

Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy)

ELENA KALIČIAKOVÁ¹, MICHAL KALIČIAK²

¹Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

²Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 30. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 27. 9. 1989)

Geological structure and metallogenesis of the Šťavica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

A relict of Sarmatian andesite stratovolcano occurs in NW part of the Slanské vrchy Mts. The central, transitional and peripheral volcanic zones are distinguished in its structure. The stratovolcano and its central zone are assumed to represent the basic metallogenetic units characterized by occurrences of base-metal ore. Ore manifestations occur in irregular stockwork and disseminated structures related with the central volcanic zone. Base metal ores are the product of hydrothermal systems for what the energetic source has been supplied by an intrusive complex of diorite porphyrite.

Úvod

Doterajšou geologickou výskumnou a prieskumnou činnosťou v Slanských vrchoch sme získali množstvo nových geologických údajov a informácií, ktoré nám umožňujú rekonštruovať časový a priestorový vývoj vulkanizmu a stavbu vulkanických štruktúr, ale aj modelovať zrudňovacie procesy, ktoré v nich prebehli, a hodnotiť ich prognózy význam.

Jednou zo samostatných vulkanických štruktúr je andezitový stratovulkán Šťavica v sz. časti Slanských vrchov. K jeho identifikácii významnou mierou prispeli aj výsledky geofyziky.

V rámci štruktúrno-tektonickej analýzy geologickej stavby Slanských vrchov Bujňáková et al. (1979) na základe geofyzikálnych údajov vyčlenili samostatnú vulkanickú štruktúru (vulkanický aparát), ktorú pomenovali podľa kóty Tri chotáre. Centrum tejto vulkanickej štruktúry uvedení autori interpretovali na základe kladnej tiažovej anomálie asi 3 km na JZ od kóty Tri chotáre v údolí potoka Šťavica (obr. 1A). Kladnú tiažovú anomáliu tu vyvolal intruzívny komplex hornín, ktorý vo forme dajok a nekov dioritových porfyrítov vystupuje aj na súčasný povrch.

V magnetickom poli sa vulkanická štruktúra prejavuje úbytkom magnetizácie hornín v jej centrálnej časti, čo je odrazom hydrotermálne premenených hornín vystupujúcich na povrch.

Po obvode túto štruktúru lemuje kladné magnetické anomálie zodpovedajúce komplexom relatívne čerstvých nepremenených andezitových hornín (obr. 1B). Z analýzy morfoštruktúr predterciérneho podložja (obr. 1C) vyplýva, že eruptívne centrum andezitového stratovulkánu vzniklo v oblasti pozdĺžnej depresnej štruktúry sz.-jv. smeru, ktorú Pospíšil a Kaličiak (1979) interpretovali ako graben Prešov-Sečovce-Kráľovský Chlmec. Hĺbka predterciérneho podložja v oblasti vymedzenej vulkanickej

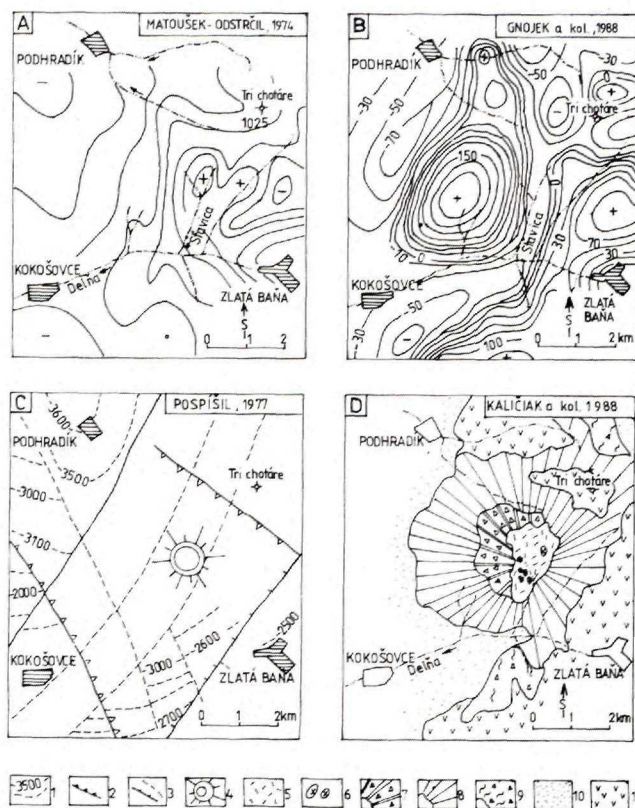
kej štruktúry je stanovená z tiažových podkladov približne na 2 500–3 500 m. Po podrobnom geologickom mapovaní s aplikáciou štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy vulkanických komplexov severnej časti Slanských vrchov Kaličiak et al. (1988) definovali vulkanický aparát Tri chotáre ako stratovulkán Šťavica a v jeho stavbe vyčlenili centrálnu, prechodnú a periférnu zónu (obr. 1D).

