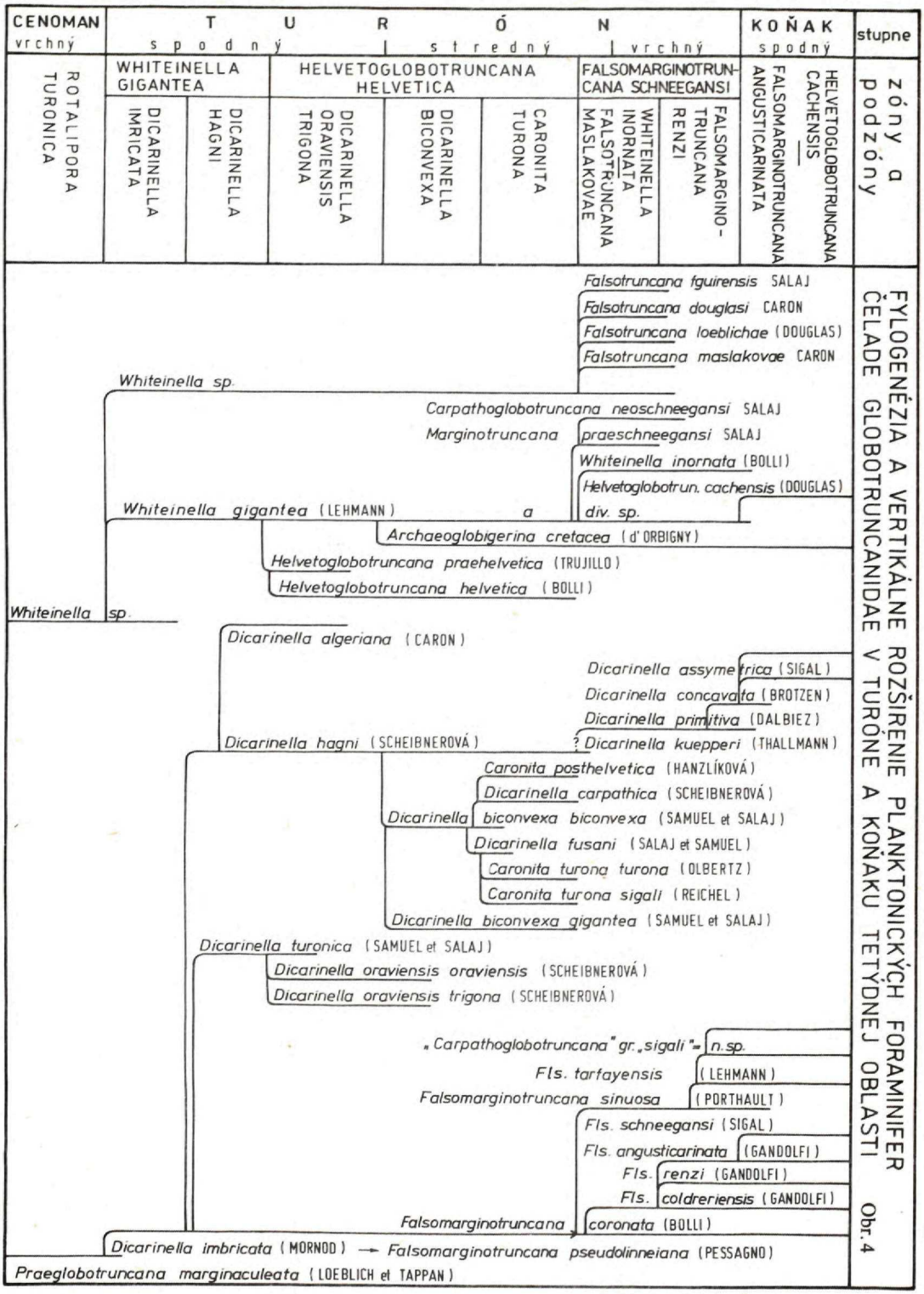
Problematika

Súčasné ponímanie hraníc strednej a vrchnej kriedy, ako aj členenie jednotlivých stupňov, je v Západných Karpatoch založené predovšetkým na podklade plank-



FYLOGENÉZIA A VERTIKÁLNE ROZŠÍRENIE PLANKTONICKÝCH FORAMINIFER V ALBE A CENOMANE ZÁPADNÝCH KARPÁT

Obr. 3



FYLOGENÉZIA A VERTIKÁLNE ROZŠÍRENIE PLANKTONICKÝCH FORAMINIFER ČELADE GLOBOTRUNCANIDAE V TURÓNE A KOŇAKU TETÝDNEJ OBLASTI

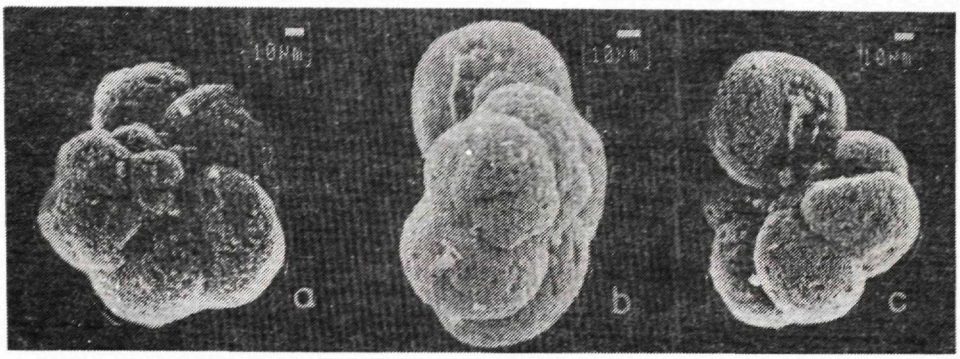
Obr. 4

FYLOGENÉZIA VRCHNOKRIEDOVÝCH PLANKTONICKÝCH FORAMINIFEROVÝCH RODOV ČELADE GLOBOTRUNCANIDAE

Obr. 5

tónových foraminifer (J. SALAJ—O. SAMUEL 1984), a to v slienitých sekvenciách, i keď sú v niektorých prípadoch značne kondenzované. Problémy so stratigrafickým členením sú v heterogénnych, predovšetkým vo flyšových, hlavne albsko-cenomanských sedimentoch. Sedimentárne štruktúry poukazujú na ich turbiditný charakter. Ide o uloženiny, v ktorých trvalo rozptyľovanie a triedenie dodávaného materiálu, čo negatívne pôsobilo na rozloženie planktónových foraminifer v jednotlivých biologických pásmach a na zloženie foraminiferových spoločenstiev, tieto sa rýchlo menili od vrstvy k vrstve.

Mnohé spoločenstvá planktónových i bentosových foraminifer, hoci vekove ekvivalentných, sú v dôsledku rozrušovania sedimentov premiestnené, teda alochtónne. Niektoré z nich môžu byť preplavené i zo starších sedimentov, predovšetkým z vynorených kordilér, napr. z klapskej (= ultrapieninskej), kosteleckej, prípadne i ďalších, dodávajúcich materiál do flyšových sekvencií strednej kriedy, či už do klapskej, kosteleckej, manínskej a krížňanskej jednotky. Podobne bol dodávaný materiál do vrchnosenónskych — paleocénnych sedimentov čorštynskej jednotky z kordiléry situovanej v klapskej a bielokarpatskej sedimentačnej zóne.



Obr. 6a, b, c *Parvularugoglobigerina eugubina* (LUTERBACHER et PREMOLI SILVA) ×250, ×300, ×250. Vzorka LM-14, El Kef.

Stratigrafia

Podkladom pre členenie na alb, cenoman, turón Západných Karpát boli oporné profily. Tieto bol stanovil a skúmal A. BEGAN—J. HAŠKO—J. SALAJ—O. SAMUEL (1978) a V. GAŠPARIKOVÁ—J. SALAJ (1984).

Bázu albu, okrem druhu *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.), určuje *Ticinella roberti* (REICHEL) non GANDOLFI a z bentosových aglutinovaných foraminifer *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) — (A. BEGAN—J. SALAJ 1961, J. SALAJ—O. SAMUEL 1984). Zóna *Ticinella roberti* zodpovedá spodnému albu a spodnej časti stredného albu. Podrobnejšie rozčleniť túto zónu z vyššie uvedených dôvodov zatiaľ nebolo možné. Vrchný alb je charakterizovaný zónou *Thalmanninella ticinensis* a zónou *Whiteinella gandolfii* (obr. 3).

Báza cenomanu je definovaná objavením druhu *Thalmanninella brotzeni*

SIGAL. Podrobné členenie cenomanu v Západných Karpatoch, ako aj fylogenéza cenomanských talmaninel a rotalipor, je uvedená na obr. 3. Dôležité druhy vrchného albu a cenomanu sú vyobrazené na Tab. XIX—XXIV.

Báza turónu je definovaná objavením druhu *Dicarinella imbricata* (MORNOD), avšak *Whiteinella gigantea* (LEHMANN) určujúca zároveň bázu turónu s *Dicarinella imbricata* (MORNOD) v južnejších zónach tetýdy, sa v Západných Karpatoch doteraz nepreukázala. Podrobné členenie turónu aj fylogenéza turónskych planktónových foraminifer sú uvedené na obr. 4 s aplikovaním nových taxonomických a fylogenetických štúdií autora tohto príspevku (1986c).

Hranica turón-koňak je v Západných Karpatoch určená na základe objavenia druhov *Falsomarginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI). *Helvetoglobotruncana cachensis* (DOUGLAS) a *Dicarinella concavata* (BROTZEN).

O podrobnom členení senónu na základe planktónových foraminifer i na základe vápnitého bentosu pojednávajú práce J. SALAJA—O. SAMUELA (1979, 1984), na ktoré i odkazujeme.

Na tomto mieste, vzhľadom na osobitné postavenie Západných Karpát v severnej značne izolovanej tetýdnej vetve, si všimneme výrazné odchýlky v zložení foraminiferových spoločenstiev Západných Karpát a juhotetýdnych foraminiferových spoločenstiev. Tieto rozdiely sa týkajú predovšetkým vrchnokampánskych a mástrichtských spoločenstiev, ktoré sú príčinou aj odchýlky v mikrobiostratigrafickom členení kampánu—mástrichtu Západných Karpát od typickej tetýdnej schémy vypracovanej v Tunisku J. SALAJOM (1986c obr. 5).

V západných Karpatoch chýbajú významné oceanické druhy *Radotrunc. subspinosa* (PESSAGNO), *Archaeglobitruncana kefiana* (SALAJ et MAAMOURI) a *Kassabiana falsocalcarata* (KERDANY et ABDELSALAM). Mimoriadne vzácne sa vyskytuje *Radotr. calcarata* (CUSHMAN). Ich chýbanie možno vysvetliť jednak výraznou izoláciou severotetýdnej vetvy a jednak splytčením a výraznou faciálnou diferenciáciou západokarpatských bazénov. V týchto bazénoch dosiahli značné rozšírenie plytkovodné hlbokovodnejšie orbitoidové vápence a jarmutské vrstvy. V týchto súvrstviach sú pre stanovenie stratigrafie kampánu — mástrichtu dôležité orbitoidné foraminifery (E. KÖHLER 1960, 1962). Bázu mástrichtu možno určiť na základe objavenia druhov *Orbitoides apiculata gruenbachensis* PAPP a *Orbitoides apiculata plana* KÖHLER, známe z Považia (E. KÖHLER 1962) a z Oravy (J. SALAJ—O. SAMUEL 1963). V jarmutských vrstvách sú dôležité aglutinované foraminifery (Tab. XXIV).

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. SAV, Bratislava, 5—375.

BAILEY, H. W.—GALE, A. S.—MORTIMORE, R. N.—SWIECICKI A.—WOOD, CHR. J. 1984: Biostratigraphical criteria for the recognition of the Coniacian to Maastrictian stage boundaries in the Chalk of north—west Europe, with particular reference to Southern England. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 1—2, Copenhagen, 31—39.

BEGAN, A.—HAŠKO, J.—SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1978: Standard profiles Microbiostratigraphical division of the Middle Cretaceous on the West Carpathians in Czechoslovakia. Ann. Mus. Hist. natur. Nice, 4, XI. 1—XI. 10. Nice.

BEGAN, A.—SALAJ, J. 1961: Microfauna zóny *s Leymeriella tardefurcata* LEYM. bradlového pásma severne od Nového Mesta. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—98.

BELLIER, J. P.—CARON, M.—DONZE, P.—HERM, D.—MAAMOURI, A. L.—SALAJ, J. 1983: Le Campanien sommital et le Maastrichtien de la coupe du Kef (Tunisie septentrionale): zonation sur la base des Foraminifères planctoniques. Zitteliana, 10, München, 609—611.

BIRKELUND, T.—HANCOCK, J. M.—HART, B. M.—RAWSON, P. F.—REMANE, J.—ROBASZYNSKI, F.—SCHMID, F.—SURLYK, F. 1984: Cretaceous stage boundaries—Proposals. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 3—20.

COBBAN, W. A. 1984: Mid-Cretaceous amonite zones, Western Interior United States. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 71—89.

DONZE, P.—JARDINÉ, S.—LEGOUX, O.—MASURE, E.—MEON, H. 1981: Les évèments à la limite Crétacé—Tertiaire: un brusque changement climatique est décelable, en Tunisie, à la base du Danien. 1er Congrés national de Géologie, Tunis 1981. Serv. Géol. Tunisie. (v tlači).

ERNST, G.—WOOD, C. J.—HILBRECHT, H. 1984: The Cenomanian-Turonian boundary problem in NW — Germany with comments on the north-south correlation to Regensbourg area. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 103—113.

GAŠPARIKOVÁ, V.—SALAJ, J. 1984: Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of Foraminifers and nannofossils in the Belušské Slatiny—Slopná area. Budapest 1982. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Band 7, Wien, 43—65.

HANCOCK, J. M. 1984: Some possible boundary-stratotypes for the base of the Cenomanian and Turonian stages. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 123—128.

KENNEDY, W. J. 1984: Amonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 147—161.

KÖHLER, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geol. Zbor. 11, 1, Bratislava, 67—82.

KÖHLER, E. 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. Geol. Zbor. 13, 1, Bratislava, 91—128.

LAMOLDA, M. A. 1983: Micropaleontological characteristics of the Turonian-Coniacian Boundary in the Estella Basin (Basque Country) Abstracts, Symposium on Cretaceous stage boundaries, Copenhagen, 101—102.

MARKS, P. 1984: Proposal for the recognition of boundary between cretaceous stages by means of planktonic foraminifera. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 1—2, Copenhagen, 163—169.

ROBASZYNSKI, F. 1984: The Albian, Cenomanian and Turonian Stages in their type-regions. Bull. geol. Soc. Denmark, 32, 1—2, Copenhagen, 191—198.

PERCH—NIELSEN, K. 1981: Les coccolithes du Paléocène près de El Kef, Tunisie, et leurs ancestres, Cahiers de Micropaléontologie, 3, Paris, 7—23.

SALAJ, J. 1973: Proposition pour les Neostratotypes du Crétacé supérieur (en vue de la zonation des régions de la Téthys). Ann. Mines Géol. (Tunisie), 26, Tunis, 219—222.

SALAJ, J. 1980: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes, tunisiens). Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—238.

SALAJ, J. 1984: Boundaries of Upper Cretaceous hypostratotypes at the profile Djebel Fguire Salah, Tunisia. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 1—2, Copenhagen, 199—201.

SALAJ, J. 1986a: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of Foraminifera. Geologica carpatica, 37, 4, Bratislava, 483—499.

SALAJ, J. 1986b: The new Postrugoglobigerina preadaubjergensis Zone at the base of the stratotype of the marine Paleogene (El Kef, Tunisia). Geologica carpathica, 37, 1, Bratislava, 35—58.

SALAJ, J. 1986c: The problem of planktic foraminifers of the family Globotruncanidae. I: Příspěvek čs. paleontologie evoluční nauce (Ed. Vl. Pokorný) Praha (v tlači).

