

Mineralia slov.
12 (1980) 1, 1—25

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA

Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekvентného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov)

MICHAL KALIČIAK

Geologický prieskum, Jesenského 6, A-21, 040 51 Košice.

(5 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 26. 4. 1978

Geologický ústav D. Štúra	
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra:	13 128a
kát. čis.	
Kčs kúpa:	12/1981
Kčs výma:	
Kčs dar:	40

Геологическое развитие и строение субсеквентного магматизма в районе златобанского вулканического аппарата (Сланские горы)

Златобанский вулканический аппарат занимает северную часть Сланских гор в СЗ части восточнословацкой неогеновой молассы. В геологическом строении этого аппарата вычленим нижний и верхний структурные этажа.

Нижний структурный этаж представлен комплексом осадочных пород развитых в трёх самостоятельных горизонтах эггенбургского, карпатского и баденского возрастов. Далее комплекс риолитовых вулканокластиков залегающих в двух горизонтах карпатского и баденского возрастов.

Верхний структурный этаж златобанского вулканического аппарата составляют продукты интермедиарного андезитового вулканизма и комагматическим интрузивным комплексом диоритовых порфиритов, которые на поверхность и до приповерхностного уровня проникали в местах максимальных ослаблений коры при перекрещивании основных разрывных систем во время верхнего бадена и нижнего панона.

Одновременно с развитием вулканического аппарата совершались по этапам и процессы оруденения. Эпигенетическую минерализацию, которая представлена главным образом полиметаллическим, антимонитовым, ртутно-мышьяковым, опаловым и также халькопирито-молибденовым оруденением связываем со заключительными стадиями во второй и третьей этапе интермедиарного магматизма.

Geological structure and the development of subsequent magmatism in the area of the Zlatá Baňa volcanic edifice (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

The Zlatá Baňa volcanic edifice occupies northern part of the Slanské vrchy Mts. in NW portion of the East Slovakian Neogene

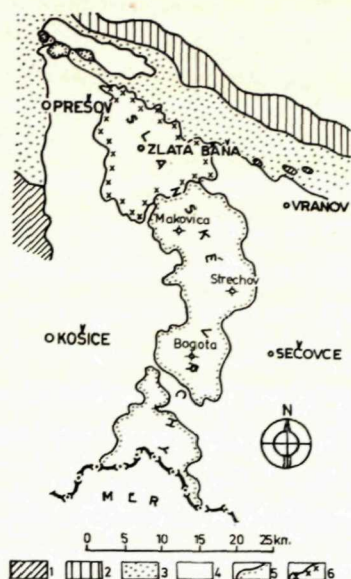
basin. Geological and geophysical investigations and prospection yielded several new data that allowed to give a new interpretation of the geological structure, of the successive volcanic development and a new formational and petrogenetic analysis of volcanic products. The geological structure of the pre-Neogene basement played the decisive role also for the evolution of the volcanic edifice. Using quantitative interpretation of gravimetric data (L. Pospíšil — M. Kaličiak 1979) and results of deep drilling it was ascertained that the surface of the pre-Neogene basement lies in 1500—3600 m depths.

A longitudinal (NW—SE) graben between Prešov and Sečovce creates the backbone of the basement structure which played outstanding role in the distribution of volcanic products during the Neogene. Due to subsidential movements mainly along faults limiting the graben structure, a rhyolitic volcanism appeared during the Lower Miocene. During the Upper Badenian and Sarmatian, considerable change of the tectonic mobility led also to change in volcanic manifestations. The acid volcanism of the older event has been replaced by an intermediate andesite producing volcanic activity. Accordingly, two structural units, the lower and upper one may be delimited within the Zlatá Baňa volcanic edifice. The lower structural unit comprises a volcanosedimentary development with three independent sedimentary sequences of Eggenburgian, Karpatian and Badenian age divided by two huge volcanoclastic levels (rhyolite composition) of Karpatian and Badenian age, respectively. The upper structural unit comprises volcanites of generally andesite composition accompanied by a comagmatic intrusive complex of diorite porphyrite. Products of this intermediate magmatism proceeded to the surface along belts of maximal weakness in the crust occurring at intersections of main fault belts in the area active during the Upper Badenian and Sarmatian. Differentiation processes within the magmatic chamber at the time of andesite magma activation were responsible for an increase of acidity and alcalinity of successive magmatic rocks. Pyroxene, hornblende and biotite bearing andesite erupted successively.

The volcanotectonic development occurred within four stages yielding differentiated suite of comagmatic effusive and extrusive complexes. A tectonically mobile collapsed structure originated during the volcanotectonic development in central portions of the edifice. This collapsed structure has been intruded by a subvolcanic dyke swarm of diorite porphyrite.

Mineralizations of the area are closely related to the stadial development of volcanic events. The epigenetic mineralization represented mainly by base metal, antimony, mercury-arsenic and opal formations but also by a chalcopyrite-molybdenite formation originated at higher temperature may be related to terminating volcanic activity during the second and third stages of the intermediate magmatism.

Zlatobanský vulkanický aparát Baňa, ktorá leží v jeho centrálnej zaberá severnú časť Slanských časti (obr. 1). Geologicky je aparát vrchov na rozlohe približne 160 km² situovaný v severozápadnej časti a je pomenovaný podľa obce Zlatá východoslovenskej neogénnej mola-



Obr. 1. Situačná mapa zlatobanského vulkanického aparátu. Vysvetlivky: 1 — predterciérne jednotky, 2 — bradlové pásmo, 3 — paleogén, 4 — sedimenty neogénu, 5 — hranice vulkanitov Slanských vrchov, 6 — hranice zlatobanského vulkanického aparátu

Fig. 1. Sketch map of the Zlatá Baňa volcanic edifice. Explanations: 1 — pre-Cenozoic units, 2 — the Pieniny klippen belt, 3 — Paleogene, 4 — sediments of the Neogene, 5 — limits of the Slanské vrchy Mts. volcanite area, 6 — limits of the Zlatá Baňa volcanic edifice

sy, v tektonicky exponovanej oblasti na styku jednotiek Čiernej hory, zemplinika a humensko-užhorodskej hraste. Zlatobanský vulkanický aparát na povrchu takmer výlučne budujú eruptívne horniny neogénneho subsekventného andezitového vulkanizmu, ktorých podložie tvoria horninové komplexy ryolitových vulkanoklastík a ílovitopiesčitých sedimentov.

Na Z, S a V sa aparát na povrchu stýka so sedimentárnymi komplexmi neogénu a centrálnokarpatského paleogénu. Jeho južné ohraničenie nie je jednoznačné. Stýka sa s vulkanickými komplexmi ďalšieho vulkanického aparátu Makovica, pričom vulkanické komplexy oboch aparátov čiastočne do seba laterálne prechádzajú.

Poslednú syntetizujúcu prácu o vulkanizme a metalogenéze severnej časti Slanských vrchov, teda z územia, ktoré sa z väčšej časti plošne kryje so zlatobanským vulkanickým aparátom, publikovali J. Slávik — J. Tözsér (1973). Predložili štruktúrnotektonickú analýzu oblasti, vulkanotektonický vývoj s charakteristikou sukcesie vulkanizmu a jeho produktov z faciálnej, petrografickej a petrochemickej stránky.

V oblasti Zlatej Bane vymedzili „zlatobanskú vulkano-tektonickú depresiu“.

Podľa spomenutých autorov bol vývoj neogénneho subsekventného vulkanizmu prerušovaný a pulzoval v období od spodného miocénu do vrchného pliocénu, pričom hlavnú masu vulkanitov pohoria tvoria produkty pliocénneho vulkanizmu.

Pliocénny andezitový vulkanizmus rozčlenili do dvoch vulkanických etáží, oddelených od seba červenickým vulkano-sedimentárnym súvrstvom spodnopliocénneho veku. Do spodnej vulkanickej etáže zaradili vulkanický komplex Ošvárska, ktorý tvoria pyroxenické andezity

a ich pyroklastiká.

Do vrchnej vulkanickej etáže zaradili rozsiahly komplex Šimonka — Čierna hora a Makovica, ktoré tvorí pestrá paleta vulkanických hornín od tmavých pyroxenických andezitov cez biotitické dacity až po ryodacity.

Podľa zistených faktov autori konštatujú, že rytmus a petrogenetický vývoj vulkanizmu v Slanských vrchoch bol spoločný s vývojom východokarpatskej oblasti vulkanického oblúka a z hľadiska časovej postupnosti vulkanickej činnosti nemal s vulkanizmom centrálnych Západných Karpát spoločné črty.

V ostatnom čase sme pri geologickom a geofyzikálnom výskume a prieskume v severnej časti Slanských vrchov získali veľa nových geologických informácií a poznatkov. Tie objasňujú geologický a vulkanotektonický vývoj oblasti a umožňujú novú interpretáciu geologickej stavby územia, vysvetľujú jeho vulkanotektonický režim, časovú postupnosť vulkanických udalostí, formačnú a látkovú analýzu produktov vulkanizmu.

Z hľadiska vývoja neogénneho subsekventného vulkanizmu významnú úlohu zohrala geologická stavba staršieho predterciérneho podložia, jeho tektonický štýl, ako aj hĺbka jeho uloženia. Predterciérne horninové komplexy v okolí na povrch nevystupujú a v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu sa doteraz ani nezistili.