V centrálnej zóne stratovulkánu (v uzávere doliny potoka Šťavica) sa už roku 1977 robil hydrogeologický vrt SHJ-18 (Haluška) a v roku 1978 v rámci regionálneho prieskumného programu v Slanských vrchoch mapovacie vrty KMV-13, 14, 15 a KSV-16 (Kaličiak), prostredníctvom ktorých sa zistili prejavy polymetalickej mineralizácie. Nové poznatky o geologickej stavbe územia a zistená polymetalická mineralizácia v centrálnej zóne stratovulkánu boli podkladom pre následný detailný geofyzikálny prieskum v roku 1986 (Tkáč) a detailný geochemický prieskum (Kaličiaková, 1986).

Stavba a štruktúry stratovulkánu

V súčasnosti predstavuje stratovulkán Šťavica relikť menšieho andezitového stratovulkánu sarmatského veku v sz. časti Slanských vrchov medzi obcami Podhradík – Kokošovce – Zlatá Baňa (obr. 2). Na východe a juhovýchode sa stratovulkán stýka s rozsiahlym zlatobanským stratovulkánom, pričom vzhľadom na súvekosť týchto vulkanických štruktúr je tento styk veľmi komplikovaný. Na severe sa stratovulkán stýka s menším parazitickým vulkánom Šebastovka a v západnej časti vulkanické horniny ležia priamo na neogénnych sedimentoch Košickej kotliny. Práve v tejto časti vulkanickej štruktúry sa najintenzívnejšie prejavili deštruktívne erozívne procesy a veľká časť pôvodnej vulkanickej štruktúry denudovala, hlavne v širokom údolí potoka Delňa.

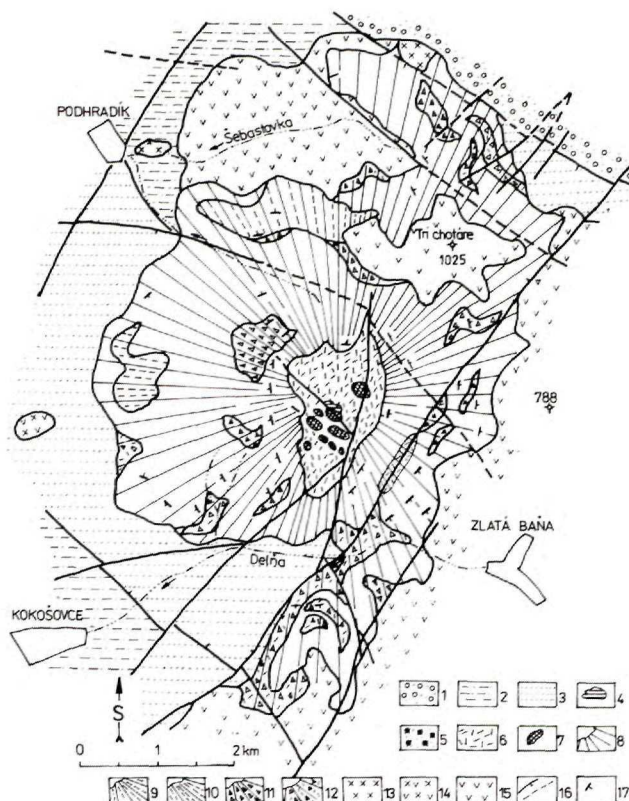
Z paleogeografickej rekonštrukcie vývoja neogénnej



Obr. 1. A – Schéma mapy Bouguerových anomálií v oblasti stratovulkánu Štavica (podľa Matouška a Odstrčila, 1974). B – Mapa aeromagnetických anomálií ΔT , 600 m nad terénom (podľa Gnojeka et al., 1988). C – Štruktúrna schéma predterciérneho podložia (podľa Pospíšila, 1977). 1 – izohypsy predterciérneho podložia, 2 – zlomy obmedzujúce grabenovú štruktúru Prešov – Sečovce, 3 – ostatné zlomy, 4 – pozícia predpokladaného vulkanického centra. D – Štruktúrna-vulkanická schéma stratovulkánu (podľa Kaličiaka et al., 1988). Centrálna vulkanická zóna: 5 – hydrotermálne premenený andezitový komplex, 6 – neky a dajky dioritových porfyrítov, 7 – relikt vulkanického kužela (prevažne autochtónne pyroklastiká); Prechodná vulkanická zóna (stratovulkanický plášť): 8 – prevažne lávové prúdy pyroxenických andezitov; Periférna vulkanická zóna: 9 – prevažne redeponované pyroklastiká a epiklastiká (nečlenené), 10 – sedimenty (karpat – spodný bádén) nečlenené, 11 – vulkanické komplexy prislúchajúce k stratovulkánu Šebastovka a Zlatá Baňa.