SALAJ, J.—BELLIER, J. P. 1978: Une coupe de reférence pour la zonation de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien de Tunisie septentrionale. Ann. Mus. Hist. natur. Nice, 4, XXI. 1—XXI. 10. Nice.

SALAJ, J.—GAŠPARIKOVÁ, V. 1983: Turonian and Coniacian microbiostratigraphy of the Tethys on the basis of foraminifera and nannofossils. Zitteliana, 10, München, 595—607.

SALAJ, J.—MAAMOURI, A. Z. 1982: Rugotruncana kefiana n. sp. (Foraminifera) du Senonien supérieur d'El Kef. Geologica carpathica, 33, 4, Bratislava, 463—479.
SALAJ, J.—MAAMOURI, A. Z. 1986: Archaeoglobitruncana kefiana foraminiferal Zone of the basal Tethyan Maastrichtian. Geologica carpatica, 38, 4. Bratislava (v tlači).
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1963: Contribution to the stratigraphy of Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zbor., 14, 1, Bratislava, 109—125.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten—Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—292.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1977: A propos du Cénomanien supérieur—Turonien de la zone des Klippes des Carpates occidentale slovaques. Západné Karpaty, sér. Paleont., 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—86.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1979: Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. Geol. Práce, Správy, 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—160.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1984: Microbiostratigraphic division of West Carpathian Mesozoic and Paleogene. Západné Karpaty, séria Paleont. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—73.
WOOD, O. J.—ERNST, G.—RASEMANN, G. 1984: The Turonian—Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjecent areas: The Salzgitter—Salder Quarry as a proposed interantional standard section. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 1—2, Copenhagen, 225—238.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XIX—XXII

Tab. XIX

1 — *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypioides* (EICHENBERG) × 50
Vz. č. K-9, lok.: zárez cesty sz. od Orlového, flyšové súvrstvie vrchného albu so zlepencami. Zóna *Whiteinella gandolfii* Klapská sukcesia.
2—3 — *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypioides* (EICHENBERG) × 45, × 50. Vz. č. K-9.
4—5 — *Epistomina (Brotzenia) charlottae* VIEAUX × 60, × 60. Vz. č. K-9.
6 — *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypioides* (EICHENBERG] × 35. Vz. č. K-9.
7—8 — *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) × 90, × 90. Vz. č. K-9.
9 — *Hedbergella planispira* (TAPPAN) × 90. Vz. č. K-9.
10 — *Whiteinella gandolfii* GAŠPARIKOVÁ et SALAJ × 90. Vz. č. K-9.
11—12 — *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) × 125, × 110. Vz. č. K-9.

Tab. XX

1—3 — *Favusella washitensis* (CARSEY) × 75, × 90, × 80. Vz. č. K-9, lok.: zárez cesty sz. od Orlového, flyšové súvrstvie vrchného albu so zlepencami. Zóna *Whiteinella gandolfii.*
4—6 — *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) × 75, × 70, × 75. Vz. č. K-9.
7—8 — *Thalmanninella balernaensis* GANDOFI × 75, × 100. Vz. č. K-9.
9 — *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) × 110. Vz. č. K-9.
10 — *Thalmanninella ticinensis* (GANDOLFI) × 110. Vz. č. K-9.
11 — *Thalmanninella balernaensis* GANDOLFI × 85. Vz. č. K-9.
12 — *Thalmanninella ticinensis* (GANDOLFI) × 75. Vz. č. K-9.

Tab. XXI

1—3 — *Thalmanninella appenninica* (RENZ) × 50, × 60, × 60. Vz. č. K-26, lok.: Vršatecké Podhradie, flyšové súvrstvie s polohami exotických zlepencov, spodný cenoman. Vrchná časť zóny *Thalmanninella appenninica,* podzóna s *Thalmanninella evoluta.* Drietomská sukcesia.
4 — *Hedbergella brittonensis* LOEBLICH et TAPPAN × 80. Vz. č. K-26.
5 — *Hedbergella brittonensis* LOEBLICH et TAPPAN × 750. Vz. č. K-26. Detail štruktúry.
6 — *Hedbergella portsdownensis* (WILLIAMS-MITSCHELL) × 110. Vz. č. K-26.

7 — *Thalmanninella appenninica* (RENZ) × 110. Vz. č. K-26.
8 — *Praeglobotruncana marginucaleata* (LOEBLICH et TAPPAN) × 90. Vz. č. K-26.
9—10 — *Thalmanninella gandolfii* (LUTERBACHER et PREMOLI SILVA) × 60, × 110. Vz. č. K-26.
11 — *Thalmanninella gandolfii* (LUTERBACHER et PREMOLI SILVA) × 350. Vz. č. K-26. Detail štruktúry.
12 — *Thalmanninella gandolfii* (LUTERBACHER et PREMOLI SILVA) × 110.

Tab. XXII

1 — *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) × 70. Dorzálna strana. Vz. č. K-4,,lok.: Vršatecké Podhradie, flyšové súvrstvie s polohami exotických zlepencov, stredný cenoman. Zóna s *Rotalipora montsalvensis*. Drietomská sukcesia.
2 — *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) × 60. Ventrálna strana. Vz. č. K-4.
3 — *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) × 90. Dorzálna strana. Vz. č. K-4.
4 — *Rotalipora montsalvensis* (MOORNOD) × 60. Ventrálna strana. Vz. č. K-4.
5 — *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) × 50. Pohľad z boku. Vz. č. K-4.
6 — *Praeglobotruncana gibba* KLAUS × 100. Vz. č. K-4.
7 — *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) × 80. Vz. č. K-4.
8 — Prechodná forma medzi *Rotalipora bicarinata* (SAMUEL et SALAJ) a *Rotalipora mantsalvensis* (MORNOD) × 60. Dozálny pohľad. Vz. č. K-4.
9 — *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) × 100. Vz. č. K-4.
10 — *Thalmanninella reicheli* (MORNOD) × 70. Vz. č. K-4.
11 — *Thalmanninella reicheli* (MORNOD) × 50. Šikmý dotzálny pohľad. Vz. č. K-4.
12 — *Thalmanninella evoluta* SIGAL × 70. Vz. č. K-4.

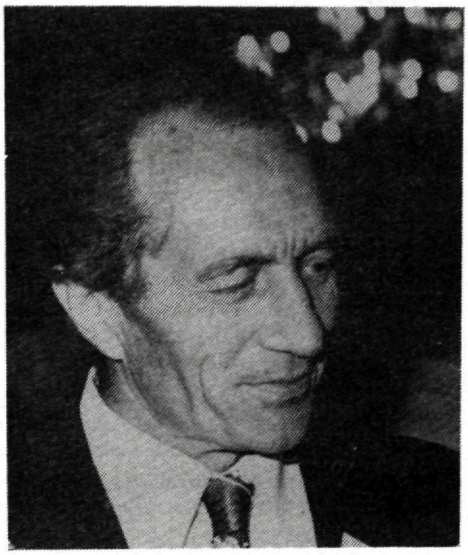
Tab. XXIII

1—2 — *Glomospira charoides* (JONES et PARKER) × 120, × 120. Vz. č. K-141, lok.: Kvašov, pestré ily, paleocén kvašovského vývoja klapskej jednotky. Zóna Úvigerinammina jankoi.
3 — *Glomospira gordialis* (JONES et PARKER) × 260. Vz. č. K-141
4 — *Haplophragmoides mjatliukae* MASLAKOVA × 110. Vz. č. K-141.
5 — *Haplophragmoides suborbicularis* (GRZYBOWSKI) × 130. Vz. č. K-141.
6 — *Haplophragmoides horridus* (GRZYBOWSKI) × 110. Vz. č. K-141.
7—9 — *Uvigerinammina jankoi* MAJZON × 110, × 100, × 110. Vz. č. K-141.
10 — *Uvigerinammina jankoi* MAJZON × 110. Vz. č. K-141.
11 — *Subbotina trivialis* (SUBBOTINA) 120. Vz. č. K-141.
12 — *Recurvoides nucleolus* (GRZYBOWSKI) × 120. Vz. č. K-141.

Tab. XXIV

1 — *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN et JARVIS × 50. Vz. č. K-48, lok.: Kvašov, jarmutské vrstvy vrchného senonu.
2 — *Trochamminoides acervulatus* (GRZYBOWSKI) × 40. Vz. č. K-48.
3 — *Trochamminoides coronatus* (BRADY) × 90. Vz. č. K-48.
4 — *Hormosina excelsa* (DYLAŻANKA) × 80. Vz. č. K-48.
5 — *Hormosinua ovulum giganteum* GRZYBOWSKI × 80. Vz. č. K-48.
6 — *Hormosina ovulum giganteum* GRZYBOWSKI × 400. Detail. ústia. Vz. č. K-48.
7 — *Dendrophrya* aff. *excelsa* GRZYBOWSKI × 60. Vz. č. K-48.
8—9 — *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI × 50, × 70. Vz. č. K-48.
10 — *Globotruncanita insignis* (GANDOLFI) × 50. Vz. č. K-18, lok.: Hrabové, vrchnokampanské flyšové súvrstvie (= súvrstvie Hlbokého) klapskej sukcesie. Vrchnomástrichtská zóna s *Abathomphalus mayaroensis*.
11 — *Globotrucanita insignis* (GANDOLFI) × 50. Vz. č. K-18.
12 — *Globotruncanita stuarti* (de LAPPARENT) × 50. Vz. č. K-18.

Geologické práce, Správy 86, s. 211—212, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987



Zomrel Arnold Nemčok

Dňa 20. 6. 1985 zomrel popredný československý inžiniersky geológ. Navždy nám odišiel Arnold Nemčok. Človek, učiteľ, vedecký pracovník, kamarát. Venujme mu tichú spomienku.

Doc. RNDr. Arnold Nemčok, CSc. sa narodil 1. 8. 1926 v Beňuši-Braväcovom, v rodine lesného robotníka. Po maturite na gymnáziu v Brezne študoval na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave. Štúdium ukončil v r. 1952 doktorátom prírodných vied. Spočiatku pracoval ako asistent na Geologickom ústave SVŠT v Bratislave. Od r. 1953 pracoval ako odborný asistent na Katedre inžinierskej geológie Fakulty geologicko-geografických vied Univerzity Komenského v Bratislave. V r. 1958 obhájil kandidátsku prácu a v r. 1960 habilitoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Od r. 1959 pracoval na Stavebnej fakulte v Bratislave, na katedre zakladania stavieb, geológie a priehrad, terajšej katedre geotechniky. Prednášal predmety Geológia a Inžinierska geológia. Od r. 1970 sa venoval výlučne výskumnej činnosti.

Doc. RNDr. Arnold Nemčok, CSc. vždy patril k najaktívnejším pracovníkom na každom svojom pôsobisku.

Na Fakulte geologicko-geografických vied pracoval vo funkcii prodekana, na Stavebnej fakulte SVŠT bol vo funkcii vedúceho Katedry geotechniky a bol predsedom ZV ROH. Pracoval ako tajomník Slovenského výboru čs. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu, neskôr ako člen komisie V. sekcie ČSAV pre koordináciu inžinierskogeologického výskumu v Československu. V r. 1967—69 zastupoval ČSSR v medzinárodnej organizácii International Association of Engineering Geology (IAEG) ako člen Executive Comittee.

Ťažiskom činnosti doc. Nemčoka však bola práca terénneho, výkonného geológa. Jeho činnosť bola vždy úzko spätá so stavebnou a neskôr i banskou praxou. Spočiatku venoval pozornosť výskumu a prieskumu pre plánovanie a budovanie vodných diel na slovenských riekach, so zvláštnym zreteľom na povodie Hrona, Hornádu a Torysy. Od r. 1962 sa venoval predovšetkým problematike svahových pohybov a svahových porúch na celom území Slovenských Karpát. Po systematickom súpise a jednotnej registrácii svahových porúch v ČSSR v r. 1962—63 venoval sa podrobnému výskumu zákonitostí vzniku a vývoja svahových pohybov. Veľmi intenzívne spolupracoval s pražskými kolegami. Podieľal sa v rámci tejto spolupráce na zostavení klasifikačnej schémy svahových pohy-

bov v ČSSR. Na základe rozsiahleho a veľmi cenného regionálneho výskumu ako prvý identifikoval vývojové štádiá svahových porúch v rámci jednotlivých regionálnych celkov. Vypracoval sa na popredného čs. odborníka vo svojej profesii, uznávaného nielen doma, ale i v zahraničí. Svoje bohaté vedomosti a odborné skúsenosti so zanietením aplikoval v technickej praxi, pri budovaní sídlisk, ciest a diaľníc, železníc, banských diel a vodných stavieb. Bol vždy tam, kde sa riešili závažné odborné problémy a kde bolo treba povedať rozhodné slovo. Jeho činnosť mala veľký význam z hľadiska ekonomiky nášho hospodárstva. Za prácu pri riešení stabilitných problémov mesta Handlovej a ťažby uhlia bolo mu v r. 1977 rezortom Slovenského geologického úradu udelené vyznamenanie „najlepší pracovník geologickej služby". Veľmi rozsiahla bola i publikačná činnosť doc. Nemčoka, ktorá obsahuje viac ako 100 rôznych príspevkov, článkov a učebných textov, z toho vyše 20 vyšlo v zahraničí. Vypracoval množstvo expertíz geotechnického charakteru. Svoje poznatky získané teóriou i dlhoročnou praxou v oblasti svahových pohybov zhrnul v r. 1982 v knihe Zosuvy v Slovenských Karpatoch, ktorá predstavuje ťažiskové dielo pre ďalšie generácie geológov.

Doc. Nemčok bol jedným zo zakladateľov modernej inžinierskej geológie na Slovensku. Stál pri jej zrode a vypracoval sa na dôstojného partnera a následovníka svojich veľkých učiteľov prof. D. Andrusova a prof. Q. Zárubu. V práci sa riadil ich zásadami, ktoré predstavovali čo najužšie spojenie výsledkov základného inžinierskogeologického prieskumu a výskumu s technickou inžinierskou praxou. Už od r. 1952 vychovával v tomto duchu celé generácie inžinierskych geológov a stavebných inžinierov, ktorí sa dnes hrdo hlásia k jeho škole, pretože doc. Nemčok nebol len dobrým výskumným pracovníkom, ale aj dobrým pedagógom. Mal rád svojich študentov, ktorí to vedeli a radi chodili na jeho prednášky. Vedel rozdávať plným priehrštím svoje odborné vedomosti a vedel vzbudiť hlboký záujem o geológiu. Kamarátskym prístupom, bez fráz a zbytočného mentorovania vždy dokázal nadviazať úzky kontakt so študentmi v posluchárňach, ako aj v každodennom styku s kolegami. Bol známy svojou chlapskou otvorenou povahou a nekompromisnosťou. V práci bol náročný k sebe, ale i k žiakom, diplomantom, ašpirantom a spolupracovníkom. Bol nekompromisný v požiadavkách, ktoré boli na prospech veci inžinierskej geológie. Vedel nadchnúť každého s kým prišiel pracovne do styku a zaslúžil sa o to, že slovenská inžinierska geológia prenikla do medzinárodného povedomia.

Navždy odišiel dobrý a charakterove čistý človek. Bude nám neustále chýbať jeho optimizmus, jeho priateľstvo. Na exkurziách a geologických kahancoch nám bude smutno bez jeho piesní, bez jeho harmoniky.

Česť jeho pamiatke!

Geologické práce, Správy 86, s. 213—214, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Za RNDr. Karelom Žeberom, DrSc.