O charaktere predterciérneho podložia tu zatiaľ usudzujeme iba podľa výsledkov hlbokých štruktúrnych vrto, ktoré v blízkom okolí vulkanického aparátu pri prieskume živíc vyhlbil podnik Nafta.

Vrt Prešov-1 a Kecerovské Pekľany-1 v podloží neogénu a paleogénu zistili horniny mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika patriace medzi tektonické jednotky Čiernej hory a zemplinika (R. Rudinec — J. Slávik 1970).

Kvantitatívnu interpretáciou tiažových meraní z tejto oblasti (L. Pospíšil — M. Kaličiak 1979) sa zistilo, že predterciérne útvary, podľa údajov z uvedených vrto zastúpené mezozoickými komplexmi hornín, sú v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu v hĺbke 1500—3600 m pod dnešným povrchom a že hlavné tektonické systémy majú prevažne smer SZ—JV a SV—JZ.

Výrazným štruktúrnym prvkom predterciérneho podložia je pozdĺžna grabenová štruktúra smeru SZ—JV s priebehom od Prešova po Sečovce, ktorá sa výrazne uplatnila jednak pri paleogeografickom vývoji v spodnom miocéne a jednak pri vzniku a distribúcii terciérneho subsekventného vulkanizmu v Slanských vrchoch.

Prepadlinová grabenová štruktúra Prešov—Sečovce s pokračovaním ďalej na JV sa sformovala pozdĺž staršieho hlbinného zlomu výcho-

dokarpatského smeru pravdepodobne už pred vrchným oligocénom.

V oblasti centrálnej časti zlatobanského vulkanického aparátu túto pozdĺžnu grabenovú štruktúru porušuje priečna elevácia smeru SV—JZ, ktorá sa prejavuje aj v povrchovej geologickej stavbe. J. Slávik — J. Tözsér (1973) ju nazvali hrasťou Oblik—Lesíček.

Hrasťová štruktúra vznikla v priebehu vulkanotektonického vývoja aparátu v období vrchný bádene—sarmat, a to v dosledku rejuvenizácie starších a vzniku nových priečných zlomov smeru SV—JZ, ako aj v dôsledku rozsiahlych intruzívnych procesov v centrálnej zóne zlatobanského vulkanického aparátu.

V dôsledku subsidenčných pohybov, hlavne pozdĺž zlomov obmedzujúcich pozdĺžnu grabenovú štruktúru, sa v spodnom miocéne neuplatňovala vulkanická činnosť. Vulkanizmus mal výhradne kyslý ryolitový charakter s vysokým stupňom eksplozivity a jeho produkty sú súčasťou výplne grabenovej štruktúry. Podľa rádiometrického datovania vulkanických hornín (J. Slávik, et al. 1976, D. Ďurica, et al. 1977, D. Vass et al. 1978) najvýznamnejšia neogénna vulkanická činnosť časovo koinciduje s kulminačným obdobím maximálnej subsidenčnej dynamiky východoslovenskej neogénnej molasy vo vrchnom bádene a sarmate. V tomto období sa uvoľňovalo bočné stláčanie neogénneho

prehybu, čím nastali veľké diferencované vertikálne pohyby vedúce k radiálnemu a pozdĺžnemu rozpadu územia, ale aj k mobilizácii intermediárnej andezitovej magmy. So vzrastom tektonickej mobility neogénnej molasy je teda úzko spätý aj vzrast vulkanickej aktivity.

Ryolitovú vulkanickú činnosť, v prevažnej miere explozívneho charakteru, vystriedal intermediárny andezitový vulkanizmus. Intermediárne magmatické hmoty do pripovrchových úrovní a na povrch vystupovali v miestach maximálneho oslabenia kôry, teda na križovaní hlavných zlomových systémov.

Vznik zlatobanského vulkanického aparátu podmienila aktivizácia zlomových systémov spätých s vývojom pozdĺžnej grabenovej štruktúry Prešov—Sečovce a priečných zlomov smeru SV—JZ.

Z rekonštrukcie paleogeografického vývoja sedimentárneho neogénu vo východoslovenskej panve (R. Rudinec — J. Slávik 1973) vychodí, že vulkanická činnosť vo vrchnom bádene až spodnom panóne prebiehala v kontinentálnom prostredí.

Podľa štruktúrnotektonických podmienok vzniku neogénneho subsekventného vulkanizmu, jeho časového vývoja, petrografického charakteru jeho produktov, foriem vulkanických telies a ich geologickej pozície v rámci zlatobanského vulkanického aparátu vyčleňujeme spodnú a vrchnú štruktúrnú etáž (M. Kaličiak 1979; tab. 1).

Tab. 1

Štruktúrne etáže	Fázy — etapy	Vek	Štruktúrne komplexy		Mocnosť m
spodná štruktúrna etáž		egenburg	komplex sediment. hornín	spodný horizont	150
		karpát		stredný horizont	80
		baden		vrchný horizont	270
	2 fáza*	karpát	komplex ryolitových vulkanoklastík	spodný horizont	600
	3 fáza*	baden		vrchný horizont	150
vrchná štruktúrna etáž	1 etapa	vrch baden — spod sarmat	stratovulkanický komplex		470
	2 etapa	spodný — stredný sarmat	stratovulkanický komplex		400
	3 etapa	stredný — vrchný sarmat	intruzívny komplex		
			stratovulkanický komplex		300
			extruzívny komplex		
			intruzívny komplex		
			komplex epiklastík		50—100
			sedimentárno-vulkan. komplex		20—30
	4 etapa	spodný panon	extruzívno-efuzívny komplex		50—100

* 2 a 3 fáza vulkanizmu na východnom Slovensku podľa J. Sláviky et al. 1968

Spodná štruktúrna etáž

Spodnú štruktúrnú etáž vulkanického aparátu tvoria komplexy kyslých ryolitových vulkanoklastík a sedimentov, ktoré sa sformovali v neogénnom sedimentačnom priestore v období spodný miocén — vrchný baden.

Vývoj tohto sedimentačného priestoru bol zložitý a charakterizujú ho časté paleogeografické zmeny, zmeny rozsahu bazénu, posun osi sedimentačného priestoru a zmeny facií s častou prítomnosťou kyslých ryolitových vulkanoklastík. Podľa R. Rudinca — J. Sláviky (1973) sú tieto zmeny odra-

zom tektonického vývoja oblasti a vrásových pohybov.

Vo východoslovenskom neogénnom sedimentačnom priestore uvedení autori vyčlenili šesť období sedimentácie, ktoré sú od seba oddelené zreteľnými diskordanciami až prerušením sedimentácie. V severozápadnej časti sedimentačného priestoru, v oblasti kde je situovaný aj zlatobanský vulkanický aparát, sa z nich uplatnili tri.

Hlbokými prieskumnými vrtmi v oblasti Zlatej Bane sme v podloží vrchnej štruktúrnej etáže, tvorenej produktmi intermediárneho vulkanizmu, zistili tri horizonty sedimentárnych hornín a dva horizonty

ryolitových vulkanoklastik, ktoré sú intrudované rojom žilných telies dioritových porfyritov.

Komplex sedimentárnych hornín

Spodný horizont sedimentov vystupuje v podloží ryolitových vulkanoklastik v hĺbke 1634 m. Sedimenty sú z jemnopiesčitých sivočiernych ílovitých bridlíc s výraznou lamináciou a mikrogradáciou.

Vrstvičky sú často tektonicky deformované v podobe vztyčených mikrovrás. Ílovité bridlice miestami prechádzajú do jemnozrnných sivých dobre vytriedených pieskovcov, ktoré sú karbonatizované, tektonicky porušené a s intraformačnými brekciami. Toto súvrstvie jemnopiesčitých ílovitých bridlíc s polohami pieskovcov je paleontologicky sterilné, avšak na základe ich litologickej podobnosti so sedimentmi egenburgu, ktoré boli zistené vo vrte Prešov-1, ich zaraďujeme do egenburgu.

V egenburgu sa v severozápadnej časti neogénnej molasy vytvoril zárodočný sedimentačný priestor, ktorý sa postupne vyvíjal z oligocénu (eger — rupel).

Tieto sedimenty v oblasti Zlatej Bane zistil vrt ZH-1 v hĺbke 1634—1800 m.

Stredný horizont sedimentov vystupuje vnútri komplexu ryolitových vulkanoklastik v hĺbke 950 až 1030 m (vrt KSV-15). Sedimenty sú paleontologicky sterilné a pri ich stratigrafickom zaraďovaní znovu

vychádzame len z litologicky podobných vývojov pelitických súvrství vrchného karpátu, ktoré zistil vrtný prieskum v blízkom okolí aparátu. Sedimenty karpátu zistené vrtmi v oblasti Zlatej Bane sú z pestrofarebných ílovito-piesčitých bridlíc, väčšinou tektonicky deformovaných a postihnutých mladšími hydrotermálnymi procesmi.

Prenik žilných telies dioritových porfyritov do tohto horninového prostredia mal na okolie veľký deformačný a kontaktnometamorfný účinok. Jeho pôsobením nadobudli pôvodné sedimenty charakter silne zrohovcovatených hornín. Zrohovcovatené sedimenty sú pevné až húževnaté a s typickou rohovcovou textúrou. Majú špinavozelenú a hnedofialovú farbu. Rohovce majú heteroblastickú štruktúru a zložitý grano-lepido-nematoblastický vývoj.