Fig. 1. A – Scheme of Bouguer's anomalies within the Štavica stratovolcano (after Matoušek and Odstrčil, 1974). B – Map of aeromagnetic anomalies ΔT , 600 m above the surface (after Gnojek et al., 1988). C – Structural scheme of the Pre-Cenozoic basement surface (after Pospíšil, 1977). 1 – isohypse of the Pre-Cenozoic basement surface, 2 – fault limiting the Prešov – Sečovce graben structure, 3 – other fault, 4 – site of the presumed volcanic centre. D – Structural and volcanic scheme of the stratovolcano (after Kaličiak et al., 1988). Central volcanic zone: 5 – hydrothermally altered andesite complex, 6 – diorite porphyrite neck and dyke, 7 – relic of the volcanic cone (prevailing autochthonous pyroclastics); Transitional volcanic zone: 8 – prevailing lava flow of pyroxene andesite; Peripheral volcanic zone: 9 – prevailing redeposited pyroclastics and epiclastics (undivided); 10 – sediment (Karpatic – Lower Badenian), undivided, 11 – volcanic complex of the Šebastovka and Zlatá Baňa stratovolcanoes.

panvy vyplýva, že v období vzniku a vývoja andezitového stratovulkánu Štavica bolo toto územie súšou. Vulkanická činnosť tu prebiehala v suchozemskom, terestric-



Obr. 2. Štruktúrna-geologická mapa stratovulkánu Štavica. 1 – vnútrokarpatský paleogén (nečlenený), 2 – prachovité ílovce s polohami pieskovcov – kladzianske súvrstvie (karpat), 3 – ílovce – mirkovské súvrstvie (bádén), 4 – zrohovcovatené ílovce (bádén), 5 – ryolitové tufy až brekcie – rankovské tufy (spodný sarmat), 6 – hydrotermálne premenený andezitový komplex (nečlenený), 7 – neky a dajky dioritových porfyrítov, 8 – lávové prúdy pyroxenických andezitov s variabilným zastúpením augitu a hyperstenu, 9 – lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu, 10 – lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu, 11 – autochtónne andezitové pyroklastiká (vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy), 12 – redeponované andezitové pyroklastiká a epiklastiká (nečlenené), 13 – dioritový porfyrít – plytkointrúzne teleso, 14 – extrúzia pyroxenického andezitu, 15 – nečlenený vulkanický komplex prislúchajúci stratovulkánu Šebastovka a Zlatá Baňa (6–15 – sarmat), 16 – zlomy, 17 – smer a sklon plôch odlučnosti a lavicitosti.

Fig. 2. Structural and geological map of the Štavica stratovolcano. 1 – Inner Carpathian Paleogene (undivided), 2 – silty claystone with sandstone intercalations, Kladzany Fm., Karpatian, 3 – claystone, Mirkovec Fm., Badenian, 4 – silicified claystone, Badenian, 5 – hydrothermally altered andesite complex (undivided), 6 – hydrothermally metamorphosed andesite complex (undivided), 7 – neck and dyke of diorite porphyrite, 8 – lava flow of pyroxene andesite with various ratio of augite and hypersthene lava flow of hypersthene-augite complex, 9 – lava flow of augite-hypersthene andesite, 11 – autochthonous andesite pyroclastics and (volcanic breccia, agglomerate and tuff), 12 – redeposited andesite pyroclastics and epiclastics (undivided), 13 – diorite porphyrite, shallow intrusive body, 14 – extrusive of pyroxene andesite, 15 – undivided volcanic complex of the Šebastovka and Zlatá Baňa stratovolcanoes (6–15 – Sarmatian), 16 – fault, 17 – strike and dip of jointing and banking.

kom prostredí a jej produkty boli deponované už na zarovnaný peneplenizovaný reliéf.

Vulkanické horniny prislúchajúce k stratovulkánu Šta-

vica prekrývajú čiastočne sedimenty vnútrokarpatského paleogénu (severná časť), ale hlavne sedimenty spodného miocénu (karpat, spodný bádén) a v južnej časti v ich podloží vystupujú aj reliktu spodnosarmatských rhyolitových tufov a brekcií (rankovské tufy). Na základe rádiometrických vekov hornín stratovulkánu Kaličiak a Repčok (1987) usudzujú, že vulkanická aktivita vedúca k vzniku stratovulkánu pulzovala v období stredného až vyššieho sarmatu.

V geologickej stavbe stratovulkánu vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu. Centrálna zóna stratovulkánu leží v uzávere doliny potoka Štálica a predstavuje morfológicky výraznú, avšak nepravidelne kotlovitú depresiu, ktorá je otvorená smerom na juh údolím potoka Štálica. Na povrch tu vystupuje komplex hydrotermálne premenených andezitových hornín prerázaný menšími telesami dioritových porfýritov. Po obvode depresie, hlavne v jej západnej a severnej časti, sa zachovali reliktu vulkanického kužela tvoreného prevažne autochtónnymi pyroklastikami a tenkými lávovými prúdmi, ktoré sú periklinálne uložené smerom od centra štruktúry. Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) tvoria prevažne lávové prúdy andezitov s vložkami vulkanoklastík. Tento, prevažne efúzívny andezitový komplex má vzhľadom na centrálnu zónu stratovulkánu periklinálne uloženie. Periférna zóna, tvorená predovšetkým redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami, sa útržkovite zachovala v severnej, ale hlavne v južnej časti stratovulkánu. Predpokladáme, že jej podstatná časť denudovala.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Hydrotermálne premenený andezitový komplex

Vnútri kotlovitej depresie centrálnej vulkanickej zóny vystupuje na povrch hydrotermálne premenený komplex andezitov, a to na ploche približne 3 km². Hydrotermálne premenené andezity vystupujú v reliktoch na povrch aj v oblasti potoka Malá Delňa východne od centrálnej kotlovitej depresie.