Povojnové roky v našej geológii sa prejavili ako obdobie veľkého, všestranne intenzívneho rozvoja, v ktorom sa zapĺňali medzery spôsobené nepriaznivými podmienkami v minulosti, ale zároveň sa utvárali aj nebývalé možnosti pre činnosť zodpovedajúcu spoločenským potrebám v podmienkach budovania socializmu. Do tohto mohutného procesu sa s veľkou vervou a všestranne činorodou prácou zapojil aj RNDr. Karel Žebera, DrSc. Čas je však neúprosný, ten sa zastaviť nedá. Preto sme s bolestnými pocitmi prijali nečakanú smutnú zvesť, že náhle naše rady opustil 3. januára 1986. Je nám úprimne ľúto, že sme stratili jedinečného človeka, priateľa, skúseného a dobre známeho doma aj v zahraničí, znalca problematiky kvartérnej geológie, českého praveku, inžinierskej geológie, ktorý svojou vedeckovýskumnou a organizátorskou prácou obohatil našu vedu a nezmazateľne sa zapísal do jej histórie.

Karel Žebera sa narodil v Buštehrade na Kladensku 3. marca 1911. Vyrastal v robotníckom prostredí. Jeho otec bol strojník a starý otec baník. V kladenskej reálke nadobudol stredoškolské vzdelanie. Vysokoškolské štúdium v odbore prírodopis a archeológia absolvoval na Karlovej univerzite v Prahe, ktorú ukončil v roku 1935, keď sa stal i doktorom prírodných vied. V prvých rokoch po ukončení štúdia pracoval ako asistent na Geologicko-paleontologickom ústave Karlovej univerzity, neskoršie ako geológ na Vojenskom zemepisnom ústave a na generálnom riaditeľstve Stavby diaľníc. Od roku 1941 začal pracovať v Štátnom (teraz Ústrednom) geologickom ústave v Prahe. V ústave zostal pracovať až do odchodu na dôchodok. Tu pôsobil ako radový pracovník, vedúci oddelenia a ako riaditeľ v rokoch 1958 až 1963.

Odborný profil Karela Žeberu bol organicky zviazaný so širokým okruhom záujmov, osobnými a charakterovými vlastnosťami, živým spätím s prírodou, udržiavaním si stáleho optimizmu s veľkou túžbou po poznaní a so zmyslom pre cieľavedomú prácu. Bol to človek vzdelaný, trpezlivý, nadovšetko zásadový. Tieto jeho vlastnosti boli zdrojom úprimného, čistého občianskeho a vedeckého postoja, ktorým sa vždy hlásil k spoločenskému pokroku.

Stredobodom životného záujmu Karela Žeberu bola kvartérna geológia. Už na

začiatku štyridsiatych rokov napísal významnú štúdiu: „Povšechny přehled, roztřídění a zhodnocení čtvrtohorních pokryvu v Čechách" (Rozpravy Čs. akad. věd, 53) 1943, 7, 1—31, Praha 1944). V tejto práci zhrnul poznatky o charaktere sedimentačných a erózných cyklov vo vzťahu ku klimatickým podmienkam počas glaciálov a interglaciálov a naznačil kritériá pre stratigrafiu kvartéru. Touto prácou vlastne dal základ moderného chápania kvartéru vôbec. V neskoršej práci „K současnému výzkumu kvartéru v oblasti Českého masívu" (Sbor. Stát. geol. úst. 2, 16) 1949, 731—781, Praha 1949, nadviazal na predchádzajúcu prácu a rozšíril ju o aspekty paleopedologické, paleontologické a archeologické. Najzávažnejšie poznatky viacročného výskumu kvartéru a archeológie zhrnul v monografii „Československo v starší době kamenné" (Acad. 1—215, Praha 1958). Za túto prácu mu bola v roku 1960 udelená hodnosť doktora geologicko-mineralogických vied. Osobitnú pozornosť si zasluhuje aj jeho štúdia „Kvartér Českého masívu" uverejnená ako súčasť v Regionálnej geológii ČSSR (Naklad. ČSAV, 443—511, Praha 1964).

Karel Žebera bol publikačne aktívny, uverejnil asi 270 článkov. Mnohé z jeho poznatkov ostali nepublikované a sú zahrnuté v početných správach, prípadne geologických mapách a pod. Je potrebné oceniť aj jeho úsilie v začiatkoch päťdesiatych rokov pri zakladaní samostatného zborníka nazvaného Antropozoikum, ktorého bol dlhé roky hlavným redaktorom. Ide vlastne o jediné periodikum u nás, ktoré je venované problematike kvartéru. S jeho menom je tiež veľmi úzko späté opísanie vlastných nálezov staropaleolitickej industrie nazývanej bohemien.

Zo všetkých prác Karela Žeberu sa jasno zračí snaha po modernom komplexnom poznaní obdobia kvartéru. V tomoto smere viedol aj mladých nadaných kolegov, ktorí sa sústredili okolo neho v ústave. Výrazom tohto chápania je kolektívna práca na Ostravsku. Získané poznatky z tohto územia boli publikované v monografii „Kvartér Ostravska a Moravskej brány" (Ústř. ústav geol. 1—419, Praha 1965). Dominantou jeho práce bola jednota spojená s pochopením prepojenia teoretického výskumu na prax. Ako príklad takto chápanej jednoty je jeho metodický návod pre urbanistickú geológiu väčších mestských aglomerácií „Geológie v plánovaní oblastí a sídlišť" z roku 1947.

Karel Žebera neustále aj vo svojom vyššom veku si zachoval veľkú zanietenosť, neúnavnosť, tvorivú myseľ a nadšenie zvlášť pri prácach v teréne. Celá jeho činnosť dokazuje, že aj v pomerne skromných podmienkach možno dosiahnuť značné množstvo vedeckých výsledkov, čím sa stal žiarivým vzorom pre mladších kolegov.

Karel Žebera bol aj úprimným internacionalistom, obdivoval sovietsku geológiu, sovietskych ľudí, medzi ktorými mal mnohých priateľov. Karela Žeberu s takýmto rýdzim, naozaj čistým charakterom sme poznali aj na Slovensku. Pripomíname si jeho blízky vzťah k slovenskej geológii, a k slovenským kolegom, s ktorými úzko spolupracoval najmä pri štúdiu kvartéru Slovenska. Nezabudnuté zostanú jeho cenné podnety a rady, ktorými vedel nezištne pomáhať, nehľadiac často na zaneprázdnenosť, či už pri rôznych konzultáciách, alebo priamo v teréne, či to bolo pri geologickom mapovaní trasy plynovodu pri Bratislave, alebo neskoršie pri výskume Východoslovenskej nížiny alebo aj iných území na Slovensku.

Za neoceniteľné zásluhy RNDr. Karela Žeberu, DrSc. pre rozvoj československého kvartéru si budeme vždy s veľkou pietou pripomínať jeho pamiatku.

Imrich Vaškovský

Geologické práce, Správy 86, s. 215—217, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Paleogeografija Jevropy za poslednich sto tysjač let (Atlas — monografija)

Nakladateľstvo „NAUKA" Moskva 1982. Zodpovední redaktori: Akademik I. P. Gerasimov, A. A. Veličko, DrSc. Strán 152 (zväčšený formát A3), priložených je 12 pestrofarebných paleogeografických máp v mierkach 1 : 10 000 000.

Geológia prekonala v priebehu posledných štyridsiatich rokov neobyčajne búrlivý vývoj, ktorý nemá obdoby, prešla zložitým procesom všestrannej modernizácie v metódach výskumov, v súbore teoretických poznatkov o charaktere a vývoji stavby zemskej kôry a tiež zaujala nezastupiteľné miesto v národnom hospodárstve, kde prenikavo ovplyvňuje energetiku, priemysel, poľnohospodárstvo, stavebníctvo a v neposlednom rade v súčasnej etape vedecko-technického pokroku aj tvorbu a ochranu životného prostredia. V širšom rámci teoretického pokroku a praktického významu geologickej vedy sa zvlášť žiada poukázať aj na veľké množstvo nových vedeckých výsledkov, ktoré svojou podstatou znamenajú kvalitatívne novú etapu v poznávaní kvartéru na kontinentoch, šelfoch a oceánoch. Tieto nové výsledky nemôže chápať len ako akúsi registráciu udalostí dávnej geologickej minulosti, lebo svojou všestranne dokonalou rekonštrukciou tejto minulosti znamenajú veľký prínos pre komplexné poznanie zákonitostí vývoja prírodného prostredia, jeho súčasného stavu, prognóz ďalšieho vývoja atď.

Z takýchto aspektov treba tiež chápať aj predkladaný atlas — monografiu, ktorý ako v jeho úvode veľmi výstižne udáva akademik I. P. Gerasimov, predstavuje principiálne nový typ vedeckého výskumu, a môžeme ho označiť za prvý pokus v svetovej paleogeografii.

Atlas — monografia je priestorove zameraný na európsky kontinent, na ktorom autori postupne komplexne analyzujú údaje o vývoji prírodného prostredia v čase mladého pleistocénu a holocénu, pritom používajú na zobrazenie mnohé paleogeografické mapy, schémy a iné grafické zobrazenia. Z predložených materiálov vidno, že výber Európy na prvý takýto modelový pokus nebol náhodný. Európu na to predurčila jej paleogeografická poloha, ktorá na jej území zabezpečila aktívnu účasť významných a v mnohých ohľadoch aj špecifických fenoménov vývoja prírody počas pleistocénu; boli to napr. pokryvy kontinentálnych ľadovcov, spraší, rozšírenie večne zamrznutej zeme („večnej merzloti") a ďalšie. Spomínané fenomény sú práve zvlášť charakteristické pre Európu, nakoľko na ostatných kontinentoch sú rôzne redukované. Taktiež sa žiada vyzdvihnúť dobrú úroveň výskumov s dlhodobejšími tradíciami, ktorými sa nahromadilo množstvo rôznych údajov potrebných pre paleogeografické koncepcie, tvoriace vlastný základ kvartérnej geológie (a geológie vôbec) ako vedy o cyklickom vývoji prírodných procesov, o príčinách periodických zmien a pod. V rôznych štátoch sa získali v tomto smere aj podrobnejšie údaje, predovšetkým na samotnom území európskej časti ZSSR, z ktorého autori atlasu — monografie hlavne vychádzajú. Takýmto celkovým zhrnutím materiálov si autori vytvorili bohatý základ pre vyjadrenie niektorých zvláštností a tiež na overenie stanovených zákonitostí vývoja prírody počas posledného interglaciálu (označované ako mikulinský — emský — risko-würmský atď.), potom poslednej doby ľadovej (valdajskej — vislanskej — würmskej) a napokon aj počas holocénu.

Atlas — monografia má široký záber problémov a tematicky je vhodne členený zhruba do šiestich častí, z ktorých niektoré sa potom delia na viacero podčastí.

Prvá časť je venovaná vývoju morských bazénov a pobrežných línií vo východnej Európe počas pleistocénu a holocénu. Autori vychádzajú zo všeobecných predstáv a pokúšajú sa analyzovať významnejšie časové etapy histórie vývoja baltického, azovsko-čiernomorského a kaspického bazénu počas mladého pleistocénu a holocénu.

V druhej časti je pomerne široko diskutovaná paleogeografia mladopleistocénneho zaľadnenia, poukazuje sa na geochronológiu prírodných zmien kontinentálneho zaľadnenia vo východnej Európe počas würmu, ďalej sa uvádza rekonštrukcia ľadovcového pokryvu na území Európy (mapa 1), rozsah zaľadnenia kontinentálneho šelfu Európy, štruktúra a dynamika posledného kontinentálneho ľadovca; na predloženom modele je aktualizovaný kontinentálny ľadovec Európy a napokon je názorne opísané modelovanie procesov pohybu a teplotných zmien v ľadovcovom pokryve.

Problematika paleogeografie mladého pleistocénu v periglaciálnej oblasti v Európe je opísaná v tretej časti. V jej rámci je podrobnejšie analyzovaná problematika periodizácie zmien počas mladého pleistocénu v tejto oblasti, potom je široko diskutovaná otázka mladopleistocénnych spraší (mapa 3), rekonštrukcia rozšírenia zóny večne zamrznutej zeme a etapa jej vývoja (mapy 4, 5, 6), ďalej rozšírenie pôdneho pokryvu počas ris-würmského interglaciálu a tzv. brianskeho interštadiálu (PK-1, mapy 7, 8), rastlinstvo (mapa 9, 10), teriofauna neskorého würmu (mapy 12, 13) a osídlenia Európy človekom počas mladého pleistocénu.

V štvrtej časti sa autori zaoberajú otázkami paleoekologickej rekonštrukcie prírodného prostredia na území Európy počas mladého pleistocénu a holocénu. Pri rekonštrukcii zmien prírodného prostredia počas týchto období vychádzajú autori z údajov skúmania spraší, kryogénnych javov, fosílnych pôd, fauny, potom z rôznych paleoekologických rekonštrukcií na podklade paleobotanických údajov, rastlinstva, areálov neolitických kultúr na území európskej časti ZSSR počas klimatického optima v holocéne a vôbec z paleoekologických analýz prírodného prostredia počas holocénu, chápaného ako súčasný model interglaciálu.

Problémom mimoriadne zložitých otázok riešenia príčin vývoja pleistocénnych kontinentálnych zaľadnení je venovaná piata časť. Tu autori poukazujú na závislosť tejto problematiky na zmenách množstva radiácie v rôznych zemepisných šírkach zeme, ďalej na kolísaní priezračnosti atmosféry v dôsledku častých zmien množstva prachu vytvoreného vulkanickou činnosťou, potom na rôznom obsahu CO_2 v atmosfére atď. Tiež zvažujú reálnosť zmeny súčasného interglaciálu (obdobia holocénu) na ľadovú dobu sprevádzajúcu vývoj kontinentálneho ľadovca. Upozorňujú tu tiež na postupné zosilňovanie vplyvu ľudskej činnosti na globálne zmeny klímy, avšak vyslovujú aj optimizmus, že prudký rozvoj techniky a energetiky umožní v blízkej budúcnosti riešiť regulácie klímy v súlade so záujmami ľudstva.

V piatej časti atlasu — monografie je sústredená pozornosť na základné zvláštnosti posledného klimatického makrocyklu a súčasného stavu prírodného prostredia. Tu autori predvádzajú všestranne charakterizovaný klimatický model posledného risko-würmského interglaciálu s fázou klimatického optima. Ako protiklad potom uvádzajú komplexné zmeny prírody a klímy vrátane klimatického minima, ktoré prebehlo pred 18—20 tisíc rokmi. V tejto časti tiež porovnávajú vývoj prírodných podmienok počas risko-würmského interglaciálu, potom würmu a holocénu.

Na konci atlasu — monografie je zoznam literatúry (celkove asi 550 citácií). Úvod a piata časť monografie sú preložené do angličtiny.

Práca má komplexný charakter, je výsledkom práce väčšieho počtu (asi 30) kolektívov sovietskych vedcov. Komplexnosť práce spočíva v použití novších geologických, neotektonických, geomorfologických, glaciologických, geochronologických, klimatických, botanických, faunistických, pedologických, a mnohých ďalších údajov pri charakteristike minulých a terajších fenoménov prírody na území Európy; poukazuje na ich zhodné črty, resp. rozdiely voči súčasnému stavu. Veľkú prácu pri organizovaní atlasu — monografie, pri jeho súhrne a zovšeobecňovaní vykonali zodpovední redaktori.

Záverom treba uviesť, že predložený atlas — monografia, jedinečným spôsobom sústreďuje, analyzuje bohatý faktický materiál týkajúci sa mladého pleistocénu a holocénu Európy, poukazuje na mnohostranný význam paleogeografie ako geologickej metódy, ktorá predstavuje teoretický nástroj pravdivého poznania problémov rekonštrukcie geologického vývoja. Je zdrojom vysokoaktuálnych teoreticko-praktických podnetov v spojitosti s riešením problémov spoločenskej praxe, je aj výzvou k teoretickému zdokonaľovaniu, dôslednejšiemu domýšľaniu výskumných metód, uplatňovaniu intergradačných funkcií kolektívnej práce a pod. Vydanie atlasu — monografie je nesporne obohatením fondu literatúry a iste sa stretne s veľkým záujmom vo svetovej geologickej a ostatnej prírodovednej odbornej spoločnosti.