Pôvodné minerálne asociácie sedimentov sú intenzívne zatláčané, predovšetkým sú silne sericitizované, biotitizované, chloritizované a v dôsledku mladších nižšie temperovaných procesov karbonatizované. Tak nadobudli charakter metasomatitov prevažne kremeňovo-sericitovo-biotitového zloženia.

Vrchný horizont sedimentárnych hornín, s maximálnou zistenou mocnosťou 270 m, vystupuje v podloží andezitov vrchnej štruktúrnej etáže. Sedimenty sú zo slienitých slabopiesčitých sivých až zelenkastých ílovcov a s častou prímесou vulkanického materiálu. Pozíciou a

litologickým charakterom sedimenty zodpovedajú pelitickému súvrstviu klčovského súvrstvia vrchného bádenu.

V dôsledku mladších intruzívnych procesov dioritových porfyritov sa sedimentárne horniny tektonicky deformovali a ich útržky až bloky boli pretransportované do vyššej polohy.

Vo vulkanických horninách, ale najmä v telesách dioritových porfyritov sú časté tenké horninové zilky zrohovcovatých sedimentov. Príčinou injekcií sedimentárneho materiálu do vulkanických hornín bola ich vyššia plasticita a do trhlín a puklín boli vtlačané v dôsledku vysokého litostatického tlaku.

Komplex ryolitových vulkanoklastik

V komplexe ryolitových vulkanoklastik vyčleňujeme dva horizonty ryolitových tufov, ktoré od seba oddeľuje poloha pestrofarebných ílovito-piesčitých sedimentov vrchného karpátu.

Spodný horizont ryolitových tufov vystupuje v podloží pestrofarebných ílovito-piesčitých sedimentov karpátu a svojou pozíciou zodpovedá tufitickému súvrstviu karpátu. V zmysle J. Slávika et al. (1968) patria produkty kyslého ryolitového vulkanizmu v karpate do druhej fázy vulkanizmu na východnom Slovensku.

Tuhy sú jemnozrnné, popolovité, s kryštaloklastmi živcov, ojedinele

s úlomkami pemzy.

Vrchný horizont ryolitových tufov vystupuje v nadloží pestrofarebných ílovito-piesčitých sedimentov karpátu a pozíciou zodpovedá vulkanogénnemu tufitickému horizontu klčovského súvrstvia vrchnobádenského veku. Klčovské súvrstvie, hlavne jeho vulkanogénny horizont, má v širšom okolí Zlatej Bane veľké rozšírenie. Okrem ryolitových tufov v podloží produktov intermediárneho andezitového vulkanizmu v Zlatej Bani a na Dubníku vystupujú ekvivalentné ryolitové tuhy na povrch pri Lesičku a západne od Zamutova. Rádio-metrický vek ryolitov klčovského súvrstvia z vrtu Zamutov-2 je $14,4 \pm 2$ mil. rokov. Podľa J. Slávika et al. (1968) kyslý ryolitový vulkanizmus v bádene spadá do 3. fázy vulkanizmu na východnom Slovensku.

Komplex ryolitových vulkanoklastik je v centrálnej časti vulkanického aparátu v oblasti Zlatej Bane intrudovaný rojom žilných telies dioritových porfyritov.

V ryolitových tufoch sa prejavil silný kontaktný účinok intruzívnych telies a horniny boli vystavené aj silnému účinku prestupujúcich hydrotermálnych roztokov.

V dôsledku silného tepelného účinku sa v ryolitových tufoch rekryštalizovala základná tmeliaca hmota a takmer úplne sa zastrelí pôvodné štruktúrne a textúrne znaky. Ryolitové tuhy pod vplyvom tepelného účinku nadobudli masív-

ny a kompaktný charakter a špinavobielu až ružovkastú farbu. Aj tieto druhotné štruktúrne a textúrne znaky sú väčšinou zastreté produktmi mladších hydrotermálnych procesov, z ktorých sa najintenzívnejšie prejavila sericitizácia, turmalinizácia a karbonatizácia (E. Kaličiaková 1979). Podľa relatívne čerstvých reliktov pôvodných hornín možno predpokladať, že išlo o litokryštaloklastické tufy zložené z kryštaloklastov živcov, kremeňa, ojedinele aj tmavých minerálov a litoklastov drobných lapil ryolitu a pemzy.

Vrchná štruktúrna etáž

Vrchnú štruktúrnú etáž zlatobanského vulkanického aparátu tvoria produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu a komagmatický intruzívny komplex dioritových porfyrítov. Vulkanická činnosť, ktorá produkovala veľké masy andezitových hornín vo vrchnom bádene až spodnom panóne, prebiehala na deštruovanom povrchu hornín budujúcich spodnú štruktúrnú etáž (obr. 2, 3).

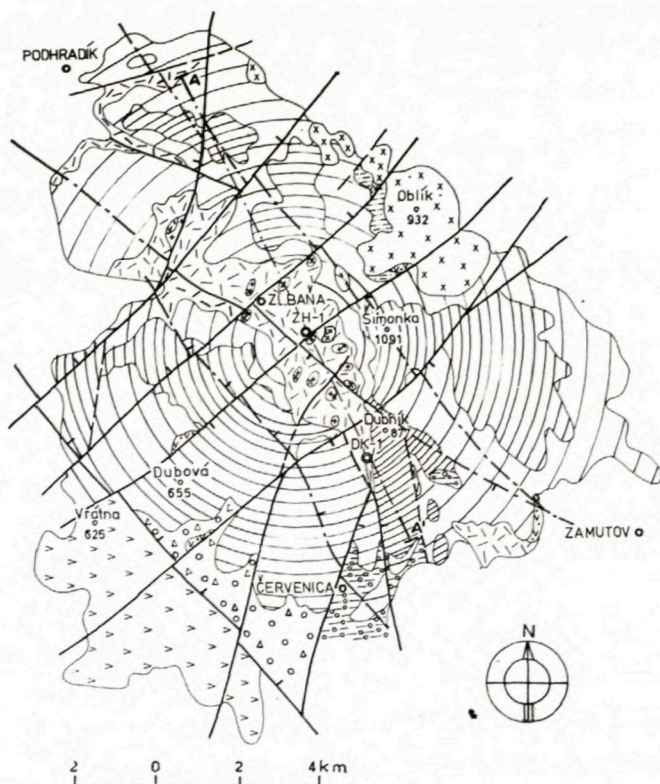
Na stavbe vrchnej štruktúrnej etáže sa zúčastňujú jednak pevné lávové extruzívne formy vulkanických telies, ale aj rozsiahle komplexy vulkanoklastik a subvulkanické kupolovité a žilné formy. V priebehu vulkanotektonického vývoja aparátu s aktivizáciou andezitovej magmy sa vnútri magmatic-

kého kozuba uplatnili diferenciačné procesy s trendom zvyšovať aciditu a alkalitu eruptív, a tak nastali aj zmeny v petrografickom zložení andezitových hornín.

Intermediárna vulkanická činnosť mala pulzatívny charakter a nepredstavuje jednorazový akt. Postupne eruptovali pyroxenické, amfibolické a biotitické andezity. Vývoj prebiehal v etapách s diferencovanou škálou komagmatických efuzívno-extruzívnych a intruzívnych komplexov.

V priebehu vulkanickej činnosti sa v dôsledku úbytku magmatickej hmoty z vrchných úrovní magmatického kozuba v centrálnej časti aparátu v miestach maximálneho tektonického oslabenia sformovala tektonicky mobilná zóna elipsovitého tvaru s pozdĺžnou osou SZ—JV. Táto zóna v priebehu ďalšieho vulkanického vývoja prešla zložitým vulkanotektonickým vývojom a reprezentuje centrálnu kolapsovanú štruktúru zlatobanského vulkanického aparátu intrudovanú rojom žilných telies dioritových porfyrítov.

Centrálna kolapsovaná štruktúra (podľa J. Slávika — J. Tözséra „zlatobanská vulkanotektonická depresia“) dnes tvorí v okolí obce Zlatá Baňa výraznú morfológickú depresiu. Veľmi výrazne sa kolapsovaná štruktúra prejavuje v gravimetrickej mape (L. Pospíšil — M. Kaličiak 1979). Tiažová anomália sa priestorovo kryje s centrálnou kolapsovanou štruktúrou



Obr. 2. Geologická mapa zlatobanského vulkanického aparátu (zostavil M. Kaličiak 1977 s použitím mapových podkladov J. Tözséra 1972 a vlastných 1968 a 1974). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 2. Geological map of the Zlatá Baňa volcanic edifice (compiled by M. Kaličiak 1977, on the base of older maps by J. Tözsér 1972, and by M. Kaličiak 1968, 1974). Explanations see Fig. 3

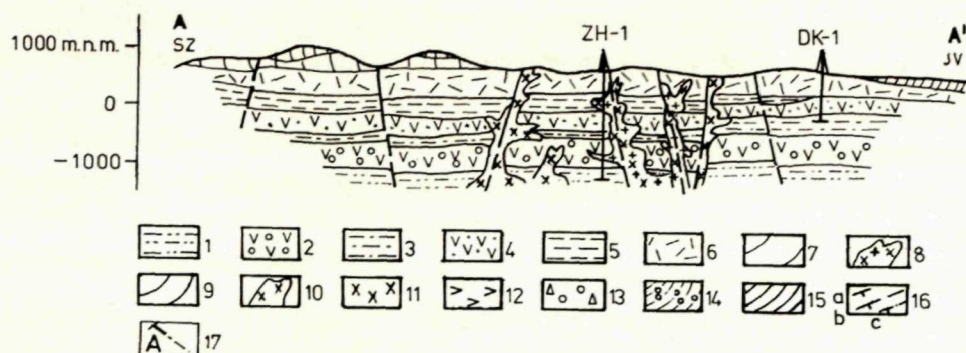
a vyvolal ju intruzívny komplex dioritových porfýritov. Naopak táto zóna vykazuje negatívnu magnetickú anomáliu s účinkom 0 až -50 nT, nízky merný odpor hornín, čo zodpovedá hydrotermálne premenenému komplexu vulkanických hornín.