Premený komplex hornín tvoria v podstate andezity, ktoré sú v rôznom stupni propylitizované, tektonicky porušené a rozpukané. Andezity sú okrem toho prevažne zbrekčovatené a často vyhojené po puklinách nepravidelnou sieťou žiliek pyritu, markazitu a karbonátov. Intenzívna pyritizácia postihuje celý komplex a pyrit okrem drobných žiliek tvorí v hornine drobné impregnácie. Porušenosť a rozpukanosť andezitov je podmienená jednak tektonicky, ale hlavne intruzívnou činnosťou telies dioritových porfýritov, ktoré tento komplex prerážajú. Prejavuje sa to intenzívnou zbrekčovatosťou andezitov, hlavne v prikontaktoch zónach intruzívnych telies. S intruzívnou magmatickou aktivitou je spätý aj vznik magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií, keď pri konsolidácii intruzívnych telies sa explozívne uvoľňovali tekuté a prchavé zložky,

čo vyvolalo fragmentáciu a brekciáciu samotných intruzívnych telies, ale i okolitého geologického prostredia. Brekcie sú jednak z fragmentov materských hornín, ale i z fragmentov cudzorodých hornín transportovaných z podložia. Tmelí ich jemnozrnná intenzívne premenená hmota vyplňajúca trhliny a pukliny. Hrúbku andezitového hydrotermálne premeneného komplexu zatiaľ nepoznáme, predpokladáme, že dosahuje 300–400 m. Na povrchu je zjavná nerovnomerná plošná argilitizácia hornín prejavujúca sa vybielením až rozpadom andezitov bez zachovania pôvodných textúrnych a štruktúrnych znakov. Túto intenzívnu argilitizáciu zrejme spôsobili hypergénne procesy. V dôsledku intruzívnej činnosti a preniku telies dioritových porfýritov boli z podložia vnesené bloky sedimentov i tufov, ktoré sú kontaktne metamorfované a vystupujú v blízkosti, resp. v nadloží telies dioritových porfýritov.

Neky a dajky dioritových porfýritov

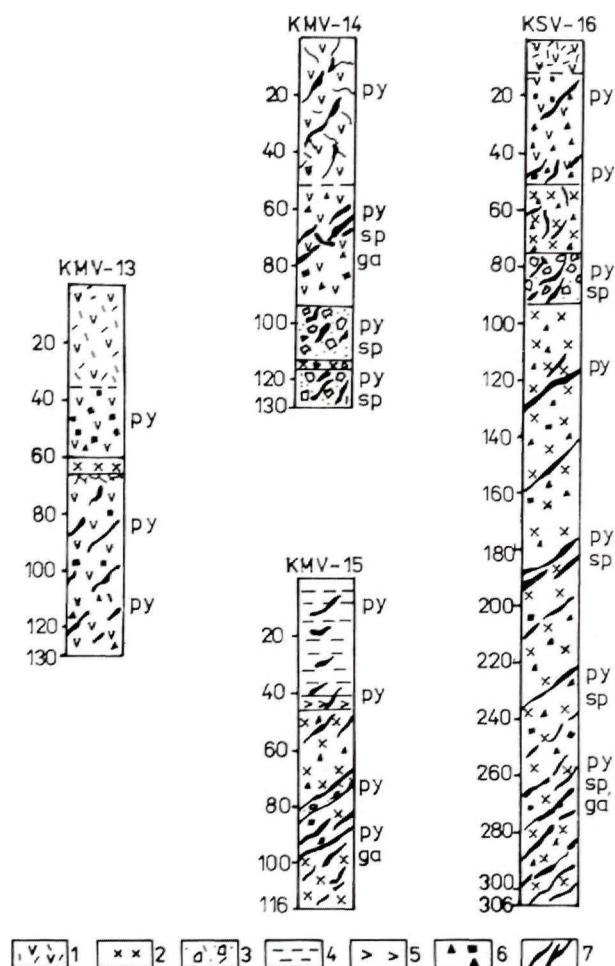
Premený komplex andezitov v centrálnej vulkanickej zóne prerážajú telesá dioritových porfýritov. Formy týchto telies zatiaľ nie sú dostatočne známe. Na povrchu tvoria prevažne morfológicky výrazné izometrické, ale aj v jednom smere pretiahnuté a orientované telesá vo forme nekov a dajok.

Tvorí ich dioritový porfýrit s premenlivým sfarbením závislým od stupňa hydrotermálnych premení. Dioritový porfýrit má prevažne nepravidelný veľkoblokový rozpad. Je celistvý, stredno- až hruboporfýrický a jeho charakteristickým znakom je, že obsahuje veľké výrastlice amfibolu až do 3 cm.