Aj v našich podmienkach by sa mal atlas — monografia stať inšpirujúcim modelom riešenia takej odborne náročnej problematiky ako u mladších, tak aj starších útvarov s cieľom odhaľovať zákonitosti genézy, priestorového rozšírenia nerastného bohatstva, jeho racionálneho využívania pri tvorbe a ochrane životného prostredia a pri poznávaní kontinuity vývoja, časového postupu kvalitatívnych zmien životného prostredia a jeho prognózovania do budúcnosti.

Imrich Vaškovský

Geologické práce, Správy 86, s. 219—220, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Recenzia

TAMÁS BÁLDI

Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary

Akadémia kiadó — Budapest 1986, 1—178, 4 mapové schémy, 91 obr., 134 fotografií, register citovaných autorov, vecný register, register druhov fauny.

V monografickej práci, ktorá je skrátenou, ale o nové poznatky doplnenou anglickou verziou knihy „Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk" vydanej v roku 1983 v horeuvedenom nakladateľstve, autor predkladá súhrn poznatkov svojich dlhoročných štúdií severomaďarského paleogénu spolu s najdôležitejšími poznatkami mnohých autorov, najmä však tých, ktorí sa zaoberali foraminiferami, nanoplanktónom, ale i chemizmom, mineralógiou a faciálnou analýzou terciéru v danej oblasti.

Publikácia pozostáva z troch častí. V prvej je podaná stručná, ale výstižná a vyčerpávajúca charakteristika všetkých dôležitých litostratigrafických jednotiek vrchnoeocénneho až spodnomiocénneho veku (priabón až egenburg). Charakteristika pozostáva zo stručného litologického opisu, vrátane dôležitých postulátov z oblasti geochémie a mineralógie, pokračuje zdôvodnením stratigrafického postavenia a veku súvrstvia, paleontologickým opisom súvrstvia s osobitným zreteľom na mäkkýše, faciálnou diagnostikou a definíciou paleoprostredia, v ktorom súvrstvie vzniklo. Jediné, čo čitateľovi pri opise súvrství chýba, je meno autora, ktorý tú-ktorú formáciu pomenoval, a rok, kedy sa tak stalo. Tento nedostatok iba sčasti odstraňuje stručný prehľad starších prác v kapitole „Súhrn nových výsledkov". Škoda, že autor neupravil substantíva v názvoch súvrství, teda tú časť názvu, ktorá vyjadruje litológiu podľa nových petrografických diagnostík. Bolo by azda logickejšie nazývať kišcelský íl kišcelským prachovcom, keďže súvrstvie a zvlášť jeho vrchná časť pozostáva prevažne z prachovcov.

Niektoré autorove korelácie súvrství v čase a priestore nie sú v súlade s poznatkami z juhoslovenskej panvy, lenže v recenzii niet žiaľ dosť priestoru na diskusiu sporných problémov.

V druhej časti autor predkladá syntézu tektonického a paleogeografického vývoja alpsko-karpatsko-panónskeho priestoru v období lutétom počínajúc a egenburgom končiac. Syntéza je vcelku jednoduchá a pochopiteľná. Zvlášť cenné sú závery vyplývajúce z podrobnej faunistickej analýzy, ktoré autorovi umožnili zhodnotiť vzťahy medzi bioprovinciami a poskytli mu cenné údaje na posúdenie tektonickej mobility a zvlášť pre paleogeografické rekonštrukcie. Autor sa však nevyhol nedostatkom, ktoré možno nájsť vo všetkých sólosyntézach sumarizujúcich geologické poznatky z takej zložitej oblasti, akou je oblasť alpsko-karpatsko-panónska a kde prácu syntetika sťažujú jazykové bariéry a štátnopolitická rozdrobenosť. Uvedené ťažkosti pri osvojovaní si poznatkov i pri výmene informácií boli určite jednou z príčin, prečo autor nevenoval pozornosť veporsko-spišskej pevnine, ktorá je pre vývoj a paleogeografiu vnútrokarpatského flyšu v priabóne významná (D. Andrusov — E. Köhler 1963), a nie sú žiaľ citované ani novšie práce R. Marschalka, P. Grossa pojednávajúce o danej problematike. Autorovej pozornosti unikol aj menší, ale pre paleogeografickú rekonštrukciu dôležitý prvok, akými sú oligocénne evapority v bzovíckej depresii pochované stredoslovenskými neovulkanitmi.

V tejto kapitole rušivo pôsobia aj maďarské názvy niektorých slovenských lokalít: Rozsnyó (str. 61, obr. 80) , Neutra (str. 68, obr. 85), Kassa (obr. 85).

Z textu tiež nie je jasné, čo je ekvivalentom takej špecifickej stratigrafickej jednotky, akou je nesporne tardský íl a budínsky slieň (Buda marl) v szolnocko-marmorošskom flyši.

Tretiu časť monografie tvorí paleontologický dodatok, ktorý by v uvedenej práci nemusel byť, (autor je renomovaný paleontológ a biostratigraf) ale vzhľadom na hutnosť textu predchádzajúcich kapitol, monografiu nezaťažuje. Ide o príspevok k poznaniu hlbokomorskej terciérnej fauny na príklade fauny tardského ílu (fauna euxinickej panvy) a kišcelského ílu, v poslednom prípade sú však opísané iba najdôležitejšie a nové druhy, resp. poddruhy.

Záverom treba povedať, že monografia T. Báldiho prináša v zhutnenej forme a v jazyku prístupnom svetovej geologickej verejnosti cenné a vyčerpávajúce zhrnutie súčasných poznatkov o najdôležitejších súvrstviach neskorého paleogénu a raného neogénu v maďarskej paleogénnej panve. Príkladná je hutnosť a úspornosť textu — na rozdiel od mnohých prác v oblasti geologických vied, kde sa už tradične nešetrí slovami. Hodnotná je aj obrazová časť knihy. Čitateľ síce má určité ťažkosti pri konfrontovaní textu s obrázkami a mapkami, pretože sú umiestnené až za bibliografiou (azda preto, aby príliš nečlenili text), ale nájde v nich grafické zhrnutie všetkých názorov autora na paleogeografiu, bioprovinčné vzťahy, tektoniku, faciálne vzťahy a vzťahy súvrství, ako aj konkrétne terénne a vrtné profily dokumentujúce súvrstvia opísané v texte.

Tektonické a paleogeografické konštrukcie predstavujú hodnotný základ pre ďalšie úvahy a interpretácie. Je potrebné vyzdvihnúť, že Báldiho rekonštrukcie sú vecné, opierajú sa spravidla o fakty podopreté viacerými, neraz i rôznorodými dôkazmi. Takáto rekonštrukcia je zrozumiteľnejšia a vieryhodnejšia ako mnohé rekonštrukcie iných autorov, vrátane maďarských. V ich prácach sa často hypotéza a predpoklady, nedostatočne podopreté dôkazmi, stotožňujú s faktami a pri interpretáciách sa s nimi ako s faktami pracuje. Takýto postup skĺzava do vedecko-fantastickej roviny a vyvoláva často nedôveru i apatiu čitateľa.

Monografiu odporúčam do pozornosti československej geologickej verejnosti, a hlavne tým geológom a špecialistom, ktorí sa zaoberajú štúdiom juhoslovenskej panvy a vnútrokarpatského paleogénu, zároveň však aj tým, ktorí pracujú vo vonkajšom flyši Karpát, v čelnej priehlbine Karpát, v karpatských vnútrohorských panvách a molasových panvách vôbec, ako aj tým, ktorí sa pokúšajú o palinspastické a paleogeografické rekonštrukcie kenozoika v stredoeurópskom priestore.

Dionýz Vass

Geologické práce, Správy 86, s. 211, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1987

Recenzia knihy

PETER SONNENFELD; **Brines and Evaporites**

Academic Press Inc., Orlando—San Diego—New York—London—Toronto—Montreal —Sydney—Tokyo 1984, p. 613

Koncom roku 1984 vyšla uvedená kniha, ktorú napísal bratislavský absolvent geológie (r. 1947) pôsobiaci nateraz ako profesor geológie a inžinierskej geológie na Univerzite vo Windsore, Ontario, Kanada.

Ide o knihu, ktorá zovšeobecňuje poznatky o slaných vodách a evaporitových sedimentoch na dobrej vedeckej úrovni. Vyplýva to z obsahu knihy, kde sa v prvej kapitole podáva prehľad o tvorbe slaných vôd vlivmi klimatickými až po vznik slaných sedimentov a ich premeny.

V druhej kapitole je reč o primárnych evaporitových sedimentoch a ich mineráloch, v ďalšej o geochemickom charaktere a najbežnejších stopových elementoch v soliach a sedimentoch, ktoré ich sprevádzajú.

Štvrtá kapitola traktuje problémy syngenetických a diagenetických premien slaných sedimentov a solí. V ďalšej časti sa podávajú morfologické tvary evaporitových formácií, typy sedimentárnych textúr a štruktúr ap.

Kniha má 133 obrazových príloh, 17 tabuliek a veľmi rozsiahly zoznam použitej bibliografie (vyše 4 000 titulov). Tento shrňuje temer encyklopedicky znalosti o evaporitových ložiskách všetkých kontinentov sveta. Kniha môže poslúžiť ako zdroj mnohých, pre naše podmienky nedostupných, informácií o danej tématike. Svojou hĺbkou spracovania a šírkou záberu metodík výskumu môže byť podnetom pre nové, modernejšie spracovanie soľonosných formácií Západných Karpát.

Ján Ilavský

V roku 1987 vyjde v Kijeve v edícii Nauk, dumka monografia SEMENENKO V. N.: **Stratigrafická korelácia vrchného miocénu a pliocénu východnej Paratetýdy a Tetýdy**

Autor v predloženej publikácii podáva stratigrafickú koreláciu vrchného miocénu a pliocénu východnej Paratetýdy (euxinsko-kaspická oblasť) a Tetýdy (stredozemná oblasť). Reviduje obsah a hranice stupňov na juhu ZSSR (východná Paratetýda) v intervale vrchný miocén — pliocén. Pri vymedzení stupňov používa v tejto oblasti okrem molusk i novú metódu. Zakladá sa na vápnitom nanoplanktóne, ktorým definuje spodnú i vrchnú hranicu jednotlivých stupňov, pričom na toto vymedzenie nadväzuje rádiochronologická a paleomagnetická stupnica.

Ide o metodiku (nanoplanktón), ktorá má v súčasnom období svetový trend a vďaka jej autorovi sa prvýkrát podarilo korelovať uvedené regionálne stupne východnej Paratetýdy so stredozemnou a oceánskou oblasťou.

Práca bola vykonaná v rámci medzinárodného programu geologických korelácií UNESCO. Bude výbornou pomôckou pre geológov-stratigrafov, paleontológov, pedagógov v geologických vedách, ako i pre špecialistov v oblasti stratigrafie morských sedimentov vrchného miocénu a pliocénu.