Vo vývoji intermediárneho andezitového vulkanizmu, ktorého produkty tvoria vrchnú štruktúrnú etáž aparátu, vyčleňujeme štyri

etapy (M. Kaličiak 1977; obr. 4).

Prvá etapa vývoja

Začiatok intermediárneho andezitového vulkanizmu reprezentujú pyroxenické andezity a vulkanizmus mal explozívno-efuzívny charakter. Počiatok vulkanickej činnosti spadá do vrchného bádenu.



Obr. 3. Geologický rez A — A' zlatobanským vulkanickým aparátom. Spodná štruktúrna etáž: 1 — spodný horizont sedimentov (egenburg), 2 — spodný horizont ryolitových vulkanoklastik (karpat), 3 — stredný horizont sedimentov (karpat), 4 — vrchný horizont ryolitových vulkanoklastik (báden), 5 — vrchný horizont sedimentov (báden). Vrchná štruktúrna etáž: Prvá etapa vývoja (vrchný báden — spodný sarmat): 6 — stratovulkanický areálne propylitizovaný komplex pyroxenických andezitov. Druhá etapa vývoja (stredný sarmat): 7 — stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov, 8 — dajkové a silové telesá pyroxenických dioritových porfyrítov. Tretia etapa vývoja (stredný — vrchný sarmat): 9 — stratovulkanický komplex pyroxenovo-amfibolických andezitov, 10 — dajkové a silové telesá pyroxenovo-amfibolických dioritových porfyrítov, 11 — dómatické telesá amfibolických dioritových porfyrítov, 12 — extrúzívny komplex pyroxenovo-amfibolických andezitov, 13 — komplex epiklastik, 14 — sedimentárno-vulkanický komplex. Štvrtá etapa vývoja (spodný panón): 15 — extrúzívno-efúzívny komplex pyroxenovo-amfibolovo-biotitických andezitov, 16 — zlomy: a — zistené, b — predpokladané, c — zakryté, 17 — línia geologického rezu

Fig. 3. Geological profile A — A' across the Zlatá Baňa volcanic edifice. Explanations: Lower structural unit: 1 — lower sedimentary horizon (Eggenburgian), 2 — lower rhyolite volcanoclastic horizon (Karpatian), 3 — middle sedimentary horizon (Karpatian), 4 — upper rhyolite volcanoclastic horizon (Badenian), 5 — upper sedimentary horizon (Badenian). Upper structural unit: First stage of development (Upper Badenian to Lower Sarmatian): 6 — stratovolcanic areally propylitized complex of pyroxene andesite. Second stage of development (Middle Sarmatian): 7 — stratovolcanic complex of pyroxene andesite, 8 — dykes and sills of pyroxene bearing diorite porphyrite. Third stage of development (Middle to Upper Sarmatian): 9 — stratovolcanic complex of pyroxene-hornblende bearing andesite, 10 — dykes and sills of pyroxene-hornblende bearing diorite porphyrite, 11 — domes of hornblende bearing diorite porphyrite. Fourth stage of development (Lower Pannonian): 15 — extrusive to effusive complex of pyroxene-hornblende-biotite bearing andesite, 16 — fault: a — ascertained, b — supposed, c — buried, 17 — geological profile line

Rádiometrický vek pyroxenického andezitu z kameňolomu západne od Zamutova, ktorý zaraďujeme medzi produkty prvej etapy intermediárneho vulkanizmu, je $14,6 \pm$

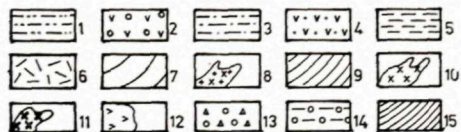
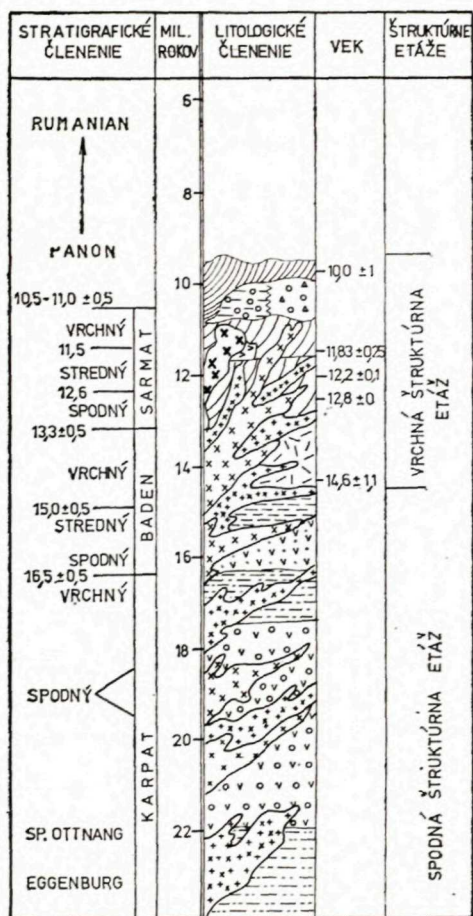
1,1 mil. rokov (J. Slávik et al. 1976). O existencii intermediárneho andezitového vulkanizmu už vo vrchnom bádeni svedčí aj prítomnosť fragmentov pyroxenických an-

dezitov v biostratigraficky datovanom vrchnobádenskom klčovskom súvrství.

Prvotné erupčné centrá boli za-

ložené v súvislosti s aktivitou pozdĺžnych a priečných zlomových systémov.

Maximálne rozšírenie pyroxenit-



Obr. 4. Litostratigrafická tabuľka. Vysvetlivky: spodná štruktúrna etáž: 1 — spodný horizont sedimentov (egenburg), 2 — spodný horizont ryolitových vulkanoklastík (karpat), 3 — stredný horizont sedimentov (karpat), 4 — vrchný hori-

zont ryolitových vulkanoklastík (báden), 5 — vrchný horizont sedimentov (báden). Vrchná štruktúrna etáž: Prvá etapa vývoja (vrchný báden — spodný sarmat): 6 — stratovulkanický areálne propylitizovaný komplex pyroxenických andezitov. Druhá etapa vývoja (stredný sarmat): 7 — stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov, 8 — dajkové a silové telesá pyroxenických dioritových porfyrítov. Tretia etapa vývoja (stredný — vrchný sarmat): 9 — stratovulkanický komplex pyroxénovovo-amfibolických andezitov, 10 — dajkové a silové telesá pyroxénovovo-amfibolických dioritových porfyrítov, 11 — domatické telesá dioritových porfyrítov, 12 — extruzívny komplex pyroxén-amfibolických andezitov, 13 — komplex epiklastík, 14 — sedimentárno-vulkanický komplex. Štvrtá etapa vývoja (spodný panón): 15 — extruzívno-efuzívny komplex pyroxénovovo-amfibolovo-biotitických andezitov

Fig. 4. Lithostratigraphic table. Explanations: Lower structural unit: 1 — lower sedimentary horizon (Eggenburgian), 2 — lower rhyolite volcanoclastic horizon (Karpáthian), 3 — middle sedimentary horizon (Karpáthian), 4 — upper rhyolite volcanoclastic horizon (Badenian), 5 — upper sedimentary horizon (Badenian), 5 — upper sedimentary horizon (Badenian), Upper structural unit: First stage of development (Upper Badenian to Lower Sarmatian): 6 — starovolcanic areally propylitized complex of pyroxene andesite. Second stage of development (Middle Sarmatian): 7 — stratovolcanic complex of pyroxene bearing andesite, 8 — dykes and sills of pyroxene bearing diorite porphyrite. Third stage of development (Middle to Upper Sarmatian): 9 — stratovolcanic complex of pyroxene-hornblende bearing andesite, 10 — dykes and sills of pyroxene-hornblende bearing diorite porphyrite, 11 — domatic bodies of diorite porphyrite, 12 — extrusive complex of pyroxene-hornblende bearing andesite, 13 — complex of epiclastics, 14 — volcanosedimentary complex. Fourth stage of development (Lower Pannonian): 15 — extrusive to effusive complex of pyroxene-hornblende-biotite bearing andesite

kých andezitov prvej etapy vývoja je v pozdĺžnom smere SZ—JV od Podhradíka po Zamutov. Poukazuje to na úzku väzbu prvotných erupčných centier na tektonicky predisponované pásmo uvedeného smeru.