Dioritový porfýrit má výraznú porfýrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An₄₀₋₅₀), hypersténu a amfibolu. Základná hmota je prevažne holokryštalická, alotriomorfne zrnitá. Intruzívna aktivita a prenik telies dioritových porfýritov sú rádiometricky (metódou FT z amfibolu) zaradené do stredného sarmatu s vekmi $12,2 \pm 0,4$ a $12,0 \pm 0,4$ mil. rokov (Kaličiak a Repčok, 1987).

Lávové prúdy andezitov

Prevažnú časť stratovulkanického plášťa i vulkanického kužela po obvode centrálnej kotlovitej depresie tvoria lávové prúdy andezitov. Relikt u lávových prúdov indikujú výplne erozívnych paleoúdolí, ktoré vznikali na svahoch stratovulkánu v priebehu jeho vývoja. Prúdy sú uložené spravidla periklinálne smerom od centrálnej zóny pod uhlom 15–30°. V reliktu vulkanického kužela sú prúdy tenké, intenzívne zbrekčovatené, smerom k periférii stratovulkánu sú kompaktnějšíe, hrubšie i plošne rozsiahlejšie. Väčšinou ich tvorí celistvý andezit s viac-menej doskovito-lavovitou odlučnosťou. Zóny lávových brekcií oddeľujú v rozsiahlejšom efúzívnom komplexe jednotlivé lávové prúdy. Efúzívny komplex lávových prúdov je monotónny a málo diferencovaný. Vyčleňujeme v ňom tri petrografické typy:



Obr. 3. Schematické litologické profiley vrtov. 1 – argilitizovaný, vybielený, rozpadavý andezit, 2 – dioritový porfyr, 3 – magmaticko-hydrotermálne brekcie, 4 – zrohovcovatené sedimenty, 5 – ryolitové tuhy, 6 – impregnácia pyritu, 7 – nepravidelné žilky, hniezda tvorené karbonátmi kremeňom, pyritom, na vyznačených miestach s galenitom a sfaleritom.

Fig. 3. Schematic lithological profiles of the drillings. 1 – argillitized, leached, mouldered andesite, 2 – diorite porphyrite, 3 – magmatic-hydrothermal breccia, 4 – contact metamorphosed sediment, 5 – rhyolite tuff, 6 – impregnation of pyrite, 7 – irregular veinlet and chamber of carbonate, quartz, pyrite galena and sphalerite.

Pyroxenický andezit s variabilným zastúpením augitu a hyperstenu. Je najrozšírenejším petrografickým typom. Ide o sivý, tmavosivý, celistvý, čiastočne pórovitý drobnoporfyrický andezit charakterizovaný variabilným zastúpením porfyrických výrastlíc augitu a hyperstenu. Výrastlice okrem pyroxénov tvorí plagioklas (An_{34-52}) a ojedinele i amfibol. Základná hmota je prevažne trachytická až pilotaxitická. Strednosarmatský vek andezitov týchto lávových prúdov z lomu Hradová SV od Kokošovíc sa určil rádiometricky na 11,95 mil. rokov (Đurica et al., 1978).

Augitiko-hyperstenický andezit. V západnej časti stratovulkanického plášťa vystupujú reliktové lávových prúdov tmavosivého, celistvého stredoporfyrického an-

dezitu. Andezit má hrubolavicovitú až nepravidelnú blokovú odlučnosť. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{35-50}) – 30 %, hyperstén – 10 %, augit – 5 %. Štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou až mikropokilitickou základnou hmotou.

Hyperstenicko-augitický andezit. Lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu vystupujú v severnej časti stratovulkánu vo vrcholovej časti hrebeňa juhovýchodne od Podhradíka. Andezit je sivý, stredno- až hruboporfyrický, celistvý a má lavicovito-doskovitú odlučnosť. Jeho charakteristickým makroskopickým znakom sú výrazné výrastlice pyroxénov veľkosti do 3–4 mm. Štruktúra andezitu je porfyrická s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-50}) – 30 %, augit 10 – 15 %, hyperstén – 5 %.

Vulkanoklastiká

V stavbe stratovulkánu sú okrem lávových prúdov andezitov výraznou zložkou vulkanoklastické horniny. Zastúpené sú autochtónnymi pyroklastikami, redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami.

Autochtónne pyroklastiká. Súčasťou stavby vulkanického kužela i stratovulkanického plášťa po obvode centrálnej vulkanickej zóny sú autochtónne pyroklastiká tvorené vulkanickými brekciami, aglomerátmi a tuhmi. Najväčšie rozšírenie majú vo vrcholovej časti vulkanického kužela SZ od centrálnej kotlovitej depresie. Tvoria tu sústavu skalných bráľ do výšky 20–30 m. Ich charakteristickým znakom je striedanie hrubších fácií (vulkanické brekcie) s aglomerátmi a tenkými vložkami pemzových i popolovitých tufov. Brekcie sú chaotické, tvorené fragmentami a bombami andezitov do veľkosti 0,5 m. Tieto sú nepravidelne obmedzené, oválne guľovité. Andezit je drobnoporfyrický, pórovitý a bublinkovitý. Tmel brekcií je tufový, s častou pemzou. Chaotické brekcie miestami pozvoľne prechádzajú do drobnoulomkovitých brekcií až aglomerátov. Zvrstvenie pyroklastík je zvýraznené ojedinelými tenkými polohami jemnozrnných tufov s pemzou.