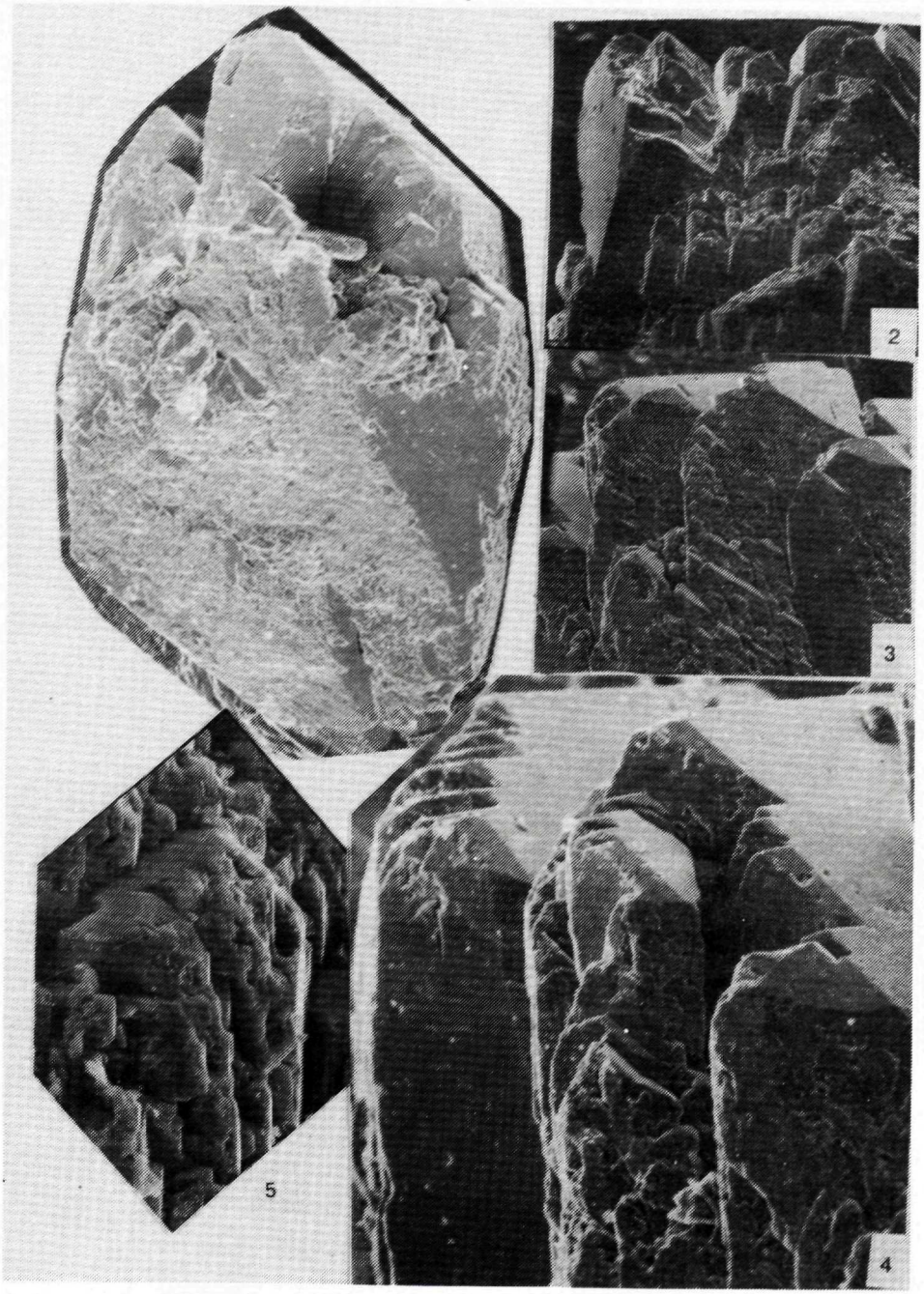
Ján Gašparik

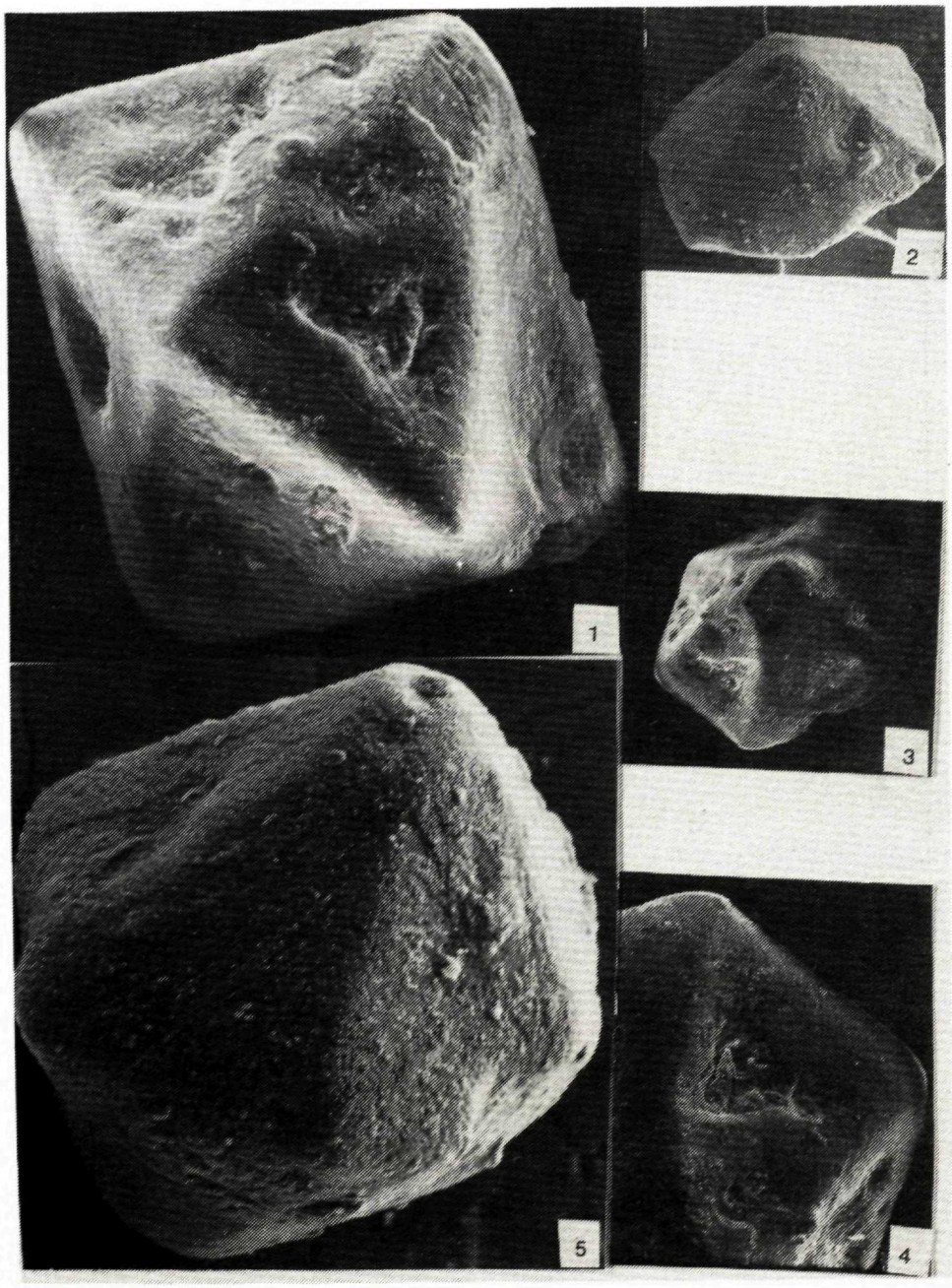
Správy 86

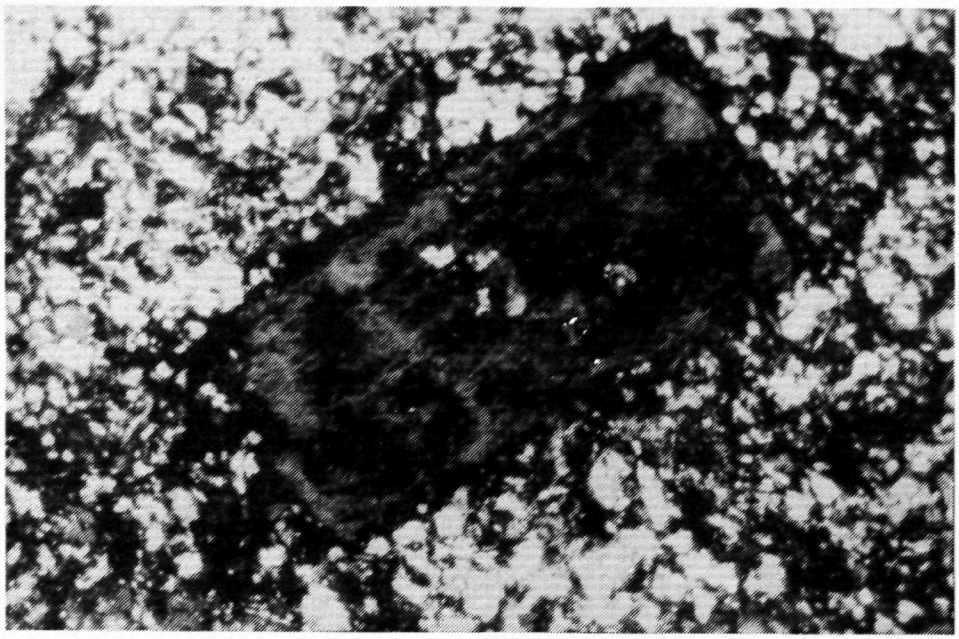
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave 1987.

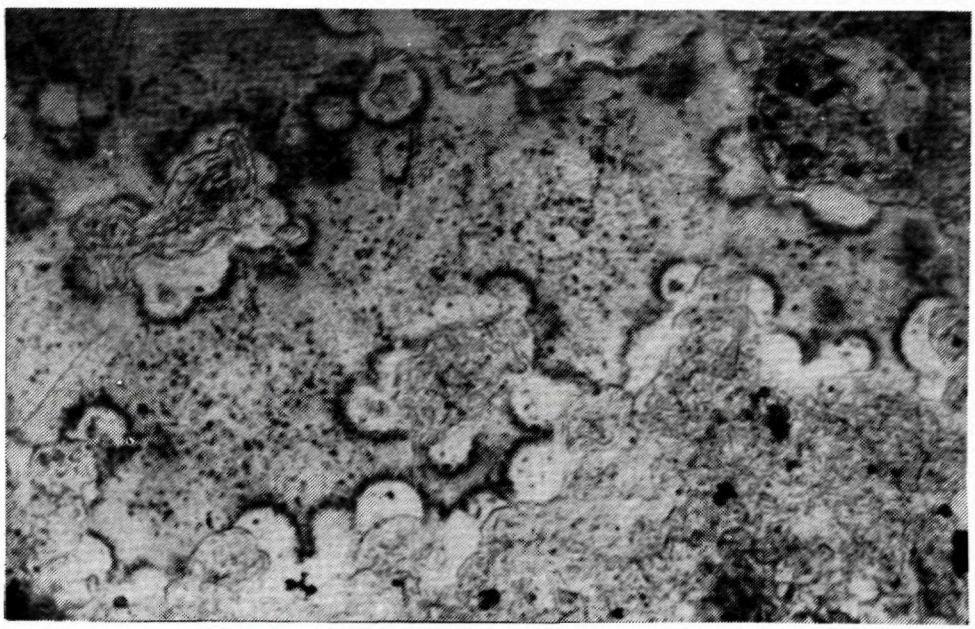
Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Technická redaktorka: Gabriela Šípošová
Preklad do angličtiny: Ľuboš Böhmer a Edita Jassingerová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava roku 1886. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1923/1986. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 19,82; VH 20,15. Cena brož. výtl. Kčs 33,—