V priebehu prvej etapy vývoja sa sformoval mocný stratovulkanický komplex, v ktorom sa striedajú polohy pevných lávových telies s vulkanoklastickým materiálom. Maximálnu mocnosť (470 m) tohto komplexu zistili vrty v Zlatej Bani, kde vystupuje na povrch, pričom práve v tejto oblasti treba počítať s veľkým erozívnym zrezom, priemerne 100—200 m.

Po vzniku erupčných centier mal vulkanizmus vysoko explozívny charakter a jeho produktom sú explozívne brekcie nachádzajúce sa v bazálnej časti komplexu. Explozívne vulkanické brekcie tvoria niekoľko desiatok m mocné nepravidelné polohy. Skladajú sa väčšinou z fragmentov pyroxenických andezitov, ale aj ryolitov, ryolitových tufov a ílovitopiesčitých bridlíc, ktoré boli v dôsledku explózií vytrhnuté z podložia a pretransportované na povrch. Vulkanické explozívne brekcie sú chaotické, netriedené a veľkosť fragmentov hornín je v priemere 5—10 cm.

Podstatnou zložkou vulkanitov prvej etapy vývoja sú pevné lávové efuzívne telesá pyroxenických andezitov. Andezity majú kompaktnú všesmernú zrnitú strednoporfyrickú textúru a sivozelenú farbu. Menej časté sú jemnozrné až afanitické

variety čiernej farby.

Hlavným horninotvorným minerálom je plagioklas. Z tmavých horninotvorných minerálov je zastúpený hyperstén, menej diopsidický augit a sporadicky aj amfibol. Andezit má porfyrickú, resp. reliktnú porfyrickú štruktúru. Základná hmota má hemikryštalický charakter s hyalopilitickým, mikropoikilitickým, pilotaxitickým i trachytickým vývojom (E. Kaličiaková 1979).

Vo vonkajšej prechodnej až externej zóne vulkanického aparátu v oblasti Malej Delne, Štavice a Podhradíka vystupujú na povrch autoklastiká pyroxenických andezitov. Sú to pomerne pevné a húževnaté brekciovité horniny s ostrohranným rozpadom. Brekcie miestami prechádzajú do kompaktných lávových prúdov, sú čiastočne propylitizované a po puklinách limonitizované.

V závere vulkanickej činnosti prvej etapy vývoja sa pri vzniku kolapsovej kalderovej štruktúry uvoľnili aj plynné emanácie a roztoky, ktoré spôsobili rozsiahlu areálnu propylitizáciu hornín najmä vnútri kolapsovej štruktúry.

Druhá etapa vývoja

Po období dočasného vulkanického pokoja sa v strednom sarmate obnovila vulkanická činnosť a jej produktom na povrchu sú pyroxenické ($\pm$ amfibol) andezity.

Rádiometrický vek z pyroxenických andezitov druhej etapy, ktorý máme doteraz k dispozícii, sa pohybuje v rozpätí 12,4—12,1 mil. rokov (J. Slávik et al. 1976).

Erupčné centrá vznikli a aktivovali sa postupne po obvode tektonicky mobilnej kolapsovanej štruktúry a prírodnými cestami výstupu vulkanických hmôt na povrch sa stali miesta križovania koncentrických oslabených zón s aktívnymi pozdĺžnymi a priečnymi zlomovými systémami.

V závere vulkanickej aktivity druhej etapy sa uplatnili intruzívne procesy. V centrálnej kolapsovanej štruktúre do subvulkanických úrovní intrudovalo teleso dioritového zloženia a do tektonicky oslabených zón jeho apofýzy v podobe žilných telies dioritových porfyrítov.

Stratovulkanický komplex

Pyroxenické andezity, ktoré sú produktom tejto vulkanickej aktivity, tvoria po obvode centrálnej kolapsovanej štruktúry prstenec menších a väčších vulkanických kužeľov s typickým stratovulkanickým štýlom stavby a so striedaním nepravidelne mocných lávových prúdov a polôh vulkanoklastik. Stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov je v pozícii pod mladšími pyroxenicko-amfibolickými andezitmi a v nadloží staršieho areálu nepropylitizovaného andezitového komplexu prvej etapy vývoja.

Pevné vulkanické telesá — lávo-

vé prúdy — majú veľmi variabilnú mocnosť, maximálne niekoľko desiatok m. Lávové prúdy majú doskovitú až balvanovitú odlučnosť. Andezity sú tmavosivé až čierne sklovité a jemnoporfyrické až strednoporfyrické, so zjavnou prevahou svetlých porfyrických výrastlíc živcov. Štruktúra horniny je porfyrická, zriedkavo glomerofyrická s hyalopilitickou až mikrolitickou základnou hmotou. Eruptovaný vulkanický materiál tvoria pemzové a lapilové tufy a aglomeratické pyroklastiká.

Tufy sú v tomto vulkanickom komplexe zastúpené iba podradne a tvoria niekoľko m mocné nepravidelné polohy. Sú hrubozrnné, zložené z fragmentov bielej, žltej a hnedočervenej pemzy a drobných lapil andezitu. Tmelí ich jemnozrnná sivá popolovitá hmota.

Aglomeratické pyroklastiká sú chaotické a tvoria ich fragmenty poréznych a kompaktných pyroxenických andezitov s priemernou veľkosťou 15—20 cm. V pyroklastikách sú ojedinelé bloky doskovitého až lavicovitého andezitu veľké 1—2 m, ktoré pochádzajú zo starších rozpadnutých lávových prúdov.

Intruzívny komplex

V priebehu intruzívnych procesov v závere druhej etapy vývoja žilné telesá dioritových porfyrítov dajkového, silového typu a izometrického tvaru prenikli až do vyš-

ších úrovní vulkanickej stavby a tam stuhli v povrchovej plytkosub-vulkanickej úrovni. Telesá dioritových porfyritov majú premenlivú mocnosť od niekoľkých m do niekoľko desiatok m, pričom sme ich maximálnu mocnosť zistili v spodných úrovniach andezitového vulkanického komplexu na rozhraní spodnej a vrchnej štruktúrnej etáže. Tu vznikli najmä silové formy, ktoré využívali plochy inhomogenity na rozhraní týchto dvoch odlišných horninových komplexov.

Telesá dioritových porfyritov sú skoncentrované hlavne pozdĺž a v okolí zlomov smeru SV—JZ, v zónach mobilných tektonických systémov. Dioritový porfyrit je od okolitého horninového prostredia, ktoré preráža, makroštruktúrne zjavne odlišný. Je hrubokryštalický, s charakteristickými výrastlicami živcov veľkých do 5—6 mm a s prítomnosťou stĺpcových zelenkastých tmavých výrastlíc.

Štruktúra horniny je porfyrická, s holokryštalickým, mikroalotriomorfým až alotriomorfne zrnitým vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice zastupuje hlavne plagioklas a hyperstén, ojedinele amfibol. Výrastlice sú v prevažnej miere silne sericitizované, karbonatizované a chloritizované.

Vývoj základnej hmoty a jej kryštalinita varíujú podľa mocnosti telies a ich hĺbkovej pozície. V telesách, ktoré patrili do vyšších úrovní vulkanickej stavby, je stupeň kryštalinity základnej hmoty

oproti telesám dioritových porfyritov, stuhnutým vo väčšej hĺbke, nižší.

Tretia etapa vývoja

V dôsledku ďalších diferenciacných procesov, ktoré prebiehali vnútri magmatického kozuba, a aktivizácie zlomových systémov ešte v priebehu stredného sarmatu sa uplatnila vulkanická činnosť intermediárneho typu. Stanovený rádiometrický vek andezitov, ktoré patria do tretej etapy vulkanickej činnosti, je v rozpätí 11,85—12,1 mil. rokov (J. Slávik et al. 1976).

Vulkanické horniny, ktoré eruptovali v priebehu tretej etapy, predstavujú acidnejšie členy intermediárneho andezitového vulkanizmu. Ide o amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické ($\pm$ biotit) andezity, ktoré sú v pozícii nad pyroxenickými andezitmi starších vývojových etáp.

V priebehu tretej etapy sa obnovila intruzívna činnosť. V oblasti centrálnej kolapsovanej štruktúry, ako aj periférnej severovýchodnej časti vulkanického aparátu intrudovali komagmatické telesá pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov.

Stratovulkanický komplex

Andezity, ktoré eruptovali v tretej etape vývoja, väčšinou tvoria

vrcholové časti vulkanického prstenca v okolí centrálnej zlatobanskej kolapsovanej štruktúry. Vulkanizmus mal explozívno-efuzívny charakter a pre jeho začiatok sú charakteristické explozívne erupcie vulkánového typu. Masy vulkanoklastického materiálu, hlavne aglomeratické tufobrekcie, tvoria bazálnu časť vulkanického komplexu. Aglomeratické tufobrekcie sú najrozšírenejšie v južnej časti aparátu medzi Červeňnicou a Lesíčkom. Tufobrekcie sú svetlosivé, tvoria ich fragmenty pyroxenicko-amfibolických andezitov s výraznými výrastlicami amfibolov veľkých až 1 cm. Tmelí ich jemnozrnná sivá až žltá popolovitá hmota.