Redeponované pyroklastiká. Polohy redeponovaných pyroklastík sú charakteristické pre prechodnú až periférnu vulkanickú zónu, výraznejšie akumulácie sa tvoria v severnej a južnej časti stratovulkánu. Pyroklastiká sa vyznačujú nevýrazným triedením vulkanického materiálu, menšími rozmermi fragmentov pórovitých andezitov, ako aj ich zvýšenou opracovanosťou. Tmeliaca hmota je prevažne zrnitá, detritická, so značným podielom pemzy.

Epiklastiká. Andezitové epiklastické horniny predstavujú uloženiny v prechodnej, ale hlavne v periférnej vulkanickej zóne stratovulkánu, predovšetkým v jeho južnej časti. Zastúpené sú epiklastické andezitové brekcie s variabilným zastúpením fragmentov andezitov a tmeľiacej hmoty. Fragmenty petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdov andezitov. Tmeliaca hmota je hrubopiesčitá, detritická. Chaotické epiklastické brekcie

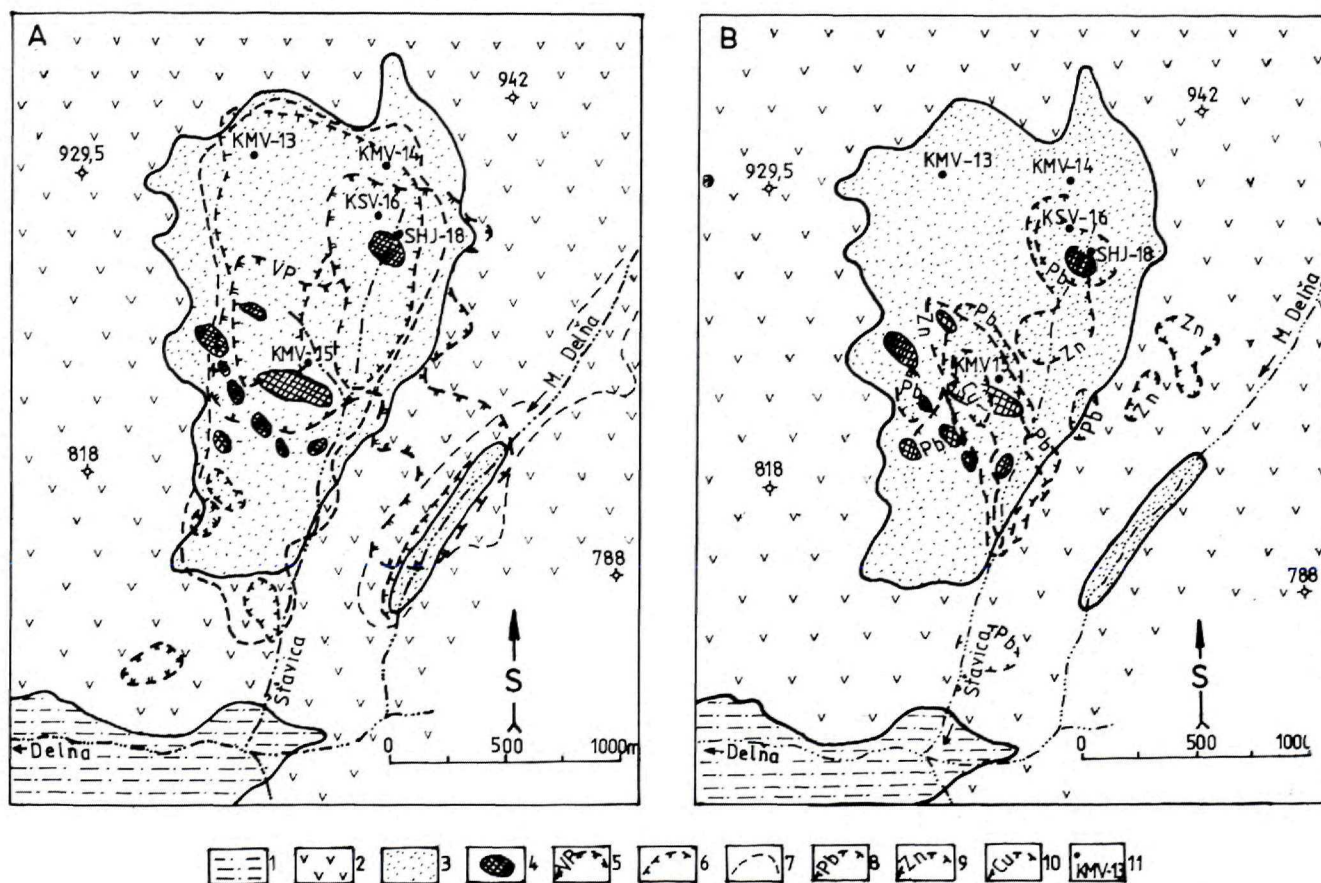
miestami pozvoľne prechádzajú do drobnoulomkovitých epiklastických brekcií s prevahou tmeliacej detritickej hmoty. Ojedinele sú v nich vložky drobnozrnných epiklastických pieskocov.