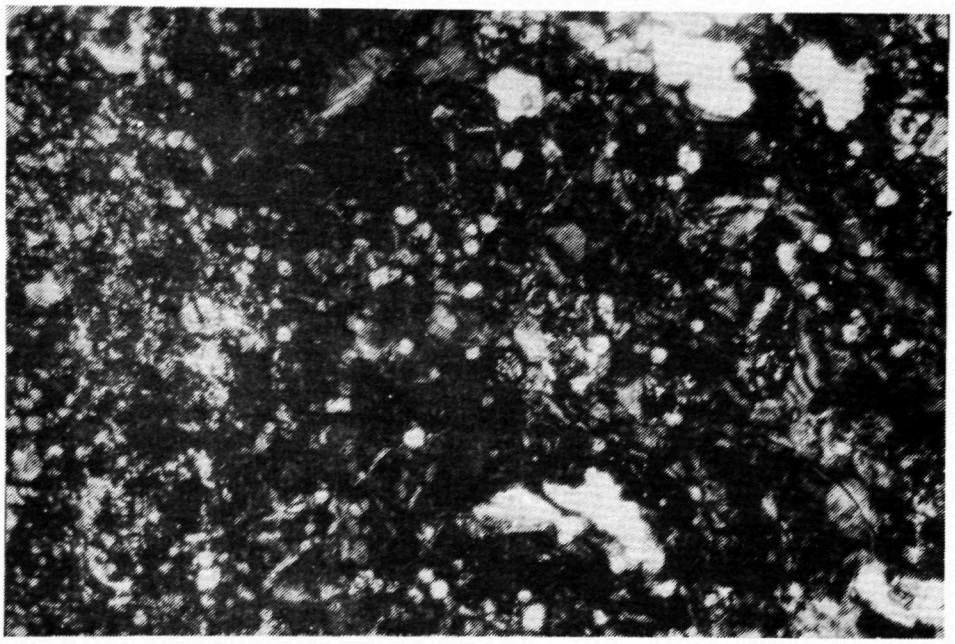

2
3
4
5

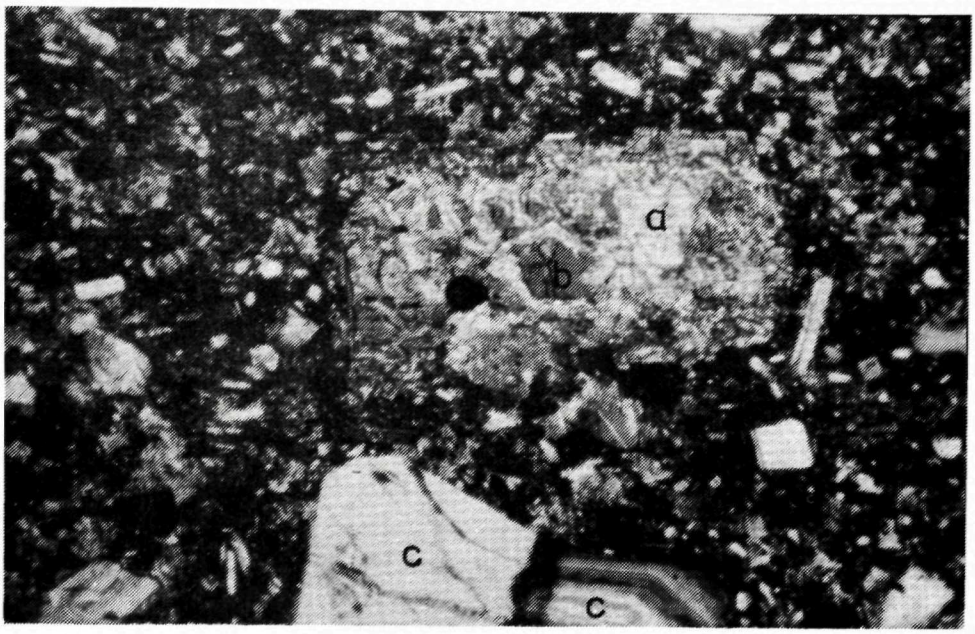

1
2
3
4
5

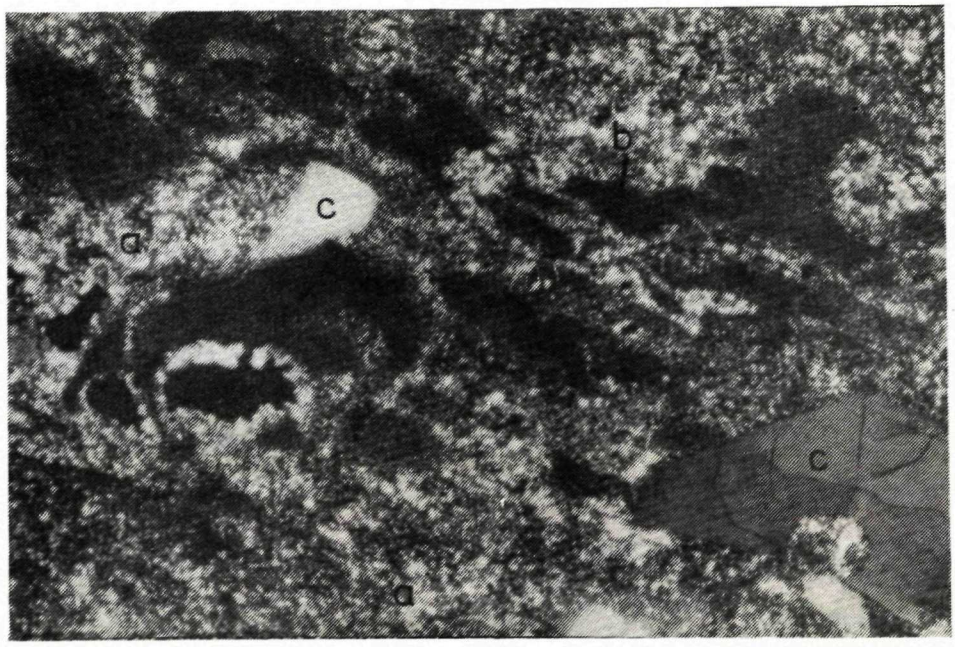


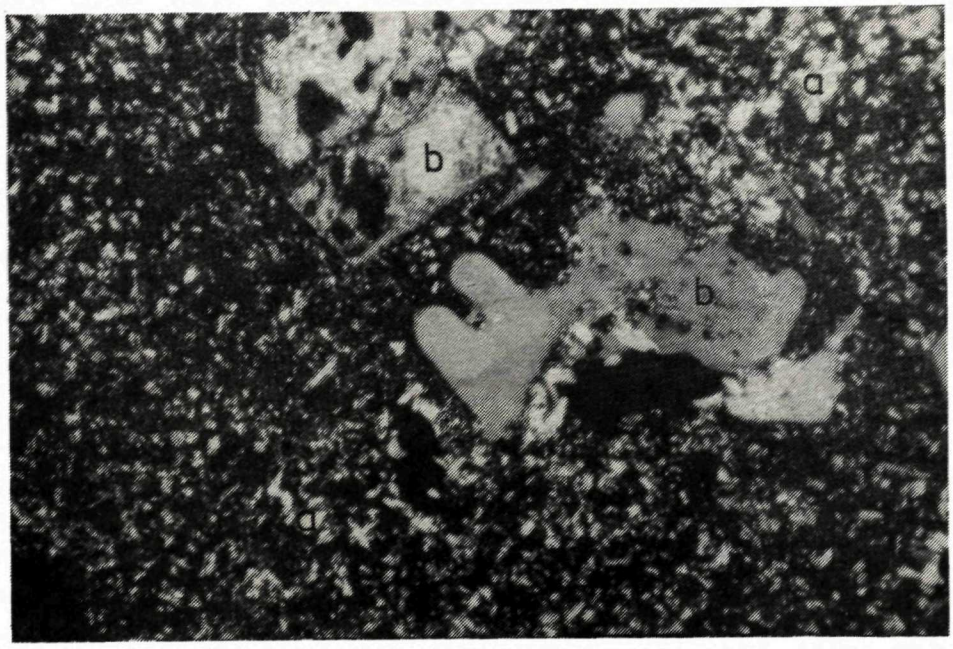


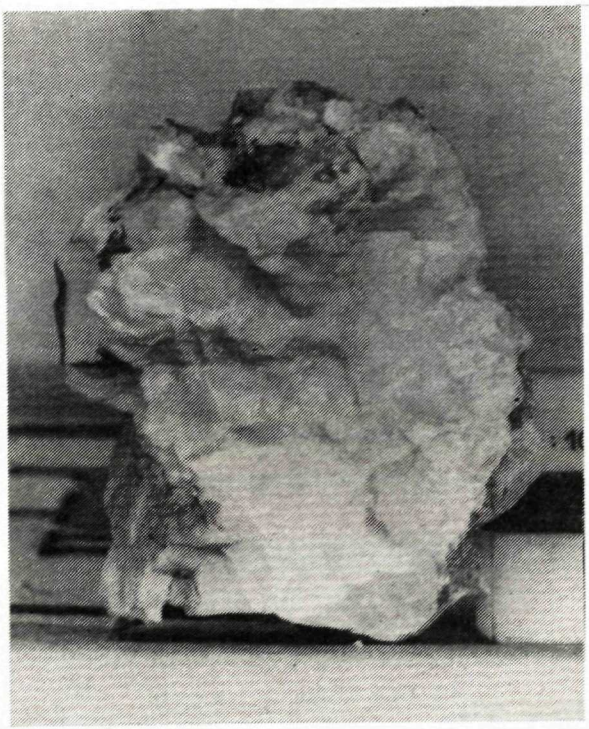
d
d
b
c

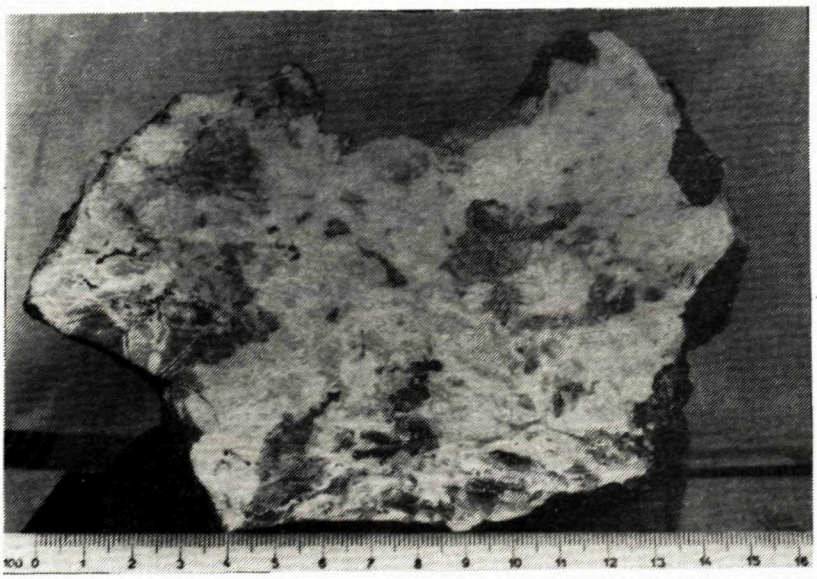


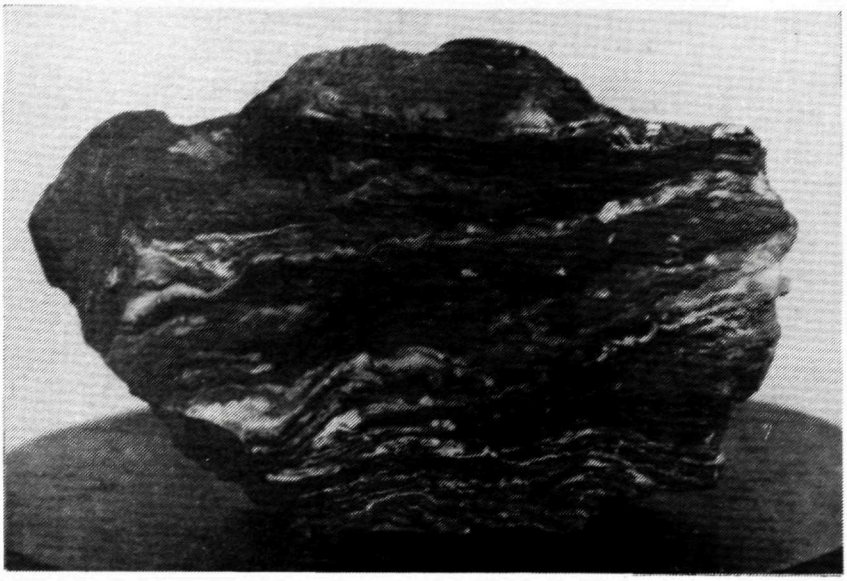

a
b
c
c

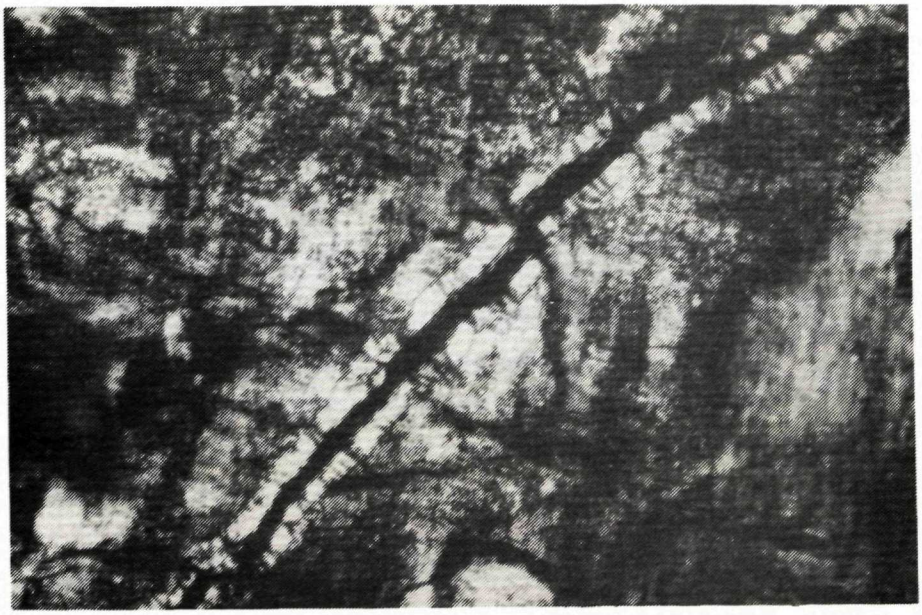

b
c
a
c
a

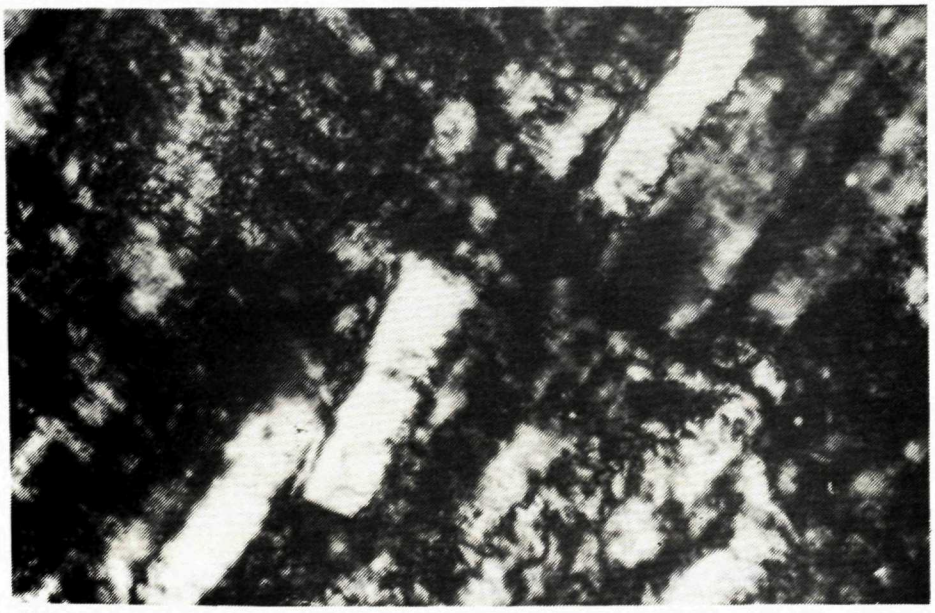

a
b
b