V priebehu vulkanickej aktivity sa znížila explozívnosť a nastal postupný prechod k efúziám lávových prúdov. Tie sa najlepšie zachovali vo vrcholových častiach vulkanických kužeľov po obode centrálnej kolapsovanej štruktúry (kóta Ivanov vrch, Simonka, Lysá, Tri chotáre, Krivý javor, Bodoň, Vyšná Obadová).

Andezity majú väčšinou doskovitú a lavicovitú odlučnosť. Andezit je kompaktný, sklovitý s porfyrickou štruktúrou a hyalopilitickým, trachytickým až kryptokryštalickým vývojom základnej hmoty, ktorá zaberá 40—70 % objemu horniny. Z porfyrických výrastlíc je okrem najrozšírenejších plagioklasov najtypickejší amfibol. V andezitoch možno ojedinele pozorovať reliktné zrná biotitu a resorbované zrná kremeňa.

Extruzívny komplex

Extruzívny komplex zastupujú dómatické a kumulodómatické telesá pyroxenicko-amfibolických andezitov. Extruzívne telesá prenikli na povrch v juhozápadnej časti vulkanického aparátu pozdĺž zlomov smeru SZ—JV, ktoré z JZ obmedzujú pozdĺžnu grabenovú štruktúru Prešov—Sečovce.

Intruzívny komplex

V severovýchodnej časti vulkanického aparátu intrudovali v priebehu tretej etapy plytkointruzívne telesá pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov, ktoré prejavujú úzku lineárnu väzbu s pozdĺžnym močariansko-toplianskym zlomovým systémom smeru SZ—JV, teda so zlomami obmedzujúcimi pozdĺžnu grabenovú štruktúru Prešov—Sečovce. Na povrchu vytvárajú dioritové porfyrity dómatické formy väčšinou izometrického tvaru (Oblík, Kuria hora, Hrb, Borovík).

Intenzívna intruzívna činnosť pokračovala najmä v oblasti centrálnej kolapsovanej štruktúry. Do subvulkanických úrovní, ale aj na povrch prenikli žilné telesá pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov vo forme dajok a silov, ktoré okrem starších stratovulkanických komplexov prerážajú aj staršie telesá pyroxenických dioritových porfyritov.

Komplex epiklastík

Po skončení vulkanickej činnosti v tretej etape vývoja v období vulkanického pokoja nastala rozsiahla deštrukcia vulkanického aparátu. V dôsledku zvetrávacích procesov a rozpadu skonsolidovaných vulkanických foriem vznikli v južnej časti aparátu (južne od Tuhriny a Lúčiny) polohy epiklastík. Epiklastiká sú chaotické, zložené z fragmentov až blokov jednak starších pyroxenických andezitov, ale aj mladších pyroxenicko-amfibolických andezitov.

Sedimentárno-vulkanický komplex

V postvulkanickom období sa po tretej etape andezitového vulkanizmu vytvorili limnické panvičky s pelitickou a uhľonosnou sedimentáciou a s prímiesou vulkanického materiálu, ktorý sa transportoval z okolných vulkanických komplexov. Súčasťou sedimentárno-vulkanického komplexu sú aj vrstvičky limnokvarcitov.

Sedimentárno-vulkanický komplex, v zmysle J. Tözséra (1972) červenické vulkanosedimentárne súvrstvie, tvoria polohy tufitov, tufitických zlepcov, ílov, tufov, ojedinele uhoľné vrstvičky a tenké polohy limnokvarcitov. Jeho denudačné zvyšky sú v okolí obce Červenica a na SZ od kóty Ošvárska na Židovom laze východne od Dubníka. Sedimentárno-vulkanický

komplex leží v podloží pyroxenicko-amfibolicko-biotitických andezitov štvrtej etapy vývoja andezitového vulkanizmu.

Štvrtá etapa vývoja

Vývoj vulkanického aparátu sa ukončil štvrtou, záverečnou etapou vulkanickej aktivity. V juhovýchodnej časti vulkanického aparátu v oblasti Dubníka na povrch prenikli najacidnejšie členy diferenciačného radu pyroxén—amfibol—biotitické andezity. Na základe rádiometrického veku týchto hornín (10 ± 1 mil. rokov) zaraďujeme vulkanickú činnosť štvrtej etapy do spodného panónu.

Andezity prenikli na povrch v podobe extruzívneho telesa, ktoré v smere S—J prechádza do mocného lávového prúdu. Hornina má brekciovitý charakter. Štruktúra je porfyrická, s hyalopilitickou až trachytickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice zastupuje plagioklas, biotit, amfibol a hyperstén, ojedinele aj kremeň.

Stručná petrologická charakteristika vulkanitov

Na stavbe zlatobanského vulkanického aparátu sa zúčastňujú jednak acidné ryolitové vulkanoklastické horniny, ktoré sú súčasťou spodnej štruktúrnej etáže, a jednak intermediárne andezitové horniny

tvoriace vrchnú štruktúrnu etáž. Petrochemický charakter vulkanických hornín zo severnej časti Slanských vrchov v ostatnom čase študovali viacerí autori (M. Kaličiak 1973, L. Holovská 1970, J. Tözsér 1972), pričom všetci volili metodiku štúdia podľa systémov A. N. Zavarického (1941), P. Niggliho (1923), F. Wolffa (1923) a i. Výsledkom bádania je zistenie, že vulkanické horniny tejto oblasti patria medzi horniny alkalicko-vápenatej asociácie.

Na jednoduchú klasifikáciu vulkanických hornín zlatobanského vulkanického aparátu použijeme chemickú klasifikáciu E. A. K. Middlemesta (1973) s vyjadrením stupňa acidity a alkalinity jednotlivých typov vulkanických hornín.

Na obr. 5 tvoria projekčné body skúmaných hornín dve samostatné skupiny, acidnú a intermediárnu.

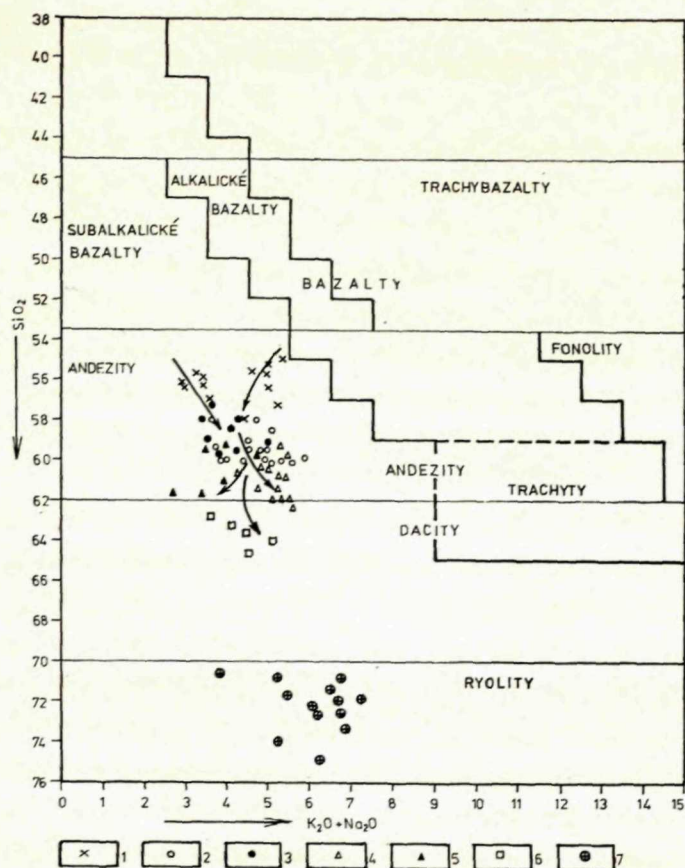
V spodnej časti diagramu sú v poli ryolitov zoskupené projekčné body analýz z ryolitových vulkanoklastík, ktoré sú súčasťou spodnej štruktúrnej etáže vulkanického aparátu. Ryolitové vulkanoklastické horniny v rámci zlatobanského vulkanického aparátu neprejavujú k produktom mladšieho intermediárneho vulkanizmu nijaké štruktúrne ani genetické vzťahy. V zmysle výskumov J. Slávika (1974) je pravdepodobné, že magma produkujúca kyslý ryolitový explozívny vulkanizmus vznikla parciálnym tavením hornín vnútri kôry. Naopak

pôvod andezitovej magmy podľa uvedeného autora úzko súvisí s procesmi diferenciácie v úrovni vrchného plášťa. Projekčné body analýz intermediárneho vulkanizmu sú skoncentrované v oblasti intermediárnych až bázičných andezitov. Blízky petrochemický charakter vykazujú projekčné body analýz andezitov a dioritových porfyrítov. Na základe zhodného chemického a minerálneho zloženia ich pokladáme za komagmatické.

Projekčné body prvej etapy andezitového vulkanizmu sú skoncentrované v poli bázičkejších andezitov, čo poukazuje na bázičkejší charakter magmy v počiatočnom období andezitového vulkanizmu.

Projekcie pyroxenických andezitov a dioritových porfyrítov druhej etapy andezitového vulkanizmu vykazujú blízke petrochemické vzťahy k produktom tretej vulkanickej etapy, pyroxenicko-amfibolickým andezitom a dioritovým porfyrítom. Najacidnejšie členy v tomto rade reprezentujú najmladšie pyroxenicko-amfibolicko-biotitické andezity štvrtej etapy, ktorých projekčné body spadajú až do poľa dacitov.