Metalogenetická charakteristika stratovulkánu

Stratovulkán Štálica, resp. jeho centrálnu vulkanickú zónu považujeme za základnú metalogenetickú jednotku charakterizovanú polymetalickou rudnou formáciou. Zistená polymetalická mineralizácia sa štruktúrne viaže na centrálnu vulkanickú zónu a časovo a priestorovo je úzko spätá s intruzívnou magmatickou činnosťou v strednom sarmate. Metalogenetické procesy prebiehajúce v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu sú výsledkom hydrotermálnych systémov, ktorých energetickým zdrojom je intruzívny komplex dioritových porfyrítov.

Mineralizácia má nepravidelný žilníkovno-impregnačný charakter a jej rudolokalizujúcim prostredím sú jednak intruzívne telesá dioritových porfyrítov, ako aj okolitý hydrotermálne premenený andezitový komplex (obr. 3). Mineralizácia sa vyvíjala veľmi nepravidelne.

Hlavné sulfidické minerály sú pyrit, pyrotín, chalkopyrit, galenit, sfalerit, markazit so sprievodnými nerudnými minerálmi kalcitom a kremeňom. Okrem týchto minerálov sa tu identifikoval aj ankerit, baryt, cristobalit, dolomit, chalcedón, manganokalcit, rodochroizit a zo sulfidov arzenopyrit, tetraedrit a tennantit (Ďuďa et al., 1981). Najrozšírenejším sulfidickým minerálom je pyrit, ktorý okrem častých drobných a nepravidelných žiliek tvorí rozsiahle impregnačné zóny. Pyrit tvorí hypidiormorfné, menej alotriomorfné zrnité agregáty so znakmi po korózii. Asociuje prevažne s pyrotínom, sfaleritom a markazitom. Je najstarším minerálom. V žilkách tvorí



Obr. 4. Mapa geofyzikálnych a geochemických anomálií. 1 – ílovec – mirkovské súvstvie (báden), 2 – nečlenený vulkanický komplex – lávové prúdy, vulkanoklastiká (vulkanický kužel, stratovulkanický plášť), 3 – hydrotermálne premenený andezitový komplex (nečlenený), 4 – neky a dajky dioritových porfyrítov (2–4 – sarmat). A – Schéma geofyzikálnych anomálií (podľa Tkáč, 1986): 5 – anomálna VP (< 5 %), 6 – relatívne najnižšie merné odpory prostredia ($\eta/\rho^2 = \max.$), 7 – relatívne znížený merný odpor; B – Schéma geochemických anomálií: 8 – geochemické anomálie Pb v pôde > P + 2s (> 48 ppm), 9 – geochemické anomálie Zn v pôde > P + 2S (> 93 ppm), 10 – geochemické anomálie Cu v pôde > P + 2S (> 19 ppm), 11 – vrty.

Fig. 4. Map of geophysical and geochemical anomalies. 1 – claystone, Mirkovce Fm., Badenian, 2 – volcanic complex, undivided (lava flows, volcanoclastics of the volcanic cone, stratovolcanic mantle), 3 – hydrothermally altered andesite complex (undivided), 4 – neck and dyke of diorite porphyrite (2–4 – Sarmatian). A – Scheme of geophysical anomalies (after Tkáč, 1986): 5 – anomaly of induced polarization (less than 5 %), 6 – relatively lowest specific resistivity of the environment ($\eta/\rho^2 = \max.$), 7 – relatively low specific resistivity; B – Scheme of geochemical anomalies: 8 – geochemical anomaly of lead over P + 2s (over 48 ppm), 9 – geochemical anomaly of zinc over P + 2s (over 93 ppm), 10 – geochemical anomaly of copper over P + 2s (over 19 ppm), 11 – drilling.

okrajové lemy s postupným prechodom do impregnácií v hornine. Zatláča ho sfalerit a markazit, prípadne pyrotín II. V pyrite sa zistili aj drobné relikt pyrotínu I.

Chalkopyrit je zriedkavejší. Našiel sa vo forme drobných impregnácií v hornine a v kremeňovo-karbonátových žilkách v asociácii so sfaleritom, galenitom a pyritom. Sfalorit i galenit vystupujú jednak vo forme drobných impregnácií v hornine v asociácii s pyritom, ale hlavne vo forme drobných žiliek a hniezd v asociácii s pyritom, kremeňom a karbonátmi. Najmladším sulfidickým minerálom je markazit. Tvorí tabuľkovité až ihličkovité agregáty v asociácii s karbonátmi a často zatláča staršie sulfidy. Ďuďa in Kaličiak et al. (1981) vyčlenil dve minerálne asociácie: pyritovo-pyrotínovo-chalkopyritovú a pyritovo-sfaleritovo-galenitovú.