a

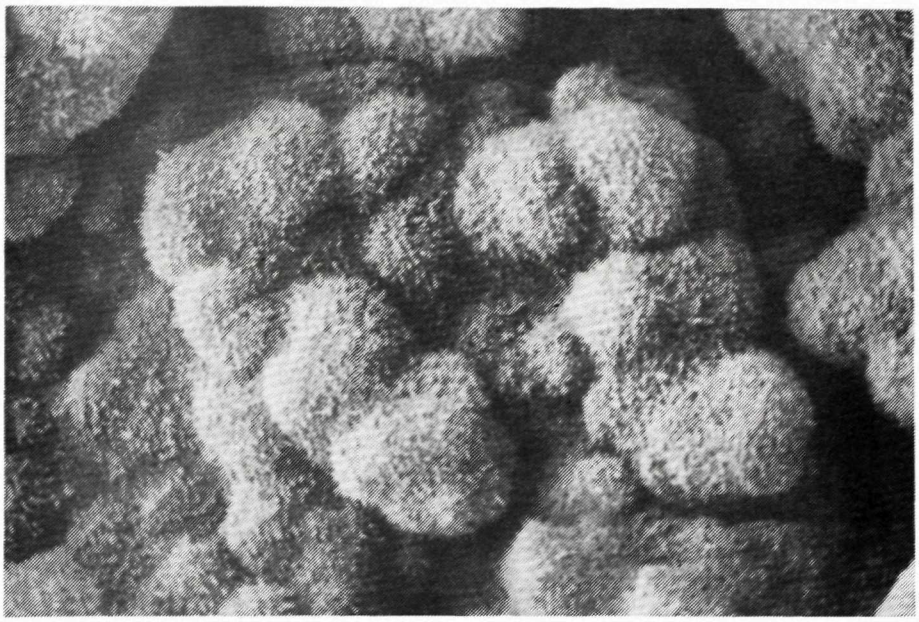


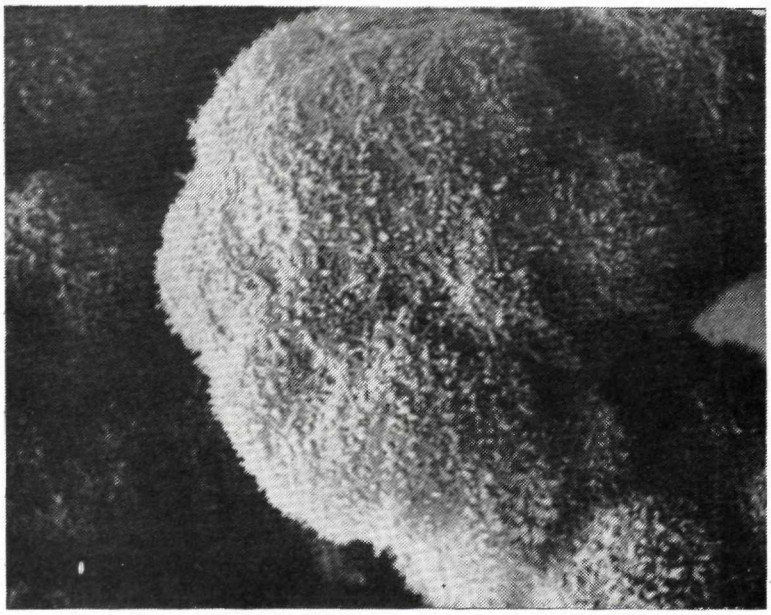

100 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

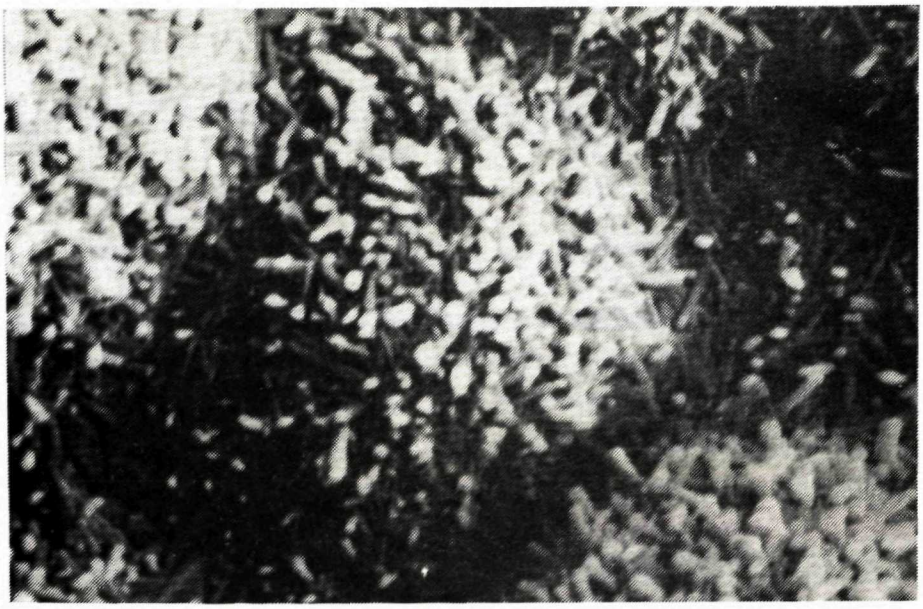




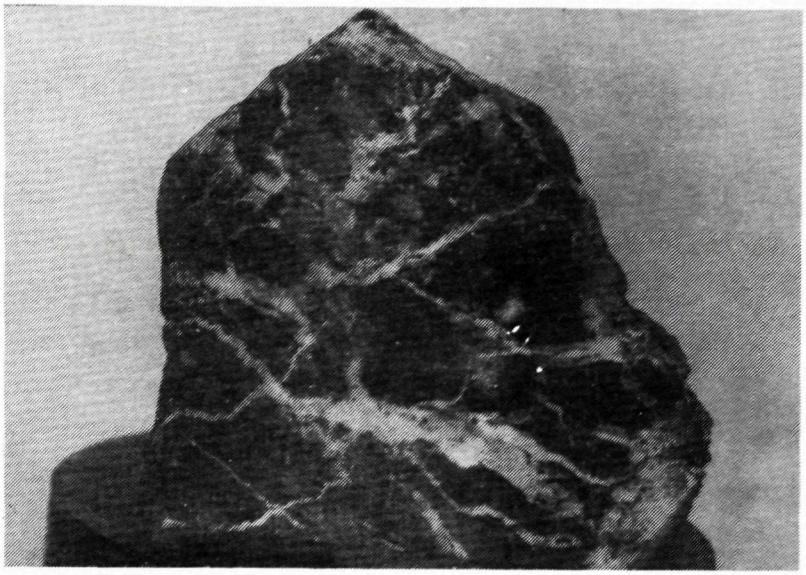


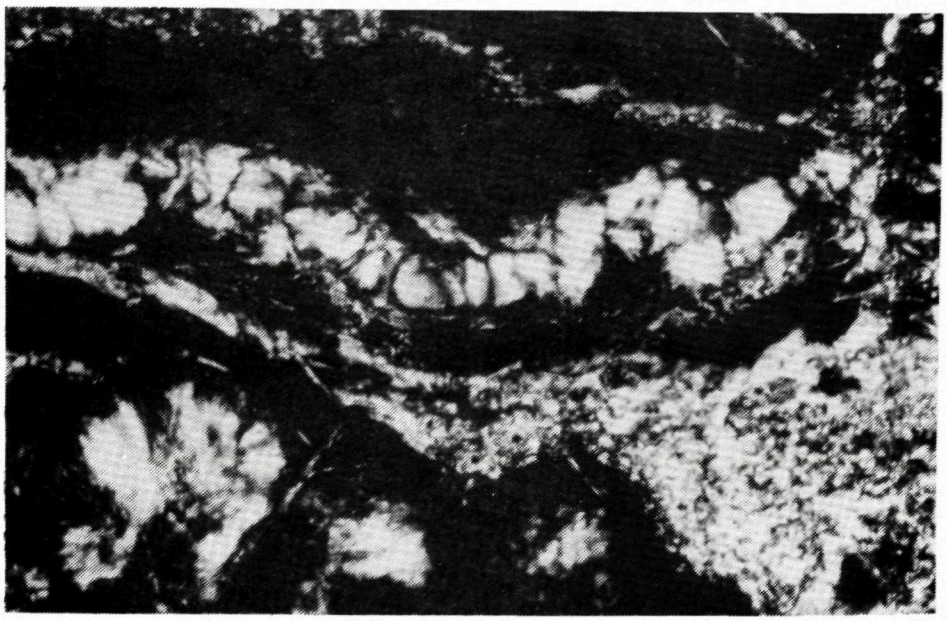


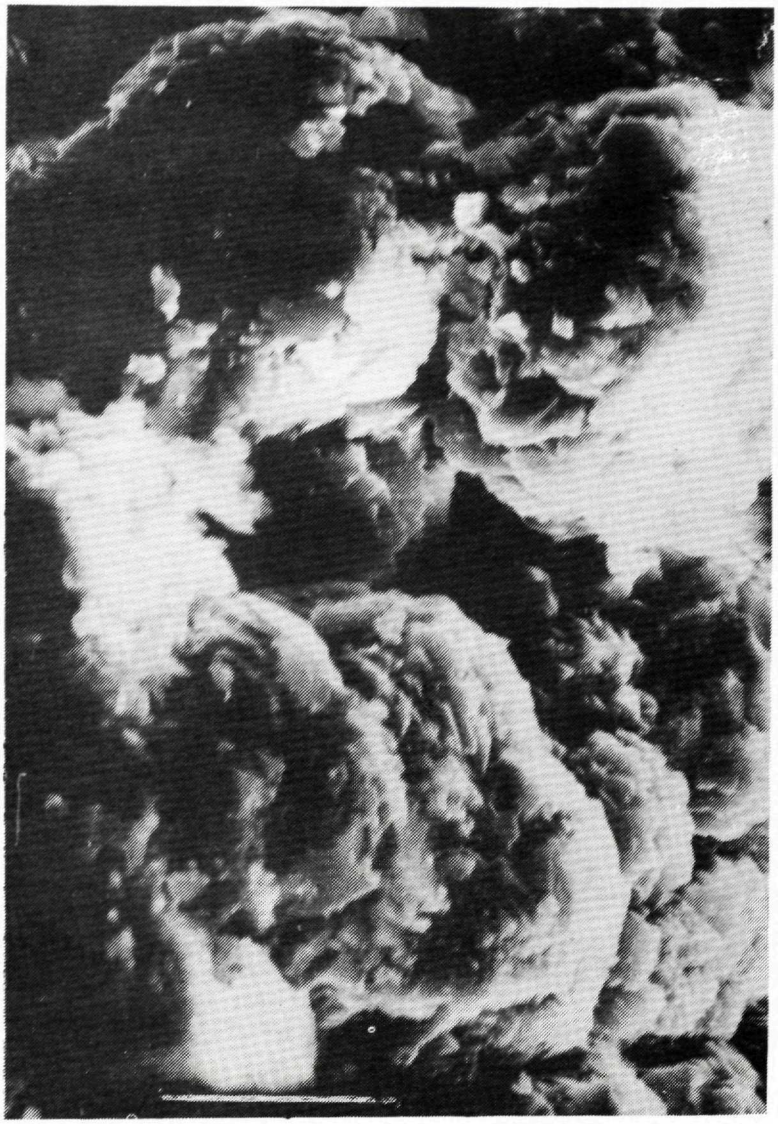


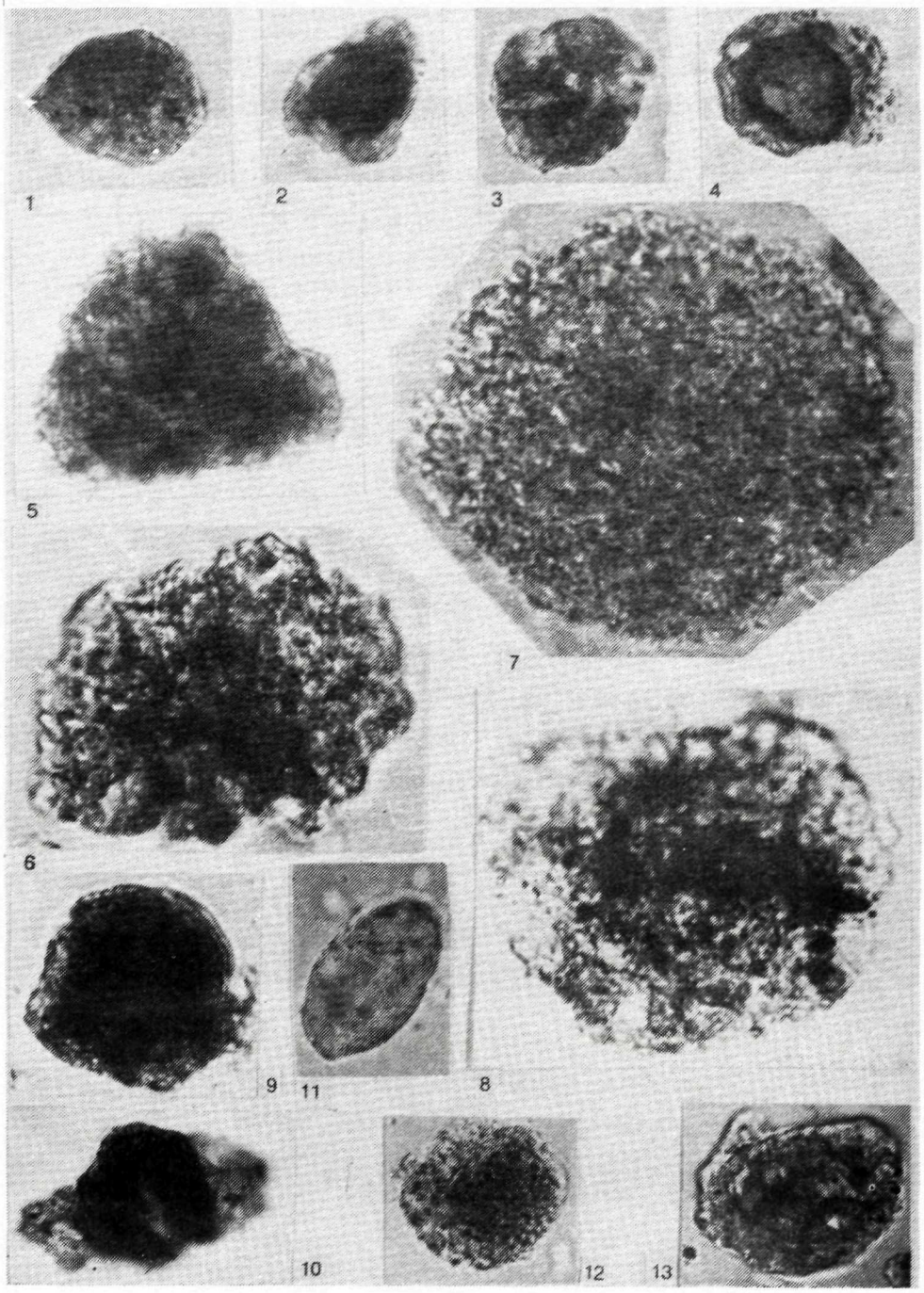


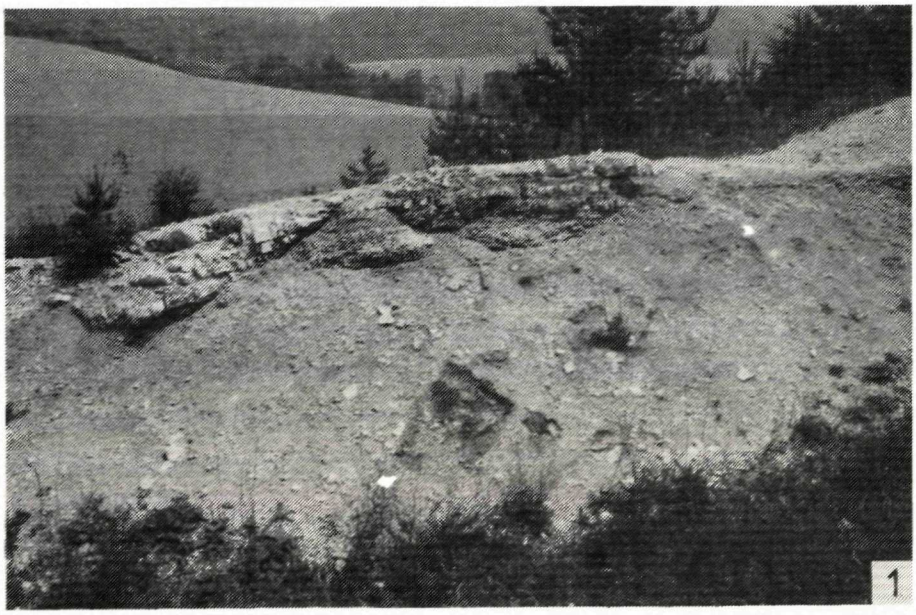
1 µm



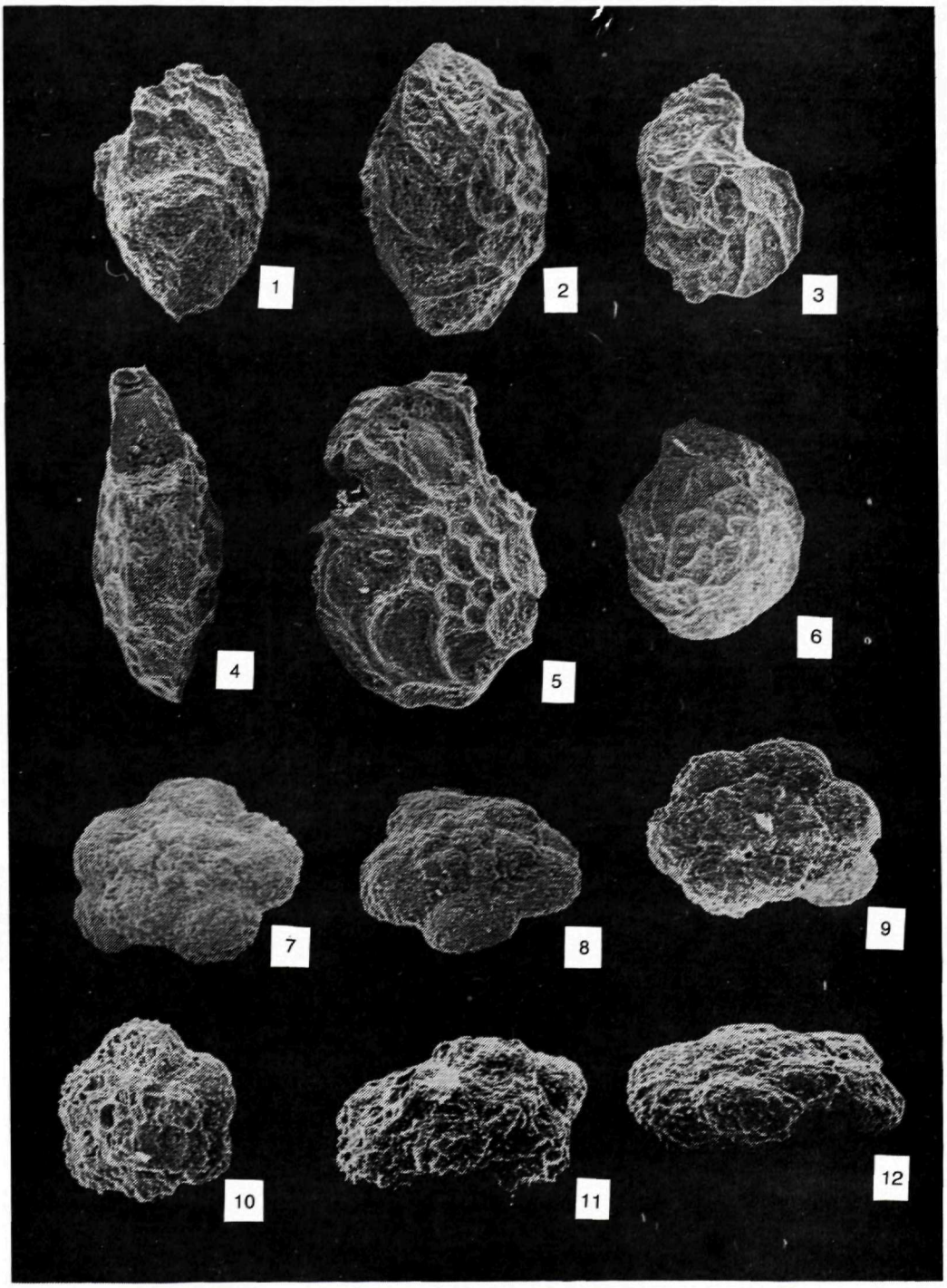