Trend vzrastajúcej acidity intermediárnych hornín v priebehu vývoja možno pokladať za dôsledok diferenciačných procesov prebiehajúcich vo vrchnej časti magmatického kozuba. Rozptyl projekčných bodov hornín v rovine distribúcie alkálií zapríčiňuje zmena chemizmu pôvodných hornín v dôsledku mladších hydrotermálnych premien.



Obr. 5. Variačný diagram E. A. K. Middlemosta (1973). Vysvetlivky: 1 — pyroxenické andezity 1. etapy vývoja, 2 — pyroxenické andezity 2. etapy vývoja, 3 — dioritové porfyrity 2. etapy vývoja, 4 — pyroxénovo-amfibolické andezity 3. etapy vývoja, 5 — pyroxénovo-amfibolické dioritové porfyrity 3. etapy vývoja, 6 — pyroxénovo-amfibolovo-biotitické andezity 4. etapy vývoja, 7 — ryolitové vulkanoklastické horniny.

Fig. 5. Variation diagram according to E. A. K. Middlemost (1973). Explanations: 1 — pyroxene andesite of the 1st stage, 2 — pyroxene andesite of the 2nd stage, 3 — diorite porphyrite of the 2nd stage, 4 — pyroxene-hornblende andesite of the 3rd stage, 5 — pyroxene-hornblende diorite porphyrite of the 3rd stage, 6 — pyroxene-hornblende-biotite andesite of the 4th stage, 7 — volcanoclastics of rhyolite composition.

Záver

Cieľom tohto príspevku je objasniť základnú geologickú stavbu a vulkanotektonický vývoj zlatoban-

ského vulkanického aparátu. Predložená schéma vývoja neogénneho subsekventného magmatizmu najlepšie odráža vzťah tektonického režimu oblasti k vulkanizmu a

k zrudňovacím procesom.

Na stavbe vulkanického aparátu sa zúčastňujú komplexy kyslých ryolitových vulkanoklastík, ílovi-to-piesčitých sedimentov a komplexy z produktov intermediárneho andezitového vulkanizmu.

Pri vzniku a priestorovej distribúcii produktov subsekventného vulkanizmu sa uplatnili regionálne a lokálne tektonické štruktúry a systémy. Výrazný zlomový systém smeru SZ—JV, sprevádzajúci grabenovú štruktúru Prešov—Sečovce, tvoria paralelné zlomy. Mobilnosť tohto tektonického systému sa prejavila v regionálnom meradle najmä v spodnom miocéne, teda v období aktivity acidného ryolitového vulkanizmu. Je pravdepodobné, že sa tieto tektonické systémy stali výstupnými cestami ryolitovej magmy. Produkty tohto vulkanizmu, zastúpené takmer výhradne ryolitovými vulkanoklastikami, boli uložené v bazéne s morskou sedimentáciou.

Zvrat tektonickej mobilnosti neogénnej molasy vo vrchnom bádene privodil aj zvrat vulkanickej aktivity. Acidnú ryolitovú vulkanickú činnosť vystriedala intermediárna, ktorá prebiehala v etapách a podmienil ju tektonický režim a stupeň diferenciácie magmy.

V období aktívneho intermediárneho vulkanizmu sa v tektonicky najexponovanejšej centrálnej časti aparátu na križovaní hlavných pozdĺžnych a priečných zlomov sformovala tektonicky mobilná kolap-

sovaná zóna. Táto štruktúra prešla v ďalšom období zložitým vývojom.

Horninové komplexy vnútri kolapsovanej štruktúry boli v priebehu druhej a tretej etapy vývoja v subvulkanických úrovniach intrudované žilnými telesami dioritových porfyrítov, ktoré sú významným štruktúrnym a metalogenetickým fenoménom oblasti.

Synchrónne s vývojom vulkanického aparátu a s aktivizáciou intermediárnej magmy prebiehali v etapách aj zrudňovacie procesy. Etapovitý vývoj mineralizácie v závislosti od etáp vulkanizmu je charakteristickou črtou vulkanogénnych ložísk aj v ďalších rudných rajónoch Východných a Západných Karpát (E. A. Lazarenko 1968; V. V. Naumenko 1974; D. Giusca et al. 1973; J. Štohl 1976 a i.).

Epigenetická mineralizácia v oblasti Zlatej Bane je v úzkej časovej a priestorovej spätosti s vývojom vulkanického aparátu, hlavne s jeho centrálnou kolapsovanou štruktúrou, ktorá je z hľadiska magmatogénnych, štruktúrnotektonických a litologických faktorov najpriaznivejšia.

Pôvod zrudnenia možno spájať s hypoabysálnymi úrovňami magmatického kozuba a s jeho záverečnými štádiami v druhej a tretej etape vývoja vulkanického aparátu, v ktorých závere nastali intruzívne procesy a vytvorili sa vhodné podmienky na magmatickú diferenciáciu, a tým aj na nahromadenie a

oddelenie rudonosných roztokov.

Z epigenetickej mineralizácie je tu prítomná najmä polymetalická, antimónová, ortuťnato-arzénová, opálová, ale aj vyššia termálna chalkopyritovo-molybdenitová mineralizácia. Rudolokalizujúcim prostredím mineralizácie je intruzívny

komplex dioritových porfyrítov, andezitové komplexy prvej, druhej a tretej etapy vývoja aparátu, ale aj horninové komplexy spodnej štruktúrnej etáže.

Recenzoval V. Konečný

LITERATÚRA

- Đurica, D. — Kaličiak, M. — Kreuzer, H. — Müller, P. — Slávik, J. — Tözsér, J. — Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 53, s. 75—88.
- Giusca, D. — Borcos, M. — Lang, B. — Stan, N. 1973: Neogene Volcanic and Metallogenesis in the Gutai Mountains. *Symp. Volcan. and Metallog. Guide-book Series*, 11, Bucharest.
- Holovská, L. 1970: Geologicko-petrografické pomery okolia Zlatej Bane. *Manuskript — GO Košice*. 67 s.
- Kaličiak, M. 1973: Chemizmus vulkanitov SV časti Slanského pohoria v oblasti Zamutova. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, s. 291—299.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*. 114 s.
- Kaličiak, M. (1979): Čiastková záverečná správa z úlohy Kapušany — Slanec (oblasť Zlatej Bane). *Manuskript — Geofond Bratislava*. 137 s.
- Kaličiaková, E. 1979: Čiastková petrografická správa — Petrografické zhodnotenie hornín v oblasti Zlatej Bane. *Manuskript — GO Košice*. 30 s.
- Lazarenko, E. A. — Gnilko, M. — Zajceva, V. N. 1968: Metallogeniya Zakarpattia. *L'vov. Izd. L'vov. Univ.* 167 s.
- Middlemost, E. A. K. 1973: A simple classification of Volcanic rocks. *Bull. volcanol*, 36, No. 2, B. V., pp. 86—95.
- Naumenko, V. V. 1974: Geneticheskiye osobennosti neogenovogo endogenovogo orudeniya Sovetskikh Karpat. *IAGOD, IV. Symposium, Varna*.
- Pospíšil, L. — Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, s. 115—125.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 53, s. 145—157.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, s. 225—236.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 44—45, pp. 215—239.
- Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24/1, pp. 23—52.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 341 s.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometrické voľnosti vulkanických porod Vigorlata i Slanskich gor. *Mineralia slov.*, 8, s. 319—344.

- Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálno-karpatským lineamentom. *Záp. Karpaty, séria miner., petr., geoch., lož. (Bratislava)*, 2, s. 7—40.
- Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 239 s.
- Vass, D. — Tözsér, J. — Bagdasarjan, G.P. — Kaličiak, M. — Orlický, O. — Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 71, s. 77—88.

Geological structure and the development of subsequent magmatism in the area of the Zlatá Baňa volcanic edifice (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

MICHAL KALIČIAK

The Zlatá Baňa volcanic edifice occupies northern part of the Slanské vrchy Mts. The name is after the Zlatá Baňa village lying in its central portions. Last comprehensive review on the volcanism in northern Slanské vrchy Mts. is given by J. Slávik — J. Tözsér (1973). Authors presented a structural analysis of the subsequent volcanism and delimited the succession of single phases. According to them, the volcanic activity pulsed from the Lower Miocene to the Upper Pliocene. They separated products of Pliocene volcanic activity into two stages divided by the Červenica volcanosedimentary sequence of Lower Pannonian age.

Numerous new knowledge has been achieved during geological and geophysical investigations in the last time. Results allow a new interpretation of the geological structure in the area, of the temporal succession of volcanic products and of its formational subdivision based on better knowledge of single products.

For the development of volcanic activity in Neogene times, important role is ascribed to the pre-Neogene basement, to its structures, tectonic style and surface depth. A quantitative interpretation of gravimetric data (L. Pospíšil — M. Kaličiak 1979) and results of deep drilling that uncovered the basement in wider surroundings of the volcanic edifice, revealed the basement sunk down to 1500—3600 m depths. The main

structural directions in the basement are those of NW—SE and SW—NE direction. A longitudinal graben structure of NW—SE course creates the most important structural phenomenon in the basement stretching from Prešov to Sečovce. This graben played considerable role in the paleogeography during Lower Miocene time as well as in the generation and distribution of subsequent volcanics of the northern Slanské vrchy Mts. Volcanic manifestations during the Lower Miocene occurred due to subsidential movements along longitudinal normal faults limiting the graben. The highly explosive volcanism produced solely rocks of rhyolite composition. Volcanics filled the graben structure by considerable volume. According to J. Slávik (1974), this acid magma may be derived from processes of partial melting at intracrustal levels.