Komplex hydrotermálne premenených hornín v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu zaberá plochu približne 3 km². V geofyzikálnom poli sa prejavuje úplnou stratou magnetizácie hornín a zníženým merným odporom. Zóny intenzívnejšej pyritizácie indikujú anomálie VP (Tkáč, 1986; obr. 4A). Odrazom plošného rozsahu sulfidickej mineralizácie sú sekundárne pôdnochemické anomálie Pb a Zn (obr. 4B). Geochemické anomálie sa v podstate plošne prekrývajú s geofyzikálnymi anomáliami VP, a to na miestach povrchových prenikov intruzívnych telies dioritových porfýritov.

Záver

V priebehu doterajších geologických prác sa získali základné poznatky o geologickej stavbe stratovulkánu i poznatky o charaktere mineralizácie. Zistená polymetalická mineralizácia zatiaľ nemá praktický priemyselný význam, je však všeobecným pravidlom, že práve v centrálnych zónach vulkanických štruktúr sa v maximálnej

miere sústreďuje intruzívna a hydrotermálna aktivita vedúca k vzniku ložísk. Vývoj hydrotermálnych systémov vedúcich k vzniku a akumulácii sulfidickej mineralizácie však ovplyvňujú mnohé faktory, ktorých optimálna kombinácia vedie k efektívnym zrudňovacím procesom. Sú to tektonické, látkové, vulkanologické a ďalšie faktory, ktorých poznanie s využitím komplexných geologických, geofyzikálnych a geochemických metód výskumu môže viesť k ďalšiemu efektívnemu vyhľadávaniu sulfidickej mineralizácie aj v tejto oblasti.

Literatúra

- Bujňáková, M., Filo, M. a Pospíšil, L. 1979: Slanské vrchy – geofyzikálny prieskum – 1. etapa. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 52 s.
- Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tózsér, J., Ulrych, J. a Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov. – Monogr.* 2, 98 s.
- Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, P., Slávik, J., Tózsér, J. a Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Úst. Úst. geol.*, 53, 75–88.
- Gnojek, I., Janák, F. a Mutlová, A. 1988: Aeromagnetická mapa 1 : 100 000 – východoslovenské neovulkanity. *Manuskript – archív GÚDŠ Košice*.
- Haluška, M. 1980: Slanské pohorie – hydrogeológia. Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 11. 1980. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 206 s.
- Kaličiak, M. a Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 13, 1–23.
- Kaličiak, M. a Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov.*, 19, 401–415.
- Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Zlatá Baňa 38–111. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Kaličiaková, E. 1986: Zlatá Baňa SZ – zmena projektu č. 2. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*.
- Matoušek, L. a Odstrčil, J. 1974: Tíhový prúžok ve východoslovenském flyši – oblasť Prešov. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Pospíšil, L. a Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, 115–125.

Geological structure and metallogenesis of the Štávlava stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

The Štávlava stratovolcano represent relic of a Sarmatian andesite stratovolcano of moderate extent in the NW part of the Slanské vrchy Mts. The individualized edifice of the volcano with its central parts distributed within a positive gravimetric anomaly has firstly been distinguished by Bujňáková et al. (1979, Fig. 1A). The structure is represented even in the magnetic field by decreasing magnetic properties of rocks in its central parts and by a set of gravimetric highs around the margins (Fig. 1B). Morphostructural analysis results point to the location of the eruption centre over a longitudinal graben structure of NW–SE strike in the basement (Fig. 1C).

In the stratovolcano, the central, transitional and peripheral volcanic zones are distinguished (Fig. 1D).

The central volcanic zone creates a pronounced morphological depression. Hydrothermally altered andesite intruded by small diorite porphyrite bodies occurs there on the surface (Fig. 2). Along the margins of this depression and namely in the western and northern parts, there are relics of the volcanic cone made of autochthonous pyroclastics and also thin andesite lava flows preserved. The single bodies occur in periclinal positions inclined from the centre of the structure.

The transitional zone (mantle of the stratovolcano) is preferably composed of pyroxene andesite lava flows containing intercalations of volcanoclastics. The peripheral zone of redeposited pyroclastics and epiclastics is preserved only in shreds on the north but mostly in the south of the stratovolcano.

The stratovolcano and its central volcanic zone are considered to compose a basic metallogenetic unit with base metal ore. The found ore manifestations display stockwork to disseminated structure and the ore localizing environment is a diorite porphyrite intrusive body with the surrounding hydrothermally altered rocks of the andesite complex (Fig. 3).

The main sulphidic minerals in ore are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galena, sphalerite and marcasite whereas calcite and quartz compose the gangue minerals (Ďuďa et al., 1981). The complex of hydrothermally altered rocks in the central volcanic zone covers a 3 km² large surface area. In the geophysical field, this area is characterized by a total effacement of rock magnetization and by lower specific resistivity. Zones of heavy pyritization are striking by anomalies of induced polarization (Tkáč, 1986; Fig. 4A). The extent of sulphidic ores is also indicated by geochemical anomalies of lead and zinc in soils (Fig. 4b).