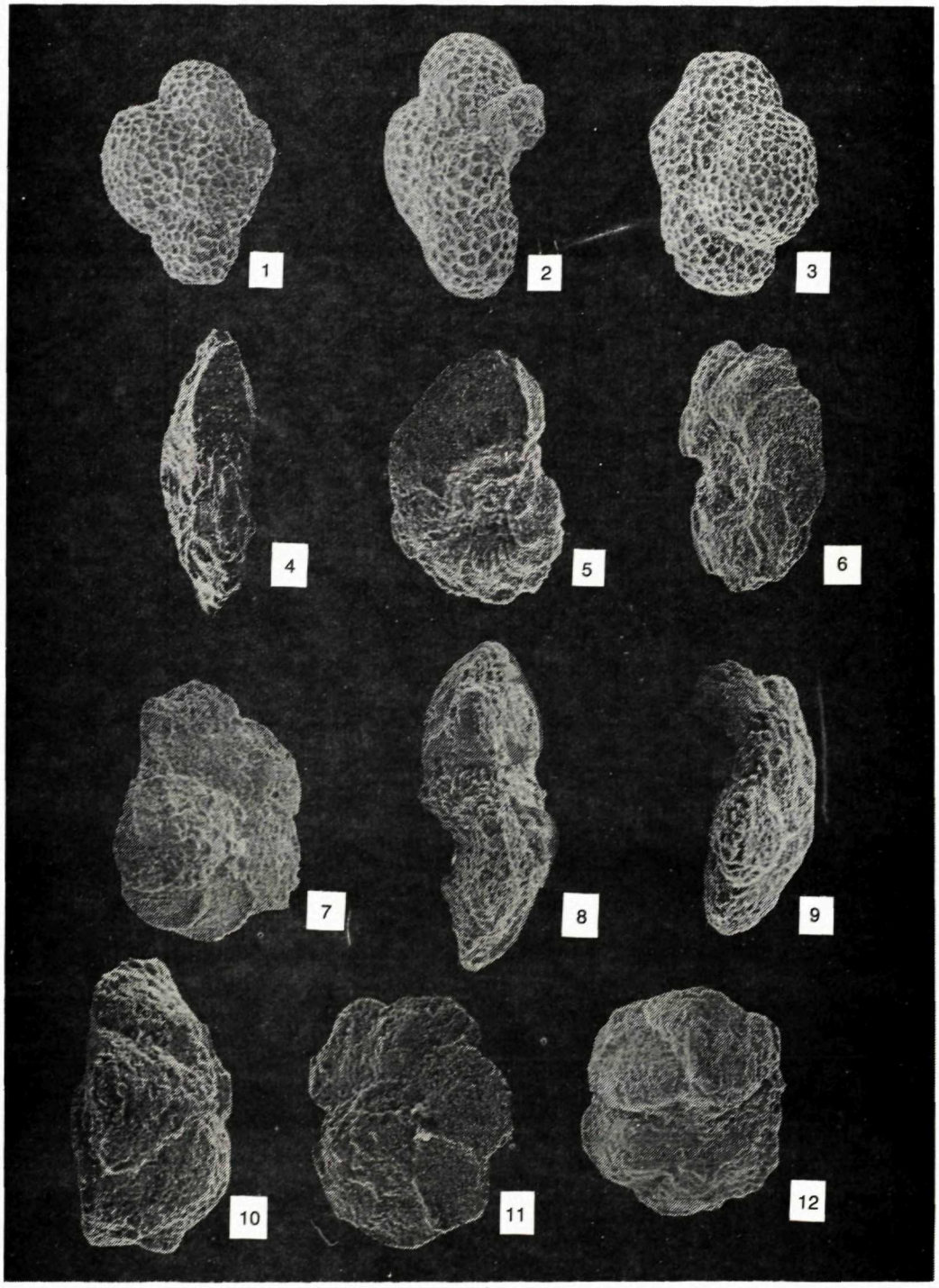


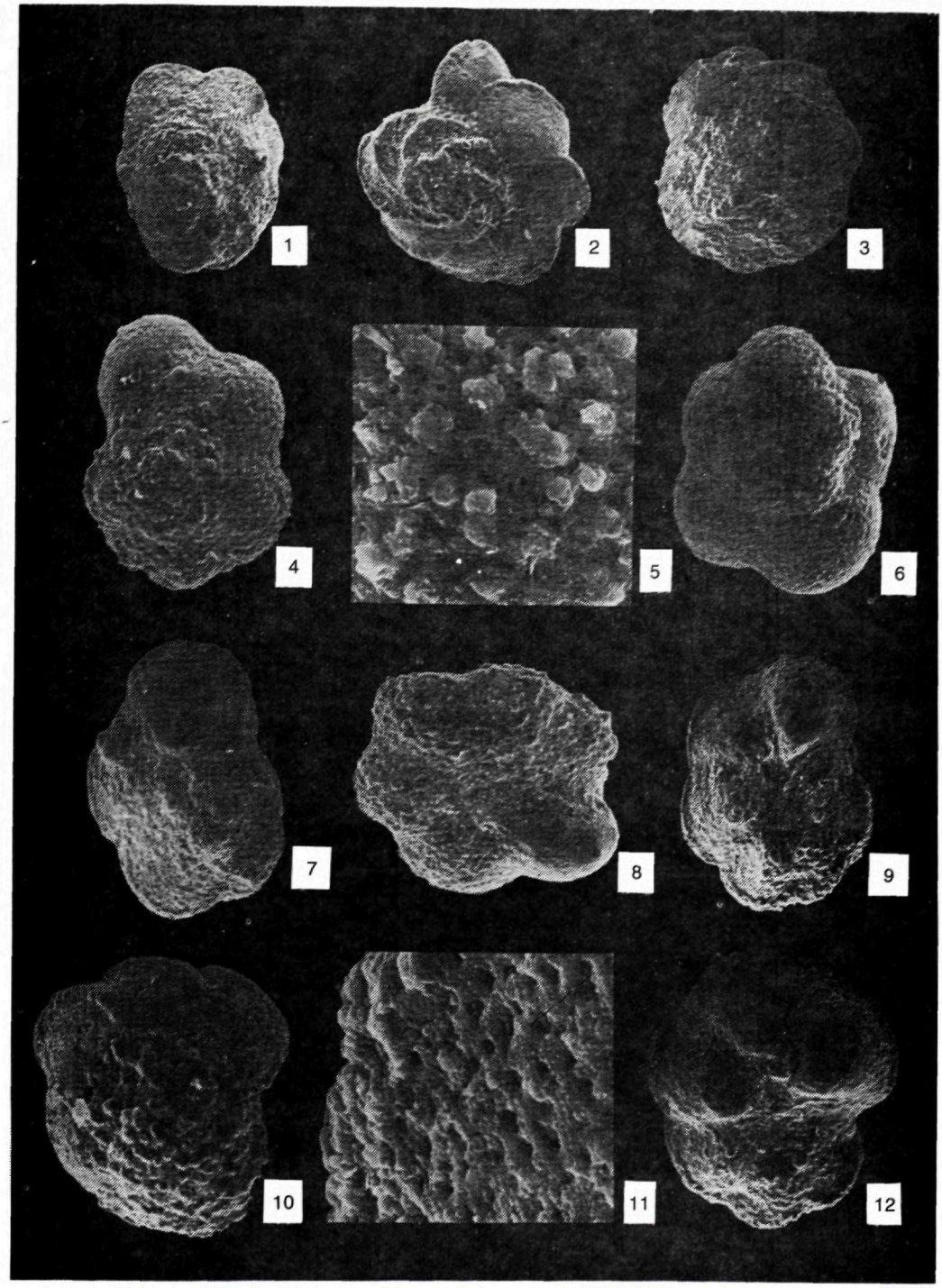

1
2
3
4
5
7
6
9
11
8
10
12
13

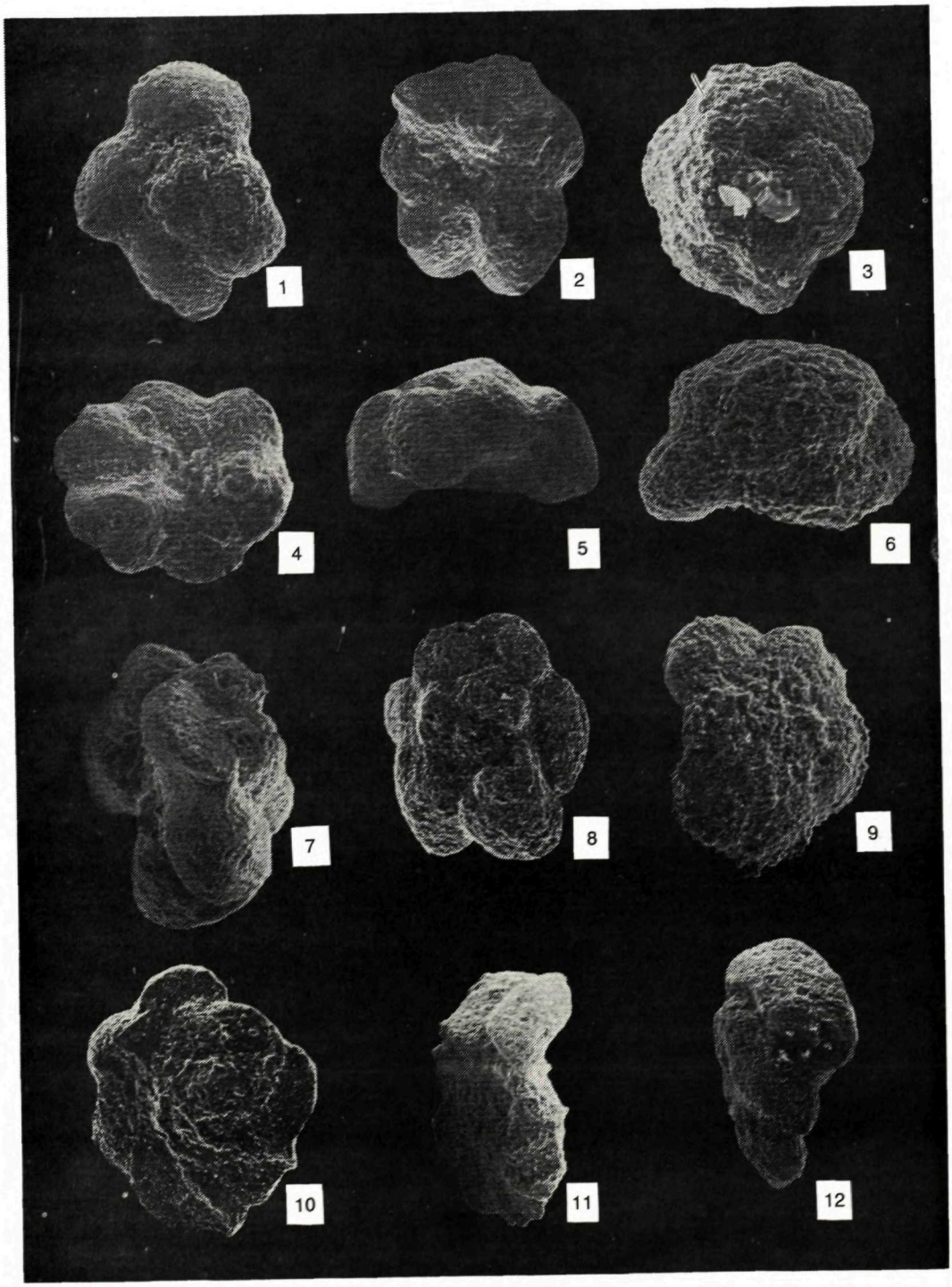

1

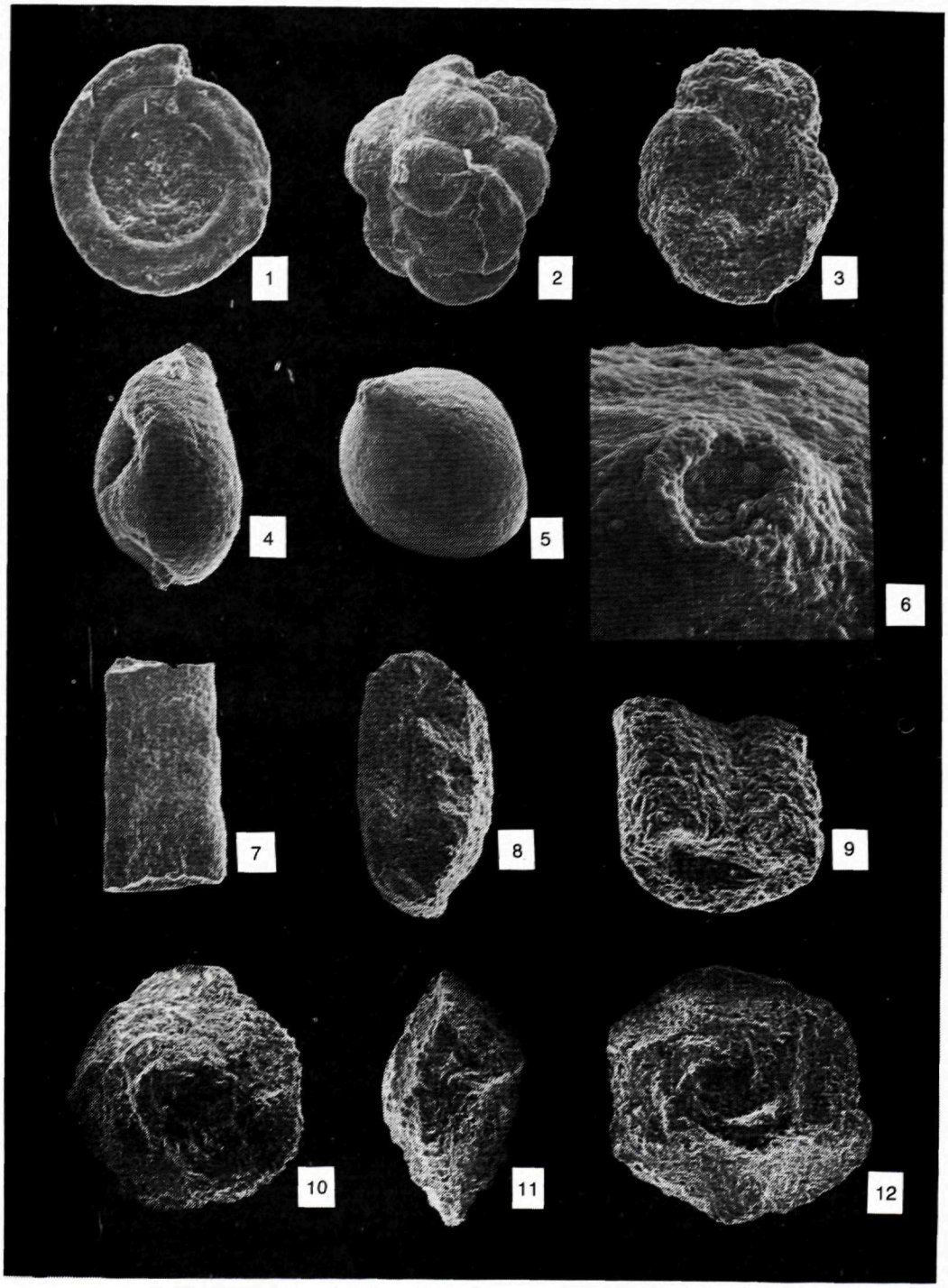
2

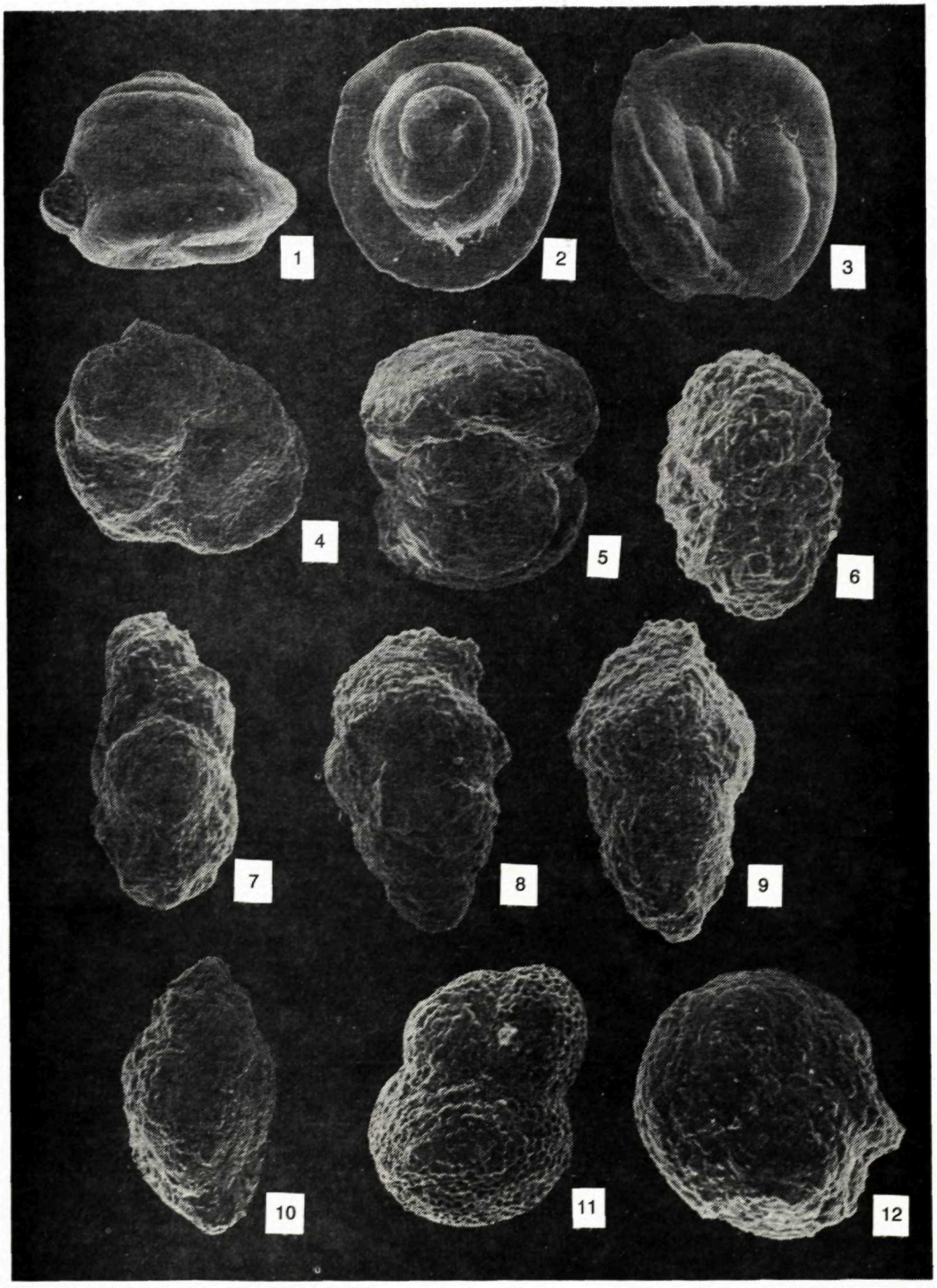

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


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


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12