The most important volcanic activity, according to radiometric datings (J. Slávik et al. 1976, D. Ďurica et al. 1977, D. Vass et al. 1978) coincides with the culmination of maximal subsidential dynamics in the East Slovakian Neogene molasse basin during the Upper Badenian and Sarmatian. The lateral compression of the basinal basement released at this time and made possible considerable but differentiated movements. The process led to both radial and longitudinal desintegration of the territory along normal faults and introduced

the mobilisation of andesite magma. This break in tectonic mobility mirrored in changes of volcanism. The acid, rhyolite producing magmatism has been replaced by volcanic products of generally andesite composition. Magmatic masses proceeded to the surface in places of maximal weakness at intersections of main fault systems.

The Zlatá Baňa volcanic edifice generated also due to the activation of longitudinal fault systems bordering the Prešov—Sečovce graben and of transversal, NE—SW running fault systems. A paleogeographical reconstruction of the sedimentary history of the East Slovakian Neogene basin (R. Rudinec — J. Slávik 1973) revealed continental environment for volcanism during the Upper Badenian to Lower Pannonian.

The structural background of the volcanism, its temporal and spatial distribution, the petrological pattern of volcanics together with produced volcanic forms and their tectonic setting in the Zlatá Baňa edifice, allowed to distinguish two structural units in the area (Tab. 1).

The lower structural unit

The lower structural unit is built by volcanoclasts of rhyolite composition and by sediments intercalated within them during the Lower Miocene to Upper Badenian. The sedimentary environment for volcanic manifestations was of complex nature and frequent paleogeographical changes, fluctuation of the basinal extent, shifting of the basinal axis and sedimentary facial variations were introduced by frequent volcanoclastic deposition. According to R. Rudinec — J. Slávik (1973) these changes reflect both the tectonic development of the area and folding movements in the wider surroundings.

In the base of the upper structural unit, three sedimentary horizons of Egeburgian, Karpatian and Badenian age and two levels of rhyolite volcanoclastics of Karpatian and Badenian age have been ascertained by deep prospecting

boreholes within the Zlatá Baňa area. The whole sequence is intruded by a dyke swarm of diorite porphyrite in central parts of the Zlatá Baňa volcanic edifice. Deformations and contact metamorphic alteration caused by dyke intrusions influence considerably the whole lower structural unit. Sediments are frequently altered to hornfels and rhyolite tuffs bear strongly recrystallized matrix.

The upper structural unit

The upper structural unit comprises volcanic products of generally andesite composition and a comagmatic diorite porphyrite dyke swarm. Differentiation processes became effective within the magmatic chamber in the course of volcanotectonic development of the edifice in times of andesite magma activation. A main evolutive magmatic trend towards higher acidity and alkalinity of single products appeared. This trend became manifested in gradual changes of petrographic composition of generally andesitic rocks.

The intermediate volcanic activity was of pulsational nature and at any rate it does not represent an unitary act. Pyroxene, hornblende and biotite-bearing andesite erupted gradually. The magmatic evolution was stadial one and a differentiated suite of comagmatic effusive-extrusive and intrusive complexes originated.

Caused by quick discharge of magmatic masses from upper levels of the magmatic chamber, a tectonically mobile zone developed in central portions of the volcanic edifice. This mobile zone overlapped the site of formerly maximal tectonic weakness in the area. The zone is of ellipsoidal shape having its longer axis in NW—SE direction.

Later this mobile zone underwent a complex structural evolution representing in its recent shape the collapsed central structural domain of the Zlatá Baňa volcanic edifice into which the diorite porphyrite dyke swarm intruded. This collapsed domain (the "Zlatá Baňa volcanotectonic depression" by J. Slá-

vik — J. Tözsér 1973) creates a dominant morphological depression in surroundings of Zlatá Baňa village. The depression is well expressed in gravimetric maps as a sharp gravity high and its shape is covered also by a negative magnetic anomaly of the same extent (L. Pospíšil — M. Kaličiak 1979).

Four stages were discriminated in the development of the andesite volcanism.

The first stage

Pyroxene andesite introduces the first stage. The volcanism was of explosive-effusive nature. A huge stratovolcanic complex originated with lava flows alternating with volcanoclastic deposits. The beginning of the first stage falls into the Upper Badenian. K/Ar radiometric age of a pyroxene andesite from Zamutov ranged into the first stage yielded 14.6 ± 1.1 m. y. (J. Slávik et al. 1976). At the end of the first stage, the collapsed central structure originated due to rapid discharge of the magma from upper levels of the magmatic chamber.

The second stage

After a period of volcanic standstill, the activity renewed during the Middle Sarmatian. Pyroxene ($\pm$ hornblende) andesite originated during the second stage. Available radiometric ages (K/Ar) point to 12.1–12.4 m. y. (J. Slávik et al. 1976). Single eruption centres originated and reactivated gradually along the periphery of collapsed central domain in sites where the concentric weakened belts crossed longitudinal and transversal fault systems.

Intrusive bodies of diorite composition emplaced at the end of this stage. An intrusion reached subvolcanic level in the central collapsed structure. Single apophyses of diorite porphyrite intruded as a dyke swarm into the weakened zones along its periphery. Single volcanic cones built by pyroxene andesite with typical stratovolcanic internal structure erupted in peripheral parts of the edi-

fice and they create recently a ring around the central collapsed structure.

The third stage

Further differentiation within the magmatic chamber and the activation of fault belts led to the third stage of magmatic activity yet during the Middle Sarmatian. Volcanic masses of the third evolutionary stage are represented by more acid members of andesite composition (hornblende-pyroxene to pyroxene-hornblende andesite). The volcanic activity was of explosive to effusive nature. Products of the stage created summital portions of the volcanic ring around the central structure.

The intrusive activity renewed during the third stage as well. In the central collapsed domain and in its NE peripheral portions, comagmatic pyroxene-hornblende diorite porphyrite intruded.

After the termination of volcanic activity, the formerly built volcanic edifice underwent strong destruction. Volcanoclastic deposits cover considerable areas in the southern part of the edifice between Tuhrina and Červenica. Carbonaceous and pelitic sediments deposited in small limnic basins and the "Červenica volcanosedimentary sequence" (J. Tözsér 1962) originated in this time interval. Denudation remnants of the sequence occur at Červenica and Židov laz E from Dubník.

The fourth stage

The volcanic development accomplished by the final events of the fourth stage. Pyroxene-hornblende-biotite andesite represents the most acid members of the whole magmatic succession. The K/Ar radiometric age of the rock from SE part of the edifice near Dubník is 10 ± 1 m. y. and corresponds to the Lower Pannonian.

Petrological considerations

For simple classification purposes, the chemical classification according to E. A. K. Middlemost (1973) was used to

plot single volcanic rocks (Fig. 5). Volcanoclastics of rhyolite composition occupy the lower part of the graph (rhyolite area). According to J. Slávik's (1974) results it may be supposed that rocks of rhyolite composition generated by partial melting of a crustal source.

Projection points of intermediate volcanic rocks group into the area of intermediate to basic andesite. Projections of andesite and diorite porphyrite samples originated during the second and third stages lie very close in the graph. Also their almost similar mineralogy points to a comagmatic source.

The generation of andesite magma according to J. Slávik (1974) may be closely related to differentiation processes roughly already at upper mantle level.

The mineralization of the area developed synchronously with the evolution of the volcanic edifice. Stadial appearance of mineralization corresponds to single stages of intermediate magma generation. An epigenetic suite is represented mainly by base metal, mercury-arsenic and opal mineralizations but also by an elevated temperature chalcopyrite-molybdenite mineralization. Close spatial and time relation to the volcanic development are conspicuous. The source for this mineralization may be sought in hypoabyssal levels of the magmatic chamber during final stages of the development (mainly during the 2nd and 3rd stages) when intrusions created suitable conditions for differentiation processes and for the enrichment and separation of ore-bearing solutions.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Cínovec zo Skýcova

STANISLAV POLÁK, TOMÁŠ ZAORÁLEK

Касситерит района Скицов

Впервые детритический касситерит был установлен в горах Трибеч. В ассоциации тяжёлых минералов вместе с ним были установлены турмалин, барит, апатит, титанит, ксенотим, моназит и шеелит. Первичный источник касситерита пока неизвестен.

Cassiterite from Skýcov (Tribeč Mts., Western Slovakia)

Detrital cassiterite has been found to occur for the first time in the Tribeč Mts. in Western Slovakia. In an accessory heavy mineral association obtained by panning prospection, also tourmaline, baryte, apatite, titanite, xenotime, monazite and scheelite were found together with cassiterite. The primary source of cassiterite remains yet unknown.

Zo západného Slovenska doteraz neboli známe ani mineralogické výskyty cínovca (s výnimkou podrobne neskúmaného a problematického výskytu v Malých Karpatoch). Ale pri regionálnom geochemickom prieskume pohoria Tribeč sa už v minú-